

GEF-ONUDI-IMARPE-IFOP

PROYECTO

**MANEJO INTEGRADO
GRAN ECOSISTEMA MARINO DE LA CORRIENTE
DE HUMBOLDT**

**MODULO I
PRODUCTIVIDAD**

INFORME DE AVANCE

Octubre, 2002

I. GEOLOGÍA DEL MAR PERUANO

1. INTRODUCCIÓN

De acuerdo a Petersen (1972), la playa a lo largo de toda la costa peruana posee 2815 km, incluidas bahías, experimentando variaciones locales en algunas zonas como (por ejemplo acreción en el delta del río Tumbes). El área terrestre adyacente al mar (litoral, zona costera ó costa propiamente dicha), no tiene un límite preciso que sea marcado por un accidente topográfico único, siendo el uso de estos términos variable según se dé mayor énfasis a algún factor geográfico ó económico. También se considera según otros autores la zona costera como la franja limitada por la parte emergida próxima a la línea de pleamar y la línea situada en el mar bajo la cual aún persiste o es notorio el efecto de las olas. Esta suele corresponder a una isóbata de 25 a 35 m.

El litoral peruano posee un aspecto morfológico variado, caracterizado por llanuras desérticas y cerros elevados. La modelación de la superficie obedece a la erosión subaérea y fluvial. Existen amplias áreas a manera de cubetas originadas por deflación del viento que elimina productos del intemperismo mecánico (como ocurre en el desierto de Ica). En otras regiones enormes masa de arena fina se acumulan, desarrollando grandes arenas y campos de médanos.

En el litoral discurren más e 57 ríos de caudal permanente e intermitente que nacen en la vertiente occidental de los andes, y muchos otras cauces fluviales de menor longitud que estuvieron activas en épocas no muy antiguas, cuando las condiciones climáticas fueron más húmedas. Una considerable porción de material detrítico erosionado en las vertientes occidentales de la cordillera, se deposita en el mismo continente, adoptando diferentes formas morfológicas y constituyendo mayormente sedimentos clásticos. El material fangoso, transportado en suspensión por las corrientes turbulentas que desembocan en el mar, se incorpora finalmente al fondo marino al sedimentar en zonas proximales o distales de la desembocadura.

Clasificación Fisiográfica (Petersen, 1972)

- 1) Aspecto geomorfológico de la zona costanera
- 2) Aspecto morfológico del zócalo continental

En el sentido más amplio se considera al zócalo continental como la plataforma y talud superior. A continuación se describen los aspectos geomorfológicos, sedimentológicos geoquímicos y paleoceanográficos, tanto de la zona costanera costa como del fondo marino frente al territorio peruano.

2. GEOMORFOLOGIA

2.1 Aspecto geomorfológico de la zona costanera

Los factores de orden climatológico, edafológico, fitogeográfico y otros, dependen principalmente del desarrollo tridimensional de la estructura morfológica del país. Dichas fuerzas han dado lugar a una multitud de formas del país que requiere un ordenamiento detallado y general para que se llegue a una interpretación de los rasgos dominantes del relieve de la tierra. Fenómenos de primer orden constituyen los continentes y océanos; entre los de segundo orden se clasifican las formas constitutivas producidas por las fuerzas endógenas de la tierra (principalmente cordilleras) y exógenas (volcanes, flujos de lava); la de tercer orden abarcan todos los aspectos creados por la destrucción de las nombradas configuraciones, actuando para este efecto los agentes de erosión y transporte superficial del material originado.

De las unidades fisiográficas resultantes en la costa del Perú, de acuerdo al análisis de varios científicos y recogidas por Petersen (1972), se hallan los siguientes complejos:

- a) Cordillera de la costa en el noroeste y suroeste del litoral
- b) Llanuras y depresiones del litoral

El litoral del Perú muestra cambios que definen la costa en tres zonas geográficas noroeste, centro y sur estos rasgos han sido adquiridos en el plioleistoceno, la paleografía terciaria se extendía por el norte hasta los 5° S y por el sur hasta los 16° S (Macharé et al, 1986)

La costa peruana según Schweigger (1964) está dividida en tres zonas, definidas por sus distintas características en el litoral, estas son zona norte, zona centro y zona sur. De los tres segmentos, a grandes rasgos, la margen meridional tiene una tendencia perenne a la emersión, la margen central tiene una tendencia al hundimiento, esto se explica por la presencia de material más denso en su estructura cortical y la margen del noroeste, anómala y cuyo desarrollo estaría ligado a los fenómenos tectónicos del Golfo de Guayaquil (Macharé et al., Op cit.)

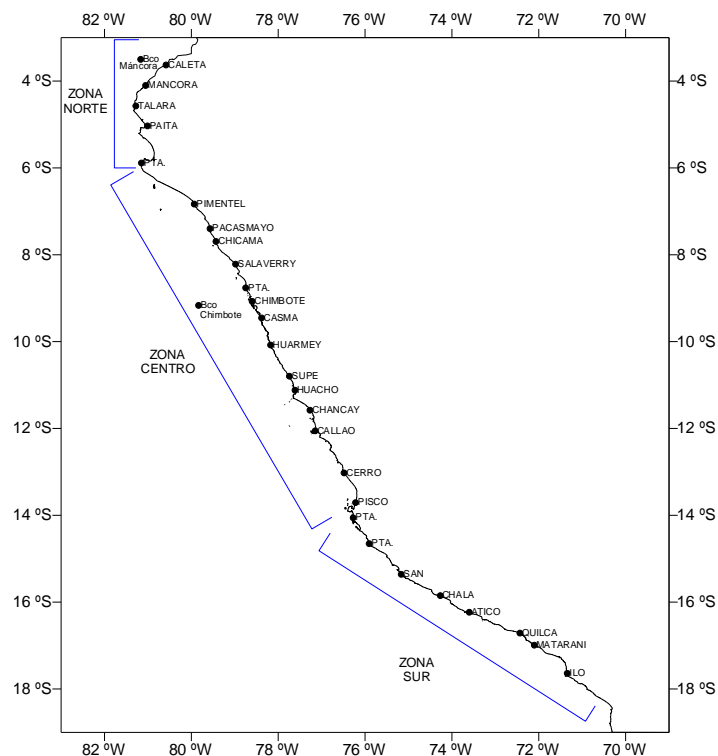


Figura 1. Distribución de la costa norte, centro y sur, de acuerdo a Schweigger (1964)

La primera es la zona norte que comprende desde la frontera con Ecuador hasta Punta Aguja, caracterizada por su aridez. Está constituida por tablazos terciarios que se hayan emergidos y expuestos. Del extremo norte hasta el sur de Mancora, el rumbo de la línea de costa es noreste, entre Mancora y el sur de Talara donde se ubica Pta. Pariñas es casi norte-sur a excepción de la mencionada punta, que la que se extiende al oeste en todo el continente sudamericano. Hacia el sur el rumbo cambia en las bahías de Paita y Punta Falsa.

La zona centro que comprende la costa situada entre Punta Aguja e Isla San Gallán, esta zona es atravesada por algunos valles, frente a sus costas hay presencia de islas. El rumbo de modo general es noroeste.

La zona Sur que está comprendido desde Pisco hasta Morro Sama, presenta una costa árida con cerros escarpados y acantilados próximos al litoral que están constituidos por rocas metamórficas más antiguas que se han denominado Cordillera de la costa, esta zona es cortada esporádicamente por algunos valles. En la zona sur se distingue 2 sectores geológicos, uno conocido como Sector norte (Sn, ubicado desde la Península de Paracas hasta Caravelí

(está en levantamiento) y el Sector sur (Ss) que comprende desde Caravelí hasta Arica (zona que experimenta un hundimiento)

El sector sur se inicia específicamente desde Atico, se expone algunas terrazas en la región de Ilo, donde 4 de ellas se distinguen detrás de la población. Un poco más al norte de dicho puerto se reconocen asimismo 3 etapas

El rumbo de la línea de costa en la zona sur es predominantemente noroeste, variando localmente hacia este-oeste a la altura de Punta Sama, Pta. Yerba Buena, Pta. Islay y otras y gradualmente pasando de noreste a noroeste. En Punta Coles se tiene un arrumbamiento suroeste.

La cordillera de la costa conocido como el alto estructural que separa las cuencas, en el sur del Perú está formada por un basamento precámbrico y paleozoico localmente cubierto por rocas volcano-sedimentarias mesozoicas. Estos terrenos afloran de maneja continua desde Paracas (14°S) hasta las cercanías de la frontera con Chile (Inst. Nac. De Minería, 1975)

2.2 Aspecto morfológico del fondo marino, frente a la costa peruana

2.2.1 Batimetría y morfología

Desde el punto de vista estructural, MACHARE *et al.*, (1986.), describen las unidades morfoestructurales en el margen continental peruano. Bajo el nivel actual del mar se hallan la fosa oceánica y parte de la región de antearco. La región de antearco se extiende entre la fosa y la cordillera occidental (arco magmático). En esta región morfológicamente se distinguen 4 sectores elongados y paralelos a la fosa (Fig. 2 a, b), tales como: Plataforma Continental, El Alto Estructural cartografiado por THORBURNG & KULM (1981), el Talud Superior y el Talud Medio e Inferior.

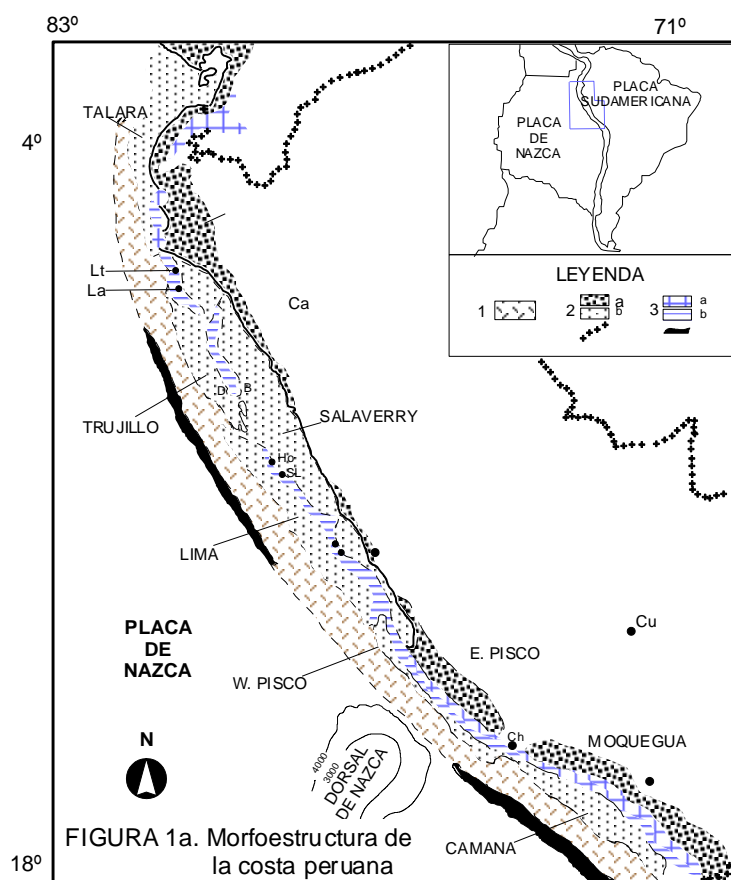


Figura 2a. Morfoestructura de la costa peruana (Macharé et al, 1986)

- a) La plataforma continental, como se explica más adelante, está bien desarrollada entre los 07 °S y los 14 °S, con variaciones de la plataforma que están relacionadas con la evolución geodinámica de este márgen.
- b) El Alto Estructural que separa las cuencas de antearco externas e internas. Al sur de los 14 °S, este alto está representado por la Cordillera de la Costa. Entre 14 ° S y 06 °S se halla sumergido y forma el borde externo de la plataforma continental; aquí fue cartografiado por THORBURNG & KULM (Op Cit.) quienes le dieron el nombre de Alto Borde de la Plataforma (Outer Shelf High: OSH). En el márgen central, las islas Chincha, Hormigas, Lobos de Tierra, poseen rocas metamórficas similares. Al norte de los 06 °S esta estructura reaparece en la costa formando los macizos de Illescas, según CALDAS (1979) pertenecerían al mismo conjunto.
- c) Talud superior, de relieve más regular ;
- d) El Talud medio e inferior, que está limitado hacia arriba por una ruptura de pendiente llamada según THORBURNG & KULM (Op Cit.) Umbral del Talud Superior (Upper Slope Ridge: USR).

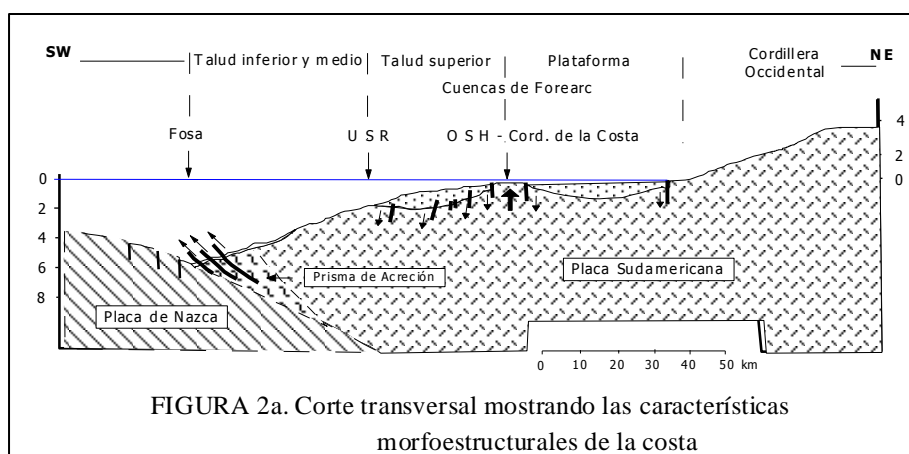


FIGURA 2a. Corte transversal mostrando las características morfoestructurales de la costa

Figura 2b. Corte transversal mostrando las características morfoestructurales (Macharé et al, 1986)

Plataforma Continental

La plataforma continental es la prolongación del continente bajo el mar, es la zona que se extiende desde la línea de costa hasta una profundidad de 200 m, ó donde ocurre un cambio brusco de la pendiente (TEVES Y EVANGELISTA, Op Cit.). Esta presenta relación con las 3 zonas de la costa definidas por SCHWEIGGER (Op Cit), como zona norte, zona centro y zona sur.

La zona norte comprende desde la frontera con Ecuador hasta Punta Aguja, la zona centro está situada entre Punta Aguja e Isla San Gallán y la zona sur desde Pisco hasta Morro Sama. Los rasgos de la costa actual han sido adquiridos en el plioleistoceno (aprox. 5.3 M.A.), la paleografía terciaria se extendía por el norte hasta los 05 °S y por el sur hasta los 16° S (MACHARE *et al.*, Op Cit.)

Estimaciones del área de la plataforma han sido realizadas por SAMAME, *et al.* (1985) hasta la isóbata de 100 brazas indican un área de 26800 mn² y por debajo de esta, incluyendo la extensión del fondo hasta 200 brazas, ha cuantificado hasta 43400 mn².

La zona norte es relativamente angosta y su borde exterior es paralelo a la línea de costa a una distancia de 3 a 6 millas.

Al norte se extiende hasta las 35 millas frente a Puerto Pizarro y Máncora, prolongándose hacia el oeste con el Banco del Perú (Banco de Máncora), hacia el sur se estrecha hasta casi desaparecer entre Cabo Blanco y Punta Pariñas (Negritos), entre este lugar y Punta Aguja se encuentran las Bahías de Paita y Sechura donde la plataforma se extiende hasta las 15 y 20 millas respectivamente.

En la zona centro el ancho aumenta, frente a Pimentel es de 55 millas y en Chimbote casi alcanza las 70 millas, disminuyendo hacia el sur. Al sur de Huarney se estrecha alcanzando 30 millas y a la latitud del Callao unas 40 millas, al sur continúa siendo más angosta y alcanza sólo 5 millas en la Península de Paracas (TEVES Y EVANGELISTA, Op Cit.).

En la zona sur el promedio de la plataforma continental es de 5 millas y un máximo de 13 millas cuando se ensancha en la desembocadura de los ríos Majes, Tambo, debido al acarreo de sedimentos y en menor grado frente a los ríos Locumba y Sama.

En la zona sur, la isóbata de 80 bz se aproxima más a la línea de costa, reduciéndose su extensión a 13 millas como máximo y 5 millas como promedio, teniendo en cuenta distancias perpendiculares a la costa ya que el paralelo geográfico no proporcionaría cifras comparables con las que poseen por ejemplo las zonas norte y centro a causa de la muy variada dirección de la costa en la mayor parte de la zona sur.

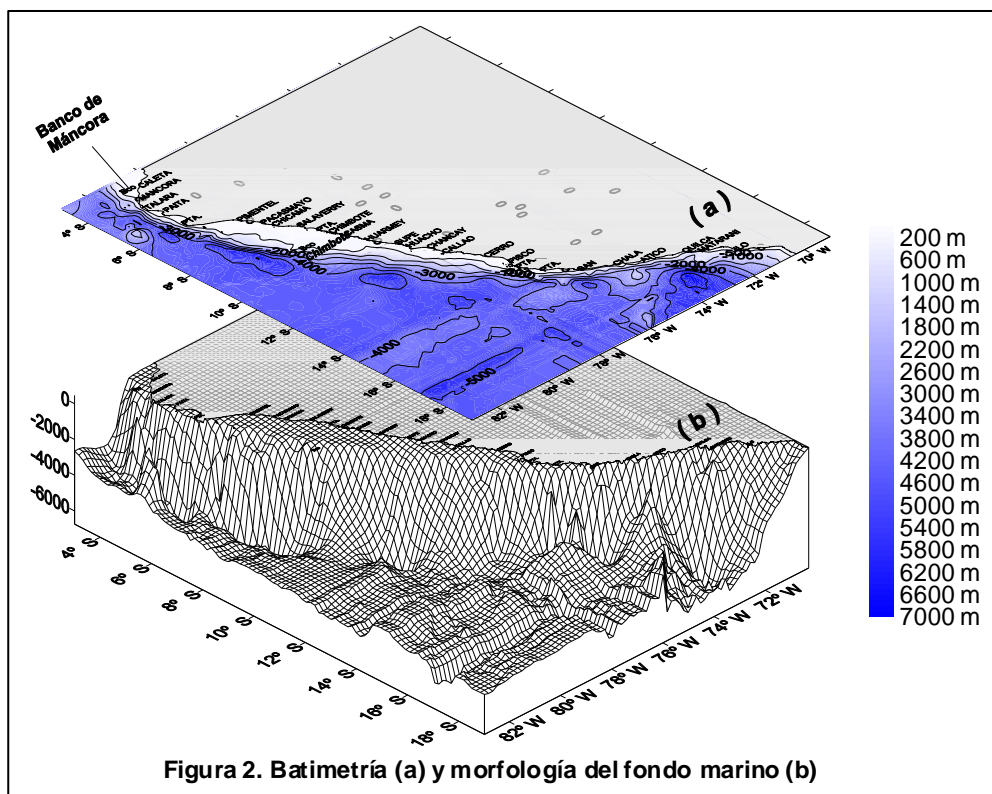


Figura 3a) Distribución de isóbatas y b) Block diagrama que muestra la morfología del fondo marino en la plataforma y talud (Velazco, 2000).

Talud Continental

El talud continental en la zona comprendida entre el borde externo de la plataforma continental y la llanura abisal y se le reconoce por su mayor pendiente con respecto a las zonas que enlaza. Su principal carácter es que está surcado por largos tajos a modo de valles que a veces llegan a la plataforma continental y que se han denominado cañones submarinos

El talud continental frente a nuestra costa tiene un declive de 14% en promedio. Se encuentran 2 áreas generales de cañones y gargantas submarinas (Gullies), una se halla en la frontera Perú-Chile y la Península de Paracas y la segunda se sitúa frente a la zona norte entre la Península de Illescas y el Golfo de Guayaquil (TEVES y EVANGELISTA, Op Cit.). A 30 millas al suroeste de Punta Pescadores se encuentra un cañón submarino que parece ser el más importante del área sur con un desnivel de 640-730 m, un ancho máximo de 3.5 millas y la anchura en el fondo de 1.5 millas. En la zona norte una de las más grandes se halla a continuación de la desembocadura del río Chira, al norte de Paita. (TEVES Y EVANGELISTA, Op Cit.).

El Talud superior, de relieve más regular, donde se emplazan una serie de cuencas externas entre 200 y 2000 m de profundidad: Talara (Tumbes incluida), Trujillo (Yaquina incluida), Pisco Oeste y Camaná.

El Talud inferior y medio, con escaso de cobertura de sedimentos, se limita hacia arriba por una ruptura de pendiente, llamada según THORBURN & KULM (1981) Umbral del Talud Superior (Upper Slope Ridge: USR).

La Fosa Oceánica

Esta fosa se halla presente en su longitud a lo largo de toda la costa peruana y chilena, tomando por ello la denominación de Fosa Perú-Chile delineando el contacto entre la litosfera oceánica de la Placa de Nazca y la litosfera continental de la Placa Sudamericana.

En un corte transversal de oeste a este (Figura 2b) presenta una ladera oceánica, una pequeña planicie de profundidad máxima por cuyo centro pasa el eje de la fosa y una ladera continental ligeramente más empinada que la primera. Las variaciones de profundidad están asociadas al volumen de sedimentos que rellenan la fosa y a la presencia de una estructura transversal conocida como la dorsal de Nazca.

Hacia el norte, frente al Golfo de Guayaquil la fosa oceánica esta repleta como consecuencia de una red hidrográfica y clima que condiciona un adecuado suministro de sedimentos y apenas sobrepasa los 4000 m. (MACHARE *et al.*, Op Cit.).

SCHWEIGGER (Op Cit.) considero la Fosa de Lima y la Fosa de Arica. La isóbata de 3000 brazas (5500m) no es continua a lo largo de la fosa pero incluye dos depresiones angostas separadas por un puente algo menos profundo de más de 75 millas que constituye la Dorsal de Nazca entre los 14 °S a los 15 °S. Considerándose la isóbata de 2600 brazas como un borde exterior de la fosa, el ancho de la depresión norte varía entre 12 a 60 millas; con un valor máximo entre los 09 °S y los 12 °S; las mayores profundidades se hallan próximas a las islas Guañape (6308 m). Al sur de la latitud 15 °S, la fosa aparece mucho más uniforme y continúa en el sector chileno alcanzando profundidades mayores a 8000 m.

El eje de la fosa se mantiene entre 40 y 140 millas de la línea de costa, alcanzando su borde externo su mayor distancia a los 10 °S, con un valor próximo a las 200 millas.

Una dorsal prominente se presenta en el eje de la Fosa del Perú entre los 07° 25' S a 07° 50' S y 08° 30' S a 09° 30' S. Se levanta hasta 900 m sobre el relleno de turbiditas y consiste de un basalto toleítico. (TEVES Y EVANGELISTA, Op Cit.).

Hacia el norte, frente al Golfo de Guayaquil la fosa oceánica esta repleta como consecuencia de una red hidrográfica y clima que condiciona un adecuado suministro de sedimentos y apenas sobrepasa los 4000 m. (MACHARE *et al.*, Op Cit.).

Placa de Nazca

Se halla situada a continuación de la Fosa Perú Chile, hacia el oeste está limitada por la Cordillera Submarina del Pacífico Este, su extensión es aproximadamente 5000 km de largo y 4000 km de ancho (Fig. 2 a). En la parte central a partir de la latitud de Nazca, existe una cordillera submarina en dirección oblicua a la costa denominada Dorsal de Nazca (Fig. 2b), la

cual presenta formas suaves; al norte se halla la Dorsal de Galápagos que mantiene una dirección este-oeste y la Dorsal de Carnegie, ligeramente oblicua hacia el sureste.

El espesor de los sedimentos sobre la Placa de Nazca varía entre 100 y 200 m. Predominando los carbonatos. Los sedimentos superficiales varían en edad desde actuales hasta el Plioceno.

3. SEDIMENTOLOGIA Y GEOQUIMICA

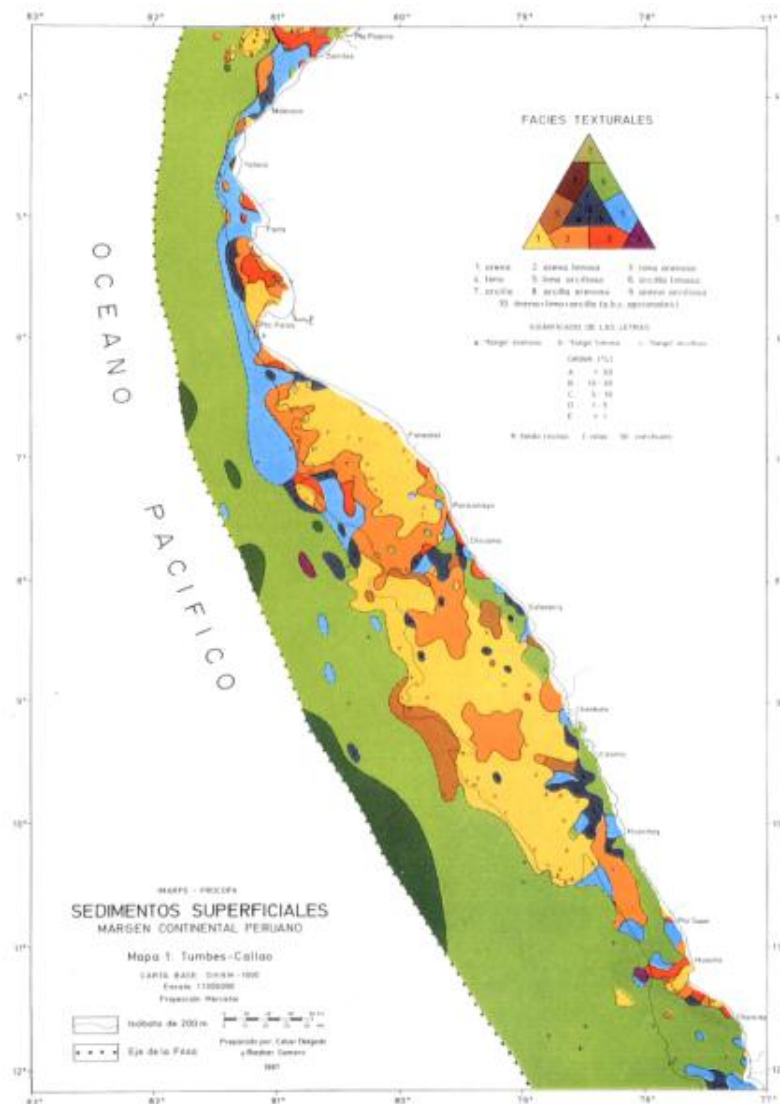


Figura 4. Distribución de sedimentos superficiales el la costa norte y centro (Delgado et al, 1987)

Según estudios desarrollados por DELGADO *et al.*, Op Cit.; DELGADO Y GOMERO (1994), y su complementación (VELAZCO en prep.), se conoce la distribución de las características sedimentológicas y geoquímicas de los sedimentos superficiales.

En la zona norte, entre los 03 ° S y los 08 ° S, los sedimentos predominantes en la plataforma y parte del talud superior son limo arcilloso, los cuales cubren casi la totalidad del área mencionada excepto en las zonas correspondientes a la bahía de Sechura y de las islas lobos de Afuera y Lobos de Tierra.

En estas últimas predominan los fondos de arena limosa y arena (Fig. 4). A mayores profundidades se presenta arcilla limosa.

En la región del Banco del Perú (Banco de Máncora) se hallan afloramientos de fondos rocosos constituidos por basalto, de igual manera existe este tipo de fondos en el área de las islas Lobos de Afuera y Lobos de Tierra, también en los cañones y en el talud superior (SAMAME et al., Op Cit.

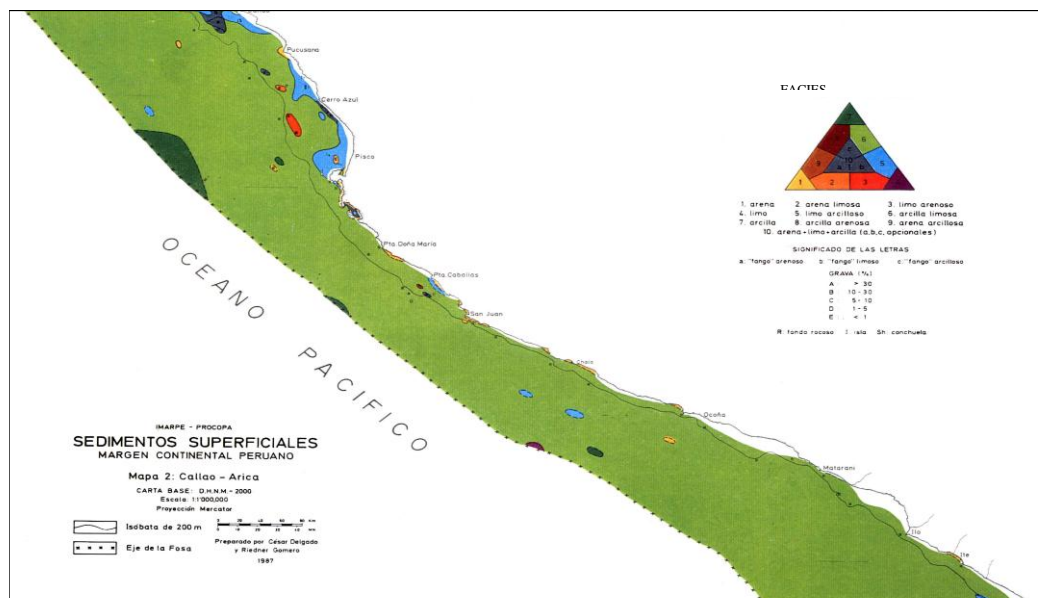


Figura 5. Distribución de sedimentos superficiales en la costa sur (Delgado et al, 1987)

En la zona central, entre los 06° S a los 10° 30' S en la amplia plataforma predominan los sedimentos de esta naturaleza, salvo algunos parches de material más fino como arcilla limosa. A continuación de la franja limo arcillosa del talud superior, se hallan distribuidos sedimentos de arcilla limosa hacia zonas más profundas y hacia la fosa se encontraron algunas extensiones de texturas de arcilla.

Al sur de los 11 ° S (al sur de Puerto Supe), los sedimentos de texturas de arcilla limosa ocupan la mayor extensión del talud y la plataforma, inclusive cerca a zonas costeras, salvo entre Huarmey y Pisco (10° a 14 ° S y en forma casi continua entre San Juan y Mollendo, donde afloran fondos rocosos que alcanzan la superficie y también entre los 11° S y 14 ° S, donde hay pequeños parches arenosos y limo arcillosos principalmente. Hacia zonas más profundas del talud también está cubierto en su mayor extensión por arcilla limosa.

Los sedimentos en la plataforma y talud superior, de acuerdo a lo estudiado por DELGADO et al, 1987 mantienen las mismas características en todo el sector sur (Fig. 5) de nuestra costa, corresponden principalmente a arcillas limosas diatomáceas, ligeramente silíceas (hasta 20% de SiO₂ amorfa), altos contenidos de carbono orgánico que alcanzan hasta 20% (Fig. 6a) color verde oscuro a negro en estos sedimentos el suministro de material terrígeno es bajo, debido a la escasa presencia de ríos que transportan este tipo de material.

En los sedimentos finos el contenido de materia orgánica es alto, con emanaciones de ácido sulfhídrico (H₂S) y potenciales Redox negativos (-20 a -210 mv), se desarrollan bacterias filamentosas *Thioploca* sp reductoras del sulfato, lo que evidencia la ocurrencia de procesos biogeoquímicos de sulfato-reducción en los sedimentos.

En las zonas donde hay mayor presencia de oxígeno (debajo de la capa mínima de oxígeno), a mayor profundidad y mayor distancia de la costa y lejos de la zona de afloramiento los sedimentos de arcilla limosa presentan potenciales redox positivos y menores contenidos de SiO₂ amorfa (< a 12%) y bajos contenidos de carbono orgánico (< 3%) (Fig. 6).

En la mayor parte de los sedimentos diatomáceos arcillo limosos y limo arcillosos estudiados se presentaron huesos de vertebrados marinos, escamas de peces, pellets fecales de peces e invertebrados.

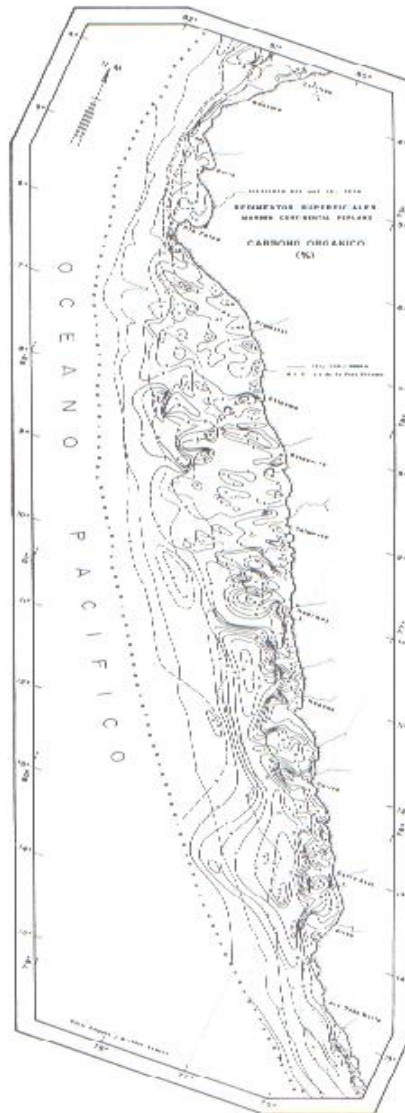


Figura 6. Distribución de carbono orgánico en los sedimentos marinos (Delgado et al, 1995)

4. GEODINAMICA MARINA

La geomorfología de la línea costera actual es el reflejo de los procesos de interrelación entre la costa y el océano, también por la influencia del clima, ocurridos a lo largo del tiempo. Las características físicas y químicas de las formaciones que están en contacto con el mar son también un factor importante según su grado de resistencia a la acción de este. El contexto oceanográfico a una escala mayor tiene también gran influencia en estos procesos.

Los afloramientos de aguas costeras originan el enfriamiento de las aguas superficiales que a su vez favorecen la formación de neblinas intensas que al llegar a la línea de costa meteorizan profundamente las rocas aflorantes facilitando la erosión marina. La corriente peruana tiene un ramal costero que se dirige hacia la línea de costa favoreciendo la erosión y determinando la simetría en el extremo norte de muchas bahías. Las bravesas u oleaje de temporal producen fuertes erosiones de playas y acantilados (Teves, 1991). La dirección predominante de las crestas de las olas es del suroeste, originándose la erosión costera por el efecto del golpe de las olas y fenómenos de refracción de olas sobre promontorios y salientes (Teves, 1989), los

estudios y observaciones sobre la convergencia o divergencia de las olas, brindan importante información sobre las condiciones de erosión, sedimentación o transporte como lo observado en las bahías de Miraflores y Callao (Méndez, 1998; Velazco, 2001). También existen posibilidades de Tsunamis relacionados a sismos, que contribuyen al cambio en la morfología de la línea de costa (Teves, 1991).

Los procesos de erosión y acreción por el crecimiento de playas, debido a los aportes continuos de áreas que se intensifican en la zona norte por las fuertes lluvias relacionadas al Fenómeno El Niño que ocasionan movimientos de masas, incrementándose los arrastres sólidos hacia el mar, la sedimentación predomina al norte de las desembocaduras de los ríos que transportan mayores caudales desde Pisco hacia el norte. Los cordones litorales holocénicos que se observan al norte de las desembocaduras de algunos ríos del norte del Perú, están constituidos por arenas y cantos rodados y señalan el crecimiento importante de este sector de la costa y además guardan relación con los Eventos El Niño.

La erosión es más fuerte en puntas o salientes, en algunas zonas se requiere la construcción de rompeolas y espigones para defensa. La sedimentación ha originado problemas en la mayoría de nuestros puertos de nuestra costa que requieren de dragado.

5. PALEOCEANOGRAFIA

En los sedimentos marinos frente a nuestras costas, pueden quedar reflejadas las diferentes propiedades físicas, químicas o biológicas de las masas de agua superficiales o profundas, las cuales son también en cierta medida dependientes del clima, también se pueden estudiar las variaciones eustáticas del nivel del mar a través del tiempo, el afloramiento costero y la productividad biológica entre otras, siempre y cuando se den las condiciones para la preservación de sus registros fósiles.

En nuestra región, ciertos aspectos característicos del ecosistema influenciado por la corriente de Humboldt como el afloramiento costero y la productividad biológica en el margen continental peruano han sido identificados por Delgado y Gomero (1998) a través de las características texturales y geoquímicas (como el carbono orgánico y carbonatos) del sedimento, el cual actúa como matriz integradora de estos procesos, también por Kirssek & Scheidegger (1983) han estudiado estas relaciones. Sin embargo las condiciones ocurridas en el pasado también se han estudiado a través de las asociaciones de fósiles de organismos planctónicos o bentónicos, en este último caso como el estudio de la variación en el nivel del mar durante el cuaternario realizado por Resig (1990); en otros casos incluyendo el estudio las características biogeoquímicas de los caparzones de estos organismos o del total del sedimento organógeno (isótopos estables de C y O y elementos traza) como el trabajo realizado por Wefer et al, (1983); también a través de la estructura sedimentaria, grado de alteración de los micro y nanofósiles calcáreos, etc.

Las condiciones particulares para la preservación de los registros sedimentarios tanto en la plataforma como en el talud continental frente a nuestras costas y su aplicación en la paleoceanografía, han sido identificadas algunas de ellas en comparación con otras zonas análogas como la de la Formación Monterrey (Soutar et al, 19?). En especial estas condiciones son muy importantes (además de las mencionadas anteriormente) para el estudio de la fluctuación de las poblaciones de anchoveta, sardina u otras especies características de este ecosistema, basadas en el estudio del registro fósil de sus escamas como se han realizado en cuencas con similar contexto oceanográfico-geológico como la de Santa Bárbara (Soutar, and Isaacs, 191969; De Vries and Pearcy, 1982; Baumgartner et al, (en prep.) in Schwartzlose et al, 1999).

Las condiciones que favorecen la preservación de los registros fósiles hacen que Perú por su condición geográfica y características condiciones oceanografico-geológicas podría también conservar registros de la ocurrencia de eventos de El Niño (Vilks et al, 1979), el aporte al fondo de sedimentos de origen fluvial relacionados con la ocurrencia de este evento en determinadas zonas de la costa, sería otra potencial fuente de información de la ocurrencia de este evento a lo largo de la historia.

6. EL NIÑO Y CAMBIOS CLIMATICOS

EL NIÑO

Los efectos de El Niño se han hecho presentes ocasionando diversos cambios geomorfológicos como procesos de cambio en la línea de costa por erosión y acreción. Las consecuencias de algunos de esos eventos han sido registrados con mas detalle como los ocurridos a partir de la década del 80.

El acarreo extraordinario de grandes volúmenes de agua por los ríos durante las lluvias ocasionadas por Eventos El Niño, originan la erosión (socavamiento) del cauce de algunos ríos de la costa y también el transporte de grandes volúmenes de sedimentos en suspensión que ocasionan por otro lado serios problemas de acreción en las desembocaduras. Teves (1993) describe los efectos de estos procesos durante El Niño 1982-1983 en algunos de los ríos en la costa norte del Perú, así como los efectos en la línea de costa como la desembocadura del Río Tumbes (Figura 7).

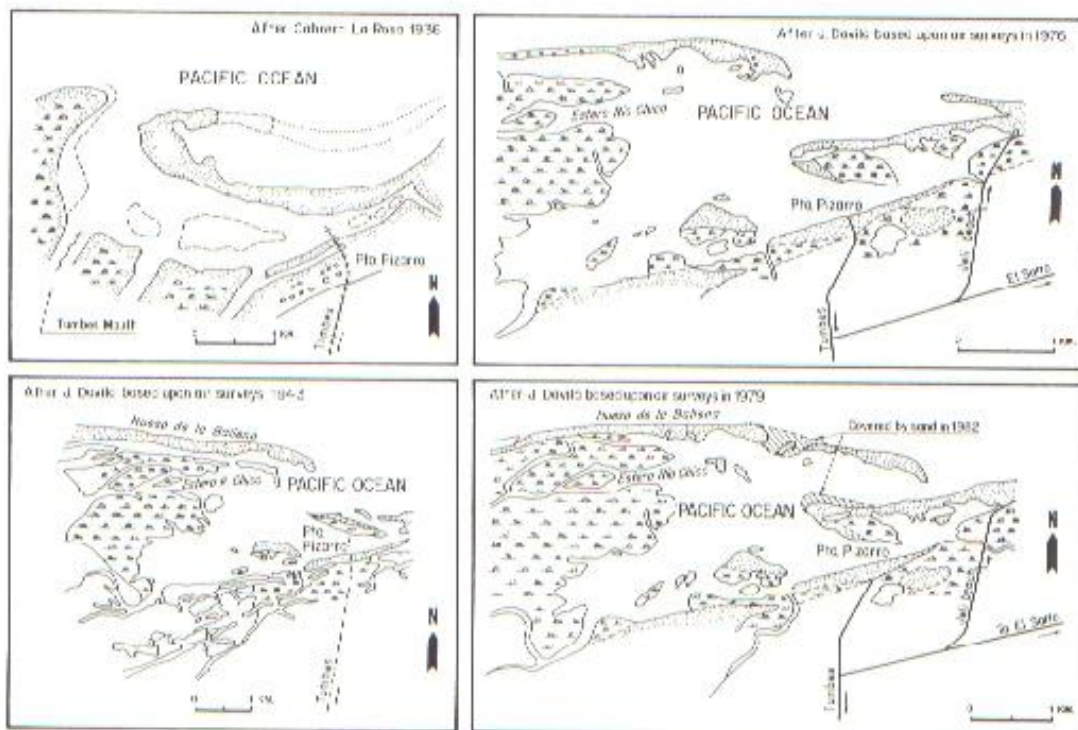


Figura 7. Evolución geomorfológica del área de Puerto pizarro (Teves, 1993)

Algunos cordones litorales en la costa norte se habrían formado por el aporte de sedimentos fluviales al mar durante Eventos El Niño y por efectos de la dinámica marina, como los cordones del Santa (Sandweiss, 1986), los cordones litorales al norte de la desembocadura de los ríos Chira y Piura (Richardson & Conaughy, 1987), los cordones litorales de Colán (Fig. 8) (Ortlieb et al, 1989) aunque el suministro de material en este caso lo proporcionó una capa conglomerática aflorante en el acantilado erosionado por el mar, y más recientemente, la formación documentada de un nuevo cordón litoral en Máncora durante El Niño de 1982-83 (Woodman y Mabres, 1993).

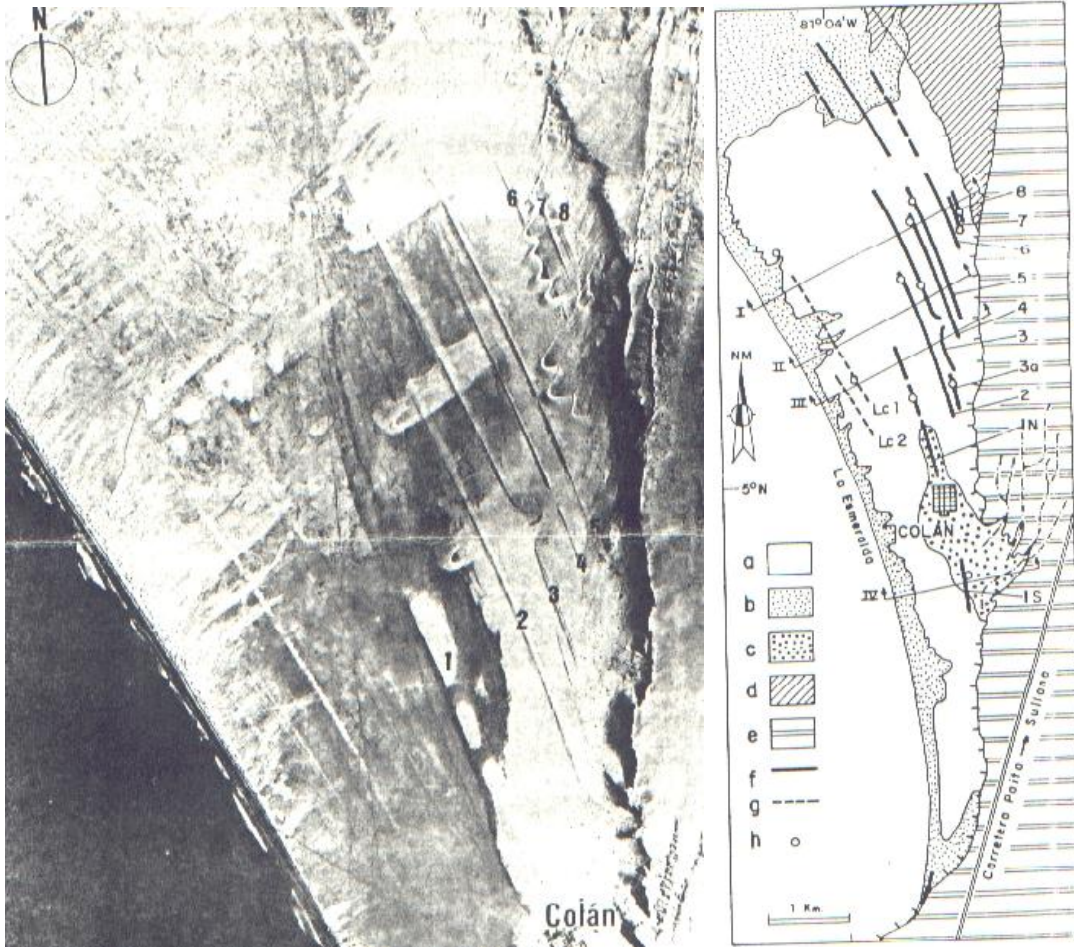


Figura 8. Vista aérea de los cordones litorales de Colán (Izq.) y su representación gráfica (Der.). Ortlieb et al (1989)

Se han desarrollado importantes esfuerzos por varios investigadores para conocer la ocurrencia del Fenómeno El Niño y su antigüedad. En base a recopilación de información periodística y datos técnicos se ha recopilado su ocurrencia en los últimos 100 años (Woodman, 1985; Quinn et al, 1987; Mabres et al, 1993). Otros estudios se han basado en rasgos geomorfológicos de los cordones litorales y su contenido de moluscos (principalmente pelecípodos y gasterópodos), los cuales son considerados como indicadores confiables de su ocurrencia y han sido tomados en cuenta desde el punto de vista ecológico, arqueológico, geoquímico y paleontológico. Las dataciones por radiocarbono de conchas incluidas en los cordones litorales proporcionan cronología relativa que ha contribuido a considerar la edad de los eventos el Niño asociados a la formación de cordones litorales, Perrier, et al (1992) estudiaron la evolución de la costa y el impacto de El Niño en moluscos en cordones litorales en el área del Santa y Chao, basados en la composición isotópica de ^{14}C en conchas de moluscos. Ortlieb, et al (1989 Op Cit) basados en dataciones del mismo isótopo en moluscos en los cordones de Colán los sitúan en el Holoceno superior y también de los cordones litorales ubicados cercanos a la desembocadura de los ríos Santa, Chira y Piura Ortlieb et al (1993). De Vries (1985, 1986) en Díaz y Ortlieb (1992) postuló la hipótesis de la aparición del fenómeno en el Pleistoceno. Teves (1993) durante trabajos exploratorios con la Univ. de Washington, hallaron en registros de un horizonte fósil de diatemitas ubicado al sur de Pisco, conglomerados correspondientes al mioceno, hecho que se podría explicar por la ocurrencia de un evento de esta naturaleza, en dicha edad.

LOCALIDAD	DATAIONES	DATAIONES
	¹⁴ C DE CONCHAS (BP) +/-2	¹⁴ C DE CARBONES (BP) +/-2
Cordon #8	3020 +260 -250 2890 +250 -250	3170 +300 -300
Cordon #7	2760 +230 -230	---
Cordon #6	---	---
Cordon #5	2510 +260 -250	2550 +520 -450
Cordon #4	2150 +170 -170	---
Cordon #3	2170 +320 -300	2040 +400 -380 2000 +520 -540
Cordon #3a	1660 +190 -180	---
Cordon #2	1450 +180 -180	---
Cordon #1H	960 +230 -230	---
Cordon #1S	790 +210 -210	---
Línea de conchas 2	180 +160 -150	---
Conchal prolong. línea de conchas 2	---	620 +300 -250

TABLA 2. Dataciones relativas a la secuencia de cordones litorales de Colán

Tabla 2. Dataciones de 14C en conchas de moluscos de cordones holocenos de Colán (ortlieb et al, 1989)

7. CAMBIOS CLIMÁTICOS

El incremento de la temperatura que es favorecido por el efecto invernadero, es uno de los más representativos efectos de los cambios climáticos que se vienen dando en nuestro planeta. Por esta razón, las zonas más bajas habitables de la costa de nuestro país, su infraestructura y ecosistemas se verán afectados por el incremento del nivel del mar, estimándose el incremento del nivel del mar en 1 metro para el próximo siglo, afectando diversas zonas de la costa peruana y zonas con grandes depresiones de deflación con cotas bajo el nivel del mar (Teves, 1991 a, b).

El contexto morfo-tectónico de la costa peruana contribuye en el atenuamiento o reforzamiento de los impactos del incremento del nivel del mar, consecuencia del calentamiento global por los

cambios climáticos (según los procesos de hundimiento o levantamiento que afectan diferencialmente la costa norte, centro y sur).

8. REFERENCIAS

- CALDAS, J. (1979) Complejo metamórfico de Illescas. Bol. Soc. Geol. Perú. (63): 217-236.
- DELGADO C, R GOMERO, H. SALZWEDEL, L. FLORES Y G. CARBAJAL 1987 Distribución de los sedimentos en el margen continental peruano mapa textural. Bol. Inst. Mar Perú. Vol. 11(5).
- DELGADO C. Y R GOMERO 1995 Atlas sedimentológico de la Plataforma Continental Peruana. Inf. Inst. Mar Perú. (110): 5-31.
- DEVRIES, T. 1985. Proc. 6th. Congr. Latinoamer. Geol., 1:301-305.
- DEVRIES, T. 1986. The geology and paleontology of the Tablazos in northwest Peru: Ph.D. disert Ohio State Univ., 964p.
- DIAZ, A. Y L. ORTLIEB. 1992. El Fenómeno El Niño y los moluscos de la costa peruana. In: PaleoEnso Records Intern. Symp. Extended Abstracts. ORSTOM-CONCYTEC, Lima. P.73-79.
- INSTITUTO NACIONAL DE MINERIA 1977 Mapa geológico del Perú. Escala 1:1000,000
- MABRES, A., R. WOODMAN Y R. ZETA. 1993. Algunos aspectos sobre la cronología de El Niño. Bul. Inst. fr. Études andines. 22(1): 395-406.
- MACHARE J., M SEBRIER, D. HUAMAN Y L. MERCIER 1986 Tectónica cenozoica de la margen continental peruana. Bol. Soc. Geol. Del Perú, V. 76, P. 45-77
- MENDEZ, EMILIO. 1998. Cálculo y pronóstico del oleaje en la Ingeniería de Costas. Tesis de Grado Ing. Pesquero. Univ. Nac. Federico Villarreal.
- ORTLIEB , L., J. MACHARE, M. FOURNIER Y R. WOODMAN. 1989. La secuencia de cordones litorales de Colan (Piura): Un registro del Fenómeno El Niño en el holoceno superior. Bol. Soc. Geológica del Perú. 80:107-121.
- ORTLIEB , L., M. FOURNIER Y J. MACHARE. 1993. La secuencia de cordones litorales de Colan (Piura): Un registro del Fenómeno El Niño en el holoceno superior. Bul. Inst. fr. études andines. 22(1):191-212.
- PERRIER, C., L. ORTLIEB Y C. HILLAIRES-MARCEL. 1992. Coastal evolution and El Niño impact in Santa Area NW Peru, based on isotopic composition of Holocene Mollusks shells. In: PaleoEnso Records Intern. Symp. Extended Abstracts. ORSTOM-CONCYTEC, Lima. P.237-243.
- PETERSEN, G. 1972.. Geografía y Geología del litoral peruano. Historia Marítima del Perú, 1(1): 13-185
- QUINN, W., V. NEALS Y S. ANTUNEZ DE MAYOLO. 1987. El Niño occurrences over the past four and half centuries. Journal of Geophysical Research, 92(C13): 14449-14461.
- RICHARDSON J. & M. CONAUGHY. 1987. The holocene beach ridges of the Chira and Piura rivers northwestern Peru: Sea level tectonics and El Niño. 51st Annual Meeting of Society of American Antropology. Toronto.
- SANDWEISS, D. The beach ridges of Santa Peru. El Niño uplift and prehistory. Geoarcheology. 1:17-28
- SCHWEIGGER, E. 1964. El litoral peruano. Univ. Nac. Federico Villarreal. Lima

SAMAME M., J. CASTILLO Y A. MENDIENTA. 1985. Situación de las pesquerías demersales y los cambios durante "El Niño". En: El Niño, su impacto en la fauna. Bol. Inst. Mar del Perú. Vol. Extraordinario. P. 153-158.

TEVES, N. Y E. EVANGELISTA. 1974. Las 200 millas de mar territorial peruano y sus fondos marinos. Bol. Soc. Geol. Del Perú, T. 53, P. 59-74

TEVES, N. 1989. Análisis de los problemas de erosión en la costa peruana. CPPS/PNUMA (OCA)-PSE COI WG 1/1, Bogotá.

TEVES, N. 1991a. Las variaciones de las orillas en el litoral peruano. VII Congreso peruano de geología. Volumen de resúmenes extendidos. P. 521-523.

TEVES, N. 1991b. Areas inundables potenciales de la costa peruana por elevación de un metro del nivel del mar en el próximo siglo. 2ª Reunión del Grupo Regional de la CPPS sobre implicaciones de los cambios climáticos

TEVES, N. 1993. Erosion And accretion processes during El Niño phenomom of 1982-1983 and its relation to previous events. Bul. Inst. fr. études andines. 22 (1):99-110.

TORBURN T. & L. KULM (1981) Sedimentary basins of the Perú Continental margin: Structure, stratigraphy and Cenozoic tectonics from 06 °S to 16 °S latitude. Geol. Soc. Am. Mem. (154): 393-422

VELAZCO, F. 0(En prep.) Características de los sedimentos marinos obtenidos en los cruceros del Instituto del Mar del Perú entre 1994 y el año 2000.

VELAZCO, F. 2000. Topografía y naturaleza del fondo marino. En: Forum La merluza peruana. Documento de trabajo. IMARPE.

VELAZCO, F. 2001. Geología Marina y ambiental del área entre la bahía del Callao y Ventanilla. Tesis de Grado Ing. Geólogo. Univ. Nac. Ingeniería. 60 p.

WOODMAN, R. 1985. Recurrencia del Fenómeno El Niño con la intensidad comparable a la de Niño 1982-1983. En: Ciencia, Tecnología y Agresión Ambiental, El Fenómeno El Niño: 301-332. Lima. CONCYTEC.

WOODMAN, R. Y A. MABRES. 1993. Formación de un cordón litoral en Máncora, Perú a raíz de El Niño de 1983. Bul. Inst. fr. études andines. 22 (1): 213-226.

II. SISTEMA DE CIRCULACION Y PRODUCTIVIDAD

1. INTRODUCCION

El gran ecosistema de Humboldt constituye el ámbito de mayor complejidad, variabilidad y productividad de entre los diversos mares regionales del planeta. Dicho ecosistema que sustenta una alta producción pesquera, es recurrentemente afectado con drásticas variaciones del clima marino como consecuencia del ciclo ENSO y sus fases extremas El Niño y La Niña. Este ecosistema se ubica aproximadamente entre 4°S y 40°S frente a la costa sudamericana y tiene características muy singulares. Frente al Perú, los vientos sostienen el afloramiento durante todo el año y el ciclo ENSO induce una alta variabilidad interanual. Además el ecosistema se caracteriza por presentar una capa subsuperficial de mínima de oxígeno muy intensa y somera. La circulación costera se caracteriza por una capa Ekman también somera, flujos al sur dominantes bajo una delgada capa superficial que fluye hacia el norte y filamentos de agua fría superficial que se proyectan mar afuera. Más allá de la acción de los vientos, el forzamiento remoto desde el ecuador a través de ondas costeras atrapadas explica buena parte de la dinámica física y biológica. Frente al Perú, la producción primaria en el ecosistema alcanza $1 \text{ kg C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, una de las más altas del océano global. Esta alta producción biológica y la simple trama trófica en el subsistema pelágico sustentan una de las más altas producciones pesqueras en el mundo. No obstante, la influencia del afloramiento se proyecta a cientos de millas mar adentro, sustentando también la presencia de poblaciones altamente migratorias de peces e invertebrados.

2. FACTORES FORZANTES

El clima marino del Pacífico sudeste resulta de la interacción entre los sistemas atmosféricos a nivel de la cuenca y factores locales relacionados con el borde mar-tierra. El sistema más importante es el Anticiclón del Pacífico Sur (APS), que alimenta los vientos con dirección al ecuador (Zuta & Guillén, 1970; Strub et al., 1998). La presencia de la cordillera de los Andes favorece que los vientos se desplacen paralelos a la costa. La intersección de la cordillera con la capa de inversión térmica sobre el océano favorece la propagación de ondas atmosféricas atrapadas a la costa con dirección al polo. El anticiclón limita al norte con la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) que se desplaza estacionalmente en sentido norte-sur. Durante el verano, la ZCIT se mueve hacia el sur, llegando a los 2-5° N. No obstante, el viento local y las precipitaciones son fuertemente moduladas por la ZCIT al norte de los 5 S (Strub et al., 1998). Los vientos paralelos a la costa son modificados también por efectos regionales, tales como los gradientes de temperatura perpendiculares a la costa, la línea costera y las pendientes montañosas. A ellos se suman efectos locales como la topografía local y la orientación de la línea costera, en especial la asociada a bahías, penínsulas y puntas (Strub et al., 1998).

La velocidad del viento paralelo a la costa varía en el orden de 4 a 7 m s^{-1} (Bakun, 1987; Mendo et al., 1987), tendiendo a ser mayor en los meses de invierno, aunque variaciones considerables se observan a nivel interanual y local (Mendo et al., 1987). Por otra parte, los vientos disminuyen de intensidad hacia la costa desde varios cientos de kilómetros mar afuera (Pizarro, 1988), creando un torque ciclónico que favorece a la surgencia oceánica y al movimiento con dirección al polo (Bakun & Nelson, 1991). Las series de tiempo del viento costero (medido en estaciones meteorológicas de aeropuertos u otros puntos de la costa) muestran diferencias en la variabilidad temporal (Mendo et al., 1987; Pizarro, 1988). El régimen de vientos en Talara obedece más a la dinámica de la ZCIT, mientras que en Trujillo y Chicama no se observa un claro patrón estacional. En Chimbote y en Callao los vientos alcanzan mayores velocidades en verano y menores velocidades en invierno. En San Juan en cambio, la variabilidad de los vientos coincide con el régimen de los vientos frente a la costa (Mendo et al., 1987; Pizarro, 1988). Las diferencias entre estas observaciones con las medidas en barcos frente a la costa han sido atribuidas al efecto del contraste térmico mar-tierra, pero es necesario un estudio sistemático para comprender mejor la dinámica del viento local y su interacción con procesos de macroescala.

En períodos de días y semanas, los vientos locales no están bien correlacionados con el nivel del mar o con las corrientes paralelas a la costa debajo de la capa superficial de Ekman. En cambio, el nivel del mar y las corrientes paralelas a la costa en diferentes puntos de la costa están correlacionados con cierto desfase, lo que indica velocidades de fase de $2-3 \text{ m s}^{-1}$, características de ondas costeras atrapadas que se propagan desde el ecuador con períodos de 50-60 días aproximadamente (Smith, 1978; Strub et al., 1998). Estas ondas pueden interactuar con aspectos tanto físicos como biológicos asociados a las plumas de afloramiento, así como con la dinámica de la circulación subsuperficial (Strub et al., 1998; Pizarro et al., 2002).

Aunque el cuadro general del forzamiento de la circulación es conocido, subsisten vacíos para entender la variabilidad temporal del sistema, así como para entender la interacción del forzamiento de macroescala con las condiciones locales. Así son pocas las series de tiempo de viento local que estén debidamente filtradas por un control de calidad para uso científico. La variación latitudinal del esfuerzo de viento y de la dinámica temporal a diferentes latitudes aun no ha sido explorada en forma suficiente. Asimismo, poco se conoce aún de cambios espaciales y temporales del gradiente horizontal de los vientos.

3. CIRCULACION SUPERFICIAL Y SUBSUPERFICIAL

Buena parte del conocimiento de la circulación marina en el gran ecosistema de Humboldt se basa en cálculos geostróficos basados en datos hidrográficos colectados durante muchos años (Wooster & Gilmartin, 1961; Wyrki, 1967; Strub et al., 1998 y referencias citadas).

La Corriente de Humboldt se forma como consecuencia de la bifurcación de la parte norte de la corriente Circumpolar Antártica o corriente de Deriva de los Vientos del Oeste, que al acercarse al continente sudamericano se divide en dos: Corriente de Humboldt y Corriente del Cabo de Hornos. La zona de la corriente de Humboldt se extiende, de sur a norte, entre los $40^\circ - 45^\circ\text{S}$ hasta los 4°S proyectándose a veces hasta el Ecuador, en tanto que en sentido este-oeste está definida desde el continente sudamericano hasta alrededor de los 87°W perpendicular frente al Callao.

El sistema de corrientes superficiales hacia el ecuador está compuesto por la Corriente Costera Peruana (CCP) y la Corriente Oceánica Peruana (COP), que transportan aguas de origen subantártica. De acuerdo a Wyrki (1967) la CCP presenta velocidades de $4-15 \text{ cm s}^{-1}$ y es más intensa entre abril y setiembre. Parte del flujo se desvía hacia el oeste a los 15°S , persistiendo luego como una flujo débil y confinado a los primeros 25-50 m. La COP ocupa hasta los 700 m de profundidad y alcanza mayores velocidades que la CCP. Asociadas al sistema de corrientes ecuatoriales, las corrientes hacia los polos son dominantes bajo las capas superficiales en el Perú y norte de Chile. Brink et al (1983) demostró que gran parte del flujo a 100 mn cerca de las costas del Perú se dirige hacia los polos, contrario a los vientos prevalecientes y al sistema de corrientes de márgenes orientales de los océanos. Esto incluso se cumple sobre el zócalo, donde la deriva de los vientos y el afloramiento hacia el ecuador está confinado a niveles de 50 m de profundidad.

Lukas (1986) usa mediciones hidrográficas para inferir que la Corriente Submarina Ecuatorial (CSE) o Corriente de Cromwell (Knauss, 1960) se fracciona en las Islas Galápagos: un ramal se dirige al norte hasta los $3^\circ-6^\circ\text{N}$ con velocidades máximas a 100 y 200 m de profundidad. Hacia el sur, la CSE se bifurca en dos ramales: uno costero y otro fuera de la Costa próximo a los 84°W . Estos dos flujos, que se debilitan hacia el sur, están separados por una corriente débil hacia el ecuador.

El ramal costero tiene un máximo superficial a 4°S y un máximo subsuperficial a 6°S y es el origen de la Corriente Submarina Peruana (CSP) o corriente de Gunther o Extensión Sur de la corriente de Cromwell (ESCC) descubierta por Wooster & Gilmartin (1961) durante la expedición STEP-1. La CSP fluye hacia los polos paralela al zócalo continental a 5 y 25 mn mar afuera a 5 y 10 cm/s entre 50 y 300 m de profundidad. Además la CSP se distingue por su bajo contenido de oxígeno debajo de la termoclina, altos valores de salinidad y la profundización del termostad (isotermas de $10^\circ-13^\circ\text{C}$).

El segundo ramal fluye al sudeste de las Galápagos y se ubica a 50-150mn alrededor de los 6°-7°S formando la Contracorriente Peruano-Chilena (CCPC) que prevalece hasta los 35°-40°S (Strub, et al., 1998) siendo máxima en primavera y mínima en otoño. Tsuchiya (1985) usa las lenguas de la distribución mínima de fosfatos para inferir trayectorias similares entre la CSE y la CSP y la CCPC.

Las mediciones puntuales de embarcaciones y en algunos casos de las estaciones costeras, no permiten tener un análisis completo de la dinámica temporal y espacial. Por ejemplo, no existen o son muy escasas las mediciones directas de la velocidad de la COP o de la CCPC. Además se requiere obtener series largas de observaciones directas de corrientes mediante la instalación de boyas fijas en puntos estratégicos del mar peruano. Estos registros son necesarios para establecer la naturaleza y amplitud de la variabilidad de baja frecuencia en la región, así como coadyuvar a determinar velocidades absolutas de corrientes y verificar la suposición de "no movimiento" sobre las cuales se basan los cálculos geostrofos. El avance de la tecnología del sensoramiento remoto ahora permite estimar las velocidades de las corrientes subsuperficiales por altimetría, pero esta tarea aún está pendiente para la costa peruana. Asimismo es necesario contar con mediciones sincronizadas para poder integrar la información en todo el ámbito del ecosistema de Humboldt (Perú y Chile). También es conveniente estandarizar equipos y metodologías entre ambos países para que la información sea comparable.

4. MASAS DE AGUA

Frente a la costa sudamericana se encuentra aguas formadas en el frente polar (AAI), en el área de la región Sub-Abtártica (ATSA), en la región Sub Tropical (ASS) y en la región Ecuatorial (ATS, AES, AESS) (Wooster and Gilmartin, 1961; Wyrski, 1967; Zuta & Guillen, 1970; Mamayev, 1973; Silva and Konow, 1975; Cucalón, 1983 Blanco y Diaz, 1986; Grados, 1989). La situación geográfica de la costa del Perú hace que sus aguas costera tengan una mayor influencia de las aguas de la región subtropical en tanto la influencia de las aguas de la región ecuatorial es predominante hacia al norte de Punta Falsa (6°S), estando la parte costera sujeta a la influencia del afloramiento y procesos de mezcla. Se pueda distinguir las siguientes masas y tipos de agua:

- i) *Las ATS (Aguas Tropicales Superficiales).*- se presentan normalmente al norte de los 4°S, con índices termohalinos mayores a 24°C y menores a 34,00 ups y concentraciones de oxígeno entre 4,6 y 5,1 ml/L; mostrando una capa superficial homotérmica y homoalina de hasta 20 m de espesor, situada encima de la termoclina superficial permanente.
- ii) *Las AES (Aguas Ecuatoriales Superficiales).*- con índices termohalinos mayores de 18°C y de 34,00 a 34,80 ups y entre 4,6 y 5,1 ml/L de oxígeno disuelto. Ubicadas normalmente al norte de los 6°S, con gran intensidad en los meses de primavera y verano en tanto en otoño e invierno muestra sus menores intensidades; estas fluctuaciones se deben al desplazamientos del frente ecuatorial y al comportamiento de la Corriente Costera Peruana.
- iii) *Las ASS (Aguas Subtropicales Superficiales).*- Presentan grandes variaciones térmicas del verano al invierno, sus índices termohalinos son mayores a 18°C, mayores a 35,1 ups y entre 5,0 y 6,0 ml/L. Esta masa de agua se extiende en gran parte de la costa peruana, con fluctuaciones notables hacia la Costa dependiendo del grado de actividad del anticiclón del Pacífico (J.R. Donguy, 1994).
- iv) *Las ACF (Aguas Costeras Frías).*- Considerada por Zuta y Guillén (1970) como tipos de aguas y presenta índices termohalinos menores a 18°C y entre 34,8 y 35,0 ups, con concentraciones de oxígeno entre 2,0 y 8 ml/L. Resultado de los procesos de afloramiento costero y procesos de mezcla. Distinguiendo las aguas de afloramiento reciente con tenores menores de 4 ml/L de concentraciones de oxígeno.

- v) *Las Aguas Ecuatoriales Subsuperficiales (AESS)*; que se presentan entre los 50-300 m, identificadas en el norte como temperaturas de 13 a 15°C, salinidades de 34,9 a 35,1ups. Son aguas relativamente homotérmicas, relativamente salinas y de relativamente alto contenido de oxígeno, debido a que proviene del ramal sur de la bifurcación de las aguas de la Corriente Cromwell. Estando su limite sur alrededor de los 48°S (Silva y Nshiva, 1979).
- vi) *Las Aguas Ecuatoriales Profundas (AEP)*, que oscilan entre los 150-700 m, con temperatura de 7 a 13°C y salinidad de 34,6 – 34,8 ups. Esta masa de agua coincide íntegramente con la capa de mínima de oxígeno, aunque la mínima absoluta se sitúa en su mitad superior.
- vii) *Las Aguas Templadas de la SubAntártica (ATSA)*, provienen del borde norte de la región subantártica, encontrándose por encima de los 100 m en la zona costera y profundizándose lejos de la costa. Se caracteriza por presentar un mínimo de salinidad por encima del máximo de salinidad de las AESS. Su rango de temperatura es de 13 a 15°C y de salinidad de 34,6 a 34,8 ups. El limite superior fue registrado por Silva y Konow (1975) en los 14°S y por Wooster and Gilmartin (1961) y Wyrcki (1967) en los 15°S.
- viii) *Las Aguas Antárticas Intermedias (AAI)*, que aparecen generalmente por debajo de los 600 m de profundidad, con temperaturas entre 7 – 4 °C y salinidades entre 34.60 - 34.45‰, en cuya capa el oxígeno aumenta notablemente con la profundidad y hasta tiende a formar un máximo.

5. TURBULENCIA Y CAPA DE MEZCLA

Las estimaciones de turbulencia en las aguas costeras se han realizado indirectamente a partir de datos de velocidad del viento local (Bakun, 1987; Mendo et al., 1987). Así en general el índice de turbulencia fluctúa entre ca. 120 y 350 m³ s⁻³ frente a la costa (5-15°S), con los mayores valores en agosto y setiembre. El índice de turbulencia, en base a las velocidades del viento costero, aumenta hacia el norte de Callao a Trujillo (Mendo et al., 1987). En comparación a las condiciones frente a Chile, los índices de turbulencia son débiles. La variación espacial y temporal de la capa de mezcla fue estudiada por Guillén & Calienes (1981). Las mayores profundidades de la capa de mezcla se asocian a las áreas de afloramiento y las máximas a las áreas ocupadas por las ASS. La profundidad de la capa de mezcla tiende a aumentar en invierno en la franja de 200 millas a lo largo de la costa, mientras que tiende a disminuir en verano.

6. AFLORAMIENTO

El afloramiento es el proceso mediante el cual aguas procedentes de capas subsuperficiales son traídas hasta la superficie del mar y alejadas del área mediante flujos horizontales. Este proceso se genera debido a que el parámetro Coriolis en el Hemisferio Sur induce un transporte a la izquierda del momentum entregado por el esfuerzo del viento. En general, el afloramiento a lo largo de la costa peruana es superficial (50-150 m) y transporta aguas rías, ricas en nutrientes y pobres en oxígeno (4 ml L⁻¹) desde el borde inferior de la termoclina subsuperficial permanente (Zuta & Guillén, 1970; Strub et al., 1998). Las aguas afloradas frente al Perú totalizan aproximadamente 3 x 10¹² m³ s⁻¹, con velocidades ascendentes de 5 a 30 x 10⁻⁵ cm s⁻¹. (Strub et al., 1998; Tarazona & Arntz, 2001).

Los principales centros de afloramiento costero son los ubicados a 4-6°S, 7-9°S, 11-13°S y 14-16°S (Zuta & Guillén, 1970; Rojas de Mendiola, 1981). Las aguas de afloramiento se nutren principalmente de tres orígenes. Las aguas propiamente del ramal sur de la Corriente de Cromwell afloran principalmente al norte 6°S, contribuyendo también en el afloramiento al norte de los 9°S. Las aguas provenientes de la CSP, afloran principalmente al norte de los 12°S, y en determinadas épocas, especialmente en el verano y otoño, pueden influenciar en el afloramiento más al sur. Las ATSA afloran principalmente al sur de los 14°S, probablemente mezcladas con AESS. Observaciones marítimas de la intensidad y dirección de los vientos frente a la costa muestran que su intensidad y persistencia es mayor en invierno, por lo que el

afloramiento también tiende a ser más intenso en invierno frente a la costa del Perú (Bakun, 1987).

Desafortunadamente, en la investigación nacional los estudios efectuados aparecen de manera colateral en las evaluaciones de mesoescala, siendo muy escasos sobre la dinámica del afloramiento. No obstante, varios experimentos y mediciones intensivas se han realizado a 4-6°S, 10°S y 15°S (Richards, 1981; Huyer et al., 1987, 1991). Strub et al. (1998) sintetizan la circulación costera en relación a la dinámica del afloramiento con las siguientes características, entre otras: a) La estructura transversal del movimiento consiste en un flujo mar afuera en los primeros 20-30 m y un flujo hacia la costa en la capa subsuperficial; b) el flujo mar afuera y el flujo hacia la costa no están en balance bidimensional exactamente; c) el flujo paralelo a la costa está dominado por un flujo con dirección al polo, con una capa muy delgada (25-50 m) de corriente hacia el ecuador sobre la plataforma; d) la surgencia proviene de profundidades entre 50 y 150 m; e) la variabilidad del viento dirige las plumas de agua fría que se expanden fuera de los centros de afloramiento con vientos intensos (escalas de 25 a 50 km fuera de la costa), mientras que se contraen a los mismos centros cuando el viento se relaja (periodicidad 3 a 10 días).

7. NUTRIENTES

Las altas concentraciones de nutrientes en la costa peruana son debidas principalmente a la regeneración de nutrientes en la zona eufótica y al afloramiento de agua profunda rica en nutrientes o producción nueva (Dugdale and Goering, 1967). La distribución horizontal de nutrientes se encuentra asociada a los diferentes tipos de masa de agua envueltos en el régimen de circulación del área, aguas de afloramiento, aguas subtropicales superficiales, aguas ecuatoriales superficiales y aguas tropicales (las dos últimas corresponden a El Niño). Las aguas de afloramiento presentan concentraciones de nutrientes ($\mu\text{mol/L}$) en rangos aproximados de: [0,9 – 4,0] para los fosfatos; [5,0 – 40,0] para silicatos y [5,0 – 30,0] para nitratos. Las aguas cálidas que en el Niño se incrementa su distribución (AES, ATS y ASS) presentan los siguientes intervalos de nutrientes ($\mu\text{mol/L}$): [0,1 – 1,0] para los fosfatos; [1,0 – 10,0] para silicatos y [0,1 – 5,0] para los nitratos.

Calienes *et al.* (1985) presentó la variabilidad espacio-temporal de los parámetros químicos tomando información de 1964 a 1978; en dicho trabajo se concluye que la variación de nutrientes a lo largo de la costa estuvo relacionada al flujo fuera de la costa de aguas afloradas y al flujo interno de aguas oceánicas. Así también en la superficie del mar la tasa promedio de nutrientes P:N:Si fue de 1:7,4:7,3 en las áreas de afloramiento. Estacionalmente la concentración de nutrientes alcanza sus máximos niveles en invierno y primavera, coincidiendo con el ciclo estacional del esfuerzo de viento frente a la costa y del transporte Ekman (Bakun, 1987).

Harrison & Platt (1981) encontraron que la razón C:N:P en las células de fitoplancton así como en la asimilación de nutrientes excedía la razón de Redfield (106:16:1) en áreas costeras productivas. Ello sumado a las diferencias en la distribución de nitratos y silicatos indicaba la limitación eventual de la producción primaria por nitrógeno. Por su parte, Dugdale (1983) sostiene que el silicato es el principal limitante en el crecimiento fitoplanctónico en afloramientos débiles, mientras que el nitrato es el limitante principal cuando el afloramiento se intensifica. Al respecto, Guillén & Calienes (1981) y Calienes *et al.* (1985) coinciden en señalar que tanto el silicato como los nitratos podrían limitar la producción primaria. Más experimentos dedicados se necesitan para elucidar estas hipótesis. Recientes experimentos de enriquecimiento de Fe efectuados frente a la costa central mostraron un incremento de clorofila a, eficiencia fotosintética, así como una disminución significativa de nitrato y fosfato en relación al control. La limitación por Fe también puede tener implicancias en la exportación de carbono al fondo; las tasas de hundimiento del fitoplancton disminuyen al añadir Fe en relación al control. Estos y otros resultados indican que los productores primarios pueden estar limitados por Fe (Hutchins *et al.*, 2002).

8. CLOROFILA “a” Y PRODUCCIÓN PRIMARIA

En general, la clorofila “a” en superficie alcanza sus máximos tenores (10,0 a 30,0 ug/L) a mediados del verano y comienzos del otoño, disminuyendo en el invierno notablemente sobre todo en las zonas del afloramiento costero con valores de 0,01 a 0,20 ug/L. Las aguas cálidas presentan pobres concentraciones de clorofila “a” en un rango de 0,5 a 5,0 ug/L. La distribución vertical de clorofila “a” cerca de la costa es irregular, algunas veces con más de un máximo a profundidades que varían de la superficie o inmediatamente bajo la superficie al fondo de la capa eufótica o debajo de ella. Por otro lado lejos de la costa los valores son bajos y la distribución es homogénea, probablemente debido a la falta de nutrientes y mayor estabilidad de la columna de agua. En general las concentraciones de clorofila “a” en la capa eufótica en el mar de Perú varían de 0,80 a 285,0 mg/m² y valores mayores de 1,0 ug/L se presentan sobre la capa de los 100 m de profundidad (Zuta & Guillén, 1970; Calienes et al., 1985).

Koblentz-Mishke *et al* (1970) y El-Sayed (1970) reunieron información sobre producción primaria y patrones de fitoplancton en gran escala para el Pacífico Sur, sin embargo muchos valores de productividad fueron extrapolados de medidas de superficie. Características generales sobre propiedades físico-químicas de la costa de América del Sur han sido publicadas por Stevenson et al. (1970). Zuta & Guillén (1970) y Guillén (1980) al describir condiciones oceanográficas de la costa peruana dieron información sobre variaciones anuales de variables físicas, químicas y biológicas. En el año 1971 estudios sobre producción primaria frente a las costas del Perú tuvieron gran impulso debido al Proyecto de Producción Primaria IMARPE – OEA, especialmente en las zonas frente a Pimentel y Chimbote. Los trabajos de producción primaria frente a la costa peruana han sido resumidos por Calienes et al. (1985). Las áreas más extensas de alta producción primaria se encuentran asociadas con las zonas de afloramiento y a la distribución de aguas frías a lo largo de la costa (5° - 18° S). La producción primaria decrece con el incremento de la temperatura hacia el norte y hacia el oeste. El rango de tasas fotosintéticas en superficie se encuentra entre 0,47 y 645,0 mgC/m³/día y en la capa eufótica los valores de producción integrados varían entre 0,05 a 10,5 gC/m²/día, con una media mayor de 4,0 gC/m² en las áreas de afloramiento y dentro de las 50 millas.

La variación estacional de la producción primaria y clorofila “a” frente a la costa en las primeras 60 millas muestra mayores valores para los meses de verano y otoño y valores mínimos para invierno, en oposición a la variación estacional de los nutrientes en la capa superficial (Guillén & Calienes, 1981; Calienes et al., 1985 y referencias citadas). Ello coincide con la distribución de la fluorescencia y de la producción primaria inferida por mediciones satelitales de color de mar en los primeros 100 km vecinos a la costa (Chávez, 1995; Thomas et al., 2001). Guillén & Calienes (1981) explican la discrepancia entre la producción primaria y la dinámica del afloramiento costero en función de los cambios estacionales en la capa de mezcla y de la radiación solar, que favorecerían la productividad durante el verano. Sin embargo Chávez (1995) hace notar que la concentración de clorofila “a” entre los 100 y 250 km frente a la costa alcanza el máximo en invierno y sugiere que los niveles menores de biomasa fitoplanctónica en los primeros 100 km resultarían del fuerte transporte Ekman que impide que las poblaciones de fitoplancton alcancen sus mayores concentraciones en la franja costera.

La producción nueva (sustentada por el nitrato advectado por la surgencia) alcanza hasta el 75% de la producción primaria total (Dugdale, 1985); sin embargo la producción regenerada (sustentada por el amonio liberado por procesos oxidativos) puede llegar a ser dominante en áreas costeras y someras (Harrison & Platt, 1981). La alta productividad del sistema de afloramiento peruano puede resultar de una combinación, entre otros, de la alta concentración de nutrientes del agua aflorada (una característica del Pacífico Sur), así como de la persistencia de los forzantes físicos durante todo el año (Pocklington, 1981).

9. PROCESOS BIOGEOQUÍMICOS

Las investigaciones de los procesos biogeoquímicos en el sistema de Humboldt son escasas y la gran mayoría de ellas se han realizado por científicos internacionales. El conocimiento actual se desprende de expediciones puntuales en algunas zonas de la costa (principalmente frente a

San Juan, Chimbote y Callao) o de climatologías a escala global. Tanto la variabilidad espacial como la variabilidad temporal de los procesos se desconoce en gran medida.

Producción exportada. Son muy pocas las mediciones directas del flujo de partículas y de la producción de las capas superficiales hacia el fondo frente a la costa del Perú. Experimentos de 12 horas con trampas de sedimento derivadoras frente a San Juan en verano de 1978 indicaron que un 6% de la producción primaria de carbono orgánico sedimentaba a 52 m de profundidad. Sin embargo, el flujo de ciertos componentes orgánicos, como los esteroides del fitoplancton, podían alcanzar un 20% de la producción primaria a la misma profundidad (Gagosian et al., 1983). El carbono particulado contenido en comprimidos fecales de la anchoveta representaban de 0 a 17% del flujo total de carbono particulado en los mismos experimentos (Staresinic et al., 1983). Walsh (1981) sugirió que el colapso de las poblaciones de anchoveta pudo haber modificado el balance de carbono en el ecosistema, incrementando la sedimentación de materia orgánica particulada. Alternativamente, Staresinic et al. (1983) sostienen que el flujo de material orgánico particulado habría aumentado ante el colapso de la anchoveta debido al incremento de la contribución de partículas más pequeñas y de menor velocidad de sedimentación, tales como el fitodetritus y los comprimidos fecales del zooplancton, cuyo mayor tiempo de residencia en el agua permite un mayor reciclaje in situ. No se tienen evidencias empíricas que permitan sustentar una u otra hipótesis (Henrichs & Farrington, 1984).

Mínima de oxígeno. Una capa deficiente de oxígeno ($< 0.5 \text{ ml L}^{-1}$) subsuperficial caracteriza el Pacífico Sudeste. En comparación a otros grandes ecosistemas de borde oriental, la mínima de oxígeno es más intensa y la capa es mucho más superficial. Dicha capa se ensancha, engrosa y es más intensa de norte a sur frente a la costa del Perú (Wooster & Gilmartin, 1961), debido a que las tasas de oxidación de la materia orgánica producida en las capas superficiales tienden a equilibrar o a exceder las tasas de advección de oxígeno por la CSP y por el afloramiento (Richmann & Smith, 1981). De este modo, frente a los 5° S , el borde superior de la capa de mínima tiende a situarse debajo de los 100 m de profundidad, mientras que frente a Callao (12° S), la mínima muchas veces puede extenderse hasta los 30-40 m debajo de la superficie (Sánchez et al., 2000).

Denitrificación. En paralelo a la intensificación y cremiento norte-sur de la mínima de oxígeno ocurre un aumento de la concentración de nitritos, alcanzando máximos a concentraciones de oxígeno de alrededor de 0.2 ml L^{-1} (Richmann & Smith, 1981; Codispoti & Packard, 1980). Los nitritos son subproductos de los procesos de nitrificación y denitrificación, ambos activos en la columna de agua del ecosistema de afloramiento peruano (Codispoti & Christensen, 1985). Sin embargo, la denitrificación es claramente el proceso dominante, dada la extensión de la deficiencia de oxígeno en la columna de agua. La denitrificación puede proceder hasta el final, es decir hasta el agotamiento de nitratos y de nitritos, cuando ocurren inversiones de la dirección de la contracorriente subsuperficial Perú-Chile (Dugdale et al., 1977) y en este escenario la reducción de sulfatos puede proseguir como mecanismo oxidativo, conllevando a la liberación de sulfuro de hidrógeno en la columna de agua. La denitrificación regional asociada a la mínima de oxígeno varía entre 10 y $35 \times 10^{12} \text{ g N a}^{-1}$, promediando un 20% de la denitrificación del océano global (Codispoti & Packard, 1980; Codispoti et al., 1986).

Procesos oxidativos en sedimentos. La distribución del tipo de sedimento y del contenido orgánico sobre la plataforma continental muestra una variabilidad a difentes escalas espaciales. Latitudinalmente hay un aumento en la frecuencia de sedimentos finos, así como de un aumento en la concentración de carbono orgánico de norte a sur. Asimismo, se observan núcleos de alta concentración de carbono orgánico en áreas costeras asociadas a centros de afloramiento donde la plataforma es amplia (Delgado & Gomero, 1988). Los sedimentos costeros y de la plataforma en la costa centro-sur presentan condiciones altamente reductoras y la vía principal oxidativa es la sulfato-reducción (Henrichs & Farrington, 1984; Rowe & Howarth, 1985; Suits et al., 2000). La mayor parte de información conocida corresponde a la costa central ($09\text{-}15^\circ \text{ S}$). Las tasas de sedimentación estimadas mediante ^{210}Pb son moderadas a altas, variando entre 0.05 y $>0.2 \text{ cm a}^{-1}$ para la plataforma, y 0.04 a 0.15 cm a^{-1} para el talud (Reimers & Suess, 1983; Henrichs & Farrington, 1984, Levin et al., 2002). Los procesos erosivos y de transporte lateral predominan sobre el talud continental, por sobre la influencia de la deficiencia de oxígeno y la sedimentación pelágica (Levin et al., 2002). La combinación alta

productividad, condiciones cercanas a la anoxia sobre el fondo y baja dilución por sedimentos terrígenos resultan en la preservación de la señal del afloramiento en los sedimentos, siendo la zona alrededor de los 13° S la que presenta las condiciones más favorables para ello (Krissek & Scheidegger, 1983). Sedimentos laminados, cuyo potencial para la reconstrucción paleoclimática es prometedor, han sido observados en la cuenca de Pisco y en la cuenca de Lima (Suess et al., 1990; Levin et al., 2002).

Impacto en comunidades bentónicas del margen continental. La macrofauna de la plataforma continental suele ser pobre en biomasa, densidad y diversidad, a causa de la deficiencia de oxígeno (Rowe, Rosenberg et al., 1983; Arntz et al., 1991). Grandes poblaciones de bacterias filamentosas gigantes del género *Thioploca* caracterizan los sedimentos finos de la zona centro y sur, donde la hipoxia es más intensa. La distribución latitudinal de *Thioploca* spp. se extiende desde los 06° S hasta la costa frente a Chile, coincidiendo en gruesos términos con la influencia del sistema de corrientes de Humboldt y especialmente de la circulación subsuperficial asociada a la mínima de oxígeno. Bajo condiciones neutras o frías del ENSO, la biomasa de *Thioploca* spp supera a la biomasa de la macrofauna (Gutiérrez et al., 2002). Poco se conoce sin embargo de la contribución de la meiofauna y la microfauna a la biomasa total del bentos.

10. CAMBIOS ASOCIADOS A EL NIÑO

La variabilidad interanual del ecosistema de Humboldt se explica en gran medida por el ciclo ENSO en sus fases extremas El Niño y La Niña. Perturbaciones en los campos de presión en el Pacífico Ecuatorial, asociados al debilitamiento y/o reversión de los alisios, generan la propagación de ondas Kelvin hacia la costa sudamericana cuyas señales son el aumento del nivel del mar y la depresión de la termoclina y de la nutriclina. Las condiciones típicas que se desarrollan durante El Niño, son según Strub et al. (1998): a) Reforzamiento transitorio (varios meses) de la CSP; b) Profundización persistente de la termoclina; c) desplazamiento hacia el sur de la ZCIT, aumentando las precipitaciones en zonas normalmente áridas y cambiando las localidades para los vientos favorables al afloramiento; d) debilitamiento del APS y de su influencia en los vientos costeros. No obstante los vientos frente a la costa tienden a intensificarse al sur de los 5° S, aumentando la braveza del mar, la turbulencia y la capa de mezcla. Ello puede deberse al mantenimiento del gradiente de presión mar-tierra por cambios locales en la insolación sobre la costa (Enfield, 1981; Mendo et al., 1987; Pizarro, 1988). Por ello, el afloramiento aun activo deja de transportar aguas frías y ricas en nutrientes, debilitando la producción primaria (Barber & Chávez, 1983). Al norte de dicha latitud en cambio, los vientos se debilitan, influenciados por la dinámica de la ZCIT. Asimismo se observa una intensificación del ramal sur de la Corriente de Cromwell, que transporta aguas más ricas en oxígeno, alcanzando hasta Callao durante los Niños extraordinarios.

Durante El Niño las ATS y las AES se desplazan inusualmente hacia el sur, Las AES llegan a alcanzar los 7 – 9°S en Niños débiles o moderados y los 12°S en Niños Extraordinarios. Además las ASS se proyectan hacia la costa alcanzando la misma en áreas variables de acuerdo a la intensidad del evento (Guillén et al., 1985; Sánchez et al., 2000). Durante La Niña las masas de agua antes mencionadas se repliegan al norte y al oeste respectivamente, teniendo una mayor incidencia en la capa superficial las ACF alcanzando las 90mn de la costa; a nivel subsuperficial las ATSA se desplazan hacia el norte alcanzando los 12°S.

En El Niño de 1982-83 se tuvo efectos limitantes sobre la producción primaria, causados por la presencia de las Aguas Cálidas (ATS, AES y ASS) que abarcaron desde los 4° hasta los 14° S, en las cuales se obtuvieron concentraciones muy bajas de nutrientes (con valores menores de: 0,2 umol/L de fosfatos, 0,6 umol/L de silicatos, 0,4 umol/L de nitratos) y una baja productividad (< 0,3 ug/L de clorofila "a") (Guillén et al., 1985). En el verano de 1987, año Niño, se observó la presencia de tres masas de agua en la zona: las AES avanzaron en forma de una lengua hacia la costa y hacia el sur hasta aproximadamente los 08°30' S, con bajísimos contenidos de nutrientes (0,5 – 0,7 umol/L de fosfatos, 0,7 - 0,8 umol/L de nitratos y 4,0 – 5,0 umol/L de silicatos) asociados a contenidos de oxígeno disuelto de 4,7 a 5,0 mL/L; las ASS con un flujo de fuerte penetración frente a Chicama y Chimbote, presentando igualmente bajos contenidos de nutrientes (menores de: 0,6 umol/L de nitratos, 0,5 umol/L de fosfatos y 5,0 umol/L de

silicatos), con valores mayores de 5,0 mL/L de oxígeno disuelto. El área de las aguas de afloramiento se redujo significativamente y solamente frente a Pimentel el afloramiento estuvo mejor desarrollado (Guillén et al., 1989), aunque con valores de nutrientes inferiores al promedio del área (Zuta & Guillén, 1970; Calienes et al., 1985). Durante El Niño 1997-98, en diciembre de 1997 las ATS incursionaron hasta los 04°S en el área frente a Cabo Blanco (< 0,4 umol/L de fosfatos, < 2,0 umol/L de silicatos, < 0,5 umol/L de nitratos y nitritos < 0,08 umol/L). Las AES avanzaron hasta los 12°S y limitaron con ASS del oeste (< 0,5 umol/L de fosfatos, < 3,0 umol/L de silicatos, < 3,5 umol/L de nitratos y nitritos < 0,2 umol/L).

A nivel subsuperficial quizá el cambio más significativo asociado a El Niño es la profundización del borde superior de la capa de mínimo oxígeno. En El Niño 1982-83, la iso-oxígena de 0,5 ml L⁻¹ se profundizó a cerca de 200 m de profundidad frente al Callao (Guillén et al., 1985), mientras que en El Niño 1997-98 la misma iso-oxígena llegó a profundizarse hasta más de 250 m a 50 millas frente a Callao y a cerca de 300 m frente a Paita hasta las 200 millas (Sánchez et al., 2000). Semejantes cambios inciden significativamente en las comunidades demersales y bentónicas sobre la plataforma e inclusive el talud superior, ampliando su distribución latitudinal, biomasa y diversidad (Arntz et al., 1991; Levin et al., 2002). Asimismo, la oxigenación de la columna de agua y la intensificación de la CSP probablemente debilita la tasa regional y global de denitrificación, aunque no existen mediciones de este proceso durante los Niños (Codispoti et al., 1989). En cambio observaciones efectuadas durante períodos post Niños de 1976 y 1985, sugieren un aumento de la intensidad de la respiración anaeróbica en la columna de agua, probablemente relacionada con reversiones de la CSP o con un aumento de la producción primaria y de la exportación de materia orgánica hacia la capa subsuperficial (Dugdale, 1977; Codispoti et al., 1986).

11. CAMBIO CLIMÁTICO

Las investigaciones sobre la interacción del cambio climático global con los procesos oceanográficos frente a la costa peruana son muy escasos y fragmentarios. Las series de tiempo existentes del CDC-COADS de los últimos 50 a 100 años muestran un incremento del esfuerzo de viento paralelo a la costa (Jahncke, en prep.), tendencia similar a lo observado en otros sistemas de afloramiento del globo (Bakun, 1990).

En relación al intercambio de gases invernadero entre el océano y la atmósfera, mediciones efectuadas de intercambio de CO₂ océano-atmósfera frente a San Juan de Marcona (15° S) mostraron un flujo desde la zona de afloramiento hacia la atmósfera, aunque con una alta variabilidad temporal y espacial (Copin-Montégut & Raimbault, 1994). Sin embargo, una climatología a nivel de la cuenca del Pacífico elaborada por Takahashi et al. (2002) muestra que la franja oceánica costera frente a Perú se comportaría como sumidero neto de CO₂, coincidiendo con la hipótesis de que en los ecosistemas de afloramiento costero el intercambio de CO₂ con la atmósfera es regulado biológicamente (F. Chávez, com. pers). Asimismo la condición hipóxica y/o anóxica de los sedimentos de la plataforma favorece la preservación y el enterramiento del carbono particulado (Emeis et al., 1991; Henrichs & Farrington, 1984), e indirectamente al bombeo de CO₂ atmosférico a los sedimentos del margen continental.

Recientes estudios han indicado una posible relación entre la extensión de la mínima de oxígeno y los ciclos de CO₂ y N₂O, dos gases invernadero. Así, durante épocas frías, a causa del aumento de la solubilidad del O₂ y a la disminución de la estratificación, la ZMO se contrae disminuyendo la denitrificación regional, por lo cual habría una menor emisión de N₂O. El aumento del pool de N inorgánico disuelto en la columna de agua favorecería la productividad y por ello el bombeo biológico de C desde la atmósfera hacia el océano. En cambio durante épocas cálidas la ZMO tendería a expandirse, aumentando la emisión de N₂O y debilitando el bombeo biológico de C (Falkowski, 1997). Siendo el ecosistema de Humboldt uno de los más productivos del globo y con condiciones particulares de deficiencia de oxígeno en la capa subsuperficial, es altamente probable que juegue un rol significativo en el balance de estos gases invernadero.

12 REFERENCIAS

- Arntz, W., J. Tarazona, V.A. Gallardo, L.A. Flores & H. Salzwedel. 1991. Benthos communities in oxygen deficient shelf and upper slope areas of the Peruvian and Chilean Pacific coast, and changes caused by El Niño. In: R.V. Tyson y T.H. Pearson (Eds.). Modern and ancient continental shelf anoxia. Geol. Soc. Spec. Publ., 58, 131-154.
- Bakun, A. 1987. Monthly variability in the ocean habitat off Peru as deduced from maritime observations, 1953 to 1984. En Pauly, D. & I. Tsukayama. The Peruvian anchoveta and its upwelling ecosystem: three decades of change. ICLARM Studies and Reviews 15: 46-74.
- Bakun, A. 1990. Global climate change and intensification of coastal upwelling. Science, 247: 198-201.
- Barber, R.T. & F. Chávez. 1983. Biological consequences of El Niño. Science, 222: 1203-1210.
- Barber, R., S. Zuta, J. Kogelschatz and F. Chavez. 1983. Temperature and nutrient conditions in the eastern equatorial Pacific, Oct. 1982. Tropical Ocean-Atmosphere Newsletter N° 16, 15-17.
- Barnes, Harold. Oceanography and Marine Biology, Annual Review, Volume 3, 306-317, 1973.
- Blanco, J.L. & M. Diaz. 1985. Características oceanográficas y desarrollo de El Niño 1982-1983 en la zona norte de Chile. Invest.Pesq.(Chile) 32:53-60.
- Brink, K.H., D.Halpern, A. Huyer & R.L. Smith. 1983. The physical environment of the Peruvian upwelling system. Prog. Oceanogr., 12: 285-305.
- Calienes, R. y O. Guillén. 1981. Masas de agua y producción primaria en el Perú. Bol. Inst. Mar Perú. Vol. Extraordinario ICANE, pp:155-163.
- Calienes, R., O. Guillén y N. Lostaunau. 1985. Variabilidad Espacio-Temporal de Clorofila, Producción Primaria y Nutrientes frente a la Costa Peruana. Bol. Inst. Mar Perú. Vol. 10 N°1.
- Codispoti, L.A. & J.C. Christensen. 1985. Nitrification, denitrification and nitrous oxide cycling in the Eastern Tropical South Pacific. Mar. Chem., 16: 277-300.
- Codispoti, L.A. & T.T. Packard. 1980. On the denitrification rate in the Eastern Tropical South Pacific. J. Mar. Res., 38: 453-477.
- Codispoti, L.A., G.E. Friederich, T.T. Packard, H.E. Glover, P.J. Kelly, R.W. Spinrad, R.T. Barber, J.W. Elkins, B.B. Ward, F. Lipschultz & N. Lostaunau. 1986. High nitrite levels off Northern Peru: a signal of instability in the marine denitrification rate. Science, 233: 1200-1202.
- Codispoti, L.A., R.T. Barber & G.E. Friederich. 1989. Do Nitrogen transformations in the Poleward Undercurrent off Peru and Chile have a globally significant influence? En: Neshyba, S.J., Ch..N.K. Mooers, R.L.Smith & R. Barber (Eds.). Poleward flows along eastern ocean boundaries. Coastal and Estuarine Studies, Springer-Verlag, pp. 281-310.
- Copin-Montégut, C. & P. Raimbault. 1994. The Peruvian upwelling near 15°S in August 1986. Results of continuous measurements of physical and chemical properties between 0 and 200 m depth. Deep-Sea Res. I, 41: 439-467.
- Chávez, F. 1995. A comparison of ship and satellite chlorophyll from California and Peru. J. Geophys. Res., 100: 24855-24862.
- Córdova, J., y M. Sarmiento. 2001. Condiciones Hidroquímicas del Mar Peruano durante el verano 2000. Crucero de Evaluación de Recursos Pelágicos BIC José Olaya y SNP-2 2000-0102. Inst. Mar Perú Informe N°159.
- Cucalón, E. (1983). Temperature, salinity and water mass distribution off Ecuador during an El Niño event 1976. Rev. Cien. Mar Limn. Vol2 No1.1-25.

- Delgado, C. & R. Gomero. 1988. Textura, carbono orgánico y carbonatos de los sedimentos del margen continental peruano. En: Salzwedel, H. & A. Landa (Eds.). Recursos y dinámica del ecosistema de afloramiento peruano. Bol. Inst. Mar Perú Callao, Vol. Extraordinario: 1-10.
- Dugdale, R. and J. Goering. 1967. Uptake of new and regenerated forms of nitrogen in primary productivity. *Limnol. Oceanogr.* 12, 196-206.
- Dugdale, R. and J. MacIsaac. 1971. A computation model for the uptake of nitrate in the Perú upwelling region. In *Inv. Pesq.* 35:299-308.
- Dugdale, R. 1972. Chemical oceanography and primary production in upwelling regions. *Geoforum* 11:47-61.
- Dugdale, R.C., J.J. Goering, R.T. Barber, R.L. Smith & T.T. Packard. 1977. Denitrification and hydrogen sulfide in the Peru upwelling region during 1976. *Deep-Sea Res.*, 24: 601-608.
- Dugdale, R. 1983. Effects of source nutrient concentrations and nutrient regeneration on production of organic matter in coastal upwelling centers. En: Suess, E. & J. Thiede (eds.). *Coastal upwelling; its sediment record. Part A: Responses of the sedimentary regime to present coastal upwelling.* Plenum Press, New York, pp. 175-182.
- Dugdale, R. 1985. The effects of varying nutrient concentrations on biological production in upwelling regions. *CALCOFI Rep.*, 26:93-96.
- El-Sayed, S. 1970. Phytoplankton production of the South Pacific and the Pacific Sector of the Antarctic. En: Wooster, W. (Ed.). *Scientific exploration of the South Pacific.* National Academy of Sciences. Washington D.C., pp. 194-210.
- Emeis, K.-C., Whelan, J.K. & Tarafa, M. (1991). Sedimentary and geochemical expressions of oxic and anoxic conditions on the Peru shelf. En: R.V Tyson & T.H. Pearson, *Modern and ancient continental shelf anoxia.* Geological Society Special Publication N° 58 (pp. 155–170), Tulsa Oklahoma.
- Enfield, D. 1981. Thermally driven wind variability in the planetary boundary layer above Lima, Peru. *J. Geophys. Res.*, 86: 2005-2006.
- Falkowski, P.G. 1977. Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological CO₂ pump in the ocean. *Nature*, 387: 272-275.
- Flores, G., J. Córdova, J. Ledesma y N. Carrasco. 1998. Condiciones Hidroquímicas del Mar Peruano a fines de Otoño. *Crucero de Evaluación Hidroacústica de recursos Pelágicos BIC José Olaya 9805-06.* Inst. Mar Perú Informe N°137.
- Gagosian, R.B., G.E. Nigrelli & J.K. Volkman. 1983. Vertical transport and transformation of biogenic organic compounds from a sediment trap experiment off the coast of Peru. En: Suess, E. & J. Thiede (eds.). *Coastal upwelling; its sediment record. Part A: Responses of the sedimentary regime to present coastal upwelling.* Plenum Press, New York, pp. 241-272.
- Gilmartin, M., 1964. *Compilación Bibliográfica sobre la Oceanografía de las Aguas Litorales de Colombia, Ecuador y Perú, con especial referencia al Fenómeno "El Niño".* Inst. Nac. De Pesca del Ecuador, 1(1):15.
- Guillén, O., 1973. Carbon-Chlorophyll Relationships in Peruvian Coastal Waters. In *Oceanography of the South Pacific 1972*, comp. R. Fraser, New Zealand National Commission for UNESCO, Wellington 1973, pp 373-385.
- Guillén, O., E. Carcamo y R. Calienes. 1989. Oxígeno Disuelto, Nutrientes y Clorofila Frente a la Costa Peruana Durante El Niño 1987, *Memorias del Simposio Internacional de los Recursos Vivos y las Pesquerías en el Pacífico Sudeste, Viña del Mar 9-13 Mayo, 1988* pp.83-94.

- Guillén, O., N. Lostaunau y M. Jacinto. 1985. Características de El Fenómeno El Niño 1982-83. Bol. Inst. Mar. Perú-Callao, vol. extraordinario GTZ "El Niño" Su Impacto en la Fauna Marina (Eds) pp. 11-20.
- Guillén, O. and R. Rondán. 1973. Distribution of Chlorophyll "a" in the Perú Coastal Current. In Oceanography of the South Pacific, 1972. R. Fraser (Ed.). New Zealand National Commission for UNESCO, Wellington 1973, pp. 387-395.
- Guillén, O., R. Calienes y R. de Rondán. 1977. Medio ambiente y Producción Primaria frente al Area Pimentel – Chimbote. Bol. Inst. Mar Perú 3: 107-159.
- Guillén, O. 1980. The Perú Current System 1: Physical Aspects. Proceeding of the Workshop on the phenomenon known as "El Niño" Guayaquil, Ecuador 1974. Published by UNESCO, PP 185-216.
- Guillén, O. and Calienes. 1980. Biological Productivity and El Niño. In Resource Management and Environmental Uncertainty, M Glantz (Ed.) John Wiley and Sons, Inc., pp 255-282.
- Guillén O. & R. Calienes. 1981. Productividad y Afloramiento frente a las Aguas Costeras Peruanas. Bol. Ins. Mar Perú Vol. Extraordinario ICANE, PP. 130-143.
- Grados, M.C., 1989. Variabilidad del Régimen hídrico del codo peruano-chileno. Rev. Com. Pacífico Sur (Número Especial). 95-104.
- Gutiérrez, D., V.A. Gallardo, L. Levin, L. Quipúzcoa & J. Solís. 2002. Biomass and bioturbation responses of macrobenthos during El Niño 1997-1998 in continental margin sediments off the Southeastern Pacific. En: Salinas, S., H.J. Urban & W. Arntz (Eds.). Extended Abstracts of the El Niño Symposium and Workshop: Impacts of El Niño and Basin-scale climate change on Ecosystems and Living Marine Resources. August 7-10, Viña del Mar, Chile. Investigaciones Marinas, 30: 144.
- Harrison, G. & T. Platt. 1981. Primary production and nutrient fluxes off the northern coast of Peru: a summary. Bol. Inst. Mar Perú Callao, Vol. Extraordinario ICANE: 15-21.
- Henrichs, S.M. & J. Farrington. 1984. Peru upwelling region sediments near 15°S: remineralization and accumulation of organic matter. Limnol. Oceanogr., 29:1-19.
- Hutchins, D.A., C.E. Hare, R.S. Weaver, Y. Zhang, G.F. Firme, G. DiTullio, M.B. Alm, S.F. Riseman, J. M. Maucher, M. Geesey, C.G. Trick, G.J. Smith, E.L. Rue, J. Conn & K.W. Bruland. 2002. Phytoplankton iron limitation in the Humboldt Current and Peru Upwelling. Limnol. Oceanogr., 47: 997-1011.
- Huyer, A., R.L. Smith & T. Paluszkiwicz. 1987. Coastal upwelling off Peru during normal and El Niño times, 1981-1984. J. Geophys. Res., 14297: 14307.
- Jahncke, J., D. Checkley & G.L. Hunt. Trends in carbon flux to seabirds in the Peruvian upwelling. En prep.
- Knauss, J.A. 1960. Measurements of the Cromwell Current. Deep-Sea Res., 6(4): 265-286.
- Koblentz-Mishke, O., V. Volkovinsky, J. Kabanova. 1970. Plankton primary production of the world ocean. En: Wooster, W. (Ed.). Scientific exploration of the South Pacific. National Academy of Sciences. Washington D.C., pp. 183-193
- Krissek, L.A. & K.F. Scheidegger. 1983. Environmental controls on sediment texture and composition in low oxygen zones off Peru and Oregon. En: Suess, E. & J. Thiede (eds.). Coastal upwelling; its sediment record. Part B: Sedimentary records of ancient coastal upwelling. Plenum Press, New York, pp. 163-180.
- Levin, L. A., D. Gutiérrez, A Rathburn, C. Neira, J. Sellanes, P. Muñoz, V. A. Gallardo & M. Salamanca. Benthic processes on the Peru Margin: A transect across the oxygen minimum zone during the 1997-98 El Niño. Prog. Oceanogr., 53:1-27.

- Lukas, R. 1986. The termination of the Equatorial Undercurrent in the eastern Pacific. *Prog. Oceanogr.*, 16: 63-90
- Mamayev, O.I. 1973. Water masses of the Southeast Pacific Ocean. *Oceanography of the South Pacific 1972* pp. 71-79.
- Mendo, J., L. Pizarro & S. Castillo. 1987. Monthly turbulence and Ekman transport indexes, 1953 to 1985, based on local wind records from Trujillo and Callao, Peru. En Pauly, D. & I. Tsukayama (Eds.). *The Peruvian anchoveta and its upwelling ecosystem: three decades of change. ICLARM Studies and Reviews* 15: 75-88
- Mujica, Ramón. *Historia Marítima del Perú*. Ed. Ausonia Tomo. Vol I y II, pp 474., 1972
- Panzarini, Rodolfo. *Introducción a la Oceanografía General*, De. Universitaria de Bs. As, 67-70, 1970.
- Pocklington, R. 1981. Organic matter in upwelling off northern Peru, November 1977. *Bol. Inst. Mar Perú Callao, Vol. Extraordinario ICANE*: 7-14.
- Pizarro, L. 1988. Variaciones estacionales del viento superficial frente al Perú entre enero 1982 y junio 1987. En: Salzwedel, H. & A. Landa (Eds.). *Recursos y dinámica del ecosistema de afloramiento peruano*. *Bol. Inst. Mar Perú Callao, Vol. Extraordinario*: 17-23
- Reimers, C.E. & E. Suess. 1983. Spatial and temporal patterns of organic matter accumulation on the Peru continental margin. En: Suess, E. & J. Thiede (eds.). *Coastal upwelling; its sediment record. Part B: Sedimentary records of ancient coastal upwelling*. Plenum Press, New York, pp. 311-346.
- Richards, F. (Ed.). 1981. *Coastal Upwelling*. AGU, Washington D.C.
- Richmann, J.G. & L. Smith. 1981. On the possible enhancement of oxygen depletion in the coastal waters of Peru between 6° S and 11°S. *Bol. Inst. Mar Perú Callao, Vol. Extraordinario ICANE*: 22-33.
- Rowe, G.T. & R. Howarth. 1985. Early diagenesis of organic matter in sediments off the coast of Peru. *Deep-Sea Res.*, 32:43-55.
- Rojas de Mendiola, B. 1981. Seasonal phytoplankton distribution along the Peruvian coast. En: Richards, F. (Ed.). *Coastal Upwelling*. AGU, Washington D.C., pp: 348-356.
- Sánchez, G., R. Calienes & S. Zuta. 2000. The 1997-98 El Niño and its effects on the coastal marine ecosystem off Peru. *CALCOFI Rep.* 41: 62-86.
- Silva, N. And S. Neshyba, 1979. On The southernmost extension of the Peru – Chile Undercurrent. *Deep Sea Res.*, 26 A, 1387-1393
- Silva, N. And D. Konow, 1975. Contribution to the knowledge of water masses in the Southeast Pacific. *Krill Expedition. Cruise 3-4. July – August 1974. Rev. Com. Perm. South Pacific*, 3:63-75.
- Schweigger, E. H., *Las irregularidades de la Corriente de Humboldt en los años 1925 a 1941, una Tentativa Explicación*. *Bol. Soc. Adm. Guano*, 18, 27-42.
- Staresinic, N., J. Farrington & R.B. Gagosian. 1983. Downward transport of particulate matter in the Peru coastal upwelling: role of anchoveta, *Engraulis ringens*. En: Suess, E. & J. Thiede (eds.). *Coastal upwelling; its sediment record. Part A: Responses of the sedimentary regime to present coastal upwelling*. Plenum Press, New York, pp. 225-240.
- Suess, E., R. Von Huene et al. 1990. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 112, 738 p.
- Stevenson, M., O.. Guillén & Santoro. 1970. *Atlas de las Aguas Costaneras del Océano Pacífico en la América del Sur*. University of California Press. Los Angeles.

- Strub, P.T., J.M. Mesías, V. Montecino, J. Rutllant. 1998. Coastal ocean circulation off western South America. En: Robinson, A.R. & K.H. Brink (eds). The global coastal ocean. The Sea, Vol. 11. Interscience, New York, p.273-313.
- Suits, N. & M. Arthur. 2000. Bacterial production of anomalously high dissolved sulfate concentrations in Peru slope sediments: steady-state sulfur oxidation, or transient response to end of El Niño? Deep-Sea Res. I, 47: 1829-1853.
- Takahashi, T., C. Sutherland, C. Sweeney, A. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N. Bates, R. Wanninkhof, R.A. Feely, C. Sabine, J. Olafsson & Y. Nojiri. 2002. Global sea-air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects Deep-Sea Res. II, 49 (9-10): 1601-1622
- Tarazona, J. & W. Arntz. 2001. The Peruvian Coastal Upwelling System. En: Seeliger, U. & B. Kjerfve (Eds.). Coastal Marine Ecosystems of Latin America. Ecological Studies, Vol. 144. Springer-Verlag, pp. 229-244.
- Thomas, A.C., M.E. Carr & P.T. Strub. 2001. Chlorophyll variability in eastern boundary currents. Geophys. Res. Lett., 28: 3421-3424.
- Tsuchiya, M. 1985. The subthermocline phosphate distribution and circulation in the far eastern Equatorial Pacific Ocean. Deep-Sea Res., 32: 299-213.
- Turekian, Karl K. Los Océanos, De. Omega S.A., Barcelona, España, 77, 1974.
- Walsh, J. 1981. A carbon budget for overfishing off Peru. Nature, 298: 300-304.
- Wooster, W. And M.Gilmartin. 1961. The Peru – Chile Undercurrent. J. Mar. Res. 19:3, 97-122.
- Wooster, W.S. & T.Cromwell, 1958. An Oceanographic description of the Eastern Tropical Pacific. Bull. Scripps Inst. Oceangr. Univ. Calif., 7, 169-282.
- Wyrtki. K. 1967. Circulation and water masses in the Eastern Equatorial Pacific Ocean. International Journal Oceanology and Limnology, 1(12):117-147
- Zuta, S. & O. Guillén. 1970. Oceanografía de las Aguas Costera del Perú, Dpto de Oceanografía. Bol. Inst. Mar Perú Callao, 2: 157-324.

III. PLANCTON

1. INTRODUCCION

El fitoplancton o plancton vegetal está constituido por microalgas que son consideradas como los productores primarios en el mar debido a su capacidad de fotosíntesis.

El fitoplancton del sistema de la corriente de Humboldt, se caracteriza por la dominancia de diatomeas de pequeño tamaño con alta tasa de reproducción, en menor proporción se encuentran los dinoflagelados, fitoflagelados, silicoflagelados y cocolitofóridos, aunque en algunas ocasiones, especialmente los dos primeros pueden convertirse en importantes componentes del fitoplancton. Como es característico en mares de la zona templada, el fitoplancton presenta un ciclo anual bastante marcado relacionado con la variación de los factores que regulan la fotosíntesis (luz solar, nutrientes, profundidad de la capa de mezcla, microelementos, temperatura, salinidad, pastoreo, etc.).

El zooplancton se caracteriza por la dominancia de copépodos seguido en orden de abundancia por los sifonóforos, quetognatos, poliuetos, eufausidos y anfipodos. La biomasa zooplanctónica es alta con valores de hasta 33 mL m⁻² (CARRASCO y SANTANDER, 1987).

La Corriente de Humboldt es un sistema de alta surgencia y gran productividad biológica, forma parte de la dinámica de este sistema. el evento El Niño, una alteración océano-atmosférica que se presenta en periodos irregulares de tiempo, últimamente se está considerando además un periodo frío cuyos efectos todavía no se conocen. La comunidad planctónica por estar constituida por organismos de pequeño tamaño y corto periodo de vida responde rápidamente a estos cambios ambientales variando su estructura comunitaria y constituyéndose en excelentes indicadores biológicos de alteraciones oceanográficas. Las oscilaciones que ocurren en el nivel primario tienen efecto en todo el ecosistema marino, pudiendo afectar la comunidad en todos sus niveles (MARGALEF, 1978).

Además del crecimiento estacional dentro del ciclo anual se presentan otras proliferaciones esporádicas de algunos organismos dando lugar a las mareas rojas. Estas mareas rojas son producidas principalmente por dinoflagelados, algunas diatomeas y fitoflagelados. Algunas de estas especies son consideradas como nocivas porque pueden consumir el oxígeno del agua, producir daños físicos a las branquias de los peces y otros organismos o producir toxinas que pueden causar la muerte de organismos marinos directamente o ser transferidas a través de la cadena alimenticia causando problemas en los diversos niveles.

2. FITOPLANCTON

El fitoplancton, constituye un factor determinante dentro de los procesos biológicos marinos del ecosistema, es el primer productor primario que sustenta la cadena trófica. Su continuo y periódico estudio en la costa peruana nos a llevado a una mejor comprensión de su distribución, composición y abundancia estacional e interanual., teniendo como objetivo principal estudiar la comunidad fitoplanctónica, como alimento disponible para el recurso pelágico.

2.1 Fitoplancton nerítico y oceánico

Estudios sobre la composición y distribución del fitoplancton en la costa peruana en una serie de tiempo ha permitido establecer patrones estacionales e interanuales de distribución en superficie acorde con las condiciones oceanográficas imperantes.

2.1.1 Características del fitoplancton según las condiciones ambientales

Se pueden distinguir tres comunidades diferentes:

2.1.1.1. Comunidad fitoplanctónica en períodos normales

En periodos normales la biomasa planctónica cerca de la costa es alta, presentando volúmenes promedio mayores de 3mL/m^3 con una predominancia del fitoplancton en más del 80% de toda el área estudiada, concentraciones que van disminuyendo gradualmente conforme se aleja de la costa. Estacionalmente, los máximos picos de concentración de la biomasa planctónica con el predominio de fitoplancton son registrados en primavera y parte de otoño. En cuanto a la composición espectral, ésta se caracteriza por su alto grado de endemismo, destacando diatomeas pequeñas de alta tasa de reproducción como *Skeletonema costatum*, *Chaetoceros debilis*, *Ch. curvisetus*, *Ch. affinis* y *Detonula pumila*, entre otras, en su etapa inicial, seguido de especies de fases más avanzadas como *Thalassionema nitzschioides*, *Proboscia alata*, *Coscinodiscus spp.*, *Lithodesmium undulatum*, etc. Esta alternancia en la dominancia y sucesión espectral de la comunidad fitoplanctónica estaría relacionada estrechamente a la intensidad de los afloramientos con un período de transición espacial y temporal de ambientes turbulentos y ambientes más estables en la columna de agua. En ambientes oceánicos el fitoplancton está representado principalmente por los dinoflagelados, así como diatomeas grandes con baja tasa de asimilación y reproducción. Entre los primeros tenemos a *Ceratium gibberum*, *C. trichoceros*, *C. macroceros*, *C. kofoidii*, *Protoperdinium oceanicum*, entre otros y entre los segundos a *Chaetoceros coarctatus*, *Ch. peruvianus*, *Guinardia flaccida*, *Planktoniella sol*, *Pseudosolenia calcar avis*, *Rhizosolenia styliformis*, etc.

Las concentraciones de fitoplancton a 10 m de profundidad para el año 2000 nos muestran que para el verano y otoño, las concentraciones del fitoplancton total fluctuaron entre 2423×10^3 y $40\,000 \times 10^3$ cel/L, respectivamente. De manera general para ambas estaciones del año, el grupo que alcanza las máximas densidades celulares fueron constituyentes del nanoplancton (cocolitofóridos y fitoflagelados), seguido del microplancton (diatomeas, dinoflagelados y silicoflagelados) que presentaron concentraciones menores.

Para el invierno las concentraciones totales fluctúan entre 81 400 cel / L y 1840×10^3 cel/ L, asociadas a TSM menores de $18,0^\circ\text{C}$. Las mayores concentraciones celulares se localizan al norte del litoral peruano entre las 30 y 90 mn. Las concentraciones menores de 100×10^3 cel /L se localizan en la región oceánica (por fuera de las 60 mn) frente a Callao. El grupo del microplancton a diferencia del verano y otoño constituyen el grupo más representativo siendo predominante en más del 50% de toda el área estudiada, con un patrón de distribución muy similar a la del fitoplancton total.

El nanoplancton, presentó densidades que fluctuaron entre 18 y 459×10^3 cel/L, con concentraciones que superan las 160×10^3 cel/L, principalmente en las estaciones costeras de los perfiles de Punta La Negra Pimentel y Chimbote. Entre las especies que destacaron tenemos a *Emiliania huxleyi*, *Ophiaster hidroideus*, *Gephyrocapsa oceanica* y las Monadas. *E. huxleyi* sobresalió por fuera de las 15 mn a lo largo de todo el litoral, mientras que la segunda y tercera especie estuvieron mejor representadas por fuera de las 30 mn.

Los cambios en los patrones de distribución de la comunidad fitoplanctónica, observados en el 2001, han estado acorde a los cambios medio ambientales. Para el verano las concentraciones celulares fluctuaron entre 2×10^3 y 8192×10^3 cel/L. Los mayores aportes celulares estuvieron dados por el nanoplancton, sobresaliendo en Puerto. Pizarro, Paita y Punta. Falsa, con un máximo de 7861×10^3 cel/L en este último. El índice de diversidad de Shannon-Wiener (H') fue alto hasta 3,15 bits cel⁻¹.

A fines de invierno la comunidad fitoplanctónica tendió a disminuir con respecto al verano, registrando concentraciones entre 500×10^3 cel/L y 1000×10^3 cel/L en la franja costera (30 mn) entre Chicama y Tambo de Mora dado principalmente por el microplancton. El índice de Shannon-Wiener (H') fue bajo (0,18 y 2,88 bits cel⁻¹)

En la primavera la comunidad fitoplanctónica presentó un núcleo máximo (mayor a 1000×10^3 cel/L) frente a Paita (30 y 60 mn), observándose frente al Callao un segundo núcleo de regular importancia (500×10^3 cel/L) dentro de la franja costera. Concentraciones menores a 200×10^3 cel/L fueron ubicadas ampliamente a lo largo de la costa peruana.

2.1.1.2. Comunidad fitoplanctónica en períodos cálidos: EL NIÑO

En general los patrones de distribución de la comunidad fitoplanctónica anteriormente descritos, en períodos cálidos o eventos El Niño (EN), (1976; 1982-1983; 1986-1987; 1992-1993 y 1997-1998) sufren diversas modificaciones según la intensidad del mismo. Entre los factores más indicativos tenemos: la menor concentración de fitoplancton; la drástica disminución del área de distribución de las diatomeas que se restringen sólo a áreas muy costeras o desaparecen y la amplia distribución en el plancton nerítico de especies termófilas, provenientes de Aguas Subtropicales Superficiales (ASS) y/o Aguas Ecuatoriales superficiales (AES). Estas especies se consideran como indicadores biológicos de masas de agua y son de gran utilidad en la detección temprana del evento EN. Entre los organismos indicadores del fitoplancton considerados los más importantes, se ha identificado para Aguas Ecuatoriales Superficiales (AES) al dinoflagelado *Ceratium breve*; para Aguas Subtropicales Superficiales (ASS) a *Ceratium praelongum*, *C. incisum* y *C. extensum* y para Aguas Costeras Frías (ACF) a *Protoperidinium obtusum*.

El Niño 1982-1983, catalogado como Niño extraordinario, comenzó a manifestarse en el segundo semestre de 1982, iniciándose con un proceso de débil calentamiento, el mismo que en setiembre del mismo año ya registraba anomalías positivas de 2 a 3° C causadas por la penetración anormal de las ASS, principalmente de 08 a 13° LS, mientras que las AES se encontraban al norte de Puerto Pizarro. Esta anomalía térmica se acentuó considerablemente en noviembre y diciembre del mismo año con valores de 04 a 06° C por encima del promedio normal.

Los indicadores de masas de agua, registraron el desplazamiento de las mismas logrando identificar su distribución y extensión. *Ceratium breve* especie tropical intolerante se le encontró para setiembre de 1982 desde Puerto Pizarro a Paita hasta las 60 mn y de Punta Aguja a Chicama por fuera de las 60 mn. Este ligero desplazamiento aun cuando las condiciones oceanográficas no señalaron la presencia de aguas AES, anunciaba el inicio de las anomalías con características que ya conocemos. Durante noviembre y diciembre, este indicador llegó hasta el Callao por fuera de las 30 mn asociado a TSM mayores de 22° C y salinidades de 35,0 a 35,5 ups, relativamente altas probablemente debido a procesos de mezcla de ASS. *Ceratium praelongum*, especie estrictamente tropical, esta asociada a salinidades mayores de 35,1 ups o ASS. Este organismo en setiembre de 1982 se acercó a la región costera en la parte norte y sur, para luego encontrarse dispersa a lo largo de todo el litoral peruano, y posteriormente disminuir notablemente su abundancia durante enero y febrero de 1983 debido a la presencia de AES. *Protoperidinium obtusum* para setiembre de 1982 redujo su distribución notoriamente, encontrándose exclusivamente en áreas costeras, asociado a TSM menores de 18° C y salinidades menores de 35,1 ups. En noviembre y diciembre del mismo año, cuando el calentamiento fue bien marcado, este indicador limitó notoriamente su distribución presentándose sólo en áreas costeras al norte y centro del litoral, para desaparecer en enero y febrero de 1983. En marzo – abril de 1983, asociado a un ligero enfriamiento reapareció en Chimbote, Cerro Azul - Pisco y de Atico a Ilo.

El fitoplancton ante estos cambios océano atmosféricos, se replegó a áreas muy costeras con focos de concentración relativamente altos (4 mL/m^3) observados entre Talara - Paita y entre Huarmey – Punta Doña María. Para el verano y otoño de 1983, las concentraciones de plancton decrecieron notablemente encontrándose en más del 93% de las muestras, valores menores de $0,1 \text{ mL/m}^3$, con focos aislados de $0,5 \text{ mL/m}^3$.

Las temperaturas que se registraron en ese evento El Niño excedieron a los 31° C frente a Paita y valores superiores a 24° C frente al Callao

La recuperación del fitoplancton después de cada evento El Niño ha sido gradual, sin embargo, después de El Niño 1982-1983 se mantuvieron concentraciones muy bajas menores de 0,5 mL/m³, asociadas a la permanencia de ASS en nuestras costas.

2.1.1.3. Comunidad fitoplanctónica en períodos fríos

Los eventos fríos conocidos como La Niña (1977; 1985; 1988-1989; 1996 y 1999) se caracterizan por una intensificación de los afloramientos costeros con la consiguiente fertilización del mar frente a la costa peruana. Estas condiciones favorecerían el desarrollo de las comunidades fitoplanctónicas. sin embargo es necesario de un periodo de calma o relajación de los afloramientos, que permitan generar nuevas celdas de fitoplancton dando lugar a el incremento gradual de sus volúmenes. Los procesos advectivos generados por los fuertes vientos ocasionarían la dispersión de las diatomeas propias de las primeras fases de la sucesión ampliando su distribución hasta por fuera de las 60 mn.

Para la primavera de 1996 y 1999, se registran concentraciones promedios de plancton superiores a 3mL/m³ con núcleos importantes localizados en las áreas de afloramiento dados principalmente por el fitoplancton. Los indicadores biológicos de masas de agua mantienen una distribución dentro de los patrones normales, observándose una ampliación en la distribución de su principal indicador *Protoperidinium obtusum* (ACF) hasta por fuera de las 60 mn.

2.1.2 Variación estacional e interanual de la biomasa planctónica y fitoplancton

En general, los picos máximos del fitoplancton son reportados en primavera, debido a condiciones favorables de luz y nutrientes, y eventualmente, en otoño..

En eventos EN, dentro de las 30 mn, la biomasa planctónica es pobre durante todo el año. El fitoplancton disminuye drásticamente en biomasa y concentración celular, sin embargo pudieron identificarse algunos núcleos aislados en la parte más costera, como resultado de débiles afloramientos que aún se presentaban. Este fenómeno puede ser visto en invierno del 1998 (Niño 1997-1998), época poco usual para estos "blooms" los cuales no fueron registrados para la primavera del mismo año.

En períodos fríos, las concentraciones planctónicas a lo largo de todo el año son altas con el marcado predominio de fitoplancton en más del 80% de toda el área. Este presenta una distribución homogénea, resaltando máximos picos en primavera los cuales pueden alcanzar concentraciones en promedio superiores a los 2,5 mL /m³.

Entre las 30 – 60 mn tanto para periodos cálidos como fríos, se mantienen las características anteriormente mencionadas pero a diferencia de las áreas costeras las concentraciones de fitoplancton en general son relativamente más bajas debido a procesos físicos y biológicos que deben tomarse en consideración .

La serie de tiempo obtenida a lo largo de los 23 años estudiados (1976-1999) ha permitido en general identificar años con mayor y menor producción primaria en donde, el fitoplancton va a jugar un rol importante debido a los aportes significativos a la biomasa total. Así tenemos entre 1976 y 1987 dentro de las 30 mn, valores muy bajos de biomasa planctónica (menor 1,0 mL /m³) en donde el fitoplancton está escaso y/o ausente. Entre 1988 y 1999 puede observarse un incremento de la producción primaria que supera a 1,5 mL /m³, alcanzando un máximo de 2,2 mL /m³, el fitoplancton en estos años muestra un repunte en sus concentraciones y una mayor cobertura en su distribución..

Entre las 30 y 60 mn se observa una tendencia muy similar a la descrita, con concentraciones menores a $0,5 \text{ mL /m}^3$ en los años de baja producción para incrementarse a partir de 1987 con un máximo de 1 mL /m^3 . Por fuera de las 60 mn, no se observa un patrón definido, las concentraciones en general son bajas asociadas principalmente a otros factores.

Las diversas oscilaciones observadas a lo largo de estos años han estado asociadas a eventos ENOS y eventos La Niña, así mismo la intensidad y duración de cada uno de ellos se han visto reflejadas en las concentraciones planctónicas y por ende del fitoplancton. dentro de las 30 mn. Concentraciones promedio por debajo de $0,5 \text{ mL /m}^3$ estuvieron asociadas a El Niño 1982–1983 y 1986–1987, mientras que concentraciones superiores a $0,5 \text{ mL /m}^3$ menores a $1,0 \text{ mL /m}^3$ han estado asociados a El Niño 1976, 1992-1993 y 1997-1998. En períodos fríos o Niña las concentraciones promedio se incrementaron significativamente con un pico máximo para 1996 superior a los $2,0 \text{ mL/m}^3$ con picos secundarios en los años 1999, 1990, 1988 y 1977. Por fuera de las 30 mn pueden observarse una tendencia muy similar en cuanto a los patrones de distribución.

Este análisis también fue realizado para una estación costera localizada al norte de nuestro litoral, el área de Chicama, en donde se tiene una serie histórica de datos de temperatura superficial (TSM). Por ser una zona costera el fitoplancton tiende a ser más abundante en gran parte del año, sin embargo dentro de las 60 mn, puede observarse patrones de distribución muy similares a los obtenidos a lo largo de la costa peruana, esto es años con mayor o menor producción primaria, con máximos de 6 mL /m^3 en el año 1996 y mínimos menores de $0,5 \text{ mL /m}^3$ en eventos ENOS dentro de las 30 mn.

2.2 Fitoplancton en áreas someras

El estudio del fitoplancton en áreas costeras someras del ecosistema de la corriente de Humboldt, en forma periódica y sistemática, es reciente, se inició en 1992 dándosele mayor énfasis a partir de 1995 a través del Proyecto Red sobre Impacto Biológico de los Eventos El Niño (RIBEN), en estaciones fijas en Ancón ($11^{\circ}46' \text{ S} - 77^{\circ}11' \text{ O}$), Mollendo ($17^{\circ}01' \text{ S} - 72^{\circ}02' \text{ O}$) e Ilo ($17^{\circ}43' \text{ S} - 72^{\circ}20' \text{ O}$). En Ancón y Mollendo continúan hasta la fecha y en Ilo fueron interrumpidos en el año 2000. Así mismo se realizaron estudios en Bahía Independencia, Pisco ($14^{\circ}15' \text{ S} - 76^{\circ}08' \text{ O}$) durante 1992, 1996 y 1997.

En todo el periodo estudiado en Ancón se han registrado 199 especies, de las cuales 115 son diatomeas, 66 dinoflagelados, 9 coccolitoforidos, 2 silicoflagelados y 6 fitoflagelados. En Ilo, 145 especies de las cuales 92 son diatomeas, 45 dinoflagelados, 2 coccolitoforidos, 2 silicoflagelados y 4 fitoflagelados.

Concordante con la dinámica del ecosistema se pueden diferenciar dos comunidades fitoplanctónicas diferentes y tal vez una tercera que aun no está realmente identificada. Estas comunidades corresponderían a condiciones diferentes:

2.2.1 Características del fitoplancton según las condiciones ambientales

2.2.1.1 Comunidad fitoplanctónica en periodos normales

El fitoplancton se caracteriza por su alta densidad promedio, con valores máximos de más de $14\,000 \times 10^3 \text{ L}^{-1}$, una marcada variabilidad temporal a pequeña escala y predominancia de diatomeas que constituyen más del 90% del fitoplancton total, aunque, en algunas ocasiones, especialmente en otoño, hay un incremento considerable de fitoflagelados, una alta riqueza específica con pocas especies muy abundantes y muchas de abundancia moderada, lo que se refleja en un bajo índice de diversidad generalmente menor de $2.5 \text{ bits cel}^{-1}$. En el área central de la costa, Ancón, los picos de máxima densidad se observan comúnmente a fines de invierno-comienzos de primavera y en otoño y en el área sur, Mollendo e Ilo, en primavera y verano.

En Ancón las especies más importantes fueron *Skeletonema costatum*, *Chaetoceros socialis*, *Ch. debilis*, *Ch. curvisetus*, *Leptocylindrus danicus*, *Pseudonitzschia delicatissima*, entre las diatomeas y *Ceratium furca*, *C. fusus* var. *fuscus*, *C. tripos*, *C.*

dens, *Gymnodinium sanguineum* y *Prorocentrum micans*. En Mollendo predominaron, *P. delicatissima*, *P. pungens*, *Thalassiona nitzschioides*, *Detonula pumila* y *Ch. socialis*.

En Ilo la predominancia fue de *D. pumila*, *Asterionellopsis glacialis*, *Thalassiosira subtilis*, *Ch. socialis*, *Ch. compressus*, *Skeletonema costatum*, *P. pungens* y *Lithodesmium undulatum*, entre las diatomeas y *P. gracile*, y *G. sanguineum* entre los dinoflagelados. Las densidades fueron mayores de $6000 \times 10^3 \text{ cel L}^{-1}$.

El fitoplancton de invierno en bahía Independencia es bastante homogéneo y típico de áreas de afloramiento. La concentración de nutrientes no constituye un factor limitante para su desarrollo, cambios en la composición y distribución del fitoplancton, son controlados fundamentalmente por los procesos físicos

2.2.1.2 Comunidad fitoplanctónica en periodos cálidos: El Niño

El Niño afecta la densidad, dominancia, ciclo anual, composición y diversidad del fitoplancton, siendo mayor el impacto en la superficie y menor en el fondo. Resultando en una drástica disminución de la densidad, menor porcentaje de dominancia de diatomeas, una variación estacional no bien definida con interrupción del crecimiento primaveral, un aumento de la diversidad, disminución de las diatomeas pequeñas, presencia de especies oceánicas de aguas cálidas como *Chaetoceros breve*, *Ch. costatus*, *Pseudosolenia calcar avis*, *Rhizosolenia hyalina*, *Planktoniella sol*, *Lioloma pacificum*, *Thalassiothrix longissima*, *Pyrocystis lunula*, *Brachidinium* sp y *Emiliana huxleyi*. El dinoflagelado *Protoperdinium obtusum* considerado como indicador de aguas costeras frías, prácticamente desaparece en esta área, dependiendo de la intensidad del evento.

En Ancón, durante los periodos de calentamiento, el porcentaje de diatomeas disminuyó constituyendo sólo el 70% del total de fitoplancton durante El Niño 1992-1993 y 46% durante El Niño 1997-1998, eventos considerados como moderado e intenso, respectivamente. La densidad varió inversamente a la temperatura, registrándose valores bajos, con excepción del mes de abril de 1997 en el que la densidad se incrementó hasta $14\,000 \times 10^3 \text{ cel L}^{-1}$, a causa de una inusual dominancia de fitoflagelados.

En Bahía Independencia durante El Niño 1997, también se encontraron diatomeas de aguas cálidas como *Chaetoceros atlanticus*, *Ch. costatus*, *Ch. radicans*, *Eucampia cornuta*, *Thalassiosira partheneia*, *Lioloma delicatulum*, *L. pacificum*, *Planktoniella sol* y *Emiliana huxleyi*.

En Mollendo durante El Niño 1997-1998 las densidades fueron muy pobres, menores de $13\,760 \text{ cel L}^{-1}$ asociadas a anomalías térmicas positivas de 3.3° C con presencia de diatomeas de aguas cálidas como *Asteromphalus flavellatus*, *Planktoniella sol*, *Proboscia alata* f. *indica*, *Protoperdinium grande* y *P. elegans*, estas especies se registran en el área generalmente durante las estaciones de primavera y verano debido al acercamiento de aguas subtropicales superficiales, pero durante El Niño se registran también durante el otoño e invierno. El índice de diversidad se incrementó hasta $3.99 \text{ bits cel}^{-1}$.

2.2.1.3. Comunidad fitoplanctónica en periodos fríos.

Podría considerarse una tercera condición que correspondería a un periodo frío cuyo impacto en áreas someras recién está siendo investigado quedando todavía muchas interrogantes por resolver. La comunidad fitoplanctónica durante este periodo presenta, con pequeñas variaciones, características similares al periodo normal.

En Ancón durante el periodo frío que ocurrió frente a las costas del Perú entre marzo 1996 y marzo 1997, se observó una gran variabilidad cuantitativa fluctuando de

densidades mínimas a máximas y viceversa alcanzándose hasta $14\ 000 \times 10^3$ cel L⁻¹. El florecimiento estacional se inició tardíamente pero en general se observó un ciclo anual dentro de un marco normal con máxima abundancia en primavera y mínima en invierno. El índice de diversidad fue bajo, menor de 2.5 bits cel⁻¹. Se diferenciaron dos comunidades una en verano-otoño con dominancia de fitoflagelados y abundancia de las diatomeas *L. danicus* y *Ch. danicus* y otra en invierno-primavera con dominancia de diatomeas como *S. costatum*, *C. closterium*, *Nitzschia* sp y *Nitzschia bicapitata*.

En Mollendo la máxima densidad se observó en primavera 1996 con dominancia de 90 a 100% de diatomeas y en el verano 1997, especialmente en el mes de febrero, cuando el silicoflagelado *D. fibula* constituyó el 76% del fitoplancton, lo que podría estar relacionado con las bajas temperaturas.

En Ilo, en la playa Pozo de Lisas se observó la mayor abundancia ($512\ 140$ cel L⁻¹) durante la estación de invierno de 1996.

Durante los años 1999 y 2000 las densidades de fitoplancton fueron bajas y la composición espeiológica atípica lo que podría relacionarse con el origen de las masas de agua.

2.2.2. Alta variabilidad y sucesión fitoplanctónica

También se hizo un estudio sobre alta variabilidad del fitoplancton y otro sobre sucesión. El primero se realizó en Bahía Independencia, Pisco en marzo-abril de 1988, se encontró que a pequeña escala temporal existe una escasa variabilidad en cuanto a composición de especies y una alta variabilidad en cuanto a densidad. El segundo se realizó en Ancón de 1995 a 1999. La sucesión se inicia a fines de invierno y comienzos de primavera con un crecimiento explosivo de diatomeas pequeñas que forman cadenas como *S. costatum*, *Ch. socilis*, y *Ch. debilis*, favorecidas por una gran disponibilidad de nutrientes, posteriormente asociadas a un decaimiento de los nutrientes, se presentan diatomeas un poco más grandes como *Ch. curvisetus*, *Thalassiosira angulata*, *Asterionellopsis glacialis*, *Actinocyclus octonarius*, *Thalassionema bacillaris*, *Pseudonitzschia pungens* y *Thalassionema nitzschioides*. Un segundo florecimiento de diatomeas ocurre a inicios del verano. Al final del verano y comienzo de otoño esta comunidad es reemplazada por una población mixta de diatomeas grandes, fitoflagelados y dinoflagelados pequeños como *Gyrodinium* y *Gymnodinium*, los mismos que tienen menores requerimientos de nutrientes y finalmente ocurre el mínimo invernal con presencia de fitoflagelados. En general la comunidad fitoplanctónica de este ecosistema permanece en las primeras etapas de la sucesión.

2.3 Riqueza de especies

El ecosistema de afloramiento peruano es muy rico no sólo por los importantes recursos pesqueros que de él se extraen sino también por la alta biodiversidad fitoplanctónica. OCHOA *et al.* (1999) realizaron una revisión de los principales grupos (diatomeas y dinoflagelados) registrados hasta el momento. Esta sinopsis se basó en los trabajos de ROJAS DE MENDIOLA (1981). que hizo una síntesis de los estudios fitoplanctónicos ejecutados de 1961 a 1970. y de OCHOA Y GÓMEZ (1997) quienes estudiaron los dinoflagelados presentes en aguas peruanas desde 1982 a 1985. Así mismo. se tomaron en cuenta a ANTONIETTI (1989), BARREDA (1957), BALECH Y ROJAS DE MENDIOLA (1977), BALECH (1978), BLASCO (1971), CALIENES (1966. 1973. 1992), CHIRINOS DE VILDOSO (1976). DELGADO (1990), HASLE Y ROJAS DE MENDIOLA (1967), HENDRIKSON *et al.* (1982). GUILLEN *et al.* (1971), GRAHAM Y BRONIKOVSKY (1944), LANDA (1953), OCHOA Y GÓMEZ (1981,1987, 1988), OCHOA *et al.* (1985), PAULY *et al.* (1989), RATKOVA (1981), ROJAS DE MENDIOLA (1958, 1966), ROJAS DE MENDIOLA Y OCHOA (1972), ROJAS DE MENDIOLA Y ESTRADA (1976), ROJAS DE MENDIOLA *et al.* (1981,1985), SÁNCHEZ (1989.1994), SÁNCHEZ *et al.* (1988), SOLÉ (1974), SUKHANOVA *et al.* (1978), STRICKLAND *et al.* (1969) y VILCHEZ *et al.* (1991).

Se han registrado para el Perú un total de 169 especies de diatomeas, agrupadas en 62 géneros, 20 familias y 2 ordenes, lo que representaría el 12% del total de las diatomeas a nivel mundial. Más de la tercera parte de la flora total (63%) son monotípicos (39 géneros) y un solo género incluye 41 especies.

En cuanto a los dinoflagelados se han registrado 208 especies incluidas en 39 géneros, 21 familias y 8 ordenes, lo que representa más del 14% del total registrado a nivel mundial. Del total tenemos que 29 géneros (74%) son monoespecíficos y más de 11 especies se registran en un solo género.

El grupo de los silicoflagelados, presenta 2 familias 2 géneros y 3 especies; los coccolitofóridos a su vez presentan 7 familias, 11 géneros y 12 especies, mientras que los fitoflagelados tienen 2 familias, 3 géneros y 4 especies.

3. ZOOPLANCTON

El zooplancton marino se caracteriza por la presencia tanto de organismos holoplanctónicos (que viven toda su vida siendo plancton) como meroplanctónicos (estadios larvales de crustáceos, moluscos y peces), siendo éstos últimos más frecuentes en la zona costera. Se puede generalizar que a lo largo de la costa se presentan tres ensamblajes, definidos principalmente por las masas de agua que caracterizan al mar peruano. Así en la parte norte entre Punta Falsa y frontera con el Ecuador se determina un ensamblaje relacionado con las Aguas Ecuatoriales Superficiales, mientras que en la parte costera entre Punta Falsa y frontera sur con Chile esta se encuentra regida por las Aguas Costeras Frías, y finalmente el ensamblaje oceánico observándose organismos propios de las aguas Subtropicales Superficiales diferentes a los antes mencionados.

El zooplancton está constituido por una amplia gama de organismos, desde pequeños tintínicos hasta cordados como apendicularias, salpas y doliolos. Siendo el grupo más importante tanto por el número de especies como sus niveles de abundancia los crustáceos y dentro de ellos los copépodos son los que aportan las mayores densidades.

3.1 Características del zooplancton según las condiciones ambientales

El zooplancton por sus características morfológicas son sensibles a las variaciones en el ambiente, observándose cambios en la distribución de estos organismos por el acercamiento o alejamiento de las masas de agua. Así se puede mencionar que en condiciones normales el zooplancton tiene un comportamiento determinado tanto en composición como en densidad, mientras que en periodos anómalos como eventos El Niño rápidamente cambian los patrones de distribución y densidad. Por otro lado se ha evidenciado que a lo largo de toda la costa peruana existe una alta variabilidad temporal y espacial, basados en los cambios observados frente a Chimbote sobre la abundancia, composición y distribución del zooplancton en donde se notaron cambios importantes en un tiempo muy corto.

3.1.1 Comunidad zooplanctónica en periodos normales

La composición y distribución del zooplancton hasta 60 mn de la costa frente al Perú normalmente muestra variaciones latitudinales y estacionales. Generalmente la menor biomasa se presenta durante el otoño e invierno alcanzando mayores valores en la estación de la primavera y verano, incremento relacionado con la principal época de reproducción de gran número de organismos así como el aporte de inmigrantes zooplanctónicos traídos con el avance de las aguas ecuatoriales en el área norte hasta aproximadamente 06°S.

Latitudinalmente se observa que la mayor biomasa del zooplancton dentro de las 60 mn de la costa se da entre los 4 y 6° y al sur de los 14° coincidente con áreas de plataforma más reducida, observándose la presencia de eufáusidos, quetogantos, salpas, etc. y organismos menores como copépodos, ostrácodos, cladóceros y un cúmulo importante de organismos meroplanctónicos que abundan en las áreas próximas a la costa.

En condiciones normales el zooplancton en la parte norte se encuentra representado por organismos omnívoros y carnívoros, en la zona costera entre los 6 y 18°S hay un predominio de especies fitófagas o filtradoras alimentándose principalmente de detritus y de fitoplancton de microtamaño. En la zona oceánica el zooplancton es más grande con una mayor incidencia de especies carnívoras, siendo escasos los fitófagos.

3.1.2 Comunidad zooplanctónica en periodos cálidos: El Niño

Los cambios más notorios que se dan en el zooplancton por efecto de la tropicalización están referidos al decrecimiento de estadios larvales de organismos meroplanctónicos propios de la zona costera y la aparición de una variedad de organismos de áreas oceánicas o ecuatoriales, siendo los carnívoros los más importantes por sus niveles de abundancia. Especies como el copépodo *Centropages brachiatus* propio de las aguas costeras frías disminuye progresivamente llegando a desaparecer completamente durante el evento, en este lapso esta especie produce huevos en estado de diapausa, los mismos que eclosionarán cuando las condiciones normales se restablezcan. Por otro lado *Centropages furcatus* especie característica de las aguas ecuatoriales comienzan a aumentar tanto en frecuencia como en abundancia.

3.1.3 Riqueza de especies

Hasta la actualidad a nivel del zooplancton epipelágico se ha determinado alrededor de 300 especies. Correspondiendo alrededor de 60 especies para las medusas, 29 especies de sifonóforos, 54 especies de anfípodos, 152 especies de copépodos, 14 especies de quetognatos, 13 especies de eufáusidos, 4 especies de poliquetos, 12 especies de salpas, 5 de cladóceros, 5 de ctenóforos, entre otros.

3.1.4. Migraciones Nictimerales

Algunas especies del zooplancton realizan migraciones verticales, así frente a Chimbote se determinó que los eufáusidos, los anfípodos y copépodos fueron los grupos que realizaron estas migraciones, encontrándose en superficie en horas de la noche. Siendo los dos primeros quienes realizan migraciones más marcadas que llegan hasta profundidades mayores a los 50 metros, siendo en los copépodos migraciones dentro de los 50 m de profundidad.

Algunos estudios señalan que las concentraciones de oxígeno menores a los 0,5 mL/L parecen haber limitado la distribución de algunos copépodos como *Centropages brachiatus* y *Paracalanus parvus*, mientras que un segundo grupo como *Eucalanus inermis*, *Euaetideus bradyi*, *Rhincalanus nasutus* estuvieron entre 50 y 100 m en donde las concentraciones de oxígeno fueron en general menores a 0,5 mL/L. Otras especies como el eufáusido *Euphausia mucronata* se encuentra asociada a la capa mínima de oxígeno sub-superficial y con área de afloramiento

Se ha observado una marcada concentración de zooplancton en la capa de los 50m de profundidad cuando el número total de copépodos por metro cuadrado fue alta, pero cuando la densidad era menor a los 25,000 se observó pequeñas diferencias verticales en la densidad y biomasa por metro cúbico.

3.2 ICTIOPLANCTON

Casi el 90% de las especies ícticas de la costa peruana tienen sus primeros estados de vida en el plancton, siendo el estudio de esta componente un punto importante dentro del ecosistema del mar peruano. En la actualidad se ha podido reconocer en el ictioplancton solamente el 35% de las especies, debido principalmente al tipo de muestreo que se tiene y a los diferentes estados alopomorfos que tienen las especies ícticas.

El reconocimiento de la mayoría de las especies ícticas se tiene a nivel de familias, siendo el grupo más difícil de reconocer los Blennoidei, gobioididae, entre otros.

Existen pocos trabajos que describen las primeras fases de vida de especies ícticas, solamente se conocen algunos de importancia comercial como la anchoveta, sardina, caballa, jurel, merluza, y otras de menor importancia como el pejerrey, algunos mictófidcos, peces linterna entre otros.

La especie que más se conoce a nivel del ictioplancton es la anchoveta. Los huevos tienen 11 estadios y eclosionan al tercer día y se encuentran asociados a un rango de temperatura entre 14,9 y 19,9 °C. Las larvas recién eclosionadas miden entre 1,7 y 2,25 mm, con presencia de vitelo, sin pigmentación ocular y boca no funcional. Las larvas comienzan a alimentarse en el cuarto día, después de la reabsorción completa del vitelo. Las larvas se caracterizan por presentar intestino largo y el patrón de pigmentación se basa en los melanóforos de color marrón oscuro que van aumentando en número y cambiando en su forma, de rayas finas a estrelladas, que van a caracterizar longitudes determinadas de la larva. La capacidad natatoria se incrementa de 0% del momento de la eclosión hasta el 50% al cumplirse los 4,5 días, relacionado con el primera alimentación. El primer día las larvas de alimentaron de fitoplancton, principalmente de *Actinocyclus* y *Gymnodinium*, prefiriendo especies que no forman cadenas con una concentración mínima requerida de 80 partículas/mL, si el tamaño de partícula estuviera entre 15 y 20 micras. Conforme va creciendo la larva cambia su dieta por zooplancton, empezando con nauplios de copépodos y copépodos pequeños.

Tanto los huevos como las larvas de anchoveta se encuentran principalmente dentro de los 50 m de profundidad con la mayores densidades en los primeros 30 m de profundidad, sin embargo bajo ciertas condiciones aun no determinadas se les puede encontrar a mayores profundidades. Las larvas se encuentran asociadas con masas de agua que tienen una alta concentración de zooplancton.

3.3 Características del ictioplancton según las condiciones ambientales

3.3.1 Ictioplancton en periodos normales

El ictioplancton tiene tres grupos definidos, el primero entre Puerto Pizarro y Punta Falsa, caracterizado por la presencia de especies propias de la provincia panameña, con una alta diversidad de especies y abundancias bajas, en tanto que en la parte costera entre Punta Falsa e Ilo la especie predominante tanto en frecuencia como en abundancia es la anchoveta, en la parte más cercana a costa de acuerdo con la zona se presentan algunas especies como blénidos, algunos de la familia Sciaenidae, mientras que en la parte oceánica se encuentra una alto número de especies propias de las zonas mesopelágicas e incluso batipelágica, siendo una de las especies más importante el pez luminoso *Vinciguerria lucetia*, seguido de peces linterna como *Diogenichthys laternatus*.

En periodos normales la anchoveta desova a lo largo de toda la costa peruana, principalmente entre los 06° y 14°S hasta las 30 mn de la costa, conocido como el stock norte-centro, y otro entre los 14° y 18°S correspondiendo al stock sur. El ciclo de desove es continuo entre julio y marzo, presentándose el pico de mayor intensidad en invierno y un segundo pico durante el verano. Sus niveles de abundancia son altos en comparación con otra especie, habiéndose registrado más 30 000 huevos/m². En los últimos años la presencia de huevos y larvas de sardina ha sido escasa, debido principalmente a que esta especie ocupa el nicho dejado por la anchoveta y cuando las condiciones son normales en donde la anchoveta ocupa sus áreas tradicionales la presencia de sardina es muy baja.

El ciclo de desove principal de la merluza es entre agosto y diciembre, aunque existe evidencia que la especie desocva todo el año, el desove ocurre entre los 4° y 8° pudiéndose encontrar incluso hasta los 10°S. Algunos estudios han señalado que la presencia de huevos y larvas de merluza se encuentra relacionada más con los niveles de biomasa de la anchoveta, aparentemente cuando los niveles de abundancia de la anchoveta son altos el desove de la merluza es muy bajo, siendo alto cuando la biomasa de la anchoveta es baja.

La distribución del desove de jurel se dá principalmente en el área sur entre 16° y 18°30'S, aunque se han registrado desoves en diferentes puntos del litoral desde 13°S en

concentraciones bajas, extendiéndose el desove hasta las 120 mn de la costa. El área principal de distribución larval se determinó a 300 mn de la costa frente a Mollendo, generalmente asociado a los bordes de los afloramientos intensos del sur, cuya fuente principal son las aguas de la sub-antártida y el frente de éstas aguas con las ASTS

3.3.2 Ictioplancton en periodos cálidos: El Niño

Los primeros cambios que se observan en el icitioplancton durante un evento cálido es el aumento del número de especies del icitioplancton, aumentando el número de especies de los peces planos, los góbidos, los mictófid, peces abisales y un gran número de especies de la provincia panameña, los cuales pueden llegar hasta los 12°S, pues en condiciones normales suelen encontrarse al norte de los 6° por el avance del frente ecuatorial hacia el sur.

Por otro lado se observa una disminución drástica en la frecuencia y niveles de abundancia de huevos y larvas de anchoveta, incluso el área de desove se restringe a áreas muy localizadas, observándose pequeños parches aislados.

Especies como sardina, caballa, incrementan sus niveles de abundancia y frecuencia, principalmente en el área entre lo 9° y 12°S debido principalmente a una tropicalización del ambiente que favorece a las especies. Así se nota que éstas especies se encuentran relacionadas con las ASS con salinidades superiores a los 35,2 ups. La merluza también amplía su patrón de distribución habiéndose encontrado hasta los 17°S, evidenciando claramente cambios importantes en el comportamiento de este recurso.

Es importante mencionar que especies propias de las ACF como el pejerrey *Odonthesthes regia regia* disminuye drásticamente sus niveles de abundancia llegando incluso a niveles de biomasa tan bajos que toma un tiempo largo para recuperarse.

En términos generales es importante mencionar que los niveles de abundancia y frecuencia de los primeros estados de vida de especies ícticas no depende exclusivamente de las condiciones del ambiente sino también de los niveles poblacionales de cada una de las especies en mención.

3.3.3 Ictioplancton en periodos fríos:

Se observa una disminución del número de especies, observándose la presencia de *Normanichthys crockeri* en estaciones muy pegadas a la costa principalmente al sur de los 12°S.

En el caso de la anchoveta los periodos fríos hacen que la distribución su distribución se amplie, pudiéndose incluso encontrar hasta las 200 mn de la costa, observándose núcleos importante de desove por fuera de las 60 millas, a pesar de encontrarse núcleos importantes hay un predominio de una dispersión de los huevos. Latitudinalmente se puede encontrar distribuída más al norte pudiendo llegar a la frontera norte con el Ecuador. En éste periodo las mayores densidades de huevos y de larvas no se dan en la parte costera, generalmente se observa por fuera de las 20 mn de la costa.

3.3.4 Migraciones nictimerales

La migración nictimeral a nivel de icitioplancton se ha realizado solamente para *Leuroglossus stilbius* y *Bathylagus nigrygenis* de la familia bathylagidae, notándose un claro comportamiento migratorio en la columna de agua de entre los 100 y 0 m de profundidad.

4. MAREAS ROJAS

En el Perú los eventos de mareas rojas han sido conocidos desde décadas pasadas, los cuales se presentaron principalmente en los meses de primavera y verano. Debido a su reiterada presencia RHYTER (1967), ROJAS DE MENDIOLA (1979), SANTANDER y OCHOA (1982), ANTONIETTI Y SÁNCHEZ (1988), OCHOA Y GÓMEZ (1986), SÁNCHEZ Y DELGADO (1996), SÁNCHEZ *et al.* (1998) y

VERA *et al.* (1999), realizaron estudios con la finalidad de obtener una descripción más detallada.

4.1. Registros eventuales a lo largo del litoral peruano

La información de más de 20 años nos han permitido registrar a lo largo del litoral peruano más de 100 casos de mareas rojas producidas por un total de 18 especies. Habiéndose establecido la frecuencia y estacionalidad de las especies productoras de estas discoloraciones. Entre los organismos productores de mareas rojas más frecuentes tenemos *Noctiluca scintillans* (31%), *Gymnodinium sanguineum* (30%), *Mesodinium rubrum* (13%), *Alexandrium peruvianum*, *Prorocentrum micans*, *Olisthodiscus luteus* y *Ceratium fusus var. fusus* presentan frecuencias menores del 5%.(Tabla 1). Con excepción de *P. micans*, estos organismos no producen toxinas, sin embargo muchos de los citados en la literatura como tóxicos a nivel mundial se encuentran en la flora normal de la comunidad fitoplanctónica de nuestras costas.

Los trabajos de OCHOA y GÓMEZ (1986); OCHOA (1986); ANTONIETTI y SÁNCHEZ (1988); ANTONIETTI (1988); DELGADO (1990) y SÁNCHEZ (1996 a, b), nos brindan información adicional sobre algunos de los eventos puntuales producidos en el Perú.

Durante 1987 se registró el mayor número de mareas rojas (13 casos), seguido de 1985 (12 casos) y 1997 (10 casos). La especie más frecuente en 1987 y 1997 fue *N. scintillans* y para 1985 fue *Ceratium fusus var. fusus*. Los meses de mayor incidencia fueron los correspondientes al verano y parte del otoño, siendo visualizadas entre las 30 y 60 mn.

4.2. Registros diarios en bahías

Los reportes diarios de mareas rojas en el Callao se han incrementado a más de 200 casos. Las discoloraciones van desde el rojo oscuro, pardo, marrón al verde y/o blanquecino. La intensidad de las mismas esta en función del organismo productor y su concentración.

La circulación marina restringida en estas bahías puede producir ciclos regulares y repetitivos de conversión entre formas móviles y quísticas de las especies productoras de mareas rojas, perpetuándose de esta manera en la zona.

A partir de 1988, se observa un incremento en las frecuencias de apariciones en el Callao, con tres picos importantes: en 1990 (26 casos) 1993 y 1996 (23 casos cada uno). El mayor número de apariciones fue observado en la bahía de Miraflores (55%), seguido de la Bahía del Callao (45%), observándose en esta una mayor diversidad de especies (13) con una tendencia al incremento a partir de 1998.

Los dinoflagelados fueron los más frecuentes (61%), seguido de las diatomeas (17%) y los fitoflagelados (11%). Su aparición estuvo relacionado a la primavera y verano.

En la bahía de Miraflores se destaca el fitoflagelado *Olisthodiscus luteus*, con concentraciones celulares de 41×10^6 cel/L a 24° C; *Prorocentrum micans* con 13×10^6 cel/L a 17,4° C y *Gymnodinium sanguineum* con 3×10^6 cel/L a 19° C, entre otros. En la bahía del Callao se han presentado en forma más frecuente *Alexandrium peruvianum* con concentraciones celulares de 20×10^6 cel/L a 19° C; *Amphiprora* sp. 12×10^6 cel/L a 14,7° C; *Eutreptiella gymnastica* con 52×10^6 cel/L a 16,5° C y *Prorocentrum micans* con 6×10^6 cel/L a 16,5° C, entre otros.

En general el tiempo de duración de cada evento pueden variar entre unos pocos días a más de una semana. Sin embargo durante los eventos El Niño (82-83 y 86-87) se tienen una duración de hasta tres meses, siendo responsable *Gymnodinium sanguineum*. Para los Niños 91-92 y 97-98 el tiempo de duración fue de un mes, siendo responsables *Olisthodiscus luteus*, *Alexandrium peruvianum* y *Gymnodinium splendens*.

La presencia de algunos de estos eventos estuvieron asociados a la mortalidad de organismos bentónicos y peces, sin embargo no se tienen casos de intoxicación por la ingestión de algunos de estos productos. El área más afectada estuvo localizada a 13°40'S (Pisco), registrándose desde 1983 a la fecha una decena de casos en verano. En abril de 1997 se registró otra

mortandad de peces asociado a *Noctiluca scintillans* (SÁNCHEZ et al., 1998). En el Callao (12°00' S) también se han producido mortalidades de peces que alcanzaron los 450 m de extensión asociadas a *Alexandrium peruvianum* (enero 1995). Se vienen reportando especies nuevas como productoras de mareas rojas para el litoral como *Alexandrium affine*, *Gonyaulax polyedra*, *Gonyaulax sp.*, *Strombidium conicoides* y *Scropsiella trochoidea*. Su presencia no es asociada a mortalidad de especies marinas.

Entre 1998 y 2001 se incremento este numero registrándose a 28 especies localizando la mayor parte de los registros al norte y centro como *Dyctocha fibula*, *Gonyaulax sp.*

4.3. Especies potencialmente tóxicas

Entre las especies del fitoplancton que pueden ser consideradas como tóxicas en el ecosistema de afloramiento peruano están las diatomeas del género *Pseudo-nitzschia* y dinoflagelados del género *Dinophysis*. Sin embargo, las concentraciones reportadas hasta el momento son muy bajas. En cuanto al género *Pseudo-nitzschia* la especie *P. seriata* está considerada como tóxica, pero sus concentraciones son muy bajas (50 cel/L), la misma que es esporádica durante todo el año. *Pseudo-nitzschia pungens* v. *multiseries* y *P. pseudo-delicatissima* sindicadas como tóxicas, representan a una variedad de las especies que normalmente tenemos en nuestra costa, haciéndose necesario la confirmación taxonómica de las mismas. Para el género *Dinophysis* las concentraciones oscilan entre 100 cel/L como mínimo y como máximo no superan las 1000 cel/L, su presencia en nuestras costas está condicionada a la estación de verano, con el acercamiento de masas de agua oceánica.

En los géneros *Alexandrium*, *Gymnodinium* y *Gonyaulax*, entre otros, sindicados por tener representantes tóxicos, estos no han sido registrados hasta el momento por el IMARPE. Actualmente el número de organismos formadores de floraciones algales se ve incrementado con nuevos registros como *Alexandrium affine*, *Gonyaulax polyedra*, *Strombidium conicoides* y *Scropsiella trochoidea*; pero su presencia no ha sido relacionada a mortalidad de especies marinas, así como a casos de toxicidad

Es importante estudiar las Mareas Rojas así como los organismos relacionados con su presencia directa e indirecta, principalmente cuando ésta tiene efectos negativos sobre la fauna al producir su mortalidad y en general para comprender las causas de los cambios en el ecosistema, cuando se producen las proliferaciones de un organismo

Con el propósito de verificar si había una relación anfípodos – marea roja y tratar de entender los factores ligados a este fenómeno, CARRASCO (1981) analizó las muestras de zooplancton en aguas costeras de la zona central en épocas de mareas rojas para el área comprendida entre Huacho (11°30' S) y San Juan (15°20'S) en el período diciembre a mayo de 1968 a 1978 concluyendo que la presencia del anfípodo hipórido *Hyperia medusarum* nos indicaría la presencia de una marea roja producida por *Gymnodinium sanguineum*

5. BIBLIOGRAFIA

ANTONIETTI, E., S. SÁNCHEZ. 1988. Mareas rojas frente al Callao. Libro de resúmenes del IX Congreso Nacional de Biología (27 de noviembre -02 de diciembre de 1988). Piura, Perú: 290-291pp.

ANTONIETTI, E. 1989. El fitoplancton en dos bahías del litoral peruano en abril de 1987. Rev. Com. Permanente Pacifico Sur. N° especial: 127-133pp.

ANTONIETTI, E., P. VILLANUEVA, E. DELGADO y F. CHANG. 1993. dinoflagelados Indicadores de El Niño 1991-1992. Bol. ERFEN, N° 32-33: 20-24.

ABANTO, M. 2001. Composición, distribución y abundancia de copépodos Planctónicos Marinos en la Costa Norte-Centro (03°30' S- 14°00' S) frente al litoral peruano entre los años 1980 y 1989. Tesis para optar el título de Licenciado en Biología. UNFV.

ARONES, KATIA. 1997. Distribución Horizontal de los Amphipoda (Crustácea) en el Mar Peruano durante el Fenómeno "El Niño" Verano de 1983. Tesis para Optar el Título de Licenciado en Biología. Facultad de Ciencias Biológicas. Universidad Ricardo Palma.

ARONES, K. 1999 a. El ictioplancton en la evaluación del subsistema bento demersal y los procesos de interacción recurso-ambiente en la región norte del Perú 9908. Area de Evaluación de Producción Secundaria. IMARPE. Informe interno.

ARONES, K. 1999 b. Zooplancton e ictioplancton durante la evaluación del subsistema bento demersal y los procesos de interacción recurso-ambiente en la región norte del Perú 9912. Area de Evaluación de Producción Secundaria. IMARPE. Informe interno.

ARONES, K. y P. AYON. 1998. Estudio del Ictioplancton y el Zooplancton entre Puerto Pizarro y Huarmey durante el Crucero de Evaluación del Recurso Merluza BIC José Olaya Balandra 9806-07. Instituto del Mar del Perú. Inf. Inst. Mar Perú N° 138:101-111.

ARONES K., L. QUIPUZCOA; E. DELGADO; P. VILLANUEVA; S. SANCHEZ; J. SOLIS; O. MORON; N. CARRASCO; L. VASQUEZ y F. VELAZCO. EL Plancton y Bentos y su interacción con las variables ambientales en áreas seleccionadas del Mar Peruano durante el año 2000. Proyecto Mejoramiento de la Capacidad de pronóstico y Evaluación del fenómeno El Niño para la prevención y Mitigación de Desastres en el Perú. En Prensa.

AYON, P. Y M. GIRON. 1997. Composición y distribución del ictioplancton frente a la costa peruanadurante febrero a abril 1997. Inf. Inst. Mar Perú N° 127: 49-55.

AYON, P. 1999. Volúmenes de zooplancton e ictioplancton frente a la costa peruana en verano e inicios de otoño 1999. Crucero BIC José Olaya Balandra 9902-03, de Tumbes a Tacna. Inf. Inst. mar Perú N°147:59-70.

AYON, P. y KATIA ARONES. 1997. Características Generales del Zooplancton en la Costa Norte Centro durante el Crucero BIC SNP-1 9607-08. Inf. Inst. Mar Perú N° 124:51-56. Instituto del Mar del Perú.

AYON, P. y KATIA ARONES. 1998. Comunidades de Zooplancton e Ictioplancton de la Costa Norte-Centro del Perú. Crucero BIC HUMBOLDT 9705-06. Inf. Inst. Mar Perú N° 128:70-79. Instituto del mar del Perú.

AYON, P. 2002. La anchoveta y vinciguerría en el ictioplancton de la costa peruana. ICBAR (24-26 abril 2002, UNMSM).

AYON, P. and K. ARONES. 2002. Changes in the ichthyoplankton during El Niño events along the peruvian coast. Symposium "Impacts of El Niño and Basin Scale Change on Ecosystems and living Marine Resources: A comparison between the California and the Humboldt Current Systems" (7-10 agoust 2002- Viña deñ Mar- Chile).

BALECH, E. y B. ROJAS DE MENDIOLA. 1977. Un nuevo Gonyaulax productor de Hemotalasia en Perú. Neotropica 23(69):49-54

BARREDA, M. 1957. El plancton de la bahía de Pisco. Bol. Comp. Adm. del Guano 33(9):7-24.
BLASCO, D. 1971. Composición y distribución del fitoplancton en la región del afloramiento de las costas peruanas. Inv. Pesq. 35 (1): 61-112.

BOYD, C. and S.L. SMITH. 1981. Grazing patterns of copepods in the upwelling system off Peru. Bol. Ins. del Mar del Perú. Vol. Extraordinario.

CALIENES, R. 1966. Fluctuaciones del fitoplancton en relación con los fosfatos, Temperatura y el desove de la anchoveta (*Engraulis ringens* J.) en el área de Callao en los años 1961-1962. Mem. Primer Seminario Latinoamericano sobre el Océano Pacifico Oriental. Univ. Nac. Mayor de San Marcos. Lima, Perú: 70-72.

- CALIENES, R. 1973. Diversidad y asociación del fitoplancton en Callao 1961-1962. Tesis de Bachiller. Univ. Nac. San Agustín de Arequipa. Perú.
- CARRASCO, S. 1989. Anfípodos Planctónicos del área comprendida entre Paita y Chimbote. Perú. Tesis para optar el título de Licenciado en Biología. Univ. Ricardo Palma. 74p.
- CARRASCO, S. 1993. Ictioplancton como indicadores de El Niño. CPPS, Boletín ERFÉN (32-33): 12-19.
- CHIRINOS DE VILDOSO, A. 1976. Aspectos biológicos Del fenómeno El Niño 1972-73. Parte I. Distribución de la fauna. FAO. Informe de Pesca N° 185: 62-79.
- DELGADO, E. 1990. Variación estacional de los dinoflagelados en el área del Callao durante el año 1987. Tesis. Universidad Ricardo Palma. Lima. Perú.
- GOMEZ, O. 1996. El fitoplancton del área de Corralitos, Ilo, Moquegua, durante 1993-1995. Libro de Resúmenes V Reunión Científica del ICBAR. Pág. 64
- GOMEZ, O. 1997. El fitoplancton en dos áreas de afloramiento de la provincia de Ilo, Moquegua, durante 1995. Libro de Resúmenes VI Reunión Científica del ICBAR. Pág. 64
- GOMEZ, O. I. 1997. Efecto del fenómeno El Niño en la comunidad fitoplanctónica en dos áreas de afloramiento de Ilo, Moquegua. Libro de Resúmenes del Seminario Taller: Impacto Biológico de los eventos El Niño. CONCYTEC
- GOMEZ, O. 1998. El fitoplancton de la playa Pozo de Lizas, Ilo, Moquegua durante enero 1995 a marzo 1998. Libro de Resúmenes VII Reunión Científica del ICBAR. Pág. 65
- GOMEZ, O. 1999. El Niño y su efecto en el fitoplancton de la bahía de Ilo, Moquegua, durante 1997-1999. Libro de Resúmenes del Seminario Taller: Impacto de los eventos El NIÑO OSCILACIÓN SUR sobre la diversidad Biológica de América Latina. Pág. 18
- HARRISON, W. G., T. PLATT, R. CALIENES y N. OCHOA. 1981. Photosynthetic parameters and primary production of phytoplankton population off the Northern Coast of Peru. Coastal and Estuarine Sciences 1. Coastal Upwelling. American Geophysical Union. Washington D. C.
- HASLE, G. R. y B. ROJAS DE MENDIOLA. 1967. The fine structure of some Thalassionema and Thalassiothrix especies. Phycologia, 69<2 and 3>:107-125. R
- HENDRIKSON, P., K. G. SELLNER, B. ROJAS DE MENDIOLA, N. OCHOA y R. ZIMMERMANN. 1982. The composition of particulate organic matter and biomass in the Peruvian upwelling region during ICANE 1977. (Nov. 14- Dec. 2). Journal of Plankton Research, 4(1): 163-186.
- GUILLÉN, O., B. ROJAS DE MENDIOLA y R. IZAGUIRRE DE RONDAN. Primary productivity and phytoplankton in the coastal Peruvian waters. 1971. Duke University Marine Laboratory. Braufort. North Caroline. In: Fertily of the sea, 1: 157-185.
- LANDA, M. 1953. Análisis de muestras diarias de fitoplancton superficial en Chimbote, julio 1951 a junio 1952. Bol. Cient. Comp. Adm. Guano I: 63-75.
- MARGALEF, R. 1978. Phytoplankton Communities in UPWELLING AREAS. The Example of NW Africa Oecol, Aquat., 3: 97 – 132.
- OCHOA, NOEMI. 1981. Metodología usada en el Instituto del Mar del Perú para la colección y análisis de muestras de fitoplancton. UNESCO. Informe sobre Ciencias del Mar N° 11.
- OCHOA, N. y O. GOMEZ. 1981. Variación del fitoplancton en el área de Chimbote durante 1977. Bol. Ins. del mar del Perú. Vol. Extraordinario.

OCHOA, N., B. ROJAS DE MENDIOLA y O. GOMEZ. 1985. Identificación del fenómeno El Niño a través de los organismos fitoplanctónicos. En El Niño, su Impacto en la Fauna Marina. Bol. Inst. Mar Perú. Vol. Extraordinario.

OCHOA, N. y O. GOMEZ. 1987. Dinoflagellates as indicators of water masses during El Niño, 1982-1983. Journal of Geophysical Research, Vol. 92, N° C13 (14355-14367).

OCHOA, N. y O. GOMEZ. 1988. Variación espacio-temporal del fitoplancton frente al Callao, Perú 1986. En Recursos y Dinámica del ecosistema de afloramiento peruano. Bol. Inst. Mar Perú. Vol. Extraordinario.

OCHOA, N. y J. TARAZONA. 1992. Variabilidad de alta frecuencia en el fitoplancton de Bahía Independencia, Ica. Libro de Resúmenes II Reunión Científica del ICBAR. Pág. 75.

OCHOA, N. 1994. Efectos de El Niño 1991-1993 sobre el fitoplancton de la Bahía de Ancón. Libro de Resúmenes IV Reunión Científica del ICBAR. Pág. 89

OCHOA, N., O. CORNEJO y E. CANAHUIRE. 1996. Fitoplancton de la Isla Santa Rosa, Bahía Independencia, Pisco durante El Niño 1991-1992. Libro de Resúmenes V Reunión Científica del ICBAR. Pág. 94

OCHOA, N. y M. LLEELLISH. 1996. Estudio Comparativo del fitoplancton de la Bahía de Ancón en condiciones "Niño" y "no Niño". Libro de Resúmenes V Reunión Científica del ICBAR. Pág. 93

OCHOA, N. y O. GOMEZ. 1997. Dinoflagelados del mar peruano como indicadores de masas de agua durante los años 1982 a 1985. Bol. Inst. Mar Perú 16(2):1-60.

OCHOA, N. 1997. Estudio de la comunidad fitoplanctónica en la Bahía de Ancón, Lima durante 1996. Libro de Resúmenes VI Reunión Científica del ICBAR. Pág. 89

OCHOA, N. y G. ROUILLON. 1997. Fitoplancton de la Isla Santa Rosa, Bahía Independencia, Pisco, durante 1996-1997. Libro de Resúmenes del Seminario Taller: Impacto Biológico de los eventos El Niño. CONCYTEC.

OCHOA, N. y G. ROUILLON. 1998. Fitoplancton De la Bahía de Ancón como indicador de El Niño. Libro de Resúmenes VII Reunión Científica del ICBAR. Pág. 92

OCHOA, N. y O. GOMEZ. 1999. El fitoplancton en dos áreas costeras del litoral peruano. Libro de Resúmenes VIII Reunión Científica del ICBAR. Pág. 109

OCHOA, N., O. GOMEZ, S. SANCHEZ y E. DELGADO. 1999. Diversidad de Diatomeas y Dinoflagelados marinos del Perú. Bol. Inst. Mar Perú 18(1 y 2):1-13.

OCHOA, N. 1999. Cambios ambientales y variabilidad del fitoplancton en un área somera del mar peruano. Libro de Resúmenes del Seminario Taller: Impacto de los eventos El NIÑO OSCILACIÓN SUR sobre la diversidad Biológica de América Latina. Pág. 17

OCHOA, N., M. LLEELLISH y N. MALCA. 2000. Sucesión estacional del fitoplancton en la Bahía de Ancón. Libro de Resúmenes IX Reunión Científica del ICBAR. Pág. 85

OCHOA, N. y O. GOMEZ 2000. Características del fitoplancton en condiciones ambientales frías en dos áreas marinas someras del litoral peruano. Libro de Resúmenes del Simposio Internacional: El evento La Niña y su impacto biológico. CONCYTEC Pág. 46.

OCHOA, N. 2001. Fitoplancton de la Bahía de Ancón: año 2000. Libro de Resúmenes X Reunión Científica del ICBAR. Pág. 80

ROJAS DE MENDIOLA, B., N. OCHOA y O. GOMEZ. 1981. Los dinoflagelados como indicadores biológicos de masas de agua - Fenómeno El Niño 1972. Mem. Sem. sobre Indicadores Biológicos del Plancton. UNESCO.

ROJAS DE MENDIOLA, B., O. GOMEZ y N. OCHOA. 1985. Efectos de el fenómeno El Niño 1982-83 sobre el fitoplancton de la costa peruana. Simp. Int. Afl. O. Afr., Inst. Inv. Pesq. Vol. I (417-433).

SAMEOTO, D. 1981. Distribution and abundance of six species of fish larvae in peruvian waters and their relationship with the physical and biological environment. Bol. Ins. del Mar del Perú. Vol. Extraordinario.

SAMEOTO, D. 1981. Horizontal and vertical distributions of zooplankton numbers and biomass off the coast of Peru. Bol. Ins. del Mar del Perú. Vol. Extraordinario.

SÁNCHEZ, S., J. TARAZONA, R. FLORES, M. MALDONADO, G. CARBAJAL. 1988. Características del fitoplancton de r invierno en Bahía Independencia, Perú. En: Recursos y dinámica del ecosistema de afloramiento peruano, H. SALZWEDEL A. LANDA.(Eds.) Bol. Inst. Mar del Perú, Vol. Extraordinario: I. 59-66.

SÁNCHEZ, S. 1989. Composición y distribución del fitoplancton en áreas neríticas del litoral peruano (Pimentel-Ilo). Tesis Universidad Ricardo Palma.

SÁNCHEZ, S. y N. OCHOA. 1990. Composición y distribución del fitoplancton por tamaño de partículas en dos áreas del surgencia del mar peruano. Mem. II Congreso Latinoamericano de Ficología Marina. Universidad Nacional Federico Villarreal. Pág. 43.

SÁNCHEZ, R. S. 1994. Fitoplancton e condiciones oceanográficas en áreas de resurgencia do Perú. (Invierno de 1987 e 1988). Tesis de Maestría en Ciencias -Oceanografía Biológica. Universidad de Río Grande, Brasil.

SÁNCHEZ, S., E. DELGADO. (1996). Mareas rojas en el área de Callao (12° S) 1980-1995. Inf. Progr. Inst. Mar Perú. Callao, Perú. 44: 19-37.

SÁNCHEZ, S., E. DELGADO, P. VILLANUEVA, F. CHANG, C. FERNÁNDEZ.1998. Mareas rojas a lo largo de la Costa Peruana (1980-1998). International Symposium and Workshop on Harmful Algal Blooms in the Benguela Current and Other Upwelling Ecosystems (5-6 november 1998). Swakopmund, Namibia.

SÁNCHEZ, S. 2000. Variación estacional e interanual de la biomasa fitoplanctónica y concentraciones de clorofila "a" frente a la costa peruana durante 1976 –2000. Boletín IMARPE. Vol 19 (1,2) : 29-44.

SÁNCHEZ, S., E. DELGADO y P. VILLANUEVA 2001. Estructura del fitoplancton nerítico en Paita, San José y Chimbote, durante el 2000.Libro de Resúmenes de la X Reunión Científica ICBAR.

SÁNCHEZ, S., P. VILLANUEVA Y F. CHANG. 2002. Variación de la comunidad fitoplanctónica durante 2000 – 2001. Taller del Niño. IMARPE.

SÁNCHEZ, S., P. VILLANUEVA, F. CHANG Y C. FERNÁNDEZ. 2002. Variabilidad estacional del fitoplancton a lo largo de la costa peruana durante el 2001. Libro de resúmenes de la XI Reunión Científica del ICBAR

SANTANDER H. 1967.Los Euphausidos en la zona de Callao-Chimbote y la composición general del zooplancton en Agosto de 1961. Tesis para optar el grado de Bachiller en Ciencias Biológicas.

SANTANDER, H.. Y O. S. de CASTILLO.1981. Algunos Indicadores Biológicos del Ictioplancton, In memorias del seminario sobre Indicadores Biológicos del Plancton. UNESCO. Oficina de Ciencia y Tecnología para América y el Caribe, Montevideo, Uruguay.

SANTANDER, H., G. LUYO., S. CARRASCO, M. VELIZ Y O. S. de CASTILLO. 1981. Catálogo de Zooplancton en el Mar Peruano. Primera Parte: Área Pisco-San Juan

SANTANDER, H.. 1981. Patrones de distribución y fluctuaciones de desoves de anchoveta y sardina. Bol. Ins. del Mar del Perú. Vol. Extraordinario.

SANTANDER, H., S. CARRASCO y G. LUYO. 1981. El zooplancton del área norte del Perú. Bol. Ins. del Mar del Perú. Vol. Extraordinario.

SANTANDER, H. y N. OCHOA. 1982. Informe sobre mareas rojas en el Perú. En Mareas Rojas en el Plancton del Pacífico Oriental. UNESCO. Informe sobre Ciencias del Mar N° 19.

SANTANDER, H.. Y R. FLORES.1983.Los desoves y distribución larval de cuatro especies pelágicas y sus relaciones con las variaciones del ambiente marino frente al Perú. En: Sharp, G. D. y J. Csirke (eds.), Actas de la Consulta de Expertos para examinar los cambios en la abundancia y composición por especies de recursos de peces neríticos. San José, Costa Rica, 18 – 29abril 1983. Una reunión preparatoria para la Conferencia Mundial de la FAO, Inf. Pesca, (291) Vol. 3: 557 – 1224.

SMITH, S.L, C.M. BOYD and P.V.Z. LANE. 1981. Short term variation in the vertical distribution of copepods off the coast of northern Peru. Bol. Ins. del Mar del Perú. Vol. Extraordinario.

SOLE, M. 1974. Dinoflagelados de la Caleta de Pucusana. Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima-Perú. Rev. Per. Biol. 1: 5-16.

SUKHANOVA, I. N., G. V. KONOVALOVA and T. N. RAT'KOVA. 1978. Phytoplankton numbers and species structure in the Peruvian upwelling region. Oceanology, 18(1): 72-76.

STRICKLAND, J. D. H., R. W. EPPLEY y B. ROJAS DE MENDIOLA. 1969. Poblaciones de fitoplancton, nutrientes y fotosíntesis en aguas costeras peruanas. Bol. Inst. Mar Perú, 2(1): 1-45.

TARAZONA, J. C. PAREDES, E. CANAHUIRE, N. OCHOA, L. ROMERO, B. SHIGA y J. PINO. 1995. El Bentos y su interacción en el Ecosistema (Parte V). UNMSM. Theorema. Revista de Investigación.

TARAZONA, J., A. INDACOCHEA, S. VALLE, C. CORDOVA, N. OCHOA, SERRANO, W. Y PEÑA, T. 1999. Impacto de El Niño 1997-1998 sobre el ecosistema marino somero de la costa central del Perú. Revista Peruana de Biología. Volumen Extraordinario. Diciembre 1999.

VILLANUEVA, P. 1997. Caracterización del área costera de Tumbes por organismos del fitoplancton durante 1990-1991. Tesis para optar Licenciatura en Biología,. U. Ricardo Palma.

VILLANUEVA, P, F. CHANG y S. SÁNCHEZ . 2002. Algunos aspectos de la comunidad fitoplanctónica durante los otoños de 1998, 1999 y 2000 en el mar peruano. VI Congreso de Latinoamericano y IV Reunión Iberoamericana de Ficología. Puerto Rico. Ponce (22-28 setiembre 2002). Libro de Resúmenes.

VIZCARRA, A., P. COAYLA y M. ALVAREZ. 1999. Efectos del fenómeno El Niño 1997-1998 en el fitoplancton de la bahía de Catarindo, Mollendo. Revista Peruana de Biología. Vol. Extraordinario. UNMSM.

VIZCARRA, A., P. COAYLA, Y. RAMÍREZ y L. ORTIZ. 2000. Características del fitoplancton en la bahía de Catarindo asociado a periodos fríos. Libro de Resúmenes del Simposio Internacional: El evento La Niña y su impacto biológico. CONCYTEC Pág. 42.

**TABLA 1. ESPECIES PRODUCTORAS DE MAREAS ROJAS
EN LA COSTA PERUANA (1980 - 1998)**

DINOFLAGELADOS	DIATOMEAS
<i>Alexandrium peruvianum</i>	<i>Chaetoceros curvisetus</i>
<i>Alexandrium affine</i>	<i>Chaetoceros sp.</i>
<i>Cochlodinium sp.</i>	<i>Amphiprora sp.</i>
<i>Ceratium furca</i>	<i>Pleurosigma sp.</i>
<i>Ceratium fusus v. fusus</i>	
<i>Dinophysis caudata</i>	FLAGELADOS
<i>Gymnodinium splendens</i>	<i>Olisthodiscus luteus</i>
<i>Gyrodinium sp.</i>	<i>Eutreptiella gymnastica</i>
<i>Gonyaulax sp.</i>	
<i>Gonyaulax polyedra</i>	PROTOZOARIOS
<i>Noctiluca scintillans</i>	<i>Messodinium rubrum</i>
<i>Prorocentrum micans</i>	<i>Strombidium conicoides</i>
<i>Prorocentrum gracile</i>	
<i>Protoperdinium mendiolae</i>	SILICOFLEGELADOS
<i>Phyrophacus horologicum</i>	<i>Dictyocha fibula</i>
<i>Scripsiella trochoidea</i>	