

LOS CAPRICHOS DEL OCEANO

Efectos sobre el clima
y los recursos vivos

Bruno Voituriez

Los caprichos del océano: efectos sobre el clima y los recursos vivos

En la misma colección:

El Niño, Realidad y ficción

Understanding the Indian Ocean

Costal Zone Space: Prelude to Conflict?

Las ideas y las opiniones expresadas en esta obra son las de los autores y no reflejan necesariamente el punto de vista de la UNESCO. Los términos empleados en esta publicación y la presentación de los datos que en ella aparecen no implican, de parte de la UNESCO, toma alguna de posición en cuanto al estatuto jurídico de los países, territorios, ciudades o regiones, ni respecto de sus autoridades, sus fronteras o límites.

Publicado en 2003 por la Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura
7, place de Fontenoy, 75352 París 07 SP
Composición: Franck Tournel
Impreso por Policrom, Barcelona

ISBN 92-3-303877-7

© UNESCO 2003

Impreso en España

Los caprichos del océano

Efectos sobre el clima
y los recursos vivos

BRUNO VOITURIEZ

Prefacio

El efecto del clima sobre los recursos marinos vivos es un tema que concierne tanto a las ciencias como a la economía y a la política. Sus ramificaciones afectan a la vida de las naciones y al futuro del océano mismo. Se han realizado considerables investigaciones sobre las relaciones entre el clima y la pesca, y somos capaces actualmente de distinguir, en algunos casos, los efectos naturales de las influencias humanas. Sin embargo, debemos todavía perfeccionar nuestros métodos de comprensión, de seguimiento y de predicción del funcionamiento, y del desarrollo cuantitativo de los recursos marinos vivos. En este contexto, todavía incierto, es indispensable elaborar políticas de protección de los recursos marinos.

La COI, Comisión Oceanográfica Intergubernamental de la UNESCO, trabaja desde los años 60 con el fin de incentivar la recolección de información científica y compartirla, por un lado, y para la adopción de un enfoque ecosistémico de la gestión del medio ambiente marino, por el otro. Notables progresos se han realizado en la elaboración de las bases científicas sobre las cuales se asentarán la comprensión y, por lo tanto, la predicción de los fenómenos climáticos, como El Niño por ejemplo, y una mejor comprensión de la responsabilidad imputable a la influencia humana y a los efectos naturales.

La herramienta utilizada para este propósito es la red internacional GOOS (Global Ocean Observing System, Sistema Mundial de Observación del Océano), establecida en asociación con la FAO, la

OMM, el PNUMA y otras organizaciones. Esta red mundial tiene por misión recolectar, procesar y desarrollar la información relativa a los océanos para ponerla a disposición de los gobiernos, de la investigación y del público. Cooperación, coordinación y apoyo mutuo son las palabras clave de esta gestión que apunta a entregar a los diferentes actores la capacidad de tomar a tiempo decisiones correctas y de preservar el medio ambiente.

En la misma línea de *El Niño, realidad y ficción*, que analiza los componentes de este fenómeno climático tan comentado, pero al mismo tiempo, tan poco conocido, Bruno Voiturez se propone descifrar la naturaleza de las corrientes de este mundo de silencio y describe los adelantos verificados en la dilucidación de sus enigmas, a medida que la oceanografía científica, la más joven de las ciencias de la Tierra, ha ido progresando. Su trabajo de síntesis y divulgación tiene un sentido muy especial para la UNESCO, organismo que se preocupa de ir más allá del nivel del especialista, para dar acceso a la mayor cantidad posible de personas a informaciones sobre ámbitos de gran importancia para el futuro del planeta.

Patricio A. Bernal
Secretario ejecutivo
Comisión Oceanográfica Intergubernamental

Índice

- **CAPÍTULO 1 Breve historia de la oceanografía** **9**
 - La océano-geografía
 - Nacimiento de la oceanografía: las grandes expediciones científicas nacionales
 - La cooperación internacional
 - De la oceanografía a la oceanología: la oceanografía dinámica

- **CAPÍTULO 2 Los motores de las corrientes oceánicas** **23**
 - La energía solar
 - La rotación de la Tierra y la fuerza de Coriolis
 - Las interacciones entre el océano y la atmósfera
 - La hipótesis geostrófica
 - Las grandes circulaciones anticiclónicas subtropicales
 - Las ondulaciones de la termoclina: convergencias, divergencias
 - Los torbellinos oceánicos

- **CAPÍTULO 3 Variaciones oceánicas, variaciones climáticas** **41**
 - Las variaciones del sistema climático
 - Los agentes dinámicos: la atmósfera y el océano
 - La variabilidad interanual: el fenómeno de El Niño
 - Las fluctuaciones decenales: la NAO
 - Las evoluciones del clima a largo plazo: la circulación termohalina
 - Un nuevo actor del clima: el hombre. El océano y el gas carbónico
 - Reducir las incertidumbres

- **CAPÍTULO 4 Dinámica de ecosistemas** **69**
 - La producción primaria
 - Las praderas marinas
 - Los factores limitantes de la producción primaria
 - Los “desiertos” marinos en el corazón de los grandes torbellinos oceánicos
 - Los *upwellings* costeros
 - La singularidad ecuatorial
 - Florecimiento primaveral: el ejemplo del Atlántico norte
 - La Divergencia Antártica y la paradoja HNLC
 - Las ondulaciones de la termoclina-nutriclina en medio tropical
 - Las perturbaciones de mediana escala: los torbellinos, bombas de sales nutritivas

→	CAPÍTULO 5 Oscilaciones climáticas y peces	95
	Las ambigüedades de la investigación haliéutica	
	Las lecciones del derrumbe del bacalao de Terranova	
	El enfoque ecosistémico	
	La anchoa, la sardina y El Niño	
	Del guano a la harina de pescado: ¿la sardina de California, víctima de la guerra?	
	Sincronismo de las capturas en el Pacífico	
	El salmón de Alaska	
	La oscilación decenal del Pacífico	
	La circulación ciclónica del golfo de Alaska	
	Sardinias, anchoas y <i>upwellings</i> costeros	
	Anchoas y sardinias de Kuroshio	
	El arenque del Atlántico norte: el derrumbe de los años 60-70	
	El arenque, la sardina y la oscilación climática del Atlántico norte	
	El atún rojo en el Mediterráneo	
	Los cambios de régimen	
→	CAPÍTULO 6 Ver, observar, medir, modelizar para comprender y predecir	127
	Los modelos: experimentación y predicción	
	La modelización de la dinámica oceánica	
	La observación <i>in situ</i> de los océanos	
	La revolución espacial: el océano global en plenitud	
	Hacia una oceanografía operativa	
	Una experiencia crucial: GODAE (2002-2005)	
	Conclusión	145
	Glosario	149
	Para saber más	165

1 Breve historia de la oceanografía

LA OCÉANO-GEOGRAFÍA

En medio de los sucesos de mayo de 1968, que provocaron gran agitación en los estados de ánimo a través de todo el mundo, los oceanógrafos franceses, queriendo dar a la oceanografía su carta de nobleza que, según ellos, no tenía, desearon transformarse en oceanólogos. Con esto querían decir que deseaban comprender cabalmente el océano, y no sólo describirlo. Por similitud con la geología, que se podría definir como una geografía dinámica, puesto que a las escalas espaciales de la geografía agrega una dimensión temporal, la oceanología se puede concebir como una “oceanografía dinámica”. Esta crisis de adolescencia algo tardía revela probablemente el retraso que había experimentado esta ciencia en Francia: la primera publicación francesa de oceanografía física data solamente de 1965. En el año 1968, la discusión semántica entre los anglófonos y su *oceanography* y los rusos, con su *okeanologia*, no tendría importancia alguna sino la de evidenciar un cierto complejo de los oceanógrafos de entonces, cuya disciplina científica era la más reciente de las “geociencias” o ciencias de la Tierra. Aún más, la oceanografía nació de la meteorología, ciencia que también tuvo sus propias dificultades para imponerse como tal en el siglo XIX. Augusto Comte, filósofo francés, para quien el positivismo científico era una religión (a este autor se debe el *Catecismo Positivista*, escrito en 1852), tenía tal fe en la ciencia que pensaba que, al igual que los movimientos de los cuerpos celestes obedecen a la ley de gravitación de Newton, los fenómenos sociales están regidos por leyes

análogas. Para él, nada en el universo puede escapar a las leyes de la ciencia. Sólo un gran optimismo o una gran inocencia podían permitir pensar que la sociedad se dejaría encadenar con tales “grilletes” deterministas. Para Comte, si la ciencia pone orden en el universo, es evidente que ella debe mostrar el ejemplo y ser también ordenada. De este principio se origina su preocupación por establecer una clasificación lógica de las ciencias y su desarrollo, la cual se inicia por las matemáticas y, pasando por la astronomía, la física, la química y la biología, conduce de manera natural a la sociología. Comparando el movimiento de la atmósfera con el de los planetas, la meteorología mostraba, *a priori*, una imagen de gran desorden que difícilmente podía formar parte de tal clasificación normativa. En cierto sentido, la meteorología fue excluida de ésta por ¡indisciplina! Se puede deducir que para Comte la meteorología representaba una ciencia más débil que la sociología. Cien años más tarde, la meteorología tomará su revancha y pondrá fin a la tiranía de la ley, en el sentido de Comte, llegando a ser el arquetipo de los sistemas dinámicos no lineales, calificados de caóticos y popularizados por el meteorólogo Edward Lorenz y su célebre efecto “mariposa”.

¿Y el océano? Su estudio provenía, en aquella época, exclusivamente de la geografía. Desde el navegante griego Piteas, que exploró el Atlántico norte en el siglo IV A.C., autor de una *Descripción del océano*, hasta el norteamericano Matthew Fontaine Maury y su *Physical Geography of the Sea* (1855), el conocimiento del océano dependía de los exploradores y de los navegantes. Se trataba entonces, hablando con propiedad, de “océanogeografía”. Sus objetivos no siempre estaban desprovistos de interés: búsqueda de nuevas riquezas y sus consecuentes beneficios comerciales, establecimiento de factorías y, si necesario, conquistas y colonizaciones, pero, también, “propagación de la fe” y, por qué no decirlo, curiosidad científica. El océano era, esencialmente, origen de poder: asunto de marinos y navegantes al servicio de potencias preocupadas de reafirmar su poder y su soberanía. La historia de Enrique El Navegante, hijo del Rey Juan I de Portugal, ilustra muy bien esta mezcla de géneros que, asociando en la misma carabela al marino, al militar, al predicador, al comerciante y, ocasionalmente, al sabio, aseguraba el éxito de la exploración y de la conquista del mundo por los europeos a partir del siglo XV. De espíritu cultivado y, sin duda alguna, inquieto, pero, al mismo tiempo, “Gran Maestro de la Orden de Cristo” preocupado de combatir al Islam y de evitarlo para establecer contacto con el misterioso reino del Predicador Juan en África del Este, Enrique El Navegante organizó la

exploración de la costa oeste de África, hasta el golfo de Guinea, en la primera mitad del siglo XV. Apoyado por el Rey y financiado por su Orden, debía de todas formas rentabilizar su empresa. El comercio y la necesidad de establecer factorías para este propósito, terminaron, finalmente, por ser más importantes que su sed de descubrimientos. Para llevar a cabo su empresa reunió en Sagres, en Cabo San Vicente, en el extremo de Portugal a “todos los elementos de un verdadero instituto de investigación”, según lo expresado por el historiador estadounidense Daniel Boorstin en su libro *Los Descubridores*: “Él hizo traer libros y cartas, maestros de navío, pilotos y marinos; cartógrafos y fabricantes de instrumentos; constructores, carpinteros y otros artesanos, para organizar los viajes, examinar los resultados obtenidos y efectuar expediciones aún más lejos.”

¿Primer centro oceanográfico del mundo occidental? Sería probablemente una afirmación excesiva, pero fue, con toda certeza, un centro de innovación, de formación en navegación y de capitalización de conocimientos. Fue el inicio de la edad de oro del descubrimiento del mundo para los europeos, con las carabelas, que fueron entonces concebidas y construidas en el vecino puerto de Lagos.

Los conocimientos adquiridos a través de la “geografía de los océanos” como consecuencia de las expediciones que emprenderían Portugal y, posteriormente, los demás países europeos, no fueron los mejores compartidos del mundo. Aparte del Vaticano, ningún otro poder se oponía a la difusión del saber, fuente de emulación entre científicos europeos. Si bien es cierto que el Vaticano ganaba almas asociándose a las conquistas de las monarquías europeas, perdía, por el contrario, su influencia sobre los hombres en Europa, debido a la reforma protestante y al desarrollo del pensamiento científico, que liberaban al hombre de su tutela. Sin embargo, no era éste el caso de la oceanografía de entonces. La geografía de los océanos y las técnicas de navegación eran consideradas, con toda justeza, como dominios estratégicos. Esta oceanografía no podía ser sino nacionalista. Esta situación permanecerá casi intacta hasta la Segunda Guerra Mundial, en pleno siglo XX, momento en el cual, por una parte, cambian dramáticamente de naturaleza las prioridades de la sociedad y, por otra, el progreso del conocimiento exige la cooperación internacional, como había ocurrido con la meteorología cien años antes.

Esta océano-geografía se refería principalmente a la superficie del océano y sus movimientos. Las razones eran evidentes. El océano es opaco al ojo humano, que debe contentarse con admirar los reflejos cambiantes

en su superficie. De todas maneras, para recorrer el mundo no era realmente necesario saber lo ocurría más allá del calado de los navíos. Sin embargo, conocer suficientemente el fondo de los océanos y sus escollos era indispensable, para evitar finales dramáticos en un viaje marítimo. De aquí surge el interés por la tercera dimensión (vertical) del océano, la cual inicialmente sólo concernía a la navegación y a la seguridad de los barcos: importaba más el “contenedor” (la cuenca) que el contenido (el agua). Se trataba principalmente de disponer de cartas batimétricas de las zonas costeras para disminuir al máximo los riesgos de naufragio. No se hablaba entonces de oceanografía, sino de hidrografía y –estrategia obliga– los servicios que se encargaban de ella dependían generalmente de los almirantazgos. Se trataba aún de geografía y había muy poco interés por conocer las propiedades del fluido oceánico mismo que, finalmente, estaba sólo constituido de agua salada. La publicación de Maury, mencionada anteriormente, *The Physical Geography of the Sea*, aparecida en 1855, cerró el largo capítulo de la océano-geografía. El oficial de marina Maury, que un accidente en diligencia dejó inapto para el servicio en el mar, fue nombrado responsable del *Depot of Charts and Instruments* de la Marina de los Estados Unidos que llegará a ser posteriormente la *US Naval Observatory and Hydrographic Office*. Sin duda alguna, él fue el primero en tener la idea de recopilar los datos contenidos en las bitácoras de los barcos: fuerza y dirección, estado del mar, nebulosidad, temperatura y presión atmosférica, con los cuales elaboró y publicó cartas de vientos y corrientes (precursores de las *Pilot Charts*), de gran utilidad para la navegación. Publicó también el primer esbozo de carta batimétrica del Atlántico norte, en la perspectiva de la instalación de cables telegráficos submarinos entre los Estados Unidos de América y Europa. Iniciador de la meteorología marina, se le debe también la organización en Bruselas, en 1853, de la Primera Conferencia Internacional de Meteorología, bajo la presidencia del matemático belga Adolphe Quételet. En ésta se reunieron diez países y se establecieron las bases de la organización de la recolección de datos meteorológicos a bordo de los barcos. Pionero en este ámbito, se le presenta también como el padre de la oceanografía moderna y, especialmente de la norteamericana. Sin embargo, Maury fue un oceanógrafo de poco valor y su obra *The Physical Geography of the Sea*, a pesar de su gran éxito entre el público, ilustra, volviendo a lo que decíamos antes, hasta qué punto un buen “océano-geógrafo” puede ser un oceanógrafo u oceanólogo de ideas discutibles. En su libro, Maury, que era muy religioso, parecía más preocupado por exaltar la sabiduría y la

grandeza de los diseños del Creador que de elaborar una obra racional, haciendo a menudo referencia a textos bíblicos a modo de explicación. Este tinte religioso contrarió más a los europeos que a sus compatriotas, quienes veían en esto más bien una garantía de seriedad.

NACIMIENTO DE LA OCEANOGRAFÍA: LAS GRANDES EXPEDICIONES CIENTÍFICAS NACIONALES

La oceanografía sólo nació realmente en el momento en que el océano se transformó en objeto de ciencia, es decir, cuando los científicos se interesaron en el fluido que es y en lo que éste contiene, y no solamente en los movimientos de su superficie y en la topografía de su cuenca con el propósito exclusivo de facilitar la navegación. La curiosidad científica no era escasa, pero enfrentaba dos escollos: la dificultad técnica de la toma de muestras y la de efectuar medidas *in situ* en el océano, por una parte, y la necesidad de disponer de barcos, por otra. Esto último mantenía la oceanografía obligatoriamente ligada al contexto de la defensa de los intereses nacionales, ya que sólo los gobiernos y, en la mayoría de los casos, las armadas respectivas, eran las únicas instituciones capaces de proporcionarlos.

Los cables telegráficos submarinos tuvieron gran importancia en esta historia: el primero de ellos fue instalado en 1851 entre Francia y Gran Bretaña. El primer cable transatlántico data de 1866. Esta nueva aventura tecnológica hizo tomar conciencia que, para asegurar el éxito de las instalaciones de cable, era necesario conocer mejor los fondos marinos (topografía, sedimentos, temperaturas, corrientes, etc.). Los cables se convirtieron incluso en recolectores de especies vivas que ayudaron al cuestionamiento científico, como se verá posteriormente. Ellos influyeron mucho en el inicio de las exploraciones del océano profundo, entre las cuales la expedición británica del *Challenger* fue, sin duda alguna, el mejor exponente, marcando, además, el comienzo simbólico de la oceanografía. Desde diciembre de 1872 hasta mayo de 1876, el *Challenger* recorrió los océanos Atlántico, Pacífico e Índico, descubriendo el océano y sus profundidades. Fue la primera vez que una expedición estaba exclusivamente dedicada al océano mismo. En el curso de esta expedición organizada por la Royal Society, en colaboración con Almirantazgo Británico, que armó el navío, el *Challenger* recorrió cerca de 70.000 millas náuticas (130.000 kms, aproximadamente), instaló 362 estaciones de medición y realizó 492 sondeos en profundidad y 133 dragados. La decisión británica de financiar una expedición de tales características fue el resultado del cuestionamiento que se

hacían sobre el océano profundo y de la vida que éste albergaba en el momento en que se instalaban los cables telegráficos submarinos. Por otra parte, la expedición correspondía también a la voluntad británica de reafirmar la supremacía en el ámbito oceánico, frente a la competencia anunciada de otras naciones. Uno de los argumentos utilizados por Sir Charles Wyrill Thomson, responsable científico del proyecto, fue que Alemania, Suecia y los Estados Unidos preparaban exploraciones del océano profundo y que, por lo tanto, el gobierno británico debía reaccionar frente a esta competencia extranjera. Indudablemente, la expedición del *Challenger* fue para la Inglaterra victoriana comparable a lo que cien años más tarde fuera el programa *Apollo* de conquista de la luna por los Estados Unidos, frente a la competencia soviética. Fue un éxito oceanográfico.

Debido a la falta de observaciones hasta ese entonces, no se sabía prácticamente nada sobre la naturaleza de los fondos marinos ni sobre las propiedades de las capas profundas del océano. Sin duda, la luna se conocía mejor al inicio del proyecto *Apollo* que el océano profundo en el momento en que el *Challenger* zarpó, en 1872. Gracias a algunas mediciones bastante imprecisas, se sabía que la temperatura disminuía con la profundidad. Se pensaba que la temperatura registrada no podía ser inferior a 4° C, temperatura a la cual el agua presenta su densidad máxima, sin considerar el hecho de que debido al efecto de la presión, por lo tanto de la profundidad, el agua a menos de 4° C podía ser más densa que el agua a 4° C a presión atmosférica. De hecho, el *Challenger* registró temperaturas de hasta 0,2° C en aguas profundas, en las proximidades de Fernando de Noroña, en el Atlántico ecuatorial. Se sabía que el agua de mar era salada. A fines del siglo XVIII, el químico francés Antoine Lavoisier había demostrado que esta salobridad se debía, esencialmente, al cloruro de sodio. A partir de muestras recolectadas por el *Challenger*, ahondando en el análisis químico, William Dittmar demostró que el 99% de las sales disueltas en el agua de mar estaban constituidas por siete elementos principales: sodio, calcio, magnesio, potasio, cloruro, bromuro y sulfato. Además, comprobó que la abundancia relativa de éstos era constante. Este resultado es de gran importancia, puesto que sería, en consecuencia, necesario medir sólo la cantidad de uno de ellos, para conocer la de los demás elementos. De esta forma se obtiene la salinidad y, por ende, la densidad de una muestra de agua de mar. El danés Martin Knudsen, en 1901, estableció una ecuación de estado para el agua de mar que permite pasar directamente de la medida del cloro, el elemento más abundante y más fácil de medir químicamente, a la densidad. Este método será utili-

zado universalmente para medir la densidad del agua de mar, parámetro fundamental de la dinámica de los océanos, hasta que en los años 60 se impusiera la medida directa de la conductividad de las muestras sin manipulación alguna.

El equipo del *Challenger* estaba compuesto básicamente por biólogos, preocupados por descubrir todo lo relativo a la vida en las profundidades del océano. Pocos años antes de la expedición, el biólogo británico Edward Forbes postuló la hipótesis, llamada “azoica”, de que no existía vida en los océanos más allá de los 500 m de profundidad. Su razonamiento era simple: recensando las especies recolectadas por dragado, en fondos que no sobrepasaban algunas centenas de metros, él notó que la cantidad de especies y de individuos disminuía casi linealmente con la profundidad. Por extrapolación, Forbes dedujo que a partir de cierta profundidad, que evaluó en 500 m, no debía existir ningún tipo de vida. Algunas observaciones anteriores aisladas habían mostrado que había vida a profundidades mucho mayores que 500 m. En 1861, un cable telegráfico instalado entre Cerdeña y África, a 1500 m de profundidad fue subido a la superficie cubierto de invertebrados, lo que planteó serias dudas sobre la hipótesis azoica. Sin embargo, persistía aún la incertidumbre en tanto no se llegara a las profundidades más extremas. Pero había que rendirse ante la evidencia: desde la superficie hasta las más grandes profundidades sondeadas (8.000 metros de profundidad en la Fosa de las Marianas, en Filipinas), la vida estaba siempre presente; el océano profundo no era un océano fósil y sin vida.

Otro enigma científico tuvo su epílogo con el *Challenger*: el del Bathybius, que perturbaba los espíritus en los momentos en que Charles Darwin publicaba su obra magistral, *El Origen de las Especies*, en 1859, imponiendo la teoría de la evolución. En la misma época, el *H.M.S. Cyclops* realizó una campaña de sondeos y dragados, preparando la instalación del primer cable telegráfico transatlántico. De allí trajo una suerte de sustancia gelatinosa que, el muy entusiasta seguidor de las ideas darwinianas, Thomas Huxley, identificó como una forma muy primitiva de vida y la bautizó como Bathybius: una especie de protoplasma, nacido del caldo primordial que constituía, según él, el limo de los fondos marinos. Este descubrimiento venía oportunamente a reforzar la idea de los darwinianos, y quizás del mismo Darwin, sobre la continuidad de la evolución cósmica del mundo mineral hacia la materia orgánica y lo vivo. Con el Bathybius se tenía el origen de la vida. Exactamente cien años más tarde, en 1953, el experimento de Urey y Miller, quienes sintetizaron en labora-

torio materia orgánica a partir de una reconstitución de lo que, se pensaba, era la composición de la atmósfera de la Tierra primitiva, verificó la hipótesis elaborada por J.B.S. Haldane y O.I. Oparin, en 1920. Era una idea atrayente, y se comprende fácilmente el entusiasmo que provocó en los medios científicos. El químico del *Challenger*, John Buchanan, la redujo a la nada, demostrando que esta sustancia era tan sólo un precipitado de sulfato de calcio, producido por la mezcla del agua de mar con el alcohol utilizado para la preservación de las muestras.

Se había dado un paso decisivo que revelaba los misterios del océano profundo. Evidentemente, las centenas de estaciones, sondeos y dragados pueden parecer ahora poca cosa en la escala del océano mundial y eran insuficientes para una descripción completa del océano. Sin embargo, la repartición de las estaciones a través de todo el océano compensaba la débil densidad espacial. Era ahora claro que la vida estaba presente en todo el océano, desde la superficie hasta el fondo, y que las capas profundas heterogéneas en temperatura y salinidad no eran inertes. No se habían medido directamente las corrientes profundas, pero se había tomado definitivamente conciencia de que las diferencias de temperaturas medidas entre un lugar y otro no podían ser explicadas sino por los movimientos de las masas de agua. Quedaba pendiente ahora entrar en los detalles; es decir, multiplicar las mediciones y observaciones en las tres dimensiones de la totalidad del océano. La competencia estaba abierta y las expediciones iban a multiplicarse. Competencia que se alimentó con objetivos políticos no declarados. Si bien es cierto que si los navíos utilizados en las expediciones no eran siempre cañoneras, eran a menudo los porta estandartes que mejor representaban a la potencia colonial. Se puede obtener así, en el hilo conductor de la etapa de las grandes exploraciones precedentes, llamado océano-geográfico, una lectura puramente política de la historia de la oceanografía de este período. Es lo que propuso, no sin argumentos, el alemán Matthias Tomczak Jr., en una revista consagrada a las grandes expediciones, desde la del *Challenger*, presentada en el Congreso Internacional de Historia de la Oceanografía, en Woods Hole, Massachussets, en 1980. Gran Bretaña, primera potencia colonial, no tenía sin duda necesidad de disimularse detrás de la expedición del *Challenger* para satisfacer sus apetitos de expansión territorial, pero la trascendencia de tal expedición sin precedentes le permitía confirmar su supremacía en los océanos. Las demás potencias no podían permitirse un lujo parecido, tal vez, sí lo hizo a su escala, el Príncipe Alberto de Mónaco que, entre 1885 y 1914, pudo armar sus propios barcos para explorar los mares, sin espíritu de conquista. Así,

muy a menudo, las potencias mezclaron en sus expediciones exploración científica y política colonial, para gran beneficio de la oceanografía que, de no haber existido ese incentivo nacionalista, no habría podido nunca contar con los medios de navegación indispensables. Desgraciadamente, esta situación excluía la cooperación internacional que, debido —se comprende fácilmente— a la inmensidad del océano, terminará por imponerse; pero se deberá esperar hasta 1957–1958 y el Año Geofísico Internacional para que se marque el inicio de una revolución en el estudio científico del planeta.

**LA COOPERACIÓN INTERNACIONAL: DEL AÑO GEOFÍSICO INTERNACIONAL
AL PROGRAMA MUNDIAL DE INVESTIGACIÓN SOBRE EL CLIMA
Y AL PROGRAMA INTERNACIONAL GEOSFERA-BIOSFERA**

El Año Geofísico Internacional, que se extendió durante dieciocho meses, desde julio de 1957 hasta diciembre de 1958, tenía como objetivo el estudio global de la Tierra, en todos sus componentes: tierra sólida, atmósfera, océano y criosfera. Se eligió la fecha mencionada, pues coincidía con un período de actividad solar máxima. Concebido inicialmente como Año Polar Internacional, después de los celebrados en 1882-1883 y en 1932-1933, el evento consagró amplio espacio a las regiones polares, principalmente a la Antártida. Cerca de 70 países participaron en él. El Año Geofísico Internacional aprovechó los avances de Segunda Guerra Mundial: los cohetes para explorar la alta atmósfera; las sondas para la exploración de los fondos marinos y los satélites. Evidentemente, los primeros satélites, el Sputnik ruso, lanzado en 1957 y el Explorer americano, lanzado en 1958, fue como si no existieran para las necesidades del Año Geofísico Internacional (se estaba en plena competencia ruso-americana debido a la guerra fría); pero, feliz coincidencia, es a estos satélites que se deben los primeros descubrimientos científicos de la era espacial que comenzaba: el descubrimiento de la Cinturón de Van Allen, en la atmósfera superior. Se debe al Año Geofísico Internacional la prueba de la existencia de las grandes cordilleras medio-oceánicas, que recorren el globo y que, posteriormente, serán explicadas por la tectónica de placas. Este Año fue también la ocasión para diseminar observatorios a través del planeta, entre los cuales estaba la célebre estación que el estadounidense Charles D. Keeling instaló sobre el Mona Loa, en Hawai, para medir el contenido de gas carbónico atmosférico, lo que permitió detectar y efectuar el seguimiento del aumento espectacular de la concentración de este gas, causante del efecto de invernadero. En el plano político, este evento

inspirará el Tratado de la Antártida, para preservar dicho continente de toda tentativa de utilización militar o con fines de explotación. El tratado sería suscrito por doce estados, el 1.º de diciembre de 1959. Para la oceanografía, fue su entrada oficial al club de las ciencias geofísicas. Se pasa por primera vez de las campañas nacionales independientes con un solo barco a un vasto programa concertado, coordinado y sincronizado, que cuenta con la participación de varios barcos. Este esfuerzo de coordinación fue particularmente notable en el Atlántico, donde cinco embarcaciones realizaron simultáneamente secciones transatlánticas, entre 48° N y 48° S. Esto concierne también al Pacífico norte y al Pacífico intertropical. Resultado sobresaliente: el descubrimiento de la amplitud del fenómeno de El Niño. Hasta entonces éste se percibía como un fenómeno confinado a las costas de Perú, cuando en realidad se verificó estar en presencia de una perturbación oceanográfica y climática mayor, a escala de todo el océano Pacífico. El Año Geofísico Internacional fue también el preámbulo de la creación, en 1960, de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (COI), en el seno de la UNESCO, la cual se constituiría en lo sucesivo en el lugar de concertación internacional para la creación de programas internacionales de oceanografía. Estos no cesarían de desarrollarse, para enfrentar los desafíos que son la predicción del clima y las interrogantes que plantea el aumento manifiesto de la concentración de gases atmosféricos, causantes del efecto de invernadero. Esto se efectúa por intermedio de dos grandes programas globales que sobrepasan el campo de la oceanografía: el Programa Mundial de la Investigación sobre el Clima (PMIC) y el Programa Internacional Geosfera-Biosfera (PIGB). El primero de ellos (PMIC) está íntegramente consagrado al sistema físico que constituye el sistema climático, con el objeto de comprender y predecir el comportamiento de este último. El segundo, por su parte, busca comprender al sistema Tierra, con el propósito de evaluar el impacto que podría tener un cambio global del clima. Excluyendo la física, este programa se preocupa del conjunto de procesos biogeoquímicos del sistema, del funcionamiento y de la dinámica de los ecosistemas. Actualmente, estos programas movilizan lo esencial de las fuerzas de investigación oceanográfica en el mundo. El panorama no estaría completo si se deja de mencionar a quien hoy día se ha transformado en el actor principal de los cambios en curso y que, muy probablemente, será su víctima principal mañana: el hombre. A éste se le ha consagrado también un programa internacional llamado “Human Dimension of Global Environmental Change”.

DE LA OCEANOGRAFÍA A LA OCEANOLOGÍA: LA OCEANOGRAFÍA DINÁMICA

Desde la descripción a la comprensión de las propiedades físicas, químicas y biológicas del océano iniciadas por el *Challenger* había aún que franquear un paso: conocer los movimientos que controlan y rigen la distribución de todas estas propiedades. A medida que se desarrolló la navegación, los marinos conocieron y utilizaron tempranamente las corrientes marinas. Así, el explorador J. Ponce de León, “descubridor” de Florida, fue también el descubridor del Gulf Stream, cuyo primer mapa fue realizado por Benjamín Franklin, en 1777, a partir de datos entregados por los barcos que realizaban constantemente viajes entre Gran Bretaña y sus colonias de América. Este trabajo fue sistematizado por Maury, en el Atlántico norte. Pero, ¿qué pasaba bajo la superficie? Para lograr hacerse una idea, sólo se disponía de datos de temperatura de las aguas profundas del océano. Las primeras medidas registradas fueron efectuadas, al parecer, en 1751, en el Atlántico, por el capitán de un barco negrero británico, Henry Ellis, con medios muy rudimentarios. Estas medidas aportaron la prueba que, incluso en las regiones tropicales en las cuales la temperatura superficial alcanza 29° C, la temperatura del agua disminuye regular y fuertemente con la profundidad. Tenía que encontrarse un origen a esta agua fría. Las aguas más frías se encuentran, naturalmente, en las regiones polares. En 1791, el físico americano-británico Benjamín Rumford sugirió que el agua superficial de estas regiones era enfriada, pudiendo adquirir una densidad mayor que el agua subyacente, razón por la cual desciende y se expande en las profundidades. El francés François Arago va aún más lejos, cerrando el círculo: según él, el flujo en profundidad de las aguas frías, desde las regiones polares hacia el ecuador, debe ser compensado por un movimiento superficial inverso, desde el ecuador hacia los polos, y el Gulf Stream es una manifestación tangible de este hecho. Esquema conceptualmente exacto que, con toda evidencia, se complicará con la multiplicación y mayor precisión de las mediciones de temperatura, gracias a la utilización de termómetros de máxima y mínima, en un primer tiempo, y termómetros de inversión, posteriormente. Rápidamente, ambos dispositivos permitieron medidas que sobrepasaban la centésima de grado. La distribución de temperaturas en las capas profundas, demostrará que las corrientes profundas no podían ser reducidas a las células meridianas entre el ecuador y los polos, propuestas por Arago, sino que seguían caminos mucho más sinuosos. Desafortunadamente, la caracterización de las capas profundas del océano por medio de sus propiedades (temperatura y salinidad), puede dar solamente una imagen cualitativa de la circulación oceánica. Se está

todavía en el dominio de lo descriptivo y no de lo cuantitativo o, en consecuencia, de la dinámica. La idea que viene a la mente de inmediato es medir las corrientes. Las primeras mediciones fueron realizadas en 1855, por el estadounidense John Pillsbury, obviamente en el Gulf Stream, corriente tan singular que constituye un verdadero regalo del cielo para comprender la dinámica de los océanos, ensayar los métodos de medición y la validez de los modelos numéricos de circulación oceánica. Las medidas fueron efectuadas a partir de un barco mantenido anclado durante varios meses. Los “correntómetros” eran, y lo son aún, una transposición al medio marino de los anemómetros utilizados para medir el viento, es decir una veleta que se orienta en la dirección de la corriente, un compás que da la dirección y un rotor en el cual la cantidad de vueltas será mayor cuanto mayor es la velocidad de la corriente. Si bien es fácil medir el viento en tierra firme, medir las corrientes a partir de una plataforma tan poco estable como un barco, incluso anclado como en la experiencia de Pillsbury, no es lo mismo. De esta forma, las mediciones directas de corrientes, poco confiables, no contribuyeron mucho al nacimiento de la oceanografía dinámica. El noruego Harald U. Sverdrup, uno de los padres de la oceanografía dinámica y autor, junto a Martín Johnson y Richard Fleming, en 1942, del primer tratado completo de oceanografía, *The oceans, their physics, chemistry and general biology*, señalaba que la cantidad de correntómetros era mayor que la cantidad de mediciones útiles. Para obtener buenas mediciones había que apoyarse en la única plataforma estable disponible: el fondo de los océanos, e instalar los correntómetros a lo largo de cables anclados al fondo. Tecnología sofisticada y compleja, que será utilizada con éxito sólo a partir de los años 60. El desarrollo de las técnicas de observación, localización y transmisión de datos por satélite conducirá, como lo veremos posteriormente, a la colocación de miles de flotadores, tanto en superficie como en profundidad, cuyos movimientos, a merced de las corrientes, pueden ser rastreados. Esto establece una revolución oceanográfica que abre una vía a una oceanografía tan operacional como lo es la meteorología.

Como podemos ver, el enfoque experimental por medición directa de la circulación oceánica es reciente. Afortunadamente, no se tuvo que esperar tanto tiempo para progresar en el conocimiento de la dinámica oceánica. La insuficiencia de medidas es a veces fecunda, puesto que estimula la imaginación, la reflexión y las elucubraciones teóricas. Raramente se dispone de un conjunto ideal de datos u observaciones para comprender un fenómeno natural. Es tentador y, a menudo, intelectualmente más

cómodo, perseguir eternamente los datos “faltantes” que explicarán todo, en lugar de hacer el esfuerzo de integrar los datos y conocimientos adquiridos en un sistema conceptual o teórico coherente. Es el esfuerzo que realizaron los escandinavos, cuya investigación oceanográfica era, tal vez, más desinteresada o, al menos, desprovista de la preocupación colonial que impulsaba a las demás naciones europeas, a presentar una mejor oferta en el terreno. Podemos citar dos ejemplos para ilustrar este hecho: el transporte de Ekman y el método geostrófico.

EL “FRAM” Y LA DERIVA DE LOS HIELOS EN EL ÁRTICO

El noruego Fridtjof Nansen (que fue el primero en atravesar, del este al oeste, el casquete glaciario de Groenlandia, en 1888 y fue también premio Nobel de la Paz en 1922, por su acción en favor de los refugiados en la Sociedad de Naciones) había observado que los hielos de la banquisa ártica derivaban desde Siberia hasta el Spitzberg. Para estudiar esta deriva y, por qué no, para así alcanzar el polo Norte, hizo construir un barco, el *Fram*, especialmente concebido para ser atrapado por la banquisa y derivar con ella. En el curso de esta memorable expedición, que fue todo un éxito a pesar de no haber llegado al Polo, Nansen observa que la deriva de los hielos no seguía la dirección del viento, como el simple sentido común lo sugería, sino que la dirección definía un ángulo de aproximadamente 45° con respecto a la del viento. Nansen plantea el problema al físico y meteorólogo Wilhelm Bjerknes, quien puede ser considerado, por su actividad personal o por la de los estudiantes que él orienta, como el fundador de la dinámica oceánica. Bjerknes confía, con justeza, el problema al joven sueco Walfrid Ekman, el cual publica la solución en 1902. Ésta considera el equilibrio entre la fuerza de empuje del viento en la superficie y la fuerza debida a la rotación de la Tierra, llamada fuerza de Coriolis. Es la primera teoría dinámica de la generación de corrientes por el viento (ver capítulo 2).

EL MÉTODO GEOSTRÓFICO

Bjerknes, nuevamente él, estableció en 1898 un método, llamado geostrófico (ver capítulo 2) de cálculo del viento en las capas atmosféricas, a partir simplemente de la distribución del campo de presión atmosférica. La atmósfera y el océano son dos fluidos. Tienen características muy diferentes, principalmente la viscosidad, lo cual hace que evolucionen en escalas de tiempo y espacio también muy diferentes. Era igualmente lógico pensar que el método perfeccionado por Bjerknes para la atmós-

fera podía ser adaptado al océano. Es lo que realizaron con éxito en 1909 los noruegos Björn Helland Hansen y J. Sandström. Con este método se puede deducir el comportamiento de las corrientes marinas, de la distribución de la densidad del agua de mar, la que es calculada fácilmente a partir de medidas de temperatura y salinidad. La validez del método fue comprobada por el alemán Wüst en 1924, quien comparó las medidas de Pillsbury en el Gulf Stream, con las corrientes calculadas por medio del método geostrófico, a partir de numerosas medidas de temperatura y salinidad efectuadas en el Gulf Stream. El método, como se verá más adelante, se basa en hipótesis simplificadoras y no puede explicar la variabilidad de las corrientes, pero permite tener una imagen cuantitativa de éstas, sin que sea necesario medirlas directamente.

Así nació la oceanografía dinámica, sin la cual no se podría hablar de oceanología. En efecto, es la dinámica oceánica la que controla la distribución de las características físicas y químicas del océano, la evolución y la variabilidad del clima, y también la producción biológica oceánica. El hombre no vive en el océano y, a menos que lo haga en contenedores, no vivirá jamás allí, a pesar de los esfuerzos, sin duda meritorios, pero perfectamente ilusorios de algunos buzos que quisieran rivalizar con los peces. El hombre es naturalmente más sensible a la variabilidad de la atmósfera en la cual vive, y de la que percibe directamente por sus sentidos y en tiempo real todos los caprichos. Del océano no tiene espontáneamente sino un conocimiento superficial, en el sentido estricto del término, cuando navega. El hombre no percibe que, en el origen, es principalmente el océano y su dinámica, relevado por la atmósfera, los que causan la lluvia y el buen tiempo, determinando también la mayor o menor fertilidad de los ecosistemas marinos y, por ende, la abundancia de los recursos explotables.

Este libro pretende explicar e ilustrar este rol fundamental de la dinámica oceánica, para comprender correctamente los desafíos que ésta plantea y para hacer tomar conciencia de la necesidad de implementar rápidamente sistemas operacionales de observación y diseño de modelos, análogos a los que existen, desde hace ya largo tiempo, para satisfacer las necesidades de la previsión meteorológica.

2 Los motores de las corrientes oceánicas

A la pregunta ¿a qué se deben las corrientes marinas? se puede responder de manera muy simple: a la energía recibida del Sol y a la rotación de la Tierra

LA ENERGÍA SOLAR

Todo movimiento implica una fuente de energía. En la Tierra, el proveedor casi exclusivo de energía es el Sol, cuya energía se reparte muy desigualmente en la superficie terrestre: es mínima en los polos y máxima en el ecuador. Además, la energía recibida en un punto cualquiera varía estacionalmente debido a la inclinación del eje de rotación de la Tierra con respecto al plano de su rotación alrededor del Sol. Esta distribución diferencial, en espacio y tiempo, causa movimiento de la atmósfera y del océano. Se puede hacer la analogía con la calefacción central que parte del principio, conocido desde hace siglos e implementado por los romanos, que un fluido calentado, tendrá tendencia a elevarse, mientras que, inversamente, un fluido enfriado tendrá tendencia a descender. Es la convección natural. De esta forma, la caldera situada en la parte baja de un edificio es suficiente para alimentar todos los radiadores: en su circuito, el aire caliente que asciende se enfría progresivamente, alcanzando el punto más frío en la cumbre de la instalación, desde donde descenderá por gravedad hasta la caldera, en la cual recuperará las calorías perdidas y comenzará un nuevo ciclo. Para acelerar los intercambios térmicos y mejorar el rendimiento de la calefacción, generalmente se estimula el

sistema con un acelerador; se habla entonces de circulación forzada. Los globos aerostáticos, verdaderas bolas de aire caliente, son otra ilustración de este principio. Sin embargo, a diferencia de la calefacción central, la máquina planetaria de distribución de energía solar funciona con dos fluidos diferentes, que no cesan de interactuar entre ellos, obedeciendo globalmente a las mismas leyes de la dinámica, pero que tienen propiedades físicas muy diferentes: las de la atmósfera y las del océano. En la atmósfera, globalmente, el aire caliente asciende a nivel del ecuador y el aire frío desciende a nivel de los polos, activando la bomba atmosférica que transporta calor desde el ecuador hacia los polos. Simétricamente, la bomba oceánica es activada por la inmersión de aguas oceánicas superficiales enfriadas en las regiones polares, las que efectuarán, en profundidad, el retorno hacia el ecuador. Esto es lo que se llama circulación termohalina.

LA ROTACIÓN DE LA TIERRA Y LA FUERZA DE CORIOLIS

Todo el mundo puede constatar cotidianamente, sin embargo, que los movimientos de la atmósfera, tanto como el de los océanos, no se efectúan exclusivamente en el sentido meridiano de los polos hacia el ecuador o recíprocamente, como lo hace suponer el párrafo anterior. El esquema se complica debido al hecho de que la Tierra rota sobre ella misma, lo cual se manifiesta como si una fuerza fuese aplicada a todos los cuerpos en movimiento sobre la Tierra. Nada previene a nuestros sentidos de esta rotación que, sin embargo, nos arrastra a 1.700 kilómetros por hora. Cuando nos desplazamos, incluso corriendo, no percibimos ninguna fuerza contraria que nos desvíe hacia nuestra derecha, en el hemisferio norte o hacia la izquierda, en el hemisferio sur. Sin embargo, insensible a nuestra escala, dicha fuerza existe. Se demostró su existencia simultáneamente con la demostración experimental de la rotación de la Tierra sobre sí misma. Si bien es cierto, Copérnico publicó en 1542 su concepto de un sistema que hacía de la Tierra un simple trompo, girando en torno del Sol, se debió esperar hasta 1851 para verificar experimentalmente la rotación de la Tierra sobre sí misma. Fue el experimento realizado por León Foucault, en el Panteón de París. Él suspendió desde un cable de 67 m de largo, bajo la cúpula del Panteón, un péndulo de 28 kilos, que hizo oscilar. Foucault constató entonces que el plano de oscilación del péndulo, que inscribía su trayectoria sobre arena gracias a un estilete, no era fijo: éste efectuaba una vuelta completa, en el sentido de las agujas de un reloj, en 32 horas. En realidad, era el plano del péndulo que estaba fijo

en relación con las estrellas y era la Tierra, la que giraba en torno al péndulo. Pero, en el contexto de referencia que nos es habitual, todo ocurre como si una fuerza desviase el plano del péndulo hacia la derecha. Es la fuerza de Coriolis, la cual se manifiesta sobre todo cuerpo en movimiento sobre un sólido en rotación. Ésta se dirige hacia la derecha del movimiento, en el hemisferio norte y hacia la izquierda, en el hemisferio sur. La fuerza es máxima en los polos, disminuye con la latitud y se anula en el ecuador. Cuando se aplica a la atmósfera y al océano, es la causa del hecho de que sus movimientos no sean lineales, originando los anticiclones, las depresiones, los ciclones, etc.

LAS INTERACCIONES ENTRE EL OCÉANO Y LA ATMÓSFERA

Puestos en movimiento de esta forma, la atmósfera y el océano no se mueven independientemente uno del otro. Por el contrario, están intercambiando energía sin cesar, bajo forma de energía mecánica y termodinámica, las cuales intervienen en sus movimientos respectivos: se dice que forman un sistema acoplado.

INTERCAMBIOS DE ENERGÍA MECÁNICA: DIÁLOGO DEL VIENTO CON EL MAR, LA TEORÍA DE EKMAN

El viento no sólo da origen a las olas en la superficie del mar, sino que es el motor de las corrientes marinas superficiales. Si se compara el mapa de corrientes superficiales con el de los vientos dominantes, se constata que hay una excelente correspondencia: la geometría de las grandes corrientes oceánicas es una imagen bastante fiel de la circulación atmosférica global. Así, los vientos alisios, que soplan regularmente del este al oeste en las regiones subtropicales, para gran satisfacción de los navegantes, generan las corrientes ecuatoriales norte y sur. En las regiones templadas subpolares, a los vientos dominantes del oeste, corresponde una corriente de deriva, que prolonga hacia el este las corrientes cálidas del Gulf Stream, en el Atlántico norte y de Kuroshio, en el Pacífico norte (figura 1). Sin embargo, ya se mencionó que Nansen se sorprendió al constatar que los hielos de mar no se desplazaban exactamente en la dirección del viento, sino que definían con ésta un ángulo de 45° . Ekman formuló una teoría explicativa, planteando la hipótesis de que la fuerza de empuje del viento estaba en equilibrio con la fuerza de Coriolis, teniendo en cuenta la viscosidad del océano, es decir, el frotamiento recíproco de las capas del océano. Con este esquema simple demostró que la corriente superficial definía un ángulo de 45° con la dirección del viento, que este ángulo

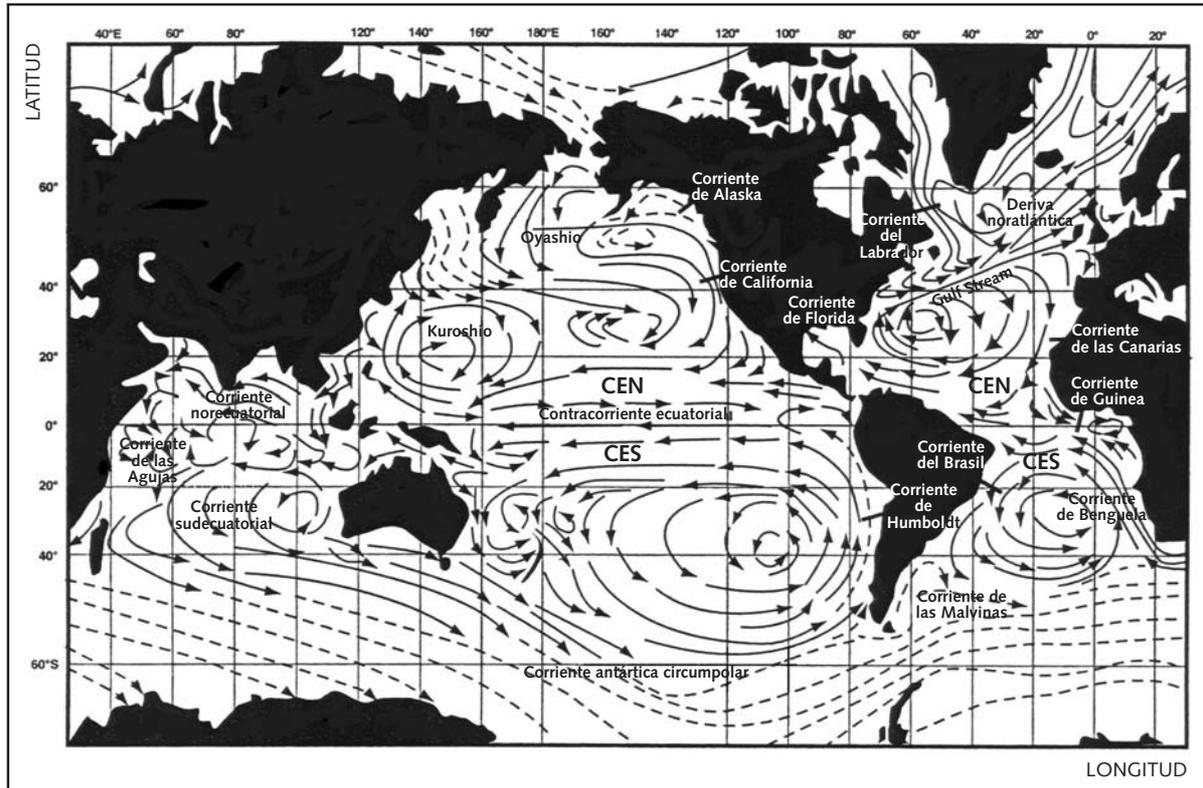


Figura 1
Mapa de las principales corrientes oceánicas de superficie
 CEN: Corriente Ecuatorial Norte
 CES: Corriente Ecuatorial Sur
 Fuente: *Ocean Circulation*, The Open University/Pergamon Press, 1989

aumentaba con la profundidad, formando una especie de espiral llamada espiral de Ekman y, finalmente, que la intensidad de la corriente disminuía exponencialmente con la profundidad, definiendo una capa de algunas decenas de metros llamada capa de Ekman, la cual limita la capa superficial sometida a la acción del viento. El esquema de Ekman se aplica a todas las escalas y veremos más adelante el rol fundamental que juega en la dinámica de los ecosistemas marinos.

**LOS INTERCAMBIOS TERMODINÁMICOS,
 MOTORES DE LA CIRCULACIÓN TERMOHALINA**

La energía solar recibida por la Tierra se reparte en todos los compartimientos del sistema: la atmósfera, los océanos, las superficies continentales y la criosfera (esencialmente los casquetes glaciares de la Antártida, de Groenlandia y la banquisa Ártica). Todos estos reservorios tienen capacidades de absorción muy diferentes, haciendo necesario contar con algunas nociones sobre al balance radiativo de la Tierra. De esta manera se

comprenderá correctamente cómo dos fluidos de la máquina termodinámica del planeta, la atmósfera y el océano, funcionan para redistribuir esta energía, tan mal repartida en función de la latitud. En promedio, la Tierra recibe desde el Sol una energía de 340 W/m^2 , aproximadamente. Un tercio de ésta es directamente reflejada y reenviada al espacio por la atmósfera, perdiéndose definitivamente para el sistema climático. La atmósfera, que es bastante permeable a la radiación solar, sólo absorbe el 20% de ésta. El 50% restante llega a la superficie de la Tierra, en la cual el 32% es absorbido por el océano y el 18% por los continentes. En consecuencia, el océano es el principal receptáculo de la energía solar. El océano, al igual que los continentes, restituye una parte de la energía absorbida a la atmósfera, que finalmente es alimentada en un 30% directamente por el Sol, en un 25% por los continentes y en un 45% por los océanos. Contrariamente a lo que se podría pensar intuitivamente, la atmósfera es entonces calentada principalmente desde abajo, y no directamente por el Sol, siendo el océano el proveedor de casi el 50% de su energía. La transferencia de energía del océano a la atmósfera se efectúa esencialmente por radiación y evaporación.

Todo cuerpo emite una radiación característica de su temperatura. De esta forma, la radiación visible que recibimos del Sol corresponde a un cuerpo a 6000° C , temperatura de la superficie solar. La Tierra, cuya temperatura promedio es de 15° C , emite energía infrarroja, radiación que, a diferencia de la radiación solar directa, es fácilmente absorbida por la atmósfera, la cual se calienta debido a este hecho. Es la causa del efecto de invernadero natural, que nos garantiza una temperatura soportable (15° C , en promedio) en la superficie de la Tierra, en lugar de -18° C de temperatura que tendría la atmósfera si fuera totalmente permeable a la radiación infrarroja, temperatura que no podríamos soportar.

Cuando la temperatura de la superficie oceánica es superior a la temperatura de la atmósfera, el océano se evapora y le trasmite energía, en forma de vapor de agua. La energía es transportada por la atmósfera, cuando el vapor de agua se condensa en altura, debido a los movimientos de convección inducidos. Este fenómeno es especialmente intenso en las regiones ecuatoriales, en donde los cúmulos–nimbus del *pot au noir* (tan temido por los primeros navegantes y los pioneros de la aviación, y aún temidos por los participantes de las regatas de vuelta al mundo) son la evidencia de la intensa evaporación del océano, y la temperatura superficial de éste es máxima. Es la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC), donde convergen los alisios del norte y del sur. De esta forma, el océano tropical es la verdadera caldera del sistema climático: es allí donde la atmósfera

produce la mayor parte de la energía que la pone en movimiento. El arrastre de corrientes superficiales del océano por el viento constituye sólo la restitución de energía que le había transferido a la atmósfera.

El caso de la atmósfera, es decir el esquema del sistema de calefacción central mencionado como ejemplo, es válido: la caldera (el océano tropical) activa la convección en la parte baja del sistema e inicia el movimiento de la atmósfera. En el océano ocurre lo inverso, las capas cálidas menos densas se encuentran en la superficie y no existe, en profundidad, ninguna fuente de calor susceptible de poner en marcha la bomba convectiva.

LA CONVECCIÓN PROFUNDA: LA CIRCULACIÓN TERMOHALINA

El océano, cuya temperatura decrece desde la superficie hacia el fondo, está en una situación normalmente estable, que puede ser perturbada más bien por un potente “refrigerador”, que por una caldera. Así se lograría que la temperatura de la capa superficial disminuyese y llegase a ser más densa que las capas subyacentes, sumergiéndose de esta manera hacia las profundidades. Esta situación sería muy poco probable si el océano no fuese salado. Al igual que la temperatura, la salinidad determina la densidad del agua de mar: mientras más salada es el agua, mayor será su densidad. Hay algunas regiones en el mundo en las cuales el efecto conjunto de alta salobridad y enfriamiento intenso permite a las aguas superficiales alcanzar densidades tales, que se sumergen hasta el fondo del océano. Son los motores de la circulación oceánica profunda. Sin ellas, existiría un océano con sólo dos capas: una capa superficial de algunas decenas de metros, sometida a la acción del viento, sobrepuesta en un océano casi inmóvil.

La evaporación, que es la transferencia de agua del océano a la atmósfera, enfría el océano y aumenta su salinidad, doble razón para que la densidad del agua de la superficie aumente. Por ejemplo, el Gulf Stream transporta aguas cálidas y relativamente saladas desde el Atlántico norte hacia altas latitudes. En su recorrido, la evaporación es intensa y la corriente se enfría por esta causa. Prolongándose en la deriva noratlántica, transporta aguas saladas hacia el Ártico, las cuales no cesan de enfriarse y aumentar su densidad. Cuando el hielo de mar se forma, a cerca de -2°C , la salinidad aumenta aún más, puesto que el hielo formado está constituido por agua dulce y la sal permanece en el agua de mar. Se obtienen así aguas de densidad muy elevada, mucho más pesadas que las aguas subyacentes, razón por la cual se sumergen por debajo de éstas, hasta alcanzar el nivel de equilibrio hidrostático determinado por sus propiedades (tempe-

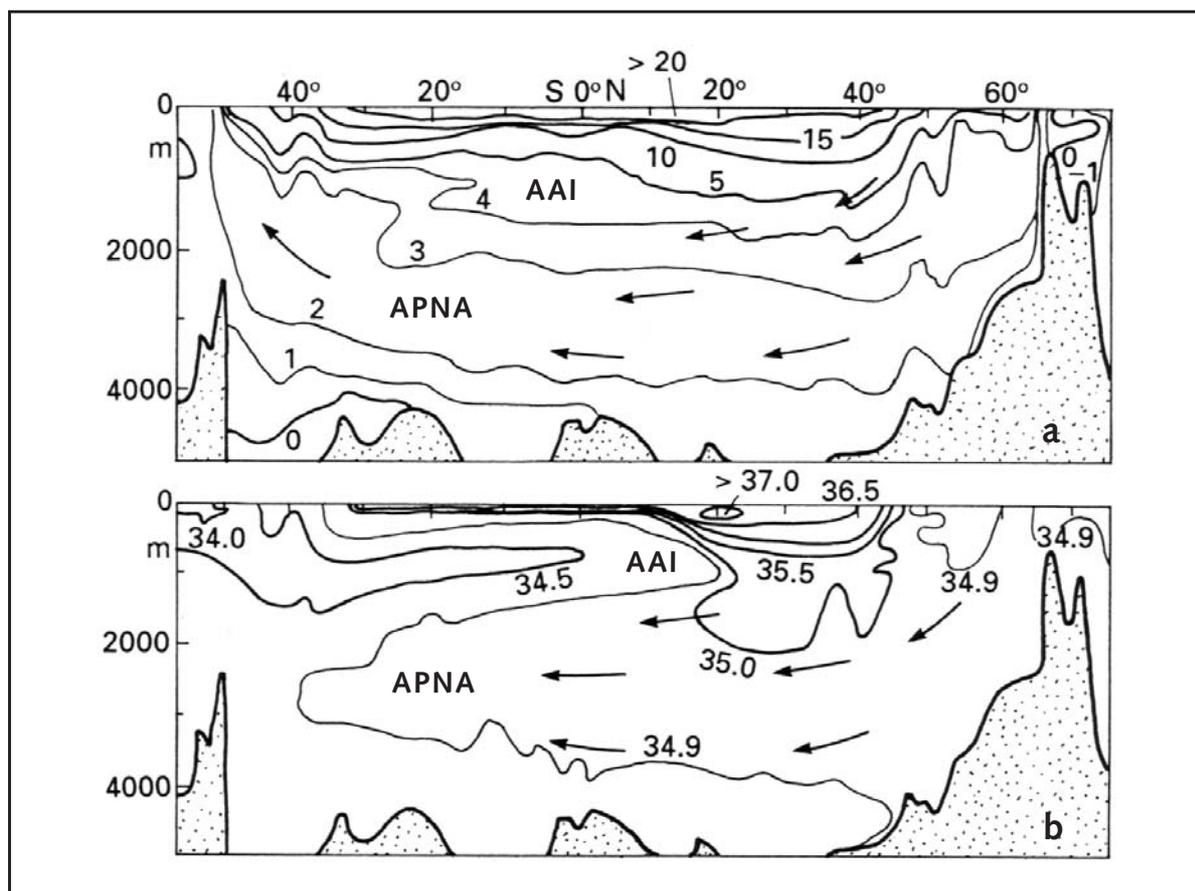


Figura 2

Sección de norte a sur en el Atlántico oeste que representa la temperatura (a) y la salinidad (b) en función de la profundidad

AAI: Agua Antártica Intermediaria

APNA: Agua Profunda Noratlántica

Fuente: M. Tomczak y J. S. Godfrey, *Regional Oceanography: an introduction*, Oxford, Pergamon Press, 1993

ratura, 2,9° C, salinidad, 34,9 ups). Esto equivale a su tarjeta de identidad, lo que permite seguir su progresión a través del océano. Y, justamente, se le ha dado un nombre: “Agua Profunda Noratlántica” (APNA), cuyas huellas se encuentran hasta en el océano Antártico, a 3.000 m de profundidad (figura 2). Un mecanismo análogo se observa en el hemisferio sur, en el Mar de Weddell, a lo largo de las costas antárticas, sitio de formación del “Agua Antártica de Fondo” (AAF) (temperatura 0° C, salinidad 34,7 ups), que es más densa que el APNA mencionada y que tapiza el fondo del océano.

Estas aguas fluyen muy lentamente y terminarán por mezclarse, calentarse y remontar de manera difusa hacia la superficie, donde se reintegran a la circulación superficial que las llevará, tarde o temprano, a la

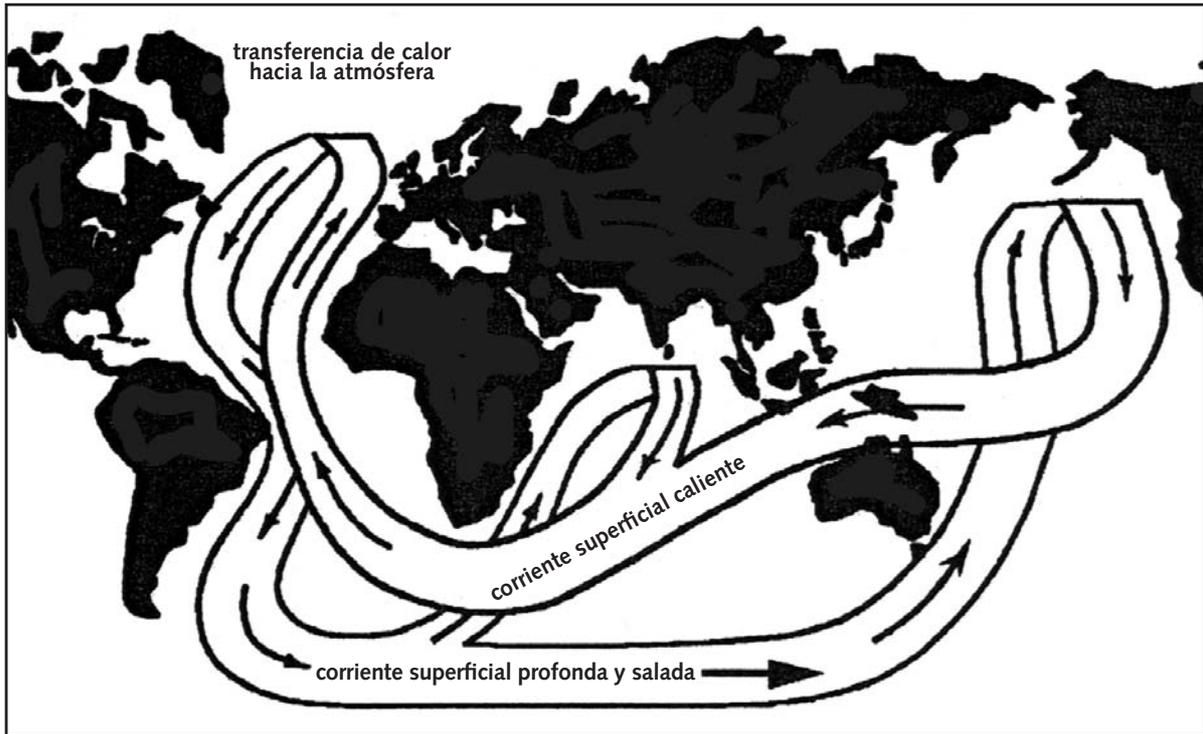


Figura 3
La "cinta transportadora" que esquematiza la circulación oceánica mundial
 Las aguas superficiales cálidas y saladas son llevadas al Atlántico norte y al mar de Noruega, donde se enfrían. A medida que su densidad aumenta, estas aguas se sumergen hacia las profundidades. Llegan primero al Atlántico sur, luego a los océanos Índico y Pacífico. Estas aguas profundas se propagan progresivamente hacia la superficie donde pueden ser retomadas por las corrientes superficiales, que las devuelven hacia el Atlántico norte.
 Fuente: Broecker et al., *Nature* 315, 1985, p. 21-26.

zona de convección del Atlántico norte. Allí, nuevamente se sumergirán y recomenzarán un nuevo viaje de varias centenas de años de duración. Esta circulación, una especie de correa transportadora, se ilustra en el esquema de la figura 3, propuesto por Broecker en 1985.

LAS ZONAS DE SUBDUCCIÓN

La convección profunda no es el único mecanismo de formación de masas de aguas oceánicas. Sin embargo, todas ellas adquieren sus propiedades en la superficie, como resultado de los intercambios con la atmósfera (radiación, evaporación, precipitaciones), que determinan sus respectivas temperaturas y salinidad. Pero, debido a la existencia de las corrientes marinas, durante su recorrido pueden encontrarse con aguas más livianas, bajo las cuales se sumergirán, hasta encontrar su punto de equilibrio.

Retomemos como ejemplo el caso del APNA. Cuando el agua se aproxima al continente antártico, es captada en un movimiento ascendente llamado Divergencia Antártica, que será descrito en el capítulo 4. Debido a la mezcla con el agua superficial, además de las precipitaciones e intercambios térmicos con la atmósfera, el APNA pierde la identidad que había adquirido y conservado globalmente, mientras se encontraba en las profundidades, para adquirir una nueva: temperatura y salinidad más bajas y densidad menor. Las aguas de la gran Corriente Circumpolar Antártica, la cual debido a la acción del viento rodea del oeste al este al continente Antártico, son desviadas hacia el norte, de acuerdo con la Teoría de Ekman (hacia la izquierda, pues estamos situados en el hemisferio sur). Estas aguas provenientes de la región polar fluyen hasta encontrar aguas más cálidas y menos densas, de origen subtropical. Con las nuevas propiedades recién adquiridas por la mezcla ($T = 4^{\circ} \text{ S} = 34,3 \text{ ups}$), el agua se sumerge, estabilizándose a 800 m, desde donde continúa su progresión hacia el norte: se transforma entonces en una masa de agua llamada Agua Antártica Intermedia (AAI). Su rastro se observa hasta 20° de latitud norte, donde se evidencia como una lengua de salinidad relativamente baja, situada entre las aguas superficiales y el APNA, que fluye hacia el sur (figura 2).

LA HIPÓTESIS GEOSTRÓFICA

Tanto en el océano como en la atmósfera, las corrientes inducen diferencias de presión. Esta noción nos es mucho más conocida en el caso de la atmósfera en que vivimos, gracias a la meteorología que tiene que lidiar con los caprichos del tiempo, a los cuales prestamos mucha atención. Las cartas meteorológicas que se presentan en los boletines de predicción del tiempo son cartas de presión atmosférica y se sabe, generalmente, qué tiempo nos promete la llegada de una depresión o el crecimiento de un anticiclón (zona de alta presión). La presión atmosférica en un punto de la superficie terrestre representa el peso de la atmósfera sobre dicho punto. Las diferencias de presión de un punto a otro no hacen más que poner en evidencia la distribución de masas de aire con distintas propiedades (temperatura, humedad), causada por los movimientos de la atmósfera, y esto según la lógica del principio de los vasos comunicantes que establece que a un mismo nivel de un fluido en equilibrio sus presiones deben ser iguales. En consecuencia, los movimientos de la atmósfera y, por ende, el viento, deberían efectuarse directamente desde las altas hacia las bajas presiones, debido a la acción de la fuerza de presión, que es directamente

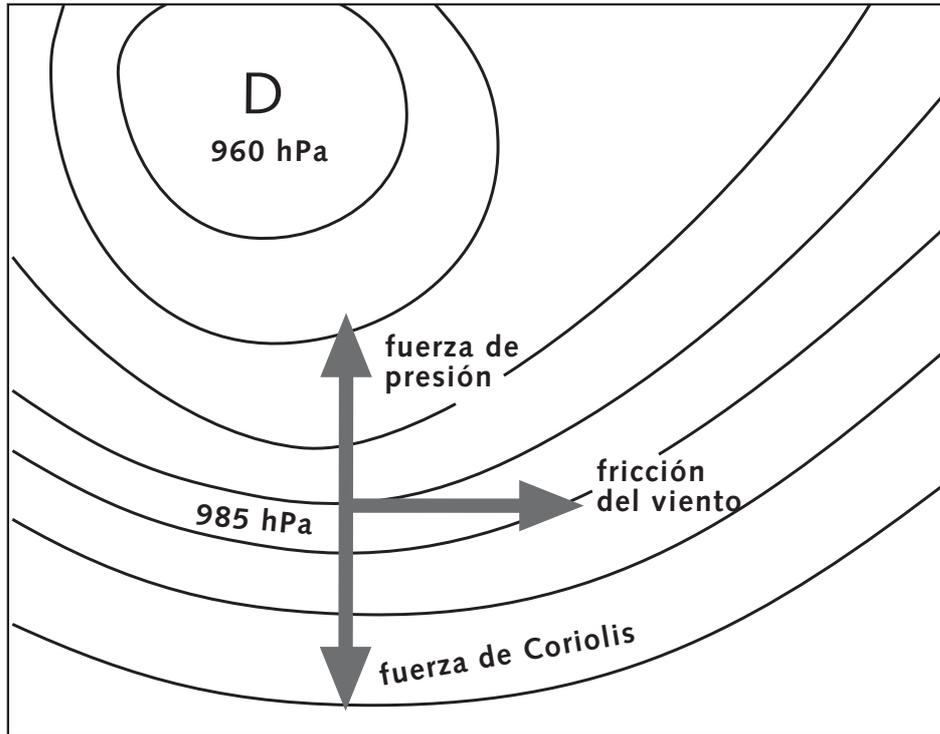


Figura 4

Campo de presión, fuerza de Coriolis, vientos y corrientes en el hemisferio norte

En ausencia de rotación de la Tierra, los vientos soplarían desde las altas hacia las bajas presiones (D). La fuerza de Coriolis desvía los vientos hacia la derecha en el hemisferio norte (hacia la izquierda en el hemisferio sur). En equilibrio geostrófico, la fuerza de presión iguala a la fuerza de Coriolis, que le es opuesta. El viento es tangente a las isobaras y gira en el sentido inverso a las agujas del reloj, en torno a las bajas presiones (el caso de la figura). Lo contrario ocurre en torno a las altas presiones. En el hemisferio sur, la situación es inversa.

El esquema se aplica al océano donde, en primera aproximación, las altas presiones corresponden a un aumento en altura del nivel del mar y recíprocamente.

proporcional a la diferencia de presión. Sin embargo, no es lo que se observa. En realidad, el viento gira en torno a los centros de alta y de baja presión. En el hemisferio norte, el sentido de la rotación es el de las agujas de un reloj en los anticiclones y lo contrario en las depresiones. Esto ocurre en el hemisferio sur. Evidentemente, la explicación a esta situación es la fuerza de Coriolis. Los movimientos de la atmósfera se pueden describir con bastante fidelidad estableciendo la hipótesis de que en todo punto las fuerzas de presión y la de Coriolis se equilibran. Por ejemplo, en un campo de presión asociado a una depresión (figura 4), la fuerza de presión estará dirigida hacia el centro de baja presión, perpendicular-

mente a las isobaras (líneas de igual presión atmosférica). En la hipótesis de equilibrio, la fuerza de Coriolis será igual en magnitud y de sentido contrario. Debido a que la fuerza de Coriolis es perpendicular al sentido del movimiento y dirigida hacia la derecha en el hemisferio norte, el viento será necesariamente tangente a las isobaras y orientado en el sentido inverso a las agujas de un reloj. Partiendo de esta hipótesis e invirtiendo el problema, se constata que a partir de un simple juego de cartas de presiones atmosféricas es posible reconstituir el campo de viento que se le asocia. Obviamente, es una aproximación que no considera las fuerzas de roce ni la turbulencia y que supone además que los movimientos verticales son mínimos y, finalmente, que el sistema está en equilibrio. Todo esto no impide que siga siendo un método muy eficaz para analizar el estado promedio de la atmósfera.

Este método fue perfeccionado por Bjerknes, en 1898. Helland-Hansen y Sanström lo adaptaron al océano en 1909. Al igual que en la atmósfera, las corrientes marinas que desplazan masas de agua inducen en el océano diferencias de presión hidrostática. Gracias al método geostrófico, se pueden deducir de ellas las corrientes promedio a las cuales corresponden. Medir la presión en un nivel dado del océano no es tarea fácil. De hecho, no se mide, sino que se calcula a partir de medidas de temperatura y salinidad (de la cual se deduce la densidad del agua), lo que se realiza utilizando sondas situadas a lo largo de la columna de agua. De esta manera, se puede calcular en un punto el peso que está por sobre el nivel elegido o, en otras palabras, la presión hidrostática. A partir del campo de presión calculado de esta forma, se deducirán las corrientes.

LAS GRANDES CIRCULACIONES ANTICICLÓNICAS SUBTROPICALES

Tomemos, por ejemplo, la circulación anticiclónica del Atlántico tropical norte, asociada al anticiclón atmosférico de Las Azores (figura 1). De acuerdo con la hipótesis geostrófica, el viento gira en el sentido de las agujas de un reloj, definiendo un círculo constituido por: vientos del oeste, en el flanco norte; los conocidos vientos alisios, en los bordes este y sur. Estos vientos originan corrientes de superficie: la deriva noratlántica, hacia el oeste; al norte, la corriente de las Canarias, a lo largo de las costas africanas; al sur, la corriente ecuatorial norte y, finalmente, en el oeste el Gulf Stream, cerrando el círculo. Según el esquema propuesto por Ekman, el agua de estas corrientes será también desviada hacia la derecha, es decir, hacia el centro de este gran torbellino, donde se acumulará y producirá una elevación del nivel de mar. En otras palabras, una zona de

alta presión. El anticiclón de Las Azores crea entonces su espejo oceánico. La ventaja del método geostrófico es que a partir de simples medidas de temperatura y salinidad, de las cuales se obtiene el campo hidrostático, se puede reconstituir la circulación anticiclónica oceánica, sin preocuparse de las causas que la originan.

Estos remolinos (gyres) subtropicales son la réplica oceánica de los grandes anticiclones atmosféricos como, en este caso, el de Las Azores. En el Atlántico sur se presenta una situación simétrica en torno al anticiclón de Santa Helena. La circulación oceánica está constituida por la corriente ecuatorial sur que, generada por los alisios, fluye hacia el oeste, en el borde norte del anticiclón; por su prolongación hacia el sur, la corriente de Brasil, que es empujada hacia el este por la deriva periantártica y, finalmente, por la corriente de Benguela, que reencuentra los alisios de sureste. A pesar de la gran diferencia de tamaño entre los dos océanos, la situación es similar en el Pacífico con las corrientes ecuatoriales norte y sur, las corrientes de California y de Humboldt, análogas a las de las Canarias y de Benguela, y la corriente de Kuroshio, equivalente en el océano Pacífico al Gulf Stream.

Fue gracias al método geostrófico y al análisis de las derivas de barcos que se pudo obtener un conocimiento global de las corrientes oceánicas, mucho antes de disponer de mediciones exactas de las mismas.

LAS ONDULACIONES DE LA TERMOCLINA: CONVERGENCIAS, DIVERGENCIAS

Como se vio anteriormente, el océano tiene una configuración generalmente estable: recibe su energía térmica en la superficie y se deben producir condiciones de forcejeo particulares para crear condiciones de una convección profunda. Si no existieran esas condiciones, el océano estaría constituido por dos capas: una superficial, cálida y homogénea, debido a la energía solar, por una parte, y a la mezcla producida por la acción del viento, por otra, la que estaría superpuesta a una capa de agua fría, la cual se extendería hasta el fondo oceánico. Es la situación que se observa permanentemente en las regiones tropicales, donde la abundancia de energía solar mantiene sin dificultad casi todo el año una capa superficial cálida y homogénea, de menor o mayor espesor. Estas dos capas están separadas por una zona en la cual la temperatura disminuye rápidamente con la profundidad: la termoclina. En las termoclinas más evidentes, la temperatura puede variar en más de 1° C por metro. Es posible experimentar este fenómeno personalmente en ciertos lagos, en los cuales, bañándose en verano, se pueden tener los hombros cálidos y los pies en

agua fría. Forzosamente, la termoclina es también una “picnoclina”, es decir zona de aumento muy rápido de densidad con la profundidad, puesto que la densidad aumenta cuando la temperatura disminuye. Este brusco y enorme gradiente de densidad limita considerablemente los movimientos y mezclas verticales, verdadera “barrera” física entre la esfera cálida de la superficie y la esfera fría de las profundidades. En las regiones templadas, en las cuales la energía solar recibida por el océano varía según la estación, se origina una termoclina cercana a la superficie en el período estival, análoga a la termoclina de las regiones tropicales, siendo destruida en invierno debido a la baja temperatura invernal y al aumento del viento. De esta forma, se facilita la mezcla vertical con las aguas subyacentes, hasta formar una termoclina permanente más profunda (algunas centenas de metros) y mucho menos evidente. Sólo la convección profunda de las regiones polares, mencionada anteriormente, sale victoriosa contra esta termoclina profunda.

Como ya se mencionó en la hipótesis geostrofica, los campos de corrientes pueden ser deducidos a partir de los campos de presión hidrostática. La presión hidrostática que se ejerce en un punto no depende sólo de la altura de la columna de agua situada sobre ella, sino que además depende de la densidad y del espesor de la masa de agua presente. En dos puntos situados a misma profundidad, la presión hidrostática no es rigurosamente la misma, salvo si no circula una corriente entre ellos, de acuerdo con la hipótesis geostrofica. En el caso contrario, la diferencia de presión entre dos puntos permite, justamente, el cálculo de la corriente que circula entre ellos. A pesar de esto, la diferencia de altura de la columna es el factor determinante de la diferencia de presión entre dos puntos. Recíprocamente, a toda corriente existente corresponden diferencias efectivas del nivel mar. Como ya fue mencionado en el ejemplo de la circulación anticiclónica en uno de los párrafos anteriores, una acumulación de agua, debida a la deriva de Ekman, se produce en el centro del gyre anticiclónico, verificándose una elevación efectiva del nivel mar en relación con la periferia. En los océanos Atlántico y Pacífico, los alisios de los hemisferios norte y sur, que originan respectivamente las corrientes ecuatoriales norte y sur que circulan desde el este hacia oeste de ambos océanos, inducen una diferencia del nivel de aproximadamente un metro entre los bordes. A una latitud dada, la pendiente del nivel del mar (gradiente de presión) asociada a una corriente es mayor, cuando es mayor la intensidad de la corriente. Si la corriente está en equilibrio geostrofico, la pendiente será, como ya se vio, perpendicular a la dirección de la

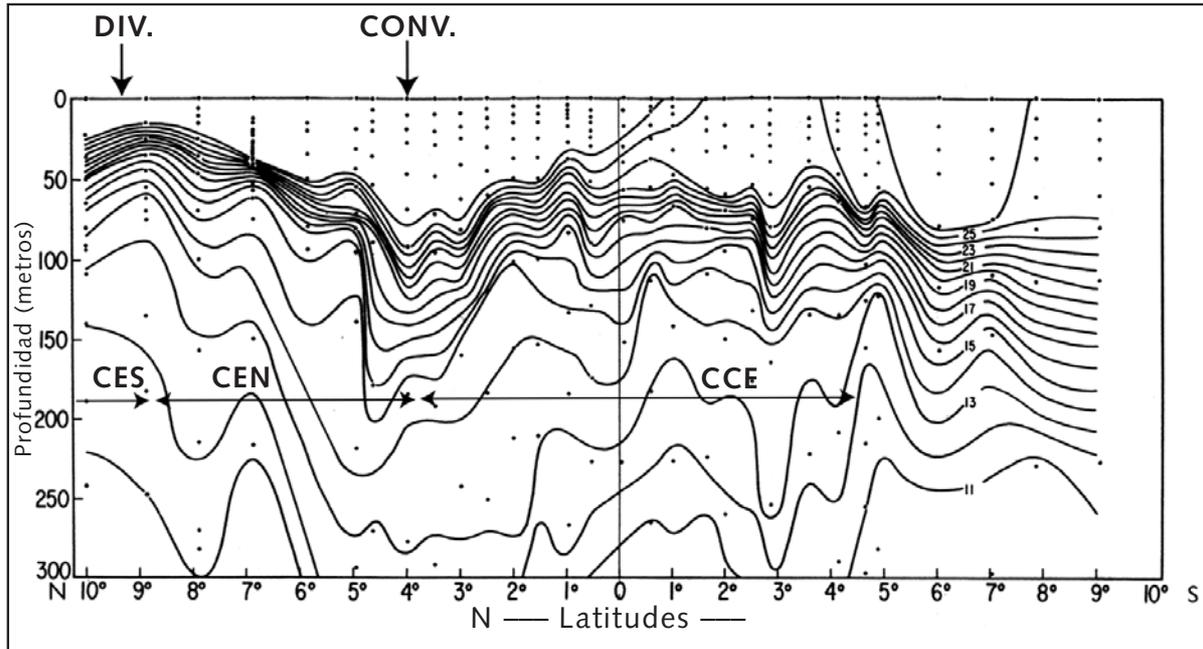


Figura 5
Distribución de la temperatura en función de la profundidad a lo largo del meridiano 25° O en el Atlántico, en agosto de 1963

DIV.: Divergencia

CONV.: Convergencia

CES: Corriente Ecuatorial Sur

CEN: Corriente Ecuatorial Norte

CCE: Contracorriente Ecuatorial

Fuente: *Actas del Simposium sobre oceanografía y los recursos haliéuticos del Atlántico tropical*, Abidjan, 20-28 octubre 1966, UNESCO, 1968.

corriente (figura 4). En una sección transversal del Gulf Stream, el nivel del mar puede variar un metro, en una centena de kilómetros.

En las regiones tropicales con termoclina permanente, las corrientes de superficie actúan, principalmente, sobre la capa cálida y homogénea, situada sobre la termoclina; aunque en este caso, las diferencias de presión que ellas inducen se evidencian fundamentalmente en el espesor de esta capa superficial. Las zonas de alta presión corresponden recíprocamente a capas homogéneas espesas. De esta manera, la profundidad de la termoclina puede ser considerada, en una primera aproximación, como indicativa del campo de presión y, por lo tanto, de las corrientes. Por ejemplo, una sección transversal del campo de temperatura del sistema de corrientes ecuatoriales del Atlántico muestra que la termoclina se ondula según las corrientes (figura 5). Los puntos bajos (convergencias) y los puntos altos (divergencias), que son los extremos del campo de presión, corresponden también a cambios de corriente. Por ejemplo, la separación entre la corriente ecuatorial sur, que va hacia el oeste y la contra corriente ecuato-

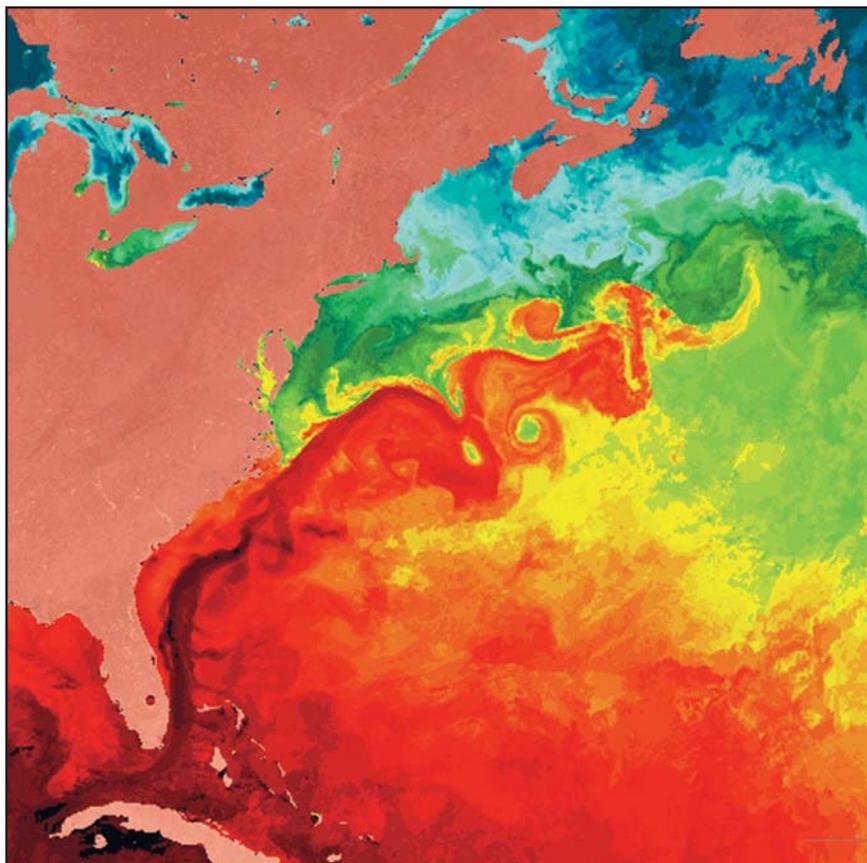


Figura 6

Temperatura superficial del Gulf Stream captada por satélite, en abril de 1982

Las temperaturas aumentan del color azul al rojo.

Observamos en el borde norte del Gulf Stream un torbellino cálido anticiclónico y en el borde sur (en verde) un torbellino frío ciclónico.

Fuente: Remote Sensing Group, Division of Meteorology and Physical Oceanography, RSMAS, Miami, Florida.

rial, que circula en sentido inverso, está marcada por una cavidad de la termoclina (capa homogénea espesa y alta presión), alrededor de los 3-4° N. Si retomamos la hipótesis geostrofica, que nos sirve de guía, es bastante fácil comprender este fenómeno. Imaginemos un observador situado sobre este punto alto del nivel del mar (máximo de presión): debería ver que la corriente circula hacia la derecha de la fuerza de presión. Si está situado de frente al norte, se trata de la contracorriente ecuatorial norte, que se desplaza hacia el este. Si está situado de frente al sur, se trata de la corriente ecuatorial sur, que fluye hacia el oeste. El mismo razonamiento es aplicable cuando el observador está situado a nivel de la cúspide de la termoclina, alrededor de los 9° N. Existe un mínimo de presión entre la corriente ecuatorial norte y la contracorriente ecuatorial. Esta modulación de la termoclina en profundidad, provocada por las corrientes marinas, es

fundamental para la producción biológica, pues, como se verá más adelante, la termoclina no es solamente una “picnoclina”, sino que, además, es también una “nutriclina”. Es decir, una barrera para la difusión de sales nutritivas fundamentales para la producción biológica hacia la capa superficial. Se habla de convergencia cuando, en el límite de dos corrientes, la termoclina se hunde y de divergencia en la situación inversa.

LOS TORBELLINOS OCEÁNICOS

La hipótesis geostrófica que sirvió de guía a las descripciones anteriores da una imagen serena y apacible de la circulación oceánica, en la cual las corrientes son largos ríos tranquilos. Imagen cierta, si se considera la circulación promedio, pero imagen errónea en la realidad inmediata, como lo ilustran las imágenes de la superficie oceánica proporcionadas por los satélites (figura 6). En ellas se observa que las trayectorias son sinuosas, filamentosas, en forma de torbellinos. Las corrientes promedio permiten evaluar los transportes de masa y calor a gran escala, los cuales pueden ser completamente enmascarados por los valores locales instantáneos de las corrientes (que pueden ser incluso inversos al flujo medio). El océano es turbulento. Se puede definir la turbulencia como una agitación que provoca que los elementos del fluido fluctúen incesantemente en todas las direcciones, en lugar de seguir dócilmente la corriente media. Esta agitación facilita las mezclas y, en consecuencia, las transferencias de calor o salinidad en el seno del fluido. La turbulencia existe en todas las escalas, y se puede decir que los torbellinos del Gulf Stream, visibles en la figura 6, son manifestaciones de la turbulencia asociada a esta corriente, y aún más, que ésta constituye una estructura elemental tipo torbellino del Gulf Stream. En los años 60, algunos científicos habían incluso propuesto la existencia de una oceanografía de partículas, en la cual el océano habría sido visto como un conjunto de partículas elementales de fluido, interactuando entre sí. Las estructuras tipo torbellino, llamadas de meso-escalas, como los torbellinos del Gulf Stream, algunas decenas de kilómetros de diámetro, tienen una duración de unos cien días. Estas estructuras tienen una función importante en las mezclas y en el transporte de calor o de las propiedades disueltas. Partiendo de este hecho, se impone la necesidad de tomarlos en cuenta en los modelos, lo cual obliga a desarrollar modelos de gran resolución espacial (decenas de kilómetros) para representarlos correctamente y, además, exige contar con una gran potencia de cálculo, cuya insuficiencia a frenado por largo tiempo el desarrollo de tales modelos. Desde hace algunos años se sospechaba la existencia de estas

estructuras tipo torbellino; la deriva de barcos y la observación de objetos flotantes así lo sugerían. Sin embargo, las campañas oceanográficas tradicionales, con un solo barco, que no respondían para nada a los criterios de unidad de espacio y de tiempo tan apreciados por los autores dramáticos del siglo XVII, eran completamente incapaces de identificar estas estructuras débiles y de pequeña dimensión, móviles y efímeras. Hubo que esperar los años 70 y los experimentos MODE y POLYMODE, entre 1972 y 1977, que implicaron una concentración simultánea excepcional de medios (seis barcos, cables anclados, flotadores) en una restringida zona del mar de los Sargazos (600 kilómetros de extensión), para que se evaluara la importancia de estas estructuras en las transferencias de energía y se apreciara la dificultad de obtener muestras correctamente con los métodos tradicionales. El problema habría sido prácticamente insoluble sin la revolución espacial de los años 80, que proporciona un acceso casi instantáneo a la totalidad del océano: si fue necesario contar con seis barcos para un cuadrado de 600 kilómetros, ¿cuántos serían necesarios para resolver el conjunto de torbellinos oceánicos que nos revelan los satélites cada día?

3 Variaciones oceánicas, variaciones climáticas

LAS VARIACIONES DEL SISTEMA CLIMÁTICO

El sistema climático es una máquina de conversión y distribución de la energía que la Tierra recibe del Sol. Es un sistema complejo, con múltiples actores. El Sol no entrega una energía rigurosamente constante. Su ciclo de veintidós años trae cada once años un período de intensidad máxima, como ocurrió durante el Año Geofísico Internacional, en 1957-1958. Puede haber también períodos de intensidad relativamente débil, como ocurrió en el siglo XVII, en el momento más frío de la pequeña edad glacial, en la cual el ciclo solar parecía haberse detenido en el mínimo de radiación (ciclo de Maunder). En el hemisferio norte, la temperatura promedio era 1° C menor que su valor actual. Entre las temperaturas extremas respectivas, la variación de energía solar correspondiente era sólo de 0,1 % y su impacto sobre las variaciones climáticas fue largo tiempo subestimado. Los parámetros de la órbita de la Tierra en torno al Sol varían. En consecuencia, la energía recibida del Sol y su repartición fluctúan, en escalas de tiempo que van desde diez mil a cien mil años, y se explica así la sucesión de períodos glaciales e interglaciales (cf. pág. 57). La parte de la energía absorbida por los continentes y posteriormente restituida a la atmósfera depende de las propiedades de la superficie y de la vegetación que éstos poseen. La criosfera (casquetes glaciales de Groenlandia, de la Antártida y la banquisa) refleja hacia el espacio una cantidad de energía perdida para el sistema climático, que depende del estado del hielo, pero principalmente de la extensión de los hielos.

Finalmente, los movimientos del océano y de la atmósfera dependen del conjunto de las variaciones del balance energético planetario.

Como se comprueba, todos los elementos del sistema climático evolucionan constantemente, cada uno de ellos con velocidades diferentes y específicas. Toda variación, toda perturbación de uno de los elementos afecta a los demás, los cuales reaccionan a un ritmo que les es propio. El sistema climático tiende sin cesar al equilibrio, sin alcanzarlo jamás. Varía constantemente, en todas las escalas de tiempo. Lo esencial para nosotros es que el sistema climático sea lo suficientemente estable, como para mantenerse en rangos de amplitud y velocidad soportables para el ser humano. El aumento de los gases que producen el efecto invernadero podría comprometer esta estabilidad.

LOS AGENTES DINÁMICOS: LA ATMÓSFERA Y EL OCÉANO

La atmósfera y el océano son los dos fluidos de la máquina térmica planetaria. Son los agentes dinámicos que aseguran el transporte y la distribución de la energía térmica. En contacto permanente el uno con el otro, están constantemente intercambiando energía entre sí y son, en definitiva, indisociables. El clima del planeta es regido por la dupla atmósfera-océano. Todas las dificultades para descifrar este ensamblaje provienen del hecho que sus componentes tienen propiedades y velocidades de evolución muy diferentes.

Prácticamente, la atmósfera no tiene “memoria”. Tiene un tiempo de respuesta muy corto a las perturbaciones de las cuales es objeto y evoluciona muy rápidamente, lo cual constituye la mayor dificultad de la predicción meteorológica. Actualmente, los servicios meteorológicos emiten pronósticos para siete días. A pesar del progreso de la implementación de modelos de la atmósfera, aún es imposible efectuar una predicción meteorológica con una anticipación mayor de quince días a tres semanas. En el pronóstico meteorológico se parte de una situación de la atmósfera, dada por las observaciones, y se calcula, gracias a los modelos basados en las leyes físicas que rigen su dinámica, lo que ocurrirá uno, tres o siete días más tarde. Pero hay un límite a la predicción meteorológica, es decir, que es casi seguro que hay un lapso a partir del cual el estado de la atmósfera será completamente independiente del inicial. Más allá de ese lapso, sea cual sea la calidad de los modelos y observaciones, es imposible predecir el tiempo. Este horizonte es, probablemente, de unos quince días.

El océano tiene un tiempo de evolución mucho más largo y, por lo tanto, una memoria mucho mayor. Tiene doble función: entregar una

fracción de su energía a la atmósfera y distribuir directamente, por medio de las corrientes marinas, la otra parte al resto del planeta. En un lugar dado, la cantidad de energía intercambiada con la atmósfera depende de la temperatura de la superficie del océano, y consecuentemente, de la cantidad de calor que éste ha transportado hasta allí. La parte del océano que hay que considerar en los procesos climáticos depende de la escala de tiempo elegida. Si el propósito es efectuar pronósticos meteorológicos de menos de dos semanas, entonces, en los modelos sólo se requiere conocer la temperatura superficial oceánica para determinar los intercambios de energía entre el océano y la atmósfera. Durante ese lapso la evolución de la temperatura de la superficie del mar es demasiado lenta, como para tener un impacto significativo sobre dichos intercambios. Sería inútil complicar los modelos haciendo intervenir la dinámica oceánica. Los modelos de predicción meteorológica son estrictamente atmosféricos. A escala climática, sin embargo, hay que considerar la dinámica oceánica: el océano, socio más lento, impone su ritmo a la variabilidad climática. Para la evolución de los fenómenos a escala anual, como El Niño, por ejemplo, las primeras centenas de metros del océano ecuatorial son preponderantes. Para escalas de tiempo mayores, se debe considerar la totalidad de la circulación oceánica, desde la superficie hasta el fondo, cuyo ciclo se extiende por muchos siglos. En efecto, el océano registra en memoria durante varias centenas de años las trazas características de eventos climáticos anteriores. El clima actual depende, hasta cierto punto, del enfriamiento de la Tierra durante la pequeña edad glacial, que tuvo lugar entre los siglos XVI y XIX. Si bien es cierto que el océano atenúa las variaciones climáticas, restituye, en contrapartida, los efectos de dichas variaciones muchos decenios e, incluso, siglos más tarde.

Los modelos de predicción climática, cualquiera sea la escala de tiempo considerada, deben necesariamente ensamblar las dinámicas muy diferentes, pero interactivas, del océano y de la atmósfera. Y esto no es cuestión simple de resolver.

LA VARIABILIDAD INTERANUAL: EL FENÓMENO DE EL NIÑO

Alfonso Pezet, representando a la Sociedad Geográfica de Lima, presentó en Londres, en 1895, un documento titulado: “The countercurrent El Niño on the coast of northern Peru”. Fue una fecha histórica. En primer término, porque marcó el reconocimiento científico de la corriente de El Niño y, en segundo término, porque Pezet planteó de golpe la cuestión de

las relaciones entre el océano y la atmósfera. Él escribió “que esta corriente cálida sea la causa de abundantes precipitaciones en una región árida del Perú aparece como un hecho”. Esta corriente era principalmente conocida por los pescadores, quienes veían con placer que la corriente traía consigo, generalmente en época de navidad, especies tropicales diferentes. De allí proviene el nombre de El Niño (el Niño Jesús), que los pescadores dieron afectuosamente a dicha corriente. Gracias al Año Geofísico Internacional de 1957-1958, que coincidió con El Niño, se descubrió la amplitud del fenómeno. La corriente costera muy conocida por los pescadores peruanos no era sino un apéndice, en el Pacífico este, de una perturbación mayor que implicaba la totalidad del océano Pacífico ecuatorial.

EL ACOPLAMIENTO OCÉANO-ATMÓSFERA EN EL OCÉANO PACÍFICO ECUATORIAL

Los vientos alisios, que soplan del este al oeste a lo largo del Pacífico ecuatorial, arrastran en la corriente ecuatorial sur las aguas superficiales cálidas. Este movimiento es compensado al este, y a lo largo del ecuador, por ascensos de aguas más frías. Se generan, entonces, diferencias de temperatura entre los dos bordes del océano. Debido a este hecho, se genera también una elevación del nivel del mar en el borde oeste del océano. En la región de Indonesia se forma un vasto reservorio de aguas cálidas, en el cual la temperatura supera los 29° C. Es la región del mundo donde el océano transfiere el máximo de energía a la atmósfera. La convección allí es muy intensa. El aire, recalentado y cargado de humedad debido al contacto con el océano, se eleva. Durante este ascenso, el vapor de agua se condensa, dando origen a cúmulo-nimbus de gran tamaño, portadoras de precipitaciones que riegan profusamente la zona indonesia. Esta convección es la rama ascendente (baja presión atmosférica) de una celda de la circulación atmosférica a lo largo del ecuador (figura 7). La rama descendente de esta celda, conectada a la rama ascendente por una corriente de altura que fluye del oeste al este, se sitúa al este, a nivel de las aguas oceánicas más frías. Corresponde a altas presiones atmosféricas y a un aporte de aire seco: de hecho, las precipitaciones son muy raras en las costas desérticas de Perú y del norte de Chile. Los vientos alisios que soplan del este al oeste en la superficie del océano cierran esta celda de circulación, llamada celda de Walker. Globalmente, la intensidad de los alisios y esta celda es proporcional a la diferencia de presión atmosférica que existe entre el este y el oeste del océano Pacífico. Para caracterizarla se utiliza un índice simple: la diferencia de presión

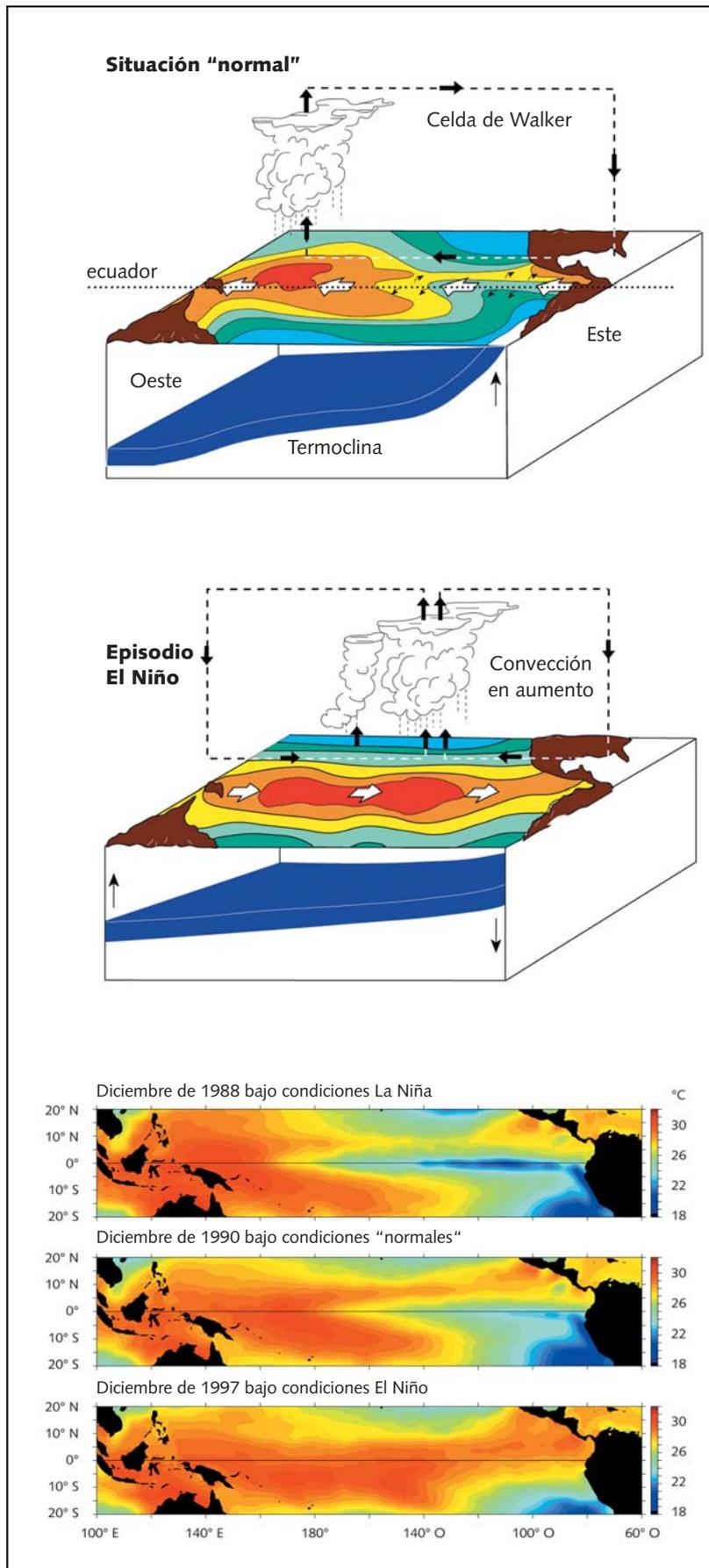


Figura 7

Evolución de la dupla océano-atmósfera en el Pacífico ecuatorial

Generalmente, los vientos alisios inducen un ascenso de aguas frías frente a Perú y una acumulación de aguas cálidas al oeste de la cuenca, elevando de 50 centímetros a 1 metro el nivel del mar. En consecuencia, la termoclina surge en la superficie, en la región del *upwelling* y se sitúa a alrededor de 200 metros, en las cercanías de Indonesia. La circulación atmosférica se caracteriza por un fuerte ascenso sobre Indonesia, que sufre entonces fuertes lluvias, mientras el descenso del aire entre la Isla de Pascua y el continente sudamericano genera condiciones de aridez en la región comprendida entre el ecuador y el norte de Chile. En algunos años, el fenómeno de El Niño y la reducción de la velocidad de los alisios provocan un desplazamiento de la masa de agua cálida, y de la circulación atmosférica asociada, hacia el centro del Pacífico. La termoclina se eleva en el oeste y se sitúa a mayor profundidad en el este.

Fuente: Imágenes amablemente proporcionadas por el NOAA/PMEL/TAO Project Office, Michael J. McPhaden, Director.

Mapas de temperaturas de superficie del océano Pacífico ecuatorial

La escala coloreada de las temperaturas está ubicada a la derecha de cada mapa. Existe, cualitativamente, similitud entre La Niña y las condiciones normales, con un mínimo térmico a lo largo del ecuador que prolonga el *upwelling* costero. Nada de esto ocurre durante un episodio El Niño, en el cual observamos una franja de aguas cálidas a lo largo del ecuador desde un extremo a otro del Pacífico.

Fuente: Imágenes amablemente proporcionadas por el NOAA/PMEL/TAO Project Office, Michael J. McPhaden, Director.

atmosférica entre Tahití (zona de alta presión) y la de Darwin, en Australia (zona de baja presión). Se le llama SOI por las iniciales de “Southern Oscillation Index” (Índice de la Oscilación Austral, en español). A un índice elevado, corresponde una celda de Walker muy activa y viceversa.

Describiendo los intercambios del océano y la atmósfera en esta celda, Bjerknes (hijo de Bjerknes, mencionado en el capítulo 1) señala: “A un aumento del gradiente de presión, en la base de la celda de Walker, corresponde un refuerzo de los vientos del este a lo largo del ecuador y, en consecuencia, un mayor contraste de la temperatura superficial entre el este y el oeste del Pacífico ecuatorial. Esta reacción en cadena muestra que la intensificación de la celda de Walker genera un aumento del contraste térmico que, a su vez, activa aún más la circulación atmosférica. Se produce lo contrario si se toma como punto de partida el debilitamiento de la circulación de Walker”. Estamos aquí en el corazón de un sistema de retroacción positiva que gira en círculo, hasta que una perturbación lo haga cambiar, sin saber si fue el océano o la atmósfera el “autor” de dicha perturbación. Es esta interacción coordinada entre la celda de Walker y su contrapartida oceánica, descrita por Bjerknes, que relaciona la Oscilación Austral con el gradiente térmico este-oeste del Pacífico ecuatorial que fue bautizada como ENSO: “El Niño Southern Oscillation”. La oscilación puede ser caracterizada indiferentemente a partir de la componente atmosférica, por medio del índice SOI, o a partir de la componente oceánica, por medio de las anomalías de la temperatura superficial en el Pacífico ecuatorial este o, incluso, por medio de las anomalías del nivel del mar a lo largo del ecuador (figura 8).

EL NIÑO: FASE CÁLIDA DE ENSO

El Niño corresponde al desmantelamiento del esquema anterior, es decir de la celda de Walker y de su contrapartida oceánica. Cuando el valor del Índice de la Oscilación Austral disminuye, el conjunto constituido por la celda de Walker y su equivalente oceánico se debilita: la intensidad de los alisios y de la Corriente Ecuatorial Sur, disminuye (figura 7). La situación puede, incluso, invertirse: aparecen en el ecuador vientos del oeste y una corriente oceánica que fluye hacia este. Las aguas cálidas acumuladas en la región de Indonesia se desplazan ahora libremente hacia el este, llevando consigo la zona de convección y, con ésta, las lluvias. Las temperaturas aumentan de 4° a 5° C. La pendiente de la superficie del mar disminuye, el nivel sube al este y disminuye en el oeste (figura 9). Así es El Niño,

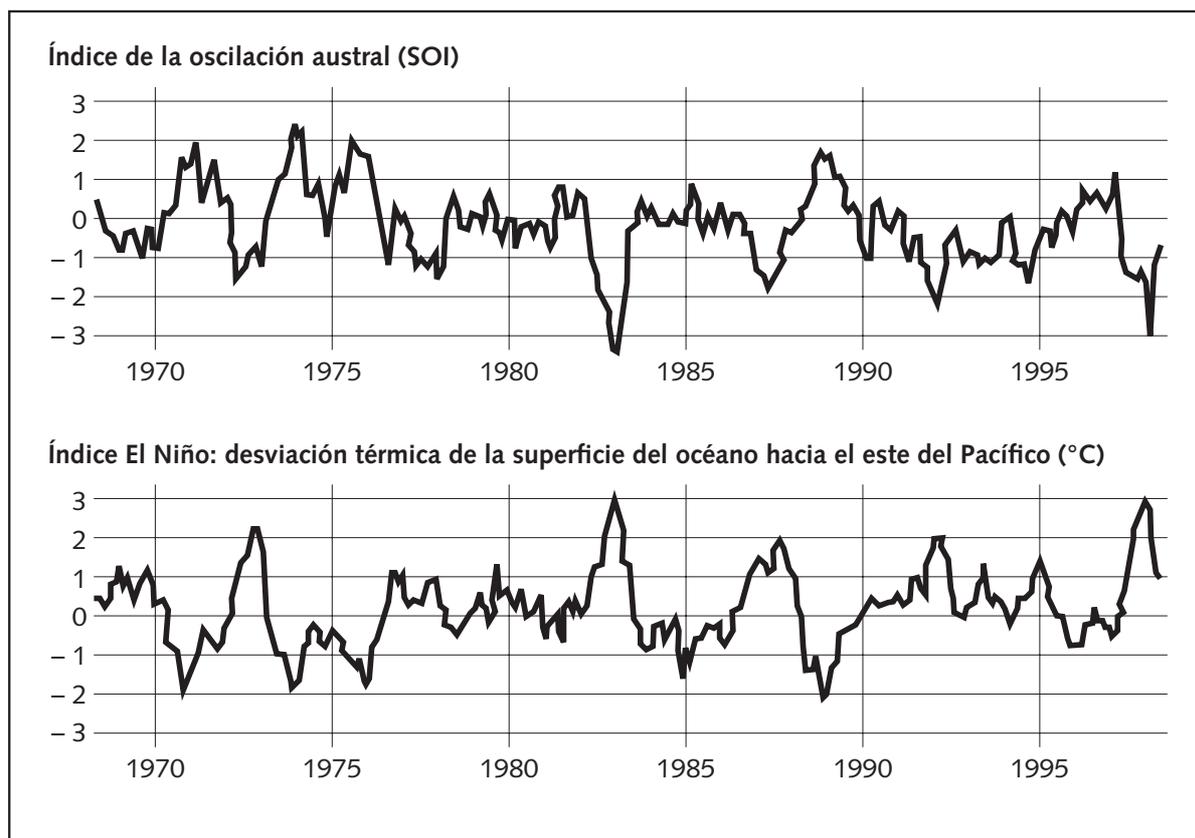


Figura 8

Evolución de ENSO evidenciada mediante el índice de la Oscilación Austral y el índice El Niño de 1968 a 1998

La evolución de estos dos índices muestra que el ciclo de ENSO tiene un período de dos a siete años, con un promedio de cuatro años. Los años 80 y 90 presentan una actividad mayor con cinco apariciones de El Niño (1982-1983, 1986-1987, 1991-1993, 1994-1995 y 1997-1998) y tres episodios de La Niña (1984-1985, 1988-1989 y 1995-1996). Durante estos quince años ocurrieron los dos mayores El Niño del siglo (1982-1983 y 1997-1998), al igual que un episodio de El Niño prácticamente continuo desde 1991 hasta 1995.

El Índice de la Oscilación Austral es la diferencia de presión atmosférica a nivel del mar entre Tahití y Darwin. El Índice El Niño es la diferencia en grados celsius con respecto a la temperatura superficial promedio en el Pacífico este.

cuyas manifestaciones climáticas, más o menos calamitosas, generalmente causan conmoción pública. Es un “salto cualitativo brusco” que altera los intercambios térmicos entre los dos fluidos, tanto en el sentido zonal, como en el sentido de los meridianos, del ecuador a los polos. En efecto, la acumulación anormal de agua cálida a lo largo de todo el ecuador activa la “caldera tropical”, la transferencia de energía a la atmósfera y su transporte hacia las latitudes más altas, por medio de la celda atmosférica de

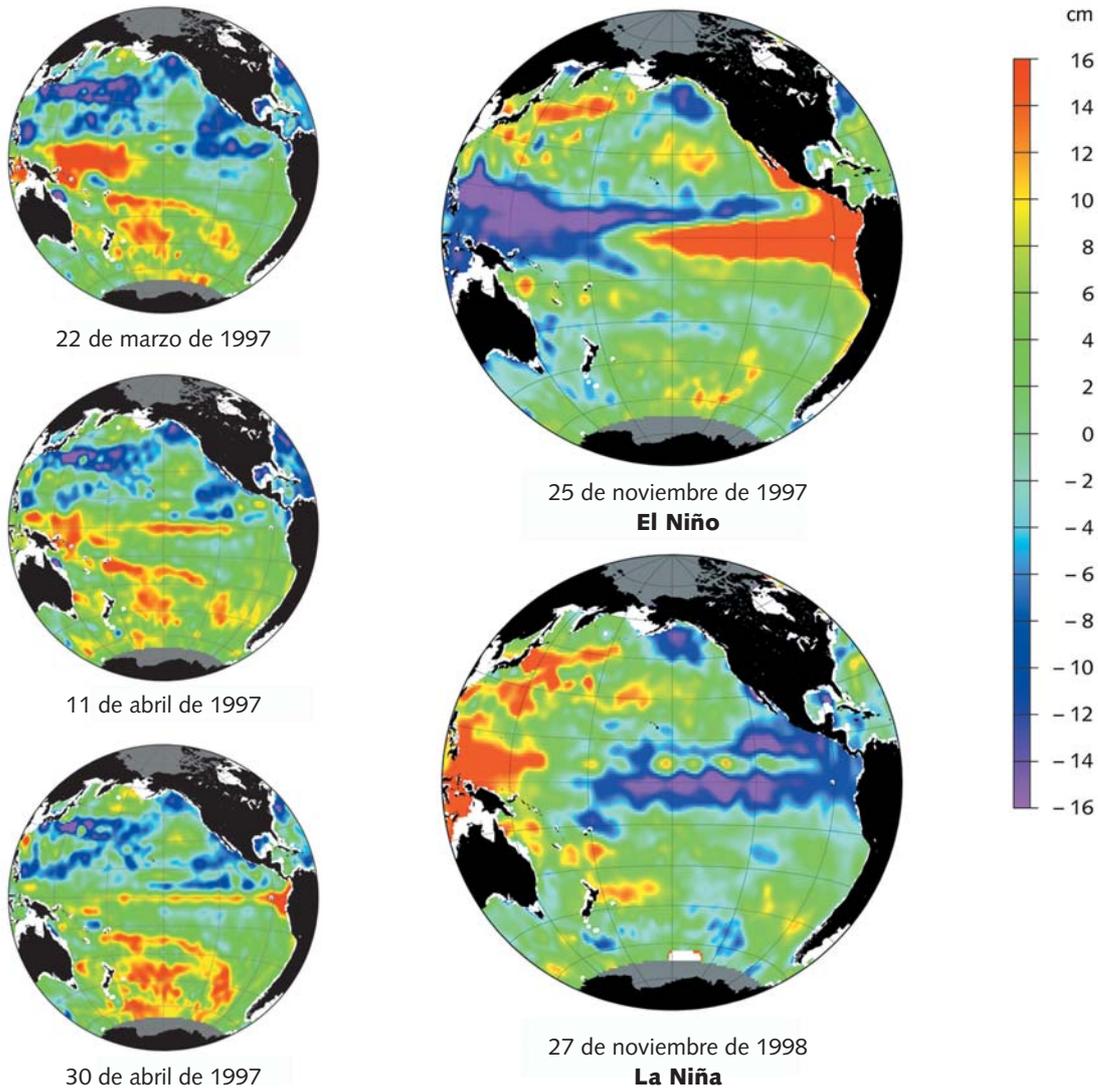


Figura 9
Propagación de una onda de Kevin a lo largo del ecuador, captada por el satélite Topex/Poseidón, el cual mide el nivel del mar
 Se trata de anomalías de la altura de la superficie del océano, expresadas en centímetros, que están representadas aquí de acuerdo a las escalas ubicadas a la derecha de las imágenes. Una anomalía positiva de aproximadamente 16 centímetros (en rojo) se desplaza del oeste al este, a lo largo del ecuador. Situada cerca de las costas indonesias el 22 de marzo de 1997, la anomalía se encuentra en el centro de la cuenca el 11 de abril y alcanza la costa americana el 30 de abril del mismo año.

Anomalías del nivel del mar en el Pacífico, captadas por el satélite Topex/Poseidon

Las anomalías positivas (aumento en altura del nivel del mar) figuran en rojo, las anomalías negativas en azul morado, según la escala indicada a la derecha de la figura.
 El contraste entre las dos situaciones es asombroso en la zona ecuatorial, en donde las anomalías positivas y negativas se invierten, existiendo diferencias del nivel del mar superiores a 30 centímetros, tanto en el este como en el oeste.

Fuente: Imágenes amablemente proporcionadas por el Laboratorio de Estudios en Geofísica y Oceanografía Espacial (unidad mixta del CNES, del CNRS y de la Universidad Paul-Sabatier de Toulouse)

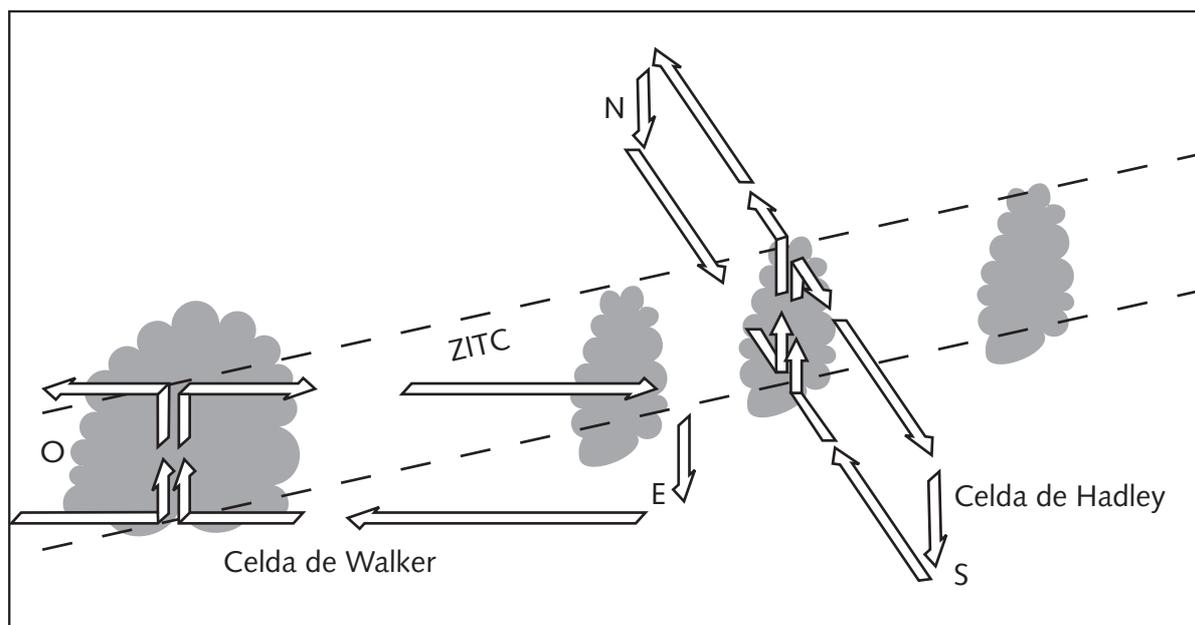


Figura 10

En regiones intertropicales la circulación atmosférica puede ser separada en dos: (1) la celda de Walker, situada a lo largo del ecuador, entre los bordes este y oeste de las cuencas oceánicas; (2) las celdas meridianas (norte-sur) de Hadley, situadas a ambos lados del ecuador, son activadas por la "caldera oceánica" de la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC), cuyas ramificaciones descendentes se encuentran a nivel de los anticiclones subtropicales. En situación de El Niño, la acumulación de agua cálida a lo largo del ecuador activa las celdas de Hadley y, por lo tanto, induce una transferencia de calor hacia las altas latitudes. En situación de La Niña, la activación máxima de la celda de Walker debilita las celdas de Hadley.

Hadley (figura 10). Las consecuencias de El Niño no se limitan sólo a las regiones tropicales; provoca también sequía en Indonesia y en Australia, abundantes precipitaciones en Perú, sequía en el noreste brasileño y debilitamiento del monzón del Índico. Las consecuencias también se hacen sentir en las regiones templadas, principalmente en el Pacífico norte, donde se presentan inviernos suaves y húmedos en el noroeste de América. Limitándose a un período reciente, esta situación ha ocurrido en 1972-1973, 1977, 1982-1983, 1986, 1992-1995, 1997-1998 y se anuncia para 2002-2003.

LA NIÑA: FASE FRÍA DE ENSO

La figura 8 muestra que los eventos de El Niño están asociados a valores mínimos (anomalías negativas) de SOI o, si se quiere, a anomalías positivas máximas de temperatura superficial del océano Pacífico ecuatorial. Se constata también que, en el caso contrario, hay valores muy marcados

de anomalías positivas de SOI (o negativas de temperatura superficial). En virtud de la simetría de los términos, se le dio a esas situaciones el nombre de La Niña. En este caso, la celda de Walker y circulación oceánica asociada están en su punto de intensidad máximo: vientos alisios vigorosos, convección máxima en el reservorio de agua cálida de Indonesia, mínimo de temperatura superficial en el este, máxima pendiente del océano. Cualitativamente, La Niña no difiere de la situación normal, sino que refuerza las características dominantes de ésta, contrariamente a El Niño que, dislocando la celda de Walker, las invierte. La Niña lleva el sistema a su extremo, El Niño lo destruye.

¿POR QUÉ EL NIÑO?

En un sistema tan estrechamente ensamblado, es difícil discernir a cual de los dos integrantes del sistema se debe el desencadenamiento del fenómeno. En todo caso, está claro que, una vez desencadenado, es el océano el que impone el ritmo de su evolución. La pregunta relativa al origen resulta aún más incómoda de responder puesto que el análisis de los eventos desde 1975 en adelante demostró que, si bien es cierto que se repiten, no se manifiestan siempre de la misma forma: no existe un modelo tipo de El Niño. El éxito moderado de los modelos de pronóstico del fenómeno es, sin duda, el resultado directo de esta diversidad de comportamiento e invitan a la prudencia. El análisis de la secuencia observada en el episodio 1997-1998 muestra que la inestabilidad atmosférica en el oeste podría haber sido el elemento desencadenador del fenómeno. En efecto, en esta región pueden producirse ráfagas de viento del oeste, con un período de 40-60 días (Oscilación de Madden-Julian). Estas ráfagas de viento pueden originar una corriente hacia el oeste y, por lo tanto, una convergencia en el ecuador: la termoclina se hunde, provocando una anomalía positiva del nivel del mar. En circunstancias determinadas, esta perturbación se propagará hacia el este, bajo la forma de una onda, llamada onda de Kelvin, exactamente como las ondas provocadas por una piedra que se arroja al agua. Ésta arrastra consigo la convergencia y el descenso de la termoclina. La convergencia provoca una succión, la cual es colmada por las aguas cálidas superficiales. Así, estas aguas serán transportadas hacia el este, siguiendo el desplazamiento de la onda, que demora de dos a tres meses para atravesar, desde el oeste al este, todo el océano Pacífico. Resultado: el nivel del mar baja en el oeste y sube en el este. El satélite Topex/Poseidon registró en marzo-abril de 1997 la propagación de esta onda, caracterizada por una elevación del

nivel del mar, durante la ocurrencia de El Niño (figura 9). Las ondas de Madden-Julian, cuando se producen, no provocan sistemáticamente, ni mucho menos, un fenómeno de El Niño. Además, el estado del océano debe prestarse para ello. A partir del otoño de 1996, el hundimiento de la termoclina había ya producido una anomalía positiva de temperatura de 2,5° C, entre 100 y 200 metros de profundidad, tal como se comprobó *a posteriori*. Era un signo precursor que indicaba que el océano estaba preparado para ponerse en movimiento, si la atmósfera lo inducía, lo cual efectivamente ocurrió a principios de 1997 por medio de ráfagas de viento del oeste. Sin duda, es ilusorio buscar la “causa” del fenómeno de El Niño: ésta no es única y puede ser, incluso extra tropical, exterior al sistema ENSO, tal como lo describimos, ya que este sistema no está aislado e interactúa con el resto de la atmósfera y del océano. Sería más provechoso buscar en el océano los “precursores” que, integrados en tiempo real a los modelos, permitirían hacer predicciones fiables con seis meses de anticipación. Esto implica asegurar la permanencia de las redes de observación que se instalaron a partir de 1985 en el contexto del programa TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) dedicado al estudio de El Niño; lo cual nos conduce a la oceanografía operacional (ver el capítulo 6).

LAS FLUCTUACIONES DECENALES: LA NAO

El acoplamiento océano-atmósfera, a través de ENSO, constituye un sistema bastante simple, propio de la región ecuatorial, donde la inercia del océano es relativamente débil. Por ejemplo, durante El Niño de 1997 transcurrieron menos de dos años entre la detección de los precursores visibles, en el otoño de 1996, el fenómeno mismo, en la primavera de 1997, un cambio radical de condiciones, en la primavera de 1998, y finalmente una situación de La Niña. En este sistema, el índice SOI es físicamente representativo del acoplamiento de la celda de Walker con la dinámica oceánica ecuatorial. Otros índices atmosféricos fueron definidos para caracterizar el estado de la atmósfera y analizar la evolución del clima, sin que se pudiera relacionarlos fácilmente con el acoplamiento océano-atmósfera. Es lo que ocurrió con la denominada Oscilación Noratlántica (NAO, North Atlantic Oscillation) definida, por analogía con SOI, como la diferencia de presión atmosférica entre el anticiclón de Las Azores y las bajas presiones subpolares (Islandia). Al igual que en el caso de SOI, se constató que el índice NAO oscilaba, es decir, cuando las bajas presiones de Islandia disminuían, la presión del

anticiclón de Las Azores tendía a aumentar y viceversa. Por razones muy simples, los climas de Europa, de Asia noroeste y de la costa noreste de América se relacionan muy bien, principalmente en invierno, con los valores del índice NAO. A un valor elevado de este índice, corresponde un gradiente de presión atmosférica muy grande entre los dos sistemas y una aceleración de los vientos del oeste. Se observa el paso de numerosas depresiones en las latitudes medias, que llevan a Europa un importante flujo de aire marítimo, produciéndose inviernos de temperaturas agradables, lluviosos y tempestuosos. Por el contrario, en el lado opuesto del Atlántico, esta situación favorecerá el descenso de aire continental frío, en el extremo noroeste del continente americano. La situación se invierte cuando el índice NAO es bajo: la atenuación del régimen de vientos del oeste facilitará el descenso de aire polar o continental, en Europa del noroeste, que tendrá inviernos más fríos y secos. Contrariamente a lo que ocurre con el SOI, el índice NAO no puede asociarse a una celda análoga a la celda de Walker acoplada a un sistema de corrientes oceánicas: los caminos son muchos más tortuosos y las escalas de tiempo muchos más largas. Además, es mucho más difícil comprender y representar los mecanismos que, asociando océano y atmósfera, explican la variabilidad observada.

Se dispone de medidas directas de la NAO desde mediados del siglo XIX y se ha logrado reconstituirla hasta comienzos del siglo XVIII, gracias al análisis de los anillos de crecimiento de los árboles, cuyas características dependen de los parámetros climáticos que son la temperatura y la humedad (figura 11).

El análisis de la evolución de la NAO en el transcurso del tiempo hizo aparecer períodos de oscilaciones sobrepuestos: 2, 8, 24 y 70 años, sin que, hasta ahora, se haya propuesto un esquema para explicarlos debido a la falta de medidas oceánicas. Si bien es cierto que el océano impone su cadencia a las variaciones climáticas, los datos oceanográficos son a menudo insuficientes para comprender sus mecanismos. Más aún cuando en este rango de escalas de tiempo no se puede estar restringido sólo a los intercambios de las capas superficiales del océano con la atmósfera, sino que se deben considerar también los intercambios con el océano profundo, los cuales controlan las escalas pluridecenales.

Se sabe que en pequeñas escalas de tiempo, al interior del período invernal, las anomalías de la NAO generan anomalías de viento y de intercambios térmicos que producirán, a su vez, anomalías de temperatura que el océano registrará en la memoria y transferirá a las capas

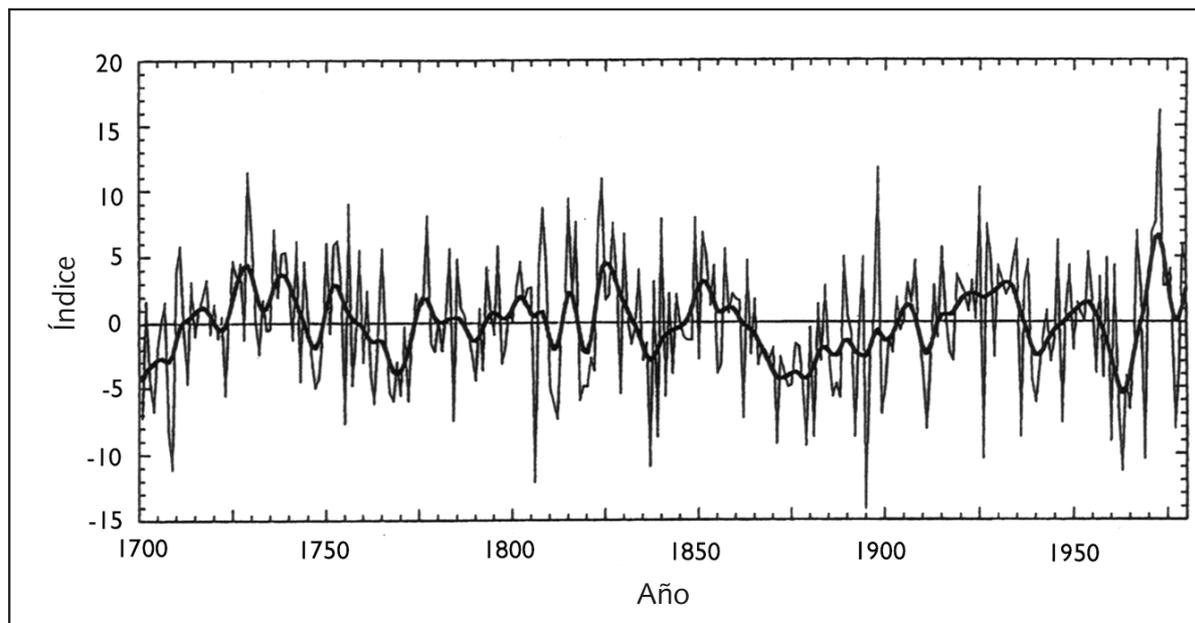


Figura 11
Variaciones del Índice NAO verificadas en invierno desde 1700 y reconstituidas gracias a la dendrocronología, que permite redescubrir y fechar las características climáticas a partir de los anillos de crecimiento de los árboles.

profundas, debido a la mezcla invernal o las variaciones de intensidad de la convección. La circulación termohalina del Atlántico (ver párrafo siguiente) se modifica, aunque la anomalía de la NAO persista durante varios años. Se ha podido relacionar con las variaciones de la NAO una serie de fluctuaciones o anomalías: fluctuaciones de la temperatura y de la salinidad en las capas profundas, al oeste de Groenlandia; fluctuaciones de temperatura, salinidad y, en consecuencia, de la convección en la corriente de Labrador; anomalías de temperatura en el borde oeste de la circulación anticiclónica subtropical; fluctuaciones de la banquisa ártica, etc. Se atribuye también un curioso fenómeno a las fuertes anomalías negativas de NAO de los años 60: la “gran anomalía de salinidad”, que circuló en la parte subpolar del Atlántico norte desde fines de los años 60 hasta el inicio de los años 80. El debilitamiento de los vientos de oeste, concomitantes con las anomalías NAO, favoreció a los vientos del norte y a un flujo inusual de aguas polares, frías y poco saladas, que transportaban hielos hacia Islandia y las costas de Groenlandia. Estas aguas poco densas, que no se mezclaban con las aguas subyacentes, formaron un vasto cuerpo de agua poco salada de 700 metros de profundidad, que efectuó todo un recorrido desde Islandia al Cabo norte, pasando por el mar de Labrador, al oeste de las

Islas Británicas y el mar de Noruega. (Figura 12). Necesariamente tuvo que corresponderle un debilitamiento de la convección noratlántica y de la circulación termohalina, cuyos impactos climáticos son difíciles de evaluar.

Tenemos aquí los elementos de un rompecabezas, cuyas piezas están lejos de ser ensambladas. Teniendo en cuenta la complejidad del sistema, las escalas de tiempo implicadas y la falta de observaciones, serán necesarios muchos años y la instalación de sistemas de observación, que están ahora a nuestro alcance, para resolver la situación planteada. Sin duda, esto será posible gracias al desarrollo de tecnologías de mediciones *in situ* y de herramientas satelitales, principalmente de la altimetría, que permite seguir y evaluar en permanencia las fluctuaciones y meandros de la circulación superficial.

LAS EVOLUCIONES DEL CLIMA A LARGO PLAZO:

LA CIRCULACIÓN TERMOHALINA

La formación de las Aguas Profundas Noratlánticas (APNA) en la zona de convección del mar de Noruega juega un papel esencial en la dinámica del clima, a grandes escalas de tiempo. Ya hemos dicho que la acción conjunta del aporte de aguas saladas del Gulf Stream, del enfriamiento invernal y de la formación de hielo conducen a la formación de aguas de gran densidad en los mares de Noruega y del Labrador, las cuales se sumergen hasta su nivel de equilibrio hidrostático, cerca de los 3.000 metros de profundidad. Estas APNA se expanden posteriormente por todo el océano, llegando hasta la Antártida y a los océanos Índico y Pacífico, perdiendo progresivamente sus propiedades iniciales a causa de la mezcla con otras masas de agua. Esta convección hace las veces de bomba de calor: atrae las aguas aún cálidas del Gulf Stream hacia las altas latitudes del mar de Noruega, aportando a Europa el beneficio de un clima menos riguroso que el previsto en las mismas latitudes al otro lado del Atlántico. En 1985, Broecker propuso un esquema para la circulación termohalina, representándola como una especie de cinta transportadora (*conveyor belt*) planetaria (figura 3). El APNA inicia su recorrido en el mar de Noruega, alcanzando, en profundidad, los extremos norte de los océanos Índico y Pacífico, donde reaparece en la superficie. Comienza entonces su viaje de retorno al punto de partida, atravesando sucesivamente los estrechos indonesios, la corriente ecuatorial del océano Índico, la corriente de Las Agujas, el Cabo de Buena Esperanza, la corriente ecuatorial sur y, finalmente, alcanza el Gulf Stream, para recomenzar un nuevo

ciclo. Evidentemente, se trata de un esquema sintético y por ende simplificado que, sin embargo, explica correctamente la globalidad de la circulación oceánica. Se puede medir la edad del agua gracias al carbono 14, es decir que se puede cuantificar el tiempo transcurrido desde su última aparición en la superficie. Se sabe que las aguas del norte del océano Pacífico tienen 1.500 años, lo cual es la duración de un ciclo completo de la cinta transportadora.

LA CIRCULACIÓN OCEÁNICA EN EL ÚLTIMO PERÍODO GLACIAL

Para estas escalas de tiempo estamos lógicamente desprovistos para detectar variaciones significativas de dicha circulación. Si fuese posible, la única solución sería reconstituir simultáneamente la historia del clima y de la circulación oceánica correspondiente. Afortunadamente, disponemos de archivos tanto en las capas de los casquetes glaciares de Groenlandia y de la Antártida y en los sedimentos marinos que registran, estrato por estrato, indicaciones sobre las condiciones que reinaban en la Tierra en el momento en que se formaron. Realizando recientemente una perforación de 2.860 metros en el domo C de la Antártida, científicos europeos remontaron hasta 520.000 años atrás. La composición isotópica de ciertos elementos, como el oxígeno o el carbono, es la que permite descifrar dichos archivos. Efectivamente, tanto el oxígeno como el carbono de los esqueletos de foraminíferos que se encuentran en los sedimentos guardan una “huella isotópica” de la temperatura del agua o del aire, en el instante en que el aire quedó prisionero en el hielo o en el momento en que el foraminífero estaba vivo. De esta manera, analizando pacientemente las muestras de perforación capa por capa, se reconstituye el estado de la atmósfera y del océano. A comienzos de los años 70, el programa internacional CLIMAP tuvo por propósito reconstituir, de la forma descrita, la temperatura de la superficie de los océanos durante el último período glacial (hace 18.000 años). Estas cartas, una representando la situación de verano y la otra la de invierno, fueron publicadas en 1981. Estimulados por el éxito, los participantes de este programa quisieron, y pudieron, ir aún más lejos al reconstituir también la circulación profunda del último período glacial y del interglaciar precedente (hace 120.000 años).

De los estudios se dedujo que en el período interglaciar precedente la circulación oceánica era semejante a la actual. La cinta transportadora y la bomba de calor del Atlántico funcionaban bajo el mismo régimen

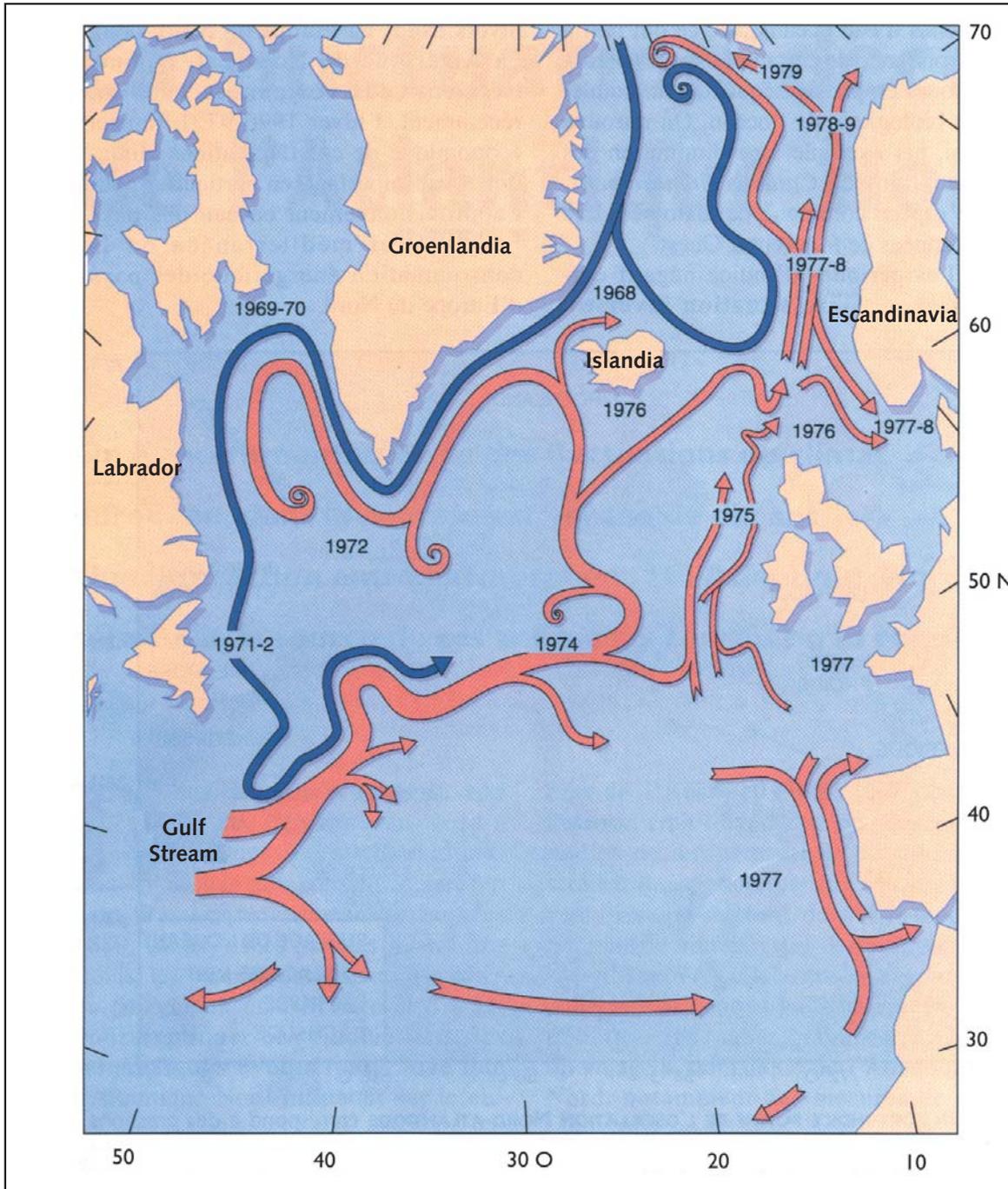


Figura 12

La gran anomalía de salinidad del Atlántico norte entre ~ 1970 y ~ 1980

En 1968, hielos de mar provenientes del océano Ártico transportaron una cantidad excepcional de agua dulce y fría. Las fechas del paso de estas aguas dulces están indicadas en la figura. La corriente fría (en azul) bajó desde el Ártico, entre Islandia y Groenlandia, luego continuó su recorrido a lo largo de las costas de Labrador. A principios de los años 70, llegó al Gulf Stream, recalentando las aguas, las cuales circularon luego a lo largo de las costas europeas para alcanzar finalmente las costas de Escandinavia.

Fuente: "Les humeurs de l'océan", hors-série Pour la science, n° 21, figura 4, p. 94. Gilles Reverdin, copyright Pour la science, octubre de 1998.

que en la actualidad, situación tranquilizadora que permite confiar en este tipo de reconstitución, en particular para el caso del período glacial en el cual la circulación era muy diferente a la de hoy. El mar de Noruega, generalmente recubierto de hielo y rodeado además por los casquetes glaciales que cubrían el norte de los continentes americano y europeo, no era el punto de llegada de las aguas cálidas del Gulf Stream que, en ese período, cerraba su recorrido mucho más al sur. Por lo tanto no era el sitio de formación de Aguas Profundas Noratlánticas y no jugaba tampoco el papel de bomba térmica, lo que provocaba gran perjuicio a los europeos de entonces, que debían acomodarse a un clima mucho más frío, con temperaturas inferiores en 10° C a las que experimentan hoy en día. Sin embargo, la cinta transportadora no estaba completamente interrumpida. En el océano Atlántico, en los confines de las zonas congeladas, el enfriamiento invernal era acentuado por vientos catabáticos muy fríos e intensos, que descendían violentamente de los glaciares, como ocurre actualmente en el continente Antártico. Ellos empujaban los hielos en formación hacia alta mar, dejando en el lugar de origen la sal correspondiente al volumen de hielo formado. Se generaba así un agua densa, que se sumergía a una profundidad (2.000 metros) menor que las APNA, siendo su flujo menor de un tercio en relación con el flujo de estas últimas. La cinta transportadora funcionaba muy lentamente: se estima que su ciclo era de dos mil años, en lugar de los mil quinientos años evaluados actualmente.

LA VARIABILIDAD DE LOS PERÍODOS GLACIALES:

LOS CICLOS DE DANSGAARD-OESCHGER Y DE HEINRICH

La circulación oceánica evoluciona, entonces, al ritmo de los períodos glaciales e interglaciares. El océano transmite las perturbaciones, pero no es el autor de ellas. El director de la orquesta es el ciclo astronómico de Milankovitch, llamado así en reconocimiento al científico serbio que propuso la teoría astronómica de la evolución del clima. El concepto fundamental es que la energía solar recibida por la Tierra y su repartición en la superficie dependen de los parámetros de la órbita terrestre alrededor del Sol. La órbita de la Tierra es una elipse, cuya forma más o menos alargada varía en un período del orden de los cien mil años. La consecuencia de este hecho es una variación importante de la energía recibida del sol. La precesión de los equinoccios, con un período de veintitrés mil años, causa que esta elipse gire en el espacio de tal manera que la Tierra, que actualmente alcanza su punto de mayor proximidad al Sol en

el mes de enero, dentro de once mil años más lo alcanzará en el mes de junio. Finalmente, el ángulo que define el eje de rotación de la Tierra con el plano de su órbita varía aproximadamente en tres grados en un período de cuarenta y un mil años, modificando con ese ritmo la repartición de la energía recibida en función de la latitud. Combinando todos los períodos mencionados, Milankovitch demostró que existía una muy buena correlación entre las variaciones de la energía recibida a 45° y la evolución del clima a largo plazo. Los máximos de energía corresponden a los períodos interglaciales y los mínimos a los períodos glaciales.

Sin embargo, los progresos efectuados en la reconstitución, cada vez más precisa, de la historia han puesto en evidencia que, en plenos períodos glaciales había una variabilidad climática muy grande, con máximos de calentamiento de uno a tres mil años, lo cual representa la mitad de la diferencia entre los extremos de los períodos glaciales e interglaciales. Se registraron 25 oscilaciones de este tipo entre 75.000 BP y 10.000 BP, las que evidencian la gran rapidez con la que se producen dichas fluctuaciones. Se les llamó ciclos de Dansgaard-Oeschger, en reconocimiento a sus descubridores. Las oscilaciones son acompañadas rítmicamente por los períodos más fríos de la época glacial, llamados eventos de Heinrich. Éstos se repiten con intervalos de siete a diez mil años y se han logrado identificar seis de ellos en el transcurso del último período glacial. Un hecho queda totalmente claro: todas estas fluctuaciones, que modulan los episodios glaciales, no pueden ser relacionadas a los ciclos de Milankovitch.

Se ha logrado establecer un vínculo entre los eventos de Heinrich y la inestabilidad de los casquetes glaciares. En 1988, Heinrich, analizando una muestra de perforación obtenida en el norte de Las Azores, notó la presencia de seis capas sedimentarias muy particulares, constituidas por rocas, y no por la arcilla habitual, rica en foraminíferos. Se los identificó como restos liberados durante el derretimiento de los témpanos de hielo que los transportaban. Se encontraron las mismas capas en todas las muestras del Atlántico, entre 40° N y 50° N, desde Terranova hasta el golfo de Gascuña. Este derretimiento de témpanos, que representa el 2% del deshielo total de los casquetes americano y europeo, se explica por la inestabilidad producida al crecer éstos desmesuradamente hacia el interior del mar. Llega un momento en que el casquete se debilita y una porción de él termina por separarse, dando origen a grandes témpanos que derivan en el océano, donde se derretirán progresivamente. Cada evento se traduce en un aporte masivo de agua dulce al océano, lo cual retardará considerablemente la circulación de la cinta transportadora y

disminuirá aún más la eficacia de la bomba de calor del Atlántico norte: las temperaturas llegan a su valor mínimo.

Cuando los casquetes se deshacen completamente del exceso de hielo, la circulación oceánica reinicia el funcionamiento de la cinta transportadora, que puede extenderse un poco más al norte y origina condiciones de tiempo relativamente cálidas en la época glacial. Esta situación perdura hasta el momento en que los glaciares reinician su crecimiento, para dar lugar a un nuevo ciclo que estará marcado por las oscilaciones de Dansgaard-Oeschger, sin duda dependientes también de la dupla océano-atmósfera por medio de mecanismos que resta aún por descubrir. Se verifica así que la perturbación iniciada por el derretimiento de los hielos fue amplificada por la respuesta del océano a lo que, en un comienzo, sólo fue una modificación de temperatura y salinidad.

EL DIFÍCIL FINAL DEL ÚLTIMO PERÍODO GLACIAL: EL DRYAS RECIENTE

El término de la última época glacial no se efectuó sin dificultades. Hace aproximadamente doce mil quinientos años, cuando casi la mitad de los hielos del hemisferio norte ya se habían derretido, cuando la cinta transportadora se ponía nuevamente en marcha, cuando se alcanzaba el momento más favorable para el ciclo de Milankovitch (insolación máxima en el hemisferio norte), brutalmente, en pocos decenios, el frío volvió, trayendo nuevamente a Europa condiciones cuasiglaciales. Este enfriamiento no correspondía a una debacle de témpanos, como en los eventos de Heinrich, pues no se observó ninguna singularidad en las muestras de perforación sedimentarias. Este enfriamiento se debió, probablemente, a un flujo de agua dulce que frenó, como siempre, la bomba de calor. Se han planteado muchas hipótesis para explicar este fenómeno. En la primera fase del deshielo, las aguas originadas por el derretimiento del casquete Laurentino (Canadá) se habrían vaciado, a través del río Mississippi, en el mar Caribe, donde se habría mezclado con aguas tropicales. Posteriormente, otra hipótesis postuló que el retiro del glaciar habría abierto el acceso al río Saint Laurent, a través del cual las aguas de deshielo, acumuladas en un gran lago situado más al norte, habrían fluido para desembocar en el océano, en las proximidades de las zonas de convección. De forma parecida, se sugirió también que el mar Báltico, entonces un lago de recolección de aguas de deshielo del casquete europeo, se habría conectado con el mar del Norte, vertiendo en él su parte de agua dulce. Finalmente, se podría también invocar el cambio de condiciones en el

Ártico. Actualmente, este océano está dotado de una gran plataforma continental, a lo largo de las costas de Siberia. En el período glacial esta plataforma estaba emergida, y se inundaría nuevamente con la elevación del nivel del mar, cuando se produjo la apertura del estrecho de Bering. Esta reciente extensión de agua poco profunda es muy favorable a la formación de hielos de mar que, a causa de la circulación ártica, habrían sido evacuados hacia el mar de Groenlandia y las amplias zonas de convección, transportando grandes cantidades de agua dulce.

Todo lo expuesto muestra que existe acoplamiento entre el océano y la criosfera por medio de los flujos variables de aguas dulces que controlan la formación de aguas oceánicas profundas, la intensidad de la circulación termohalina y la eficacia de la bomba de calor, la cual responde mucho más rápido que lo imaginado a las fluctuaciones de aguas dulces, dando origen, en pocos años, a grandes variaciones climáticas.

UN NUEVO ACTOR DEL CLIMA: EL HOMBRE EL OCÉANO Y EL GAS CARBÓNICO

Sólo recientemente se identificó al hombre como un nuevo componente del sistema climático. Para ello se debió contar con la medición sistemática de la concentración de gas carbónico en la atmósfera en la estación de observación de Mona Loa (Hawai), instalada por Keeling en 1958 para el Año Geofísico Internacional. Esto permitió darse cuenta que dicha concentración no cesaba de aumentar cada año en una tasa anual de 0,5%. Paralelamente, las temperaturas promedio de la Tierra también aumentaban. Obviamente, surgió la pregunta sobre la relación que podría existir entre ambos fenómenos, sabiendo que el gas carbónico, inductor de un efecto invernadero importante, era susceptible de modificar el balance de radiación de la atmósfera. El hombre descarga grandes cantidades de gas carbónico en la atmósfera, debido a la utilización de combustibles fósiles (aproximadamente 7 gigatoneladas por año). Es el responsable del aumento del contenido de gas carbónico atmosférico. Sin embargo, en la atmósfera se encuentra sólo la mitad del gas producido. La otra mitad va a en la vegetación continental o al océano. De aquí surgen dos preguntas: ¿qué parte absorbe el océano? ¿es la capacidad de absorción limitada?

EL OCÉANO, BOMBA FÍSICO-QUÍMICA DE GAS CARBÓNICO

En el sistema climático, el océano es el principal depósito de carbono: 40.000 gigatoneladas, mientras que la atmósfera contiene 780 (50 veces menos) y la biosfera (vegetación y suelos) 2.000 gigatoneladas. El carbono

oceánico se presenta esencialmente en forma mineral: gas carbónico, carbonatos y bicarbonatos disueltos, que constituyen un sistema químico cuyo punto de equilibrio evoluciona en función de los intercambios de gas carbónico con la atmósfera. El aumento o la disminución de CO_2 en la capa superficial desplaza este equilibrio que, en definitiva, regula la velocidad de absorción o de reabsorción de CO_2 . Los intercambios dependen de las concentraciones relativas de gas carbónico que tengan la atmósfera y la capa superficial del océano, caracterizadas por la presión parcial del gas. Si la presión es superior en la atmósfera, habrá absorción de gas por parte del océano, que asume en este caso el papel de “pozo”. Si sucede lo contrario, ocurrirá una desgasificación del océano, que se convierte así en una “fuente” de gas carbónico para la atmósfera. Si las presiones parciales son iguales, se alcanza la situación de equilibrio, lo cual constituye un caso muy raro, pues, por una parte, los procesos de equilibrio del sistema químico son muy lentos y, por otra, los procesos de mezcla renuevan continuamente las masas de agua en la interfase.

Según las condiciones, el océano puede absorber gas carbónico o, por el contrario, expulsarlo. La solubilidad del gas carbónico depende de la temperatura del océano: es mayor cuando la temperatura es baja. Los procesos dinámicos del calentamiento oceánico producen gas carbónico, como por ejemplo en los sistemas de *upwellings* costeros o ecuatoriales (ver capítulo 4): las aguas frías provenientes de las capas profundas pierden una parte de su gas carbónico, calentándose progresivamente en la superficie. Los procesos de enfriamiento absorben gas carbónico, como ocurre en las zonas de formación de aguas profundas del Atlántico norte.

LA BOMBA BIOLÓGICA DE GAS CARBÓNICO

El gas carbónico es la fuente de carbono de la producción primaria (fotosíntesis) de la materia viva. La producción biológica de las capas superficiales oceánicas constituye así un pozo de gas carbónico. Los seres vivos, a su muerte, caen hacia las capas profundas, donde se descomponen, enriqueciendo de esta manera dichas capas en gas carbónico. La bomba biológica transfiere de esta manera gas carbónico desde la superficie hacia las profundidades. Éstas lo restituirán cuando, al término de su periplo, vuelvan a la superficie, en las zonas de *upwellings*, o al final del viaje realizado en profundidad por las aguas de la cinta transportadora mencionada. Esto toma centenas de años en realizarse. Solamente el 0,4% de la producción biológica alcanza los fondos marinos, donde sedimenta.

EL FUTURO DEL GAS CARBÓNICO EN EL OCÉANO: LOS LÍMITES DEL BOMBEO OCEÁNICO

Se llama gas carbónico antrópico a aquel que es producido por el hombre. El aumento de la concentración atmosférica de gas carbónico incrementa la diferencia de presión parcial que puede existir entre el océano y la atmósfera. En otras palabras, la solubilidad del gas carbónico aumenta globalmente cuando crece el contenido atmosférico del mismo. No es entonces *a priori* sorprendente que el océano haya jugado, y juegue, un papel importante absorbiendo su parte de gas carbónico antrópico. Tarde o temprano, esta aptitud puede ser inhibida por los cambios climáticos inducidos. En efecto, se espera que un calentamiento global produzca también un calentamiento de las capas superficiales del océano, disminuyendo simultáneamente la solubilidad del gas carbónico y la capacidad del océano para absorberlo. Para que este bombeo sea eficaz, el exceso de gas carbónico absorbido debe ser transferido a las capas profundas y, condición indispensable para que ello ocurra, es que los procesos de mezcla y convección no sean atenuados por el cambio climático. Ahora bien, el recalentamiento superficial tiende a estabilizar las capas de la superficie, limitando de esta forma las mezclas verticales con las capas profundas. De acuerdo con el último informe del GIEC (Grupo Intergubernamental para el Estudio del Clima), una disminución de la velocidad de la cinta transportadora tampoco está excluida, lo cual tendría como efecto la atenuación de la bomba de CO₂ que constituye la zona de formación del agua profunda noratlántica. Finalmente, el excedente de gas carbónico transferido a las capas profundas ha sido sustraído a la atmósfera sólo de manera temporal. Tarde o temprano, cuando remonten a la superficie, estas aguas devolverán a la atmósfera parte del CO₂ que le habían tomado algunas decenas o centenas de años antes. En cuanto al 0,4% de la producción que sedimenta sobre el fondo, es poco probable que pueda “secuestrar” (sacar casi definitivamente del sistema) una parte importante del CO₂ antrópico. De acuerdo con estos hechos, la capacidad del océano para absorber el CO₂ antrópico es probablemente limitada y sería más conveniente reducir su producción que confiar al océano la resolución del problema.

El gas carbónico es muy abundante en el océano y no limita jamás la producción primaria. En primera instancia, la bomba biológica es indiferente al aumento del gas carbónico, pero deja de serlo tan pronto como los cambios climáticos modifican el funcionamiento de los ecosistemas marinos y su producción biológica. Globalmente, la estabilización de las

capas superficiales (por aumento de su temperatura), que limita las mezclas con las capas profundas ricas en nutrientes indispensables para la fotosíntesis, debería disminuir la intensidad de la bomba biológica. Se verá posteriormente que la variabilidad climática natural modifica considerablemente ciertos ecosistemas. Este hecho puede tener un impacto muy significativo en los flujos de gas carbónico. Por ejemplo, el fenómeno de El Niño perturba los ecosistemas marinos suficientemente como para ser detectado en las mediciones de gas carbónico de la estación de Mona Loa. El fenómeno de El Niño se manifiesta por la ausencia completa de los *upwellings* ecuatorial y costero de América del Sur (ver capítulos 4 y 5), cerrando así el acceso a dos importantes fuentes de gas carbónico oceánico, lo cual se traduce por una disminución significativa, pero temporal, del contenido en CO₂ de la atmósfera. Esto significa una corta pausa en el inexorable proceso de aumento de la concentración de gas carbónico. El calentamiento global puede modificar las frecuencias y las amplitudes de El Niño y de la NAO, produciendo consecuencias en el ecosistema, que interferirán también con la bomba biológica de CO₂.

REDUCIR LAS INCERTIDUMBRES

¿CUÁLES SERÁN LAS EVOLUCIONES CLIMÁTICAS EN EL PRÓXIMO SIGLO?

Como ya lo vimos, las incógnitas y las incertidumbres son aún numerosas. El impacto que puede tener el incremento de gases causantes de efecto invernadero sobre el clima plantea un doble desafío. Por un lado, un desafío político y económico, lo que ilustra la dificultad para consensuar internacionalmente la implementación del Protocolo de Kyoto (1997) para reducir, entre el 2008 el 2012, la producción de gases que provocan efecto invernadero en 5,2% respecto del nivel de 1990, protocolo que, sin embargo, se elaboró en el contexto de un convenio-marco sobre el cambio climático, firmado por 150 países inmediatamente después de la Cumbre de la Tierra de Río de Janeiro, en 1992. Por otro lado, plantea el desafío científico de proponer proyecciones confiables de evolución del clima para el próximo siglo. En 1988, la Organización Meteorológica Mundial (OMM) y el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente (PNUMA) crearon el GIEC (Grupo Intergubernamental sobre la Evolución del Clima), encargado de evaluar la información científica disponible y emitir su opinión sobre los impactos y medidas de prevención y adaptación a tener en cuenta. El

GIEC publicó su tercer informe en 2001 y propuso varias hipótesis de evolución de la emisión de gases que provocan efecto invernadero, construidas a partir de datos sobre el desarrollo económico, demográfico y tecnológico en el mundo. Estas proyecciones han sido utilizadas para “forzar” los modelos de simulación de evolución del clima en los próximos cien años. Evidentemente, estas simulaciones tienen el valor que tienen los modelos y es difícil calibrarlas respecto a climas pasados, puesto que en el pasado conocido (500.000 años) no ha habido una perturbación tan grande de contenido en gases productores de efecto invernadero en la atmósfera. Recién llegado al sistema climático, el hombre hizo sentir bruscamente su singularidad. Las concentraciones de CO₂ han oscilado desde un valor mínimo de 180 ppm (partes por millón) a un máximo de 280 ppm entre los períodos extremos glaciales fríos y los períodos extremos interglaciales cálidos. Actualmente, estamos en 370 ppm, es decir, 30% más que el máximo natural. Nos hemos salido del contexto original y no tenemos referencia histórica alguna en relación con la cual nos podamos medir. La reconstitución de los antiguos climas nos permite analizar, incluso cuantificar los procesos naturales, con el propósito de mejorar y validar los modelos que funcionan en situación natural. Pero esto no garantiza la calidad del modelo frente a una perturbación completamente distinta como la que el hombre fabrica actualmente. Sin embargo, no se trabaja totalmente al desprovido. Esta perturbación antrópica comenzó, de manera sensible, hace ciento cincuenta años. Desde esa época se conoce bastante bien la concentración atmosférica de CO₂. Estableciendo el año 1850 como punto de partida, se pueden hacer funcionar los modelos en modo “natural”, sin considerar el aumento de CO₂, por una parte, y en modo “antrópico”, considerando dicho aumento, por la otra. La comparación es elocuente: las dos simulaciones difieren mucho una de la otra, principalmente a partir de 1950. La versión antrópica representa mucho mejor las observaciones que la simulación natural. Este hecho es alentador puesto que, si este tipo de modelo funciona bien para situaciones del siglo pasado, no hay razón para que no funcione correctamente si se aplica al siglo siguiente, más aún cuando la perturbación, aunque se amplifique, seguirá siendo de la misma naturaleza.

Basándose en las proyecciones y en la decena de modelos disponibles, el aumento de la temperatura promedio se situaría entre 1,4° C y 5,8° C, la amplitud de la gama se debe más bien a la variabilidad de las proyecciones de emisión que a la de los modelos mismos. El aumento del nivel

del mar se situaría entre 11 y 77 cm, y se debe principalmente a la “dilatación” resultante del aumento de temperatura (entre 11 y 43 cm) y secundariamente al derretimiento de los glaciares (entre 1 y 23 cm).

El GIEC no sólo se ha preocupado de proyectarse a cien años plazo, sino que se ha interesado también en las modificaciones que podrían intervenir en la variabilidad en otras escalas de tiempo.

La historia reciente del fenómeno de El Niño muestra que su amplitud y su frecuencia ocurren en escalas de tiempo decenales. Por ejemplo, haciendo referencia al índice SOI, se verifica que las anomalías negativas dominaron desde 1975 hasta 1998. Lo contrario se observó en el período anterior, desde al menos 1945. En el período más reciente se observaron los dos El Niño más importantes del siglo: en 1982-1983 y en 1997-1998. Además, se observó también un fenómeno de El Niño “prolongado”, desde 1991 a 1995, que generó anomalías cálidas de temperatura superficial en el océano Pacífico central. ¿Es esta situación el resultado de una variación natural del clima, o es un signo del cambio global, que desplaza la ENSO hacia su fase cálida? Se plantean aquí tres preguntas:

- 1) ¿Evolucionará el océano Pacífico hacia un régimen más favorable a situaciones de tipo El Niño (anomalías del SOI negativas, anomalías de la temperatura superficial positivas)?
- 2) ¿Se acentuarán la frecuencia y la amplitud del fenómeno?
- 3) ¿Se ampliarán las consecuencias climáticas?

A la escala de El Niño, la dificultad de considerar la variabilidad climática en los modelos a largo plazo es ilustrada por la dificultad que existe aún para hacer una previsión de los eventos de El Niño con algunos meses de anticipación. Las prudentes conclusiones de los expertos científicos del GIEC indican que, efectivamente, debe esperarse una evolución hacia situaciones más próximas a El Niño (valores más bajos de SOI), sin que por ello los eventos sean más frecuentes o su amplitud más grande. Las perturbaciones climáticas asociadas estarían reforzadas: precipitaciones aún más abundantes en las costas de Perú, sequía intensa en Indonesia.

En el resumen del informe destinado a los dirigentes políticos, el GIEC no se pronuncia sobre la evolución de la variabilidad climática a escalas decenales de la NAO porque no hay suficiente consenso entre las simulaciones de los diferentes modelos. Sin embargo, en el informe científico se concluye que, aunque no todos los modelos vayan en este sentido, existe una tendencia hacia el aumento del valor promedio de la NAO, o sea hacia la presencia de inviernos de temperaturas agradables, húmedos y agitados en Europa occidental.

La evolución de la circulación termohalina es un punto crucial cuando se trata de la evolución del clima a escalas mayores que las decenales. En el Atlántico norte, zona de formación del agua profunda, motor de la cinta transportadora oceánica y de la bomba de calor, la evolución está principalmente controlada por el balance de agua dulce, es decir, por las precipitaciones y la formación de hielo (que al aumentar la salinidad del agua, aumenta también su densidad). El calentamiento global, que provoca un retroceso general de la banquisa, sumado a un aumento de las precipitaciones, podría retardar la circulación termohalina y, en consecuencia, paradójicamente, como en el Dryas reciente, ser la causa de un enfriamiento en lugar de un calentamiento en Europa occidental. La historia de los climas pasados nos ha mostrado que los cambios climáticos provocados por el retraso de esta circulación podían ocurrir muy rápidamente: en algunos años o decenas de años. Es conveniente también prestar mucha atención a la manera en que se consideran, en los modelos, los factores que controlan la génesis de esta circulación, sobre todo porque la evolución no se efectúa de forma progresiva y continua y manifiestamente existen umbrales que hacen oscilar el sistema de manera irreversible hacia una configuración u otra. Los ciclos de Dansgaard-Oeschger y los eventos de Heinrich son testimonio de estas oscilaciones brutales que, a primera vista, parecieran periódicas, pero que son sólo la expresión de umbrales que no se deben traspasar si se quiere tener una configuración estable. ¿Existe el riesgo de un cierre completo de la bomba de calor? Ningún modelo prevé esta eventualidad para los cien años próximos. Efectivamente, todos predicen un retraso de la circulación termohalina en este período, pero de magnitud insuficiente como para poner en duda el calentamiento de Europa occidental. Todo es posible más allá de los cien años, si las medidas para limitar la producción de gases con efecto invernadero son insuficientes. Algunos modelos prevén que, con un aumento global de temperatura comprendido entre 3,7° C y 7,4° C, se podría llegar a una situación de cesación de la circulación termohalina, lo cual congelaría Europa, pero también tendría impacto sobre el resto del mundo. Si se recuerda que la proyección a cien años plazo efectuada por el GIEC sitúa la gama del aumento de la temperatura media entre 1,4° C y 5,8° C, hay motivos para inquietarse.

LOS PROGRAMAS DE INVESTIGACIÓN

Como podemos comprobar, las incertidumbres no faltan. Si bien es cierto que se tiene la certeza de que el aumento antrópico de gases con efecto invernadero tiene consecuencias sobre el clima, cuyas manifestaciones ya

han sido detectadas, y que la tendencia al calentamiento proseguirá en el transcurso del siglo, es todavía difícil evaluar la amplitud, los impactos a escalas regionales y las consecuencias sobre la variabilidad climática. Por esta razón, la investigación científica que se provee al GIEC es, en sí, clave para el progreso. Ésta se organizó desde hace unos veinte de años en torno a programas internacionales interdisciplinarios, bajo la dirección de organismos internacionales.

Cronológicamente, el primero de ellos fue el Programa Mundial de Investigación sobre el Clima, iniciado en 1980 y organizado conjuntamente por el CIUS (Consejo Internacional de Uniones Científicas, organismo emanado de las academias de ciencias), la Organización Meteorológica Mundial y la COI (Comisión Oceanográfica Intergubernamental). Tuvo como objetivo establecer las bases científicas necesarias para la comprensión de los fenómenos físicos que rigen el sistema climático, para así poder evaluar hasta qué punto se puede predecir y de qué forma será modificado por las actividades humanas. Debe, entonces, considerar todos los compartimientos del sistema: atmósfera, océano, criosfera, superficies terrestres y los flujos que éstos intercambian. En lo referente al océano, se organizaron dos programas guías. El Programa TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere), entre 1985 y 1995, para el estudio de la variabilidad interanual del clima y, más específicamente, del fenómeno de El Niño. Fue la ocasión para implementar en el Pacífico tropical el primer sistema cuasioperacional de observación del océano. El Programa WOCE, entre 1990 y 1997, cubrió el estudio de la totalidad del océano, en sus tres dimensiones, para evaluar las corrientes y los transportes de calor y carbono con la mejor resolución posible: fue la primera experiencia de oceanografía total, tanto por su objetivo global como por la diversidad de medios disponibles, desde barcos de investigación hasta satélites. Estos programas se continúan con el Programa CLIVAR (Climate Variability), actualmente en curso, que considera la totalidad de los compartimientos del sistema climático y las principales escalas de tiempo de la variación climática: interanual (El Niño), decenal (NAO), centenaria (circulación termohalina) que, como hemos visto, presenta aún muchas incógnitas.

La física no es suficiente para resolver el problema. El mundo vivo y el hombre son actores del clima por medio del ciclo del carbono, que rige los contenidos atmosféricos del gas carbónico. En contrapartida, sufren las consecuencias de la evolución del clima, que pueden ser dramáticas para los ecosistemas y las sociedades humanas. El Consejo Internacional

de Uniones Científicas tomó la iniciativa, en 1986, de un crear un vasto programa para describir y comprender los procesos interactivos físicos, químicos y biológicos que regulan el funcionamiento de la totalidad del sistema Tierra, los cambios que éste experimenta y la manera en la cual son modificados por las actividades del hombre. Se trata del PIGB (Programa Internacional Geosfera-Biosfera), gran programa organizado en proyectos, entre los cuales nos interesan para nuestro propósito los programas JGOFS y GLOBEC. El Programa JGOFS (Joint Global Ocean Flux Studies) fue creado en 1987 y tiene por objetivo la comprensión y la cuantificación del ciclo del carbono en el océano, por medio de la evaluación de los flujos de carbono en las interfases con la atmósfera y los fondos oceánicos y de la predicción de la evolución de dichos flujos. Es un programa difícil de llevar a cabo dada la cantidad de parámetros físicos, químicos y biológicos que deben ser considerados. Más aún, aparte del trabajo con modelos y de algunas mediciones (temperaturas, concentraciones de CO₂ y clorofila superficial) que se pueden realizar desde barcos comerciales o en escasas estaciones fijas, lo esencial de la labor se realiza desde uno o varios barcos de investigación en zonas limitadas representativas de situaciones características, que podrían calificarse de provincias biogeoquímicas. El Proyecto GLOBEC (Global Ocean Ecosystem Dynamics) iniciado en 1991 tiene por propósito, como su nombre lo indica, comprender cómo el cambio global puede modificar el funcionamiento de los ecosistemas marinos y afectar la abundancia, la diversidad y la productividad de las poblaciones marinas en los primeros niveles de la cadena alimentaria: desde la producción primaria hasta los alevines y estadios juveniles de peces, que son las etapas determinantes, principalmente para el devenir de las especies explotadas.

Todos estos programas son de largo aliento y ya han permitido al GIEC afinar sus proyecciones, pero el riesgo de que los cambios en curso vayan mucho más rápidamente que el progreso de nuestra capacidad de predecirlos sigue siendo grande, debido a la inercia política para poner en práctica las medidas necesarias para disminuir realmente las emisiones de gases con efecto invernadero.

4 Dinámica de ecosistemas

LA PRODUCCIÓN PRIMARIA

El mundo vivo terrestre se elabora por la síntesis de materia orgánica a partir de elementos minerales. Evidentemente, esta síntesis tiene un costo: para llevarla a cabo es necesaria la energía. En la mayoría de los casos, es proporcionada por la luz del Sol. En algunos casos de ausencia de luz, la vida encuentra los recursos energéticos indispensables en las reacciones químicas. Es lo que ocurre, por ejemplo, con los ecosistemas que se formaron en el fondo de los océanos, en torno a fuentes hidrotermales calientes en ausencia de toda fuente de luz. Si bien es cierto que existen razones fundadas para pensar que, en su origen, la vida se creó a partir de estos procesos de síntesis químicas es, sin duda alguna, la fotosíntesis la que predomina como fuente de energía para la producción primaria, desde hace miles de millones de años, asegurando de esta forma el desarrollo de la vida tanto sobre la superficie terrestre como en los océanos.

Los ingredientes elementales para la fabricación de materia orgánica son bastante simples: el gas carbónico (CO_2) y el agua (H_2O), que se combinan y, por la acción de la clorofila que fija la energía luminosa, reaccionan de acuerdo con la ecuación simplificada siguiente para producir los compuestos orgánicos de base: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{luz} = (\text{CH}_2\text{O}) + \text{O}_2$.

La materia viva requiere también otros elementos para su síntesis: las sales minerales o nutrientes proveedores de nitrógeno, fósforo, silicio y de

todo un abanico de elementos minerales, cuya existencia determina que una región sea más o menos fértil. La carencia de uno u otro de estos elementos en la superficie terrestre puede ser suplida por aportes externos: riego, abono y, disponiendo de los medios suficientes, se puede llegar a construir canchas de golf en medio del desierto. Es sin duda difícil en el caso del océano hablar de desiertos con la misma propiedad que para la superficie de la Tierra. Sin embargo, existen grandes diferencias de fertilidad de una región a otra. Análogamente a la hierba de las praderas terrestres, el plancton vegetal o fitoplancton es el causante en el mar de la producción primaria, que constituye el punto de partida de la cadena alimentaria que culmina con los peces que encontramos en nuestras comidas. Se trata de algas unicelulares microscópicas de algunos micrones de diámetro, cuya abundancia determina la fertilidad de una región oceánica. Se puede hablar, con toda propiedad, de “praderas marinas”. Existe una gran diferencia de rendimiento entre las praderas existentes en el centro de las regiones anticiclónicas, calificadas a veces como desiertos oceánicos por su baja producción, y el de ciertas regiones costeras, como en Perú, donde la producción es cien veces mayor que en las anteriores.

LAS PRADERAS MARINAS

El color del océano es un indicador de su fertilidad. Sin embargo, las apariencias pueden engañar al observador. Durante nuestros desplazamientos en tierra, apreciamos a simple vista el contraste que hay entre la exuberante selva amazónica y el nordeste brasileño, no lejos de la anterior, dramáticamente seco. Las diferencias son mucho más sutiles en el océano. A primera vista, un observador escrutando su superficie no puede concluir prácticamente nada en relación con la riqueza vegetal que él contiene. Aún más, para el paseante o el marino, el color del mar es sólo el reflejo del cielo. El color azul del Mediterráneo, se torna gris cuando está nublado. El color del océano, el verdadero, desprovisto del artificio producido por la reflexión, es aquel que percibe el nadador mirando desde la superficie hacia el fondo. Es también el que pueden detectar desde el espacio algunos radiómetros embarcados en satélites (ver capítulo 6).

En primer término, el color del océano depende de las propiedades ópticas del agua, la cual es selectiva en su capacidad de absorción de la radiación solar, dejando pasar mucho más fácilmente el azul que los demás colores, ese azul característico de alta mar, denominado también en francés *grande bleue* (azul profundo).

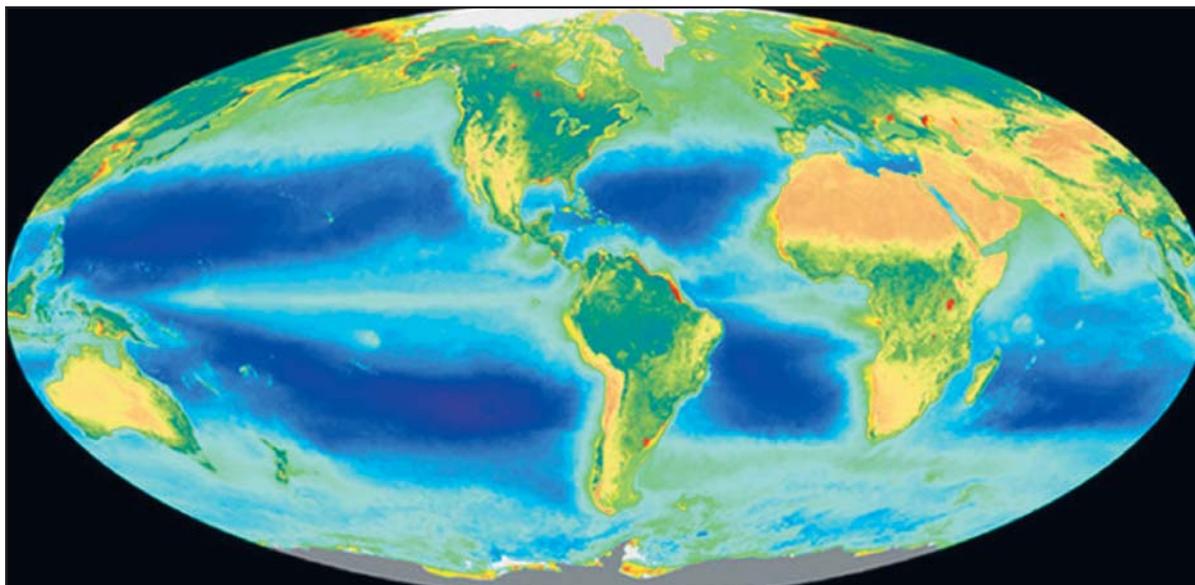


Figura 13
Mapa mundial del contenido de clorofila, captado por el satélite Seawifs entre septiembre de 1997 y agosto del 2000. En el océano, los contenidos de clorofila crecen del azul morado ($< 0,1 \text{ mg/m}^{-3}$) al rojo ($> 10 \text{ mg/m}^{-3}$).

Fuente: Seawifs Project, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE

Pero este azul que hace soñar a los poetas, puede ser alterado por las “impurezas” que contiene el océano. Aunque se trate, en las regiones costeras, de aportes terrígenos transportados por los ríos o, simplemente, de los seres vivos contenidos en el océano, en particular el plancton vegetal, rico en clorofila, tiende a colorearlo de verde. Color glauco que, según decían, era el encanto de los ojos de Atenea. Mientras mayor sea la presencia de fitoplancton en el océano, por lo tanto de clorofila, más verde será su apariencia. Analizando la luz proveniente del océano (en otras palabras, su color) y estableciendo la relación de la intensidad luminosa con las longitudes de onda características de la clorofila (azul para la absorción máxima, verde para la absorción mínima) se obtiene una medida de la concentración de clorofila en el océano y, en consecuencia, de su riqueza potencial. Es lo que se hace desde el espacio por medio de radiómetros transportados por satélites, los cuales miden la intensidad luminosa recibida desde el océano en las longitudes de onda características de la clorofila.

La imagen de la figura 13 representa los contenidos promedio de clorofila del océano mundial y de los continentes, entre septiembre de 1997 y agosto de 2000. Se construyó a partir de medidas efectuadas por el satélite Seawifs, permitiendo la realización de un inventario de vegeta-

ciones terrestres y marinas. Se observa que en el mar existen contrastes similares a los continentales. Para representar más fielmente la realidad, el abanico de colores de la vegetación terrestre va desde el color arena de los desiertos hasta el verde azulado de la selva amazónica. En el océano, el abanico va desde el azul-violeta, en las zonas más pobres, hasta el amarillo y, posteriormente, el rojo, pasando entre ambos por el verde, en las regiones más ricas.

El hecho que llama inmediatamente la atención en la figura es la neta predominancia del azul, y por ende de las regiones más pobres en el centro mismo de las cuencas oceánicas. En el Pacífico, el Atlántico y el Índico, estas regiones constituyen grandes “zonas desérticas”, que contrastan con la riqueza observada en latitudes más altas y a lo largo de las costas. La interpretación de la medida no es siempre fácil. Aparentemente es posible que los extremos visibles (en rojo) en las desembocaduras de los grandes ríos (Amazonas, Congo y Río de La Plata) correspondan más bien a la carga de sedimentos que sus caudales transportan al mar, los que alteran la medición, que a la clorofila misma. Igualmente, son notables las “lenguas verdes” que se extienden del este al oeste, a lo largo del ecuador en el océano Pacífico y, con menor intensidad, en el Atlántico. Finalmente, es también notable la zona de enriquecimiento que rodea al globo en torno a los límites de la Antártida, desde el extremo austral de América del Sur hasta los extremos sur de África y de Australia.

LOS FACTORES LIMITANTES DE LA PRODUCCIÓN PRIMARIA

Evidentemente, el agua no falta en el océano. El gas carbónico, fuente de carbono, tampoco. Es más, el océano está saturado de este último elemento. El Sol, fuente exclusiva de luz para la producción primaria, cubre la superficie del mar. Pero, debido al hecho de que el agua absorbe rápidamente la radiación solar, la producción será forzosamente limitada en las capas superficiales del océano. Las oscuras profundidades oceánicas, más allá de los cien metros, son poco propicias para el desarrollo de la vida. Solamente los oasis que rodean las fuentes hidrotermales profundas y que utilizan otra fuente energética escapan a la indispensable necesidad de luz. Sólo resta verificar la disponibilidad de los nutrientes que aseguran la fertilidad de los océanos. Éstos son mucho más abundantes en la profundidad que en la superficie, por razones fáciles de comprender. El mundo vivo es un sistema renovable que se nutre de su propia muerte. En efecto, la descomposición de la materia orgánica devuelve al mundo mineral los elementos le habían sido sustra-

ídos durante la vida de los organismos: el agua, el gas carbónico, los nutrientes están así nuevamente disponibles para pasar al mundo vivo. De esta forma, se pueden encontrar ecosistemas próximos al equilibrio, en los cuales la vida y la muerte son cuantitativamente iguales. Nada escapa al efecto de la gravedad y los organismos marinos muertos, desprovistos de su capacidad natatoria, caen inexorablemente hacia el fondo, descomponiéndose y desmineralizándose en el transcurso de su descenso. Así, restituyen la mayor parte de sus compuestos minerales a las capas profundas, carentes de luz y no a las capas superficiales propicias a la fotosíntesis, estando ambas separadas por la barrera que constituye la termoclina, que es también una “nutriclina”, y que constituye el límite entre las aguas superficiales pobres en nutrientes y las aguas profundas en las cuales son abundantes.

Para asegurar su fertilidad, el océano tiene que superar la dificultad de llevar los nutrientes desde las capas profundas hacia las capas bien iluminadas de la superficie. Esto se realiza mediante diversos procesos dinámicos de enriquecimiento. El mapa de la figura 13 permite identificar las regiones donde se producen tales procesos. Finalmente, son los movimientos del océano los que controlan su productividad.

LOS “DESIERTOS” MARINOS EN EL CORAZÓN DE LOS GRANDES TORBELLINOS OCEÁNICOS

El término “desierto”, utilizado a veces para designar las vastas zonas poco productivas en el corazón de los océanos es, sin duda, exagerado. Si bien no son zonas de pesca intensiva, se encuentran peces sin riesgo de morir de hambre. Sin duda que es mejor ser náufrago en estas regiones que perderse en pleno Sahara. Efectivamente son las regiones menos productivas del océano, y la razón no es, evidentemente, la falta de agua como en el Sahara.

Si se compara la carta de distribución de la clorofila de la figura 13 con la de corrientes de superficie (figura 1), se observa que estos pseudo-desiertos oceánicos coinciden con los grandes torbellinos anticiclones descritos en el capítulo anterior, situados en el centro de las cuencas oceánicas, tanto en el norte como en el sur (a excepción del océano Índico, en el cual la extensión septentrional máxima de 20° N produce un semi-océano con un régimen de monzón que le es propio).

La acumulación perpetua de agua superficial en el interior del gyre equivale a un hundimiento relativo de la termoclina y, por lo tanto, de la capa rica en elementos nutritivos que, al estar fuera del alcance de la luz,

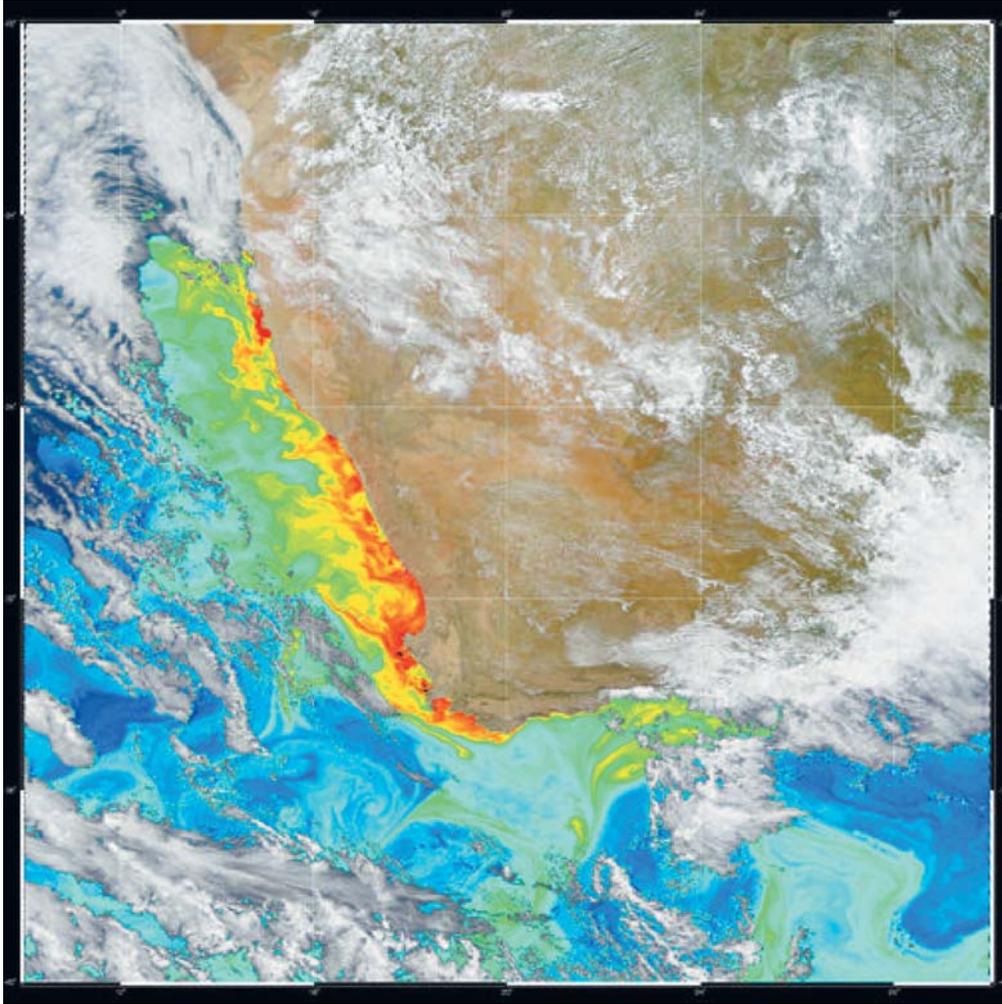


Figura 14
 Contenido de clorofila en el *upwelling* de la corriente de Benguela, en África del Sur, captado el 21 de febrero de 2000. La escala de color es la misma que en la figura 13.
 Fuente: Seawifs Project, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE.

se transforma en una capa poco productiva. Evidentemente, la termoclina no es infranqueable y la turbulencia, aunque reducida, asegura siempre un flujo mínimo de nutrientes hacia la capa superficial capaz de mantener una actividad fotosintética suficiente para mantener la cadena alimentaria. Sin embargo, es una actividad demasiado débil como para perturbar el color natural de las aguas oceánicas.

LOS UPWELLINGS COSTEROS

Un “zoom” del color del mar en la corriente de Benguela, situada a lo largo de las costas sudafricanas (figura 14) en latitudes de la circulación anticiclónica, muestra, con la misma escala de color que la figura 13, el

contraste que existe entre las bajas concentraciones de clorofila de las aguas de alta mar (del orden de $0,1 \text{ mg/m}^3$) y la gran riqueza de la zona costera, en la cual las concentraciones son cien veces superiores. Se evidencia también el contraste con la extrema aridez en la tierra. Estamos situados a lo largo del desierto de Namibia, por lo cual resulta difícil atribuir esta riqueza de las aguas costeras a los aportes de los escasos riachuelos que, de por sí, están secos la mayor parte del tiempo. Se encuentra la misma combinación de exuberancia marina con aridez terrestre en el borde este de otras circulaciones anticiclónicas subtropicales del Atlántico y del Pacífico: la corriente de Las Canarias, que bordea el desierto del Sahara, la corriente de Humboldt, frente al desierto de Atacama (Chile-Perú) y la corriente de California que, aunque no es de clima desértico, es definitivamente seco. No se encuentra esta simetría en el Índico, “semi-océano” cerrado en el norte por la imponente masa del continente Asiático, la cual le impone un régimen de monzón estacional. En este caso no hay gyre anticiclónico permanente, como en las cuencas oceánicas norte de los otros dos océanos. Al monzón de verano, que sopla desde el océano hacia el continente, corresponde una zona fuertemente productiva a lo largo de las costas de Somalía, análoga a las anteriores. Es posible deducir fácilmente a partir de los casos expuestos que existe una relación entre el sentido de la corriente a lo largo de las costas respectivas, el viento y la productividad biológica observada allí. Todas estas regiones deben su prosperidad biológica al mismo fenómeno, el cual permite el ascenso hacia la superficie de las capas superficiales ricas en elementos nutritivos: el *upwelling* costero, *upwelling* que en español significa ascenso de agua.

Para comprender el fenómeno es necesario volver al origen de las fuerzas que controlan la dinámica de los océanos, que en este caso específico son, una vez más, el viento y la fuerza de Coriolis. Las aguas de las corrientes de California y de Humboldt, en el Pacífico, las de Las Canarias y de Benguela en el Atlántico o de la corriente de Somalía, generada por el arrastre del monzón de verano, en el Índico, tienen una componente que las desvía hacia el interior de los gyres anticiclónicos, es decir hacia alta mar, debido a la fuerza de Coriolis y en conformidad con el esquema de Ekman. Este desplazamiento hacia alta mar genera en la costa un flujo compensatorio de agua, el cual puede sólo provenir de las capas profundas, frías y ricas en sales nutritivas. Se trata del *upwelling* costero esquematizado en la figura 15. A. von Humboldt, pasando frente a Trujillo en la costa peruana, en 1802, tuvo la curiosidad de medir la

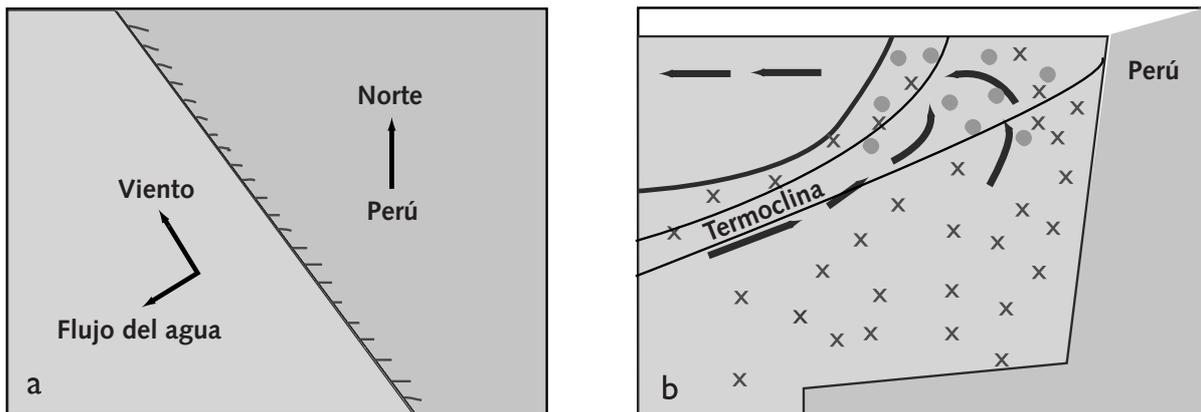


Figura 15

Esquema de *upwelling* costero (hemisferio sur).

(a) El viento, que sopla paralelamente a la costa, genera un flujo promedio de agua dirigido hacia su izquierda, con un ángulo recto respecto de la dirección hacia la cual sopla el viento que lo originó (b) Las aguas superficiales transportadas mar adentro son reemplazadas en la costa por las aguas subyacentes frías y ricas en nutrientes (representados por las cruces). Los círculos representan el fitoplancton.

temperatura de la atmósfera, lo cual era un hecho común, pero también la del océano, lo cual era mucho menos común. Tuvo la sorpresa de comprobar que en “el interior de la corriente”, la temperatura era de 16° C y que al “exterior de la corriente” (es decir, más hacia alta mar) estaba comprendida entre 26° C y 28,5° C. Además, la temperatura del aire, 17,8° C, era superior a la del mar en el primer caso. A. von Humboldt no podía sino preguntarse sobre el origen de esta agua fría, la cual no podía haber sido enfriada por el aire que la cubría. Primer observador de este fenómeno (se le dio su nombre a esta corriente “fría”), Humboldt fue también el primero en proponer una explicación: sugirió que la corriente fría que fluía de sur a norte tenía un origen polar. Pocos años más tarde, Urbain Dortet de Tesson, ingeniero hidrográfico de la Marina Real Francesa que participó en el viaje de circunnavegación de la fragata Venus (1837–1839) capitaneada por Dupetit-Thouars, fue el primero en llegar a la conclusión de que este enfriamiento se debía a un ascenso de aguas profundas. En su relato del viaje, publicado en 1844, escribió: “Se debe concluir que en la corriente peruana el agua de la superficie es constantemente renovada a lo largo de las costas y reemplazada por el agua proveniente de las capas más bajas y, por lo tanto, más frías”. La solución fue encontrada por Ekman (1902), quien formuló matemáticamente la acción del viento sobre el mar. Sin embargo esto no impedirá que el

francés Thoulet planteara en 1928 que el enfriamiento de las aguas costeras de Chile se debía al derretimiento de las nieves de la cordillera de los Andes.

Estas resurgencias de agua profunda transportan hacia la superficie importantes cantidades de sales nutritivas, transformando estos *upwellings* costeros en zonas extremadamente fértiles, donde la pesca es generalmente abundante. Al comienzo de los años 70, las capturas de anchoas en el *upwelling* de Perú representaba 10 millones de toneladas por año. Era casi un cuarto de las capturas mundiales en peso, pero no en valor, ya que la mayor parte de la pesca era destinada a la fabricación de harina de pescado para alimentación animal (aproximadamente el 30% de las capturas sirven a la alimentación animal). Perú y Chile juntos representan todavía 16 millones de los 86 millones de toneladas de capturas marinas mundiales, o sea el 18% del total. También son millones de toneladas de anchoas y sardinas las que se pescan en las corrientes de California, de Las Canarias y de Benguela.

Entre los sistemas de *upwellings*, el de la corriente de Humboldt es el más célebre, no sólo por ser el más productivo, sino también por ser el más caprichoso a causa del fenómeno de El Niño (ver capítulo 5).

LA SINGULARIDAD ECUATORIAL

En la imagen de la figura 13, la existencia del ecuador es evidenciada (como si hubiese necesidad de hacerlo) por una banda relativamente rica en clorofila, que se extiende a lo largo de la línea ecuatorial, de este a oeste, separando netamente los hemisferios norte y sur. Evidentemente, este hecho no es fortuito: el ecuador es realmente una singularidad para la dinámica oceánica. La fuerza de Coriolis se anula en él y cambia de signo al pasar de un hemisferio al otro. Los torbellinos anticiclónicos giran en el sentido de las agujas del reloj, en el hemisferio norte y en sentido contrario, en el hemisferio sur. ¿Qué ocurre entonces a lo largo de esta frontera dinámica ecuatorial? Cuando la situación es normal, los vientos alisios soplan del este al oeste, a lo largo del ecuador, originando, también en dirección oeste, una fuerte corriente (corriente ecuatorial sur). Alejándose apenas del ecuador, la fuerza de Coriolis deja de ser nula y desvía las aguas superficiales hacia la derecha de la corriente (es decir, hacia el norte), en el hemisferio norte y hacia la izquierda de la corriente (es decir, hacia el sur), en el hemisferio sur (figura 16). El agua superficial “diverge” y genera una aspiración de agua a lo largo del ecuador, tal como se señaló anteriormente, en el caso de los *upwellings* costeros. Esta aspira-

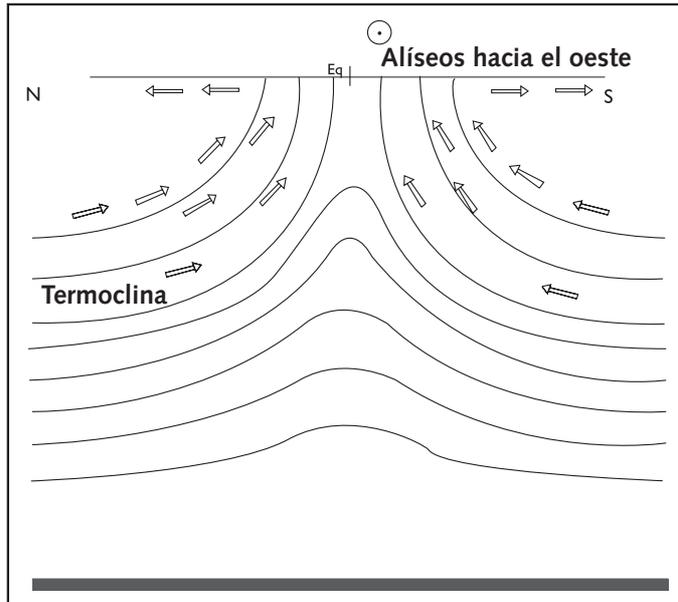


Figura 16

Esquema del *upwelling* ecuatorial
 Los alisios, que soplan desde el este hacia el oeste a lo largo del ecuador, transportan las aguas superficiales hacia el norte, en el hemisferio norte y hacia el sur en el hemisferio sur, debido a la fuerza de Coriolis. Se produce un ascenso compensatorio de las aguas subyacentes a lo largo del ecuador.

ción de agua es compensada por un ascenso de aguas profundas frías y ricas en nutrientes, que fertilizan así las regiones ecuatoriales del Pacífico y del Atlántico. No se observa la situación equivalente en el “semi-océano” Índico, sometido al régimen alterno del monzón y que, por lo tanto, no presenta la misma simetría ecuatorial.

La situación descrita puede ser perturbada, tal como lo muestra el contraste entre la imagen de diciembre de 1997-febrero de 1998, la que correspondía a una situación El Niño (el enriquecimiento ecuatorial ha desaparecido) y la imagen de junio-agosto de 1998, pocos meses más tarde, después del episodio El Niño, cuando se restableció el *upwelling* ecuatorial (figura 17). Durante un episodio de estos, los alisios se debilitan o desaparecen, la corriente a lo largo del ecuador se invierte y fluye hacia el este. La fuerza de Coriolis hace “converger” (y ya no divergir) las aguas superficiales hacia el ecuador, donde se acumulan, anulando el mecanismo de *upwelling*. En este caso, la producción biológica se debilita mucho.

FLORECIMIENTO PRIMAVERAL: EL EJEMPLO DEL ATLÁNTICO NORTE

En las regiones tropicales, la cantidad de energía que el océano recibe del Sol es alta y varía poco estacionalmente. En condiciones normales, estas regiones se caracterizan también por la permanencia de la termoclina, que separa la capa superficial cálida y homogénea de las capas profundas del océano. Verdadera barrera de densidad, la termoclina obstruye el paso de sales nutritivas hacia la capa superficial iluminada, llamada zona eufótica,

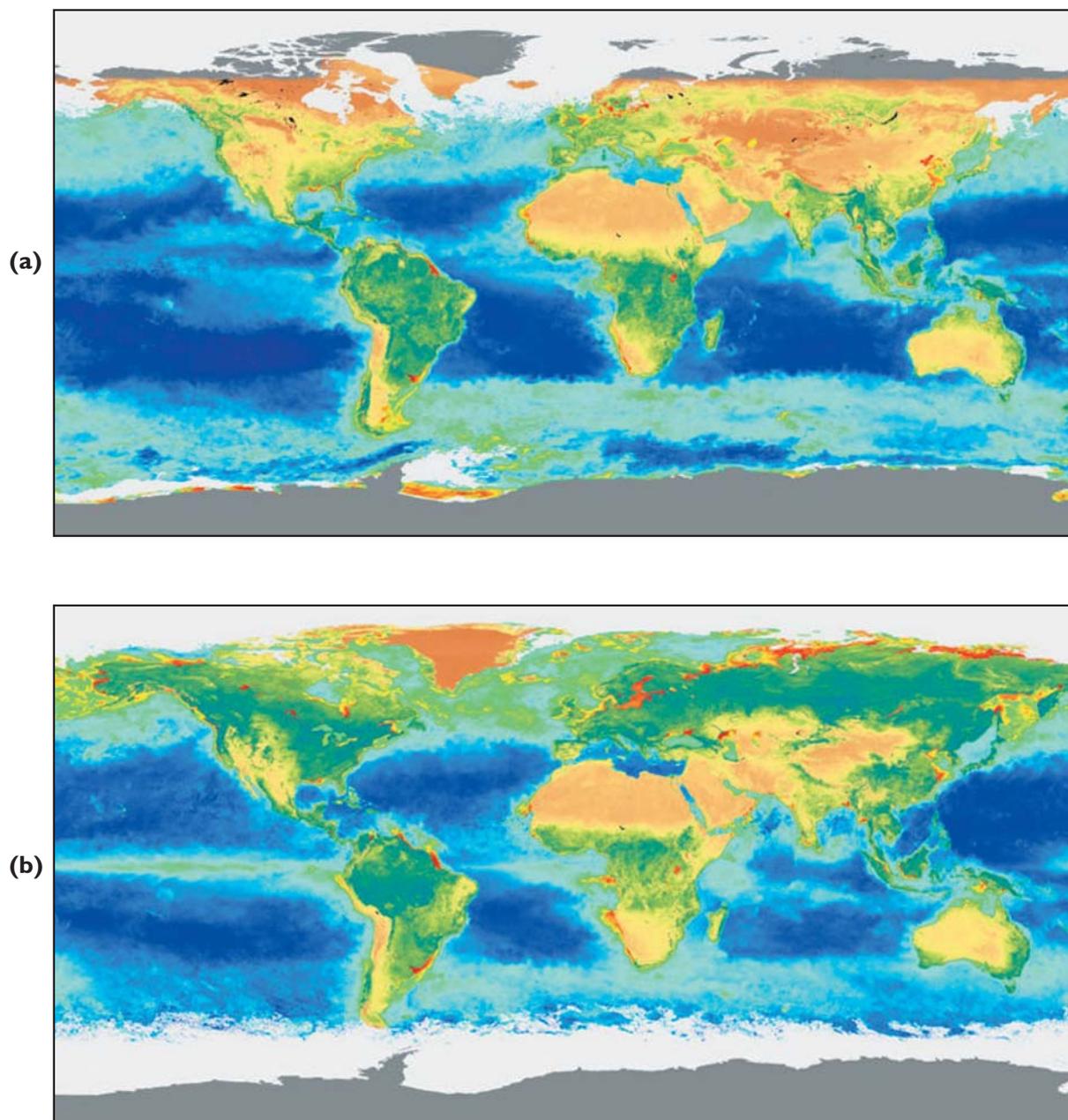


Figura 17

Los contenidos de clorofila a lo largo del ecuador en el Pacífico, captados por Seawifs

(a) De diciembre de 1997 a febrero de 1998. Estamos en período El Niño: el *upwelling* ecuatorial ha desaparecido y los porcentajes de clorofila son bajos a lo largo del ecuador.

(b) De junio a agosto de 1998. Estamos en período La Niña: el *upwelling* ecuatorial es intenso y altos contenidos de clorofila vuelven a aparecer a lo largo del ecuador.

Fuente: Seawifs Project, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE.

limitando en ésta la producción. Los *upwellings* ecuatoriales y costeros que hacen remontar la termoclina hacia la superficie, debido a la acción del viento, son particularidades del mundo tropical. En los sistemas tropicales, son las perturbaciones plurianuales, como El Niño, las que introducen la variabilidad, más que las variaciones estacionales, tal como se vio en el Pacífico. Las variaciones estacionales ligadas a las variaciones de la declinación del Sol (altura del Sol, duración del día) tendrán mayor amplitud a medida que se alejan de las regiones tropicales hacia los polos, alcanzando su máximo en los polos mismos, que presentan la alternancia seis meses de día seis meses de noche. Dichas variaciones estacionales tienen un impacto directo sobre la disponibilidad de sales nutritivas y la profundidad de la zona eufótica, dos parámetros que controlan la producción primaria, pudiendo limitarla.

El régimen característico de termoclina permanente de las regiones tropicales reemplaza en las altas latitudes al régimen de termoclina estacional. En el verano de las latitudes templadas, con condiciones favorables de duración del día y altura del Sol, la energía solar es suficiente como para crear una estructura cuasi-tropical, con una capa de superficie homogénea, separada de las capas profundas por una termoclina bien marcada. En otoño y en invierno, la capa superficial se enfría, la estratificación vertical se debilita y el viento incrementa las mezclas verticales: ya no hay obstáculo para que la turbulencia transporte las sales nutritivas hacia la superficie. Sin embargo, la producción primaria disminuye en invierno a pesar de esta fertilización de la capa eufótica. Se pensó, con cierta lógica, que la falta de Sol invernal provocaba este letargo vegetal. En realidad, no es la falta de luz la causa, sino aparentemente las incómodas condiciones en que la turbulencia pone al fitoplancton. Las células fitoplanctónicas son pasivas y se desplazan a merced de los movimientos del agua. En ausencia de termoclina, los movimientos turbulentos las hacen migrar, sin ningún obstáculo, desde la superficie iluminada hasta las capas profundas oscuras, donde no poseen los recursos energéticos para realizar la fotosíntesis. El lapso que las células fitoplanctónicas pasan fuera de la zona eufótica y las dificultades de adaptación a condiciones de iluminación que varían constantemente se conjugan para inhibir la productividad del fitoplancton. En primavera, el Sol recobra su vigor: toma altura, sale más temprano y se pone más tarde. La capa oceánica superficial se calienta y la barrera termoclinal se reconstituye. El fitoplancton situado por encima de la termoclina recupera condiciones estables de iluminación y se beneficia de la existencia de sales nutritivas que aportó la mezcla invernal pero que

no pudo consumir, y así puede proliferar y expandirse. Estamos en presencia del florecimiento primaveral del fitoplancton. Aunque el espectáculo no tiene la belleza de los cerezos en flor o de los ranúnculos en las praderas, la superficie del mar reverdece. Las mediciones de color del océano permiten seguir la evolución desde el espacio, como en la figura 18, que ilustra el fenómeno en el Atlántico norte. Con el paso del tiempo, se consumirán los nutrientes; la termoclina estival disminuirá las mezclas por turbulencia, impidiendo el acceso a la fuente de sales nutritivas; la producción vegetal disminuirá y el océano volverá a su letargo invernal regenerador de sales nutritivas, que estarán disponibles para un nuevo florecimiento en la primavera siguiente. Es así como, oportunamente, el ciclo solar asegura al mismo tiempo la disponibilidad de energía luminosa, la fertilización de la capa superficial y su estabilidad, condiciones necesarias para el desarrollo de las praderas marinas.

LA DIVERGENCIA ANTÁRTICA Y LA PARADOJA HNLC

El océano circula sin obstáculos en torno al continente antártico, salvo en el estrechamiento del Paso de Drake, entre el Cabo de Hornos y la Península Antártica. La gigantesca corriente circumpolar antártica, originada por los vientos del oeste, cuya notoriedad está ampliamente establecida (los 40° rugientes, además de los 50° aullantes), rodea el continente antártico, fluyendo del oeste al este, entre 65° S, en los confines del continente y alrededor de los 40° S, es decir 2.500 kilómetros de ancho, aproximadamente. Entre esta corriente y el continente antártico circula, en sentido inverso (hacia el oeste), una corriente muy fría: la corriente polar. Ésta es el resultado de un régimen de vientos muy específicos del continente antártico: los vientos catabáticos, que son uno de los más violentos del planeta. En las montañas de región central de la Antártida, donde reina durante todo el año un frío extremadamente intenso, se forma una especie de domo de aire muy frío, mucho más denso que el aire que lo rodea. Debido a su peso, fluye en el sentido de la pendiente y literalmente rueda cuesta abajo hacia la costa, con velocidades que pueden alcanzar los 200 km/h. Estos vientos son desviados en la costa hacia la izquierda, por efecto de la fuerza de Coriolis, originando una corriente de agua muy fría, en un movimiento doble. En primer término, un movimiento horizontal, del este al oeste, alrededor de todo el continente. Posteriormente, un movimiento vertical, desde la superficie hacia el fondo: la fuerza de Coriolis (dirigida hacia la izquierda de la corriente, en el hemisferio sur) tenderá a acumular estas aguas frías y densas en la costa, donde no puede

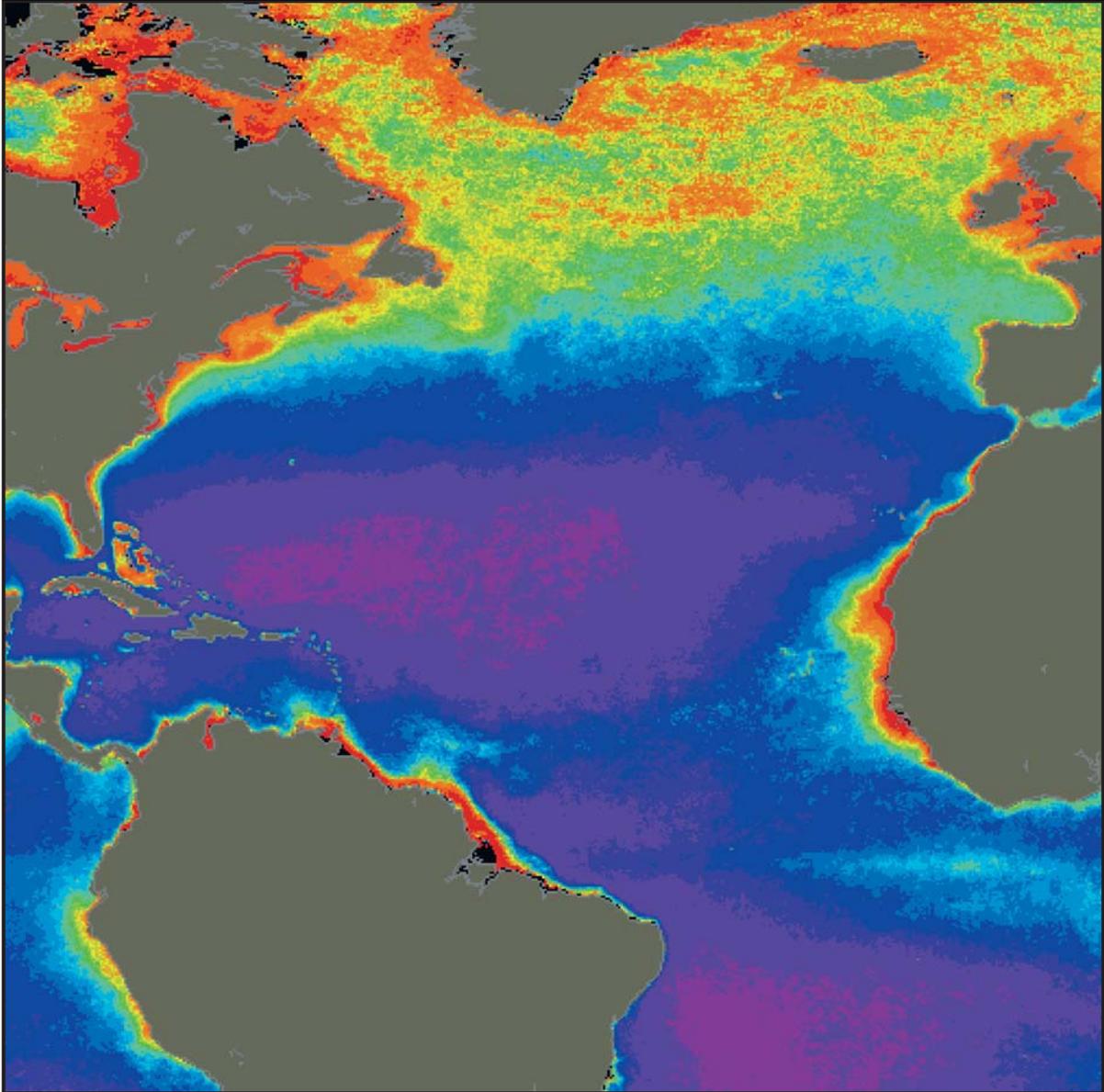


Figura 18
Distribución del contenido de clorofila en el Atlántico norte captada por el CZCS entre 1978 y 1986. Los valores aumentan desde el morado, en el centro de la circulación oceánica, hasta el rojo del *upwelling* costero del oeste de África. Los valores elevados en el Atlántico norte corresponden al florecimiento primaveral. Observamos igualmente al este, a lo largo del ecuador, la presencia del *upwelling* ecuatorial y, un poco más al norte, desde las costas de América del Sur hasta África, un ligero enriquecimiento que corresponde a la divergencia entre la corriente ecuatorial sur y la contracorriente ecuatorial.
Fuente: Coastal Zone Color Scanner Project, Goddard Space Flight Center, National Aeronautics and Space Administration.

sino sumergirse hasta el fondo, a lo largo de la pendiente continental, exactamente como los vientos catabáticos mencionados anteriormente. De esta manera se forman las aguas frías que tapizan el fondo de los océanos. En el límite de la corriente polar (que circula del este al oeste) con la corriente circumpolar antártica (que circula del oeste al este), se establece, bajo la acción de la fuerza de Coriolis, una formidable zona de divergencia: la Divergencia Antártica que, hacia los 65° S, contornea

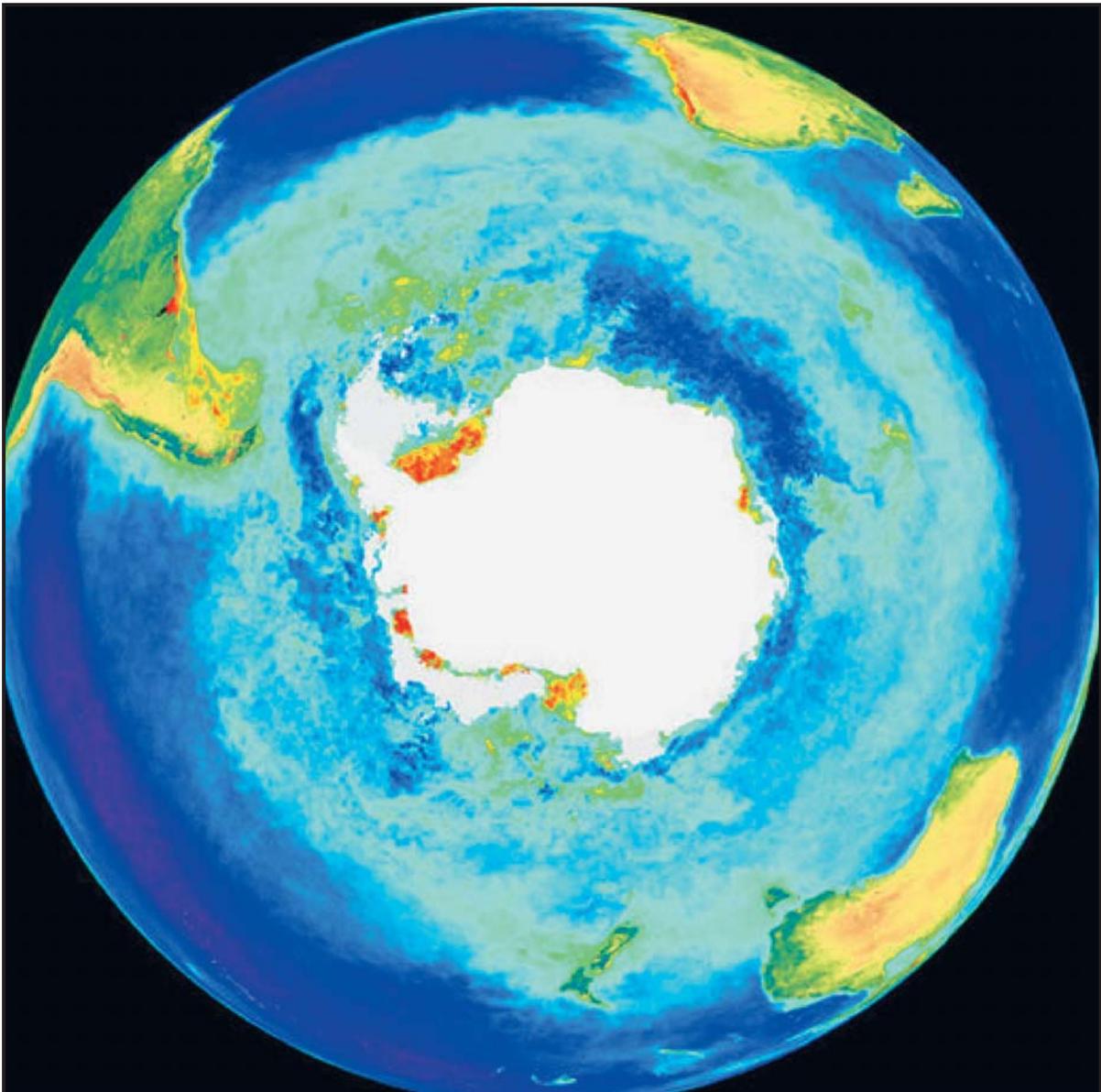


Figura 19

**Contenido de clorofila en la corriente circumpolar antártica
captada por Seawifs, desde septiembre de 1997 hasta agosto
de 1998**

Fuente: Seawifs Project, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE

también el continente. Los flujos de agua implicados aquí son considerables. En la corriente circumpolar antártica, el agua de la divergencia fluye hacia el norte, en todo su recorrido circular, hasta que se sumerge bajo aguas superficiales menos densas, a lo largo de la Convergencia Antártica, 20° más al norte, originando una masa de agua característica, que en el capítulo 2 denominamos Agua Antártica Intermediaria (figura 2). Se provoca así una enorme aspiración de agua profunda a nivel de la divergencia: en este caso el agua asciende más de 2.000 metros desde las profundidades y no sólo cien o doscientos metros, como ocurre en los *upwellings* costeros. Existe también un flujo muy importante de sales nutritivas. En efecto, la imagen de la figura 19 muestra que en la corriente circumpolar antártica se distingue claramente una amplia zona heterogénea relativamente rica en clorofila.

Sin embargo, hay una paradoja. La Divergencia Antártica induce hacia la superficie un flujo mayor que el de los *upwellings* costeros. Por ejemplo, en el *upwelling* de Perú, el más rico y productivo de todos, se encuentran contenidos máximos de nitrato de $22 \mu\text{mol l}^{-1}$, mientras que en la Divergencia Antártica, que es la zona más rica en sales nutritivas, el contenido máximo es de $30 \mu\text{mol l}^{-1}$. Pero, mientras que en las aguas provenientes de los *upwellings* costeros el stock de nutrientes se agota en pocas decenas de kilómetros o a los pocos días de su recorrido hacia alta mar, las aguas de la Divergencia Antártica presentan altos contenidos en nitratos incluso a nivel de la Convergencia Antártica, 2.000 kilómetros más al norte, es decir, aproximadamente doscientos días más tarde. En efecto, los contenidos en clorofila y la producción primaria medida en la Antártica (de 1 a $1,5 \text{ mg/m}^3$ de clorofila y de 60 a $165 \text{ gC m}^{-2}/\text{año}$), aunque siguen siendo lo suficientemente altos como para ser detectadas desde el espacio, son muy inferiores a los valores medidos en los *upwellings* costeros, que son hasta diez veces superiores a los mencionados y de lo que se podría esperar de una riqueza en nutrientes de esa magnitud. Es la paradoja de los sistemas denominados HNLC (High Nutrients Low Chlorophyll).

Hablar globalmente de sales nutritivas sin diferenciarlas y de fitoplancton sin preocuparse por las diversas especies que lo componen, como se ha hecho hasta ahora, implica que el fitoplancton utiliza siempre las sales nutritivas de la misma manera y en las mismas proporciones, como si hubiera (como ocurre en la química) proporciones estequiométricas constantes entre los elementos que intervienen en la construcción del mundo vivo. No es esto lo que sucede. Como ha ocurrido siempre en

el desarrollo de las ciencias, después de haber buscado y encontrado “leyes” (en este caso, razones que se suponen constantes entre los elementos constituyentes de la materia viva, como el carbono, el nitrógeno, el fósforo y el silicio), la realidad obliga a plantear excepciones o anomalías perturbadoras y a menudo rechazadas en virtud de un presunto y muy oportuno error de medida. De esta forma, los sistemas HNLC obligaron a cuestionar la idea, ampliamente aceptada, de que el nitrógeno (en forma de amoníaco, de nitratos o de nitritos) era el principal y tal vez exclusivo factor capaz de limitar la producción primaria y el desarrollo del fitoplancton. Existía una poderosa razón para considerarlo así: las mediciones efectuadas en el océano mostraban que en las zonas menos productivas, tales como los gyres anticiclónicos, el nitrógeno era prácticamente indetectable, contrariamente, por ejemplo, al caso de los fosfatos y silicatos, que presentaban allí notables concentraciones. La conclusión era evidente: la producción estaba limitada por la ausencia de nitrógeno. Hasta que las anomalías ya observadas puntualmente en los *upwellings* costeros y con mayor desarrollo en la Divergencia Ecuatorial ya no pudieron ignorarse ante la gran amplitud que constituye la Divergencia Antártica y su déficit de producción, déficit a pesar de la gran cantidad de nutrientes que transporta a la superficie y que rechaza así el papel de “controlador” casi exclusivo de la producción atribuido al nitrógeno.

¿Serán los silicatos la pieza clave del juego? Se podría pensar esto, si se considera la evolución del contenido de silicatos de las aguas superficiales, desde la Divergencia Antártica hasta la Convergencia, 20° más al norte. Mientras que los nitratos, con concentración inicial de 30 $\mu\text{mol l}^{-1}$ en la Divergencia tienen aún 20-25 $\mu\text{mol l}^{-1}$ a nivel de la Convergencia, los silicatos, por su parte, pasan de 60 $\mu\text{mol l}^{-1}$ a sólo 5 $\mu\text{mol l}^{-1}$ en el mismo recorrido. Su disminución inicial es muy rápida puesto que a 55° S la concentración ya es menor que 10 $\mu\text{mol l}^{-1}$. Sin embargo, hay una explicación lógica para este consumo diferencial de silicatos y nitratos. En estas aguas frías, el fitoplancton está formado principalmente por diatomeas, organismos que se desarrollan al interior de una cubierta de sílice fabricada por ellos llamada frústula. No debe extrañar entonces que estas especies constituyentes del fitoplancton consuman más silicatos que los organismos desprovistos de estas frústulas, como por ejemplo los dinoflagelados o los cocolitofóridos, que están recubiertos de material calcáreo.

Sin embargo, persiste todavía una dificultad. Incluso en zona de disminución rápida de silicatos, entre la Divergencia y los 55°-60° S, la producción primaria y la cantidad de clorofila siguen siendo bajas, como

si hubiera sobreconsumo de silicatos en relación con la producción de materia viva. ¿Falta aún otro elemento que explique a la vez el déficit de producción y el consumo excesivo de silicato que transforma a la Divergencia Antártica en una verdadera bomba aspiradora de silicatos? Muy probablemente se trata del hierro. Incluso en este nivel relativamente elemental de la vida no es posible considerar sólo los “macronutrientes” como los nitratos, los fosfatos, los silicatos. El desarrollo del fitoplancton depende también de los oligoelementos (o micronutrientes), como el hierro, cuyo contenido puede ser insuficiente en las aguas oceánicas superficiales. Este parece ser el caso de las aguas de la Divergencia Antártica. La concentración de hierro en la superficie de los océanos es del orden de los mil millonésimos de gramo por litro (nanogramo), lo cual explica la gran dificultad de medir su contenido en el mar a bordo de barcos construidos también de hierro. Sin embargo, gracias a técnicas ultralimpias que permiten evitar posibles contaminaciones, se llegó a determinar que la concentración de hierro en la corriente circumpolar antártica es particularmente baja: menos de 1 nanogramo por litro. El enriquecimiento del océano en hierro puede tener tres orígenes: el ascenso de aguas de la profundidad, las aportaciones en la costa debidas al escurrimiento y a los ríos, que arrastran elementos terrígenos siempre más ricos en hierro que el océano y las aportaciones eólicas: los vientos que soplan sobre regiones áridas o desérticas transportan partículas de polvo en suspensión a grandes distancias de la costa hacia el interior de los océanos. Las imágenes obtenidas por satélite muestran que dichas nubes de polvo pueden atravesar todo el Atlántico, partiendo desde el desierto de Sahara. El océano Antártico se beneficia de los ascensos de aguas profundas de la Divergencia Antártica. Sin embargo, ningún río lo alimenta y el viento que sopla desde los hielos del continente antártico gira ininterrumpidamente sobre el océano, sin encontrar a su paso continente alguno desde cual pueda arrastrar polvo hacia el mar. Esto podría ser suficiente para explicar el déficit de hierro en las aguas de la Antártida. La repartición de clorofila en la corriente circumpolar antártica está lejos de ser homogénea. Las mediciones del color del océano por satélite (figura 17) indican que los valores más elevados se encuentran justamente en las escasas regiones en las cuales la corriente ha tocado tierra: a la salida del paso de Drake, estrechamiento entre el continente antártico y América del Sur, que a este nivel contiene muchas islas (Falkland, Georgias y Sandwich del Sur), o bajo la corriente, islas solitarias como las Kerguelen en el sector del

océano Índico. Con toda certeza, la proximidad de la tierra fertiliza el océano Antártico. ¿Recupera el océano de paso algunos nanogramos de hierro? Sin duda; pero aun habría que demostrarlo.

Algunos experimentos de laboratorio se han llevado a cabo para probar la hipótesis del hierro. Sin embargo, para convencerse nada mejor que realizar un experimento *in situ*, a escala real, el cual tuvo lugar en febrero de 1999: del experimento “Soiree” (Southern Ocean Iron Released Experiment), realizado en la corriente circumpolar antártica, al sur de Tasmania (61° S, 140° E). La región elegida era efectivamente una HNLC, con valores altos de contenido en sales nutritivas (25 $\mu\text{mol l}^{-1}$ de nitratos y más de 10 $\mu\text{mol l}^{-1}$ de silicatos, con valores muy modestos de contenido de clorofila, 0,25 mg/m^3). Se agregó hierro al océano de manera tal que sus concentraciones pasaron de menos de 1 nanomol a aproximadamente 4 nanomoles/l, es decir, se multiplicaron en un valor cercano a ocho. Posteriormente, se pudo seguir la evolución de diversos parámetros durante varios días, constatándose que los contenidos de clorofila se multiplicaban por seis y la producción primaria por cuatro; que las sales nutritivas y el hierro se consumían rápidamente y, finalmente, que existía una gran disminución de la concentración de gas carbónico, o sea que hubo un consumo efectivo de carbono. Este último hecho es importante, puesto que la justificación de un experimento tan oneroso como este era, ciertamente, resolver la paradoja HNLC (ahora tema concluido), pero principalmente evaluar el papel del océano Antártico en la regulación de los contenidos atmosféricos del principal gas con efecto invernadero producido por el hombre: el gas carbónico.

¿ES EL OCÉANO ANTÁRTICO EL GERENTE DEL GAS CARBÓNICO ATMOSFÉRICO?

Los hielos que se acumulan año tras año sobre el continente antártico son preciados archivos que permiten la reconstrucción de la historia del clima y de la composición de la atmósfera de la Tierra en el transcurso de los siglos. Acceder a estos archivos no es simple, puesto que se deben perforar kilómetros de hielo para obtener las muestras y, mientras más profunda es la perforación, más se puede remontar en el tiempo. El análisis de hielo propiamente dicho y de su contenido (partículas, burbujas de aire que ha encerrado y que testimonian la composición de la atmósfera primitiva correspondiente) permiten reconstituir el comportamiento de las temperaturas, de los contenidos de gas carbónico y de la abundancia de depósitos minerales transportados por la atmósfera. Las perforaciones más

recientes efectuadas en la Antártida permitieron remontar hasta hace 520.000 años, cubriendo varias alternancias de períodos glaciales muy fríos, como los que conocieron nuestros ancestros decoradores de grutas y cavernas, hace unos veinte mil años, y períodos interglaciales mucho más benignos, como del que nos beneficiamos actualmente. En todo este lapso existe una muy buena correlación entre la temperatura del aire y sus concentraciones respectivas de gas carbónico y metano, gases con efecto invernadero, los cuales, se teme, perturban en la actualidad grave y rápidamente el clima de la Tierra. Entre los períodos glaciales e interglaciales, las concentraciones de gas carbónico de la atmósfera oscilan entre valores mínimos próximos a 180 ppm y valores máximos de alrededor de 280 ppm. Con el valor actual de 360 ppm hemos sobrepasado en mucho el valor máximo de los últimos 520.000 años. Es aquí donde reside el problema, puesto que este rápido alejamiento del esquema original se debe comprobadamente a las actividades humanas. Las oscilaciones naturales del contenido de gas carbónico en la atmósfera no son sorprendentes. Habría sido extraño que los períodos más cálidos correspondiesen al efecto invernadero más débil y recíprocamente. Un hecho es inobjetable: no existió entonces intervención humana. ¡Los hogares que el hombre se esforzaba penosamente por mantener no eran capaces de perturbar la composición de la atmósfera! Dichas perturbaciones pueden ser explicadas sólo por variaciones a escala planetaria de la biosfera y, una vez más, son las perforaciones glaciales las que indicarían la pista. En efecto, se observó que los depósitos minerales sobre el continente antártico eran mucho más importantes en los períodos glaciales que en los cálidos. La presencia de depósitos minerales implica abundancia probable de hierro. A partir de este hecho se formuló una atractiva hipótesis: en el período glacial, el océano Antártico, enriquecido por los aportes eólicos, ya no está limitado en hierro, lo que aumenta notablemente su producción biológica, la cual utiliza en este proceso cantidades mucho mayores de gas carbónico. Como consecuencia de este bombeo de CO₂, se reduce su concentración atmosférica, aumenta el enfriamiento y, finalmente, se reduce el efecto invernadero. Faltaría una explicación para la abundancia de polvo mineral en la atmósfera en período glacial. Es bastante simple: en dicho período, una importante cantidad de agua es almacenada en los casquetes glaciales; las aguas oceánicas son más frías; la evaporación y las precipitaciones disminuyen, la vegetación terrestre también, exponiendo de esta forma los suelos secos a la acción eólica, que arrastrará a la atmósfera grandes cantidades de partículas minerales que se depositarán en todo

el planeta, en particular en la Antártida, donde podemos verificar su presencia por medio de los archivos glaciales. Inversamente, en los episodios interglaciares las precipitaciones, más abundantes, y la vegetación terrestre más rica protegen los suelos. El océano Antártico se encuentra privado de su fuente de hierro, su producción biológica disminuye, la bomba de gas carbónico pierde su eficacia y los contenidos atmosféricos en gas carbónico aumentan nuevamente, ampliando el efecto invernadero y el calentamiento del planeta. Y así permanece hasta la glaciación siguiente, a menos que el hombre, gran productor de gases con efecto invernadero, haya provocado una perturbación de tal magnitud que la alternancia climática sea interrumpida, llevándonos a una situación de calentamiento cuyas consecuencias son insospechables.

¿ES EL OCÉANO ANTÁRTICO UN POZO DE CARBONO?

Si el hombre no es capaz de encontrar la forma de frenar su producción de gases con efecto invernadero, el catastrófico escenario evocado se vislumbra posible, e incluso, hasta muy probable. Algunos piensan que pueden escapar a dicho dilema buscando potenciales pozos de carbono, es decir depósitos susceptibles de aumentar el consumo de gas carbónico y de almacenarlo perdurablemente. Se ha discutido mucho sobre la forma de considerar o no los bosques y la reforestación para la implementación del Protocolo de Kyoto sobre la reducción de la emisión de gases con efecto invernadero. Si bien el tema no ha sido oficialmente abordado hasta ahora, el interrogante ya ha sido planteado de manera un tanto provocativa: ¿podría la Antártida, donde los principales nutrientes están subexplotados, constituirse en un pozo de CO₂, enriqueciéndola con hierro como ya se ha hecho a pequeña escala en el experimento “Soiree”? En realidad, éste era el verdadero objeto de este experimento. Si la conclusión del mismo confirma que la producción biológica está limitada por el hierro, nada se puede decir sobre qué pasará con esta producción. Y aquí radica el meollo del asunto: para combatir de manera perdurable el aumento de gas carbónico en la atmósfera, una parte importante de esta producción artificialmente inducida por la adición de hierro debe salir definitivamente del sistema por “secuestro” en los sedimentos. Actualmente se estima que la producción oceánica total es de 50 Gt C/año, de las cuales sólo 0,2 Gt, es decir el 0,4% de la producción total, es definitivamente exportada hacia los sedimentos. La totalidad del resto, o sea 99,6%, será remineralizada en la columna de agua entre la superficie y el fondo. Los promotores del proyecto estiman que con 300.000 tone-

ladas de hierro se podría aumentar la producción del océano en 2 Gt, lo que no es despreciable frente a la producción antrópica de CO₂ que es de 7 Gt anuales. Pero, estas 2 Gt, que serán también remineralizadas en un porcentaje de 99,6% en la columna de agua, servirán principalmente para enriquecer en gas carbónico al océano. Inexorablemente, éste lo restituirá tarde o temprano a la atmósfera. Como se mencionó esquemáticamente por medio de la cinta transportadora, incluso las aguas profundas terminan por reaparecer en la superficie, donde liberarán el exceso de gas carbónico que fue almacenado sólo provisoriamente. ¡Se generaría una nueva bomba de gas carbónico! Sin duda alguna, es más sensato buscar los medios de reducir nuestra producción que soñar con esta nueva utopía prometana.

El sobreconsumo de silicato en las aguas provenientes de la Divergencia Antártica se explica también por medio del hierro, o más exactamente, por su deficiencia. Efectivamente, diversas observaciones han mostrado que en las HNLC deficientes en hierro, la razón de consumo de silicatos y nitratos en el fitoplancton, Si/N, se multiplica por tres comparada con el valor observado en las regiones en las cuales el hierro no es un factor limitante. Se puede decir que la deficiencia en hierro multiplica por tres el consumo de silicatos realizado por las diatomeas. Así, avanzando desde la Divergencia Antártica hasta la Convergencia, la producción estaría limitada primeramente por el hierro, existiendo, sin embargo, un fuerte consumo de silicatos. Más al norte, el contenido de silicatos disminuye a menos de 5 $\mu\text{mol l}^{-1}$ debido a este consumo, constituyéndose a su vez en el factor limitante y dejando, debido a este hecho, a los nitratos subutilizados.

LAS ONDULACIONES DE LA TERMOCLINA-NUTRICLINA EN EL MEDIO TROPICAL

Los *upwellings* costeros y la Divergencia Ecuatorial son “anomalías” del océano tropical, caracterizado normalmente por una estratificación estable, que es mantenida gracias a una termoclina permanente, la cual separa una capa superficial homogénea cálida de las capas profundas frías. La termoclina es también una “nutriclina”, en el sentido en que, por ser una barrera de densidad, impide las mezclas verticales y limita considerablemente el acceso de las sales nutritivas provenientes de las capas profundas hacia la capa superficial. Entonces, la termoclina-nutriclina es también una separación entre la capa de la superficie, donde la producción está limitada por la falta de nutrientes y las capas profundas, en las

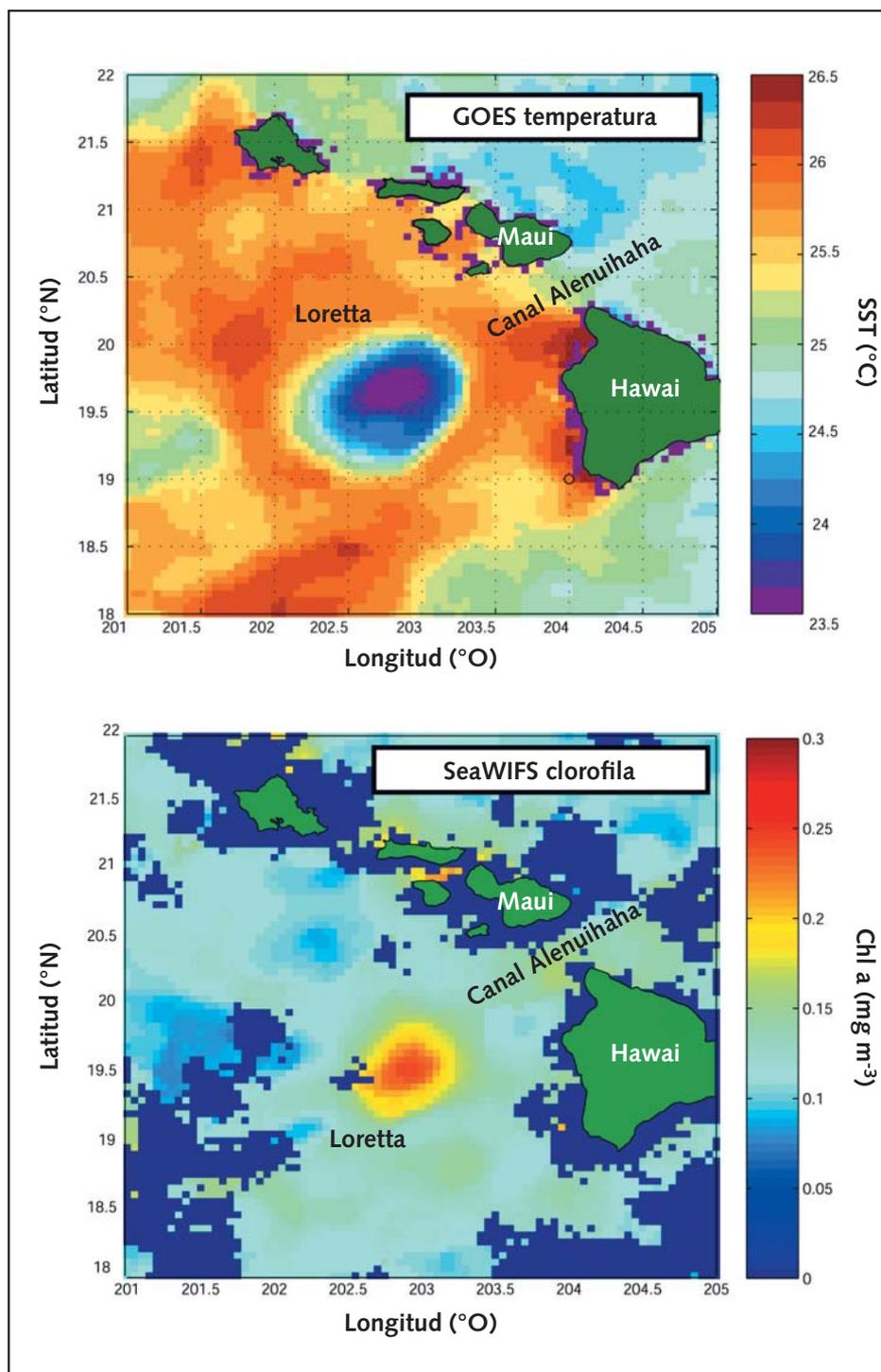


Figura 20

El torbellino Loretta en septiembre de 1999, en la región de Hawai

En la imagen superior el torbellino se evidencia, en azul, por una disminución de la temperatura en superficie (satélite geostacionario GOES) y, en la imagen inferior, en rojo, por los contenidos relativamente altos de clorofila (satélite Seawifs).

Fuente: Seawifs Project, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE

cuales éstos abundan, pero donde la luz llega a ser rápidamente un factor limitante. Esto es lo que se llama la “situación tropical típica”. Evidentemente, la profundidad de la termoclina-nutriclina no es la misma en todas partes: varía desde 100 metros, en el seno de los gyres anticlónicos, a menos de 20 metros en algunos casos. Ya vimos que la topografía de la termoclina es el signo de la variación de las corrientes en las capas superficiales que generan la alternancia convergencia-divergencia. Su profundidad determina también la cantidad de energía luminosa disponible al nivel de la nutriclina; en el punto de la columna de agua donde las sales nutritivas dejan de ser limitantes, se observan los valores máximos de clorofila y de producción primaria. La situación tropical típica difiere, entonces, de los *upwellings* por el hecho de que la capa más productiva se sitúa en la termo-nutriclina, y no en la capa superficial. En una primera aproximación se ha podido demostrar que en las situaciones tropicales típicas la producción primaria era inversamente proporcional a la profundidad de la termoclina-nutriclina, interpretación lógica del hecho de que, considerando que la luz se transforma con la profundidad en el factor limitante de la producción, a mayor profundidad de la nutriclina, menos iluminación recibe y menor será la producción primaria. Si la profundidad de la termo-nutriclina no es una medida de la producción biológica, al menos es un indicador cualitativo de ésta. Sin embargo, las variaciones en función de la profundidad, de la producción y de los contenidos en clorofila no presentan señales que las evidencien en la superficie, puesto que ellas se localizan principalmente en las profundidades, al nivel de la nutriclina. Dichas variaciones casi no afectan el color de la superficie del océano, excepto en las regiones en las cuales la nutriclina está situada a menor profundidad, como ocurre, si se observa de cerca, en el caso de la zona de divergencia que separa la corriente ecuatorial norte de la contracorriente ecuatorial, en el Atlántico, en la cual la termo-nutriclina cercana a la superficie, beneficiaria de una iluminación favorable, es lugar de una gran producción sostenida por importantes concentraciones de clorofila, detectables por el satélite, cuyas mediciones incluyen los primeros metros de la capa de agua (figura 18).

LAS PERTURBACIONES DE MEDIANA ESCALA: LOS TORBELLINOS, BOMBAS DE SALES NUTRITIVAS

Los torbellinos de mediana escala (100 kilómetros de diámetro, aproximadamente) tienen, al igual que los grandes gyres subtropicales, una influencia sobre la estructura hidrológica. En las regiones tropicales, en

particular, intervendrán sobre la profundidad de la termoclina. Ésta asciende en los torbellinos ciclónicos, los cuales constituyen verdaderos domos termoclinales, cuya cima puede estar por sobre la termoclina, alrededor de varias decenas de metros, según la intensidad del torbellino. La nutriclina y la capa productiva asociada siguen el movimiento y el ascenso los lleva a un nivel de iluminación mucho más favorable, estimulando así la producción biológica. Estos torbellinos ciclónicos constituyen, en consecuencia, bombas de sales nutritivas que son una especie de oasis ocasionales que aporta cantidades de plancton a las regiones tropicales menos productivas, como el mar de los Sargazos, donde han sido observados. Estos oasis no son excepcionales en el océano, en los cuales esta escala de turbulencia es dominante, hecho que tiene como consecuencia que, incluso en las regiones en las que la termoclina es más profunda, la producción es mantenida a un nivel suficiente como para que los peces no mueran jamás de hambre. Gracias a la fertilización que producen los torbellinos, no existen verdaderos desiertos oceánicos. Generalmente, éstos se hacen evidentes en la superficie, debido a las mezclas verticales, por medio de pequeñas disminuciones de temperatura y por aumentos del contenido de clorofila detectables desde el espacio, como lo ilustra el torbellino Loretta, observado en la región de Hawai durante ocho meses en 1999 (figura 20).

5 Oscilaciones climáticas y peces

Desde las “praderas marinas” del capítulo precedente hasta los peces que viven en ellas, el camino trófico puede ser más o menos largo. Si los planctonófagos son dependientes de estas praderas, los carnívoros y grandes migradores, como el atún, manifiestan una gran independencia con relación a ellas. Sin embargo, no dejan de ser dependientes de su entorno marino, el cual experimenta fluctuaciones a escalas de tiempo variables a las que tienen que adaptarse, al igual que los pescadores que viven de su explotación. Globalmente, mientras más cerca de los niveles superiores de la cadena trófica se encuentren los peces, más se diversifican los factores y procedimientos que actúan sobre su comportamiento. Sin menospreciar su gran complejidad, la dinámica oceánica parece un juego de niños frente al mundo vivo que depende de ella. Puede que para los biólogos e investigadores haliéuticos resulte algo irritante constatar que la dinámica oceánica sea autosuficiente: a los oceanógrafos físicos no les interesan los elementos vivos que no influyen en nada sobre la dinámica oceánica. Sin embargo, para los biólogos lo contrario no ocurre ya que para tratar la producción primaria hasta los peces más evolucionados no pueden dejar de lado la física y la dinámica de los océanos. De allí las relaciones a veces conflictivas en las “negociaciones” entre las dos comunidades, que tienen el sentimiento de no obtener beneficio alguno de una eventual cooperación con la otra. Así, existe por una parte un medio constituido por una sola fase regido enteramente por las ecuaciones de la hidrodinámica que, apoyado por el poder de las computadoras, resuelve

numéricamente y cada vez mejor un número restringido de parámetros (temperaturas, salinidad, velocidad) que sabemos medir objetivamente. Por otra parte, está toda la diversidad y la complejidad del mundo vivo que no se puede poner bajo forma de ecuación tan simplemente como el océano en el cual se desarrolla.

La pesca marítima es quizás un anacronismo en el sentido de que es la última gran explotación industrial de los recursos animales salvajes. Tal vez algún día la acuicultura relegue la pesca a una simple actividad de recreación. Aún no estamos allí. Según la FAO, la pesca marina representaba en 1996 una producción de 87 millones de toneladas (de las cuales un tercio más o menos es utilizada para la fabricación de harina y aceite de pescado). La acuicultura marina, por su parte, representaba 11 millones de toneladas. Si bien es cierto que la pesca parece estar estancada desde hace algunos años y la producción acuícola ha crecido rápidamente, estamos aún lejos de ver que la segunda sustituya a la primera. Siempre según la FAO, 70% de las especies son explotadas al máximo e incluso sobreexplotadas. Nada de esto parece realmente sorprendente si pensamos en el aumento de las capturas, que representaban sólo 17 millones de toneladas en 1950 (¡cinco veces menos que actualmente!). Este incremento espectacular corresponde, en la mayoría de los casos, a la apertura de nuevas pesquerías, por ejemplo de la anchoa de Perú, cuyo volumen pasó de algunos cientos de miles de toneladas en 1950 a 12 millones en 1971; pero también a la explotación de nuevas especies. Este crecimiento global no debe ocultar el hecho que muchas de las pesquerías se derrumbaron o tuvieron fluctuaciones importantes debido a la sobreexplotación o a una variabilidad natural del recurso.

Hace ya largo tiempo que los pescadores vienen soportando las consecuencias la variabilidad de las capturas a menudo dramáticas. La incipiente lucha por los derechos de los pescadores, que empezaba a manifestarse, llevaron en el siglo XIX a los gobiernos preocupados por la paz social, y por lo tanto de un mínimo de prosperidad, a buscar las razones de estas fluctuaciones devastadoras. Los pescadores, mucho antes que los científicos, no dudaban en entregar las más diversas y variadas explicaciones. Los pescadores de bacalao noruegos, que pescaban desde hace siglos en condiciones particularmente difíciles en las islas Lofoten y que veían a sus capturas variar del simple al doble en períodos de diez años, culpaban de esto a las fantasías migratorias de los peces. Los pescadores de sardinas bretones se enfrentaron a una grave crisis a principios del siglo XX. De un año para otro las capturas eran muy variables: a fines de 1890, cada fábrica

de conservas producía cerca de un millón de cajas por año; en 1901 la producción fue diez veces menor y, en 1907 el volumen de pesca fue casi nulo. Para los pescadores, los causantes eran los delfines y las marsopas que, ya culpados por los daños ocasionados a las redes, eran ahora acusados de llegar en bandas a diezmar los stocks. Se culpaba también a las variaciones del clima o de las corrientes, y estudios posteriores demostrarán que allí se encontraba la verdadera causa de “la crisis de la sardina bretona”, pero resulta a menudo bastante más satisfactorio identificar al enemigo, o si no se da el caso, al chivo expiatorio. También se formularon otras explicaciones claramente menos realistas como la perturbación del medio marino causada por los barcos a vapor. Con respecto a la hipótesis de la sobrepesca, la idea de que el crecimiento de la pesca misma era causante de la disminución del rendimiento, y que resulta ser ahora el problema de mayor importancia, fue formulada por J. Cleghorn, en 1854 a propósito de la pesca del arenque en Gran Bretaña. Él demostró que la relación entre la captura del arenque y el número de barcos de pesca no dejaba de disminuir y concluyó que era la sobrepesca lo que afectaba principalmente a las especies más accesibles. Nadie es profeta en su tierra y los pescadores no aceptaron del todo la sospecha de ser los primeros causantes de la baja de los rendimientos. Tenían el apoyo del ilustre biólogo británico T. Huxley quien, impresionado por el número considerable de huevos de pescado, abrió la “Great International Fisheries Exhibition” de Londres, en 1883, afirmando que “probablemente todas las grandes pesquerías marítimas eran inagotables” y que, en consecuencia, “toda tentativa de regularlas parecía inútil”. A lo que E. R. Lansker, otro biólogo británico de renombre, contestó al clausurar la exposición que “era un error pensar que el océano era una vasta bodega con recursos inagotables”. La idea de la sobrepesca no fue bien recibida sino cuando permitía, como reflejo proteccionista, culpar al “otro”, sea al extranjero o al que introducía otros métodos competitivos. De allí nace la guerra anglo-islandesa de la pesca del bacalao que duró siglos, o la euro-canadiense en los bancos de Terranova que terminó no por falta de combatientes sino por la desaparición del objeto mismo del conflicto: el bacalao. Nacen también los conflictos internos de comunidades de pescadores que explotaban el mismo recurso, los que debían ser arbitrados necesariamente por los responsables políticos, quienes, más aún que ahora, carecían de conocimientos. De esta necesidad nació la oceanografía de la pesca o investigación haliéutica. Noruega, país entonces bastante pobre y terriblemente dependiente de la pesca, dio la señal de partida.

LAS AMBIGÜEDADES DE LA INVESTIGACIÓN HALIÉUTICA

Frente a las dificultades de los pescadores y a la retórica de las explicaciones que exponían, el gobierno noruego encargó en 1864 a G. O. Sars una misión de estudio para descubrir las razones de las importantes fluctuaciones de las capturas de bacalao en las islas Lofoten. Sars no pudo contestar con precisión “a esta difícil, y por lo tanto, oscura pregunta: ¿cuáles son las causas de las irregularidades que siempre se han observado en las capturas?”, pero afirmó, sin embargo, que “este fenómeno como todo hecho en la naturaleza debe tener sus propias causas naturales que no pueden ser descubiertas sino a través de un procedimiento científico”. Esta afirmación puede aparecer hoy como “una perogrullada”, pero no ha dejado de ser de actualidad dada la posición ambigua de la investigación sobre la pesca, atascada, por un lado, en las exigencias inmediatas de la política de la gestión de la pesca, que se preocupa de las previsiones a corto plazo y, por el otro, en la inquietud científica por conocer la población y los mecanismos ecológicos que regulan sus fluctuaciones, lo cual toma largo tiempo. Caricaturizando apenas, podemos afirmar que a menudo ha surgido un doble sistema de investigación. El primero, dominado por inquietudes de gestión política, económica y social de la pesca, sólo considera la demografía de las especies explotadas para evaluar los stocks y sus evoluciones. Se trata del sistema de la “dinámica de las poblaciones”, en el cual el único elemento perturbador es el pescador, que incrementa la mortalidad. Los peces “sacados” literalmente de su ecosistema y el pescador se encuentran frente a frente. Los modelos de gestión son simples modelos demográficos en los cuales se introduce la mortalidad por pesca. El segundo sistema de investigación se consagra a la biología marina en el cuadro académico tradicional, sin tomar en cuenta, en este caso, al pescador-depredador como actor del ecosistema. Este divorcio irracional fue perjudicial para la buena comprensión a la vez del impacto de las variaciones del entorno sobre los recursos y del impacto de la pesca misma sobre el ecosistema.

Esta nefasta dualidad se manifiesta claramente en el momento de la creación del Consejo Internacional para la Explotación del Mar (CIEM), primera organización internacional de oceanografía fundada en Copenhague en julio de 1902, a partir de la iniciativa de científicos escandinavos. No cabe ninguna duda para ellos que existía una fuerte relación entre la presencia de peces por una parte y las condiciones físicas y biológicas del medio marino por otra. Por lo tanto propusieron un plan de campañas oceanográficas sistemáticas en el mar Báltico, el mar del Norte

y el Atlántico norte que serían objeto de un acuerdo internacional de repartición del trabajo. Este plan fue presentado por el sueco O. Pettersson al Congreso Internacional de Geografía de Londres en 1895 (el mismo en el cual Alfonso Pezet hizo su presentación sobre El Niño), el cual adoptó una resolución destacando la importancia científica y económica, dados los intereses de la pesca, de un plan como este y la necesidad de cooperación entre las naciones. El plan hacía hincapié en las fluctuaciones del entorno y por lo tanto en la necesidad de realizar observaciones sistemáticas. Concepción “ecológica”, aunque la palabra no fuese utilizada en aquel entonces, que molestó a más de uno persuadido de que tales investigaciones no presentaban interés alguno para los problemas de la pesca. Sin embargo, contando con el apoyo recibido en el Congreso de Londres y de la Academia Real de Ciencias Sueca, se propuso convencer a los países vecinos, invitados por Suecia a una conferencia en Estocolmo en 1899. En ella participaron: Suecia, Noruega, Dinamarca, Alemania, Rusia y ... Gran Bretaña, que había ya expresado que las investigaciones propuestas eran secundarias frente al objetivo para ella esencial: determinar si la pesca tenía o no un efecto negativo sobre los stocks de peces en los mares en cuestión (el enfrentamiento peces-pescador), para tomar las medidas adecuadas. Para enfrentarse a la voluntad británica de limitar el campo de la conferencia solamente a las relaciones pesca-peces, Pettersson, explicó en su declaración la necesidad de que la investigación puramente científica tome mayor importancia frente a la interesada en los métodos de pesca y en la legislación que les concierne. El escenario en el cual se enfrentarían por largos años dos tipos de investigación que deberían haber sido complementarias quedaba así instalado.

La Conferencia adoptó un cierto número de recomendaciones destinadas a los gobiernos. Proponía un programa estacional de mediciones sistemáticas de los parámetros físico-químicos y biológicos del medio y una organización para su puesta en marcha, incluyendo una oficina central y un laboratorio común bajo la supervisión de un consejo internacional permanente, que iniciaría sus actividades el 1º de mayo de 1901 por un período de a lo menos cinco años. La Conferencia establecía así las bases de una organización perdurable de la investigación oceanográfica en el mar del Norte y los mares adyacentes. Esta elección de largo plazo se impuso naturalmente por la lógica certeza que tenían los científicos de que a las fluctuaciones de las capturas de peces debían necesariamente corresponder fluctuaciones de las condiciones físicas y tróficas del medio marino y que, para conocerlas, la única solución era observarlas a

través de mediciones sistemáticas. Como respuesta frente a estas recomendaciones, Gran Bretaña persistía en su desconfianza y manifestó sus reticencias integrándose al programa sólo por dos años, reafirmando su voluntad de ver la instauración de “un esquema de investigación dedicado a la adquisición de información directamente utilizable para la pesca, distinta de la información puramente científica.”

En julio de 1902, en Copenhague se creó oficialmente el Consejo Internacional para la Explotación del Mar, primera organización internacional de investigación oceanográfica. Lo que tiene eco, cien años más tarde, en la conferencia organizada por la FAO en Reykjavik en octubre de 2001 sobre el tema “Pesca responsable en el ecosistema marino”, que adoptó una declaración dirigida a incluir las consideraciones del ecosistema en la gestión de la pesca. Fue necesario llegar a constatar que la mitad de los recursos estaba ya plenamente explotada y un cuarto sobreexplotado, al igual que la constatación de fracasos humillantes en la predicción de las violentas caídas de la pesca. En 1978, en un informe técnico la FAO señalaba ya: “Los biólogos de la pesca hicieron apreciaciones científicas particularmente desafortunadas en materia de predicción de los abruptos derrumbes. La historia de la pesquería de la sardina en California, o del arenque atlántico-escandinavo y del mar del Norte o de la anchoa de Perú forma parte, también, de los peores fracasos a los cuales se ha visto enfrentada la ciencia haliéutica.” Y más aún: “El análisis de la dinámica demográfica de las existencias según los métodos clásicos de evaluación no ha permitido comprender mucho [estos derrumbes].” Desaprobación inapelable de los modelos monoespecíficos de la dinámica de población. Sin embargo, cerca de veinte años después, en 1992, los stocks de bacalao de Terranova y de las costas del Labrador se derrumbaban, a su vez, sin predicción alguna, caso ejemplar que caracteriza las dificultades a las cuales se enfrenta la ciencia haliéutica y los límites que los medios de observación imponen al conocimiento.

LAS LECCIONES DEL DERRUMBE DEL BACALAO DE TERRANOVA

Las existencias de bacalao de la región de Terranova y de las costas del Labrador disminuyeron violentamente en 1992, a tal punto que se instauró una suspensión de la pesca con la esperanza de que se reconstituyeran los stocks. Era, sin embargo, una de las pesquerías, por no decir “la pesquería” más vigilada y reglamentada del mundo por los pescadores, administradores e investigadores. Cada año desde 1981 se realizaron en otoño campañas sistemáticas de pesca científica para evaluar y vigilar la

abundancia de las existencias, que no permitieron antes de 1991 detectar la disminución de la biomasa, entregando de esta manera confianza a los pescadores y administradores quienes, tranquilos o queriendo estarlo, no veían razones para alarmarse. Fue el fracaso de los científicos el que provocaría una discusión provechosa sobre las causas posibles de tales sucesos; fracaso también de los administradores, llamados a revisar sus métodos de gestión para disminuir la probabilidad de ocurrencia de estas catástrofes. La situación del investigador es, por supuesto, bastante más cómoda que la del pescador. El investigador supera rápidamente la humillación del fracaso, lo cual debe tener incluso un efecto estimulante sobre un nuevo cuestionamiento científico. Encontrará seguramente, aunque retrospectivamente, la explicación que integrará a nuevos modelos y teorías de las cuales sacarán provecho, más tarde y en otros lugares, otros pescadores. En lo inmediato, el pescador no puede sino constatar su fracaso, esperando que las existencias se reconstituirán, lo que no fue el caso esta vez.

La pregunta se hizo en estos términos: ¿se debe la desaparición de las existencias a una presión de pesca excesiva o a una modificación de las condiciones medioambientales? El “o” es importante ya que muestra que nos encontramos frente a una visión maniquea simplista que prolonga la dualidad citada anteriormente que separa la dinámica de poblaciones de la dinámica del ecosistema. Puesto que las campañas de evaluación no habían anunciado nada y la biomasa parecía estable, se formuló implícitamente la hipótesis de que el sistema de pesca (presa/pescador) estaba, si no en equilibrio, por lo menos estacionario y que era necesaria una perturbación del medio ambiente para desestabilizarlo: modificación de la temperatura que provoque una migración hacia el sur, evolución del ecosistema y de la abundancia del recurso. Raciocinio que resulta irrefutable si se está seguro de la validez de los métodos de evaluación de los stocks y de su demografía. Ahora bien, en la mayor parte de los casos, las únicas informaciones de las cuales se dispone sobre un stock y su estructura demográfica son entregadas por la pesca misma. Se formula la hipótesis de que las capturas por pesca son muestras representativas del estado de los stocks: estamos lejos de las estrategias de muestreo en vigor para los sondeos puesto que, felizmente para ellos, las estrategias de los pescadores no tiene nada de aleatorio. Además, los modelos contienen grandes lagunas; no hay “estado civil” para los peces y no se puede medir ni su mortalidad ni su natalidad naturales, parámetros, por supuesto, esenciales si se quieren realizar previsiones de evolución de una población. Si podemos razonablemente formular la hipótesis de que la tasa de morta-

lidad natural de una población dada es constante, no es lo mismo para lo que llamamos el reclutamiento y que podemos definirlo como la fracción más joven de la población que se integra por primera vez a la totalidad de los peces accesibles (es decir, que se pescan). Definición un poco complicada, teniendo en cuenta que si sólo la pesca entrega informaciones, el pez no “existe” realmente si no tiene probabilidades de ser pescado. Exactamente como en el ejército donde el “hombre” no existe hasta el momento de ser reclutado. No conocemos prácticamente nada sobre la vida del pez antes de este “nacimiento” oficial, su fecha del “reclutamiento”, que lo hace pez susceptible de ser capturado por los barcos de pesca. Pero, las fases iniciales, llamadas de prerreclutamiento, no tienen nada que ver con la vida del pez adulto. Ellas contienen, en particular, estados larvarios mucho más sensibles a las condiciones del medio ambiente que los adultos. Su tasa de supervivencia depende de parámetros físicos (temperatura, corrientes, turbulencias), de la producción biológica que condiciona su alimentación y de la abundancia de sus predadores (que pueden incluso ser sus propios progenitores). Son otras tantas incógnitas que vuelven muy aleatorias las predicciones que se pueden hacer de la evolución del reclutamiento. Por lo tanto, fue necesario reconocer que la tasa de reclutamiento era independiente de las existencias de progenitores (lo que es plausible, mientras la biomasa de los progenitores sea superior a un cierto nivel) y que las fluctuaciones del medio ambiente se mantuvieran en límites suficientemente razonables para que, en promedio, de un año a otro las variaciones de reclutamiento se anularan. Lo que significa que estos modelos sólo son realmente pertinentes si las poblaciones de peces están en equilibrio o en régimen estacionario, lo que deja de ser cierto en el momento en que la presión de la pesca se vuelve excesiva o que las variaciones del medio ambiente se acrecienten. Dicho de otra manera, estos modelos son intrínsecamente incapaces de pronosticar los derrumbes de los stocks como el del bacalao en Terranova, en 1992. En este caso preciso, había, sin embargo, aún menos razones para dudar del buen resultado de las campañas sistemáticas de pesca con traína para la evaluación, ya que estas iban en el mismo sentido que los modelos. Este resultaba ser el esquema ideal para el método experimental tan apreciado por los científicos: la teoría (el modelo) verificada por la experiencia (las campañas de pesca con traína).

La pregunta inicial ya no era pesca excesiva o perturbación del medio ambiente, sino ¿error de metodología en la evaluación de la abundancia o perturbación del medio ambiente? En todo caso el primer término de la

alternativa no se debe despreciar y hubo, efectivamente, una constante y consistente subestimación de los efectos de la pesca. Las estrategias de muestreos de las campañas de evaluación y las técnicas de tratamiento de los datos recopilados no podían detectar y tomar en cuenta el crecimiento de la tasa de mortalidad por pesca, escondida por una modificación de la repartición de las densidades de peces, inducida por la disminución de los stocks que acrecentaba su potencial captura. Dicho de otra manera, a medida que la biomasa disminuía, la organización espacial de conglomerados de peces los volvía más vulnerables a la pesca y aumentaba la tasa de captura, dando la ilusión de un mantenimiento de la abundancia, hasta el momento en que la escasez de los stocks no permite un reclutamiento suficiente y las capturas bajan en forma violenta y perdurable.

Todo el mundo hubiese preferido “incriminar” al medio ambiente, pero nada en el análisis de las condiciones medioambientales del siglo precedente parecía darle peso suficiente a esta idea. Los stocks de bacalao han sufrido en el pasado las mismas condiciones que las que prevalecían en los años 80 y capturas de igual importancia se realizaron a fines del siglo XIX en un medio ambiente ciertamente más frío, y por lo tanto, menos favorable al reclutamiento sin comprometer los stocks. Contentarse con esta comparación para dejar de lado el papel del medio ambiente en el derrumbe de los stocks de bacalao presenta el mismo sesgo que anteriormente, el que consiste en admitir que las capturas entregan una imagen fiel de la abundancia; sin embargo, acabamos justamente de ver que no es así. Por esto, aunque las capturas eran de un nivel equivalente tanto en los años 80 como a fines del siglo XIX, es casi seguro que los niveles de abundancia eran radicalmente diferentes, al igual que la sensibilidad del reclutamiento a las variaciones del medio ambiente; lo que hace inoperante la comparación. En un stock sobreexplotado, apenas se pierde el punto de equilibrio donde, tras un año bueno y otro malo, las fluctuaciones del reclutamiento y de la mortalidad se equilibran, el reclutamiento pasa a ser el parámetro crucial de la dinámica del stock, más crucial aún ya que no se sabe predecir su evolución debido a que se evalúa retrospectivamente a partir de capturas y porque pasa a ser muy sensible a la vez a las variaciones de la biomasa de los progenitores, cuando ésta disminuye, y a las del medio ambiente, que condiciona la supervivencia de las larvas.

A través de esta problemática de reclutamiento, el maniqueísmo demasiado simplista de la pregunta inicial: *presión de pesca excesiva o variación del medio ambiente* para explicar el derrumbe de los stocks pierde su

sentido, puesto que las dos están ligadas: la sobrepesca a través de la incertidumbre del reclutamiento hace que éste sea aun más sensible a las variaciones del medio ambiente cuando la sobrepesca acentúa su presión.

EL ENFOQUE ECOSISTÉMICO

Hacer un análisis retrospectivo crítico de las investigaciones realizadas sobre la pesca durante estos últimos cien años es fácil. La unanimidad científica alcanzada en la Conferencia de Reykjavik para reconciliar la dinámica de población con la dinámica de los ecosistemas en un enfoque calificado de ecosistémico no resuelve tampoco el problema de gestión de la pesca ni la gestión de los ecosistemas marinos. Científicamente es una vuelta al inicio. Además, la declaración de la Conferencia se refiere, para lo que es acción inmediata, a los administradores y al enfoque llamado de precaución lo que no es más que un principio de acción basado en una confesión de ignorancia. A más largo plazo, se remite a la investigación científica para, en lo posible, suplir esta ignorancia y establecer las bases científicas de “estrategias de gestión que incorporen las consideraciones ecosistémicas y garanticen rendimientos de pesca sostenibles conservando los stocks y, a la vez, manteniendo la integridad de los ecosistemas y del hábitat de los cuales los stocks dependen”. Para esto es necesario “describir la estructura, los componentes y el funcionamiento de los ecosistemas marinos, conocer las redes tróficas, las interacciones entre las especies y las relaciones predador-presa, el papel del hábitat y los factores biológicos, físicos, y oceanográficos que afectan la estabilidad y la resistencia de los ecosistemas. Es necesario también “construir o mejorar la observación sistemática de la variabilidad natural del medio y de sus relaciones con la productividad del ecosistema”, lo que resulta ser el programa propuesto por Pattersson, en 1895. A escala mundial del océano, la tarea es inmensa y el camino puede ser largo antes de desembocar en estrategias de gestión de estos ecosistemas marinos complejos, fluctuantes y tan difíciles de penetrar y de observar. La complejidad del emparejamiento entre el medio físico y el medio biológico y la complejidad de las interacciones tróficas hacen ilusoria toda investigación sobre modelos predictivos de la evolución de ecosistemas semejantes a los que se construyen para la previsión climática, donde se tiene la suerte de trabajar entre físicos. El objetivo será en este caso, a partir del análisis del funcionamiento de los ecosistemas, identificar los puntos clave y construir identificadores, de la manera más simple posible, de la buena salud del sistema para elaborar una estrategia de gestión.

LA ANCHOA, LA SARDINA Y EL NIÑO

En 1970, la captura de anchoa (*Engraulis ringens*) en Perú llegó a un valor récord de más de 12 millones de toneladas, lo que representaba un cuarto de las capturas mundiales (en tonelaje, no en valor, pues ya estaban destinadas a la alimentación animal luego de su transformación en harina). Entre 1962 y 1971, la cantidad promedio de las capturas fue de 9 millones de toneladas. En 1972, cayó a 4 millones y solamente a 1,5 millones de toneladas en 1973, seis veces menos que dos años antes. ¿Por qué esta caída? Teníamos a mano a un culpable designado: El Niño, que se había justamente manifestado con vigor en 1972-1973, ganándose inmediatamente el apodo de asesino de anchoas. No sin razón ya que, en la costas de Perú, El Niño se manifiesta por una ocultación del *upwelling* y por la invasión en las costas de aguas calientes y pobres en elementos nutritivos de origen tropical, alejando de esta manera a la anchoa de su fuente de alimentación. Las anchoas no tienen más solución que ir hacia otro lugar a buscar condiciones más favorables, más al sur o en profundidad, escapando de todas maneras a los barcos de pesca. Los stocks no se reconstituirán los años siguientes: las capturas sobrepasarán los 4 millones de toneladas sólo veinte años más tarde, confirmando la idea de que El Niño había devastado durablemente los stocks. Deberían haberse formulado entonces, en forma inmediata, algunas preguntas. El fenómeno de El Niño no nació en 1972 y los episodios anteriores (1965, 1969) no tuvieron ningún impacto sobre las capturas ya que, entre 1964 y 1971, no se bajó nunca de 7 millones de toneladas; ¿no tendrían las mismas causas forzosamente entonces los mismos efectos? Se debería también haber pensado que el récord de capturas alcanzado en 1970 (12 millones de toneladas) no era ajeno a la extinción de los stocks. No, en este caso era más fácil para los pescadores, como para los científicos, quedarse con esta versión donde El Niño es el chivo expiatorio. Los pescadores eliminaban de esta manera una eventual sobrepesca y su posible responsabilidad; los científicos, por su parte, disponían entonces de un sujeto de investigación aun más vendible, ya que sus consecuencias económicas eran financieramente palpables. Pero los sistemas naturales no funcionan sobre un modelo maniqueo binario: los acontecimientos que sobrevienen son pocas veces imputables a una sola causa. Tampoco, como en el caso del bacalao en Canadá, se puede culpar de manera exclusiva a la pesca o al medio ambiente; no se puede culpar solamente a El Niño de la desaparición de la anchoa. A partir de 1993, las capturas recuperarán niveles similares a los de antes de 1972 y El Niño de 1997-1998, conocido como El Niño del siglo, no aparece más que como

un incidente menor en la curva de evolución de las capturas. No se puede tampoco acusar a la sobrepesca: las anchoas se reproducen muy rápidamente, llegan a la madurez en pocos meses y tienen una tasa de reproducción alta, lo que generalmente provoca que, pasado El Niño, los stocks se reconstituyen muy rápidamente. Por ejemplo, en 1998, correspondiente a EL Niño de 1997-1998, las capturas no fueron más que de 1,2 millones de toneladas y el año siguiente suben a cerca de 7 millones de toneladas.

Lo que no había sucedido después del año 1973. ¿Por qué? Si la anchoa es normalmente predominante en las aguas peruanas, no es la única especie. Se encuentran también otras especies pelágicas y, principalmente, la sardina. Se ha constatado incluso que cuando menos se pescan anchoas más se pescan sardinas y viceversa, como si la sardina hubiese tomado el lugar de la anchoa entre 1975 y 1992 (figura 21). La sardina es insensible al fenómeno de El Niño ya que, en 1984, después del fenómeno de 1982-1983, en el momento en que las capturas de anchoas estaban en su nivel más bajo, las de sardinas, ignorando soberbiamente la perturbación, se duplicaron, para llegar a más de 5 millones de toneladas. ¿Qué fue lo que sucedió para que, veinte años después del fenómeno de 1972-1973, la anchoa deje de esta manera su lugar a la sardina?

DEL GUANO A LA HARINA DE PESCADO: ¿LA SARDINA DE CALIFORNIA, VÍCTIMA DE LA GUERRA?

La pesca de la anchoa en Perú debe su desarrollo al derrumbe de la sardina en California, que fue extremadamente floreciente entre las dos guerras mundiales del siglo XX. Esta significó la fortuna del puerto de Monterrey, ilustrado en la novela de J. Steinbeck, *Cannery Row*. La novela siguiente, *Dulce Jueves*, trata sobre la ruina de la pesca de la sardina entre 1945 y 1950: “Las fábricas de conservas participan en el esfuerzo de guerra sin respetar los reglamentos y pescando todos los peces. Era por patriotismo, pero esto no resucitó los peces”. Fue entonces necesario encontrar otros recursos y la atención se volcó hacia Perú donde las riquezas estaban en manos del poderoso lobby del guano, dirigido por la compañía nacional creada por el gobierno peruano en 1909 para su explotación. La pesca de la anchoa estaba estrictamente limitada, ya que la anchoa estaba entonces reservada a los millones de pájaros que anidaban en la costa o los islotes cercanos, produciendo por deyección el preciado guano rico en nitrato y utilizado en el mundo entero como fertilizante. A través de una cadena muy corta: plancton, anchoa, pájaro, guano, Perú disponía, entonces, de una máquina para extraer del mar el nitrato aportado por el *upwelling*,

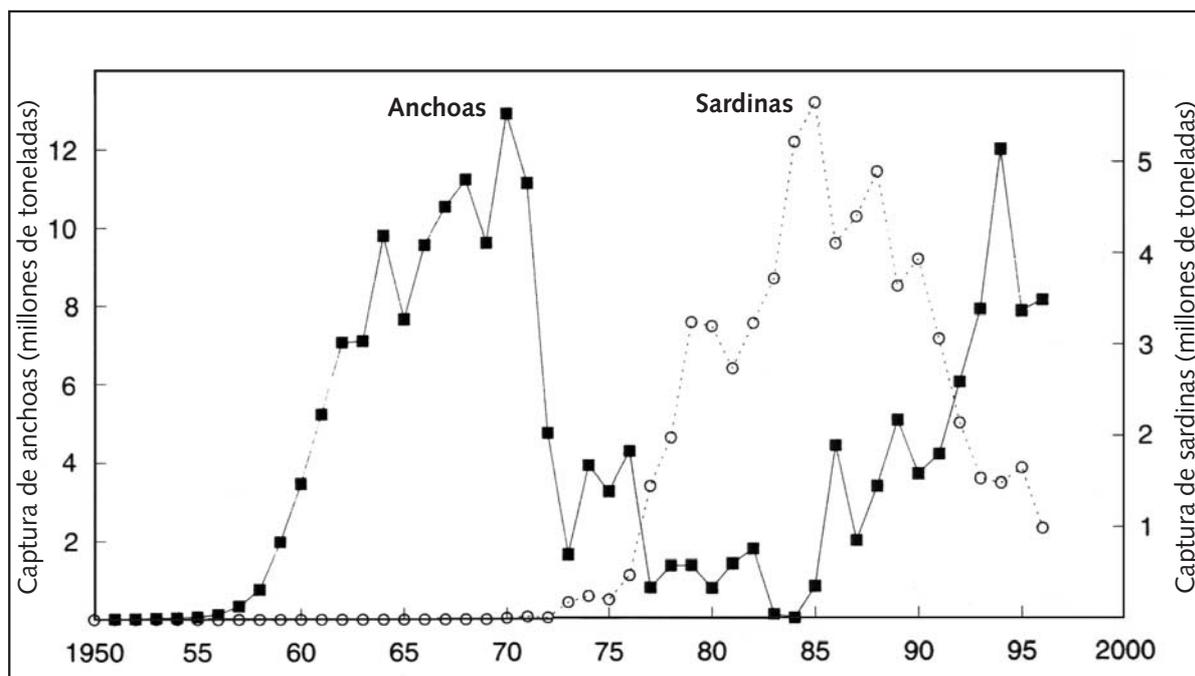


Figura 21

Evolución de las capturas de sardinas y anchoas en la corriente de Humboldt, entre los años 1950 y 1996

Fuente: Schwartloze et al., "Worldwide large-scale fluctuations of sardine and anchovy populations", *S. Afr. J. Mar. Sci.*, 1999, p. 289-347.

concentrarlo y depositarlo en tierra donde no quedaba más que recogerlo. El guano fue durante largo tiempo importante fuente de divisas para Perú. Los pájaros productores debían ser protegidos y su alimento, la anchoa, salvaguardado. Hasta que el guano, enfrentado a la competencia de otros recursos y de fertilizantes industriales, perdió valor y que la anchoa estimulada por el desmoronamiento de la sardina en California, al contrario, ganase valor. El gobierno peruano levantó, entonces, las restricciones impuestas a la pesca y se produjo entonces una verdadera avalancha. De algunas decenas de miles de toneladas en los años 50, se pasó a más de 10 millones de toneladas a principios de los años 70. Pero, contrariamente a lo que suponía Steinbeck, el patriotismo de las conserveras de Monterrey no tuvo seguramente mucho que ver en el derrumbe de los stocks de sardinas, el cual se debió, muy probablemente, a un cambio de régimen oceanográfico a escala del Pacífico, como la historia lo demostraría.

SINCRONISMO DE LAS CAPTURAS EN EL PACÍFICO

Si el derrumbe de la sardina californiana significó una verdadera bonanza para la pesca peruana de la anchoa, no había, a pesar de las coincidencias, razones para pensar *a priori* que existía alguna relación entre las dos

pesquerías. Sin embargo, el estudio de las capturas de sardinas desde 1920 en el Pacífico muestra que, en zonas tan alejadas unas de otras como Perú, California y las aguas japonesas, existía una notable sincronía en la evolución de las capturas: crecían y decrecían juntas. Alcanzando su máximo entre 1930 y 1940, las capturas japonesas y californianas cayeron simultáneamente entre 1945 y 1950 (no existía aun pesca de sardinas en Perú). Alrededor de los años 1975, cuando en Perú se sustituye la sardina por la anchoa, la pesca sardinera se relanza vigorosamente en Japón, y de manera más mesurada y con cierto retraso en California (figura 22). Parece ser que esta alternancia entre sardinas y anchoas no es inherente a Perú, sino que se encuentra también con amplitudes variables en los otros dos sistemas: aunque las capturas de anchoas no alcancen en Japón y California, ni con mucho, los valores récords de Perú (500.000 toneladas los mejores años en Japón y 300.000 toneladas en California, frente a 10 millones de toneladas en Perú antes de la caída de 1972). Los datos de pesca disponibles desde 1920 abarcan un período muy limitado para determinar si la oscilación en oposición, observada entre los años 30 y los 90, de la sardina por una parte y de la anchoa por otra es un fenómeno aislado o corresponde a un verdadero ciclo, a una oscilación recurrente cuyo período, según la figura 21, se situaría entre 50 y 60 años. Afortunadamente, la anchoa deja en los sedimentos huellas de su presencia y de su abundancia: las escamas que se depositan en el fondo, resguardadas contra el oxígeno, pueden conservarse. Por este motivo fue posible reconstituir a lo largo de las costas de California la "historia" más o menos alternada de la anchoa y de la sardina desde los años 270 a 1970, lo que muestra que el ciclo observado en el siglo XX no es único y que se repite de manera bastante regular en un período cercano a los 70 años. La pesca de la sardina tiene una larga historia en Japón y el análisis de los datos históricos desde principios del siglo XVII muestra que aquí, también, las capturas dejaban de evolucionar, mostrando máximos de capturas más o menos regularmente espaciados con una periodicidad cercana a la observada en California: alrededor de 1650, 1710, 1820, 1875, 1935 y 1985.

EL SALMÓN DE ALASKA

Sería muy sorprendente que esta sincronía y esta alternancia sardina/anchoa, de un lado al otro y de norte a sur del Pacífico fuese simple coincidencia. A menos que los peces dispongan de medios de telecomunicación insospechables, la explicación no puede venir sino de una

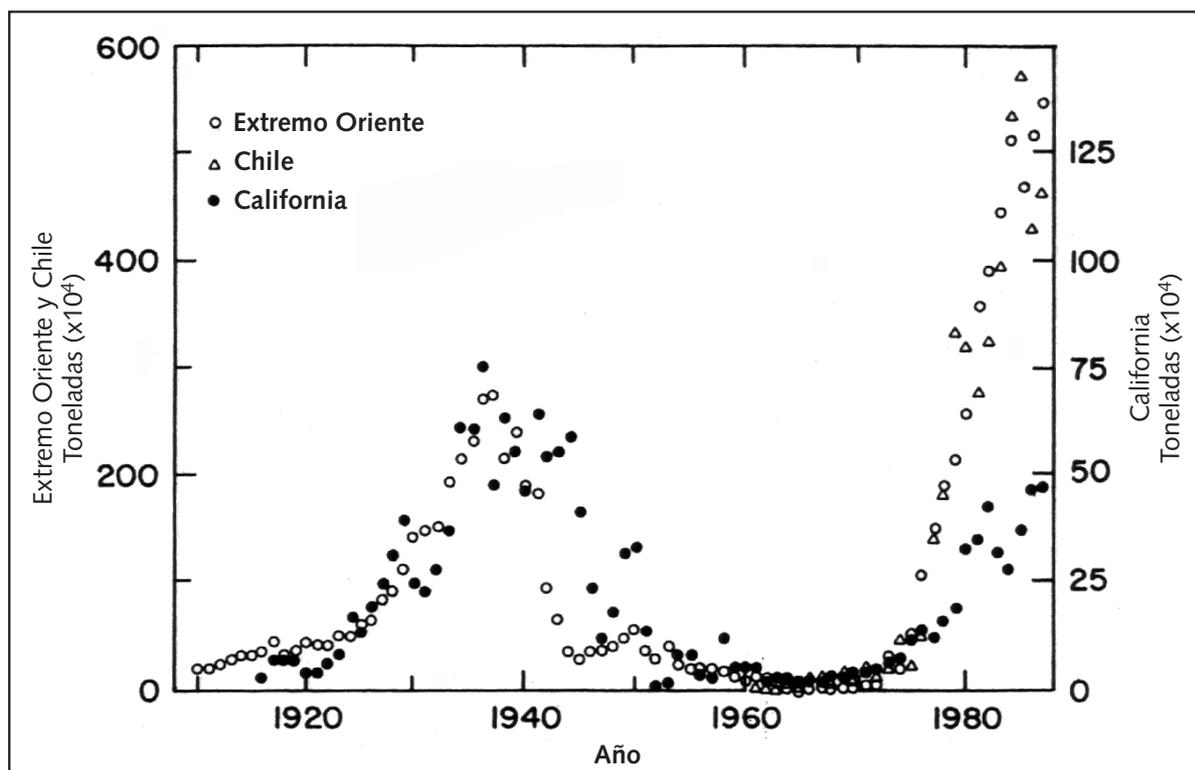


Figura 22

Evolución comparativa de las capturas de sardinas en el Pacífico: extremo Oriente, Chile, California

Fuente: Tsuyoshi Kawasaki, en M. H. Glantz (dir. pub.) *Climate variability, Climate Change and Fisheries*, Cambridge, Cambridge University Press, 1992.

variación cíclica del medio marino a nivel del Pacífico. Es del análisis de las fluctuaciones del salmón de Alaska y no de las sardinas y anchoas que vendrá la explicación posible. Nada de qué extrañarse. En primer lugar, el salmón tiene diferente valor monetario al de la anchoa o la sardina: las pesquerías de Alaska (*pink* y *sockeye salmon*) están dentro de las más lucrativas de Estados Unidos. Por lo tanto, parece lógico prestar especial atención a la perennidad de su explotación. Además, el salmón está ciertamente más amenazado por los riesgos de una sobreexplotación que la anchoa o la sardina, que llegan rápidamente a madurez (algunos meses) y se reproducen a gran velocidad y con una alta tasa de reproducción lo que permite, por ejemplo, que los stocks de anchoas se recuperen después de fenómenos tan espectaculares como El niño. No es lo mismo para peces de larga vida, como el salmón, el cual necesita varios años para alcanzar su madurez. Por fin, si existe perturbación a escala del Pacífico, no existe razón alguna para que el salmón no sea afectado.

Se dispone de datos sobre la llegada del salmón a Alaska (Bristol Bay) desde 1920 (figura 23). La pesca fue muy próspera entre 1930 y 1945. Más de 120 millones de individuos fueron capturados en 1935. Luego declinó para alcanzar alrededor de 1975 su valor mínimo: cerca de 20 millones de peces, cinco o seis veces menos que en los mejores tiempos. Las capturas se recuperaron rápidamente a fines de 1975, período decididamente crucial ya que, como se vio con anterioridad, también corresponde a la caída de la anchoa del Perú y a la recuperación en potencia de la sardina en Perú, California y Japón. Por lo demás, la curva de evolución de las sardinas de la figura 21 se parece, hasta el punto de confundirse, a la de los salmones de Alaska. Nueva coincidencia sorprendente que incita a pensar que realmente sucedió algo en el Pacífico en 1975, que no era la primera y que eventos similares ya se habían producido en el pasado.

LA OSCILACIÓN DECENAL DEL PACÍFICO

Para analizar en el océano los impactos que la variabilidad del medio físico puede tener sobre la producción biológica, se empieza siempre por analizar

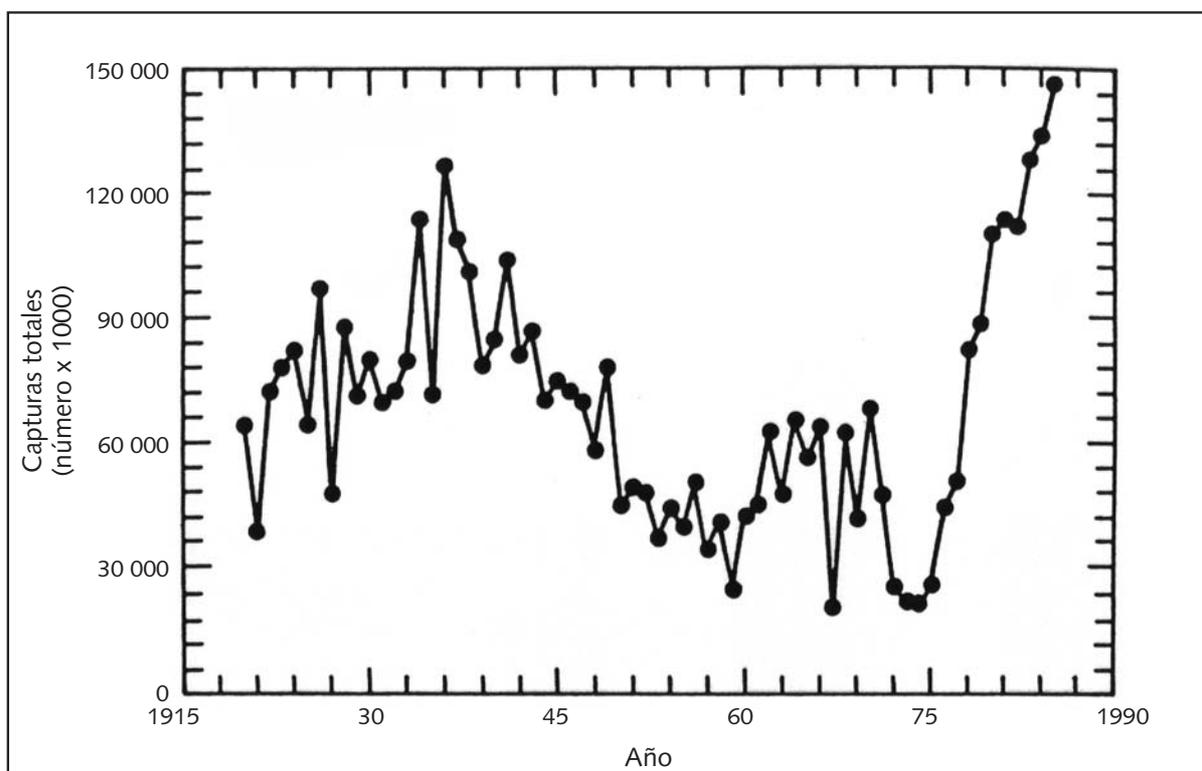


Figura 23

Evolución de las capturas de salmón en Alaska

Fuente: K. A. Miller y D. L. Fluharty, en M. H. Glantz (dir. publ.), *Climate variability, Climate Change and Fisheries*, Cambridge, Cambridge University Press, 1992.

la temperatura de la superficie. Parámetro fácilmente accesible, puesto que disponemos actualmente de mediciones sobre la totalidad del océano y por períodos bastante extensos. Es de esta manera que, buscando las razones de las fluctuaciones de la pesca salmonera desde 1920 y queriendo saber si éstas correspondían a una oscilación recurrente, se demostró lo que ahora llamamos la “Pacific Decadal Oscillation”, PDO, o sea, (figura 24) la cons-

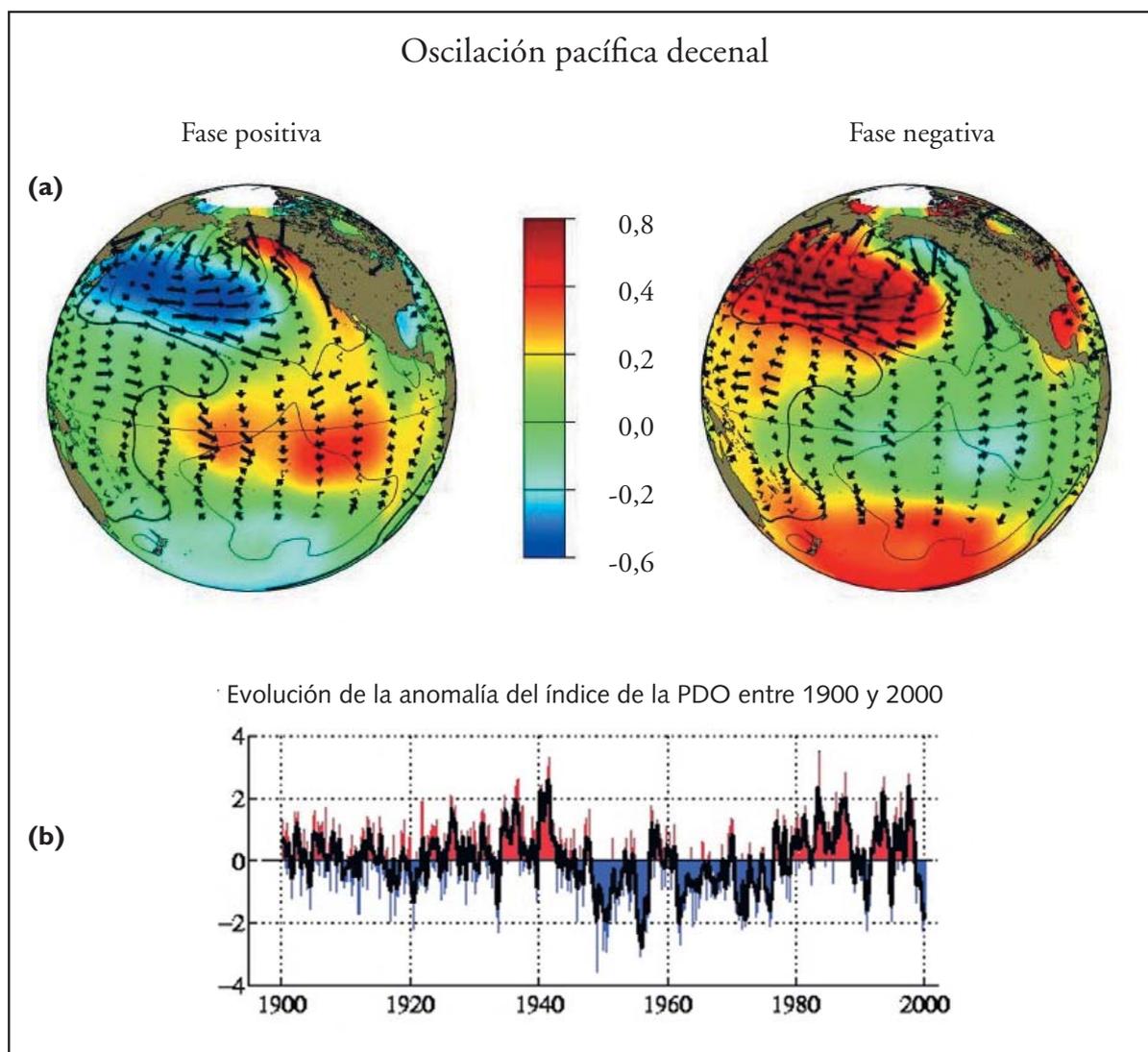


Figura 24

Pacific Decadal Oscillation (PDO)

(a) Anomalías de las temperaturas superficiales en invierno. En azul, las anomalías frías y en amarillo-rojo las anomalías cálidas. Las anomalías de los vientos están indicadas por las flechas. A la izquierda: la fase cálida de la PDO; a la derecha: la fase fría.

(b) Evolución de la anomalía del índice de la PDO entre 1900 y 2000.

Fuente: The Joint Institute for Study of the Atmosphere and Oceans, University of Washington, Seattle

tatación de que las temperaturas de la superficie evolucionan en oposición de fase entre, por un lado, la parte central del Pacífico norte y, por otro, su borde este y la fracción oriental de la zona intertropical. En otras palabras, al observar anomalías cálidas por una parte, tendremos anomalías frías por otra. Se llamará fase cálida la situación que corresponde a las anomalías cálidas del este y frías del Pacífico central norte, y fase fría a la de la situación inversa. La evolución de esta PDO ilustrada en la figura muestra las fases siguientes: cálida de 1920-1925 a 1945 y de 1975 a 1999; fría de 1945 a 1975. Encontramos exactamente los grandes ciclos de 50 o 70 años descritos anteriormente: la fase cálida es favorable al salmón de Alaska y a la sardina en California, Perú y Japón; la fase fría favorece la pesca de la anchoa y no es muy buena para el salmón de Alaska o más bien dicho para los que lo pescan.

La PDO, evidentemente, no es un fenómeno exclusivamente oceánico; corresponde en la atmósfera a variaciones de presión, de vientos que a su vez influyen sobre las corrientes marinas y la producción biológica de los océanos, por medio de los mecanismos descritos anteriormente. Huella en el Pacífico de una gran oscilación climática, una especie de fenómeno El Niño a escalas decenales, la PDO no es más que una constatación y no se dispone de un esquema explicativo análogo a los propuestos para El Niño. Esto se debe, en gran parte, a la relativa brevedad de la duración de las observaciones, comparada con el período del fenómeno cercano a 60 años. En este lapso, para una sola oscilación completa de la PDO, se pueden observar una docena de ciclos completos de El Niño. De igual modo, para comprender las relaciones existentes entre la PDO y las diferentes pesquerías del Pacífico es necesario tener un enfoque reduccionista y volver a los ecosistemas a los cuales están ligados.

LA CIRCULACIÓN CICLÓNICA DEL GOLFO DE ALASKA

El golfo de Alaska se caracteriza, en promedio, por una zona de baja presión atmosférica a la cual corresponde una circulación oceánica ciclónica (sentido contrario al de las agujas del reloj) (figura 25). Al centro de este remolino ciclónico corresponde, como es normal (referirse al capítulo 2), una “divergencia”, es decir, una surgencia de la termoclina, de aguas ricas en nutrientes y una producción biológica relativamente importante. De hecho, el plancton es abundante y su abundancia es aún más significativa cuando la divergencia se intensifica en momentos de aceleración de la circulación ciclónica. Fue lo que se observó a fines de 1975, cuando la PDO pasó a una fase cálida y las capturas de salmón aumentaron de

manera espectacular. De ahí la explicación propuesta que relaciona la abundancia del salmón en el golfo de Alaska a la PDO, por vía de una fertilidad de las aguas del golfo más o menos importante, dependiendo ésta a la vez de las fluctuaciones decenales de la circulación ciclónica. A la fase cálida corresponde una divergencia activa y alimento abundante para los salmones; a la fase fría, por el contrario, corresponde una divergencia poco activa y alimento escaso. Cuando se conoce la complejidad del ciclo de los salmones, que tras reproducirse vuelven para morir en los lagos que los vieron nacer, y los múltiples obstáculos que marcan su vida, la explicación puede parecer muy simplista. Sin embargo, el análisis de los

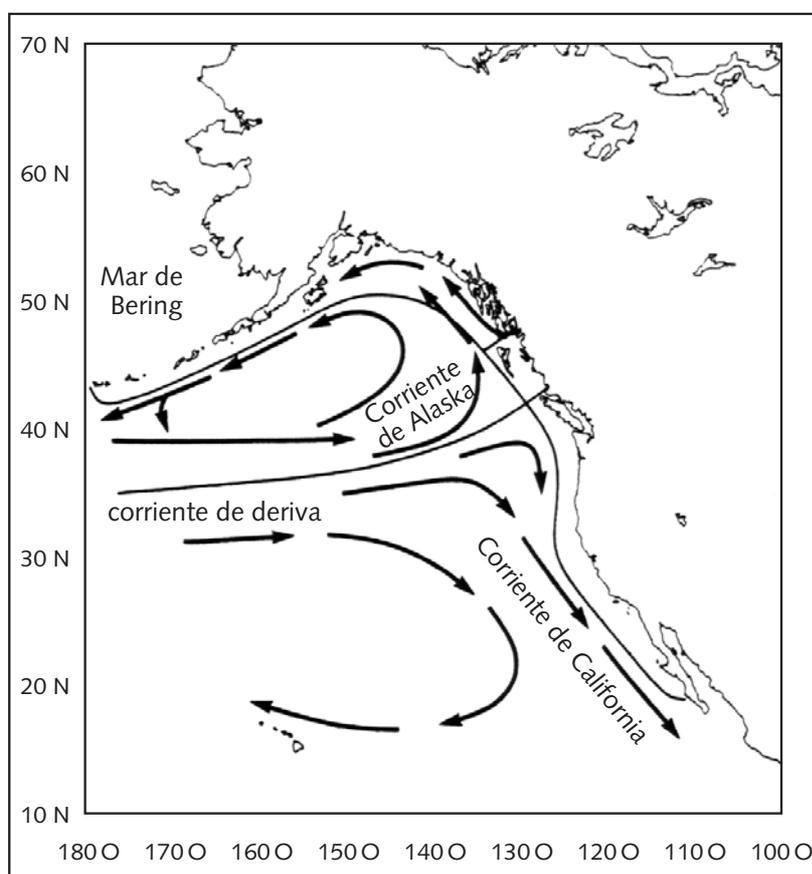


Figura 25

Las corrientes de superficie en el Pacífico noreste

(1) Circulación ciclónica del golfo de Alaska

(2) Circulación anticiclónica subtropical

La corriente de deriva arrastrada por los vientos de oeste, en el borde norte de la gran circulación subtropical se divide en dos a proximidad de la costa: la corriente de Alaska, hacia el norte, la corriente de California hacia el sur. La intensidad respectiva de estas corrientes es modificada por la PDO.

Fuente: D. M. Ware y Mc.Farlane, "Effects of ocean variability on recruitment and an evaluation of parameters used in stock assessment models", *Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci.* 108, 1989.

archivos sedimentarios, como en el caso de las sardinas y anchoas, permite reconstituir la historia del salmón en los tres últimos siglos.

Se trata esta vez de sedimentos de los lagos donde los salmones vienen a reproducirse y a morir. El delineador de su historia no son las escamas que ellos dejan al fondo sino el isótopo 15 del nitrógeno. En los pocos años de su vida oceánica, donde adquieren el 99% de su peso adulto, se alimentan de plancton y de pequeños peces que los enriquecen en nitrógeno 15, isótopo muy estable, que se encuentra en los sedimentos lacustres en cantidad más grande a medida que la cantidad de salmones que haya regresado allí para morir haya sido importante. De esta manera, analizando el índice de nitrógeno 15 contenido en una muestra de perforación, tenemos un indicador de la evolución de la abundancia de los salmones. El esquema que se presenta es claro: la cantidad de salmones de Alaska tiene tendencia a disminuir cuando la temperatura del océano baja (fase fría de la PDO) y se recupera cuando el océano se calienta (fase cálida de la PDO), siguiendo una periodicidad de unos 50 años. Esto constituye un índice adicional de la existencia de la PDO y de su impacto sobre los recursos haliéuticos pelágicos.

SARDINAS, ANCHOAS Y UPWELLINGS COSTEROS

En California y en Perú, la explotación de sardinas y anchoas está ligada a ecosistemas muy particulares: los *upwellings* costeros que se describen en el capítulo 4. La fase cálida de la PDO corresponde a una anomalía cálida de las temperaturas superficiales tanto en California como en Perú y a un período “sardinas” en los dos ecosistemas que varían en fases. Esta anomalía es el signo de una menor capacidad del *upwelling* para llevar hacia la superficie las aguas frías y ricas en nutrientes de las capas profundas y, por lo tanto, de una productividad menor de los ecosistemas. Ya sea porque el flujo de las aguas llevadas hacia la superficie es efectivamente más débil, debido a vientos de menor intensidad, ya sea porque una mayor estratificación de la columna de agua introducida por el calentamiento obstaculice esta emergencia (se necesita entonces más energía para un flujo equivalente). Después de fines de 1975, al mismo tiempo que se elevaba la temperatura de la superficie, la abundancia de zooplancton en la corriente de California disminuía alrededor del 70%, lo que es prueba de una fertilidad reducida. Del punto de vista de su productividad, el gyre de Alaska y el *upwelling* de California evolucionan, entonces, en oposición de fase. El vínculo entre los dos sistemas debe buscarse en la corriente de derivación del Pacífico norte (sección norte de

la circulación anticiclónica subtropical) arrastrada por los vientos del oeste y que, en las cercanías de las costas de Estados Unidos, se divide en una rama norte, la corriente de Alaska que genera el torbellino ciclónico, y una rama sur, la corriente de California, protagonista del *upwelling* costero. En la fase cálida de la PDO, la rama norte (corriente de Alaska), que controla la intensidad de la divergencia en el corazón del torbellino ciclónico, se fortalece en desmedro de la rama sur, de la corriente de California, y por lo tanto del *upwelling*. La situación es, desde luego, inversa en la fase fría. El vínculo con el *upwelling* de Perú en el hemisferio sur es más difícil de constatar, lo cual no quiere decir que después de 1975 el *upwelling* de Perú no haya tenido un cambio de régimen análogo al de California, con las mismas consecuencias: anomalía térmica positiva y fuerte decrecimiento de la anchoa en beneficio de la sardina. El análisis de la evolución del Índice de Oscilación Austral ENSO (diferencia de presión atmosférica entre Tahití y Darwin) muestra que a ésta corresponde una baja de presión atmosférica en el anticiclón del Pacífico sureste y por lo tanto vientos surestes que, en su borde este, arrastran la corriente de Humboldt y generan el *upwelling* a lo largo de las costas de Perú. Estas fluctuaciones decenales de los *upwellings* no tienen relación con la amplitud del fenómeno. El Niño se manifiesta en Perú por una cuasiextinción del *upwelling*, mientras que las fases cálidas de la PDO sólo atenúan sus efectos lo suficiente, sin embargo, para que ecológicamente pasemos de un régimen favorable a la anchoa a otro más propicio a otras especies pelágicas, particularmente las sardinas. De esta manera, en las costas de Perú, en presencia de El Niño, la temperatura de superficie del mar puede aumentar cerca de 10° C, mientras que la anomalía decenal ligada a la PDO es inferior a 1° C.

De esta manera, la intensificación de los *upwellings* crea un régimen favorable a las anchoas mientras que su relativo relajamiento crea condiciones favorables para una mayor diversidad de especies pelágicas, en particular para la sardina: resultados a primera vista sorprendentes ya que, si las dos especies son planctófagas, la ración alimenticia de la sardina parece ser más rica en fitoplancton que la de la anchoa. Podríamos entonces esperar que el aumento de la producción de fitoplancton, cuando el *upwelling* se encuentra en su máximo, favorezca al más herbívoro de los dos: la sardina. Pero no, no hay nada de eso ya que, al contrario, la sardina se desarrolla mejor durante un *upwelling* menos intensivo. Más que en el régimen alimentario de los adultos, hay que buscar una explicación en las condiciones de desarrollo de las etapas larva-

rias que, de duración de no más de diez días, son cruciales ya que condiciona el reclutamiento. Para llevar a término su desarrollo, las larvas, más aún que los adultos, requieren condiciones ambientales suficientemente estables. En los *upwellings* la gran abundancia de fitoplancton no es suficiente para su bienestar; dos grandes peligros las acechan: pueden ser rápidamente arrastradas mar adentro por la corriente de superficie, donde se pierden lejos de su hábitat costero; una turbulencia demasiado importante del medio puede también diseminar su alimento y volverlo difícilmente accesible, ya que ellas mismas son continuamente sacudidas por esta turbulencia. Estos dos riesgos se acrecientan con el viento, es decir, con la intensidad del *upwelling*: Más fuerte es el viento, más intensa es la corriente que los lleva hacia mar abierto y más inestabilidad crea la agitación turbulenta. Entendemos entonces que, pasado un cierto umbral, la intensificación del *upwelling* causada por el viento pasa a ser un obstáculo en desmedro de una producción primaria creciente. Este umbral pasa a ser lo que llamamos “ventana ambiental óptima” para el reclutamiento: mientras se esté bajo el umbral, el reclutamiento crece con la velocidad del viento; sobrepasado éste, la supervivencia de las larvas y el reclutamiento pueden verse comprometidos. Esta ventana óptima seguramente no es la misma para todas las especies y el paso del régimen “sardina” al régimen “anchoa” cuando el *upwelling* intensifica su actividad puede explicarse por una ventana óptima correspondiente a una velocidad del viento más elevada para la anchoa que para la sardina. Luego del nacimiento, las sardinas tienen una tasa de crecimiento (1 mm/día) bastante más alta que la de las anchoas (entre 0.2 y 0.5 mm/día). Podemos deducir que, para sostener su ritmo de crecimiento, las sardinas necesitan un régimen alimentario sostenido y, por lo tanto, condiciones estables de un *upwelling* moderado, mientras que las anchoas con menos prisa pueden, probablemente, acomodarse mejor a las condiciones erráticas de un *upwelling* más intenso.

ANCHOAS Y SARDINAS DEL KUROSHIO

La evolución de las capturas de sardinas en Japón presenta un problema. La pesca de sardinas en ese país es muy antigua y el estudio de los datos históricos muestra variaciones más o menos periódicas (60 o 70 años), con períodos máximos de abundancia alrededor de 1650, 1710, 1820, 1875, 1935, y 1985 que parecen indicar, en este caso también, que la gran fluctuación observada en el siglo XX, y que se ha asociado a la PDO, no es casual sino recurrente, como en California o en Perú. Sin embargo, se ha visto que en

el Pacífico norte la PDO se caracteriza por una evolución de las temperaturas en la superficie, en oposición de fase entre el este y el oeste. Así es que, dos poblaciones de una misma especie de sardinas, la de Japón y la de California, que evolucionan paralelamente, reaccionan de manera opuesta a las fluctuaciones de temperatura de la superficie del océano. Un recalentamiento del océano es favorable a la sardina en California y desfavorable en Japón. Paradoja aparente, que confirma simplemente que la temperatura no es, por sí misma, un parámetro determinante y que es necesario analizar las temperaturas de la superficie como simples indicadores de estado o de modo de funcionamiento del ecosistema en cuestión. Nada se opone a que, en aguas japonesas, aguas más frías correspondan a condiciones tróficas más favorables a la sardina. No nos encontramos en el caso de un *upwelling* costero como en California o en Perú. La situación en aguas japonesas es más complicada. En cuanto al Pacífico, están bajo la influencia de dos corrientes contrarias: el Kuroshio, corriente cálida similar al Gulf Stream del Atlántico, que proviene de las regiones tropicales hacia el noreste, y el Oyashio, corriente fría proveniente de las regiones árticas. Las sardinas siguen su curso entre la costa y estas dos corrientes y encuentran condiciones muy variables según los meandros que tomen y las posiciones relativas que adopten (más o menos al norte, más o menos cerca de la costa). Se adaptan gracias a migraciones que las llevan hacia regiones de desove que son más o menos extendidas y más o menos propicias al desarrollo de las larvas. Al igual que la corriente de California en el borde este de la circulación anticiclónica del Pacífico central, el Kuroshio, en su borde oeste, está bajo la influencia de la PDO, que hace oscilar la presión atmosférica del anticiclón. La manera en la cual esta dependencia repercute en el reclutamiento de las sardinas en Japón no queda aclarada pero, tomando en cuenta la complejidad del sistema, no hay razones objetivas para juzgar como contradictoria la asociación observada, y bien real entre la fase cálida de la PDO (anomalía fría en el oeste del Pacífico) y la abundancia de sardinas.

EL ARENQUE DEL ATLÁNTICO NORTE: EL DERRUMBE DE LOS AÑOS 60-70

Los principales stocks de arenque del Atlántico norte (Noruega, mar del Norte, Islandia) se desmoronaron totalmente en los años 60-70. Según J. Jakobsson, expresándose en un simposio internacional sobre el arenque en Nanaimo, Columbia Británica (Canadá), “fue el fenómeno más notable de la historia de las pesquerías europeas”. En cada uno de estos casos, el escenario fue el mismo: fuerte aumento de las capturas en los años precedentes al desmoronamiento, seguido de una caída rápida que condujo, por

falta de gestión apropiada, a una prohibición total de pesca hasta que el stock se reconstituyera. Esto fue 20 años antes del derrumbe de la pesca del bacalao analizado anteriormente. La ciencia haliéutica carecía entonces de madurez y no se había enfrentado aún, para consolidarse, a la prueba de la invalidación en el sentido de K. Popper. El método experimental no se aplica en las ciencias de la naturaleza, porque es muy difícil establecer y controlar un plan de experimentación como en un laboratorio clásico de física o química. Esto es particularmente cierto en haliéutica donde el objeto de la investigación, el pez, es móvil y circula en un medio opaco. J. Sheperd decía que contar peces era tan simple como contar árboles, salvo que no se ven y que se desplazan sin cesar. ¡De hecho, se logra verlos, pero solamente cuando, una vez pescados, están fuera del agua! El biólogo pesquero puede entonces fácilmente contarlos, pesarlos, medirlos, estimar su edad, pero no domina para nada el muestreo que le es impuesto por el pescador que establece su estrategia o táctica sobre criterios que pueden ser de orden biológico, meteorológico, económico, incluso social. ¡Curiosa ciencia en que al investigador se le impone el plan y la técnica de muestreo! Dudo de que existan situaciones equivalentes en otros dominios científicos. El pez es como una partícula cuántica: no existe como pez y no es localizado hasta que el pescador lo captura. En el agua, podríamos casi describirlo como una onda de probabilidad en medio del océano, donde permanece disimulado. La única solución para el investigador pesquero, como vimos, fue construir, a partir de datos de pesca, modelos y escenarios-hipótesis que, durante largo tiempo, como pasó en la época de la caída del arenque, no se podían confrontar con la realidad ya que contrariamente a la física no se disponía de datos experimentales independientes de los utilizados para construir el escenario-hipótesis. Era un círculo vicioso. Era claramente una herejía científica que lograba encontrar solamente una salida epistemológica en el derrumbe de los stocks: única manera de rebatir el escenario-modelo y, por lo tanto, permitir el avance de la ciencia haliéutica. Así es que, de manera un tanto provocativa, se puede decir que la ciencia haliéutica tal como estaba establecida (dinámica de poblaciones) no podía, por definición, ayudar a predecir los derrumbes, pero sí que éstos le eran indispensables para progresar. Es gracias a ellos que la haliéutica responde al criterio científico de invalidación de Popper.

Paradójicamente, entonces, formulada bajo la presión de los administradores, la haliéutica concebida de esta manera no respondía a sus requerimientos. ¿Son los investigadores haliéuticos unos estafadores inconscientes? No realmente, porque los administradores se interesan

rara vez en catástrofes anunciadas que los obligarían a tomar, en la incertidumbre, decisiones anticipadas impopulares que en el momento de la catástrofe se imponen por sí mismas. En este caso del arenque, la prohibición de pesca fue una decisión fácil de tomar, puesto que no había nada que pescar. El golpe fue duro pero saludable tanto para la ciencia como para la gestión. ¡Las capturas en el mar de Noruega culminaron en 1.7 millones de toneladas en 1966 para caer enseguida a solamente 270.000 toneladas en 1968 y apenas 20.000 en 1970! Los métodos tradicionales de evaluación de los stocks a partir de los datos de pesca (de los cuales ya vimos las limitaciones) permitieron, *a posteriori*, reconstituir la evolución de los stocks. Habían sido de 11 millones de toneladas, en 1956 y solamente de 9.000 toneladas en 1972. Escenario muy próximo al del mar del Norte, donde las capturas pasan de un máximo bien definido en 1965 (1,5 millones de toneladas) al cierre total de la pesquería en 1977. En las costas de Islandia, las capturas, que eran modestas antes de 1960 (entre 20.000 y 30.000 toneladas), crecen considerablemente debido a la modernización de la flota que aumentó su eficacia. Para un beneficio efímero, ya que, luego de un máximo de 125.000 toneladas en 1963, los desembarcos no dejan de caer hasta un nivel de prácticamente cero, en 1970. Este cuadro repetitivo sugiere fuertemente que en ausencia de toda reglamentación hubo un nexo directo entre el crecimiento del esfuerzo de pesca y el derrumbe de los stocks. El aumento de la tasa de mortalidad por pesca fue bastante más lejos que la capacidad de reconstitución de los stocks. Si no existía reglamentación, fue en parte porque los científicos discutían entre ellos el impacto de la pesca sobre los stocks, sin ser capaces de entregar un peritaje claro. Algunos pensaban todavía que el arenque, muy cercano del principio de la cadena alimentaria, era tan abundante que podría tener solamente una mínima influencia sobre los stocks. Otros, por el contrario, se esforzaban en demostrar que la mortalidad por pesca podía comprometer la supervivencia de los stocks. De ahí surgieron las discusiones interminables que sólo el resultado final podría zanjar, ya que ni los unos ni los otros disponían de datos objetivos que permitieran desmentir una u otra de las hipótesis. Los derrumbes sucesivos zanjaron la discusión. Tuvieron, científicamente, dos consecuencias. Primero que nada, resultaba evidente que era necesario disponer de datos “objetivos”, es decir, independientes de los pecadores. De allí se origina el desarrollo de campañas exploratorias de muestreo a partir de barcos de investigación, siguiendo una estrategia científica para evaluar la abundancia de los

stocks, tratar de cuantificar el “reclutamiento” e incluso la abundancia de larvas y su repartición espacial. Igualmente, se verificó el desarrollo de los métodos de detección acústica (sondas, sonar) para medir directamente la abundancia, determinar la organización en el espacio y en el tiempo de los stocks e incluso estudiar el comportamiento de los peces. Finalmente, se utilizaron técnicas de marcación de los peces que permiten seguir de cerca sus movimientos durante horas, días e incluso meses. Segunda consecuencia: la necesidad de entender de mejor los parámetros que condicionan el reclutamiento, verdadero talón de Aquiles de la ciencia haliéutica. Se puede formular la pregunta en estos términos: ¿Es el reclutamiento independiente de la mortalidad por pesca, como se ha propuesto frecuentemente a modo de hipótesis, en cuyo caso tendríamos que imputar, primero, las fluctuaciones de abundancia a las variaciones del medio ambiente? Formular la pregunta en estos términos es por supuesto maniqueo, lo que generalmente la naturaleza no es. Pero, ¿existe algún medio de discriminar en el empobrecimiento de los stocks la parte que corresponde al exceso de capturas y la imputable a los caprichos del medio ambiente a los cuales, inequívocamente, las larvas son muy sensibles? No siempre, porque si las fluctuaciones naturales del reclutamiento son importantes y si el esfuerzo de pesca se acrecienta de manera constante, como fue el caso para el arenque, llegará necesariamente el momento en que el aumento de la mortalidad por pesca se combinará con períodos de bajo o muy bajo reclutamiento natural para darle un golpe fatal a los stocks explotados. Dicho de otra manera, si en ciertos casos el análisis de datos lo suficientemente abundantes para permitir evidenciar el factor ambiental y su preponderancia (anchoas, sardinas del Pacífico) es posible, en otros la presión de la pesca puede, al contrario, ser tal que oculta completamente la influencia posible del medio ambiente, aunque tenga cierta importancia en la evolución de los stocks. Al parecer fue el caso en la cuasidesaparición del arenque del Atlántico norte en los años 60-70. Los administradores sacaron también enseñanzas del suceso: luego de la prohibición total de pesca, la reconstitución de los stocks fue vigilada por campañas de evaluación sistemáticas, utilizando los métodos independientes de la pesca que acabamos de ver. La pesca pudo retomarse sólo una vez satisfechos los criterios de abundancia: a principios de los años 80 era el caso de la mayoría de los stocks de arenque del Atlántico norte. Se implementó una reglamentación, estableciendo cuotas, tamaño mínimo de los peces capturados, limitación de períodos y zonas de pesca, etc.

EL ARENQUE, LA SARDINA Y LA OSCILACIÓN CLIMÁTICA DEL ATLÁNTICO NORTE

La pesca europea del arenque en el Atlántico norte es muy antigua. Tomando en cuenta todos los stocks, alcanzaba a cerca de 5 millones de toneladas por año, en los 60, antes de los derrumbes que siguieron. Este valor representaba entonces 11,5 % de las capturas mundiales de peces. Sólo la anchoa de Perú, con más de 10 millones de toneladas a principios de los 70, sobrepasaría esta cifra. Esta larga historia no se desarrollaría sin dificultades y, en ciertos casos, particularmente para los stocks del mar de Noruega (atlántico-escanio), los espléndidos períodos de pesca se alternaron con otros, en los cuales la pesca del arenque desapareció casi totalmente. Una pesquería particular permitió el establecimiento de una especie de escala de tiempo de referencia de las variaciones de la pesca del arenque en Atlántico norte: la pesca costera de la región de Bohuslän en Suecia, en Skagerrak, entre el mar Báltico y el mar del Norte. Periódicamente, grandes cantidades de arenques se reúnen en otoño en los fiordos y alrededor de las islas rocosas de esta costa muy accidentada. Estas migraciones se producen en períodos de varias decenas de años y permiten pescas considerables. 200.000 toneladas fueron desembarcadas en 1985-1986. En los últimos mil años, se cuentan nueve períodos de este tipo, llamados “períodos Bohuslän”, los cuales para los últimos siglos son: 1556-1590, 1660-1680, 1747-1809, 1877-1906. Este arenque proviene forzosamente de algún lado. Hoy está prácticamente establecido que esta invasión se debe al arenque del mar del Norte. Sin importar cuáles sean las capacidades de los peces, es imposible imaginar que los pescadores del mar del Norte son los culpables de la fuga del arenque hacia un refugio ilusorio en los fiordos suecos, donde son mucho más fáciles de capturar que en alta mar. Existe necesariamente una razón climática y estos episodios de Bohuslän son índice de perturbaciones que, más allá de Skagerrak, concierne a todo el Atlántico norte y tienen un impacto sobre la pesca, no solamente del arenque, de lejos la más importante, sino que también de la sardina.

El arenque y la sardina no nadan en las mismas aguas. La sardina, un poco más friolenta que el arenque, se pesca generalmente en las regiones más meridionales que el arenque, calificado como ártico-boreal. En el Atlántico noreste, la línea de demarcación donde los especímenes más aventureros pueden, sin embargo, encontrarse, se sitúa a la altura de La Mancha. En esta región, los períodos fríos corresponden a pescas exitosas de arenques, mientras que una temperatura más benigna favorecerá la

pesca de la sardina. Tomando como referencia la escala de tiempo de Bohuslän, se advirtió la posibilidad de clasificar ciertas pesquerías en dos grupos que se desarrollan en oposición de fase. El primero comprende la pesquería de Bohuslän y las pesquerías de arenque de la Mancha, incluso la del golfo de Gascuña. El segundo grupo incluye el arenque atlántico-escandinavo (mar de Noruega) y las pesquerías de sardinas de la Mancha y del sudeste de Inglaterra. En el mar de Norte, hasta el derrumbe de mediados de los años 70, la pesca del arenque mostraba una estabilidad mucho mayor, que se explica por su posición céntrica en el área de repartición del arenque, lejos de sus límites, frío al norte en el mar de Noruega y cálido al sur en La Mancha. Para simplificar, calificaremos frías las pesquerías del primer grupo (el de Bohuslän), florecientes en períodos fríos y cálidos; y las del segundo grupo, el del arenque del mar de Noruega, que prefiere climas más templados.

Se pudo asociar esta alternancia entre períodos cálidos y fríos, puestos en evidencia gracias a las pesquerías de Bohuslän, a la oscilación climática (North Atlantic Oscillation). La anomalía positiva de la NAO, que favorece los vientos del oeste, facilita también la extensión de las aguas del Gulf Stream hacia el Atlántico noreste, induciendo una anomalía positiva de la temperatura de la superficie del mar en la región que nos interesa. Los límites fríos y/o cálidos del arenque y de la sardina se desplazan hacia el norte: el arenque se vuelve más abundante en el norte de la zona (stocks atlántico-escandinavos), desaparece de las regiones meridionales (La Mancha) en beneficio de las sardinas y varía poco en la zona intermedia (mar del Norte). Al contrario, en período frío, el arenque retrocede hacia el sur: las capturas en el mar de Noruega disminuyen muy sensiblemente en beneficio de la región de Bohuslän, incluso de La Mancha donde desaparecen las sardinas.

La NAO oscila a distintas escalas de tiempo y las anomalías positivas y negativas pueden extenderse por varios años, incluso por decenas de años. De esta manera, en la historia reciente, las anomalías positivas (períodos cálidos) dominaron claramente entre 1900 y 1930 y desde 1975; mientras que entre 1950 y 1975 sucedió lo contrario (figura 11). No disponemos de mediciones directas de la NAO de antes de mediados del siglo XIX, pero podemos no obstante reconstituir su historia indirectamente a partir de la duración de la temporada de hielos de las costas islandesas, del estudio de los anillos de los árboles o de la cantidad de nieve caída en Groenlandia que las muestras de perforaciones permiten estimar anualmente. Ella confirma el cuadro precedente que establece

lazos entre los episodios llamados de Bohuslän y las anomalías negativas de la NAO (periodos fríos).

El último episodio de Bohuslän registrado data de 1877-1906. La NAO no ha detenido su oscilación hasta la fecha y deberíamos haber tenido otro episodio, en los años 60, en el momento en que la anomalía de la NAO se encontraba en su máximo. Pero no fue el caso. ¿Por qué? Probablemente porque el crecimiento considerable del esfuerzo de pesca que llevó al desmoronamiento del conjunto de los stocks en los años 60-70 transformó la señal climática en un aspecto totalmente secundario e insignificante.

EL ATÚN ROJO EN EL MEDITERRÁNEO

El atún rojo (bluefin tuna, *Thunnus thynnus*) pescado en el Mediterráneo es interesante, ya que se dispone de datos confiables de su captura desde el siglo XVI gracias a su modo de pesca: las almadrabas. El atún rojo migra cada año del Atlántico norte al Mediterráneo occidental para reproducirse en las regiones de las Baleares y de Sicilia. Bordeando las costas, los atunes son atrapados por las almadrabas, verdaderas barreras levantadas en su trayecto, aparatos fijos mantenidos intactos durante decenas, incluso, centenas de años. Puede considerarse que cada uno de ellos representa un esfuerzo de pesca constante. La administración fiscal, los recolectores del diezmo eclesiástico, los aduaneros que consignaban con exactitud sus ingresos, los banqueros inversionistas que llevaban la cuenta de las capturas, todos vigilaban las almadrabas y permitían contar con muestreos muy confiables. Podemos sin dificultad considerar que sus capturas son representativas de la biomasa. El análisis de series de capturas de las cuales algunas (en Sicilia) son casi continuas desde el año 1600 muestra que, de Portugal a Sicilia y de Túnez a Cerdeña, las variaciones son sincrónicas con un período bien marcado de 100 a 120 años (figura 26): abundancia máxima alrededor de 1640, 1760, 1880 y mínima hacia 1700, 1800, 1920. La amplitud de las variaciones de un extremo a otro es muy significativa, con una relación que va de 2 a 7, según el caso. No se pueden atribuir estas variaciones a acontecimientos sociales o económicos (guerras, revoluciones, epidemias) porque no hay motivos para que sean simultáneas a tales distancias y que, sobre todo, no se producen a esta escala de tiempo. Casi no se puede tampoco hablar de sobreexplotación, ya que el esfuerzo de pesca se mantiene constante. ¿Entonces, es la fluctuación climática la que modificaría el recorrido migratorio de los atunes o son las condiciones de supervivencia de las larvas? ¿O, más aún, son fluctuaciones ligadas a una

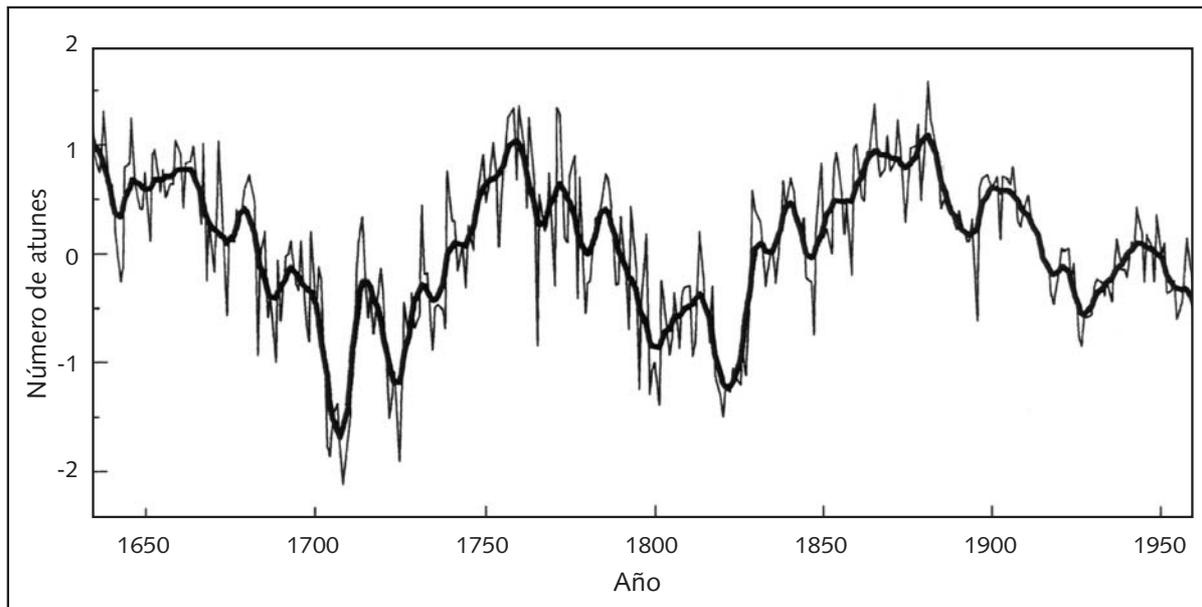


Figura 26

Evolución sincrónica de las capturas de atún rojo por las diversas almadrabas del Mediterráneo occidental
 La escala (cantidad de atunes capturados) está normalizada y, tal vez, asimilada a las anomalías de capturas, en el sentido en que se utiliza, por ejemplo, para el caso de la temperatura.

Fuente: Ch. Ravier y J.-M. Fromentin, "Long-term fluctuations in the eastern Atlantic and Mediterranean bluefin tuna population", *ICES Journal of Marine Science* 58, 2001.

dinámica estrictamente biológica inherente a la especie las que amplificarían, por resonancia, la variabilidad aleatoria del reclutamiento? No hay respuesta hasta el día de hoy pero sí una clara demostración de que los stocks varían amplia e independientemente de la pesca.

LOS CAMBIOS DE RÉGIMEN

Hemos hecho mención varias veces al fenómeno de ruptura climática que se produjo alrededor de 1975. Es la época en que se pasó de una "situación canónica" como El Niño a un régimen más caprichoso, en el que predominaron valores negativos de las anomalías del Índice de Oscilación Austral. Es también la época en que la PDO pasó de un episodio frío a un episodio cálido con las consecuencias que ya hemos visto sobre las pesquerías de salmones, sardinas y anchoas. Es también la fecha en que la NAO se invirtió, pasando de una anomalía negativa (fría) a una anomalía positiva (cálida). Siendo la dinámica del clima un fenómeno planetario, no parece extraño que todas estas oscilaciones no sean independientes unas de otras. Su mención y su utilización no son más que comodidades reduccionistas

para analizar las fluctuaciones y darnos algunos puntos de referencia que necesitamos para comprender el funcionamiento de un sistema tan complejo. El problema expuesto por el eventual recalentamiento global del planeta, inducido por el aumento de los contenidos atmosféricos de gas con efecto de invernadero, estimuló las investigaciones en diversas escalas de tiempo de la variabilidad del clima. En efecto, debe establecerse la parte debida a la variabilidad natural del clima para poder determinar aquélla que corresponde realmente a los gases con efecto invernadero inyectados por el hombre en la atmósfera. A partir de estos estudios proviene la multiplicación de las oscilaciones características de las diversas escalas espacio-temporales de la variabilidad climática. A partir de datos de la temperatura del aire utilizados por el GIEC, los estadounidenses M.E. Schlesinger y Navin Ramakutty pudieron demostrar que, para el conjunto del hemisferio norte, existía una oscilación con un período de 65 a 70 años, muy cercana de la PDO y en fase con ella. Los extremos de esta oscilación, 1910 y 1975, para las anomalías negativas, 1940 para las anomalías positivas, corresponden a inversiones de la PDO. De manera tal vez menos evidente, se observan las mismas encrucijadas para la NAO. De estos hechos se puede concluir que la NAO y la PDO coinciden sobre esta frecuencia de oscilaciones comunes, que deben ser tomadas en cuenta para evaluar correctamente la señal climática, debida al aumento del efecto invernadero, desde inicios del siglo. Se puede concluir también que fenómenos análogos al de 1975 ocurrieron ya en el pasado.

Volviendo a nuestros peces, si esta relación entre la NAO (Atlántico) y PDO (Pacífico) está demostrada, se puede deducir de ella que la pesquería del arenque en el Atlántico norte no es independiente de las pesquerías de salmón, sardinas y anchoas del Pacífico. Para describir esta oscilación de 65 a 70 años, el ruso L.B. Klyashtorin definió un índice característico de la circulación atmosférica en el hemisferio norte: el ACI (Atmospheric Circulation Index), inferido del campo de presión atmosférico sobre el Atlántico y la región eurasiática. Globalmente, este índice permite medir la importancia relativa de la circulación atmosférica en el sentido de los meridianos (norte-sur) o zonal (este-oeste). Los períodos zonales corresponden a anomalías positivas de temperatura y los meridianos a anomalías negativas. Utilizando esta herramienta, Klyashtorin analizó la evolución de las capturas mundiales desde hace 100 años, mostrando que las variaciones del índice, de un período cercano a los 70 años, explicaba bien las fluctuaciones de las capturas de las especies mencionadas anteriormente: sardinas de Japón y California, anchoas de

Perú, salmones del Pacífico norte y arenques del Atlántico norte. Este sincronismo a escala mundial, que relaciona aparentemente los peces con los movimientos de la atmósfera, puede parecer sorprendente, incluso artificial; pero, no debe olvidarse que la conexión se establece por intermedio de la dinámica oceánica, como se vio para la circulación ciclónica oceánica de Alaska y las variaciones de los *upwellings* costeros. Es mucho más fácil evaluar las fluctuaciones climáticas a partir de parámetros atmosféricos, accesibles con mayor facilidad y mensurables a escala global desde hace largo tiempo, que a través de las propiedades de un océano opaco, en el cual es mucho más complicado instalar observatorios estables. Esta dificultad de observación y este menor conocimiento de los océanos no deben ocultar el hecho de que, en estas escalas de tiempo, es la dinámica oceánica la que impone su ritmo al sistema acoplado océano-atmósfera. Por lo tanto, no es sorprendente que se pueda encontrar la huella de las variaciones de los ecosistemas marinos relacionadas con la dinámica oceánica (y, consecuentemente, de los peces que viven en él) en los parámetros atmosféricos que se utilizan para caracterizar los climas. Klyashtorin fue aún más lejos en su preocupación de integración. La velocidad de rotación de la Tierra no es una constante, variando ligeramente en función de la repartición de masas y de los movimientos de los fluidos que la componen (atmósfera, océano, manto, núcleo). Las variaciones climáticas que modifican los intercambios de agua entre océanos, atmósfera y continentes, haciendo variar corrientes marinas y atmosféricas, tienen un impacto sobre la velocidad de rotación de la Tierra. Este hecho fue claramente evidenciado por los eventos El Niño de 1982-1983 y 1997-1998, los cuales provocaron un alargamiento de la duración del día de aproximadamente 1 milisegundo. Klyashtorin demostró que había una buena correlación entre su índice ACI, característico de la fluctuación del clima de 70 años, y la velocidad de rotación de la Tierra. ¿Podría la rotación de la Tierra transformarse en un índice de la evolución de los ecosistemas marinos?

6 Ver, observar, medir, modelizar para comprender y predecir

LOS MODELOS: EXPERIMENTACIÓN Y PREDICCIÓN

Que se trate del clima, de los ecosistemas o de los recursos haliéuticos, más allá de la simple comprensión de los fenómenos, lo que se busca principalmente es el desarrollo de una capacidad de predicción de su evolución. Las ciencias físicas y química nos han impuesto, y con razón, el paradigma del método experimental indisolublemente ligado a la noción de laboratorio: se monta un dispositivo experimental bien controlado para verificar una hipótesis o para establecer mediante la medición la relación que existe entre dos parámetros de un sistema. Así fueron establecidas en el siglo XIX muchas de las mal llamadas “leyes”, que eran simplemente relaciones empíricas deducidas a partir de experimentos de laboratorio. Por ejemplo, la bien conocida “ley de Ohm” se contenta con definir el factor de proporcionalidad entre la tensión y la intensidad eléctrica que un experimento ha puesto en evidencia. Pero, ¿cómo experimentar en el medio natural, sobre el cual no tenemos prácticamente control (lo que no nos impide de modificarlo profundamente, justamente de forma descontrolada)? Difícilmente se puede introducir íntegramente la naturaleza en el laboratorio. Simplemente, se pueden efectuar experimentos muy parciales para estudiar un fenómeno u otro. Por ejemplo, el estudio de la producción planctónica en recintos cerrados, dentro de los cuales se pueden modificar los parámetros que la controlan (flujo de nutrientes, iluminación). Se pueden también aislar *in situ* porciones de sistemas. Es lo que ocurre en la agronomía, en la cual se pueden comparar

parcelas de tierra tratadas diferentemente. Se hace también en los medios acuáticos, aislando partes de un ecosistema, con la esperanza de que seguirán siendo representativas del conjunto, y se habla en este caso de “mesocosmos”. En todos los casos, se trata de experimentos muy parciales que permiten comprender mejor y cuantificar ciertos procesos pero, en ningún momento se estará en presencia de una simulación del funcionamiento global real de un ecosistema. Más aun en el caso del medio marino, sistema abierto y en incesante movimiento que somos incapaces de controlar o de simular físicamente. Son más bien medios de estudio y de cuantificación de procesos, ayudando así a mejorar la calidad de los modelos, en lugar de ser verdaderas herramientas de simulación o de predicción. En este caso, no hay otra forma de experimentar que usando el modelo, que es una representación conceptual lo más completa posible del sistema estudiado, con el cual el “experimentador-modelizador” podrá jugar, modificando el valor de parámetros para estudiar el impacto sobre el funcionamiento, la evolución del sistema y, finalmente, para disponer de una herramienta de predicción. De esta forma se construyen las simulaciones de evolución del clima propuestas por el GIEC para evaluar el impacto potencial del aumento de los gases con efecto invernadero sobre el o los climas del planeta. Se efectúan proyecciones de la evolución de la producción antrópica de gases con efecto invernadero a partir de diferentes escenarios económicos y políticos (implementación de los Acuerdo de Kyoto, necesidades energéticas, etc.), proyecciones que son consideradas en los modelos climáticos del conjunto del sistema, lo más representativos posibles, para simular por ejemplo la evolución de las temperaturas y de la pluviosidad en los próximos cien años. El resultado de estos experimentos numéricos no valen, evidentemente, sino lo que valen los modelos mismos. Es aquí donde nos confrontamos a la dura realidad, hecho que se podría graficar de una forma un tanto provocativa invirtiendo los papeles: ¿simula la realidad correctamente los modelos? Hasta hoy no existe mejor modo de validar un modelo que el de confrontar sus predicciones con la realidad. En ecosistemas con evolución rápida, como los fenómenos meteorológicos, la realidad califica la calidad de la predicción en algunas horas o días. De esta forma, los errores pueden ser analizados e interpretados en tiempo casi real. Se puede considerar que éste sería aún el caso en las escalas en que se desarrolla el fenómeno de El Niño, cuya ocurrencia o no ocurrencia sigue a la predicción algunos meses después. Por otra parte, los repetidos fracasos para pronosticar El Niño han sido un importante motor para la investigación del sistema

climático y un factor real de progreso de los modelos que acoplan el océano con la atmósfera. Debido a este hecho, El Niño constituye un laboratorio natural irremplazable. Pero, a largo plazo, ¿cómo confiar en “predicciones” efectuadas a partir de modelos que se sabe, a pesar del notable aumento de la potencia de los computadores, que no podrán considerar jamás la totalidad de los fenómenos en juego en la escala conveniente? Es un hecho conocido, además, que en los sistemas no lineales, como son todos los sistemas naturales, una aproximación, un error, una incertidumbre pueden ser ampliadas exponencialmente en función del tiempo. La reconstitución de los paleoclimas y de los paleoambientes a partir de fósiles permiten, hasta cierto punto, ensayar los modelos. Fijando a éstos inicialmente en una situación dada, se puede verificar si simulan correctamente la evolución, tal como ocurrió efectivamente. Como se ve, la experimentación numérica efectuada por medio de modelos, por muy sofisticados que sean, sigue plena de incertidumbre. La única solución posible es la confrontación con la realidad. Para esto, no hay otra forma de proceder que mediante la observación y la medición *in situ*. Desafortunadamente, en el caso del efecto invernadero, no se pueden esperar los resultados de esta confrontación para tomar las medidas necesarias para limitarlo.

LA MODELIZACIÓN DE LA DINÁMICA OCEÁNICA

La dinámica del océano está regida por leyes de la hidrodinámica basadas en el principio fundamental de la mecánica, que postula que la inercia de una partícula en movimiento (el producto de su masa por su aceleración) es equilibrada por la suma de fuerzas que originaron dicho movimiento. Este principio se expresa mediante una ecuación diferencial, llamada ecuación de Navier-Stockes, que constituye la ecuación de base de los modelos de la dinámica oceánica. El modelo de Ekman y la hipótesis geostrófica son versiones simplificadas de esta ecuación. En un sistema dinámico la ecuación plantea el problema y su resolución aporta la solución. Desgraciadamente, desde el punto de vista puramente matemático, haciendo abstracción total de la física, no hay solución analítica conocida de la ecuación de Navier-Stockes. La única resolución posible es numérica, es decir, por iteración sucesiva, lo cual realizan todos los modelos utilizados. Este hecho implica capacidades de cálculo considerables. Durante mucho tiempo la potencia limitada de los computadores fue el principal obstáculo para el desarrollo de los modelos oceánicos globales que tuvieran una resolución espacial suficiente como para consi-

derar, de manera realista, los torbellinos, elementos esenciales de la dinámica oceánica. No es la única dificultad de los modelos del océano. También se deben definir analíticamente las fuerzas aplicadas, conocer los forzamientos termodinámicos en la interfase océano-atmósfera, los cuales no se expresan siempre por relaciones o por “leyes” tan confiables y sólidas como, por ejemplo, la ley de Ohm. El caso de la turbulencia es muy ilustrativo. La ecuación de Navier-Stockes aplicada a fluidos viscosos considera un factor de viscosidad para expresar la disipación de energía producida por el roce de las capas de fluido entre ellas, el que es una propiedad física característica del fluido, al igual que la densidad. Se comprobó que la fuerza interna de roce en un fluido era proporcional a las diferencias de velocidad de flujo en el seno del fluido y se denominó coeficiente de viscosidad al factor de proporcionalidad, de la misma forma que se llamó resistencia al correspondiente a la ley de Ohm. Esta cantidad es tratada en la ecuación como una constante independiente del flujo, es decir, del tiempo y del espacio. Esto es válido cuando el fluido no es turbulento, es decir, cuando todos los elementos de una capa del fluido se desplazan a la misma velocidad. En dicho caso se habla de flujo laminar. Esto se observa habitualmente en fluidos de alta viscosidad, como el aceite, cuyo flujo es aparentemente regular y tranquilo. En ciertas condiciones, que dependen de la velocidad media del fluido, de su viscosidad y de la dimensión del canal de flujo, el régimen pasa a ser turbulento. Los elementos del fluido están sometidos a una agitación permanente, lo que provoca que éstos estén en permanente oscilación, en todas las direcciones. Esta agitación turbulenta tiene como consecuencia la disminución considerable de las fuerzas internas de roce, aumentando igualmente la mezcla en el seno del fluido. En este caso, el coeficiente de viscosidad deja de ser el parámetro adecuado para evaluar las fuerzas de roce en la ecuación de Navier-Stockes. Sin embargo, se conservó el formalismo de la ecuación, sustituyendo el coeficiente de viscosidad por un coeficiente de turbulencia. La diferencia entre ambos reside en que el coeficiente de viscosidad es una propiedad física intrínseca del fluido, mientras que el coeficiente de turbulencia, por su parte, no es constante. Depende de las condiciones del flujo, presentando incesantes variaciones en función del tiempo y del lugar. En estricto rigor, la ecuación de Navier-Stockes, en la cual se considera el coeficiente de turbulencia como una constante, no es aplicable a los regímenes turbulentos, y por lo tanto al océano, que siempre es turbulento. A partir de esta dificultad surge la necesidad de “parametrar” el coeficiente de turbu-

lencia, es decir, de atribuirle el mejor valor posible en el contexto de la corriente estudiada, procedimiento perfectamente empírico, que puede hacer de este parámetro una variable de ajuste para que el modelo corresponda lo mejor posible a la realidad. De la misma forma que cuando se juega con el sintonizador de una radio para encontrar la mejor calidad de sonido.

La fuerza de arrastre debida al viento, al igual que los intercambios termodinámicos entre el océano y la atmósfera tampoco se expresan de manera fácil por medio de una ley que sea siempre aplicable. Se sabe que la fuerza de arrastre es proporcional al cuadrado de la velocidad del viento, pero, de hecho, depende en gran medida de la turbulencia existente en las capas bajas de la atmósfera. Los intercambios termodinámicos son aún menos conocidos. Son muy difíciles de medir, muy variables, dependen de la temperatura de la superficie del océano y de las capas bajas de la atmósfera, de la humedad del aire, de la velocidad del viento y de las turbulencias oceánica y atmosférica. A pesar de todo, hay que tomarlos en cuenta en los modelos y disponer de campos globales de estas cantidades que restringen el océano. Las mediciones efectuadas desde el espacio, junto con las tradicionales mediciones meteorológicas y oceánicas, proporcionan los campos de viento y de temperatura de la superficie del océano. A partir de estos datos, se calcula óptimamente, de forma empírica, la fuerza de arrastre del viento y los intercambios termodinámicos entre el océano y la atmósfera. Estos intercambios siguen siendo el punto más débil de la oceanografía, que por otro lado no faltan y, si no se toman precauciones, el operador del modelo puede transformarse en un “manipulador”. ¿No dispone éste acaso, con toda la incertidumbre que existe, de un sintonizador en cual cada parámetro mal conocido es un botón con el que puede ajustar el modelo, para así hacerlo decir lo que él desea escuchar? ¿No es significativo que en inglés, en francés y en español el verbo “simular” significa tanto “reproducir fielmente” como “fingir”?

LA OBSERVACIÓN “IN SITU” DE LOS OCÉANOS

Para precaver los artificios existe una sola solución: la observación y la medición. La observación en oceanografía empezó indiscutiblemente con el *Challenger*, entre 1872 y 1876. fue una verdadera revolución iniciada a partir de la instalación de cuatrocientas estaciones de medición dispersas a través de todo el planeta, las cuales necesitaron más de tres años de trabajo. Entre los años 1925 y 1927, Alemania emprendió, con el *Meteor*, una serie de campañas en el Atlántico sur. Fue la primera descripción completa de

una cuenca oceánica. Entre los 20° N y 65° S el *Meteor* efectuó catorce secciones transoceánicas del este al oeste, en cada una de las cuales multiplicó las estaciones de medida desde la superficie hasta el fondo. De esta manera, se pudo hacer un análisis completo de las masas de agua del Atlántico. Transcurrieron dos años antes de llegar a dicho resultado, el trabajo de cada estación duraba horas, incluso días. Era difícil detectar de esta forma las variaciones de la circulación oceánica. De hecho, se estaba en un paradigma de océano constante. El Año Geofísico Internacional de 1957-1958, que fue una especie de supercampaña *Meteor*, permanecía aún en ese esquema. En efecto, ¿cómo concebir la variabilidad de un medio, si las herramientas de medición disponibles no permiten el acceso a él? El espíritu científico, incluyendo el del investigador, se adapta a los medios de observación disponibles y, utilizando el léxico de las ciencias humanas, “construye” su objeto de investigación en función de las escalas espacio-temporales que le imponen los instrumentos de medida. Confirmando esto, se puede verificar que los progresos de la oceanografía no se originaron a partir de revoluciones conceptuales. La dinámica de fluidos no nació del estudio de los océanos, sino que fue adaptada para este propósito a partir de la meteorología, ciencia que comparativamente estaba mucho más avanzada. Posteriormente, se realizaron progresos tecnológicos que permitieron superar la opacidad de los océanos y acceder a escalas de variabilidad insospechadas. Lo fundamental es disponer de mediciones que permitan “resolver” las diversas escalas de la variabilidad, desde la variabilidad oceánica del torbellino hasta la gran circulación general, por una parte, y desde algunos días hasta la centena de años.

LOS “SONDEOS” OCEÁNICOS

Las herramientas básicas iniciales de la oceanografía fueron las botellas destinadas a la obtención de muestras de agua a diferentes profundidades, las cuales posteriormente se analizaban a bordo del barco de investigación, verdadero laboratorio flotante, y los termómetros, generalmente asociados con las botellas de muestreo. Las mediciones de corrientes efectuadas con instrumentos adaptados de los anemómetros, utilizados en meteorología, a partir de plataformas tan inestables como lo puede ser un barco, incluso anclado, proporcionan información cuantitativa, pero, son poco confiables y casi no son tomadas en cuenta actualmente. Desde fines de los años 60, el desarrollo de la electrónica permitió disponer de sondas desplegadas a partir de barcos, capaces de medir en un perfil vertical continuo desde la superficie hasta el fondo parámetros hidrográficos

(temperatura y salinidad) o químicos (sales nutritivas, oxígenos), o incluso biológicos (clorofila). Existen modelos desechables y baratos, inicialmente desarrollados con fines militares, que pueden instalarse a partir de cualquier barco carguero y en ciertos casos desde aviones. De esta forma se realizan observaciones de temperatura en los primeros 500 metros del océano. Éstas se efectúan desde hace más de veinte años, siguiendo el ritmo de las observaciones meteorológicas, a partir de barcos cargueros seleccionados y a lo largo de líneas trans-ecuatoriales con el propósito de estudiar el fenómeno de El Niño. Fue el primer sistema civil de observación cuasi-operacional del océano que permitía, y permite todavía, seguir la dinámica de las capas superficiales del océano ecuatorial, motor del fenómeno de El Niño, en el Pacífico. Actualmente se llevan a cabo mediciones de este tipo sistemáticamente en todo el océano.

LA CONTINUIDAD TEMPORAL: LOS ANCLAJES

Los sondeos mencionados anteriormente pueden permitir una buena cobertura espacial en el caso de las campañas oceanográficas, pero no responden en absoluto a la frecuencia temporal de muestreo necesaria, incluso en el caso de los barcos de carga cuyas rutas de navegación son espaciadas e irregulares. Los meteorólogos, que inspiran constantemente a los oceanógrafos, instalaron una red de observaciones sinópticas que permite obtener cada seis horas, a partir de estaciones repartidas sobre todo el planeta, la situación de la atmósfera global. La información es utilizada para reposicionar sus modelos de predicción, los cuales mejoran así constantemente. Evidentemente, los tiempos de respuesta del océano no imponen un sincronismo tan riguroso, pero, una adaptación de tal sistema sería necesaria. Para observar la atmósfera se dispone de los continentes y de las islas como plataformas estables para construir estaciones de observación y medición. En el océano no existe tal plataforma estable o, si existe, está situada a 4.000 metros de profundidad, siendo imposible pensar en la instalación y el mantenimiento de estaciones de observación. Esto nos lleva nuevamente a la superficie, a partir de la cual estamos obligados a operar y soportar su inestabilidad crónica. Esto explica la aparición tardía de las estaciones fijas de observación, además de su elevado costo en equipamiento y mantenimiento, consistentes en boyas superficiales inmóviles ancladas al fondo por medio de un cable. Una vez más gracias a El Niño, este tipo de estación está llegando a ser operacional. El Programa TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) fue implementado entre 1985 y 1995 en el contexto del programa Mundial de

Investigación del Clima para estudiar la dinámica del clima controlada por la dinámica de las corrientes ecuatoriales, en escalas de tiempo que van desde la estación hasta algunos años, básicamente en el océano Pacífico. El Niño era el tema central. En esta ocasión se construyó, de un lado al otro de la banda ecuatorial del Pacífico, entre 5° N y 5° S, una red de observaciones (llamada TAO), constituida por 70 sistemas anclados equipados, para propósitos oceanográficos, con cadenas de medición de temperatura hasta los 500 metros de profundidad, de algunos correntómetros y salinómetros y, para propósitos atmosféricos, con estaciones meteorológicas en la boya de superficie (figura 27). Nada de la denominada “guía de onda ecuatorial” (transferencia de masas de agua, onda de Kelvin, inversión de corriente) puede escapar a este sistema de observación, implementado precisamente para sorprender a El Niño. Esta red es mantenida e, incluso, extendida al océano Atlántico ecuatorial por el programa Pirata que consiste, más modestamente, en 12 sistemas anclados de medición, cantidad coherente con la escala del Atlántico.

Partiendo del hecho de que la oceanografía le copia sistemáticamente los métodos a la meteorología, se puede formular la pregunta de por qué el principio del globo-sonda no ha sido aplicado en el océano. Al respecto, se puede mencionar la existencia del programa Emma, que consiste en el establecimiento sobre el fondo oceánico de estaciones que liberan periódica y regularmente, con una frecuencia que se debe determinar previamente, sondas dotadas de captores que al llegar a la superficie transmiten por satélite las medidas tomadas durante su ascenso.

LA CONTINUIDAD ESPACIAL: LOS FLOTADORES A LA DERIVA

El medio más directo para medir una corriente es disponer un objeto flotante en ella y seguir su trayectoria. Con este principio se puede considerar a los barcos como los primeros instrumentos de medición de corrientes, no porque se les dejara derivar, sino porque las corrientes los hacen derivar en relación con su ruta. O inversamente, debido a la experiencia adquirida, ellos se anticipan a la deriva y corrigen su rumbo para permanecer en la ruta deseada. Si bien es cierto que la botella arrojada al mar llevándose la esperanza de los naufragos no era una forma de medición de corrientes, ella permitía al menos obtener información. En una versión más reciente, confortable y elegante, se invitaba a los pasajeros de los paquebotes a arrojar al mar gran cantidad de pequeños cubos plásticos que, agradeciendo a las personas que los encontraban, debían ser enviados a una dirección determinada. Evidentemente, esto da como resultado una

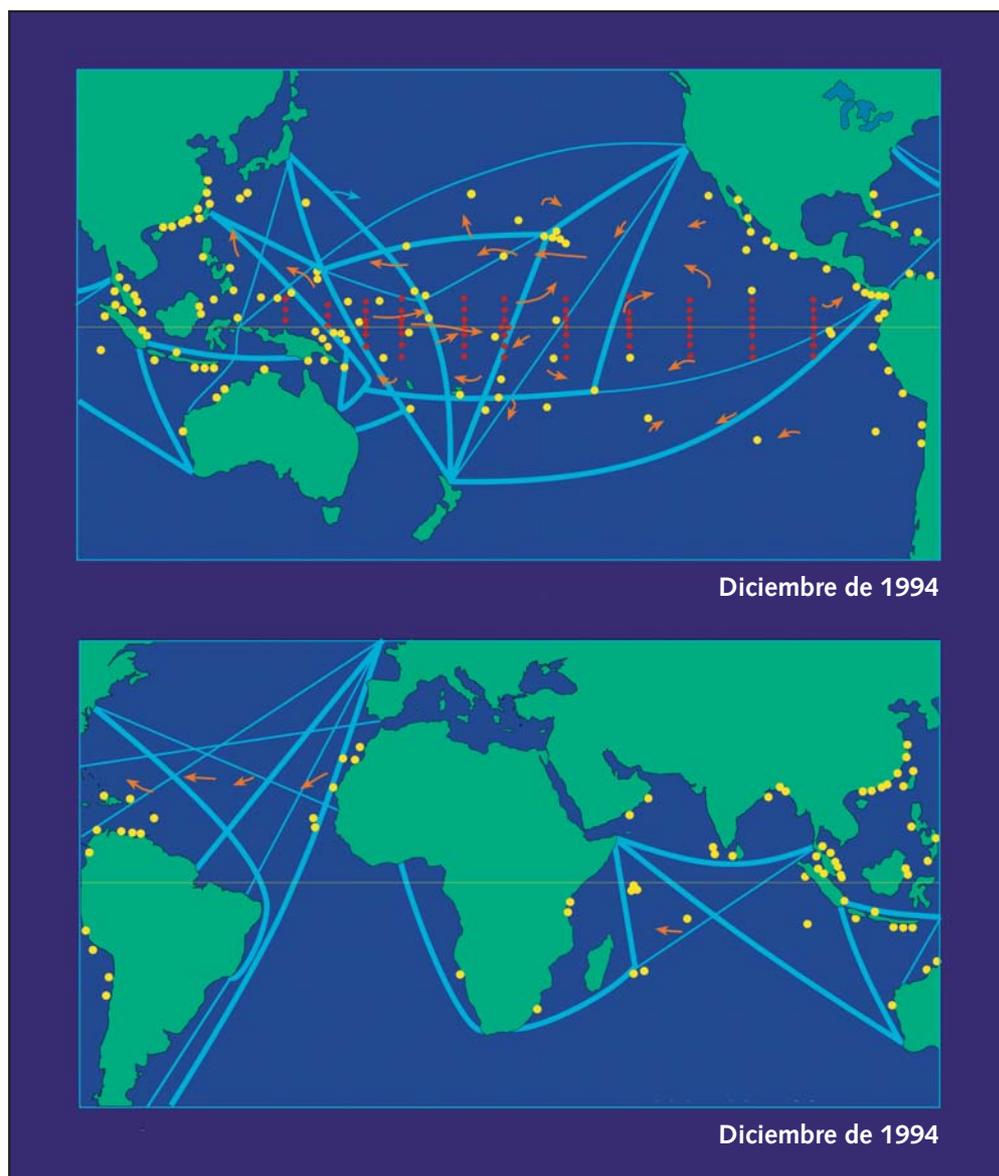


Figura 27

Sistema de observación *in situ* de los océanos tropicales durante el programa TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere)

Rombos rojos: boyas ancladas

Puntos amarillos: ubicación de las medidas a nivel del mar, situados en las islas y los continentes

Líneas azules: rutas de navegación de los barcos de comercio que efectúan mediciones sistemáticas de temperatura y salinidad

Todos estos datos son transmitidos por satélites y constituyen importantes herramientas de medición de los principales parámetros meteorológicos y oceánicos, así como también del nivel del mar. Las observaciones son particularmente importantes en el Pacífico, considerado, junto a la ENSO, como el "director de orquesta" de la variabilidad climática plurianual.

Fuente: Imágenes amablemente proporcionadas por el NOAA/PMEL/TAO Project Office, Michael J. McPhaden, Director.

visión muy mediocre de las corrientes y ilustra, además, la principal dificultad del método: cómo localizar al flotador en el transcurso de su recorrido. Para los flotadores superficiales, la solución provino del espacio. Se trata de la localización por satélite, por medio del sistema Argos, que fue embarcado en los satélites meteorológicos de la NOAA y que permite, desde 1978, seguir la evolución de objetos móviles en la superficie de la Tierra, independientemente de que se trate de ciervos, de tortugas marinas, de navegantes o boyas, con la única condición de que todos lleven una baliza que, por otra parte, es cada vez más compacta. Las trayectorias de los flotadores se asemejan a menudo a un movimiento browniano, lo cual expresa fielmente el carácter turbillonario del océano (figura 28).

Paradójicamente, los flotadores que derivan en las capas profundas del océano y que disponen de una tecnología más sofisticada, fueron utilizados con anterioridad a los flotadores de superficie, de tecnología mucho más rústica. Este hecho singular se debe a los militares, quienes por necesidad de la lucha antisubmarina, habían adquirido conocimientos sobre la propagación acústica en el mar, que mantuvieron por largo tiempo en secreto. Fue el británico John Swallow quien realizó en el año 1955 el primer experimento con flotadores, concebidos y lastrados para mantenerse a una profundidad de 1.000 metros. Dotados de un emisor acústico, los flotadores eran “seguidos” por el barco de investigación, que los “escuchaba”. La necesidad de movilizar o, desde otra óptica, inmovilizar un barco para realizar la operación, limitaba mucho la utilización. Posteriormente, la técnica se perfeccionó con el establecimiento de estaciones ancladas de detección acústica en el mar o en la costa, las cuales permitían mediante el sistema de triangulación posicionar los flotadores a grandes distancias. Existe una solución inversa, en la cual las estaciones fijas emiten y los flotadores son los que captan y retransmiten sus datos por satélite, al remontar a la superficie.

Para el Programa WOCE (World Ocean Circulation Experiment), la segunda parte oceanográfica del Programa Mundial de Investigación del Clima, que tuvo lugar desde 1990 a 1997, se desarrolló un nuevo tipo de flotador. Una especie de yo-yo que, según un período que puede ir de algunos días hasta algunos meses, remontan a la superficie efectuando mediciones a lo largo de la columna de agua, transmitiendo los datos y su posición por satélite, para nuevamente descender a la profundidad que se les ha asignado. Aproximadamente un millar de estos flotadores profundos fueron desplegados durante el Programa WOCE.

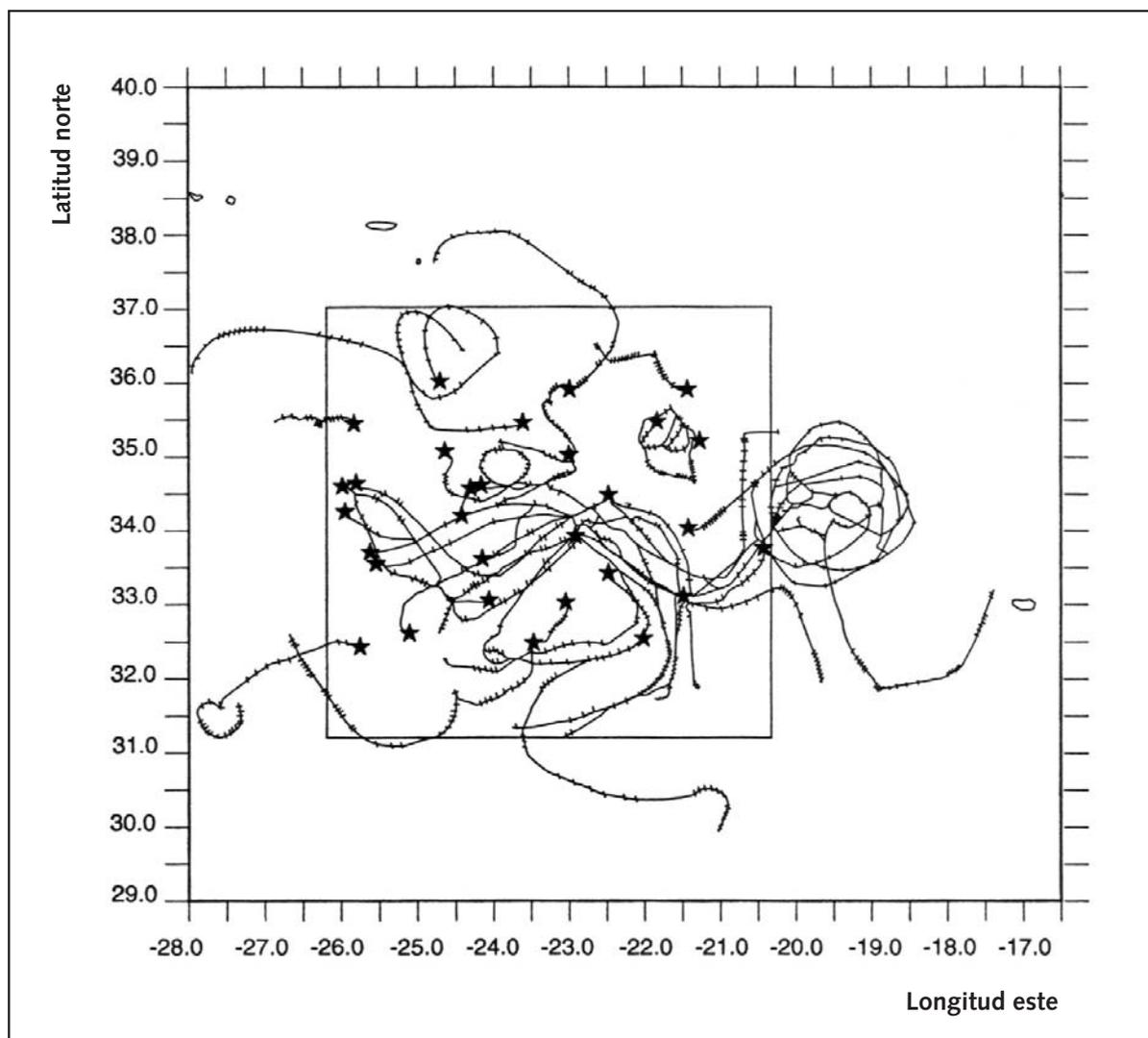


Figura 28

Recorridos realizados durante un mes por 27 boyas a la deriva en la superficie del Atlántico central norte
 La posición de las boyas es registrada por el Sistema ARGOS.

Fuente: J.-F. Minster, *La machine océan*, París, Flammarion, 1997

Los programas oceanográficos del Año Geofísico Internacional fueron calificados en los párrafos anteriores de supercampaña *Meteor*. Análogamente, se puede decir que WOCE fue un Super-Año Geofísico Internacional, al menos para la oceanografía. Participaron en él unos 20 países. Su ambición, que fue lograda, era proporcionar una descripción de referencia de la totalidad del océano, desde la superficie al fondo, del polo norte al polo sur, desde los torbellinos de mediana escala (100 kilómetros) hasta los grandes gyres subtropicales y la circulación termohalina, para construir los modelos globales de circulación oceánica indispensables para el establecimiento de modelos de previsión climática, a mediano y

largo plazo. Para lograr este objetivo se movilizaron todos los medios de observación: campañas hidrológicas, sistemas anclados de medición, flotadores de superficie y profundos y satélites. Para este programa se concibió y se lanzó en 1992 el mejor exponente de la oceanografía espacial: el satélite Topex/Poseidón, todavía en actividad.

LA REVOLUCIÓN ESPACIAL: EL OCÉANO GLOBAL EN PLENITUD

El advenimiento de la era espacial constituyó para la oceanografía una revolución análoga, sin duda, a lo que significó la campaña del *Challenger* en 1872. La oceanografía utiliza las herramientas satelitales de tres formas. Los sistemas de localización, como el sistema Argos, instalado sobre los satélites meteorológicos de la NOAA, son desmultiplicadores de puntos de medición. Permiten el despliegue y el seguimiento a través de todo el océano del desplazamiento de las plataformas de medición que constituyen los flotadores que derivan en superficie o los de profundidad, cuando ascienden a niveles superficiales. En abril de 2002, el sistema Argos seguía 1.850 flotadores de superficie y 830 sumergidos. Los satélites absolutamente indispensables para la localización proponen también una alternativa de transmisión de datos (localización y medida de parámetros) en tiempo real, a partir de cualquier plataforma fija o móvil, en cualquier parte del mundo. Gracias a esto se abre finalmente la perspectiva para la implementación de un verdadero sistema operacional de observaciones *in situ* del océano. El tercer elemento es el más espectacular, la observación de la totalidad del océano desde el espacio en tiempo cuasireal, situándose en las escalas de las variaciones oceánicas, y la medición de parámetros que controlan la dinámica de los océanos. Así, combinando las mediciones efectuadas *in situ* y las realizadas desde el espacio, se abre el acceso a una observación sinóptica de la totalidad del océano. La observación y la medición de parámetros desde el espacio utilizan dos tipos de detectores, instalados en satélites. Por una parte, los captos denominados pasivos, que son radiómetros que miden la radiación emitida por la superficie del océano a determinada longitud de onda. De esta forma se miden la temperatura superficial del océano y lo que se ha llamado “el color del mar”, a partir del cual se deduce el contenido en clorofila y la producción biológica. Por otra, los detectores denominados activos, que son radares que emiten una onda que por reflexión o retrodifusión en la superficie del océano adquiere nuevas propiedades, características de la superficie, a partir de las cuales se pueden determinar parámetros como el viento en la superficie, la altura y la dirección de las olas.

LA TEMPERATURA SUPERFICIAL

La temperatura de la superficie del océano es por sí misma un indicador de la dinámica oceánica y de las corrientes, las que tienen señales térmicas que pueden ser detectadas desde el espacio. La temperatura superficial es también uno de los principales parámetros que controlan los intercambios térmicos entre el océano y la atmósfera y, por lo tanto, la dinámica del clima. El ingreso de la oceanografía en la era espacial se debe a los satélites de utilización meteorológica, lanzados en los años 60, los cuales miden la temperatura de la superficie de los océanos por medio de la simple evaluación de la radiación infrarroja emitida por el océano. Los oceanógrafos físicos descubrieron, analizando las cartas de temperatura superficial, la evidencia térmica de determinados elementos de la dinámica oceánica: los *upwellings*, los torbellinos y las corrientes, de las cuales obtuvieron así una visión global (figuras 6 y 20). Con el conocimiento de los campos de temperatura superficial, los físicos y climatólogos tuvieron en sus manos uno de los parámetros clave que controlan los intercambios entre el océano y la atmósfera. Los biólogos pudieron definir los contornos y seguir la evolución de ecosistemas como los *upwellings* costeros o ecuatoriales. Finalmente, los pescadores, principalmente los atuneros, que detectaron estructuras como los frentes térmicos favorables a la presencia de peces, utilizaron los mapas de temperatura para diseñar su estrategia de pesca.

EL COLOR DE LOS OCÉANOS:

CLOROFILA Y PRODUCCIÓN PRIMARIA

Se habla aquí de “color del océano” porque los radiómetros trabajan en el espectro que nos es más común: el visible. El color del océano está determinado por las partículas que contiene: el fitoplancton responsable de la producción primaria, o bien las partículas sedimentarias en suspensión o de origen terrestre, transportadas por los ríos o el escurrimiento en las regiones costeras. Eligiendo cuidadosamente la longitud de onda, se puede discernir entre unos y otros. En consecuencia, es posible evaluar, según el caso, el contenido de clorofila y deducir a partir de él la fertilidad de los ecosistemas marinos, o bien los transportes sedimentarios en las regiones costeras. En el capítulo 3 vimos el gran interés que reviste esta medición para la dinámica de los ecosistemas productivos (figuras 13,14,17,18 y 19). El conocimiento global de la producción primaria oceánica permite también la evaluación del consumo de gas carbónico por el mundo marino vivo, elemento primordial del ciclo del carbono que

es importante conocer para la cuantificación de la realidad del aumento de los gases con efecto invernadero en la atmósfera. El primer instrumento de este tipo, el CZCS (Coastal Zone Color Scanner) fue lanzado por la NASA en 1978, funcionando hasta el año 1986. Posteriormente se debió esperar hasta 1997 para que el relevo fuese asegurado por el satélite Seawifs, nuevamente lanzado por la NASA, que se encontraba aún en funcionamiento en marzo de 2002, fecha en la cual fue lanzado el satélite de la Agencia Espacial Europea ENVISAT, que lleva también un instrumento destinado a la medición del color del agua (MERIS).

LOS RADIÓMETROS “MICROONDAS”

Los radiómetros son instrumentos que funcionan en un espectro de ondas lejano del espectro visible o del infrarrojo: el de las ondas centimétricas, o micro-ondas, que son, por otra parte, utilizadas en los hornos homónimos. Gracias a estos instrumentos se puede seguir la evolución de los hielos marinos. Además, debido a su gran sensibilidad a las moléculas de agua (que es, dicho sea de paso, el principio de los hornos micro-ondas: calentamiento por agitación de las moléculas de agua inducida por esta radiación), se pueden deducir los contenidos de vapor de agua y de agua líquida de la atmósfera y, en consecuencia, el “forzamiento” del océano. Estos instrumentos se encuentran prácticamente en todos los satélites, puesto que su sensibilidad al vapor de agua los hace indispensables para corregir las señales de los radares, las que son moduladas por el contenido en vapor de agua de la atmósfera.

LA MEDICIÓN DEL VIENTO POR DIFUSOMETRÍA

Entramos ahora en el dominio de los detectores activos: los radares. Los difusómetros emiten una onda hacia la superficie del mar, con un ángulo de incidencia de algunas decenas de grados. La difusión de la onda (su intensidad en una dirección dada) depende del estado de agitación de la superficie y, por lo tanto, del viento que la provoca. El análisis de la señal difundida, recibida de retorno por el radar, permite evaluar la dirección y la velocidad del viento en la superficie. De esta forma se obtiene para la totalidad del océano la medida de uno de sus principales motores: el viento. Las primeras mediciones de este tipo fueron efectuadas en 1978, por el satélite Seasat que, lamentablemente, sólo funcionó algunos meses. Los satélites de la Agencia Espacial Europea de la serie ERS, iniciada en 1991, están equipados con este tipo de aparato.

EL NIVEL DE LOS OCÉANOS: LOS SATÉLITES ALTIMÉTRICOS

Estos satélites tienen para la dinámica oceánica un interés muy particular: son los únicos que dan acceso directo a la dinámica de los océanos, por medio de la medición de las variaciones de altura del nivel del mar con una precisión superior al centímetro. Como vimos, las corrientes marinas provocan diferencias en el nivel de los océanos y a mayores diferencias, más intensas son las corrientes correspondientes. Inversamente, midiendo el nivel del mar a lo largo de toda la trayectoria oceánica del satélite se pueden calcular las corrientes asociadas a sus variaciones y, si el satélite vuelve rápidamente sobre la misma trayectoria, se pueden conocer también las variaciones de la trayectoria. Esto es válido desde los torbellinos de mediana escala hasta las grandes circulaciones anticiclónicas, corrientes y contracorrientes ecuatoriales. El principio es simple: el radar altimétrico envía una onda vertical al satélite, que se refleja en la superficie. La medición del tiempo que transcurre en el trayecto ida y vuelta de la onda, si se conoce su velocidad, se puede calcular la distancia que hay entre el satélite y la superficie. Sin embargo, la realización práctica es muy complicada, como es de esperar cuando se trata de medir desde un satélite que circula a 1.200 kilómetros de altura diferencias de distancia de un centímetro. Se debe conocer perfectamente la trayectoria del satélite y contar con un dispositivo especial de localización para calcularla permanentemente. Cuando en dinámica oceánica se habla de nivel del mar, no se está haciendo referencia a una superficie geométrica, como lo sería por ejemplo el elipsoide que mejor se adapte a la forma de la Tierra. Ésta dista de ser homogénea y su campo gravitacional varía de un punto a otro en función de la repartición de masas en el seno del globo. Así, incluso en ausencia total de movimiento, sin dinámica alguna, el nivel de la superficie del océano varía con respecto a un referencial geométrico en función del campo gravitacional. Esta diferencia puede alcanzar varias decenas de metros. En consecuencia, la superficie de referencia con respecto a la cual se establece la topografía de la superficie del océano debe ser una superficie equipotencial, es decir, de igual campo gravitacional (geoide). Es una especie de elipsoide con concavidades y protuberancias que se podría calificar de “patatoide”. Para calcularla es indispensable tener un excelente conocimiento del campo gravitacional. Finalmente, para sortear el último obstáculo, es necesario utilizar un abanico de correcciones que considere el estado de la atmósfera del cual depende la velocidad de propagación de la onda electromagnética. A pesar de todas las dificultades mencionadas, el sistema funciona muy bien. Se comprobó con la detección de la señal

El Niño (figura 9). Lo mismo se puede constatar en el estudio de los torbellinos o para el Gulf Stream. Este tipo de instrumento se utiliza desde el año 1970, pero, el objetivo del centímetro fue obtenido por el satélite franco-americano lanzado en 1992, Topex/Poseidón, el cual debería permanecer operativo hasta el 2003. Su sucesor, Jason I, fue lanzado en diciembre del 2001. Los satélites europeos ERS 2 y ENVISAT también están provistos de estos dispositivos, al igual que el satélite americano GEOSAT, lo cual implica que en marzo de 2002 cinco altímetros estuvieron en funcionamiento, con una cosecha de datos de una riqueza excepcional.

De lo dicho sobre la medición espacial falta una cantidad: la salinidad. Se sabe que a ciertas longitudes de onda, la radiación emitida por la superficie del mar varía ligeramente con la salinidad. Sería entonces posible medir la salinidad desde el espacio. Los estudios realizados hasta el momento no permiten esperar que la sensibilidad y la resolución espacial requeridas sean alcanzadas como para tentar el experimento, pero, esto se concretará ciertamente algún día.

HACIA UNA OCEANOGRAFÍA OPERATIVA

UNA EXPERIENCIA CRUCIAL: GODAE (2003-2005)

Cuando se habla de operatividad, se piensa generalmente en un servicio que se debe entregar a un cliente, continua y sistemáticamente nutrido de información. Una vez más, la referencia es aquí la meteorología, nacida de una necesidad de predicción, que podría datarse simbólicamente de la guerra de Crimea. La flota franco-británica que participaba en el sitio de Sebastopol fue diezmada el 14 de noviembre de 1854 por una violenta tempestad, y no por el enemigo ruso. Según Le Verrier, Director del Observatorio de París, habría sido posible predecirla, si se hubiese dispuesto de un sistema de observación con transmisión telegráfica de datos para dar la alerta. Después de algunas peripecias, el primer Comité Internacional de Meteorología, ancestro de la actual OMM (Organización Mundial de Meteorología) será creado en Roma en 1879, ochenta años antes de la creación, en el seno de la UNESCO, de la COI (Comisión Oceanográfica Intergubernamental), en 1960. Esta última se ha planteado el ambicioso proyecto de crear un sistema operativo de observación del océano, el GOOS (Global Ocean Observing System). Para alcanzar el objetivo de un proyecto de esa envergadura, contrariamente a lo que ocurrió con la meteorología, la oceanografía carecía hasta entonces de clientes. Ni siquiera los marinos, los clientes más importantes

de la meteorología, se preocupaban de la oceanografía. Nadie, salvo los militares.

Con el desarrollo de la guerra submarina, muy dependiente de las condiciones de propagación de las ondas acústicas impuestas por las estructuras hidrológicas de las capas profundas del océano, los militares fueron los primeros en preocuparse y en ensayar servicios operativos de predicción de estructuras oceánicas de mediana escala, lo cual les interesaba específicamente. Ellos fueron los primeros en hacer funcionar en tiempo real, en el modo operativo, los modelos de previsión oceánica, incluyendo datos obtenidos *in situ* y desde el espacio, principalmente altimétricos. En el ámbito de la “sociedad civil”, el cliente de mayor importancia es, aún actualmente, la propia investigación científica, que intenta mantener al máximo de sus posibilidades los sistemas que utiliza, de los cuales ninguno (excepto, evidentemente, los sistemas de predicción meteorológica) tiene asegurado, por razones presupuestarias, la garantía de continuidad y de confiabilidad que constituyen los atributos indispensables propios de los servicios operativos. Y esto, por carecer de clientes solventes. Tal vez la excepción sean los pescadores, que utilizan sistemas de orientación para dirigirse hacia zonas potencialmente favorables para la pesca, basados en el análisis de cartas de estructuras oceanográficas superficiales elaboradas con los datos oceanográficos disponibles y con los datos proporcionados por los satélites (de temperatura, viento, color y altimetría). Utilizando modelos simples es posible realizar con dicha información predicciones de evolución de algunos días. Se trata en este caso sólo de las capas superficiales del océano y, en ese contexto, no es necesario diseñar modelos globales del océano, ni tampoco disponer de sistemas sofisticados de observación *in situ*.

Además de los propósitos militares, las verdaderas necesidades que surgen para justificar una oceanografía operativa y la implementación de sistemas de observación global del océano, son las de la predicción climática. Sin embargo, antes de convencer se deben dar pruebas de capacidad. Es el propósito del experimento GODAE (Global Ocean Data Assimilation Experiment), que se desarrolla del 2003 al 2005. Consiste en demostrar la factibilidad de la implementación de un sistema de predicción “oceánica” global de alta resolución (del orden de un cuarto de grado), en tiempo real, al igual de lo que ocurre en meteorología. A partir de este sistema, se podrá construir un verdadero modelo de predicción de las evoluciones climáticas, válido desde la escala de El Niño hasta la de los cambios globales previstos como respuesta al aumento del contenido

atmosférico en gases con efecto invernadero. Claramente, GODAE no es un programa de investigación, sino un test de la capacidad de los oceanógrafos para generar productos utilizables en tiempo real. Evidentemente, el tiempo real del océano es muy diferente al de la atmósfera. Éste va desde una semana hasta algunos meses, dependiendo del plazo estipulado. Como es lógico, el experimento abarcará la cadena completa: los sistemas de observación *in situ*, la transmisión de datos y la asimilación de los mismos (*in situ* y de origen espacial) en modelos concebidos para producir rutinas de descripciones y predicciones del conjunto de la circulación oceánica. La red de observación implementada en el contexto de los programas del PMIC (Programa Mundial de Investigación del Clima), como TOGA y WOCE, será completada con el despliegue de algunos miles de flotadores del programa ARGO. Estos flotadores, que poseen una duración de vida de tres a cuatro años, derivarán a 2.000 metros de profundidad y serán programados para ascender regularmente a la superficie (cada diez días, aproximadamente), midiendo la temperatura y la salinidad de la columna de agua. De esta manera, durante la duración del programa se realizarán cerca de 300.000 sondeos en el océano mundial.

El Programa GODAE es una iniciativa de la COI, por medio de su Programa GOOS y del Programa Mundial de Investigación del Clima, organizado desde hace veinte años por la OMM, el ICSU y la COI. El GODAE es un programa de cooperación internacional y, al mismo tiempo, una competencia. Competencia tecnológica para desarrollar los mejores flotadores. Competencia también por el desarrollo del mejor modelo, puesto que si bien es cierto que los datos pertenecen a todos los participantes, su uso y la calidad de los productos generados dependen mucho del modelo utilizado y seguramente habrán varios en el punto de partida.

Conclusión

Contrariamente a lo que se dice a menudo, la creciente actividad antrópica en nuestro planeta no constituye una amenaza mortal para éste y la vida que alberga. Ya ha pasado por situaciones similares y, a ciencia cierta, la Tierra es capaz de resistir, con o sin el hombre, incluso a un invierno nuclear. Si el hombre no pone cuidado, sus actividades constituirán, en primer término, una amenaza para sí mismo, exponiéndose a graves situaciones susceptibles de originar conflictos letales. Ya no se puede decir, como seguramente habría sido el caso para los científicos del siglo XIX, que el hombre no controla su evolución, puesto que no controlamos nada y sabemos que, en nuestro mundo azaroso, la capacidad de predicción tendrá siempre un límite, sean cuales sean los esfuerzos que hagamos por reducir las incertidumbres. De ahí que, para el caso de la pesca, por ejemplo, se aplique el “enfoque de precaución” preconizado por la FAO y retomado en octubre de 2001 por la Conferencia de Reykiavik sobre una “pesca responsable en el ecosistema marino”. Lejos de proponer una metodología para la toma de decisiones, este enfoque es sólo un principio de acción basado en una confesión de ignorancia, pero que esta vez es asumida y no camuflada como antes. El objetivo de la investigación científica es reducir dicha ignorancia. El problema es ahora planetario y los científicos están llamados a simular el funcionamiento del planeta Tierra, buscando en sus archivos para conocer mejor su historia, multiplicando las redes de observación para hacer el inventario y conocer mejor su funcionamiento actual y utilizando modelos

para proponer proyecciones. De acuerdo con los resultados de la investigación, con las proyecciones que esta proponga y con las incertidumbres que implican, dos extrapolaciones extremas son posibles. En primer término, negar un fenómeno con el pretexto de que no está estrictamente demostrado. Por ejemplo, considerar como una conjetura que el aumento de temperatura observado actualmente en la superficie terrestre esté ligado a un incremento inducido por el hombre del efecto invernadero, aunque exista concordancia de fuertes índices en ese sentido. En rigor, no se podría considerar esta relación de causa-efecto como demostrada experimentalmente y los escenarios establecidos a partir de ésta aparecerían como presunciones. Basados en esta incertidumbre, algunos niegan categóricamente la existencia de dicha relación, argumentando que lo que no está demostrado no tiene ningún sentido científico. Sin embargo, esta actitud es muy poco científica ya que, si está comprobada la producción de gases con efecto invernadero debido a la actividad humana, así como el aumento de su contenido en la atmósfera, no hay razón para que esta perturbación no tenga ningún impacto. Sin embargo, ella permite postergar para el día del juicio final cualquier medida de precaución, basándose en la apuesta optimista de que, gracias al progreso tecnológico, se habrán entretanto encontrado soluciones. Segunda actitud posible: el enfoque de precaución en sentido estricto, o más bien, la negación de este enfoque como principio de acción. De esta manera, se transforma en un principio de reacción que se opone a todo tipo de planificación y desarrollo, basado en una ecología absoluta que considera al hombre como un enemigo del planeta y una especie de proscrito de la ley. Esta actitud coincide con el pesimismo de A. Koestler, el cual, habiendo perdido absolutamente la fe en el hombre, terminó por estimar que la especie humana ha sido un fracaso de la evolución. Si bien es cierto, que “no todo funciona bien, en un mundo perfecto”, esto no nos autoriza a pensar que “todo funciona mal, en el peor de los mundos”. El ser humano es el futuro del ser humano y tiene a su disposición sólo los recursos que le propone el planeta en el que vive y su inteligencia para aprovechar lo mejor posible dichos recursos. Si existe algo que podamos denominar Patrimonio Común de la Humanidad, es efectivamente la Tierra, que debemos dejar de herencia a las futuras generaciones y que estamos obligados, y éstas lo serán a su vez, a administrar integralmente. Patrimonio limitado e inextensible que el poeta J. Supervielle, arremetiendo contra la Tierra por su mezquindad, la trataba de:

“la regente de las cuatro estaciones
la avara prisionera de sus longitudes”

No hay otra solución que realizar una gestión común y solidaria y tener, además, una visión global de este mundo tan finamente acabado. La investigación científica, aunque no aporte certidumbre, es el único medio para acceder a esta solución y para proporcionar a los hombres una comprensión común del mundo y un lenguaje que trascienda las diferencias culturales para expresarlo.

GLOSARIO

AAF = Agua antártica de fondo

Masa de agua formada en las zonas de convección de la Antártida, que tapiza el fondo de los océanos.

AAI = Agua antártica intermedia

Masa de agua formada en la Convergencia Antártica por la subducción de las aguas de la corriente periantártica.

ACI = Atmospheric Circulation Index

Índice característico de los transportes relativos en el sentido de los meridianos (dirección norte-sur) y zonales (dirección este-oeste) de las masas de aire euro-asiática y atlántica.

Alisios

Vientos provenientes del sector este. Están asociados a los bordes este y ecuatorial de las grandes circulaciones anticiclónicas subtropicales de la atmósfera. Originan las corrientes ecuatoriales norte y sur.

Altimetría

Medición efectuada por radar, desde un satélite, de la distancia existente entre el satélite y la superficie del mar. A partir de estas medidas se deducen la topografía de la superficie del mar y las corrientes geotrópicas.

Año Geofísico Internacional

Programa internacional de estudios coordinados de los diversos componentes físicos del planeta (geosfera, atmósfera, océanos, criosfera), desarrollado durante 1957 y 1958. Fue el primer programa de cooperación internacional en el ámbito de la oceanografía.

Anomalía

Diferencia entre el valor de un parámetro y su valor promedio en un momento dado.

Anticiclónica (circulación)

Movimiento horizontal que describe un remolino en torno a las zonas de altas presiones. En el hemisferio norte el movimiento se efectúa en el sentido de las agujas del reloj y en sentido inverso en el hemisferio sur.

Antrópico

De origen humano. Gas carbónico antrópico: gas introducido en la atmósfera a causa de las actividades humanas.

APNA = Agua Profunda Noratlántica

Masa de agua formada en la zona de convección del Atlántico norte, que fluye en el océano alrededor de los 3.000 metros de profundidad. Motor de la circulación termohalina y de la "cinta transportadora".

ARGO

Experimento ligado al programa GODAE. Consiste en el despliegue a través de todo el océano de miles de flotadores a la deriva, a una profundidad de 2.000 metros, los cuales son izados regularmente a la superficie para medir los parámetros hidrológicos (temperatura y salinidad).

ARGOS

Sistema de localización y transmisión de datos por satélite. Instalado en los satélites meteorológicos de la NOAA, opera desde 1978.

Bomba térmica

Expresión que designa aquí el rol que juega la convección profunda del Atlántico norte en la extensión hacia el norte de las aguas cálidas del Gulf Stream.

Boya

Término que designa aquí a un flotador portador de instrumentos de medición anclado al fondo oceánico por medio de un cable.

BP = Before present

Datación de eventos a partir de la época actual

Capa de mezcla

Capa superficial homogenizada por el viento situada sobre la termoclina.

Celda (o Circulación) de Hadley

Circulación atmosférica de la región ecuatorial, caracterizada por el ascenso de aire cálido y húmedo (convección) sobre las zonas de baja presión, situadas al oeste de los océanos, en la zona intertropical, y por su subsidencia sobre las áreas de altas presiones áridas en el lado este de los océanos.

CIEM = Consejo Internacional para la Exploración del Mar

Creado en 1902, el CIEM fue la primera organización oceanográfica internacional. Tiene como propósito la conservación de los ecosistemas del Atlántico norte, de sus mares adyacentes y de sus recursos.

Cinta transportadora

Representación esquemática de la circulación termohalina iniciada por la convección en el Atlántico norte y que transporta, en profundidad, las aguas del Atlántico hacia el Pacífico, en donde ascienden y retornan por la superficie.

Ciclónica (Circulación)

Movimiento horizontal de la atmósfera o del océano en forma de remolino. Se efectúa en torno a las zonas de baja presión respectivas, en el sentido inverso a las agujas de un reloj en el hemisferio norte e inversamente en el hemisferio sur.

Circulación termohalina

Circulación profunda de los océanos cuyo motor es el descenso de aguas superficiales de gran densidad, lo cual es producto del enfriamiento y/o del aumento de la salinidad.

CIUS = Consejo Internacional de Uniones Científicas

Organización no gubernamental que reúne a las academias de ciencias o consejos de investigación nacionales.

CLIMAP

Programa dedicado, en los años 70–80, a la reconstitución de las condiciones oceánicas que imperaban en los períodos glaciares e interglaciares precedentes.

CLIVAR = Climate Variability

Programa del PMRC, iniciado en 1993, que tiene una duración de quince años. Está consagrado al estudio de las variaciones climáticas en todas las escalas de tiempo y a las variaciones generadas como respuesta del sistema climático al aumento de los gases con efecto invernadero. Para el caso del océano, es la continuación de los programas TOGA y WOCE.

Clorinidad

Contenido de cloro del agua de mar. Durante largo tiempo se evaluó la salinidad del agua de mar midiendo su clorinidad por medio de métodos químicos partiendo de la hipótesis (comprobada con una buena precisión) de que existía una relación constante entre la salinidad y la clorinidad.

COI = Comisión Oceanográfica Intergubernamental

Organismo encargado de los programas de investigación sobre el medio marino, en el seno de la UNESCO.

Color del océano

Espectro de la luz retrodifundida por la superficie. Depende de las partículas contenidas por el agua, principalmente de la clorofila del fitoplancton. Se mide por satélite y permite deducir la riqueza del agua en fitoplancton.

Convección

Fenómeno de inmersión de aguas superficiales, las cuales adquirieron previamente altos valores de densidad por enfriamiento y/o aumento de la salinidad. La convección genera las masas de agua profunda y constituye el motor de la circulación termohalina.

Convergencia

Zona hacia la cual confluyen aguas superficiales, generando un descenso de la termoclina, en el seno de una corriente o, más a menudo, en el límite existente entre dos corrientes.

Conveyor belt

Ver “cinta transportadora”.

Coriolis

Ver “Fuerza de Coriolis”.

Corriente Circumpolar Antártica

Corriente superficial originada por los vientos de oeste que circula en torno al continente antártico, entre 65° y 45° S.

Corrientes Ecuatoriales Norte y Sur

Corrientes originadas por los vientos alisios que atraviesan los océanos Atlántico y Pacífico, desde el este al oeste, de un lado a otro de la zona intertropical de convergencia, la cual está situada generalmente al norte del ecuador. Debido a este hecho, la Corriente Ecuatorial Sur fluye a lo largo del ecuador.

Criosfera

Conjunto de todos los hielos existentes en la Tierra, que comprende los grandes casquetes glaciales de la Antártida y Groenlandia, los glaciares de montaña y la banquisa ártica.

CZCS = Coastal Zone Color Scanner

Instrumento de medición del color del océano instalado sobre satélites. Funcionó desde 1978 hasta 1986.

Dansgaard-Oeschger (Ciclos de)

Oscilaciones climáticas ocurridas en el curso del último período glacial. Fueron puestas en evidencia por las perforaciones efectuadas en los glaciares. Le corresponden valores máximos de recalentamiento de uno a tres mil años.

Difusómetro

Radar instalado sobre un satélite que permite evaluar la velocidad y la dirección del viento en la superficie del mar por medio del análisis de la señal retrodifundida, cuya intensidad depende de la agitación de la superficie causada por el viento.

Dryas reciente

Término que designa al brusco enfriamiento de la Tierra acaecido hace 12.000 años, en pleno período de deglaciación.

Ekman

Ver Teoría de Ekman

El Niño

Originalmente se designó con este nombre a la corriente cálida superficial que se desarrollaba ocasionalmente a lo largo de las costas de América del Sur (Ecuador-Perú). Hoy día se designa mediante esta expresión al episodio “cálido” de la ENSO, caracterizado por un índice SOI fuertemente negativo y por temperaturas oceánicas anormalmente elevadas en el ecuador y en el Pacífico este, así como también por la desaparición de la celda de Walker.

ENSO = El Niño Southern Oscillation

Oscilación del sistema integrado que forman la porción ecuatorial del océano Pacífico y la atmósfera, haciendo pasar alternativamente dicho sistema de una situación de El Niño a una situación de La Niña. Se caracteriza mediante el SOI (Southern Oscillation Index).

ENVISAT

Satélite de observación de la ESA, lanzado el 1º de marzo de 2002.

Equilibrio geostrofico

Hipótesis que considera el equilibrio entre la fuerza horizontal de presión y la fuerza de Coriolis. A partir de esto se deduce la circulación oceánica con una muy buena precisión.

ERS 1 y 2

Satélites de observación de la Tierra y de los océanos de la Agencia Espacial Europea, lanzados en 1991 y 1995, respectivamente.

ESA = European Space Agency

Agencia Espacial Europea.

FAO = Food and Agriculture Organisation

Agencia de las Naciones Unidas dedicada a la producción alimentaria: agricultura, pesca y acuicultura.

Foraminíferos

Protozoos planctónicos con esqueleto calcáreo. El análisis de la composición isotópica de sus esqueletos en las capas sedimentarias oceánicas permite conocer la temperatura de la superficie del mar en la época en la cual vivían.

Forzamientos

Término que designa los elementos exteriores que intervienen (fuerzan) la circulación oceánica: el viento, los intercambios térmicos con la atmósfera, etc.

Fuerza de Coriolis

Resultado del efecto de la rotación de la Tierra sobre cualquier cuerpo en movimiento. Provoca una desviación de las corrientes marinas hacia la derecha, en el hemisferio norte y hacia la izquierda, en el hemisferio sur. Su valor es nulo en el ecuador y aumenta progresivamente con la latitud.

Gases con efecto invernadero

Gases que tienen la propiedad de absorber la radiación infrarroja emitida por la Tierra, provocando de esta forma un calentamiento de la atmósfera. El más abundante de ellos es el vapor de agua, cuyo rol es mantener una temperatura promedio de 15° C, soportable para la vida del hombre. La actividad humana produce otros gases con efecto invernadero (gas carbónico, metano, CFC), los cuales implican el riesgo de introducir en el sistema climático una perturbación nociva para la evolución del clima.

Geoide

Superficie equipotencial del campo de gravedad de la Tierra. Si el océano estuviese inmóvil, su superficie coincidiría con un geoide. La diferencia que existe entre la superficie del océano y el geoide, representa la topografía dinámica característica de las corrientes.

GEOSAT

Satélites altimétricos de la marina norteamericana. El primero de ellos funcionó desde 1986 hasta 1990. El último fue lanzado en 1998.

Geostrofia

Ver equilibrio geostrófico

GIEC = Grupo Intergubernamental para el Estudio del Clima

Grupo creado en 1988 para evaluar, a partir de la información científica disponible, la evolución del clima, sus impactos y las medidas de adaptación que deben tomarse.

Gigatonelada

Mil millones de toneladas.

GLOBEC = Global Ocean Ecosystem Dynamics

Programa de PIGB dedicado al estudio de la dinámica de los ecosistemas marinos y de su variabilidad.

GODAE = Global Ocean Data Assimilation Experiment

Primer experimento de “oceanografía operativa”. Se desarrollará desde 2003 hasta 2005, con el propósito de probar la factibilidad de una predicción oceánica operativa.

GOOS = Global Ocean Observing System

Sistema de observación sistemática del océano. Actualmente en pleno desarrollo, con el auspicio de la COI.

Guano

Abono natural rico en nitrato producido en las costas de Perú y Chile por las deposiciones de aves marinas, las cuales se alimentan de anchoas que abundan en las aguas altamente productivas del *upwelling* costero.

Gyre

Término que designa generalmente los grandes bucles de circulación oceánica asociados a los anticiclones subtropicales de los océanos Atlántico y Pacífico.

Heinrich (Ciclos de)

Oscilaciones climáticas del último período glacial que se repiten con intervalos de siete a diez mil años. Estos ciclos fueron detectados en los restos rocosos transportados por los témpanos de hielo y que posteriormente fueron encontrados en los sedimentos marinos. Corresponden a los episodios más fríos del período glacial.

HNLC = High Nutrients Low Chlorophyll

Término que designa las regiones en las cuales, a pesar de la abundancia de nutrientes, los contenidos de clorofila y la producción primaria son relativamente bajos.

Jason 1

Satélite franco-americano de altimetría, lanzado en diciembre de 2001.

JGOFS = Joint Global Ocean Flux Study

Programa del PIGB consagrado al estudio del ciclo oceánico del carbono.

La Niña

Episodio frío de la ENSO, durante el cual el índice de la oscilación austral (SOI) tiene valores positivos altos. Paralelamente se observa una activación de la celda de Walter en el Pacífico y un enfriamiento notable de las aguas superficiales del Pacífico este en las cercanías del ecuador, lo cual se debe a una activación del ascenso del agua costera y de la divergencia ecuatorial.

Meridiano

Según la dirección de los meridianos. Dirección norte-sur. Componente meridiana de la corriente = componente norte-sur de la corriente.

MERIS

Instrumento de medición del color del océano embarcado en ENVISAT.

Milankovitch (Ciclo de)

Ciclo de variación de los parámetros de la órbita de la Tierra en torno al Sol que considera la alternancia de períodos glaciales e interglaciales. Corresponde a la teoría astronómica de evolución del clima, planteada por Milankovitch.

MODE, POLYMODE

Programas internacionales de los años 70 dedicados al estudio de los torbellinos.

NAO = North Atlantic Oscillation

Oscilación que considera la oposición de fase entre las variaciones de presión atmosférica del anticiclón de las Azores con las bajas presiones subsolares (Islandia). Se caracteriza por medio de un índice dado por la diferencia de presión entre las Azores e Islandia. A mayor valor de este índice, mayor intensidad tiene la circulación atmosférica de oeste sobre Europa.

NASA = National Aeronautics and Space Administration

Agencia espacial norteamericana.

NOAA = National Oceanographic and Atmospheric Administration

Agencia meteorológica y oceanográfica norteamericana.

Nutriclina

Capa oceánica que presenta una gran variación del contenido de nutrientes en función de la profundidad. Está asociada a la picnoclina que, al limitar la transferencia de nutrientes hacia la capa de mezcla, limita también la producción primaria en esta última. En las situaciones tropicales típicas con termoclina permanente la producción primaria y, por lo tanto, el contenido de clorofila son máximos en la parte superior de la nutriclina, en el nivel en el cual la capa rica en nutrientes recibe el máximo de energía solar.

Nutrientes

Término que designa el conjunto de elementos químicos (exceptuando el carbono y el hidrógeno) necesarios para la producción de materia viva. Generalmente se aplica a los nitratos, fosfatos y silicatos, denominados también macronutrientes por oposición a otros elementos como el hierro, que intervienen en cantidades mucho menos importantes.

OMM = Organización Meteorológica Mundial

Agencia de las Naciones Unidas que coordina las líneas de acción que deben ser implementadas para mejorar la predicción meteorológica y climática.

Ondas de Kelvin

Ondas oceánicas generadas por perturbaciones atmosféricas. Se propagan desde el oeste al este a lo largo del ecuador.

PDO = Pacific Decadal Oscillation

Variaciones en oposición de fase de la temperatura superficial del Pacífico central norte, en relación a la temperatura superficial del borde este y la parte oriental del Pacífico intertropical.

Pelágico

Término que califica al medio marino de aguas abiertas y a la vida que allí se desarrolla (por oposición a las especies ligadas al fondo oceánico). El plancton es pelágico. El atún, el salmón, la anchoa, la sardina y el arenque son especies pelágicas. El bacalao es una especie demersal: vive sobre o próximo al fondo.

Fitoplancton

Plancton vegetal. Es el agente de la producción primaria por fotosíntesis.

Picnoclina

Capa en la cual la densidad del agua de mar presenta una gran variación en función de la profundidad. En general, coincide con la termoclina. Es una capa muy estable que limita tanto las mezclas verticales como los intercambios entre las capas profundas y la capa de mezcla.

PIGB = Programa Internacional Geosfera-Biosfera

Programa internacional organizado conjuntamente por la Organización Meteorológica Mundial, el Consejo Internacional de Uniones Científicas y la Comisión Intergubernamental de la UNESCO.

PNUMA = Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente**POLYMODE**

Ver MODE.

Presión parcial

En una mezcla gaseosa, la presión parcial de uno de los gases constituyentes de ella es equivalente a su concentración. Se denomina presión parcial de un gas disuelto a cierta concentración, a la presión que tendría dicho gas en una atmósfera en equilibrio con la solución. La presión parcial está ligada a la concentración. Cuando las presiones parciales de un gas disuelto en el aire y en el agua son iguales, no hay intercambio. Si la presión parcial es superior en la atmósfera hay disolución del gas y recíprocamente.

Producción primaria

Producción de materia viva a partir de elementos minerales y energía. En este caso se trata de energía luminosa y el proceso de producción es la fotosíntesis.

Reclutamiento

En haliútica se llama así al proceso por medio del cual los peces se integran por primera vez al conjunto de peces accesibles a la pesca. Es la fracción más joven de los peces que se pescan.

Salinidad

Masa de sales contenida en un kilogramo de agua de mar. Actualmente, se evalúa midiendo la conductividad y se expresa en ups: unidad práctica de salinidad, la cual equivale aproximadamente a 1 mg/g de sales. La salinidad promedio del agua de mar es de 35 ups, es decir 35 g/kg.

Seawifs

Satélite de la NASA para medir el color del océano.

Sales nutritivas

Ver nutrientes.

Sobrepesca

Término que designa la pesca excesiva, causando que el reclutamiento sea insuficiente para el mantenimiento de los stocks.

SOI = Southern Oscillation Index

Índice que caracteriza la evolución de la Oscilación Austral ENSO. Consiste en la diferencia de presión atmosférica a nivel del mar que existe entre Tahití y Darwin (Australia).

Subducción

Cuando dos masas de agua de diferente densidad se encuentran, se desencadena el proceso de subducción, en el cual las aguas más densas se escurren y fluyen por debajo de las aguas menos densas.

Subtropical

Término que caracteriza las regiones comprendidas entre los trópicos, ($\sim 20^\circ$) y 40° . Es la región de los gyres subtropicales.

Teoría de Ekman

Hipótesis que estipula el equilibrio entre la fuerza de arrastre del viento y la fuerza de Coriolis para explicar el ángulo que definen las corrientes superficiales y la dirección del viento.

Termoclina

Capa que presenta una gran variación de la temperatura en función de la profundidad. Separa la capa cálida de mezcla de las capas profundas frías.

Termohalina

Ver circulación termohalina

TOGA = Tropical Ocean and Global Atmosphere

Programa internacional de investigación que se desarrolló desde 1985 hasta 1995, en el marco del PMRC. Su propósito era estudiar los procesos que relacionan a los océanos tropicales, en particular el Pacífico, con el clima del planeta a escalas plurianuales.

Topex/Poseidón

Satélite altimétrico franco-americano lanzado en 1992. Mide las variaciones del nivel del mar con una precisión de un cm, lo cual permite determinar la topografía del océano y, por lo tanto, deducir las corrientes geostróficas.

Topografía de la superficie del mar

Mapa del nivel del mar, medido en relación a una superficie equipotencial de referencia. El altímetro de Topex/Poseidón permite elaborar dichos mapas. A partir de ellos se deducen las corrientes geostróficas.

Torbellino

Término utilizado aquí, salvo indicación contraria, para designar las estructuras en forma de torbellino o remolino características de la turbulencia oceánica a mediana escala (~ 100 km). Para las grandes escalas, como las de las circulaciones anticiclónicas a escala de una cuenca oceánica, se habla preferentemente de gyre.

Trófico(a) (Nivel, Red, Cadena)

Término que se refiere a la nutrición. Se habla de cadena trófica, la cual comienza en el fitoplancton, que es consumido por el zooplancton, el cual es consumido, a su vez, por peces pequeños, etc., hasta llegar a los grandes predadores y al hombre, en el extremo superior de la cadena. Más correctamente, se habla de red trófica, para expresar que el sistema no es lineal. Cada elemento ocupa un nivel específico, el cual está determinado por lo que come y por lo que lo consume.

Turbulencia

Término que designa aquí las fluctuaciones en todas las direcciones en torno a un movimiento promedio que agita a un fluido. La turbulencia favorece las mezclas.

Ups

Unidad práctica de salinidad. Unidad de salinidad medida por conductividad. Una ups es aproximadamente igual a 1 mg de sal disuelto en un gramo de agua de mar.

Upwelling

Ascenso de agua profunda hacia la superficie debido a la acción del viento, de acuerdo con el esquema de Ekman. Los *upwellings* costeros y ecuatoriales son mecanismos de enriquecimiento en nutrientes, lo cual transforma a las regiones en donde ocurren en zonas altamente productivas.

WOCE = World Ocean Circulation Experiment

Programa internacional del PMRC que, desde 1990 a 1997, realizó la primera descripción mundial de la circulación oceánica.

Zona de Convergencia Intertropical

Zona en la cual confluyen los alisios de los dos hemisferios. Es el ecuador meteorológico. No coincide con el ecuador geográfico: está situado algunos grados más al norte. Es el temido *pot au noir*, nombre que le dieron los marinos franceses a la zona de convección atmosférica intensa que activa a la celda de Hadley.

Zona eufótica

Etimológicamente significa “capa bien iluminada”. Es la capa superficial cuyo límite es la profundidad a la cual llega el 1% de luz recibida en la superficie.

Zonal

Según la dirección de los paralelos. Dirección este-oeste. Componente zonal de la corriente = componente este-oeste de la corriente.

Zooplankton

Plancton animal que se alimenta de fitoplancton y de pequeñas partículas.

Para saber más

- Ackerman, J. 2000. "Une nouvelle vision de l'univers des océans". *National Geographic France*, n.º 13, octobre.
- Bakun, A. 1996. *Patterns in the Ocean*. California Sea Grant/CIB.
- Boorstin, D. 1992. *Les découvreurs*. París, Robert Laffont.
- Climate change 2001: the scientific basis*. 2001. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, Cambridge University Press.
- Cushing, D. 1995. *Population production and regulation in the sea*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Duplessy, J.-C. 1996. *Quand l'océan se fâche. Histoire naturelle du climat*. París, Éditions Odile Jacob.
- Harrison, P. J. y Parsons (dir. publ.). 2000. *Fisheries oceanography. An integrative approach to fisheries management*. Oxford, Blackwell Science.
- Glantz, M. H. (dir. publ.) 1992. *Climate Variability, Climate Change and Fisheries*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Glantz, M. H. 2001. *Currents of Change. Impacts of El Niño and La Niña on Climate and Society*. 2.º edición. Cambridge, Cambridge University Press.
- Kurlansky, M. 1998. *Cod, a Biography of the Fish that Changed the World*. Nueva York, Penguin Book.
- "Les humeurs de l'océan". 1998. *Pour la science*. París, fuera de serie n.º 21.
- Minster, J.-F. 1997. *La machine océan*. París, Flammarion. (Nouvelle Bibliothèque Scientifique.)

- Smith, T. D. 1994. *Scaling Fisheries. The Science of Measuring the Effects of Fishing, 1855-1955*. Cambridge, Cambridge University Press.
- The Open University. 1989. *Ocean circulation*. Oxford, Pergamon Press.
- Tomczak, M. y Godfrey, J. S. 1993. *Regional Oceanography: An Introduction*. Oxford, Pergamon Press.
- Troadec, J.-P. (dir. publ.). 1989. *L'Homme et les ressources halieutiques*. IFREMER (Centre de Brest).
- Voituriez, B. y Jacques, G. 2000. *El Niño. Realidad y ficción*. París, Ediciones UNESCO.

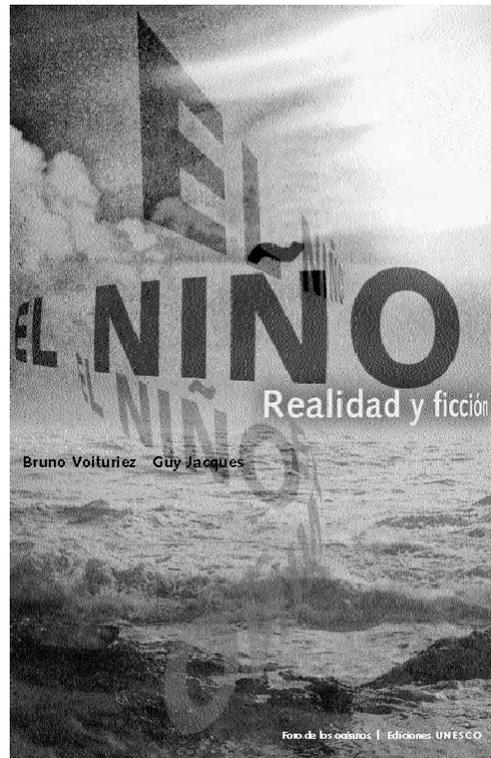
En la misma colección:

EL NIÑO Realidad y ficción

Por **Bruno Voituriez**
y **Guy Jacques**

■ El Niño aparece en los titulares de la prensa muy a menudo, presentado como el chivo expiatorio de todas las catástrofes climáticas existentes.

■ El lector descubrirá que el Niño y la Niña representan dos estadios extremos de un componente normal de funcionamiento de la maquinaria climática, regulada por la pareja que forman el océano y la atmósfera, para luego indagar sobre el inmenso Pacífico, donde océano y atmósfera redistribuyen el exceso de calorías recibidas del Sol en la zona intertropical.



16,77 Euros
15,5 x 24 cm, 140 páginas, ilustraciones, fotos
ISBN 92-3-303649-9

Ediciones UNESCO

Disponible también en inglés y en francés,

El Niño - Fact and fiction

El Niño - Réalité et fiction

■ En un lenguaje claro y con una perspectiva histórica amena, los autores explican y desmistician el clima y sus variaciones a una escala de tiempo próxima al interés humano: la década.

■ De allí, se pasa naturalmente a la escala planetaria para comprender lo que está ligado al Niño y los efectos que le son verdaderamente imputables.

- El océano, como todo el planeta, está en evolución perpetua. Sus variaciones y fluctuaciones afectan el clima y toda la vida que alberga.
- Aunque las leyes físicas que rigen los movimientos del océano son conocidas desde el siglo XIX, la oceanografía se ha enfrentado en el pasado con varias dificultades. En primer término, el océano es opaco y, por lo tanto, las observaciones y mediciones son muy difíciles de efectuar. Por otra parte, sus dimensiones y escalas de variación requieren medios de cálculo potentes para diseñar modelos realistas. Finalmente, los intereses estratégicos específicos de los diferentes países han dificultado durante largo tiempo la indispensable cooperación internacional para describir y explorar los océanos.
- Hoy en día, sin embargo, la situación ha evolucionado. El Año Geofísico Internacional (1957-1958) marcó en su momento un hito en la investigación oceanográfica, que se internacionalizó. Los investigadores disponen actualmente de medios tecnológicos y satelitales que les dan acceso, en tiempo casi real, a la observación de la totalidad del océano, en sus tres dimensiones, y los ordenadores son suficientemente potentes como para elaborar modelos y simular la evolución de la circulación oceánica.



■ Este nuevo volúmen de la colección “Foro de los océanos (COI)” explica al público no especializado estos conceptos. El autor, Bruno Voituriez, co-autor de **El Niño, realidad y ficción**, publicado en 1999 en esta misma colección, reconstituye la evolución de la investigación oceanográfica, explica en términos accesibles los mecanismos que vinculan la dinámica de los océanos con el clima y los ecosistemas marinos y expone los elementos críticos del desarrollo de la oceanografía que, como la meteorología, está llamada a ser una ciencia operativa.

