

Metodologías para generar y utilizar información meteorológica

A nivel subnacional y local frente al cambio climático



Por encargo de:



Ministerio Federal de
Cooperación Económica
y Desarrollo

giz Deutsche Gesellschaft
für Internationale
Zusammenarbeit (GIZ) GmbH

SERIE MANUALES / MANUAL N°4

Metodologías para generar y utilizar información meteorológica

A nivel subnacional y local frente al cambio climático

Programa AACC - «Adaptación de la agricultura y del aprovechamiento de aguas de la agricultura al cambio climático en los Andes». Países Andinos 2010 - 2013



Autores

José Francisco Boshell V. Ing. Agrónomo. M. Sc. Agrometeorología. Profesor Asociado Universidad Nacional de Colombia. Consultor Internacional en Clima y Agricultura.

Gloria E. León A. Meteoróloga. Profesional Especializada IDEAM. Profesora Asociada Universidad Nacional de Colombia.

© GIZ GmbH–Deutsche Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit
Friedrich-Ebert-Allee 40
53113 Bonn, Alemania
Fon +49 228 4460 - 0
Fax +49 228 4460 - 1766
www.giz.de

GIZ GmbH – Desarrollo Rural y Alimentación
Feldafing, Alemania
Jefe de Proyectos
Hartmut Gast

GIZ GmbH – Oficina Regional para los Países Andinos
Coordinación Técnica Programa AACC
Yenny Melgar Hermoza

Autor
José Francisco Boshell, Gloria E. León A., Andrés J. Peña Q.

Edición digital
Responsable de Producción
Yenny Melgar Hermoza
Perú, febrero 2011

Índice

| | |
|---|----|
| Módulo 1. Observaciones meteorológicas y procesamiento de la información | 11 |
| Unidad 1. Métodos para el diseño de redes meteorológicas | 11 |
| 1. Aspectos conceptuales e instrumentos | 11 |
| 2. Diseño de redes meteorológicas | 20 |
| 3. Estaciones automáticas | 21 |
| 4. Bases de datos y aplicativos de consulta | 22 |
| 5. Resumen | 25 |
| 6. Glosario | 26 |
| 7. Bibliografía | 26 |
| 8. Lecturas recomendadas | 26 |
| Unidad 2. La aplicación de los sensores remotos al monitoreo del tiempo, el clima y el cambio climático | 27 |
| 1. Conceptos básicos sobre sensores remotos para mediciones meteorológicas | 27 |
| 2. Radares meteorológicos | 30 |
| 3. Utilidad de la información satelital. Análisis de los productos actuales y potenciales | 31 |
| 4. Información satelital para aplicaciones agrícolas: medición de humedad del suelo, evapotranspiración y cobertura vegetal. Posibilidades en la región | 37 |
| 5. Resumen | 43 |
| 6. Lecturas recomendadas | 44 |
| 7. Glosario | 44 |
| 8. Bibliografía | 45 |
| Unidad 3. Utilidad de los SIG en climatología. Control de calidad de datos climáticos | 46 |
| 1. Utilización de los SIG en climatología | 46 |
| 2. Métodos de verificación y almacenamiento de la información | 48 |
| 3. Métodos estadísticos aplicados al procesamiento de series climatológicas | 50 |
| 4. Determinación de la Homogeneidad y Representatividad de las Series, Generación de Datos Faltantes, Cálculo de Indicadores Climáticos | 52 |
| 5. Manipulación de archivos | 57 |
| 6. Vínculos de interés | 62 |
| 7. Lecturas recomendadas | 62 |

| | |
|---|------------|
| 8. Glosario | 62 |
| 9. Bibliografía | 63 |
| Módulo 2. La variabilidad climática | 65 |
| 1. Causas de variabilidad climática: circulaciones de meso y macroescala predominantes en la franja tropical | 65 |
| 2. Los fenómenos: bases conceptuales, efectos a nivel global, regional y nacional, modelos de impacto de lluvias y temperaturas, impacto socioeconómico | 70 |
| 3. Índices de mayor significación utilizados en la vigilancia y caracterización de los fenómenos el niño y la niña | 77 |
| 4. Estado del arte del pronóstico del tiempo a corto y mediano plazos: modelos dinámicos y estadísticos | 81 |
| 5. La variabilidad climática y la agricultura | 86 |
| 6. Resumen | 100 |
| 7. Glosario | 100 |
| 8. Lecturas recomendadas | 101 |
| 9. Bibliografía | 104 |
| Módulo 3. El cambio climático | 105 |
| 1. Antecedentes y bases conceptuales del cambio climático en escalas mundial y local | 105 |
| 2. Metodologías para proyección de escenarios de cambio climático: modelamiento dinámico, métodos estadísticos | 119 |
| 3. Generación y evaluación de escenarios locales de cambio climático a 30, 50 y 100 años | 128 |
| 4. El cambio climático y la agricultura | 128 |
| 5. Resumen | 139 |
| 6. Vínculos de interés y lecturas recomendadas | 138 |
| 7. Bibliografía | 139 |
| 8. Glosario | 139 |
| 9. Preguntas para evaluación de lectura | 141 |

Introducción

Este manual es la base de un curso regional de aprendizaje mixta realizada en 2010 en el marco del programa «Adaptación de la agricultura y del aprovechamiento de aguas de la agricultura al cambio climático en los Andes (Programa AACC)» de InWEnt.

Desde el 1ero de enero de 2011 las instituciones alemanas de la cooperación internacional GTZ, DED e InWEnt se han fusionado, formando la nueva organización GIZ (Sociedad Alemana para la Cooperación Internacional).

Complementariamente a un proyecto regional y otros proyectos bilaterales de la cooperación técnica alemana, el Programa AACC contribuye al fortalecimiento de competencias de acción de las organizaciones, administraciones y gremios nacionales y locales a través de diálogo, capacitación, formación de redes y trabajo alumni de iniciar medidas de adaptación y previsión frente al cambio climático, específicamente, en el área de la agricultura y el aprovechamiento del agua en la agricultura en el plano regional, nacional y local. Con ello se otorga un aporte para cuidar a los grupos rurales pobres de la población en los países de Bolivia, Perú, Ecuador y Colombia de los efectos negativos del cambio climático.

Para lograr una adaptación exitosa a las considerables variaciones climáticas que ya está ocurriendo y un posible cambio climático a largo plazo, es necesario tener soluciones locales específicas: un instrumental de transformación flexible y un mejoramiento de las capacidades de planeamiento y administración en los planes locales, nacionales y regionales.

Mediadores y multiplicadores del Programa AACC son agentes de toma de decisiones y especialistas y/o directivos con áreas de trabajo en agricultura, desarrollo ru-

ral, medio ambiente y gestión de recursos naturales como en la administración comunal y regional.

Los grupos meta son predominantemente los grupos pobres de la población de la región andina que vive directa o indirectamente de la agricultura y cuya base de sobrevivencia se ve en considerable peligro por los efectos negativos del cambio climático. Otro grupo meta son los colaboradores de organizaciones que se encargan de adaptar el sector agrario al cambio climático. El programa promueve la participación activa de los grupos meta, pretende mejorar la cooperación entre los diferentes actores locales y llegar a procesos de concertación mejoradas a nivel local, nacional y regional.

El Programa AACC tiene cuatro componentes:

- Adaptación de la agricultura al cambio climático
- Adaptación de la planificación del uso de recursos hídricos para la agricultura frente al cambio climático
- Acceso a datos climáticos e informaciones, generación y utilización de datos meteorológicos, prevención y gestión de riesgos
- Fortalecimiento de competencias de planificación y acción de los actores

Esperamos que este manual como los otros manuales producidos en el marco del Programa AACC sea útil para capacitaciones a todos los niveles en los Andes y que sirva como fuente de información temática para los mediadores, multiplicadores y grupos meta.

Hartmut Gast
Coordinador General Programa AACC
GIZ GmbH
Feldafing, Alemania



Introducción

El cambio climático y las alteraciones en la variabilidad climática tradicional asociadas con el calentamiento global están afectando nuestro planeta, y son fuente de gran preocupación para nuestra sociedad humana en general y para los productores agropecuarios en particular.

Una de las causas de la alta vulnerabilidad de nuestros países andinos frente a los impactos del cambio y de la «nueva» variabilidad del clima, se relaciona con la falta de información meteorológica apropiada para el sector agropecuario, que permita un adecuado conocimiento de las alteraciones climáticas que están ocurriendo, las zonas o regiones que están siendo más afectadas y las proyecciones y consecuencias de tales alteraciones.

Por lo anterior, con el presente manual se pretende aportar elementos de capacitación en temas como: ges-

ción apropiada de la información meteorológica, control de calidad de datos climáticos, tipos de estaciones e instrumentos utilizados para mediciones del clima, herramientas de acopio y análisis territorial de datos, como Sistemas de Información Geográfica y de Teledetección, en un contexto meteorológico, causas, características y efectos de la variabilidad climática y del cambio climático en nuestra región andina, y elaboración de boletines, pronósticos y avisos meteorológicos oportunos para el sector agropecuario.

Con estos conocimientos se podrá orientar en mejor forma a los productores de comunidades rurales sobre eventos climáticos anómalos próximos o en el mediano y largo plazos y de este modo contribuir a la reducción de la vulnerabilidad y a la mejoría de la capacidad de adaptación en sus sistemas productivos agropecuarios locales.

José Francisco Boshell



Módulo 1. Observaciones meteorológicas y procesamiento de la información

Unidad 1. Métodos para el diseño de redes meteorológicas

1. Aspectos conceptuales e instrumentos

1.1. Sistemas de observación

Los sistemas de observación proporcionan observaciones normalizadas desde la Tierra y desde el espacio exterior sobre el estado de la atmósfera, para la conformación de bases de datos meteorológicos con el fin de realizar estudios del tiempo y clima. Así mismo son elementos básicos para la vigilancia, diagnóstico y pronóstico del tiempo y el clima y otros programas medioambientales conexos.

En la atmósfera pueden coexistir varios fenómenos meteorológicos de distintas escalas (Tabla 1). Por ejemplo, un núcleo tormentoso se puede extender sólo unos pocos kilómetros en escala horizontal con una duración de varias horas, mientras que un ciclón tropical puede tener unos 1.000 kilómetros de longitud en escala horizontal, con una duración de 10 días o más; muchos núcleos tormentosos aparecen y desaparecen en el tiempo que dura un ciclón tropical. Por consiguiente, la frecuencia y separación de las observaciones debe ser adecuada para obtener datos que describan los cambios en el tiempo y en el espacio del fenómeno meteorológico, con suficiente resolución para satisfacer las necesidades de los usuarios. Si la separación entre las observaciones es superior a 100 km, los fenómenos meteorológicos que

tengan menos de 100 km en la escala horizontal no podrán ser detectados normalmente.

Las necesidades de datos de observación se determinan, en parte, por estas escalas de fenómenos meteorológicos. Algunos fenómenos meteorológicos están comprendidos en dos de las clases indicadas en la Tabla 1 y también existe una acción mutua dinámica entre los fenómenos en las diferentes escalas.

Las escalas horizontales están estrechamente relacionadas con las escalas de tiempo de los fenómenos (Figura 1). *Cuanto mayor sean las perturbaciones en la escala horizontal mayor será la probabilidad de que dure un período de tiempo más largo.* En consecuencia, la predicción meteorológica a corto plazo exige observaciones más frecuentes procedentes de una red más densa en un área limitada, con el fin de detectar cualquier fenómeno de pequeña escala y su desarrollo. A medida que aumenta la longitud del período previsto, aumenta también el área de la que se necesitan observaciones.

La observación meteorológica debe ser representativa de una zona conforme a su aplicación. Por ejemplo, las observaciones sinópticas (para fines de análisis y pronóstico del estado del tiempo en un área dada) deben ser normalmente representativas de una zona de hasta 100 km en torno a la estación, para definir la

Tabla 1. Clasificación de las escalas horizontales de los fenómenos meteorológicos

| Escala | Resolución espacial | Fenómenos meteorológicos y asociados |
|---------------------------|---------------------|---|
| Microescala | menos de 100 m | Evaporación, evapotranspiración |
| Topoescala o escala local | 100 m a 3 km | Contaminación del aire, tornados |
| Mesoescala | 3 km a 100 km | Tormentas, brisa de mar y de montaña |
| Gran escala | 100 km a 3000 km | Frentes, ciclones, formaciones de nubes |
| Escala planetaria | más de 3 000 km | Ondas largas de la troposfera superior |

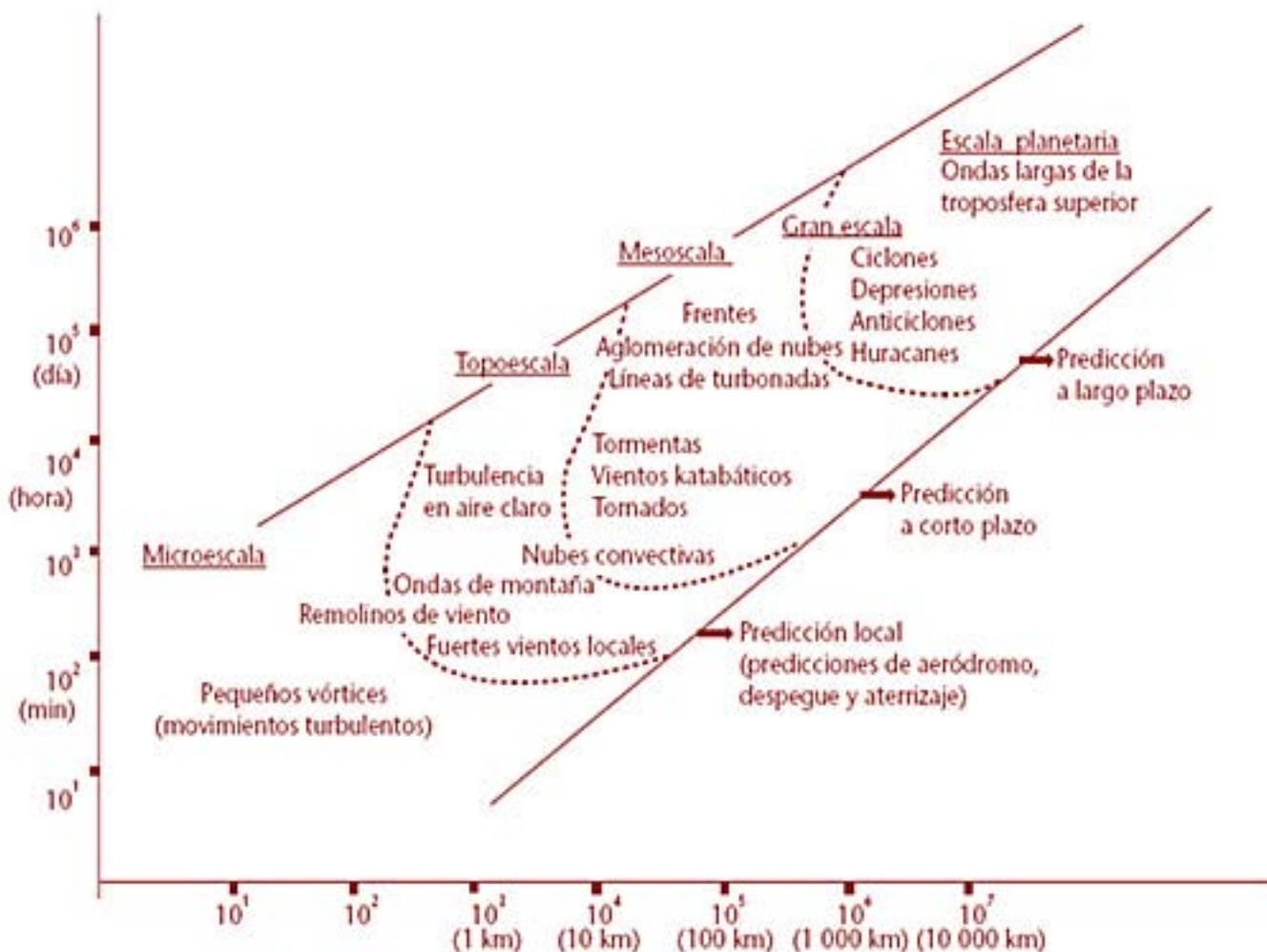


Figura 1. Escalas horizontal (metros) y temporal (segundos) de los fenómenos meteorológicos

mesoescala y las escalas mayores. Para las aplicaciones de pequeña escala o locales, la zona puede tener dimensiones de 10 km o mucho menos. La exposición de la estación es esencial, y los errores de representatividad pueden ser mucho mayores que los previstos para el sistema de instrumentos aislado.

Una estación situada en terreno accidentado o en la costa probablemente no sea representativa en gran escala o mesoescala. Sin embargo, incluso en estaciones no representativas la homogeneidad de las observaciones en el tiempo puede permitir a los usuarios emplear eficazmente los datos.

Los requisitos de los datos de observación se pueden cumplir utilizando sistemas de medición in situ o tele-detección, incluso a bordo de vehículos espaciales.

El sistema de observación está compuesto por estaciones meteorológicas de superficie (Figura 2) y altura, denominadas de acuerdo con la naturaleza de las observaciones en:

- a) Estaciones sinópticas de superficie terrestres y marítimas: Estación en la que se efectúan observaciones de viento, temperatura, presión, nubosidad, visibilidad, entre otras, a horas fijas.
- b) Estaciones climatológicas: Estación cuyas observaciones sirven para realizar análisis climatológicos diversos:
 - Estación climatológica ordinaria: estación en la que se efectúan observaciones por lo menos una vez al día, incluidos los máximos y mínimos diarios de la temperatura y las cantidades diarias de precipitación.



Figura 2. Estaciones meteorológicas de superficie, convencional (izquierda) y automática (derecha)

- Estación climatológica principal: estación en la que se hacen lecturas horarias u observaciones por lo menos tres veces al día, además de las lecturas horarias efectuadas según datos registrados autográficamente.
- Estación climatológica de referencia: estación cuyos datos están destinados a determinar las tendencias climáticas locales o regionales.
- c) estaciones meteorológicas agrícolas: estación que facilita información meteorológica para aplicaciones del sector agropecuario.
- d) estaciones meteorológicas de aeronave: estación meteorológica instalada en una aeronave.
- e) estaciones meteorológicas aeronáuticas: estación donde se efectúan observaciones e informes meteorológicos para uso en la navegación aérea.
- f) estaciones meteorológicas dedicadas a la investigación y a fines especiales:
 - estaciones de radar meteorológico
 - estaciones radiométricas
 - perfiladores del viento
- estaciones de sondeos por cohetes meteorológicos
- estaciones de observación de la capa límite planetaria
- estaciones mareográficas.
- g) estaciones sinópticas de observación en altitud
- estaciones de radiosonda: estación en la que se efectúan, por medios electrónicos, las observaciones en altitud de la presión, la temperatura y la humedad atmosféricas.
- estaciones de radioviento: estación en la que la determinación de los vientos en altitud se efectúa siguiendo la trayectoria de un globo libre, por medios electrónicos.
- estaciones de radiovientosonda: estación combinada de radioviento y radiosonda.
- estaciones de globo piloto: estación en la que los vientos en altitud se determinan siguiendo, con un dispositivo óptico, la trayectoria de un globo libre.

Las especificaciones, normas e instrumental disponibles en estas estaciones están regulados por la Organización Meteorológica Mundial a través del *Manual del Sistema Mundial de Observación* (OMM-Nº 544): (ftp://ftp.wmo.int/Documents/MediaPublic/Publications/GOSmanual_WMO_no_544/544_Vol_I_es.pdf) y la *Guía del Sistema Mundial de Observación* (OMM-Nº 488): (ftp://ftp.wmo.int/Documents/MediaPublic/Publications/GOSguide_WMO_no_488/488_es.pdf).

Las redes meteorológicas nacionales son manejadas por los Servicios Meteorológicos Nacionales (http://www.wmo.int/pages/members/members_es.html). Adicionalmente se encuentran redes meteorológicas que corresponden a autoridades no meteorológicas, que han sido establecidas con propósitos especiales y que pueden complementar las redes nacionales.

En una estación que realiza observaciones de superficie se observan los siguientes elementos: temperatura, humedad, tiempo presente, tiempo pasado, dirección y velocidad del viento, nubosidad, presión atmosférica, precipitación, temperatura del suelo, evaporación, insolación y/o radiación solar.

1.2. Instrumental meteorológico

Las observaciones meteorológicas de superficie se hacen visualmente y por medio de instrumentos meteorológicos (Ver Tabla 2). Estos se pueden dividir en tres clases fundamentales.

Instrumentos de lectura directa: son aquellos que son leídos de modo regular por un observador y no inscriben las mediciones automáticamente en una faja de papel; por lo general, son más precisos pero cada medición requiere de una lectura.

Instrumentos registradores: son aquellos en los cuales los valores que va tomando la variable son registrados en una faja de papel, que va unida a un tambor o rodillo que da vueltas con el paso del tiempo y como resultado se obtiene una curva que representa la variable meteorológica en función del tiempo. Muchos de los instrumentos registradores utilizados en meteorología son de un tipo en que el movimiento de las partes acti-

Tabla 2

| INSTRUMENTOS DE LECTURA DIRECTA Y REGISTRADORES | | |
|---|-----------------|---------------|
| ELEMENTO | INSTRUMENTO | INSTRUMENTO |
| | LECTURA DIRECTA | REGISTRADOR |
| TEMPERATURA DEL AIRE | TERMOMETROS | TERMOGRAFO |
| TEMPERATURA DEL SUELO | GEOTERMOMETRO | GEOTERMOGRAFO |
| HUMEDAD ATMOSFERICA | HIGROMETRO | HIGROGRAFO |
| PRECIPITACION | PLUVIOMETRO | PLUVIOGRAFO |
| EVAPORACION | TANQUE CLASE A | |
| VIENTO | VELETA | ANEMOGRAFO |
| | ANEMOMETRO | |
| BRILLO SOLAR | | HELIOGRAFO |
| RADIACION | PIRANOMETRO | ACTINOGRAFO |

vas de un instrumento es amplificado por palancas que mueven una pluma sobre una banda adosada a un tambor accionado a su vez por un aparato de relojería.

Sensores meteorológicos: instrumentos que efectúan y transmiten o registran automáticamente las observaciones. Según sus características de salida, los sensores pueden dividirse en analógicos, digitales e inteligentes.

1.2.1 Instrumentos para medición de la velocidad del viento

Hay dos tipos de instrumentos usados para la medición de la velocidad del viento. Sensores mecánicos: anemómetro de cazoletas o hélices y sensores no mecánicos: anemómetro ultrasónico (Figura 3).

El anemómetro rotativo de cazoletas generalmente consta de tres cubetas cónicas o hemisféricas montadas simétricamente sobre un eje vertical de rotación. En el anemómetro de hélices la velocidad del viento es medida por medio de un dispositivo de tipo helicoidal. La rotación de las cazoletas y de la hélice es directamente proporcional a la velocidad del viento.

El anemómetro ultrasónico es totalmente electrónico y su funcionamiento se basa en la emisión y captación de ondas de ultrasonido. Se conforma con un cuerpo tubular horizontal que alberga la electrónica del instrumento, y dos conjuntos (contrapuestos) de cabezales de emisión/recepción de ultrasonido montados sobre una

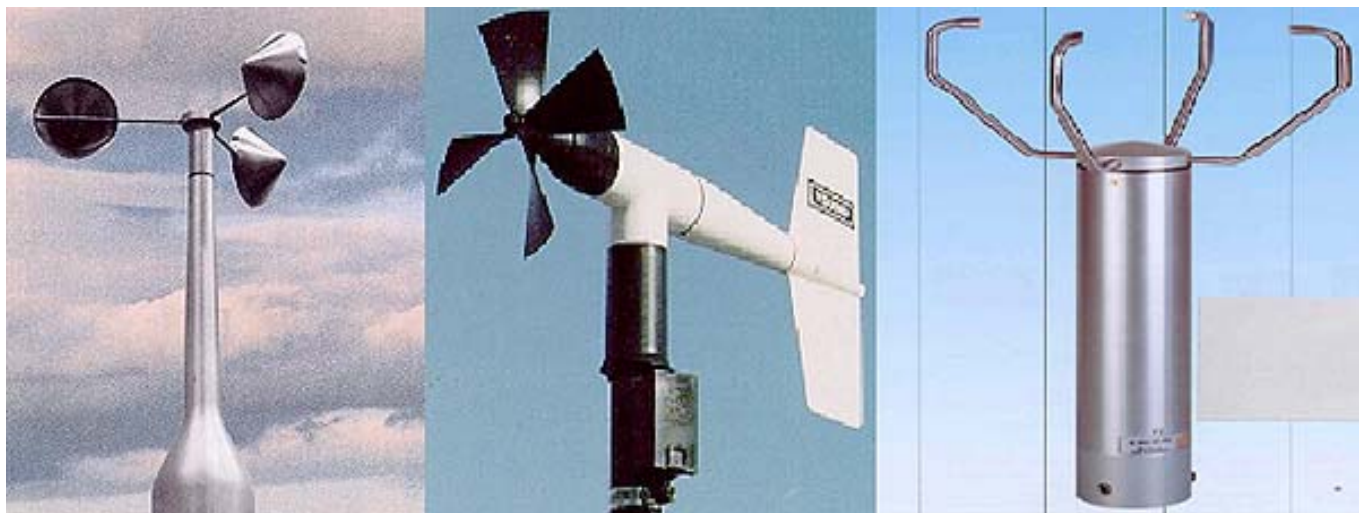


Figura 3. Anemómetro de cazoletas o cubetas (izquierda), anemómetro de hélices (centro) y anemómetro ultrasónico (derecha)

tubular. Este instrumento permite medir la velocidad vertical y la dirección y velocidad horizontal del viento.

1.2.2 Instrumentos para determinación de la dirección del viento

Por lo general la dirección del viento se define como la orientación del vector del viento en la horizontal. Para propósitos meteorológicos, la dirección del viento se define como la dirección desde la cual sopla el viento, y se mide en grados en la dirección de las agujas del reloj a partir del norte verdadero.

Las veletas o paletas de viento es el instrumento más común para medir la dirección del viento y señalan la dirección desde la cual este sopla (Figura 4).

1.2.3 Instrumentos para medición de la temperatura

La temperatura del aire ambiental se mide generalmente entre 1,5 y 2 m sobre el suelo. Los instrumentos medidores y registradores se sitúan en una «caseta» o «garita» meteorológica, para protegerlos de la radiación directa del sol y para mantenerlos ventilados (Figura 5). Los sensores de temperatura y humedad se sitúan de tal manera que el obstáculo u obstrucción más cercano esté a una distancia superior a cuatro veces su altura, y al menos a 30 m de grandes áreas.

Se debe evitar la cercanía a grandes fuentes de calor industrial, techos, cuevas empinadas, vegetación alta, áreas sombreadas, pantanos, lugares bajos sujetos a



Figura 4. Veleta de viento

encharcamiento después de eventos de lluvia, y en la vecindad de escapes de aire (ej.: túnel o paso subterráneo).

Las tres clases principales de elementos sensibles de temperatura se basan en: (1) la expansión térmica, (2) el cambio de resistencia y (3) las propiedades termoeléctricas de diversas sustancias como una función de la temperatura. Los termómetros de mercurio y alcohol son ejemplos comunes de elementos sensibles de expansión térmica.

El termómetro de máxima es un termómetro común de mercurio en tubo de vidrio con un estrangulamiento (estrechamiento) cerca del bulbo, de tal forma que cuando la temperatura baja, la columna no tiene la suficien-

CASETA METEOROLOGICA CARACTERISTICAS GENERALES

- * Ventilación natural
- * Tamaño que garantice temperatura interior igual a la del aire exterior
- * Persiana doble celosía
- * Protección contra radiación y preoipitación.
- * Cubierta superior de doble capa, con espacio de ventilación entre ambas.
- * Pintura blanca no higroscópica (interior / exterior) * Terreno cubierto de césped o de la misma superficie que haya en toda la zona



curo, de unos dos centímetros de longitud siempre sumergido en el alcohol. El termómetro se coloca en la garita o caseta, sobre un soporte que lo mantiene ligeramente inclinado, con el depósito hacia abajo (Figura 6). Si la temperatura baja, el alcohol se contrae y el índice es arrastrado hacia el depósito del instrumento. Cuando la temperatura sube, la columna de alcohol se alarga, pero el índice permanece donde estaba, indicando cual ha sido la temperatura más baja que se ha presentado.

El termógrafo permite obtener un registro continuo de la temperatura

del aire, el cual se instala dentro de una caseta similar a la caseta termométrica. El elemento sensible consta de dos tiras metálicas soldadas una encima de la otra y en general arrolladas en forma de semiluna o en espiral. Dispone de un brazo que está fijo al sistema de amplificación de tal forma que la pluma llega al diagrama, tocando la banda que rodea al tambor y dejando sobre el papel un trazo fino y regular (Figura 6).

Sensores de temperatura: un tipo de sensor común en los programas de medición meteorológica in situ es

Figura 5. Caseta meteorologica para medición de la temperatura y la humedad del aire

te fuerza para pasar el estrangulamiento y su extremo libre queda en la posición más avanzada que haya ocupado durante el período, o sea marcando el valor de la temperatura más alta que se haya presentado (Figura 6).

El termómetro de mínima es un termómetro cuyo elemento sensible es alcohol y lleva en el interior de su tubo capilar un índice de vidrio o esmalte, de color os-

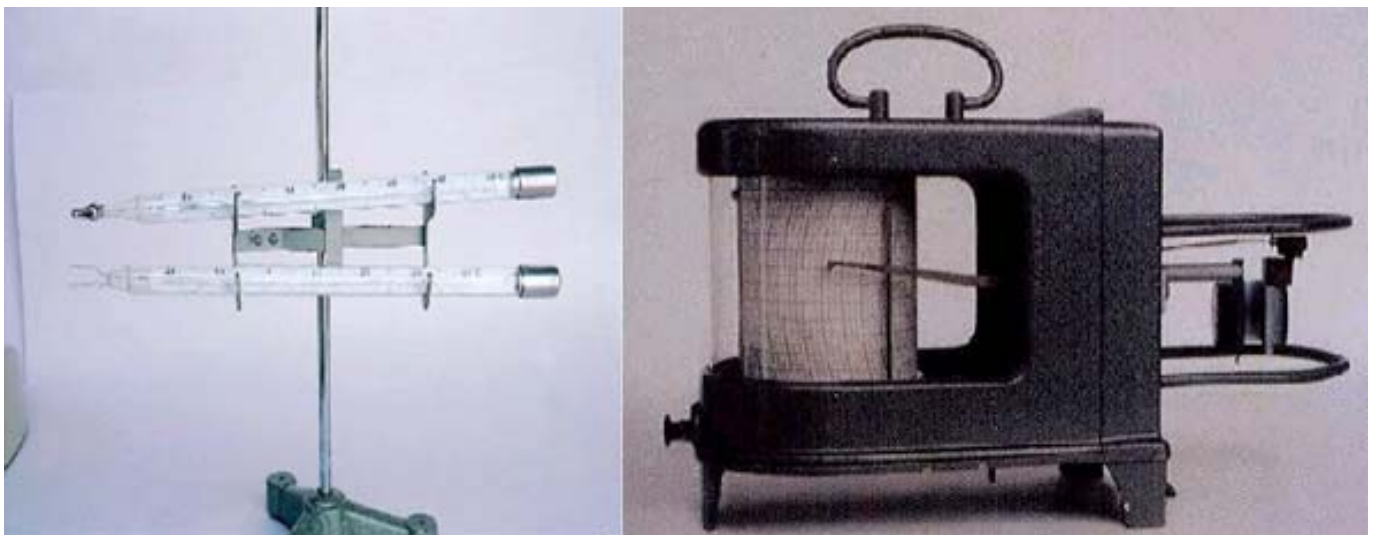


Figura 6. Termómetros de máxima con estrangulamiento (superior izquierda) y de mínima (inferior izquierda) y termógrafo (derecha)

el detector de temperatura por resistencia (DTR). El DTR opera sobre la base de los cambios de resistencia de ciertos metales, principalmente el platino o el cobre, como una función de la temperatura. Otro tipo de termómetro de cambio de resistencia es el termistor, hecho a partir de una mezcla de óxidos metálicos fusionados entre sí.

El principio de operación de los sensores termoeléctricos es el flujo de corriente eléctrica entre dos metales diferentes, el que depende de la temperatura; son llamados «termopares»

1.2.4. Instrumentos para medición de la humedad del aire

Las principales variables indicadoras de la humedad del aire son: presión o tensión del vapor de agua, temperatura del punto de rocío, humedad específica, humedad absoluta y humedad relativa. Con excepción de humedad relativa, todas las variables antedichas proporcionan una especificación completa de la cantidad de vapor de agua en el aire; en el caso de la humedad relativa, las medidas de la temperatura y la presión también se requieren.

Los tipos de instrumentación son básicamente: sensores para la medición de la humedad, psicrómetros e higrómetros.

El psicrómetro consta de un juego de dos termómetros: uno de ellos, denominado «termómetro seco» o de «bulbo seco», sirve para obtener la temperatura actual del aire, y el otro, llamado «termómetro húmedo» o de «bulbo húmedo», tiene el depósito recubierto de una muselina húmeda mediante una mecha que lo pone en comunicación con un depósito de agua destilada y un mecanismo para su ventilación (Figura 7). La evaporación que se genera cuando se ventila, baja la temperatura del bulbo húmedo. La diferencia entre la temperatura del bulbo seco y la temperatura del bulbo húmedo (depresión del bulbo húmedo) es una medida de la cantidad de humedad en el aire.

La humedad relativa, la tensión de vapor y el punto de rocío se determinan por medio del psicrómetro, con la ayuda de fórmulas psicrométricas o de tablas basadas en estas fórmulas.



Figura7. Psicrómetro (izquierda) e higrógrafo (derecha)

El higrógrafo es un aparato que sirve para medir la humedad relativa, que se sitúa en una caseta o garita (Figura 7). El higrógrafo de cabello o absorción se basa en la diferencia de longitud de un cabello o un filamento en estado húmedo y en estado seco. El higrómetro de absorción química: mide la humedad según el aumento de peso de una sustancia higroscópica (que absorbe rápidamente la humedad) cuando pasa una determinada cantidad de aire.

1.2.5 Instrumentos para medición de la precipitación

Los dos principales tipos de aparatos de medición de la precipitación utilizados en los programas meteorológicos, son el pluviómetro y el pluviógrafo. Con estos dos tipos de instrumentos se mide la precipitación líquida total y la intensidad de la precipitación en un determinado intervalo de tiempo. Es de anotar que la medida de precipitación obtenida del pluviómetro depende de la frecuencia con que se realizan las lecturas.

El pluviómetro es un aparato que sirve para medir la precipitación que cae en la superficie de la tierra en forma de lluvia, nieve, granizo, etc. El pluviómetro consta de un vaso cilíndrico con una superficie colectora de la

lluvia, de 200 cm². Tiene un embudo profundo, para que las gotas que hayan entrado no salgan al rebotar. El agua es conducida a otro recipiente cilíndrico con un colector de boca estrecha en el que entra el tubo del embudo. Así, toda el agua recogida se conserva en el vaso colector, protegido de la evaporación por el estrechamiento de la boca y por el dispositivo de dobles paredes que resulta (Figura 8).

La medida de la precipitación recogida en el pluviómetro se realiza pasando el agua del colector interno a una probeta graduada.

El pluviógrafo es el aparato que registra la cantidad de agua caída y el tiempo en que ésta ha caído. Lo más importante de una precipitación no es tanto la cantidad de agua recogida como el tiempo durante el cual ha caído. El pluviógrafo de sifón consta de un depósito cilíndrico que recibe a través de un tubo de goma el agua de lluvia recogida por un embudo exterior de 200 cm² de sección. Dentro del depósito hay un flotador prolongado por un tallo vertical, que sostiene directamente el brazo que lleva la plumilla inscriptora (Figura 8). Cuando el agua del depósito llega a un nivel de 10 mm, entonces



Figura 8. Pluviómetro (izquierda), pluviógrafo de sifón (centro) y pluviógrafo de balancín o cangilones (derecha)

el agua se vacía completamente, ya que cuando el flotador llega al extremo superior de su carrera, un mecanismo tipo sifón hace que baje automáticamente hasta el fondo. Si entonces continúa lloviendo, vuelve a empezar de nuevo la subida.

En el pluviómetro de balancín la precipitación recogida por el embudo pasa a una de las cazoletas en uno de los extremos del brazo del balancín; cuando se llena, vuelca y vacía la cazoleta y posiciona la otra cazoleta bajo el embudo, comenzando a llenarse ésta. En cada volcado el brazo balancín provoca contacto de una lengüeta durante unos milisegundos. La cantidad de agua de lluvia caída se mide por el número de contactos.

1.2.6 Instrumentos para medición de la radiación solar

La radiación solar se refiere a la energía electromagnética del espectro solar, en longitudes de onda entre $0,10 \mu\text{m}$ y $4,0 \mu\text{m}$; lo cual incluye a la radiación ultravioleta ($0,10$ a $0,40 \mu\text{m}$), la luz visible ($0,40 \mu\text{m}$ a $0,73 \mu\text{m}$), y la radiación infrarroja cercana ($0,73 \mu\text{m}$ a $4,0 \mu\text{m}$). Dentro de este rango se maneja la radiación solar, también designada radiación de onda corta y la radiación terrestre o radiación de onda larga.

Para medir la radiación solar se utilizan los piranómetros y actinógrafos (Figura 9). Según sus características pueden servir para determinar la radiación solar directa (procedente del rayo solar pleno) o para la radiación neta (sin tomar en cuenta la radiación reflejada). Los pirheliómetros son instrumentos para la medición de la radiación solar con incidencia perpendicular. Esto se consigue programando el sensor de modo que apunte al disco solar, bien manualmente o bien sobre un montaje ecuatorial.

El pirheliógrafo es el instrumento para registrar la radiación total que proviene de un ángulo sólido pequeño y que incide en una superficie plana normal al eje de este ángulo. Se utiliza para registrar la radiación solar directa.

El piranómetro es el instrumento más usado en la medición de la radiación solar tanto global y total, como directa y difusa sobre una superficie horizontal. Consta

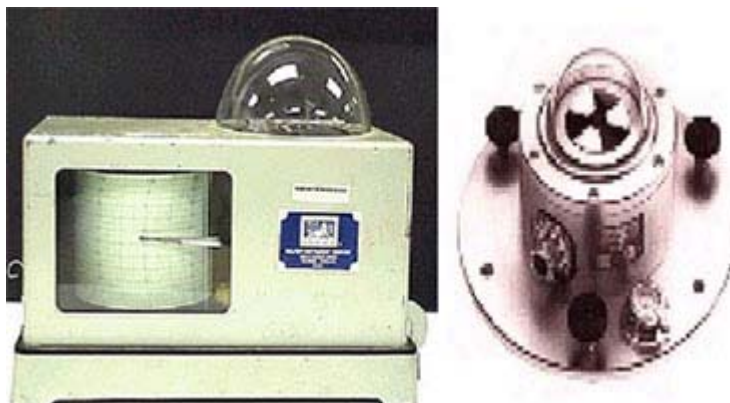


Figura 9. Actinógrafo (izquierda) y piranómetro (derecha)

de un pequeño disco plano con sectores pintados alternativamente de blanco y negro. Cuando el aparato es expuesto a la radiación solar, los sectores negros se vuelven más cálidos que los blancos. Esta diferencia de temperatura es proporcional a la radiación solar incidente. El actinógrafo mide igualmente la radiación solar total o global, pero su precisión es menor que el piranómetro, por la respuesta más lenta y menos eficiente de su elemento sensor.

1.2.7. Instrumentos para medición de la presión atmosférica

La presión atmosférica se refiere a la fuerza por unidad de superficie ejercida por el peso de la atmósfera. Como en cualquier fluido esta fuerza se transmite por igual en todas las direcciones. La forma más fácil de medir la presión atmosférica es observar la altura de una columna de líquido cuyo peso compense exactamente el peso de la atmósfera. El barómetro de mercurio consta de un tubo de cristal lleno de mercurio con un extremo abierto que va sumergido en una cubeta situada bajo el tubo graduado.

Otro tipo común de instrumento de medición de la presión es el barómetro aneroide, que se fundamenta en la deformación elástica que experimenta un disco en una caja metálica plana y de paredes delgadas en la que se ha hecho el vacío, bajo la acción de la presión atmosférica. La deformación elástica se transmite a una aguja que se desplaza en una escala graduada. Un barógrafo es generalmente un tipo de barómetro aneroide, que

mueve una aguja inscriptora que permite registrar de forma continuada, sobre un cilindro de papel móvil, los valores de la presión atmosférica durante un determinado período de tiempo.

El microbarógrafo es un instrumento de precisión que registra la presión atmosférica, gracias a la escala ampliada de alta sensibilidad y a la precisa compensación de temperatura.

1.2.8 Otros tipos de instrumental para mediciones en capas atmosféricas arriba de la superficie terrestre (en altura)

La utilización de globos, cautivos y libres, es la alternativa clásica a la utilización de sistemas remotos de medición en altura (sodar, radar). Los globos libres suministran datos solo durante su ascenso hasta la estratosfera, en lo que se denomina un radiosondeo, por lo que pueden estar operativos hasta alturas de 10.000 m; los globos cautivos pueden suministrar datos de manera continua y extenderse hasta los 2 km de altura.

Dentro de esta variedad de equipos y sistemas, existe actualmente un gran interés en el desarrollo y aprovechamiento de los sensores remotos activos (radar, sodar, etc.), y su capacidad de medición en tiempo real. La mayoría de los sistemas de sensores remotos generan un pulso corto de energía que es emitido a la atmósfera en un haz bien definido y estrecho, y dirigido a una región determinada de la atmósfera. El pulso de energía interacciona con las distintas capas atmosféricas a medida que se propaga, y así va perdiendo energía por absorción y dispersión. Una parte de la energía dispersada es recogida por la antena receptora del sensor remoto, y mediante un detector se convierte en una señal eléctrica, siendo ésta posteriormente procesada para obtener la información buscada. En muchos sistemas la antena emisora se utiliza como receptora, siendo un conmutador el que aísla el receptor del transmisor.

Los sistemas remotos más utilizados son:

- Radar (radio detecting and ranging), que utiliza una fuente de señal de microondas y se usa fundamentalmente para la determinación de la distribución de precipitación y nubes, así como su movimiento. .

- Lidar (light detecting and ranging), que utiliza un láser como fuente de señal y se utiliza principalmente en estudios de distribución espacial de gases como O_3 , H_2O , SO_2 , NO_2 y física de nubes
- Sodar (sound detecting and ranging), que utiliza señales acústicas para determinar las fluctuaciones turbulentas de temperatura y velocidad de viento en la capa límite de la atmósfera.

2. Diseño de redes meteorológicas

En el diseño de las redes de estaciones meteorológicas en una región, se aplican los siguientes criterios:

- El emplazamiento de cada estación debe ser representativo de las condiciones existentes tanto en el espacio como en el tiempo.
- La separación de las estaciones y los intervalos entre las observaciones deben corresponder con la resolución espacial y temporal deseada de las variables meteorológicas que han de medirse u observarse.
- El número total de estaciones debe, por razones de economía, ser tan pequeño como sea posible, pero tan grande como se precise para satisfacer las distintas necesidades.

En teoría, las diferentes propiedades de una masa de aire deben ser observadas en una estación dentro de un área lo más pequeña posible, aunque los instrumentos deben estar instalados de tal modo que no afecten recíprocamente las diversas mediciones. Al elegir el emplazamiento adecuado de una estación se pretende obtener datos que sean representativos de un área mayor. Un punto perfecto, en lo que respecta al tiempo, exigiría que todas las mediciones y observaciones visuales en todas las estaciones se efectúen en el mismo momento. No obstante, como no es posible efectuar todas las medidas simultáneamente en cada estación, esto se hará dentro del período de tiempo más corto posible.

Con el objeto de lograr la uniformidad en las observaciones se deben tener en cuenta las normas establecidas en el Manual del Sistema Mundial de Observación (OMM N° 544).

Las variaciones atmosféricas en el espacio y en el

tiempo difieren de una variable meteorológica a otra y dependen de la topografía de la zona. Cuando se dispone de alguna información o puede obtenerse con respecto a las variaciones espaciales o temporales, dicha información se puede utilizar para decidir la configuración de la red que se necesita, para facilitar la captura de datos con la certidumbre requerida (véase la nota técnica sobre planificación de redes de estaciones meteorológicas: «The Planning of Meteorological Station Networks», Technical Note No. 111 (WMO-No. 265).

Ciertas variables, tales como la precipitación, pueden requerir una separación entre estaciones de 10 km en ciertas zonas por varias razones (por ejemplo para elaborar predicciones a muy corto plazo con fines hidrológicos o climatológicos), aunque en el caso particular de la lluvia los datos procedentes de estaciones de radar meteorológico muy distantes entre sí pueden también satisfacer muchos requisitos.

Cuando se trata de variables tales como la presión atmosférica y los vientos en altitud, será suficiente una separación de las estaciones de 100 km. Una distribución homogénea de las estaciones de observación resulta por lo general adecuada para análisis y predicciones meteorológicas numéricas.

Sin embargo, puede ser necesaria una densidad de estaciones ligeramente superior para los efectos de la predicción local o zonal, es decir, para reflejar las diferencias que existen entre las condiciones costeras y las condiciones terrestres o entre el tiempo en los valles y el tiempo en las montañas. Inversamente, una densidad menor en zonas de escasa población o de poca variación topográfica podría ser suficiente.

Dentro de una red, por lo general en la práctica no es posible responder de manera óptima a necesidades numerosas y distintas sin perjudicar gravemente los requisitos operativos y científicos o los aspectos económicos.

3. Estaciones automáticas

En una estación meteorológica automática se efectúan, registran y eventualmente se transmiten automática-

mente, diversas observaciones por medio de instrumentos.

Las estaciones meteorológicas automáticas se utilizan para aumentar el número y la fiabilidad de las observaciones en superficie. Estas estaciones automáticas contribuyen al mejoramiento de las redes convencionales, de la siguiente manera:

- Se aumenta la densidad de una red existente y se proporcionan datos desde nuevos emplazamientos, así como desde otros de difícil acceso o inhóspitos
- Se proporcionan nuevos datos, por fuera de las horas normales de funcionamiento de las estaciones manuales.
- Aumenta la fiabilidad de las mediciones mediante el uso de nuevas tecnologías.
- Se asegura la homogeneidad de las redes a través de la normalización de las técnicas de medición.
- Se responde a nuevas necesidades y requisitos de observación.
- Se reducen los errores humanos.
- Disminuyen los costos de explotación gracias a la reducción del número de observadores.

Las estaciones meteorológicas automáticas son plenamente aceptadas cuando proporcionan datos con una precisión comparable a las estaciones tradicionales.

En general, las estaciones meteorológicas automáticas constan de:

- Sensores instalados a lo largo y alrededor de una torre meteorológica, con protecciones ambientales apropiadas, y conectados a un sistema central de procesamiento mediante cables blindados, de fibra óptica o por radioenlace (Ver Figura 2, en sección 1.1).
- Un sistema central de procesamiento para acopio de datos de sensores y conversión en formato legible por ordenador; procesamiento adecuado de datos mediante un sistema basado en microprocesador, de conformidad con algoritmos especificados; almacenamiento temporal de datos procesados y transmisión a usuarios distantes.
- Equipo periférico que incluye el suministro de energía a diversas partes de la estación; reloj en tiempo

real, y equipo de prueba incorporado para la verificación automática del estado de las partes esenciales de la estación. En el caso de terminales locales de aplicaciones específicas para la introducción y edición manual de datos, se agregan a la estación dispositivos de visualización e impresoras o registradores.

4. Bases de datos y aplicativos de consulta

La medición y el registro de las variables meteorológicas permiten obtener la información necesaria para realizar descripciones climatológicas primarias, estudios detallados del clima, aplicaciones y predicciones meteorológicas cualitativas y cuantitativas.

Para la utilización de la información meteorológica es necesario asegurar por lo menos una disponibilidad desde el nivel horario, si es del caso. La duración del programa de observación meteorológica se debe fijar para asegurar que todas las condiciones meteorológicas, incluidas las adversas, estén representadas adecuadamente en la base de datos. La duración mínima de las series climatológicas, que se requiere para la mayoría de los estudios, es de por lo menos 10 años consecutivos, de manera que se puedan evaluar algunas de las variaciones del clima; sin embargo lo deseable, son 30 años.

En general, se almacenan datos meteorológicos horarios. La generación de datos faltantes o la sustitución de datos inválidos se utilizan en caso necesario. Comúnmente, se permite sustituir entre un 10% a 15% de los datos inválidos; inversamente, la base de datos meteorológica debe estar en un 85% a 90% completa (antes de la sustitución) para ser aceptable.

Se emplean dos sistemas para el almacenamiento inicial de datos de las estaciones meteorológicas:

- En la estación meteorológica se hace la captura o registro de mediciones y observaciones y los datos se consignan en libretas con formatos predefinidos. En el caso de los instrumentos registradores, los datos quedan continuamente en las gráficas. Todos los datos deben ser verificados de modo preliminar por diferentes métodos (visualmente, comparación con

otras variables, estadísticamente). Posteriormente los datos son digitados para su ingreso inicial en la base de datos.

- El otro método consiste en un registro automático, mediante un sistema computarizado, que cada segundo registra el voltaje de salida de los sensores, convierte los voltajes a unidades según la variable en cuestión y asienta los promedios por periodos de tiempo predefinidos. El registrador de datos también lleva a cabo cálculos para derivar parámetros. A fin de reducir a un mínimo la pérdida potencial de datos, estos registradores almacenan los archivos de datos en medio magnético y/o tienen capacidad de enlace con impresora, telemetría a través de módem telefónico, satelital o similar, capacidad para censurar datos dudosos o sospechosos, auto-diagnóstico y reloj accionado por pilas para mantener la hora correcta durante apagones y recarga automática del programa.

Posteriormente, se efectúa un control de calidad en el centro o servicio meteorológico, que consiste en examinar los datos provenientes de todas las estaciones de la red, para detectar errores y permitir que los datos sean corregidos o suprimidos. El control de calidad se aplica en tiempo real, pero funciona también en tiempo no real, en forma de control de calidad diferido.

La calidad de los datos no depende sólo de la calidad de los instrumentos y de su correcto emplazamiento y exposición, sino también de las técnicas y métodos utilizados para obtenerlos y convertirlos en datos representativos. Conviene diferenciar entre las mediciones automatizadas y las observaciones humanas. Dependiendo de las características técnicas del sensor, y en particular de su constante de tiempo, será necesario aplicar procedimientos adecuados de muestreo y de obtención del promedio en períodos determinados, por ejemplo horarios.

La existencia de fuentes no deseadas de interferencia eléctrica externa y de ruido puede degradar la calidad de la señal de salida del sensor, y debe eliminarse

mediante un acondicionamiento adecuado de dicha señal antes de acceder al sistema de acopio de datos.

Cuando la lectura del instrumento es manual, se pueden producir errores imputables al diseño, a los valores de instalación del instrumento, a su resolución, o a una preparación inadecuada del observador. En las observaciones visuales o subjetivas, los errores se pueden deber a la inexperiencia del observador, cuando éste

interpreta incorrectamente los fenómenos meteorológicos.

Los procedimientos de control de calidad en tiempo real tienen limitaciones, y algunos errores pueden pasar inadvertidos. Por ello, es necesario efectuar una verificación de la coherencia interna, la coherencia temporal y espacial de los datos, adicionalmente controlar sus valores a través de límites físicos y climatológicos.

I D E A M - INSTITUTO DE HIDROLOGIA, METEOROLOGIA Y ESTUDIOS AMBI

DATOS DIARIOS DE TEMPERATURA Y HUMEDAD DEL AIRE

SISTEMA DE IN
NACIONAL
-METEORO 1-

PROCESO: Oes 11-2000 * ESTACION: 1601901 APTO CA

LATITUD 0756 N DEPARTAMENTO NORTE SIDER TIPO EST SP SUBERONA HIDR. P.
 LONGITUD 7231 W MUNICIPIO CUCUTA REGIONAL 8 SANTANDERES-ARA ZONA HIDROGR. B.
 ELEVACION 250 m.s.n.m. AREA HIDROGR

| DIA | TEMPERATURAS EN GRADOS CENTIGRADOS | | | | | | | | | | | | HUMEDAD | | | | TENSION DE VAPOR | | | | PUNTO DE | |
|-----|------------------------------------|------|------|-----------------|------|------|-------|-------------------|------|------|-------|----|------------|----|-----|-----|------------------|------|------|-----------|----------|------|
| | EXTREMAS | | | TERMOMETRO SECO | | | | TERMOMETRO HUMEDO | | | | | RELATIVA % | | | | EN MILIBARES | | | GRADOS CI | | |
| | MAX | MIN | AMPL | 07 | 13 | 19 | MEDIA | 07 | 13 | 19 | MEDIA | 07 | 13 | 19 | MED | MIN | 07 | 13 | 19 | MED | 07 | 13 |
| 1 | 34.7 | 20.6 | 14.1 | 25.2 | 29.8 | 27.5 | 27.5 | 20.4 | 20.1 | 21.1 | 20.5 | 65 | 41 | 57 | 54 | 26 | 20.8 | 17.2 | 20.9 | 19.6 | 18.2 | 15.2 |
| 2 | 32.8 | 19.4 | 13.4 | 21.8 | 32.6 | 27.8 | 27.5 | 19.2 | 23.8 | 23.6 | 22.2 | 79 | 48 | 71 | 66 | 39 | 20.6 | 23.8 | 26.4 | 23.6 | 17.9 | 20.3 |
| 3 | 33.7 | 21.4 | 12.3 | 24.2 | 32.5 | 28.1 | 28.2 | 22.4 | 22.9 | 23.5 | 22.7 | 86 | 42 | 68 | 65 | 39 | 25.9 | 20.3 | 26.0 | 24.1 | 21.7 | 17.7 |
| 4 | 33.4 | 24.8 | 9.1 | 24.5 | 30.6 | 29.0 | 28.3 | 22.1 | 21.8 | 21.8 | 21.9 | 81 | 46 | 54 | 60 | 37 | 25.0 | 20.4 | 21.4 | 22.3 | 21.1 | 17.8 |
| 5 | 32.9 | 27.6 | 6.3 | 28.0 | 32.0 | 24.7 | 27.6 | 21.6 | 23.6 | 22.7 | 22.6 | 57 | 46 | 84 | 63 | 44 | 21.6 | 23.0 | 26.2 | 22.6 | 18.8 | 19.8 |
| 6 | 34.0 | 22.0 | 12.0 | 24.5 | 32.2 | 28.2 | 28.8 | 22.1 | 25.4 | 21.8 | 23.1 | 81 | 58 | 53 | 64 | 37 | 25.0 | 28.0 | 21.2 | 24.8 | 21.1 | 22.9 |
| 7 | 30.3 | 23.0 | 7.3 | 24.0 | 29.2 | 27.7 | 27.2 | 21.8 | 23.7 | 22.2 | 22.6 | 82 | 63 | 63 | 70 | 44 | 24.7 | 28.7 | 23.4 | 24.6 | 20.9 | 23.5 |
| 8 | 34.0 | 23.5 | 10.5 | 26.0 | 33.7 | 27.2 | 28.6 | 21.9 | 22.6 | 22.2 | 22.4 | 66 | 59 | 71 | 59 | 24 | 22.9 | 20.2 | 25.8 | 22.8 | 19.2 | 17.7 |
| 9 | 33.2 | 23.8 | 9.4 | 25.1 | 32.7 | 27.7 | 28.3 | 22.2 | 22.8 | 21.1 | 21.9 | 78 | 41 | 56 | 58 | 37 | 24.9 | 20.2 | 20.7 | 21.9 | 21.0 | 17.6 |
| 10 | 31.4 | 25.1 | 6.3 | 27.2 | 29.9 | 27.4 | 28.0 | 21.0 | 22.0 | 21.2 | 21.4 | 58 | 51 | 58 | 55 | 39 | 26.8 | 21.3 | 21.1 | 21.1 | 18.2 | 18.5 |
| 11 | 34.0 | 25.7 | 8.3 | 26.8 | 33.4 | 29.0 | 29.5 | 21.6 | 22.4 | 22.0 | 22.0 | 64 | 59 | 55 | 52 | 31 | 22.4 | 19.9 | 21.9 | 21.4 | 19.3 | 17.5 |
| 12 | 35.2 | 24.0 | 11.2 | 24.6 | 33.3 | 29.8 | 29.4 | 22.6 | 22.2 | 22.8 | 22.5 | 84 | 55 | 59 | 59 | 31 | 26.1 | 19.6 | 23.2 | 23.0 | 21.8 | 17.2 |
| 13 | 35.0 | 24.0 | 11.0 | 24.4 | 32.0 | 25.5 | 27.3 | 22.7 | 24.6 | 21.6 | 23.0 | 87 | 51 | 69 | 69 | 34 | 26.5 | 25.5 | 23.1 | 25.0 | 22.0 | 21.4 |
| 14 | 33.4 | 23.0 | 10.4 | 23.0 | 31.5 | 27.8 | 27.5 | 21.4 | 22.7 | 23.0 | 23.0 | 87 | 47 | 80 | 71 | 28 | 24.4 | 21.9 | 23.8 | 23.4 | 20.7 | 18.9 |
| 15 | 34.2 | 23.0 | 11.2 | 24.6 | 31.4 | 27.0 | 28.3 | 21.6 | 22.8 | 23.8 | 22.7 | 65 | 41 | 77 | 61 | 27 | 22.5 | 20.9 | 27.4 | 23.6 | 19.4 | 18.2 |
| 16 | 35.7 | 23.2 | 12.5 | 24.2 | 34.2 | 29.4 | 29.3 | 22.0 | 21.8 | 24.2 | 22.7 | 83 | 53 | 65 | 61 | 29 | 25.0 | 18.0 | 26.8 | 23.3 | 21.1 | 15.9 |
| 17 | 35.6 | 24.8 | 8.8 | 27.4 | 32.8 | 26.0 | 28.0 | 23.2 | 21.8 | 23.0 | 21.7 | 52 | 58 | 78 | 56 | 36 | 19.0 | 19.0 | 26.1 | 21.4 | 16.7 | 16.7 |
| 18 | 31.9 | 23.0 | 8.9 | 24.2 | 31.2 | 24.7 | 26.2 | 21.0 | 22.6 | 22.0 | 21.9 | 75 | 48 | 79 | 68 | 50 | 22.8 | 21.8 | 24.7 | 22.1 | 19.6 | 18.9 |
| 19 | 31.6 | 23.4 | 8.2 | 26.6 | 30.0 | 26.0 | 26.9 | 20.6 | 22.0 | 23.0 | 21.9 | 64 | 50 | 78 | 64 | 42 | 21.0 | 21.2 | 26.1 | 22.8 | 18.9 | 18.5 |
| 20 | 32.7 | 23.0 | 9.7 | 24.4 | 31.6 | 26.6 | 27.3 | 22.4 | 22.4 | 22.1 | 22.6 | 84 | 59 | 68 | 68 | 35 | 25.8 | 23.5 | 23.7 | 24.3 | 21.6 | 20.1 |
| 21 | 34.2 | 23.3 | 10.9 | 24.9 | 32.0 | 27.0 | 27.7 | 21.1 | 24.4 | 23.6 | 23.0 | 72 | 54 | 76 | 67 | 34 | 22.5 | 25.6 | 26.9 | 26.0 | 19.4 | 21.5 |
| 22 | 33.3 | 23.2 | 10.1 | 24.0 | 29.7 | 25.4 | 26.1 | 21.6 | 22.3 | 22.9 | 22.3 | 81 | 53 | 61 | 72 | 33 | 24.2 | 22.1 | 26.3 | 24.2 | 20.6 | 19.1 |
| 23 | 31.5 | 23.1 | 8.7 | 23.3 | 31.4 | 27.2 | 27.3 | 21.1 | 23.8 | 21.6 | 22.2 | 82 | 53 | 61 | 56 | 38 | 23.6 | 24.5 | 22.2 | 23.4 | 20.1 | 20.8 |
| 24 | 28.9 | 22.6 | 6.3 | 23.6 | 27.9 | 23.0 | 24.4 | 22.0 | 22.5 | 22.1 | 22.2 | 87 | 63 | 93 | 81 | 60 | 25.4 | 23.7 | 26.0 | 25.0 | 21.3 | 20.3 |
| 25 | 32.2 | 22.1 | 10.1 | 22.9 | 31.7 | 26.4 | 26.7 | 21.9 | 22.0 | 22.4 | 21.9 | 92 | 43 | 71 | 69 | 31 | 24.7 | 20.1 | 24.5 | 23.1 | 20.9 | 17.6 |
| 26 | 34.0 | 22.0 | 11.7 | 26.4 | 32.1 | 29.1 | 29.4 | 20.4 | 20.5 | 22.7 | 21.2 | 58 | 32 | 59 | 49 | 24 | 20.1 | 15.9 | 23.4 | 19.8 | 17.6 | 14.0 |
| 27 | 33.5 | 23.9 | 9.6 | 23.4 | 32.7 | 29.1 | 29.1 | 20.9 | 22.8 | 23.8 | 22.5 | 67 | 43 | 68 | 58 | 35 | 21.8 | 21.3 | 26.0 | 23.0 | 18.9 | 18.5 |
| 28 | 34.0 | 23.0 | 11.0 | 24.5 | 31.7 | 28.3 | 28.2 | 20.0 | 21.9 | 21.2 | 21.1 | 67 | 43 | 54 | 54 | 35 | 20.5 | 19.9 | 20.8 | 20.4 | 17.9 | 17.4 |
| 29 | 32.8 | 25.5 | 7.3 | 27.3 | 31.0 | 26.8 | 28.0 | 21.1 | 22.0 | 22.0 | 21.7 | 58 | 46 | 66 | 57 | 37 | 21.0 | 20.6 | 23.3 | 21.6 | 18.3 | 18.0 |
| 30 | | 24.5 | | 25.3 | 32.1 | 27.7 | 28.2 | 20.0 | 23.7 | 25.7 | 22.5 | 62 | 59 | 72 | 61 | 39 | 19.9 | 23.8 | 26.7 | 23.5 | 17.5 | 20.3 |

VALORES MEDIOS MEN

32.2' 23.9 9.9' 26.0 31.8 27.3 27.8 21.9 22.7 22.6 22.2 74 46 68 62 26 23.0 21.6 24.4 23.0 19.7 18.7

TEMPERATURA MAXIMA ABSOLUTA 35.7 TEMPERATURA MINIMA ABSOLUTA 19.4 HUMEDAD MINIMA ABSOLUTA

* Datos incompletos H Sicom. no ventilado Tsg 07 = .754 + (.5

6 Datos generados I Datos de termografo Tsg 13 = -.180 + (.1.0

C Datos corregidos H Datos de higrografo Tsg 19 = .047 + (.9

* Sicom. a las 18 V Datos por verificar Hrg 07 = 22.288 + (.6

Hrg 13 = 15.395 + (.7

Hrg 19 = 22.079 + (.6

Figura 9A. Ejemplo de los resultados de aplicativos de consulta de una base de datos meteorológico.

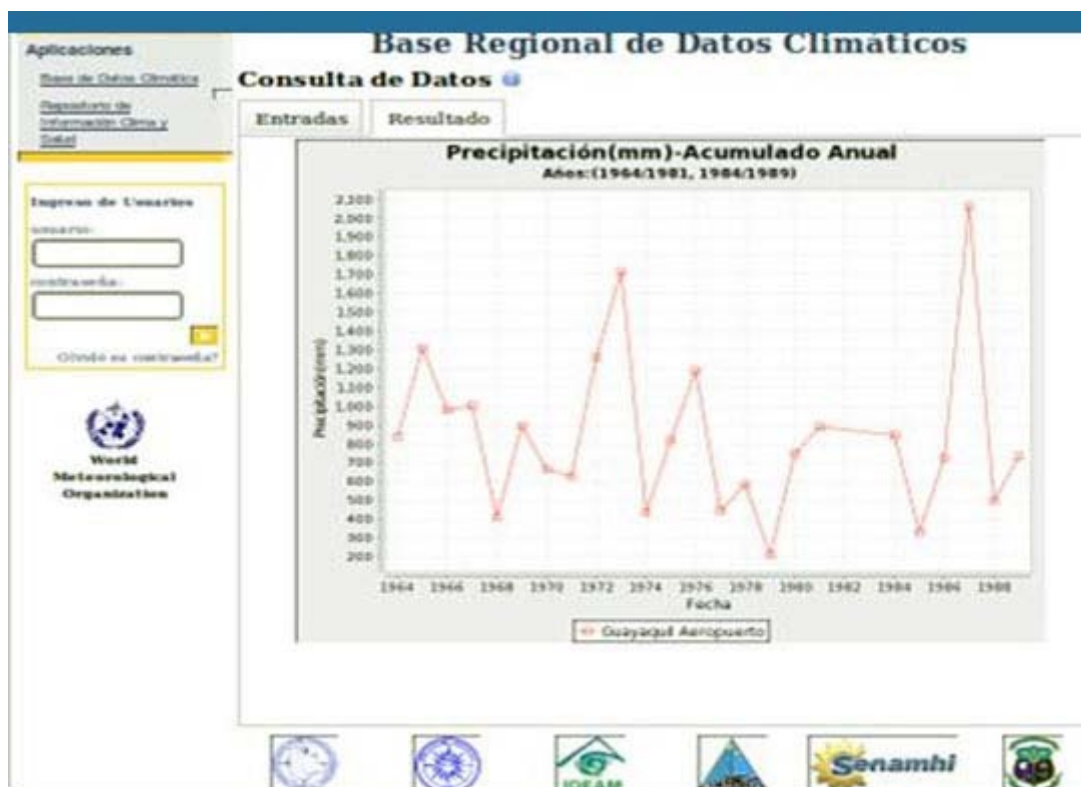


Figura 9B. Ejemplo de los resultados de aplicativos de consulta de una base de datos meteorológico.

Si se encuentran errores, los datos deben ser rechazados, o corregidos tomando como referencia la fuente original, o bien corregidos por deducción. Aunque la última de estas alternativas puede introducir sin duda nuevos errores, es válida en muchas circunstancias: los datos corregidos por este medio se marcan en la base de datos.

La heterogeneidad en los datos se debe evitar, en la medida de lo posible, mediante una gestión adecuada de la calidad. Sin embargo, esto no siempre es posible, ya que algunas causas de heterogeneidad, como la sustitución de un sensor, pueden representar mejoras reales de las técnicas de medición.

Es importante disponer de información sobre presencia, tipo y, especialmente, la cronología de toda heterogeneidad que se produzca. Provistos de esta información, se pueden utilizar programas estadísticos apropiados para vincular los datos anteriores con los nuevos datos en bases de datos homogéneas con un alto grado de confianza. Este tipo de información existe habitual-

mente en forma de metadatos (información sobre los datos), y se denomina también «historial de estación». En ausencia de esta información, es posible que muchas de las heterogeneidades anteriormente indicadas no sean descubiertas o corregidas.

Con respecto a la entrega de los datos, el sistema debería ofrecer también una serie de opciones que permitan hacerse una idea de la estructura general de la consulta y de la presentación formal de los datos, de manera que en la consulta se puedan especificar detalles particulares sobre las estaciones, las horas y el tipo de presentación de los resultados.

Estas opciones deberían estar disponibles para el acceso a listas de datos, resúmenes tabulares, análisis estadísticos (simples y complejos), y presentaciones gráficas (Figuras 9A y 9B).

Los aplicativos de consulta son específicos de cada centro o servicio meteorológico y a ellos se puede acceder a través de las páginas oficiales de ellos en internet o directamente en sus oficinas de atención al público.

5. Resumen

La fuente primaria de información meteorológica para la vigilancia, predicción y estudios del clima proviene de las estaciones meteorológicas instaladas en sitios debidamente seleccionados. La observación meteorológica debe ser representativa de una zona, conforme a su aplicación. Por ejemplo, las observaciones sinópticas deben ser normalmente representativas de una zona de hasta 100 km en torno a la estación, para definir la mesoescala y las escalas mayores. Para las aplicaciones de pequeña escala o locales, la zona puede tener dimensiones de 10 km en torno a la estación, o mucho menos. La exposición de la estación es esencial, y los errores de representatividad pueden ser mucho mayores que los previstos para el sistema de instrumentos aislado. Una estación situada en terreno accidentado o en la costa probablemente no sea representativa en gran escala o mesoescala.

Los requisitos de los datos de observación se pueden cumplir utilizando sistemas de medición in situ o por teledetección, incluso a bordo de vehículos espaciales.

El sistema de observación está compuesto por estaciones meteorológicas de superficie y altura, denominadas de acuerdo con la naturaleza de las observaciones, en estaciones: sinópticas, climatológicas, meteorológicas agrícolas, meteorológicas aeronáuticas, meteorológicas dedicadas a la investigación y a fines especiales. Las especificaciones, normas e instrumental que

disponen estas estaciones están regulados por la Organización Meteorológica Mundial.

Las redes meteorológicas centrales o básicas son manejadas por los Servicios Meteorológicos Nacionales. Adicionalmente se encuentran redes meteorológicas que corresponden a autoridades no meteorológicas y que han sido establecidas con propósitos especiales y que pueden complementar las redes nacionales.

En una estación que realiza observaciones de superficie se observan los siguientes elementos: temperatura, humedad, tiempo presente, tiempo pasado, dirección y velocidad del viento, nubosidad, presión atmosférica, precipitación, temperatura del suelo, evaporación, insolación y/o radiación solar, principalmente, usando diferentes instrumentos meteorológicos. En especial se utilizan instrumentos de lectura directa, acompañados con registradores. Actualmente se están utilizando sensores meteorológicos que efectúan y transmiten o registran automáticamente las observaciones.

La medición y el registro de las variables meteorológicas con sensores remotos permiten obtener información con un buen cubrimiento espacial para realizar estudios, aplicaciones y predicciones meteorológicas cualitativas y cuantitativas. Para su utilización es necesario asegurar su disponibilidad a través de sistemas del almacenamiento de datos que incorporen procesos de control de calidad para garantizar la consulta de datos fiables.

6. Glosario

Estación meteorológica automática: Estación meteorológica en la que las observaciones se efectúan y transmiten de modo automático.

Estación de observación: Cualquier estación que realice observaciones meteorológicas y medioambientales conexas.

Observación de superficie: Observación meteorológica realizada en la superficie de la Tierra.

Observación en altitud: Observación meteorológica realizada en la atmósfera libre, bien directa o indirectamente.

Observación meteorológica: Evaluación o medición de uno o más elementos meteorológicos.

Red de observación meteorológica: Conjunto de estaciones meteorológicas de observación repartidas en una zona determinada para un fin específico.

Red climatológica básica regional (RCBR): Red de la Organización Meteorológica Mundial (OMM), de estaciones climatológicas que tienen un programa específico de observaciones. Éste satisface las necesidades regionales mínimas para que los Miembros cumplan sus responsabilidades en el marco de la Vigilancia Meteorológica Mundial.

Sistema Mundial de Observación (SMO): Sistema coordinado de métodos e instalaciones para realizar observaciones meteorológicas y otras observaciones del medio ambiente a escala mundial, en apoyo de todos los programas de la OMM, particularmente la Vigilancia Meteorológica Mundial y el Programa Mundial sobre el Clima; el sistema comprende subsistemas de superficie y espaciales de explotación fiable. El objetivo es garantizar la continuidad del servicio.

7. Bibliografía

Compendio de apuntes para la formación de personal meteorológico de la clase IV. Volumen II - Meteorología B.J. Retallack. OMM N° 266.

Guía de Instrumentos y Métodos de Observación Meteorológicos. OMM N° 8.

Guía del Sistema Mundial de Observación OMM N° 544

Manual del Sistema Mundial de Observación. OMM N° 544.

8. Lecturas recomendadas

Se recomienda hacer lectura de los siguientes documentos:

Directrices sobre la gestión de datos climáticos. WC-DMP-N° 60. WMO-TD N° 1376. En este documento se hacen especificaciones sobre bases de datos y metadatos de índole meteorológico.

Diseño óptimo de una red meteorológica en Andalucía.



9. EJERCICIO

Consulte la siguiente la base de datos climaticos regionales. Analice y describa los distintos tipos de presentacion de los datos, haciendo énfasis en los datos de su país. Analice los datos de precipitación, de un año en particular, de una estación meteorológica localizada en su área de trabajo o en sus proximidades.

<http://vac.ciifen-int.org/Jsp/bdc/>

ConsultaDatos.jsp;jsessionid=3B6E42496D397DAEB6EE7064F43EF976?NavBarId=si00

Unidad 2. La aplicación de los sensores remotos al monitoreo del tiempo, el clima y el cambio climático

1. Conceptos básicos sobre sensores remotos para mediciones meteorológicas

El sensor es un elemento fundamental de un sistema de teledetección. Un sensor remoto es un instrumento capaz de detectar, caracterizar y cuantificar la energía que proviene de objetos situados a la distancia. Así logra obtener información de ciertas características de esos objetos. Pueden clasificarse en dos tipos: sensores pasivos y sensores activos.

1.1. Sensores pasivos

Los sensores pasivos se limitan a recoger la energía electromagnética procedente de las cubiertas terrestres, ya sea reflejada de la radiación solar entrante o emitida en virtud de la temperatura de la cubierta en cuestión (Figura 1). Muchos satélites meteorológicos tienen sensores de este tipo. En función del procedimiento que se emplee para recibir esta radiación, los sensores pasivos se dividen en:

- Sensores fotográficos.
- Sensores óptico-electrónicos.
- Sensores de antena.

1.2. Sensores activos

Los sensores activos proveen su propia fuente de energía, la emiten hacia los cuerpos y reciben la señal de retorno. Entre los sensores activos más comunes es-

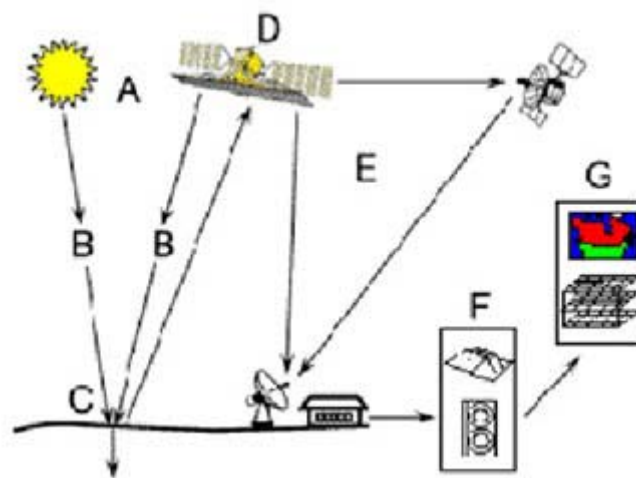


Figura 1. Sensores pasivos

tán los radares (Figura 2), que pueden trabajar bajo cualquier condición atmosférica, tanto en el día como en la noche. Estos sensores trabajan principalmente en la región de las microondas.

Los sensores activos son capaces de emitir un haz de energía que recogen posteriormente, tras su reflexión sobre la superficie terrestre sometida a estudio. Por tanto, a diferencia de los sensores pasivos, los activos, no sólo se limitan a recoger la energía que les llega de la superficie terrestre sino que también son capaces de generar su propio haz. Hay dos sistemas fundamentales: el radar y el lidar.

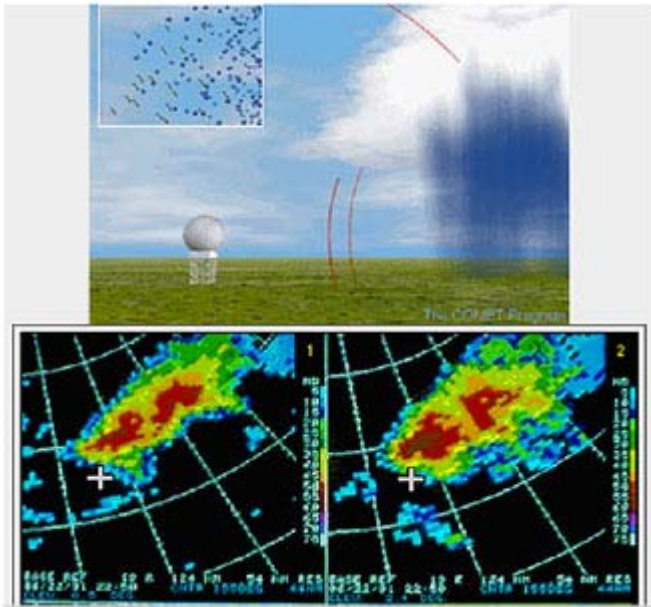


Figura 2. Modelo conceptual de los principios de funcionamiento del radar meteorológico

1.3. Respuesta espectral

La respuesta espectral es el comportamiento de un cuerpo o superficie ante la incidencia de radiaciones electromagnéticas de distinta frecuencia. Las características de la superficie observada y de la longitud de onda a la que se observa, determinan la proporción de flujo incidente que es reflejado, absorbido y transmitido. Por eso es importante conocer el comportamiento de una determinada cubierta en diferentes longitudes de onda, ya que esto permitirá determinar con mayor precisión sus diferencias con respecto a cubiertas que espectralmente son similares.

En el espectro visible (longitudes de onda de la radiación solar entre 400 y 700/800 nm, nanómetros, o sea entre 0.4 y 0.7/0.8 μm , micrómetros, longitudes que pueden ser captadas por el ojo humano) esta diferencia en el comportamiento a distintas longitudes de onda, da lugar a lo que comúnmente denominamos color. Así, por ejemplo, un objeto «será verde» si la energía se refleja intensamente en esta banda del espectro y poco en el resto (caso por ejemplo de las plantas y de la vegetación en general).

Aparte de las características de la cubierta observada que determinan el grado de reflectividad de la energía en dicho objeto, en la energía final captada por un sensor influyen otros factores externos, como:

- h) Las condiciones atmosféricas: la atmósfera se compone de diferentes gases: anhídrido carbónico, oxígeno, ozono, nitrógeno, vapor de agua, otros gases. Estos elementos son los causantes de la interacción de la atmósfera con la radiación electromagnética, dando lugar a tres efectos fundamentales:
- i) Absorción atmosférica: absorción de la energía en determinadas bandas del espectro, lo que limita la observación espacial a aquellas bandas donde esta absorción es nula o casi nula. Los principales causantes de esta absorción son:
- j) Oxígeno: filtra las radiaciones ultravioleta por debajo de $0.1 \mu\text{m}$, sectores en el infrarrojo térmico y en las microondas.
- k) Ozono: elimina la energía ultravioleta inferior a $0.3 \mu\text{m}$ así como un sector de las microondas.
- l) Vapor de agua: con una fuerte absorción en torno a 6 mm y otras menores entre 0.6 y $2 \mu\text{m}$.
- m) Anhídrido carbónico: absorbe el infrarrojo térmico y un sector del infrarrojo medio situado entre 2.5 y $4.5 \mu\text{m}$.

Como consecuencia de la absorción, la observación espacial se reduce a determinadas bandas del espectro, conocidas como «ventanas atmosféricas» que son, fundamentalmente: una ventana en el espectro visible e infrarrojo cercano situada entre 0.3 y $1.35 \mu\text{m}$, varias ventanas en el infrarrojo medio situadas entre 1.5 y $5.5 \mu\text{m}$, una ventana en el infrarrojo térmico entre 8 y $14 \mu\text{m}$ y la última ventana situada por encima de los 20 mm abarcando las microondas.

En función de estas ventanas se diseñan los sensores espaciales para procesos de teledetección, así por ejemplo, si se desea observar la atmósfera, los sectores espectrales más convenientes son aquellos en donde la absorción atmosférica es alta. Por ello los satélites meteorológicos incorporan bandas en estas regiones del espectro (satélites GOES, NOAA y ME-

TEOSAT, con una banda comprendida entre 5.7 y 7.1 μm con el fin de estudiar el contenido de agua en la atmósfera).

- n) **Dispersión atmosférica:** es causada por la interacción entre la radiación electromagnética y los gases y partículas atmosféricas en suspensión, provocando disminución tanto de la radiación procedente de la superficie terrestre como de la radiación directa, y aumentando la radiación difusa. Resulta muy difícil cuantificar la influencia final de la dispersión en la imagen tomada por el sensor, dado que las partículas atmosféricas varían considerablemente de un lugar a otro y en el tiempo.
- o) El emplazamiento ambiental de la cubierta.
- p) **La geometría de observación:** la cantidad de energía que llega al sensor depende del ángulo formado entre la superficie y la energía incidente reflejada y al mismo tiempo del ángulo que forma el haz incidente con la posición del sensor.
- q) **Ángulo de iluminación Solar:** depende de la fecha del año y del momento de paso del satélite. La reflectividad presenta variaciones estacionales de manera que el sensor registra un valor distinto de energía según la iluminación solar.

1.4. Resolución

La resolución de un sensor se relaciona con su capacidad para registrar y discriminar información en detalle de las distintas cubiertas. Por ello la resolución depende de la capacidad de los sensores para distinguir variaciones de la energía electromagnética, del detalle espacial que captura y del número y ancho de las bandas que alberga. La resolución no depende de cada uno de sus componentes sino de todo el equipo en conjunto (para adquirir fotografías con mayor resolución, no basta solo mejorar la lente sino que es necesario, a su vez, mejorar la sensibilidad de la película).

1.4.1 Resolución espacial

Se refiere al objeto más pequeño que puede ser dis-

tinguido sobre la imagen. Define el tamaño del píxel, que corresponde al tamaño de la mínima unidad de información en la imagen (Figura 3).

Algunos ejemplos de resoluciones en sensores actuales son: 10 x 10 m en el sensor SPOT, 120 x 120 m en el canal térmico del LANDSAT, 1X1 km en los satélites NOAA, 5 x 5 km en el satélite METEOSAT (píxel de gran tamaño para ofrecer una imagen global de la superficie terrestre).

1.4.2. Resolución espectral

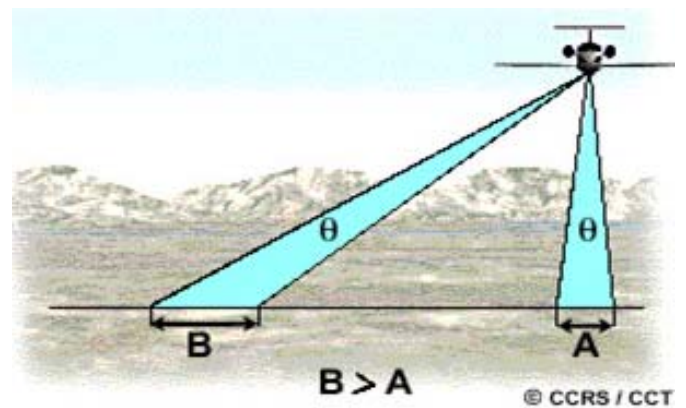


Figura 3. Tamaño del píxel en el nadir (A) y alejado del nadir (B)

Se relaciona con el número y el ancho de las bandas espectrales que puede discriminar el sensor. Los satélites se pueden clasificar como monoespectrales para caso de los radares que presentan solo una banda, multispectrales, de 2 a varias bandas e hiperspectrales capaces obtener información simultánea de cientos de bandas.

El sensor será más adecuado cuantas más bandas proporcione, dado que facilitará la caracterización espectral de las distintas cubiertas. Además, conviene que estas bandas sean lo más estrechas posibles para poder recoger la señal sobre regiones coherentes del espectro ya que en bandas anchas se registran valores promedio que dificultan la diferenciación entre cubiertas.

El número, la anchura y la localización de las bandas que incluye el sensor depende del objetivo para el que éste haya sido diseñado, así, por ejemplo, para los sensores meteorológicos basta con colocar una banda en el

visible, una o dos bandas en el térmico (para conocer la temperatura de las nubes) y otra en el infrarrojo medio (para observar el contenido de humedad en la atmósfera).

1.4.3. Resolución radiométrica

Es la sensibilidad del sensor, es decir, su capacidad para detectar variaciones en la radiancia espectral que recibe. Determina el número de niveles de gris recogidos en el film, se expresa en niveles por píxel (64, 128, 256 y 1024). A mayor resolución radiométrica, mejor interpretación de la imagen. El píxel mixto es definido por una señal intermedia a las cubiertas que lo componen.

Para los sensores óptico-electrónicos la resolución radiométrica suele identificarse con el rango de valores que codifica el sensor, por lo general 256 niveles por píxel (8 bits).

1.4.4. Resolución temporal

Es la periodicidad con que el sensor adquiere imágenes de la misma porción de la superficie terrestre. Está en función de las características orbitales de la plataforma (altura, velocidad e inclinación) y del diseño del sensor (ángulo de observación y ángulo de cobertura). El ciclo de recubrimiento es el tiempo que tarda el sensor en pasar sobre la misma porción de la Tierra, el periodo orbital es el tiempo que tarda en circundar la tierra.

Por ejemplo, los satélites meteorológicos deben ofrecer información en períodos cortos de tiempo, por eso, proporcionan una imagen cada 30 minutos, sin embargo, los satélites de recursos naturales ofrecen una cadencia mucho menor, así, el Landsat presenta una resolución temporal de 16 días.

2. Radares meteorológicos

El radar (nombrado así por su sigla en inglés: **RA**dio **D**etection **A**nd **R**anging) es el sensor activo más conocido y más flexible, dado que puede trabajar en cualquier condición atmosférica, lo que le hace idóneo para operar en regiones donde la cobertura de nubes es prácticamente constante o muy frecuente.

El radar convencional presenta un inconveniente similar a los radiómetros, en cuanto a que su resolución

espacial es directamente proporcional a la longitud de onda e inversamente proporcional al diámetro de abertura y en consecuencia ofrece poca resolución espacial, a menos que se utilicen antenas de elevadas proporciones. Para solventar este problema se diseñó el Radar de Abertura Sintética, SAR, basado en el efecto Doppler, que afecta a la observación realizada cuando existe un movimiento relativo entre el objeto evaluado y el sensor. Para el SAR, se registran los pulsos de un mismo punto de la superficie terrestre en dos momentos distintos de la trayectoria, con lo que la resolución es equivalente a la que se obtendría con una antena de similar longitud a la distancia existente entre ambos puntos.

Las imágenes de radar suelen presentar considerables deformaciones geométricas debido a las variaciones en los ángulos de emisión e incidencia y a la dependencia de la señal de retorno con la distancia a la antena, lo que dificulta la interpretación de la imagen.

El relieve es el principal factor causante de problemas en el radar ya que, además de ser el causante de la variación del ángulo de incidencia, el relieve modifica la posición de dos objetos en la imagen, cuando sus ecos llegan a la antena en forma inversa a su posición respecto a la trayectoria. El caso más complicado es cuando el relieve deja en sombras las vertientes opuestas a la dirección de observación, implicando la pérdida de información de esas laderas. El problema se resuelve cuando el radar es portado por un satélite, diseñándolo para que pase por el mismo sitio con dos ángulos distintos.

El radar usado en meteorología tiene capacidad de detección limitada a unos centenares de kilómetros. La resolución de los datos de radar permite estudiar los procesos de nubes que influyen en la organización y evolución de los sistemas meteorológicos convectivos (Figura 4). La disponibilidad continua de imágenes de radar es esencial para pronosticar condiciones severas e inundaciones repentinas a corto plazo. Se utiliza para localizar precipitaciones, calcular sus trayectorias y estimar sus tipos (lluvia, nieve, granizo, etc.). Además, los datos tridimensionales pueden analizarse para extraer la estructura de las tormentas y su potencial de trayec-

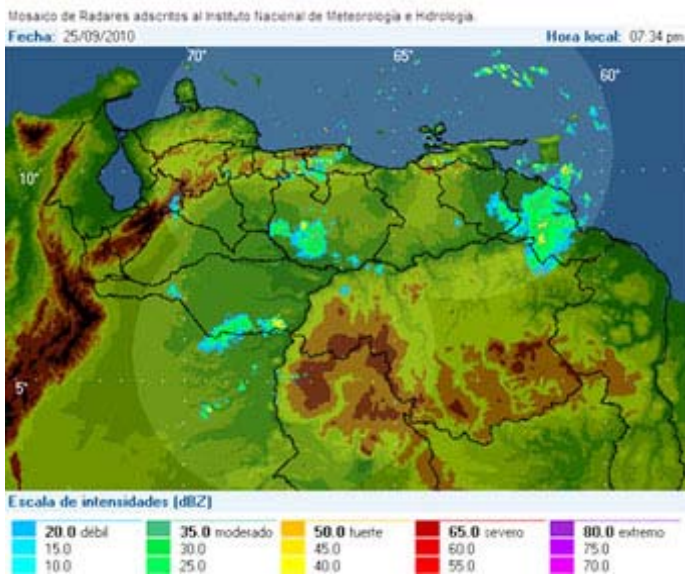


Figura 4. Imagen de los radares meteorológicos de Venezuela

toria y de daño. Finalmente, los ecos de precipitaciones y de atmósfera clara del radar meteorológica permiten estimar la dirección y velocidad del viento en las zonas bajas de la atmósfera.

El radar meteorológico suele usarse junto con detectores de rayos, para ubicar la actividad mayor de una tormenta.

En los trópicos, las observaciones de superficie y radiosonda son escasas, especialmente en comparación con el hemisferio norte. En las últimas dos décadas, en algunas regiones el tamaño de la red de superficie y la regularidad de los informes han disminuido. Dadas estas condiciones, los radares se pueden convertir en la fuente primaria y tal vez la única fuente de observaciones regulares para la vigilancia del tiempo y clima, así como para fines de pronóstico del tiempo y de alertas tempranas.

Para mayor información, consultar en:

<http://www.inameh.gob.ve/web/index.php?pag=mosaico>

http://www.weather.an/sat_img/radar.asp#

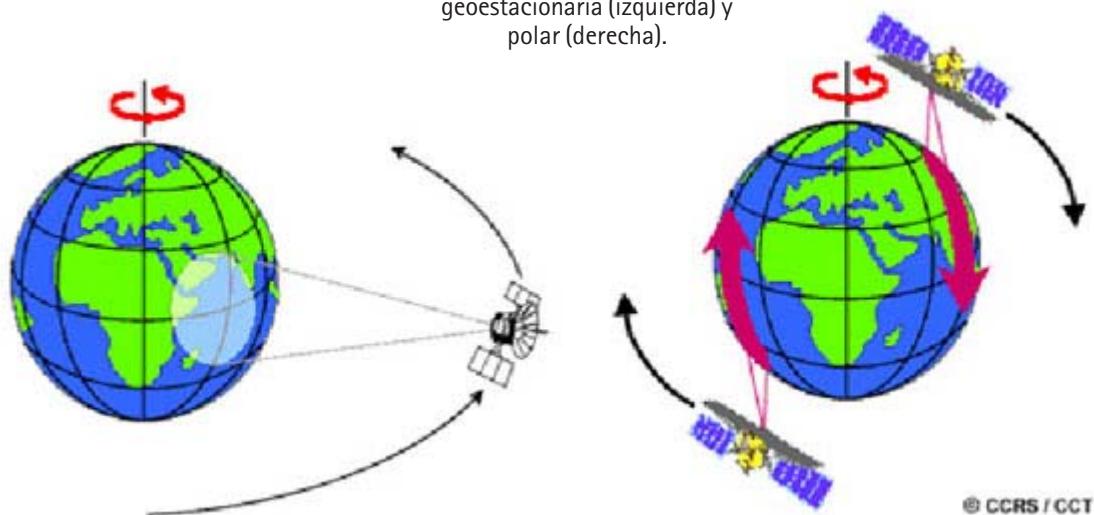
3. Utilidad de la información satelital. Análisis de los productos actuales y potenciales

Las plataformas de teledetección se pueden clasificar atendiendo al tipo de órbita que siguen, como geosíncronas o heliosíncronas. Las plataformas geosíncronas también se denominan geoestacionarias, y corresponden a satélites situados en órbitas muy altas, sincroni-



Figura 5. El sistema global de observación satelital.

Figura 6. Satélites de órbita geostacionaria (izquierda) y polar (derecha).



zados al movimiento de rotación de la tierra, observando siempre la misma zona. Al contar con un campo de visión amplio pueden observar en una sola imagen el disco completo de la Tierra. Ejemplos de este tipo de sistemas son las plataformas Meteosat o GOES (Figura 5), situados a unos 36.000 km sobre el Ecuador, en el primer caso sobre el meridiano cero para obtener imágenes de Europa y en el segundo en los meridianos 70 y 140 para enfocar a la costa este y oeste de USA. Al estar enfocados siempre sobre la misma zona proporcionan una resolución temporal inmejorable

Las plataformas heliosíncronas observan sistemáticamente zonas distintas del planeta. La órbita puede ser elíptica, pero lo normal es que sea circular para obtener imágenes desde la misma altura, que sean comparables. Además las órbitas suelen ser polares (plano de la órbita prácticamente perpendicular al plano del Ecuador; Figura 6), con el propósito de aprovechar el movimiento de rotación de la Tierra para que la plataforma se sitúe sobre un mismo punto cada cierto tiempo; la altura y velocidad se calculan para que esta observación se realice a la misma hora solar. Ejemplo de estos sistemas son las plataformas NOAA.

3.1. Satélites meteorológicos de órbita cuasi polar

El satélite de órbita casi-polar da vueltas alrededor del globo en una órbita elíptica cuasicircular, sincroni-

zada con respecto al sol y ligeramente inclinada con relación al eje de la tierra, atravesando todas las latitudes con excepción de una estrecha área alrededor de los polos. Los actuales satélites están situados en órbitas entre 800 y 1.000 km. Este tipo de satélite es capaz de observar toda la tierra dos veces al día. Facilitan imágenes con gran resolución, aproximadamente de 1 Km en el punto subyacente del satélite, tanto en el espectro visible (0.5-0.9 μm) como en el infrarrojo (10.3-12.5 μm). Algunos satélites están dotados de radiómetros que miden la distribución vertical de la temperatura y la humedad y funcionan en el intervalo espectral infrarrojo (canales del anhídrido carbónico y el vapor de agua) y en el microondas (canales 2 y vapor de agua).

Los satélites meteorológicos de órbita polar son explotados por los EE.UU. (NOAA, ASCAT), Rusia (Meteor) y China (FY-1). Con un solo satélite se obtiene la cobertura global.

3.1.1. Satélites de la Agencia NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration (Administración Nacional Oceánica y Atmosférica de Estados Unidos)

La agencia NESDIS/NOAA de Estados Unidos inició con la serie de satélites conocidos como TIROS-N (lanzado en octubre de 1978) y continuó con el NOAA-A, lanzado en junio de 1979 y reticulado NOAA-6, hasta el NOAA-14, una nueva serie de satélites ambientales ope-

racionales polares llamados NOAA (POES) y actualmente mantiene operativos un conjunto de ellos, entre el NOAA-15 y el NOAA-19.

Tales satélites están dotados de un instrumento conocido como AVHRR (Advanced very high resolution radiometer o radiómetro avanzado de alta resolución), que se utiliza para detectar de modo remoto la cubierta de nubes y la temperatura superficial. En la Tabla 1 se presentan las características técnicas de este instrumento.

Para mayor información se puede consultar. Imágenes:

<http://www.goes.noaa.gov/>

Productos derivados del procesamiento digital de imágenes como aerosoles, ozono, vientos, entre otros:

<http://www.osdpd.noaa.gov/ml/index.html>

<http://www.star.nesdis.noaa.gov/smcd/opdb/goes/winds/wind.html>

3.1.2 Modis

El MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) es un instrumento científico (espectro radiómetro) lanzado en órbita terrestre por la NASA en 1999 a bordo del satélite Terra (EOS AM) y en 2002 a bordo del satélite Aqua. El MODIS realiza: mediciones de temperatura de superficie (suelo y océano), detección de incendios, evaluación del color del océano (sedimentos, fitoplancton), cartografía de la vegetación global, detección de cambios características de la nubosidad y concentraciones de aerosoles. El instrumento captura datos en 36 bandas espectrales con un rango de longitud de onda de 0.4 μm a 14.4 μm y con resolución espacial variable (2 bandas con 250 m, 5 bandas con 500 m y 29 bandas con 1 km).

Ver: <http://modis.gsfc.nasa.gov/>

<http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov/>

Tabla 1. Características del instrumento AVHRR/3

| Canal | Banda espectral μm | Resolución espacial en el nadir km | Señal / interferencia (S/N) o delta de temperaturas equivalente de ruido (NE Δ T) | Uso Típico |
|-----------------|----------------------------------|---------------------------------------|--|--|
| 1 (visible) | 0.580 - 0.68 | 1.1 | 9:1 en 0.5% albedo | Día: nubes |
| 2 (IR Cercano) | 0.725 - 1.00 | 1.1 | 9:1 en 0.5% albedo | Día: tierra y agua |
| 3A (IR Cercano) | 1.580 - 1.64 | 1.1 | 20:1 en 0.5% albedo | Día: nieve y hielo |
| 3B (IR-Ventana) | 3.550 - 3.93 | 1.1 | 0.12 K en 300 K | Nubes, temperatura superficial del mar |
| 4 (IR-Ventana) | 10.300 - 11.3 | 1.1 | 0.12 K en 300 K | Nubes, temperatura superficial del mar |
| 5 (IR-Ventana) | 11.500 - 12.5 | 1.1 | 0.12 K en 300 K | Temperatura superficial del mar |

3.2. Satélites de órbita geostacionaria

La altitud de la órbita de un satélite geostacionario es de aproximadamente 36.000 km, a esta altitud el periodo orbital es de aproximadamente 24 horas y por consiguiente, igual a la velocidad de rotación de la Tierra. El plano orbital del satélite coincide con el plano ecuatorial, de modo que el satélite permanece fijo sobre el ecuador. Suministra información de una zona comprendida en un radio de aproximadamente 50°, desde el punto subyacente del satélite. En estos satélites se observa siempre la misma porción del globo (42% de la superficie de la tierra). Se necesitan entre 5 y 6 satélites geostacionarios para cubrir completamente la superficie de la Tierra, en un área que va desde 50°N y 50°S de latitud. Sin embargo, estos satélites no pueden ver los Polos.

Los satélites geostacionarios están dotados de radiómetros de exploración giratoria que funcionan en el espectro visible (0.4-0.8 μm), el infrarrojo térmico (9.7-13.0 μm) y el infrarrojo vapor de agua (5.7-7.1 μm). La resolución de los datos de las imágenes visibles en el punto subyacente del satélite, varía de acuerdo con el

satélite, entre 0.9-2.5 km y la resolución de las imágenes en el espectro infrarrojo varía entre 5-8 km.

Los satélites meteorológicos geoestacionarios son explotados por EUMETSAT (Meteosat), EE.UU. (GOES), EE.UU. y Japón (TRMM), Japón (GMS), China (FY-2B), Rusia (GOMS) y la India (INSAT).

3.2.1. Satélite GOES – National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)

Los satélites GOES son desarrollados y lanzados por la Agencia Espacial de Estados Unidos, NASA, pero una vez se tornan de carácter operacional son administrados por la NOAA. El suministro de información global oportuna, incluyendo advertencias de tormentas, así como condiciones locales asociadas con tempestades, truenos, tornados, inundaciones, chubascos, tormentas de polvo, erupciones volcánicas e incluso extensión de incendios forestales, es la función primaria del GOES. Además, un sistema de colección de datos permite la recepción y retransmisión de datos ambientales. El programa GOES mantiene 2 satélites que funcionan en conjunto para proporcionar una cobertura observacional del 60% de la Tierra.

Las fechas de lanzamiento fueron: 04/1994 para el GOES-W situado en 135°W, 04/1997 para el GOES-E situado en 75°W; actualmente operan los GOES-10 y GOES-13, para tales posiciones, respectivamente.

Los dos satélites conjuntamente operan para producir una cara completa de la Tierra, durante el día y la noche (Figura 7). La cobertura se extiende aproximadamente desde 20°W hasta 165°E.

En un par de años estará operativo el GOES-12 para el monitoreo continuo sobre Sur América, cada 15 minutos (Imágenes disponibles en: http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/goes_anteriores.jsp).

La misión primaria del GOES se cumple mediante los instrumentos: GOES IMAGER Y GOES SOUNDER.

GOES IMAGER es un instrumento multicanal que detecta la energía radiante y la energía solar reflejada por la superficie de la tierra y la atmósfera. Sus principales características se detallan en la Tabla 2.



Figura 7. Área de cubrimiento de los satélites GOES-W y GOES-E

Tabla 2. Características del GOES Imager

| Número del canal | Longitud de onda (µm) | Campo instantáneo de visión geográfica (IGFOV) sobre el nadir |
|------------------|-----------------------|---|
| 1 | 0.55 - 0.75 | 1 km |
| 2 | 3.80 - 4.00 | 4 km |
| 3 | 6.50 - 7.00 | 8 km |
| 4 | 10.20 - 11.20 | 4 km |
| 5 | 11.50 - 12.50 | 4 km |

Las imágenes del globo se toman cada 30 minutos. Es posible explorar área terrestres con intervalos más frecuentes (por ejemplo cinco minutos, incluso un minuto) para la ayuda a los programas de alarma de NOAA.

GOES SOUNDER o sonda atmosférica es un radiómetro con 19 canales que detecta los perfiles atmosféricos de temperatura y humedad, temperatura en superficie y en el tope de la nube y distribución del ozono. Los perfiles atmosféricos que se producen son muy similares a los efectuados con las radiosondas. Pero el sistema basado en el Sounder portado por los satélites puede alcanzar un mayor número de perfiles y muchas más localizaciones que con los sistemas terrestres. El Soun-

der tiene 4 sistemas de detectores (visible, onda larga IR, onda media IR y onda corta IR).

Los satélites GOES suministran imágenes sectorizadas de reducida resolución así como otros productos meteorológicos, tales como mapas de análisis y pronóstico.

Imágenes se pueden ver en tiempo real en:

<http://www.ghcc.msfc.nasa.gov/GOES/>

<http://goes.gsfc.nasa.gov/>

Productos derivados del procesamiento digital de imágenes como aerosoles, ozono, vientos, entre otros:

<http://www.osdpd.noaa.gov/ml/index.html>

3.2.2. Satélite TRMM

Nombrado así por su sigla: Misión de medición de lluvias tropicales (Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)), es el resultado de una conjunción de exploración espacial entre la NASA y la Agencia de Exploración Aeroespacial Japonesa (JAXA) diseñada para monitorear y estudiar precipitaciones tropicales y subtropicales, entre 35°N y 35°S (Figura 8).

Su radar meteorológico de precipitación, PR, provee cartas de estructuras de tormentas tridimensionales. Su generador de imágenes por microondas del TRMM (TMI, en inglés) es un sensor de microondas pasivo diseñado para dar información cuantitativa de lluvias sobre una amplia franja bajo el satélite TRMM (Figura 9).

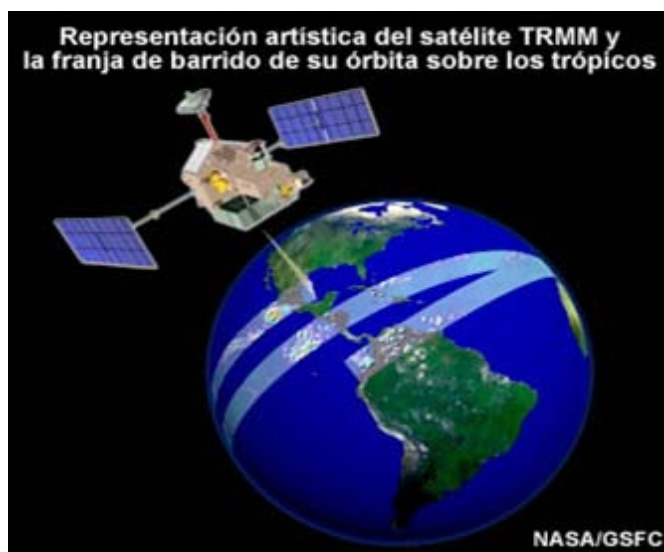


Figura 8. Representación artística del satélite TRMM y la franja de barrido de su órbita sobre los trópicos.

El escáner de radiación visible e infrarrojo es uno de los tres instrumentos en el paquete de medición de lluvia, que sirve como un sensor indirecto indicador de lluvia.

Para datos y productos consultar en:

<http://trmm.gsfc.nasa.gov/>

Los satélites y sensores remotos aerotransportados han generado una enorme cantidad de información sobre los huracanes, el fenómeno meteorológico más peligroso de las regiones tropicales. Los estudios climáticos basados en datos satelitales han producido información importante sobre las nubes y la precipitación, las circulaciones de gran escala, la interacción entre el aire y el mar, la química del aire y los cambios en la superficie terrestre. La asimilación de los datos satelitales en los modelos de predicción numérica ha mejorado el desempeño de los modelos.

A través de la interpretación de imágenes de satélite se puede identificar formas, tonalidades y textura de nubes y otros fenómenos radiativos sobre la imagen, para determinar los mecanismos físicos que producen estas formas. Se usan las imágenes canal visible, vapor de agua e infrarrojo (Figura 10).

Dada la escasez de observaciones de radiosonda en los trópicos, los sondeos satelitales constituyen la forma principal de observar los cambios de temperatura y humedad que se producen con la altura a través de la troposfera tropical.

Las sondas atmosféricas hiperspectrales generan perfiles de una profundidad de 1 a 2 km. La próxima generación de satélites geoestacionarios contará con sondas atmosféricas hiperspectrales infrarrojas. Las sondas atmosféricas en órbita polar tienen resoluciones horizontales del orden de 1 a 10 km sobre franjas de barrido de 1000 km. Las sondas atmosféricas geoestacionarias generan observaciones continuas a escala hemisférica con una resolución horizontal aproximada de 8 km. Las imágenes de los satélites geoestacionarios también proporcionan estimaciones de la velocidad de los vientos alrededor del globo.

Figura 9 (arriba). Precipitación estimada con el satélite TRMM.

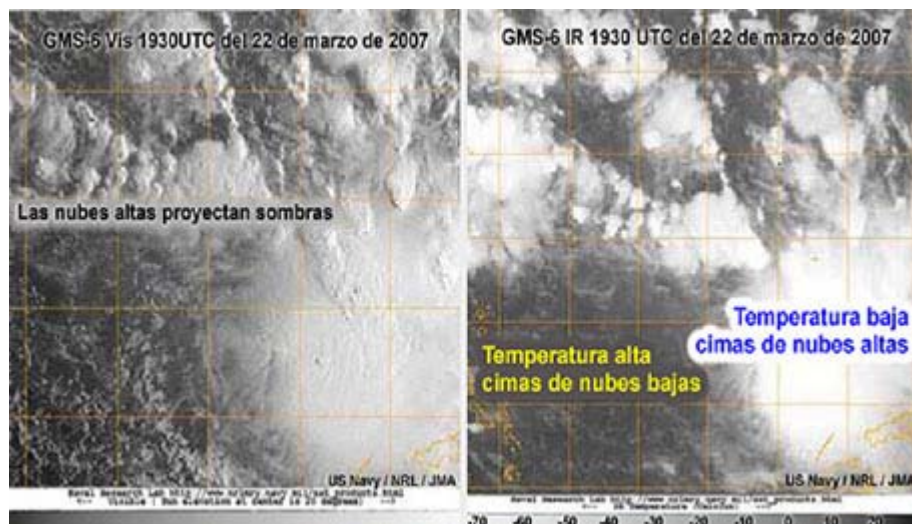
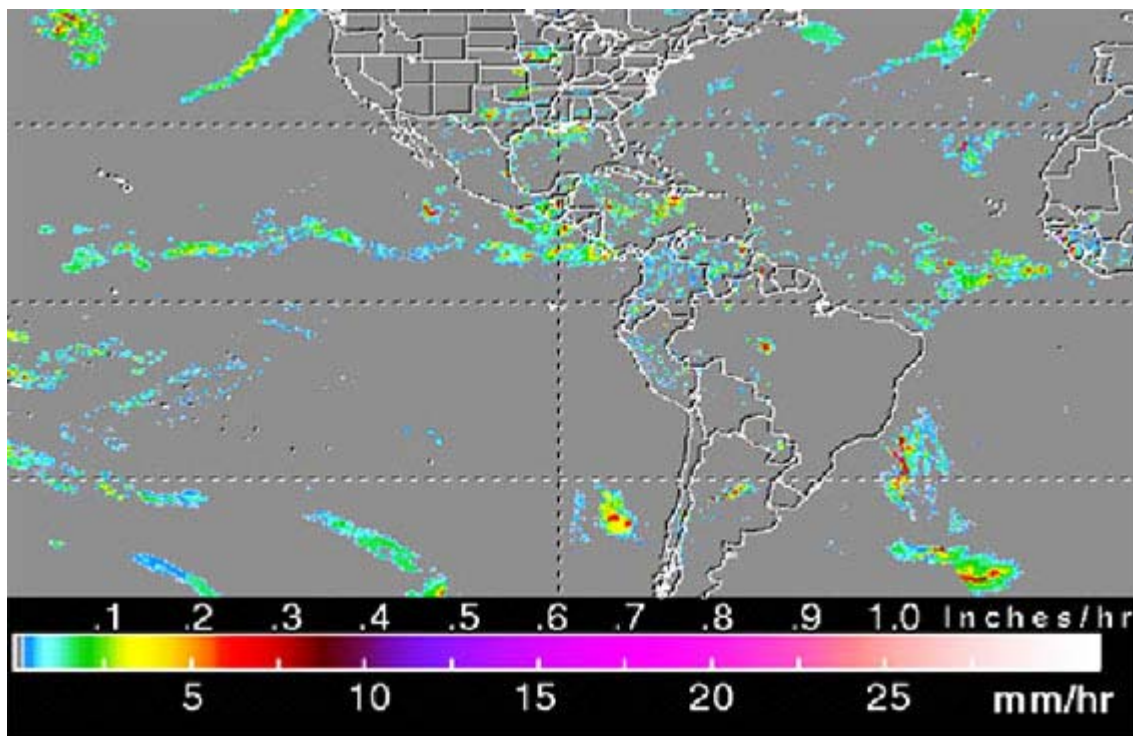


Figura 10 (izquierda). Imágenes satelitales de sistemas nubosos en el suroeste del Pacífico en el canal visible (izquierda) y en IR (derecha)

Los satélites geoestacionarios proporcionan asimismo estimaciones continuas de los vientos, derivadas del movimiento de las nubes y del vapor de agua (Figura 11).

Las imágenes son de gran utilidad para estimar la precipitación, en particular producida por nubes convectivas, porque las cimas de las nubes más altas y, por tanto, más frías, se correlacionan con tasas de precipitación más altas. La ventaja principal de las técnicas

basadas en el infrarrojo es la alta frecuencia temporal de las imágenes, que para los satélites geoestacionarios GOES y Meteosat Segunda Generación (MSG) puede ser de hasta 15 minutos. Los sensores satelitales de microondas han cambiado radicalmente la forma en que distinguen las propiedades de las nubes y miden la precipitación directamente en las nubes, lo cual constituye una gran ventaja frente a las técnicas que emplean el infrarrojo.

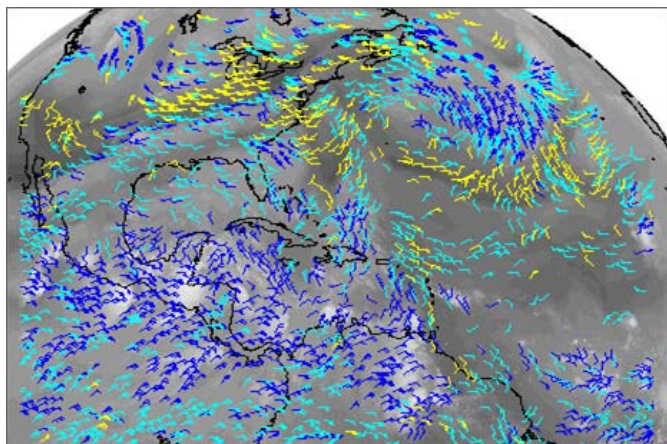


Figura 11. Datos de vientos, derivados de información de satélite

En resumen, la percepción remota desde los satélites y mediante radares ha permitido mejorar los conocimientos de la atmósfera y de las propiedades de superficie. La llegada de sensores de microondas de alta resolución ha suministrado información fundamental sobre el ciclo hidrológico en los trópicos. Los nuevos radares aerotransportados han generado información detallada sobre el núcleo interno de los ciclones tropicales, información de suma importancia para comprender los cambios en su intensidad. Los sensores de microondas y radares a bordo de varias plataformas orbitales ofrecen varias maneras de observar la lluvia, la humedad atmosférica y las propiedades de las superficies del suelo y de los océanos tropicales que nos ayudan a comprender el tiempo y el clima tropical.

4. Información satelital para aplicaciones agrícolas: medición de humedad del suelo, evapotranspiración y cobertura vegetal. Posibilidades en la región

Las imágenes obtenidas por los satélites meteorológicos ofrecen buenas perspectivas para la evaluación de los recursos naturales. Asimismo a través de la teledetección por satélite se puede obtener información para sectores productivos como la agricultura. Si se extrae de forma adecuada, se puede usar para cuantificar diversas condiciones agroclimáticas.

Las imágenes tomadas por los sensores remotos aportan información valiosa para la observación y monitoreo de los cultivos, en aspectos como vigor, color, estado fenológico y humedad disponible para las plantas. La determinación de estos parámetros permite estimar la productividad en diversas áreas agrícolas y definir las mejores técnicas para su uso adecuado. También permite la definición de técnicas de manejo en forma diferencial, de acuerdo a las condiciones evaluadas en cada sitio de interés.

Los productos satelitales simples destacan ciertas propiedades y están diseñados para una fácil interpretación visual. Entre ellos están las imágenes RGB compuestas, en las cuales se hace una composición de tres canales (dos visibles y uno infrarrojo cercano) en una sola imagen RGB (rojo, verde y azul, por las siglas del inglés) y se genera un producto simple combinado «vegetación/fase del agua en las nubes». Al asignar cada canal a un color rojo, verde y azul, respectivamente, se puede obtener un producto de aspecto casi realista en el cual el verde corresponde a la vegetación, los tonos pardos/rojos indican otros tipos de uso o cobertura de suelo, la superficie marina es oscura y las nubes son blancas (Figuras 12 y 13).

Si se extienden los canales empleados para generar los productos básicos de modo que incluyan el infrarrojo de onda larga, que es sensible a diferentes propiedades térmicas, se puede detectar las estructuras de superficie de los desiertos (Figura 14).

La imagen de un solo canal de ventana IR (izquierda) muestra el norte del Sahara como una superficie caliente homogénea, pero la imagen de diferencia de dos canales IR (derecha, 10,8 menos 8,7 micrómetros) revela estructuras de superficie más detalladas, gracias a la sensibilidad del canal de 8,7 micrómetros a los diferentes tipos de suelo.

El producto RGB «polvo/arena» permite distinguir visualmente las áreas con vegetación, pero es imposible inferir el tipo. Este producto realza la presencia y trayectoria de polvo en la atmósfera, por ejemplo sobre desiertos, zonas marítimas y oceánicas.

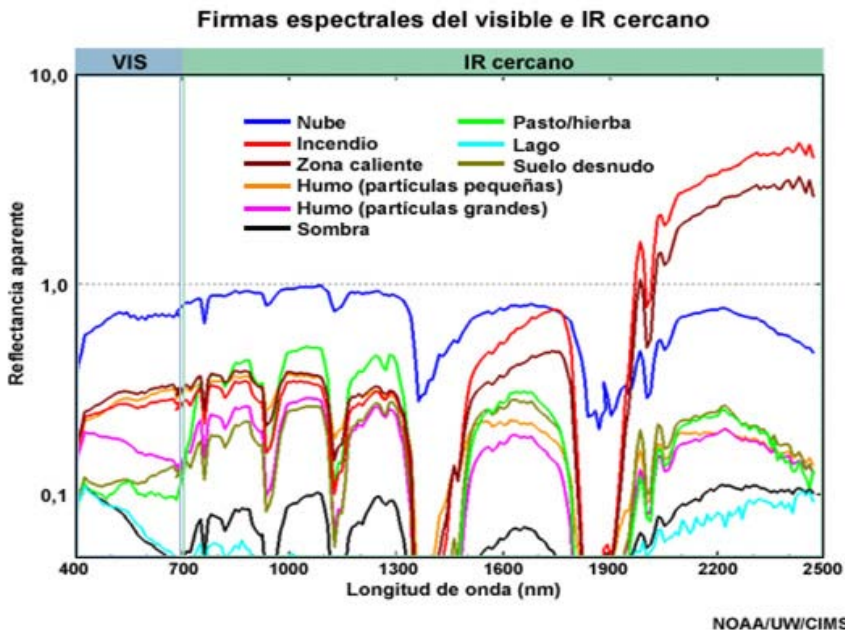


Figura 12. Firmas espectrales en los canales: visible e infrarrojo cercano.

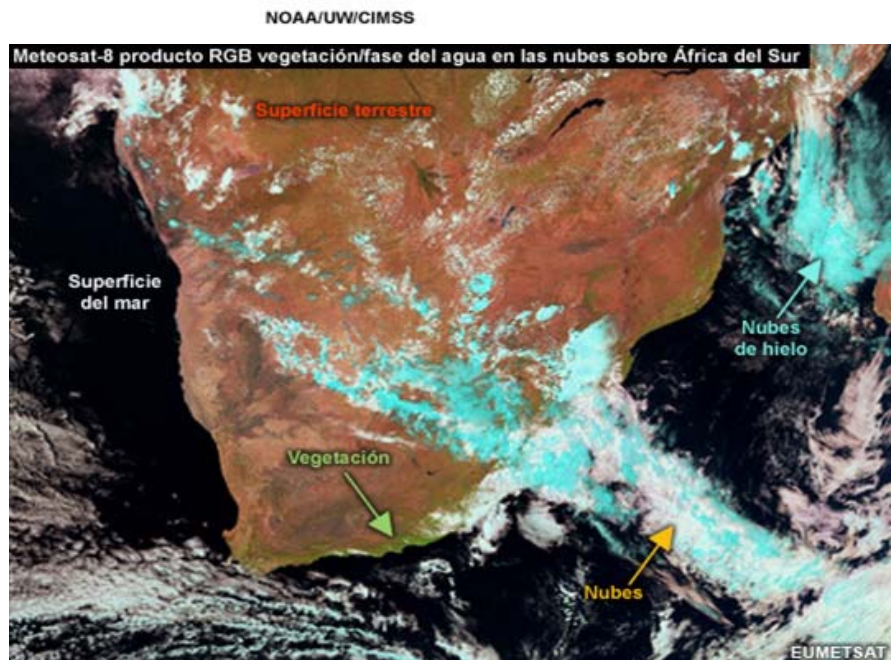


Figura 13. Producto simple combinado: vegetación/fase del agua en las nubes.

Para caracterizar las áreas con vegetación, se derivan productos que cuantifican una propiedad física y producen un parámetro con valores fijos, como el llamado «índice de vegetación de diferencias normalizadas» o NDVI. Los productos relacionados con la superficie, como los de detección de temperatura de la superficie terrestre y del mar, cubierta vegetal, manto de nieve e incendios descontrolados, sólo se pueden inferir para los píxeles en los cuales las nubes no ocultan la superficie.

Entre los productos más usuales para la superficie de la Tierra se destacan

- Tipos de cobertura del suelo. Se evalúa a partir de una combinación de conjuntos de datos, con reflectancias del canal visible (Figura 15).

En este caso la información se genera asignando a las bandas 7, 2, y 1 del MODIS, los colores: rojo, verde y azul de la imagen digital. La vegetación muy activa se representa con tonos verdes intensos. Los suelos desnudos, yermos, como por ejemplo los desiertos presen-

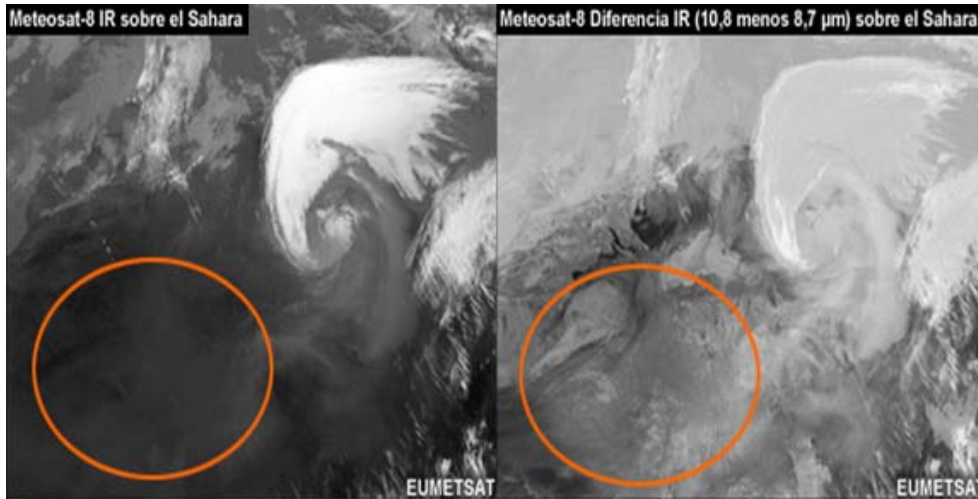


Figura 14. Imágenes de superficie del Sahara, en dos canales diferentes



Figura 15. Tipos de cubierta del suelo, según satélite Terra – instrumento MODIS

tan un tono rosáceo. Las zonas afectadas por incendios aparecerán representadas en diferentes tonos de rojo, representando el rojo más intenso las áreas que hayan sufrido fuertes quemaduras. El agua aparecerá negra y de azul marino si presenta sedimentos. Una de las ventajas de estas imágenes es que muestran realizadas las áreas inundadas.

- El Índice de Vegetación de Diferencias Normalizadas (NDVI) no es solo una simple diferencia de canales, sino que también constituye una buena medida de la actividad fisiológica de las plantas. Se define así:

$$NDVI = \frac{P_2 - P_1}{P_1 + P_2}$$

donde $\tilde{n}1$ y $\tilde{n}2$ son las reflectancias obtenidas a partir de las radiancias medidas en los canales 1 y 2 o $NDVI = (\text{Infrarrojo cercano} - \text{Rojo}) / (\text{Infrarrojo cercano} + \text{Rojo})$. El denominador de la ecuación es un factor de normalización, que compensa en parte la diferencia de reflectancia en superficie asociada con la elevación solar o con el ángulo de observación del satélite.

Este índice está diseñado para proveer una comparación permanente y consistente de los cambios temporales y espaciales de la vegetación al responder a la cantidad de radiación fotosintéticamente activa en determinado píxel, al contenido de clorofila, área foliar y a las características estructurales de las plantas. El sistema de imágenes MODIS (Figura 16) contiene dos tipos: NDVI

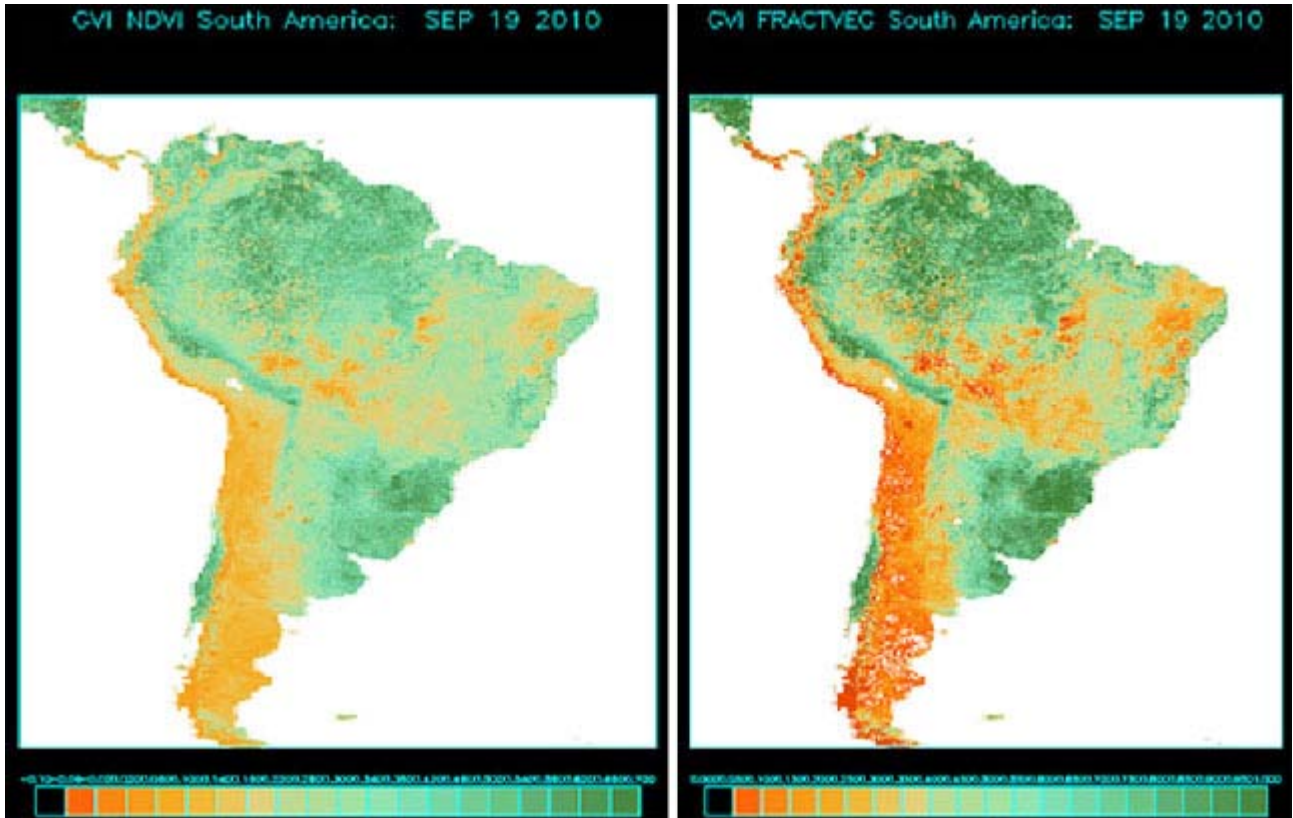


Figura 16. Imágenes Modis con índices de vegetación.

(normalized difference vegetation index) sensible a la clorofila y el EVI (enhanced vegetation index) enfocado a las variaciones estructurales de las plantas, como su fisonomía, tipo o área foliar.

Los valores de NDVI varían desde -0.1 hasta 0.703. Los valores superiores a 0.1, en general denotan un grado creciente en el verdor y la intensidad de la vegetación. Los valores entre 0 y 0.1 son comúnmente características de las rocas y el suelo desnudo, y los valores menores que 0 veces indican nubes, lluvia y nieve.

- El EVI (índice de vegetación mejorado) permite evaluar las variaciones estructurales del dosel vegetal incluyendo el índice de área foliar LAI (leaf area index), tipo y arquitectura del dosel y fisonomía de la planta. El EVI fue desarrollado para optimizar la señal de la vegetación con sensibilidad mejorada para altas densidades de biomasa, lográndose esto al separar la señal proveniente de la vegetación y la influencia atmosférica. El EVI es un NDVI modificado con un factor de corrección del suelo $L=1$ y dos coeficientes $C_1=6$ y $C_2=7.5$ que

intentan corregir efectos de dispersión atmosférica. El coeficiente G (gain factor)=2.5.

$$EVI = G * \frac{P_{NIR} - P_{Red}}{P_{NIR} + C_1 * P_{Red} - C_2 * P_{Blue} + L}$$

where,

- P_{NIR} = NIR Reflectance
- P_{Red} = Red Reflectance
- P_{Blue} = Blue Reflectance
- C_1 = Atmosphere Resistance Red Correction Coefficient
- C_2 = Atmosphere Resistance Blue Correction Coefficient
- L = Canopy Background Brightness Correction Factor
- G = Gain Factor

- La fracción de vegetación es esencialmente el NDVI expresado como una fracción o porcentaje; en este caso los valores fraccionarios de vegetación se multiplican por 100% (expresado en %). Los valores de NDVI menores o iguales a 0.07 se cifran como 0.0 y valores de NDVI mayor o igual a 0.57 se establecen como 1.0. Por lo tanto, los valores de NDVI entre 0.07 y 0.57 aumenta linealmente desde 0.0 hasta 1.0 cuando se expresa como fracción de vegetación.

- El **Índice de Agua Precipitable (PWI)**, también conocido como la diferencia de temperatura de brillo, es la diferencia entre los canales AVHRR 4 y 5. El índice PWI es una medida del vapor de agua que se encuentra en la atmósfera (valores bajos denotan una mayor concentración de vapor de agua). Las emisiones infrarrojas (IR) son de gran utilidad para estimar la precipitación de las nubes convectivas, porque las cimas de las nubes más altas y, por tanto, más frías, se correlacionan con tasas de precipitación más altas. Para la detección de precipitación con microondas se emplean varios canales, para el SSM/I, se usan las temperaturas de brillo (o de emisión) en 37 y 85 GHz para inferir la cantidad de agua líquida y de hielo en una columna atmosférica, lo cual se correlaciona bien con la precipitación en superficie.

- El **Índice de Área Foliar** o (Leaf Area Index - LAI) es uno de los parámetros más útiles para caracterizar la vegetación. Se define como el área de hojas verdes por área de terreno, pudiéndose valorar como total (ambas caras) o proyectada (superficie capaz de interceptar la radiación). La relación entre total y proyectada es de 2 para las especies de hoja ancha y oscila entre 2 y 3 para especies con hojas delgadas, alargadas, con valores típicos entre 2,4 y 2,6.

- **Temperatura Ambiente:** este producto se obtiene a partir de datos satelitales del canal infrarrojo térmico, se calcula todos los días cerca del mediodía y se integra para obtener la temperatura máxima promedio y máxima absoluta para cada década y mes del año. La temperatura es un factor clave para determinar, en conjunto con otras variables como NDVI y las precipitaciones, si el cultivo sufre estrés hídrico o si se desarrolla en condiciones fenológicas favorables.

- **Heladas:** este producto indica la temperatura a nivel del suelo con una precisión de 1°C, destacando todo sitio donde ésta desciende de 0°C (considerado como helada). Cuando ocurre la helada, este producto permite estimar la disminución de la cosecha, evaluar las áreas donde los cultivos pudieron recibir daños y demostrar la magnitud de los mismos.

- **La humedad del suelo** es un factor clave en el estudio de balances de agua. La teledetección permite estimar la humedad del suelo en un determinado territorio, mediante una técnica de medición indirecta que debe ser validada con datos obtenidos directamente en campo. La percepción remota satelital de la superficie terrestre se basa en dos propiedades fundamentales de la radiación de microondas: la polarización y una propiedad eléctrica conocida como efecto dieléctrico (los materiales dieléctricos tienen bajas características de conductividad eléctrica). Las superficies de agua polarizan fuertemente la radiación de microondas, provocando fuertes reducciones de emisividad y temperatura de brillo. Desde el espacio es posible observar ciertos cambios anómalos en las propiedades de las superficies de agua, como, por ejemplo, en su densidad y temperatura. Esto incluye las anomalías en la temperatura de la superficie del mar (TSM) asociadas con El Niño. En términos generales, las superficies terrestres no son buenos polarizadores, y al aumentar considerablemente la emisividad y la temperatura de brillo se produce un fuerte contraste entre las superficies de suelo y el agua.

La cantidad de radiación de microondas emitida por el suelo disminuye fuertemente a medida que la humedad del suelo aumenta. Los suelos muy secos tienen un aspecto relativamente brillante, es decir, más cálido para un sensor de microondas, mientras que los suelos saturados tienen un aspecto relativamente oscuro, o más frío. El índice Soil Water Index (SWI), se obtiene de la señal del satélite ERS y permite estimar el contenido de agua para el perfil edáfico con el valor de humedad de los primeros 5 cm del suelo. La humedad del suelo se puede estimar también con el satélite WindSat, con base en un algoritmo usando los canales 10 a 37 GHz (Figura 17).

- **La evapotranspiración real (ETR)** a nivel regional se calcula utilizando la información del satélite meteorológico NOAA-AVHRR. Con la información de los canales C1 (Visible) y C2 (IRC, infra rojo cercano) se obtiene el índice de vegetación normalizado (NDVI), a través del cual se sigue la evolución anual de la vegetación y

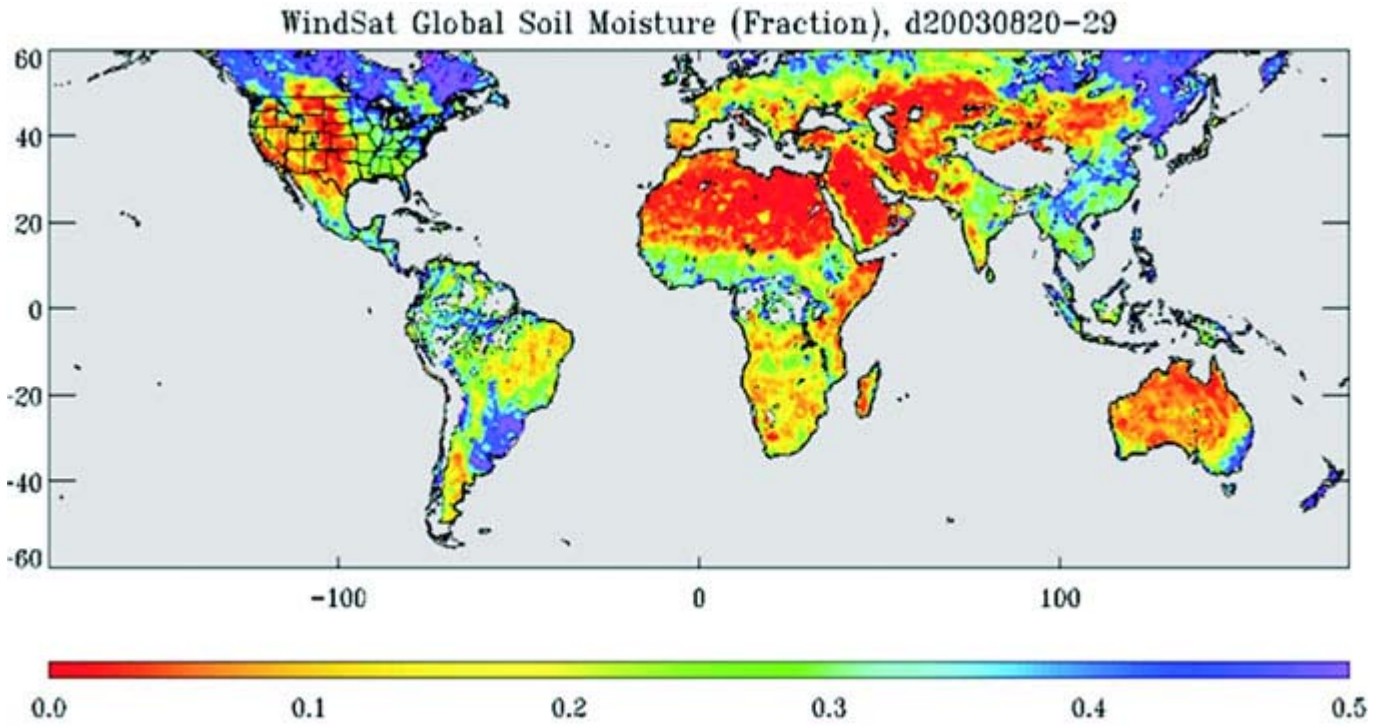


Figura 17. Humedad del suelo global, estimada mediante el WindSat

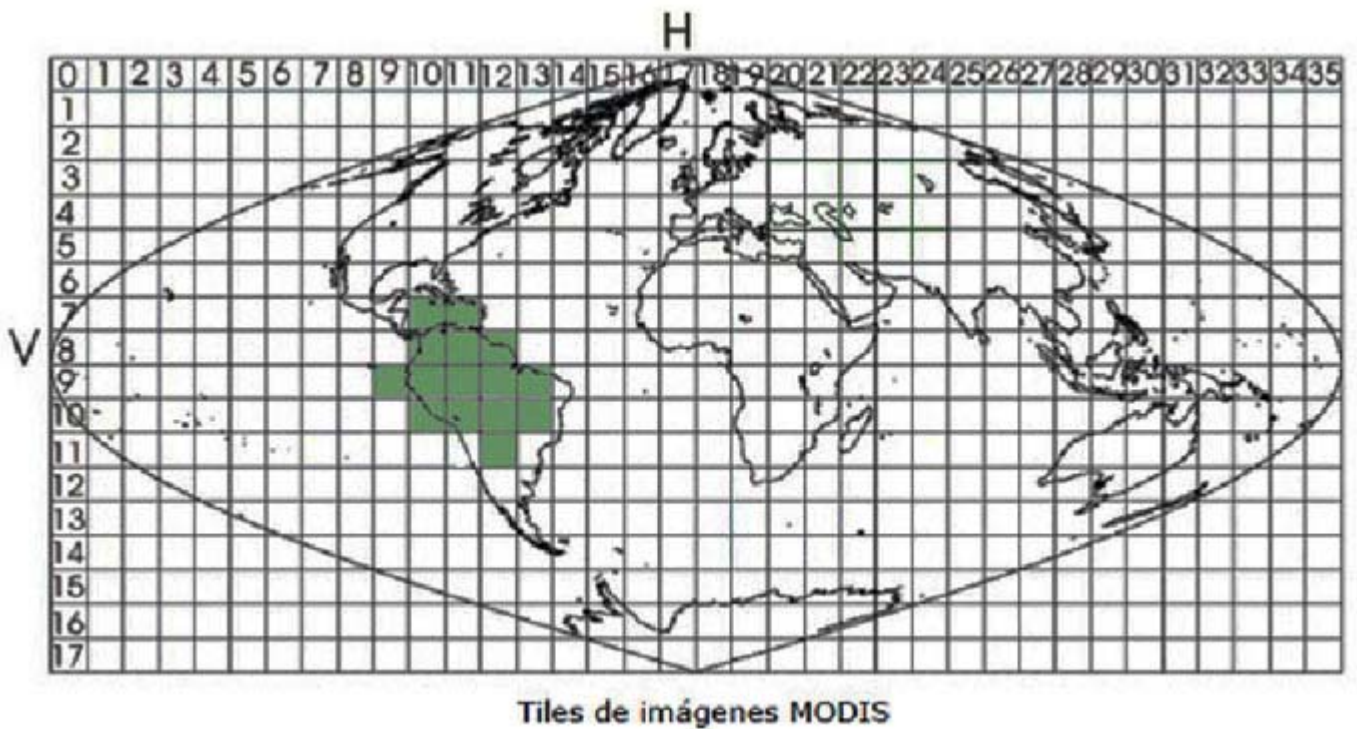


Figura 18. Cuadros («Tiles») de imágenes MODIS

con la información del Infrarrojo térmico (C4 y C5) se calcula la Temperatura de superficie (Ts). Luego se vincula la Ts calculada por teledetección con la temperatura del aire (Ta), para finalmente calcular la suma acumulada de las diferencias entre Ts y Ta, conocida como SDD (stress degree day) que permite estimar las características de stress hídrico a nivel regional. Conociendo (Ts-Ta) se puede estimar la ETR a partir de la radiación neta y de los coeficientes A y B que se estiman según las características de la cobertura vegetal, aplicando una relación simplificada a partir del balance de energía, según la ecuación: $ETR = R_n + A - B(T_s - T_a)$.

- **¿Cómo procesar las imágenes MODIS para que puedan ser utilizadas?**

Con datos obtenidos en una de las siguientes direcciones: USGS-EROS Data Center (<https://lpdaac.usgs.gov/>) o en MODIS - NASA (<ftp://e4ftl01u.ecs.nasa.gov/MOLT/>), se puede generar un método de procesamiento de productos MODIS para los distintos países de Sur América con imágenes separadas de cada banda de NDVI, EVI, MIR reflectance, EVI Quality y NDVI Quality. Estas últimas contienen información adicional sobre nubosidad, calidad de aerosol y datos atmosféricos entre otros.

Un paso importante es la re-proyección de las imágenes a un sistema de coordenadas estándar para cada país que sea compatible con un software de GIS y de procesamiento de imágenes. Colombia recientemente actualizó el sistema geodésico de referencia Datum Bogotá adoptado en 1941, por un sistema moderno compatible a nivel internacional que soporta las tecnologías actuales. Este sistema de proyección es conocido como MAGNA (Marco Geocéntrico Nacional de Referencias)-SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para América del Sur) cuya precisión facilita el intercambio de información georeferenciada entre los diferentes usuarios de información geográfica.

En el caso de imágenes MODIS para Colombia se debe considerar la reproyección antes mencionada y la conformación de un mosaico de 7 «tiles» o cuadros que cubran todo el territorio nacional (Figura 18). El uso com-

binado de EVI con otros índices podría ser aplicado en la modelación de cultivos, y en la valoración y estimación de los efectos de la variabilidad del clima en las cosechas.

Vínculos relacionados que puede visitar:

<http://www.osdpd.noaa.gov/ml/land/gvi.html#NDVI>

<http://www.caece.edu.ar/tea/servidores.htm>

<https://lpdaac.usgs.gov/lpdaac/products>

<http://landweb.nascom.nasa.gov/cgi-bin/browse/browse.cgi>

5. Resumen

Los sensores remotos son instrumentos usados para la adquirir y procesar información de la superficie. Los sensores están instalados en plataformas espaciales y utilizan métodos que emplean la energía electromagnética como medio de detección y medición de las características de un objeto. Este tipo de sensores se denominan activos cuando proveen su fuente de energía, que emiten hacia los cuerpos y después la reciben como una señal de retorno; un ejemplo de estos sensores son los radares que pueden trabajar bajo cualquier condición atmosférica, tanto de día como de noche. Hay sensores pasivos, en los que el proceso de teledetección se basa en la señal de una fuente de luz o energía externa reflejada por la superficie de los cuerpos, mecanismo utilizado por la mayoría de los satélites, como los meteorológicos. Los sensores registran información en diversas bandas del espectro electromagnético con un detalle espacial de captura.

A partir de la información suministrada por los sensores remotos se pueden derivar parámetros para monitorear la atmósfera y el océano, de modo que los investigadores tengan suficiente información para la vigilancia de la evolución de los fenómenos naturales, tales como el fenómeno El Niño. Otros usos comprenden áreas como las ciencias de la Tierra, en concreto la gestión de recursos naturales, campos de agricultura en términos de uso, conservación y seguridad.

En el caso de la agricultura los sensores remotos permiten determinar parámetros útiles para su planifi-

cación y manejo, como humedad del suelo, evapotranspiración y heladas, entre otros.

6. Lecturas recomendadas

Integración de técnicas radar y sensores remotos para la estimación de lluvias. Aplicaciones hidrológicas y mitigación de riesgos de inundación

Análisis de la dinámica del uso del suelo agrícola del noroeste argentino mediante teledetección y sistemas de información geográfica período 2000–2005

Asistencia técnica para la identificación de cultivos de regadío y estimación de la evapotranspiración mediante técnicas de teledetección

Estimación de la evapotranspiración a partir de imágenes de satélite NOAA-AVHRR y Meteosat

7. Glosario

AVHRR: Sigla de «Advanced Very High Resolution Radiometer»: Radiómetro Avanzado de Muy Alta Resolución; sensor radiométrico montado sobre Plataformas (satélites) de NOAA.

Banda: Intervalo de longitud de onda dentro del espectro electromagnético.

Dispersión: Fenómeno por el cual la radiación electromagnética es desviada de su trayectoria original, como consecuencia de los choques entre los rayos luminosos y las partículas atmosféricas, ya sean éstas las moléculas de los gases que la constituyen o aerosoles en suspensión.

Emisividad: es la proporción de radiación térmica emitida por una superficie u objeto, debido a una diferencia de temperatura determinada.

Espectro electromagnético: Sucesión creciente de longitudes de onda de todas las radiaciones conocidas.

Falso color: Composición de tres bandas para formar una imagen en color en la que la relación entre intervalo espectral y tono primario asociado a ella no sea el correspondiente a los intervalos espectrales naturales o al orden de éstos. Toda asignación de colores que no corresponda al espectro natural, o sea al azul en la banda situada en torno o dentro del intervalo 400–500 nm,

el verde para el intervalo 500–600 nm y el rojo para el intervalo 600–700 nm, se considera falso color.

Firma espectral: Una vez que la radiación solar ha traspasado la atmósfera, interacciona con la superficie terrestre, encontrándose con todo tipo de materiales diferentes. Cada tipo de superficie interacciona con la radiación de manera diferente, absorbiendo unas longitudes de onda concretas y reflejando otras diferentes en unas proporciones determinadas. Esta característica hace posible que se puedan identificar los distintos objetos: suelo, vegetación, aguas, etc., ya que mediante experimentos en laboratorio se han podido caracterizar el comportamiento de estas distintas superficies al recibir radiación, con porcentajes de reflexión, absorción y transmisión. A este comportamiento concreto de cada objeto se llama firma o signatura espectral del mismo.

Formato ráster: Forma de tratamiento y representación espacial de las entidades mediante la disposición de celdas o píxeles en forma de matriz numérica. El formato ráster se fundamenta en la división del área de estudio en una matriz de celdillas, generalmente cuadradas. Cada una de estas celdillas recibe un único valor que se considera representativo para toda la superficie abarcada por la misma. Este formato, por tanto, cubre la totalidad del espacio, lo que supone una ventaja, ya que pueden obtenerse valores de forma inmediata para cualquier punto del mismo.

Formato vectorial: Forma de tratamiento y representación espacial de las entidades mediante la asignación de un par de datos para cada punto, cuyo valor es el de sus propias coordenadas espaciales (tres, en el caso de incluir la cota). Cuando la entidad sea puntual solamente constará de un par de datos. Si se trata de una entidad lineal requerirán dos pares de valores por cada segmento. Por último, si la entidad es zonal, se representará una polilínea cuyo fin deberá coincidir con el principio de la misma.

FOV: Sigla de «field of view», campo de visión de un instrumento sensor o ángulo de apertura. Es el ángulo bajo el cual se observa una línea completa de imagen desde la situación del sensor.

Geoestacionario: Condición de un satélite cuya velocidad angular en la descripción de su órbita es coincidente con la de la Tierra. En consecuencia, el vector de posición del satélite cortará a la superficie del geoide siempre en el mismo punto y virtualmente permanecerá inmóvil con respecto a él.

IFOV: Sigla de «instantaneous field of view», campo de visión instantáneo. Es la sección recta del ángulo sólido subtendido por una celda de terreno, es decir, la superficie que el sensor es capaz de observar en un instante determinado, sin tener en cuenta la propia capacidad de barrido.

NDVI: Sigla de «Normalized Difference Vegetation Index», o sea: índice de vegetación de diferencia normalizada.

Órbita polar: Órbita que pasa por la vertical de los polos, permitiendo con ello al satélite pasar por encima de la mayor parte de la superficie terrestre, apenas su período orbital no esté sincronizado con el de revolución de la Tierra.

Píxel: Abreviatura de «picture element», cada uno de los elementos que componen una imagen dispuestos matricialmente en filas y columnas.

Radiancia: Es la cantidad de energía radiada desde un objeto en la unidad de tiempo por cada unidad de ángulo sólido y de unidad de superficie del objeto perpendicular a la dirección de propagación. Es el parámetro físico medible con un radiómetro.

Reflectancia: Capacidad de las superficies de reflejar la luz

RGB: Sigla de rojo-verde-azul, en inglés. Se trata de un sistema de especificación del color basado en la propiedad aditiva de los tonos primarios que es el comúnmente utilizado en los sistemas informáticos y en la

composición en verdadero o en falso color de las imágenes espaciales.

Ruido: En el contexto de sensores remotos, es todo error aleatorio introducido en la imagen durante el proceso de adquisición, transmisión o grabación de la misma. Produce alteraciones de los niveles digitales que corresponderían a la escena real. El proceso de análisis de la señal debe ser capaz de distinguir y separar las alteraciones que son consecuencia del ruido sin eliminar con ello información sustancial de la imagen.

Sensores activos: Aquellos que emiten energía electromagnética generada artificialmente en la plataforma, la cual será después detectada a bordo tras sufrir una reflexión más o menos difusa en la superficie objeto de estudio.

Sensores pasivos: Aquellos otros que solamente registran la energía emitida por la superficie estudiada o la que, procedente del sol, es reflejada por ésta.

8. Bibliografía

Chuvioco, Emilio, *Teledetección Ambiental Edición 3: 2007, España* CLIRSEN, *Revista Teledetección, 2004*
Plummer, Stephen E, *Advances in environmental remote sensing Edición 1:1995, Canadá.*

Cárter, D.J, *The Remote Sensing Sourcebook, Edición 2: 1986, London, McCarta Ltd.*

Cracknell, A., Hayes, L. y Gen, H.W. *Remote Sensing Yearbook Edición 1: 1990, London.*

Colwell R.N. , «Manual of Remote Sensing» Edición 2: 1983, American Society of Photogrammetry, vol. I y II
Natural Resources Canada. Remote Sensing Tutorials. http://ccrs.nrcan.gc.ca/resource/index_e.php

Unidad 3. Utilidad de los SIG en climatología. Control de calidad de datos climáticos

1. Utilización de los SIG en climatología

Los Sistemas de Información Geográfica (conocidos como SIG) son considerados como una interfaz (o conector entre distintas herramientas) gráfica, amigable y de fácil operación para el manejo de mapas y bases de datos climatológicos.

El SIG se puede entender como un conjunto de recursos que componen un sistema de gestión de información territorial, que permite profundizar en el conocimiento de las relaciones entre los objetos de información y facilita los procesos de toma de decisiones en cualquier actividad humana que se desarrolle en un ámbito geográfico.

Los SIG están estructurados para el modelado espacial de diversas variables, como las climatológicas, a través de una herramienta que permite almacenar y manipular información geográfica basada en cartografía temática o mapas digitales, para analizar patrones, relaciones y tendencias en la información, lo que contribuye a tomar mejores decisiones.

La información geográfica contiene referencias explícitas como latitud y longitud o una referencia implícita como domicilio o código postal. Las referencias implícitas pueden ser derivadas de referencias explícitas mediante geocodificación.

Los SIG funcionan con dos tipos diferentes de información geográfica: el modelo vector y el modelo raster (Figura 1).

Con el modelo raster se evalúan características continuas. Una imagen raster comprende una colección de celdas (píxeles) de una grilla, más como un mapa o una figura escaneada.

En el modelo vector la información se maneja como puntos, líneas y polígonos y se almacena como una colección de coordenadas x,y. La ubicación de una caracte-

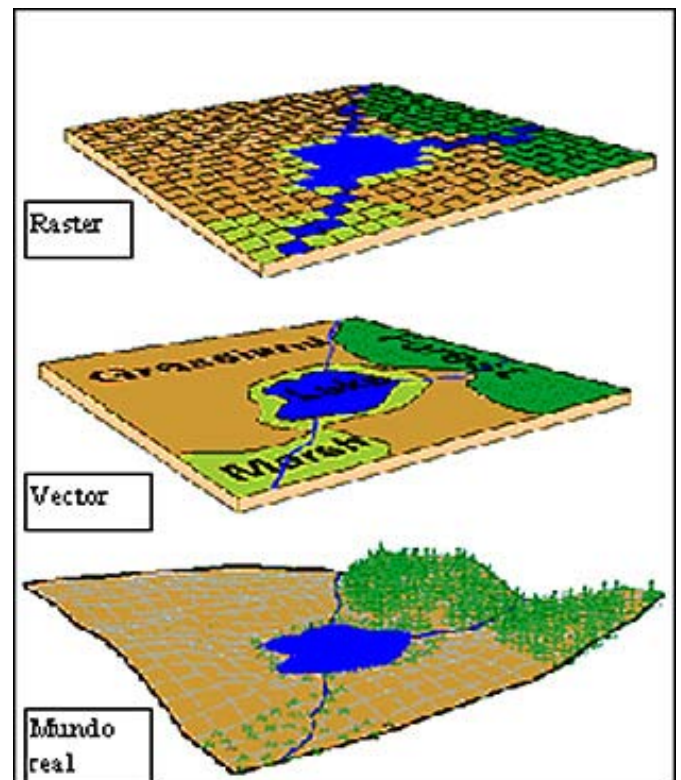


Figura 1. Información geográfica: Esquema del modelo vector y del modelo raster

rística puntual, pueden describirse con un sólo punto x,y.

Las características lineales se pueden almacenar como un conjunto de puntos de coordenadas x,y. Las características poligonales, se almacenan como un circuito cerrado de coordenadas. El modelo vector es extremadamente útil para describir características discretas, pero menos útil para describir características de variación continua.

Los SIG incluyen numerosas funciones para el manejo de datos espaciales en formato digital, como las siguientes:

- Almacenamiento de datos espaciales y temáticos (Figura 2), a través de modelos de datos con los que codifica los diferentes aspectos espaciales.



Figura 2. Información espacial representada en forma de «capas»

- Visualización de los datos en forma de mapas, tablas o gráficos.

- Superposición de mapas, transformación de escala, representación gráfica y gestión de bases de datos.
- Consulta rápida de bases de datos, tanto espacial como alfanumérica, almacenadas en el sistema.
- Realización de pruebas analíticas y despliegue espacial de modelos conceptuales.
- 10. Comparación eficaz de datos espaciales a través del tiempo (análisis temporal).
- Integración progresiva en el tiempo, de información complementaria relevante, relacionada con la base de datos nativa u original.

Las aplicaciones climatológicas de los SIG son múltiples, tales como:

- *Inventarios y cartografías climáticas.* En este grupo se incluyen los trabajos cuya funcionalidad es realizar un inventario de los recursos climáticos de una región o la realización de la cartografía básica topográfica o temática.
- *Estudios climáticos.* Proyectos que tienen como objetivo final conocer y analizar algún aspecto climático determinado, sin tener como propósito final la pre-

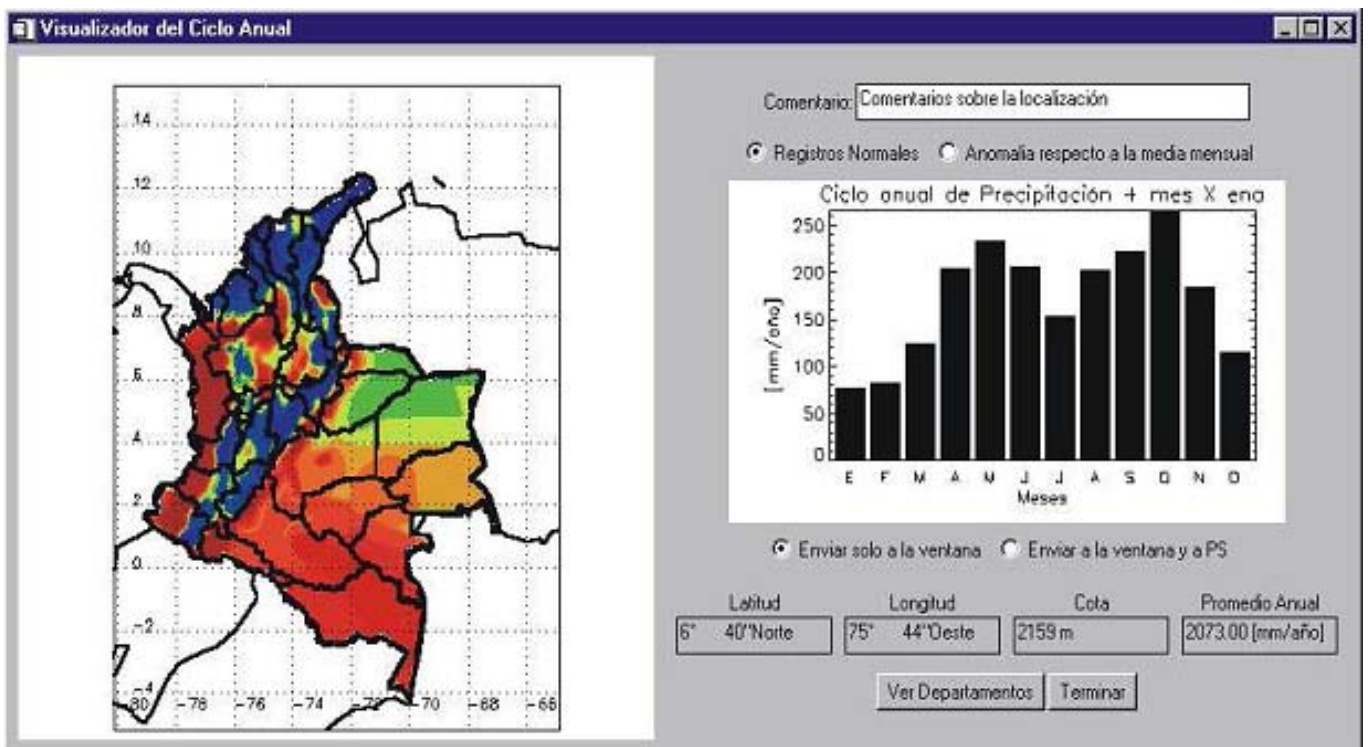


Figura 3. Interfaz para la visualización y control de calidad de la información mensual

- dicción, planificación o gestión.
- *Análisis de riesgos climáticos e impactos ambientales.* Trabajos que usan un SIG para conocer, estudiar y predecir los factores de riesgo ambiental en cualquiera de sus formas, incluyendo los estudios de impacto ambiental, valoraciones de riesgos de sequía, de inundación, etc.
 - *Modelización climática.* Comprende todos los trabajos cuyo objetivo es modelar alguna variable climática. Por ejemplo, modelos de radiación y evapotranspiración.
 - *Planificación y gestión ambiental.* En este apartado están incluidos todos los trabajos cuya finalidad es la planificación y gestión integral del ambiente.

Los SIG corren en un amplio rango de tipos de computadores, desde equipos centralizados hasta configuraciones individuales o de red. Los programas SIG proveen las herramientas y funcionalidades necesarias para almacenar, analizar y mostrar información geográfica.

Los componentes principales del software SIG son:

- Sistema de manejo de base de datos
- Una interfaz gráfica de usuarios (IGU) para el fácil acceso a las herramientas
- Herramientas para captura y manejo de información geográfica
- Herramientas para soporte de consultas, análisis y visualización de datos geográficos (Figura 3).

El componente más importante para un SIG es la información. Se requieren datos de entrada con buena calidad para que el SIG pueda resolver los problemas y contestar preguntas de la forma más acertada posible. La consecución de buenos datos generalmente absorbe la mayor parte del presupuesto de implementación del SIG y la recolección de los datos es un proceso largo, que frecuentemente demora el desarrollo de productos que son de utilidad. Los datos geográficos y alfanuméricos se pueden obtener por recursos propios o a través de proveedores de datos. Mantener, organizar y manejar los datos de modo eficiente, debe ser política de la organización.

2. Métodos de verificación y almacenamiento de la información

Las bases de datos de los SIG contienen datos gráficos y alfanuméricos, integrados para formar una completa fuente de información. La exactitud y el nivel de resolución son elementos importantes en el desarrollo de la base de datos de un SIG y vienen determinados por el uso al que vaya destinado el sistema. Así, un SIG diseñado para aplicaciones de clima requerirá, en general, un alto nivel de exactitud y una gran resolución.

A partir de las necesidades de superponer datos de variables como temperatura, velocidad y dirección del viento, etc., es imprescindible que la incorporación de estas variables al SIG se haga con fuentes de información depuradas y con un debido control de calidad.

La finalidad del control calidad es detectar errores en el contenido de las observaciones utilizadas, y si es posible corregirlos o suprimirlos, mediante un sistema de verificación manual o automático. El control de calidad se efectúa mediante varias fases, en función de la profundidad de la verificación.

Las etapas básicas del control de calidad consisten en:

- Verificación de grandes errores: en esta etapa se comprueba si los datos se sitúan en determinados límites;
- Verificación de la coherencia interna: se controla la coherencia a través de la comparación de distintas variables de las observaciones mediante métodos estadísticos y físicos
- Verificación de la coherencia temporal: se controla la coherencia a través de la secuencia en el tiempo de las observaciones mediante métodos estadísticos y físicos

El resultado de la verificación determina las operaciones que el sistema debe seguir. Los valores erróneos se pueden rechazar, corregir o marcar como datos censurados y para ello se establece un sistema de señalización de errores.

2.1. Nivel de verificación de grandes errores

En esta etapa se efectúan diversas verificaciones sencillas, para tener la seguridad de que los valores son razonables de acuerdo con el comportamiento esperado de las variables meteorológicas; de lo contrario se rechazan los datos.

En este nivel de verificación se restringen los datos de las observaciones para que estén dentro de un conjunto de límites de tolerancia (límites blandos), que son seleccionados de acuerdo con las especificaciones físicas de la variable. En algunos casos se determinan límites fijos, por ejemplo la humedad relativa es una variable acotada entre 0 y 100%, o se utilizan límites climatológicos determinados estadísticamente, que pueden variar geográfica y/o temporalmente. Esos límites estadísticos pueden adoptar la forma de extremos climatológicos y/o de la media climatológica aumentada o disminuida en cierto número de desviaciones típicas.

La verificación de los datos en relación con los límites se realiza en función de la zona y en lo posible de la

época del año y se aplican rangos amplios para esta verificación (Tabla 1).

En estos niveles se verifica conjuntamente la coherencia interna y la coherencia temporal de los datos meteorológicos a través del control del cumplimiento de diversas relaciones meteorológicas entre las observaciones medidas y de la redundancia (entendida en este caso como compatibilidad o coherencia) en los datos de una misma estación.

En la mayor parte de los casos, la redundancia no es muy buena para hacer una verificación apropiada, por lo cual solo se podrá determinar la probabilidad de cierto valor observado. En este sentido, casi todos los métodos de control de calidad de las observaciones meteorológicas tienen carácter estadístico.

La mayoría de los algoritmos para el rechazo de observaciones erróneas están basados en un compromiso entre el riesgo de aceptar valores erróneos y el riesgo de rechazar valores correctos. Por ello, a partir de este nivel se marcan los datos dudosos a través de de una

Tabla 1. Ejemplo de límites para la validación inicial de datos meteorológicos en superficie

| Variable | Límites de tolerancia |
|--------------------------------|-----------------------|
| Temperatura del aire | -30 a 50 °C |
| Temperatura del punto de rocío | -40 a 40°C |
| Temperatura del bulbo húmedo | -40 a 50 °C |
| Temperatura del suelo | -30 a 50°C |
| Humedad relativa | 0 a 100% |
| Presión al nivel del mar | 870 a 1100 mb |
| Presión de la estación | 400 a 1100 mb |
| Dirección del viento | 0 a 360 grados |
| Velocidad del viento | 0 a 180 km/h |
| Precipitación 24 horas | 0 a 350 mm |
| Precipitación 1 hora | 0 a 60 mm |

Tabla 2. Ejemplo de verificaciones de la coherencia interna de los datos meteorológicos. Se marcan datos como dudosos, si:

| |
|--|
| Temperatura del punto de rocío o bulbo húmedo mayor que la temperatura del aire |
| Temperatura del aire supera en 10 °C la temperatura del punto de rocío o de bulbo húmedo |
| Humedad relativa inferior a 20% |
| No hay dirección de viento pero hay velocidad del viento o viceversa |

Tabla 3. Ejemplo de verificaciones de la coherencia temporal de los datos meteorológicos. Se marcan datos como dudosos, si:

| |
|---|
| Tasa de cambio en la temperatura: Para zonas por debajo o igual a 1000 metros, mayor que 4°C/hora, 7°C/2horas, 9°C/3horas, 15°C/6horas Para zonas por encima de 1000 metros, mayor que 5°C/hora, 9°C/2horas, 12°C/3horas, 21°C/6horas |
| Tasa de cambio en la presión en la estación y al nivel medio del mar. Mayor que 1.5 mb/3horas, 2.5mb/6horas |
| Tasa de cambio en la velocidad del viento, mayor que 20 nudos/hora ó 37 km/hora/hora ó 10m/s/hora |

señalización de indicadores, para que sean revisados a través de un análisis más profundo y exhaustivo.

En la coherencia interna se tienen en cuenta principios físicos, por ejemplo, una observación de la temperatura del punto de rocío no debe exceder la observación de la temperatura en la misma estación (Tabla 2). En algunos casos, se puede presentar redundancia de la información, de manera que se puede hacer la verificación de la coherencia interna, por ejemplo datos de la presión en el nivel de la estación y presión reducida al nivel del mar o a cualquier otro nivel permite verificar el procedimiento de reducción de la presión.

Para verificar la coherencia en relación con el tiempo se utiliza la redundancia de la información en datos consecutivos procedentes del mismo emplazamiento geográfico. Para algunos tipos de datos, como las temperaturas se pueden verificar fácilmente a través de tasa de cambio de este parámetro con el tiempo.

3. Métodos estadísticos aplicados al procesamiento de series climatológicas

Las limitaciones de los datos climatológicos se deben puntualizar. A veces los datos son muy escasos o su calidad es muy dudosa como para permitir un análisis o una aplicación importante. Por ejemplo, las deficiencias causadas por la imperfección de los instrumentos, los diferentes periodos de registro y la no representatividad de las estaciones, particularmente en regiones montañosas, pueden introducir una distorsión y provocar interpretaciones equivocadas de los datos analizados. Por ello se requiere hacer un análisis previo de la consistencia de los datos, que permita una posterior complementación de las series de datos y su adecuada utilización.

3.1. Análisis exploratorio de datos

La estadística representa una herramienta fundamental en la meteorología y en la climatología, ya que a

través de sus diferentes métodos se pueden presentar nuevos conjuntos de datos que permitan una buena interpretación del comportamiento de los elementos o fenómenos climáticos.

En particular, el *análisis exploratorio de datos* ayuda a la comprensión y a la sinopsis de los datos a través de una variedad de métodos gráficos y estadísticos, además de representar en forma rápida y gráfica miles de datos que suministran información sobre la característica de los mismos. Es necesario obtener un conocimiento adecuado sobre el comportamiento de las variables meteorológicas antes de abordar los temas de análisis de homogeneidad y generación de datos faltantes.

La mayoría de las técnicas estadísticas se aplican mejor cuando se tiene un conocimiento acerca de la naturaleza de los datos; a menudo se asume que los datos tienen la forma de campana de una distribución gaussiana. En el análisis exploratorio este conocimiento de la naturaleza del conjunto de datos es reemplazado por otros dos aspectos de los datos: la robustez y la resistencia de los datos, es decir la poca sensibilidad de los datos a su naturaleza y a la influencia de datos extraordinarios.

A continuación se presentan algunos análisis estadísticos básicos en el esquema del análisis exploratorio de datos climáticos.

Cuantiles o percentiles: Los cuantiles son aquellos valores de una variable que, ordenados de menor a mayor, dividen a la distribución en partes, de tal manera que cada una de ellas contiene el mismo número de frecuencias. Para la determinación de las muestras de los cuantiles se requiere que los datos estén ordenados de modo ascendente ($X_1, X_2, X_3, X_4, \dots, X_n$). Ciertos ejemplos de cuantiles son usados en el análisis exploratorio, especialmente la mediana, o $q_{0.5}$, o percentil 50. Este es el valor central del conjunto de datos, el cual divide la muestra en dos unidades iguales. Si el conjunto de datos contiene un número impar de valores, la mediana es el valor del medio, si el conjunto contiene un número de valores pares, la mediana es el promedio de los dos valores centrales.

Dispersión: La medida más común y simple de medida de robustez y resistencia de los datos es la dispersión que corresponde al rango intercuartil (RIC) definido por la diferencia entre el cuartil superior y el cuartil inferior.

$$\text{RIC} = q_{0.75} - q_{0.25}$$

El RIC puede ser comparado o reemplazado con la medida de escala convencional del conjunto de datos, llamada *desviación estándar* de la muestra.

Los **indicadores de simetría** permiten establecer el grado de simetría (o asimetría) que presenta una distribución de probabilidad de una variable aleatoria, caso de las variables meteorológicas. Como eje de simetría se considera una recta paralela al eje de ordenadas que pasa por la media de la distribución. Si una distribución es simétrica, existe el mismo número de valores a la derecha que a la izquierda de la media. La asimetría es positiva (o a la derecha) si la «cola» a la derecha de la media es más larga que la de la izquierda, es decir, si hay valores más separados de la media a la derecha. La asimetría es negativa (o a la izquierda) si la «cola» a la izquierda de la media es más larga que la de la derecha, es decir, si hay valores más separados de la media a la izquierda.

Los datos que físicamente están condicionados a permanecer por encima de un valor mínimo, como la precipitación o la velocidad del viento que no tienen valores negativos, generalmente tienen simetría positiva. Cuando hay algunos valores de datos muy pequeños, muy por debajo de la media, la simetría de la muestra tiende a ser negativa. Para los datos puramente simétricos el co-

$$Y_1 = \frac{\dot{\iota}_3}{\sigma^3}$$

eficiente de simetría tiende a cero.

Entre los indicadores de simetría se destacan los coeficientes de Fisher y de Pearson.

El coeficiente de asimetría de Fisher, representado por y_1 , se define como:

donde $\dot{\iota}_3$ es el tercer momento en torno a la media y

ó es la desviación estándar.

Si $y_1 = 0$, la distribución es simétrica. Si $y_1 > 0$, la distribución es asimétrica positiva o a la derecha. Si $y_1 < 0$, la distribución es asimétrica negativa o a la izquierda.

$$A_p = \frac{i - moda}{ó}$$

quiera.

El coeficiente de asimetría de Pearson sólo se puede utilizar en distribuciones campaniformes, unimodales y moderadamente asimétricas. Se basa en que en distribuciones simétricas la media de la distribución es igual a la moda.

Si la distribución es simétrica, $i = moda$ y $A_p = 0$. Si la distribución es asimétrica positiva la media se sitúa por encima de la moda y, por tanto, $A_p > 0$.

$$AS > q_{0.25} + 3 RIC$$

$$AI < q_{0.25} - 3 RIC$$

Valores atípicos: Para determinar los valores atípicos o extraordinarios se puede tomar como punto de partida el rango intercuartil, RIC. Los valores atípicos superiores (AS) son aquellos que sobrepasan el $q_{0.75}$ en 3 veces el RIC. Los valores atípicos inferiores (AI) son aquellos que son menores que $q_{0.25}$ menos 3 veces el RIC.

3.2. Técnicas graficas

Mientras que las medidas numéricas básicas son rápidas y fáciles de calcular (por ejemplo a través de programas o software estadístico), suministran pocos detalles de la muestra y su impacto visual es limitado. Por ello se han desarrollado diversas técnicas gráficas para el análisis exploratorio de datos. A continuación se presentan algunas de ellas.

Gráficos de ramas y hojas: El gráfico o diagrama de ramas y hojas (en inglés: Stem and Leaf) es una simple y efectiva herramienta para producir una visión global de los datos y al mismo tiempo un análisis individual de los valores de los datos. Este tipo de gráfico agrupa los

valores de acuerdo con sus dígitos significativos. Los valores correspondientes a los primeros dígitos, son es-

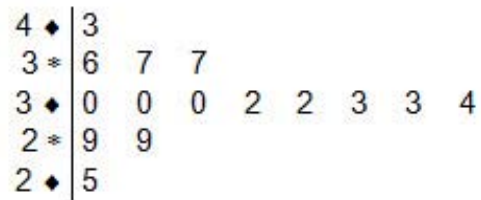


Figura 4. Ejemplo de gráfico de ramas y hojas

critos de forma tanto ascendente como descendente a la izquierda de una barra vertical, la cual se constituye en las ramas. Los últimos dígitos significativos de cada valor de los datos son escritos a la derecha de la barra vertical, en la misma línea del primer (os) dígito(s) al cual pertenece. Estos últimos valores significativos constituyen las hojas (Figura 4).

Diagramas de caja, boxplot o boxplot-and-whisker: son gráficos que se elaboran con cinco cuantiles: el mínimo x_1 , los cuantiles: inferior $q_{0.25}$, mediana $q_{0.5}$, y superior $q_{0.75}$, y el máximo x_n . Usando estos cinco valores, el boxplot presenta una visión rápida de la distribución de los datos (Figura 5). Los valores x_1 y x_n , son los valores observados máximo y mínimo, que no son considerados atípicos.

Existen otros métodos estadísticos que pueden ser usados en climatología como el análisis de componentes principales, técnicas discriminantes, entre otras, para entender la naturaleza de sus variaciones o comportamiento y así tener mejores elementos de juicio para llevar a cabo el control de la calidad de los datos básicos. Sin la adecuada evaluación de los datos no se puede esperar que los análisis más complicados puedan producir resultados confiables.

4. Determinación de la Homogeneidad y Representatividad de las Series, Generación de Datos Faltantes, Calculo de Indicadores Climáticos

4.1. Pruebas de homogeneidad

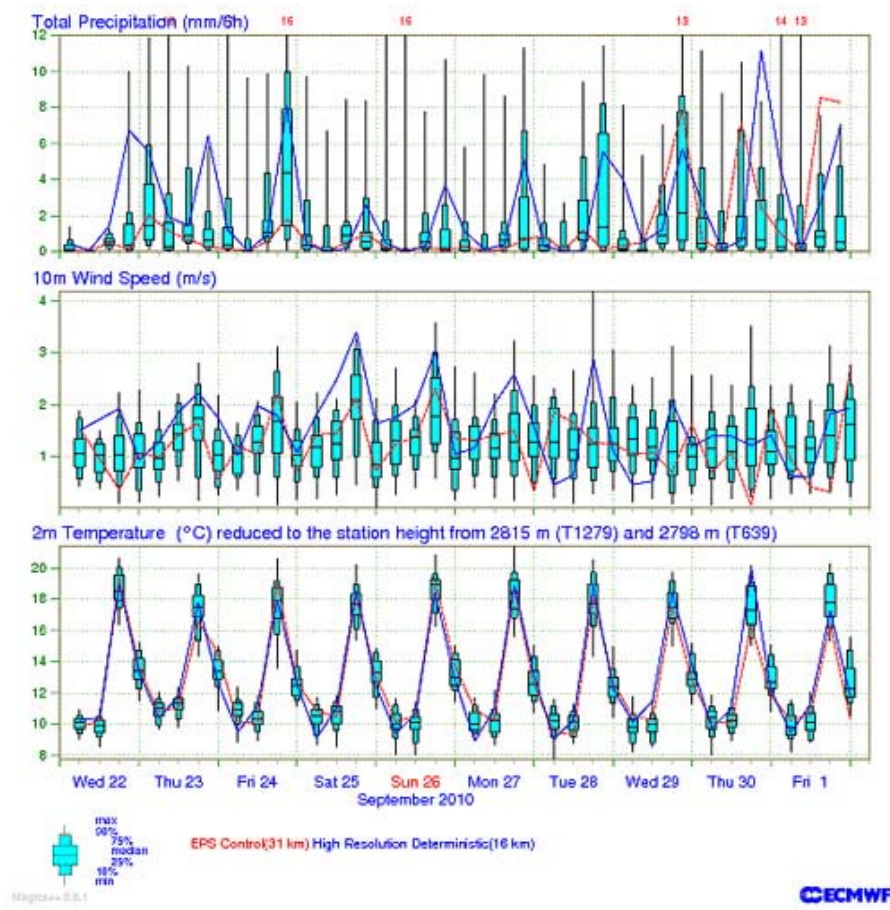
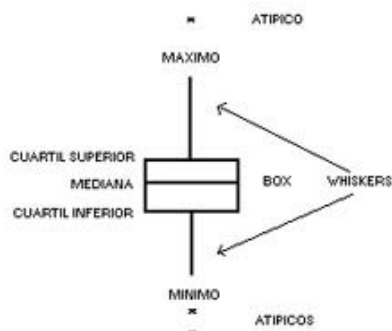


Figura 5. Diagrama de cajas o boxplot de datos de precipitación, velocidad del viento y temperatura.

El tratamiento estadístico de datos requiere como condición básica que éstos sean de la misma naturaleza, del mismo origen, obtenidos mediante observaciones y mediciones que hayan seguido procedimientos y métodos semejantes. Por lo tanto es necesario determinar la homogeneidad de la muestra, ya que muchas de éstas no cumplen con esta condición esencial.

4.1.1 Método de dobles masas

Casi todos los métodos de corrección se basan en la comparación de los datos de una estación con los de otras estaciones próximas, situadas en una zona climática similar y cuya homogeneidad haya sido verificada. Uno de los métodos más efectivos, aunque laborioso, es el llamado «dobles masas».

El análisis de la curva de doble masa permite determinar la consistencia de la serie de valores de algún

elemento hidrometeorológico medido en la estación «X», con base en los datos tomados en otra estación o grupo de estaciones «Y». Este sistema de homogeneización de series, se utiliza cuando puede suceder un cambio relativo en la variable observada, medida o registrada en una estación meteorológica. El método puede ser aplicado también, con mucho éxito en la interpolación para el relleno de datos faltantes y la extrapolación, para extender una serie incompleta al periodo de comparación (normalmente de 30 años).

En este tipo de análisis los datos se transcriben por pares sobre papel gráfico; en el eje Y se van referenciando los valores acumulados para la estación en revisión, y en el eje X se van referenciando los valores acumulados de la estación o estaciones cercanas cuyos datos se consideren homogéneos. Al acumular o sumar

valores sucesivos, se supone que los errores fortuitos tienden a cancelarse unos a otros y la relación lineal se refuerza por la repetición. Un cambio significativo en la pendiente o en la tendencia de la recta resultante es un indicio de discontinuidad en la homogeneidad o heterogeneidad en la serie de datos de la estación bajo revisión.

Si se toma por caso la precipitación, en el análisis de dobles masas se compara la lluvia anual o mensual (valores acumulados) de la estación bajo revisión, con la precipitación anual o mensual, acumulada de otra estación o grupo de estaciones. Graficando estas dos variables se observa si se presenta un cambio de pendiente, el cual solo puede deberse a causas diferentes a las meteorológicas.

En la Figura 6 la línea azul indica una relación lineal o esperada, entre los valores acumulados de la precipitación en una estación bajo revisión, o «a controlar» y los valores acumulados medios de un grupo de estaciones de referencia, o «estaciones base». La línea roja indica una heterogeneidad en la serie o alejamiento de lo esperado, debido a alguna causa externa (por ejemplo,

cambio de observador o reubicación de la estación en revisión). La corrección de los datos en ésta última, se hace a partir de la relación de pendientes, con un factor de corrección (P_c/P_e) que es proporcional a la variación de la pendiente de la recta. Los valores deben corregirse a partir del año de inicio del error, ajustando los valores anuales sin acumular, con el factor indicado.

4.1.2. Otros métodos

Otros métodos, aunque muy poco frecuentes, se basan en la comparación de la serie bajo revisión con la de otro parámetro similar, medido en la misma estación. Por ejemplo el brillo solar con la radiación solar, la temperatura del suelo con la temperatura cerca al suelo, etc.

Las técnicas gráficas de homogeneidad son generalmente incompletas debido a que no son acompañadas por alguna aseveración de confianza. Por este motivo, se prefieren pruebas de hipótesis más objetivas, fundamentalmente aquellas que proporcionan un criterio para aceptar o para rechazar una hipótesis de homogeneidad sobre la base de la probabilidad de ocurrencia. Entre estas pruebas se tiene la no paramétrica de rachas, la prueba de Cramer, la U de Mann Whitney.

4.2. Estimación de los datos que faltan en una serie

Un problema que se presenta con frecuencia en climatología es la estimación de los datos que por diversas razones, faltan en los archivos de las estaciones. A veces, la observación no se hizo; otras, los datos se han extraviado o destruido accidentalmente; también puede ocurrir que los datos existan en forma ilegible.

La actitud de partida para tratar de resolver este problema debe ser en todos los casos usar el sentido común y considerar todas las posibilidades. Por ejemplo, se consideran aspectos como: i) la dura-

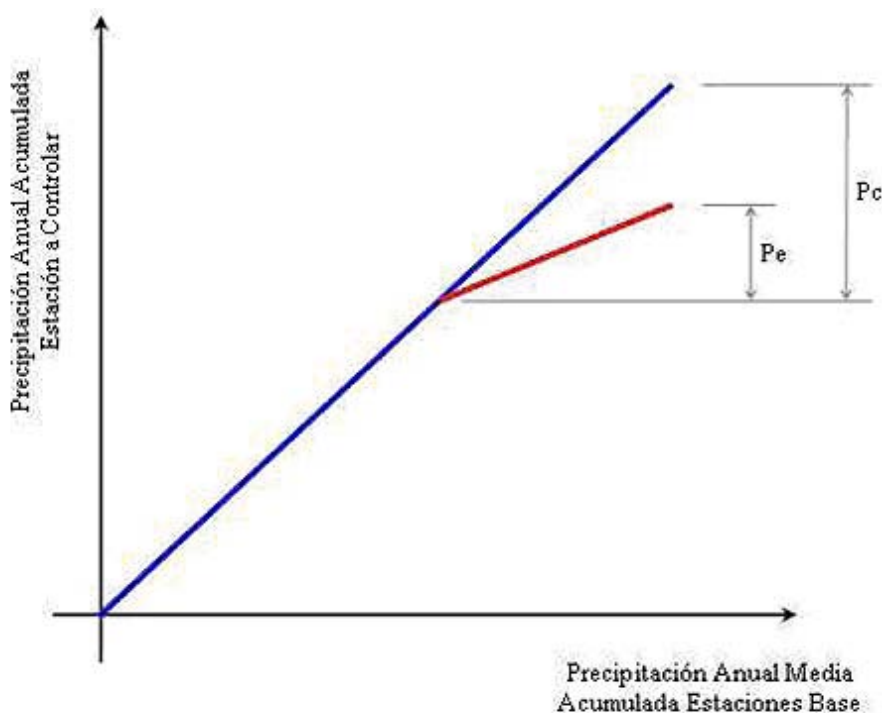


Figura 6. Ejemplo de corrección de valores de precipitación por el método de dobles masas

ción del período sin datos, ii) si faltan todos los datos de observaciones o sólo los de uno o dos elementos; iii) el tipo de la variable que falta (es decir, si es numérica, discreta, etc.); y iv) si los datos de las estaciones vecinas pueden o no ayudar a restablecer las observaciones que faltan.

Si la falta de datos excede un día para observaciones diarias, o bien un periodo de varias horas durante un mismo día en el caso de observaciones horarias, la estimación es más difícil y menos confiable que si el período faltante fuese más corto.

Cuando faltan las observaciones de todos los elementos a una hora determinada, se puede tratar de utilizar las observaciones de estaciones próximas como material de base para la estimación. Si no hay estaciones próximas, el caso de una isla por ejemplo, al examinar los mapas meteorológicos sinópticos de la fecha faltante se puede encontrar una situación semejante anterior, lo que puede permitir utilizar datos meteorológicos previos de la misma estación.

Si sólo falta el dato de una variable, por ejemplo la temperatura del termómetro húmedo, los otros elementos disponibles de la misma hora de observación son una excelente ayuda para la estimación. En el ejemplo citado, la temperatura del termómetro seco y la humedad relativa permiten el cálculo del dato que falta. También puede ocurrir que la temperatura del termómetro húmedo no haya variado mucho con respecto a la de la observación precedente si el cielo ha estado cubierto y ha soplado viento fuerte. Estas estimaciones se basan en el conocimiento de las relaciones entre los elementos climáticos, sin recurrir a ningún método numérico especial.

Existen varios métodos aplicables a casos sencillos para la estimación de datos faltantes, que se presentan a continuación.

4.2.1. Ajuste por diferencia de cocientes

Este método es uno de los más utilizados en aquellos casos en que no existen datos de comparación y por tanto, la serie tiene que servir de referencia para el relleno de datos faltantes de sí misma.

Cuando se desconoce la lluvia caída de un mes cualquiera, se establece primero una razón de proporcionalidad entre la lluvia mensual y anual así:

$$X / X_m = P_f / (P_a - X_m)$$

X: Lluvia del mes faltante

X_m : Lluvia promedio del mes faltante

P_f : Lluvia total del año en que falta el mes de datos

P_a : Lluvia total anual promedio

Tal como se aprecia, se establece la proporcionalidad entre la lluvia mensual faltante y su promedio, en relación con la lluvia anual P_f (de 11 meses) y su promedio P_a , disminuido también en un mes, el correspondiente al valor medio del mes faltante.

Despejando el valor X de la ecuación anterior, se obtiene $X = X_m * (P_f / (P_a - X_m))$ donde se aprecia que el total de precipitación buscado es igual al valor medio (X_m), multiplicado por un factor de corrección ($P_f / (P_a - X_m)$) de tal forma que dicho factor tiende a ser igual a 1, cuando $P_f = P_a - X_m$.

Ejemplo:

El total de lluvia registrado en una estación meteorológica durante el año de 1976 fue: 902.3 mm excluyendo el valor registrado en marzo del cual no se tiene información. Estimar dicho valor, sabiendo que el valor medio para el mes de marzo es de 98.7 mm. y el promedio anual de 985.8 mm.

$$X = 98.7 \text{ mm} * (902.3 \text{ mm} / (985.8 \text{ mm} - 98.7 \text{ mm})) = 100.4 \text{ mm}$$

4.2.2. Razón de valores normales

Cuando se desconoce el valor de la precipitación de un determinado mes o año en una estación, pero se conoce el valor registrado este mismo mes o año en algunas otras estaciones que por sus características fisiográficas y climatológicas se consideran como representativas de la primera, se pueden estimar dichas cantidades en función de los valores medios mensuales o anuales mediante la siguiente relación:

$$P_x = 1/n (N_x P_A / N_A + N_x P_B / N_B + N_x P_C / N_C)$$

Donde n: número de estaciones de referencia; el valor de la precipitación faltante (P_x), es estimado como la media aritmética de los valores registrados en las esta-

ciones A, B, y C (P_A, P_B, P_C) corregidos por el factor $N_X/N_A, N_X/N_B$ y N_X/N_C respectivamente donde N se refiere al valor medio del mes o año faltantes y los subíndices corresponden a las estaciones en mención.

Ejemplo:

Estimar el valor de la precipitación en el mes de agosto de 1979 en una estación X, sabiendo que durante ese mes se registraron 68.3 mm en la estación A, 75.6 mm en la B, 71.4 mm en la C y 80.2 en la estación D, Los valores medios para el mes de agosto, en las cinco estaciones son:

$X = 68.7$ mm, $A = 67.3$ mm, $B = 71.2$ mm, $C = 69.0$ mm, $D = 73.7$ mm.

$P_X = 1/4 (68.7 \times 68.3/67.3 + 68.7 \times 75.6/71.2 + 68.7 \times 71.4/69.0 + 68.7 \times 80.2/73.7) = 72,1$

4.2.3. Regresión

Cuando se comparan valores simultáneos para pares de estaciones, en algunos casos se encuentra relaciones que se ajustan a una recta, en particular cuando se encuentran muy próximas. En este caso se pueden determinar los valores faltantes en una estación a través de la ecuación de regresión que explica la relación existente entre los datos históricos de las dos estaciones, tomando la serie con datos faltantes como la variable Y, y la serie con datos completos X, para establecer los coeficientes a, b y la expresión de la ecuación:

$$Y = aX + b$$

4.3. Indicadores climáticos

Un indicador climático es un parámetro que mediante la síntesis de la información climática, pretende reflejar el clima, o de algún aspecto de él, en un momento y en un espacio determinados, y que por ello adquiere gran valor como herramienta en los procesos de evaluación y de toma de decisiones políticas sobre los problemas ambientales

El indicador climático debe ser científicamente válido, representativo del conjunto, sensible a los cambios que se produzcan en medio o en las actividades humanas relacionadas con él, estar basado en datos fiables y

de buena calidad, ofrecer información relevante para el usuario, además de simple y clara para facilitar la comprensión de la misma por parte del usuario no especializado, predictivo, de manera que pueda alertar sobre una evolución negativa, comparable y debe estar basado en un buen conocimiento del sistema descrito.

4.3.1. Índice de precipitación (I_p)

Es el cociente (multiplicado por 100) entre la precipitación registrada en el período considerado y la precipitación que se considera normal para ese mismo período. Cuando la precipitación observada es superior a la normal, el indicador vale más de 100, y cuando es inferior, vale menos de 100. Como volumen precipitado normal del período se recomienda utilizar la media de la serie de observaciones 1961- 1990 correspondiente a dicho período.

$I_p = \text{Total de precipitación registrado} / \text{Total pluviométrico normal}$.

4.3.2. Índice de Numero de días con precipitación (I_{np})

El número de días de lluvia, cuando disminuye, puede venir acompañando de una disminución paralela de los totales de precipitación, en cuyo caso puede ser indicativo de un proceso de desertización, o aparecer aisladamente y con totales pluviométricos estables, lo que implicaría un aumento de las intensidades de la precipitación y, consecuentemente, del riesgo de erosión.

Definición: Es el cociente (multiplicado por 100) entre el número de días de lluvia registrado en el período considerado y el que se considera normal para ese mismo período. Cuando número de días de lluvia observado es superior a la normal, el indicador vale más de 100, y cuando es inferior, vale menos de 100. Como número normal de días de lluvia del período se recomienda utilizar la media de la serie de observaciones 1961-1990 correspondiente a dicho período.

$I_{np} = \text{N}^\circ \text{ de días de lluvia} / \text{N}^\circ \text{ normal de días de lluvia}$

4.3.3. Índice de precipitaciones intensas (I_{pi})

Los valores de precipitación diaria superior a 30 mm denotan ya posibles situaciones de fuerte intensidad de la precipitación.

Definición: Es el cociente (multiplicado por 100) entre el número de días con P>30 mm registrado en el período considerado y el que se considera normal para ese período. Cuando el número de días con P>30 mm observado es superior al normal, el indicador vale más de 100, y cuando es inferior, vale menos de 100. Como número normal de días con P>30 mm del período se recomienda utilizar la media de la serie de observaciones 1961-1990 correspondiente a dicho período.

$I_{pi} = N^{\circ}$ de días con precipitación >30 mm/ N° normal de días con precipitación >30 mm

5. Manipulación de archivos

Mucha de la información necesaria para trabajar en el clima no es información estrictamente espacial sino información temática. Los SIG son programas diseñados para el manejo de bases de datos espaciales utilizando diferentes modelos lógicos. Para la gestión de información temática, se dispone de otro tipo de programas que son los gestores de bases de datos.

A lo largo del desarrollo de las tecnologías ligadas a los SIG desde los años setenta hasta la actualidad, una de las tendencias más claras es el papel, cada vez más importante, que tiene el uso de un Sistema Gestor de

Una base de datos relacional (Figura 7) es básicamente un conjunto de tablas, similares a las tablas de una hoja de cálculo, formadas por filas (registros) y columnas (campos). Los registros representan cada uno de los objetos descritos en la tabla y los campos los atributos (variables de cualquier tipo) de los objetos. En el modelo relacional de base de datos, las tablas comparten algún campo entre ellas. Estos campos compartidos sirven para establecer relaciones entre las tablas que permiten consultas complejas.

Un sistema de bases de datos relacionales dispone de un lenguaje estandarizado para hacer consultas (lenguaje SQL). Los resultados de una consulta hecha con este lenguaje van a ser datos individuales o tablas que incluyen valores extraídos de la base de datos en función de diversas condiciones.

La integración de un SIG y una base de datos relacional da lugar a lo que se ha dado en llamar modelo geo-relacional de base de datos (Figura 7). En este se utiliza la base de datos para almacenar la información temática y el SIG para la información geométrica y topológica. Una de las funcionalidades de este modelo es el enlace de ambos tipos de información, que se almacenan de formas diferentes.

La clave del modelo geo-relacional es que el identificador de los diferentes objetos codificados en el SIG es el mismo que un campo identificador presente en alguna de las tablas de la base de datos relacional. De este modo los resultados numéricos de una consulta pueden asociarse a los diferentes objetos espaciales para, por ejemplo, representar cada objeto con un color diferente en función del resultado obtenido.

En estos casos se necesita un módulo específico que transforme los resultados de las consultas en una serie de reglas para trazar los polígonos, asignando al mismo tiempo una paleta de colores definida por el usuario.

En definitiva la única diferencia entre el trabajo de un gestor tradicional de bases de datos y el enlace de un SIG a base de datos es el modo de presentación (tabla o mapa). Casi todo el trabajo lo hace el gestor de bases de datos, y el Sistema de Información Geográfica



Figura 7. Esquema de base de datos relacional

Bases de Datos (SGBD) para la gestión de datos temáticos como apoyo al SIG. En principio se utilizaron para almacenar los atributos temáticos de los objetos espaciales, hoy en día se están empezando a utilizar para el almacenamiento de la información geométrica (conjunto de coordenadas) de los objetos espaciales.

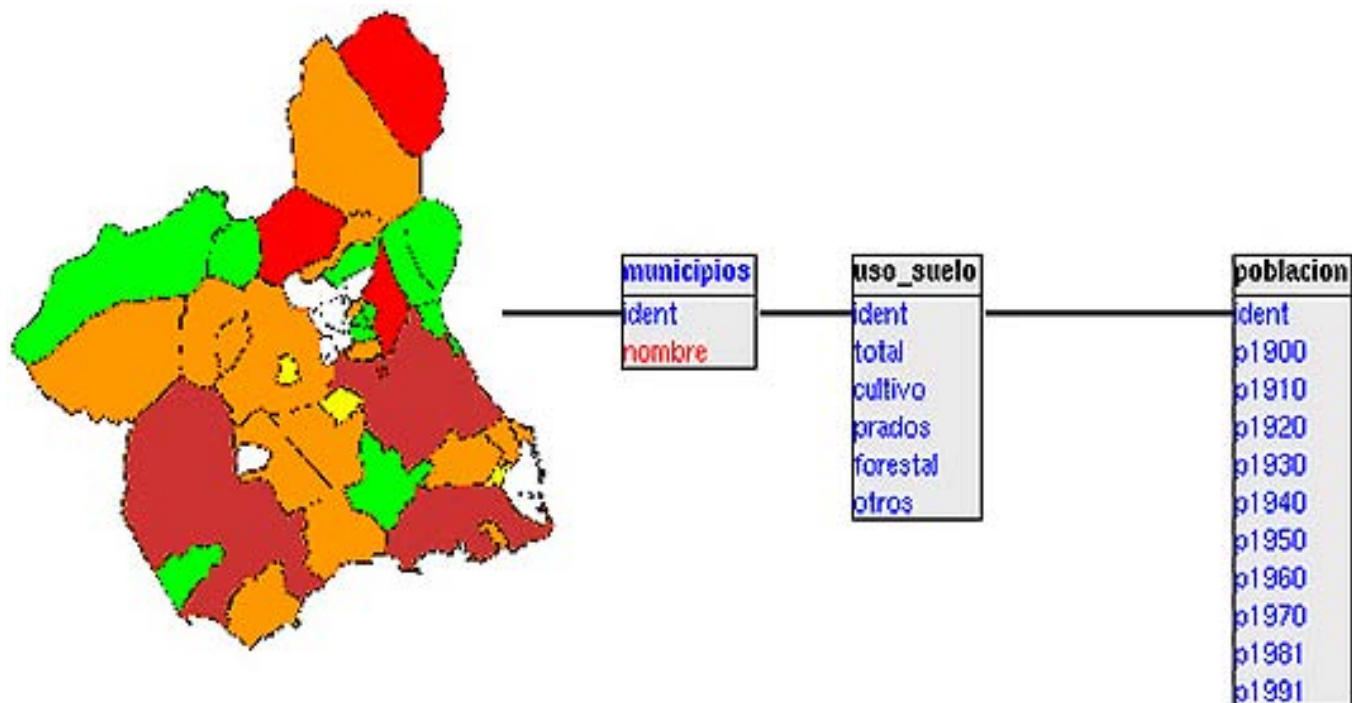


Figura 8. Esquema de base de datos geo-relacional

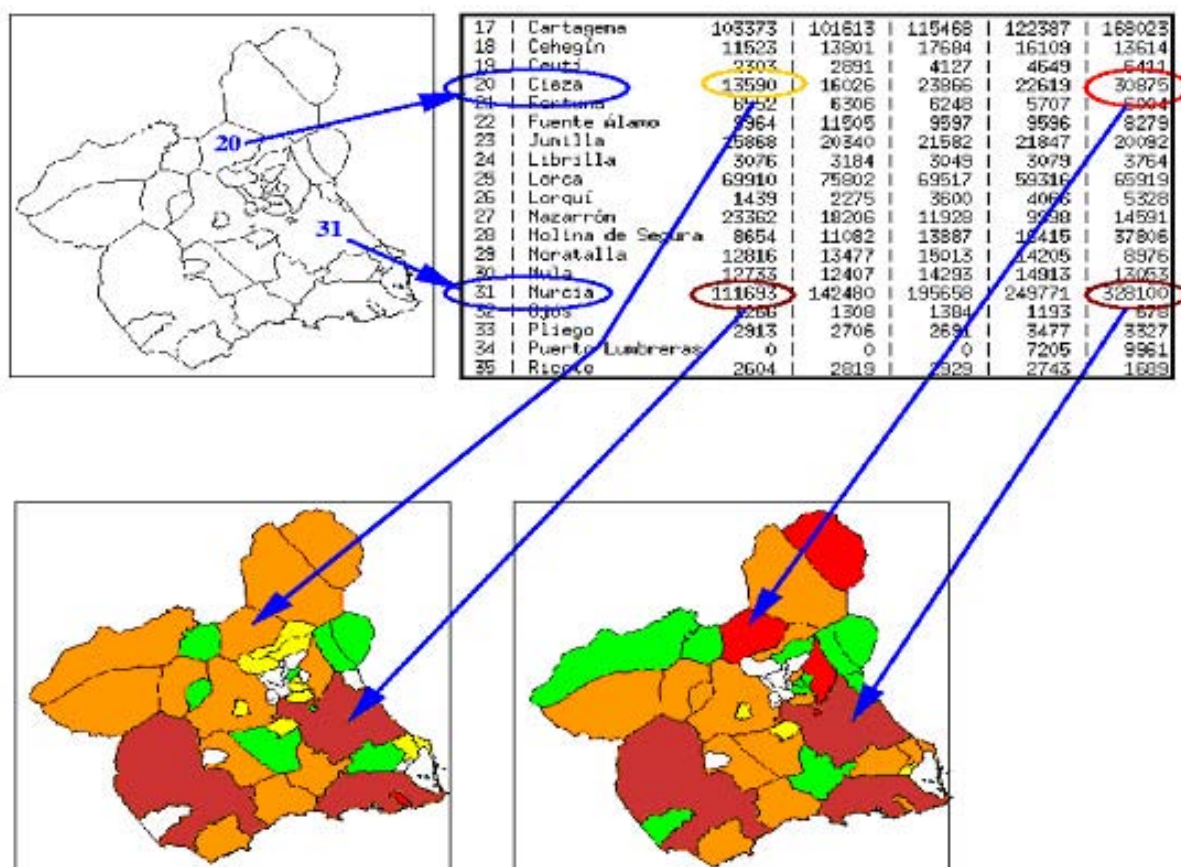


Figura 9. Capa de objetos (municipio) enlazada a una base de datos (información censal)

se limita a presentar los resultados. La auténtica novedad de los SIG vectoriales está en la yuxtaposición de mapas de diverso tipo para realizar análisis complejos del territorio.

Cuando se trabaja con un SIG enlazado a una base de datos, se pretende que las consultas incluyan también condiciones espaciales. Incluso deberíamos ser capaces de llevar a cabo consultas interactivas en las que las condiciones se formulan en función de donde haya pinchado el usuario en un mapa mostrado en pantalla.

Sin embargo en el modelo geo-relacional toda la información geométrica y topológica está en el SIG no en el SGBD, por tanto las consultas deberán ser pre procesadas y post procesadas, lo que implica que los resultados de la consulta SQL se deben filtrar para determinar cuáles cumplen determinadas condiciones relacionada con el espacio. Para ello, una de las columnas pedidas en la consulta ha de ser el identificador a partir del cual se obtiene, ya en el SIG, la geometría del polígono a la que se puede aplicar la operación de análisis espacial (distancia, cruce, inclusión, adyacencia, etc.) necesaria para determinar si se cumple o no la condición. Aquellos casos en los que sí se cumple, constituye la salida del módulo; el resto se desechan.

Una alternativa recientemente desarrollada al mo-

delo Geo-relacional es el uso de bases de datos objeto-relacionales. Estas permiten la inclusión de objetos espaciales en sus tablas y extienden el lenguaje SQL para incluir funciones y operadores espaciales para interpolación espacial, algebra de mapas y modelamiento de variables o procesos.

El proceso de interpolación espacial consiste en la estimación de los valores que alcanza una variable Z en un conjunto de puntos definidos por un par de coordenadas (X,Y), partiendo de los que adopta Z en una muestra de puntos situados en el mismo área de estudio. La estimación de valores fuera del área de estudio se denomina extrapolación. En algunos casos pueden utilizarse otras variables de apoyo V a la interpolación - extrapolación. El área de estudio se define por el entorno de los puntos en los que se dispone de datos.

Cuando se trabaja con un SIG, la interpolación espacial se suele utilizar para obtener capas raster que representan la variable a interpolar. En esos casos cada celdilla de la capa raster constituye un punto en el que hay que realizar la interpolación. Lo más habitual es partir de medidas puntuales (variables climáticas, variables del suelo) o de isocurvas (curvas de nivel). Los métodos que se utilizan en uno u otro caso son bastante diferentes. Todos los métodos de interpolación se ba-

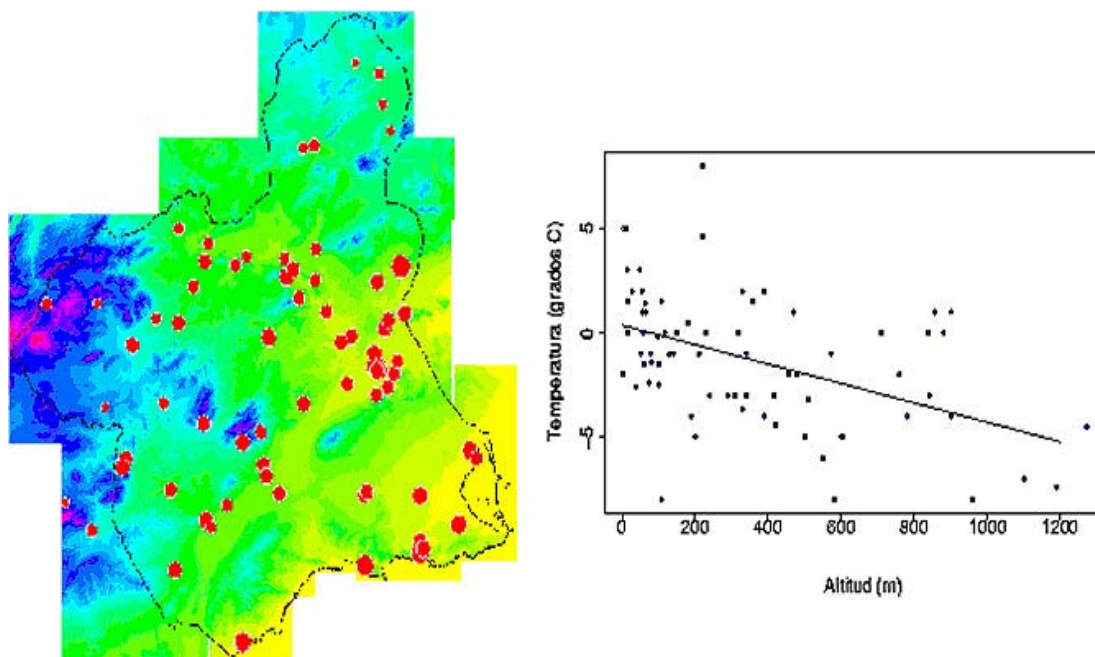


Figura 10. Interpolación por regresión de la temperatura respecto a la altitud

san en la presunción lógica de que cuanto más cercanos estén dos puntos sobre la superficie terrestre más se parecerán, y por tanto los valores de cualquier variable cuantitativa que midamos en ellos serán más parecidos. Para expresarlo de modo más técnico, las variables espaciales muestran autocorrelación espacial.

Los diferentes métodos de interpolación desarrollados pueden dividirse en dos tipos fundamentales:

1. *Métodos globales*, utilizan toda la muestra para estimar el valor en cada punto de estimación. Se dividen en métodos de regresión (Figura 9) y de clasificación. Asumen la dependencia de la variable a interpolar, de otras variables de apoyo.
2. *Métodos locales*, utilizan solo los puntos de muestreo más cercanos. Entre estos se destacan las «medias ponderadas por inverso de la distancia elevado a una potencia», «kriggeado», «TIN» y «splines».

El álgebra de mapas incluye un amplio conjunto de operadores aritméticos y lógicos que se realizan sobre una o varias capas raster de entrada para producir una capa raster de salida. Por operador se entiende un algoritmo que realiza una misma operación en todas las celdillas de una capa raster. Estos operadores se definen mediante ecuaciones, por ejemplo el operador $B = A * 100$

genera una nueva capa (B) asignando a cada celdilla el valor de la celdilla correspondiente multiplicado por 100. Se trata de operaciones entre capas raster completas, cada una de ellas es una matriz de números y la operación se realiza para todos los números de la matriz, por tanto para todas las celdillas de la capa raster (Figura 10).

El acopio de datos meteorológicos se hace comúnmente a través de las estaciones. La propia definición de clima exige disponer de una serie temporal suficientemente larga para poder considerarla como significativa. Por lo tanto, el estudio de datos climáticos se hace mediante el análisis de series temporales. A pesar de que estas series tienen una ubicación espacial, es preferible almacenarlas en una base de datos debido a las limitaciones de los SIG para trabajar con la componente temporal.

Una estructura de datos adecuada, para evitar repeticiones innecesarias de información, se puede realizar a través de dos tipos de tablas: una tabla con la información referente a las estaciones y otra que vincule a las diferentes series temporales manejadas. Cada una de ellas tiene un campo común que permite relacionar ambas tablas, por ejemplo las coordenadas de las estaciones. El resultado de la consulta es en definitiva un

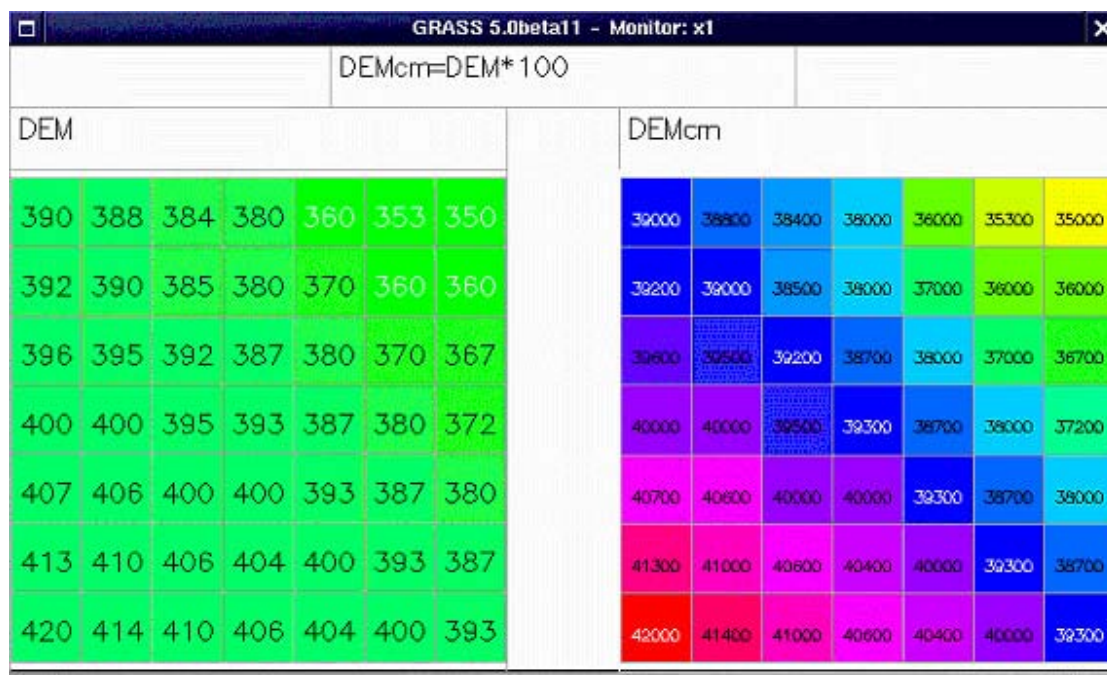


Figura 11. Operador local aritmético

mapa de puntos que se puede visualizar y analizar, para determinar la existencia de factores que puedan ayudar a la interpolación.

Hoy en día se dispone de sensores remotos de diverso tipo que permiten captar imágenes con las que se realizan estimaciones más o menos precisas de diversas variables climáticas y su variación espacial en un momento concreto. Los satélites meteorológicos, como el GOES y los radares meteorológicos, se utilizan para hacer estimaciones de la precipitación, sin embargo requieren un trabajo de calibración importante con datos de pluviógrafo para poder dar estimaciones fiables. La estructura de la información proporcionada por estos sensores es siempre en formato raster por lo que es fácilmente incorporable a un SIG. Su análisis se basará en operadores de álgebra de mapas.

Uno de los elementos básicos de cualquier representación digital de la superficie terrestre es el Modelo

Digital de Terreno (MDT). Constituye la base para un gran número de aplicaciones en Ciencias de la Tierra, ambientales e ingenierías de diverso tipo. El análisis de MDT y su aplicación en modelos climáticos ha sido objeto de numerosos trabajos. El MDT es un conjunto de mapas que representan distintas características de la superficie terrestre derivadas de un mapa de elevaciones (Modelo Digital de Elevaciones, MDE). A partir de este proceso se derivan modelos de datos hidrológicos y otros mapas temáticos, como usos del suelo y litológicos.

En la modelización de procesos naturales se utilizan modelos matemáticos. La construcción de un modelo de este tipo implica la selección y cuantificación de las variables para representar el sistema con el nivel de detalle requerido (Figura 11). Los procesos que actúan sobre el territorio se caracterizan por su carácter tridimensional, su dependencia del tiempo y complejidad. Esta complejidad incluye comportamientos no lineales,

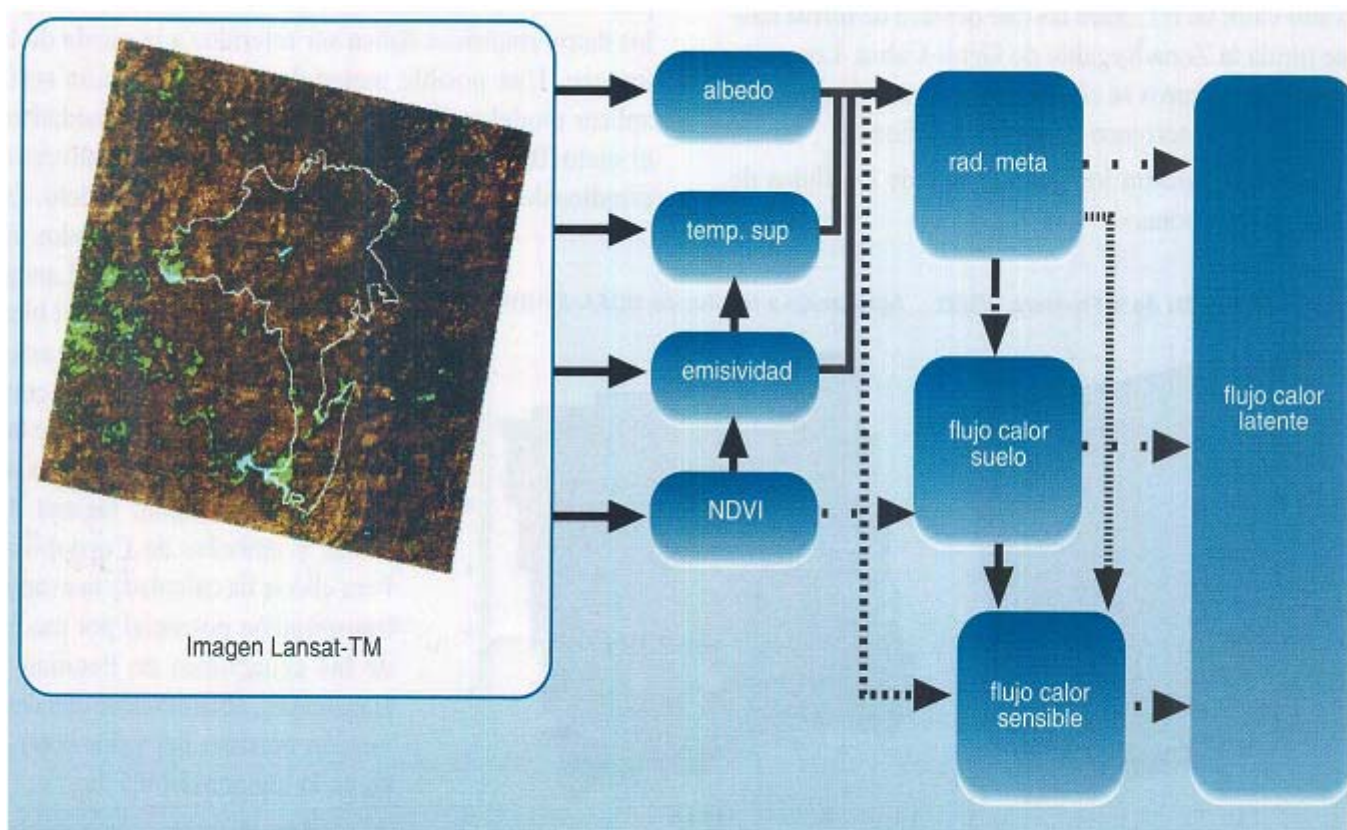


Figura 12. Representación esquemática del algoritmo SEBAL (Surface Energy Balance)

componentes estocásticos, bucles de realimentación a diferentes escalas espaciales y temporales haciendo muy complejo, o incluso imposible, expresar los procesos mediante un conjunto de ecuaciones matemáticas. Estas ecuaciones, junto con los esquemas de flujo para su resolución, constituyen hipótesis acerca del comportamiento de los procesos. Estas ecuaciones toman variables de entrada y producen una serie de variables de salida en función de parámetros que reflejan las características del territorio.

Una clasificación de los modelos matemáticos podría basarse en una serie de características dicotómicas

- Basados en estadística o basados en principios físicos
- Estocásticos o deterministas
- Estáticos o dinámicos

Algorithm for Land) que resuelve el balance de energía celda a celda a partir de las imágenes de satélite y de algunos datos adicionales de campo

Sea cual sea el tipo de modelo con el que se trabaja, en un modelo matemático es necesario comenzar por codificar las variables de entrada, salida y de estado, así como los parámetros en formato digital. Si se trabaja con modelos agregados o semidistribuidos hay que codificar, además, los límites de las diferentes unidades. Este proceso es más complejo de lo que pudiera parecer a primera vista e implica la creación de un modelo de datos y la manera más eficiente de hacerlo es mediante un Sistema de Información Geográfica.

En el modelado matemático de procesos ambientales hay una gran contribución por distintos investigadores para el modelado climático, por ejemplo para la radiación y evapotranspiración (Figura 11). También es usado para el modelado atmosférico, descrito como un sistema de ecuaciones diferenciales que describen el conjunto de fuerzas que actúan sobre la atmósfera y la respuesta de ésta.

6. Vínculos de interés

<http://www.miliarium.com/prontuario/MedioAmbiente/Atmosfera/IndicesClima.htm>

<http://data.giss.nasa.gov/csci/>

<http://www.worldclim.org/>

<http://www.fao.org/WAICENT/FAOINFO/SUSTDEV/Eldirect/CLIMATE/EIsp0002.htm>

<http://www.climate-charts.com/index.html>

7. Lecturas recomendadas

SIG aplicados a la climatología

Hidro-sig: una herramienta para la estimación de balances hidrológicos de Colombia

Índice cambio climático

8. Glosario

Algoritmo: secuencia explícita y finita de operaciones que conduce a la solución de un problema aplicado. Suele tratarse de un conjunto de operaciones de álgebra de mapas y/o sobre bases de datos que permiten obtener un resultado mediante combinación de información espacial y alfanumérica.

Atributo: propiedad o característica de una clase de elementos en una base de datos; por ejemplo, la superficie, la población, la renta media.

Cartografía: conjunto de técnicas utilizadas para la construcción de mapas.

Celda: elemento básico de información en una estructura raster matricial que representa el valor medio de un área rectangular superpuesta al terreno (es un concepto análogo al de pixel en una imagen digital).

Georreferenciar: asignar coordenadas geográficas a un objeto o estructura. El concepto aplicado a una imagen digital implica un conjunto de operaciones geométricas que permiten asignar a cada pixel de la imagen un par de coordenadas (x,y) en un sistema de proyección.

Homogeneidad: uniformidad en la distribución espacial de una determinada magnitud o propiedad de un cuerpo físico o un sistema físico.

Interpolación: estimación del valor de una variable en un punto a partir de otros datos próximos. Se entiende que el punto problema está dentro del rango de variación de los datos disponibles; en caso contrario se habla de extrapolación. La interpolación puede hacerse en un espacio de 1, 2 o más dimensiones.

Mapa: modelo gráfico de la superficie terrestre donde se representan objetos espaciales y sus propiedades métricas, topológicas y atributivas. Un mapa puede ser analógico (impreso sobre papel, por ejemplo) o digital (codificado en cifras, almacenado en un ordenador y presentado en una pantalla). Existen mapas métricos, diseñados para representar distancias, superficies o ángulos y mapas topológicos, diseñados para representar vecindad, inclusión, conectividad y orden en el contexto de los SIG.

Modelo: representación simplificada de un objeto o proceso en la que se caracterizan algunas de sus propiedades. Un modelo reproduce solamente algunas propiedades del objeto o sistema original, el cual queda, por tanto, representado por otro objeto o sistema de menor complejidad; los modelos se construyen para conocer o predecir propiedades del objeto real.

Modelo de datos: esquema conceptual utilizado para representar la realidad mediante un modelo. Un modelo de datos intenta solucionar el problema de cómo dar el paso de realidad a modelo, es decir, cómo representar la realidad de forma adecuada y eficiente. Un mismo modelo de datos puede luego expresarse en diferentes estructuras de datos, la forma física en la que se organiza la información en una base de datos, por ejemplo: las siglas GIF, JPG, BMP definen estructuras de datos distintas aunque todas ellas se encuadran en un modelo de datos raster. Las estructuras de datos difieren en la forma de codificar y almacenar la información aún dentro del mismo esquema conceptual.

Modelo digital del terreno: estructura numérica de datos que representa la distribución espacial de una variable cuantitativa. Se trata, por tanto, de un modelo digital que representa una propiedad cuantitativa topográfica (por ejemplo, elevación, pendiente) o no (temperatura de la superficie del terreno, reflectancia).

Sistema de gestión de bases de datos (SGBD): sistema informático diseñado para la creación, modificación, corrección, actualización y consulta de bases de datos.

Sistema de información geográfica: sistema de gestión de bases de datos (SGBD) con herramientas específicas para el manejo de información espacial y sus propiedades. Los tipos de propiedades que un SIG debe analizar tanto independiente como conjuntamente son tres: métricas, topológicas y atributivas.

SQL: acrónimo de Structured Query Language, un lenguaje estándar de gestión de bases de datos. SQL se ha convertido en un estándar por lo que es posible acceder a bases de datos de procedencia diversa mediante consultas en este lenguaje.

TIN: estructura vectorial usada para construir modelos digitales del terreno. TIN es la sigla de Triangulated Irregular Network; se trata de una estructura de datos que representa el relieve mediante una red irregular de triángulos adosada al terreno, sin solapamientos y donde cada vértice se define por sus coordenadas espaciales (x,y,z).

Vector: entidad geométrica definida por una magnitud y un sentido. Un vector está formado por un par de puntos ordenados; el orden define el sentido del vector y la distancia entre origen y final su magnitud; si la magnitud es nula, el vector se reduce a un punto y el sentido queda indefinido.

9. Bibliografía

- Bosque Sendra, J., 1992. Sistemas de Información Geográfica, Ed. Rialp. 451 pp.
- Burrough, P.A. and McDonnell, R.A., 1998. Principles of Geographical Information Systems, Oxford University Press, Oxford, 2nd edition.
- Felicísimo, A.M. (1994) Modelos digitales del terreno. Introducción y aplicaciones en ciencias ambientales 118 pp.
- Felicísimo, A.M. (1999) La utilización de los MDT en los estudios del medio físico, 16 pp.
- Verbyla, D.L., 2002: Practical GIS analysis Taylor & Francis, London 288 pp.



Módulo 2. La variabilidad climática

1. Causas de variabilidad climática: circulaciones de meso y macroescala predominantes en la franja tropical

La variabilidad climática se puede generar como resultado de cambios naturales o antropogénicos (causados por el ser humano) en el forzamiento del sistema climático, por ejemplo variaciones de intensidad de la radiación solar entrante y cambios en las concentraciones de gases de efecto invernadero (GEI) y de aerosoles. También se pueden producir variaciones climáticas naturales sin que exista un cambio en el forzamiento externo, como resultado de complejas interacciones entre los componentes del sistema climático, como en el acoplamiento entre la atmósfera y los océanos. El fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (llamado ENOS) es un ejemplo de esa variabilidad natural «interna» en escalas temporales interanuales.

Las diferentes fases de variabilidad climática traen consigo cambios en la frecuencia de eventos extremos, tales como lluvias intensas, oleadas de calor e incendios forestales y fenómenos hidroclimáticos como sequías e inundaciones.

La «variabilidad climática» se refiere a las fluctuaciones observadas en el clima durante períodos de tiempo relativamente cortos, pero cuando se consideran períodos muy largos de modificaciones en el clima, se hace alusión al llamado «cambio climático».

La normal climatológica o valor normal, se utiliza para definir y comparar el clima y se representa como el valor promedio de una serie continua de mediciones de

una variable climatológica, durante un período de por lo menos 30 años. La diferencia entre el valor registrado de la variable durante un año en particular y su promedio se le conoce como *Anomalía*. De esta manera se registran valores por encima o por debajo de lo normal.

A través del tiempo, los valores de las variables climatológicas (temperatura, precipitación, etc.) fluctúan por encima o por debajo de lo normal. La secuencia de estas oscilaciones alrededor de los valores normales, se conoce como variabilidad climática y su valoración se logra mediante la determinación de las anomalías.

Las escalas temporales de la variabilidad climática (con los eventos típicos que ocurren en ellas) se pueden clasificar como:

- Escala intra estacional o intra anual (veranillos, intensificación de las lluvias, etc)
- Escala estacional (estaciones lluviosas, secas etc.)
- Escala interanual (teleconexiones y ciclos de más de un año de duración)
- Escala interdecadal (fluctuaciones climáticas)

1.1 Escala intraestacional

Corresponde a una escala mayor que la sinóptica (ésta es de horas a unos pocos días). Se presenta dentro de las estaciones y es la responsable de la variabilidad del clima en el orden de 1 a 3 semanas (Figura 1).

Las oscilaciones intraestacionales generan variaciones en parámetros atmosféricos y oceánicos, como velocidad del viento, nubosidad, precipitación, temperatura superficial del mar y evaporación de la superficie del océano. Dentro de las oscilaciones intraestacionales se destaca una señal de tipo ondulatorio tropical, denominada Oscilación Madden-Julian (MJO) con un ciclo de 30-60 días. Esta onda fue descubierta en 1971 en el



Figura 1. Anomalia de la presión atmosférica en superficie en la línea de cambio de fecha y el ecuador, para 184 días a partir del primero de mayo de 1979; las líneas rojas separan intervalos de 50 días y permiten ver las oscilaciones de aproximadamente 5 hPa, que son realmente notables en los trópicos. (UCAR, 2009)

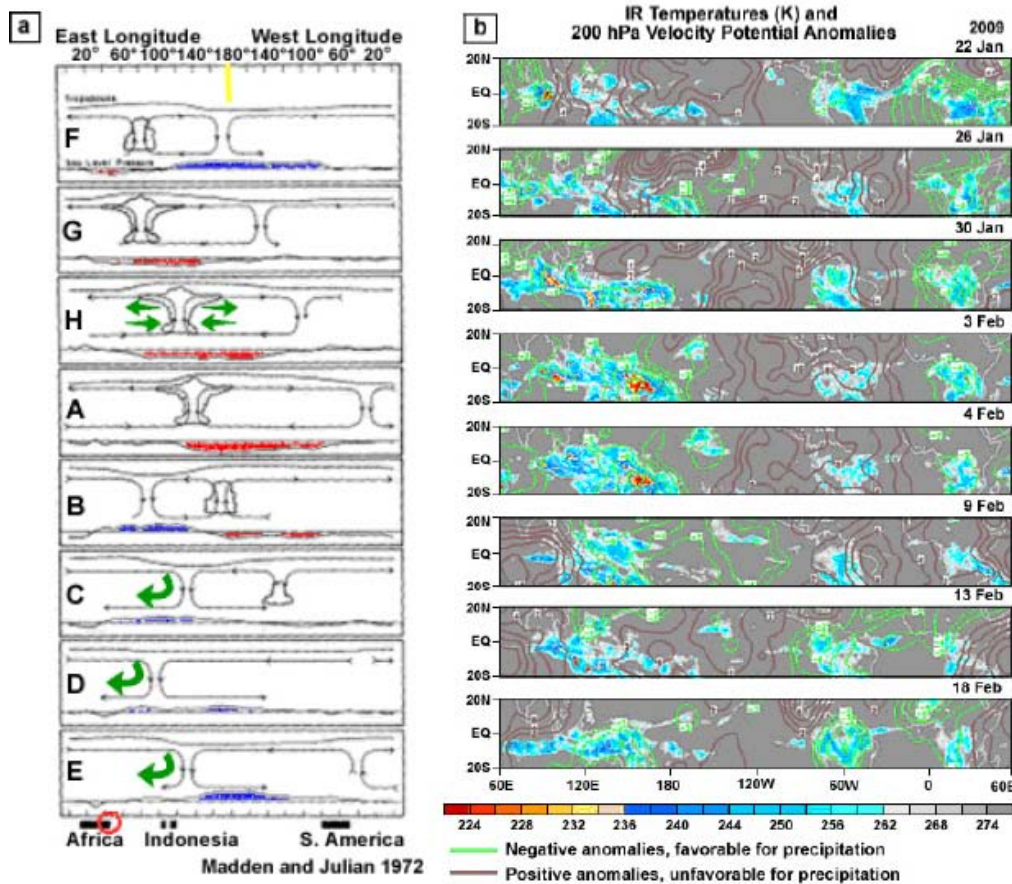


Figura 2. Avance de la Oscilación Madden-Julian (MJO)

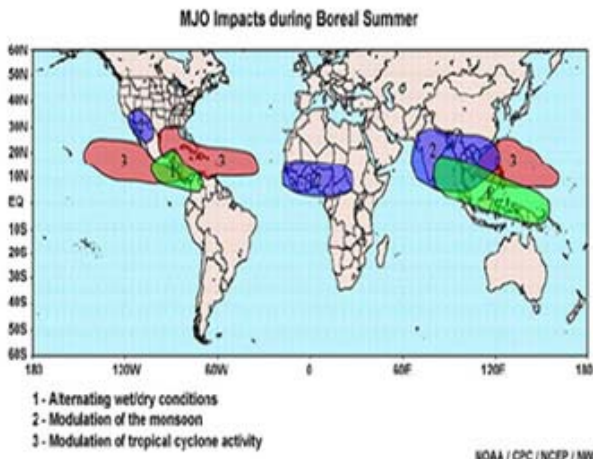


Fig. 5.10a. Global pattern of MJO impacts during Boreal summer (JJA). Impacts identified are: (1) alternating periods of wetter and drier conditions; (2) modulation of the monsoons; and (3) modulation of tropical cyclone activity.

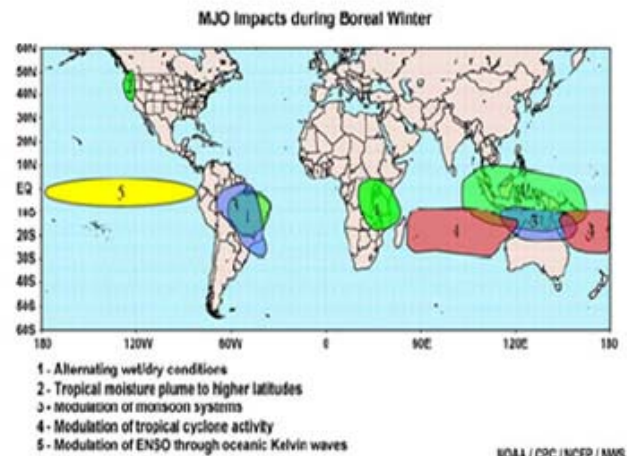


Fig. 5.10b. Global pattern of MJO impacts during Boreal winter (DJF): (1) alternate periods of wetter and drier conditions; (2) extension of a tropical moisture plume (the "Pineapple Express") into higher latitudes, feeding heavy midlatitude rainfall events; (3) modulation of monsoon systems; (4) modulation of tropical cyclone activity; and (5)

Figura 3. Regiones e impactos producidos por la actividad MJO sobre las condiciones climáticas durante periodos de 1-3 semanas (CPCC/NOAA).

campo de la presión tropical. En la Figura 2 se observa el avance de estas oscilaciones, en el campo de las anomalías de la velocidad potencial del viento (indicador de divergencia o convergencia del viento en capas altas) a una altura de 200 hPa (12 kilómetros de altitud aproximadamente). Este tipo de variabilidad afecta la actividad convectiva y la lluvia en el Pacífico Tropical Oriental y en América Tropical (Figura 3).

1.2 Escala estacional

Es el conjunto de fluctuaciones intra-anales (o sea dentro del año) que se repiten más o menos regularmente cada año. Este ciclo es análogo al ciclo anual, con fluctuaciones del clima a nivel mensual. Las variaciones atmosféricas a lo largo del año responden a las variaciones de la radiación solar producidas por la inclinación del eje terrestre y el movimiento de traslación de la Tierra alrededor del sol.

El ángulo de incidencia de los rayos solares varía estacionalmente, en forma diferente para los dos hemisferios. El hemisferio norte es más cálido en los meses de junio, julio y agosto, en tanto que el hemisferio sur recibe más energía solar en diciembre, enero y febrero. En latitudes ecuatoriales las variaciones estacionales

están asociadas con el doble paso del Sol sobre el ecuador a lo largo del año, dando lugar a una oscilación semianual no muy marcada, especialmente entre 5°N y 5°S. Sin embargo, esta oscilación de las temperaturas tropicales no es simétrica y los periodos no son de igual duración.

En latitudes medias, la secuencia de las estaciones de invierno, primavera, verano y otoño determina el ciclo anual de los elementos climáticos, mientras que en latitudes tropicales estos ciclos son marcados por periodos lluviosos seguidos de temporadas secas (Figura 4), debido al desplazamiento de sistemas de circulación regional, por ejemplo la Zona de Confluencia Intertropical, ZCIT.

1.3 Escala interanual

Esta escala corresponde a variaciones que se presentan en los elementos del clima de año en año. Normalmente percibimos que la precipitación de la estación lluviosa en un determinado lugar, no siempre es la misma de un año a otro, sino que fluctúa por encima o por debajo de lo normal. La variabilidad climática enmarcada dentro de esta escala, está relacionada con alteraciones en el balance global de radiación.



Figura 4. Ciclo anual de la precipitación de Bogotá, Quito, Lima y La Paz.

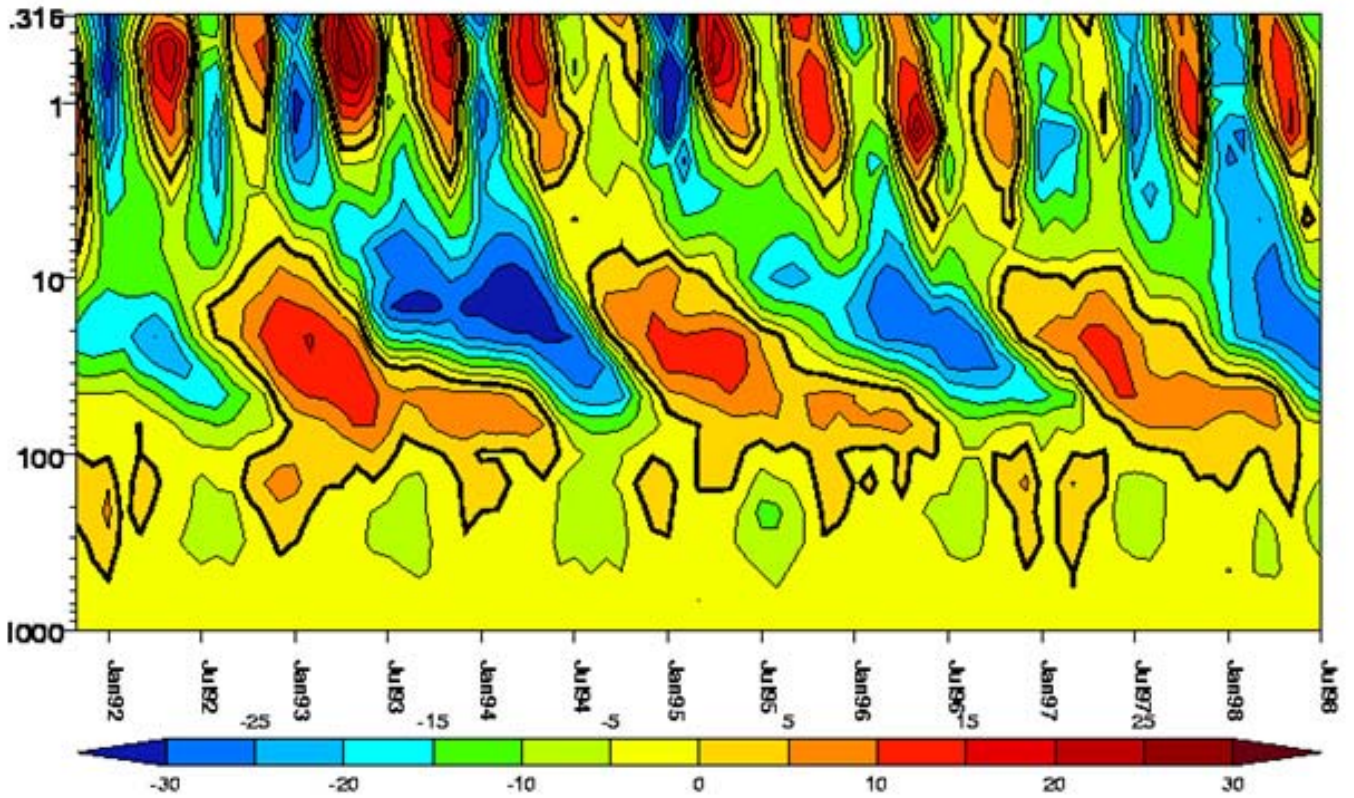


Figura 5. La oscilación cuasibienal muestra alternancia entre vientos del este (valores negativos) y del oeste (valores positivos)

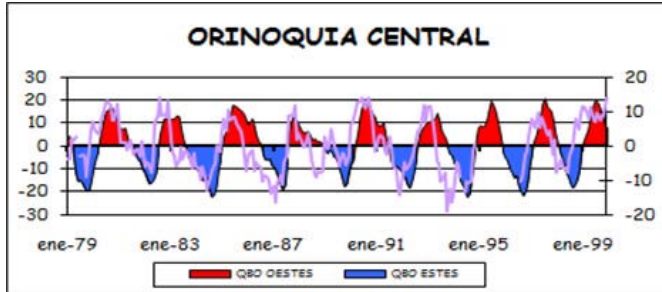
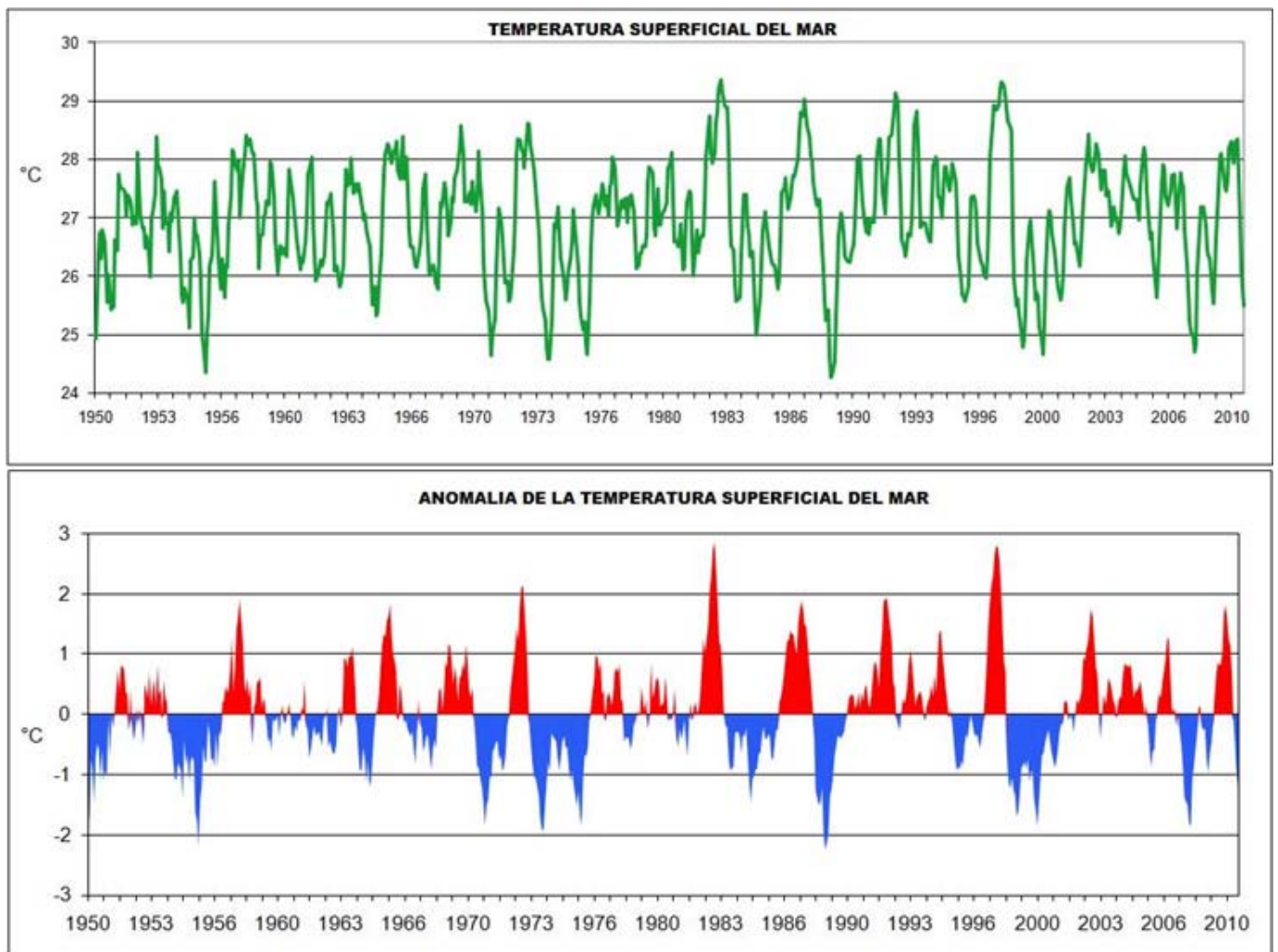


Figura 6. Variación interanual de la columna total de ozono (escala de -20 a +20) en las principales regiones de Colombia, obtenidas de las mediciones satelitales con el sensor TOMS - NASA y anomalías del viento zonal a 30 hPa (ordenada izquierda) periodo 1979-1999. (Fuente: IDEAM)

La oscilación cuasibienal es otra característica de la circulación en los trópicos (Figura 5). Esta oscilación ocurre cada 26-28 meses y tiene lugar en alturas entre 15 y 30 Km y se encuentra confinada en latitudes cercanas a los 15°. Consiste en una alternancia entre vientos del este y del oeste que llegan a alcanzar velocidades de entre 20 y 30 m/s y es simétrica con respecto al ecuador. Presenta una secuencia semianual (6 meses) que se da en niveles más altos.

La variación interanual de la columna total de ozono está modulada por la oscilación cuasibienal. Mediciones satelitales con el sensor TOMS de la NASA y anomalías del viento zonal a 30 hPa muestran una buena armonía en su comportamiento, ejemplo de ello se observa en la Orinoquia colombiana (Figura 6).

Figura 7. Temperatura superficial del mar (superior) en el océano Pacífico tropical en la región Niño 3-4 y la anomalía (inferior).



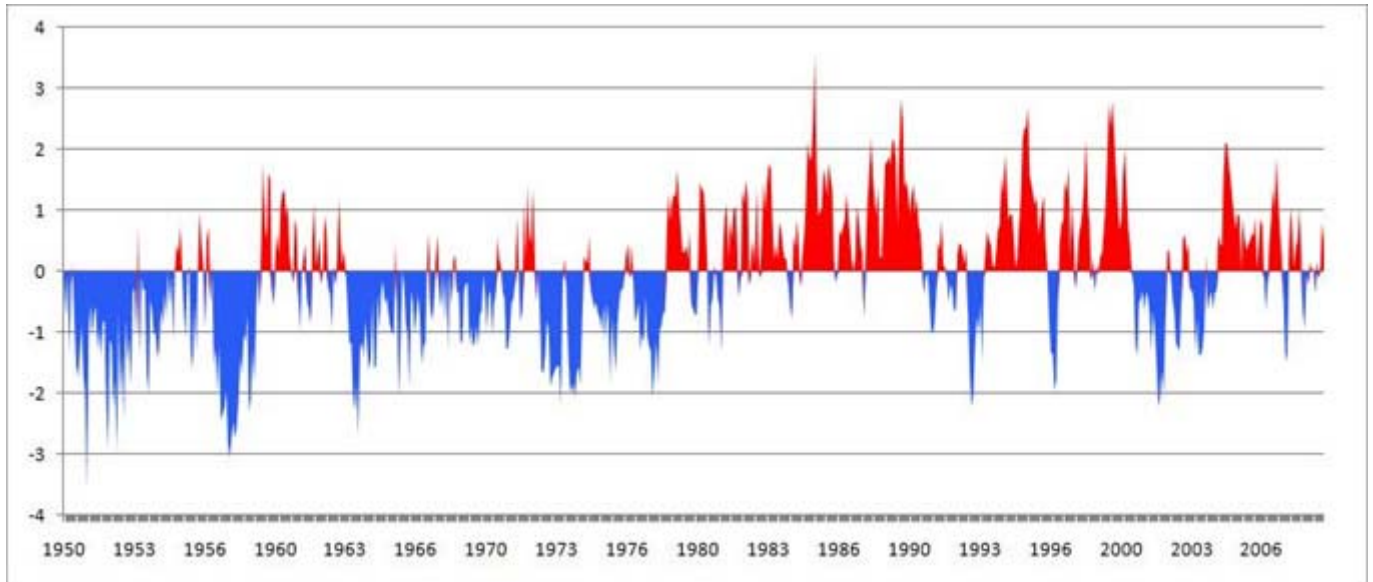


Figura 8. Serie de tiempo del índice de la oscilación decadal del Pacífico (PDO) durante sus fases positiva y negativa.

Un ejemplo típico de la variabilidad climática interanual corresponde a los fenómenos enmarcados dentro del ciclo ENOS (El Niño - La Niña - Oscilación del Sur). En la Figura 7 se aprecia la variabilidad interanual de la temperatura superficial del mar, en el sector central del océano Pacífico Tropical, durante las últimas cinco décadas.

1.4 Escala interdecadal

En esta escala se manifiestan fluctuaciones del clima a nivel de décadas. Comparativamente con la variabilidad interanual, la amplitud de estas oscilaciones es menor. Ésta es una de las razones por las cuales este tipo de variabilidad pasa desapercibida para el común de la gente.

No obstante, estas oscilaciones de largo plazo están influyendo notablemente en las actividades de la sociedad en ciclos interdecadales y resultan muy importantes en la determinación de posibles tendencias en las variables climáticas. En la Figura 8 se presenta la «Oscilación Decadal del Pacífico» (PDO), que se integra o interactúa con el patrón de los eventos ENOS (Niño/Niña). Aunque las dos oscilaciones tienen señales similares corresponden a diferentes tiempos. En el siglo XX los

eventos PDO persistieron de 20 a 30 años, mientras que los ciclos ENOS duraron entre 6 y 29 meses.

2. Los fenómenos: bases conceptuales, efectos a nivel global, regional y nacional, modelos de impacto de lluvias y temperaturas, impacto socioeconómico

En forma muy general, «El Niño» es el nombre que se da al fenómeno que se presenta cuando la temperatura superficial del mar en el océano Pacífico ecuatorial presenta anomalías positivas (calentamiento). Este fenómeno oceánico está acoplado al fenómeno atmosférico conocido como la «Oscilación del Sur», el cual consiste en una inversión del gradiente de presión atmosférica superficial entre la región oriental y la occidental del océano Pacífico del sur y puede dar como consecuencia una inversión en la circulación de los vientos sobre la superficie del océano Pacífico tropical. El acoplamiento entre estos dos fenómenos, definido como El Niño - Oscilación del Sur, ENOS o ENSO, es de grandes consecuencias climáticas en gran parte del mundo.

En la figura 9 se muestra el comportamiento invernal (noviembre-abril) de los dos principales índices del evento ENOS: la Temperatura Superficial del Mar, TSM,

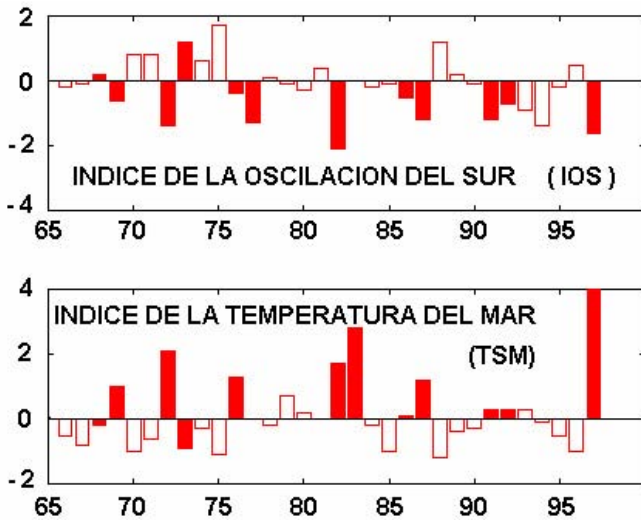


Figura 9. Series de tiempo de los promedios anuales de: El índice de la Oscilación del Sur (IOS) y el Índice de la Temperatura Superficial del Mar (TSM), para el período de 1950 a 1997

van en el océano Pacífico tropical, causando considerables perturbaciones de escala planetaria en el patrón climático mundial.

En forma esquemática, el evento El Niño o fase cálida del ENSO, se caracteriza por un calentamiento excesivo de las aguas superficiales y subsuperficiales del océano Pacífico ecuatorial, el cual transfiere una cantidad considerable de energía, en forma de calor y humedad, a la atmósfera tropical. Conforme el evento El Niño o ENSO cálido, evoluciona, la temperatura del Pacífico ecuatorial aumenta; esto coincide con la disminución del gradiente de presión superficial y el debilitamiento de los vientos alisios dando lugar a la propagación de

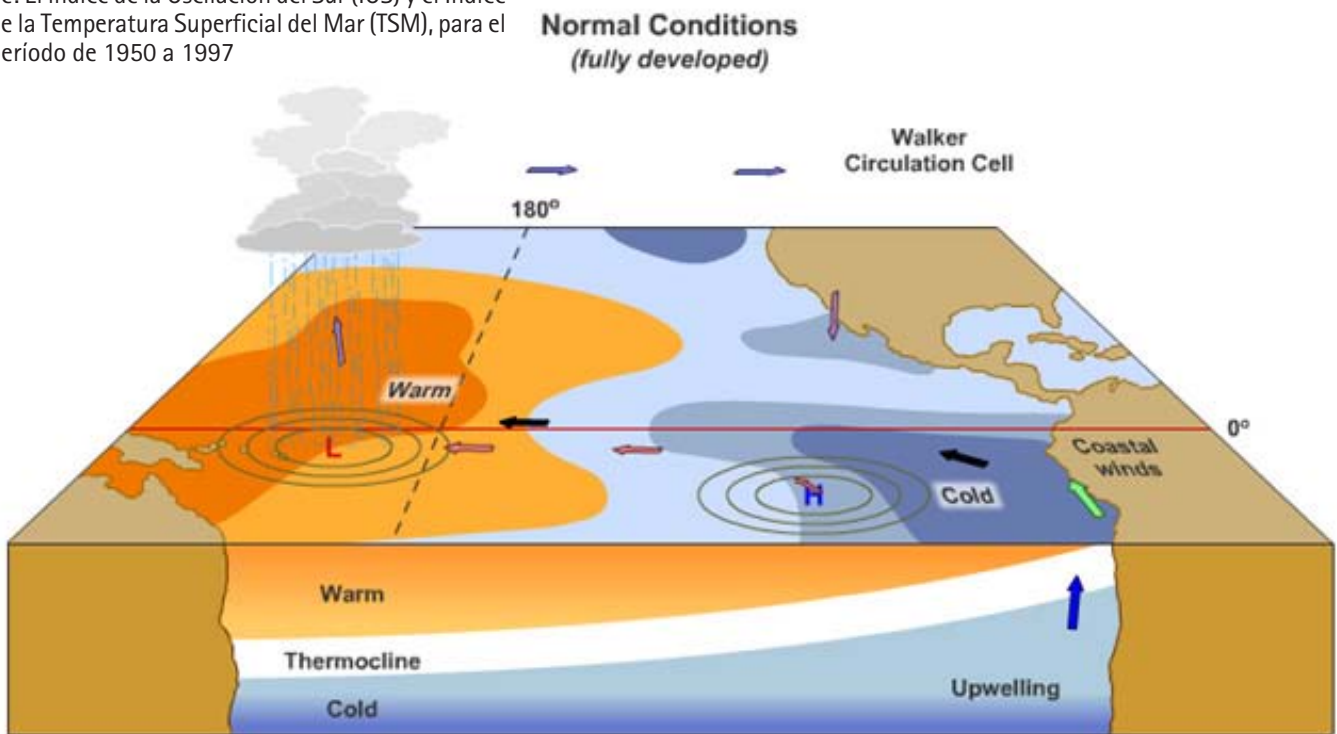


Figura 10. Condiciones normales del océano y la atmósfera en la región ecuatorial del Pacífico

en el Pacífico ecuatorial y el Índice de la Oscilación del Sur, IOS. Estos dos índices tienen un coeficiente de correlación del orden de -0.76 (es decir, uno varía inversamente proporcional al otro). El fenómeno ENOS puede ocurrir cada 2 a 7 años; los primeros síntomas se obser-

ondas oceánicas conocidas como «ondas de Kelvin» desde Asia hacia América, a lo largo del ecuador. Estos dos factores favorecen la formación de una intensa actividad convectiva de la atmósfera con sistemas de nubes cumulus y tormentas tropicales muy intensas.

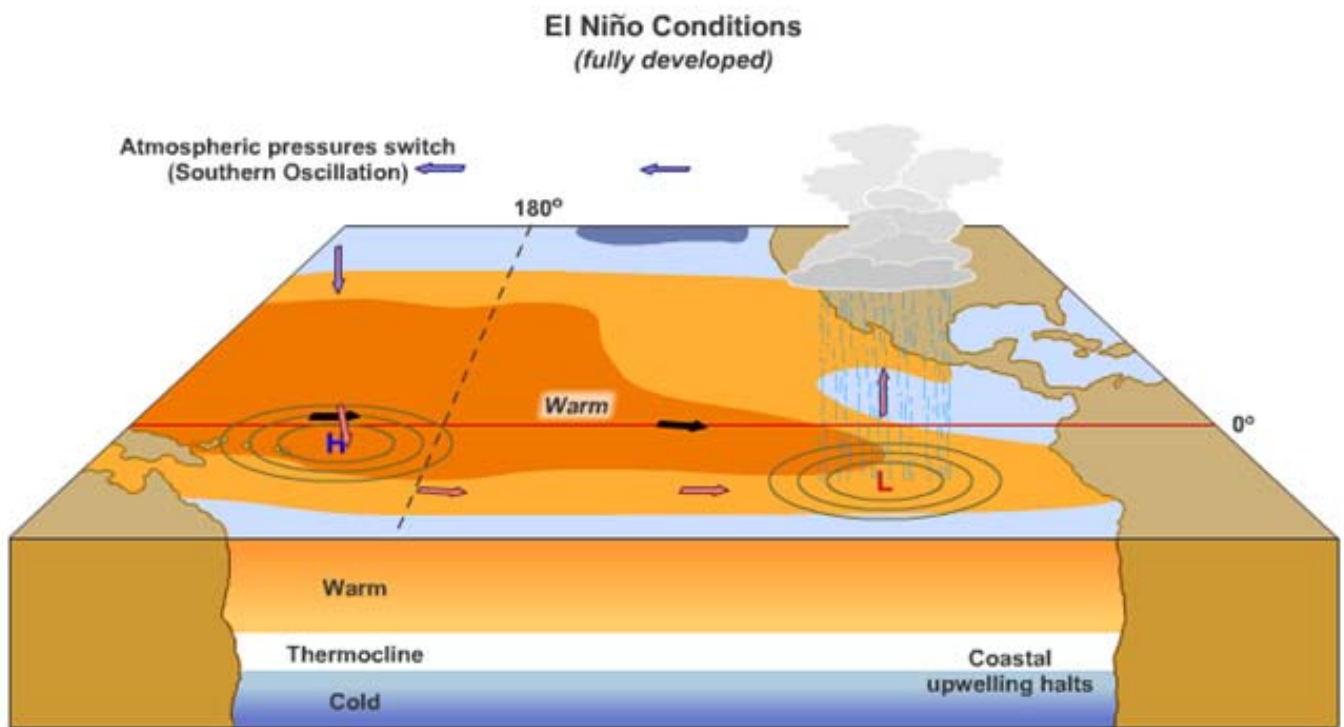


Figura 11. Condiciones El Niño Oscilación del Sur del océano y la atmósfera en la región ecuatorial del Pacífico

En condiciones normales los vientos alisios tienen una dirección este - oeste, que favorecen el acumulación de agua cálida en el Pacífico ecuatorial occidental, contribuyendo a que el nivel del mar en Indonesia se eleve unos 50 cm por arriba del nivel medio, mientras que en Ecuador (Sudamérica) está unos 15 cm por abajo del nivel medio (Figura 10). La TSM está cerca de 8°C más alta en el oeste, mientras que temperaturas bajas se observan en el Pacífico oriental, debido a las intensas surgencias de aguas frías subsuperficiales, con altas concentraciones de nutrientes y productividad primaria, haciendo esta región muy rica en pesquerías. Por otro lado, la región occidental recibe considerables lluvias, mientras que el Pacífico oriental es en general árido.

Durante El Niño, los vientos alisios se debilitan o incluso se pueden invertir, y ocurre un hundimiento de la **termoclina** (capa del océano donde se producen cambios rápidos de la temperatura con la profundidad o frontera de separación entre aguas profundas y superficiales) en el Pacífico oriental (Figura 11). Este proceso re-

duce las surgencias marinas y el aporte de nutrientes a la superficie, lo que afecta la pesca en la región sudamericana.

Asimismo los conglomerados de nubes (o celda de convección atmosférica) se desplazan hacia el Pacífico sudamericano, lo que favorece la ocurrencia de abundantes lluvias, intensificadas por el forzamiento orográfico de la cordillera de los Andes, y de inundaciones en la región Pacífica de Ecuador, Perú y Chile.

El océano tropical del Este generalmente es un área de surgencias, por lo que anteriormente se creía que el fenómeno El Niño ocurría cuando se debilitaban los vientos locales sobre las costas de Perú, reduciendo el afloramiento de masas de agua frías subsuperficiales a lo largo de la corriente de Perú y consecuentemente aumentando la Temperatura Superficial del Mar, TSM. Hoy en día se sabe que este fenómeno oceánico es más complejo y que en realidad es un evento de escala planetaria que está directamente asociado a la variación de las celdas de circulación atmosférica en dirección meridio-

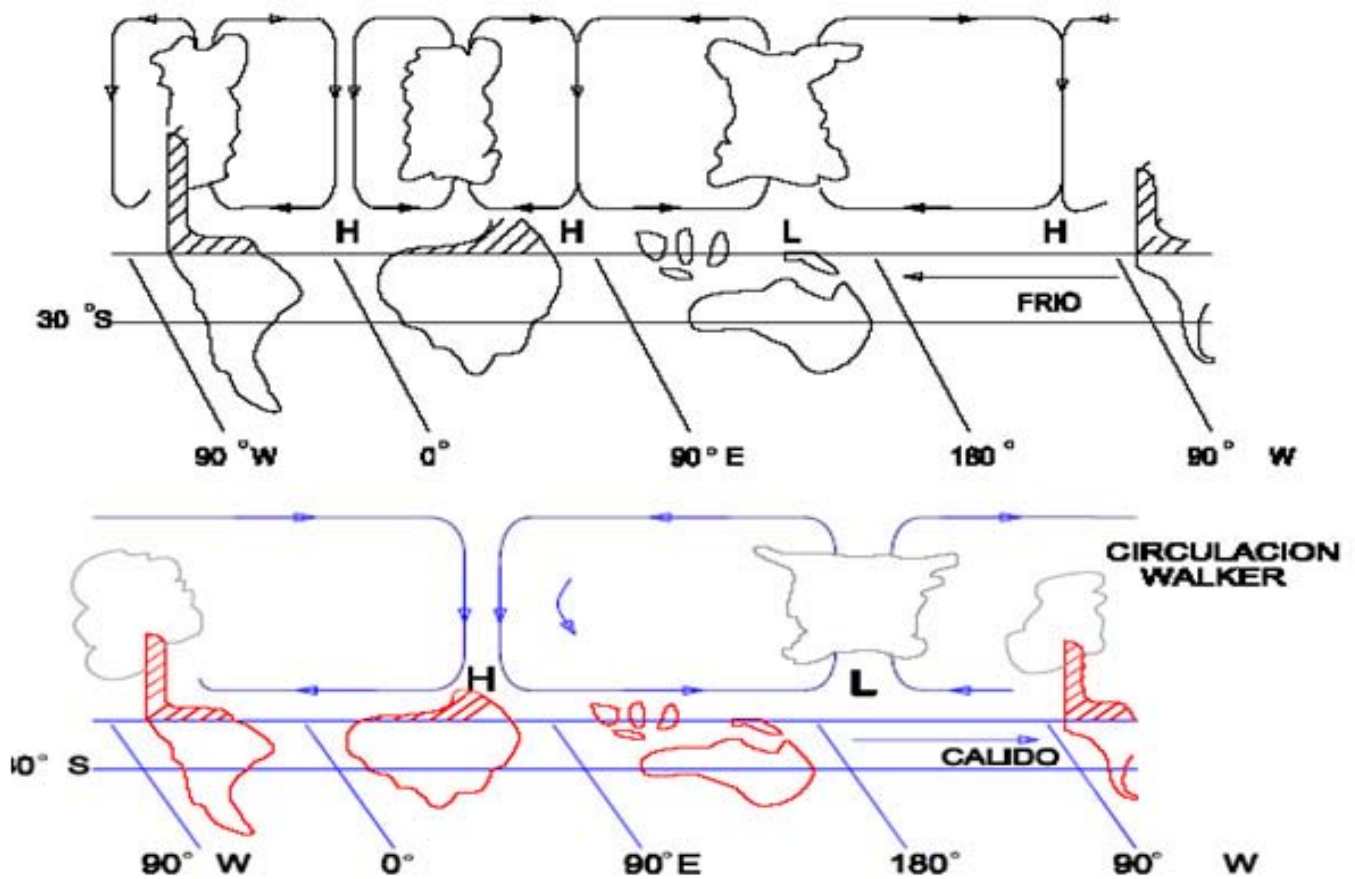


Figura 12. Esquema de la circulación Walker en la región atmosférica a lo largo del ecuador: (a) condiciones normales, (b) condiciones El Niño Oscilación del Sur.

nal (Celda Hadley) y zonal (Celda Walker) sobre las regiones tropical y ecuatorial, respectivamente.

La celda de circulación Hadley tiene su origen a partir de la combinación entre dos tipos de fuerzas: la fuerza del gradiente de presión (gradiente latitudinal de calentamiento radiativo) y la fuerza resultante de la rotación terrestre. La celda Walker es una circulación atmosférica zonal que se presenta en las regiones ecuatoriales y que debe su formación a los gradientes zonales de TSM en combinación con la rotación terrestre. En general el lado Oeste de los océanos tropicales es de mayor TSM, por lo que la circulación atmosférica en la superficie es en dirección Este-Oeste, mientras que la circulación superior (capas altas de la atmósfera) tiende a ser Oeste-Este, y de este modo se configura la celda Walker (Figura 12).

Cuando estos patrones de circulación zonal (sobre el Pacífico) presentan condiciones contrarias a las normales, entonces se dice que se tiene un evento de «Oscilación del Sur». Cuando los vientos del Este se debilitan por debajo de un cierto valor crítico (ó soplan en dirección contraria) las surgencias oceánicas cesan y la TSM aumenta. Simultáneamente el potencial dinámico del agua que se había acumulado en la región Oeste del Pacífico ecuatorial, por arriba del nivel medio del mar, genera una onda llamada «Kelvin».

Esta onda de Kelvin se propaga hacia el Este produciendo semanas después un aumento del nivel medio del mar en las regiones del Pacífico Oriental. La TSM más alta refuerza la convección en la región ecuatorial fortaleciendo la celda de Hadley. Con base en esto se puede decir que el fenómeno de ENSO es cíclico; sin

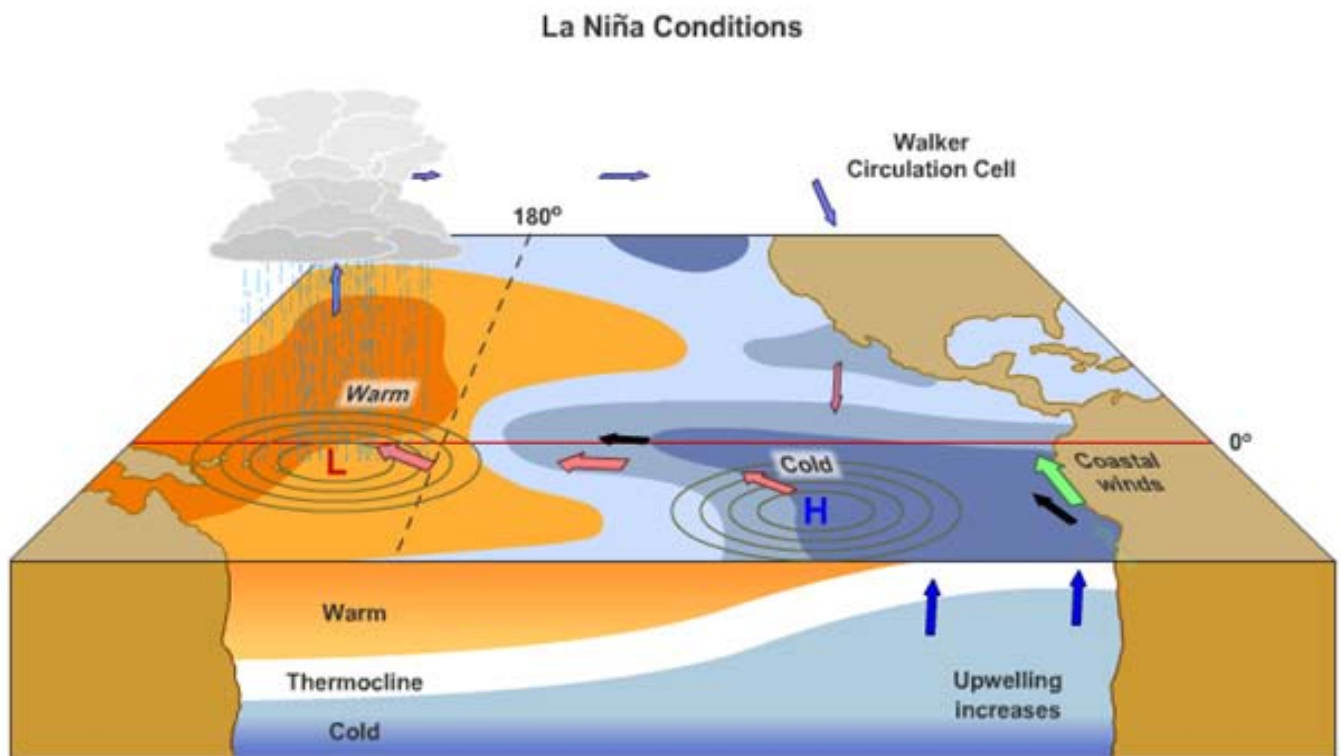


Figura 13. Condiciones La Niña Oscilación del Sur del océano y la atmósfera en la región ecuatorial del Pacífico

embargo no es de periodicidad regular ya que la atmósfera y el océano responden de forma diferente a los cambios de una y otro. La atmósfera responde rápidamente a cambios de TSM, mientras que la respuesta del océano a la intensidad del viento es más lenta.

La Niña es el término popular con el cual se conoce la fase fría del ENSO. Es el enfriamiento anormal de las aguas ecuatoriales del Océano Pacífico Tropical. Este fenómeno influye considerablemente las condiciones del tiempo en muchas partes del mundo, aunque de manera distinta, y en algunas ocasiones opuesta, a como lo hace El Niño.

Durante La Niña el viento sobre el ecuador es moderado y circula del Este hacia el Oeste, las temperaturas superficiales del mar son anormalmente bajas (más frías que lo normal) sobre una extensa zona del océano, particularmente sobre el centro y oriente del ecuador, la termoclina se acerca a la superficie en el sector oriental del océano Pacífico y se generan intensas surgencias frente a las costas de Perú y Chile (Figura 13).

Estas anomalías en la generación y movimiento de los fenómenos oceánico-atmosféricos dan como consecuencia grandes fluctuaciones en el ciclo hidrológico, con intensas precipitaciones en algunas regiones o dramáticas sequías en otras.

Durante El Niño, el desplazamiento hacia el Este de la región con mayor desarrollo de nubosidad en el Pacífico ecuatorial occidental (siguiendo el desplazamiento de las aguas relativamente más calidas) produce intensas precipitaciones en la región ecuatorial vecina a 180° de longitud y un fuerte déficit pluviométrico en gran parte de Oceanía y el sector nororiental de Australia.

En la Figura 14 se presenta un esquema con las principales teleconexiones asociadas a un episodio cálido del evento ENSO. Las principales teleconexiones con extremos climáticos alrededor del mundo se tienen en la región de Australia e Indonesia, al igual que el nordeste de Brasil, donde se reduce drásticamente la precipitación, sufriendose dramáticas sequías. En contraposición, las regiones de litoral (y áreas) circundantes de

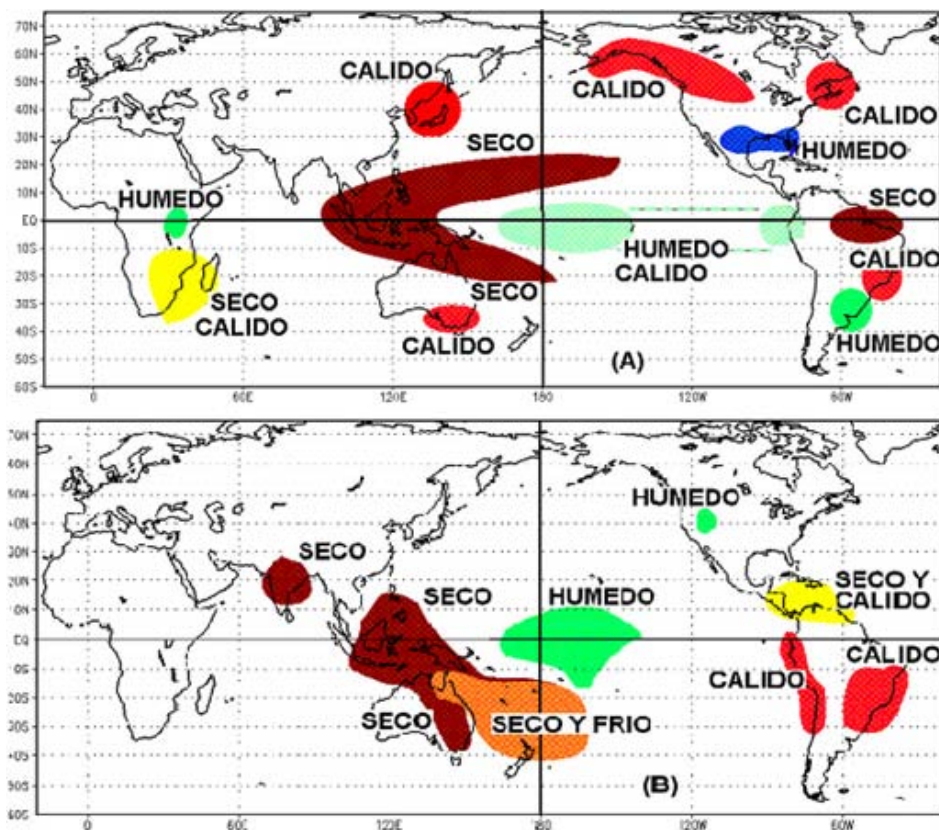


Figura 14. Esquema que representa las características extremas que se presentan en el ciclo hidrológico durante (a) el invierno boreal y (b) el verano boreal de un episodio cálido o tipo Niño del evento ENSO. Se muestran las regiones que sufren el mayor impacto en las condiciones de lluvia y temperatura alrededor del mundo.

Perú y Chile reciben abundantes lluvias, con fuertes inundaciones. También se presentan teleconexiones en otras regiones del mundo, de menor extensión territorial e intensidad, aunque no menos importantes. El evento ENSO cálido (usualmente después de las inundaciones) se ha asociado con epidemias de cólera en Bangladesh, tifoidea y hepatitis en Sudamérica, malaria en Pakistán, malaria y dengue en Costa Rica, Brasil y Sri Lanka.

En América del Norte la presencia del fenómeno El Niño se manifiesta en una tendencia a lluvias invernales anormalmente abundantes en la costa Oeste (California) y en los estados junto al golfo de México.

En América del Sur las regiones afectadas por excesos pluviométricos durante los eventos El Niño son la región costera del sur de Ecuador y norte de Perú durante el verano y el otoño del Hemisferio Sur, la región central de Chile durante el invierno y el sector suroriental del continente (sur de Brasil, Uruguay, sur de Paraguay y el noreste de Argentina) durante la primavera.

Por otra parte la ocurrencia de estos eventos Niño

suele asociarse con déficit pluviométrico en el sector norte de Suramérica, particularmente en las Guayanas y regiones aledañas, en las regiones andina y Caribe de Colombia, andina de Venezuela y en el noreste de Brasil.

En África el impacto más notorio se advierte en la región suroriental (Sudáfrica, Mozambique y Zambia) donde la ocurrencia de un evento El Niño típicamente se asocia con un fuerte déficit pluviométrico durante el verano, mientras que simultáneamente, en la región ecuatorial más hacia el norte (Uganda, Kenia y parte de Zaire) se registran lluvias anormalmente altas.

Las variaciones interanuales de la TSM en el Pacífico ecuatorial han sido asociadas a intensas, y en muchos casos dramáticas, anomalías del clima en distintas partes del mundo. Cuando se presentan estas condiciones extremas, los patrones de circulación atmosférica alrededor del mundo son fuertemente afectados.

Por ejemplo, durante un episodio cálido se pueden presentar las siguientes anomalías en el sistema océano-atmósfera:

- 1) La corriente de chorro se intensifica y aumenta su amplitud, favoreciendo una mayor generación de tormentas extra-tropicales en el Pacífico del norte, permitiendo que estas se puedan desplazar más al sur de sus trayectorias normales y afectando las latitudes subtropicales.
- 2) La Zona de Convergencia de Intertropical, ZIC o ZCIT, incrementa el tamaño de sus conglomerados de nubes y se desplaza más al norte, favoreciendo que un mayor número de «lenguas» de humedad se desprendan del Pacífico ecuatorial y se muevan hacia latitudes subtropicales y medias del continente americano.
- 3) Las regiones tropicales del Atlántico, Pacífico occidental e Índico al ser relativamente más frías, inhiben la formación de ciclones tropicales.
- 4) El Pacífico oriental, al ser más cálido permite una mayor intensidad de las tormentas tropicales y huracanes.
- 5) Los vientos alisios superficiales disminuyen o incluso pueden adquirir una componente del Oeste al Este.
- 6) Se reducen drásticamente las surgencias de agua subsuperficial en las costas de Perú y Chile, disminuyendo el aporte de nutrientes a la superficie, aumentando la temperatura superficial del mar y colapsando la pesca de las principales especies marinas de interés socioeconómico de esa región sudamericana.

El Niño de 1997-98 afectó regiones como: África Oriental, que sufrió sequía y precipitaciones excepcionalmente intensas; Asia Sudoriental y América del Norte, con períodos inusualmente cálidos; Asia Meridional, sequía; América Latina y el Caribe, precipitaciones excepcionalmente intensas y sequía; y las islas del Pacífico, precipitaciones inusualmente fuertes. Las repercusiones socioeconómicas mundiales fueron diversas:

- Más de 24.000 personas murieron debido a fuertes vientos, inundaciones o mareas de tormenta que ocurrieron durante las intensas tormentas.
- Más de 110 millones de personas resultaron afectadas y más de 6 millones fueron desplazadas ya que se perdieron infraestructuras comunitarias, tales

como viviendas, depósitos de alimentos, transporte y comunicaciones durante las tormentas.

- Las pérdidas económicas directas superaron los 34.000 millones de dólares.
- La sobresaturación de los campos redujo la producción agrícola en muchas regiones; en otras, la ausencia de lluvias causaron prolongados periodos secos, pérdidas de cultivos y disminución del aprovisionamiento de agua.
- Los incendios forestales fueron más frecuentes y generalizados durante los períodos secos prolongados.
- Un mayor índice de enfermedades siguió al prolongado trastorno causado por el régimen meteorológico, lo que trajo como resultado la contaminación de las reservas de agua o un entorno más favorable para los insectos que actúan como vectores de enfermedades.

Los impactos más documentados y conocidos corresponden a los episodios de 1982-1983 y 1997-1998, en razón de la magnitud de los efectos socioeconómicos relacionados tanto con la intensidad del fenómeno como con la vulnerabilidad de la población y los sectores afectados. En el territorio andino, los mayores impactos de El Niño 1997-1998 ocurrieron en Ecuador y Perú, con cerca del 50% de las pérdidas en los sectores productivos, especialmente pesca y agricultura, según la evaluación realizada por la Corporación Andina de Fomento. Hubo importantes daños en la infraestructura, especialmente del sector transporte, por el deterioro y destrucción de carreteras y puentes.

En Bolivia y Colombia los impactos estuvieron relacionados predominantemente con sequías y en menor medida con heladas. Más del 50% de las pérdidas ocurridas en Colombia fueron por mayores costos en la provisión de los servicios básicos de electricidad y agua, mientras que en Bolivia los principales daños se relacionan con los sectores productivos, especialmente el agrícola. En este país, además de los daños ocasionados por las sequías en el altiplano, también los hubo por extensas inundaciones en el Amazonas. Tanto en Colombia como en Bolivia se presentaron incendios forestales de amplia extensión.

En Ecuador y Perú las pérdidas fueron del orden de 2.900 y 3.500 millones de dólares, y representaron cerca del 15% y 5% del producto interno bruto, respectivamente. En Bolivia y Colombia las pérdidas ascendieron a más de 500 millones de dólares, que para Bolivia representaron cerca de 7% del producto interno bruto nacional de 1997 y menos del 1% para Colombia.

Al comparar las pérdidas asociadas con El Niño 1997-1998 con las de El Niño 1982-1983, se concluye que en Ecuador los elevados daños en todos los sectores, excepto la pesca, fueron tres veces superiores. En Perú, aunque las cifras absolutas fueron del mismo orden, los daños del evento de 1982-1983 representaron cerca del 7% del PIB, mientras que en 1997-1998 fueron del 5%. Esta reducción de los daños correspondió principalmente a los sectores productivos, mientras en los sectores de vivienda, educación y transporte los efectos fueron mayores en el último episodio.

En Bolivia, los impactos asociados con El Niño 1982-1983 fueron superiores a los de 1997-1998. Durante los eventos El Niño 2006-2007 y La Niña 2007-2008 los efectos por inundaciones, sequías y heladas fueron de gran magnitud, con pérdidas de 133 millones de dólares por el primero y 276 millones de dólares por el segundo.

Los impactos de La Niña se evidencian claramente en Colombia con el incremento de desastres asociados con inundaciones y movimientos en masa. Los dos años con mayor cantidad de desastres por fenómenos hidrometeorológicos (1971 y 1999) corresponden a episodios fuertes de La Niña. Durante este último se registraron diez veces más desastres que los ocurridos durante El Niño 1997-1998.

3. Índices de mayor significación utilizados en la vigilancia y caracterización de los fenómenos el niño y la niña

Una gran cantidad de índices son utilizados actualmente por la comunidad científica para caracterizar los fenómenos del ciclo ENSO, dado el volumen de variables objeto de observación y medición dentro del sistema climático océano – atmósfera, en la cuenca del océano

Pacífico tropical. Probablemente los dos índices más utilizados en la actualidad son el índice de la Oscilación del Sur (de carácter atmosférico, conocido como IOS o SOI) y el índice Niño 3 o 3.4 (de carácter oceánico, llamado ONI).

Dado que El Niño y La Niña son fenómenos de carácter oceánico y los índices utilizados para determinar sus características son de la misma naturaleza, abordaremos inicialmente la descripción de estos índices, reparando en la sensibilidad de los mismos. Describiremos también algunos de los índices más significativos desde el punto de vista atmosférico, como el caso del IOS, mal utilizado por algunos autores como identificadores de El Niño y La Niña, y otros índices de carácter mixto (oceánicos y atmosféricos), como el MEI, utilizado con ambos propósitos: el de seguimiento de los fenómenos El Niño – La Niña y la caracterización de ENSO.

3.1. Índices oceánicos

Se ha visto que los fenómenos de El Niño y La Niña están asociados a las anomalías positivas y negativas que se observan durante varios meses en aguas del océano Pacífico tropical. De este modo la temperatura superficial del mar se convierte en un valioso indicador de la estructura térmica de la capa superior del océano y en consecuencia, en una valiosa herramienta en el seguimiento y vigilancia de los fenómenos El Niño y La Niña.

3.1.1 Anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM)

Para la vigilancia de la variabilidad de la TSM en la franja tropical del Pacífico, se han establecido cuatro regiones bien definidas a saber (Figura 15):

Región Occidental: (Región Niño 4): Entre las latitudes 5° Norte y 5° Sur y las Longitudes 160° Este y 150° Oeste.

Región Central: (Región Niño 3): Entre las latitudes 5° Norte y 5° Sur y las Longitudes 90° y 150° Oeste.

Región Centro-Occidental: (Región Niño 3.4): Entre las Latitudes 5° Norte y 5° Sur y las Longitudes 120° y 170° Oeste.

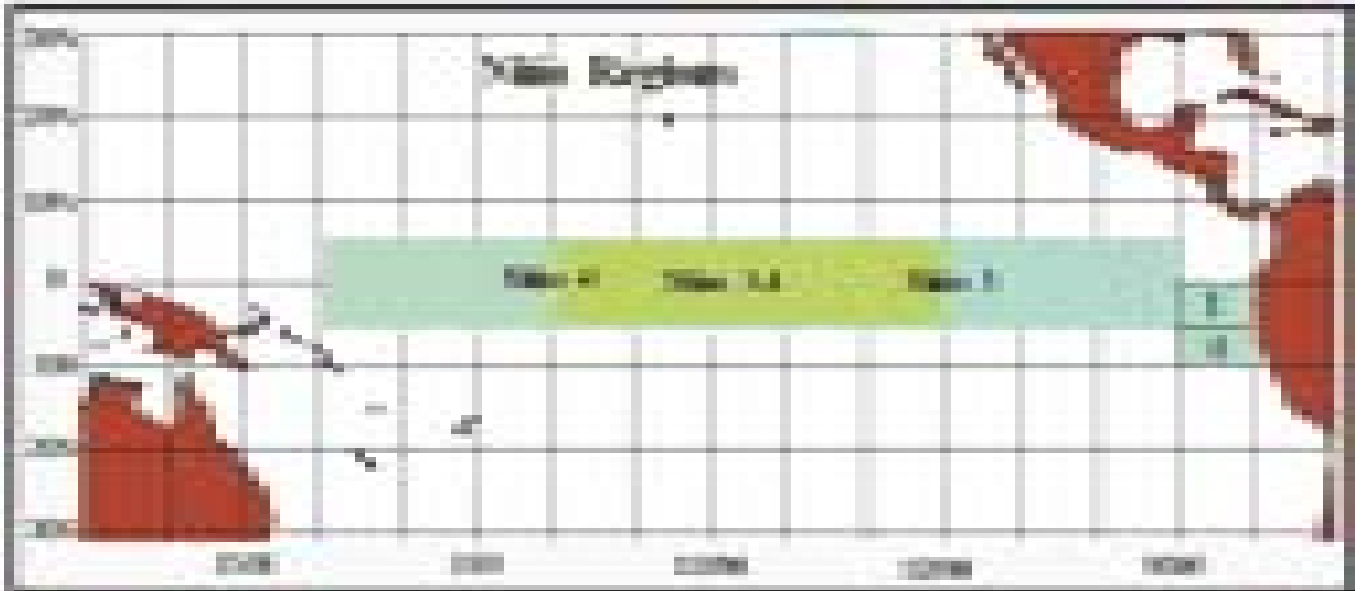


Figura 15. Regiones utilizadas para la vigilancia y predicción del ENSO

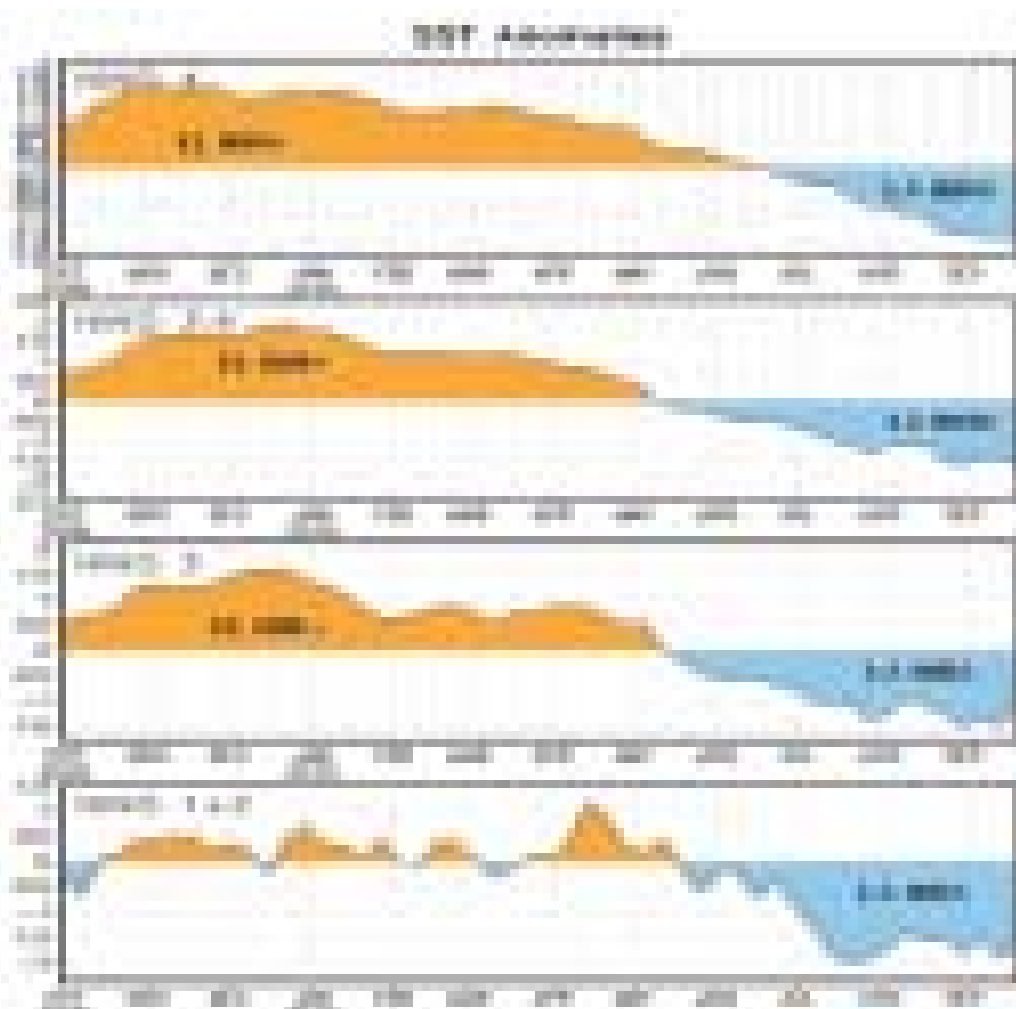


Figura 16. Anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM)

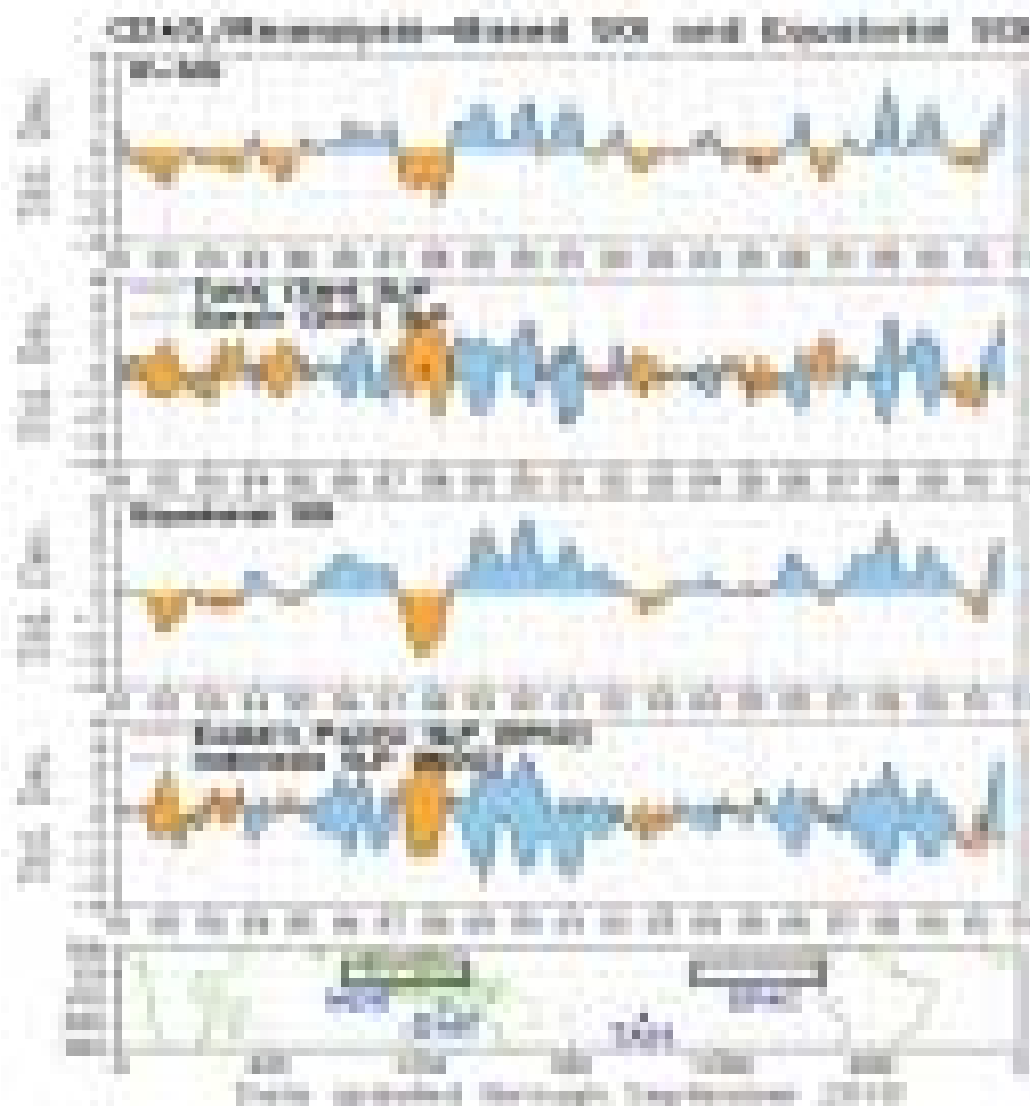


Figura 17. Índice de Oscilación del Sur - IOS

Región Oriental: (Región Niño 1+2): Entre las Latitudes 0° y 10° Sur y las Longitudes 90° y 80° Oeste.

En cada una de estas regiones se mide la temperatura de la superficie del mar en grados Celsius y se determinan sus anomalías, evaluadas a partir de la diferencia entre un valor mensual cualquiera y su promedio climatológico o valor normal. La temperatura registrada en la región Niño 1+2, es el promedio de la temperatura medida en las regiones Niño1 y Niño 2. Las anomalías estimadas corresponden a los índices utilizados para el seguimiento de su variabilidad y sus valores mensuales aparecen en el boletín de diagnóstico climático, editado por la National Oceanic and Atmospheric Administra-

tion - NOAA, de los Estados Unidos de Norteamérica (Figura 16).

Los índices más utilizados en la vigilancia de los fenómenos El Niño y La Niña son los de las regiones Niño 3 y Niño 3-4, en consideración a que en el sector central del Pacífico tropical se observan los mayores contrastes de la termodinámica oceánica. No obstante, en la actualidad no hay consenso dentro de la comunidad científica mundial respecto al uso de alguno de ellos en forma prioritaria, a tal punto, que los modelos numéricos de pronóstico de los centros mundiales especializados predicen el comportamiento de la TSM como anomalías para ambas regiones.

3.1.2 Índice Oceánico del Niño – ONI

Este índice se calcula como la media móvil de tres puntos de la serie mensual de las anomalías de la temperatura de la superficie del mar en la Región Niño 3.4. De acuerdo con este índice, en condiciones El Niño (La Niña), el ONI debe ser igual ó superior (igual o inferior) a medio grado Celsius de anomalía.

3.1.3 Anomalías de la temperatura subsuperficial del mar

Este índice permite determinar el comportamiento de la estructura térmica subsuperficial de la franja tropical del océano Pacífico (entre 140° Este y 80° Oeste), hasta una profundidad de 400 metros. Las anomalías son desviaciones respecto al promedio del período 1983-1992.

3.1.4 El contenido de calor en la capa superior del océano

Este índice está basado en las anomalías que se registran en la estructura térmica superficial y subsuperficial (0 – 300 metros de profundidad) del océano Pacífico centro-oriental (180 – 100 ° longitud oeste).

3.1.5 Comportamiento de la Termoclina

Este índice es valorado como las anomalías que se observan en la profundidad de la isoterma de 20 °C dentro de la franja ecuatorial (5° N – 5° S) del océano Pacífico tropical. Las anomalías son desviaciones respecto al promedio del período 1983-1992.

3.2 Índices atmosféricos

3.2.1 Índice de Oscilación del Sur – IOS

Se calcula como las diferencias normalizadas entre la presión atmosférica superficial medida en Tahití (Polinesia Francesa, representa el sector central del Pacífico tropical) y en Darwin (norte de Australia, representa el sector occidental) y es un indicador de las fluctuaciones de la masa atmosférica entre los sectores centro-oriental y occidental del pacífico (Figura 17). Diferentes científicos han desarrollado metodologías para el cálculo del IOS; el obtenido por el Climate Analysis Center de la NOAA de Estados Unidos, es el más utilizado por la comunidad que hace seguimiento e investigaciones sobre el ENSO.

3.2.2 Vientos

Otro índice es el de anomalías de viento zonal en niveles bajos (850 hectopascales – hPa) y del flujo zonal de altura a 200 hPa, el cual se utiliza para describir los vientos troposféricos, cuyas anomalías tienden a oponerse a los de 850 hPa. Los vientos zonales en 850 hPa, corresponden al movimiento del aire que sopla de Este a Oeste, a una altura aproximada de 1500 metros sobre el nivel del mar, en tanto que los vientos en 200 hPa, soplan de Oeste a Este, a una altura aproximadamente de 12 kilómetros.

3.2.3 Temperatura del Aire

La temperatura del aire en la media troposfera (500 hPa) es un indicador del contenido de calor de la troposfera tropical y constituye un valioso indicador de los procesos de la componente atmosférica dentro del ENSO.

3.2.4 Radiación Solar de Onda Larga

Otro índice de significativa importancia está relacionado con la radiación de onda larga saliente de la tierra (OLR), la cual es una medida indirecta de la convección, por cuanto sus valores extremos están asociados directamente a convección profunda (mínimos de OLR) o ausencia de ésta (máximos de OLR). El seguimiento de la OLR se realiza directamente vía satélite; su valor en las vecindades de la línea de cambio de fecha en el Pacífico tropical (180° de longitud) determina la frecuencia y la magnitud de la actividad convectiva asociada a los procesos de ENSO.

3.3 Índices mixtos

Se han desarrollado algunos índices de carácter mixto que involucran tanto variables atmosféricas como oceánicas en su composición. Uno de los más conocidos es el índice MEI (Multivariate ENSO Index).

3.3.1 Índice Multivariado del ENSO – MEI

Este índice puede ser entendido como la media ponderada de seis variables sobre el Pacífico tropical, a saber: presión atmosférica a nivel del mar, componente zonal (este-oeste) y meridional (norte-sur) del viento en superficie, temperatura de la superficie del mar, tem-

peratura del aire en superficie, y cantidad total de nubosidad. Los valores positivos del MEI representan la fase caliente de ENSO (EL Niño).

Ver el seguimiento de estas variables en:

<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/enso.shtml#forecast>

<http://portal.iri.columbia.edu/portal/server.pt?open=512&objID=491&mode=2>

<http://www.bom.gov.au/climate/glossary/el-nino/el-nino.shtml> <http://www.bom.gov.au/climate/glossary/el-nino/el-nino.shtml>

4. Estado del arte del pronóstico del tiempo a corto y mediano plazos: modelos dinámicos y estadísticos

4.1. Pronóstico del tiempo

Hay dos grandes enfoques de la predicción meteorológica operativa:

El enfoque subjetivo: conocido también como enfoque sinóptico, es aquel en que el pronosticador trata de predecir los futuros cambios de la atmósfera a partir de su estado inicial, teniendo en cuenta sus conocimientos teóricos y su experiencia sobre la evolución de las situaciones meteorológicas en el pasado. El método sinóptico de predicción a corto plazo comprende una evaluación subjetiva de la evolución y proyección de los sistemas meteorológicos en el futuro próximo, a partir del estudio de mapas meteorológicos en superficie y en altitud. El éxito de la predicción depende de la competencia y la experiencia del pronosticador.

El método objetivo (predicción numérica del tiempo): en este caso se utilizan leyes físicas conocidas para describir los cambios de la atmósfera. Se formulan y resuelven por métodos numéricos las ecuaciones en que se expresan los cambios físicos en la atmósfera. Los datos necesarios para la predicción meteorológica numérica son el estado de la atmósfera en un primer momento, y las leyes físicas que rigen los cambios de ese estado. Por tanto, la predicción numérica del tiempo se describe como un problema de valor inicial. Las leyes físicas aplicadas se basan en la conservación de masa, can-

tividad de movimiento, energía, vapor de agua y otros gases y aerosoles en la atmósfera.

En la práctica, la aplicación de modelos de predicción numérica del tiempo para las predicciones meteorológicas tiene algunas dificultades inherentes debido sobre todo a dos razones. En primer lugar, nunca es posible definir perfectamente el estado inicial de la atmósfera por falta de datos de observación adecuados. En segundo término, la formulación matemática precisa de las leyes físicas que rigen los cambios en la atmósfera constituye un complejo problema, y no es posible hallar soluciones analíticas exactas de esas ecuaciones debido a la falta de linealidad. Las ecuaciones del modelo han de resolverse mediante técnicas numéricas informatizadas. Y esto no es un problema fácil.

Las soluciones numéricas dependen en gran medida de la elección de las condiciones límite y de los métodos de diferenciación finitos que han de concebirse minuciosamente para garantizar soluciones estables y realistas. No obstante esas limitaciones inherentes, el enfoque de predicción numérica del tiempo ha alcanzado un elevado grado de sofisticación con los progresos en la tecnología de observación, por un lado, y la de cálculo, por otro. Cada vez hay más posibilidades de reducir la resolución horizontal y vertical de los modelos y de incorporar en ellos una diversidad de procesos físicos de la atmósfera real, con lo que ha mejorado mucho la precisión de la predicción en el transcurso de los años.

Un buen punto de partida para elaborar predicciones a corto plazo es el examen de los mapas de pronósticos de circulación atmosférica y nubosidad elaborados a partir de los datos disponibles más recientes: análisis sinópticos, análisis cinemáticos (líneas de corriente e isotacas) e imágenes de satélites (imágenes y datos derivados). Los mapas de pronósticos de nubosidad deben prepararse teniendo en cuenta la climatología y los neofanálisis (análisis de nubes) recientes elaborados mediante datos de satélites y demás fuentes de información.

Los modelos de pronóstico del tiempo que se basan en métodos dinámicos, son una guía que utilizan los

pronosticadores para establecer cómo se comportará la atmósfera en el futuro cercano. Los ajustes que los pronosticadores hacen sobre los resultados previstos, dependen de la experiencia de observar estos modelos pero también de analizar las condiciones que se observan en la imagen de satélite, de los registros que ven en tiempo real de las estaciones meteorológicas de superficie tanto aeronáuticas como climatológicas, de un estudio del perfil de radiosonda para algunas localidades con lo cual se captura información de vientos, humedad y temperatura a lo largo de la capa de la atmósfera denominada troposfera (e inclusive de la estratosfera), de las cartas de vientos a distintos niveles de la atmósfera en tiempo real y además se consultan otras fuentes por Internet.

Todo lo anterior, sin dejar de lado la situación de variabilidad climática por la que esté atravesando la atmósfera regional (condiciones normales, fenómeno El Niño/La Niña, ondas intra estacionales, época de ciclones tropicales, temporada de lluvias, etc.).

Los resultados entre los modelos varían por muchas razones. Una de ellas es la resolución tanto espacial como temporal en las que resuelven los procesos de formación y disipación de nubes, transferencia de masa y energía, balance radiativo, procesos de capa límite planetaria, entre otras. También depende del tipo de las coordenadas que utiliza y de las ecuaciones de la física que consideran, ya que pueden variar de un modelo a otro, así como el tipo de ajuste, la interpolación de los resultados, la calibración utilizada, entre otros. Por ello, se requiere cierta habilidad para su final interpretación.

Estos resultados también varían dependiendo del tipo de tecnología que se tenga; entre más simple la computadora y más oportuno se necesite un resultado, se requiere correr con menos resolución espacial y pasos de tiempo más largos, generalizando más el pronóstico en áreas grandes donde pueden existir microclimas diferentes. Por lo tanto, resultados muy finos requieren de arreglos de PC dispuestos en Cluster o tecnologías de alto rendimiento permitiendo al modelo considerar mejor los efectos topográficos, tipo de suelo y vegetación y

por ende resolver mejor los procesos micrometeorológicos en áreas más pequeñas, en el menor tiempo posible.

En Colombia, por ejemplo, se corren de forma experimental 2 modelos de mesoescala: el modelo WRF y el modelo MM5. El WRF (Weather Research and Forecasting) es la siguiente versión del modelo MM5 (Mesoscale and Microscale V5) y es más robusto en el sentido que fue diseñado para ser montado fácilmente en plataformas Linux, AIX, HP-UX, Sun y otras; en aspectos físicos, permite resolver los procesos con pasos de tiempo más rápido, agilizando la entrega de los resultados y en general su presentación final.

El principal insumo de estos modelos son los datos iniciales que suministra el modelo de baja resolución de la NOAA conocido como GFS (Global Forecast System) el cual genera un campo inicial del estado de la atmósfera en sus cuatro dimensiones (longitud, latitud, altura y tiempo) y realiza un proceso de pronóstico a 15 días en baja resolución, o sea para áreas superiores a 55kmx55km, unos 3080 km². Por ello surge la necesidad de ajustar este resultado tan grueso con WRF y/o MM5 teniendo en cuenta tanto aspectos topográficos como información provenientes de estaciones meteorológicas (Figura 18). Con estos modelos se obtienen pronósticos del estado del tiempo para 8 días, con una resolución de 20kmX20km o sea 400km² para Colombia y a resoluciones de 7kmx7km, 49km², para ciudades como Bogotá.

Lo anterior no implica que los modelos globales no sean capaces de resolver situaciones meteorológicas y en ocasiones manifiesten tener una mejor habilidad de simular bien el pronóstico del estado del tiempo en el contexto de su baja resolución espacial. Desafortunadamente con tales resoluciones de los modelos globales, no es posible resolver eventos como vendavales, tornados, trombas marinas y otros, ya que las dimensiones espaciales de estos fenómenos meteorológicos son muy pequeñas así como su tiempo de duración.

Ver los siguientes vínculos
bart.ideam.gov.co/wrfideam/

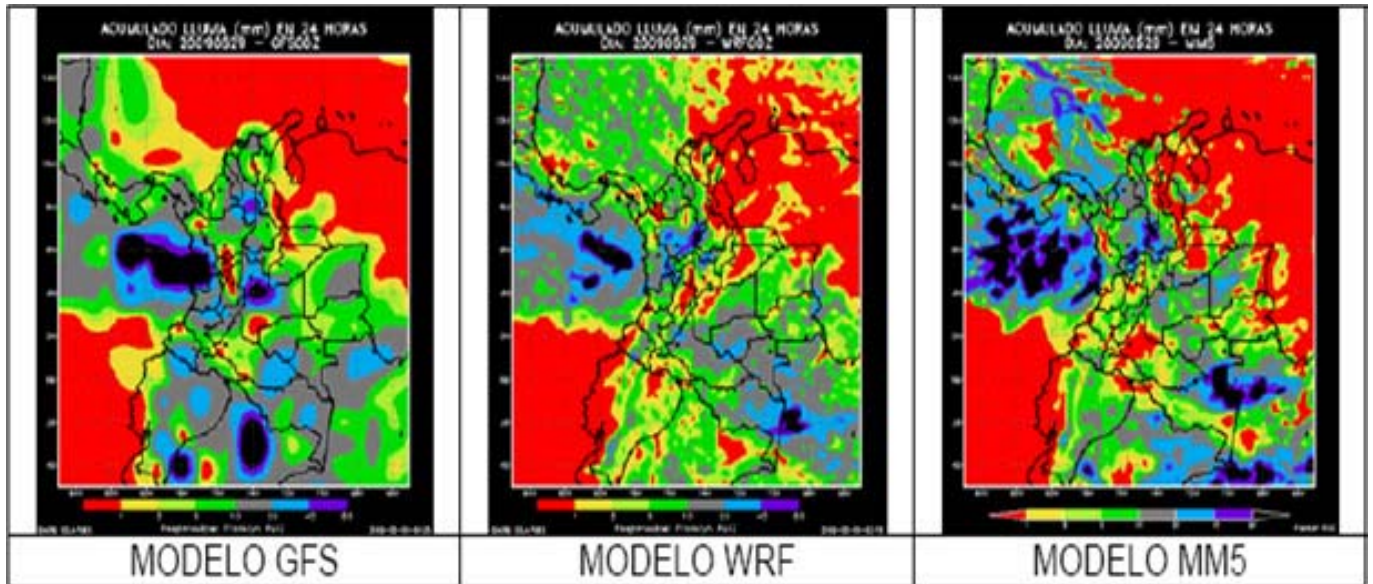


Figura 18. Distintos resultados de los modelos meteorológicos para el día 29 de mayo de 2009

4.2. Predicción climática

Los avances en las últimas décadas en la ciencia de la predicción del clima en escalas estacional e interanual, han creado una tecnología con beneficios sociales potencialmente importantes. Ahora es posible gracias a la gama de modelos del clima estacional una mejor precisión de alertas tempranas para un período de tiempo de unos pocos meses, por lo menos para muchas partes de los trópicos y también en algunas regiones de latitudes más altas. En los últimos años, como los intentos de utilizar la información se han intensificado, se ha hecho evidente que además de las predicciones de los modelos se necesita un paso adicional: traducir los pronósticos del clima en información que pueda ser usada directamente por los tomadores de decisiones y por los distintos sectores socioeconómicos y ambientales, como la agricultura y la gestión de los recursos hídricos.

Esto significa que se debe llevar la interpretación de los pronósticos climáticos estacionales a pequeñas escalas espaciales y temporales y divulgarlos en términos de nuevas variables ambientales y características, actividades que se han denominado reducción de escala o downscaling.

La comunidad científica ha avanzado mucho en la

capacidad de predecir las temperaturas superficiales del Pacífico en regiones «Niño», como Niño 3 y 3.4, y hoy existe una buena capacidad de pronosticar dicha temperatura del mar con 3-6 meses de anticipación. Dado que en la actualidad se puede pronosticar bastante bien el ENSO, y dado que el mismo afecta las condiciones climáticas de diferentes regiones del mundo, en particular las zonas tropicales del Pacífico, la comunidad científica ha implementado pronósticos climáticos para estos fines. Es decir, determina tendencias climáticas para establecer escenarios más probables de ocurrencia del fenómeno con los cuales se puede proyectar las probables alteraciones de lluvias y temperaturas para los siguientes meses.

Para estudiar y predecir el clima se utilizan modelos climáticos de diversa complejidad. Para representar los procesos que contribuyen a la circulación atmosférica en todos los lugares y a plazos de varios meses, se usan los llamados Modelos de Circulación General de la Atmósfera o modelos climáticos globales, como el CAM (Community Atmosphere Model, Figura 19), que corresponde al componente atmosférico del modelo de circulación general acoplado atmósfera-oceano CCSM (Community Climate System Model) desarrollado en el Na-

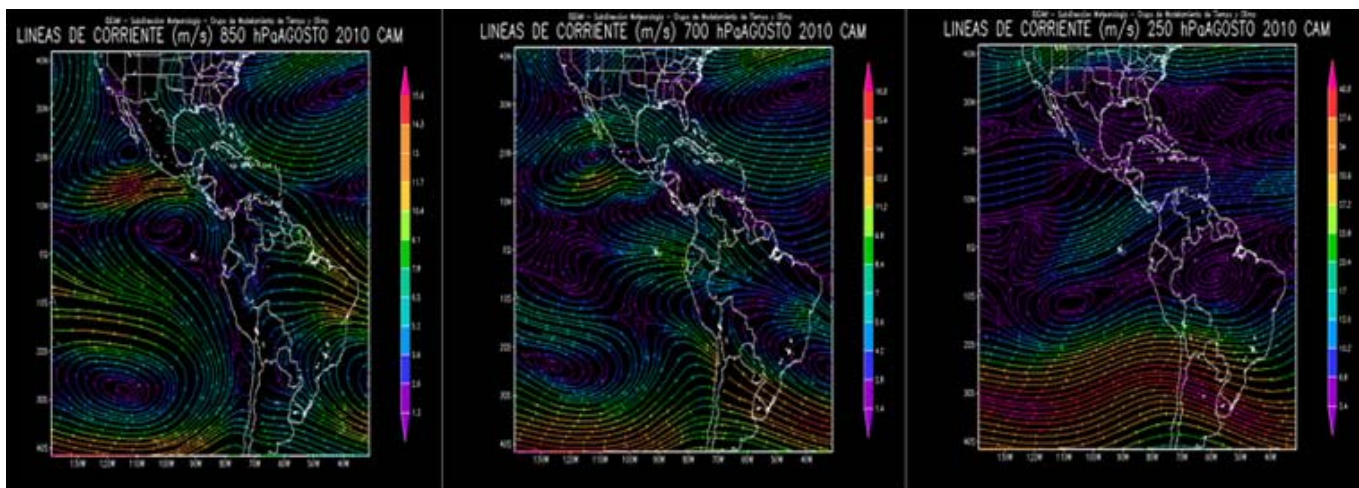


Figura 19. Ejemplo de los resultados del modelo CAM

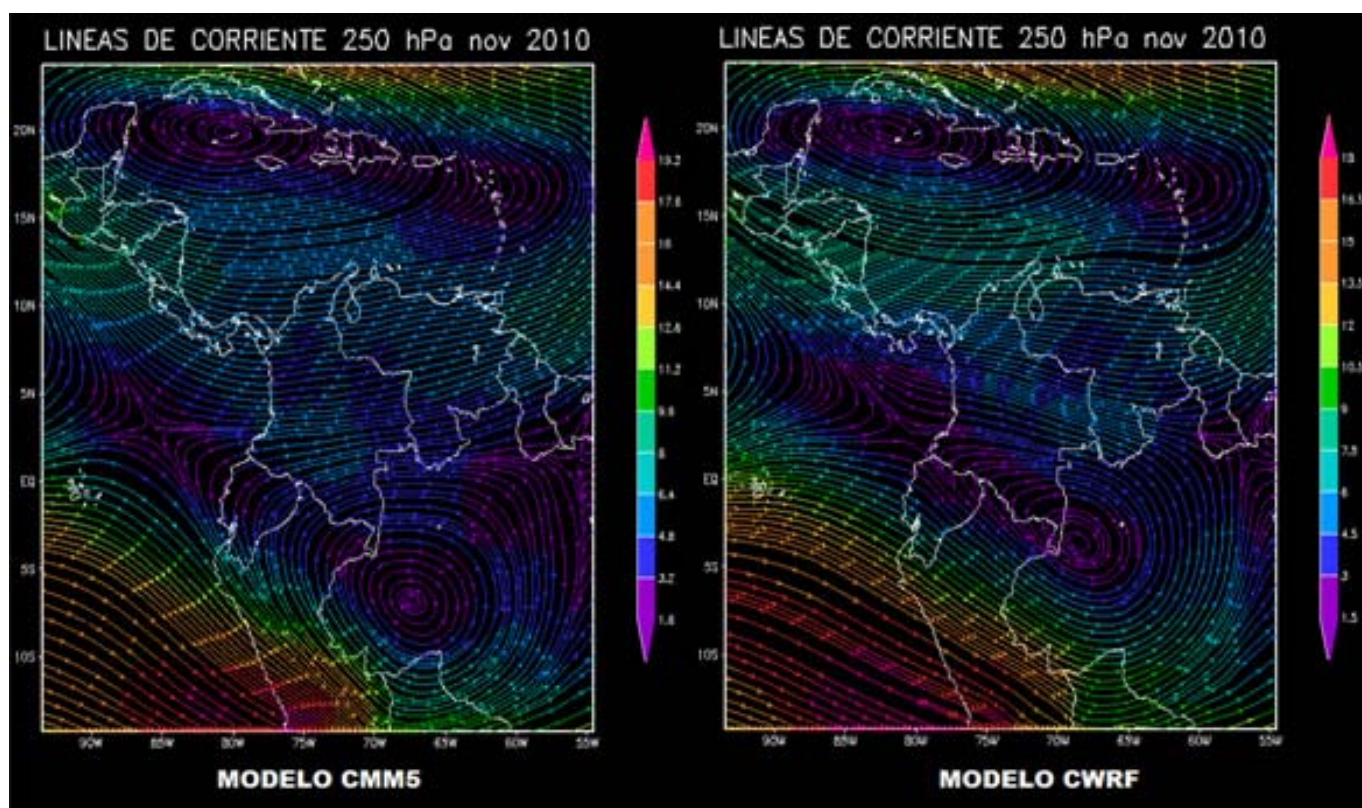


Figura 20. Ejemplo de los resultados de los modelos CMM5 y CWRP

tional Center for Atmospheric Research (NCAR) de EEUU.

Este modelo numérico de circulación general de la atmósfera resuelve las ecuaciones que gobiernan la atmósfera sobre una malla de puntos que cubre todo el globo. En Colombia el IDEAM usa este modelo en una

resolución espacial de 2.5° de longitud por 2.5 grados de latitud, para alimentar modelos regionales de mesoescala y así efectuar la predicción climática en el país.

Ver:

<http://institucional.ideam.gov.co/jsp/>

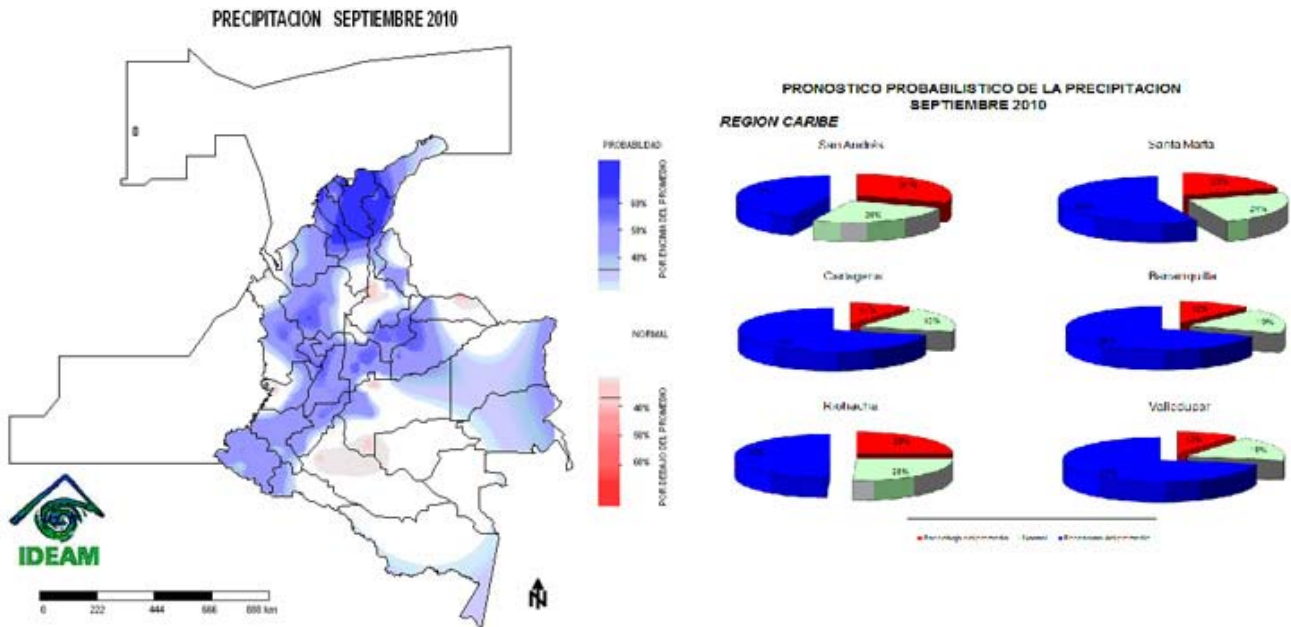


Figura 21. Ejemplo de las predicciones de precipitación con análisis tipo ACC

[loader.jsf?IServicio=Publicaciones&ITipo=pubicaciones&IFuncion=loadContenidoPublicacion&Id=1057](http://institucional.ideam.gov.co/jsp/loader.jsf?IServicio=Publicaciones&ITipo=pubicaciones&IFuncion=loadContenidoPublicacion&Id=1057)

Para realizar predicciones del clima en una escala más fina que la generada por los modelos globales, se utilizan los mismos modelos de mesoescala MM5 y WRF implementados para pronóstico del tiempo, pero esta vez acondicionados para predecir el clima usando como forzamiento externo la temperatura superficial del mar. Cuando los modelos son usados para evaluar el clima mediante este mecanismo, al nombre del modelo se le antepone la letra «C» para diferenciarlos de su uso en análisis de estado del tiempo y se pasan a llamar CMM5 y CWRF (Figura 20).

Las salidas del modelo global de gran escala, CAM, se utilizan para forzar directamente las simulaciones regionales de los modelos CMM5 y CWRF, para resoluciones espaciales de 90 y 30 km. A través de estos modelos se obtienen no solo las predicciones del estado futuro del clima en superficie, sino también en una gran gama de niveles de la atmosfera, para los cuales se provee múltiples variables dinámicas y termodinámicas.

Para ampliar los conceptos precedentes, ver los siguientes enlaces:

<http://institucional.ideam.gov.co/jsp/loader.jsf?IServicio=Publicaciones&ITipo=pubicaciones&IFuncion=loadContenidoPublicacion&Id=1060>
<http://institucional.ideam.gov.co/jsp/loader.jsf?IServicio=Publicaciones&ITipo=pubicaciones&IFuncion=loadContenidoPublicacion&Id=1058>

Para complementar las predicciones dinámicas explicadas anteriormente, se utilizan métodos estadísticos, en particular el análisis de correlación canónica (ACC) para llevar a cabo predicciones probabilísticas de precipitación y temperatura. Estas predicciones se realizan considerando para los ajustes estadísticos, como variable independiente, es decir como «predictor», a la temperatura superficial del mar y como variables dependientes o «predictandos» los registros históricos de precipitación y temperatura. La relación predictor - predictando es obtenida con un período de referencia superior a 35 años. Este producto es útil para tener una referencia del comportamiento más probable que se espera en diversas variables del clima, pero es necesario aclarar que no considera eventos extremos puntuales y

de corta duración que puedan tener lugar en zonas específicas de un país.

El pronóstico probabilístico está expresado en porcentaje y representa la probabilidad de que ocurra la condición de precipitación o temperatura en tres categorías: a) por debajo del promedio o inferior a lo normal, b) normal, y c) por encima del promedio o superior a lo normal.

En los mapas de precipitación (como el de la Figura 21) las áreas marcadas con el color rojo indican la condición más probable de ocurrencia de precipitación por debajo del promedio (condiciones secas), la intensidad de color será mayor si la probabilidad de ocurrencia del evento aumenta; mientras tanto el color azul representa condiciones por encima del promedio (condiciones lluviosas) y el color blanco señala condiciones cercanas al valor promedio o normal.

En los mapas de temperatura las áreas marcadas con color violeta indican la condición más probable de ocurrencia de temperatura por debajo del promedio (condiciones frías), la intensidad de color será mayor si la probabilidad de ocurrencia del evento aumenta; mientras tanto el color anaranjado representa condiciones por

encima del promedio (condiciones cálidas) y el color blanco expresa condiciones próximas a valores promedios o normales.

Los valores promedios o normales se calculan con los valores registrados para el periodo 1971-2000 y se usan en el modelo ACC, para establecer las anomalías de las distintas variables.

Para mayor información sobre los enunciados anteriores, ver:

<http://institucional.ideam.gov.co/jsp/loader.jsf?lServicio=Publicaciones&lTipo=publicaciones&lFuncion=loadContenidoPublicacion&tid=1050>

5. La variabilidad climática y la agricultura

Enfrentar la variabilidad climática es un poco más complicado que enfrentar el cambio del clima, por la frecuencia, irregularidad e impactos mayores de la primera. Por ello se indica que los sectores mejor preparados (adaptados) para afrontar la variabilidad climática, están igualmente mejor adaptados para afrontar los embates del cambio del clima. Al igual que en el contexto del cambio climático, existen dos formas generales de adaptación del sector agropecuario ante las ame-

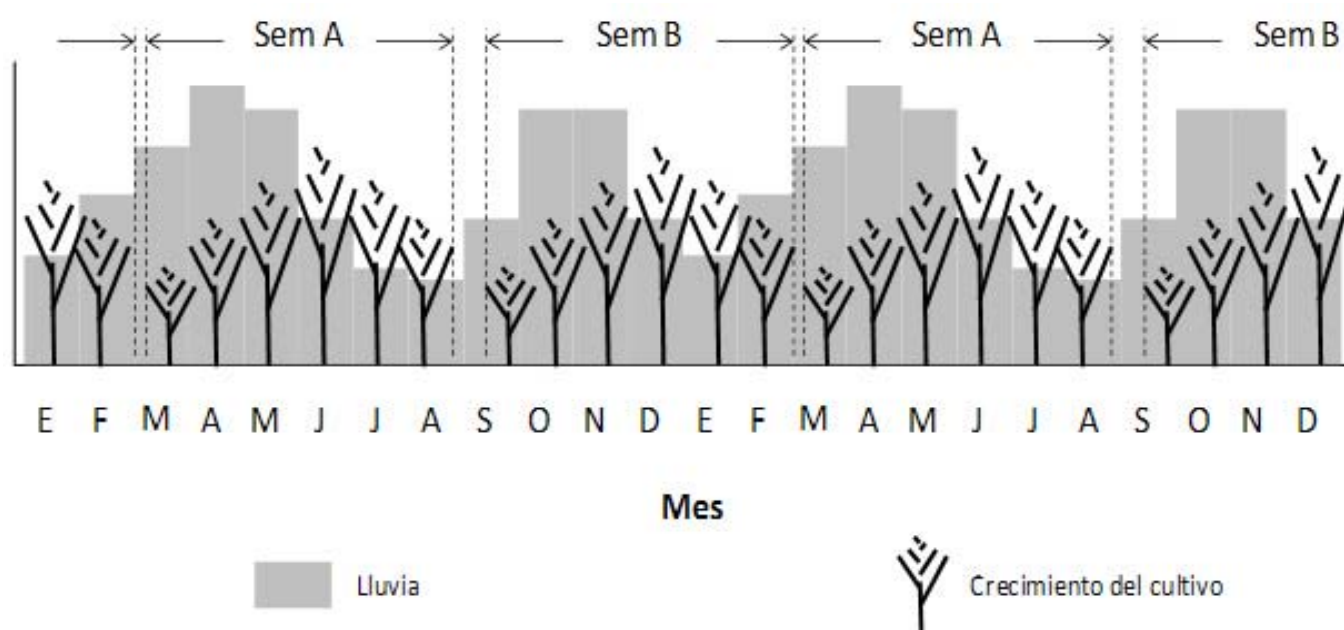


Figura 22. Relación entre las épocas lluviosas y las fechas de siembra. Las precipitaciones altas favorecen los primeros estadios de los cultivos

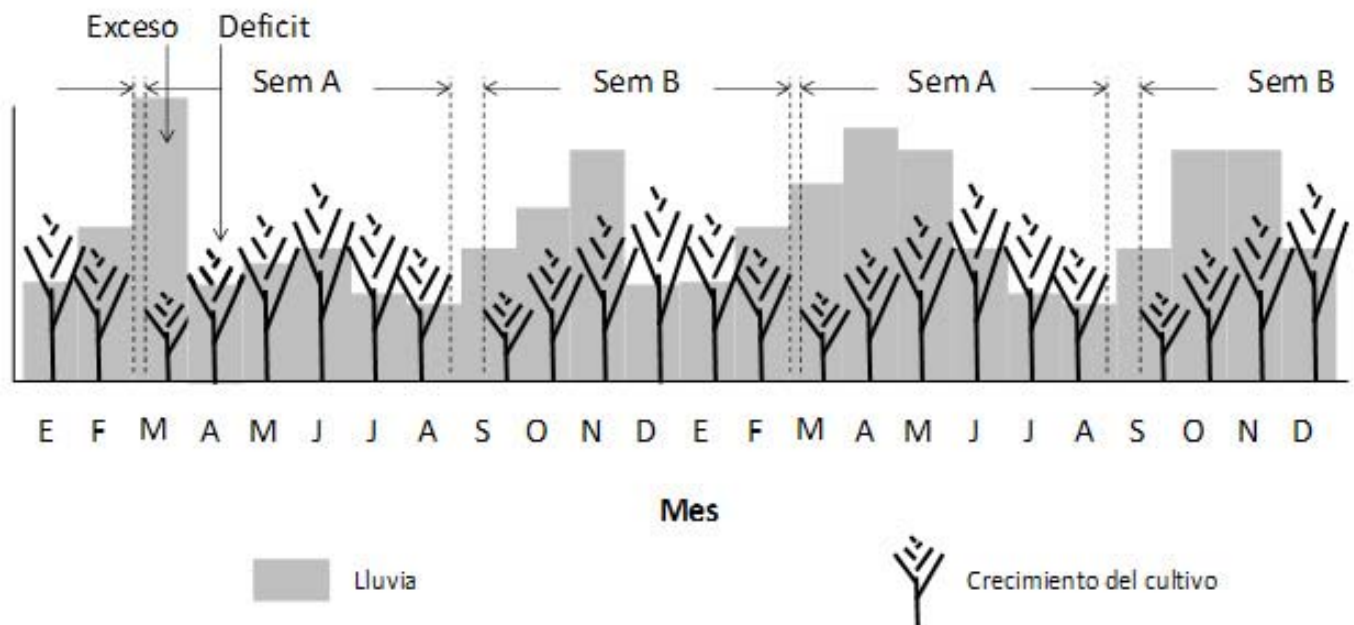


Figura 23. Cambios en la variabilidad climática intra anual. Obsérvese cómo cambia el semestre A del año 1.

nanzas de la variabilidad del clima. La primera es la adaptación de los sistemas de producción al ambiente variable, lo cual implica un conocimiento detallado de las condiciones de variabilidad en escalas temporales intra (dentro del año) e inter (de un año a otro) anual y la segunda es la adaptación de ambientes, para que las plantas crezcan y produzcan al máximo en climas variables.

5.1 Estado del arte de los pronósticos agrometeorológicos de largo plazo

Cuando se va a adaptar un sistema de producción a la variabilidad climática, es importante conocer los factores que generan esa variación en los elementos del clima. Este conocimiento debe servir para anticipar las condiciones climáticas con un tiempo lo suficientemente largo como para que los productores puedan planear y poner en práctica sus estrategias de adaptación.

En tal sentido, se debe reconocer que las tradicionales épocas de siembra y cosecha en nuestros países andinos, son el resultado de un conocimiento ancestral, basado en la observación de la recurrencia de las temporadas secas y lluviosas a través del año. Este conoci-

miento permitió determinar las temporadas de siembra, asociadas por lo general a las épocas lluviosas.

En la Figura 22 se muestra un ejemplo de la relación existente entre las épocas de siembra y la variabilidad intra anual de las lluvias en la región norte de Suramérica. En este ejemplo la existencia de dos épocas lluviosas en el año, implica que en esas zonas se pueden tener dos épocas de siembra bien definidas para cultivos semestrales (como maíz, soya, girasol, papa, tomate, entre otros); una siembra a finales de marzo y otra a mediados de septiembre. Sin embargo, el problema se presenta cuando el comportamiento de la lluvia se modifica (varía), tanto en cantidad como en comportamiento (Figura 23).

En la Figura 23 se esquematiza el efecto de la variación en los patrones climáticos intra anuales; se observa cómo los agricultores que deciden sembrar en las fechas preestablecidas en el semestre A del año 1 sufren los embates de las lluvias excesivas en el primer mes (marzo), de tal modo que es probable que las siembras se pierdan; asimismo las lluvias escasas del mes siguiente no son capaces de ofrecer la humedad del suelo suficiente para que el cultivo llegue a buen desarrollo.

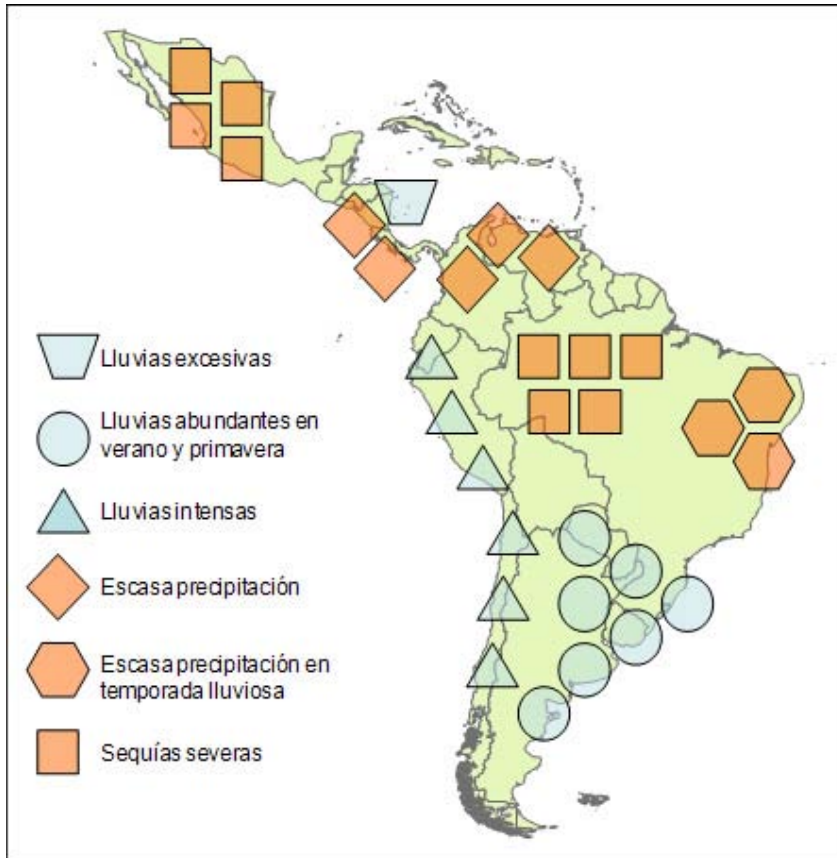


Figura 24. Algunas variaciones importantes en la precipitación en Latinoamérica, por efecto de la fase positiva del ENOS (El Niño) – teleconexiones-. Adaptado de ONU, 2003

En la actualidad se sabe que las variaciones locales de los elementos del clima, están asociadas, por lo general, a fenómenos de una mayor escala, que en algunas zonas están claramente identificados. En la Figura 24, se observa el efecto de «El Niño», calentamiento anormal de las aguas superficiales del Océano Pacífico Ecuatorial, sobre el comportamiento de la precipitación en Centro y Sur América. En esta Figura se aprecia que en algunas partes del continente, la fase positiva del ENOS (El Niño) se traduce en exceso de lluvias, mientras que en otras ocurre lo contrario.

Teniendo en cuenta lo anterior, si se tiene una proyección del comportamiento de la temperatura del océano Pacífico Ecuatorial, se puede tener un pronóstico del comportamiento regional o zonal de la lluvia en los meses siguientes y a su vez, si los agricultores de la

región andina conocen tal pronóstico, podrán identificar medidas apropiadas de adaptación, como por ejemplo hacer siembras escalonadas o identificar variedades tolerantes y resistentes a estrés biótico (plagas y enfermedades) y a estrés abiótico (sequías o excesos de humedad).

La temperatura superficial del Océano Pacífico Ecuatorial se pronostica, por parte de diversos centros meteorológicos internacionales, con un alto grado de certidumbre para períodos entre 3 y 6 meses hacia adelante (Figura 25), o sea que se puede afirmar con un grado de certidumbre alto, que es posible estimar las condiciones de precipitación asociadas con eventos ENOS, que predominarán en meses próximos en diversas áreas de Centro y Suramérica.

En este caso, el conocimiento de la relación existente entre las temperaturas del Pacífico Ecuatorial y el clima local, se puede utilizar para establecer un pronóstico climático local. De este modo se puede inferir si en cierto periodo de

tiempo futuro habrá, por ejemplo, mayores precipitaciones que lo normal, menores temperaturas o mayor humedad relativa. No obstante, esta información climática debe entregarse a los productores en forma amigable, es decir, se debe expresar en términos de riesgo, amenaza y vulnerabilidad del sistema de producción.

Por lo tanto los pronósticos agrometeorológicos no deberían contener expresiones meramente climáticas como «se esperan bajas precipitaciones», sino indicaciones que sean entendidas por los productores como «existe un alto riesgo de ocurrencia de marchitez en los cultivos x, y, z, por escasez de agua en los suelos en los próximos dos meses; los sistemas más vulnerables serán aquellos que no cuenten con riego, no dispongan de medidas para usar eficientemente el agua o monocultivos en etapas iniciales (emergencia) o medias (floración)».

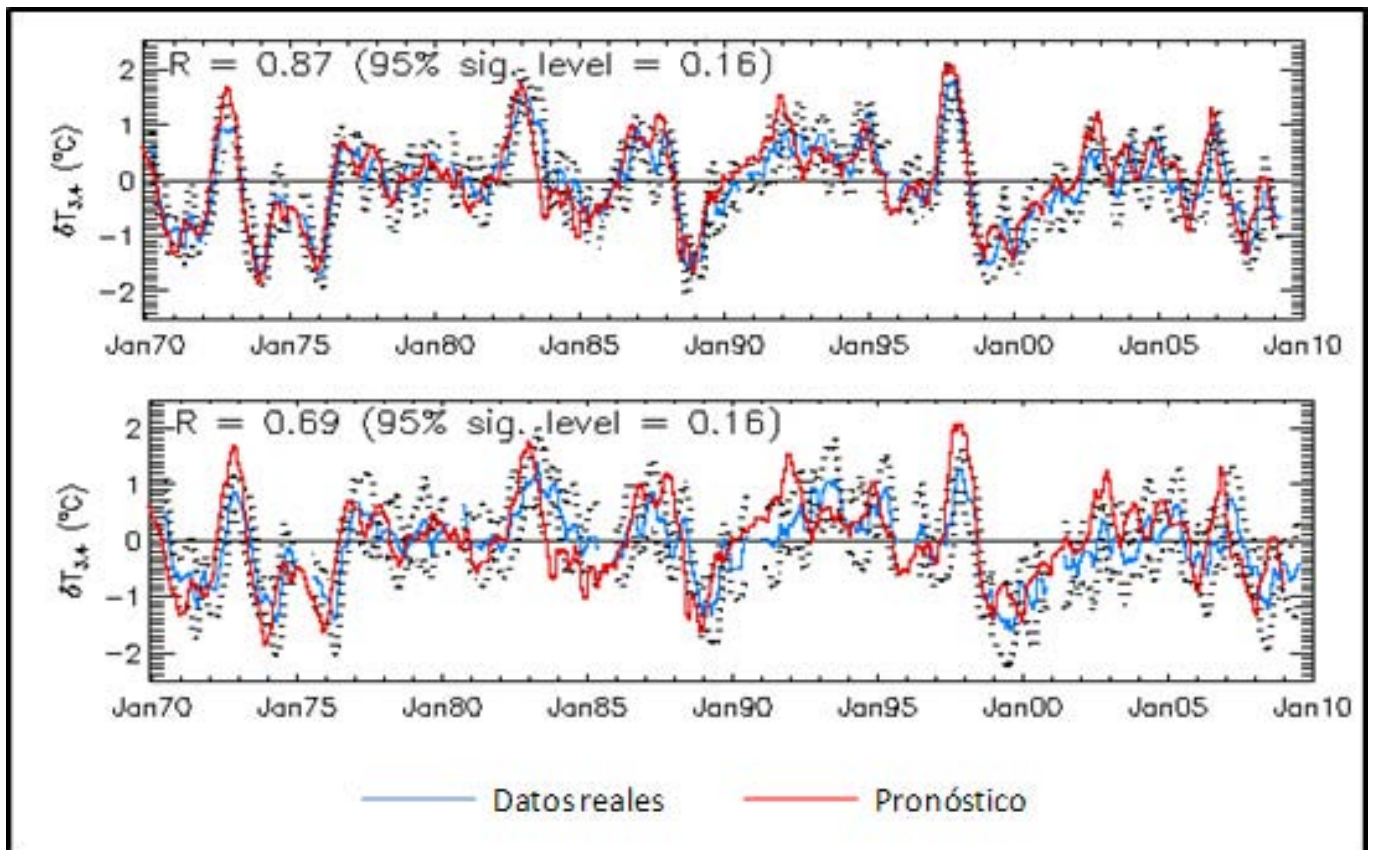


Figura 25. Relación entre los datos reales de temperatura del Océano Pacífico Ecuatorial (en la región Niño 3.4) y los datos pronosticados. Se observa que los datos pronosticados no difieren significativamente de los datos reales (medidos), lo que permite deducir la alta certidumbre de predicción de eventos como El Niño

De esta forma los agricultores estarán en capacidad de determinar y poner en marcha medidas de adaptación pertinentes para que sus explotaciones afronten mejor los eventos climáticos perjudiciales. Lo anterior

significa un conocimiento claro de los efectos del clima sobre los sistemas productivos, para poder determinar el riesgo.

Los efectos del fenómeno de El Niño en la agricultura se han estudiado sistemáticamente desde la década pasada. Buena parte de los estudios se basan en lo que se denomina «teleconexiones», esto es, en relaciones existentes entre el clima de dos (o más) regiones distantes entre sí.

En agricultura, Cane et. al. (1994), encontraron una teleconexión entre la temperatura superficial del mar (TSM) en el Pacífico ecuatorial en la región Niño 3 y los rendimientos de maíz en Zimbabwe. En este país

africano, el maíz es la fuente más importante de alimento para la población y se cultiva principalmente en condiciones de temporal, o sea sin riego. La relación existente entre los rendimientos de maíz y la TSM resultó ser más alta que aquella relación existente entre la TSM y la lluvia anual en ese país. Los resultados de tal relación para la agricultura hacen pensar que el diagnóstico y pronóstico del El Niño son claves en Zimbabwe.

Sin embargo, en ese país existen reservas en cuanto

al uso de pronósticos, por parte de los productores. Aunque el evento El Niño 1991 fue pronosticado correctamente, los agricultores no aplicaron acciones preventivas (adaptativas) para la severa sequía que se presentó en 1992. Si bien hubo buenas lluvias en octubre y noviembre de 1991, en 1992 se presentó la peor sequía en el siglo para 10 países de África del Sur, que se tradujo en cosechas reducidas a la mitad de lo esperado, afectando a 10 millones de personas.

Quizá su impacto en la población no resultó tan grave gracias a las acciones de los gobiernos amigos y a la ayuda internacional.

Hay que reflexionar, sobre cómo se perdió la posibilidad de adaptar la producción de maíz de todo un país, por no haber traducido la información de la predicción climática en información agroclimática fácilmente entendible para los productores.

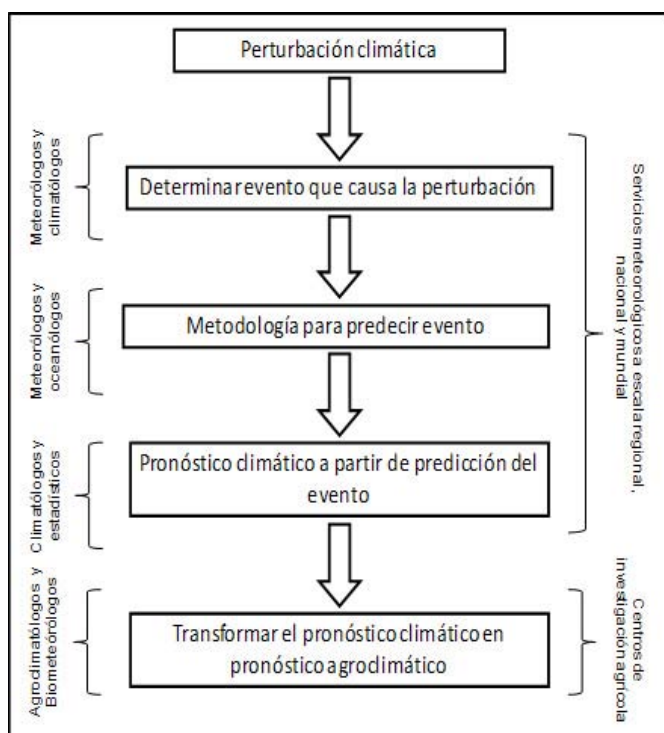


Figura 26. Esquema básico de cómo se construye un pronóstico agroclimático. Al final de la cadena, los asistentes técnicos tienen una gran influencia, tanto para transmitir el pronóstico como para definir, junto a los productores, estrategias y medidas de adaptación al clima por venir

En resumen, el pronóstico agroclimático tiene tres puntos clave (Figura 26); el primero, encontrar el fenómeno o el evento que detona la variabilidad del clima a escala regional; el segundo está relacionado con encontrar la forma de predecir, de forma precisa, ese fenó-

meno y el tercero es conocer los efectos de las variables y eventos del clima, sobre diversos sistemas agropecuarios.

En este último punto deben trabajar de manera conjunta profesionales y técnicos agroclimatólogos y especialistas del sector agropecuario local, ya que tales relaciones son particulares para cada zona y para cada sistema de producción.

En la Figura 27 se presenta un ejemplo de boletín de alertas climáticas elaboradas por el Instituto de Meteorología de Colombia (IDEAM), para los siguientes meses. Esta información se debe transformar en pronósticos agroclimáticos, por medio de los lazos existentes (o que se deban establecer) entre agroclimatólogos, especialistas del sector agropecuario y productores locales.

5.2. Herramientas clave para la generación de pronósticos agroclimáticos

Como ya se mencionó, después de tener un pronóstico climático confiable para la zona de interés, es necesario traducirlo a términos agrícolas (agroclimáticos); la forma más directa de hacer esto, es mediante el uso de modelos aplicados a la agricultura.

Los modelos son representaciones, por lo general matemáticas, de la realidad, los cuales están soportados en experimentación, investigación y validación en diferentes ambientes.

5.2.1. Modelos de simulación empírica y dinámica

Dentro de los modelos utilizados para simular diferentes procesos que ocurren dentro de un agroecosiste-

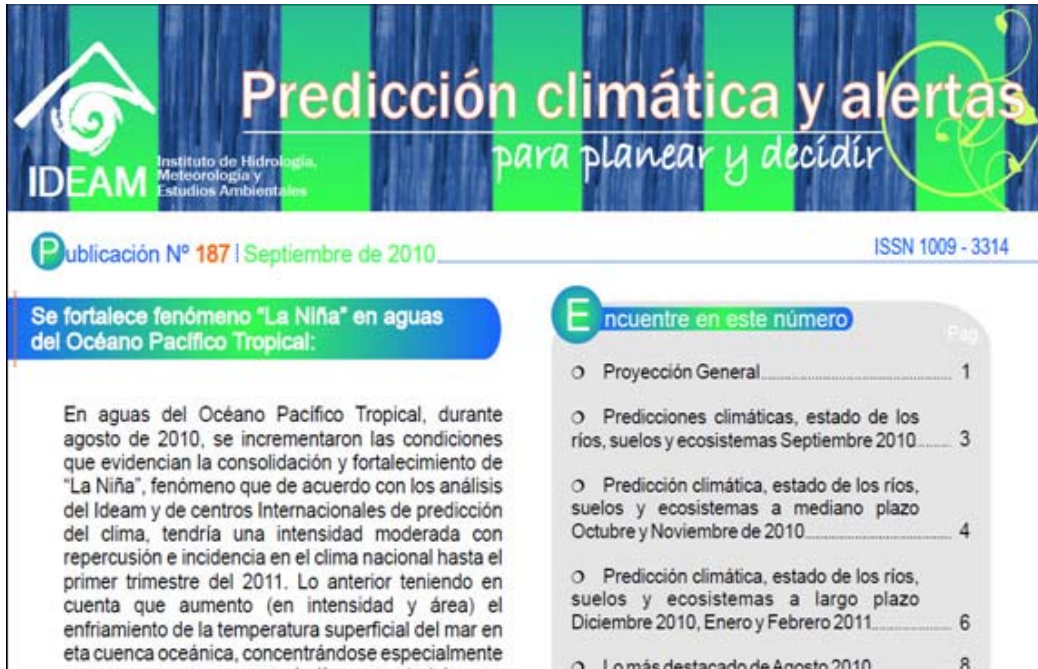


Figura 27. Boletín emitido por el servicio meteorológico colombiano en septiembre de 2010, con pronóstico climático para los siguientes meses. Nótese que el pronóstico empieza con la descripción de la temperatura superficial del mar en el Océano Pacífico (Condiciones ENOS).

Los modelos son intentos por describir, de la forma más precisa, los elementos de un sistema, sus estados y sus interacciones con otros elementos. En principio, éstos deberían ser lo suficientemente detallados y precisos como para poder simular el comportamiento de un sistema en un computador.

Desde el punto de vista de los modelos agrícolas, cuando esta premisa se cumple, son utilizados para determinar el comportamiento de un sistema de producción bajo diferentes tipos de clima, tipos de mecanización, fertilización, manejo de plagas y enfermedades, etc.

En lo que se refiere al clima, en agricultura se re-

conocen tres tipos generales de modelos:

Los modelos enfocados en los cultivos, cuyas salidas son variables de tipo productivo, como altura de planta, peso seco de la planta, peso fresco y rendimiento de la planta.

Los modelos enfocados en la humedad del suelo, cuyas salidas son volúmenes de agua en el suelo que están disponibles para las plantas en un instante de tiempo.

Modelos enfocados en las especies acompañantes (malezas, plagas y enfermedades) en los que la salida está dada en términos de probabilidad de ocurrencia de plagas y/o enfermedades.

ma (crecimiento del cultivo, dispersión de plagas, establecimiento de enfermedades), se encuentran los modelos de tipo empírico o estadístico y los modelos de tipo dinámico o explicativo.

Los modelos empíricos son descripciones directas de relaciones observables entre las variables de un sistema o fenómeno, sin proporcionar alguna explicación de

los mecanismos subyacentes. Los modelos de regresión son los modelos empíricos más conocidos. Los modelos explicativos o mecanicistas son generalmente modelos determinísticos (aunque recientemente se empieza a reconocer la necesidad de usar modelos estocásticos) definidos mediante un conjunto o sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias, las cuales describen el com-

portamiento de las variables de estado del sistema. Las variables de estado son aquellas variables que representan las propiedades relevantes o atributos del sistema considerado.

Los modelos explicativos son más apropiados para expresar hipótesis científicas de modo matemático y proporcionan así una descripción cuantitativa y una explicación de los procesos más importantes que ocurren en un sistema biológico. Los modelos explicativos pueden ser estáticos o dinámicos. La simulación de crecimiento y desarrollo de cultivos incluye dos procesos: la construcción de modelos matemáticos y la solución numérica del conjunto de ecuaciones que describen el comportamiento del sistema, mediante el uso de una computadora.

Los modelos de simulación dinámica se basan en el supuesto que el estado de un sistema puede cuantificarse y que los cambios en el estado pueden ser descritos mediante ecuaciones matemáticas, ecuaciones de razón de cambio o ecuaciones diferenciales.

Aunque en teoría, pueden ser diferenciados unos y otros modelos, en la práctica la mayoría de modelos desarrollados para simular los procesos y eventos que suceden en los agroecosistemas son de tipo mixto (Montoya et al., 2009). Independientemente de los tipos de modelos utilizados, la importancia de éstos radica en

que, a partir de la información climática del pronóstico, se puede saber cuál será el comportamiento de las plantas, el agua del suelo y las plagas y enfermedades con anticipación (Figura 28). Existen modelos, en los que se tienen en cuenta todos estos factores para determinar los rendimientos de un cultivo.

La literatura reporta una gran cantidad de modelos para predecir los rendimientos agrícolas, con ayuda de variables agroclimáticas; los más conocidos son Ceres, InfoCrop, Cropgro y AquaCrop. Estos modelos utilizan como insumos, información climática (diaria), información sobre el manejo de los cultivos e información edáfica. Como se puede intuir, por el nombre de los modelos mencionados, éstos no fueron desarrollados para condiciones tropicales, menos aún para condiciones andinas y por ello deben ser calibrados y ajustados localmente en nuestros países.

Del mismo modo funcionan los modelos de dispersión de plagas y enfermedades y los modelos de comportamiento del agua del suelo; se ingresa una información climática, la cual es específica dependiendo de la especie de interés, e información del cultivo y el suelo; la salida muestra cómo se comporta la plaga, la enfermedad o el agua en un momento dado. Dentro de los modelos de enfermedades, uno de los más importantes es el modelo «Blitecast» que puede pronosticar valores

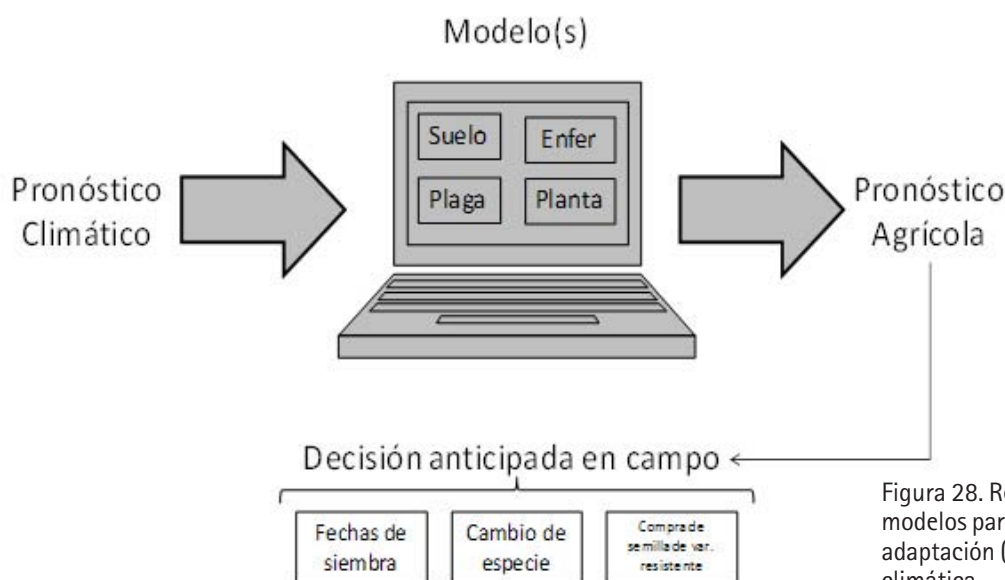


Figura 28. Representación gráfica del uso de modelos para determinar medidas de adaptación (anticipadas) a la variabilidad climática.

Con el uso de modelos de simulación (y los pronósticos climáticos) se puede responder rápidamente preguntas como ¿Qué pasaría con el rendimiento del cultivo si yo siembro en esta fecha y no en la otra? ¿Qué pasaría si en vez de sembrar maíz sembrara sorgo, que

es más resistente a las condiciones de sequía previstas? ¿Qué pasaría si decido invertir en un sistema de riego? Es claro, los modelos no toman decisiones, pero sirven para orientar a los técnicos y productores en la toma de decisiones (Stoorvogel, 1998).

La gran ventaja de los modelos que utilizan información climática para determinar el comportamiento del agua en el suelo es que usan información general del suelo (generalmente la textura) y de un cultivo de referencia, ya caracterizado a fondo desde el punto de vista fisiológico, para determinar épocas de déficit y de exceso hídrico, lo cual puede ser muy útil, sobre todo cuando se quiere tomar decisiones sobre cultivos que no hacen parte de los 20 cultivos más sembrados a nivel mundial (que tienen modelos), pero que en el contexto andino hacen parte de la dieta diaria.

El balance hídrico se establece para un lugar y un período dados, por comparación entre los aportes y las pérdidas de agua. Se tiene en cuenta la capacidad de los suelos para constituir reservas, lo cual depende básicamente de la textura. Los aportes de agua se efectúan gracias a las precipitaciones (y el riego, cuando lo hay). Las pérdidas se deben esencialmente a la combinación de la evaporación (desde el suelo) y la transpiración de las plantas, lo cual se designa bajo el término evapotranspiración. Las dos magnitudes se evalúan en alturas de agua (milímetros). Al ser estas dos magnitudes físicamente homogéneas, se las puede

comparar calculando, ya sea su diferencia (precipitación menos evaporación), ya sea su relación (precipitación sobre evaporación).

El balance es positivo cuando la diferencia (Precipitación - Evapotranspiración) es positiva o cuando la relación (Precipitación / Evapotranspiración) es superior a uno (1). Se elige una u otra expresión en función de comodidades o de obstáculos diversos. El escurrimiento a partir de una unidad de superficie se cuenta en las pérdidas. La infiltración se considera como una puesta en reserva bajo forma de napas subterráneas o de agua capilar en el suelo.

El estudio de los balances hídricos es complejo por el hecho de que las dos variables consideradas no son independientes. La cantidad evaporada depende evidentemente de la cantidad de agua disponible: cesa cuando el volumen de agua aportada por las precipitaciones está agotado. Esto condujo a introducir la noción de evapotranspiración de referencia: la cantidad de agua que puede pasar en la atmósfera únicamente en función del estado de ésta, suponiendo que la cantidad de agua disponible no sea un factor limitante.

diarios de severidad de la enfermedad más común de la papa (tizón tardío o gota de la papa) o el Tomcast para predecir la severidad de la viruela del tomate (*Septoria* de la hoja del tomate).

Vale la pena destacar que en el caso de los modelos de pronóstico de plagas, lo que se determina es la probabilidad de que se generen poblaciones por encima de

un umbral de tolerancia económica, con base en las temperaturas y humedades a las cuales los insectos dejan de crecer, determinados en laboratorio, para cada especie.

Los modelos que se usan para determinar la cantidad de agua disponible en el suelo en diferentes períodos de tiempo están basados en el concepto del balance hídrico, es decir las entradas y salidas de agua del suelo.

El modelo de balance hídrico agrícola más conocido es «Cropwat». Éste es un programa diseñado por la FAO para calcular los requerimientos hídricos y de riego de cultivos, a partir de información básica de clima, suelo y cultivos. Se puede obtener de modo gratuito, en la página de internet de FAO (www.fao.org).

A diferencia de los modelos más complejos que necesitan tener información fisiológica detallada de cada especie (tales como tasas de respiración, número de estomas por milímetro cuadrado, resistencia superficial a la transpiración, etc.), el software Cropwat se alimenta con datos climáticos locales, duración de fases del ciclo fenológico, coeficientes de cultivo (llamados Kc, que se obtienen en el programa), profundidad de raíces, altura de planta y aspectos básicos de infiltración y almacenamiento de agua en los suelos.

Una de las características importantes de Cropwat, es que permite estimar programas de riego para los cul-

En Cropwat, el factor Kc expresa la relación entre la evapotranspiración real del cultivo en cierta fase y microclima y la evapotranspiración de un cultivo de referencia (hipotético) en esas mismas condiciones. De esa forma, si un cultivo evapotranspira 120 mm en una etapa fenológica, y durante el mismo periodo de tiempo la evapotranspiración del cultivo de referencia alcanza 130 mm, el valor Kc será 0.92. En ese caso, se supone que en esa etapa fenológica el cultivo evapotranspira 0.92 veces lo que evapotranspiraría el cultivo de referencia (ETo). En el software se presentan valores de Kc para diversos cultivos (Figura 29).

La ETo es una variable netamente climática, ya que no depende de la especie cultivada ni del suelo; por lo tanto puede ser generada a partir de elementos del clima. La ecuación más aceptada para generar ETo es la propuesta por Penman-Monteith, que en Cropwat se halla a partir de información de brillo Solar, temperatura, humedad relativa y velocidad media del viento (Figura 30).

tivos considerados, según las condiciones locales de clima, suelo y cultivo (Figura 31). Una aplicación valiosa en esta materia, es la posibilidad de estimar deficiencias de agua y necesidades de riego de cultivos para diversos escenarios ENOS y de cambio climático. En estos casos el programa se alimenta con datos de precipitación correspondientes a escenarios climáticos tipo «Niño», «Niña» y con alteraciones futuras por cambio climático.

De esta manera, cuando los pronósticos climáticos anuncian, por ejemplo, la ocurrencia de un evento «Niño», se utiliza Cropwat con datos locales de lluvia histórica para este tipo de evento y así se puede estimar con antelación las eventuales deficiencia de agua que habría que suplir con riego o las alteraciones en las épocas de siembra que sería necesario adoptar.

5.3 El concepto de reducción del riesgo en la adaptación de sistemas de producción

5.3.1 El riesgo como función de la amenaza y vulnerabilidad a nivel de finca

La Figuras 31 y 32 muestran la respuesta de un sistema de producción de algodón sembrado en igual fecha y lugar, bajo similares condiciones climáticas; la única diferencia es que en un sistema hay riego (caso Figura 32) y en otro no (caso Figura 31). El contraste entre los dos sistemas representa una diferencia en los rendimientos del 11.1%; esto quiere decir que hay un mayor riesgo de reducir las pérdidas para aquellos sistemas de producción de «secano» (sin riego).

Este mayor riesgo está dado por la vulnerabilidad misma del sistema (el sistema de secano es más vulnerable que el sistema que cuenta con riego), ya que el clima, que es la amenaza, es igual para los dos.

Por esta razón se ha establecido que:

$$\text{Riesgo} = \text{Amenaza} \times \text{Vulnerabilidad}$$

En este caso la amenaza es la misma, pero es la vulnerabilidad, o sea la característica intrínseca del sistema, la que determina que el sistema secano sea más riesgoso que el otro con riego.

En la Figura 33 se esquematiza el concepto de riesgo expuesto por Whitman; en el caso de la agricultura, a

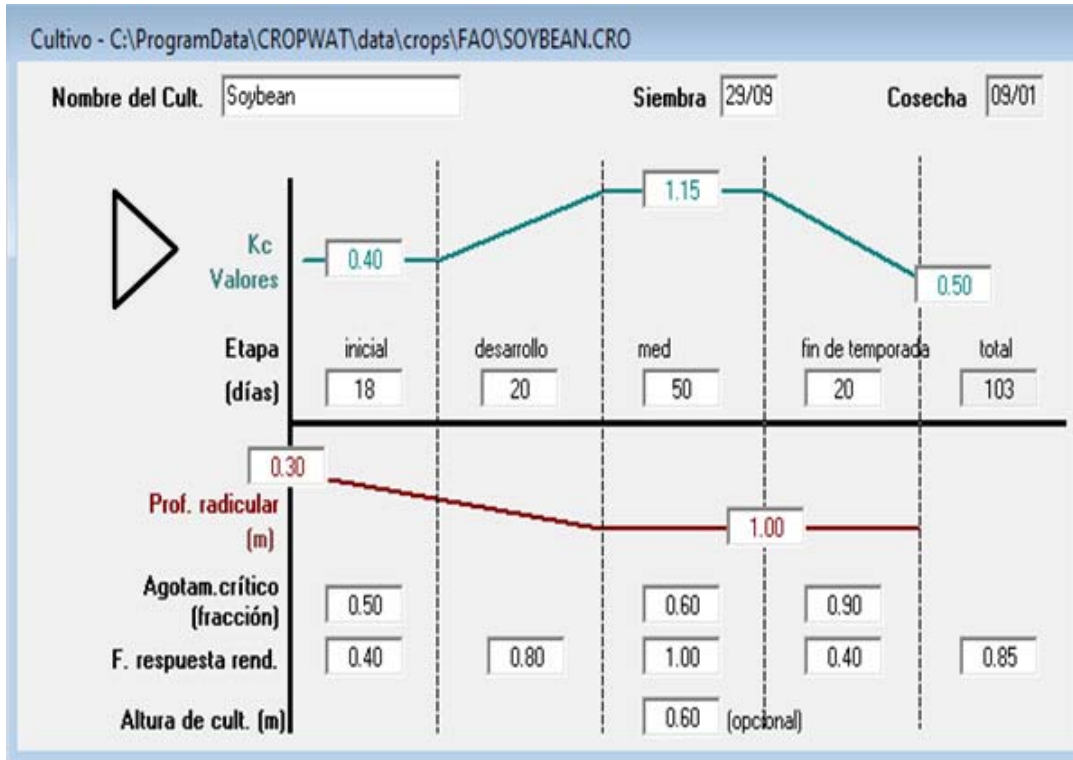


Figura 29. Valores de Kc sugeridos y datos agrícolas para las etapas fenológicas de soja en Cropwat 8.0

CROPWAT - Sesión: untitled - [ETo Penman-Monteith Mensual - untitled]

Archivo Edición Cálculos Gráficos Configuración Ventana Lenguaje Ayuda

Nuevo Abrir Guardar Cerrar Imprimir Gráfico Opciones

País Estación

Altitud m. Latitud °N Longitud °E

| Mes | Temp Min °C | Temp Max °C | Humedad % | Viento km/día | Insolación horas | Rad MJ/m²/día | ETo mm/día |
|------------|-------------|-------------|-----------|---------------|------------------|---------------|------------|
| Enero | | | | | | | |
| Febrero | | | | | | | |
| Marzo | | | | | | | |
| Abril | | | | | | | |
| Mayo | | | | | | | |
| Junio | | | | | | | |
| Julio | | | | | | | |
| Agosto | | | | | | | |
| Septiembre | | | | | | | |
| Octubre | | | | | | | |
| Noviembre | | | | | | | |
| Diciembre | | | | | | | |
| Promedio | | | | | | | |

Clima/ETo
 Prec.
 Cultivo
 Suelo
 RAC
 Programación
 Patrón de Cultivo
 Sistema

Figura 30. Módulo Clima (Clima/ETo) en Cropwat 8.0. Las columnas resaltadas muestran los campos que el software genera

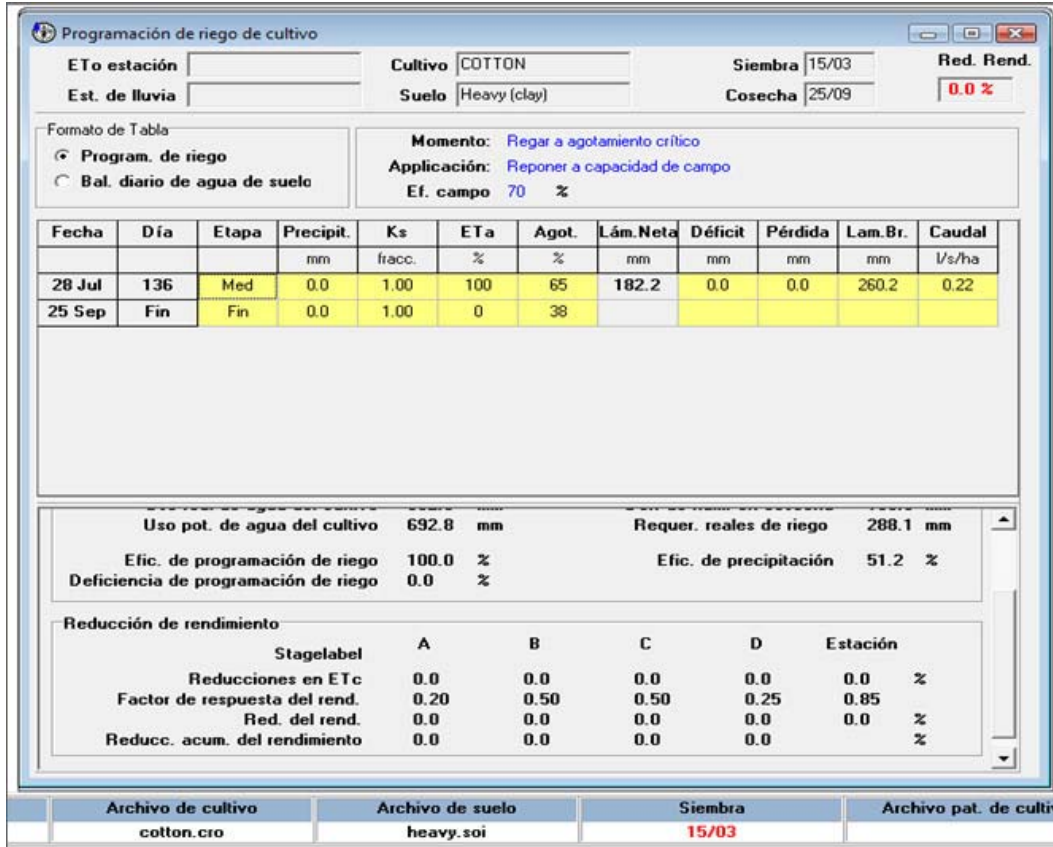


Figura 31. Salida de Cropwat indicando fecha de siembra (15 de marzo), tipo de suelo (pesado) y cultivo (algodón, cotton en inglés). La fecha sugerida de riego aparece a la izquierda (28 de julio) y la cantidad de riego debería ser 182.2 mm. Si este riego se realiza las pérdidas por déficit hídrico son del 0% (en rojo en la parte superior derecha). Compárese este caso con el indicado en la Figura siguiente.

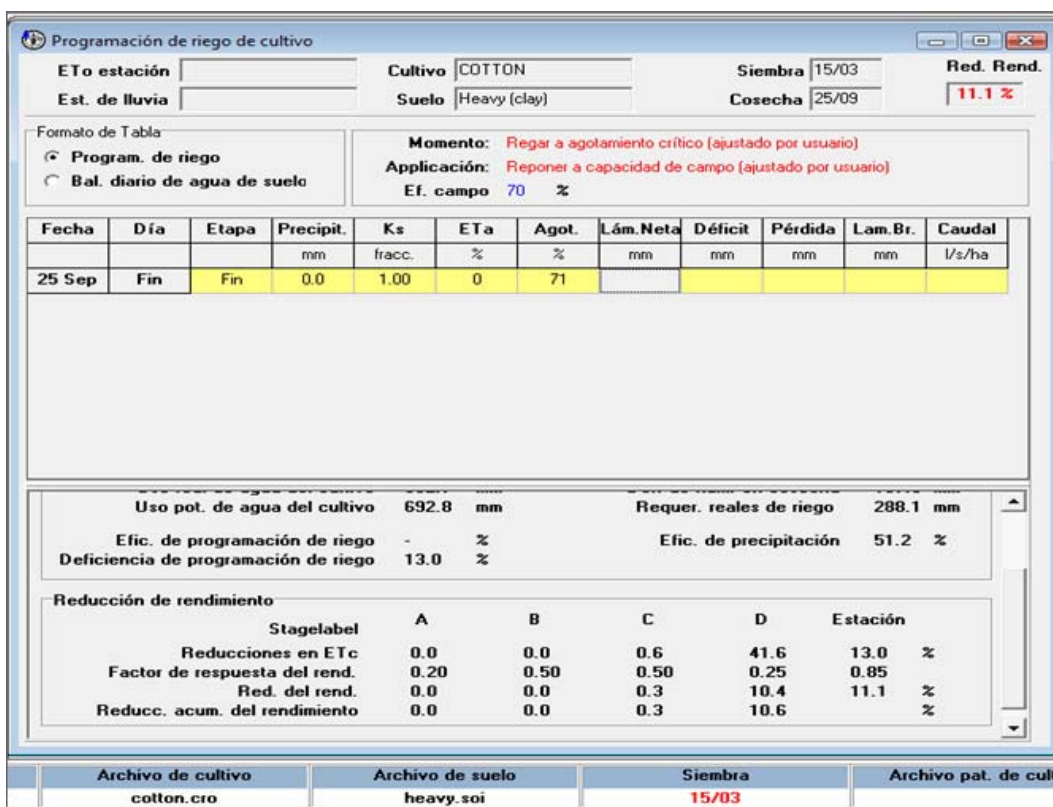


Figura 32. Salida de Cropwat donde se indica fecha de siembra (15 de marzo), tipo de suelo (pesado) y cultivo (algodón, cotton en inglés). La fecha sugerida de riego aparece en la Figura anterior (Figura 31) a la izquierda (28 de julio) y la cantidad de riego debería ser 182.2 mm (según Figura 31). Si este riego no se realiza las pérdidas por déficit hídrico serían del 11.1% (en rojo en la parte superior derecha de esta Figura)

Robert Whitman (1973) fue el precursor de la teoría moderna del riesgo; según Whitman, el daño no se debe solamente a la severidad del fenómeno natural sino también a la fragilidad o vulnerabilidad de los elementos expuestos. En las décadas posteriores, sin dejar de reconocer la importancia de los fenómenos naturales, o sea la amenaza, se hizo especial énfasis en lo que es la disminución del riesgo a través de la disminución de la vulnerabilidad, es decir los sujetos y los sistemas que podrían ser afectados y sus características.

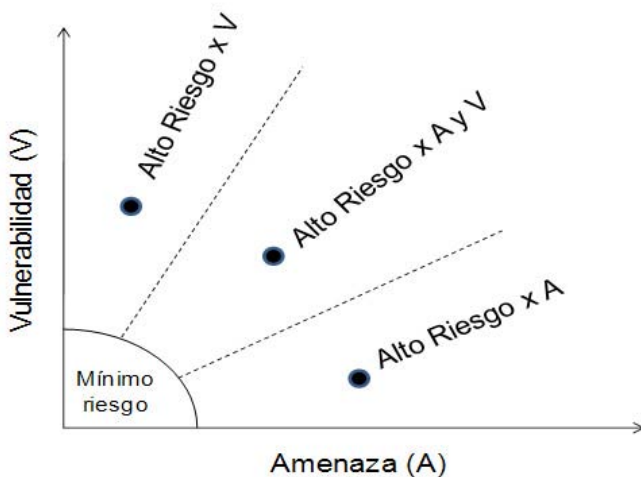


Figura 33. Riesgo como función de la amenaza y la vulnerabilidad

diferencia de otros sistemas (naturales) el riesgo puede disminuirse a través de la disminución de la vulnerabilidad y la amenaza. El mayor riesgo está dado cuando la vulnerabilidad es alta y la amenaza también; como puede suceder en sitios secos que no cuentan con riego. En ese caso, el riesgo se puede atenuar disminuyendo la vulnerabilidad con el uso de riego, incorporación de materia orgánica en el suelo, entre otros; la amenaza se disminuye con el uso de polisombras e invernaderos, donde se puedan controlar las condiciones climáticas. Otra forma de atenuar la amenaza, quizá la más común en agricultura es a través de la selección de épocas de siembra (Figura 34).

Al comparar la Figura 34 con la Figura 32, se observa que los agricultores que siembran el 15 de marzo están expuestos a una menor amenaza que aquellos con siembras el 1° de marzo, porque para estos últimos tienen la amenaza de un clima más seco es alta. A su vez, las pérdidas que estos últimos sufren por no regar son mayores. Las siembras del 1° de marzo sin riego tienen más riesgo de pérdida de cosecha porque son sistemas más vulnerables y tienen mayor amenaza (Figura 35).

5.3.2. El riesgo como función de la amenaza y vulnerabilidad a nivel del sistema productivo (riesgo hidrometeorológico)

Aunque el riesgo agroclimático puede ser visto como la acción de los elementos del clima sobre un área en producción, es decir el riesgo de reducir la calidad y la cantidad de producto cosechado, también puede ser visto como la probabilidad de que un evento devaste la superficie agrícola y su entorno, o bien arrase el sistema vial, por donde se transportan insumos y productos agrícolas (incluyendo las cosechas).

Este tipo de riesgo se genera cuando una superficie vulnerable (con altas pendientes, suelos pesados, áreas deforestadas) sufre los embates de lluvias intensas (aguaceros), ocasionando transporte de materiales (rocas, tierra, lodo, agua) que son capaces de modificar el paisaje. Estos fenómenos se pueden dividir en inundaciones, crecidas, aluviones, avalanchas, deslizamientos, y son responsables, en el ámbito de emergencias y desastres, de al menos el 80% del daño a las personas en el mundo, como también de más del 85% de las pérdidas económicas.

La atenuación de este tipo de riesgo se enfoca fundamentalmente a la reducción de las vulnerabilidades, existiendo, por tanto, la capacidad humana para controlarlos o anularlos. Es posible eliminar las condiciones inseguras frente a inundaciones, aluviones y deslizamientos, como por ejemplo evitando la construcción de viviendas y la ejecución de actividades económicas en terrenos con pendientes fuertes o en lugares que son puntos naturales de evacuación de aguas. Medidas de atenuación de la vulnerabilidad, tales como manejo de

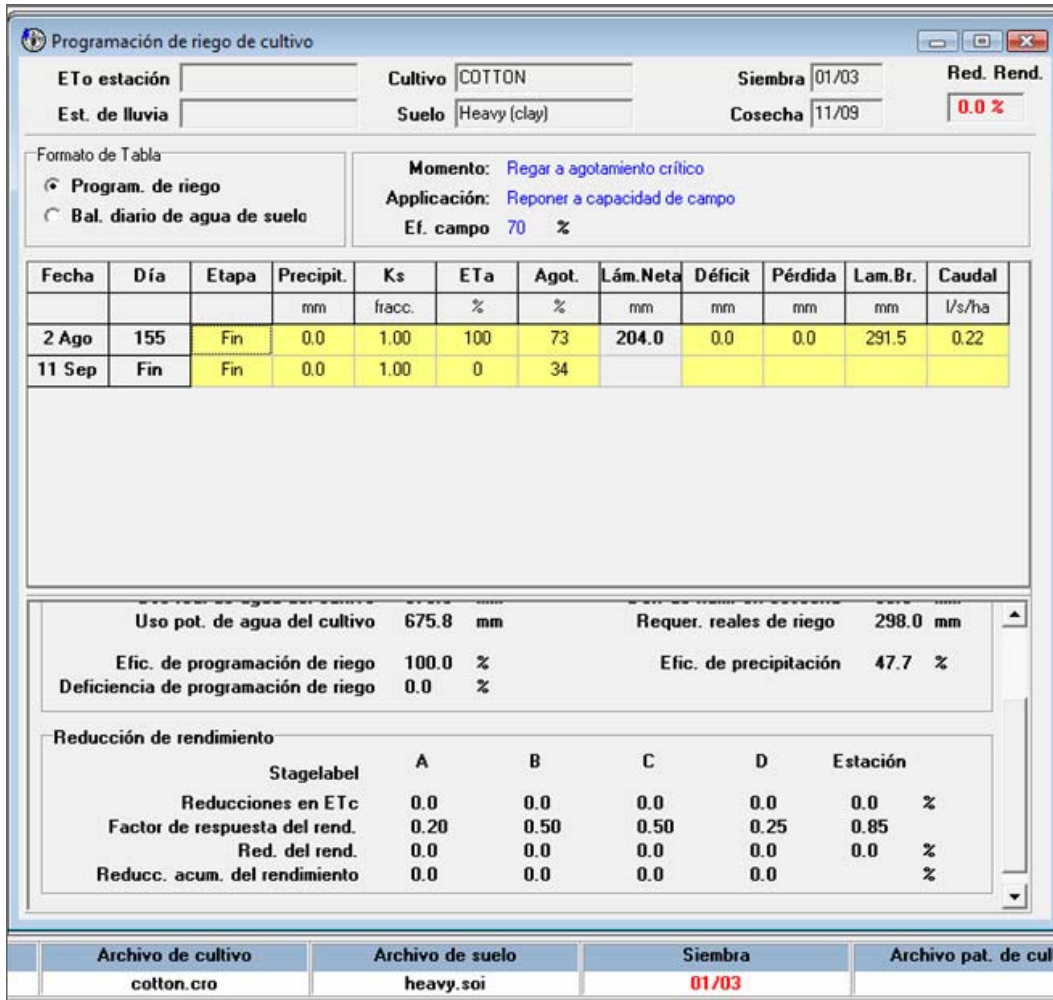


Figura 34. Salida de Cropwat indicando fecha de siembra (01 de marzo), tipo de suelo (pesado) y cultivo (algodón, cotton en inglés). La fecha sugerida de riego aparece a la izquierda (2 de agosto) y la cantidad de riego debería ser 204 mm. Si este riego se realiza las pérdidas por déficit hídrico son del 0% (en rojo en la parte superior derecha)



Figura 35. Esquema de escenarios de riesgo para la situación planteada en el texto. Se puede atenuar el riesgo a través del conocimiento de la amenaza y disminución de la vulnerabilidad

cuencas, reforzamiento de riberas, ampliación de colectores de aguas lluvias, entre otros, reducen el impacto de estos riesgos hidrometeorológicos.

5.4 Generación de boletines y alertas a usuarios del agro

La capacidad para pronosticar el clima ha mejorado en los últimos años, y en muchos lugares del mundo ha habido un mayor número de esfuerzos significativos dedicados a aplicar la información climática para mejorar los sistemas agrícolas. Por ejemplo, la precipitación total puede ser pronosticada con cierto grado de confianza en muchas partes del mundo con el conocimiento de la señal de la teleconexión entre la temperatura superficial del Océano Pacífico Ecuatorial y la lluvia a escala local. Los pronósticos climáticos se presentan

Veamos un ejemplo de un esquema operativo en materia de alertas tempranas.

Supongamos que los pronósticos que realizan los climatólogos de un servicio nacional de meteorología, muestran que hay una alta probabilidad de que las lluvias sean fuertes y recurrentes durante los meses 3 a 6, a partir del mes actual.

Los agro meteorólogos entonces emiten boletines con advertencias de altas probabilidades de pérdidas productivas por excesos de agua en el suelo en los meses 3 a 6 a partir del mes presente; a su vez, advierten acerca de la alta probabilidad de pérdidas en los rendimientos agrícolas por efecto de enfermedades de tipo fungoso asociadas con altas humedades en el aire y con encharcamientos en el suelo.

Los técnicos y extensionistas advierten a los grupos de productores locales en función de la vulnerabilidad de los sistemas locales de producción; por ejem-

plo, para zonas de montaña, emitirán una alerta por alta probabilidad de derrumbes y deslizamientos de tierra y en zonas bajas harán alertas fitosanitarias por alta probabilidad de enfermedades fungosas, para cuya prevención recomendarán productos preventivos, de baja toxicidad, aplicados antes del inicio del mes 3 a partir del mes actual y luego según la evolución del período húmedo en cada sitio.

Las personas e instituciones reaccionan y se preparan debidamente para enfrentar esta situación; compran semillas de variedades resistentes a enfermedades fungosas y fungicidas preventivos de baja toxicidad y bajo costo, realizan medidas de protección de taludes y construyen sistemas de drenaje para evitar los excesos hídricos en los siguientes meses. Se analizan de modo conjunto entre extensionistas y agricultores, todas las medidas preventivas que se deberían realizar.

generalmente desde el punto de vista de probabilidades, ya que no es posible aún pronosticar la cantidad exacta de precipitación o la escala de temperatura estacional. Normalmente, se da la posibilidad u oportunidad de esperar que cierta escala de precipitación o temperatura ocurra en los próximos meses (probabilidad de ocurrencia).

La utilidad del pronóstico climático está asociada tanto al momento propicio como a la precisión del pronóstico. Un pronóstico perfecto será inútil si se lo entrega tarde a las partes relevantes para la toma de decisiones. Lo mismo puede suceder cuando un pronóstico incorrecto es entregado dentro de un marco de tiempo adecuado para tomar una decisión. No obstante, vale la pena anotar que este proceso de pronóstico climático suele estar en manos de entidades gubernamentales (servicios meteorológicos nacionales y/o regionales) o privadas que han invertido tiempo y dinero en mejorarlo y se perfila como una herramienta muy importante, que se debe utilizar de manera apropiada.

Es importante preguntarse si los interesados en el clima (la población rural, por ejemplo) están en capacidad de interpretar los pronósticos y determinar los riesgos asociados con los mismos. De hecho, generalmente no se sabe si las personas usuarias estarán en capacidad de tomar las decisiones adecuadas.

Los servicios meteorológicos emiten boletines climáticos en escalas regional y zonal; los técnicos agroclimatólogos los deben convertir en boletines agroclimáticos y posteriormente los técnicos y extensionistas de campo los deben convertir en alertas tempranas que deben ser difundidos directamente a los productores. Las alertas se elaboran en períodos de tiempo anteriores a la ocurrencia de un desastre; las alertas tempranas se definen como la provisión de información oportuna y eficaz a través de instituciones identificadas, que permiten a individuos expuestos a una amenaza, la toma de acciones para evitar o reducir su riesgo y su preparación para una respuesta efectiva.

En ese sentido, los sistemas de alerta temprana incluyen cuatro elementos clave: conocimiento y mapeo de amenazas; monitoreo y pronóstico de eventos inminentes; proceso y difusión de alertas comprensibles a las autoridades políticas y a la población, y adopción de medidas apropiadas y oportunas en respuesta a tales alertas.

6. Resumen

La variabilidad climática ocurre como resultado de cambios naturales o antropogénicos en el forzamiento del sistema climático. Sus diferentes fases traen consigo cambios en la frecuencia de eventos extremos, tales como lluvias intensas, oleadas de calor o incendios forestales y fenómenos climáticos de larga duración, como sequías e inundaciones.

La variabilidad climática se presenta en diferentes escalas temporales. En la escala intra estacional, la Oscilación Madden-Julian (MJO) determina cambios del orden de 1 a 3 semanas en los parámetros atmosféricos y oceánicos, como la velocidad del viento, la nubosidad, la precipitación, la temperatura superficial del mar y la evaporación de la superficie del océano. La escala estacional es análoga al ciclo anual o las fluctuaciones del clima a nivel mensual. La escala interanual cubre las variaciones del clima que ocurren a través de los años, como la variación del viento zonal de la estratosfera, denominada oscilación cuasibienal; así mismo, esta escala es manejada principalmente por los fenómenos enmarcados dentro del ciclo El Niño - La Niña - Oscilación del Sur. Las fluctuaciones del clima a nivel de décadas o largas oscilaciones como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), que tienen señales similares al ENSO, pero en períodos de tiempo diferentes.

Durante los episodios El Niño hay un incremento de inundaciones y movimientos en masa en las zonas bajas de Ecuador, Perú y Bolivia, y déficit de precipitaciones en Colombia y el altiplano de Bolivia y Perú. Aunque se conocen episodios El Niño desde tiempo atrás, los más documentados han sido los de 1982-1983 y 1997-1998, por la magnitud de sus efectos. En Colombia se

evidencian más claramente los impactos de La Niña, debido al ostensible incremento de desastres por fenómenos hidrometeorológicos, especialmente inundaciones y deslizamientos.

La adaptación a la variabilidad climática es más compleja que al cambio climático y por ello se acepta que quien esté preparado (adaptado) para afrontar la variabilidad climática está adaptado para afrontar los embates del cambio del clima. Cuando se va a adaptar un sistema de producción a la variabilidad climática, es importante conocer los factores que la generan. Este conocimiento permite anticipar las condiciones climáticas futuras. El tiempo de anticipación debe ser lo suficientemente largo como para que los productores puedan planear y poner en práctica sus estrategias de adaptación.

Después de tener un pronóstico climático confiable para una zona de interés, es necesario traducirlo a términos agroclimáticos; esto se puede realizar mediante el uso de modelos de simulación aplicados a la agricultura. Dentro de estos modelos están aquellos que utilizan información climática para determinar rendimientos esperados o para prever el comportamiento del agua en el suelo. Para correr los modelos, en general se requiere información del suelo (usualmente la textura) y de un cultivo de referencia, ya caracterizado el punto de vista fisiológico, para determinar épocas de déficit y de exceso hídrico, lo cual puede ser útil para tomar decisiones sobre cultivos que no hacen parte de los 20 cultivos más sembrados a nivel mundial (que tienen modelos), pero que en el contexto andino son importantes en el contexto de la seguridad alimentaria.

7. Glosario

Anomalía climática: Desviación del valor de un elemento climático respecto del valor normal. Diferencia entre el valor de un elemento climático en un lugar determinado y el valor medio de dicho elemento promediado según la latitud del lugar.

El Niño/La Niña: fenómenos climáticos de índole global, irregularmente cíclicos (Strahler habla de ciclos entre tres y ocho años[1]), que consisten en cambios en

los patrones de movimiento de las corrientes marinas en la zona intertropical provocando, en consecuencia, una superposición de aguas cálidas procedentes de la zona del hemisferio norte inmediatamente al norte del ecuador, sobre las aguas de emersión muy frías que caracterizan la corriente de Humboldt o del Perú. Estos eventos provocan estragos a escala mundial debido a intensas o escasas lluvias, según la fase del ENOS, y afectan principalmente a América del Sur, tanto en las costas atlánticas como en las del Pacífico.

ENSO O ENOS: El Niño-Oscilación del Sur

Estrés: Es una reacción fisiológica del organismo en el que entran en juego diversos mecanismos de defensa para afrontar una situación que se percibe como amenazante o de demanda incrementada.

Evapotranspiración de referencia (ET_o): Es la evapotranspiración de una superficie de referencia o cultivo de referencia. La superficie de referencia es un cultivo hipotético de pasto, con una altura de 0,12 m, con una resistencia superficial fija de 70 s m⁻¹ y un albedo de 0,23. La superficie de referencia es muy similar a una superficie extensa de pasto verde, bien regada, de altura uniforme, creciendo activamente y dando sombra totalmente al suelo. La ET_o se calcula utilizando datos meteorológicos. Como resultado de una consulta de expertos realizada en mayo de 1990, el método de FAO Penman-Monteith ahora se recomienda como el único método estándar para la definición y el cálculo de la evapotranspiración de referencia.

Gota de la papa: La «gota» o tizón tardío es la enfermedad más limitante o de mayor importancia económica en la producción del cultivo de papa, causada por el hongo *Phytophthora infestans* (Mont) de Bary, que se presenta en casi todas las regiones paperas, especialmente en zonas de clima húmedo y frío, y puede destruir totalmente el cultivo en poco tiempo, razón por la cual se considera el problema más serio para su producción a nivel mundial.

MJO: Oscilación Madden-Julian, principal elemento de la variabilidad climática intra estacional (30-60 días).

Normales climatológicas estándares: Medias de los datos climatológicos calculados para períodos consecutivos de treinta años, a saber: desde el 1° de enero de 1931 hasta el 31 de diciembre de 1960, etc.

Oscilación climática: Fluctuaciones en que una variable tiende a cambiar progresiva y suavemente entre máximos y mínimos sucesivos.

Oscilación del sur: oscilación en la presión atmosférica entre el sudeste y el sudoeste de aguas del Pacífico. Cuando las aguas del Este del Pacífico incrementan su temperatura (evento El Niño), la presión atmosférica sube en el Oeste del Pacífico y cae en el Este. Esta caída de presión es acompañada por un debilitamiento de los vientos del Este.

PDO: Oscilación Decadal del Pacífico

Periodicidad climática: Ritmo en que el intervalo de tiempo entre máximos y mínimos sucesivos es constante durante todo el período de registro.

de tiempo aproximadamente iguales.

Riesgo climático: Grado de probabilidad de ocurrencia de condiciones del clima desfavorables en un determinado período de tiempo.

Variabilidad climática: fluctuaciones observadas en el clima durante períodos de tiempo relativamente cortos, en tanto que cuando se refiere a periodos muy largos se denomina *cambio climático*.

8. Lecturas recomendadas

Temas documentados

Revise el ejemplo de cómo se hace el seguimiento y predicción del ENSO por la NOAA

Investigación conjunta de la intersección del tiempo y clima

Por qué los modelos de predicción del tiempo se equivocan

Documentos

Conceptos de amenaza, vulnerabilidad y riesgo

Modelos de simulación de cultivos

Descripción climática de un sitio de Colombia



EJERCICIO: PREGUNTAS DE CONTROL DE LECTURA

1. La variabilidad climática se refiere a:
 - a) fluctuaciones en periodos muy largos
 - b) fluctuaciones de horas y pocos días
 - c) fluctuaciones en periodos de tiempo relativamente cortos
 - d) todas las anteriores
 - e) ninguna de las anteriores

2. El valor normal se utiliza para definir y comparar el clima y se representa como el valor promedio de una serie continua de mediciones de una variable climatológica durante un período de:
 - a) 10 años
 - b) 20 años
 - c) 30 años
 - d) 40 años
 - e) 50 años

3. La diferencia entre el valor registrado de la variable durante un año en particular y su promedio se le conoce como:
 - a) anomalía
 - b) diferencial
 - c) registro
 - d) rango
 - e) riesgo

4. El fenómeno de El Niño se produce siempre en el océano Pacífico y suele afectar a las costas:
 - a) occidentales de Estados Unidos
 - b) occidentales de Centroamérica
 - c) occidentales de Sudamérica
 - d) todas las anteriores
 - e) ninguna de las anteriores

- 5.Cuál es la causa principal que desencadena el fenómeno El Niño?
 - a) calentamiento de las aguas oceánicas
 - b) afloramiento de aguas frías en las costas
 - c) vientos alisios muy fuertes
 - d) todas las anteriores
 - e) ninguna de las anteriores

6. El Índice Oceánico del Niño – ONI se calcula con base en:
 - a) contenido de calor en la capa superior del océano
 - b) comportamiento de la Termoclina
 - c) anomalías de la temperatura subsuperficial del mar
 - d) anomalías de la temperatura superficial del mar
 - e) ninguna de las anteriores

7. Se denomina reducción de escala o downscaling
 - a) Llevar los resultados de los modelos a pequeñas escalas espaciales y temporales
 - b) Llevar los resultados de los modelos a grandes escalas espaciales y temporales
 - c) Llevar los resultados de los modelos a pequeñas escalas espaciales
 - d) Llevar los resultados de los modelos a grandes escalas espaciales
 - e) Ninguna de las anteriores
8. Las épocas de siembra responden a:
 - a. La distribución intra anual de lluvias
 - b. La cantidad anual de lluvia
 - c. La distribución inter anual de la temperatura
 - d. Ninguna de las anteriores
 - e. Todas las anteriores
9. Un buen pronóstico agroclimático depende de
 - a. Un buen pronóstico del clima
 - b. Un buen conocimiento de los efectos del clima sobre los cultivos
 - c. Modelos de plantas, plagas y suelos debidamente calibrados
 - d. Todas las anteriores
 - e. Ninguna de las anteriores
10. El balance hídrico es un modelo universal que sirve para
 - a. Determinar las necesidades de riego de un cultivo
 - b. Determinar la diferencia entre evapotranspiración de un cultivo y la lluvia ocurrida
 - c. Definir si un cultivo está sometido a exceso o déficit hídrico
 - d. Todas las anteriores
 - e. Ninguna de las anteriores
11. En agricultura el riesgo de perder las cosechas es una función de
 - a. La vulnerabilidad climática y la amenaza intrínseca del sistema de producción
 - b. Eventos ENSO de corta duración (menos de 3 meses)
 - c. La ocurrencia de ondas MJO
 - d. La amenaza climática y la vulnerabilidad intrínseca del sistema de producción
 - e. Todas las anteriores
12. En una finca ganadera, ante los efectos de la variabilidad climática, se podría:
 - a. Atenuar la amenaza al estabular la ganadería, manejando dentro del establo las variables climáticas
 - b. Disminuir la vulnerabilidad al establecer cultivos mixtos (árboles y forrajes)
 - c. Implementar un sistema de riego y de drenaje, acompañado con prácticas para mejorar la eficiencia de acumulación de agua en el suelo
 - d. Ninguna de las anteriores
 - e. Todas las anteriores

Respuestas: 1c, 2c, 3a, 4c, 5a, 6d, 7a, 8a, 9d, 10d, 11d, 12e

9. Bibliografía

Allaby, Michael. 2002. *Encyclopedia of weather and climate*. New York, N.Y.: Facts on File.

Atmosphere, Climate & Environment Information Programme de la Universidad Metropolitana de Manchester, del Reino Unido. website.

<http://www.ace.mmu.ac.uk/eae/index.html>.

NOAA: Climate Prediction Center.

<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>

Reyes, S. and A. Mejia Trejo. 1991. Tropical perturbations in the eastern Pacific and the precipitation field over northwestern Mexico in relation to the ENSO phenomenon. *International Journal of Climatology* 11:515-528.

Ze'ev Gedalof and Dan J. Smith 2001 Interdecadal climate variability and regime-scale shifts in Pacific North America *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 28, NO. 8, PAGES 1515-1518.

Wallace, J. M., E. M. Rasmusson, T. P. Mitchell, V. E. Kousky, E. S. Sarachik, and H. von Storch, On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons from TOGA, *J. Geophys. Res.*, 103, 14241-14260, 1998.

Módulo 3. El cambio climático

1. Antecedentes y bases conceptuales del cambio climático en escalas mundial y local

1.1. Factores forzantes del clima

El clima de la Tierra depende del equilibrio radiativo de la atmósfera, el cual a su vez depende de la cantidad de *radiación solar* que ingresa al sistema climático y de la concentración atmosférica de algunos gases que ejercen un *efecto invernadero natural* (gases traza con actividad radiativa), de las nubes y de los aerosoles. Estos agentes de *forzamiento radiativo*, han variado a través del tiempo de forma natural, pero en los siglos más recientes también por la actividad humana, produciendo alteraciones en el clima del planeta. Cualquier cambio o redistribución de energía dentro del sistema Sol-Atmós-

fera-Tierra implica cambios en la circulación general de la atmósfera (Figura 1).

Los forzamientos externos son aquellos que no están condicionados por cambios que ocurren dentro del

El clima de nuestro planeta está influenciado desde el espacio exterior y desde la superficie terrestre por distintos procesos:

- Forzamientos externos de carácter periódico.
- Forzamientos internos no lineales entre los elementos del Sistema Climático y proceso de retroalimentación
- Fluctuaciones de carácter «aleatorio» (erupciones volcánicas, contaminación de la atmósfera, etc.)

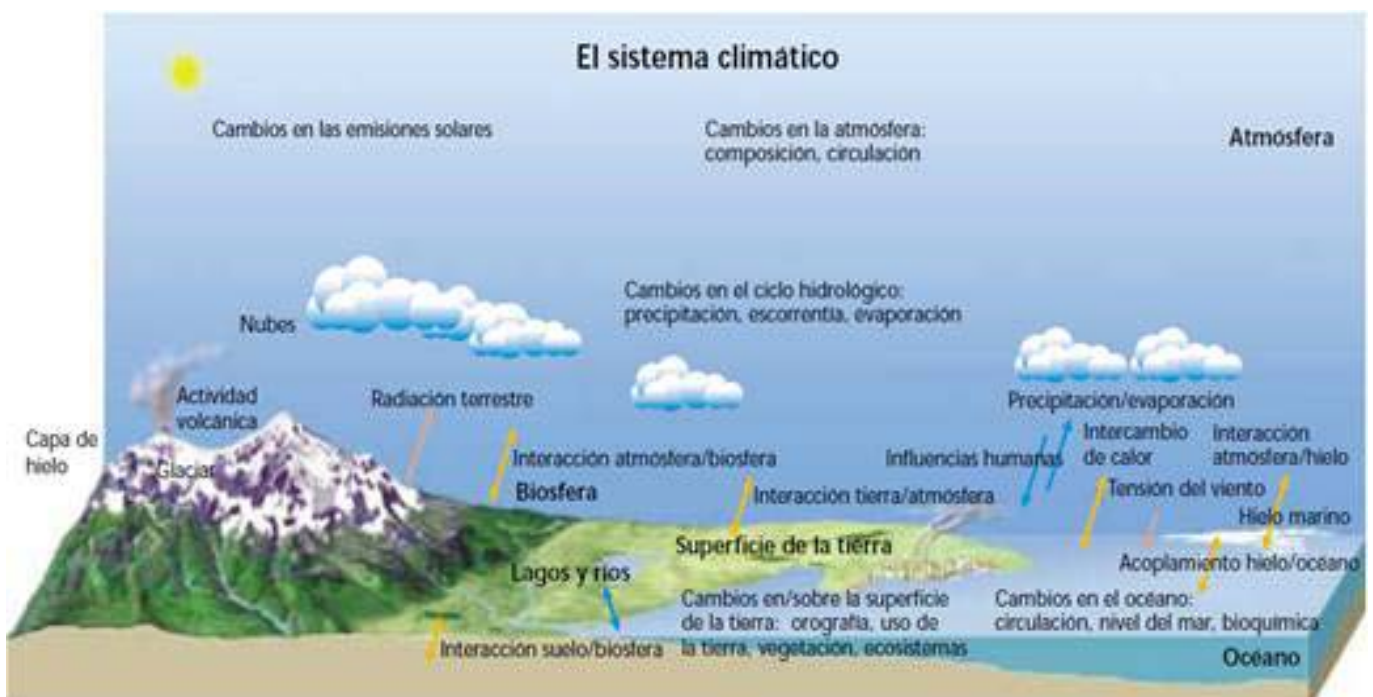


Figura 1. Vínculos entre los componentes del sistema climático. (OMM, 2003)

sistema climático. Por ejemplo, las fluctuaciones en las emisiones solares y los cambios en los parámetros orbitales de la tierra con respecto al sol, son forzamientos externos puesto que no son modificados si el clima de la tierra se calienta o enfría. Los gases de efecto invernadero producidos por las actividades antropogénicas, el polvo y los cambios en el albedo (reflectividad) de la superficie terrestre, se consideran también forzamientos externos.

Como condiciones internas se incluyen factores tales como las variaciones en la temperatura de la superficie de los océanos y cambios en la reflectividad de la superficie debido a cambios en la vegetación y en la cubierta de nieve. La salinidad de los océanos es también interna al sistema climático, porque depende de la cantidad de lluvia caída, que diluye el contenido de sal de la capa superior del mar, o del agua dulce de los ríos que desemboca en los océanos. La evaporación también modifica la salinidad de los océanos. En particular, la salinidad es un factor importante en la determinación de la circulación oceánica, debido a que la sal del agua oceánica incrementa su densidad en relación con el agua dulce. El agua dulce de la lluvia o de la fusión del hielo tiende a flotar sobre el agua salada, impidiendo la mezcla con las capas más profundas.

Los forzamientos que determinan la fluctuación del clima pueden ser clasificados en:

1. Factores astronómicos
2. Factores terrestres
3. Factores antropogénicos

1.1.1 Factores astronómicos

Hay muchos factores astronómicos que generan un enorme rango de periodicidades. El más largo, 200 a 500 millones de años, implica el pasaje de nuestro Sistema Solar a través de la galaxia y las variaciones del polvo galáctico. Este fenómeno puede ser considerado un mecanismo de forzamiento externo. Cambios externos en la cantidad de radiación solar y en la órbita de la Tierra alrededor del Sol ocurren sobre escalas que varían entre 1 año y 105 años. El estado actual del clima para cualquier punto en el tiempo representa una respuesta de agregado de todos los ciclos de variación superpuestos a las variaciones aleatorias.

La generación de energía del Sol varía en pequeñas cantidades (0,1%) en un ciclo de actividad de once años y además se pueden producir variaciones por períodos más prolongados. En escalas temporales de decenas a miles de años, las lentas variaciones en la órbita de la Tierra, han ocasionado cambios en la distribución esta-



Figura 2. Componentes principales del movimiento de la órbita terrestre

cional y latitudinal de la radiación solar (Figura 2). Esos cambios han desempeñado un importante papel al controlar variaciones del clima en el pasado remoto, como en los ciclos glaciales e interglaciales.

A causa de los efectos de las fuerzas de atracción que ejercen otros planetas sobre la Tierra existen variaciones, a escala de milenios, en los diferentes componentes del movimiento terrestre:

- La precesión de los equinoccios

El hecho de que la Tierra no sea totalmente esférica produce un continuo cambio en la dirección del eje de rotación dando lugar a su movimiento de trompo. Este movimiento se denomina precesión axial, y la Tierra tarda unos 26.000 años en completar todo el ciclo de este movimiento. Una consecuencia importante de este movimiento es que modifica la distancia Tierra-Sol a lo largo del año (ciclo de las estaciones). Actualmente la Tierra está más cerca del Sol durante el invierno boreal y más lejos durante el verano de este mismo hemisferio; ello minimiza el contraste entre las estaciones en el Hemisferio Boreal mientras que, por el contrario, se agudizan en el Hemisferio Austral.

- Oblicuidad o inclinación del eje de rotación de la Tierra

A causa de la influencia de otros planetas la inclinación del eje de la Tierra no es constante y oscila entre los 22° y 25° (respecto al plano de la elíptica); la periodicidad de esta oscilación es de aproximadamente 41.000 años. Las variaciones en esta componente producen alteraciones en la cantidad de insolación que llega, sobre todo, en latitudes altas, pues es donde más se verá afectado el ángulo de incidencia de las radiaciones solares. En zonas polares se ha calculado que estas oscilaciones pueden llegar a traducirse en una fluctuación de un 14% de la energía captada.

- Excentricidad de la órbita terrestre

A diferencia de las anteriores, la excentricidad modifica la energía total interceptada por la Tierra. La órbita que describe la Tierra alrededor del Sol es elíptica,

pero el tamaño de esta elíptica no es constante; a lo largo del tiempo esta elipse se hace más o menos alargada y en función de ello se modificará la distancia Tierra-Sol. Esta variación de la excentricidad de la elipse tiene un periodo de 100.000 años. Este efecto, sin embargo, se ha demostrado que es muy débil y la máxima oscilación que puede producir en la radiación interceptada es del 0,2 %. Este valor se ha calculado que produciría como mucho una variación media en la temperatura del globo de unas décimas de grado.

El clima es un sistema complejo por lo que su comportamiento es difícil de predecir. Hay tendencias de largo plazo debidas a:

- Variaciones sistemáticas con el aumento de radiación
- Variaciones orbitales
- Fluctuaciones caóticas debidas a la interacción entre los forzamientos, retroalimentaciones y moderadores

1.1.2. Factores terrestres

Los factores terrestres vienen condicionados por las complejas interacciones de los diferentes componentes del sistema climático. La propia constitución física de cada componente provoca diferentes velocidades de respuesta ante las perturbaciones, lo cual genera desbalances internos dentro del propio sistema.

- Variaciones en la composición de la atmósfera (CO₂, O₃, aerosoles)

La variación en las concentraciones de los gases de efecto invernadero (GEI) y aerosoles en la atmósfera alteran el equilibrio energético del sistema climático. Los GEI reducen la pérdida neta de radiación terrestre hacia el espacio y tienen poco impacto en la absorción de la radiación solar, lo que redundaría en una temperatura superficial más cálida y produce el efecto invernadero. Los aerosoles revisten gran importancia por su impacto sobre la radiación solar, ya que tienen un efecto de en-

friamiento o de calentamiento, dependiendo de la naturaleza de los mismos.

Los aumentos en las concentraciones de GEI reducen la eficiencia con la cual la superficie de la Tierra irradia energía al espacio. La atmósfera absorbe más radiación terrestre que se desprende de la superficie y vuelve a emitirla en altitudes superiores y temperaturas más bajas. Así se produce un forzamiento radiativo positivo que tiende a calentar la atmósfera inferior y la superficie. Como se desprende menos calor hacia el espacio, se refuerza el efecto invernadero, es decir que se intensifica un efecto que ha ocurrido en la atmósfera de la Tierra durante millones de años, debido a la presencia de GEI que se producen naturalmente: vapor de agua, dióxido de carbono, metano y óxido nítrico.

La cantidad de forzamiento radiativo depende de la magnitud del aumento en la concentración de cada GEI, de las propiedades radiativas de los gases en cuestión y de las concentraciones de otros GEI ya presentes en la atmósfera. Además, muchos GEI permanecen en la atmósfera durante siglos después de haber sido emitidos, introduciendo así un compromiso a largo plazo de forzamiento radiativo positivo.

Los aerosoles (partículas o gotitas microscópicas en el aire) reflejan la radiación solar, lo cual provoca una tendencia al enfriamiento en el sistema climático. Así como puede absorber la radiación solar, los aerosoles de hollín tienden a calentar el sistema climático. Además, los cambios en las concentraciones de aerosoles pueden alterar la nubosidad y la reflectividad de las nubes, por su efecto sobre las propiedades y duración de las nubes. En la mayoría de los casos, los aerosoles troposféricos tienden a producir un forzamiento radiativo negativo y a enfriar el clima. Tienen una duración mucho más breve (de días a semanas) que la mayor parte de los GEI (de decenios a siglos) y, como resultado, sus concentraciones responden mucho más rápidamente a los cambios en las emisiones.

La actividad volcánica puede inyectar en la estratosfera grandes cantidades de gases azufrosos (sobre todo, anhídrido sulfuroso), que se transforman en aerosoles de sulfatos. Las erupciones individuales pueden producir un gran forzamiento radiativo negativo, aunque transitorio, tendiente a enfriar la superficie de la Tierra y la atmósfera inferior por períodos de unos pocos años. Los aerosoles volcánicos afectan los balances de energía radiativa tanto de la estratosfera como de la superficie/troposfera. Desde la erupción del volcán - monte Pinatubo en 1991, no se da una explosión volcánica capaz de inyectar material importante a la estratosfera. Sin embargo, existe un potencial de erupciones volcánicas mayor que la erupción del Pinatubo, lo que puede producir un gran forzamiento radiativo además de enfriamiento a largo plazo del sistema climático.

- Variaciones en la superficie de la Tierra (deforestación, desertificación)

Las características físicas de la superficie terrestre, incluida la cubierta de vegetación, tienen un gran efecto sobre la absorción de energía solar y los flujos de calor, vapor de agua y momento (producto de la masa de un cuerpo por su velocidad) entre la superficie y la atmósfera. En cualquier lugar determinado, estos flujos influyen considerablemente en el clima de superficie local y tienen repercusiones en la atmósfera que, en algunos casos, se amplían a todo el globo. Los cambios de los mantos de hielo y nieve, altamente reflectantes, revisten importancia particular; el calentamiento disminuye la extensión de hielo y nieve, lo que ocasiona una mayor absorción de energía solar y más calentamiento consiguiente. Ahora bien, los cambios concurrentes de la nubosidad inducidos por los cambios de las cubiertas de hielo y nieve complican estas consideraciones.

- Cambios tectónicos y orográficos

La «orogenia» es el nombre dado al proceso tectónico de formación de montañas y levantamiento continental. Los movimientos que modifican la superficie terrestre son de varios tipos: los horizontales, que incluyen

En una escala temporal de decenios a siglos, los cambios de la cubierta de vegetación y de las propiedades del suelo también alterarán los intercambios de calor, humedad y momento entre la superficie y la atmósfera, y también las fuentes y sumideros de ciertos gases de invernadero.

los desplazamientos permanentes de los continentes y, en estrecha relación, los movimientos verticales de levantamiento y hundimiento. Unas semanas o minutos son suficientes para cambiar una porción del relieve terrestre, pero hay movimientos cuyos efectos son apreciables después de decenas, miles, cientos de miles o millones de años. La presencia de cordilleras en la Tierra pueden influir en el clima global dramáticamente, y el levantamiento orogénico puede actuar como un mecanismo forzante no-radiativo de orden interno, al producir cambios en la circulación atmosférica y forzamiento radiativo por cambios en el albedo.

La epeirogenia es un término que describe cambios en la disposición global de masas de la tierra; como en los procesos orogénicos y estos cambios son manejados por los movimientos tectónicos de placas interiores. Como la dinámica interior de la Tierra es lenta, los continentes se mueven sobre el globo a una velocidad de varios centímetros por año. Sin embargo, en decenas o centenas de millones de años, el tamaño y posición de áreas de la tierra pueden cambiar apreciablemente.

- Variaciones en la temperatura de superficie de los océanos

El océano actualmente ocupa la mayor parte de la superficie terrestre. Tiene una capacidad de almacenamiento de calor mucho mayor que los continentes y su continuo movimiento permite un transporte energético desde bajas a altas latitudes, que tiene un gran impacto en ciertos climas regionales. Existe un transporte de aguas interoceánicas, controlado por las diferencias de salinidad entre los diferentes océanos. La causa de esta diferencia de salinidad reside en el transporte atmosférico

de agua (en forma de vapor) que se produce actualmente desde el Atlántico hacia el Pacífico.

Las aguas superficiales del Atlántico son más salinas y esto aumenta su densidad, lo que hace que sean inestables en superficie y se hundan en el Atlántico Norte donde alcanzan su máxima densidad. En su viaje a lo largo del Atlántico norte estas masas de agua superficial transportan energía que transfieren principalmente al continente europeo. Estas aguas, tras hundirse, viajan en profundidad cruzando todo el Atlántico, el Índico, y suben finalmente en el Pacífico Norte. Este sistema de circulación termohalina constituye una cinta transportadora de calor a lo largo de todo el planeta (Figura 3). Esta circulación opera a escalas temporales de varios siglos. El agua es transportada de una región a otra mucho más lentamente que la circulación creada por el viento. Este 'transportador' oceánico es un componente clave del sistema climático global controlando su estado promedio. El océano mitiga las variaciones extremas de temperatura ya sea absorbiendo o transmitiendo calor desde o hacia la atmósfera.

La circulación termohalina actual depende del balance de los flujos de calor y agua dulce en el océano Atlántico Norte. Un incremento en el flujo de agua dulce, puede llevar a un significativo debilitamiento o un completo colapso en la circulación termohalina. Éste sería el resultado neto de varios retroalimentadores.

La circulación termohalina global ha colapsado en varias ocasiones durante el pasado geológico de la tierra. El colapso mismo puede ocurrir en un periodo de tan solo pocas décadas, un proceso rápido en comparación con otros procesos geológicos, y tendría graves consecuencias sobre las condiciones atmosféricas locales y globales.

Los océanos cumplen una función crucial en las variaciones climáticas, especialmente sobre una base estacional y multianual, debido a la estrecha relación que existe entre las temperaturas del océano, las corrientes y la atmósfera. La variación mejor conocida es la denominada El Niño/Oscilación del Sur (ENOS), fenómeno que se observa en el Océano Pacífico. Otras incluyen la Oscilación



Figura 3. Ilustración esquemática del sistema mundial de circulación oceánica, formado por las principales vías de circulación termohalina Norte-Sur en cada cuenca oceánica, que se juntan en la circulación circumpolar antártica. La circulación global del transportador es causada principalmente por la formación de agua fría y densa en ambos hemisferios; aquí indicada en azul. Ambos flujos de agua profunda se unen en el hemisferio sur para formar parte de la corriente Circumpolar Antártica que fluye hacia el este. Desde aquí se ramifica hacia el océano Índico y Pacífico donde el agua surge hacia la superficie y forma un flujo de retorno cálido y salino hacia el hemisferio norte, en rojo (IPCC, 2001)

lación del Atlántico Norte (NAO) y la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO).

En el transcurso del pasado siglo la PDO ha experimentado considerables variaciones. Los ejemplos más recientes se encuentran a mediados y fines del decenio de 1970. Ello ha estado unido a condiciones climáticas más cálidas y más secas en la zona occidental de América del Norte. Esos cambios han dado lugar a una modificación del régimen de los ecosistemas del Pacífico Norte, que ha afectado al zooplancton, a las poblaciones de camarones y salmón y a otros indicadores biológicos y medioambientales.

Junto a los cambios interestacionales y anuales de corto plazo en los océanos, hay otros de largo plazo que afectan el clima (Figura 4). La temperatura de los 300 m superiores de aguas oceánicas ha ido aumentando desde mediados de los años 70. El análisis del contenido calórico en aguas intermedias y profundas indica también una tendencia al aumento, especialmente en el Atlántico y en la zona meridional del Índico. Esa elevación de las temperaturas de grandes extensiones de los océa-

nos tiene implicaciones a largo plazo en el clima de todo el planeta.

1.1.3. Factores antropogénicos

El factor dominante en el forzamiento radiativo del clima en la era industrial es el aumento de la concentración en la atmósfera de varios gases de efecto invernadero. La variación de las concentraciones de GEI y aerosoles en la atmósfera alteran el equilibrio energético del sistema climático. Por las distintas actividades humanas se ha venido incrementado este tipo de gases, forzando el efecto de invernadero y llevando a la Tierra a un aumento en su temperatura.

El cambio de composición de gases, especialmente los gases invernadero, es uno de los más grandes mecanismos de forzamiento interno del clima. Cambios naturales en el contenido de dióxido de carbono atmosférico, ocurrieron durante las transiciones glaciales - interglaciales, como respuesta a mecanismos de fuerzas orbitales. En la actualidad, las actividades humanas constituyen el factor más sustancial de cambio.

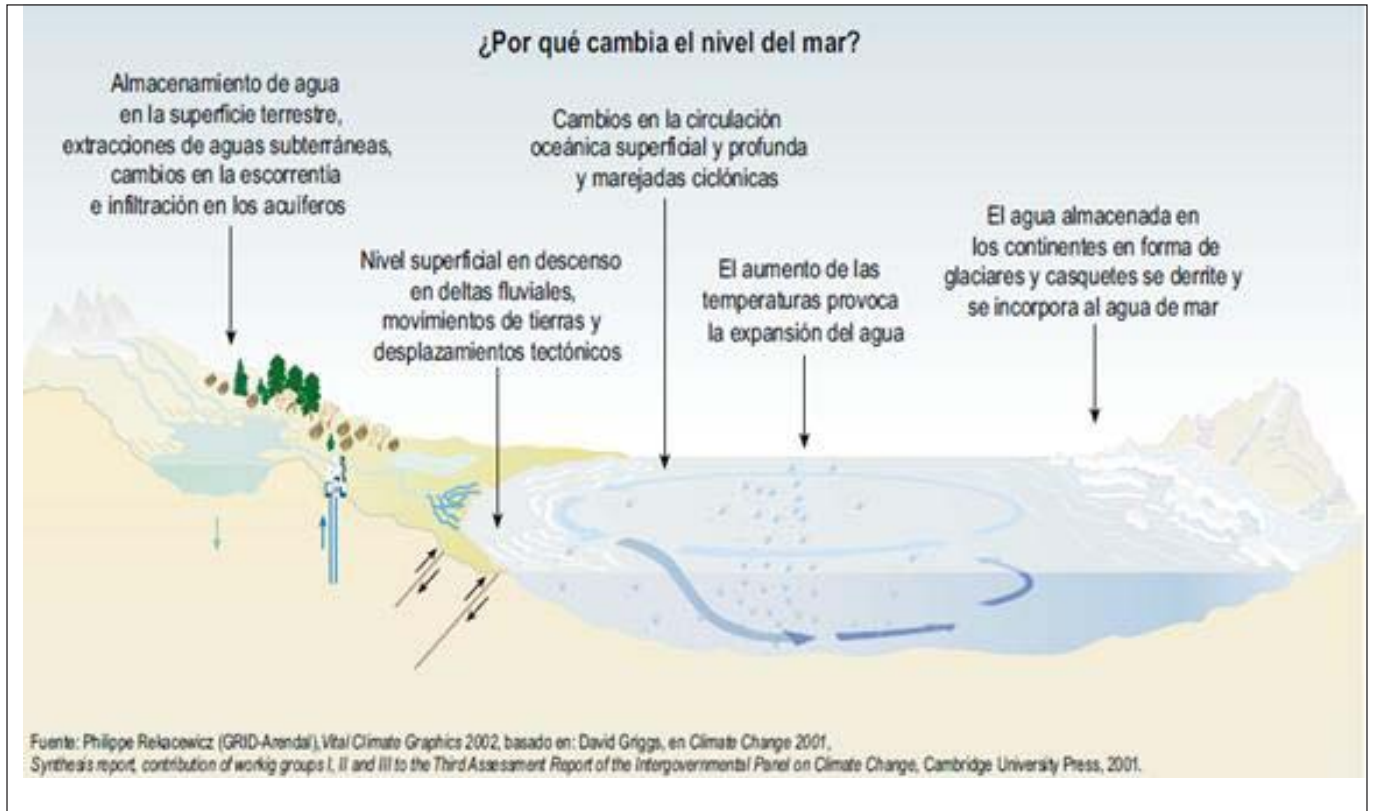


Figura 4. Esquema de los cambios en temperatura y nivel del mar.

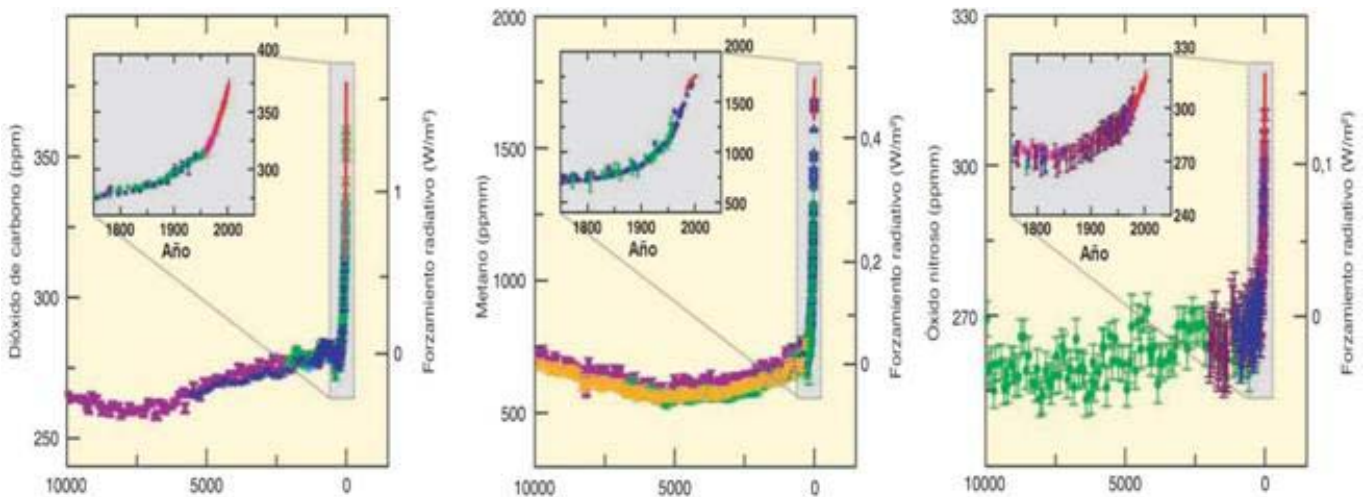


Figura 5. Concentraciones de CO₂, CH₄ y N₂O en la atmósfera durante los últimos 10.000 años (recuadros grandes) y desde 1750 (recuadros interiores). Las mediciones indicadas proceden de núcleos de hielo (símbolos de diferente color para cada estudio) y de muestras de la atmósfera (líneas en rojo). Los correspondientes forzamientos radiativos respecto de 1750 aparecen indicados en los ejes de los recuadros grandes, en la parte derecha (IPCC, 2007).

1.2 Cambios en el dióxido de carbono, el metano, el óxido nitroso atmosféricos y otros gases

A raíz de las grandes emisiones de algunos GEI acaecidas desde la era preindustrial, sus concentraciones han aumentado de modo considerable (Figura 5), reforzando el efecto invernadero natural, lo que ha repercutido en que la temperatura de la superficie terrestre sea más cálida. Los aerosoles revisten gran importancia por su impacto sobre la radiación solar, y tienen casi siempre un efecto de enfriamiento.

Los gases de efecto invernadero de larga vida (GEILV), por ejemplo, el CO₂, el metano (CH₄) y el óxido nitroso (N₂O), son químicamente estables y persisten en la atmósfera durante escalas de tiempo desde décadas hasta siglos o más, de modo que sus emisiones ejercen influencia en el clima a largo plazo. Debido a su larga vida, estos gases se mezclan bien en la atmósfera, mucho más rápido de lo que se eliminan, y los datos de sus concentraciones mundiales se pueden calcular con exactitud, a partir de mediciones en pocas localidades. El dióxido de carbono no tiene un período específico de vida porque está en ciclo continuo con la atmósfera, los océanos y la biosfera terrestre y su eliminación neta de la atmósfera involucra una gama de procesos con escalas de tiempo diferentes.

Los gases de corta vida (por ejemplo, el dióxido de azufre y el monóxido de carbono) son químicamente reactivos y se eliminan por lo general mediante procesos naturales de oxidación en la atmósfera, o gracias a las precipitaciones. Por eso sus concentraciones son muy variables.

Las concentraciones atmosféricas de CO₂ (379 ppm) y CH₄ (1774 ppmm) en el año 2005, exceden con mucho el intervalo natural de valores de los últimos 650.000 años. Los aumentos de la concentración mundial de CO₂ se deben principalmente a la utilización de combustibles de origen fósil y, en una parte apreciable pero menor, a los cambios de uso de la tierra. El aumento de la

concentración de CH₄ se debe en gran medida al sector agropecuario y a la utilización de combustibles de origen fósil. El aumento de la concentración de N₂O procede principalmente de la agricultura (emisiones desde los suelos agrícolas). Ver Figura 6.

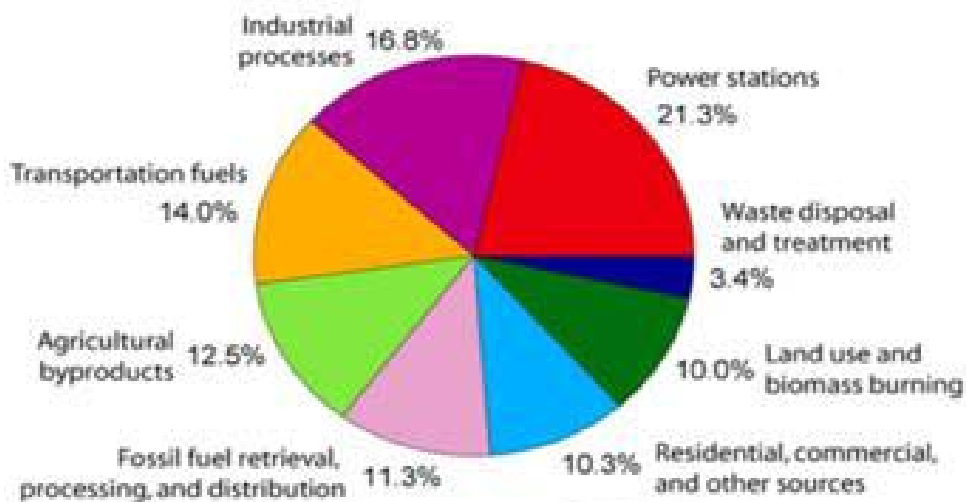
Los CFC y los hidroclorofluorocarbonos son gases de efecto invernadero que tienen un origen antropogénico. Las emisiones de estos gases disminuyeron debido al Protocolo de Montreal. Las concentraciones de CFC-11 y CFC-113 se atenuaron debido a los procesos naturales de eliminación. El CFC-12 siguió siendo el tercer agente más importante de forzamiento radiativo de larga vida. Estos gases, como grupo, aportan aproximadamente el 12% del forzamiento total debido a los GEILV.

Las concentraciones de gases industriales fluorinados según el Protocolo de Kioto (hidrofluorocarbonos (HFC), hidrocarburos perfluorados (PFC), hexafluoruro de azufre (SF₆)) son relativamente pequeñas pero aumentan con rapidez.

Los gases del Protocolo de Montreal ocasionan el forzamiento radiativo debido a la destrucción del ozono estratosférico que se reevalúa en con un forzamiento más débil que a finales del siglo XX. Ya no existe la tendencia a destruir más la capa de ozono observada en el decenio de 1980 y 1990; sin embargo, el ozono estratosférico mundial se encuentra aún por debajo del 4% de los valores anteriores al decenio de 1980 y no se sabe con exactitud si el ozono se recupera.

La emisión directa de vapor de agua ocasionado por las actividades humanas afecta el forzamiento radiativo. Sin embargo, como aumentan las temperaturas medias mundiales, aumentan las concentraciones troposféricas de vapor de agua y esto representa un retroefecto clave pero no un forzamiento de cambio climático. La emisión directa de agua hacia la atmósfera debida a actividades antropogénicas, principalmente el regadío, es un factor posible de forzamiento pero representa menos del 1% de las fuentes naturales del vapor de agua atmosférico. La inyección directa de vapor de agua en la atmósfera que proviene de combustibles fósiles es significativamente menor que la de actividades agrícolas.

Annual Greenhouse Gas Emissions by Sector



Quema de combustibles fósiles y uso de la tierra.

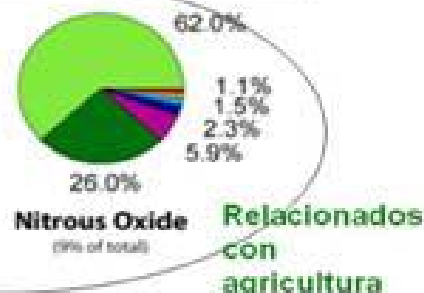
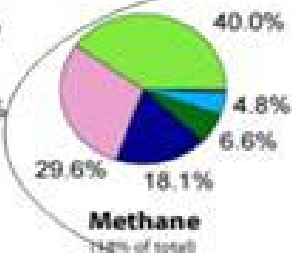
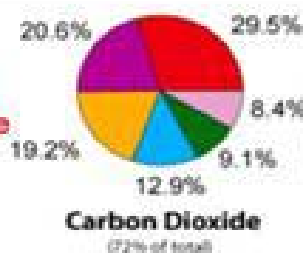


Figura 6. Las emisiones de GEI según sectores económicos.

1.3. Forzamiento radiativo neto mundial, potenciales de calentamiento mundial y ciclo hidrológico

Las influencias antropogénicas han redundado en el calentamiento del planeta, con un forzamiento positivo neto de $+1,6$ [$+0,6$ a $+2,4$] Wm^{-2} a partir de 1750. Todos los GEILV juntos contribuyen en un $+2,63 \pm 0,26$ Wm^{-2} , y son el grupo dominante de forzamiento radiativo, sobre lo cual se tiene el nivel más alto de conocimiento científico (IPCC, 2007). Los efectos del grupo aerosoles, los efectos provenientes del albedo de las nubes y de la superficie, que aportan forzamientos negativos, se entienden menos y tienen más incertidumbres. El margen en los cálculos netos aumenta debido a los periodos de forzamiento negativo que tienen más incertidumbres que los términos positivos.

El potencial de calentamiento mundial (PCM) es una medida útil para comparar el impacto climático potencial de las emisiones de los diferentes GEILV. El potencial de calentamiento mundial compara el forzamiento radiativo integrado durante un período de tiempo específico (por ejemplo, 100 años) con una emisión regular de una unidad de masa y constituye una forma de comparar el cambio climático potencial asociado con las emisiones de diferentes gases de efecto invernadero (Figura 7).

Las evaluaciones realizadas indican, para la magnitud y el margen del forzamiento real, una relación aproximadamente lineal entre el forzamiento radiativo medio mundial y la respuesta de temperatura superficial media mundial. Las pautas espaciales del forzamiento radiativo varían entre los diferentes agentes de forzamiento

| Nombre Industrial o común (años) | Fórmula química | Vida (años) | Eficacia Radiativa (W/m ² ppr ⁻¹) | Potencial de calentamiento mundial para Tiempo dado de Horizonte | | | |
|--|---|-------------------------|--|--|---------|----------|----------|
| | | | | ΔE ² (100-años) | 25-años | 100-años | 500-años |
| Dióxido de carbono | CO ₂ | Ver debajo ^a | 1.4x10 ⁻⁵ | 1 | 1 | 1 | 1 |
| Metano ^f | CH ₄ | 12 ^e | 3.7x10 ⁻⁴ | 21 | 72 | 25 | 7.6 |
| Oxido nitroso | N ₂ O | 114 | 3.03x10 ⁻² | 310 | 289 | 298 | 153 |
| <i>Sustancias controladas por el Protocolo de Montreal</i> | | | | | | | |
| CFC-11 | CCl ₃ F | 45 | 0.25 | 3,800 | 6,730 | 4,750 | 1,620 |
| CFC-12 | CCl ₂ F ₂ | 100 | 0.32 | 8,100 | 11,000 | 10,900 | 5,200 |
| CFC-13 | CClF ₃ | 640 | 0.25 | | 10,800 | 14,400 | 16,400 |
| CFC-113 | CCl ₂ FCClF ₂ | 85 | 0.3 | 4,800 | 6,540 | 6,130 | 2,700 |
| CFC-114 | CClF ₂ CClF ₂ | 300 | 0.31 | | 8,040 | 10,000 | 8,730 |
| CFC-115 | CClF ₂ CF ₃ | 1,700 | 0.18 | | 5,310 | 7,370 | 9,990 |
| Halon-1301 | CBrF ₃ | 65 | 0.32 | 5,400 | 8,480 | 7,140 | 2,760 |
| Halon-1211 | CBrClF ₂ | 16 | 0.3 | | 4,750 | 1,890 | 575 |
| Halon-2402 | CBrF ₂ CBrF ₂ | 20 | 0.33 | | 3,680 | 1,640 | 503 |
| Tetracloruro de carbono | CCl ₄ | 26 | 0.13 | 1,400 | 2,700 | 1,400 | 435 |
| Bromuro de metilo | CH ₃ Br | 0.7 | 0.01 | | 17 | 5 | 1 |
| Cloroformo de metilo | CH ₂ CCl ₃ | 5 | 0.06 | | 506 | 146 | 45 |
| HCFC-22 | CHClF ₂ | 12 | 0.2 | 1,500 | 5,160 | 1,810 | 549 |
| HCFC-123 | CHCl ₂ CF ₃ | 1.3 | 0.14 | 90 | 273 | 77 | 24 |
| HCFC-124 | CHClF ₂ CF ₃ | 5.8 | 0.22 | 470 | 2,070 | 609 | 185 |
| HCFC-141b | CH ₂ CCl ₂ F | 9.3 | 0.14 | | 2,250 | 725 | 220 |
| HCFC-142b | CH ₃ CClF ₂ | 17.9 | 0.2 | 1,800 | 5,490 | 2,310 | 705 |
| HCFC-225ca | CHCl ₂ CF ₂ CF ₃ | 1.9 | 0.2 | | 429 | 122 | 37 |
| HCFC-225cb | CHClF ₂ CClF ₂ | 5.8 | 0.32 | | 2,030 | 595 | 181 |
| <i>Hidrofluorocarbonos</i> | | | | | | | |
| HFC-23 | CHF ₃ | 270 | 0.19 | 11,700 | 12,000 | 14,800 | 12,200 |
| HFC-32 | CH ₂ F ₂ | 4.9 | 0.11 | 650 | 2,330 | 675 | 205 |
| HFC-125 | CHF ₂ CF ₃ | 29 | 0.23 | 2,800 | 6,350 | 3,500 | 1,100 |
| HFC-134a | CH ₂ FCF ₃ | 14 | 0.16 | 1,300 | 3,830 | 1,430 | 435 |
| HFC-143a | CH ₃ CF ₃ | 52 | 0.13 | 3,800 | 5,890 | 4,470 | 1,590 |
| HFC-152a | CH ₃ CHF ₂ | 1.4 | 0.09 | 140 | 437 | 124 | 38 |
| HFC-227ea | CF ₃ CHFCF ₃ | 34.2 | 0.26 | 2,900 | 5,310 | 3,220 | 1,040 |
| HFC-236fa | CF ₃ CH ₂ CF ₃ | 240 | 0.28 | 6,300 | 8,100 | 9,810 | 7,660 |
| HFC-245fa | CHF ₂ CH ₂ CF ₃ | 7.6 | 0.28 | | 3,380 | 1030 | 314 |
| HFC-365mfc | CH ₂ CF ₂ CH ₂ CF ₃ | 8.6 | 0.21 | | 2,520 | 794 | 241 |

a La función de la respuesta del CO₂ se basa en la versión revisada del modelo del ciclo de carbono de Bern utilizando una concentración de CO₂ con un valor de 378 ppm.

Figura 7. Tiempo de vida, eficacia radiativa y potenciales de calentamiento mundial directo (PCM) (excepto el CH₄) relacionados con el CO₂. (IPCC, 2007).

tos. Los modelos y las comparaciones de datos afirman que es probable que algunos forzamientos como las erupciones volcánicas afecten las pautas de circulación de latitudes medias a altas. Estos forzamientos se asocian a cambios en el Modo Anular del Hemisferio Norte (NAM) y la Oscilación Noratlántica (NAO). Las condiciones espaciales de forzamiento radiativo para el ozono, los efectos directos de los aerosoles, las interacciones aerosoles-nubes y el efecto del cambio del uso de la tierra, presentan incertidumbres grandes. Esto contrasta con la probabilidad relativamente alta en la pauta espacial del forzamiento radiativo de los GEILV. Resulta muy probable que el forzamiento radiativo positivo neto en el Hemisferio Sur (HS) supere al del Norte HN debido a una menor concentración de aerosol en el HS.

Los modelos y observaciones indican que los cambios en el flujo radiativo de la superficie de la Tierra afectan al balance de calor y humedad de la superficie y por tanto, el ciclo hidrológico se ve implicado. Los estudios recientes indican que cada agente de forzamiento influye de forma diferente en el ciclo hidrológico mediante sus interacciones con las nubes. En concreto, los cambios en los aerosoles pueden afectar con más fuerza a las precipitaciones y a otros aspectos del ciclo hidrológico que otros agentes de forzamiento antropogénico. La energía depositada en la superficie afecta en la evaporación y la transferencia de calor.

1.4. Evidencias de cambio climático en escala mundial y local

Según IPCC, la mayor parte del aumento observado del promedio mundial de temperatura desde mediados del siglo XX se debe muy probablemente al aumento observado de las concentraciones de GEI antropogénicos. El contenido de gases antropogénicos de efecto invernadero está sujeto a una fuerte influencia directa de las emisiones asociadas al consumo de combustibles fósiles, la agricultura, cambios en el uso de las tierras y el empleo de diversas sustancias químicas. Es probable que se haya experimentado un calentamiento antropogénico apreciable en los últimos cincuenta años para cada

continente (exceptuada la región antártica) y que haya ejercido una influencia notoria a escala mundial sobre los cambios observados en numerosos sistemas físicos y biológicos como consecuencia de la alteración del balance hídrico, alteración de balance térmico, variación en las estaciones, variación en intensidad y período de recurrencia de eventos extremos, entre otros (IPCC, 2007).

La temperatura superficial media mundial aumentó, sobre todo, a partir de aproximadamente 1950. La tendencia de aumento de temperatura de 100 años para el período 1906–2005 es de $0,74^{\circ}\text{C} \pm 0,18^{\circ}\text{C}$ (Figura 8). Los años 2005 y 1998 fueron los más cálidos en el registro de temperatura del aire superficial mundial desde 1850.

Los efectos de la urbanización y del cambio en los usos del territorio sobre el registro de temperatura mundial son insignificantes, menos de $0,006^{\circ}\text{C}$ por decenio en la tierra y cero en el océano, en cuanto al promedio a escala hemisférica y regional.

A partir de la segunda mitad del siglo XX ha aumentado la duración de las olas de calor. Un ejemplo excepcional de temperatura extrema actual es la ola de calor que batió el record en Europa occidental y central en el verano de 2003. Ese verano (JJA) fue el más cálido desde que se empezaron a registrar valores comparables aproximadamente a partir de 1780 ($1,4^{\circ}\text{C}$ por encima del anterior más cálido en 1807). La sequedad de la superficie terrestre en Europa durante la primavera constituyó un factor importante para desencadenar las temperaturas extremas de 2003.

Las evaluaciones realizadas muestran que las olas de calor también aumentaron en frecuencia y duración en otras localidades. La estrecha correlación que existe entre la sequedad observada y las altas temperaturas terrestres en los trópicos durante el verano destaca la importancia del papel de la humedad como moderador climático.

Las temperaturas superficiales terrestres aumentaron a mayor velocidad que en los océanos en ambos hemisferios. Los registros muestran tasas mayores de calentamiento en la tierra que en los océanos durante los últimos dos decenios (aproximadamente $0,27^{\circ}\text{C}$ vs. $0,13^{\circ}\text{C}$ por decenio). El calentamiento a nivel mundial

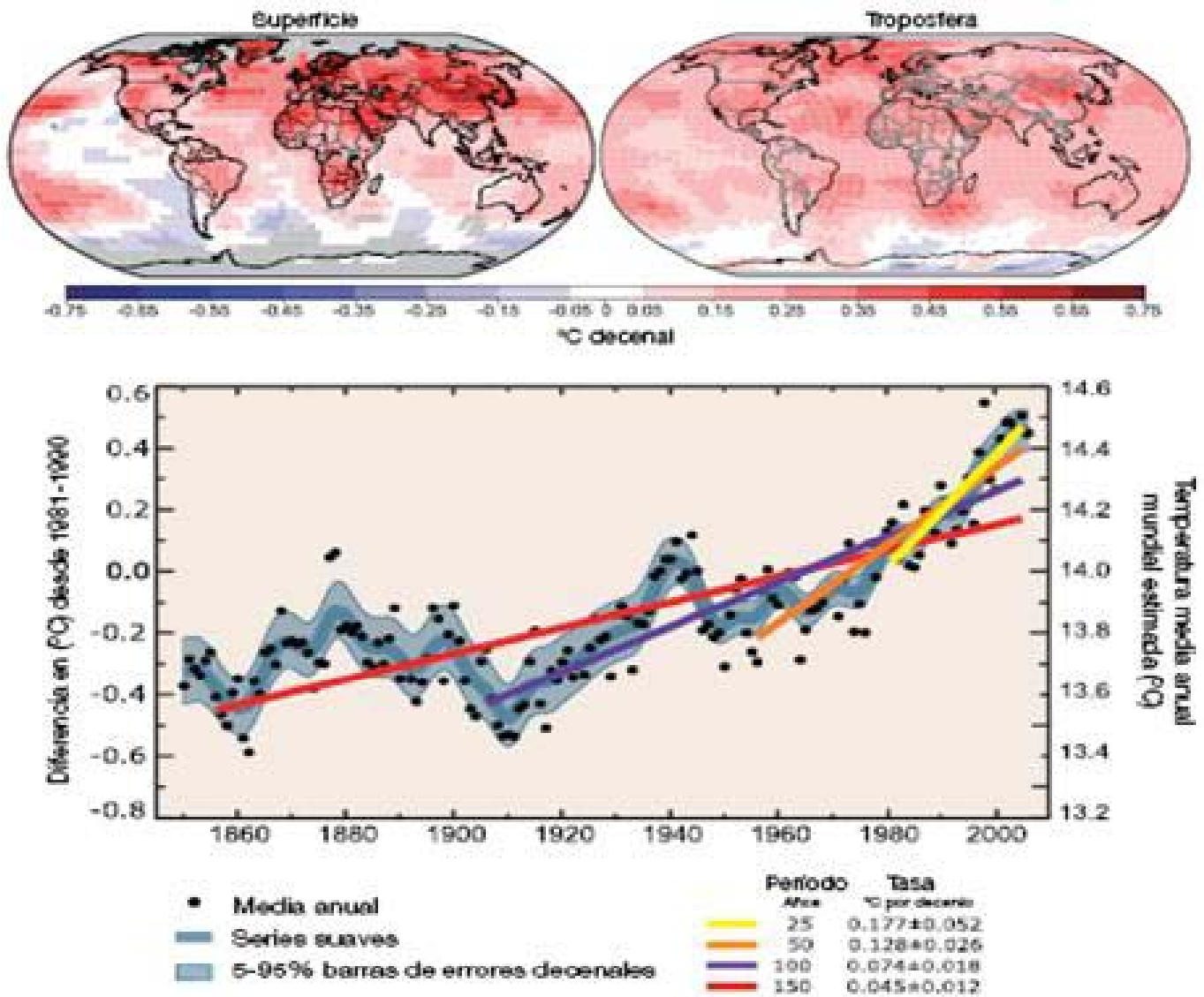


Figura 8. Temperatura media anual mundial (puntos negros) con ajustes lineales de información. El eje izquierdo muestra anomalías en las temperaturas promedio en el período de 1961 a 1990 y el eje derecho muestra el cálculo de las temperaturas actuales, ambas expresadas en °C. Las tendencias lineales se muestran durante los últimos 25 años (amarillo), 50 años (anaranjado), 100 años (morado) y 150 años (rojo). La curva suave azul muestra variaciones por decenio. (IPCC, 2007).

en los últimos 30 años, se ha extendido en todo el mundo, siendo mayor en las latitudes altas septentrionales.

El aumento total en el nivel del mar observado en el siglo XX fue de 17 cm. Tales aumentos se asocian principalmente en la expansión térmica del océano (con un aporte de 1,6 mm por año) y, en segunda medida, con el derretimiento de capas de hielo y glaciares (0,77 mm por año).

Se ha observado una disminución de las extensiones de nieve y de hielo, que concuerda con el efecto del calentamiento global. Diversos datos satelitales obtenidos desde 1978, indican que el promedio anual de la extensión de los hielos marinos árticos ha disminuido en un 2,7% (entre 2,1 y 3,3%) por decenio, con disminuciones estivales aún más acentuadas, de 7,4% (entre 5,0 y 9,8) por decenio. Los glaciares de montaña y la

cubierta de nieve han disminuido en ambos hemisferios.

Existen evidencias sobre cambios a largo plazo en la circulación atmosférica a gran escala tales como el desplazamiento hacia los polos y el fortalecimiento de los vientos del oeste. La máxima intensidad de los vientos del oeste en latitudes medias se dio en la mayoría de las estaciones de los dos hemisferios, desde fines de los años 70 hasta finales de los 90. Se registraron desplazamientos hacia los polos de las corrientes en chorro frontales del Atlántico y la región meridional polar.

Muchos cambios climáticos regionales se pueden describir en términos de condiciones de variabilidad climática intensificada y por ende, como cambios en índices que caracterizan la intensidad y fase de eventos de variabilidad. Se evidencia a menudo la importancia de las fluctuaciones de los vientos del oeste y de las trayectorias de las tormentas en el Atlántico Norte. Estas fluctuaciones se describen mediante la NAO.

El ENSO o ENOS (eventos Niño/Niña) es el modo dominante de variabilidad en el planeta, en escala de tiempo interanual. Alrededor del período 1976/1977 se presentó un cambio de fase en la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO) relacionada con cambios en la evolución del ENSO hacia eventos más de tipo Niño, lo que afectó a muchas zonas, incluso a las monzónicas del Trópico. Por ejemplo, los efectos en América del Norte por teleconexiones del ENSO parecen haber generado efectos opuestos en todo el subcontinente, ya que la parte oeste se ha calentado más que la del este, con estados del tiempo de mayor nubosidad y humedad.

En general, la humedad específica superficial aumentó a partir de 1976 en estrecha relación con temperaturas más altas, tanto terrestres como oceánicas. La columna de vapor de agua total aumentó en los océanos mundiales en un $1,2 \pm 0,3\%$ por decenio (95% de límites de probabilidad) desde 1988 hasta 2004. Los cambios regionales observados se corresponden con los cambios en la temperatura de la superficie del mar (TSM) y con el supuesto de un aumento casi constante en la relación de mezcla del vapor de agua. El vapor de agua atmosférico adicional implica un aumento en la dispo-

nibilidad de humedad para las precipitaciones. El vapor de agua de la troposfera alta también aumenta.

Los cambios en la radiación en la atmósfera superior desde la década de los 80 hasta la de los 90 (probablemente relacionada en parte con el fenómeno ENSO) se pueden relacionar con la disminución de la capa de nubes del nivel superior tropical. Estos cambios se corresponden con cambios en el balance de energía y en el contenido oceánico de calor observado.

Se han observado en muchas regiones tendencias a largo plazo en las condiciones de precipitación desde 1900 hasta 2005. Se ha observado un aumento significativo de las precipitaciones en zonas orientales de América del Norte y América del Sur, Europa septentrional y en Asia septentrional y central, así como menores lluvias en Sahel, el Mediterráneo, África meridional y zonas de Asia meridional. Se observan aumentos en fenómenos de precipitaciones fuertes, especialmente después de 1950, incluso en las regiones donde se redujo la cantidad total de precipitaciones (Figura 9).

La variabilidad multidecenal y la calidad de los registros de ciclones tropicales previos a las observaciones de rutina de los satélites alrededor de 1970 complican la detección de tendencias a largo plazo de la actividad de los ciclones tropicales. Los cálculos del potencial de destrucción de los ciclones tropicales muestran un incremento importante a partir de mediados de 1970, con una tendencia hacia duraciones más largas y mayores intensidades.

Las variaciones del número de ciclones tropicales se asocian con el fenómeno ENSO y con la variabilidad decenal, lo que además, provoca una redistribución de la cantidad y las trayectorias de las tormentas tropicales. La cantidad de huracanes en el Atlántico Norte se comportó por encima de lo normal (basado en 1981–2000) en nueve de los diez años del período de 1995 a 2005. (IPCC, 2007).

Asimismo se han observado sequías más intensas y largas en áreas más extensas, principalmente en los trópicos y subtropicos a partir de 1970. Aunque existen diversas formas de medir la sequía, la mayoría de los

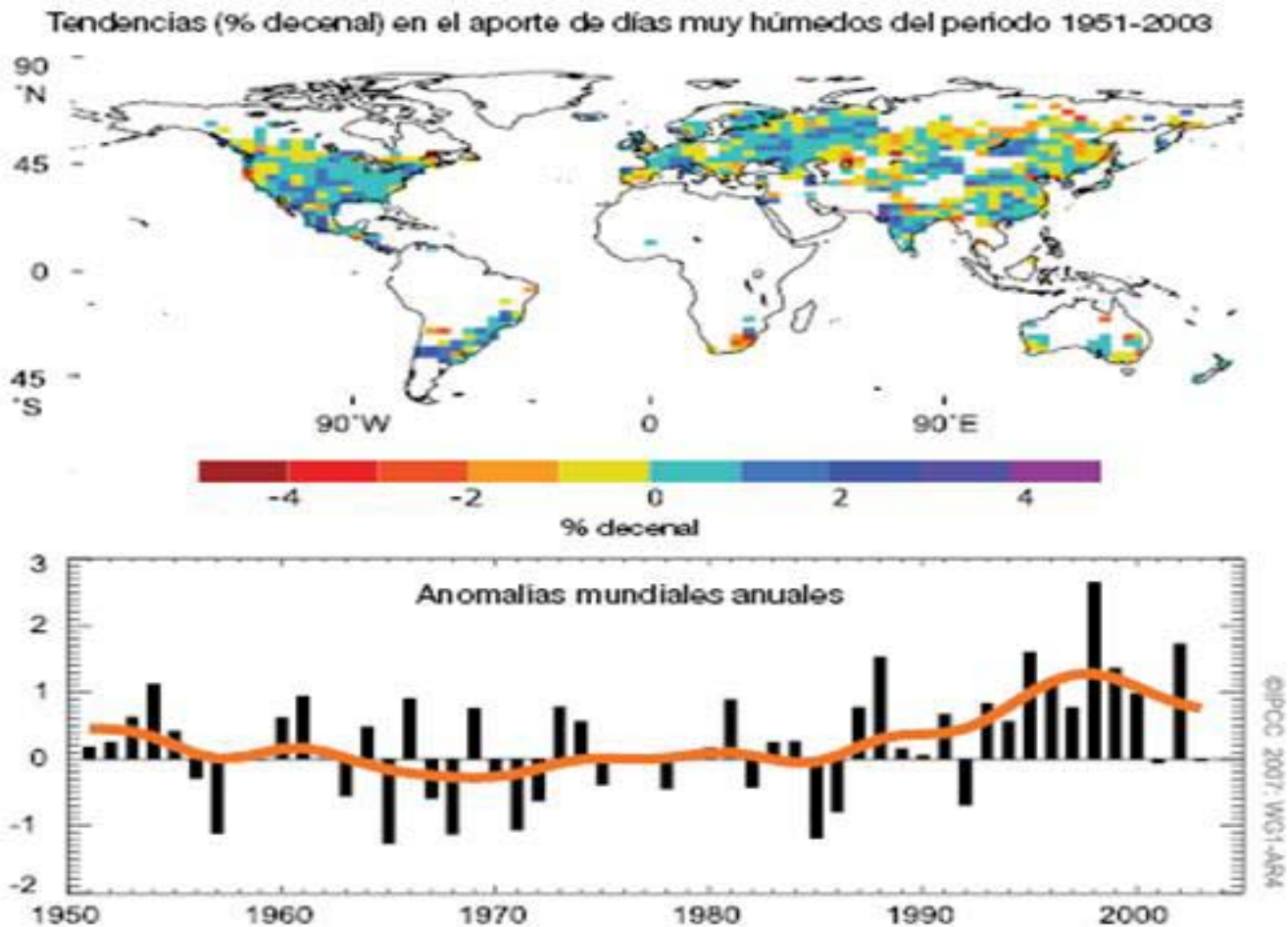


Figura 9. (Arriba) Tendencias observadas (% por decenio) en el período 1951- 2003 en el aporte de días muy húmedos. En las zonas terrestres blancas no se dispone de suficiente información para elaborar tendencias. (Abajo) Anomalías (%) de las series de tiempo anuales mundiales (regiones con información que se muestran en el panel superior) de días muy húmedos (desde 1961 hasta 1990) definidas como el cambio porcentual desde el promedio del período base. La curva suave anaranjada muestra las variaciones por decenio. (IPCC, 2007).

estudios utiliza los cambios en las precipitaciones unidos a la temperatura. Estos cambios se deben a las temperaturas más altas y a la disminución de las precipitaciones en extensas regiones.

En los páramos colombianos se ha detectado una tendencia a la disminución de eventos extremos de lluvia, contrario con lo evidenciado en otros pisos térmicos, en donde, sin importar si la precipitación total anual disminuye o aumenta, en la mayoría de estaciones de los pisos térmicos cálido (0 a 1.000 msnm), templado (1.001 a 2.000 m) y frío (2.001 a 3.000 m), se encontró una tendencia al aumento de las precipitaciones con alta intensidad.

Las series históricas de temperatura máxima, media y mínima registradas desde mediados de la década de los setenta muestran que en Colombia, en el páramo alto se presentan altos incrementos en la temperatura máxima, cercanos a 1°C por década, mientras que en las zonas de subpáramo y bosque Alto Andino, los incrementos están entre 0,3°C y 0,6 °C por década. En la temperatura mínima, los incrementos en las estaciones de páramo son muy bajos. Incluso, cabe resaltar el hecho de que en varias estaciones se presentan leves tendencias negativas (disminuciones).

Los glaciares son sensibles y vulnerables a pequeñas variaciones en el clima y un reflejo de ello se ha obser-

En lo relacionado con evidencias del cambio climático en escala local o nacional, se tomará como referencia el caso de un país andino. En Colombia se ha identificado un incremento general de la temperatura del aire en todo el país, mientras que las lluvias muestran disminuciones en unos sitios y aumentos en otros, lo cual está ligado en gran parte a la variabilidad topográfica del país y a la exposición que tienen las diferentes regiones a las corrientes de aire cargadas de humedad (IDEAM, 2009).

Para el periodo 1971 a 2000, se encontró para la lluvia una tendencia lineal negativa (reducción de las precipitaciones) en amplios sectores de la Región Andina, sur de la Región Pacífica y Piedemonte Llanero de la Orinoquía. Por el contrario, se ha detectado una tendencia lineal positiva (mayor precipitación) en la Región Caribe, resto de la Región Pacífica y la Amazonia Colombiana. En las estaciones de páramo (entre los 3000 y 4200 m) y cercanas a este piso térmico, hay una tendencia hacia la disminución de las precipitaciones anuales.

vado durante los periodos Niño y Niña. Durante El Niño, cuando las temperaturas son mayores y la precipitación disminuye notoriamente en la región Andina colombiana, se han encontrado pérdidas casi del doble de lo normal, mientras que en periodos La Niña, con condiciones contrarias, se ha observado una disminución en la tasa de pérdida y, en algunos casos, pequeñas ganancias.

De lo anterior se deduce el sistema glaciar no sólo refleja una dinámica, producto del cambio climático, sino también de la misma variabilidad climática, convirtiéndose así en uno de los mejores indicadores planetarios para comprender las transformaciones biosféricas. Actualmente, el límite inferior glaciar se encuentra desde los 4.700 a 4.800 m de altitud, dependiendo de las características topográficas y climáticas locales. El retroceso e incluso la extinción de glaciares en la Tierra han sido con frecuencia utilizados como un indicador del

aumento de temperatura del pasado

Los nevados o glaciares del norte de Suramérica presentan una acelerada pérdida de área desde finales de la Pequeña Edad Glaciar (1850). Los datos de cambio de área glaciar indican una rápida deglaciación, especialmente en las tres últimas décadas con pérdidas de 3 a 5% de cobertura glaciar por año y retroceso del frente glaciar de 20 a 25 m por año. De esta forma, para el periodo 2002 a 2003, el área total de los glaciares era de 55,4 km², mientras que para el lapso 2006 a 2007 la superficie apenas alcanzó 47,1 km².

En zonas de la región Caribe se ha evidenciado un ascenso del nivel del mar de aproximadamente 3,5 mm/año, atribuible posiblemente al cambio climático global y para la región Pacífica el aumento determinado ha sido de 2,2 mm por año.

2. Metodologías para proyección de escenarios de cambio climático: modelamiento dinámico, métodos estadísticos

Los modelos de circulación general atmósfera-océano (MCGAO) son la herramienta básica utilizada para evaluar las variaciones climáticas históricas y realizar proyecciones futuras. Los modelos climatológicos proyectan el clima para varios decenios. Como no se realizan rastreos ni previsiones de sistemas meteorológicos individuales, las condiciones atmosféricas iniciales son menos importantes que para modelos de pronóstico meteorológico de corto plazo. Para las proyecciones climáticas, los forzamientos tienen una importancia mayor. Estos forzamientos incluyen la cantidad de energía solar que llega a la Tierra, la cantidad de partículas de materia que se encuentran en la atmósfera a raíz de las erupciones volcánicas y las concentraciones de gases antropogénicos y de partículas en la atmósfera. Las condiciones en los océanos son igualmente importantes, sobre todo para la escala de tiempo interanual y decenal (Figuras 10 y 11).

La formulación de los modelos de circulación general de la atmósfera se hace mediante el uso de ecuaciones matemáticas para describir el comportamiento de la

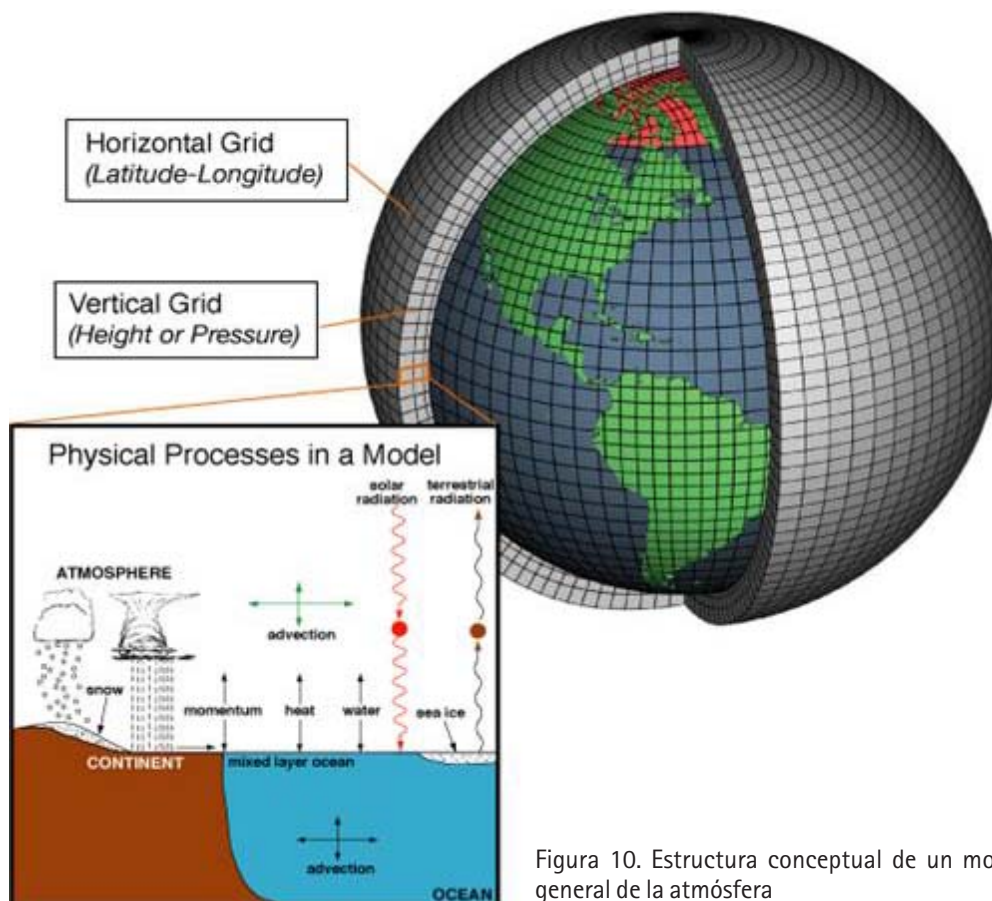


Figura 10. Estructura conceptual de un modelo de circulación general de la atmósfera

atmósfera a través del flujo de masas de aire, el equilibrio térmico, el equilibrio hidrostático, el balance energético, la continuidad del aire seco y la continuidad de la humedad, principalmente (Figura 11). A este conjunto de ecuaciones se le denomina Modelo.

Cuando el interés es, además, representar el comportamiento atmosférico de todo el planeta, se dice que el modelo es global, y si se desea simular los patrones generales de las variables atmosféricas a través del tiempo y su respuesta ante los cambios de factores que influyen en su comportamiento, tales como la radiación o el incremento de los gases de efecto invernadero, se dice que el modelo es climático. Los modelos representan la atmósfera en tres dimensiones en forma de cuadrícula o retícula, que están regularmente espaciadas y sobre ellas se hacen cálculos para obtener los vientos, la transferencia de calor, la radiación, la humedad relativa e hidrología superficial.

Para la construcción de escenarios climáticos se han utilizado los modelos de circulación general atmósfera-oceano (MCGAO). Estos modelos tienen una representación tridimensional de un modelo de circulación general de la atmósfera acoplado a otro de circulación general del océano. Caracterizan el clima global con una resolución horizontal que varía entre 250 y 600 km para distintas capas verticales, entre 10 y 20 capas en la atmósfera y hasta 30 en los océanos. Por ejemplo el modelo que ejecuta el Hadley Centre, Bracknell, Reino Unido, HadCM3 está constituido por un modelo atmosférico que tiene 19 capas horizontales para describir la atmósfera con una resolución espacial de 2.5 grados de latitud por 3.75 grados de longitud, con una malla reticular global de 96 x 73 celdas, equivalentes a una resolución espacial de 417 km x 278 km en el ecuador y reduciéndose a 295 km x 278 km a 45 grados de latitud; el modelo oceánico tiene 20 niveles con una reso-

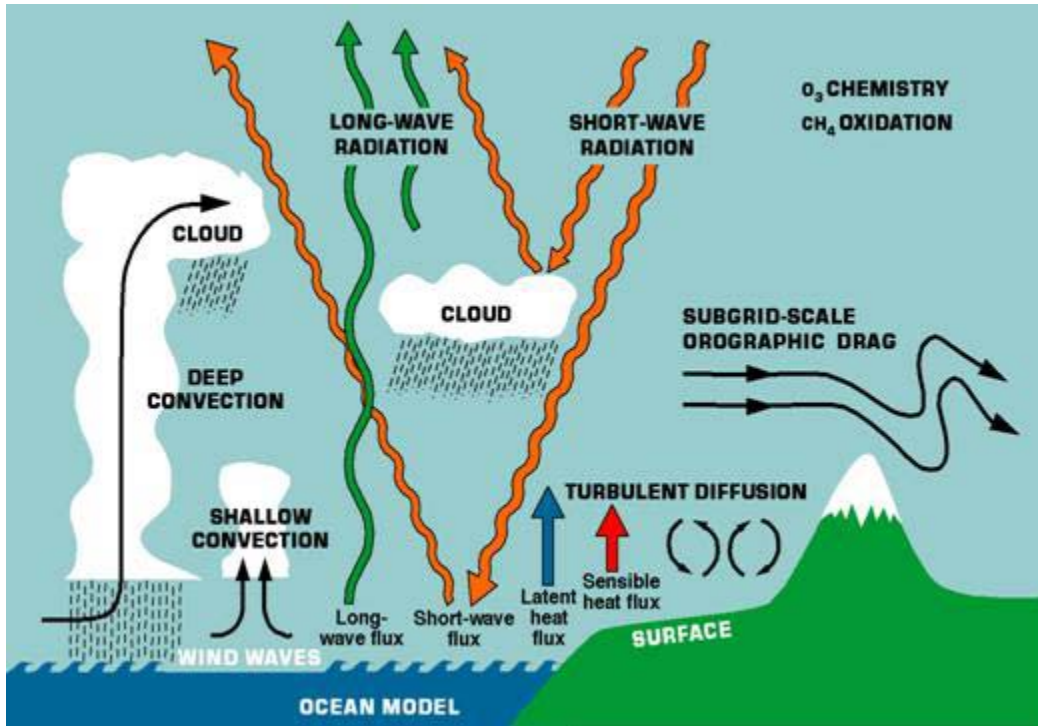


Figura 11. Procesos físicos parametrizados en un modelo climático

lución horizontal de $1.25^\circ \times 1.25^\circ$, con la cual se pueden representar importantes detalles de las estructuras de las corrientes oceánicas.

A través de estos modelos se hacen las simulaciones de las distintas variables que representan el clima, pero a pesar de las mejoras que se le hacen a estos modelos, siguen existiendo deficiencias, especialmente en lo concerniente a las precipitaciones tropicales. La simulación de fenómenos extremos (en especial la temperatura extrema) ha mejorado, pero, en sentido general, los modelos simulan muy poco la precipitación en sus casos más extremos. La simulación de ciclones extratropicales ha mejorado. Algunos modelos utilizados para las proyecciones de los cambios en los ciclones tropicales pueden simular, con éxito, la frecuencia y distribución observadas en ciclones tropicales. Se han logrado simulaciones mejoradas para la estructura de masa de agua, la circulación de retorno longitudinal, y la transferencia de calor del océano.

Los modelos simulan modos dominantes de variabilidad climática extratropical que se parecen a los observados (NAM/SAM, PNA, ODP) pero tienen problemas para

representar algunos aspectos. Algunos modelos pueden simular aspectos importantes de ENSO, mientras la simulación de la Oscilación Madden-Julian es aún, en general, poco satisfactoria.

Se han dado pasos en la simulación de variaciones climáticas pasadas. Independientemente de cualquier atribución que se haga a estos cambios, la habilidad de los modelos climáticos para proporcionar una explicación físicamente consecuente de variaciones climáticas observadas en las diferentes escalas de tiempo, brinda confianza en que los modelos están captando muchos procesos importantes para la evolución de clima del siglo XXI (Figura 12).

También se ha progresado en la habilidad de crear modelos de muchos de los rasgos generales del pasado, por ejemplo de diferentes estados climáticos en el período del Holoceno medio. La información sobre los factores tratados, considerados condiciones límite, en los cálculos del paleoclima incluye los estados diferentes del hielo en esos períodos. A partir de las observaciones se han podido prever los modelos climáticos anteriores, así como el aumento de la temperatura mundial debido



Figura 12. Desarrollo de los modelos climáticos, pasado, presente y futuro

al incremento de los gases de efecto invernadero, lo que refuerza la confianza en las proyecciones climáticas a corto plazo y para comprender los cambios climáticos previstos.

Se han comprobado algunos modelos climáticos para conocer la capacidad de predicción del valor inicial, en escalas de tiempo que van desde aquellas de las predicciones meteorológicas (varios días) hasta las de las variaciones estacionales climáticas, siempre y cuando se hayan iniciado con observaciones apropiadas. Aunque la capacidad de predicción de los modelos según este modo de funcionamiento no implica necesariamente que ofrecerán una respuesta correcta a los cambios en los agentes de forzamiento climático, tales como los gases de efecto invernadero, sí incrementan la confianza ya que representan adecuadamente algunos procesos y teleconexiones fundamentales del sistema climático.

Las proyecciones de los MCGAOs se realizan con distintos escenarios de emisiones de gases de efecto in-

vernadero a largo plazo. Los escenarios se construyen con base a las emisiones totales «equivalentes» de CO₂ (emisiones de todos los GEI convertidas a su equivalencia de calentamiento en términos de CO₂), propuestas para distintas situaciones globales o regionales, que se han denominado escenarios SRES (Scenarios RES), y que han sido utilizados por IPCC para sus informes. Los escenarios de IPCC_SRES están dirigidos por varias fuerzas impulsoras del cambio climático, incluyendo crecimiento de la población y desarrollo socio-económico. Estas fuerzas generan varios escenarios futuros que pueden tener una influencia en las fuentes y sumideros de GEI, como los sistemas de energía y el cambio en el uso de la tierra. La evolución de estas fuerzas motivadoras en relación al cambio climático es incierta. Esto resulta en un amplio rango de posibles caminos de emisiones de gases invernadero. Los escenarios de emisiones son un componente central de cualquier evaluación del cambio climático. En general se consideran cuatro

escenarios diferentes incluyendo su impacto estimado en el clima (Figura 13).

Los escenarios de emisiones se basan en la evaluación de una posible estrategia de mitigación y políticas para la prevención del cambio climático. Dos escenarios enfatizan en riqueza material (A1 y A2) y los otros dos en sostenibilidad y equidad (B1 y B2). Adicionalmente, dos escenarios enfatizan en globalización (A1 y B1) y dos en regionalización (A2 y B2).

De acuerdo con el IPCC, los escenarios de emisiones de GEI comprenden 4 familias: A1, A2, B1 y B2. En particular, la línea evolutiva y familia de escenarios A1, describe un mundo futuro con un rápido crecimiento económico, una población que alcanza su valor máximo hacia mediados de siglo y disminuye posteriormente y una rápida introducción a nuevas y más eficientes tecnologías. Sus características más importantes son la convergencia entre regiones, la creación de capacidad y el aumento de interacciones culturales y sociales, acompañadas de una notable reducción de las diferencias regionales en cuanto a ingresos por habitante. La familia de escenarios A1 se diferencian en su orientación tecnológica: utilización intensiva de combustibles de origen fósil (A1FI), utilización de fuentes de energía de origen distinto al fósil (A1T), o utilización equilibrada

de todo tipo de fuentes (A1B), entendiéndose por equilibrada la situación en la cual no se dependerá excesivamente de un tipo de fuente de energía, en el supuesto de que todas las fuentes de suministro de energía y todas las tecnologías de uso final experimenten mejoras similares.

Con los MCGAOs se han hecho las proyecciones de cambio climático usando los escenarios SRES para diferentes escalas espaciales (algunas gruesas del orden de 4° X 5°, mientras que se cuentan con otras bastante finas de 1.1° X 1.1°), y diferentes períodos, usando 23 modelos para la simulación del clima mundial de centros de modelamiento climático de países como China, Noruega, Canadá, Estados Unidos, Francia, Australia, Reino Unido, Alemania, Rusia y Japón.

Los MCGAO son las principales herramientas disponibles hoy en día para simular el cambio climático. Con el reciente desarrollo de plataformas informáticas cada vez más potentes, además, se ha aumentado la resolución horizontal de los MCGAO. Sin embargo, la mayor parte de los MCGAO empleados para obtener proyecciones de cambio climático, por ejemplo, para el reciente conjunto «CMIP3» (simulaciones del clima pasado, presente y futuro de OMM), siguen teniendo resoluciones horizontales de unos 100-300 km, que son demasiado pequeñas para dar la información de cambio climático a escalas tan finas como las que se requieren para la mayor parte de los estudios de evaluación de impactos. Esta

resolución tampoco permite simular de forma precisa los episodios de tiempo extremo, fundamentales para evaluar muchos de los impactos de cambio climático. Por este motivo, desde finales de la década de 1980 y principios de la de 1990 se han desarrollado diferentes técnicas de «regionalización» para refinar espacialmente la información gene-

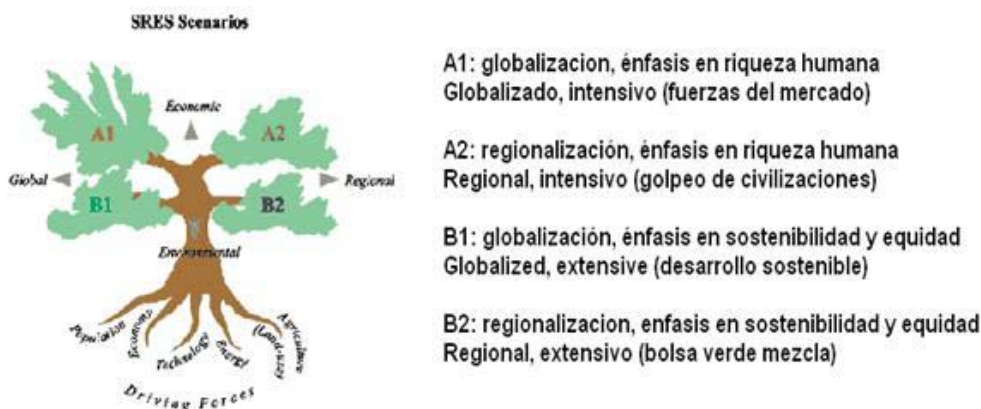


Figura 13. Esquema de los escenarios SRES

rada por los MCGAO y suministrar datos útiles para los estudios de evaluación de impactos.

La utilización de técnicas dinámicas y estadísticas aplicadas a las salidas de los modelos globales de cambio climático para aumentar su resolución es denominada regionalización, reducción de escala o en inglés «downscaling».

Las herramientas de regionalización se han aplicado cada vez más a un amplio abanico de problemas relacionados con el cambio climático; las técnicas de regionalización pueden aplicarse de forma más generalizada por toda la comunidad científica, y suelen representar el último paso de la conexión existente entre la información climática y los impactos y la aplicación a los procesos encaminados a la elaboración de políticas.

A grandes rasgos, podemos decir que, en la actualidad, existen cuatro herramientas de regionalización disponibles, destinadas a refinar la escala («downscaling») de la información climática generada por los MCGAO. Estas herramientas se conocen tradicionalmente como:

- Modelos de circulación general atmosférica a «intervalos de tiempo» de alta resolución (MCGA)
- MCGAO de resolución variable (VarMCG)
- Modelos climáticos regionales anidados (MCR)
- Métodos de regionalización estadística (SD)


El enfoque de los MCGA consiste en efectuar simulaciones con un modelo global única y exclusivamente atmosférico para unos períodos de tiempo determinados (o «intervalos de tiempo») de una simulación del MCGAO transitoria, estableciendo una simulación para las condiciones climáticas del momento actual (por ejemplo, 1960-1990) y otra para las del futuro (por ejemplo, 2071-2100). La temperatura de la superficie del mar (TSM) necesaria para llevar a cabo estas simulaciones procede del MCGAO. Debido a que el modelo exclusivamente atmosférico se ejecuta para un período de tiempo de duración limitada, el modelo MCGA puede lograr resoluciones relativamente altas. De hecho, los experi-

mentos de MCGA a intervalos de tiempo recientes han alcanzado resoluciones de varias decenas de kilómetros, mostrando claramente una mejora cuando las ejecuciones del modelo se realizan con una resolución mayor.

El principal supuesto conceptual esencial para la utilización de los MCGA a intervalos de tiempo es que el forzamiento de la TSM obtenido a partir del MCGAO sea consistente con la climatología del MCGA de alta resolución. Puesto que este caso podría no darse siempre, tales inconsistencias deberían valorarse a través del análisis de los resultados. La principal ventaja de los MCGA a intervalos de tiempo es su cobertura global y su capacidad para simular patrones de teleconexión entre regiones remotas. Por otro lado, las herramientas de regionalización más caras son los MCGAO por lo que tienen que ser ejecutados en plataformas informáticas grandes para lograr una resolución elevada.

El enfoque VarMCG consiste en ejecutar el mismo tipo de simulaciones que en un MCGA, pero utilizando un modelo global con una resolución horizontal que aumenta gradualmente hacia la zona de interés. De forma similar al caso de los modelos MCGA a intervalos de tiempo, las posibles incoherencias con los campos TSM representan un problema, aunque este puede ser eludido mediante la conversión de los campos VarMCG hacia los del MCGAO, siempre y cuando la TSM se encuentre fuera de la zona de interés de alta resolución. Otra advertencia importante es el hecho de que las parametrizaciones físicas utilizadas por el modelo VarMCG tienen que funcionar en un amplio abanico de escalas espaciales, que en algunos casos, podrían traspasar los límites de aplicación de dichos esquemas. Hoy en día se dispone de bastantes VarMCG para la simulación climática a resoluciones regionales que pueden ser de varias decenas de kilómetros y recientemente se ha puesto en marcha un proceso de comparación de VarGCM.

El enfoque MCR consiste en la ejecución del mismo tipo de experimentos que los que se llevan a cabo en un VarMCG, pero con un MCR de área limitada «anidado» sobre la zona de interés. Debido a que el modelo sólo cubre una región limitada, puede alcanzar resoluciones



horizontales muy elevadas. Con el fin de poder ser ejecutado, el modelo MCR necesita condiciones de contorno laterales (LBC). En el procedimiento de anidación, estas condiciones son facilitadas por las simulaciones del MCGAO correspondiente o, como alternativa, por los campos derivados del análisis a nivel global de las observaciones. La mayor parte de estudios MCR existentes hasta la fecha han empleado el método de anidación unidireccional, a través del cual la información del MCR no regresa al MCG. No obstante, recientemente se han completado algunos experimentos de anidación bidireccional, con resultados muy esperanzadores.

El anidamiento MCR es, probablemente, el método de regionalización dinámica más utilizado. El supuesto básico de este enfoque es que el MCGAO simula la respuesta de la circulación global a los forzamientos de gran escala (por ejemplo, forzamiento radiativo de los GEI), mientras que el modelo MCR anidado simula el efecto de los forzamientos regionales a escala inferior a la del MCG (por ejemplo, topografía). Es importante hacer hincapié en el hecho de que, cuando se emplea el modo unidireccional, no se espera que los MCR anidados corrijan los grandes errores de los campos del MCG que se usan, sino que, generalmente, añaden información regional de pequeña escala a la señal climática de gran escala. Por este motivo, resulta fundamental analizar, en primer lugar, los campos del modelo global empleado en las condiciones de contorno laterales antes de proceder a realizar un experimento con un MCR.

Se han desarrollado decenas de sistemas MCR en laboratorios de todo el mundo, y se están realizando varios proyectos de comparación en diferentes áreas. Estos proyectos permiten conocer mejor una serie de aspectos técnicos relacionados con la utilización de los MCR: elección de dominio y de parametrizaciones físicas, utilización de diferentes técnicas para asimilar las condiciones de contorno laterales de forzamiento, efecto de la variabilidad interna del modelo frente al forzamiento de las condiciones de contorno laterales, intervalo de resolución óptima entre los campos de forzamiento y la solución del modelo y capacidad de transfe-

rencia de los modelos a través de las regiones. En la actualidad se están llevando a cabo muchos procesos de investigación encaminados a acoplar los MCR a los modelos de otros elementos del sistema climático, por ejemplo, modelos regionales de océano/hielo marino, química/aerosoles y biosfera terrestre; además, una nueva aplicación reciente de MCR es para los estudios de predicción estacional.

En la técnica de regionalización estadística, la estrategia básica es desarrollar relaciones estadísticas entre los predictandos (elementos que se van a predecir) de interés (por ejemplo, precipitaciones en un lugar determinado) y los predictores que pueden obtenerse de las simulaciones de los modelos globales (por ejemplo, geopotencial de 500 hPa). Estas relaciones se construyen a partir de las observaciones y, posteriormente, se aplican a los resultados de las simulaciones del MCGAO del clima futuro para obtener información del cambio climático a nivel local. Aunque esta es la filosofía básica que subyace en la regionalización estadística, existen muchas otras variantes diferentes (por ejemplo, Giorgi y otros, 2001; Christensen y otros, 2007).

Los métodos de regionalización estadística se basan en el supuesto esencial de que las relaciones estadísticas desarrolladas utilizando la información del clima actual son válidas incluso bajo condiciones climáticas diferentes. Este supuesto es difícil de verificar, puesto que podría esperarse que las condiciones existentes con un forzamiento por GEI mayor fueran distintas a las condiciones de los registros históricos utilizados para desarrollar los modelos de regionalización estadística. Una segunda hipótesis es que los predictores empleados en estos modelos son representativos de la señal de cambio climático, lo que podría requerir la utilización combinada de una serie de predictores que se basen en el objetivo establecido por un estudio específico. Los métodos de regionalización estadística no son excesivamente caros desde un punto de vista informático, lo que permite su aplicación inmediata a los productos de salida de los diferentes MCG. Otra ventaja de estos modelos es que pueden suministrar información local o adap-

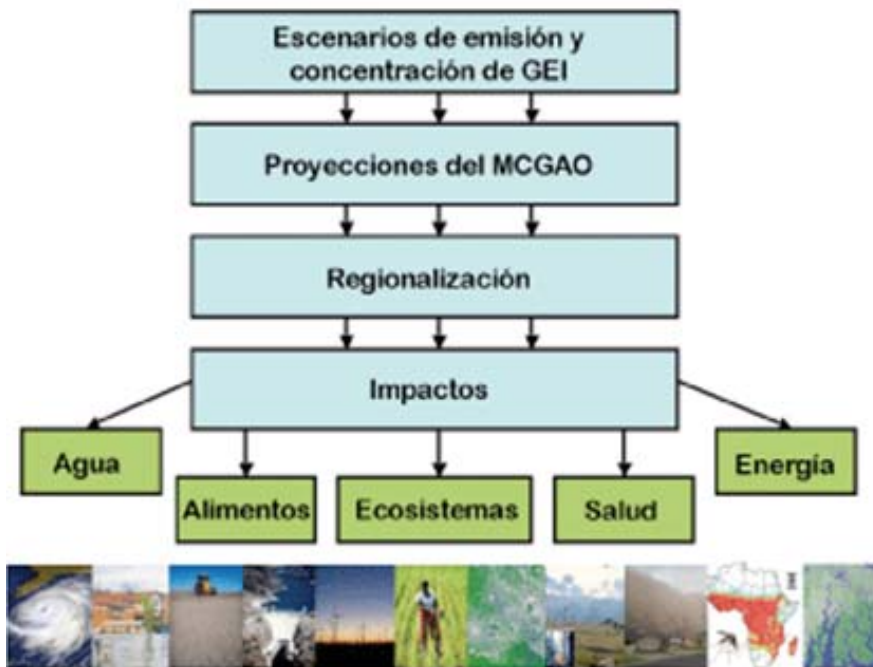


Figura 14. Esquema de evaluación de escenarios de cambio climático y de impactos.

tada a aplicaciones concretas de impacto que podrían no estar disponibles desde los modelos numéricos. Un aspecto fundamental es la disponibilidad de conjuntos de datos de observación de calidad y con longitud suficiente como para desarrollar relaciones estadísticas sólidas.

Hoy en día existen numerosas técnicas de regionalización estadística, entre las que se incluyen los modelos de regresión, los esquemas de clasificación de tipos de tiempo y de generadores de tiempo, las redes neuronales, los métodos de análogos y de cambio de escala de patrones. La disponibilidad de este abanico de métodos hace que su evaluación sea tarea complicada, puesto que los modelos suelen asociarse a aplicaciones específicas. Sin embargo, los métodos han experimentado un proceso de maduración, hasta el punto de que en la actualidad se emplean en una amplia y variada gama de estudios de impacto a escala regional y local.

La Figura 14 muestra la secuencia de pasos necesaria para generar un escenario de cambio climático «regionalizado», para estudios de evaluación de impactos. En primer lugar, se generan los escenarios de emisión y concentración de GEI en función de los supuestos

de desarrollo socioeconómico o de los entornos de estabilización que se persiguen. A continuación, los datos se introducen en los MCGAO asociados para generar simulaciones transitorias del cambio climático. Los campos de estas simulaciones se introducen en las herramientas de regionalización, que generan la información que van a utilizar los modelos de impacto y, finalmente, la planificación para la adaptación.

Cada uno de los pasos del proceso se caracteriza por un determinado nivel de incertidumbre que se transmite en cascada de un paso al siguiente. Las principales fuentes de incertidumbre proceden de la utilización de diferentes escenarios de emisión de

gases de efecto invernadero, diferentes configuraciones de los modelos globales y diferentes métodos y modelos de regionalización. Como resultado de este proceso, la incertidumbre de las proyecciones regionales es elevada.

El valor añadido por las herramientas de regionalización, así como de la elección del método de regionalización, son los dos aspectos fundamentales que afrontan los usuarios de las técnicas de regionalización. En relación con el primero de ellos: para una aplicación determinada, se debe evaluar de forma minuciosa si la utilización de una herramienta de regionalización aportará información adicional útil. Este es el caso, por ejemplo, de las zonas con una topografía compleja o del estudio de fenómenos extremos. Sin embargo, es posible que para algunas aplicaciones pueda utilizarse la información del MCGAO directamente.

En lo relativo al segundo aspecto, las diferentes técnicas de regionalización tienen distintas ventajas y limitaciones, y la elección del enfoque apropiado depende de la aplicación concreta y de la disponibilidad de recursos. Las limitadas comparaciones disponibles en-

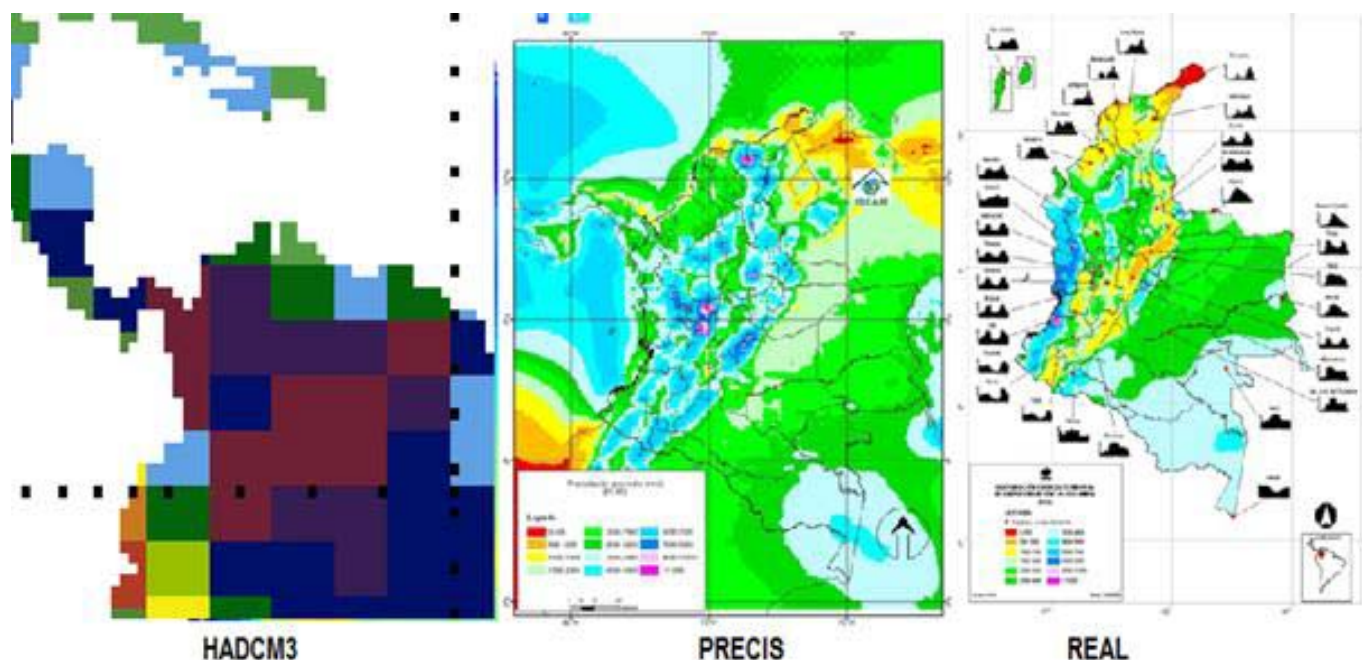


Figura 15. Ejemplo de simulaciones de condiciones climáticas con dos diversos modelos en relación con las condiciones reales.

tre métodos indican que los modelos de regionalización dinámica y estadística muestran un rendimiento comparable a la hora de reproducir el clima actual. Sin embargo, la señal de cambio climático simulado puede ser muy diferente, en gran medida como consecuencia de la utilización de predictores y de supuestos concretos en los métodos de regionalización estadística.

Lo que un usuario final puede esperar de los métodos de regionalización basados en modelos son series temporales, que llegan hasta escalas temporales de menos de 24 horas, de las variables climáticas básicas (por ejemplo, temperatura, precipitación o viento) en las respectivas resoluciones del modelo para la totalidad del siglo XXI o para un período seleccionado del mismo. Actualmente, la resolución habitual que puede obtenerse a partir de los modelos físicos de regionalización es del orden de varias decenas de kilómetros. Si fuera necesaria una resolución mayor, se necesitará una herramienta de regionalización estadística para reducir la escala de la información del modelo climático hasta situarla a escala local y generar series temporales de las variables climáticas pertinentes.

A partir de estas consideraciones, puede argumentarse que un enfoque óptimo sería combinar diferentes técnicas de regionalización. Por ejemplo, se podría usar un modelo MCGA a intervalos de tiempo para obtener información para una resolución intermedia que conectara un MCGAO con un VarMCG o un MCR, que puede generar campos climáticos a escala más pequeña. Estos, a su vez, pueden ofrecer predictores más detallados y coherentes internamente para los modelos de regionalización estadística destinados a suministrar información adaptada a las necesidades de los estudios de evaluación de impactos.

Un ejemplo del enfoque que en Colombia se ha dado a la generación de algunas proyecciones regionalizadas, se ha basado en utilizar un modelo MCGA HADCM3, como base para determinar condiciones de contorno laterales y para una simulación más detallada con un modelo MCR anidado con una rejilla de 20 km. Los campos obtenidos a partir de esta simulación han sido utilizados posteriormente para concebir medidas de adaptación adecuadas ante los impactos estimados del cambio climático.

3. Generación y evaluación de escenarios locales de cambio climático a 30, 50 y 100 años

El Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM) ha elaborado proyecciones locales de cambio climático, utilizando modelos meteorológicos globales y regionales de alta resolución, con base en condiciones iniciales de modelos de baja resolución ofrecidos por centros internacionales como el Meteorological Research Institute del Japón, el Centro Hadley de Reino Unido y el Community Climate System-Model (CCSM) de los Estados Unidos (IDEAM, 2010).

Una validación de los resultados en la simulación de clima presente, se realizó con modelos como ERA40 de 25kmX25Km, corrido con el modelo PRECIS para el período de referencia 1971-2000, y el modelo GSM-MRI de 20kmX20Km para el período de referencia 1979-1998, con base en datos de lluvia, temperatura y humedad relativa registrados por IDEAM. Las ecuaciones de ajuste encontradas en la validación permitieron: la complementación de algunas series históricas de IDEAM, la determinación del cálculo de tendencias y la aplicación de las mismas a los datos simulados por los modelos regionales de los distintos escenarios de cambio climático, con el fin de tener resultados representativos de las variables meteorológicas a lo largo del territorio nacional; primero en los períodos de referencia mencionados y luego en los resultados de cambio climático.

En particular, se obtuvieron proyecciones bajo los escenarios A1B, A2, B2, A1B con sulfatos, A2 con sulfatos y B2 con sulfatos para el período 2011-2100, y se lograron resultados en 4kmX4km de resolución para la región Andina, bajo el escenario A2 con el modelo WRF, utilizando como datos de entrada, los resultados del modelo global CAM (Community Atmospheric Model).

Con el fin de reducir incertidumbres del clima futuro 2011-2100 para la temperatura, la precipitación y la humedad relativa en Colombia, varios escenarios con diferentes modelos y condiciones iniciales fueron corridos. En particular, para 2011-2070, se obtuvieron resultados para los escenarios de emisión A2 y B2 sin sulfatos

junto con el escenario A1B con sulfatos, mientras que para 2071-2100 además de los mencionados se tienen resultados de los escenarios A2 y B2 con sulfatos (IDEAM, 2010).

Para Colombia se ha detectado un aumento de la temperatura media del orden de 0.13°C/década para 1971-2000, y en el ensamble de los escenarios de cambio climático se proyecta que la temperatura promedio del aire en el país aumentará con respecto al período de referencia 1971-2000 en: 1.4°C para el período 2011-2040, 2.4°C para 2041-2070 y 3.2°C para el 2071-2100.

Ello causaría disminuciones en los volúmenes de precipitación en amplias zonas de las regiones Caribe y Andina, e incrementos hacia la Región Pacífica; así como, reducciones en la humedad relativa especialmente en el norte (La Guajira, Cesar), y centro del país (zonas de Tolima y Huila).

4. El cambio climático y la agricultura

4.1 Modelos aplicados a la predicción del cambio climático en la producción agrícola

Son pocos los modelos que por sí solos pueden ofrecer respuesta a la pregunta: ¿cómo afectará el cambio del clima a los sistemas de producción agropecuaria?. En esencia se trata de acoples (uniones) entre modelos climáticos y modelos biológicos, entre los que se encuentran los modelos basados en el enfoque de nicho, los modelos de predicción de cosechas, de efectos de plagas y enfermedades y de disponibilidad de agua y nutrientes en el suelo. En ese sentido, en un esquema metodológico se debe responder primero la pregunta: ¿cómo será el clima futuro (con cambio climático)?, para luego responder: ¿cómo será la agricultura bajo un determinado escenario de cambio climático? (Figura 17).

Además de los modelos de nicho, se tienen los modelos de simulación empírica y dinámica, que están en-

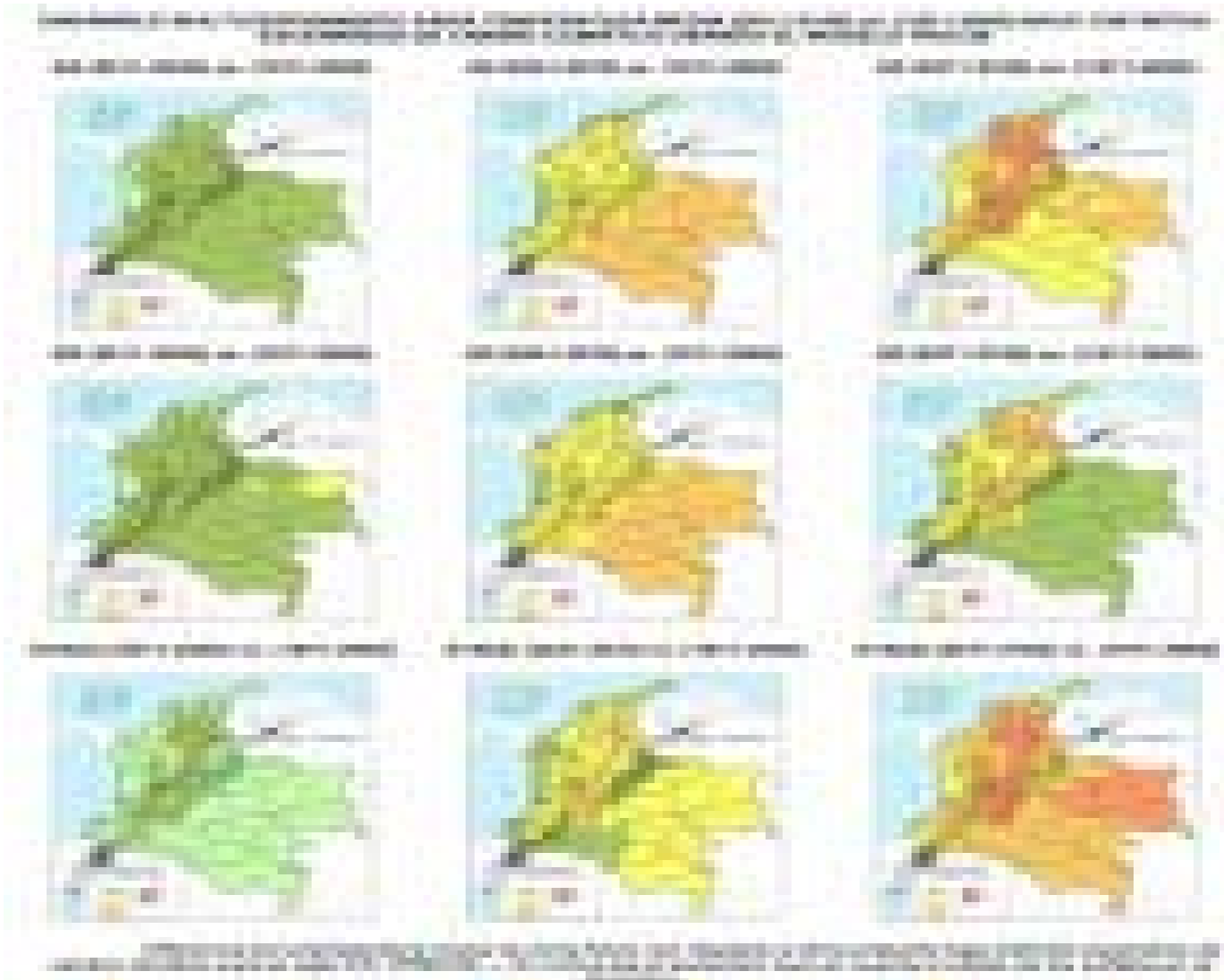


Figura 16. Diferencias esperadas en temperatura y precipitación en Colombia, en diversos períodos del siglo XXI, en relación con el período de referencia de fines del siglo XX.

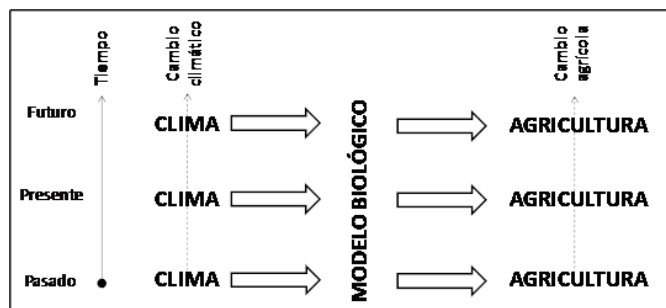


Figura 17. Esquema de la metodología utilizada para determinar el efecto del cambio climático sobre la agricultura (Peña, 2010)

Algunos de los modelos biológicos utilizados para determinar el efecto del cambio del clima sobre la agricultura, son los denominados modelos de nicho (ejemplo más adelante), que son aproximaciones que suponen que los agroecosistemas, y en general todos los ecosistemas, constan de poblaciones y no de comunidades. Esto quiere decir que se evalúa el efecto del clima sobre una especie de interés. Se utilizan con frecuencia, para determinar cambios en el comportamiento espacial de las especies.

focados a determinar el crecimiento de cultivos, la dispersión de plagas y el establecimiento de enfermedades. Estos modelos son intentos por describir, de la forma más precisa, los elementos de un sistema, sus estados y sus interacciones con otros elementos, razón por la cual, sus resultados también deben ser interpretados de esa forma.

Ahora bien, suponiendo que se ha escogido un modelo biológico para determinar el efecto del clima sobre la agricultura, se debe determinar antes un escenario de clima futuro, es decir una condición de cambio climático. Este tema se analizó en los capítulos precedentes.

Con base en los conceptos antes discutidos, es posible señalar que los modelos climáticos globales son una alternativa cuando se quieren realizar evaluaciones en escalas muy amplias, como continentales o subconti-

mentales; por ejemplo, a cuales grandes regiones deberían ir prioritariamente ciertos recursos económicos para mitigación y adaptación al cambio climático, aportados por entidades internacionales. Los modelos regionales se pueden aplicar en escalas nacionales.

Sin embargo, en escala local, donde se necesita ejercer acciones concretas de adaptación, se utilizan cada vez más los análisis de tendencias; éstos son análisis en los que se utilizan series de tiempo climáticas de lugares específicos, para definir si la serie de una variable como la temperatura o la precipitación tiene tendencias en el tiempo que reflejen posibles efectos del cambio climático, y a partir de ello inferir su posible comportamiento en los próximos años. Si bien este enfoque no mejora el nivel de certidumbre con respecto a lo que sería el clima futuro, sí permite determinar me-

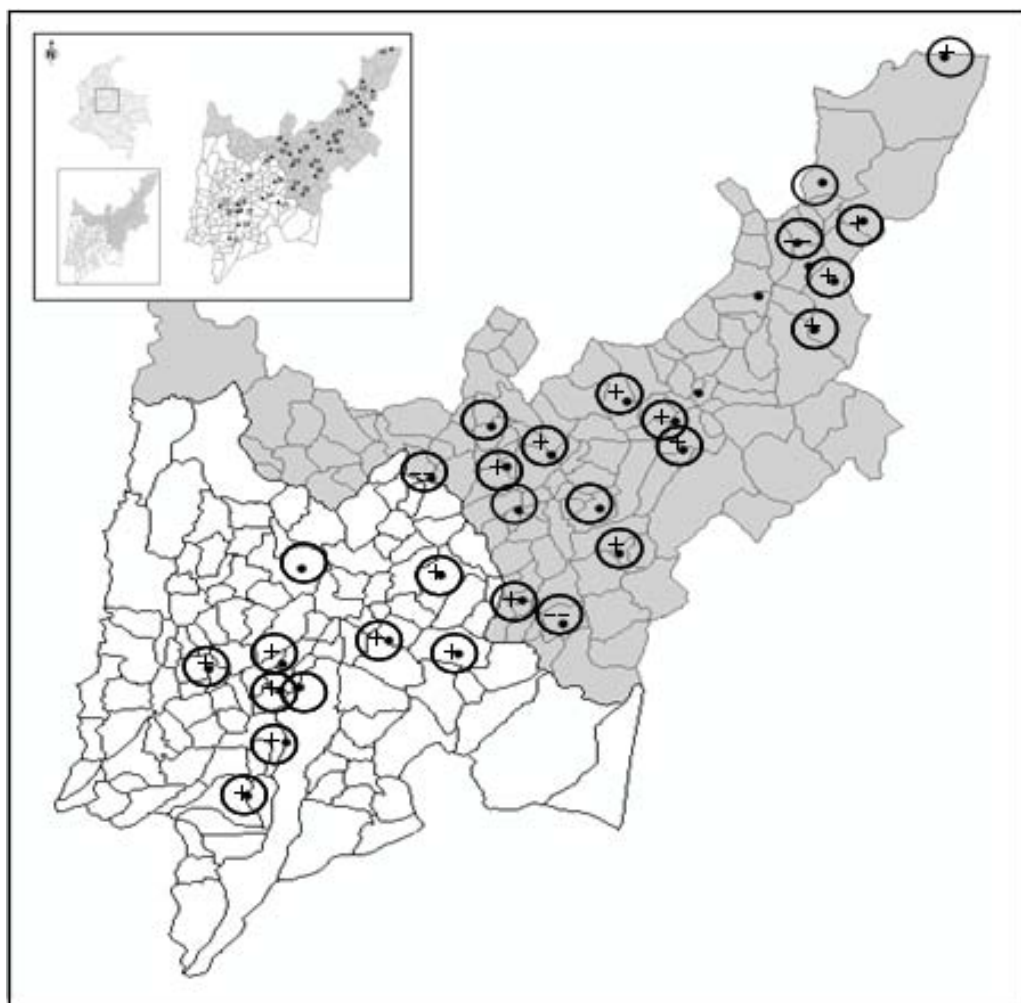


Figura 18. Tendencias de la temperatura máxima media anual, significativas con un 95 % de confianza, en las zonas altas (mayores de 1800 msnm) de los departamentos de Cundinamarca y Boyacá, Colombia (Peña et al, 2010).

medidas de adaptación acordes con ciertos impactos climáticos que pueden afectar a los agricultores de áreas específicas en los años siguientes.

En la Figura 18 se presentan los resultados de un análisis de tendencias, en escala local, para una zona altoandina en Colombia. En esta Figura se muestra el comportamiento espacial de la temperatura máxima media anual y se observa cómo en zonas cercanas, por efectos locales relacionados con cambios en el uso del suelo, existen sitios en que la temperatura máxima media anual se está incrementando (+), en otros está decreciendo (–) y en otros no hay tendencia ().

Las zonas sin tendencia son aquellas en las que, en comparación con la condición actual, no se presentan amenazas de impacto del cambio climático en los siguientes años y por ello las medidas de adaptación allí deben considerar la variabilidad climática intra e inter anual.

En la Figura 19 se muestra un ejemplo de cómo se utiliza un modelo de balance hídrico agrícola (FAO – CROPWAT) para determinar el cambio en el consumo de agua

y en las necesidades de riego de una especie vegetal (pasto kikuyo), a partir de las tendencias de las temperaturas y la precipitación en uno de los sectores mostrados en la Figura 18.

En la Tabla 1 se presentan los resultados de las simulaciones del balance hídrico de la pastura kikuyo, bajo diversos escenarios climáticos; el escenario pasado corresponde al consumo promedio de agua simulado con Cropwat para el periodo 1972-1980, el escenario presente corresponde al periodo 1992-2000 y el escenario futuro es una proyección del clima en los siguientes años, con base en las tendencias evaluadas. Se puede observar la vulnerabilidad de los suelos arenosos ante las tendencias asociadas con un eventual impacto del cambio climático, mientras que los suelos francos y arcillosos son menos vulnerables, ya que estos tienen una mayor capacidad de almacenar agua. Los requerimientos de riego del kikuyo pasan de 251 mm/año a 326 mm/año a raíz de los efectos del cambio climático que se van reflejando en las tendencias climáticas analizadas.

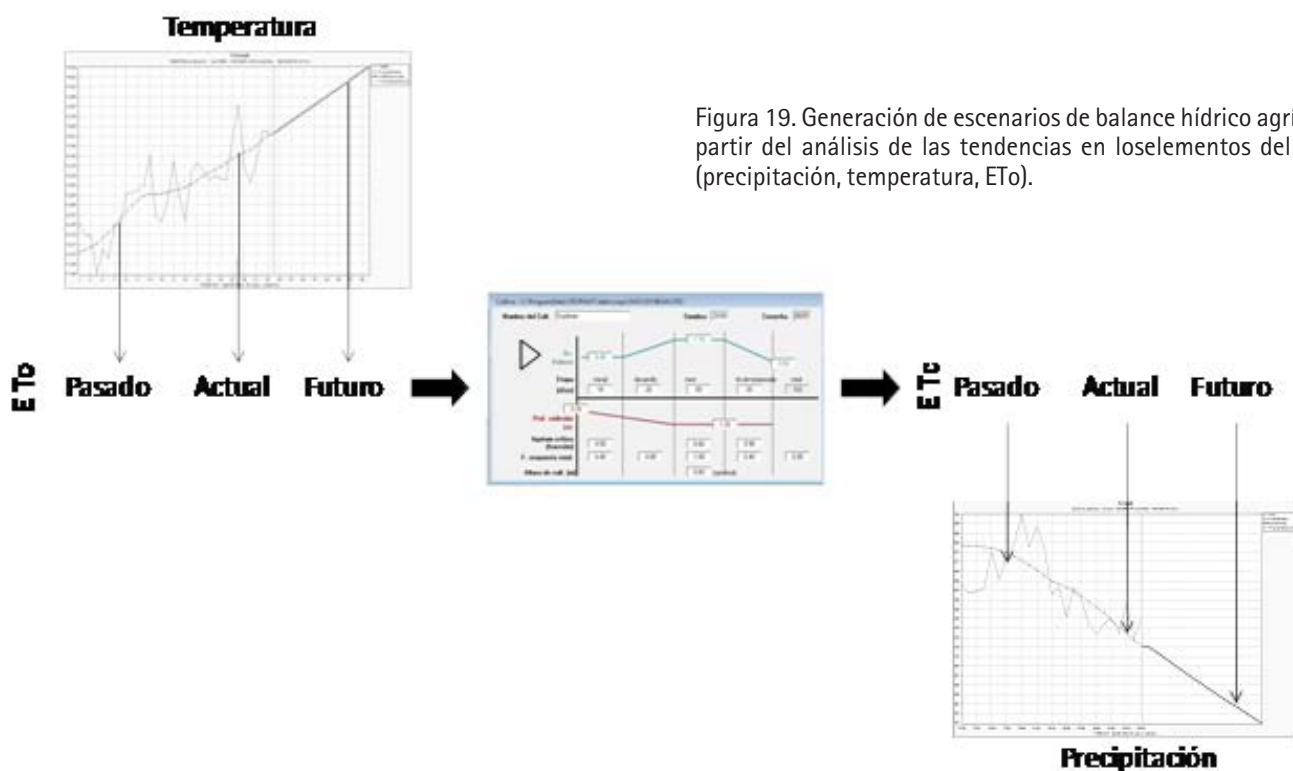


Figura 19. Generación de escenarios de balance hídrico agrícola a partir del análisis de las tendencias en los elementos del clima (precipitación, temperatura, ETo).

| Variable | Pasado | Presente | Futuro |
|----------------|--------|----------|--------|
| ETc | 798.2 | 814.8 | 831.7 |
| N. R. Suelo Ar | 242.8 | 243.9 | 245.2 |
| N. R. Suelo F | 117.8 | 117.1 | 134.1 |
| N. R. Suelo A | 251.4 | 276.0 | 326.6 |

Tabla 1. Requerimientos hídricos (ETc) y necesidades de riego (N. R.) en mm/año, del pasto Kikuyo localizado en la sabana de Bogotá en función del tipo de suelo (Arcilloso, Franco y Arenoso), bajo condiciones de clima pasado, presente y futuro (próximos años según tendencias).

4.2 Análisis de los efectos del cambio climático en la producción agrícola

En la sección previa 1 se planteó un ejemplo sobre cómo las tendencias del clima reflejan que el cambio climático está incrementado la temperatura máxima media en una determinada zona, aumentando el poder desecante de la atmósfera y por ello las simulaciones realizadas con el modelo de balance hídrico muestran mayores consumos de agua por las pasturas.

A nivel mundial este incremento de la temperatura media es el principal efecto del cambio del clima. La agricultura es una actividad dependiente de la temperatura y la humedad (especialmente la del suelo) y en latitudes altas (entre los 30° y 60° de latitud norte y sur) las temperaturas mínimas de invierno no permiten la presencia de cultivos durante todo el año. Un aumento de temperatura incrementaría las zonas aptas para la producción de cultivos en aquellas latitudes (Figura 20).

Con relación a las temperaturas mínimas del invierno, que determinan épocas de descanso para los suelos, en las regiones boreales se incrementará el número de días al año aptos para explotar la agricultura. Este hecho, sumado a un efecto de enriquecimiento de CO₂ atmosférico, hace pensar que algunos países como Canadá y Rusia podrían incrementar sus producciones;

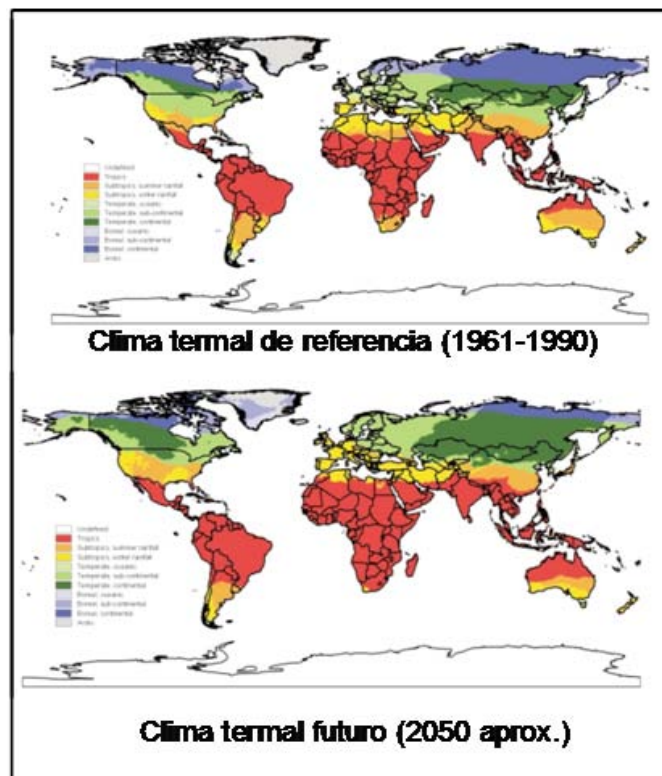


Figura 20. Incremento de las tierras cultivables por efecto del cambio del clima (IIASA, 2000)

mientras que en los países ecuatoriales esto puede ser perjudicial ya que se incrementarían las áreas áridas y semiáridas, como se observa en la Figura 21.

Estos cambios latitudinales en el clima y en los ecosistemas afectarán la agricultura; los efectos serán positivos y/o negativos dependiendo del efecto de tipo local; por ejemplo, en las zonas en que la temperatura se incrementa y la precipitación de algunas temporadas del año también se incrementa, el efecto puede ser benéfico; mientras que en zonas donde la temperatura se incrementa y la precipitación tiende a ser menor, el efecto será negativo. En los Andes un efecto importante del cambio del clima sobre los cultivos estará asociado a cambios altitudinales; la razón es que el aumento general de la temperatura puede cambiar los patrones de distribución climática.

Los patrones de distribución altitudinal de las especies han mostrado cómo las especies migrarán a zonas cada vez más altas. El problema no está en que los agri-

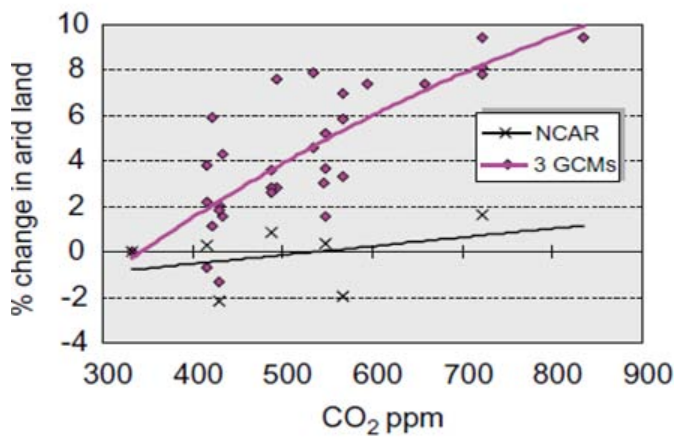


Figura 21. Proyección del incremento de las zonas áridas y semiáridas el África Subsahariana según dos modelos climáticos globales (IIASA, 2000)

cultores no vayan a tener especies para sembrar, porque en zonas de altura, una especie que se daba bien en las partes más bajas podría ser la solución; el problema podría ser que en países de África, Asia y Latinoamérica (los más pobres) los agricultores tradicionales han desarrollado y/o heredado sistemas agrícolas complejos

Las condiciones de mayor temperatura del aire propician condiciones más favorables para la proliferación de insectos plaga. Estaciones de crecimiento más largas pueden permitir a varias especies de insectos plaga completar un mayor número de generaciones por año. Temperaturas más calientes en invierno también pueden permitir a varias especies sobrevivir en áreas donde ahora están limitadas por el frío, causando así una mayor infestación durante la siguiente estación de cosecha. La mayoría de los estudios han concluido que los insectos plaga serán generalmente más abundantes a medida que la temperatura aumenta, con un número de procesos correlacionados, incluyendo las posibilidades de extensión de su distribución, así como índices crecientes de desarrollo de sus poblaciones, crecimiento, migración e hibernación (Rosenzweig y Hillel 1998).

(con especies particulares) situados en ambientes hostiles. Estos sistemas han sido manejados de manera ingeniosa permitiendo que las familias de pequeños agricultores resuelvan sus necesidades de subsistencia en condiciones ambientales variables sin depender de tecnologías agrícolas modernas. Aunque muchos de estos sistemas han colapsado o desaparecido en muchas partes del tercer mundo, la persistencia de millones de hectáreas bajo agricultura tradicional es prueba viviente de una estrategia agrícola indígena exitosa que constituye un tributo a la «creatividad» de los pequeños agricultores de los países en desarrollo (Denevan 1995).

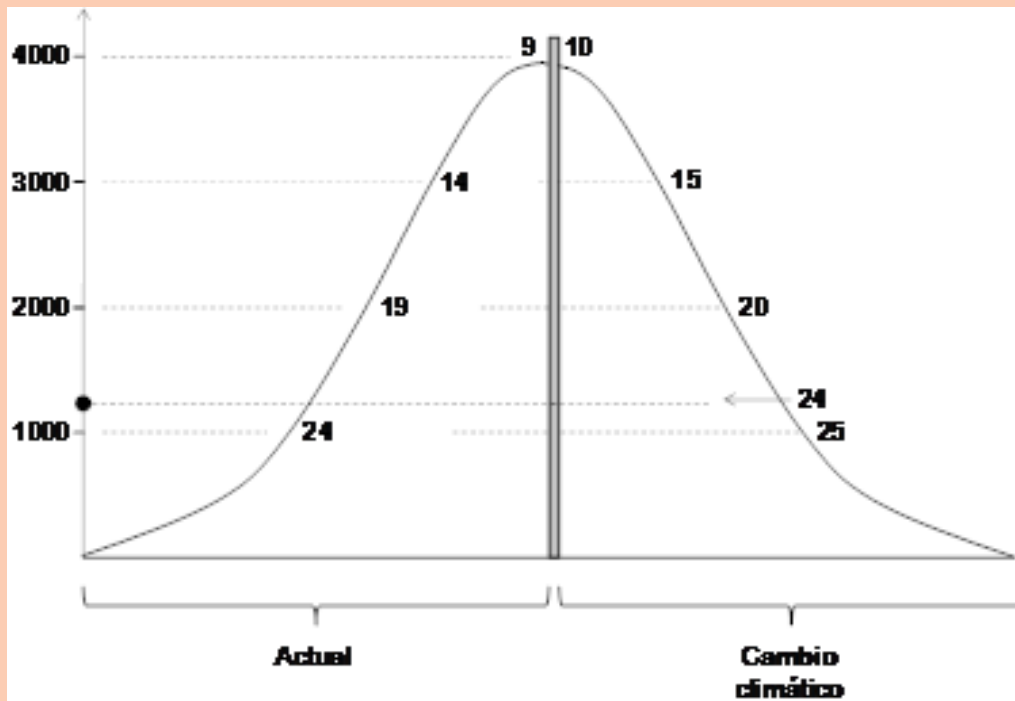
Investigadores del Centro Internacional de Agricultura Tropical (CIAT) sostienen que en México y Centroamérica se podría perder casi el 30% de las tierras aptas para la siembra de café por culpa del calentamiento global. Con la tasa actual del incremento en la temperatura, podría registrarse esa pérdida hacia el año 2050, obligando a muchos productores a pasarse a otro cultivo. La afirmación se sostiene en un estudio realizado en 7.000 pequeñas fincas en Guatemala, México, El Salvador y Nicaragua en el 2009. Los investigadores realizaron un mapeo de las granjas, con dispositivos de posicionamiento satelital, para recolectar datos sobre altitud y producción, información que se analizó con modelos de cambio climático para determinar cómo serán afectadas esas áreas con una mayor temperatura y cambios en el ciclo de las lluvias.

4.3 Futuros escenarios de la distribución de cultivos – ejemplo de caso local

El clima determina las especies que habitan una superficie dada. En la Figura 22 se puede ver cómo las plantas tienen unos requerimientos climáticos para funcionar de manera óptima; o sea que cuando la atmósfera ofrece unas condiciones específicas, ellas «responden» mejor, lo que se traduce en mayores producciones; por ejemplo, la temperatura a la que una planta de papa alcanza su óptimo fotosintético es inferior a la temperatura en que la planta de sorgo lo alcanza. Eso quiere decir que las zonas en las que crece bien la papa no

Existe una relación muy fuerte entre la temperatura del ambiente y la altura sobre el nivel del mar. En promedio por cada 100 metros de ascenso, la temperatura media disminuye cerca de medio grado centígrado; esto quiere decir que si la temperatura media de un sitio ubicado a 1000 metros sobre el nivel del mar es de 24°C, la temperatura media de un sitio ubicado a 2000 metros será de más o menos 19°C. Ahora su-

pongamos que por efecto del cambio climático se incrementa la temperatura media en un grado centígrado. El sitio que está a 1000 metros sobre el nivel del mar ahora tendrá ahora una temperatura media de 25°C que correspondería a una altura de 800 metros sobre el nivel del mar. En ese caso los cultivos que antes producían bien a 1000 metros deberían ubicarse a 1200 metros sobre el nivel del mar.



Al igual que sucede con los cultivos, los insectos plaga responden a este mismo principio, con un agravante y es que como los ciclos de los insectos son más cortos, estos tienen oportunidad de adaptarse a las temperaturas más altas a medida que colonizan am-

bientes similares a los iniciales. En la figura se observa cómo los insectos que necesitan 24 °C de temperatura media migran a zonas más altas, en busca de esa condición, a la vez que otras razas se adaptan a la nueva condición.

crece bien el sorgo. En ese caso decimos que cada especie está adaptada a unas condiciones de precipitación, temperaturas y radiación solar y que a su vez estas condiciones climáticas (Valores Numéricos) no se expresan en forma determinista sino en términos de umbrales (mínimo y máximo) en que las plantas «funcionan» mejor.

Es aquí donde la modelación basada en el enfoque de nicho puede ofrecer respuesta a la pregunta de cómo será el escenario futuro de distribución de cultivos en un país. Supongamos que un cultivo necesita temperaturas medias entre 18 y 26°C para crecer bien (expresar su máximo potencial productivo). En Colombia el óptimo

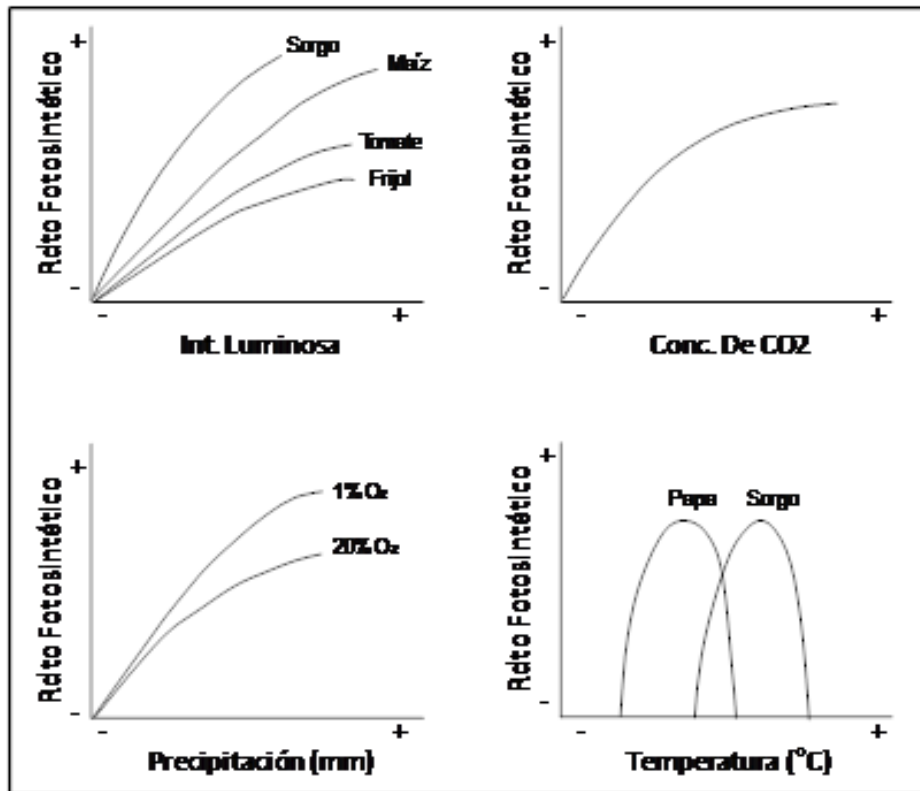


Figura 22. Efecto de elementos del clima sobre la fotosíntesis de diversos cultivos

de producción de esa planta se encuentra entre los 1200 y 1600 metros de altura sobre el nivel del mar; si la temperatura se incrementa en 2°C, muy probablemente las alturas óptimas de producción estarían entre los 1600 y 2000 metros de altura (Figura 23)

DIVA-GIS (2008) trae incorporado el módulo EcoCrop; con este software se pueden generar escenarios actuales y futuros de dispersión de especies. Permite visualizar espacialmente el comportamiento actual y futuro de los cultivos; este software trae incorporada la base de datos de requerimientos climáticos de más de 2500 especies cultivadas alrededor del mundo (en caso de que el usuario no conozca esos umbrales).

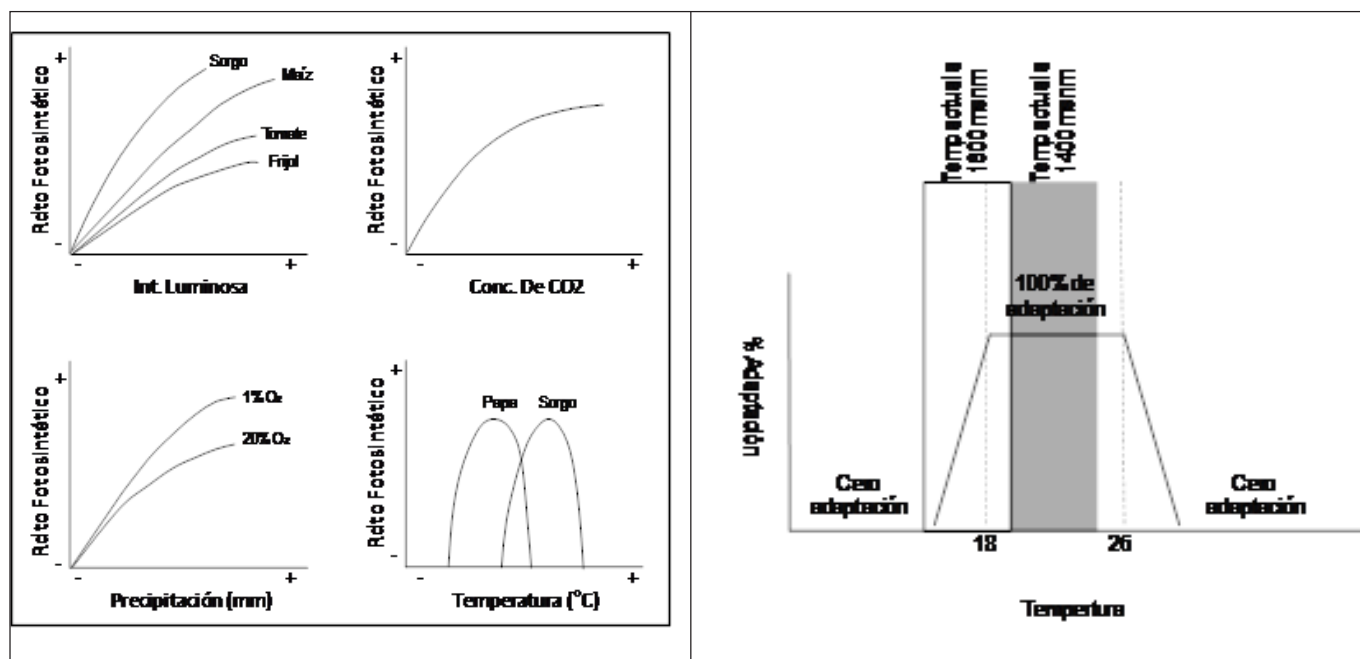


Figura 23. Efecto del cambio climático sobre la configuración geográfica de las especies de cultivo en zonas andinas.

DIVA-GIS es un sistema de información geográfica de libre distribución que sirve para analizar la distribución espacial de organismos. Es un software diseñado para ser usado por personal dedicado a la investigación en ciencias biológicas que no tienen tiempo de aprender a utilizar otro tipo de software, o que no tienen licencias de sistemas de información geográfica, que por lo general son costosas. DIVA y los archivos necesarios para su correcta ejecución se descargan desde <http://www.diva-gis.org/>

DIVA tiene incorporadas dos bases de datos climáticas (que se descargan desde la misma página web) que permiten el trabajo en dos escenarios diferentes, el actual (base de datos WorldClim) y un escenario climático futuro basado en un modelo climático global (CCM3). Lo que hace el software es determinar para cada punto del espacio (pixel) el grado de adaptación de la especie de cultivo escogida, teniendo en cuenta los parámetros de adaptación de cada especie.

Por ejemplo, si se desea determinar un escenario futuro de la distribución del cultivo del café, con base en temperatura y precipitación, se siguen los siguientes pasos:

I. Se abre el módulo EcoCrop dentro de DIVA-GIS (Figura 24)

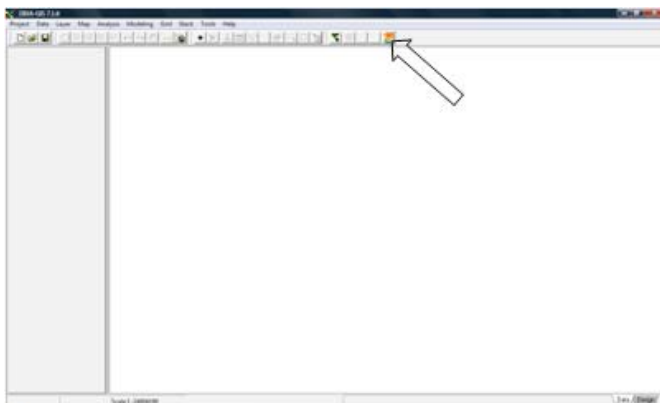


Figura 24. EcoCrop dentro de DIVA-GIS

II. Se selecciona la especie de interés (Figura 25)

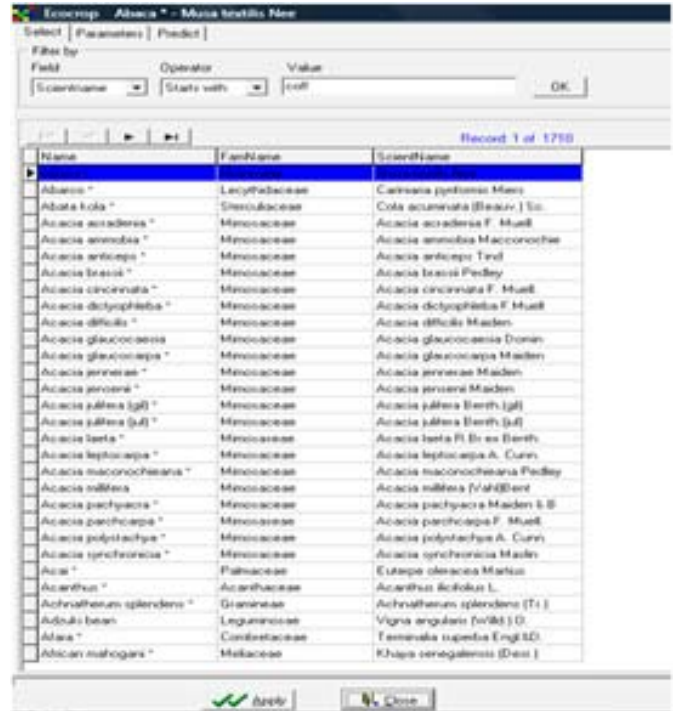


Figura 25. Selección de especies de cultivo en EcoCrop de DIVAGIS

III. Se corrobora que los umbrales son los correctos; si no corresponden, se pueden editar (Figura 26). Una mayor información a este respecto está en el manual, disponible en la página web.

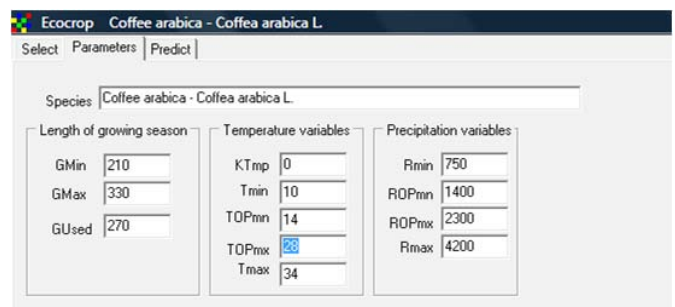


Figura 26. Umbrales sugeridos por EcoCrop

IV. Se realiza la simulación, para lo cual se tiene que seleccionar el área o región que se quiere analizar y la información climática a utilizar (se puede utilizar WorldClim para mirar la condición actual y el modelo de CC si se quiere ver la condición futura) (Figura 27).

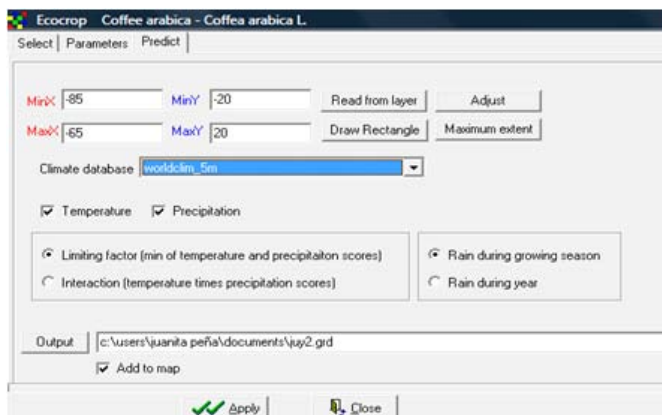
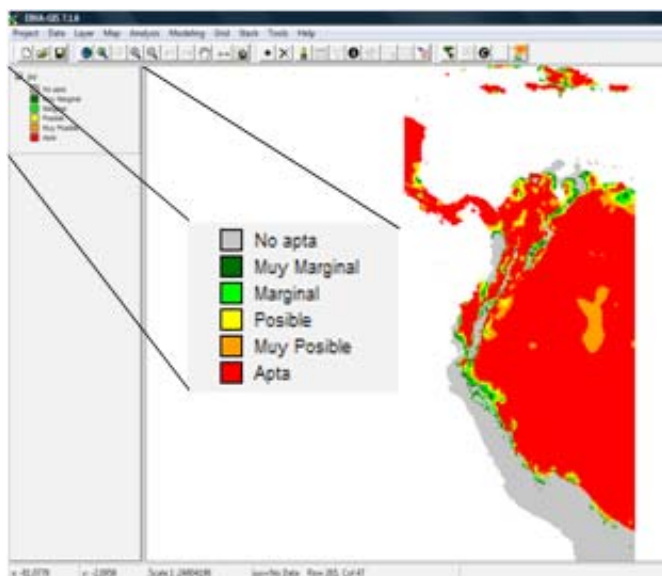
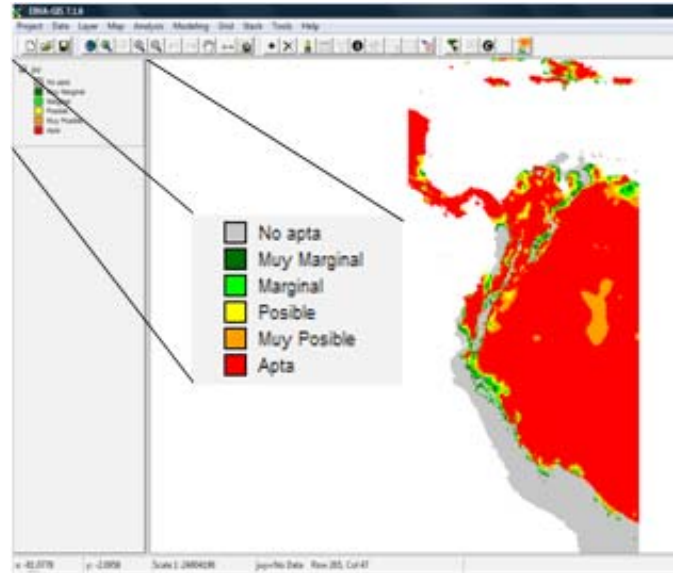


Figura 27. Selección de la superficie a predecir en DIVAGIS y selección del archivo de clima; X corresponde a longitud (grados), Y corresponde a la latitud (grados).

V. Se señala el nombre del archivo y su ubicación, en la opción Output; el sistema arroja una salida como la que se muestra en la Figura 28.



Zonas aptas según clima actual



Zonas aptas con cambio climático

Figura 28. Zonas aptas para la producción de café en algunas zonas de Suramérica según EcoCrop de DIVA-GIS

5. Resumen

La concentración de gases de efecto invernadero (GEI) en la atmósfera ha aumentado rápidamente durante las últimas décadas. La mayoría de las simulaciones y escenarios sobre el cambio del clima sugieren que los campos de temperatura, precipitación y presión atmosférica, entre otros, estarán asociados a este fenómeno. Diversos investigadores han examinado el registro mundial del clima de los últimos 100 años, tratando de detectar el cambio en el efecto de invernadero y a través del IPCC se han hecho varias evaluaciones a nivel global. Los registros del clima pueden tener problemas que limiten su confiabilidad y uso en el estudio del cambio del clima. La teoría del efecto de invernadero es bien aceptada y predice que el incremento continuado en los gases de invernadero, dará por resultado un aumento en el calentamiento de la tierra y variaciones del comportamiento de otras variables climáticas.

Para estimar el efecto que las emisiones de GEI tienen sobre el clima del planeta, se han utilizado modelos climáticos globales. Una de las desventajas de estos modelos es su resolución espacial, de unos cientos de

kilómetros, por lo que no capturan detalles meteorológicos regionales y locales. A través del uso de los modelos regionales del clima o técnicas estadísticas se hacen representaciones más detalladas tomando como marco de referencia los modelos globales. En diversos países andinos se han usado modelos regionales del clima para generar escenarios de cambio climático.

Por otra parte, son pocos los modelos que por sí solos pueden ofrecer respuesta a la pregunta: ¿cómo afectará el cambio del clima a los sistemas de producción agropecuaria?. Por ello el tema se trabaja con acoples (uniones) entre modelos climáticos y modelos biológicos. Los modelos biológicos son interpretaciones matemáticas

(simuladas en computador) que, a partir de información externa (clima, suelos, manejo) pueden simular procesos al interior del agroecosistema para predecir producciones o comportamiento de las especies asociadas. DIVA-GIS es un programa que sirve para incorporar modelos de nicho de más 2500 especies cultivadas con información climática actual y futura (procedente de un modelo climático), con salida espacial (mapa). Las salidas típicas así generadas muestran que en zonas andinas las especies de cultivos tienden a ascender en la cordillera, mientras que en zonas boreales se prevén incrementos de zonas aptas para los cultivos.

6. Vínculos de interés y lecturas recomendadas

IPCC

http://www.ipcc.ch/home_languages_main_spanish.htm

Centro de Distribución de Datos (DDC) del IPCC

<http://www.ipcc-data.org/>

CMIP3

http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/about_ipcc.php

Cambio Climático IDEAM

<http://institucional.ideam.gov.co>

[/jsp/loader.jsf?lServicio=Publicaciones&lTipo=publicaciones&lFuncion=loadContenidoPublicacion&tid=1074](http://www.cambioclimatico.gov.co/jsp/loader.jsf?lServicio=Publicaciones&lTipo=publicaciones&lFuncion=loadContenidoPublicacion&tid=1074)

<http://www.cambioclimatico.gov.co/>

Introducción a los modelos climáticos

Escenarios de Cambio Climático Colombia Resultados 2010

http://www.cambioclimatico.gov.co/documentos/ESCENARIOS_CAMBIO_CLIMATICO.pdf

Cambio Climático en América Latina

DIVA-GIS versión 4. Manual del usuario

Altieri, M., Nicholls, C. Cambio climático y agricultura campesina: impactos y respuestas adaptativas.

7. Bibliografía

Benavides H., & G. León: 2005: Información técnica sobre gases de efecto invernadero y el cambio climático. Nota Técnica IDEAM-METEO-008-2007. Bogotá, Colombia.

Carte, T. R., M. L. Parry, H. Harasawa & S. Nishioka, 1994: The IPCC Technical Guidelines for Assessing Climate Change. IPCC Special Report 0904813118. Intergovernmental Panel on Climate Change, WMO and UNEP, Geneva.

Cullen, M.J., 1993: The unified forecast/climate model. Meteorol. Mag., 122, 81-94

Denevan, W.M. 1995. Prehistoric agricultural methods as models for sustainability. *Advances in Plant Pathology* 11: 21-43

Giorgi, F., 2005: Climate change prediction. *Climatic Change*, 73, 239-275.

Giorgi, F., 2006: Regional climate modeling: status and perspectives. *Journal de Physique*, IV, 139, 101-118.

Giorgi, F. and L.O. Mearns, 1991: Approaches to the simulation of regional climate change: a review. *Reviews of Geophysics*, 29, 191-216.

Ideam, 2010: Segunda Comunicación Nacional ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre Cambio Climático.

IIASA. 2000. Climate change and agricultural vulnerability. IIASA, Vienna. 151 p.

Intergovernmental Panel on Climate Change, 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (S. Solomon et al., eds). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Intergovernmental Panel on Climate Change, 2000: Special Report on Emission Scenarios, N. Nakicenovic et al. (eds), Cambridge University Press, New York, 599 pp.

Peña, A., Arce, B., Boshell, F., Paternina, M., Ayarza, M., Rojas, E. 2010. Análisis de tendencias para determinar amenazas relacionadas con el cambio del clima en zonas agrícolas altoandinas de Cundinamarca y Boyacá. *Agronomía Colombiana*. In Press.

Rosenzweig, C and D. Hillel 1998 Climate change and the global harvest: potential impacts of the greenhouse effect on agriculture. Oxford University Press, New York.

Wang, Y. et al., 2004: Regional climate modeling: progress, challenges and prospects. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 82, 1599-1628.

Wilby, R.L. et al., 2004: Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods. IPCC Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Analysis (TGICA).

8. Glosario

Antropogénico: Resultante de la actividad de los seres humanos o producido por estos.

Cambio climático. Variación medible del estado del clima en las diferencias del valor medio y/o en la variabilidad de sus propiedades, que persiste durante largos períodos, generalmente decenios o etapas más largas. El cambio climático se puede generar por procesos internos naturales, forzamientos externos o cambios antropogénicos persistentes de la composición de la atmósfera o del uso de la tierra.

Comunidad: Es el conjunto de poblaciones que conviven en un mismo lugar. En una comunidad hay muchas especies vegetales y animales. A la comunidad también se la denomina biocenosis.

Convención Marco de las Naciones Unidas Sobre Cambio Climático (CMCC): adoptada el 9 de mayo de 1992 y firmada ese mismo año por más de 150 países más la Comunidad Europea en la Cumbre para la Tierra (Río de Janeiro). Su objetivo es «la estabilización de las concentraciones de gases de efecto invernadero en la atmósfera a un nivel que impida interferencias antrop-

génicas peligrosas en el sistema climático». Contiene cláusulas que comprometen a todas las Partes. La Convención entró en vigor en marzo de 1994.

Criósfera. La totalidad de la nieve, el hielo y el suelo congelado (incluido el permafrost) situados encima y debajo de la superficie terrestre y oceánica.

Deforestación. Conversión de una extensión boscosa en no boscosa.

Desertificación. Degradación de las tierras en extensiones áridas, semiáridas y subhúmedas secas por efecto de diversos factores, en particular las variaciones climáticas y las actividades humanas.

Dióxido de carbono (CO₂). Gas de origen natural, subproducto también de la combustión de combustibles fósiles; como el petróleo, el gas o el carbón, de la quema de biomasa, y de los cambios de uso de la tierra y otros procesos industriales. Es el principal gas de efecto invernadero que afecta el equilibrio radiativo de la Tierra. Es el gas utilizado como referencia para medir otros gases de efecto invernadero, por lo que su Potencial de Calentamiento Mundial (PCM) es igual a 1.

Efecto invernadero. Los gases de efecto invernadero absorben eficazmente la radiación infrarroja térmica emitida por la superficie de la Tierra y la re-emiten en todas direcciones, incluida hacia la superficie de la Tierra. Así, dichos gases, Dióxido de Carbono, Metano y Óxido Nitroso, atrapan calor en el sistema superficie – troposfera, proceso que se denomina efecto invernadero.

Era glacial. La era o período glacial se caracteriza por una reducción prolongada de la temperatura de la Tierra, lo que aumenta los mantos de hielo continentales y los glaciares de montaña (glaciación).

Escenarios de emisiones. Representación posible de la evolución futura de las emisiones de sustancias radiativamente activas (gases de efecto invernadero), basada en un conjunto coherente de supuestos sobre las fuerzas que las determinan (por ejemplo, el desarrollo demográfico y socioeconómico, el desarrollo, la evolución tecnológica) y las principales relaciones entre ellos. Los escenarios de concentraciones de sustancias radiativas obtenidos a partir de los escenarios de emisión, se

utilizan en modelos climáticos para obtener proyecciones climáticas.

Forestación. Plantación de bosques en tierras en que históricamente no han existido cultivos forestales.

Gas de efecto invernadero (GEI). Componente gaseoso de la atmósfera, natural o antropogénico, que absorbe y emite radiación. Esta propiedad ocasiona el efecto invernadero. El vapor de agua (H₂O), el dióxido de carbono (CO₂), el óxido nitroso (N₂O), el metano (CH₄) y el ozono (O₃) son gases de efecto invernadero primarios en la atmósfera terrestre.

Gases de efecto invernadero de larga vida (GEILV). Gases de invernadero que son químicamente estables y persisten en la atmósfera durante escalas de tiempo desde décadas hasta siglos o más, de modo que sus emisiones ejercen su influencia en el clima a largo plazo por ejemplo, el CO₂, el metano (CH₄) y el óxido nitroso (N₂O).

Glaciar. Masa de hielo acumulada en las cordilleras que se desliza muy lentamente por su propio peso, como si fuese un río de hielo.

Modelo climático. Representación numérica del sistema climático basada en las propiedades físicas, químicas y biológicas de sus componentes, en sus interacciones y en sus procesos de retroefecto, y que recoge todas o algunas de sus propiedades conocidas. Los modelos de circulación general acoplados atmósfera-océano (MCGAO) proporcionan la más completa representación del sistema climático actualmente disponible. Los modelos climáticos se utilizan como herramienta de investigación para estudiar y simular el clima y para fines operacionales, en particular predicciones climáticas mensuales, estacionales e interanuales.

Panel Intergubernamental de Cambio Climático/ IPCC. Organismo creado en 1988 por el Programa de Medio Ambiente de las Naciones Unidas, PNUMA, y la Organización Meteorológica Mundial, donde participan científicos de todo el mundo evaluando la información disponible sobre el tema y asesorando a la Conferencia de las Partes de la Convención de Cambio Climático. En 2007, The Norwegian Nobel Institute, otorgó el Premio

Nobel de la Paz al IPCC y a Albert Gore por sus esfuerzos en la construcción y divulgación de los conocimientos sobre el impacto humano en el cambio climático.

Población: Conjunto de individuos que viven al mismo tiempo en un mismo lugar, se relacionan entre sí y pertenecen a la misma especie. Son ejemplos la población humana, la población de cultivos de maíz o la población de camellos.

Protocolo de Kioto. Pacto jurídicamente vinculante adoptado en el seno de la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC) en 1997 y que entró en vigencia el 16 de febrero de 2005 en Kioto, Japón. Los países del Anexo B del Protocolo (países desarrollados) acordaron reducir, entre 2008 y 2012, sus emisiones antropogénicas de gases de efecto invernadero.

Resolución espacial: Es el grado de detalle que se puede encontrar en un mapa o en una representación gráfica. A mayor resolución espacial habrá un mayor detalle. La resolución espacial está relacionada con la escala de trabajo.

9. Preguntas para evaluación de lectura

Selección múltiple

- El clima está influenciado por los siguientes procesos:
 - Forzamientos externos de carácter aperiódico e internos no lineales entre los elementos del Sistema Climático y fluctuaciones de carácter «aleatorio» (erupciones volcánicas, contaminación atmosférica, etc.)
 - Forzamientos externos de carácter periódico e internos lineales entre los elementos del Sistema Climático y proceso de retroalimentación
 - Forzamientos externos de carácter periódico, proceso de retroalimentación y fluctuaciones regulares (erupciones volcánicas, contaminación atmosférica, etc.)
 - Forzamientos externos de carácter periódico e internos no lineales entre los elementos del Sistema Climático, proceso de retroalimentación y fluctuaciones de carácter «aleatorio» (erupciones volcánicas, contaminación atmosférica, etc.)
- Los factores terrestres que producen desbalances internos dentro del propio sistema climático son:
 - Variaciones en la composición de la atmósfera (CO_2 , CO), en la temperatura de superficie de los océanos, la deforestación y las inundaciones.
 - Variaciones en la composición de la atmósfera (CO_2 , aerosoles), cambios tectónicos y geológicos, y la desertificación.
 - Variaciones en la composición de la atmósfera (CO_2 , O_3 , aerosoles), en la temperatura de superficie de los glaciares, cambios tectónicos y orográficos y la desertificación.
 - Variaciones en la composición de la atmósfera (CO_2 , O_3 , aerosoles), en la temperatura de superficie de los océanos, cambios tectónicos y orográficos, la deforestación y la desertificación.
 - Variaciones en la composición de las nubes, en la temperatura de superficie de los océanos, cambios tectónicos y orográficos y la deforestación.
- Los aumentos de la concentración mundial de CO_2 , metano y óxidos de nitrógeno se deben principalmente a:
 - la utilización de combustibles de origen fósil, cambios de uso de la tierra, la agricultura
 - procesos industriales y residenciales
 - transporte y empleo de diversas sustancias químicas
 - todas las anteriores
 - ninguna de las primeras tres opciones
- El potencial de calentamiento mundial es una medida útil para comparar el impacto climático potencial de las emisiones de:
 - dióxido de carbono
 - metano
 - óxidos de nitrógeno

- d) gases de efecto invernadero de corta vida
 - e) gases de efecto invernadero de larga vida
5. Los modelos climáticos globales:
- a) representan el comportamiento atmosférico en continentes o en grandes regiones
 - b) representan la atmósfera en dos dimensiones, en forma de cuadrícula o retícula
 - c) no permiten realizar cálculos para obtener transferencias de calor
 - d) todas las anteriores
 - e) ninguna de las primeras tres opciones
6. Los análisis de tendencias en las series climáticas históricas permiten
- a) Detectar señales del cambio climático en sectores específicos
 - b) Determinar medidas de adaptación de la agricultura en escala local
 - c) Determinar amenazas climáticas en escala local
 - d) Todas las anteriores
 - e) Ninguna de las primeras tres opciones
7. En regiones montañosas, el aumento global de las temperaturas
- a) Determinará un ascenso gradual (en la montaña) de los cultivos, con respecto a la «posición actual»
 - b) Determinará un descenso gradual de los cultivos (en la montaña), con respecto a la «posición actual»
 - c) Determinará una disminución de las poblaciones de insectos plaga
 - d) Todas las anteriores
 - e) Ninguna de las tres primeras opciones
8. Ante un escenario de cambio climático en el que las temperaturas se incrementan, se esperaría que:
- a) los insectos plaga completen ciclos huevo-adulto en menores tiempos
 - b) los insectos plaga lleguen a zonas más altas en las cordilleras
 - c) insectos plaga que antes no estaban presentes, lleguen a los cultivos
 - d) ninguna de las anteriores es cierta
 - e) las tres primeras opciones son ciertas
9. En el ejemplo presentado sobre el uso del modelo de balance hídrico agrícola FAO Cropwat para determinar cambios en el consumo de agua y de necesidades de riego en una pastura según las tendencias de temperatura y precipitación asociadas al cambio climático, se encontró que:
- a) El tipo de suelo no influye en las respuestas de la pastura
 - b) Las necesidades de riego varían muy poco en diversos tipos de suelo
 - c) Las futuras necesidades de riego serán mayores en suelos arenosos
 - d) Todos los diversos tipos de suelo son muy vulnerables ante los cambios esperados en el clima
 - e) Todas las anteriores
10. Según la lectura de la sección final del módulo, cuál de las siguientes frases es correcta:
- a) DIVA es un modelo comercial para predecir impactos del clima en la ganadería bovina y en algunas pocas especies cultivadas
 - b) DIVA es un programa para evaluar cambios futuros en precipitación regional
 - c) DIVA es un modelo agroclimático que se acopla con modelos globales de cambio climático
 - d) DIVA es un SIG que tiene incorporadas bases de datos de clima y de requerimientos de clima de muchas especies cultivadas
 - e) Ninguna de las anteriores es correcta.

Respuestas: 1d, 2d, 3d, 4e, 5e, 6d, 7a, 8e, 9c, 10d



GIZ GmbH–Deutsche Gesellschaft für Internationale Zusammenarbeit
Friedrich-Ebert-Allee 40
53113 Bonn, Alemania
Fon +49 228 4460 - 0
Fax +49 228 4460 - 1766
www.giz.de

giz