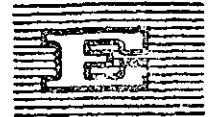


C2



NACIONES UNIDAS
CONSEJO
ECONOMICO
Y SOCIAL



Distr.
LIMITADA
E/CEPAL/MEX/SEM.6/L.5
15 de octubre de 1981

ORIGINAL: ESPAÑOL

CEPAL

Comisión Económica para América Latina

Seminario de Tecnologías Apropriadas
para los Asentamientos Humanos

Lima, Perú, 30 de noviembre a 12 de diciembre de 1981



BIOCLIMA Y CONFORT TERMICO

INDICE

	<u>Página</u>
Presentación	vii
Introducción	ix
I. Clima; bioclima: Aspectos generales	1
II. Termofisiología del cuerpo humano	3
1. Aspectos cualitativos: temperatura	3
2. Aspectos cuantitativos: cantidad de calor	3
3. Intercambio término global del cuerpo con su entorno	5
a) Conducción	5
b) Convección	5
c) Radiación	5
d) Evaporación	6
4. Recursos de termorregulación	7
a) Grado de sudoración	8
b) Flujo de circulación subcutánea	8
c) Ritmo cardíaco	8
d) Ritmo respiratorio	8
e) Intensidad de la actividad muscular involuntaria	9
f) Modificación del apetito	9
III. Las sensaciones de confort/malestar térmicos	11
1. Detección de las variables pertinentes	11
2. Medida de las variables bioclimáticas básicas	13
a) Temperaturas y radiación	13
b) Humedad	15
c) Movimiento de aire	17
3. La ropa como factor de mediación	19
4. El proceso de aclimatación	21
5. Intereses y tendencias en los estudios bioclimáticos	22
6. Índices termofisiológicos de "stress" térmico	24
a) Intercambio "seco" y evaporación requerida	24
b) Capacidad evaporativa	25

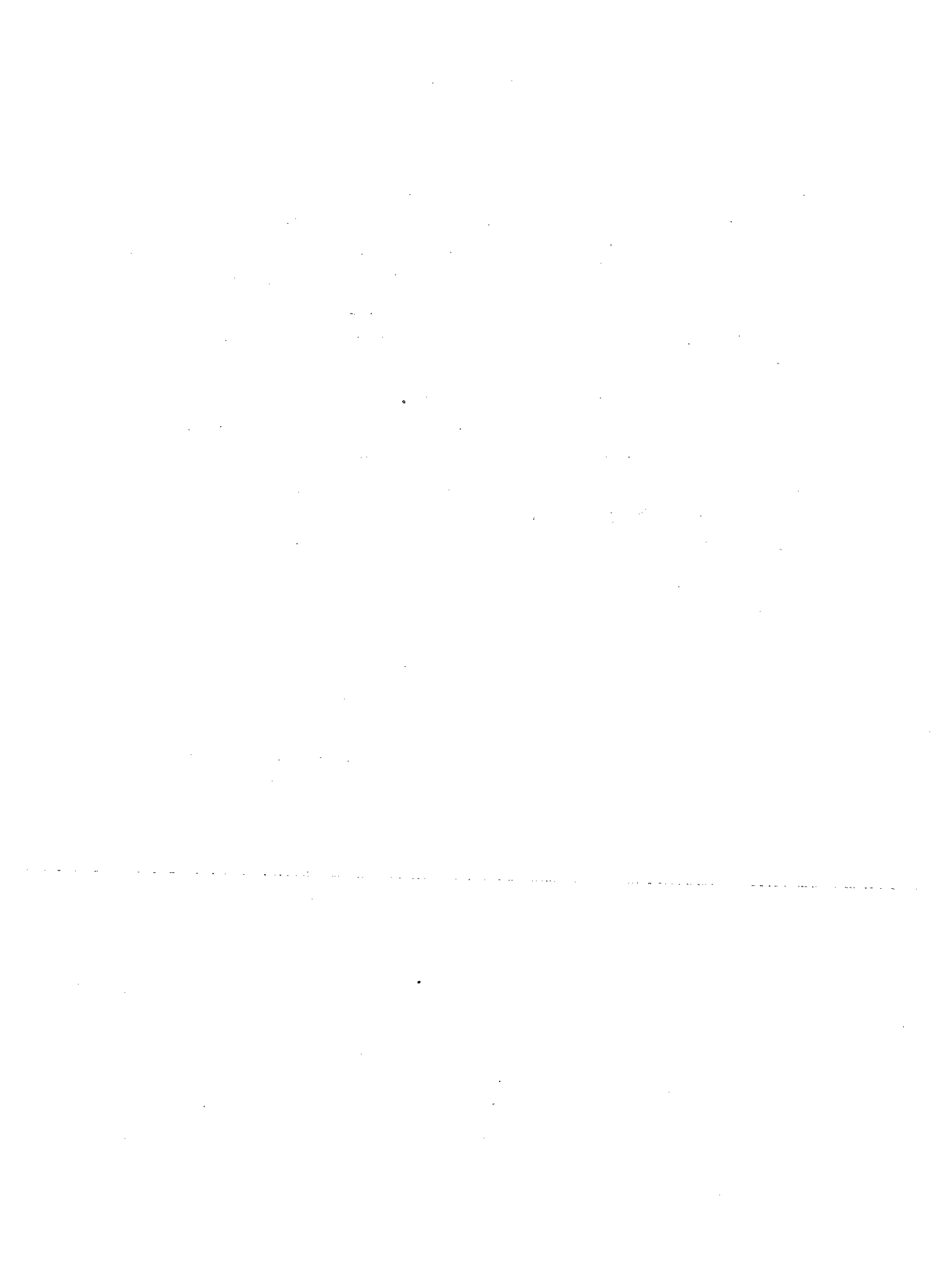
	<u>Página</u>
c) Índice de esfuerzo frente al calor	26
d) Ejemplificación	26
e) Índice de sudoración	29
7. Índices termopsicológicos de "confort térmico"	30
a) Temperatura efectiva	31
b) Zona de confort	34
c) Ejemplificación	36
d) Cartas bioclimáticas	39
8. "Crítica de la bioclimatología política"	39
IV. Determinaciones macroclimáticas	43
1. La atmósfera terrestre	43
a) Composición	43
b) Presión	43
c) Temperatura	44
2. Soleamiento: movimiento aparente del sol	46
a) Movimientos relativos del sol y la tierra	46
b) Movimiento aparente del sol	53
c) Cartas solares	59
d) Métodos numéricos	63
e) Proyección gnomónica	64
f) El heliodón	67
g) Obstrucciones solares	67
h) Hora solar/hora oficial	72
3. Soleamiento: la radiación solar	72
a) Radiación que recibe la atmósfera	72
b) Comportamiento de la atmósfera frente a la radiación	76
c) Comportamiento de la superficie terrestre frente a la radiación	79
d) Balance planetario de energía radiante	81
e) Insolación	84
f) Insolación y climas	91

	<u>Página</u>
V. Elementos del clima	93
1. Masas de aire; masas de agua	93
2. Humedad y temperatura como factores de estabilidad e inestabilidad del aire	94
3. Movimientos del aire	95
4. Condensaciones y precipitaciones	96
5. Tipología de climas	100
6. Clima, mesoclima y microclima	103
7. Datos meteorológicos y clasificaciones climáticas para el ecodiseño	109
a) Clima oficial y clima vivido	109
b) Presentación sinóptica de los datos meteorológicos	110
c) Interpolación de datos para la determinación de diagramas horarios probables	113
d) Clasificaciones climáticas para el ecodiseño en regiones tropicales	113
Nomenclatura	119
Bibliografía	121

PRESENTACION

Este documento es producto de una revisión del trabajo presentado en el Seminario sobre Tecnologías Apropriadas para los Asentamientos Humanos, celebrado en Managua, Nicaragua, del 3 al 15 de noviembre de 1980, bajo el patrocinio del Gobierno de Reconstrucción Nacional de la República de Nicaragua, el Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, el Programa de las Naciones Unidas para el Medio Ambiente y la Comisión Económica para América Latina.

Fue elaborado en el marco del Programa Regional de Asentamientos Humanos de la CEPAL por el señor Fernando Tudela. La sección que trata del movimiento aparente del sol fue retomada de un trabajo que el mismo autor realizó para la Universidad Autónoma Metropolitana, Unidad Xochimilco, México, D. F. Se agradece a esta institución la autorización para la reproducción de esta sección.



INTRODUCCION

La profunda crisis de los actuales sistemas de planificación, diseño y construcción de los Asentamientos Humanos se hace cada vez más patente a medida que se extiende la conciencia del acentuado deterioro del medio ambiente humano. La apropiación y transformación deliberadas del entorno físico constituyen el acto humano por excelencia, aquel que, potencialmente al menos, pone en juego todos los recursos de la inteligencia. Sin embargo, se detecta en la mayoría de las sociedades contemporáneas una situación de marcada alienación: los hombres ya no reconocen su propio producto, el cual parece desenvolverse al margen e incluso en contra de sus creadores. De esta forma, el entorno físico artificial, determinado históricamente por la intervención organizada, aunque conflictiva de los grupos sociales, se presenta ante la conciencia humana como el resultado de una fuerza extraña y opera como un medio ajeno y hostil que, lejos de promover, entorpece el desarrollo de las potencialidades humanas. Esta situación no es casual, obedece a causas estructurales profundas que determinan también la alienación respecto a otros productos sociales. La crisis de los Asentamientos Humanos no es sino una manifestación, particularmente grave, del conjunto de las crisis sociales.

Los actuales procesos de asentamiento adolecen de una profunda carencia de racionalidad, que se manifiesta tanto en los criterios de diseño, a grande o pequeña escala, como en los criterios tecnológicos insertos en los procesos constructivos. Esta carencia generalizada conduce a un doble desgaste: el que se refiere al proceso mismo de producción y el que se genera por la inadecuación del producto acabado.

Pudiera pensarse que los sectores profesionales estarían en condiciones de introducir una mayor racionalidad en los procesos globales, pero esto no sucede en la realidad. Los profesionales que se insertan en los procesos de producción del entorno físico racionalizan ciertos pequeños segmentos o fases de dichos procesos. No está en sus manos el control de la racionalidad del conjunto del sistema. De hecho, las prácticas sociales de las principales profesiones involucradas en la producción de asentamientos comienzan a resultar, en las condiciones actuales, disfuncionales y anacrónicas.

En una época en la que se acelera la transformación del medio físico por parte del hombre, en la que se amplían constantemente la escala y los medios de intervención, incluso hasta límites ecológicamente peligrosos, las prácticas sociales de los diseñadores se han confinado en su campo de acción tradicional, compensativamente cada vez más limitado. Dichas prácticas han seguido desarrollándose exclusivamente en el marco del sector formal urbano, al margen de los problemas de las grandes mayorías nacionales. La envergadura de los nuevos problemas ambientales desborda ya o desbordará muy pronto la capacidad de acción de las prácticas profesionales actualmente establecidas. Aun en el caso de que se dieran las condiciones sociales y políticas necesarias para que los sectores profesionales se decidieran a abordar la problemática ambiental contemporánea en toda su complejidad y extensión, probablemente no se encontrarían en condiciones de hacerlo con éxito por falta de una formación adecuada. Se vuelve pues urgente un reciclaje de los recursos humanos profesionales y una transformación de las raíces educativas de las correspondientes prácticas sociales. Mientras no se inicie este replanteamiento, se seguirá padeciendo la frecuente insensibilidad de los profesionales (arquitectos, ingenieros, urbanistas, etc.) frente a aquellos tipos de problemas que no afecten gravemente a los reducidos sectores dominantes de la población, ya sea porque casi no se presenten en ese contexto social, o porque tengan fácil solución cuando existan suficientes recursos económicos. Este es el caso del problema de la inadecuación bioclimática del diseño de los asentamientos en zonas cálidas, sobre el que se va a centrar el presente trabajo.

El problema de carencia de confort térmico se manifiesta en muy distinta medida según se trate de asentamientos rurales o urbanos, y dentro de los urbanos, según el tipo específico de asentamientos.

En los asentamientos rurales, la reducida escala de intervención no da lugar a importantes cambios mesoclimáticos que pudieran empeorar las condiciones naturales. Por otra parte, subsisten en el contexto rural técnicas tradicionales de construcción, pulidas en el transcurso de largos períodos históricos, que suelen garantizar un cierto nivel de adecuación al medio físico y, en particular, a las variables climáticas

locales. Sin embargo, el recurso indiscriminado a las técnicas tradicionales no constituye una solución automática para los actuales problemas de ecodiseño en el medio rural, pues las referidas técnicas corresponden con frecuencia a estadios superados de desarrollo de los medios productivos o a estructuraciones de la división social del trabajo que pudieran haber perdido su vigencia en la actualidad.

El problema, en todo caso, se presenta con mucho mayor gravedad en los asentamientos urbanos, especialmente en los de desarrollo reciente. Existen muchas razones por las que las grandes concentraciones actuales ubicadas en la franja intertropical resultan en general muy poco habitables, pero no cabe duda de que la disfuncionalidad bioclimática constituye una de ellas. A pesar de que afecta considerablemente al bienestar de los pobladores, el problema de la inadecuación bioclimática suele ser hoy ignorado por los agentes que intervienen en la producción del entorno urbano. Como es notorio, dicho problema no se presenta con la misma intensidad en todos los contextos sociales. Las clases dominantes ubican sus residencias, indefectiblemente, en las áreas más frondosas, más aireadas, más libres en general de los efectos contaminantes de las industrias o de fenómenos naturales estacionales tales como tolvaneras. Además, estaban -al menos hasta ahora- en condiciones de asumir los costos, tanto iniciales como de operación, de algunos sistemas mecánicos que pueden corregir localmente las condiciones bioclimáticas adversas. No supone un problema insoluble el hecho de que las ubicaciones óptimas a este respecto pudieran coincidir con terrenos rocosos, pedregosos, volcánicos: pagando un alto sobreprecio, es técnicamente factible dotar a dichos terrenos de la infraestructura urbanística más completa.

Este ha sido el principal contexto de acción de las prácticas sociales profesionales que intervienen en la producción de los asentamientos. En estas condiciones, los arquitectos, por ejemplo, han podido concentrarse en la resolución de las demandas de producción simbólica, ideológica, compartiendo con otros profesionistas la responsabilidad de las decisiones tecnológicas.

Al conceptualizar el diseño y la tecnología como variables independientes se consuma entre ambos campos un divorcio cuyo origen podría ubicarse en el neoplatonismo renacentista. Se dificulta así una visión integrada de las determinaciones mutuas, instaurándose una curiosa división del trabajo: la tecnología suele pagar los platos que rompe el diseño, resolviendo ortopédicamente (mediante artificios estructurales ilógicos, sistemas mecánicos que resuelven a alto costo problemas artificiales, etc.) malformaciones generadas por la práctica del diseño. En realidad, la tecnología ni siquiera suele considerarse en los medios profesionales como variable independiente sino como una constante, como un conjunto incuestionable en sus planteamientos básicos. Por un efecto ideológico que los actuales e inevitables cambios sociales se encargarán de socavar, los diseñadores profesionales consideran como estáticas y universales las determinaciones de la tecnología que aplican en un contexto sumamente restringido y cada vez más marginal respecto a la producción global.

En el otro extremo del espectro social urbano, es decir, en los asentamientos precarios, tampoco existen condiciones para que pudiera siquiera plantearse el problema bioclimático. Si bien el medio ambiente físico se deteriora en función de la reducción de la capacidad económica de los pobladores, se presentan en este caso otros problemas aún más apremiantes como pudieran ser la carencia de servicios elementales o la inseguridad en la tenencia del suelo, o la difícil accesibilidad, en términos económicos, de las más reducidas células espaciales, aún de aquellas cuyas condiciones de habitabilidad no satisfacen incluso las mínimas exigencias sanitarias.

Por las razones sugeridas, la consideración bioclimática del ecodiseño no constituye un tema técnico "neutro", de interés abstracto, universal, o de obvia aplicabilidad. La posibilidad de que se configure como una de las determinaciones institucionalizadas de la producción de los asentamientos se encuentra supeditada a una serie de profundos cambios sociales que, a su vez, conlleven sustanciales replanteamientos de las prácticas profesionales.

La crisis energética que comienza a manifestarse a escala mundial va a constituir un poderoso agente de cambio, que acelerará sin duda el ritmo de las transformaciones. La mayoría de las construcciones que hoy se diseñan sobrevivirán a la etapa de despilfarro de los combustibles fósiles, que está a punto de concluir. Para evitar su obsolescencia anticipada necesitan adaptarse desde su origen a las condiciones que imperarán en el futuro próximo. Por múltiples razones, nos encontramos pues en un histórico cambio de vertiente en el ámbito del diseño y de la tecnología de la construcción.

El presente trabajo pretende adelantarse en un aspecto concreto a las transformaciones previstas, tratando de suministrar un acervo básico de conocimientos elementales sobre bioclima y confort térmico que pudieran incorporarse tanto a los contenidos curriculares de aquellas instituciones de enseñanza superior que plantean con una visión progresista la evolución de sus perfiles profesionales, como a los archivos de información práctica de aquellos profesionistas con deseos de actualizar su formación personal.

El texto parte de la consideración de las variables que afectan al confort térmico humano, para analizar la forma en que los diversos modelos predictivos las han tomado en consideración. A continuación se relacionan las mencionadas variables con las circunstancias macroclimáticas generales, de las cuales dependen en última instancia. Por la importancia que el tema presentará para la actividad de proyecto, se insiste en la modelización del movimiento aparente del sol, haciendo hincapié sobre todo en la necesidad de que el técnico comprenda la sencillez del modelo y sepa construirlo rápidamente con unos elementales conocimientos de geometría descriptiva, sin depender de los habituales surtidos comerciales de ábacos y diagramas. El trabajo concluye recordando nociones elementales de climatología, orientadas hacia las necesidades del diseñador de asentamientos humanos.

Las técnicas para llevar a la práctica una estrategia bioclimática que garantice el confort térmico se desarrollan en el documento titulado *Ecodiseño de asentamientos humanos en zonas cálidas (E/CEPAL/MEX/SEM.6/L.6)*.

...the ... of ...

...the ... of ...

...the ... of ...

...the ... of ...

...the ... of ...

...the ... of ...

...the ... of ...

...the ... of ...

...the ... of ...

...the ... of ...

...the ... of ...

...the ... of ...

I. CLIMA, BIOCLIMA

Aspectos generales

El clima es uno de los factores que afectan más directamente al confort del hombre, a sus condiciones de trabajo y de ocio, en definitiva, a su salud.

Llamamos clima al proceso que resulta de la interacción (en términos de masa y/o energía) entre la superficie terrestre y la atmósfera, determinado por el desigual reparto de la energía solar que recibe nuestro planeta.

El clima es algo más que una media estadística de condiciones atmosféricas; los extremos alcanzados por las distintas variables, los repartos estadísticos y las tendencias de variación son aspectos que intervienen igualmente en la caracterización del clima.

En su raíz etimológica griega, "clima" se refiere a una inclinación, la de los rayos solares respecto a la superficie terrestre. Desde su origen pues, el concepto de clima está emparentado con el de "latitud".

Atendiendo a la escala de los fenómenos que se estudian, se hablará de "macroclimas" y de "microclimas", estos últimos referidos a las muy concretas condiciones locales que, a veces, pueden modificar sustancialmente las situaciones atmosféricas imperantes a gran escala.

La climatología es la ciencia que se dedica al estudio del clima y de sus efectos en general.

La meteorología se ocupa más bien del cambio cotidiano de las condiciones atmosféricas, desde el punto de vista de sus causas físicas.

El interés de este trabajo se centrará en las condiciones atmosféricas, pero sólo en la medida en que incidan directamente en el funcionamiento objetivo y subjetivo del individuo humano, entendido como sujeto social.

Para abordar el tema de la dimensión bioclimática del diseño de los asentamientos humanos se necesita un enfoque forzosamente multidisciplinar. Los fenómenos a estudiar presentan facetas que van desde lo puramente físico hasta lo antropológico y cultural. El análisis de los hechos físicos y de los contenidos de conciencia con los que aquéllos se relacionan requiere de la intervención alternativa y, con frecuencia, conjunta de las disciplinas adscribibles tanto al ámbito de las ciencias naturales como al de las sociales.

/Aunque

Aunque por razones analíticas se tengan que considerar algunas variables por separado, conviene no olvidar nunca que la respuesta humana frente a su medio ambiente es de naturaleza global.

El último objetivo a alcanzar por medio de estos estudios se podría formular como la consecución, para los habitantes de los asentamientos humanos, del máximo confort compatible con el grado de desarrollo de las fuerzas productivas, mediante la utilización de un mínimo de recursos.

El concepto de confort va más allá de la simple ausencia de notorias disfuncionalidades climáticas; se puede no obstante precisar en el sentido más estrecho, de "confort térmico". Las reacciones frente a una situación climática concreta varían bastante de un individuo a otro. Entre los principales factores que intervienen se podrían citar la constitución física, la edad, la dieta, el grado de aclimatación, y las influencias culturales.

La especie humana se ha ido adueñando del planeta gracias a su impresionante capacidad de adaptación a los cambios, y en particular, a los de tipo climático. Es, sin embargo, urgente precisar los límites biológicos de esa capacidad.

Recuérdense los tres principales problemas bioclimáticos que puede experimentar el organismo humano:

- a) Problemas de respiración; composición alterada del aire (mezcla contaminada, presencia de sustancias tóxicas, polvo, etc.); densidad inadecuada ("falta de aire" por baja presión);
- b) Sensación desagradable de "calor"; y
- c) Sensación desagradable de "frío".

Se abordarán las posibilidades de solución de estos problemas partiendo del análisis del comportamiento biotérmico del organismo humano.

II. TERMOFISIOLOGIA DEL CUERPO HUMANO^{1/}

1. Aspectos cualitativos: temperatura

El organismo humano constituye un sistema homeotérmico: para su correcto funcionamiento necesita mantener una temperatura interna constante de alrededor de 37°C,^{2/} cualesquiera que sean las condiciones térmicas de su entorno inmediato. Esta temperatura no es uniforme: la temperatura de la piel es inferior a la del interior del cuerpo, y la de las extremidades resulta, a su vez, inferior a la del tronco. Podemos aceptar como temperatura media de la piel la de 35°C. La circulación sanguínea contribuye en gran medida a uniformar la temperatura del interior del cuerpo.

2. Aspectos cuantitativos: cantidad de calor

Se puede equiparar el organismo humano a una máquina térmica que recibiera como insumos agua, oxígeno, energía química en general (alimentos), además de una cierta cantidad de calor suministrado por su medio ambiente, y, bajo determinadas condiciones, produjera energía mecánica (actividad muscular), y calor. Los procesos bioquímicos internos generan energía térmica bajo forma de "calor metabólico".

Este calor metabólico, que se produce incluso cuando la actividad muscular se ve reducida al mínimo, debe ser oportunamente disipado; si no lo fuera, la temperatura del cuerpo subiría por encima de los estrechos límites dentro de los cuales es posible el correcto funcionamiento del organismo. Desde luego, la actividad muscular incrementa considerablemente la cantidad de calor metabólico a disipar. (Véase el cuadro 1.)

El rendimiento termodinámico (porcentaje de la energía recibida que transforma en energía mecánica) de nuestro organismo, es del orden del 20% al 25%.

^{1/} Los principios físicos cuyo conocimiento es necesario para comprender la continuación del texto son aquéllos, muy elementales, normalmente adquiridos en el ciclo de la educación secundaria.

^{2/} La temperatura interior crítica, más allá de la cual se produce la muerte, es de 42°C.

Cuadro 1

PRODUCCION DE CALOR METABOLICO EN FUNCION DE LA ACTIVIDAD DEL INDIVIDUO ^{a/}

Actividad	Dispersión metabólica (W)
<u>Inactividad</u>	
Actividad reducida al mínimo posible (individuo dormido): "metabolismo basal"	75
Sentado inactivo	120
<u>Trabajo ligero</u>	
Sentado, movimiento moderado de brazos y tronco (por ejemplo: trabajo de oficina)	130-160
Sentado, movimiento moderado de brazos, tronco y piernas (por ejemplo: manejo de un carro con tráfico) o de pie, trabajo ligero, principalmente con los brazos	160-190
<u>Trabajo moderado</u>	
Sentado, movimiento intenso de brazos, tronco y piernas; o de pie, con trabajo ligero que incluya algún desplazamiento	190-230
De pie, trabajo moderado con desplazamiento	220-290
Levantamiento y transporte de pesos moderados	290-400
<u>Trabajo intenso</u>	
Levantamiento y acarreo intermitentes de grandes pesos	430-600
Trabajo físico más rudo y continuado	600-700

^{a/} La producción de calor metabólico tiene la dimensión de una potencia (energía por unidad de tiempo). Se medirá por tanto en Watts (Joules/s.) Los datos de la tabla, extraídos de Belding y Hatch (1955), se refieren a un hombre de unos 70 kg. de peso, 1.82 m² de superficie de piel y 1.73 m. de altura, que se encuentre realizando en forma continuada la actividad que se describe en la parte izquierda de la tabla.

/El alimento

El alimento que cada ser humano requiere está en función de la actividad que pretenda realizar.^{3/}

En función de los datos expuestos y suponiendo resuelto el problema alimentario (lo cual, en amplias regiones de América Latina, es mucho suponer), se puede entender que el problema principal en las zonas cálidas, desde el punto de vista biotérmico, es el de conseguir disipar cómoda y eficientemente el calor metabólico que produce el cuerpo.

3. Intercambio térmico global del cuerpo con su entorno

Todos los mecanismos habituales de transmisión térmica se encuentran, con distinta y variable importancia relativa, en la interacción del cuerpo humano con su entorno.

a) Conducción

La piel, por medio del contacto físico con su entorno inmediato: aire,^{4/} ropa, suelo y muebles, puede ganar o perder calor, según que su temperatura sea más baja o más alta que la de la superficie de contacto del elemento de que se trate.

b) Convección

El aire calentado o enfriado por la piel se desplaza, por disminución o aumento de su densidad, dando lugar a un fenómeno de convección.

c) Radiación

La piel irradia siempre calor en la longitud de onda correspondiente a los infrarrojos.^{5/}

^{3/} Un ser humano inactivo necesitaría como mínimo para su supervivencia un nivel medio de dispersión metabólica de unos 100 W. Requeriría diariamente alimentos que proporcionaran una energía de $100 \text{ W} \times 24 \text{ horas} = 2\,400 \text{ W h/día}$ (equivalentes a 2 060 kCal, que se podrían obtener con unos 540 gramos de pan, o unos 270 gramos de grasa animal).

^{4/} En el caso del aire se produce, estrictamente hablando, un mecanismo mixto de conducción-convección.

^{5/} Suponiendo un comportamiento como cuerpo negro, atendiendo a la Ley de Wien, la longitud de onda de máxima radiación sería de $9.4 \mu\text{m}$ aproximadamente, para una temperatura de la piel de 33°C . En sentido estricto, el mecanismo de radiación involucra también a los tejidos situados por debajo de la piel.

Nuestro entorno emite a su vez radiaciones, ya sea en ondas "cortas" (radiación solar directa) o en ondas "largas" (radiación terrestre). Se plantea pues un intercambio energético por radiación entre la piel y el entorno, incluso lejano.

Este es un aspecto generalmente mal conocido y comprendido por el hombre común: podemos sentir "frío" o "calor" aun cuando la temperatura del aire que nos rodea se encuentre dentro de los límites convencionales de la zona de confort, en función de que las superficies que tengamos próximas se encuentren muy frías (balance de radiación negativo para el cuerpo) o muy calientes (balance de radiación positivo para el cuerpo). El mecanismo de transmisión térmica por radiación no necesita de contacto físico alguno para tener lugar.

d) Evaporación

Cuando las capas de aire que nos rodean posean una humedad relativa inferior al 100%, se producirá disipación térmica al liberarse calor latente por medio de la evaporación del sudor sobre la superficie de la piel y también por la humectación del aire a su paso por los pulmones.

El balance térmico entre el cuerpo humano y su entorno puede expresarse en la forma siguiente: $M + Cd + Cv + R - E = 0$, donde M es el calor que por unidad de tiempo produce el metabolismo humano, Cd, Cv, y R el calor que gana o pierde el cuerpo por conducción, convección y radiación, respectivamente, y E el calor que siempre pierde el cuerpo por evaporación.

El valor relativo de estas variables depende de cada circunstancia concreta. En condiciones bastante favorables de confort y para un individuo en reposo, la dispersión metabólica tendrá lugar según porcentajes parecidos a los siguientes:

30% por conducción/convección;

45% por radiación, y

25% por evaporación.

La condición de que se anule la expresión: $M + Cd + Cv + R - E$ equivale a la condición de homeotermia, pero no indica nada respecto al posible confort térmico del individuo del que se trate. Si la expresión citada tendiera momentáneamente a ser positiva, el sujeto experimentaría más

/calor

calor y si tendiera a ser negativa, sentiría más frío que en la situación inmediatamente anterior de equilibrio. En ambos casos se pondrán rápidamente en funcionamiento mecanismos psicofisiológicos que, alterando una o más variables, restituirán el equilibrio perdido, anulando otra vez la mencionada expresión del balance térmico.

4. Recursos de termorregulación

Al nivel de la conducta molar, los recursos de termorregulación incluyen: el simple desplazamiento hacia zonas donde las circunstancias climáticas naturales sean menos adversas, la concepción y fabricación de objetos que configuran la "cultura material", algunos de los cuales tienen como finalidad básica el control bioclimático (por ejemplo: la ropa y la edificación), y, en general, la intervención sobre el medio ambiente para transformarlo en un sentido más favorable a las actividades humanas. El control individual de la actividad, entendida ésta en su dimensión física, constituye en sí mismo uno de los principales mecanismos de termorregulación puesto que, como se vio, la variable "calor metabólico" depende muy directamente del tipo de actividad física que se desarrolle.

El organismo humano presenta unas posibilidades concretas de termorregulación basadas en la variación de las condiciones de interacción entre la piel (y las membranas respiratorias) y su entorno. La piel es un órgano que desarrolla un conjunto muy importante de funciones, entre las que figura la de disipar el calor metabólico. Esta dispersión se ve parcialmente contrarrestada por la energía térmica que la piel absorbe del medio ambiente. La piel recibe el calor endógeno por medio, sobre todo, de la circulación sanguínea. La sangre, en cuya composición domina cuantitativamente el agua, tiene un calor específico alto (muy similar al de este último líquido: $4.2 \text{ j/g } ^\circ\text{C}$), y actúa como vehículo de transporte de energía química (transporte de nutrientes) y térmica (transporte de calor del centro a la periferia).

Los mecanismos fisiológicos de termorregulación son de naturaleza involuntaria, y se pueden clasificar atendiendo a los siguientes rubros:

a) Grado

a) Grado de sudoración

Las glándulas sudoríparas humedecen la superficie de la piel permitiendo la evaporación, la cual tendrá lugar siempre que el aire en contacto con la piel no se encuentre saturado. Dicha evaporación consume calor latente, que en buena medida toma del cuerpo. Constituye, pues, un medio de dispersión térmica. Cuanto más baja sea la humedad relativa del aire mayor eficacia adquirirá el recurso de la sudoración. Un adulto muy sudoroso puede producir continuamente la cantidad de un litro de sudor por hora, siempre, claro está, que vaya reponiendo el líquido y las sales que va perdiendo. En casos extremos, la producción puede alcanzar el ritmo de 2.5 litros/hora (Givoni, 1963), aunque por un tiempo muy limitado. El sudor, en condiciones muy favorables de confort, no se hace visible sobre la superficie de la piel; se evapora antes, en los mismos poros epidérmicos. La pérdida de líquido se manifiesta entonces sólo mediante el uso de la báscula de precisión.

b) Flujo de circulación subcutánea

Varía de 0.16 litros de sangre por metro cuadrado de piel en estado de vasoconstricción a 2.2 litros por metro cuadrado en estado de máxima vasodilatación.

En caso de que, por efecto del frío, se produzca una vasoconstricción generalizada, el calor metabólico permanece en mayor grado en el interior del cuerpo, disminuyendo la temperatura de la piel. La vasodilatación, al contrario, permite un amplio despliegue superficial circulatorio, lográndose así una mayor dispersión térmica.

c) Ritmo cardíaco

Su aceleración acentúa la transmisión térmica del interior del cuerpo hacia la piel.

d) Ritmo respiratorio

El aire que inhalamos se calienta (si su temperatura es inferior a 37°C) y se humidifica (si su humedad relativa es inferior al 100%) a su paso por los alveolos pulmonares.

/De esta

De esta forma se disipa una pequeña cantidad de nuestro calor metabólico. Al forzar el ritmo respiratorio se intensifica dicha disipación. En el hombre inactivo, confortable, con bajo ritmo respiratorio, se estima una pérdida por evaporación en pulmones de sólo unos 40 gramos de agua/hora. La dispersión por esta vía será pues muy escasa en las circunstancias descritas. Sin embargo, la disipación respiratoria cobra gran importancia a muy bajas temperaturas, pudiendo llegar a representar 1/5 de la disipación total.

e) Intensidad de la actividad muscular involuntaria

La sensación de calor produce una relajación involuntaria de la actividad muscular, mientras que la sensación de frío tensa los músculos, aumentando así la producción de calor metabólico. Este es el sentido biológico que tiene la acción de tiritar, común manifestación involuntaria de la sensación de frío. El mecanismo aludido tiene también relación con el de vasoconstricción/vasodilatación, antes mencionado.

f) Modificación del apetito^{6/}

El clima es uno de los factores que determinan el apetito de cada individuo. Se regula así, en parte, la ingestión de alimentos en sus aspectos cuantitativos y cualitativos. El apetito influye de esta manera en la producción de calor metabólico.

Nuestro organismo lleva incorporado un termostato de buena precisión: el hipotálamo, ubicado en la región cerebral. Este órgano detecta cualquier pequeño cambio en la temperatura del torrente circulatorio interno y pone en funcionamiento una combinación de los mecanismos de termorregulación que se acaba de describir, los cuales persisten hasta que la temperatura sanguínea vuelve a la normalidad.

^{6/} En las zonas tropicales la pérdida de apetito puede conllevar por sí sola una cierta malnutrición. El problema se complica porque algunos alimentos (por ejemplo, carne y huevos) producidos en condiciones tropicales presentan carencia de algunos elementos (por ejemplo, vitamina B1) necesarios para la correcta nutrición humana.

En cada situación concreta la dosificación precisa de cada uno de los recursos biológicamente disponibles varía mucho de un individuo a otro; sin embargo, cabe destacar la sudoración como el recurso en última instancia más eficaz y universal, al menos en las zonas templadas y cálidas.

La eficacia de los recursos de termorregulación hace posible la homeotermia, pero cada uno de estos recursos tiene alcances limitados. Existen unos márgenes "normales" de intensidad fuera de los cuales se presentan situaciones de creciente fatiga y desgaste, hasta alcanzar unos límites biológicos intransgredibles. Fuera de los límites absolutos de actuación de dichos recursos la vida humana es imposible; fuera de los márgenes de "normalidad" se presenta una carencia más o menos acusada de confort térmico.

III. LAS SENSACIONES DE CONFORT/MALESTAR TERMICOS

1. Detección de las variables pertinentes

La sensación subjetiva de calor o frío depende de la intensidad con que estén funcionando los recursos de termorregulación, los cuales a su vez dependen de un limitado número de variables microclimáticas. El conocimiento científico de estas correlaciones es relativamente reciente. Hasta finales del siglo pasado, por ejemplo, se pensaba que el malestar térmico que los sujetos experimentaban cuando se aglomeraban en una habitación cerrada, se debía a una supuesta concentración de gases tóxicos, producidos por los mismos individuos. La responsabilidad del malestar se atribuía pues exclusivamente a la composición química del aire inhalado, no a sus condiciones físicas. Esta concepción persiste, a nivel popular, incluso hasta nuestros días: en ese sentido, el lenguaje común utiliza la expresión "aire viciado".

Esta teoría de las "antropotoxinas" sufrió un golpe demoledor en 1914 cuando Sir Leonard Hill realizó un "experimentum cruxis": encerró a un grupo de estudiantes voluntarios y observó a la vez las modificaciones físico-químicas de las condiciones atmosféricas en el cuarto de experimentación y el correlativo incremento del malestar biotérmico de sus ocupantes. Dicho malestar, por cierto, se redujo considerablemente poniendo en funcionamiento un simple ventilador. Ese mismo aire "viciado" debidamente controlado en sus variables físicas (refrescado y deshumidificado), se dio a respirar a otro grupo de voluntarios, quienes no experimentaron malestar alguno.

La carencia de confort se presenta pues antes por el deterioro de las condiciones "físicas" del aire respirado que por la modificación de su composición. Pero también existen márgenes aceptables de variación de la composición del aire fuera de los cuales se dificulta la respiración y se compromete la salud de la persona que lo inhala. El estudio completo de los máximos umbrales aceptables de presencia de las distintas posibles sustancias en el aire se encuentra suficientemente desarrollado en los

/textos

textos especializados sobre contaminación del aire. Se mencionará aquí solamente la contaminación debida a la respiración humana. Imaginando la posible continuación del experimento de Hill, el segundo grupo de voluntarios que recibe aire ya respirado pero corregido en sus variables físicas, comenzará a sentirse incómodo antes de que el contenido de oxígeno descienda a niveles peligrosos. El factor crítico en este caso, como ya lo había vislumbrado Lavoisier en el Siglo XVIII, está constituido por la máxima concentración admisible del dióxido de carbono, gas que exhalamos corrientemente al respirar. Se considera que el máximo nivel aceptable de concentración de este gas en el aire oscila alrededor del 0.5% en volumen (normal en aire puro: 0.03%). El ser humano adulto y en reposo produce unos $4.7 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3$ de dióxido de carbono por segundo. Para evitar alcanzar el umbral de contaminación por CO₂ se requeriría, por cada persona que se encuentre confinada en un espacio cerrado una ventilación (renovación de aire) de unos 10^{-3} m^3 de aire puro por segundo. Dadas las implicaciones que estas consideraciones tienen sobre el diseño de los espacios habitables se retomará más adelante el tema de la ventilación, que solamente se plantea como problema grave en la construcción industrializada de alta hermeticidad.

Volviendo a los factores físicos del aire, que en condiciones normales son los primeros en afectar al confort, cabe recordar que fueron médicos británicos como Hill, los que a comienzos de nuestro siglo sentaron las bases para su conocimiento efectivo. La relevancia de este campo de estudios obedecía a razones históricas: el "establishment" británico tenía mucho interés en mejorar la productividad de aquellos trabajadores sobre cuyos sufridos lomos descansaba en última instancia el poderío del Imperio: mineros encerrados en galerías sofocantes, trabajadores textiles en fábricas cuya humedad atmosférica se mantenía artificialmente alta para reducir la fragilidad de las hilaturas, fogoneros de barcos surcando aguas tropicales, trabajadores agrícolas recolectando algodón bajo un sol de justicia, etc.

Se establecieron, a partir de experimentos, algunos de los cuales se remontaban al siglo XVIII, las tres variables microclimáticas fundamentales:

/a) La temperatura

a) La temperatura del aire y de las superficies que configuran el entorno físico (incluimos en este rubro la radiación).

Este factor condiciona los intercambios por conducción, convección y radiación.

b) La humedad relativa del aire, factor que condiciona la evaporación.

c) El movimiento del aire, factor que permite la efectividad de los mecanismos anteriores.

Conviene aclarar mejor el modo de actuación de este último factor. Las capas de aire más cercanas a la piel van adquiriendo temperaturas cada vez más próximas a la de la misma piel. A su vez, la humidificación sudorípara produce en esas capas una humedad relativa que se va aproximando al 100%. Si esas capas de aire permanecieran inmóviles, "adheridas" a la piel, se anularían por completo las posibilidades de termorregulación por evaporación cutánea, y por conducción/convección atmosférica; de ahí la importancia que tiene la tasa de renovación de esas capas de aire muy próximas a la piel y la probada efectividad de la ventilación a efectos del confort biotérmico.

Una vez identificadas las tres variables físicas fundamentales del microclima, el problema se reducirá a estudiar los márgenes de variación de cada una de ellas, y las correlaciones entre las mismas que, estadísticamente suelen producir sensaciones de bienestar bioclimático, en función de que determinan un uso biológicamente económico de los recursos de termorregulación.

2. Medida de las variables bioclimáticas básicas

Resulta hoy posible y económico cuantificar adecuadamente las variables físicas ambientales detectadas como fundamentales. Esto permite una práctica experimental, más científica, superadora del empirismo con que tradicionalmente se ha venido manejando el problema bioclimático.

a) Temperaturas y radiación

i) Temperatura "seca" (TS). Es la que mide un termómetro corriente, de mercurio (corresponde a la temperatura de la columna de mercurio).

El termómetro más usual, simple o con registro de máxima y mínima, utiliza el principio de la dilatación (del mercurio, del alcohol, de una /espiral

espiral metálica o de un par bimetálico). Existen otros aparatos, como los pares termoeléctricos o los termistores que se basan en la transformación de un potencial térmico en un potencial eléctrico, fácilmente medible.

El termógrafo registra gráficamente, en forma continua, la variación de las temperaturas.

El hombre común tiende a sobrevalorar el dato de la temperatura "seca" y a considerarlo como el dato único que determina la sensación de confort o malestar, olvidándose de que nuestra piel presenta una superficie que es húmeda y que dista mucho de tener el índice de reflexión de la del mercurio.

ii) Temperatura "radiante" (TR). Es la que registra un termómetro de globo que no es sino un termómetro corriente cuyo bulbo se encuentra en el interior de una esfera de cobre hueca, de unos 15 cm de diámetro, pintada interior y exteriormente con pintura negra mate rugosa.^{1/} Este instrumento mide la influencia conjunta de la temperatura seca del aire y de la radiación incidente. Colocando el aparato a pleno sol, o en proximidad de alguna fuente de radiación térmica (una chimenea, o simplemente un muro recalentado), la temperatura registrada será mayor que la que se obtendría mediante un termómetro corriente. Si el aire está quieto, es decir, si no existe un sensible intercambio de calor por convección entre el aire y la esfera de cobre, la temperatura que indique un termómetro de globo corresponderá a la "temperatura radiante media" (TRM). Dos entornos físicos que, en aire quieto, produzcan la misma lectura en el termómetro de globo, poseerán la misma TRM, aunque la distribución de los diferenciales de temperatura de sus superficies limitantes sean completamente distinta. Cuando el conjunto de las superficies limitantes posea, en término medio, una temperatura superior (inferior) a la del aire, la TRM será mayor (menor) que la TS.

Belding (1967), propone la siguiente fórmula correctiva para el caso en que el aire que rodea al termómetro de globo se encuentre en movimiento: $TRM = TR + 0.24 \sqrt{V} \cdot (TR - TS)$, en la que V es la velocidad del aire (m/s).

iii) Temperatura "húmeda" (TH). Es la que indica un termómetro corriente cuyo bulbo se mantuviera continuamente húmedo (rodeado por un fieltro humedecido, por ejemplo) y en torno al cual se moviera permanentemente

^{1/} El objetivo es conseguir un comportamiento físico que se parezca lo más posible al teórico "cuerpo negro". Lo ideal sería ennegrecer con humo.
/el aire.

el aire. Como se ve, la TH corresponde exactamente al punto de rocío del aire en cuestión, es decir, la temperatura a la cual se satura y deja de evaporar agua. Un psicrómetro es una combinación de dos termómetros (uno "seco" y otro "húmedo").

Conociendo las TS y TH de una determinada porción de aire, resulta fácil deducir su humedad relativa, consultando algún diagrama psicrométrico. (Véase la figura 1, o bien los cuadros que acompañan al psicrómetro.) Las TS, TR y TH se miden en grados Celsius o en grados Kelvin.

iv) Radiación solar. Las medidas más precisas de radiación solar no se realizan con un termómetro de globo, sino con un "piranómetro" (solarímetro, o actinómetro) que mide la cantidad total de radiación de onda corta que incide sobre una superficie horizontal, con un "piroheliómetro" o medidor selectivo que puede orientarse en la dirección deseada o con un "radiómetro" cuya medición es omnidireccional (abarcando por tanto las ondas largas provenientes del terreno y de las construcciones).

Desde 1956 existe un convenio para adoptar la llamada Escala Piroheliométrica Internacional, de acuerdo con la cual se vienen calibrando los instrumentos.

La medición de la radiación instantánea que recibe una superficie se expresa, en el sistema internacional, en watts por metro cuadrado (W/m^2) o, lo que es lo mismo, en Joules por metro cuadrado y segundo ($J/m^2.s$). Esta unidad va progresivamente desplazando a las anteriores: Btu/ft^2h , $kCal/m^2h$, o Cal/cm^2s ("langley"), que pueden aparecer en la literatura técnica no muy reciente.

b) Humedad

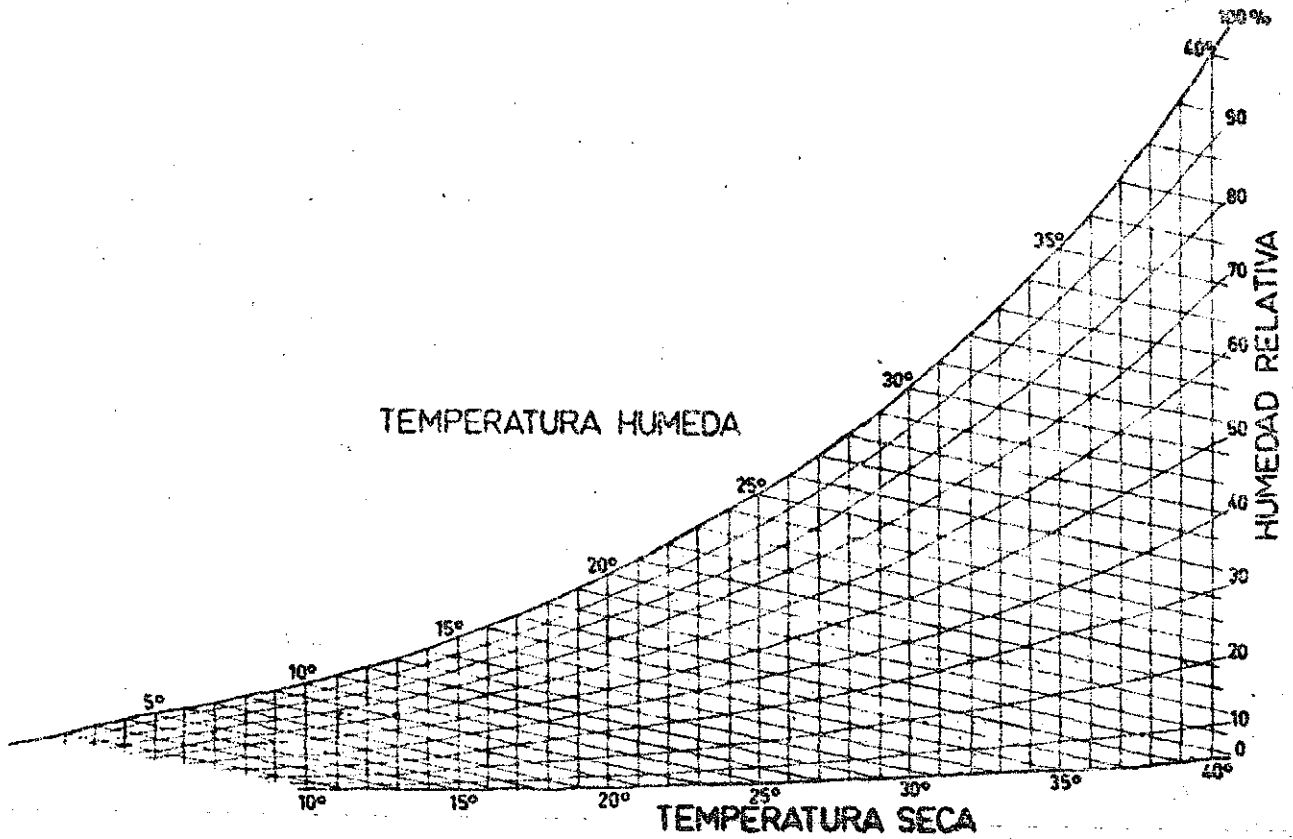
La humedad atmosférica es la cantidad de vapor de agua que se encuentra en una porción de aire.

La cantidad máxima de vapor de agua que pueda contener un volumen de aire dependerá solamente de su temperatura. Varía considerablemente; por ejemplo, a $-20^{\circ}C$ el valor de saturación expresado como humedad absoluta será de $0.879 g/m^3$, mientras a $40^{\circ}C$ alcanzará $55.046 g/m^3$.

/Figura 1

Figura 1

GRAFICO EN QUE SE RELACIONAN LOS VALORES DE LA TEMPERATURA SECA (COORDENADAS VERTICALES), HUMEDAD RELATIVA (CURVAS) Y LA TEMPERATURA HUMEDA (COORDENADAS OBLICUAS)



Ejemplo: $TS = 27^{\circ}C$; $HR = 80\%$ implican $TH = 24^{\circ}C$.

/Recuérdense

Recuérdense los distintos índices que pueden expresar una misma humedad:

- 1) Humedad absoluta: masa de agua por metro cúbico de aire analizado (se suele medir en g/m^3).
- 2) "Proporción de mezcla": masa de vapor (generalmente en gramos) por kilogramo de aire seco;
- 3) Humedad específica: masa de vapor por kilogramo de aire húmedo;
- 4) Presión de vapor (PV): componente de la presión total de la porción de aire húmedo que corresponde a la presión ejercida por el vapor de agua. Se expresa en unidades de presión.
- 5) Humedad relativa (HR) es la relación, expresada porcentualmente, entre la presión de vapor existente en una porción de aire y la que se presentaría en caso de que esa porción se encontrara saturada a la misma temperatura.
$$\text{HR} = \frac{\text{pv}}{\text{pvs}} \times 100$$
 (Siendo pvs: presión de vapor en saturación).
- 6) Temperatura del punto de rocío: temperatura a la que se produce la saturación si se enfría el aire a presión constante sin añadir ni quitar vapor.

En meteorología se usan, sobre todo, los índices 2) y 6), en bioclimatología los 4) y 5), y en ingeniería de acondicionamiento de aire: 1), 2) 5) y 6).

La medida directa es posible y cómoda sólo para la humedad relativa, mediante la utilización de un higrómetro, entre los cuales el más común se basa en la variación de longitud de un cabello en función precisamente de la humedad relativa. La precisión que se consigue con este higrómetro es bastante baja. Existen aparatos de medida directa más precisos, como por ejemplo los higrómetros de rayos infrarrojos, pero son delicados y costosos. Por ello resulta más práctico hacer uso de medidas indirectas, por medio del psicrómetro.

c) Movimiento del aire

Se mide generalmente la velocidad del aire mediante anemómetros, de los cuales existen algunos modelos ligeros y portátiles. También se utilizan katatermómetros, que miden la tasa de enfriamiento de un cuerpo caliente,
/la cual

la cual es función de la velocidad del aire en contacto con dicho cuerpo (puede ser un hilo llevado a la incandescencia por el paso de una corriente eléctrica). Los katatermómetros son especialmente útiles para medir velocidades pequeñas del aire, frente a las cuales el funcionamiento mecánico de los anemómetros corrientes resulta poco sensible. La unidad en que se expresa el movimiento del aire es el m/s.

Todavía se encuentran a veces mediciones expresadas en los antiguos grados Beaufort, que trataban de relacionar la fuerza del viento con los efectos que presumiblemente provocaría.

Considerando el viento como un factor aislable, se podrían señalar las siguientes correlaciones entre magnitudes físicas y efectos sensibles:

Hasta 0.25 m/s	-	no se percibe
0.25 - 0.5	-	comienza apenas a sentirse
0.50 - 1.0	-	movimiento de aire muy suave, efectivo y agradable en tiempo cálido y húmedo
1.65	-	máxima velocidad agradable sin efectos indeseables en trabajo de oficina
1.65 - 3.30	-	puede comenzar a resultar molesto: los papeles comienzan a volar (3.30 marca el tope deseable de velocidad en espacios interiores)
3.30 - 5.00	-	brisa
5.00 - 10.00	-	viento moderado
10.00 - 15.00	-	viento fuerte a muy fuerte
Más de 15.00	-	vendaval

A partir de 25 m/s es posible el daño en edificaciones corrientes, no precarias. Las tormentas tropicales generan vientos cuya magnitud oscila entre 17 y 32 m/s. Los huracanes determinan velocidades de más de 32 m/s.

3. La ropa como factor de mediación

Los estudios psicofisiológicos de las condiciones de confort biotérmico han concedido, hasta hace poco, escasa atención a la indumentaria como primer factor de mediación entre el cuerpo humano y su medio ambiente. Hoy resulta ya absurdo subestimar los efectos de nuestra "segunda piel". La ropa implica un aislamiento térmico adicional que obstaculiza la dispersión del calor metabólico que producimos, a la vez que protege contra una disipación excesiva. Por una parte, el tejido en sí supone un filtro ambiental que, además de poseer algunas cualidades aislantes, controla el paso del aire y de la humedad. Por otra, la disposición de la ropa crea entre el tejido y la piel una cámara de aire más o menos estable, cuyo efecto aislante se suma al del tejido en sí. En todos los casos se reduce considerablemente el movimiento del aire en contacto con la piel. Por todo ello, la ropa constituye el recurso más directo y eficaz contra la sensación de frío. Cuanto más frío haga deberá ser la ropa más gruesa, impermeable al aire y ceñida al cuerpo; frente al frío convendría además disponer la indumentaria en distintas capas, para crear varias cámaras de aire, y seleccionar tonos exteriores oscuros para absorber mejor la radiación solar. Frente al calor la estrategia será la opuesta: disminución de la ropa, ligereza y permeabilidad al aire del tejido, que deberá ser muy absorbente, disposición muy holgada de la indumentaria para permitir la circulación interior del aire, y selección de tonos exteriores muy claros para aumentar la reflexión de la radiación recibida.

A efectos de los cálculos termofisiológicos se han establecido algunas cuantificaciones para el factor de arropamiento. El intento más difundido es el publicado en Gagge, Burton y Gazatt (1941), que se sintetiza en el cuadro siguiente:

Cuadro 2

CUANTIFICACIONES PARA EL FACTOR DE ARROPAMIENTO

Grado de arropamiento	Descripción ejemplificatoria	Resistencia térmica en $m^2 \text{ } ^\circ C/W$	Conductancia en $W/m^2 \text{ } ^\circ C$
Ropa 0	Desnudez total	0	∞
Ropa 0.5	Ropa interior corta, pantalones ligeros de algodón, camisa de manga corta, cuello abierto	0.08	12.50
Ropa 1.0	Ropa interior corta, traje típico de oficina, con chaleco	0.16	6.25
Ropa 1.5	Ropa interior larga, traje con chaleco de lana, calcetines de lana	0.24	4.15

(El cuadro continúa, pero los demás grados se salen del contexto en que se centra este trabajo.)

El comportamiento térmico de la ropa se ve afectado por el movimiento externo del aire. Así, la IHVE Guide señala los siguientes factores de reducción para el grado "ropa 1", en función de la velocidad del aire:

V (m/s)	grado de arropamiento (clo)
0.0	1.00
0.1	0.85
0.2	0.70
0.5	0.50
1.5	0.40

Se ve así que ropa 1 con movimiento de aire de 0.5 m/s equivaldría a ropa 0.5. La reducción de resistencia térmica de la ropa cuando el aire está en movimiento obedece a varias determinaciones: a través de sus poros consigue filtrarse el aire hacia la piel, renovando la capa en contacto con ella; además la ropa, por efecto del viento, se puede aplastar contra la piel, quitándole eficacia aislante a las capas de aire.

Las consideraciones que anteceden no debieran hacer olvidar que la de intervenir en el control biotérmico no es la única función de nuestra indumentaria; en muchos casos ni siquiera es la principal.

/Respecto

Respecto a la ropa, como respecto a la arquitectura, las determinaciones culturales son mucho más poderosas de lo que generalmente se cree. La ropa es signo, no sólo artilugio térmico. Estamos acostumbrados a obtener, casi inconscientemente, una enorme cantidad de información del atuendo de nuestros interlocutores: pertenencia a una clase social, actitud, gustos, aspiraciones, etc. La configuración de la indumentaria (así como la forma urbano-arquitectónica del entorno construido) no remite a una ideología, sino que es ideología. Cumple unas funciones sociales concretas, como la de servir de factor de identificación de sujetos que ocupan un lugar semejante en la organización social. Este campo ideológico en el que, queramos o no, estamos inmersos determina en cada caso los márgenes de variación de nuestro "discurso indumentario".

Con demasiada frecuencia, esta "presión simbólica" implica una considerable servidumbre bioclimática, una sensible reducción de la calidad de vida de los individuos. Ir "correctamente" vestido quiere decir, en general, pasar calor. Curiosamente, esa presión simbólica a la que se alude se ejerce en forma mucho más implacable sobre la pequeña burguesía urbana que sobre la alta burguesía o sobre el proletariado urbano o rural.

4. El proceso de aclimatación

Las adaptaciones a largo plazo que experimenta cada organismo cuando se encuentra en un medio bioclimático básicamente estable constituyen lo que se denomina "aclimatación". Los recursos biotérmicos no permanecen constantes para cada individuo.

El proceso de aclimatación se encuentra todavía hoy mal estudiado experimentalmente. Con demasiada frecuencia se supone inexistente y se realizan estudios biotérmicos basados en la falsa asunción de un comportamiento standard, universal, de la fisiología humana. Se ha comprobado que el metabolismo basal aumenta considerablemente por aclimatación al frío. Cuando un individuo habituado a un clima templado se somete en forma continua a condiciones calurosas, su organismo comienza también, paradójicamente, por aumentar su metabolismo basal, para acabar reduciéndolo a largo plazo. Los escasos

datos de que se dispone para el estudio del confort térmico suelen provenir de trabajos experimentales realizados sobre sujetos aclimatados a entornos templados, correspondientes a los países industrializados. En el contexto tropical, se deberán manejar estos datos con bastante cautela.

Desde un enfoque racista, se ha intentado también identificar alguna correlación entre la conducta biotérmica de un individuo y la "raza" a la que pertenece. Históricamente, se presentaron manipulaciones pseudocientíficas que pretendían demostrar que la raza negra resultaba mucho más apropiada para trabajar en los trópicos que las razas europeas. Los estudios más serios tuvieron que reconocer que, en la escasísima medida en que el concepto de "raza" tiene un preciso valor científico, los individuos de las distintas "razas" son capaces de alcanzar una misma productividad tanto en el esfuerzo físico como en el intelectual. Las diferencias, en caso de existir, serían atribuibles a factores educativos y de aclimatación.

5. Intereses y tendencias en los estudios bioclimáticos

La actitud básicamente analítica que se ha venido asumiendo ha permitido identificar y abordar, aun aisladamente, algunas variables fundamentales que pudieran intervenir en el problema del control bioclimático. Para poder hacer operativos los conocimientos adquiridos, se hace necesario ahora tratar de sintetizar los datos y relacionar las variables. Las problemáticas de partida y las finalidades explícitas o implícitas de este tipo de investigaciones han variado históricamente, pero se pueden detectar dos grandes tendencias. La primera se centra en el concepto de "confort térmico", tratando de definirlo estadísticamente en función de los márgenes de oscilación de las variables básicas y de sus correlaciones. Los trabajos adscribibles a esta tendencia suelen referirse a las necesidades de los individuos vestidos ligeramente y en reposo, o realizando un trabajo sedentario. Las aproximaciones cuantitativas al concepto de "confort térmico" se caracterizan en general por su sencillez de expresión. No es difícil imaginarse que la práctica que subyace a este conocimiento es sobre todo la de los ingenieros climatizadores del aire y que el problema-tipo que se trata de resolver es

/el de garantizar

el de garantizar, al menos en sus variables fácilmente cuantificables, un entorno climático "aceptable" para un conjunto de trabajadores del sector terciario.

La segunda tendencia se centra en el concepto de "stress" o malestar térmico, el cual trata de definir y cuantificar objetivamente relacionando los hechos fisiológicos con las variables básicas mediante fórmulas empíricas que admitan una verificación experimental. La expresión de estas fórmulas no siempre adopta formas simples y fáciles de manejar; todas ellas aspiran a constituir modelos del funcionamiento fisiológico objetivo que permitan emitir predicciones.

Los individuos cuyo comportamiento biotérmico desea estudiar esta última tendencia se hallan frecuentemente en situaciones climáticas límite, ya sea por la intensidad de la actividad que desarrollan o por la de las variables climáticas del entorno. La práctica social que determina esta orientación es básicamente la de los ergónomos y admite variantes según que los fines sean civiles o militares.

El problema-tipo que tratan de resolver es el de predecir las condiciones de resistencia y productividad de un individuo sometido a circunstancias climáticas adversas.

Mientras la primera tendencia enfatiza el aspecto subjetivo del confort (trata de predecir cómo "se sentirán" determinadas personas), la segunda insiste en la objetividad de los hechos fisiológicos (trata de predecir aquello que fisiológicamente sucederá, al margen de los contenidos de conciencia).

Ambas corrientes se han abocado en general al estudio de los mecanismos de defensa frente al calor. La lucha contra el frío no parece preocupar mucho a los investigadores en la medida en que existen para ello recursos obvios, eficaces y fácilmente aplicables: incrementar el ejercicio físico, logrando así niveles más altos de producción de calor metabólico, aumentar el grado de arropamiento, limitando así la dispersión térmica. Además el hombre sabe desde tiempos inmemoriales que cualquier combustión cede calor. Un simple fuego puede así modificar a su favor las condiciones microclimáticas adversas, mientras que la producción deliberada de frío es una conquista muy tardía --y todavía hoy muy costosa-- de la humanidad.

Nuestro conocimiento de los hechos bioclimáticos se encuentra, todavía hoy, bastante incompleto y mal integrado. Se necesitará aprovechar los conocimientos objetivos alcanzados por las dos corrientes de investigación antes referidas, pero sin renunciar a una superación de las prácticas sociales en que se basan. Nuestra problemática no se limita a la de climatizar un edificio convencional de oficinas ni a la de evaluar las posibilidades de operación de un batallón en el desierto, se centra en la consecución de un entorno global cada vez más humano, que potencie las capacidades del hombre en vez de limitarlas.

6. Indices termofisiológicos de "stress" térmico

a) Intercambio "seco" y evaporación requerida

El punto de partida es la ecuación del balance térmico humano y se trata de cuantificar las variables en función de las condiciones microclimáticas.

La producción de calor metabólico, M, es un dato que depende de la actividad que desarrolle el sujeto; puede tomarse del cuadro 1.

Se suelen agrupar los factores Cd, Cv y R para constituir lo que se denomina "intercambio seco" (IS), es decir, el intercambio térmico que se produce exclusivamente por conducción, convección y radiación, sin intervención de la evaporación de sudor. El IS puede ser positivo (absorción térmica por parte del cuerpo, en condiciones muy calurosas) o negativo (dispersión normal, seca, de calor metabólico).

Se puede calcular el IS realizando una estimación de sus componentes y sumándolas. Para ello existen fórmulas experimentales que relacionan Cd + Cv con la TS y V del aire (Haines y Hatch (1952)), otras que incluso tienen en cuenta el grado de arropamiento (Givoni y Berner-Nix (1967)), y otras, finalmente, que cuantifican R en función de la TRM (o de la TR y V).

Como únicamente se trata de comprender el razonamiento global de este enfoque, no se entra a exponer en detalle estas fórmulas; se suministrará tan sólo una indicación aproximada del valor de IS a través de la expresión: $IS = (11.6 + 15\sqrt{V}) (TR-35)$ (TR en °C, V en m/s, IS en Watts). Esta última

fórmula empírica puede considerarse adecuada cuando el sujeto esté muy ligeramente vestido y se encuentre a la sombra (poca diferencia entre TR, TS y TRM)^{2/}. Se podrá observar que cuando la temperatura radiante coincida con la temperatura media de la piel (35°C), el intercambio seco será nulo.

Una vez conocidos M e IS, será fácil cuantificar la "evaporación requerida": $E = M \pm IS$; esta será la potencia térmica que deberá suministrar la evaporación del sudor.

b) Capacidad evaporativa

Hará falta pues que el sujeto sea capaz de producir sudor suficiente como para permitir la evaporación requerida. Se cuantificará este factor más adelante. Pero además se tendrá que verificar con qué facilidad o dificultad las circunstancias microclimáticas concretas permiten o impiden la evaporación que se requiere para mantener el balance térmico. Es preciso pues evaluar la "capacidad evaporativa" (CE) que corresponde a cada conjunto de condiciones concretas para poder determinar el grado de esfuerzo térmico frente al calor que experimenta el sujeto.

La capacidad evaporativa (CE) puede obtenerse a partir de las fórmulas empíricas siguientes:

$$CE = 25.2 \cdot V^{0.4} \cdot (42-pv) \quad (\text{Belding y Hatch (1955), para un hombre medio prácticamente desnudo})$$

$$\text{y } CE = k \cdot V^{0.3} \cdot (42-pv) \quad (\text{Givoni y Berner-Nir (1967), que introduce también la variable "arropamiento"})$$

En estas fórmulas V representa, como siempre, la velocidad del aire en m/s, pv la presión de vapor en mm de Hg. y k (en la segunda fórmula), un coeficiente que depende del arropamiento y que puede extraerse de la siguiente tabla:

- 1) Semidesnudez: traje de baño, sombrero: $k = 27.2$
- 2) Traje ligero de verano, ropa interior corta, camisa de manga corta, pantalón largo de algodón, sombrero: $k = 17.6$
- 3) Pants sobre pantalones cortos: $k = 11.2$

^{2/} Una aproximación para el IS en condiciones más frías podrá hallarse en Burton (1944).

Como se ve, en ambas fórmulas la capacidad evaporativa se anula cuando la presión de vapor existente resulta igual a la presión de vapor del aire en contacto con una piel a 35° empapada de sudor (42 mm de Hg). También se anula CE cuando el aire permanece absolutamente estancado, pero en la práctica esto no sucede (a menos que utilicemos ropa impermeable muy ceñida), siempre existe un cierto movimiento de aire, aunque sea imperceptible. En una oficina sin ventilación alguna, por ejemplo, se puede considerar una velocidad promedio de 0.1 m/s. Las fórmulas de cálculo de CE requieren el uso de tablas logarítmicas o de calculadoras que contengan la función logarítmica. Para evitarse esta molestia, resulta más sencillo recurrir a ábacos como los que aparecen en Belding y Hatch (1955).

c) Índice de esfuerzo frente al calor

Una vez que se ha establecido la capacidad evaporativa, se puede comparar con la evaporación requerida. El "índice de esfuerzo frente al calor" (IEC)^{3/} (Belding y Hatch (1955)), consiste precisamente en la expresión como porcentaje de la relación entre E y CE.

$$\text{IEC} = \frac{E}{\text{CE}} \times 100, \text{ donde CE varía de 0 a 700 W.}$$

Como promedio, el IEC no puede superar el 100%; sin embargo, en períodos cortos de muy intenso esfuerzo térmico puede el IEC subir por encima del 100% siempre que a ese período suceda otro de "reposo". Se adjunta, extraído de Belding y Hatch (1955), un cuadro de interpretación del IEC en función de sus implicaciones prácticas.

El IEC constituye un índice útil para evaluar las condiciones de respuesta biotérmica frente a esfuerzos desarrollados en espacios cerrados, en el contexto pues del análisis de la productividad industrial.

d) Ejemplificación

Un ejemplo permitirá visualizar más concretamente el método. Imagínese un minero semidesnudo trabajando en las siguientes condiciones:

^{3/} Heat Stress Index, HSI, en inglés.

Cuadro 3

IMPLICACIONES FISIOLÓGICAS E HIGIENICAS DE UNA EXPOSICION
DE OCHO HORAS DE DURACION A DIFERENTES INDICES
DE ESFUERZO TERMICO

IEC (en %)	Implicaciones
-20, -10	Enfriamiento ligero. Situación corriente en aquellos lugares donde los trabajadores se recobran de una exposición al calor anterior
0	Ningún esfuerzo térmico
+10, +20, +30	Esfuerzo ligero a moderado. Cuando el trabajo requiere funciones intelectuales más elevadas, destreza o el estar alerta, puede apreciarse una disminución sustancial en el rendimiento. Poca disminución en el caso de trabajo físico pesado, con tal de que la habilidad del individuo influya en el rendimiento sólo marginalmente.
+40, +50, +60	Esfuerzo severo; con riesgo para la salud de trabajadores que no estén físicamente capacitados. Períodos de recuperación necesarios en el caso de trabajadores que aún no se hayan aclimatado. Cabe esperar disminución en el rendimiento del mismo trabajo físico. Deseable selección médica del personal, porque tales condiciones de trabajo no resultan adecuadas en el caso de personas con afecciones cardiovasculares o respiratorias o con dermatitis crónica. Tampoco resultan adecuadas en actividades que requieran un esfuerzo mental continuado.
+70, +80, +90	Esfuerzo muy severo. Sólo un pequeño porcentaje de la población está capacitada para resistirlo. Hay que seleccionar al personal, a) por examen médico y, b) a prueba (después de aclimatación). Medidas especiales se hacen necesarias para asegurar la ingestión de agua y sales. La mejora, en lo posible, de las condiciones de trabajo, es altamente deseable y, con ello, tal vez disminuyan los riesgos en la salud y aumente el rendimiento. Pequeñas indisposiciones que, en otras condiciones, no llegarían a afectar el rendimiento, en éstas, pueden llegar a incapacitar al trabajador
+100	El máximo esfuerzo tolerable diariamente por trabajadores jóvenes y de buena salud

Fuente: Belding y Hatch, 1935.

/TS = 31°C

$TS = 31^{\circ}C$; $TR = 34^{\circ}C$; $TH = 31^{\circ}C$ ($TS = TH$ implica $HR = 100\%$), $V = 1$ m/s
(como resultado de una ventilación mecánica en la mina).

Este minero, que controla una máquina, desarrolla un trabajo ligero, de pie, con algún desplazamiento. Se puede suponer una producción de calor metabólico de 205 W.

$$IS = (11.6 + 15\sqrt{V}) (TR - 35) \approx -27 \text{ W}$$

La evaporación requerida será:

$$E = 205 - 27 = 178 \text{ W}$$

Calculemos ahora la capacidad de evaporación

$$CE = 25.2 VO.4 (42-pv) = 200 \text{ W}$$

(pv = 34 mm de Hg, dato extraído de cuadros a partir de los datos suministrados)

$$IEC = \frac{178}{200} \times 100 = 89\%$$

Este minero, pues, a pesar de que su trabajo es físicamente ligero, está sometido a un esfuerzo térmico muy severo y desgastante. Nuestro minero, aprovechando la ausencia temporal del vigilante, se queda dormido. Su producción de calor metabólico baja a 75 W. La evaporación requerida se reduce considerablemente: 48 W.

$$\text{El IEC será ahora de } \frac{48}{200} \times 100 = 24\%$$

El esfuerzo térmico se reduce hasta resultar muy llevadero, pero de todos modos, nuestro minero no se despertará por frío.

En este momento falla el sistema mecánico de ventilación de la mina. Por tiro natural se consigue una velocidad del aire de sólo 0.3 m/s. El intercambio seco IS valdrá entonces: 20 W y la evaporación requerida 55 W.
 $\log CE = \log (25.2) \times (42-34) + 0.4 \log 0.3$

Efectuando las operaciones y tomando antilogaritmos se obtiene
 $CE = 124.5 \text{ W}$.

El índice IEC aumenta hasta 44%.

Aunque nuestro minero despertara, no podría realizar su trabajo normal: sólo podría dispersar una producción metabólica de unos 145 W, (equivalente a un trabajo ligero de oficinista) y ello llevando al límite su esfuerzo térmico. (IEC = 100%).

/En similar

En similar situación se encontraría, una vez restablecida la ventilación normal, si pretendiera trabajar vestido, aun con ropa muy ligera: (La capacidad evaporativa estaría alrededor de 140 W, por lo que su producción metabólica no podría pasar de 160 W).

La administración técnica de la mina podría decidir, suponiendo que fuera económicamente factible, no restablecer la ventilación forzada (es decir, quedarse con un tiro natural), pero poner en funcionamiento dispositivos de deshumidificación que consiguieran, por ejemplo, una reducción de la pv de 34 a 29 mm Hg, sin variar las condiciones de temperatura. En este caso el índice IEC del minero semidesnudo sería aproximadamente el mismo que en la situación inicial, es decir, cercano al 90%.

e) Índice de sudoración

El sudor al evaporarse consume calor efectivo, que se transforma en calor latente, pero este calor no proviene solamente de la piel humana, también se toma del aire o de la ropa. Por ello sólo se aprovecha una parte del calor que se consume en la evaporación.

Givoni y Berner-Nir (1967), propusieron el llamado "índice de sudoración" (S); es la potencia térmica que se requeriría para evaporar todo el sudor que se produce en un segundo.

La "eficiencia de la sudoración" (f) se define como la fracción de S efectivamente utilizada en la dispersión del calor metabólico del cuerpo.

$$\frac{E}{S} = f \quad \text{o} \quad S = \frac{1}{f} \cdot E.$$

Según los referidos autores, $\frac{1}{f} = e^{0.6 (E/CE - 0.12)}$, donde e es la base de los logaritmos neperianos o naturales. Los márgenes de oscilación de E/CE se considerarán limitados: $0.12 < E/CE < 2.15$. Para IEC = 12%, (E/CE = 0.12), f valdrá la unidad y se mantendrá con ese valor si la IEC desciende por debajo de 12%: el sudor posee entonces máxima eficiencia, al evaporarse en los mismos poros de la piel, sin quitarle calorías a la ropa o al aire.

Al aumentar la IEC por encima de 12%, irá disminuyendo la eficiencia de la sudoración.

/El índice

El índice S, ($S = \frac{1}{F} E = \frac{1}{F} (M + C + R)$), calculado a partir de sus elementos descompuestos según las fórmulas empíricas de Givoni/Berner-Nir, constituye la expresión hasta hoy más sofisticada del esfuerzo frente al calor. Como es inmediatamente traducible a gramos de sudor por unidad de tiempo permite una fácil verificación experimental, mediante el uso de una simple báscula. Además, un conjunto de factores de corrección permite tomar en consideración las circunstancias reales, tales como indumentaria, radiación solar, etc.

El índice de sudoración presenta como inconvenientes la laboriosidad de los cálculos y las exigencias de una información previa, precisa y completa, de las circunstancias climáticas.

Si bien permite prever --aparentemente con algún éxito experimental-- la cantidad de sudor que producirá un sujeto en circunstancias determinadas, no dirá nada acerca de cómo se sentirá ese sujeto; no constituye, estrictamente hablando, un índice de "confort térmico". Como señala muy acertadamente F. Ramón (1979), "resulta prácticamente imposible valorar la cantidad de sudor en términos de mayor o menor insatisfacción subjetiva; una valoración semejante depende, en primer lugar, de "para quién" segregue uno su sudor, si para sí mismo o para otro. Habría que distinguir, pues, entre "sudor en libertad" y "sudor bajo dominio". Nadie va a preocuparse por cuantificar el primero; sería como intentar cuantificar la vida misma. Es el segundo el que hoy se pretende predecir teóricamente. Ha sido "el otro" el que ha llegado a sentir particular interés en la predicción cuantitativa de nuestro sudor".^{4/}

7. Índices termopsicológicos de "confort térmico"

Se examinarán ahora los resultados de aquella corriente de investigación que se interesa por los efectos psicológicos subjetivos de las variables microclimáticas, más que por las causas fisiológicas objetivas que los provocan. Estos trabajos se han orientado de hecho hacia la determinación empírica-experimental de aquellas condiciones bioclimáticas que un sujeto vestido

^{4/} F. Ramón (1979), pág. 25 (no subrayado en el original).

con ropa corriente y dedicado a una actividad ligera calificaría de "confortables". El objetivo implícito de estas investigaciones, como se anunciaba en el punto 5, parece haberse ido precisando como el de conseguir, para los trabajadores del sector terciario en las zonas templadas, el mínimo esfuerzo térmico posible. Quedan eliminadas así las variables "arropamiento" (se supone un vestido estándar), y "producción de calor metabólico" (se supone un trabajo ligero de oficina).

a) Temperatura efectiva

El primer intento más o menos válido de establecer un índice que conjugara los efectos de las distintas variables sobre la sensación de confort térmico tuvo lugar a comienzos de la década de los años veinte en los laboratorios de investigación que la American Society of Heating and Ventilating Engineers (la actual ASHRAE) operaba en Pittsburgh (Estados Unidos). F. C. Houghton y C. P. Yaglou, encargados del programa, propusieron el índice de la "temperatura efectiva" (TE), que, en principio, es la temperatura de un aire estacionario y saturado que produciría según la opinión promediada de un gran número de observadores, una sensación térmica semejante a la que efectivamente produce la situación bioclimática concreta que se analiza.

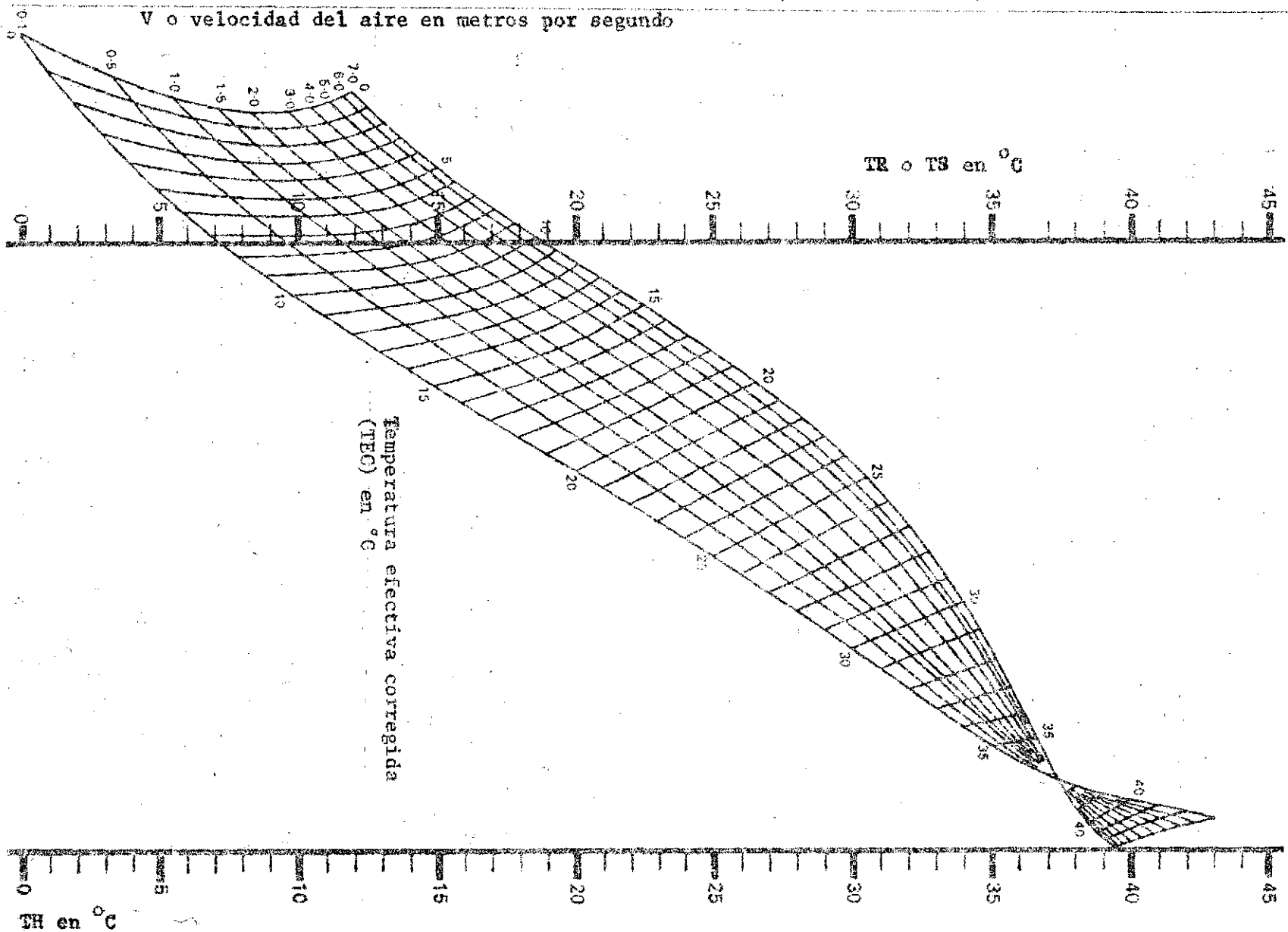
En un principio, el índice TE no tomaba en consideración más que la temperatura seca y la húmeda. Posteriormente se multiplicaron las comprobaciones experimentales y se incluyeron los factores del movimiento del aire y de la radiación: surgió así la "temperatura efectiva corregida" (TEC), que constituyó, durante varias décadas, el índice más confiable a efectos de la determinación del confort térmico, y, por consiguiente, el de más amplia aceptación en la práctica mundial del acondicionamiento de aire. Además de confiable resultaba práctico: el cálculo de la TEC se realiza fácilmente conociendo TR (o, en su defecto, TS),^{5/} TH (HR) y V, mediante la utilización del nomograma de la página siguiente, adaptado de Yaglou/Miller (1925).^{6/} Hacia la década de los sesenta comenzó a ser cuestionado el principio de la "temperatura efectiva" y a los pocos años, la

^{5/} Sustituir TR por TS es válido en interiores, cuando las temperaturas de las superficies envolventes no difieren mucho de la temperatura del aire, no así cuando existe una fuente intensa de radiación.

^{6/} Este nomograma se refiere, como es usual, a personas bien vestidas con ropa ligera (1 clo); se ha propuesto también un nomograma similar para personas desnudas de cintura para arriba. (Vid Koenigsberger et al 1977, que se basa en los gráficos de los trabajos de T. Bedford).

Figura 2A

GRAFICO PARA EL CALCULO DIRECTO DE LA TEC, A PARTIR DE TS, TH Y V

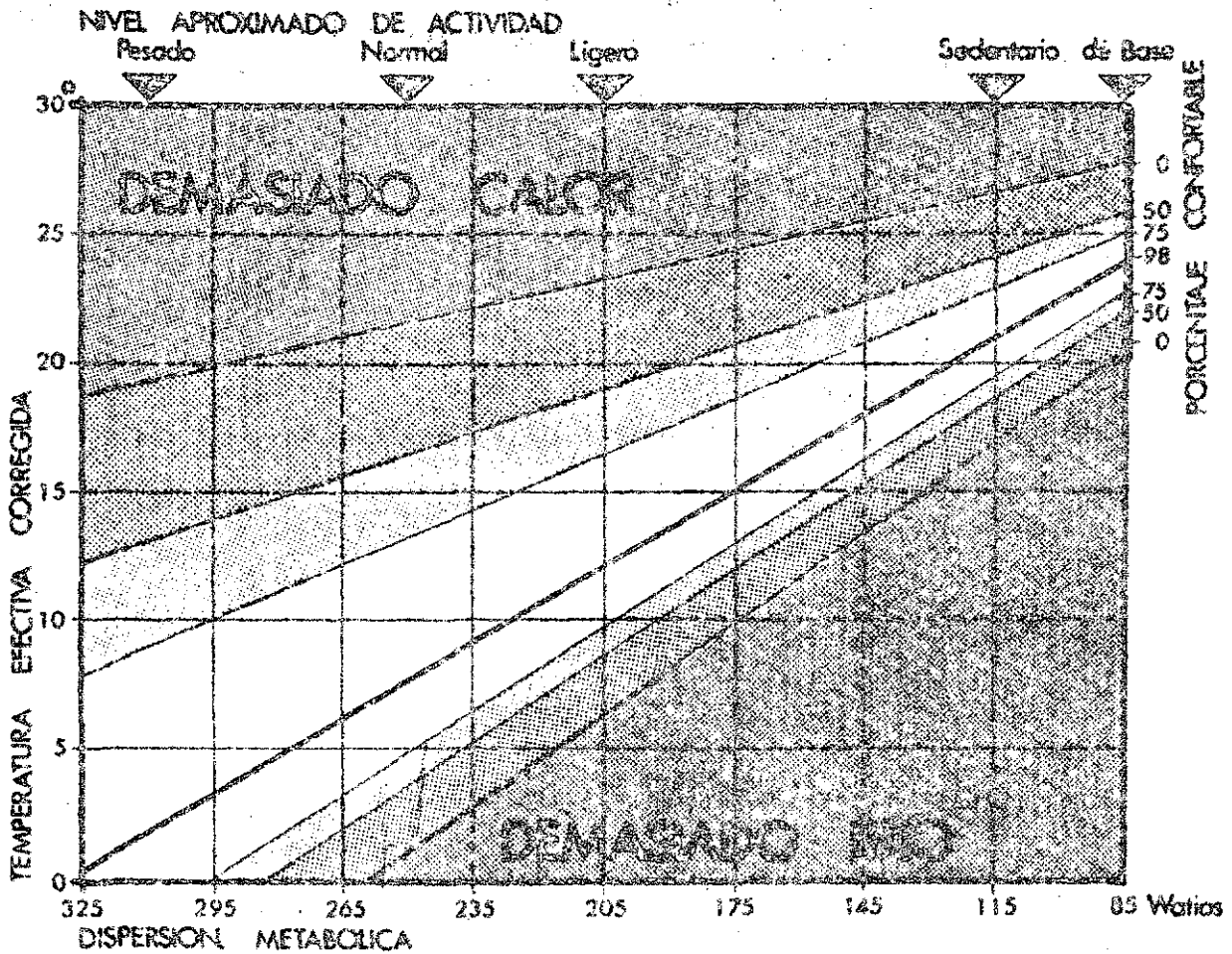


Véase ejemplo de utilización en la figura 3B.

/Figura 2B

Figura 2R

GRAFICO QUE INDICA LA TEC CONSIDERADA COMO CONFORTABLE
EN FUNCION DEL NIVEL DE ACTIVIDAD FISICA
QUE SE DESARROLLE



Fuente: Pilkington Environmental Advisory Service, "Windows and Environment", 1969. Su base estadística corresponde a individuos aclimatados a regiones templadas.

institución profesional que había promovido y perfeccionado dicho índice para la práctica general lo sustituyó por otro que trata de combinar la fundamentación psicológica con la fisiológica.^{7/}

Las críticas a la TEC se centraban en el hecho de que el índice en cuestión, en determinadas circunstancias, tendía a ponderar excesivamente el factor de la humedad, dando lugar a algunas distorsiones cuando se aplicaba en regiones frías y secas. A pesar de todo, la "temperatura efectiva corregida" continúa hoy siendo un índice sumamente útil, especialmente en las áreas climáticas que tiendan a ser algo cálidas y húmedas; por ello se seguirá haciendo uso del mismo en el contexto de este trabajo para determinar las "zonas de confort térmico". Se podrían citar otros índices termopsicológicos de "confort térmico" como los desarrollados por Bedford (la escala de "calor equivalente"), por Winslow, Herrington y Gagge (la "temperatura operativa"), Webb (el "índice de confort ecuatorial"), Missenard (la "temperatura resultante"), y otros. Todos ellos poseen un campo de aplicabilidad aparentemente más restringido que el del índice TEC. Además su difusión y aceptación han sido más limitadas; por todo ello se considera preferible atenerse al probado índice TEC como escala básica de referencia.

b) Zona de confort^{8/}

En el planteamiento original, los nomogramas que ayudaban a obtener gráficamente la TEC incluían una "zona de confort" fija, sobre cuya ubicación discrepaban notoriamente los distintos reportes de investigación. Este margen de confort, al presentarse como universal, no tomaba en consideración el factor de aclimatación que, como la práctica cotidiana indica, puede modificar considerablemente la ubicación de la zona de confort.

^{7/} Véase el ASHRAE Guide, 1977. El nuevo índice es la TS que para una HR de 50% haría sudar al sujeto con la misma intensidad.

^{8/} Vid Koenigsberger et al (1977) sugieren como margen de confort válido para la mayor parte de las regiones tropicales el que se extiende desde los 22° TEC a los 27° TEC, con un óptimo de 25° TEC. Por otra parte, quedarían fuera del margen de confort las velocidades del aire que superaran los 1.5 m/s.

Se realizaron posteriormente esfuerzos por ajustar dicha zona de confort en función de algún parámetro climático que fuera determinante a efectos de la aclimatación. El intento más completo en este sentido es el que se describe en P. Wakely (1979), y que relaciona la ubicación de la zona de confort con la temperatura media anual del lugar de que se trate. La gente que vive habitualmente en una zona calurosa encuentra confortable una TEC más alta que aquella que satisfaría las exigencias de confort biotérmico de gente aclimatada a condiciones más frescas. Es detectable también una aclimatación a los márgenes de oscilación anual de la temperatura. Es decir que no sólo la ubicación media, sino también la amplitud de la zona de confort se verá determinada por el factor de aclimatación. El método de Wakely se basa en la consideración empírica de que, en zonas templadas y cálidas, por cada °C que suba la temperatura media anual aumentará 0.25° TEC el nivel medio de la zona de confort, medida en la escala de temperaturas efectivas corregidas. El procedimiento práctico que prescribe Wakely es el siguiente:

1) Conseguir los datos climatológicos siguientes: Temperatura máxima media mensual más alta del año; temperatura mínima media mensual más baja del año; temperatura media anual. En caso de que no se conozca este último dato, puede calcularse con buena aproximación promediando los dos primeros datos. Lo mejor desde luego sería conseguir de alguna estación meteorológica que corresponda a la zona geográfica que se esté estudiando, un gráfico en el que consten las temperaturas mínimas, medias y máximas mensuales.

2) Calcular la posición del centro de la zona de confort: T_{cc} , a) si la temperatura media anual (T_{ma}) es menor que 11°C, $T_{cc} = 20^{\circ}\text{TEC}$, b) si T_{ma} es mayor que 11°C, entonces $T_{cc} = \frac{T_{ma}}{4} + 17.2$.

3) Calcular la amplitud de la zona de confort. Para ello se comienza por determinar la oscilación media anual de la temperatura del aire; bastará hallar la diferencia entre los dos primeros datos climatológicos señalados: máxima media mensual, más alta y mínima media mensual, más baja.

La amplitud de la zona de confort, en °TEC, se determina entonces mediante el cuadro siguiente:

/Oscilación

Oscilación media anual de la temperatura del aire en °C	Amplitud de la zona de confort en °TEC
Menos de 13	2.5
13 - 15	3.0
16 - 18	3.5
19 - 23	4.0
24 - 27	4.5
28 - 32	5.0
33 - 37	5.5
38 - 44	6.0
45 - 51	6.5
más de 51	7.0

Esta amplitud, centrada en torno a Tcc, determina los límites de la zona de confort.

c) Ejemplificación

Se propone determinar la "zona de confort" de la localidad de Chinandega, en la zona del Pacífico de Nicaragua, siguiendo el procedimiento propuesto por Wakely.

En la figura 3 se representa la evolución anual de las temperaturas.^{9/}

Promediando las medias mensuales se obtiene una media anual de 26.6°C.

Si sólo se hubiera contando con el dato de la temperatura máxima media mensual más alta (febrero, 33.8°C) y el de la mínima media mensual más baja (enero, 19°C) promediándolos se obtendría una media anual, bastante aproximada de 26.4°C.

El centro de la zona de confort queda fijado por la ecuación:

$$T_{cc} = \frac{26.6}{4} + 17.2 = 24^{\circ}\text{C}$$

La oscilación media anual es de $33.8 - 19 = 15^{\circ}$. Por lo tanto, se puede contar con una amplitud de la zona de confort de 3°TEC; el margen de confort se extenderá pues, en Chinandega, de 22.5°TEC a 25.5°TEC. Se supondrá ahora que se desea determinar las condiciones de confort de un empleado que trabaje en Chinandega, con una TS de 30° y una HR, muy común en el lugar, de 80%. El uso del nomograma de las TEC, una vez ubicada la

^{9/} Instituto Nacional de Estadística y Censos, Anuario Estadístico 1978, República de Nicaragua (correspondientes al promedio de los años 1974-1978).

Figura 3A

REGIMEN ANUAL DE TEMPERATURAS EN CHINANDEGA, NICARAGUA

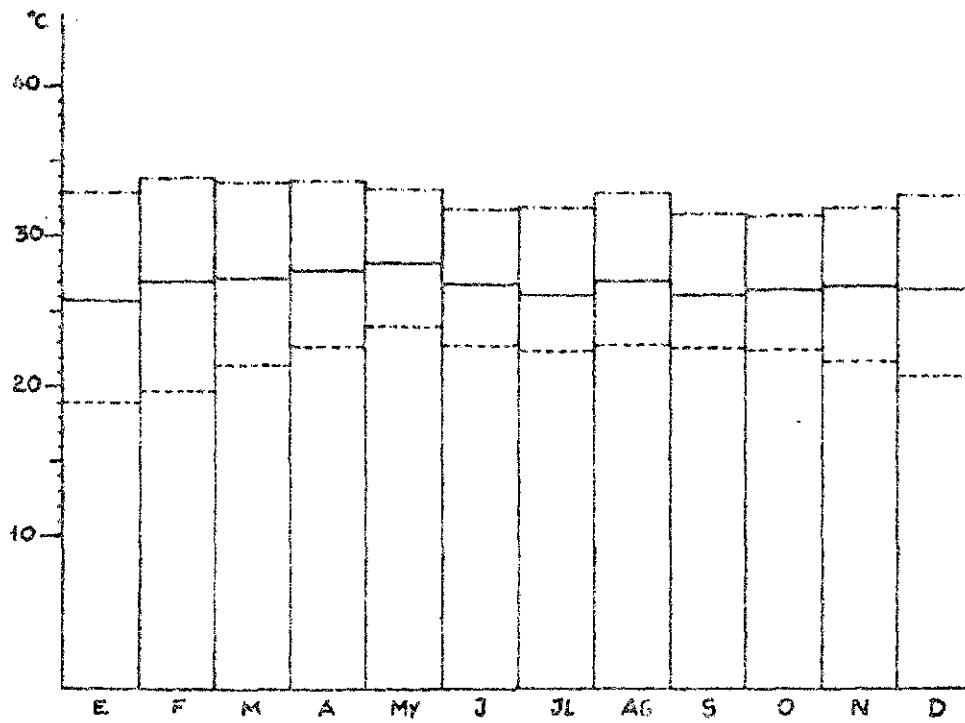
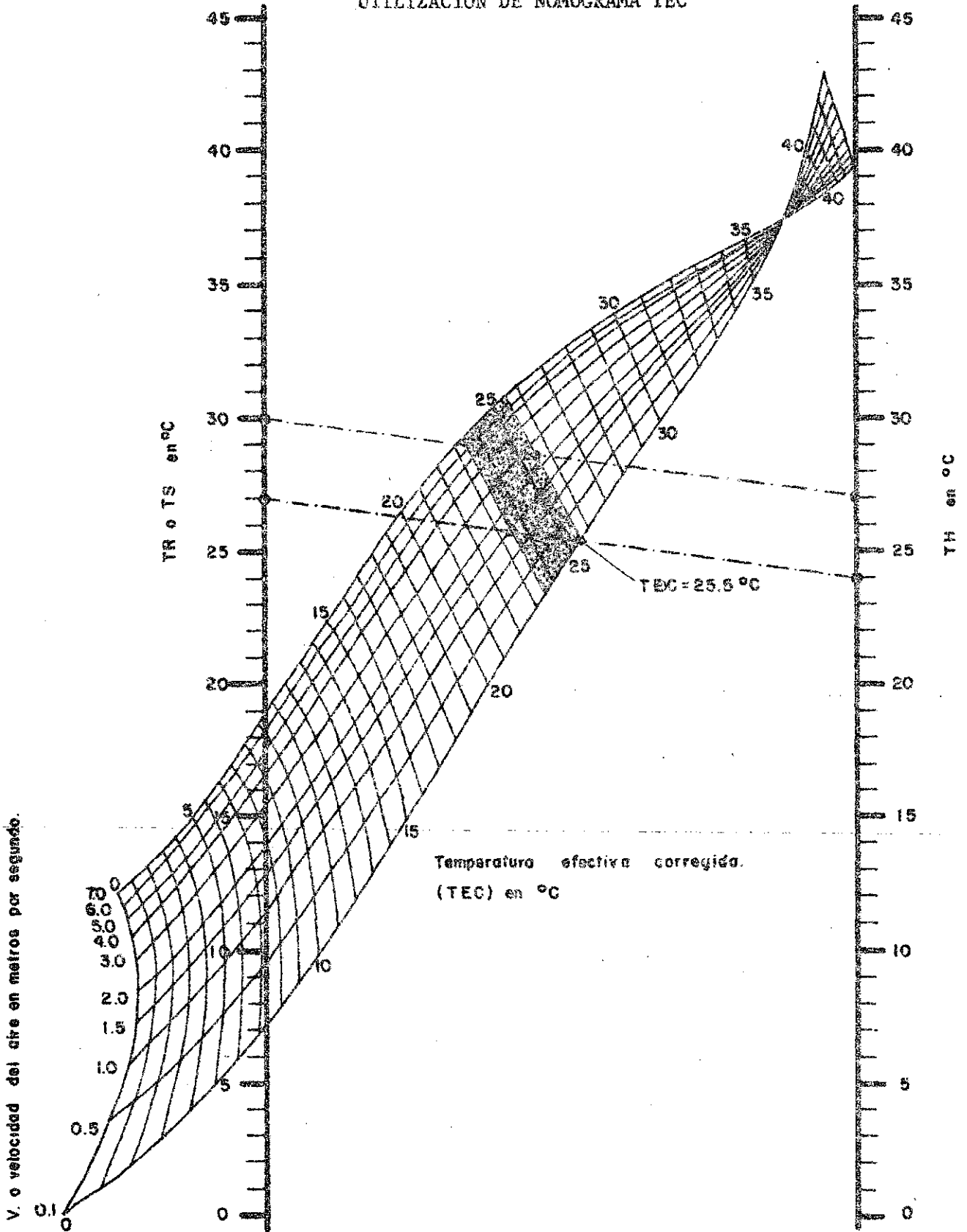


Figura 3B

UTILIZACION DE NOMOGRAMA TEC



zona de confort que se acaba de delimitar, indica inmediatamente que para que se encontrara a gusto el empleado, el aire de su oficina necesitaría moverse a la velocidad mínima de 2.5 m/s, lo cual podrá conseguirse con un ventilador. Si éste se descompusiera y el movimiento del aire se tornara casi imperceptible, el empleado tendría que conseguir que la TS bajara a 27°C (TH = 24°C) para encontrarse otra vez en la zona de confort.

d) Cartas bioclimáticas

Olgay (1963) propuso una forma de expresión de la zona de confort que presenta ventajas por la inmediatez de su consulta: se trata de la "carta bioclimática", que utiliza la HR como abscisa y la TS como ordenada.

Se señala sobre la misma una zona de confort correspondiente a una situación estacionaria del aire y a una TRM = TS. Además, y esto es lo que la hace interesante, la carta bioclimática de Olgay señala, para los puntos que se apartan de la zona de confort, aquella medida correctiva (incremento de la velocidad del aire, de la humedad o de la radiación) que restablecería la sensación de confort.

En la figura 4, se muestra una adaptación métrica de la carta bioclimática de Olgay. Este instrumento fue diseñado para latitudes medias (próximas a los 40°) e individuos vestidos normalmente, que se encuentren realizando un trabajo sedentario. No se ha establecido un procedimiento claro para adaptarlo a las zonas tropicales.^{10/}

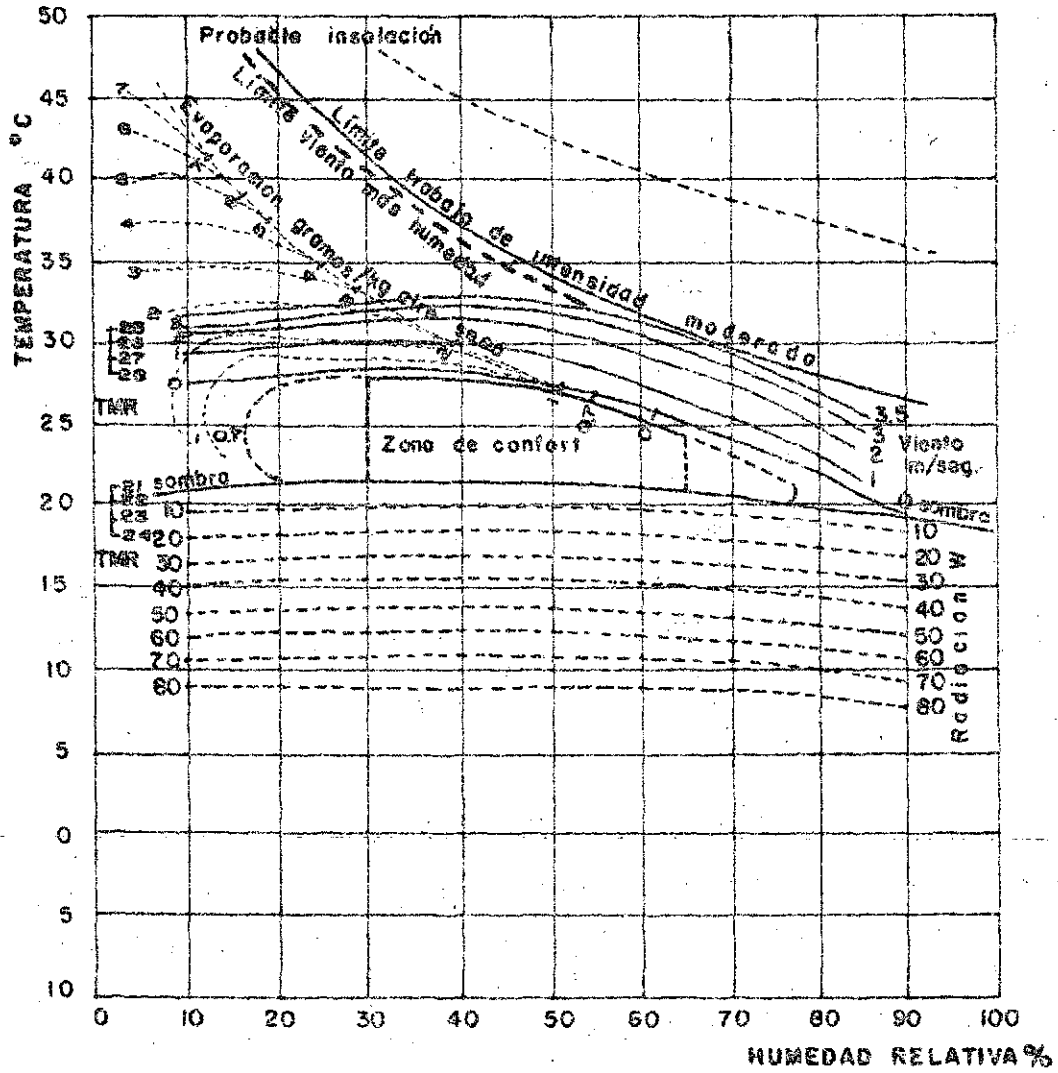
8. "Crítica de la bioclimatología política"

No se debiera cerrar el tema sin someter a crítica las opciones de partida y los cauces por los que se ha venido desarrollando hasta ahora la investigación bioclimática. Algo se ha mencionado ya cuando se identificaba a la psicología industrial, en sentido amplio, y a la mercadotecnia del "hardware" del acondicionamiento mecánico del aire como los sustratos

^{10/} La posibilidad que sugiere Olgay (1963), de elevar la base de la zona de confort 0.75°F por cada 5° de latitud hacia el Ecuador conduce a resultados desproporcionados. Más adelante, en 1968, con ocasión de un viaje a Colombia, investigó el mismo autor la posibilidad de considerar la temperatura promedio de los tres meses más cálidos como índice para una corrección de aclimatación.

Figura 4

CARTA BIOCLIMATICA (ADAPTADA DE OLGYAY 1963)



/operativos

operativos que daban sentido a las dos principales corrientes de investigación bioclimática. Ambas, en definitiva, se han desentendido prácticamente del nexo que el conocimiento bioclimático pudiera y debiera mantener con la práctica del diseño de los asentamientos humanos. El problema del confort o del stress térmicos se ha abordado en forma aislada y abstracta. Todo aquello que contribuiría a concretar dicha problemática: esquemas culturales, normas de indumentaria, variación de la actividad desarrollada, factores de aclimatación, etc., ha sido --con algunas excepciones ya reseñadas-- sistemáticamente evitado y subestimado en favor de un cálculo formal, abstracto, "estándar", que parece suponer "necesidades eternas" en el hombre. Esta investigación bioclimática aislada ha consumido una enorme cantidad de recursos para afirmar su base experimental; ha conseguido así juntar un maremágnum de datos --algunos contradictorios entre sí-- y sintetizar buen número de modelos predictivos, cuya precisión resulta en general más ficción que real. No se olvide que se detectan normalmente márgenes de variación de 4°C y más en la determinación de zonas de confort que obtengan consenso de más del 50% de los encuestados, incluso una vez operada la consabida reducción de variables (individuos medios, vestidos ligeramente, etc.). La problemática que parece hallarse en el origen de tantas investigaciones presentes pudiera formularse en la siguiente forma:

Si se tuviera que ofrecer a una determinada población unas condiciones bioclimáticas absolutamente fijas, constantes, ¿cuáles serían esas condiciones para que pudieran satisfacer las exigencias de confort térmico de la mayoría? La experiencia cotidiana previene contra semejantes reducciones, y demuestra que la consecución de unas condiciones bioclimáticas fijas y constantes, así sean ellas estadísticamente "confortables", no constituye una respuesta a nuestras necesidades vitales concretas, sino a las del sector más conservador de los ingenieros climatizadores.

Lo que los usuarios requieren es una variedad estimulante de situaciones climáticas, una posibilidad de control individual y, sobre todo, una reducción drástica de los costos, directos e indirectos.

Parece haber llegado el momento de reorientar las inversiones de investigación,^{11/} sin detener por ello valiosos programas de sólida base científica, como por ejemplo el del profesor B. Givoni y colaboradores.

Se sabe lo suficiente, en lo que respecta al confort térmico, como para tratar de establecer directrices de diseño que eviten las graves calamidades ambientales que todos padecemos especialmente en nuestras áreas urbanas. Carece de sentido seguir buscando las "condiciones bioclimáticas óptimas", de validez universal, sencillamente porque no existen. Evitar los desastres, en este contexto, parece más sensato que perseguir, fetichistamente, unos óptimos inexistentes.

^{11/} Podrían así aparecer programas nuevos, hasta ahora "tabús" como el de indagar las repercusiones negativas sobre la salud de los sistemas mecánicos de acondicionamiento.

IV. DETERMINACIONES MACROCLIMATICAS

1. La atmósfera terrestre

Es la capa gaseosa que rodea al planeta, lo protege contra la excesiva radiación solar, redistribuye la energía recibida y constituye el medio insustituible para el desarrollo de la vida.

a) Composición

La atmósfera terrestre está constituida por una mezcla de gases (aire) con partículas sólidas (polvo, hielo, etc.) y líquidas (gotas de agua) en suspensión.

Hasta una altura considerable (unos 80 kms.), la composición del aire seco es notablemente constante:

(Porcentajes en volumen)

Nitrógeno	N ₂	78.08%
Oxígeno	O ₂	20.95%
Argón	A	0.93%
Bióxido de carbono	CO ₂	0.03% ^{1/}

El agua, en forma de vapor, cristales de hielo o gotitas en suspensión, sólo está presente en las capas bajas de la atmósfera (hasta unos 20 kms., como máximo) y en proporción cuantitativamente muy pequeña: las moléculas de agua representan como máximo el 4% del número total de moléculas del aire (sobre mares cálidos o junglas del trópico húmedo). Esta cifra bajaría sobre los desiertos a menos del 1%.^{2/}

b) Presión

La densidad aproximada del aire en contacto con la superficie terrestre es de 1.2 kg/m³. Esta densidad va disminuyendo con la altura. En correspondencia, la presión media que, a nivel del mar, es de unos 1 013.25mb (un milibar = 100 Newton/m²) también va disminuyendo con la

^{1/} Se encuentran también trazas de otros gases, como el ozono, que aunque cuantitativamente insignificantes, ejercen un importante efecto cualitativo sobre el estado atmosférico.

^{2/} Expresada la humedad como presión de vapor, se tendría un margen de variación que iría de unos 0.2 mb en invierno en Siberia, hasta unos 30 mb en verano en el trópico húmedo; poca cosa cuando se compara con los 760 mb del N₂ o los 240 mb del O₂.

altura y lo hace en forma exponencial. Cada prisma estable de aire se encuentra en equilibrio: el diferencial de presiones entre la cara inferior y la superior determina una fuerza que es igual y de sentido contrario a la de la gravedad terrestre.

No existe un límite absoluto para la presencia atmosférica (de hecho, algunas moléculas se pierden en el espacio sideral), pero casi el 50% del total de la masa atmosférica se encuentra por debajo de los 5 kms. de altura (límite aproximado de habitabilidad, correspondiente a una densidad de unos 0.7 kg/m^3), el 75% está contenido en la tropósfera (de 0 a 10 kms. aprox.) y el 99% se ubica en los primeros 30 kms. Comparando estas cifras con el radio de la tierra (6 370 kms.), se puede apreciar que la atmósfera, que ha hecho posible la vida en este planeta, apenas representa sobre la esfera terrestre una delgada película que deberíamos tener todo el interés del mundo en conservar en condiciones óptimas.

c) Temperatura

Desde el siglo XVIII por lo menos, se sabe que la temperatura del aire decrece con la altitud, a un ritmo casi constante. No es sino hasta los últimos años del siglo pasado cuando se descubre que este decrecimiento se detiene a una determinada altura e incluso se invierte la tendencia cuando sigue ascendiendo. Las experiencias acústicas, los globos sonda y, más recientemente, los cohetes de altura permitieron ir descifrando el comportamiento térmico, que resultó ser bastante complejo, del conjunto de la atmósfera.

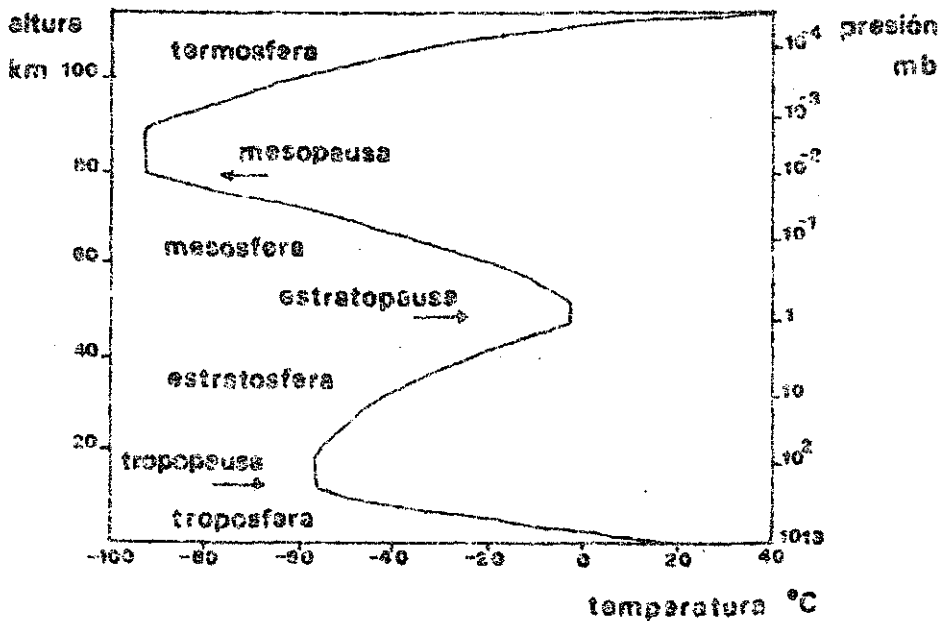
La figura 5 sintetiza el resultado de estas investigaciones. Como se aprecia en el gráfico, las tendencias térmicas son las que determinan la taxonomía de las capas atmosféricas; se distingue así la tropósfera (hasta unos 10 kms., temperatura decreciente hasta unos -50°C); la estratósfera (hasta 50 kms., temperatura creciente, puede llegar hasta 0°C), la mesósfera (hasta 80 kms., temperatura decreciente otra vez, alcanza los -90°C) y la termósfera (en la que la temperatura crece continuamente otra vez).^{3/}

^{3/} En algunos gráficos pueden apreciarse temperaturas en la termósfera de más de $1\ 700^\circ\text{C}$. Es conveniente recordar que se trata de temperaturas teóricas, evaluadas en función de la energía dinámica de las moléculas; pero la presión es tan baja a esas alturas, y las moléculas tan escasas y dispersas, que un astronauta podría sacar la mano al exterior en la termósfera sin quemársela, por conducción térmica.

Las superficies que señalan los límites superiores de estas capas se denominan sucesivamente: tropopausa, estratopausa y mesopausa. El comportamiento térmico de la atmósfera, aparentemente tan extraño, se explica perfectamente por las diferentes capacidades de absorción de las radiaciones solares --directas o indirectas-- que presentan las sucesivas capas atmosféricas.

Figura 5

LAS CAPAS ATMOSFERICAS



Los principales hechos de interés climatológico tienen lugar en la tropósfera. Tiene ésta un espesor variable en función de la latitud: la tropopausa se sitúa a unos 8 kms. sobre los polos, pero puede ascender hasta los 16 kms. sobre el ecuador; presenta además una fuerte discontinuidad, relacionada con las "corrientes de chorro".

/La disminución

La disminución de la temperatura en la tropósfera tiene lugar a un ritmo (gradiente térmico) promedio de unos $6.5^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Esta característica es de sumo interés para los asentamientos humanos: es de todos conocido que el "clima de altura" es más fresco que el que se da en latitudes equivalentes pero en zonas de poca altitud. En las regiones tropicales, este atemperamiento de la temperatura media en función de la altura puede haber influido determinantemente en la ubicación de los asentamientos.^{4/}

La curva que relaciona, en la tropósfera, la temperatura con la altura, en un determinado lugar, se denomina "curva de estado". Generalmente, tiende a ser una línea recta que se curva en contacto con la superficie terrestre. Frecuentemente se detectan anomalías que consisten en que, en algún tramo de la curva de estado, la temperatura se mantiene o aumenta, en vez de disminuir. Esto es lo que se conoce como inversión térmica, y puede darse tanto cerca de la superficie como en altura. Incluso podría considerarse que la estratósfera constituye una poderosísima inversión que sirve de "tapadera" a la tropósfera. Cada inversión determina un sistema casi cerrado por debajo de la altura a la cual se produce. Por ello, el conocimiento de la magnitud y ubicación de las inversiones en la baja tropósfera resulta imprescindible para predecir los riesgos de crisis por contaminación atmosférica: debido a la inversión, los polvos y gases tecnógenos dispondrán de un menor volumen para su dilución.

Sobre este filtro y escudo protector que constituye la atmósfera actúa continuamente la radiación solar. Antes de cuantificar sus efectos se estudiarán las relaciones geométricas, posicionales, que se establecen entre nuestro planeta y la fuente de dichas radiaciones, el sol.

2. Soleamiento: movimiento aparente del sol

a) Movimientos relativos del sol y la tierra

Aunque el sol no ocupa una posición fija en el espacio, a efectos del estudio de los movimientos relativos del sol y de la tierra se puede suponer inmóvil. La tierra realiza entonces dos movimientos simultáneos respecto al sol: el de traslación y el de rotación.

^{4/} Nótese, sin embargo, que la temperatura del aire de una ciudad ubicada en altitud no corresponde a la que se daría a esa misma altitud, pero sobre el mar o sobre tierras bajas; será en general más alta debido al calentamiento producido por el contacto con las superficies sólidas.

i) Movimiento de traslación. La tierra describe una trayectoria plana, llamada eclíptica, en torno al sol. La eclíptica tiene la forma de una elipse, pero con muy poca diferencia relativa entre el radio mayor y el radio menor. Los dos polos de la elipse se encuentran bastante próximos; el sol ocupa la posición de uno de ellos. El período del movimiento de traslación es de un año solar (365 días, 5 horas 48 minutos 46 segundos.)

ii) Movimiento de rotación. La tierra, al mismo tiempo que recorre la eclíptica, gira sobre sí misma en torno a un eje denominado "Norte-Sur geográfico" (ligeramente distinto del Norte-Sur magnético). Este eje mantiene en todo momento invariable su dirección.^{5/} El período del movimiento de rotación es de un día solar (24 horas aproximadamente).

iii) Día, noche y estaciones. La esfera terrestre, iluminada por los rayos prácticamente paralelos del sol, presenta siempre una semiesfera iluminada y otra en sombra. En un instante determinado, será de día en los puntos del planeta que se sitúen en la semiesfera iluminada, y será de noche en los que se encuentren en la semiesfera en sombra.

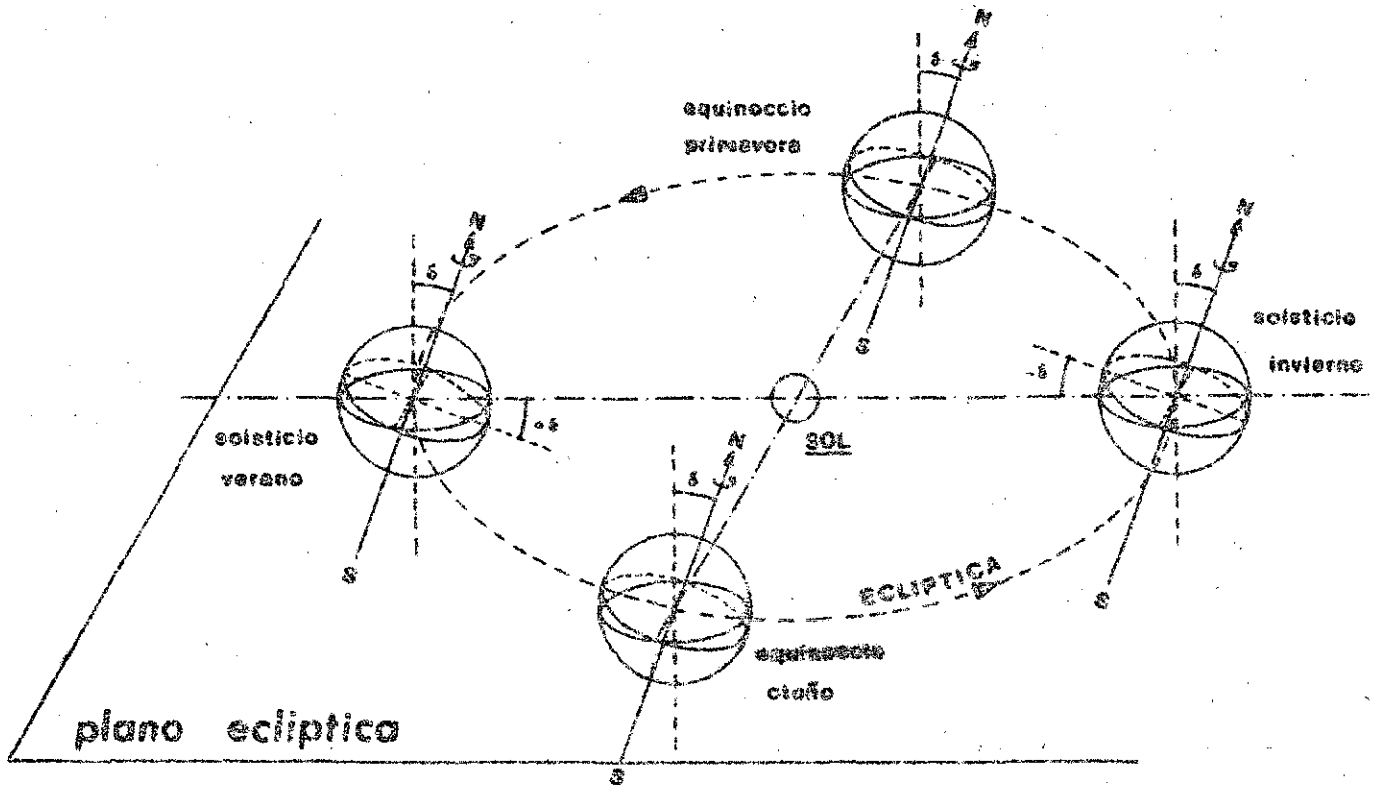
El fenómeno de las estaciones se explica por el movimiento de traslación terrestre. Es un error vulgar frecuente pensar que las estaciones están determinadas por la distancia tierra-sol. El error consistiría en suponer que el verano corresponde al sector de la eclíptica más cercano al sol. En primer lugar, se debe recordar que la eclíptica es de forma casi circular^{6/} y que, además, a la estación más calurosa en el hemisferio norte corresponde la más fría en el hemisferio sur, y viceversa. La explicación de las estaciones no reside en la distancia tierra-sol, sino en la inclinación con la que las distintas latitudes del planeta reciben los rayos solares. En cada punto de la superficie de la tierra la intensidad de la radiación solar recibida será tanto mayor cuanto menor sea el ángulo entre el radio terrestre que pasa por el lugar y la dirección de los rayos solares, es decir, cuanto más "a plomo" incida el rayo solar. (Véase la figura 6.).

^{5/} En realidad, el eje de giro de la tierra sufre un movimiento oscilatorio cónico, como el de una peonza, pero sumamente lento (período: unos 26 000 años). Este movimiento determina el fenómeno de la "precesión de los equinoccios" que presenta un interés puramente astronómico, pero ninguna repercusión práctica en nuestra vida cotidiana. Se detectan igualmente algunas otras irregularidades menores, que el diseñador puede y debe ignorar.

^{6/} La distancia tierra-sol oscila entre 147×10^6 km (perihelio: 4 de enero) y 152.2×10^6 km (afelio: 5 de julio). Este hecho determina una pequeña variación en la energía radiante recibida, que queda, sin embargo, completamente enmascarada por los múltiples factores climatológicos.

Figura 6

MOVIMIENTO DE LA TIERRA EN TORNO AL SOL



iv) Conceptos geográficos básicos

Ecuador: Círculo máximo producto de la intersección de la esfera terrestre por un plano que pasa por el centro y es perpendicular al eje N-S geográfico. (En lo sucesivo, cuando se mencione el eje N-S, se entenderá siempre que se alude al N-S geográfico.)

Constante eclíptica: Ángulo constante que forma el eje N-S con una perpendicular al plano de la eclíptica. Este ángulo, δ , vale aproximadamente 23.45° ($\text{tg} \delta \approx 0.434$). El plano del ecuador, en sus sucesivas posiciones, y el plano fijo de la eclíptica forman un ángulo diédrico constante (igual a δ).

Paralelos:

Paralelos: Circunferencias que resultan de seccionar la esfera terrestre por planos paralelos al plano del ecuador. Cada paralelo se caracteriza por su latitud.

Latitud: Angulo que forma el radio de la esfera terrestre que pasa por un lugar con el plano del ecuador. Se distinguirá entre latitudes N y latitudes S, por referencia a las dos semiesferas que determina el ecuador.

Plano meridiano: Todo plano que contenga al eje N-S.

Colatitud de un lugar: Angulo complementario al de la latitud.

Declinación:^{7/} Angulo formado por la intersección de un semiplano meridiano que pase por el centro del sol con el diedro formado por el plano del ecuador y el de la eclíptica. La declinación (d), depende pues de la posición que ocupe la tierra en la eclíptica. Se establece el siguiente convenio: La eclíptica divide el espacio en dos regiones. Se llamará "región N" a la que contiene al radio terrestre O.N. y "región S" a la que contiene al radio O. S. La declinación será positiva cuando el ángulo se sitúe en la región S y negativa cuando se ubique en la región N. (Véase la figura 7.)

Equinoccios: Puntos de la eclíptica de declinación nula. Son dos: el equinoccio de primavera (21 de marzo) y el de otoño (23 de septiembre). En los equinoccios, el eje de intersección entre el plano del ecuador y el de la eclíptica pasa por el sol. El plano del ecuador contiene al centro del sol^{8/} en los equinoccios; la duración del día es igual a la de la noche. Las ubicaciones ecuatoriales reciben la máxima insolación teórica. (Véase la figura 8.)

Solsticio de verano: Punto de la eclíptica de máxima declinación positiva ($d = +\delta = + 23.45^\circ$). Tiene lugar el día 22 de junio.

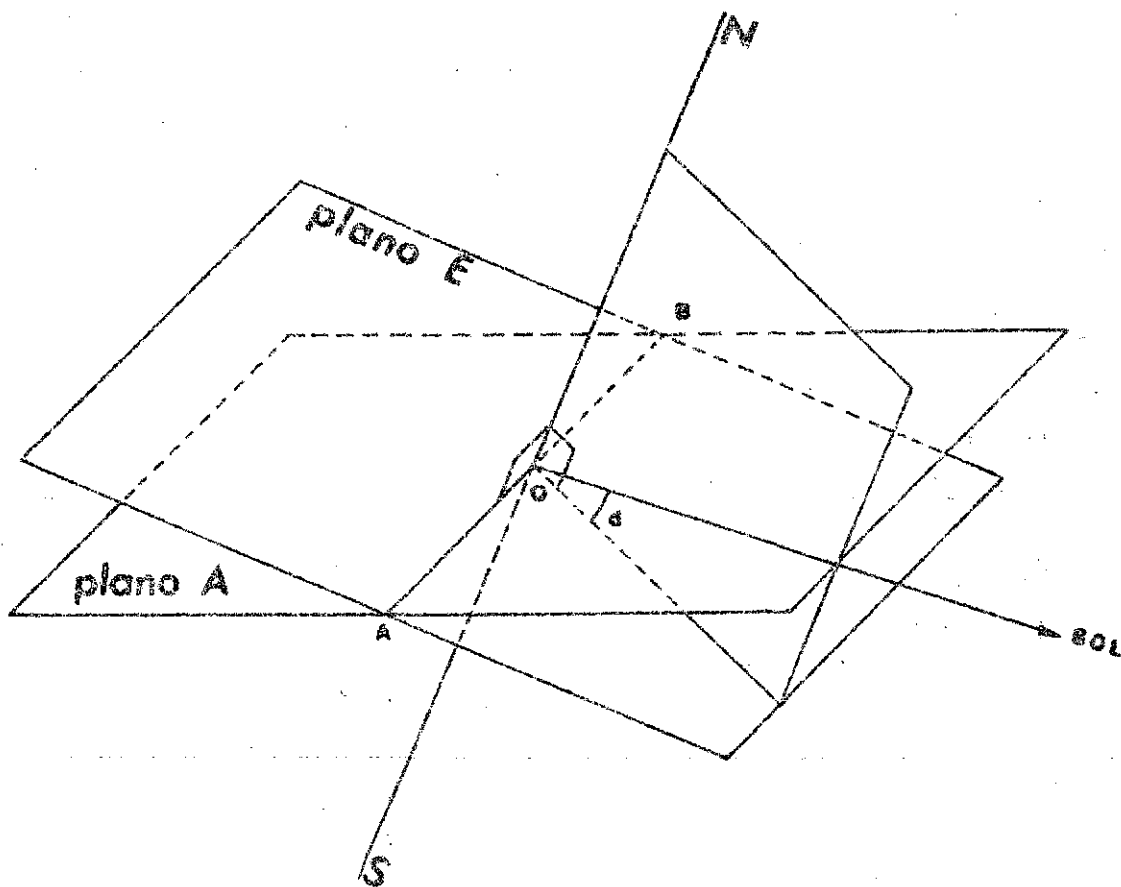
(Véase la figura 9.) Los puntos terrestres ubicados en el Trópico de Cáncer (latitud = $+\delta$) reciben la máxima insolación teórica (radiación solar perpendicular a la superficie).

^{7/} El término se usa también en la expresión "declinación magnética", para designar el ángulo que forma la dirección N-S geográfica con la N-S magnética.

^{8/} Se refiere este texto indistintamente al sol o al centro del sol, porque visto desde la tierra, el diámetro solar subtiende un ángulo de sólo medio grado, aproximadamente. A efectos del diseño arquitectónico o urbano, no hay inconveniente en asumir la naturaleza puntual del sol.

Figura 7

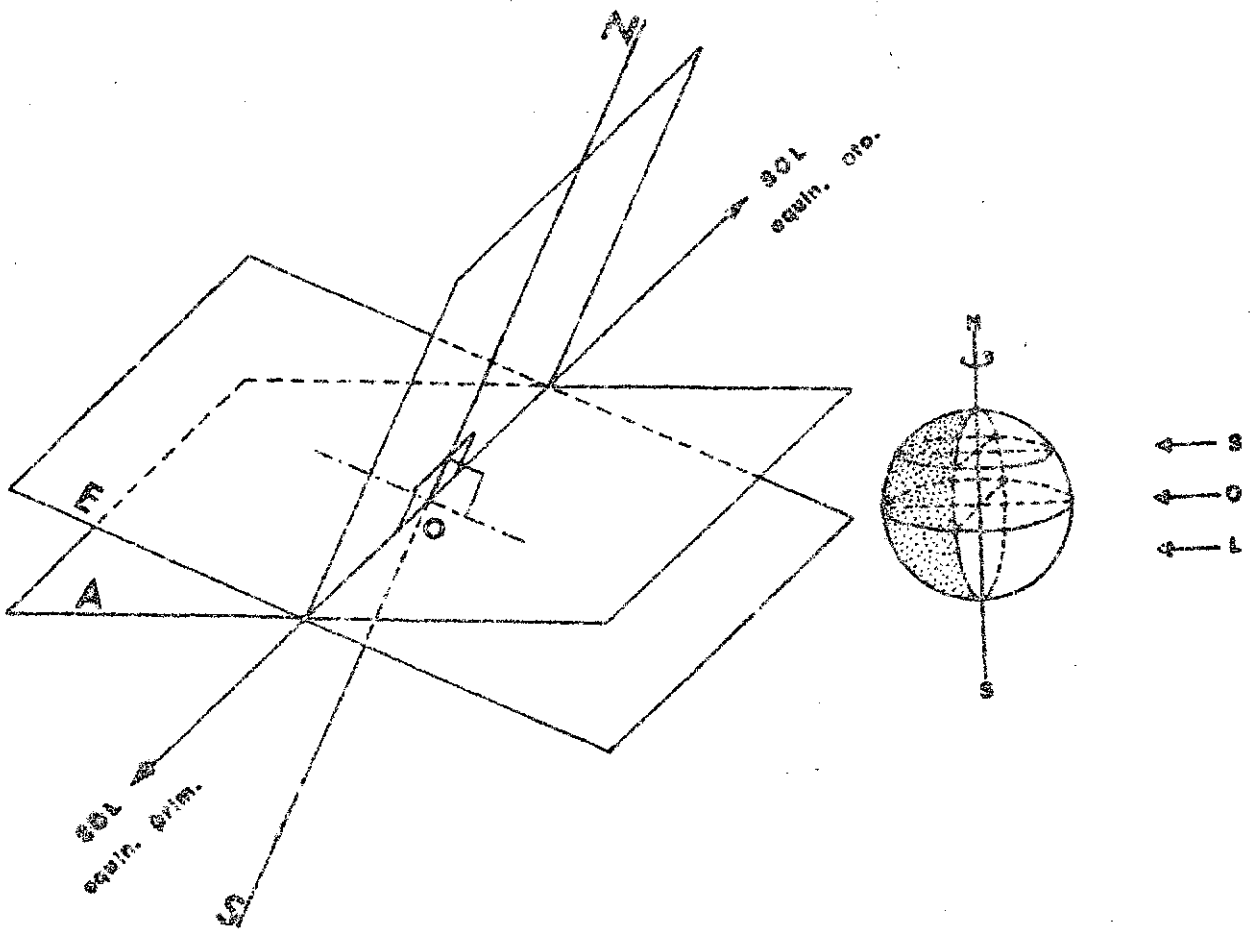
REPRESENTACION GEOMETRICA DE LA DECLINACION



Plano A: Plano de la eclíptica
Plano E: Plano del ecuador
d: Declinación (positiva, en este caso)

/Figura 8

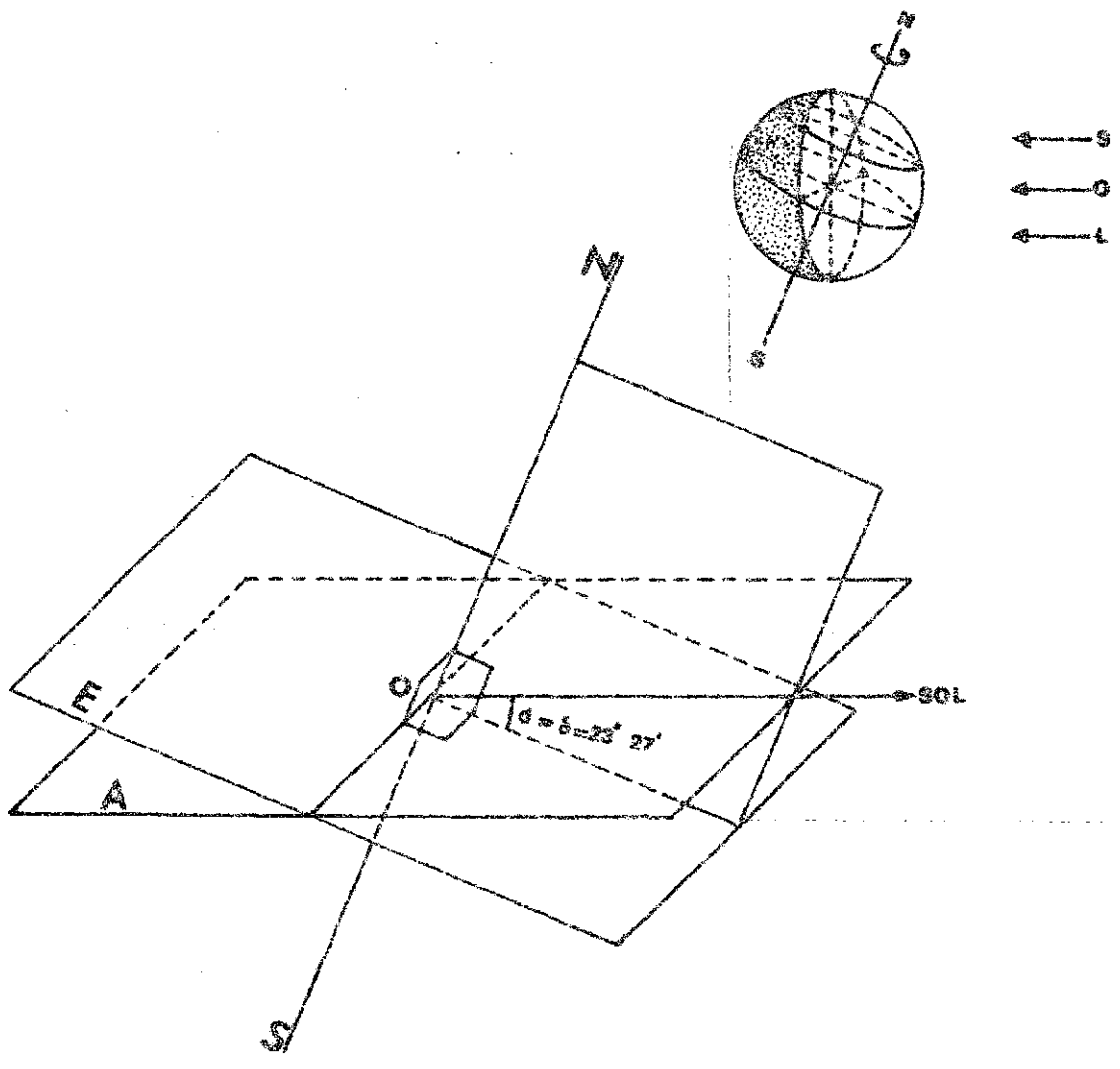
Figura 8
EQUINOCCIOS DE PRIMAVERA Y OTOÑO



En ambos casos, $d = 0$

/Figura 9

Figura 9
SOLSTICIO DE VERANO



$d = + \delta = + 23.45^{\circ}$

/Solsticio de

Solsticio de invierno: Punto de la eclíptica de máxima declinación negativa ($d = -\delta = -23.45^\circ$). Tiene lugar el día 22 de diciembre. Los puntos terrestres ubicados en el Trópico de Capricornio (latitud = $-\delta$) reciben la máxima insolación teórica. (Véase la figura 10.)

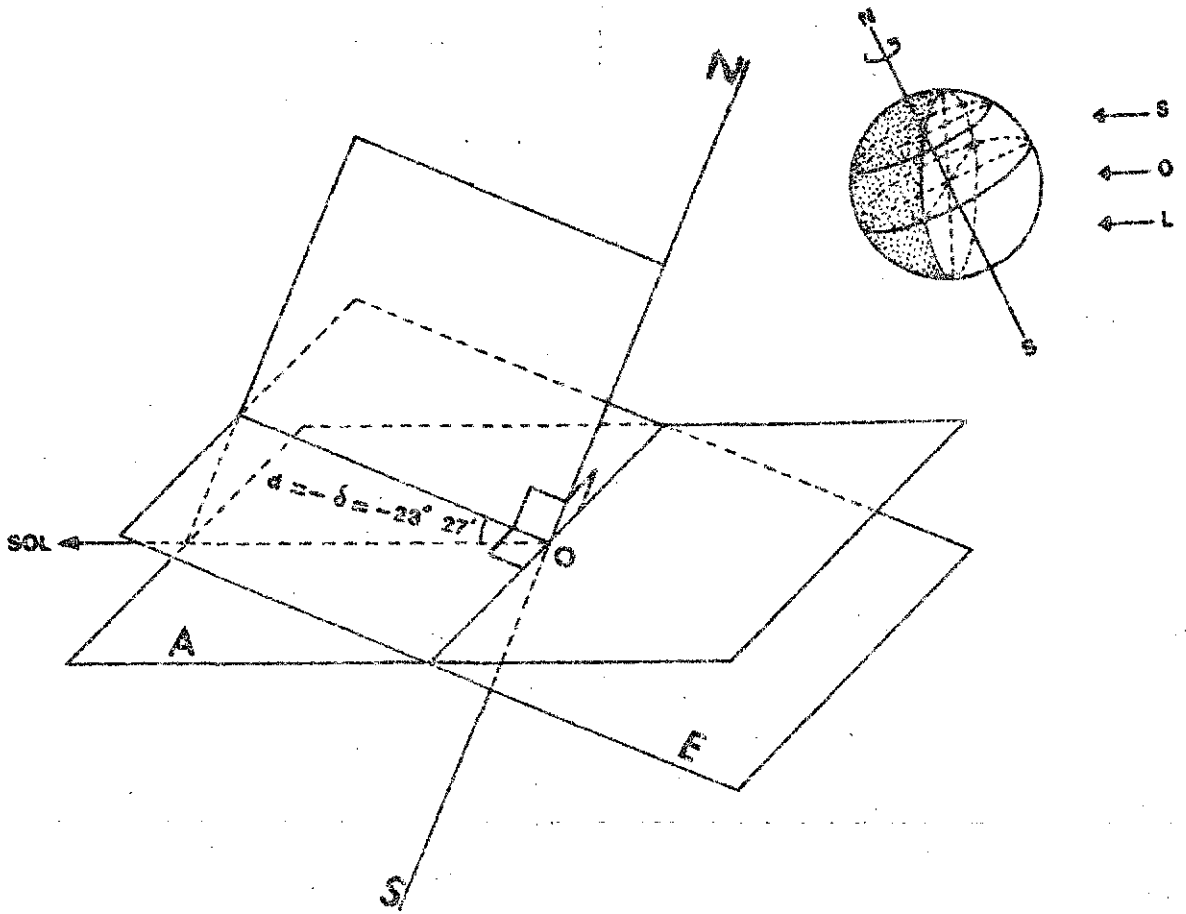
En los solsticios se produce la máxima diferencia entre la duración del día y de la noche. Para cualquier punto del hemisferio norte, en el solsticio de verano se presentará el día más largo y la noche más corta del año, y en el solsticio de invierno se producirá lo contrario. En el ecuador, para cualquier período del año, el día tendrá la misma duración que la noche.

b) Movimiento aparente del sol

i) El interés del diseñador se centra, más que en las consideraciones puramente astronómicas, en el análisis del movimiento tierra-sol como experiencia vivida desde un lugar concreto. Es necesario ajustarse a la realidad fenomenológica por la cual se percibe el entorno físico como estable, fijo. Para ello, se invierte la situación real, considerando que la tierra ocupa una posición fija en torno a la cual se mueve el sol. Esto es posible en función del carácter relativo del movimiento de dos cuerpos cualesquiera. Para hacer operativa esta inversión "contracopernicana", determinada por las necesidades prácticas de los diseñadores, podrá imaginarse una esfera (que se denominará "esfera celeste") cuyo centro coincidiera siempre con el centro de la tierra y que poseyera un movimiento rotatorio idéntico al de la tierra. Para cada punto de la eclíptica, lo mismo daría imaginar que el sol está fijo y que la tierra y la "esfera celeste" que acaba de establecerse giran en torno al eje N-S, que considerar lo contrario: la tierra y la esfera celeste están fijas y el sol gira de tal forma que el radio terrestre que pasa por el sol dibuja sobre la esfera celeste un círculo. Visto desde la tierra, parecería que el sol describe un círculo sobre la esfera celeste. Se denomina "ecuador celeste" al círculo máximo obtenido por intersección de la esfera celeste con un plano perpendicular al eje N-S. La "latitud solar celeste" será el ángulo que forma el radio de la esfera celeste que pasa por el centro del sol con el plano del ecuador celeste. (Véase la figura 11.) Como se puede observar, la "latitud celeste" es exactamente lo que se denominaba declinación. Por tanto, el

/Figura 10

Figura 10
SOLSTICIO DE INVIERNO

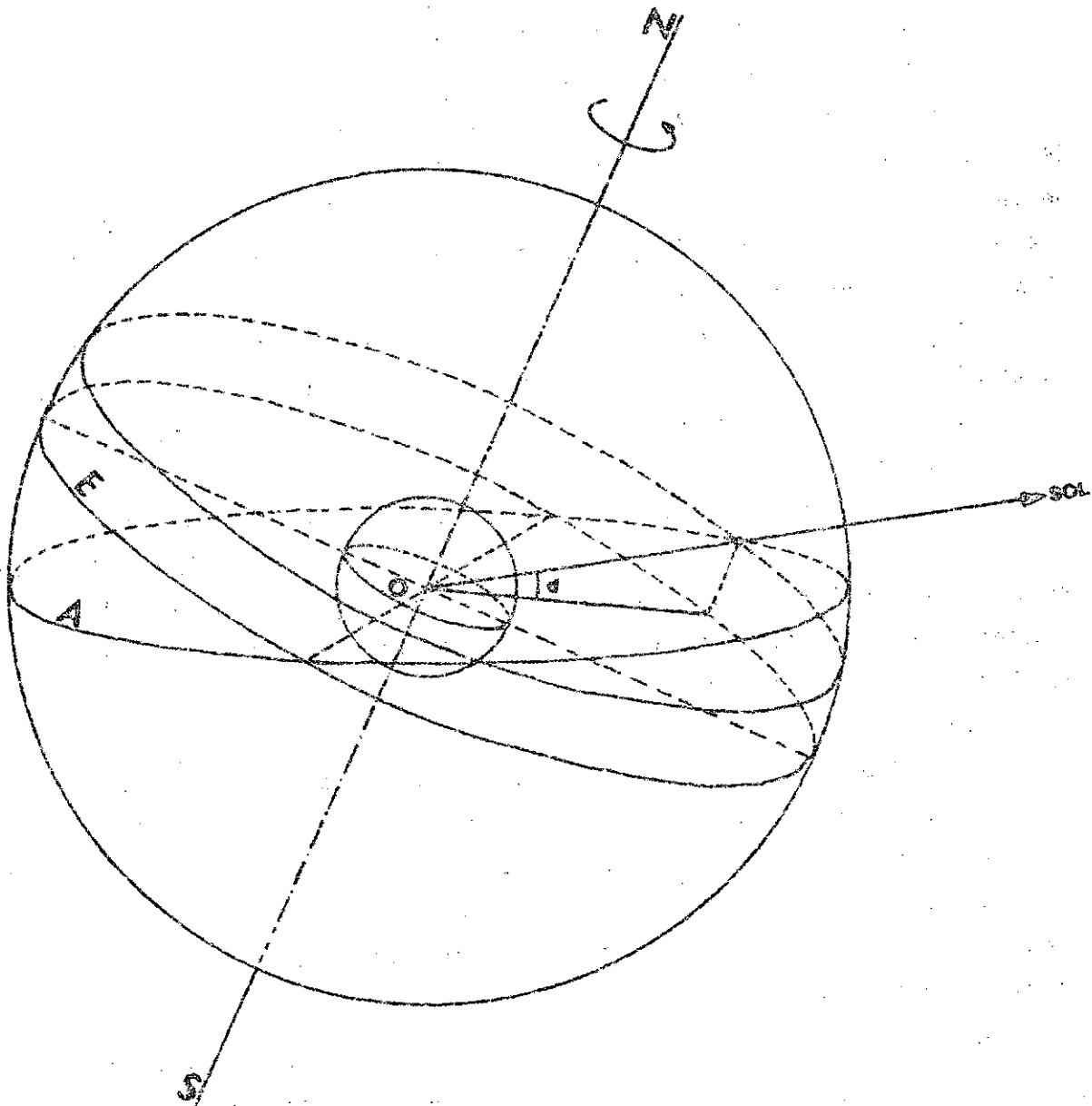


$$d = -\delta = -23.45^\circ$$

/Figura 11

Figura 11

EL MODELO DE LA ESFERA CELESTE



recorrido aparente del sol sobre la esfera celeste consistirá en un paralelo celeste cuya latitud (respecto al ecuador celeste) coincidirá con la declinación del día que se esté considerando. En los equinoccios, el sol recorrerá el ecuador celeste (paralelo de latitud = declinación = 0.) En el solsticio de verano, el sol recorrerá un paralelo celeste de latitud igual a la declinación máxima: 27.45° . En el solsticio de invierno el sol recorrerá un paralelo celeste de máxima latitud negativa: -27.45° .

ii) Observación referida al horizonte del lugar. El plano de horizonte de un punto concreto del planeta será el plano tangente a la esfera terrestre en ese punto. Dado que el radio terrestre ($\approx 6\,370$ Kms.) es despreciable frente a la magnitud de la distancia media tierra-sol (≈ 150 millones de Kms.) se puede transferir el plano de horizonte al centro de la tierra. Desde un lugar concreto de la superficie terrestre sólo será observable una semiesfera celeste, aquella que está limitada por el plano de horizonte del lugar.

El cenit es el punto de la esfera celeste producto de la intersección de la misma con el radio terrestre que pasa por el lugar. La semirrecta que parte del lugar de observación y se dirige hacia el cenit es perpendicular al plano de horizonte.

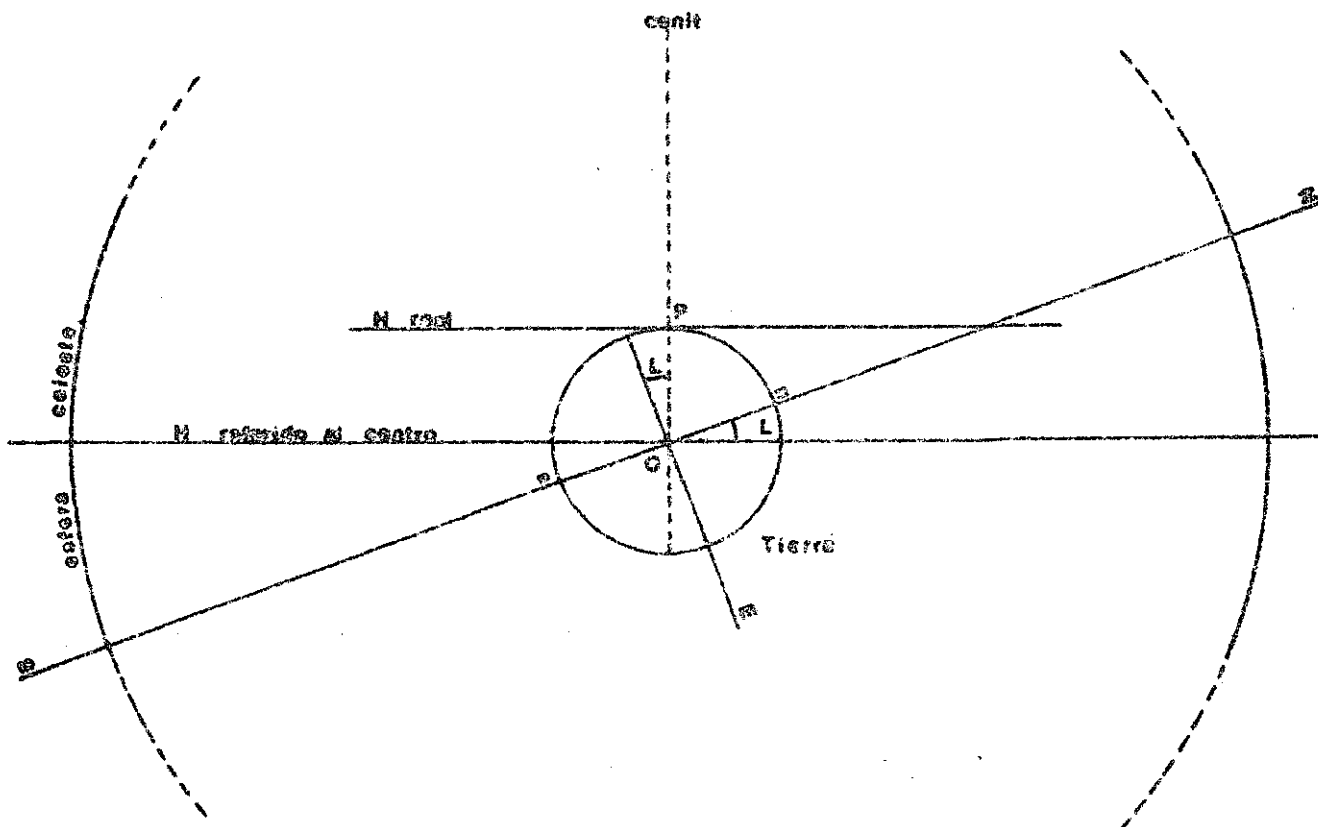
El eje N-S, común a la tierra y a la esfera celeste, formará un ángulo con el plano de horizonte. Como se observará en la figura 12, ese ángulo coincide forzosamente con la latitud del lugar. Los recorridos aparentes del sol, observables desde un punto concreto de la tierra, serán aquellos arcos de paralelos celestes que se hallen por encima del plano de horizonte del lugar.

Por medio del modelo de la "esfera celeste" se consigue reproducir con bastante exactitud el movimiento aparente del sol, tal y como se puede percibir desde un punto cualquiera de la superficie terrestre. El movimiento aparente del sol depende solamente de la latitud del lugar de observación. Todos los puntos situados sobre un mismo paralelo terrestre podrán observar el mismo movimiento aparente del sol.

iii) Coordenadas solares. Para fijar la posición del sol en un momento dado, tal como se observa desde un punto concreto de la superficie terrestre, se dispondrá de dos coordenadas: azimut y altura.

Figura 12

EL MODELO DE LA ESFERA CELESTE: CORTE POR EL MERIDIANO DE UN LUGAR F



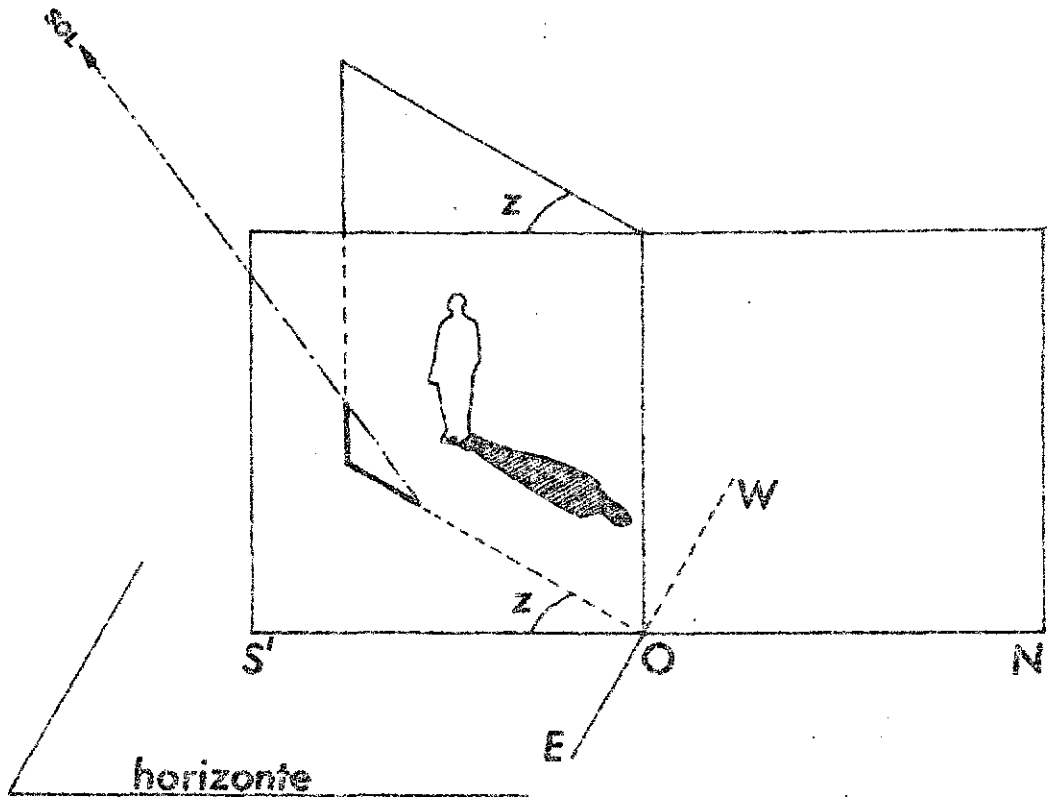
a) El azimut (z) es el ángulo diédrico que forma el plano vertical (es decir, normal al plano de horizonte) que contiene al sol con el plano meridiano del lugar (es decir, el plano vertical que contiene al eje N-S.) (Véase la figura 13.)

El azimut se mide a partir de OS^{9/}; proyección de OS sobre el plano de horizonte, y se indica si el ángulo se ubica hacia el E o hacia el W.^{9/}

^{9/} Así se mide en Astronomía. A efectos de navegación, sin embargo, el azimut se mide a partir del norte.

/Figura 13

Figura 13
AZIMUT (z)



b) La altura (h) es el ángulo que forma el radio que pasa por el sol con el plano del horizonte. (Véase la figura 14.)

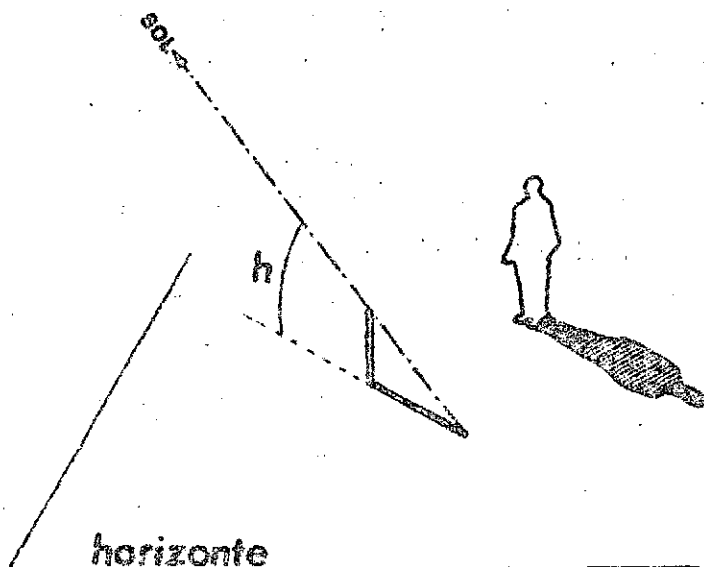
La altura de culminación, o máxima altura que alcanza el sol en un recorrido diurno cualquiera, corresponde siempre a un azimut nulo. La altura de culminación siempre tiene lugar a las 12 horas solares (mediodía solar).

Conociendo el azimut y la altura se podrá ubicar perfectamente la posición instantánea que ocupa el sol.

/Figura 14

Figura 14

ALTURA (h)



c) Cartas solares

Una carta solar es un modelo gráfico que permite conocer el movimiento aparente del sol, observado desde un lugar concreto.

Existen muchos tipos de cartas solares. No vale la pena que el diseñador trate de conocerlos todos. Bastará con que conozca la carta solar básica, de la cual derivan todas las demás.

1) La carta solar de proyección ortogonal consiste simplemente en la representación diédrica del modelo de la "esfera celeste" que se presenta en la figura 11, referido al horizonte del lugar tal y como se aprecia en la figura 12.

Como plano de proyección frontal se utilizará el plano meridiano del lugar; como plano de proyección horizontal se tomará el plano de horizonte del lugar.

/Se comenzará

Se comenzará por la proyección frontal. El plano de horizonte se proyecta según una recta $H^{\circ}H$. El eje N-S está contenido en el plano de proyección y forma un ángulo con $H^{\circ}H$ igual a la latitud del lugar. El ecuador celeste quedará representado por un segmento perpendicular al eje N-S. A partir del ecuador celeste, se podrá construir la representación de la trayectoria del sol en cualquier día del año: basta determinar el ángulo de latitud celeste (declinación de ese día) y dibujar la proyección del arco de paralelo celeste correspondiente, que aparecerá como un segmento paralelo al ecuador celeste. Por lo general, se representan solamente los recorridos solares en los equinoccios (declinación nula) y en los solsticios (declinaciones: $+ 23.45^{\circ}$ y $- 23.45^{\circ}$).

Atención especial merece la determinación de las horas solares. El sol recorre en 24 horas el círculo completo constituido por un paralelo celeste. A partir del punto de culminación (mediodía solar) se podrán ubicar las diferentes horas construyendo las intersecciones de la esfera celeste con el haz de planos meridianos que forman entre sí ángulos diédricos de 15° ($360^{\circ} / 24$ hrs.) Los puntos equihorarios conformarán arcos de círculos máximos que se proyectarán, tanto en proyección frontal como en horizontal, según arcos de elipse.

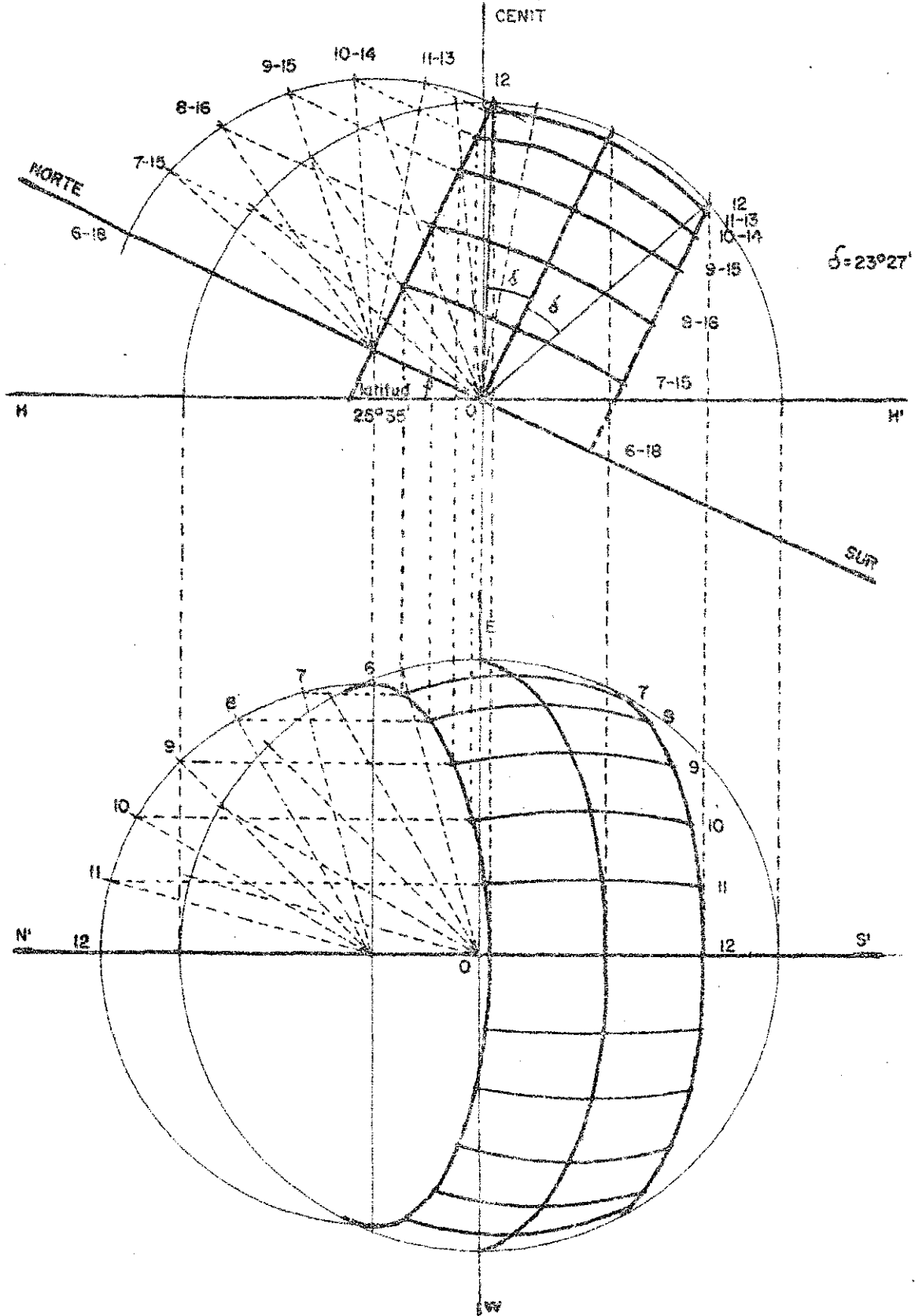
Utilizando cuidadosamente los procedimientos establecidos por la geometría descriptiva, se podrá sin dificultades construir la proyección horizontal (arcos de elipse) de los arcos de circunferencia que constituyen los recorridos solares. Se recomienda especial cuidado en la determinación de los encuentros de las proyecciones horizontales de las trayectorias con la traza horizontal de la esfera celeste. (Véase la figura 15.)

Un diseñador experimentado debe poder dibujar sobre mesa de dibujo en media hora una carta solar suficientemente aproximada correspondiente a cualquier lugar en el que tenga que intervenir con un diseño arquitectónico o urbano. Para ello sólo necesitará conocer previamente la latitud de ese lugar. Este dato lo puede obtener consultando cualquier atlas geográfico, aun elemental.^{10/}

^{10/} Existen otros tipos de proyección de la esfera celeste, como la estereográfica o la equidistante que ofrecerían algunas ventajas teóricas en la lectura de la carta, pero que exigen la comercialización de "gadgets" o la utilización de procedimientos de dibujo más complejos, fuera del alcance del diseñador común. Por ello, y en beneficio del autovalimiento, es preferible atenerse a la proyección diédrica corriente que permite al diseñador con un mínimo de conocimientos generales operar sin la engorrosa panoplia de diagramas comerciales, cursores enmascarados, etc.

Figura 15

CARTA SOLAR PARA LA LATITUD DE MONTERREY, NUEVO LEON,
MEXICO ($25^{\circ}35'N$)



Se representan los abatimientos (frontal y horizontal) del paralelo celeste correspondiente al solsticio de verano. Estos abatimientos permiten determinar los puntos horarios sobre aquel paralelo y también sobre el correspondiente al solsticio de invierno. Se recomienda la construcción por puntos de la proyección horizontal, utilizando para ello los puntos horarios obtenidos en la proyección frontal, así como el abatimiento horizontal. /ii) Una vez

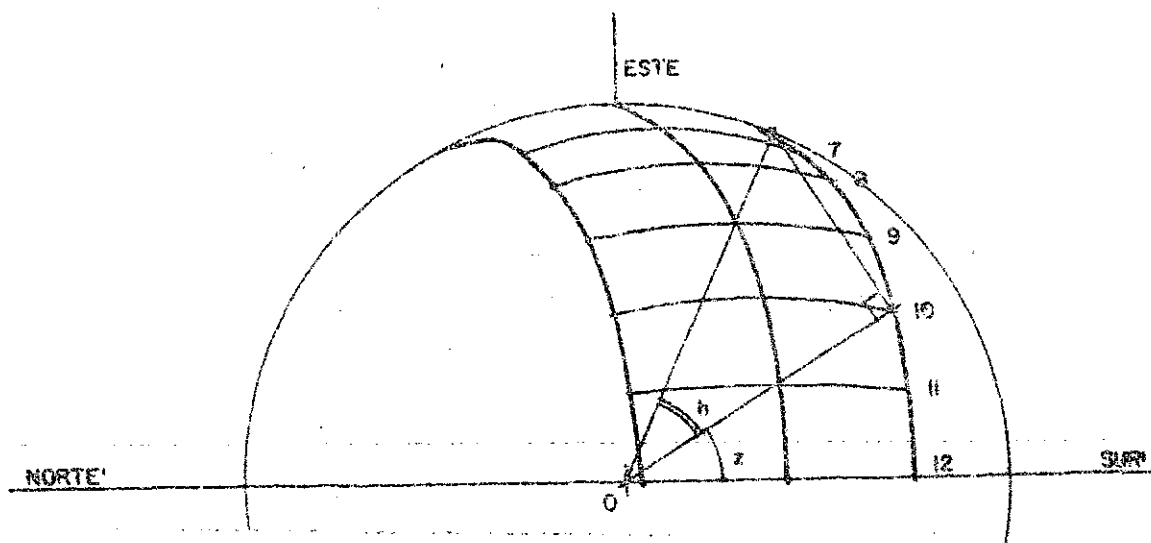
ii) Una vez dibujada la carta solar que interese se podrán determinar con facilidad las coordenadas (z y h) que nos indican la posición solar (y por tanto, la dirección de los rayos del sol) en un día concreto y a una hora solar determinada.

El azimut se puede leer directamente sobre la proyección horizontal de la carta solar.

Para conocer la altura solar bastará realizar un simple abatimiento sobre la proyección horizontal, utilizando como circunferencia abatida la misma traza horizontal de la esfera celeste. (Véase la figura 16.)

Figura 16

DETERMINACION DE LAS COORDENADAS SOLARES. a/



a/ Azimut y altura correspondientes a las 10.00 am., día del solsticio de invierno.

Sabiendo determinar la dirección de los rayos del sol para cada día y momento, se estará en condiciones de realizar el estudio de las sombras arrojadas reales que producirá cualquier construcción que se está proyectando.

/d) Métodos

d) Métodos numéricos

Gracias al hoy generalizado uso de calculadoras de bolsillo que incluyen operaciones trigonométricas es factible realizar con comodidad el cálculo de la posición solar, por procedimientos numéricos. A partir de los datos iniciales (latitud del lugar, día del año y hora solar) se determinan los datos de cálculo, que son:

a) La declinación (d), que es función del día del año. Se puede obtener a partir de la ecuación aproximada propuesta por Cooper^{11/} declinación en grados sexagesimales = $d = 23.45 \text{ sen } \left(360 \cdot \frac{284 + n}{365} \right)$, donde n es el número ordinal del día del año para el que se quiere determinar la declinación.

b) El "ángulo horario" (T): es la hora solar expresada en grados del meridiano celeste del sol respecto a la posición del mediodía, es decir, el ángulo diédrico que forman dos planos meridianos celestes: el correspondiente al mediodía y el de la hora solar para la que se desea conocer la posición del sol. Se calcula fácilmente sabiendo que una hora solar equivale a 15° (24 horas \leftrightarrow 360° , una vuelta completa).

Para el tiempo a.m. T es positivo, y para p.m. T es negativo.

Mediante la calculadora, o en su defecto, mediante tablas trigonométricas, se procederá a determinar el sen y cos de los ángulos L, d y T. Las coordenadas solares (z y H) se calculan entonces utilizando las siguientes fórmulas:

$$a) \text{ sen } h = (\cos L \cdot \cos d \cdot \cos T) + (\text{sen } L \cdot \text{sen } d)$$

$$\text{luego } h = \text{arc sen } \left[(\cos L \cdot \cos d \cdot \cos T) + (\text{sen } L \cdot \text{sen } d) \right]$$

$$b) \text{ sen } z = \frac{\cos d \cdot \text{sen } T}{\cos h}$$

$$\text{luego } z = \text{arc sen } \left(\frac{\cos d \cdot \text{sen } T}{\cos h} \right)$$

11/ Cooper, "The Absorption of Solar Radiation on Solar Stills" Solar Energy, 12, 3, (1969).

/Ejemplo:

Ejemplo: Interesa calcular la posición solar en Monterrey, Nuevo León, México, a las 10 a.m. solares del día del solsticio de invierno.

$$L = 25.6^{\circ}\text{N}, d = 23.5^{\circ}, T = 2 \times 15 = 30^{\circ}$$

$$\text{sen } h = (\cos 25.6 \cdot \cos 23.5 \cdot \cos 30) + \text{sen } 25.6 \cdot \text{sen } -23.5$$

Operando y redondeando, se obtiene $h = 33^{\circ}$

A continuación se determina z .

$$\text{sen } z = \frac{\cos 23.5 - \text{sen } 30}{\cos 33}; \text{ obteniendo } z = 33^{\circ}$$

Como se puede apreciar, aun con el uso de calculadoras, el procedimiento gráfico que se muestra en la figura 16 es mucho más rápido y resulta suficientemente aproximado.

Por ello, el cálculo numérico se utilizará sólo en aquellos casos --generalmente infrecuentes-- en que por alguna razón particular se desea un mayor nivel de precisión en la determinación de la posición solar.

e) Proyección gnomónica

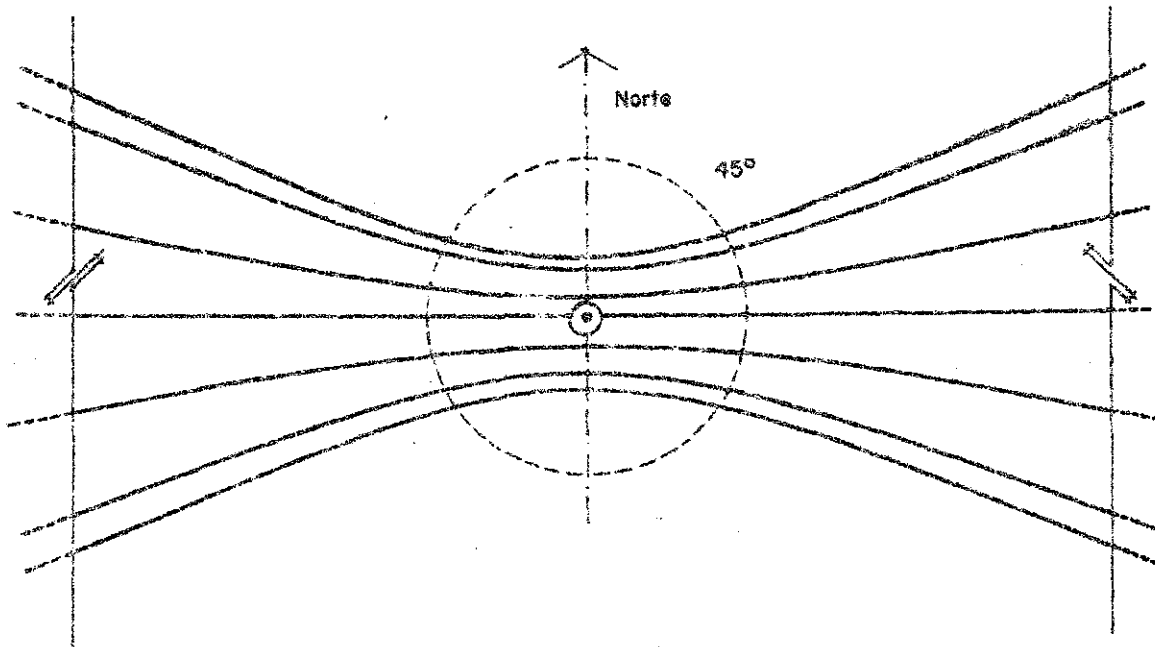
La determinación de las sombras arrojadas sobre un plano por un estilete o gnomon sirve para la construcción de "relojes de sol". No interesa aquí la utilidad ornamental de dichos artefactos, sino su uso en combinación con un modelo tridimensional del objeto arquitectónico proyectado para realizar en forma rápida y práctica el estudio de las sombras arrojadas reales.

En un plano perpendicular al meridiano del lugar y que contenga el eje N-S, se inserta, perpendicularmente a su superficie, un estilete (o gnomon). El lugar geométrico de la sombra que arrojará la punta de ese estilete queda representado en la figura 17. (Véase la figura 17.)

Este mecanismo funcionará como reloj de sol siempre que esté en la posición arriba indicada. Esta posición se consigue inclinando el plano del reloj de sol de tal forma que el ángulo respecto al plano de horizonte sea igual a la latitud del lugar, y orientando el artefacto de modo que la línea N-S del dibujo coincida con el eje N-S. La figura 18 es un gráfico que, fotocopiado, recortado y pegado sobre cartulina permite construir con gran facilidad un reloj de sol de las características descritas y de dimensiones manejables. Este reloj de sol, correctamente orientado e inclinado se fija provisionalmente sobre la base en la que se construyó la maqueta

Figura 17

LUGAR GEOMETRICO DE LAS SOMBRAS DE LA PUNTA DEL GNOMON
(Reloj de sol horizontal, latitud 0° ecuador)



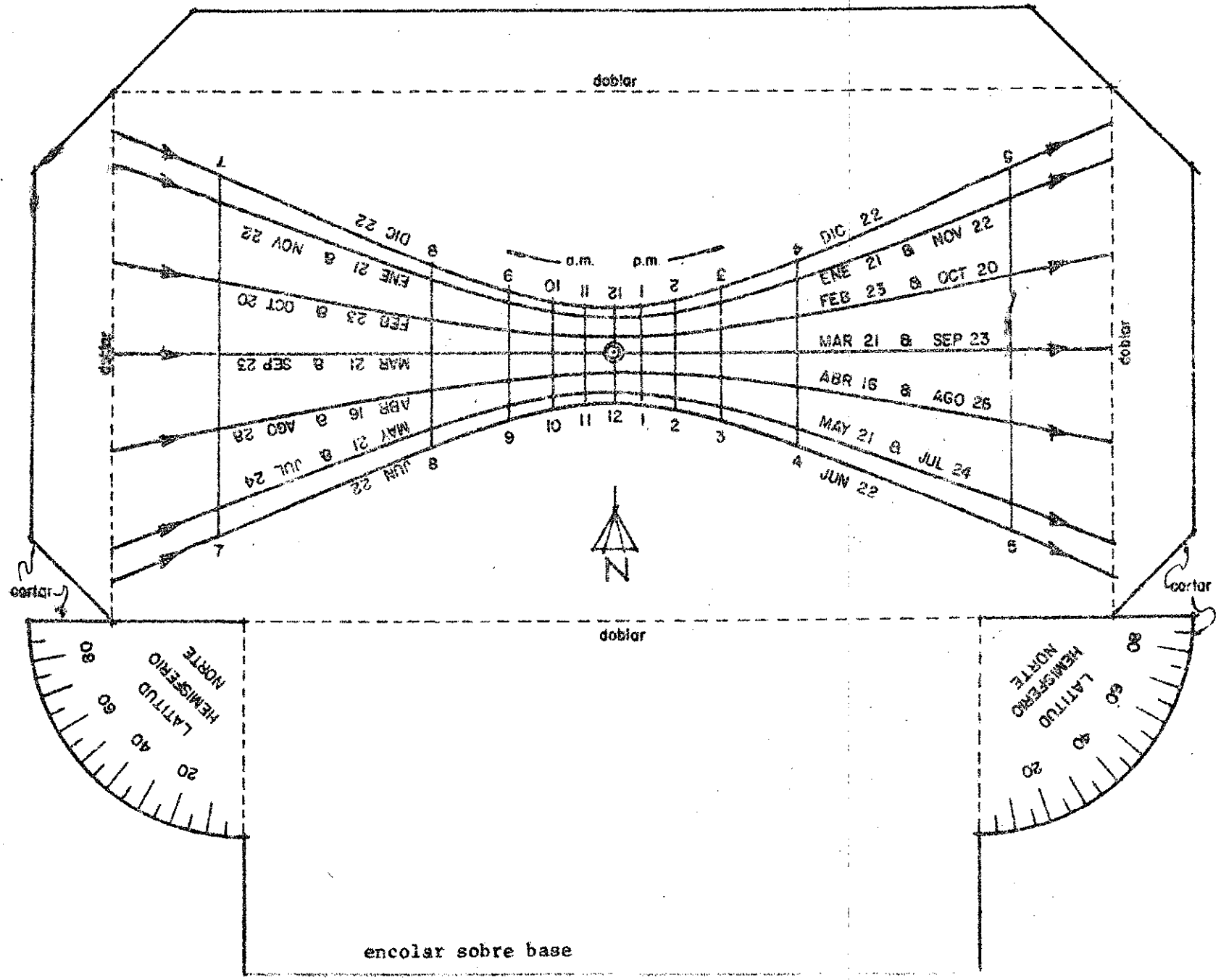
de anteproyecto. El conjunto (base + maqueta + reloj de sol) se coloca a la luz del sol o a la suficiente distancia de un foco incandescente único (mínimo 3 m., para evitar excesivos errores de conicidad del haz de rayos luminosos), y se mueve de tal forma que la sombra de la punta del estilete se proyecte en la ubicación correspondiente al día y a la hora deseados. En esa posición se analizarán sobre la maqueta las sombras reales tal y como aparecerán en ese día y a esa hora.

El reloj de sol que aquí se propone, ajustable para cualquier latitud, será siempre reutilizable si se realiza con materiales duraderos, y permitirá llevar a cabo rápidamente cualquier análisis de las sombras reales previsibles (Véase la figura 18.)

/Figura 18

Figura 18

RELOJ DE SOL UNIVERSAL
(Gnomon: 20 mm)



f) El heliodón

El heliodón es un dispositivo que permite modelizar cómodamente el movimiento aparente del sol respecto a una maqueta arquitectónica. Puede llegar a ser muy complicado, reproduciendo incluso las condiciones térmicas ambientales. El que se describe, sin dejar de ser práctico, resulta de construcción fácil, incluso "casera".

La plataforma sobre la que se fija la maqueta puede girar respecto a un eje horizontal. Un cuadrante permite controlar la inclinación de la plataforma. Este mecanismo está montado sobre una base que a su vez puede pivotar en torno a un eje vertical. El mecanismo completo se sitúa frente a un foco cuya base puede deslizarse sobre unas guías verticales sujetas a una pared. La graduación del recorrido del foco permite seleccionar la declinación deseada; la inclinación de la plataforma se hará corresponder con la latitud del lugar. Bastará entonces situar la maqueta sobre la plataforma y hacerla pivotar en torno a su eje vertical para reproducir el movimiento aparente del sol alrededor de la maqueta, en el día correspondiente a la declinación que señala la posición del foco. (Véase la figura 19.)

Un círculo graduado permitirá controlar el movimiento horario, es decir, el giro de eje vertical de la plataforma.

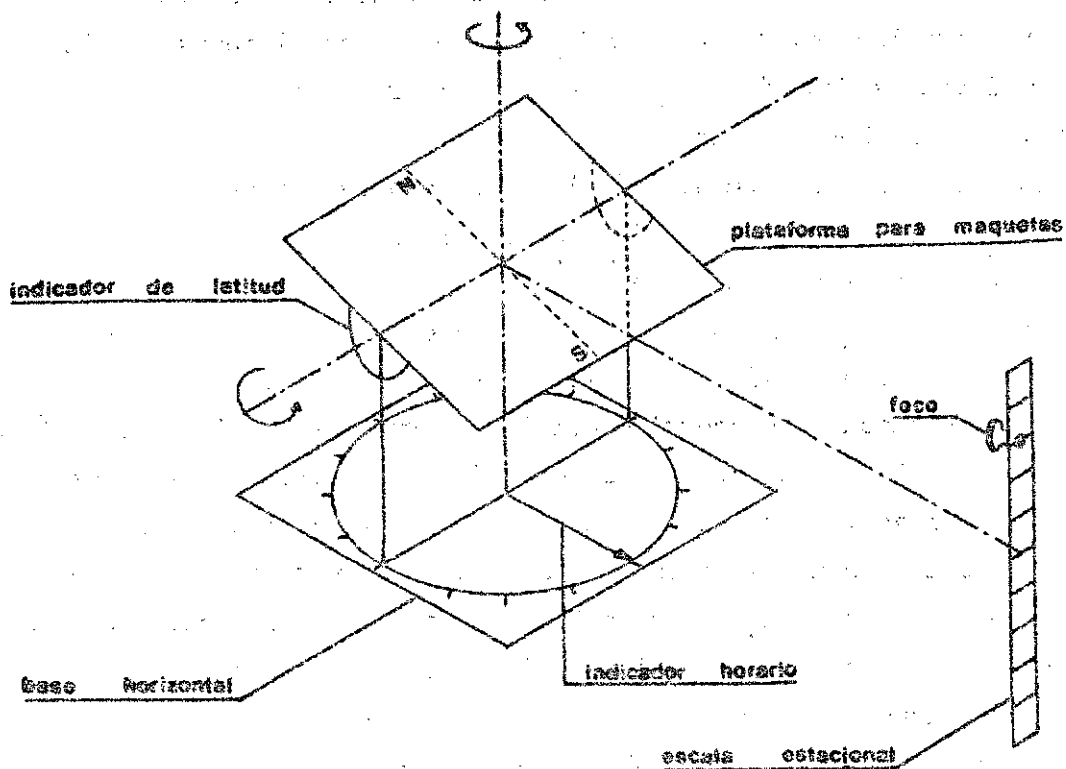
g) Obstrucciones solares

i) Hasta ahora se ha supuesto que no existe impedimento alguno para que los rayos del sol, desde el orto hasta el ocaso, incidan sobre el objeto arquitectónico que se esté considerando. En realidad, estos rayos encontrarán frecuentemente obstáculos que impedirán su incidencia directa sobre un punto determinado, aunque el sol se sitúe por encima del plano de horizonte teórico de ese punto.

Estos obstáculos, denominados obstrucciones solares, pueden ser de muy diversa índole: construcciones próximas, masas de vegetación, cadenas montañosas, etc. (La obstrucción solar debida a la nubosidad se estudia aparte.) El estudio de las condiciones de soleamiento tomando en consideración las obstrucciones solares puede llevarse a cabo de distintas maneras. En primer lugar, se puede ampliar el modelo tridimensional para incluir en él

Figura 19

ESQUEMA DE HELIODON



El giro de eje vertical modeliza la variación horario, el de eje horizontal, la latitud. La posición del foco sobre la escala fija modeliza la declinación.

al entorno físico global en el que se emplaza el objeto arquitectónico que estamos diseñando. Esto es posible y práctico cuando las principales obstrucciones solares estén constituidas por objetos arquitectónicos próximos (Ej.: unidades habitacionales). El procedimiento resulta prácticamente inutilizable cuando las principales obstrucciones solares se sitúen lejos del objeto obstructor (macizos montañosos, por ejemplo).

En este caso, lo más práctico será modelizar las obstrucciones recurriendo a las llamadas cartas cilíndricas.

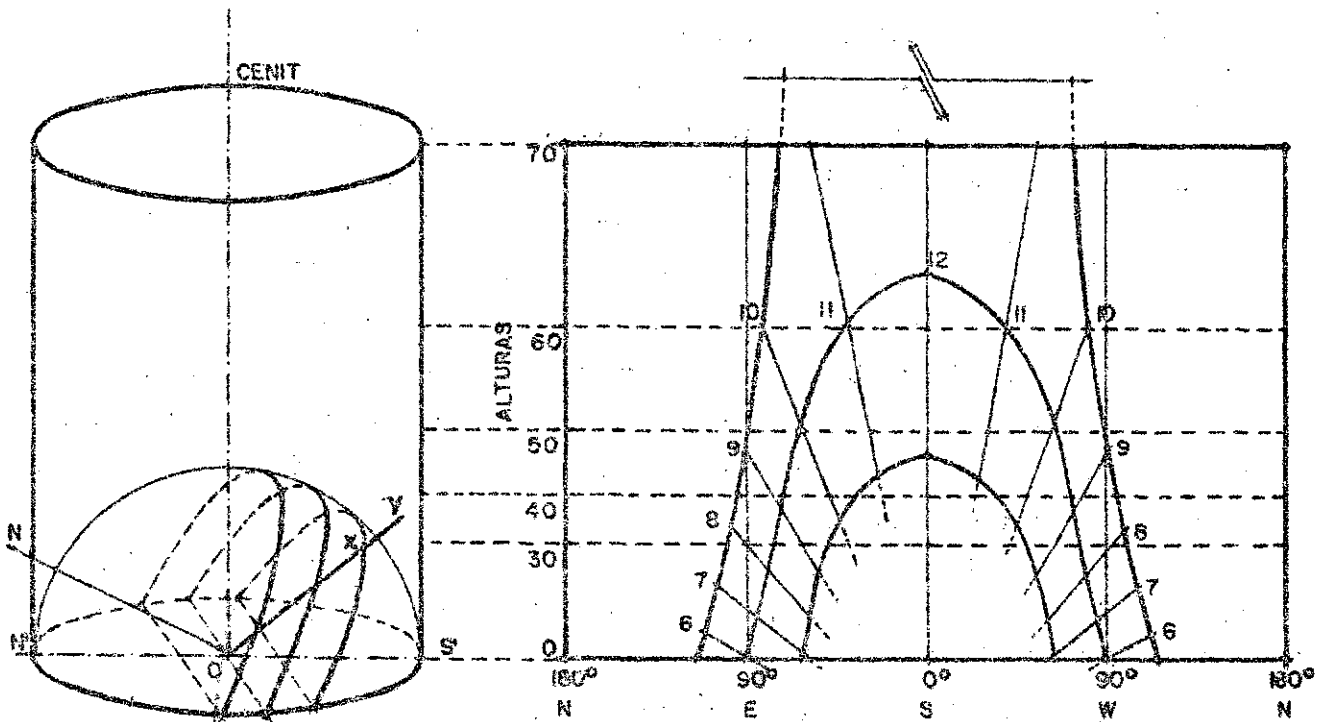
/ii) Imagine

ii) Imagine el lector un cilindro de eje vertical, cuya base circular esté centrada en el punto a estudiar. La semirrecta de unión del centro de la base con cualquier otro punto X del espacio determinará un punto Y de intersección con el cilindro. El punto Y representará al X en proyección cilíndrica. Se analizará cómodamente el conjunto de puntos "Y" si se procede a desenrollar la superficie lateral del cilindro hasta volverla plana. El lugar geométrico de la representación cilíndrica de los puntos de igual altura angular estará constituido por la intersección del cilindro con un haz de conos que comparten su eje con el cilindro. Esto es, por una familia de circunferencias de igual diámetro que, al desenrollar el cilindro, se transforma en una familia de segmentos horizontales. Se comienza por utilizar el mecanismo de la proyección cilíndrica para representar el movimiento aparente del sol. Para ello, se imaginará inscrita la semiesfera celeste visible, de tal forma que coincida su base con la del cilindro. Se prolongan los radios hasta que se produzca la intersección con el cilindro. En la carta cilíndrica, el eje de abscisas corresponderá a los azimuts, y el de ordenadas, a las alturas. Resultará muy fácil construir punto por punto la representación cilíndrica de la posición aparente del sol, obteniendo las coordenadas solares de la carta solar básica correspondiente. (Véase la figura 20.)

Sobre esta misma carta cilíndrica se dibujará la proyección de las obstrucciones. Es factible utilizar un teodolito para determinar las coordenadas (azimut y altura) de la silueta del horizonte real. Esta operación se efectúa midiendo la altura angular del extremo superior de las obstrucciones para una serie de azimuts espaciados regularmente. Si las obstrucciones son de tipo geográfico, más que arquitectónico, y contamos con un buen mapa topográfico de la zona de suficiente amplitud, se pueden determinar las coordenadas de la silueta del horizonte real por medio del simple análisis de las curvas de nivel, deduciendo para cada azimut la altura angular correspondiente. En este caso el trabajo se puede realizar cómodamente sobre la mesa de dibujo. (Véase la figura 21.)

La superposición de las proyecciones del movimiento aparente solar y de la silueta de obstrucciones permite conocer las condiciones reales de soleamiento.

Figura 20
CARTA SOLAR CILINDRICA

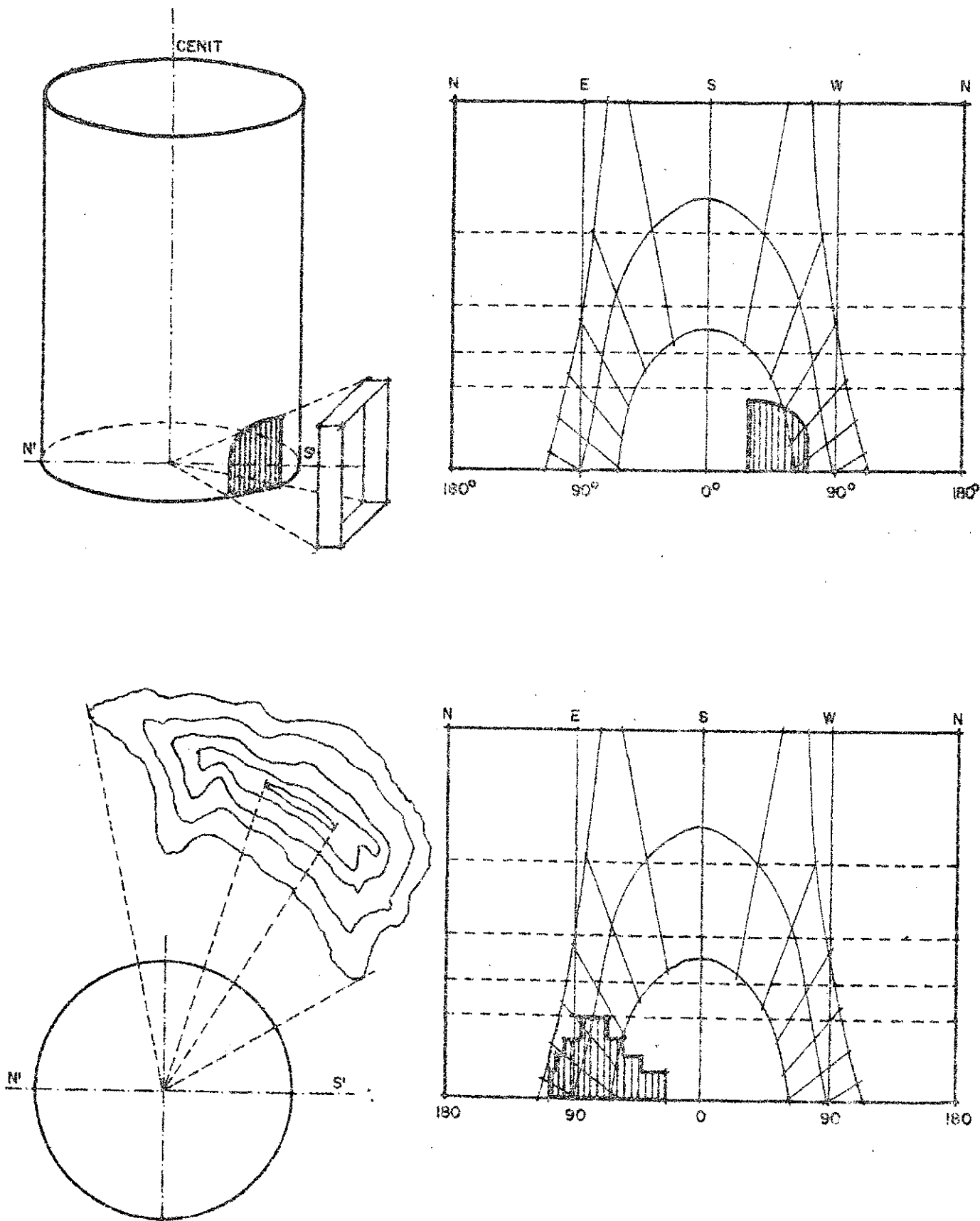


Obsérvese que las líneas horarias son segmentos rectos que concurren en un punto situado por debajo de la línea de horizonte, ubicable en la carta cilíndrica a una altura negativa igual a la latitud N. del lugar.

/Figura 21

Figura 21

ESTUDIO DE OBSTRUCCIONES SOLARES EN CARTAS CILINDRICAS



/h) Hora

h) Hora solar/hora oficial

En todos los países y por obvias consideraciones prácticas, la hora solar correspondiente a un meridiano concreto se adopta como la "hora oficial" que regirá en una amplia franja de meridianos. Para un lugar dado, la hora oficial es convencional. Algunos gobiernos, incluso, para ahorrar energía desfasan el horario en verano para que el conjunto de los ciudadanos madrugue más (respecto a la hora solar) y obtenga mayor aprovechamiento de la luz solar. Es bastante simple relacionar la hora solar con la hora oficial, basta tomar en consideración dos correcciones. La primera se refiere a la distancia, en grados de longitud, que media entre el lugar específico considerado y el meridiano cuya hora solar ha sido adoptada como hora oficial del país o de la región: cada grado de longitud corresponde a 4 minutos de adelanto o atraso respecto al meridiano de referencia. La segunda corrección se efectúa para tomar en cuenta ciertas perturbaciones regulares del movimiento terrestre que se modelizan por medio de la llamada "ecuación del tiempo". En la figura 22 se representa gráficamente la ecuación del tiempo; las ordenadas indican la corrección a efectuar en minutos y las abscisas representan los meses del año.

En resumen, la correlación entre la hora solar y la hora oficial se puede hallar mediante la ecuación siguiente:

Hora solar = hora oficial + e + 4 ($l_0 - l_1$), siendo e la corrección (en minutos), positiva o negativa, que indica la "ecuación del tiempo" para el día particular del que se trata, l_0 la longitud del meridiano que determina la hora oficial, l_1 la longitud (en grados) de la localidad concreta para la que se efectúa la conversión. La expresión 4 ($l_0 - l_1$), positiva o negativa, indica minutos.

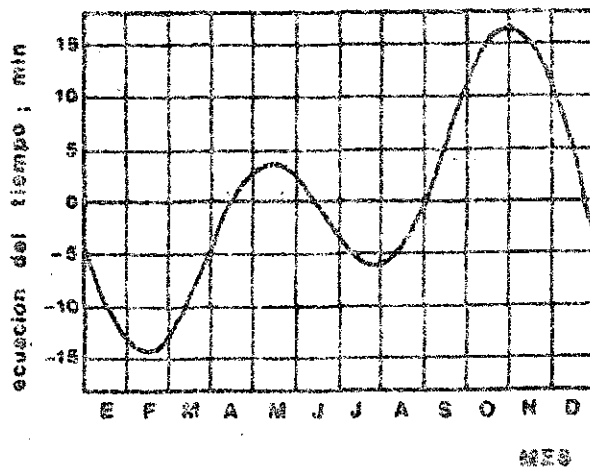
3. Soleamiento: la radiación solar

a) Radiación que recibe la atmósfera

i) Las capas exteriores de la atmósfera reciben del sol un flujo de energía radiante que puede considerarse constante, haciendo abstracción, a los efectos que aquí interesan, del reducido ámbito de fluctuación, del orden del $\pm 4\%$, debido tanto a las pequeñas variaciones de la distancia tierra-sol, como a la eventual aparición de perturbaciones tales como las "manchas solares". Se llama constante solar (I_0) a la energía total media por unidad de superficie y

Figura 22

ECUACION DEL TIEMPO, EN MINUTOS, EN FUNCION DEL PERIODO DEL AÑO



/de tiempo

de tiempo que recibiría, en ausencia de atmósfera, un plano perpendicular a los rayos solares que estuviera situado respecto al sol a la distancia media tierra-sol. La magnitud de la constante solar puede cifrarse en unos 1.353 kW/m^2 (o bien $1.94 \text{ Cal/cm}^2/\text{min.}$).^{12/} Esta magnitud permite cuantificar el aporte energético bruto medio que recibe nuestro planeta, previo al filtrado atmosférico.^{13/}

Si el referido plano no fuera perpendicular al haz de rayos solares, (véase la figura 23), la potencia energética recibida por unidad de superficie se obtendría multiplicando la potencia incidente sobre un plano normal al haz por $\sin \alpha$ (siendo α el ángulo que forme el haz con el plano inclinado) o, lo que es lo mismo, por $\cos \varphi$ (siendo φ el ángulo de incidencia, es decir, el que forma el haz con la normal a la superficie plana).

ii) Desde el punto de vista cualitativo, la radiación solar está constituida por ondas electromagnéticas cuyo espectro de longitudes de onda se extiende desde $0.2 \mu\text{m}$ hasta $5 \mu\text{m}$. El máximo de energía emitida por longitud de onda corresponde a la gama de la radiación visible; $0.4 \mu\text{m}$ - $0.74 \mu\text{m}$. El espectro solar se aproxima al de un cuerpo negro que estuviera a unos 5800°K (ésta sería la temperatura de la superficie solar, correspondiente, según la ley de Wien, a un máximo de radiación para la longitud de onda de $0.5 \mu\text{m}$).^{14/}

Distinguiendo entre la radiación ultravioleta ($\lambda < 0.38 \mu\text{m}$), la visible ($0.38 \mu\text{m} < \lambda < 0.78 \mu\text{m}$), y la infrarroja ($\lambda > 0.78 \mu\text{m}$), la radiación solar

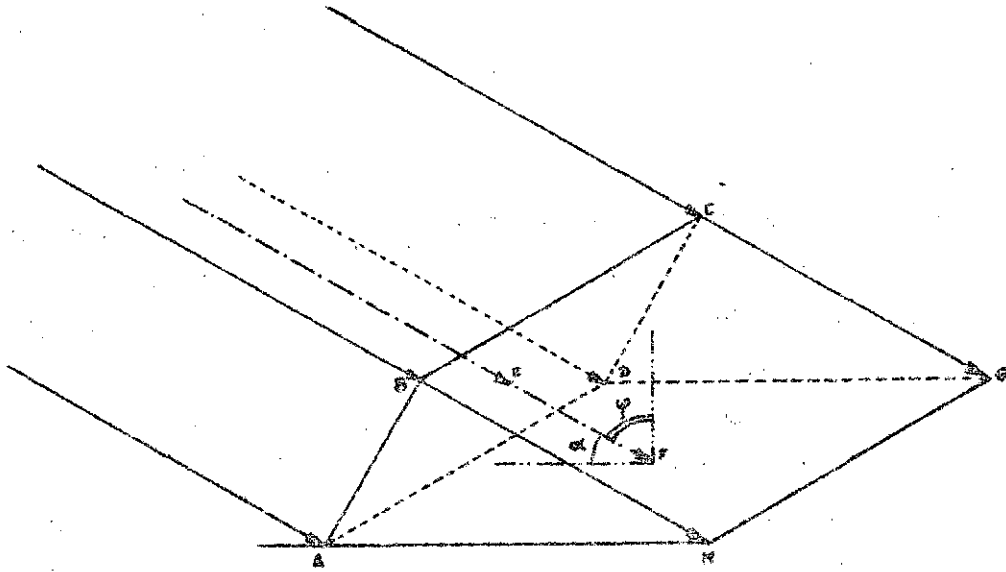
^{12/} El valor de 1.353 W/m^2 para la constante solar está propuesto en Thekaekara/Drummond (1971), Nat. Phys. Sci. 229, 6, "Standard values for the Solar Constant and its Spectral Components".

^{13/} Para tener una idea de la magnitud, piénsese que toda la energía que generó la humanidad en el año 1970, quemando principalmente combustibles fósiles no renovables, no representó ni el 0.004% de la energía solar recibida por el planeta en ese mismo año. En tres días, la tierra recibe del Sol una cantidad de energía mayor que la correspondiente a las reservas totales de carbón, petróleo y gas natural.

^{14/} El sol está compuesto por varias capas diferenciables cuya densidad decrece desde el núcleo central hacia la corona. La estructura de las interacciones térmicas entre dichas capas es muy compleja e involucra procesos radiantes y convectivos. A los efectos que aquí interesan no habría inconveniente en adoptar un modelo solar simplificado que consistiera en una esfera cuyo diámetro correspondiera al de la fotosfera solar y que actuara como un cuerpo negro a una temperatura de unos 5762K . La cantidad de energía radiante que emitiría este cuerpo negro equivaldría con buena aproximación a la que emite el sol. Este modelo, sin embargo, resultaría inadecuado si se pretendiera aplicar al análisis de procesos sensibles a la distribución espectral real de la energía solar, como pueden ser los procesos fotovoltaicos.

Figura 23

HAZ DE RAYOS QUE INCIDEN OBLICUAMENTE SOBRE UN PLANO



$$AB \times AD = AD \times AH \times \text{send}^{\circ} = AD \times AH \times \cos \theta$$

/incident:

incidente presentaría la siguiente composición aproximada: 7% de ultravioleta, 47% de visible y 46% de infrarroja. A los efectos prácticos de las aplicaciones terrestres de la energía solar, se puede restringir la consideración a la banda espectral comprendida entre $0.29 \mu\text{m}$ y $2.5 \mu\text{m}$, única que en medida apreciable consigue atravesar la atmósfera.

Respecto a la distinción convencional entre radiaciones "cortas" ($\lambda < 3.0 \mu\text{m}$) y "largas" ($\lambda > 3.0 \mu\text{m}$) la radiación solar está compuesta casi exclusivamente por radiaciones cortas.

b) Comportamiento de la atmósfera frente a la radiación

i) La atmósfera ejerce las siguientes acciones sobre la radiación:

Reflexión: Consiste en la retransmisión en otra dirección de la radiación incidente, sin modificarla cualitativamente. La reflexión tiene lugar especialmente sobre la superficie de las capas nubosas.

Difusión: Consiste en la retransmisión en todas direcciones de la radiación recibida por una partícula. El proceso de difusión, como el de reflexión, no altera la energía de la radiación ni hace variar la longitud de onda. Las partículas pequeñas que existen en la atmósfera operan una difusión selectiva, más intensa para las bajas longitudes de onda: a ello se debe el color azul del cielo despejado.

La difusión se opera mediante la acción de las moléculas de aire, de vapor de agua y de polvo.

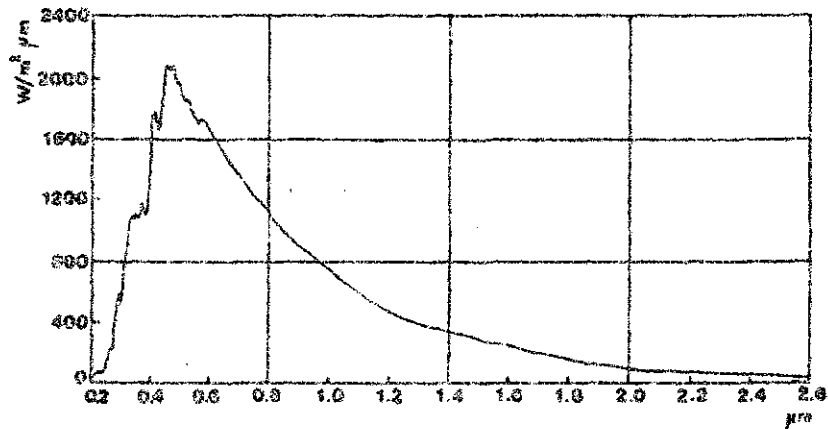
(Atmósfera estándar: presión: 760 mmHg, vapor H₂O: 20 mm; polvo 300 partículas/cm³, ozono = 2.8 mm.)

Absorción: Consiste en la asimilación por una sustancia de una parte de la energía radiante que recibe, utilizándola para incrementar su propia energía interna, elevando su temperatura. Este proceso es en general selectivo respecto a las longitudes de onda, en función de la composición química de la sustancia absorbente, y está íntimamente relacionado con el proceso de reemisión de energía radiante por parte de la sustancia de que se trate. Como norma, el comportamiento de los gases, en lo que se refiere a la absorción/emisión de energía radiante, se aleja mucho del de los "cuerpos negros".

ii) El nitrógeno y el oxígeno absorben las radiaciones ultravioletas de baja longitud de onda; este proceso tiene lugar en las capas más externas y enrarecidas de la atmósfera. El ozono, presente en algunas regiones estratosféricas en cantidad cuantitativamente insignificante, cumple sin embargo la importante función de absorber las radiaciones ultravioletas de gran longitud de onda (hasta $0.3 \mu\text{m}$).

Figura 24

RADIACION ESPECTRAL ESTANDARD, NASA (1971), A LA DISTANCIA MEDIA TIERRA-SOL, PARA UN VALOR DE LA CONSTANTE SOLAR DE 1353 W/m^2 */



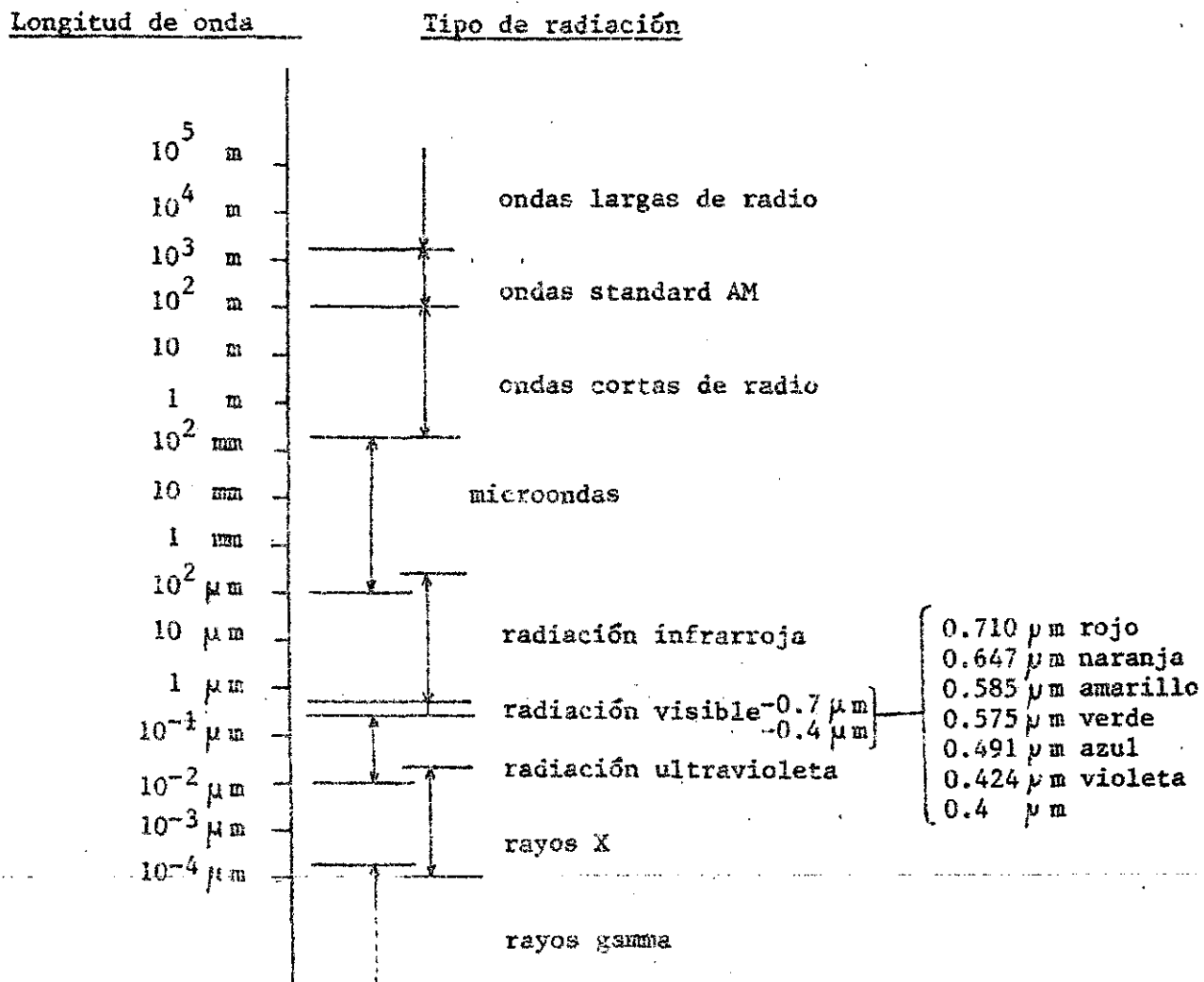
Abcisas: Longitudes de onda, en μm .

Ordenadas: Radiación correspondiente a cada longitud de onda, en $\text{W/m}^2 \mu\text{m}$.

*/ NASA SP-8005, National Aeronautics and Space Administration, Solar Electromagnetic Radiation, mayo de 1971.

Cuadro 4

ESPECTRO ELECTROMAGNETICO



La baja estratósfera y la tropósfera son casi transparentes a la radiación visible e infrarroja que sobre ellas incide, producto del filtrado operado por las capas exteriores. La tropósfera sólo mantiene algún poder absorbente gracias a la presencia, otra vez, casi insignificante desde el punto de vista cuantitativo, de partículas sólidas, vapor de agua y dióxido de carbono. Este poder absorbente, particularmente importante en el caso del vapor de agua, se ejerce sobre todo respecto a la radiación infrarroja (radiación "larga"), reemitida por la superficie terrestre. Por ello, la tropósfera se calienta "por debajo", por interacción con la superficie terrestre en un proceso complejo en el que intervienen todas las formas de intercambio térmico: radiación, cesión de calor latente, conducción y convección. Sin embargo, es de destacar que el poder absorbente de los elementos de la tropósfera es muy bajo en la banda 8-11 μm ; ésta es la llamada "ventana atmosférica" por la que escapa la mayor parte de la energía de onda larga generada en la superficie terrestre que atraviesa la atmósfera perdiéndose en el espacio exterior. La energía que absorbe la atmósfera (en radiaciones cortas o largas) es re-radiada (siempre en forma de radiación larga) tanto hacia la superficie terrestre como hacia el exterior.

c) Comportamiento de la superficie terrestre frente a la radiación

La radiación que incide sobre la corteza terrestre --en "el fondo" de la atmósfera-- es absorbida (y re-radiada) o reflejada en mayor o menor grado en función de su longitud de onda, su ángulo de incidencia y de la naturaleza de la superficie terrestre sobre la que incide.

i) Se denomina albedo a la relación entre la energía radiante que refleja una superficie y la energía total incidente, expresada en porcentaje. El albedo de cada elemento de la superficie terrestre se puede determinar fácilmente y con suficiente aproximación mediante la fotointerpretación, utilizando fotos aéreas tomadas con placas normales, sensibles a la luz visible. Se adjunta la siguiente tabla comparativa de albedos aproximados.^{15/}

15/ Cuadro elaborado a partir de la información contenida en Critchfield (1974), Olgyay (1963), Lockwood (1974), Neiburger et al (1973), entre otras fuentes. Los albedos tabulados se refieren a la radiación solar (corta). En lo que se refiere a la radiación terrestre, de onda larga, las superficies terrestres, incluyendo aquellas constituidas por nieve o hielo, se suelen comportar casi como cuerpos negros (coeficientes de absorción entre 90% y 95%).

/Superficie

<u>Superficie</u>	<u>Albedo</u> <u>(%)</u>
Nieve fresca	80-90
Nube espesa	70-80
Nube delgada	25-70
Agua (dependiendo del ángulo de incidencia)	2-80
Arena mojada	10-20
Arena seca	18-35
Desierto	25-30
Tierra seca	10-25
Tierra mojada	8-10
Tierra cultivada oscura	7-10
Tierra removida húmeda	15
Roca desnuda	10-20
Zona pantanosa	10-15
Monte bajo desértico	20-30
Sábana	15
Hierba verde	10-25
Hierba seca	25-30
Bosque de coníferas	5-15
Bosque tropical	20
Bosque sin hojas	17
Asfalto	15
Ladrillo, tabique	25-50
Promedio zonas urbanas en Norteamérica	15
Áreas urbanas de edificación muy densa	15-25

La modificación voluntaria del albedo de grandes sectores terrestres constituye uno de los recursos más promisorios de intervención humana en las condiciones macroclimáticas.^{16/}

Aun a escala microclimática, el albedo superficial constituye un factor cuya relevancia no debe subestimarse.

ii) Es importante, por último, hacer resaltar la diferencia entre los efectos de la radiación según que ésta incida en agua (mares o lagos) o en tierra firme. Si es fuertemente direccional e incide en agua, la absorción/reflexión dependerá del ángulo de incidencia: entre 85° y 90° (por ejemplo, sol muy bajo) puede suponerse que toda la radiación se reflejará en el plano acuoso, sin que se produzca absorción. Cuando ésta tiene lugar, el efecto térmico se manifiesta incluso a bastante profundidad.^{17/}

^{16/} Existen ya proyectos de creación de "fuentes térmicas" basados en el emnegrecimiento de zonas montañosas y desérticas, que se sitúan a un paso de la "geofísica-ficción".

^{17/} La totalidad de los infrarrojos se absorbe en el primer metro de profundidad, pero la natural turbulencia de los océanos suele homogeneizar la situación hasta unos 20 metros de profundidad. A 100 metros llega todavía, sólo bajo forma de luz visible, el 3% de la energía recibida en la superficie.

Al repartirse en una gran masa acuosa, el incremento en la cantidad de calor no se manifiesta cualitativamente en un gran aumento de la temperatura superficial. Las corrientes advectivas o en profundidad contribuyen a uniformar la situación térmica.

Estos hechos, aunados al del alto calor específico del agua (cinco veces mayor que el de la tierra seca), determinan la enorme inercia que a efectos climáticos presentan los océanos y los grandes lagos interiores. Estas grandes masas acuosas funcionan como "volantes de inercia" que regulan los cambios en el sistema térmico planetario.

La tierra firme, en cambio, al recibir la radiación solar directa o indirecta --re-radiada por la atmósfera-- se ve afectada solamente en su capa más externa, la cual puede experimentar un fuerte incremento de temperatura y un consiguiente aumento de su capacidad emisora de radiación. Al disminuir la radiación recibida (de noche, por ejemplo), esa capa externa continúa re-radiando y pierde así su potencial térmico, enfriándose rápidamente. El ciclo térmico terrestre, comparado con el marino, es muy rápido y superficial. Se considera que, en terreno seco, y en un lugar de estaciones bien marcadas, la temperatura a una profundidad promedio de sólo 3 metros corresponde a la temperatura media anual de ese lugar; es decir, que a esa profundidad deja de tener efecto la oscilación anual de temperaturas. La variación diurna desaparece por completo a una profundidad aún menor: entre 0.5 y 1 metros, incluso en terreno húmedo.

d) Balace planetario de energía radiante

i) Sobre el planeta, considerado como un sistema global e incluyendo, pues, su atmósfera, incide una energía radiante solar promedio que está determinada por la "constante solar". Pero una parte de esa energía es reflejada, sin sufrir absorción alguna ni por la atmósfera ni por la superficie terrestre, y vuelve al espacio exterior. Nuestro planeta refleja de esta forma el 35% de la energía solar incidente: esta cifra constituye pues el albedo planetario global. El sistema terrestre absorbe el 65% restante, utilizándolo para su calentamiento, y, a su vez, emite radiación hacia el espacio exterior en una banda de longitudes de onda que se extiende aproximadamente desde los $4\mu\text{m}$ a los $20\mu\text{m}$, con un máximo de emisión en la longitud de onda de $10\mu\text{m}$. Este máximo correspondería a

/un cuerpo

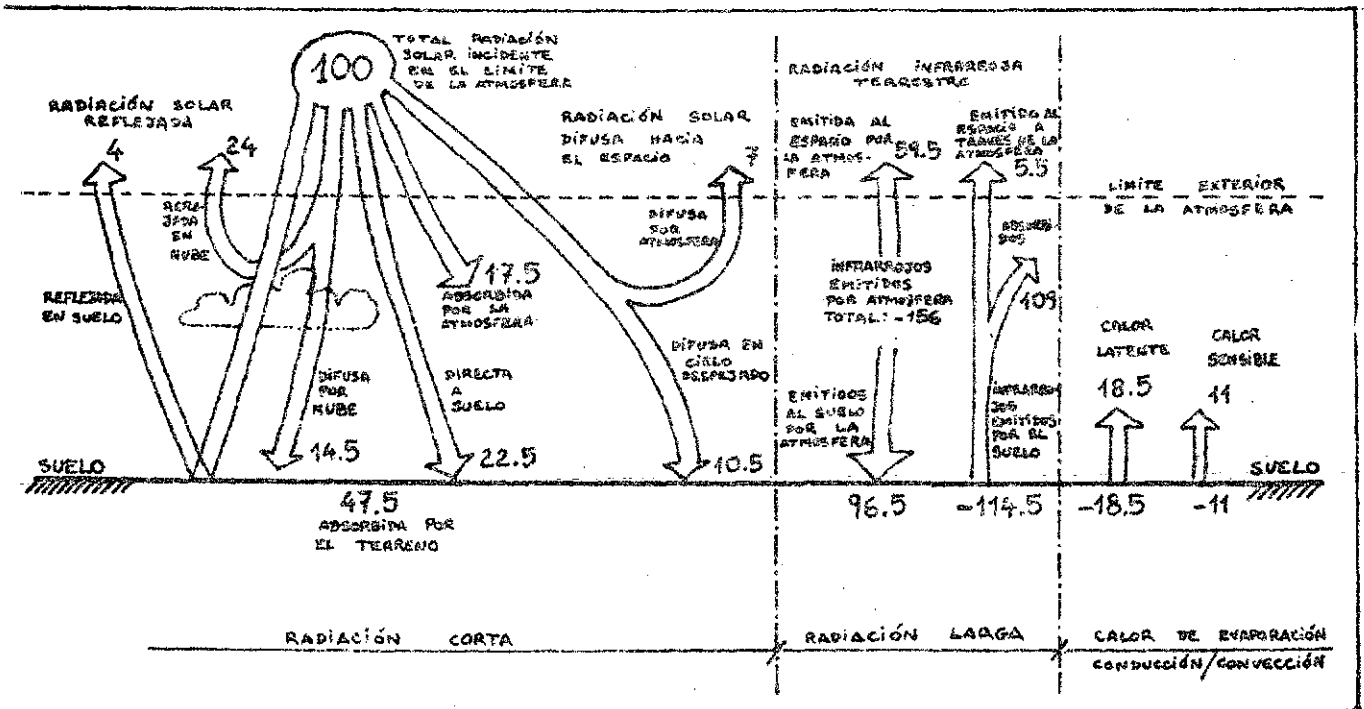
un cuerpo negro que estuviese a unos 290°K .^{18/} La emisión terrestre está pues constituida exclusivamente por radiación "larga", infrarroja.

El sistema terrestre, globalmente considerado, no sufre calentamiento ni enfriamiento, se encuentra en equilibrio térmico. La energía solar incidente en el sistema es pues cuantitativamente igual a la energía que, a su vez, emite el planeta hacia el exterior (como energía reflejada + energía re-radiada).

ii) El balance global medio, distinguiendo entre la atmósfera y la superficie sólido-líquida del planeta, puede estudiarse en la figura 25 en el que se consideran por separado las radiaciones "cortas" (solares o solares reflejadas) y las "largas" (terrestres).

Figura 25

BALANCE ENERGETICO ENTRE EL ESPACIO EXTERIOR, LA ATMOSFERA Y LA SUPERFICIE TERRESTRE, ADAPTADO DE NEIBURGER et al (1971)



^{18/} Por la alta selectividad con que opera el filtro atmosférico, la radiación terrestre hacia el exterior presenta un espectro de haces de longitudes de onda que se aparta del espectro continuo que produciría un cuerpo negro.

El balance del intercambio entre el espacio exterior y las capas más altas y enrarecidas de la atmósfera puede detallarse como sigue:

- Energía que la atmósfera recibe del espacio exterior:
100 unidades de energía, en radiación "corta"
- Energía que la atmósfera emite hacia el espacio exterior:

Unidades

4.0	(radiación solar reflejada en el suelo y que atraviesa la atmósfera)	}	Subtotal 35 unidades en radiación "corta"
24.0	(radiación solar reflejada en las nubes)		
7.0	(radiación difusa en la atmósfera que regresa al espacio exterior)		
59.5	(emisión terrestre atmosférica dirigida hacia el espacio exterior)	}	Subtotal 65 unidades en radiación "larga"
5.5	(emisión terrestre de la superficie que atraviesa la atmósfera)		

Total 100.0

El balance detallado del intercambio entre la atmósfera y la superficie terrestre se refleja en el cuadro siguiente:

- Energía que la superficie recibe de la atmósfera o a través de la misma:

Unidades

14.5	(radiación solar difusa en nubes)	}	Subtotal 47.5 unidades en radiación "corta"
22.5	(radiación solar directa)		
10.5	(radiación solar difusa en atmósfera sin nubes)		
96.5	(emisión atmosférica hacia la superficie terrestre)	}	Subtotal 96.5 unidades en radiación "larga"

Total 144.0

- Energía que la superficie terrestre transmite a la atmósfera:

Unidades

114.5	(emisión de la superficie terrestre)	}	144 unidades de energía radiante larga y en energía térmica
18.5	(calor latente transmitido por evaporación)		
11.0	(calor sensible transmitido por conducción)		

Total 144.0

/Como se

Como se puede apreciar, por los sucesivos "rebotes" energéticos el intercambio entre la atmósfera y la superficie es más intenso que el que se detecta entre la atmósfera y el espacio exterior. En esto consiste el impropio llamado "efecto de invernadero" que produce la atmósfera.^{19/} La acción atmosférica como "cobertor terrestre" se acentúa considerablemente por medio de la nubosidad.

e) Insolación

Se denominará insolación a la potencia radiante que recibe una superficie unitaria plana, tanto por efecto de la acción directa de los rayos solares como por la componente difusa a través de la atmósfera.

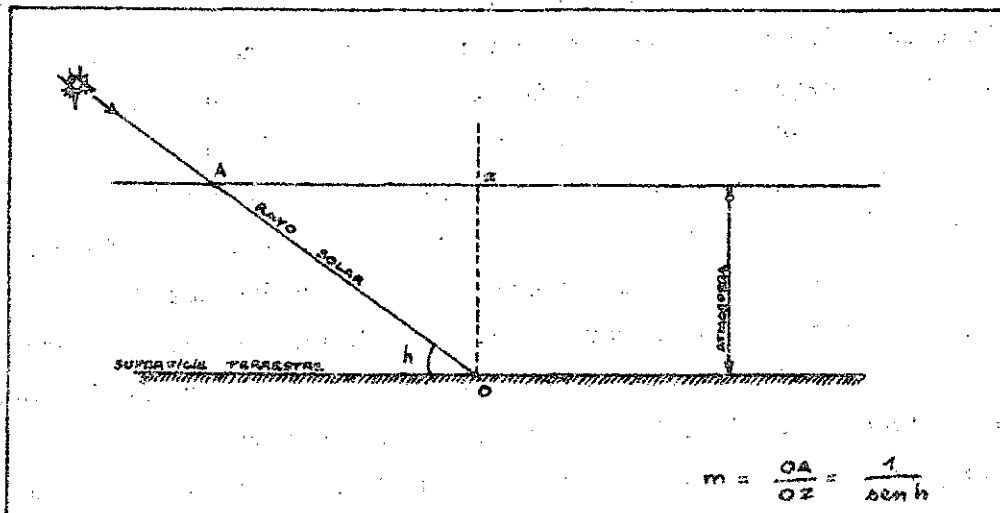
En cualquier punto de la superficie terrestre, la insolación que recibirá una superficie unitaria plana dependerá de los factores siguientes:

1) Masa atmosférica. Es la cantidad de materia que hayan tenido que atravesar los rayos solares antes de incidir en la superficie de la corteza terrestre. La intensidad de la radiación solar disminuye por efecto del filtrado atmosférico y esta disminución será tanto más acusada cuanto mayor sea la masa de aire atravesada. Se denomina "factor masa de aire" (m) a la relación entre la longitud de la trayectoria atmosférica efectiva de los rayos solares y el espesor atmosférico que tendrían que atravesar esos rayos si incidieran perpendicularmente a la superficie terrestre. Dado que el espesor de la atmósfera es pequeño comparado con el radio terrestre, se puede prescindir de la consideración de la curvatura de la superficie terrestre, a efectos de la determinación de m .

^{19/} Según Fleagle/Businger (1963), la ausencia de atmósfera provocaría un descenso de la temperatura media de la superficie terrestre del orden de unos 30 o 40°C; la oscilación diurna de temperaturas se incrementaría además considerablemente.

Figura 26

FACTOR MASA DE AIRE



Como se puede apreciar en la figura anterior, el factor "m", masa de aire, es una función trigonométrica muy sencilla de la altura solar.^{20/}

ii) Composición de la atmósfera. La capacidad filtrante y absorbente de la atmósfera depende, como ya se expuso, de algunos componentes tales como vapor de agua, polvo, sustancias contaminantes, cuya concentración varía de un punto a otro; a mayor concentración se detectará menor insolación. En las zonas rurales secas y sin polvo se presentará la mayor insolación.

iii) Nubosidad. La presencia de nubes espesas puede anular la componente directa (la más intensa) de la radiación solar incidente, disminuyendo considerablemente la insolación. En un momento dado, aproximadamente la mitad de la superficie terrestre está cubierta de nubes.

iv) Angulo de incidencia (ψ) de los rayos respecto a la superficie. En lo que respecta a la componente directa, la insolación estará en función directa del coseno del ángulo de incidencia.

Los factores i) y iv) pueden cuantificarse con precisión, pero los ii) y iii) resultan bastante impredecibles a corto plazo; en cada lugar

^{20/} Se está suponiendo un punto sobre la superficie terrestre ubicado a la altura media del nivel del mar. En las zonas montañosas o en las altiplanicies la radiación solar recibida será mayor al ser menor la capa atmosférica a atravesar.

concreto sólo se contará, en el mejor de los casos, con promedios estadísticos que ocultan amplios márgenes de variación.

La cuantificación de la insolación se lleva a cabo en general suponiendo un factor ii) constante (aire limpio conteniendo una cantidad fija de vapor de agua) y no tomando en consideración el factor iii) (suponiendo un cielo despejado). En estas condiciones se suelen desarrollar cálculos con unas pretensiones absurdas de precisión. La cuantificación de la insolación sólo puede pretender establecer razonablemente unos órdenes de magnitud, y unos márgenes aproximados de variación. Los promedios que se manejan son resultado más bien de la observación directa que de la predicción matemática. Con esta salvedad, valdría la pena abordar el problema general del cálculo de la insolación que recibe un plano inclinado cualquiera, que forme un ángulo α con el plano horizontal del terreno y que esté orientado según un azimut p .

Azimut del plano: (p) es el ángulo que forma el plano vertical normal al plano con el plano meridiano del lugar. (Positivo hacia el E., negativo hacia el W.)

Se denomina azimut solar del plano (s) a la suma algebraica del azimut solar con el azimut del plano $s = z + p$.

El ángulo de incidencia ψ de los rayos solares directos respecto a la superficie considerada se determina matemáticamente mediante la fórmula:
 $\cos \psi = \cos h \cdot \cos s \cdot \sin \alpha + \sin h \cdot \cos \alpha$.

Conociendo la insolación directa normal (IDN), es decir, la que se detectaría sobre un plano perpendicular a los rayos solares, bastará multiplicarla por $\cos \psi$ --obtenido aplicando la fórmula que se acaba de indicar-- para determinar la insolación directa que recibe un plano cualquiera en un momento dado. $ID(\alpha, s) = IDN \cdot \cos \psi$.

El problema se simplifica mucho en los casos particulares siguientes:

a) Superficie vertical: $\alpha = 90^\circ$

$$\cos \psi = \cos h \cdot \cos s$$

b) Superficie horizontal: $\alpha = 0^\circ$

$$\cos \psi = \sin h \quad (\psi \text{ y } h \text{ son complementarios}).$$

La insolación difusa (I_d) es menos predecible que la directa.

/La radiación

La radiación difusa no es netamente direccional, como lo es la directa, pero tampoco es absolutamente homogénea. Para superficies horizontales en bajas latitudes y en días despejados, la I_d representa menos de $1/5$ de IDN.

La insolación total será la suma de la insolación directa más la difusa.

Por ser tan engorrosos los procedimientos numéricos "exactos", se han hecho esfuerzos para presentar en forma más sintética la información relevante relativa a la radiación solar, siempre partiendo de los supuestos simplificadorios expuestos en el párrafo anterior. Por una parte, se han propuesto gráficos que permiten una lectura inmediata de las magnitudes de la insolación directa y difusa. Entre aquellos elaborados precisamente con vistas a su utilización en el diseño arquitectónico y urbano se podrían citar los contenidos en Olgay & Olgay (1957), que presentan el inconveniente de no estar calibrados según el Sistema Internacional (métrico) y de requerir para su uso de un surtido costoso de gráficos impresos sobre película transparente y diagramas solares específicos para cada latitud.

Utilizando ya el S.I., se podría citar el gráfico en Koenigsberger et al (1977) utilizable en conjunción con los diagramas solares en proyección estereográfica que figuran en esta misma obra.

El otro intento se ha basado en la elaboración de tablas de valores medios que permitan evaluar la insolación directa y difusa en función de la altura solar para casos simples: superficies horizontales, verticales de diversa orientación, o normales siempre a los rayos incidentes. Se adjunta una de estas tablas cuya consulta puede facilitar en gran medida el estudio de la insolación probable.

En el caso de un plano inclinado se puede determinar la insolación en función de su pendiente, de la insolación horizontal y de la vertical

Quadro 5

TABLA DE VALORES

Altura Solar (h)

Insolación W/m ²		5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	60	70	80	90	
Insolación directa normal (IDN)		210 (100)	390 (180)	520 (250)	620 (320)	690 (380)	740 (410)	780 (470)	810 (500)	840 (520)	860 (540)	890 (570)	910 (590)	920 (610)	930 (630)	
Insolación directa sobre superficie horizontal (IDH)		20	70	140	210	290	370	450	520	590	660	770	860	910	950	
Insolación directa sobre superficie vertical IDV Cifras válidas para el trópico húmedo. En zo- nas templadas disminuir un 5%, en trópico árido aumentar un 20%	azimut solar	0	210	380	510	580	620	640	640	620	590	550	450	310	160	-
		10	210	380	500	575	615	630	630	615	585	545	440	310	160	-
		20	200	360	475	550	590	600	600	590	560	520	420	290	150	-
		30	180	330	440	510	540	560	555	540	510	480	390	270	140	-
		40	160	290	390	450	480	490	490	480	455	420	340	240	120	-
		45	150	270	360	410	440	450	450	440	420	390	320	220	110	-
		50	135	250	325	375	400	410	410	400	380	355	290	200	100	-
		55	120	220	290	335	360	370	370	360	340	320	260	180	90	-
		60	105	190	250	290	310	320	320	310	300	280	220	160	80	-
		65	90	160	210	250	260	270	270	260	250	230	190	130	70	-
70	70	130	170	200	210	220	220	210	200	190	150	110	55	-		
75	50	100	130	150	160	170	170	160	150	140	120	80	40	-		
80	40	70	90	100	110	110	110	110	100	100	80	50	30	-		
Insolación difusa sobre superficie horizontal (IDH)		25 (30)	40 (60)	60 (80)	70 (100)	80 (120)	85 (140)	90 (150)	95 (160)	100 (160)	105 (170)	110 (180)	110 (200)	110 (220)	110 (220)	
Insolación difusa sobre superficie vertical	orientación	N	20 (10)	30 (25)	40 (30)	50 (40)	50 (50)	50 (60)	60 (60)	60 (60)	60 (70)	60 (70)	70 (70)	70 (70)	70 (70)	70 (70)
		E(a.m)	30	60	85	100	110	110	110	110	110	100	90	70	70	70
		W(p.m)	(30)	(70)	(90)	(110)	(135)	(150)	(160)	(160)	(155)	(150)	(130)	(110)	(110)	(110)
	S	10 (15)	25 (30)	35 (40)	40 (50)	50 (70)	50 (75)	60 (85)	70 (95)	70 (100)	80 (110)	85 (120)	90 (130)	90 (130)	90 (130)	90 (130)
	W(a.m)	10	20	30	40	40	50	50	50	60	60	70	70	70	70	
	E(p.m)	(10)	(20)	(30)	(40)	(50)	(60)	(70)	(70)	(80)	(85)	(95)	(110)	(110)	(110)	
Radiación del terreno recibida por superficie vertical. (Cifras válidas para trópico húme- do y zonas templadas. En trópico árido multiplicar por 2.5.		-	5	10	15	20	20	30	30	30	40	40	50	50	50	

* Tabla elaborada sobre la base de IRVE Guide (1976) y Olgyay (1957) Merrill/Gage (1974). Cifras redondeadas. Los números entre paréntesis corresponden al caso de una atmósfera bastante contaminada.

(correspondiente a un plano vertical del mismo azimut que el plano inclinado), mediante la utilización del siguiente cuadro:

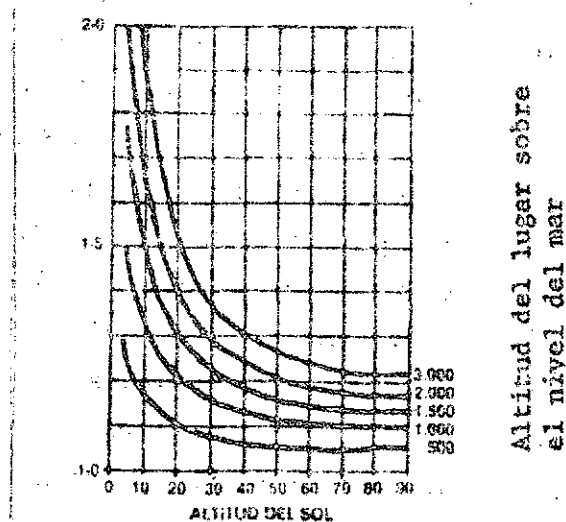
Pendiente de la cubierta	El sol del lado de la pendiente de la cubierta			El sol del lado opuesto a la pendiente de la cubierta		
	% de I_h	más	% de $I_v^{a/}$	% de I_h	menos	% de $I_v^{a/}$
5	99,6	más	8,7	99,6	menos	8,7
10	98,5	más	17,4	98,5	menos	17,4
15	96,6	más	25,9	96,6	menos	25,9
20	94,0	más	34,2	94,0	menos	34,2
25	90,6	más	42,3	90,6	menos	42,3
30	86,6	más	50,0	86,6	menos	50,0
40	76,6	más	64,3	76,6	menos	64,3
50	64,3	más	76,6	64,3	menos	76,6
60	50,0	más	86,6	50,0	menos	86,6
70	34,2	más	94,0	34,2	menos	94,0

a/ Para un plano vertical que forme un diedro horizontal con el de la cubierta.

Los datos tabulados son válidos a nivel del mar. La altitud incrementa la insolación de acuerdo con la siguiente figura:

Figura 27

COEFICIENTE EN FUNCION DE LA ALTURA DEL SOL Y DE LA ALTITUD SOBRE EL NIVEL DEL MAR . . .



Coefficiente de corrección

Deberá tenerse en cuenta, por otra parte, que la pérdida nocturna de radiación se incrementa también con la altura.

Las estimaciones anteriores se refieren siempre a días despejados; la nubosidad puede transformar radicalmente la situación. Con un cielo totalmente cubierto la IDN se anula, y la Id representa el 100% de la insolación total. El valor medio aproximado de esta última magnitud puede estimarse si se dispone de datos estadísticos confiables respecto a la nubosidad. Podrán utilizarse entonces fórmulas empíricas como la siguiente:

$$\frac{IT_{med}}{IT_{m\acute{a}x}} = (0.15 + 0.006 N)$$
 siendo IT med la insolación total media, IT máx la insolación total máxima y N el promedio observado de horas en que brilla el sol expresado en porcentaje respecto al número total de horas de asoleamiento teórico.^{21/}

La consideración de la nubosidad es importante si se piensa utilizar la energía solar para fines de calentamiento de agua, calefacción de invierno, etc. No lo es tanto en zonas cálidas para el diseño de protección solar; en este caso, si el diseñador opta por considerar siempre el cielo despejado se enfrentará con la situación más desfavorable. En efecto, la nubosidad constituye en general un factor beneficioso para el confort térmico: reduce el sobrecalentamiento diurno debido a la radiación directa y atenúa el enfriamiento nocturno limitando la emisión radiante terrestre. Como norma, a efectos de diseño de protecciones solares, sólo se tomará en cuenta la nubosidad cuando se presente con acusada regularidad estacional.

La nubosidad se mide por observación directa y se expresa como la fracción del hemisferio celeste tapada por las nubes, como porcentaje, "décimas", o bien "octas" (octavos). En general se efectúan dos observaciones diarias. Conviene diferenciarlas: en la mayoría de las regiones tropicales, durante la estación lluviosa, la intensidad de precipitaciones se acentúa por la tarde. Podrá ser necesario prever una protección contra la excesiva radiación solar directa por las mañanas, a pesar de que la expresión numérica de la nubosidad promedio en ese período sea regularmente alta. A veces la nubosidad se expresa también como "total de horas de sol brillante al día".

^{21/} Véase, "Effect of Cloud Cover on Radiation", The Architect's Journal, enero 8, 1969.

f) Insolación y climas

La distribución planetaria global de la insolación es en todo momento desigual, como podrá apreciarse en la figura 28. Es precisamente esta desigualdad la que constituye el motor, la causa física, de todos los efectos climáticos que, considerados a gran escala, no son sino producto de la advección (movimiento horizontal) de energía en la superficie terrestre.

Las zonas intertropicales ceden continuamente energía, transfiriéndola hacia las zonas extratropicales.^{22/} Los mecanismos por los que esta transferencia se efectúa son complejos; básicamente consisten en una circulación de fluidos (corrientes oceánicas y flujos de viento) estructurada en forma globalmente estable, aunque con perturbaciones locales y notorias variaciones estacionales.

La máxima insolación terrestre se detecta en las zonas áridas correspondientes a las altas presiones permanentes subtropicales.

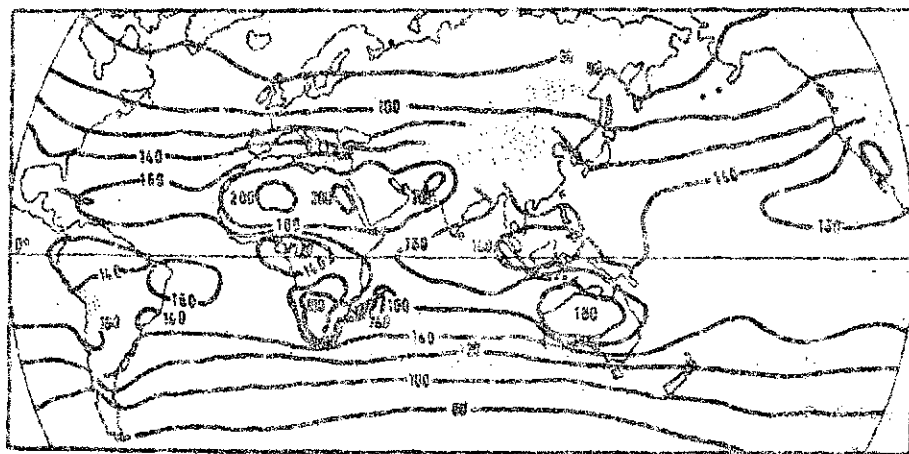
Las condiciones globales de insolación de un lugar podrían inferirse de un gráfico que expresara la cantidad diaria promedio de radiación solar sobre superficie horizontal para cada mes del año (MJ/m^2 día). Este gráfico podría mejorarse introduciendo las cantidades máxima y mínima promedio. Desgraciadamente, todavía es deficiente la información observacional cuantitativa acerca de la radiación solar, pero existen mapas globales que permiten darse una idea aproximada de la situación en lo que respecta a la insolación en una zona geográfica dada.^{23/}

^{22/} Si no se produjera esta redistribución, la temperatura media del ecuador se incrementaría en unos 14°C y la de los polos descendería unos 25°C (Barry/Chorley (1972)).

^{23/} Landsberg et al (1965).

Figura 28

RADIACION ANUAL MEDIA, EN kCal/cm² (Según Budyko, 1956)



V. ELEMENTOS DEL CLIMA^{1/}

1. Masas de aire; masas de agua

Los dos principales fluidos que se reparten el trabajo de la redistribución energética son el aire atmosférico y el agua de los océanos. Dicho reparto es por cierto bastante desigual: a la atmósfera le toca el 80% del trabajo de transporte térmico. Ambos fluidos presentan características muy especiales: el aire es bastante aislante desde el punto de vista térmico^{2/} y el agua posee una gran capacidad calorífica. Por estas razones, las masas de aire y de agua presentan una notoria inercia térmica mucho mayor en el caso del agua que en el del aire. Estas masas, cuando permanecen en contacto con un contexto geográfico estable adquieren una identidad que tarda en desaparecer cuando varía ese contexto por transformación del mismo o por desplazamiento de las masas. La temperatura superficial constituye la característica fundamental de las aguas oceánicas, de la cual depende la tasa de evaporación. Las masas de aire se caracterizan por su temperatura promedio y su contenido de humedad. Se distinguen así el aire ártico (A), el polar marítimo (mP), el polar continental (cP), el tropical marítimo (mT), el tropical continental (cT), y el ecuatorial (E, de carácter siempre marítimo).

Las masas de aire se van desplazando y transformando lentamente. El encuentro de dos masas de aire de diferentes características se denomina, bélicamente, "frente". La teoría de los "frentes", desarrollada por el noruego J. Bjerknes en los años de la Primera Guerra Mundial y posteriores, revolucionó la meteorología de las zonas templadas, cuyo clima, muy variable, se ve regido fundamentalmente por la interacción entre las masas tropicales y las polares. El frente está determinado por una superficie

1/ El presente capítulo tiene un carácter de recordatorio elemental y no pretende sustituir a los tratados sistemáticos de climatología a los que remite para un tratamiento completo y detallado de los temas que aquí se abordan en forma necesariamente superficial, en función exclusivamente de un interés centrado en el diseño.

2/ El calor específico del aire es reducido: 1 kJ/kg °C, aproximadamente y en condiciones normales. Resulta pues del orden de una milésima del de la tierra. Pero su conductividad es, igualmente, muy baja: 0.025 W/°Cm. Ello explica la escasa importancia que, en el caso del aire, cobra la transmisión térmica por conducción.

divisoria --muy inclinada y bien marcada-- entre ambas masas. Se denomina "estacionario" cuando las masas se mueven paralelamente al mismo, "frío" cuando el aire más frío avanza y "cálido" cuando es el aire más caliente el que avanza. El concepto de "frente" se vuelve mucho menos operativo en las zonas cálidas, donde no existen separaciones tan tajantes entre las masas de aire. La meteorología tropical se ha desarrollado en forma mucho más tardía que la de las zonas templadas. Todavía hoy se padece en las regiones tropicales una gran penuria comparativa de datos climatológicos.

2. Humedad y temperatura como factores de estabilidad e inestabilidad del aire

Las masas de aire incorporan humedad por evapotranspiración sobre tierra firme y por simple evaporación sobre océanos y lagos. Estos procesos consumen siempre calor, que se transforma en "calor latente". La humedad del aire no es en general de origen local: la advección de la humedad constituye un mecanismo climatológico fundamental.

Se dice que una porción de aire es estable cuando tiende a mantener su ubicación original; dicha porción será inestable cuando manifieste la tendencia a separarse cada vez más de su nivel de partida. La estabilidad o inestabilidad de una porción de aire dependerá de la pendiente de la curva de estado (temperatura en función de la altura o de la presión) de la masa a la que pertenece. Si el gradiente térmico de la curva de estado es inferior al gradiente adiabático se producirá una situación de equilibrio estable: cualquier porción de aire que se eleve adiabáticamente (enfriada por reducción de presión) se encontrará inmersa en un medio más caliente, menos denso, por lo que tenderá a bajar hasta regresar a su nivel original.^{3/} El aire será estable. Si, en cambio, el gradiente térmico fuera superadiabático, la misma porción de aire elevada en forma adiabática se encontraría con un aire más frío que ella misma, por lo que tendería a subir aún más; el aire será, en este caso, inestable.

^{3/} Las inversiones térmicas determinan casos muy acusados de equilibrio estable: cualquier porción de aire que comenzara a elevarse adiabáticamente estaría inmediatamente sometida a una fuerte acción contraria. Por ello son tan peligrosas las inversiones en caso de contaminación: actúan como tapaderas que impiden el movimiento vertical y la difusión del aire contaminado.

Como norma, cuanto mayor sea la temperatura --y la humedad-- de una capa de aire, mayor será también su tendencia a la inestabilidad. Esta consideración permite entender el enorme potencial energético que desarrolla la atmósfera tropical, ejemplificado por los terribles ciclones tropicales que se forman estacionalmente cuando, por efecto de la acusada insolación, la temperatura superficial de grandes áreas oceánicas sube por encima de los 27°C.

3. Movimientos del aire

La situación de estabilidad o inestabilidad del aire rige su desplazamiento vertical, que resulta determinante a efectos de la condensación del vapor de agua que contenga. El movimiento vertical del aire es cuantitativamente pequeño: su velocidad no suele pasar de 0.1 m/s, aunque en las corrientes ascendentes relacionadas con fuertes tormentas puede alcanzar los 30 m/s. La componente horizontal del movimiento del aire (propriadamente, el "viento") es mucho más acusada. El viento consiste en aire que se desplaza de una zona a otra de presión más baja que la primera.

Se verifica una interacción dialéctica entre la estructura de presiones y el sistema global de vientos. La magnitud de la presión barométrica sobre un punto en un momento determinado constituye un dato aislado de poca o nula utilidad. Sólo el conocimiento global, macroclimático, de la variación de la estructura de presiones puede permitir la predicción de los vientos dominantes a gran escala.

El viento constituye un fenómeno físico complejo, en el que intervienen factores tales como la viscosidad del aire, su fricción con el terreno y el gradiente horizontal de presiones (que a su vez queda modificado por el gradiente térmico). Se ve afectado también el viento por un factor llamado de Coriolis, que da cuenta de la medida en que la superficie de la tierra "gira" por debajo de la capa de aire en movimiento. La fuerza de Coriolis es una fuerza ficticia que permite explicar la desviación aparente de la trayectoria de un elemento en movimiento respecto a la superficie terrestre, considerada como fija. La fuerza de

Coriolis^{4/} que actúa perpendicularmente a la dirección del movimiento desviándolo aparentemente hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur, es máxima en los polos y va disminuyendo hasta anularse en el Ecuador. Esta misma fuerza es la que determina el hecho de que el viento no se dirija de los núcleos de alta presión directamente hacia los de baja presión, sino que tienda a desarrollarse en la dirección de las isobaras, o líneas de igual presión (viento "geostrófico"). El viento real se aparta de la dirección geostrófica a baja altura, por fricción con el terreno, y muy especialmente en las latitudes bajas, por disminución del parámetro de Coriolis.

Se denominan "flujos" aquellos vientos que, a escala macroclimática, presentan una clara regularidad. A la escala aludida, el sistema de flujos adopta la forma esquemática que se puede apreciar en la figura 29.

Se considera como "dirección del viento" aquella de la cual proviene, no aquella hacia donde se dirige. Las "rosas de los vientos" expresan la dirección, intensidad y/o frecuencia de los vientos promedio en un lugar determinado.

4. Condensaciones y precipitaciones

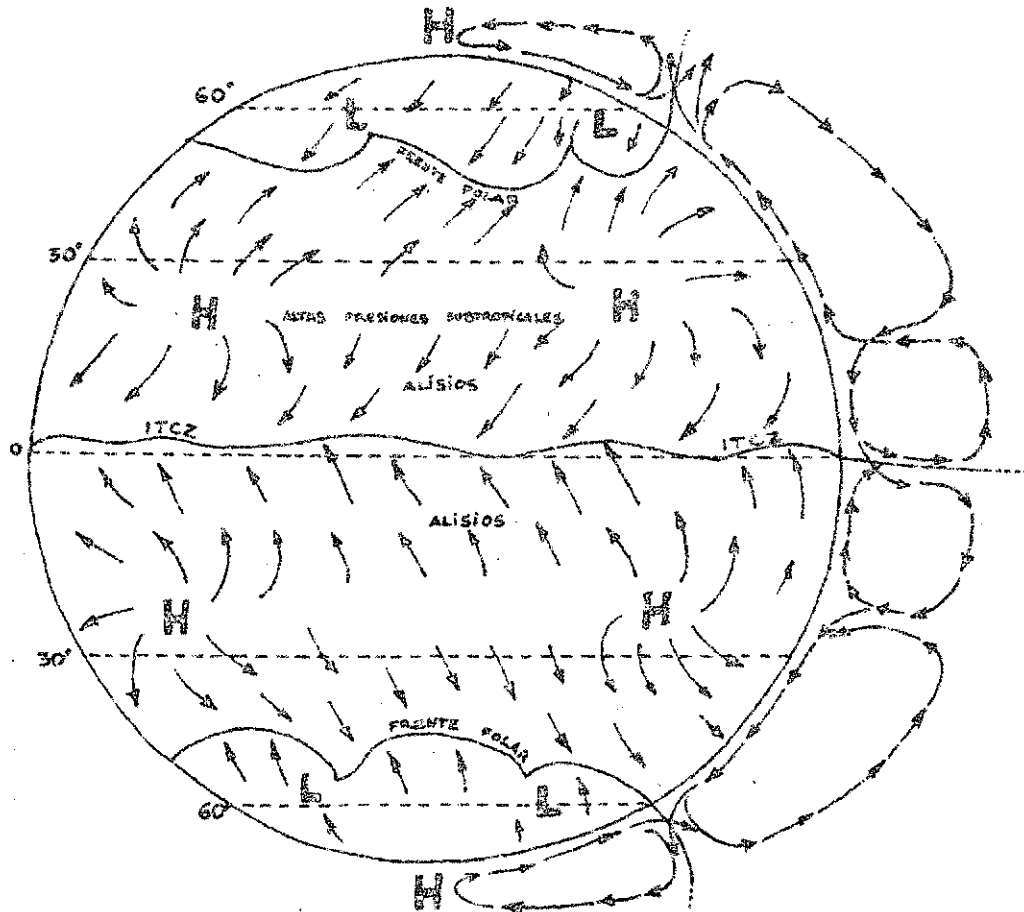
Cuando una porción de aire que contenga vapor de agua se eleve verticalmente, es decir, cuando se produzca una "ascendencia", tendrá lugar un enfriamiento por reducción de presión. Por constituir el aire un elemento bastante aislante desde el punto de vista térmico, se verificará un intercambio energético bastante reducido con el resto de la masa en la que dicha porción se encuentra inmersa: por esta razón el mencionado enfriamiento podrá considerarse a efectos prácticos como adiabático. La consiguiente reducción de temperatura proseguirá mientras continúe la ascendencia. A determinada altura, la temperatura alcanzará el nivel del "punto de rocío".

^{4/} La fuerza de Coriolis por unidad de masa de aire se expresa en la forma siguiente: $F_c = 2 (\Omega \text{ sen } L) V$, donde Ω es la velocidad angular, prácticamente constante, del giro terrestre, L la latitud y V la velocidad que haya adquirido la masa de aire. Como puede apreciarse, cuanto mayor sea la velocidad del viento en una latitud dada, mayor será la fuerza de Coriolis. La velocidad y la dirección del viento se estabilizan cuando la fuerza de Coriolis es igual y de sentido contrario a la fuerza debida al gradiente de presión: esto es lo que se denomina "viento geostrófico". La expresión " $\Omega \text{ sen } L$ " se denomina parámetro de Coriolis.

Figura 29

DIAGRAMA ESQUEMATICO DE LA ESTRUCTURA GLOBAL DE FLUJOS

(Adaptado de Critchfield 1974)



H: Areas subtropicales y polares de altas presiones permanentes.

L: Areas subpolares de bajas presiones permanentes.

ITCZ: Zona intertropical de convergencia (sufre una marcada variación estacional, desplazándose en el mismo sentido que el de los paralelos con trayectoria cenital del sol, con un retraso aproximado de un mes debido a la inercia térmica).

/En ese

En ese momento, la porción de aire se encontrará saturada de humedad: la humedad relativa será del 100%. Si persiste la ascendencia, el vapor de agua se condensará, cediendo calor latente. Esta cesión determina una disminución del gradiente adiabático en el caso del aire saturado.^{5/}

La condensación produce gotitas de diámetro muy pequeño. Si la temperatura ambiente fuese lo suficientemente baja aparecerían minúsculos cristales de hielo, ya sea por enfriamiento de las gotitas o directamente por sublimación del vapor de agua.

Este proceso que se acaba de describir es el que explica la formación de nubes, que no son sino la acumulación de gotitas de agua producto de la condensación. El proceso es, en principio, reversible. Si el aire en el que la nube se encuentre suspendida descendiera se produciría un calentamiento adiabático por incremento de presión que, a su vez, determinaría una reducción de la humedad relativa, pudiendo dar lugar a la evaporación de las gotitas y a la consiguiente disipación de la nube.^{6/} Todas las nubes se forman por enfriamiento adiabático. Las nieblas son de la misma naturaleza que las nubes --de hecho son simplemente nubes bajas-- pero su origen puede ser distinto. El enfriamiento del aire húmedo que da origen a nieblas puede también provenir de acciones de radiación y conducción: este caso se produce cuando el suelo se enfría mucho por radiación nocturna (tiempo frío, cielo despejado, poco viento).

Las ascendencias que generan nubes tienen varios orígenes: elevación gradual del aire sobre amplias áreas de baja presión, convección térmica local, turbulencia mecánica o ascenso sobre una barrera orográfica. Las nubes resultantes se denominan "altas" (cirros, cirrocúmulos, cirroestratos), "medias" (altocúmulos, altoestratos), o "bajas" (estratos y

^{5/} Para que el mecanismo de condensación se produzca tienen que existir "núcleos de condensación", es decir, partículas sólidas minúsculas, en suspensión en el aire. En un aire absolutamente puro y limpio se podría producir un fenómeno de sobresaturación, por medio del cual la HR ascendería muy por encima del 100%: en la "cámara de Wilson", por ejemplo, se consiguen artificialmente humedades relativas de hasta 700%. Normalmente el aire, incluso el considerado "limpio", contiene suficientes "núcleos" como para que se produzca condensación cuando la humedad relativa llega al 100.1%.

^{6/} Esta situación, cuando quede determinada por el descenso a sotavento de una barrera orográfica, se denomina "efecto föhn". Da lugar, entonces, a un viento seco y cálido que puede resultar bastante molesto.

nimboestratos, cúmulos y cumulonimbos, estas últimas llamadas "de desarrollo vertical") según que la altura de su base esté a más de 6 km, entre 2 y 7 km o por debajo de los 2 km.

Las gotitas de agua de las nubes tienen un diámetro que oscila entre 5 y 10 μm . En determinadas circunstancias, ^{7/} y mediante un proceso complejo de aglutinamiento y colisión, aún no aclarado en todos sus extremos, estas gotitas van fusionándose hasta producir gotas, normalmente del orden de 1 mm, que van cayendo hacia el suelo, en forma líquida o sólida. Se dice entonces que tiene lugar una precipitación. No todas las gotas de lluvia o las partículas de hielo llegan al suelo: muchas se evaporan o se subliman antes de llegar; pero si el fenómeno es bastante intenso el suelo podrá recibir una buena cantidad de agua, potencialmente de enorme utilidad para los fines humanos.

En puntos geográficos concretos, la precipitación se mide mediante pluviómetros, que en esencia son simples recipientes graduados. La intensidad de la precipitación se evalúa en milímetros (o en centímetros), atendiendo a la altura que el nivel de agua alcanzaría sobre la superficie horizontal del suelo si no se produjera escurrimiento, filtración ni evaporación. La intensidad de la precipitación depende del tiempo de medición. Los máximos mundiales detectados, por ejemplo, alcanzan las siguientes magnitudes: 10 mín - 20 cm; 3 horas - 75 cm; 12 horas - 140 cm; 1 día - 2m; 1 mes - 10 m.

Cuando la lluvia, la forma más corriente de precipitación, supera los 1.3 cm/día, puede ya ser causa de serias erosiones en los suelos desprotegidos. Existen además otros efectos desfavorables posibles: inundaciones no controladas, dilución, transporte y eliminación de nutrientes vegetales, que determinan la fragilidad del equilibrio ecológico en las zonas de intensa precipitación (trópico húmedo, regiones ecuatoriales).

El reparto geográfico de las precipitaciones promedio se estudia en mapas sobre los que se han trazado las curvas isoyetas (líneas que unen puntos de igual intensidad de precipitación). Sobre un mismo lugar, el régimen estacional de precipitaciones se representa mediante un diagrama de barras, expresando las precipitaciones totales promedio de cada mes. La precipitación máxima previsible en 24 horas constituye un indicador de la posibilidad de inundaciones. La intensidad máxima de lluvia por hora es un dato básico para el diseño del drenaje de superficie.

7/ Para la transformación de gotitas de nube en gotas de lluvia es necesaria la presencia de núcleos de solidificación, que en general están constituidos por pequeñas partículas de hielo. Este es el principio que rige la "siembra" artificial de nubes para provocar lluvia.

5. Tipología de climas

1) Los factores climáticos y la situación atmosférica que éstos determinan --el "tiempo"-- suelen resultar sumamente variables. Estrictamente hablando, cada situación es irrepetible. No sería posible el diseño de estrategias generales para abordar la dimensión bioclimática si no se operara previamente una reducción tipológica del conjunto, en principio infinito, de situaciones climáticas. La reducción tipológica es una operación de clasificación que tiende a poner orden en la información disponible, con objeto de facilitar su acceso y su comunicabilidad. La usual recurrencia relativa, determinable por procedimientos estadísticos, de las situaciones climáticas que se presentan en cada lugar concreto confiere un sentido específico a la operación de clasificación climática, la cual, como toda clasificación científica, dependerá tanto de los intereses sociales, históricos, del clasificador como de la realidad objetiva del corpus a clasificar. Los referidos intereses sociales de partida son los que determinan la pertinencia de los rasgos que sirven de piedra de toque para cada clasificación. No existe pues una clasificación "neutra", objetiva, en sentido absoluto.^{3/}

Históricamente, los principales intereses a partir de los cuales se han desarrollado las clasificaciones climáticas aplicadas han coincidido, en términos generales, con los de la agronomía. Las clasificaciones climáticas clásicas han surgido más como instrumentos de conocimiento útiles para la producción agropecuaria que como elementos de estudio del confort/malestar bioclimáticos. Este hecho no obedece sólo al lógico interés por los factores que afectan a la producción agrícola o animal, de la que depende la supervivencia humana, sino que responde también a una lógica funcional: la vegetación, especialmente la natural, resulta más sensible a los cambios climáticos que el hombre, adaptable por naturaleza. Las fitoclasificaciones climáticas toman más en consideración las correlaciones concretas entre los

^{3/} Respecto al clima, se han desarrollado tres categorías de clasificación: la empírica, centrada en las características directamente observables del clima, la genética, que se basa en la consideración de las causas meteorológicas estables que determinan cada clima y la aplicada que se fija en los efectos que cada clima provoca en otro orden de fenómenos. Esta última constituye la categoría más importante de las clasificaciones climáticas. En la práctica, sin embargo, no se da una separación tajante entre los tres principios clasificatorios, siendo frecuente encontrar clasificaciones mixtas.

elementos climáticos, que los elementos mismos, abstraídos analíticamente. Así, por ejemplo, detectan correlaciones como la de temperatura/humedad, cuyo efecto sobre la vegetación es más determinante que el del dato aislado de la magnitud de la precipitación promedio. Sin embargo, no todo es ventaja en las fitoclasificaciones climáticas: sin que explícitamente se desee, fuerzan a tomar en cuenta factores como los geológicos o los edafológicos que, conjuntamente con los climáticos, también determinan el paisaje vegetal. Por otra parte, la delimitación de dominios climáticos no resulta una operación simple, pues los cambios en el paisaje natural no corresponden mecánicamente a los valores cuya magnitud miden las estaciones meteorológicas, como los que se expresan en los mapas con curvas isotermas o isoyetas.

2) Entre todas las clasificaciones climáticas clásicas, la propuesta originalmente por W. Köppen (1846-1940) es la que ha adquirido más amplia difusión y aceptación. En las versiones presentadas en los primeros años de nuestro siglo, la base de la clasificación de Köppen era estrictamente fitoclimática. Más adelante introdujo su autor criterios numéricos que fueron dando un sentido más empírico a la clasificación. En sus versiones posteriores, la clasificación de Köppen centra la pertinencia en dos rasgos básicos: el régimen de temperaturas y el de precipitaciones. La clasificación aludida ha ido evolucionando y sufriendo múltiples adaptaciones para cada situación regional. En el cuadro 6 se presenta una de las versiones más difundidas. Un clima concreto se puede expresar mediante una notación convencional: la primera letra indica la categoría general, la segunda, el régimen de precipitaciones y la tercera, el régimen de temperaturas. Se podrá todavía añadir una cuarta letra que haga referencia a algunas características especiales.

Existen otras clasificaciones más complejas y precisas, como la de Thornthwaite (1949), que se basa en la capacidad de evapotranspiración del suelo. Las exigencias de las plantas quedan así mejor reflejadas, pero la clasificación de Thornthwaite no implica ninguna ventaja para el estudio del comportamiento biotérmico humano. Se recomienda pues atenerse a la tipología de Köppen, a efectos de una clasificación muy general, compatible por disciplinas de muy variados intereses, y proceder a investigar una estructuración de tipos climáticos que resulte más específica para los fines del ecodiseño.

CLASIFICACION CLIMATICA DE KOPPEN

Categoría General o Dominio Climático	Límites del dominio	Precipitación	Régimen térmico	Notación
A cálido tropical lluvioso	temperatura media del mes más frío $\geq 18^{\circ}\text{C}$	-f: Precipitación del mes más seco ≥ 6 cm (Selva tropical) -m: Precipitación del mes más seco $10 - r/25$ ($r < 6$ cm (tropical monzónico)) -w: Precipitación del mes más seco $< 10 - r/25$ (Sabana tropical)		Af Am Aw
B árido	70% -o más- de r en la mitad más cálida del año y $r < 2t + 28$ O bien: 70% -o más- de r en la mitad del año más fría y $r < 2t$ O bien: Ninguna mitad del año recibe más de 70% de r, y $r < 2t + 14$	W: $r < 1/2$ del límite superior que caracteriza a B. (desierto) S: $r > 1/2$ del límite superior que caracteriza a B. (estepa árida)	h: $t > 18^{\circ}\text{C}$ k: $t < 18^{\circ}\text{C}$	BWh BWk BSh BSk
C templado de invierno suave	Mes más cálido: $t_m > 10^{\circ}$ (Y mes más frío): $0^{\circ} < t_m < 18^{\circ}$	-s: Precipitación en el mes más seco de la mitad más cálida del año: $r_m < 4$ cm y $r_m < 1/3 r'$ 'm (precipitación del mes más húmedo de la mitad más fría del año) -w: Precipitación del mes más seco de la mitad más fría del año, $r_m < 1/10$ de r' 'm (precipitación del mes más húmedo de la mitad más cálida del año) f: Precipitación que no obedece al criterio de s ni al de w.	a: t_m (mes más cálido) $\geq 22^{\circ}$ b: t_m (4 meses más cálidos) $> 10^{\circ}$ y t_m (mes más cálido) $< 22^{\circ}$ c: temperatura de uno a tres meses $t_m > 10^{\circ}$ temperatura del mes más cálido: $t_m < 22^{\circ}$	Csa Csb Csc Cwa Cwb Cwc Cfa Cfb Cfc
D templado de inviernos rigurosos	Temperatura del mes más cálido: $t_m > 10^{\circ}$ siendo la del mes más frío $t_m < 0^{\circ}$	s: igual que en C w: igual que en C f: igual que en C	a: igual que en C b: igual que en C c: igual que en C d: temperatura del mes más frío $< -38^{\circ}$	Dsa, Dsb, Dsc, Dsd Dwa, Dwb, Dwc, Dwd Dfa, Dfb, Dfc, Dfd
E polar	temperatura del mes más cálido: $t_m < 10^{\circ}$	T: temperatura del mes más cálido: $0^{\circ} < t_m < 10^{\circ}$ F: temperatura del mes más cálido: $t_m \leq 0^{\circ}$		ET EF
H clima de altura	Igual que en E, pero debido a la altura			HT HF

t: temperatura media anual en $^{\circ}\text{C}$, r: precipitación media anual en cms.

5. Clima, mesoclima y microclima

Los fenómenos de los que hasta ahora se ha hablado se detectan sólo a escala macroclimática, no se relacionan directamente con la experiencia humana, aunque en última instancia constituyen una determinación fundamental de la misma.

Se denomina mesoclima al conjunto de condiciones climáticas que se manifiestan en un entorno aislable cuya extensión abarque algunos kilómetros cuadrados, en el que se particularizan los macrofenómenos climáticos en función de las características locales del entorno delimitado.

El microclima se refiere a las condiciones atmosféricas muy localizadas, detectables en los primeros metros de altura sobre la superficie. El microclima es pues una categoría que incluye exclusivamente los elementos climáticos que afectan más directamente a un ser humano concreto, que desarrolle una actividad en un lugar determinado.

Los sucesivos cambios de escala que conlleva el paso del macroclima al mesoclima y de éste último al microclima, implican generalmente modificaciones muy acentuadas en las características de los elementos climáticos. Al ser tan variables las condiciones locales, resulta muy difícil pretender abordar en lo general la particularización mesoclimática de un macroclima cualquiera, y aún más precisar la ulterior concreción a escala microclimática. Sin embargo, la frecuencia con que se presentan algunas clases de configuraciones locales permite intentar tipificar ciertas situaciones mesoclimáticas.

Algunos mesoclimas típicos

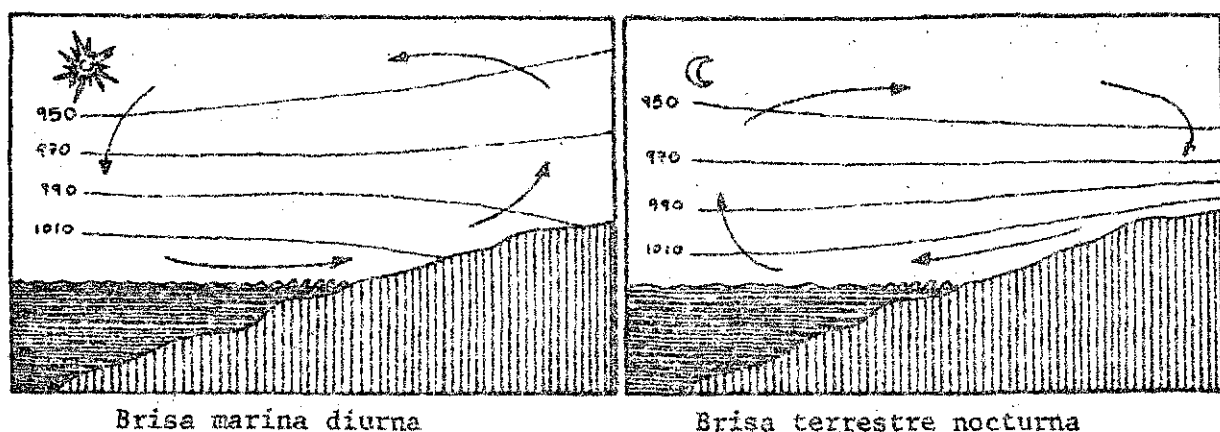
i) Mesoclimas costeros. El muy diverso comportamiento frente a la radiación solar de las superficies terrestres respecto a las marinas constituye la causa del carácter cíclico cotidiano del régimen de brisas en las zonas costeras. De día, debido a la insolación, la temperatura de la superficie de la tierra firme se eleva muy por encima de la del mar, produciéndose sobre todo en las primeras horas de la tarde una actividad convectiva de la que resulta, a baja altura, la conocida brisa marina, generalmente recibida con alivio.

/De noche,

De noche, y especialmente con cielos despejados, la situación se invierte, tal como puede apreciarse en la figura 30. La exposición a un flujo zonal puede modificar el régimen descrito, ya sea reforzando la brisa marina o la terrestre y, correlativamente, reduciendo o anulando la contraria. El factor de Coriolis podrá desviar notoriamente las brisas resultantes, particularmente en las latitudes altas.

Figura 30

BRISAS DEL MESOCLIMA COSTERO



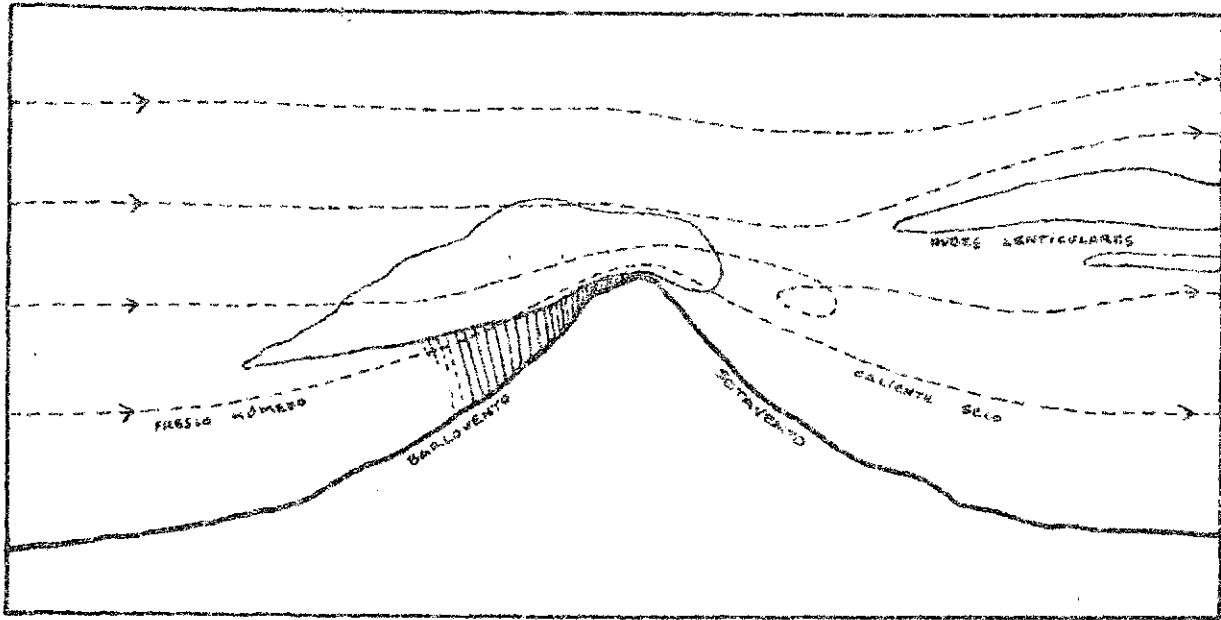
ii) Mesoclimas de barreras orográficas. La interacción de un flujo con una barrera orográfica genera un mesoclima bastante predecible. A barlovento se produce una ascendencia que determina generalmente condensaciones en forma de nieblas o nubes bajas. Si el aire del flujo contiene suficiente humedad y la ascendencia es prolongada, se producirán copiosas precipitaciones.

La subsidencia de sotavento implica un aumento de temperatura y una disminución de la humedad. En esto consiste el ya mencionado "efecto de foehn", que toma su nombre de un viento local de los Alpes. Los mesoclimas respectivos de las laderas de una barrera orográfica diferirán pues considerablemente: la de barlovento será fresca y húmeda, la de sotavento más caliente y seca. (Véase la figura 31.)

//Figura 31

Figura 31

EFFECTO DE UNA BARRERA CROGRAFICA EN UN FLUJO

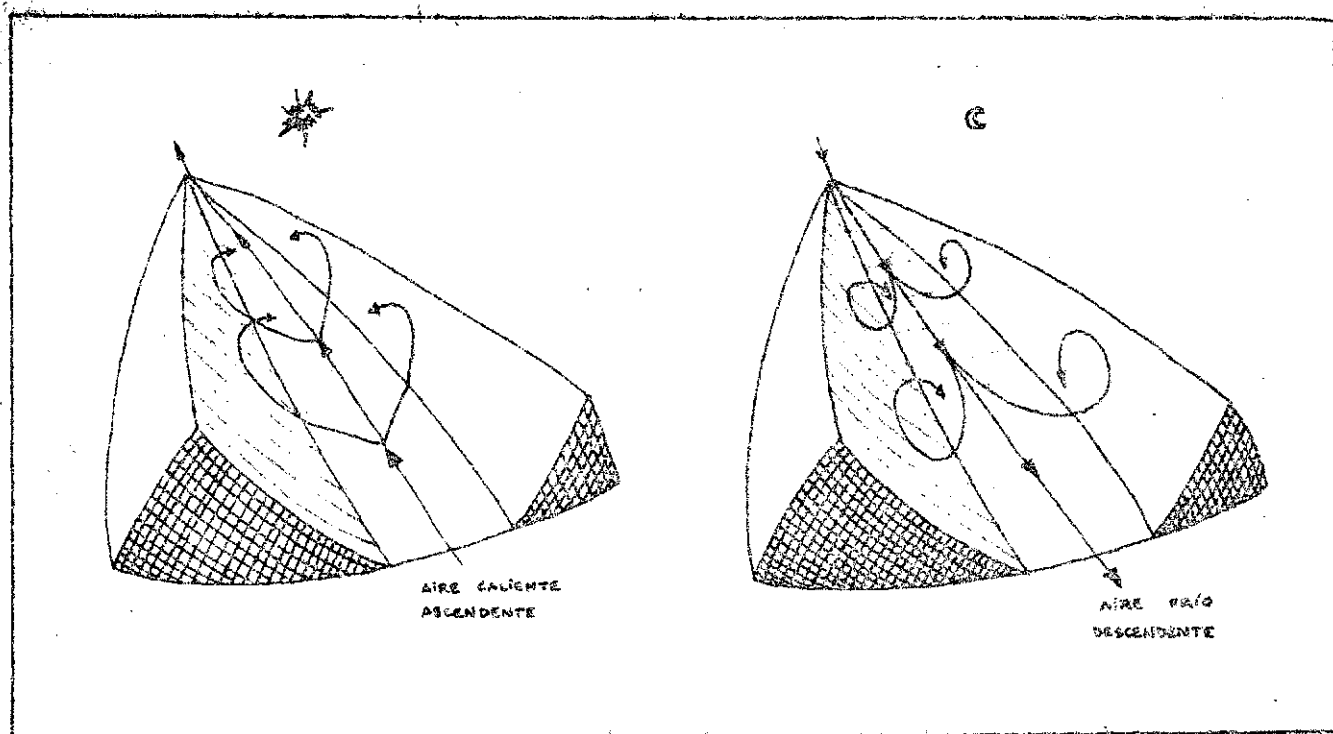


iii) Mesoclimas de valles. El movimiento del aire en los valles limitados por elevaciones montañosas presenta también un carácter cíclico. De día el aire, especialmente en las laderas soleadas, se calienta y se eleva, ascendiendo por el valle. De noche el aire se enfría, adquiriendo mayor densidad. La masa de aire frío se encauza bajando por el valle como si se tratara de un líquido. Cualquier obstáculo en su bajada se comportará como un dique que acumulará el aire frío. Este principio, como se verá más adelante, es de sumo interés para el diseño urbano. El aire fresco de vaguadas boscosas próximas a un área urbana puede ser encauzado hacia el centro de la ciudad siempre que no se dispongan obstáculos tales como grandes edificios atravesados, consiguiéndose así un considerable alivio en el mesoclima del centro urbano. (Véase la figura 32.)

/Figura 32

Figura 32

MESOClima DE VALLE: MOVIMIENTOS CICLICOS DE AIRE



iv) Mesoclimas urbanos. El proceso de urbanización tiene unas profundas implicaciones climáticas que, con demasiada frecuencia, no suelen tomarse en cuenta a la hora de planificar y diseñar el asentamiento.

Son varios los factores que determinan el mesoclima urbano, entre los que pueden destacarse los siguientes:

1) Transformación artificial de la superficie terrestre.

- Los materiales de la superficie urbana difieren de los del paisaje natural. Los materiales urbanos poseen una capacidad térmica entre dos y tres veces más alta que la de los materiales de los paisajes naturales. Resultan ser además mejores conductores. Las edificaciones almacenan, pues, calor en horas de fuerte insolación y lo restituyen

/lentamente

lentamente por la noche. También el albedo promedio puede sufrir modificaciones al pasar del campo a la ciudad.

- La forma de la superficie urbana es también muy distinta de la del paisaje natural: a gran escala resulta más "rugosa", de lo cual resulta una mayor fricción entre la superficie y los vientos locales. Las superficies externas de las edificaciones operan como reflectores y radiadores que en su conjunto amplifican los efectos de la radiación incidente. El efecto diferenciador respecto al campo de este factor urbano se acentúa cuando la altura solar es reducida: el paisaje natural presenta muy pocas superficies verticales sobre las que puedan incidir los rayos solares.

2) Modificación de la evapotranspiración.

La usual infraestructura de drenaje urbano elimina rápidamente la precipitación que cae sobre la ciudad. Se impide así, o se atenúa, la incorporación natural de humedad al terreno. La evapotranspiración urbana promedio es muy reducida comparada con la de las áreas rurales adyacentes.

3) Aumento de la contaminación atmosférica.

Las actividades urbanas generan humos, gases y polvos que se van incorporando a la atmósfera, contaminándola. Por una parte, las sustancias en suspensión en el aire reducen la tasa de insolación que recibe la superficie, pero por otra entorpecen la libre transmisión hacia el espacio de la radiación terrestre.

4) Generación local de energía térmica.

Las ciudades constituyen fuentes de calor tecnógeno, producido por las industrias, los vehículos de transporte y algunas infraestructuras. A estos factores se suman, en las latitudes medias y altas, las calefacciones domésticas.

Los factores descritos se conjugan para producir un conjunto de efectos, el más importante de los cuales consiste en una apreciable elevación de la temperatura media de las áreas urbanas, que resultan ser de 1°C a 2°C más calientes que las zonas rurales adyacentes. Las diferencias momentáneas de temperatura entre la ciudad y el campo pueden ser mucho mayores; pueden rebasar, especialmente en verano, los 8°C. Se habla en este sentido de la "isla urbana de calor", particularmente acusada de noche y en áreas urbanas protegidas del viento.

No parece que se pueda establecer una relación lineal entre el tamaño de la ciudad y la intensidad de la isla de calor.

En el siguiente cuadro comparativo se podrá adquirir una idea de la variación media de los demás elementos climáticos.

Efectos medios de la urbanización sobre los elementos climáticos:

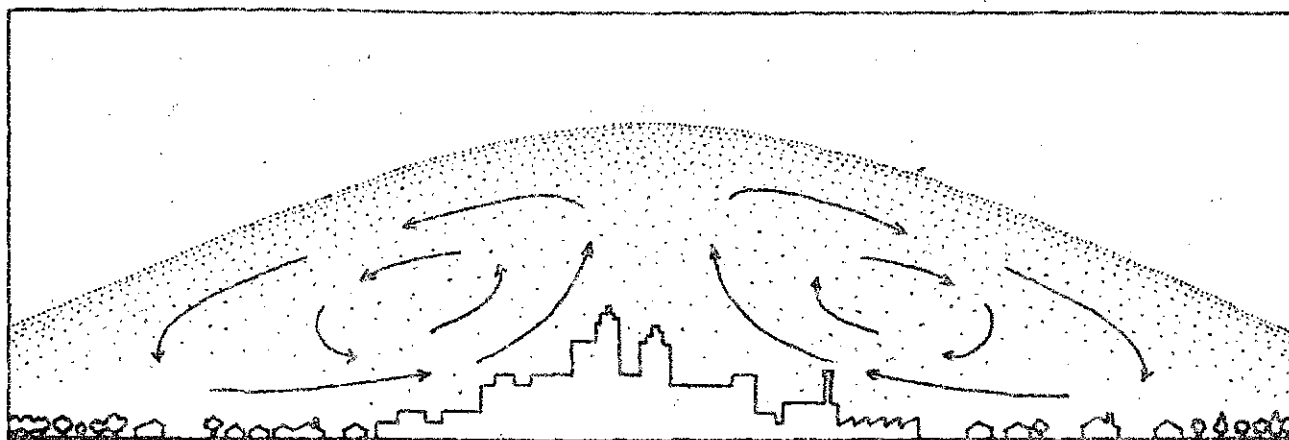
Elementos	Magnitud en áreas urbanas, comparada con la correspondiente a la zona rural adyacente
Contaminantes/partículas sólidas	10 veces más
gases	5 a 25 veces más
Nubosidad	5 a 10% más
Niebla de invierno	5 a 100% más
Niebla de verano	5 a 30% más
Precipitación	5 a 10% más
Humedad relativa en invierno	5 a 2% menos
Humedad relativa en verano	5 a 8% menos
Radiación total sobre superficie horizontal	15 a 30% menos
Horas efectivas de sol	5 a 15% menos
Velocidad del viento media anual	20 a 30% menos
Calmas	5 a 20% más

Datos de Critchfield (1974) y Landsberg (1962).

Figura 33

ISLA DE CALOR Y CONTAMINACION SOBRE UNA ZONA URBANA.
REPRESENTACION DEL MOVIMIENTO CONVECTIVO DEL AIRE

(Adaptado de Lowry (1967))



7. Datos meteorológicos y clasificaciones climáticas para el ecodiseño

a) Clima oficial y clima vivido

Los datos que registran los meteorólogos no coinciden necesariamente con los que interesan al diseñador. Tendrá este último que filtrarlos en función de su práctica. En principio se interesará por: a) temperaturas: valores medios y máximos, oscilación diurna media, b) humedad, c) condiciones del cielo; radiación incidente previsible, d) régimen pluviométrico, con intensidades máximas horarias previsibles, e) régimen local de vientos, frecuencia de intensidad de vientos peligrosos, f) niveles de contaminación previsible, g) meteoros especiales: tormentas eléctricas, tolveneras, granizadas, etc.

Las estaciones meteorológicas recopilan y difunden datos que pretenden reflejar situaciones generales. Sin embargo, estos datos sólo reflejan, de hecho, microclimas muy particulares, determinados por la normativa que regula la disposición y uso de los instrumentos de medida. Con frecuencia tienen relativamente poca relación con la experiencia bioclimática cotidiana de los habitantes del asentamiento que desarrollan sus actividades normales. Las estaciones suelen ubicarse en áreas despejadas --observatorios, aeropuertos-- frecuentemente verdes. Los termómetros, por ejemplo, se sitúan a cierta distancia del suelo, 1.50 m aproximadamente, por encima de una superficie poco reflejante, con alta evapotranspiración --pasto, preferiblemente-- y están contenidos en una caja que elimina el efecto directo de la insolación garantizando, al mismo tiempo, la libre circulación del aire. Sin duda estos termómetros detectan una situación climática muchísimo más cómoda que la que le toca vivir a un ciudadano apretado en un autobús de pasajeros o caminando a pleno sol sobre una calle asfaltada. Estas consideraciones bastan para cuestionar todo intento de transcripción literal inmediata de los datos meteorológicos oficiales a los modelos bioclimáticos referidos al confort/malestar térmicos del ser humano.

/En este sentido,

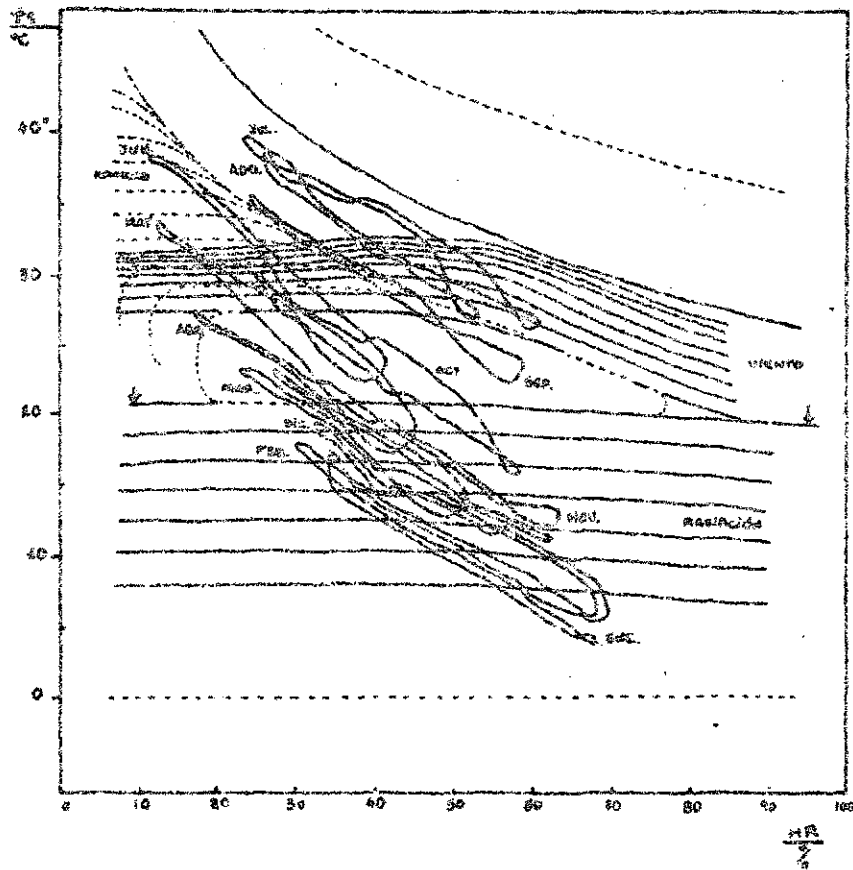
En este sentido, será conveniente manejar con gran precaución y algún escepticismo los métodos que habitualmente prescriben los escasos manuales ecotécnicos disponibles. Así, por ejemplo, Wakely (1978) plantea la pura y simple transcripción de los datos meteorológicos oficiales a la escala de temperaturas efectivas, sobre la base únicamente de dos velocidades hipotéticas del viento: la de 0.1 m/s y la de 2 m/s. Sobre esa escala de temperaturas efectivas se determina a continuación la ubicación de la zona de confort propia de la localidad. La contrastación entre la oscilación de las temperaturas efectivas y el margen de la zona de confort suministra el principal criterio tanto para un diagnóstico como para el consiguiente establecimiento de una estrategia de intervención. Una actitud parecida se detecta en Olgyay (1963), trabajo que propone transferir directamente los datos meteorológicos oficiales a la carta bioclimática estándar. (Véase la figura 34)

b) Presentación sinóptica de los datos meteorológicos

No obstante la gran dispersión de los datos microclimáticos reales y el marcado alejamiento que pueden manifestar respecto al clima "oficial" cuyos datos provienen de las estaciones meteorológicas más cercanas, cabe recordar que estos últimos son los únicos normalmente asequibles al proyectista y que además son producto de una práctica observacional internacionalmente normada y estandarizada. Si se renuncia a una inmediata transcripción en términos de confort bioclimático, los datos meteorológicos de la estación más próxima al lugar donde se plantee una acción proyectual siguen siendo de gran utilidad para identificar el tipo global de clima al que el diseñador se enfrenta. Esta utilidad se verá incrementada si se adopta un formato unificado de presentación de los datos más relevantes lo cual además de facilitar la clasificación, permitirá una cómoda comparación con otras situaciones climáticas bien conocidas. La presentación sinóptica de los datos vuelve manejable la información disponible al simplificarla y ordenarla visualmente. Koenigsberger et al (1977) propone el formato que se puede apreciar en la figura 35 así como un formato simplificado, basado en el anterior, que permite rápidas comparaciones.

Figura 34

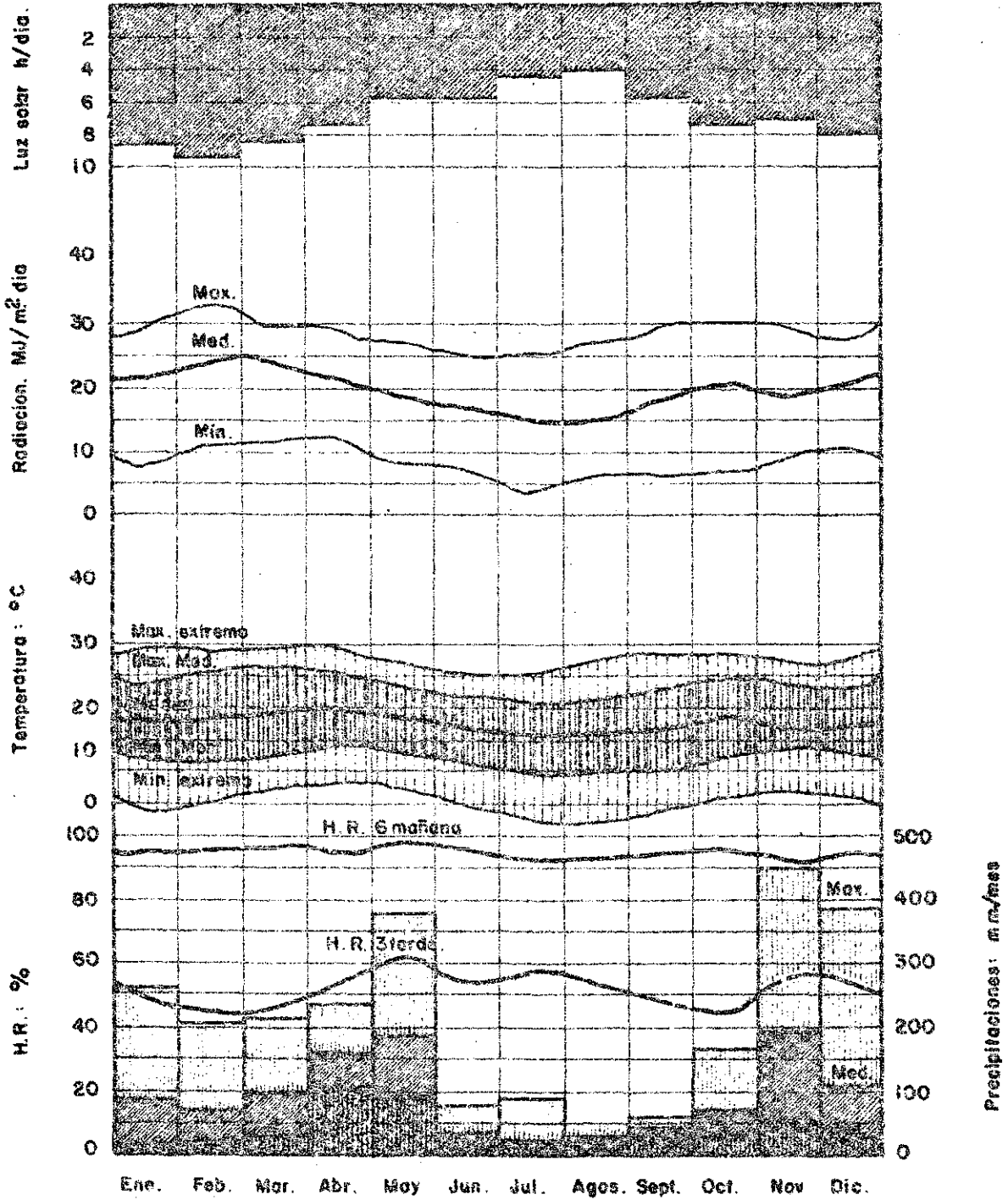
EVALUACION DE PHOENIX, ARIZONA (U.S.A.), TRANSCRIPCION
BIOCLIMATICA DE LOS DATOS METEOROLOGICOS
(Según Olgay (1963))



/Figura 35

Figura 35

PRESENTACION SINOPTICA DE LOS DATOS CLIMATICOS: NAIROBI (KENYA)



Fuente: Koenigoberger, et al (1977).

c) Interpolación de datos para la determinación de diagramas horarios probables

Para el conocimiento de la evolución de la TS se dispone con frecuencia de dos datos mensuales solamente: la máxima media y la mínima media. Al ecodiseñador le puede interesar conocer en forma horaria la evolución media de las temperaturas en un día típico de cada mes. Es posible determinar aproximadamente esta evolución horaria a partir de los dos datos mensuales mencionados anteriormente, con la ayuda del nomograma adjunto. (Véase la figura 36.)

d) Clasificaciones climáticas para el ecodiseño en regiones tropicales

La mayoría de los trabajos sobre ecodiseño de asentamientos en regiones tropicales aceptan y retoman en su generalidad la clasificación inglesa propuesta en 1953 por G.A. Atkinson, y adoptada por la Building Research Station (hoy Building Research Establishment) con sede en Watford, Inglaterra. Se adjunta (en el cuadro 7) una versión métrica de la referida clasificación, que se basa en la distinción de tres grandes grupos: climas cálidos húmedos, climas intermedios y climas cálidos secos, posteriormente subdivididos. Esta tipología es la que se propone en textos como Fry/Drew (1964), Wakely (1978), Koenigsberger et al (1977) y otros de amplia difusión. Evans (1977) sugiere por su parte la adopción de algunos indicadores elementales como los siguientes:

Indicadores de humedad

H1: Movimiento del aire indispensable

Temperatura mensual máxima media por encima de la zona de confort, $HR > 70\% \text{ ó } 30\% < HR < 70\%$ y oscilación diurna media $< 10^{\circ}\text{C}$

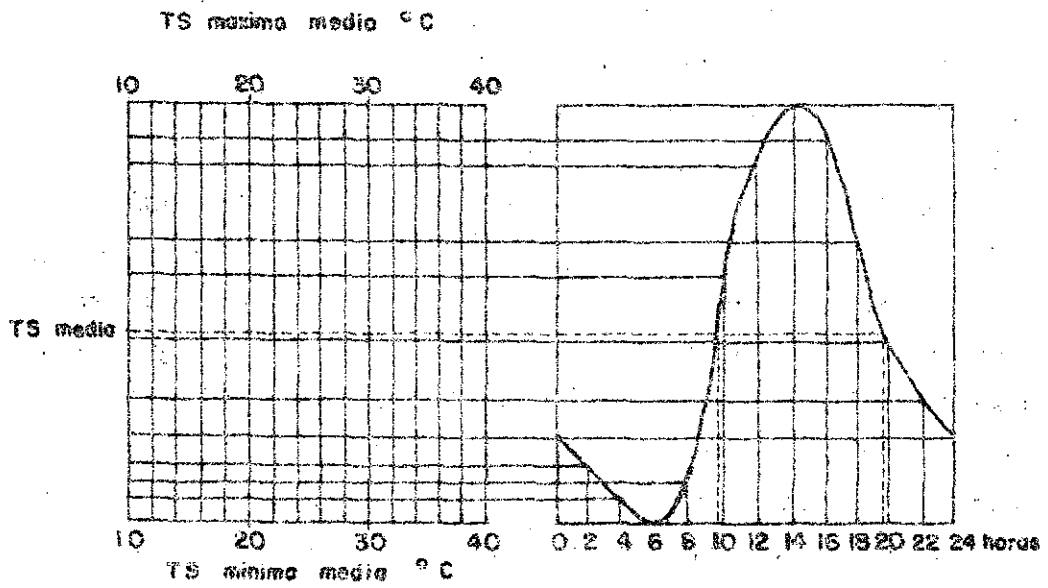
H2: Movimiento del aire deseable

Temperatura mensual máxima media en zona de confort pero $HR > 70\%$

(Continúa)

Figura 36

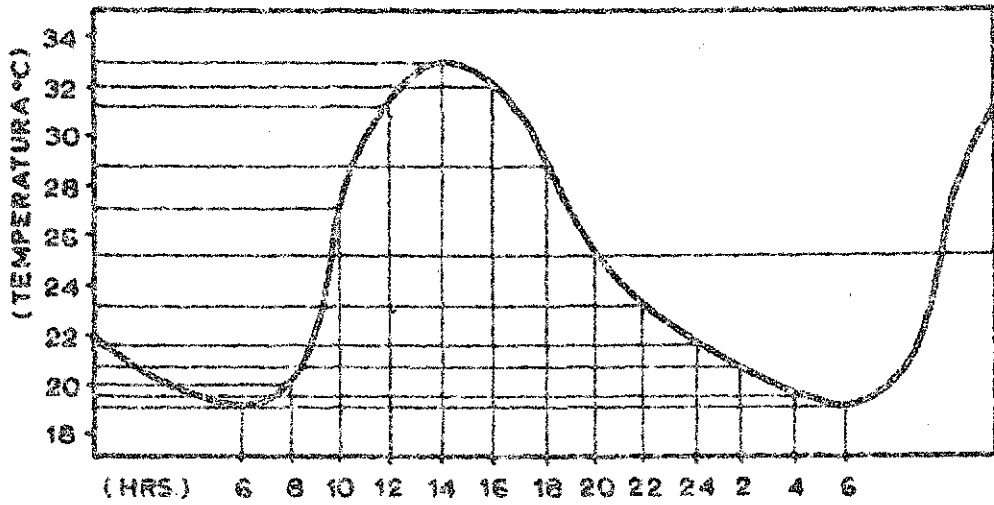
NÓMOGRAMA PARA LA INTERPOLACION DE TEMPERATURAS



Fuente: M. Evans (1980).

Figura 37

EVOLUCION DIURNA TEORICA DE LA TS, RESULTADO DE UNA UTILIZACION DEL NCMOGRAMA DE LA FIGURA 36



/Figura 37 A

Figura 37 A

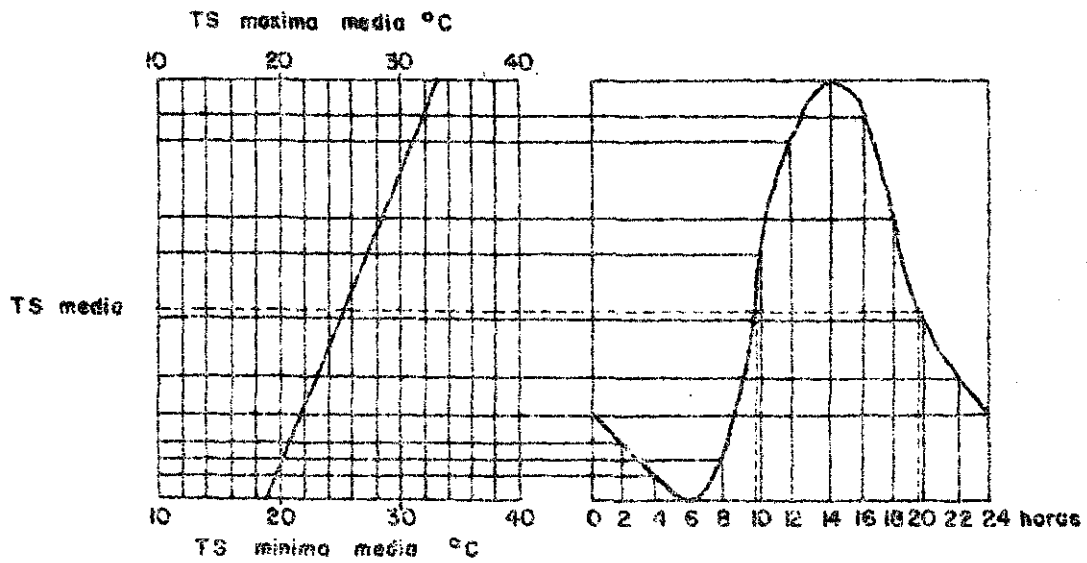
Ejemplo:

Lugar: Chinandega Nicaragua.

Mes : Enero

TS max. media 33 °C

TS mn. media 19 °C



Horas calentamiento

6 - 19 °C

8 - 20 °C

10 - 27 °C

12 - 31 °C

14 - 33 °C

Horas enfriamiento

16 - 32.0 °C

18 - 28.5 °C

20 - 25.0 °C

22 - 23.0 °C

24 - 21.5 °C

2 - 21.0 °C

4 - 19.5 °C

CARACTERISTICAS DE LOS TIPOS DE CLIMA

Características climáticas	Climas cálidos y húmedos		Climas intermedios (una estación seca)	Climas cálidos secos		Climas de altura
	ecuatorial	Insular afectado por alisios	Temperado: 8 a 15°C	Desértico o semi-desértico	Desértico marítimo	Generalmente: más de 1200 m. sobre nivel del mar
temperatura oscilación media diaria	5°- 8°C	5°C ó algo más	estación seca: 11°C (o más) estación húmeda: 5°- 8°C	11°C (o más) puede superar los 22°C	6°- 8°C	11°- 17°C
5 máximas media	29°-32°C En plena agudeza puede bajar por debajo de los 27°C. Casi nunca supera la temperatura de la piel del cuerpo humano.	29°- 32°C	estación seca: 32°C (o más) estación húmeda: como clima ecuatorial	38°C ó más 78 máximas supera a la de la piel	Hasta 38°C, pero estacionalmente puede bajar hasta los 21°- 24°C	Depende de la altura. A 1800 m: 24°- 29°C.
5 mínimas media	24°- 27°C En noches claras puede descender hasta los 21°C.	18°- 20°C	estación seca: 21°- 27°C estación húmeda: 24°- 27°C	24°- 28° en período más cálido 10°- 18° en período más frío	24°- 29° en período más cálido 10°- 18° en período más frío	A 1800 a 10°- 13°C. Pero puede bajar por debajo de los 4°C. Posibles heladas ocasionales.
oscilación anual media	3°- 6°C	6°C	6°- 11°C	11°- 17°C	8°- 14°	Depende de la latitud. Poca oscilación en el Ecuador. En los trópicos: 11°- 17°C
RH del cielo	Aproximadamente la misma que la temperatura del aire en superficie.	En noches despejadas, por debajo de la temperatura del aire en superficie.	Variación estacional.	Depende del contenido de polvo del aire.	Depende del contenido de polvo del aire.	En noches claras, muy inferior a la temperatura del aire en superficie.
cantidad relativa de vapor	25 - 30 mb	17.5 - 25 mb	estación seca: 13 - 16 mb. estación húmeda: 20 - 25 mb.	7.5 - 15 mb. En período de lluvia puede ascender a 20 mb.	15 - 25 mb.	Estación más seca: 8 - 12 mb. Estación más húmeda: 12 - 16 mb.
humedad relativa	55 - 100%	55 - 100%	estación seca: 20 - 35% estación húmeda: 55 - 95% Variable: 50 - 100 cm.	10 - 55%	50 - 90%	45 - 100%
precipitación anual	Normalmente supera los 200 cm.	100 - 150 cm, con influencia de la topografía local.	Prácticamente no hay precipitaciones en la estación seca. 19 - 25 cm en el mes más lluvioso.	Muy variable, pero menos de 25 cm.	Muy variable, pero menos de 25 cm.	Generalmente escasa. Frecuentes nevas de 150 cm.
características de la precipitación	Puede superar los 50 cm en el mes más lluvioso (Normalmente entre 25-40 cm) Durante un aguacero puede caer entre 9 - 8 cm en una sola hora. Cerca del Ecuador, los primeros horas de la tarde son las más lluviosas.	19 - 25 cm en el mes más lluvioso. En una sola tormenta pueden caer hasta 25 cm.		Pueden aparecer tormentas ocasionales 2 cm.	con precipitación de hasta 25 cm.	Precipitación en aguaceros. Riesgo de granizo.
visibilidad	Abundante 4/10 - 5/10. El cielo puede resultar muy brillante con nubes altas e filamentos alisados.	4/10. Cielos frecuentemente despejados, azules, de poco brillo.	Gran variación estacional.	El contenido de polvo puede causar efectos parecidos a los de la nebulosidad.	Mayor posibilidad de nebulosidad.	4/10 frecuentemente cielos despejados. En estación seca: polvo. Visibilidad generalmente buena.
visión natural	Vegetación abundante.	Depende de la precipitación	Variación estacional: la vegetación es seca	Poca vegetación. Tierra o roca color oscuro.	Cerca del mar posibles salicreas.	En estación húmeda: paisaje verde de vegetación no muy abundante, que se marchita en estación seca. Suelos café o rojo.
estado del cielo	Normalmente húmedo. Nivel fríasico alto. Suelo frecuentemente inundado.	Normalmente seco. Nivel fríasico bajo.	seca rápido tras una precipitación. Hay peligro de erosión rápida.	Suelo muy seco. Nivel fríasico inconsistente o muy profundo.		seca rápidamente.
viento del día	Escaso, especialmente en las junglas. Parar fuerte viento durante las tormentas.	En las costas E, el viento puede ser bastante estable, de más de 7 m/s Dirección la correspondiente a los alisios locales.	Estacional. Viento fuerte y estable en el período monzónico.	Vientos calmicos. Nivel fríasico inconsistente o muy profundo.	Fuere verpo afectado por vientos monzónicos y por maselinas costeras.	Variable. Depende de la topografía.
características	La alta humedad provoca pudriciones, enfermedades, etc. Frecuentes tormentas eléctricas, que generalmente descargan en el agua.	Riesgo de huracanes. Cerca de la costa posible corrosión por presencia de sales marinas en la atmósfera.	Los cambios en la humedad relativa pueden causar porfiración o algunas enfermedades como la malaria.	Los esteriosales sufren grandes oscilaciones térmicas. Acción destructura del calor y la arena.	Riesgo de corrosión por erupción salina o por salitres en el terreno.	Fuere intensidad de radiación solar. Rocio nocturno. Tormentas eléctricas que suelen descargar en tierra. Riesgo de granizo.

Indicadores

Indicadores de aridez

- | | |
|--|--|
| A1. Gran inercia térmica necesaria | Oscilación diurna media $>10^{\circ}\text{C}$
HR $<70\%$ |
| A2. Necesidad de espacio para dormir al aire libre | Temperatura mensual mínima media por encima del límite de confort nocturno HR $<50\%$. O bien: temperatura máxima por encima de la zona de confort diurna, oscilación diurna $>10^{\circ}\text{C}$ y HR $<50\%$ |

Indicadores de frío

- | | |
|------------------------------|---|
| C1. Radiación solar deseable | Temperaturas mensuales máximas medias por debajo de la zona diurna de confort |
| C2. Calefacción adicional | Temperatura mensual máxima media $<15^{\circ}\text{C}$ |

NOMENCLATURA

α	Inclinación de un plano respecto al plano horizontal
Cd	Calor que gana o pierde el cuerpo humano por conducción, por unidad de tiempo
CE	Capacidad evaporativa o grado en que las condiciones físicas atmosféricas facilitan la evaporación
clo	Unidad que mide el grado de arropamiento
Cv	Calor que gana o pierde el cuerpo humano por convección, por unidad de tiempo
d	Declinación geográfica
δ	Constante eclíptica (23.45°)
E	Calor que pierde el cuerpo humano a través de los procesos evaporativos, por unidad de tiempo
e	Corrección determinada por la denominada "ecuación del tiempo", expresada generalmente en minutos
f	Eficiencia de la sudoración o fracción de S efectivamente utilizada en la dispersión del calor metabólico
Fc	Fuerza de Coriolis
ϕ	Angulo de incidencia
h	Altura solar
HR	Humedad relativa del aire (en porcentaje)
Ic	Constante solar
Id	Insolación difusa
ID	Insolación directa
IDN	Insolación directa normal
IEC	Indice de esfuerzo frente al calor o proporción que guarda E respecto a CE, expresada en porcentaje
Ih	Insolación sobre plano horizontal
IS	Intercambio seco o suma de Cd + Cv + R
IT	Insolación total (IT = ID + Id)
ITCZ	Zona intertropical de convergencia
Iv	Insolación sobre un plano vertical de mismo azimut que el plano inclinado del que se trate
λ	Longitud de onda

L	Latitud terrestre
l	Longitud terrestre
M	Calor metabólico humano, por unidad de tiempo
m	Factor masa de aire (igual a $\frac{1}{\text{sen } h}$)
N	Indice de nubosidad; promedio observado de horas de sol brillante expresado en porcentaje respecto al número total de horas de asoleamiento teórico
p	Azimut del plano
pv	Presión de vapor
pvs	Presión de vapor en saturación
R	Calor que gana o pierde el cuerpo humano por radiación, por unidad de tiempo
s	Azimut solar del plano
S	Indice de sudoración o energía requerida para evaporar toda la transpiración producida en un segundo
S.I.	Sistema Internacional
Tcc	Temperatura en el centro de la zona de confort
TE	Temperatura efectiva o temperatura de un aire estacionario y saturado que determinaría una sensación térmica semejante a la que efectivamente se produce
TEC	Temperatura efectiva corregida, modificación de TE para tomar en consideración el movimiento del aire y la radiación
TH	Temperatura húmeda o temperatura del punto de rocío del aire cuyas propiedades físicas se analizan
Tma	Temperatura media anual
TR	Temperatura radiante (la que registra un termómetro de globo)
TRM	Temperatura radiante media
TS	Temperatura seca (la que mide un termómetro corriente)
V	Velocidad del aire
z	Azimut, medido a partir del Sur

BIBLIOGRAFIA

- Aronin, Jeffrey Ellis, Climate and Architecture, Reinhold, Nueva York, 1953
- ASHRAE, ASHRAE Handbook of Fundamentals, American Society of Heating, Refrigerating and Air-Conditioning Engineers, Nueva York, 1977
- Atkinson, G.A., An introduction to tropical building design, Architectural Design XXIII, octubre de 1953
- Atkinson, G.A., "Building in the tropics", RIBA Journal, Londres, junio de 1950, págs. 313 a 320
- Auliciens, Andris, The atmospheric environment: a study of comfort and performance, University of Toronto Press, Toronto, 1972
- Barry, R.G. y Chorley, R.J., Atmosphere, weather and climate, Methuen, Londres, 1968
- Belding, H.S. y Hatch, T.F., Index for evaluating heat stress in terms of resulting physiological strains, Heating, Piping and Air-Conditioning Journal, agosto de 1955
- Belding, H.S., "Resistance to heat in man and other homeothermic animals", Thermobiology, Academic Press, Londres, 1967
- Budyko, M.I., The heat balance of the earth's surface, US Weather Bureau, 1956
- Burberry, Peter, Building for energy conservation, The Architectural Press, Londres, 1978
- Burton, A.C., Research Report C-2757, Association of Commercial Aviation Medicine, noviembre de 1944
- Chandler, T.J., "Urban climatology and its relevance to urban design", Technical Note N° 149, World Meteorological Organization, Ginebra, 1976
- Consolazio, C.F. et al, Physiological measurements of metabolic functions in man, Mc Graw-Hill, Nueva York, 1963
- Cooper, "The absorption of solar radiation on solar stills", Solar energy, 12, 3, 1969
- Critchfield, Howard J., General climatology, (tercera edición, 1974 y primera edición, 1960), Prentice Hall Inc., Englewood, Cliffs, Nueva Jersey.
- Duffie, J.A. y Beckman, W.A., Solar energy thermal processes, J. Wiley & Sons, Nueva York, 1974

Ellis, F.P., "Thermal comfort in warm and humid atmospheres-observations on groups and individuals in Singapore", Journal of Hygiene, Vol. 51, septiembre de 1953, págs. 386 a 404

Evans, Martin, "Designing in the tropics", The Architects Journal, 16 de noviembre de 1977, págs. 977 a 988

Evans, Martin, Housing, Climate and Comfort, The Architectural Press, Londres, 1980

Fanger, P.O., Thermal comfort, McGraw-Hill, Nueva York, 1973

Fleagle, R.G. y Businger J.A., An introduction to atmospheric physics, Academic Press, Nueva York, 1963

Fry, M. y Drew, J., Tropical architecture in the dry and humid zones, Krieger, Nueva York, 1975

Gagge, A.P.; Burton, A.C., y Gagge, H.C., "A practical system of units for the description of the heat exchange of man and his environment", Science, N° 94, 1941

García, E., Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen (para adaptarlo a las condiciones de la república mexicana), segunda edición, UNAM, Instituto de Geografía, México, 1973

Gates, D.M., Energy exchange in the biosphere, Harper & Row, Londres y Nueva York, 1965

Geiger, R., The climate near the ground, Harvard University Press, Cambridge, Massachusetts, 1965

Givoni, G., "Estimation of the effect of climate on man: development of a new thermal index", Research report for UNESCO, Building Research Station, Technion, Haifa, 1963

Givoni, B. (ed), Man, climate and architecture, segunda edición, Van Reinhold Nostrand, Nueva York, 1976

Givoni, B. y Berner-Nir, E., "Effect of solar radiation on physiological heat strain in relation to work and clothing", Research report for US Public Health Service, Building Research Station, Technion, Haifa, 1967

Givoni, B. y Goldman, R.F., "Predicting heart rate response to work, environment and clothing", Journal of Applied Physiology, Vol. 34, N° 2, 1973

Haines, G.F. y Hatch, T., "Industrial heat exposures", Heating and ventilating, noviembre de 1952

Houghten y Yaglou, "Determination of the comfort zone", Transactions of American Society of Heating and Ventilating Engineers, N° 655, Vol. 29, 1963

Institute of Heating and Ventilating Engineers, IHVE Guide, IHVE, Londres, 1976

Kerslake, D. Mck, The stress of hot environments, Cambridge University Press, Nueva York, 1972

Koenigsberger, O.H.; Ingersoll, T. G.; Mayhew, A., y Szokolay, Vivienda y edificios en zonas cálidas y tropicales, Editorial Paraninfo, Madrid, 1977

Koepfen, W., Climatología, Fondo de Cultura Económica, México, 1948

Landsberg, H., "Microclimatic research in relation to building construction", Architectural Forum, marzo de 1947, págs. 114 a 119

Landsberg, H.E. et al, World maps of climatology, Springer, Berlin, 1965

Landsberg, H.E., "The climate of towns", Man's role in changing the face of the earth, University of Chicago Press, Chicago, 1956

Lee Douglas H.K., Physiological objectives in hot weather housing, HHFA, Washington, D.C., 1953

Lee, D.H.K., "Physiological climatology", American Geography, Inventory and Prospects, P.E. James y C.F. Jones (editores), Syracuse University Press, 1954

Lenihan J. y Fletcher, W., Environment and man health and the environment, Vol. III, Academic Press, Nueva York y San Francisco, 1976

Linares, Eduardo y Segami, Mario, Clima-confort en arquitectura, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, 1976

Lockwood, J. G., World climatology, an environmental approach, Arnold, Londres, 1976

Lowry, William P., "The climate of cities", Scientific American, 217,2, 1967, págs. 15 a 23

Mayal, R.N. & M.L., Sundials, Charles T. Branford, Boston, 1958

Merrill, R. y Gage, T. eds., Energy Primer, solar, water, wind and biofuels, Portola Institute, Nueva York, 1974

Meteorological Office (Air Ministry), Tables of temperature, relative humidity and precipitation for the world, HMSO, Londres, 1958

/Neiberger,

- Neiburger, M.; Edinger, J., y Bonner, W., Understanding our atmospheric environment, W.M. Freeman Co., San Francisco, 1973
- Olgyay, Aladar, Solar control and shading devices, Princeton University, 1957
- Olgyay, Víctor, Design with climate, Princeton University Press, 1963
- Oliver, J.E., Climate and man's environment: an introduction to applied climatology, Wiley, Nueva York, 1973
- Peterson, James T., The climate of cities: a survey of recent literature, US Department of Health, Education and Welfare, Raleigh, N.C., 1969
- Petherbridge, P., "Data for the design of the thermal and visual environments in buildings in warm climates," Current Paper 8/74, Building Research Establishment, Watford, 1974
- Petherbridge, P., Sunpath diagrams and overlays for solar heat gain calculations, HMSO, Londres, 1969
- Pilkington Glass, Windows and environment, Pilkington Environmental Advisory Service, 1969
- Puppo, Ernesto y Giorgio, Acondicionamiento natural en arquitectura, Marcombo-Boixareu, Barcelona
- Ramón, F., Confort térmico en una situación urbana, COAM, Madrid, 1977
- Ramón, F., Ropa, sudor y arquitecturas, Editorial Blume, Madrid, 1980
- Rose, A.H., Thermobiology, Academic Press, Londres, 1967
- Sargent y Tromp, eds., "A survey of human biometeorology", Technical Note, N°65, WMO, Ginebra, 1964
- Sharma, M.R. y Rao, K.R., Solar radiation protractors, Central Building Research Institute, Rorkee, India
- Steadman, Philip, Energía, medio ambiente y edificación, H. Blume, Madrid, 1978
- Stringer, E.T., Foundations of climatology, Freeman & Co., San Francisco, 1972
- The Ross Institute of Tropical Hygiene, The preservation of personal health in warm climates, The Ross Institute of Tropical Hygiene, Londres, 1970
- Trewartha, G., The earth's problem climates, University of Wisconsin Press, Madison, 1961
- Tromp, S.W. et al, Medical biometeorology, Elsevier Publications Co., Amsterdam, 1963

Viers, G., Climatología, Oikos Tau, Barcelona, 1975

Wakely, Patrick I., Diseño y confort térmico en climas cálidos, Un texto de aprendizaje programado para arquitectos, Universidad de los Andes, mimeografiado, Bogotá, 1978

Winslow, C.E. y Herrington, L.P., Temperature and human life, Princeton University Press, Princeton, 1949

World Meteorological Organization (AAVV), "Urban climates", Technical Note, N° 108, Ginebra, 1970

World Meteorological Organization, "Building climatology", Technical Note, N° 109, Ginebra 1970

Yaglou, C.P. y Miller, W.E., "Effective temperature with clothing", Transactions of ASHVE, N° 717, Vol. 31, 1925

