



DEPARTAMENTO DE PLANIFICACION URBANO REGIONAL - FACULTAD DE ARQUITECTURA Y URBANISMO - UNIVERSIDAD DE CHILE

# ATRIBUTOS DEL AIRE ATMOSFERICO



DR. ORLANDO PEÑA ALVAREZ  
PROF. HERMAN LEPEDA FLORES

DEPARTAMENTO DE PLANIFICACION URBANO-REGIONAL  
FACULTAD DE ARQUITECTURA Y URBANISMO. UNIVERSIDAD DE CHILE

Proyecto Caracterización Biosférica del Medio Chileno

Documento de Trabajo

1975- 3

C.D.U. 551. 51

Los Atributos del Aire Atmosférico  
y la Noción de Clima

Dr. Orlando Peña Alvarez  
Prof. Herman Zepeda Flores

SANTIAGO, julio de 1975.

## LOS ATRIBUTOS DEL AIRE ATMOSFERICO Y LA NOCION DE CLIMA

Dr. Orlando PEÑA Alvarez (° )  
Prof. Herman ZEPEDA Flores (°°)

Esta nota pretende presentar los atributos de la atmósfera, recalcando su comportamiento y los procesos que la caracterizan, considerando que la disciplina encargada de estudiarlos - la climatología - es una rama de la Geografía Física. Ella difiere de la meteorología no tanto desde el punto de vista del objeto como del método, en efecto interesa a la meteorología el estudio de los fenómenos que se presentan en la capa gaseosa de la Tierra desde la perspectiva de la Física de la Atmósfera, de la cual puede considerarse una rama.

Distinta es la situación de la climatología que tiene por misión contribuir a aclarar el problema de la "sucesión de los estados de la atmósfera". Sin el ánimo de entrar en grandes - o pequeñas - explicaciones, que no es el objetivo de este trabajo puede afirmarse sin temor a equívocos, que ambas marchan íntimamente relacionadas siendo la meteorología un insumo indispensable para el climatólogo.

Al señalar el carácter geográfico de la climatología se hace referencia al hecho de que a ella le preocupan los fenómenos localizados, en interrelación con el resto de los subsistemas que inciden en la biosfera y en contacto con la corteza terrestre.

Como la mayor parte del conocimiento científico, el estudio de los atributos de la atmósfera constituyó en sus orígenes una mera descripción de situaciones fácilmente perceptibles, es el caso de las zonas de calor de las cuales ya nos hablan los autores griegos.

El uso inadecuado y a veces abusivo que se ha hecho con las diferentes taxonomías climáticas ha incidido en que para muchos sea hasta la hora actual más importante que explicar los fenómenos, la mera descripción de los mismos.

Es más, numerosos autores atraídos por el método comparativo en el cual se parte del análisis de los componentes del con-

(°) Profesor del Departamento de Geografía Universidad de Chile. Valparaíso. Casilla 130 V. Valparaíso.

(°°) Profesor del Departamento de Planificación Urbano Regional. Facultad de Arquitectura y Urbanismo. Universidad de Chile. Santiago Norte. Casilla 3387 Santiago. Portada de Gabino Vásquez.

junto, llegan incluso a olvidar el comportamiento del todo. Otros mediante fórmulas más o menos complejas han intentado la síntesis externa de que nos habla Ch. P. Péguy, lo mismo sucede con los denominados "gráficos o polígonos del confort", sensación esta última que va más allá de la simple recomposición de variables tan dispares como lo son temperaturas, humedad o vientos.

En el lado opuesto de esta visión deben indicarse las dificultades encontradas para lograr una adecuada taxonomía macroclimática a nivel mundial, desde la óptica sintética.

Para nosotros la Climatología aparece como una rama del saber encargada de dar cuenta y de explicar los fenómenos y la distribución de los parámetros dentro del subsistema atmósfera que en conjunto con la litósfera y la hidrósfera constituyen lo que en rigor debería ser denominado Sistema Biosférico Mundial. Cabe señalar que la ya clásica definición de biosfera como "la parte de la Tierra donde ~~es~~ te vida" no puede ser comprendida sin consideraciones acerca de los otros subsistemas. Hasta donde llegan nuestras informaciones no se ha realizado en forma completa aun la aplicación de la teoría einstiana a la geografía. Luis FERRATE, en una comunicación verbal nos señalaba de la importancia que tendría el poder reducir todos los atributos a una unidad energética. En efecto tanto aquellos atributos que pueden ser considerados como materia (vapor de agua, la propia molécula de aire) constituyen una forma de energía si se acepta dicha teoría, en otros casos ella aparece como una clara manifestación energética, calor movimientos de las moléculas en cuanto moléculas, desplazamiento de ellas constituyendo masas de aire etc., en general, hay acuerdo en estimar que los hechos del clima se producen fundamentalmente en la capa atmosférica inferior, la tropósfera, cuyo espesor varía - en el tiempo y en el espacio - entre 6 y 18 kms., con un valor medio de 12 kms. no debe desconocerse la importancia que reviste toda la mecánica atmosférica en sus diversos estratos en las explicaciones climáticas.

La tropósfera es una capa muy turbulenta y de composición relativamente constante en la cual deben considerarse, sin embargo, diversos matices de orden propiamente geográfico. Tres cuartos de la masa total de la atmósfera se encuentran concentrados en ella, incluyendo la totalidad de los cuerpos sólidos en suspensión y del agua. Es sabido que en la composición del aire de la tropósfera participan gases permanentes (nitrógeno, oxígeno y gases raros), gases variables (vapor de agua, anhídrido carbónico, ozono, compuestos sulfurados, óxido de carbono, etc.) e impurezas de distinto tipo, algunas de origen natural y otras producto de la acción del hombre. Se trata de una mezcla y no de una combinación de esos gases porque ellos no reaccionan químicamente entre sí. En rigor, "cada uno de los gases compuestos del aire forman una atmósfera independiente", lo que se expresa bien mediante la ley de

Dalton: "Si los gases contenidos en un espacio no reaccionan entre sí, obran independientemente".

Siendo una mezcla de gases, el aire debe comportarse como la mayoría de los gases y obedecer a sus leyes. La ley de Mariotte y Gay-Lussac nos señala que la temperatura, presión y volumen de un gas están en una relación determinada, de modo tal que la variación de alguna de estas magnitudes hará que se produzca un cambio compensatorio en una o en las dos restantes e influirá directamente en el estado del gas. La misma consecuencia se desprende de la consideración de las leyes de Boyle ("A temperatura constante, el volumen de una masa de aire varía en proporción inversa a su presión") y de Charles ("A presión constante, el volumen es directamente proporcional a la temperatura absoluta"). Como en el caso de la atmósfera es preferible usar la densidad ( $\rho$  = masa/volumen) en lugar del volumen, llegamos así a formular la ecuación de estado de los gases como:

$$p = R \rho T$$

donde  $p$  = presión (en milibares, mb)

$R$  = constante propia de cada gas (en el caso del aire seco = 2870) (\*)

$\rho$  = densidad (masa por unidad de volumen; gr/cm<sup>3</sup>)

$T$  = temperatura absoluta (°A)

Puede deducirse que la absorción o la pérdida de calor producirán cambios volumétricos, de densidad y de presión en el aire seco y que, inversamente, se producirán modificaciones térmicas de dicho aire sin que haya consumo o traspaso de energía calórica, sino que por simple modificación de la presión.

Esta es una manifestación de la teoría cinética de los gases que plantea que las moléculas están animadas de movimientos incesantes, irregulares y en todas direcciones (turbulencia molecular que es un atributo de los gases), por lo que sus choques recíprocos son numerosos. De ese modo, cada molécula de aire cerca del suelo y a presión normal recibe en promedio 10.000 choques en un recorrido de un milímetro. Estos choques determinan la energía interna del gas que es, entonces, de origen mecánico y que se expresa como desprendimiento de calor. Hay que tener presente también que los choques de las moléculas producen igualmente la presión del gas ( $p$ ), paráme-

-----  
 (\*) Al variar la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, la constante del gas varía también, aunque ligeramente. Como la variación es muy pequeña se le puede prácticamente desprestigiar si no se necesita una gran exactitud.

tro que depende entonces del número de moléculas, de la masa de cada una y de la velocidad con que se estén moviendo. Como el número de moléculas y la masa de cada una definen la densidad ( $\rho$ ) del gas, se deduce que  $p$  debe ser proporcional a  $\rho$ . Por otro lado, la velocidad media de las moléculas depende de la temperatura absoluta; aplicando al coeficiente de variación de la presión que es igual a  $1/273$ , tendremos que para

$$P_t = P_0 \left( 1 - \frac{1}{273} t \right), \text{ lo que es igual a } P_0 \frac{273 - t}{273}$$

Por consiguiente, si la temperatura  $t$  desciende hasta  $-273^\circ\text{C}$ , la presión se anula lo que quiere decir que las moléculas han dejado de moverse este punto ( $-273^\circ\text{C}$ ) fija la temperatura de cero en la escala absoluta ( $^\circ\text{K}$  grados Kelvin,  $^\circ\text{A}$  grados de la escala absoluta). En consecuencia, valores crecientes de la temperatura absoluta a partir de  $0^\circ\text{A}$ , corresponderán a valores también crecientes de la presión del gas.

Señalemos complementariamente el primer principio de la Termodinámica que dice que la energía mecánica y el calor son equivalentes e interconvertible lo que se puede formular como:

$$\Delta Q = \Delta U + \Delta W$$

donde  $\Delta Q$  = cantidad de calor requerida para hacer variar la temperatura de una sustancia.

$\Delta U$  = cambio en la energía interna del sistema (gaseoso).  $U$  en la medida de la excitación molecular y dependen solamente de la temperatura; como se ha visto, a  $0^\circ\text{A}$  no hay excitación molecular y la presión se anula.

$\Delta W$  = elemento de trabajo efectuado por una porción de gas para expandirse

Así resulta que una cantidad de calor agregada a una sustancia o sustraída de ella ( $\Delta Q$ ), es usada en parte para ejecutar trabajo contra las presiones externas ( $\Delta W$ ) y en parte para cambiar su energía interna ( $\Delta U$ ). De ese modo, cuando se suministra calor el aire y éste tiene posibilidades de expandirse, una parte de ese calor se utiliza en el trabajo de expansión y solamente el resto se usa en el aumento de la temperatura.

Se advierte que existe equivalencia entre el trabajo proporcionado y el calor desprendido (principio de equivalencia). Al comprimirse un gas (en este caso, el aire), sin entregarle calor, su energía

cinética aumenta porque los choques intermoleculares serán más numerosos al reducirse el espacio (la masa se mantiene y disminuye el volumen, con lo que la densidad del aire aumenta). El calor desprendido por esa energía interna es mayor y la temperatura crece. Si, en cambio, el gas se distiende porque aumenta su volumen conservándose la masa (la densidad del aire se reduce), la energía interna disminuye puesto que los choques intermoleculares se hacen menos numerosos en un espacio más grande. Hay menor desprendimiento de calor y el gas se enfría. Este tipo de transformaciones se denomina "adiabático" porque no hay intercambio de calor con el exterior del gas.

Anotemos además que como la presión atmosférica está determinada por el peso de aire por encima de un nivel determinado, dicha presión variará con la altura en una cantidad igual al peso de la columna de aire existente entre el nivel de origen y el que luego se alcanza. Esta es la ley del equilibrio hidrostático o ley barométrica que se expresa mediante la relación:

$$\Delta p = \rho g \Delta Z$$

donde  $\Delta p$  = diferencia de presión a lo largo del eje vertical

$\rho$  = densidad (masa/volumen)

$g$  = aceleración de la gravedad (función de la latitud)

$\Delta Z$  = diferencia de altura

el todo cambiado de signo porque la presión disminuye al aumentar la altura, debido a que el aire es comprensible.

Esta ecuación hidrostática sólo es correcta, en sentido estricto, cuando el aire está en reposo, pero los efectos de los movimientos del aire son muy pequeños por lo que incluso en esta alternativa la ecuación sigue teniendo un alto grado de validez. La ecuación antes señalada representa el equilibrio entre el peso de la unidad de masa de aire, por una parte, y su empuje hacia arriba, por otra parte. Si el término  $\frac{1}{\rho} \frac{\Delta p}{\Delta Z}$  es mayor que  $g$ , la porción de

de aire se elevará, mientras que si es menor, se hundirá.

Agreguemos a todo lo anterior que el aire contiene - como se ha dicho anteriormente - cantidades variables de vapor de agua. La participación diferenciada del vapor de agua altera parcialmente el comportamiento del aire en función de los principios y leyes enunciados. Así por ejemplo, la equivalencia entre el trabajo proporcionado

y el calor desprendido será distinta según se trate de aire seco, húmedo o saturado. Un aire saturado que asciende, se enfría y condensa su humedad, con lo que se produce una restitución parcial a la atmósfera de la "energía latente" en el vapor de agua. De esa manera, la reducción adiabática de las temperaturas por el proceso de distensión se suaviza y adquiere valores que son iguales a la mitad de los correspondientes al aire seco (gradiente saturado o pseudoadiabático ( $\gamma_s$ ) =  $0,5^\circ\text{C}/100\text{ m } \Delta Z$ ; gradiente seco o adiabático ( $\gamma_d$ ) =  $1^\circ\text{C}/100\text{ m } \Delta Z$ ; los valores correspondientes a aire húmedo no saturado se sitúan entre los márgenes mencionados).

Estos gradientes son constantes - para todos los lugares y todos los momentos - que indican el modo de comportamiento de una partícula seca o saturada en movimiento. En el caso de estabilidad absoluta de la atmósfera, la estratificación de las masas de aire determina un cierto gradiente atmosférico verdadero representado por una curva de estado que está menos inclinada que las que corresponden al adiabático ( $\gamma_d$ ) y al pseudoadiabático ( $\gamma_s$ ). De ese modo, si por razones dinámicas u orográficas una partícula de aire - seco o saturado - se eleva a partir del suelo, en cualquier nivel superior que alcance será siempre más fría y por tanto más densa que las partículas ya existentes en ese nivel; por lo tanto su ascenso se detiene y redesciende. En la inestabilidad absoluta, en cambio, la curva de estado está más inclinada que  $\gamma_d$  y  $\gamma_s$ ; la partícula ascendente, en cualquier nivel por encima de la superficie va a ser más cálida y menos densa que el aire del contorno y, en consecuencia, continuará elevándose. Cuando la curva de estado se sitúa entre  $\gamma_d$  y  $\gamma_s$ , como ocurre corrientemente en las regiones templadas, hay inestabilidad selectiva o condicional que dependerá de la humedad atmosférica y de la impulsión de la partícula. Se puede afirmar que mientras más húmedo el aire, es más inestable; por el contrario, el aire seco será absolutamente estable. Con valores medios de humedad relativa (del orden de 60 o 70%) hay un equilibrio indiferente; en estas circunstancias, la inestabilidad se presentará asociada a movimientos ascendentes intensos (efecto ciclónico por llegada de un frente o efecto orográfico ante una fuerte pendiente). En llanura o lejos de una discontinuidad, prevalecerá la estabilidad.

La humedad atmosférica está en el origen de la condensación y de las precipitaciones. El agua de la atmósfera pasa de su condición de gas (vapor de agua) al estado líquido (gúttulas y gotas) o sólido (cristalitos de hielo) y precipita como consecuencia de distintas modificaciones del aire que se explican por hechos como los explicados anteriormente. Efectivamente, cuando la humedad real expresada en gramos de vapor de agua por metro cúbico de aire (humedad absoluta) o en parte de la presión atmosférica total (tensión del vapor de agua) supera el nivel de humedad atmosférica máxima que el aire puede contener a determinada temperatura (capacidad higrométrica) o el nivel

de tensión máxima de vapor de agua para aire a una cierta temperatura (tensión de vapor saturante), la humedad relativa pasa de 100% y el exceso por encima de esa cifra condensa (en caso de no producirse sobresaturación). Cuando no se alcanzan esos niveles (capacidad higrométrica o tensión de vapor saturante) el aire está más o menos humedad absoluta esté más cerca o más lejos de aquellos valores.

El mecanismo más efectivo para provocar la saturación y la condensación (o acercarse a ellas) consiste en el enfriamiento del aire, lo que se produce sobre todo por distensión adiabática (lluvias ciclónicas, orográficas o convectivas) o simplemente como consecuencia de fenómenos radioactivos (nieblas de irradiación). Hay, por tanto, una relación genética múltiple entre todos los hechos enunciados que emergen de una causalidad termodinámica cuyo conocimiento es básico para la explicación y la comprensión de los fenómenos que ocurren en la atmósfera y que interesan a la climatología.

El aire atmosférico posee como se ve, varios atributos que se desprenden de sus propiedades físicas y de su composición química. Tiene peso y ejerce presión; las moléculas que lo constituyen y el volumen que ocupan definen su densidad; se comprime o se distiende, calentándose o enfriándose según el caso, lo que completa la acción térmica propia de la energía solar y la irradiada por tierras y mares; posee montos variables de humedad y puede eventualmente transformar parte de su contenido de vapor de agua en agua líquida o sólida en sus, pensión o en presipitación; está dotado de cierta movilidad que tiene manifestaciones en su inestabilidad vertical y sobre todo en la circulación atmosférica general sin considerar el movimiento molecular propio de los gases según ya se ha señalado. Lo que ahora nos preocupa es que todos estos atributos deben caracterizar estados típicos de la atmósfera, organizados en sucesiones regulares para los distintos espacios de la superficie terrestre, es ~~abstr~~, son parte fundamental de la definición de los climas terrestres de los cuales son sus elementos constitutivos. Y ocurre que dichos atributos no tienen la misma forma de expresión ni pueden ser medidos con procedimientos, instrumentos y resultados equivalentes.

Se sabe que la presión se registra modernamente como la fuerza que resulta de la atracción del aire por la gravedad terrestre, teniendo cuenta de su densidad que, a su vez, es función esencial de la temperatura y de la humedad. Los milibares, cada uno de los cuales equivale a mil barías o dinas por  $\text{cm}^2$ , constituyen medidas continuas en cuanto la presión atmosférica es un elemento climatológico de acción permanente sobre toda la superficie del planeta. Los vientos que comandan los campos de presión en su dirección y velocidad también son susceptibles de medición continua, aunque a veces no soplan o lo hacen casi imperceptiblemente (calmas anemométricas). Aparte de su relación con los movimientos laterales del aire, la presión atmosférica no

interviene apreciablemente de manera directa en las reacciones físico-químicas y biológicas del medio geográfico; sus variaciones espacio-temporales no tienen prácticamente significación alguna, a excepción de lo que ocurre en las tierras altas. Los vientos, en cambio, actúan sobre las temperaturas y la humedad relativa; participan en el proceso de evaporación y también en el modelado terrestre; Sin embargo, sus variaciones de velocidad y dirección son de ritmo muy rápido y hacen muy difícil su análisis a partir de registros numéricos; de esos parámetros interesan fundamentalmente sus valores máximos y su mayor o menor prevalencia; en rigor, para asignar un interés concreto al estudio de los vientos convendría considerar a la vez dirección y velocidad lo que evidentemente requiere un trabajo largo y paciente que no es efectuado de manera corriente.

La radiación y las temperaturas poseen un peso específico mayor en la caracterización climática. Con ayuda de actinómetros, pirheliómetros y solarímetros se consiguen datos de radiación solar y celeste llegada a la superficie del planeta, radiación de corta y mediana longitud de onda en general, entre  $0,3\mu$  y  $5\mu$ . La radiación ultracorta, de longitud inferior a  $0,3\mu$ , llega en escasa proporción porque es filtrada por la ozonósfera principalmente. Por su parte, la radiación de longitud de onda mayor de  $5\mu$ , correspondiente a la banda del infrarrojo, que forma también una pequeña parte en el espectro solar, es en cambio muy importante como radiación terrestre y se ha buscado medirla en forma directa aunque hasta ahora sin un éxito completo. En general, las estaciones que registran radiación solar, celeste o terrestre son escasas a través del mundo y de hecho el conocimiento acerca de su modo de influencia inmediata sobre los seres vivos es aún incompleto, estando principalmente centrado en los efectos que ejerce sobre la vegetación. Más importante para nosotros en este momento es la consecuencia que tiene la radiación en la producción de la temperatura del aire atmosférico. Dejando a un lado provisoriamente el recalentamiento o el enfriamiento del aire por procesos adiabáticos que ya explicamos, resulta que el estado térmico del aire se obtiene esencialmente por la absorción de las radiaciones gracias a la acción fundamental de tres gases que intervienen en su composición: vapor de agua, anhídrido carbónico y ozono. Los primeros absorben sobre todo la radiación infrarroja (a partir de  $4\mu$ ) y el ozono, la radiación ultravioleta suprimiendo casi toda la parte del espectro situada por debajo de  $0,3\mu$ . Vapor de agua u anhídrido carbónico están concentrados en las capas atmosféricas más bajas y en proporciones variables según el tiempo y el lugar geográfico. Múltiples factores introducen diferencias considerables en los montos de energía absorbida por la atmósfera y, en consecuencia, en los valores y los regímenes de las temperaturas; lo concreto y permanente es que esas temperaturas constituyen expresiones importantes del estado de la atmósfera, de in-

negable efecto sobre animales, plantas y objetos inanimados, y cuya "medición" se puede realizar y se realiza de modo continuo. En sentido estricto, las temperaturas constituyen una cualidad de la atmósfera y no magnitudes físicas mensurables; no se suman, ni se restan, ni se multiplican, salvo si se trata de llegar a resultados ulteriores, como cuando se quiere calcular un promedio térmico. Normalmente, el registro de la temperatura del aire atmosférico resulta de considerar la propiedad de dilatación de los líquidos, particularmente del mercurio o el alcohol, con el calor; no hay por lo tanto una medición directa de la temperatura (como ocurre, en cambio, con el agua caída o con la velocidad del viento), sino que se trata de una medición indirecta por el intermediario de cuerpos o sustancias de reacciones específicas ante el calor y el frío.

Por su parte, la humedad atmosférica y los hechos climáticos a que da origen adoptan distintas formas de manifestación y deben ser medidas de manera diferente. Si la cantidad de vapor de agua existente en un cierto volumen de aire puede ser determinada con exactitud mediante un complicado sistema que supone el desecamiento del aire en aparatos especiales (higrómetros de condensación) hasta que se condense toda el agua que ha podido contener en estado gaseoso, su medición carece de mayor sentido práctico. En efecto, no es la masa de vapor de agua contenida en una unidad de volumen de aire (o sea, la humedad absoluta, que también se expresa como tensión parcial de vapor de agua) el atributo de mayor valor climatológico. Mucho más importante y significativo es la humedad relativa (HR) que es función a la vez de la humedad absoluta y de la temperatura del aire. Se sabe que a una cierta temperatura el aire sólo puede contener una cierta cantidad de vapor acuoso sin que se produzca la condensación, es decir el paso del agua en estado gaseoso al líquido. Esta masa máxima o tensión máxima de vapor compatible con la temperatura corresponde a la capacidad higrométrica del aire y entre ella y la masa o tensión realmente observadas se fija una simple relación porcentual que va de 0 para el aire completamente seco (e inexistente en la naturaleza) a 100 para el aire saturado. La forma de medición "directa" de la HR reposa en la propiedad de algunos cuerpos de alargarse en tiempo húmedo y contraerse en tiempo seco; la mejor aproximación al modo de variación de la HR la dá el alargamiento y la contracción alternativas de un reducido haz de cabellos desgrasados y rubios que constituyen la pieza esencial de los higrómetros. Más sofisticado que este instrumento es el psicrómetro que aprovecha el efecto provocado por la evaporación en la temperatura marcada por un termómetro cuyo matraz está envuelto por una gasa permanentemente húmeda. Comparados estos valores termométricos con los de otro termómetro de matraz o bulbo seco y con ayuda de las tablas pertinentes se llega a determinar con exactitud la HR del aire. Como se vé,

una medición "directa" a la que se llega por procedimientos bastante directos en los que son fundamentales las reacciones de cuerpos sólidos y líquidos frente a determinadas condiciones atmosféricas.

Del agua atmosférica en estado gaseoso se pasa, a través de la condensación y la congelación, al agua líquida y sólida que forma nieblas, nubes o precipita. De las nubes sólo diremos que buena parte de la información climatológica que les concierne se obtiene por simple estimación visual de parte del observador y no mediante uso de instrumentos; así se fija en octavos la cubierta nubosa con relación a la proporción de cielo despejado, con las dificultades consiguientes para las lecturas nocturnas. Fotos sateliticas y sensores infrarrojos ayudan, indiscutiblemente, en estas mediciones, dando una imagen integrada para áreas amplias que difieren sustancialmente de las pequeñas áreas al alcance visual del observador. En cuanto a las precipitaciones, ellas encierran una doble singularidad. Pluviómetros y nivómetros son aparatos de concepción sencilla, pero de relativa complicación de uso; existe el problema innegable de llevar registros constantes en lugares de acceso difícil por lo que en ellos la lluvia, por ejemplo, sólo puede ser evaluada con ayuda de un totalizador que debe eliminar el probable efecto de la evaporación sobre el agua acumulada. En general, la introducción de las gotas de lluvia en los pluviómetros está afecta a diversos factores aleatorios de los cuales el principal es, sin duda, el viento que sopla (o nó) durante el episodio lluvioso. De esa manera, los totales registrados no son comparables entre sí legítimamente: pluviómetros situados cerca unos de otros, en condiciones idénticas de implantación, acumulan cantidades bastante diferentes de agua. Por otro lado, lo que distingue principalmente las observaciones de precipitaciones de las de otros elementos meteorológicos (como las temperaturas, la presión atmosférica o la misma humedad relativa), es el carácter esencialmente discontinuo de las primeras. Especialmente esa discontinuidad significa que las precipitaciones no afectan nunca en un mismo momento más que a débiles porciones de la superficie del planeta o de un continente. En el tiempo, esa discontinuidad resulta del desplazamiento de un continente. En el tiempo, esa discontinuidad resulta del desplazamiento de las áreas lluviosas en función del desarrollo de los tipos de tiempo meteorológico. Es decir que las precipitaciones son lechos claramente localizados, tanto en el espacio como en el tiempo y de allí la manifiesta variabilidad de los montos diarios, mensuales, estacionales o anuales que estas precipitaciones, líquidas o sólidas, alcanzan. Por eso no es extraño el interés de los climatólogos por presentar la información referente a precipitaciones ya no tanto a través de promedios sino que más bien mediante el empleo de parámetros de frecuencia (mediana, deciles, quintiles), diseñándose con ellos regímenes probables de precipitaciones de preferencia a regimenes medios.

Todo esto considerando solo el monto de las precipitaciones que no es el único parámetro susceptible de ser medido, en efecto, también se puede cuantificar el tamaño de las gotas caídas, la densidad de las precipitaciones (gotas por cm<sup>2</sup>) la fuerza, donde la gravedad juega un rol importante, la intensidad y otros.

En general, del recuento muy somero y necesariamente incompleto que hemos hecho hasta aquí de las propiedades y los atributos del aire atmosférico, puntos de origen de los llamados "elementos del clima", se deduce la imposibilidad o la inconveniencia de hacer una síntesis armoniosa y equilibrada de todos ellos, sobre la cual repose una adecuada noción de clima. Intergrar en un todo tan disímiles valores en tareas obviamente arbitrarias y exterior a lo que el clima representa como realidad geográfica. Es hacer justamente lo que Ch. P. Péguy ha llamado una "síntesis externa" que parte de "una descomposición previa de la realidad que es el clima en una serie de elementos cifrables como ya se ha señalado. En este sentido es que esta forma de hacer Climatología se ha calificado de "analítica", con el agravante de los elementos que entran en consideración con incompatibles entre sí, por sus caracteres físicos específicos, por sus particulares formas, valores y condiciones de medición, por sus diferenciadas estructuras espaciales y temporales. ¿Cómo restituir a este universo heterogéneo de datos de los conceptos de combinación e interacción recíproca que son esenciales a la idea de clima? ¿Cómo llegar además a plantearnos las bases de explicación del hecho climático que son las que dan carácter científico a la Climatología? En otras palabras, ¿Cómo aprehender y comprender el clima tal cual es, es decir, en cuanto parte esencial del ambiente en que vive el hombre y, por tanto, como esa "unidad en la adversidad", como esa multiplicidad integrada de estímulos, condicionantes, resultantes y constituyentes del gran escenario en que se desarrolla la existencia de la Humanidad?

La respuesta no es simple de dar; no se trata de recetas totalmente probadas ni fáciles de comprender y utilizar. Intentamos solamente proponer algunas pautas básicas de discusión a partir de la experiencia de otros climatólogos y de la nuestra propia, pautas que esperamos inciten a un debate fructífero y, eventualmente, a orientar nuevos trabajos que se desarrollen entre nosotros en este ámbito de la investigación y la explicación de los climas. De otro lado debe hacerse referencia al clima en cuanto factor ecológico. La idea de ecoclima o clima de un determinado ecosistema no puede corresponder a la separación de los atributos atmosféricos, pues la acción conjunta de ellos adquiere una cualificación diferente, es más como lo señalaba B.P. UVAROV - creador del término- deben también considerarse las variedades del sustrato, que al presentar un alfabeto diferente, capacidad higroscópica diversa constituyen un micromedio con una

dinámica propia.

Creemos que la Climatología Dinámica aclara globalmente la forma cómo se manifiesta el complejo climático y las condiciones que lo determinan y proporciona las bases de una clasificación genética de los climas. Como dice P. Pédelaborde, "sólo ella nos podrá poner en la vía de la síntesis total que es el sueño de todo geógrafo, porque las reacciones del medio viviente no tienen gran cosa que ver con los promedios, sino que dependen de las condiciones reales, del tiempo (meteorológico), de su duración y de su sucesión".

Se trata, entonces, de recurrir a la consideración del tiempo meteorológico para que, de la ocurrencia regular de situaciones atmosféricas bien precisas en los diferentes espacios terrestres, se puede llegar a la caracterización del clima de esos espacios. M. Sorre lo señaló hace ya muchos años cuando llamó clima a "la serie de los estados de la atmósfera encima de un lugar en su sucesión habitual". Entre nosotros y refiriéndose al clima de Valparaíso, la idea la retomaron más recientemente C. Caviedes e I. Aguila al señalar que el clima de este lugar "presenta a lo largo del año una secuencia de estados de tiempo típicos que se repiten cada año con cierta regularidad en torno a fechas dadas".

La noción de tiempo meteorológico es, así, fundamental en nuestra concepción. Se trata de una realidad a la escala del hombre que cada uno de nosotros puede aprehender a través de la observación directa. Como el tiempo meteorológico es una combinación de carácter totalmente integrado, pero efímera porque dura sólo algunos instantes, es menester discernir las tendencias estables y permanentes de la atmósfera de algún espacio geográfico, para llegar entonces a definir los estados de tiempo típicos que son los hechos naturales de real utilidad para los geógrafos que se dedican a la Climatología.

Considerar los tipos de tiempo en la base de los climas requiere adentrarse en materias de dinámica atmosférica, con todos los fundamentos físicos que ello supone y brindando atención particular a los centros de acción, los flujos, las masas de aire, los frentes y las perturbaciones, todo lo cual está evidentemente fuera del marco de este trabajo pudiendo recomendar nosotros solamente la lectura cuidadosa de las obras de meteorología y climatología que tratan dichos temas.

Recurriendo a ese material orientador y a las informaciones básicas disponibles, R.C. Capitanelli ha propuesto los fundamentos de una clasificación genética de los climas argentinos. Nosotros mismos sugerimos una división del territorio chileno en seis zonas macro climáticas que estará seguida por subdivisiones y afinamien

tos introducidos al estudiar como los diversos factores actúan sobre los atributos de la atmósfera cálida chilena.

- a) entre 17°30' y 27°S: de influencia anticlinal permanente
- b) entre 27°S y 34°S : Zona <sup>transicional</sup> ~~tradicional~~ de alternancia- en
- c) entre 34°S y 38°S : diversos grados - de las influencias
- d) entre 38° y 42-43°S: anticlinales y ciclónicas.
- e) entre 42-43° y 56°S: de influencia ciclónica permanente
- f) territorio antártico : de influencia anticlinal fría permanente

Obviamente queda mucho por hacer en este camino y lo nuestro es sólo una primera gran aproximación al tema. De lo que nos falta, parte importante corresponde a la consideración de los hechos climáticos sobre magnitudes espaciales más reducidas, al nivel de la Climatología de Paisajes o Local y de la Microclimatología, conceptos en los que hemos hecho algunas digresiones teóricas en otro trabajo nuestro reciente. En estos niveles, un tratamiento analítico aparecerá como necesario, así como será también necesario en aquellas regiones en que un elemento del clima tenga una importancia absolutamente desproporcionada con respecto a los demás, que no es el caso de nuestras regiones templadas donde el complejo climático constituye el todo al que obligadamente hay que referirse. Sin embargo, incluso en las circunstancias reseñadas más arriba, los análisis separativos tendrán que completarse con estudios dinámicos que restituyen al clima su condición de hecho geográfico real y a la escala del hombre. Es un desafío interesante y lleno de perspectivas promisorias que esperamos se transforme en venere de sugerencias para futuros trabajos climatológicos.

BIBLIOGRAFIA DE REFERENCIA

- Barry, R.C. y Chorley (1972) R.J.: *Atmósfera, tiempo y clima*; Edic. Omega, Barcelona;
- Capitanelli, R.G (1967) : *Les bases d'une classification génétique des climats de l'Argentine*, in *Mélanges de Géographie (T.I.) offerts a M. Omer Tuluppe*; Ed. J. Duculot, S.A., Gembloux.
- Caviedes, C. y Aguila, I (1969): *Los estados de tiempo típicos de Valparaíso, Chile Central*, in *Rev. Geográfica de Valparaíso*,(III)1-2
- Eimern, J.V.(1971): *Wetter-und Klimakunde flir Landwirtschaft, Car ten-und Weinbau*; Verlag Eugen, Stuttgart;.
- Estienne, P. y Godard,A(1972): *Climatologie*; Librairie Armand Colin, París.
- Flohn, H.(1968): *Clima y tiempo*; Edic. Guadarrama, S.A., Madrid.
- Griffiths, J.F.(1966): *Applied Climatology. An introduction*; Oxford University Press, New York-Toronto-Melbourne.
- Longley, R.W.(1973): *Tratado ilustrado de meteorología*; S.A. Edic. Bell, Buenos Aires.
- Lorente, J.M.(1966): *Meteorología*; Edic. Labor, S.A. Barcelona.
- Pédelaborde, P. (1967): *Introduction a l'étude scientifique du climat*; Centro de Documentación Universitaria, París.
- Péguy, Ch.-P. (1970): *Précis de Climatologie*; Masson et Cie., Editeurs, Paris;
- Peña, O. (1975): *Para la comprensión y el uso de algunos conceptos climatológicos en Notas Heográficas N° 4*, Valparaíso.
- Peña, O. (1975): *Algunos fundamentos para un estudio explicativo de los climas chilenos*, para publicar en *Revista de Estudios del Pacífico*, Valparaíso.
- Petterssen, S. (1968): *Introducción a la meteorología*; Espasa-Galpe, S.A., Madrid.
- Sorre, M. (1943): *Los fundamentos biológicos de la géographie humaine*, Paris.
- Viaut, A. (1965): *La Météorologie*; Presses Universitaires de France, París.