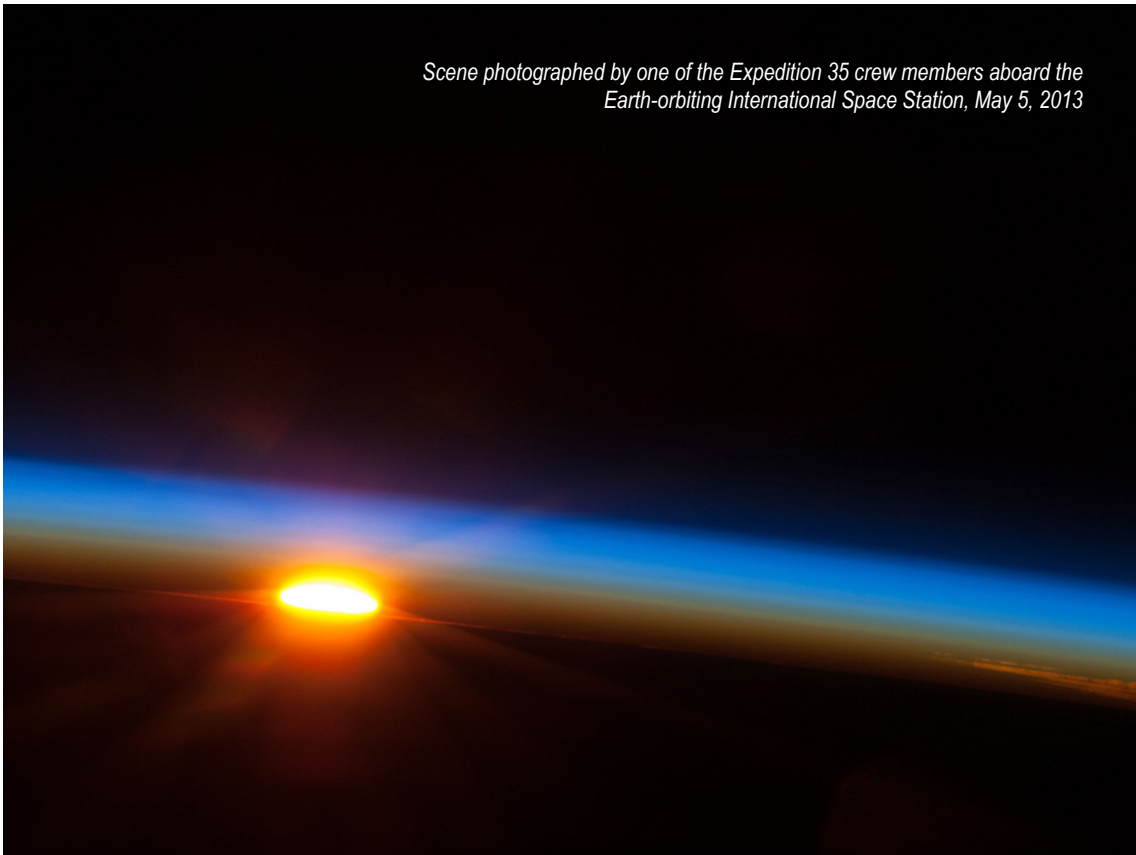


Fundamentos de Termodinámica de la atmósfera

*Scene photographed by one of the Expedition 35 crew members aboard the
Earth-orbiting International Space Station, May 5, 2013*



Abel Calle
Dpto. de Física Aplicada
Universidad de Valladolid



Fundamentos de Termodinámica de la atmósfera

Contenido

Los apuntes que se presentan en esta memoria llevan por título: “Fundamentos físicos de agrometeorología” y se encuentran divididos en tres bloques temáticos teóricos, cuyo objetivo es iniciar al alumno en las bases teóricas fundamentales para abordar el estudio de la atmósfera con aplicaciones en Meteorología, y un bloque práctico compuesto por ejercicios prácticos de ordenador que aplican técnicas de procesado de datos meteorológicos.

El primer bloque es la “Descripción de la atmósfera” en el que se aborda la presentación de la atmósfera en base a su definición y criterios de clasificación; por otra parte, se ha incluido una iniciación para comprender algunos problemas medioambientales relacionados con el cambio climático y el agujero de la capa de ozono. Estos aspectos, que el alumno puede encontrar en la prensa de forma relativamente frecuente, son analizados aquí desde un punto de vista más riguroso que divulgativo.

El segundo bloque aborda la “Termodinámica de la atmósfera” y realiza un repaso de las ecuaciones más importantes de los procesos energéticos que suceden en la atmósfera y a través de los que se pueden comprender los fenómenos meteorológicos. Además, el alumno puede encontrar los índices de humedad, así como las relaciones entre ellos y finaliza con los fenómenos nubosos y nieblas. Este bloque incluye algunos problemas resueltos para la comprensión de las ecuaciones analíticas presentadas.

El último bloque “Modelos barométricos” establece las bases para la intercomparación de los datos provenientes de diferentes estaciones meteorológicas.

El bloque de prácticas lleva incluida la base teórica necesaria para la realización de cada uno de los ejercicios propuestos. Por otra parte, aunque hacen referencia a algún software en concreto, los ejercicios pueden realizarse con programas estándar de hojas de cálculo y en algunos casos especiales se ha proporcionado el código fuente del algoritmo empleado.

Índice

página

Contenido	2
Descripción de la atmósfera	5
1. EL ESTUDIO DE LA ATMÓSFERA	5
1.1 La Meteorología	5
1.2 La Climatología	5
2. LA COMPOSICIÓN DE LA ATMÓSFERA	6
2.1. Peso molecular del aire seco.....	7
2.2 El dióxido de carbono (CO ₂)	8
2.3 El ozono (O ₃).....	12
2.4 Aspectos relacionados con la dinámica del Ozono	14
2.5 El vapor de agua	20
2.6 Otros componentes de la atmósfera.....	22
3. PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE LA ATMÓSFERA.....	23
3.1 La Ionosfera.....	24
3.2 La Magnetosfera	25
4. ESTRUCTURA TÉRMICA DE LA ATMÓSFERA	25
4.1 Troposfera.....	26
4.2 La Estratosfera	27
4.3 La Mesosfera	27
4.4 La Termosfera.....	28
4.5 Diagrama térmico	28
Termodinámica de la atmósfera	31
1. CONCEPTOS FUNDAMENTALES.....	31
1.1 Ecuación de estado del gas ideal	31
1.2 Mezcla de gases ideales: Ley de Dalton.....	32
1.3 Primer Principio de la Termodinámica.....	33
2. TRANSFORMACIONES TERMODINÁMICAS DEL AIRE.....	35
3. EL AIRE SECO.....	36
3.1 Ecuación de Poisson y Temperatura Potencial.....	36
3.2 Gradiente adiabático seco.....	37
4. EL AIRE HÚMEDO	37
4.1 Índices de humedad	37
4.2 Ecuación de estado y procesos adiabáticos del aire húmedo.....	39
5. EL AIRE SATURADO	39
5.1 Curvas de equilibrio entre fases.....	40
5.2 Temperatura Potencial Equivalente.....	41
6. RESOLUCIÓN ANALÍTICA DE PROBLEMAS DE HIGROMETRÍA	42
7. PROCESOS DE CONDENSACIÓN	45
6.1. Saturación y condensación por enfriamiento isobárico.....	45

6.2. Saturación y condensación por expansión adiabática.....	45
6.3. Saturación y condensación por aporte de vapor de agua.....	46
8. NÚCLEOS DE CONDENSACIÓN Y FORMACIÓN DE GOTAS	46
9. TIPOS DE NUBES.....	47
10. DIAGRAMAS METEOROLÓGICOS	48
Modelos barométricos	52
1. VARIACIÓN DE LA PRESIÓN CON LA ALTURA	52
2. ECUACIÓN GENERAL DE LA HIDROSTÁTICA.....	52
3. MODELOS BAROMÉTRICOS	53
3.1. Modelo barométrico de atmósfera isoterma	53
3.2. Modelo barométrico de atmósfera con gradiente térmico constante.....	54
3.3. Modelo barométrico de atmósfera estándar US-1972	56
4. CONDICIONES DE ESTABILIDAD	57
Práctica: Tratamiento estadístico del viento.....	63
Práctica: Interpolación de la temperatura en estaciones meteorológicas	69
Práctica: Tratamiento de series de datos mediante análisis de Fourier	75
Práctica: Utilización del diagrama oblicuo.....	81
Bibliografía	87

Descripción de la atmósfera

1. EL ESTUDIO DE LA ATMÓSFERA

La atmósfera es uno de los grandes elementos complejos del planeta. Los diferentes procesos que tienen lugar y que desencadenan el funcionamiento dinámico de la atmósfera se manifiestan desde el punto de vista macroscópico a través del clima, principalmente; sin embargo, la explicación y los modelos pueden ser abordados desde el punto de vista microscópico a través de la termodinámica, la electricidad, etc. Debido a la diversidad de elementos presentes y las consecuencias que se producen, el estudio de la atmósfera se lleva a cabo mediante diferentes líneas de investigación, caracterizadas cada una de ellas por un perfil diferente. Distinguiremos dos bloques principales que agrupan, a su vez, otras categorías: La meteorología y la climatología.

1.1 La Meteorología

La meteorología estudia el comportamiento de la atmósfera, en tiempo real, y describe sus propiedades y componentes, así como la subdivisión de la atmósfera en una estructura física. La Meteorología realiza su trabajo mediante tres categorías de trabajo:

1. Meteorología física, que estudia la estructura y composición de la atmósfera atendiendo a sus propiedades microscópicas: electricidad, procesos termodinámicos de formación de nubes, etc. Una parte importante de la meteorología física es la Aeronomía, que se dedica al estudio de las capas altas de la atmósfera, como la formación de auroras polares y otros.
2. Meteorología sinóptica, que es la que se encarga de la edición de los típicos mapas del tiempo. Su rango de estudio es la descripción de las propiedades derivadas de datos empíricos, tomados desde las estaciones meteorológicas de medida de magnitudes. Su objetivo fundamental es la predicción del tiempo y la gestión y mejora de las estaciones meteorológicas.
3. Meteorología dinámica, que se encarga del estudio del movimiento general de la atmósfera, mediante modelos basados en mecánica de fluidos.

1.2 La Climatología

La climatología se encarga de realizar un estudio de la atmósfera a muy largo plazo. Las conclusiones obtenidas estarán basadas en un análisis de las propiedades del aire obtenido mediante la aplicación de estadísticas correspondientes a largos períodos de tiempo. Sus categorías de trabajo son:

1. Climatología física, que se encarga del estudio de las causas del clima.
2. Climatografía, dedicada a la presentación de estadísticas climáticas; se trata de una disciplina descriptiva.
3. Climatología aplicada, que utiliza estadísticas climáticas para la resolución de problemas prácticos.

2. LA COMPOSICIÓN DE LA ATMÓSFERA

La primera pregunta que hay que plantearse al estudiar la atmósfera es hasta dónde se extiende. La localización de los límites de la atmósfera es muy imprecisa y dependiente que los fenómenos que se observen. Así, en las capas altas el aire se encuentra enrarecido y el concepto de presión ya es casi inexistente y sin embargo los fenómenos eléctricos y de ionización son importantes. A pesar de esta imprecisión, se considera que la atmósfera se extiende hasta los 1000 km.



Figura: Imagen que muestra un atardecer visto desde la lanzadera espacial Challenger, en la que se aprecia el espesor de la atmósfera en comparación con la curvatura de la superficie del planeta Tierra.

A pesar de las imprecisiones en su extensión, la medida de la masa total de la atmósfera es fácil de realizar, puesto que un barómetro, aparato para medir la presión atmosférica, sirve precisamente para determinar la masa total de la atmósfera, que es $5,14 \cdot 10^{18}$ kg.

DETERMINACIÓN APROXIMADA DE LA MASA ATMOSFÉRICA

Sabiendo que la presión atmosférica media, a nivel del mar, es de 1013 mb, y el radio de la tierra es de 6378 km., Calcular la masa total de la atmósfera.

La presión atmosférica es $\frac{M \cdot g}{S}$, y dado que la superficie sobre la que se apoya dicha masa es $4 \cdot \pi \cdot R_T^2$, entonces:

$$1013mb = 101300Pa = \frac{M \cdot 9.8}{4\pi(6378 \cdot 10^3)^2} \Rightarrow M = 5.284 \cdot 10^{18}kg$$

En el interior de la atmósfera existen muchos procesos turbulentos, que dependen de la densidad del medio en el que se desenvuelven. La dependencia con el estado de mezcla de los componentes atmosféricos da lugar a la primera clasificación de la atmósfera con el criterio de la composición del aire; estas capas son:

- Homosfera: Capa situada entre la superficie y los 80km (0-80 km). Esta capa está dominada por los procesos de mezcla turbulenta. Esta capa termina con la Turbopausa, que es la zona en que se da la transición con la capa siguiente.
- Heterosfera: Situada entre los 80km y los 500 km. Esta capa tiene una baja densidad de los componentes atmosféricos y en ella dominan los procesos de difusión molecular.
- Exosfera: extendida hasta el límite superior.

Cabe destacar que los fenómenos meteorológicos ocurren por debajo de los 20 km y es este nivel inferior el más importante desde el punto de vista de la meteorología. Estos fenómenos vistos por el hombre y que afectan a su vida son: fenómenos de radiación, procesos termodinámicos y efectos dinámicos.

2.1. Peso molecular del aire seco

La composición gaseosa de la atmósfera es constante en la Homosfera, por la mezcla de procesos turbulentos. Por debajo de los 100 km, los gases presentes en la atmósfera son los siguientes:

Gas	PM	Fracción molecular	
Nitrógeno (N ₂):	28.016	0.7808	75.51 % (en peso)
Oxígeno (O ₂):	32.00	0.2095	23.14 % (en peso)
Argón (Ar):	39.94	0.0093	1.28 % (en peso)
Vapor de Agua (H ₂ O)	18.02	0.0-0.04	
Dióxido de carbono (CO ₂):	44.01	325 ppm	0.05% (en peso)
Neon (Ne)	20.18	18 ppm	
Helio (He)	4.00	5 ppm	
Kriptón (Kr)	83.7	1 ppm	
Hidrógeno (H ₂)	2.02	0.5 ppm	
Ozono (O ₃)	48.0	0-12 ppm	
Otros gases: Xe, CH ₄			

EL PESO MOLECULAR DEL AIRE SECO, SEGÚN LA COMPOSICIÓN GASEOSA

A partir de los porcentajes en masa de los principales gases atmosféricos, calcular el peso molecular del aire seco.

Datos: N₂ (75.51%), O₂ (23.14%), Ar (1.28%) y CO₂ (0.05%)
(Solución: $P_M = 28.97 \text{ g/mol}$)

Si tomamos 100 g de aire seco, tendremos:

75.51 g de N₂ = 2.695 moles de N₂

23.14 g de O₂ = 0.723 moles de O₂

1.28 g de Ar = $3.205 \cdot 10^{-2}$ moles de Ar

0.05 g de CO₂ = $1.136 \cdot 10^{-3}$ moles de CO₂

Esto indica que 100 g de aire seco es el peso de 3.4512 moles, entonces el $P_M = 28.97 \text{ g}$

El peso molecular puede ser calculado mediante la fracción molecular f_i de cada uno de los componentes mediante:

$$P_M = \sum_{i=1}^n f_i P_{M_i}$$

A pesar de que en la composición de la atmósfera intervienen diferentes gases, son algunos de ellos minoritarios, pero de gran importancia dado que presentan una concentración variable y

provocan consecuencias de gran impacto; estos gases son el vapor de agua, el dióxido de carbono y el ozono.

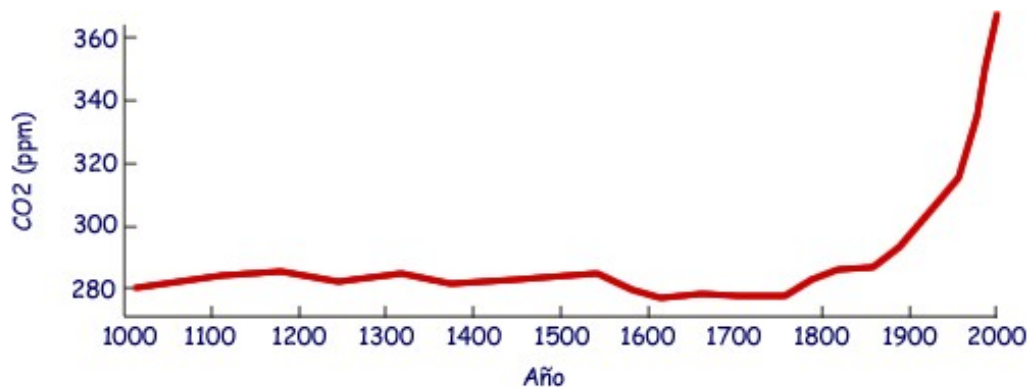
2.2 El dióxido de carbono (CO₂)

El CO₂ se presenta en contenido variable por diversas causas, algunas de ellas naturales del propio funcionamiento de la biosfera y otras derivadas directamente de la acción del hombre. Las principales fuentes y sumideros son la cubierta vegetal del planeta y los océanos.

La cubierta vegetal modula el contenido de CO₂ por la respiración de las plantas y por consiguiente está ligado a la distribución espacial, en los distintos ecosistemas del planeta, y estacional, por el estado fenológico y la actividad fotosintética que desarrolla; téngase en cuenta que en el hemisferio norte abunda la superficie vegetal y por ello domina el contenido total del CO₂ del planeta.

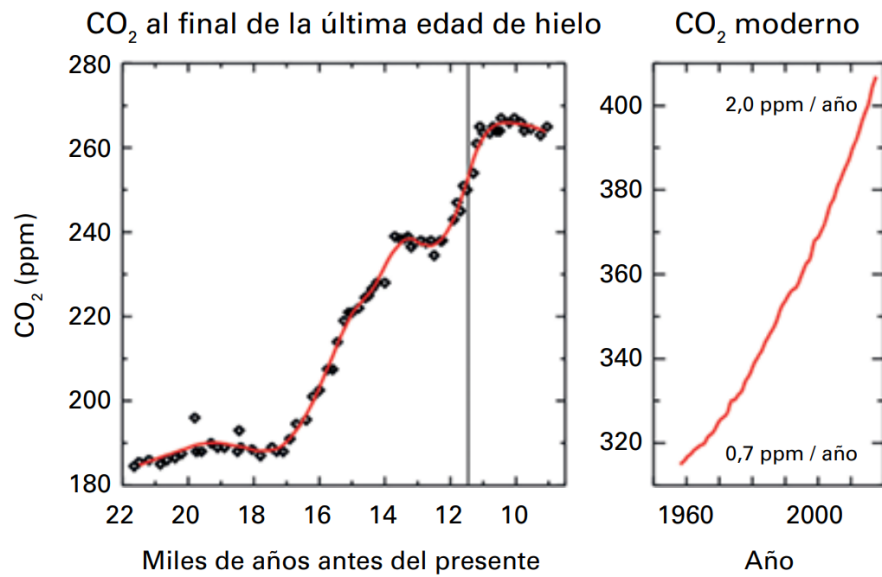
Por lo que se refiere a los océanos, éstos intercambian CO₂ mediante la solubilidad que, a su vez, depende de la temperatura. Si T disminuye, la solubilidad aumenta y el CO₂ disminuye. Es un proceso con inercia temporal, por lo que los niveles superiores de CO₂ se observan en invierno.

Estos dos efectos unidos, modelan la curva de evolución del contenido total de CO₂, de forma sinusoidal, pasando por niveles máximo y mínimos. Además de los efectos descritos, que podrían ser considerados de origen natural, el contenido de CO₂ en la atmósfera está fuertemente influenciado por las actividades humanas, a través de la quema de combustibles fósiles y la contaminación. Ello provoca que los niveles de CO₂ hayan aumentado de forma dramática desde el comienzo de la época pre-industrial. Se asume que en el año 1750 los niveles de CO₂ eran de 280 ppm. Hasta el año 2006 el aumento del CO₂ en la atmósfera fue del 36%, situándose en valores absolutos de 380 ppm; desde el 2010, las emisiones de gases que causan el calentamiento global -excluyendo aquellas producidas por el uso de la tierra, que son más inciertas y variables- han registrado un crecimiento promedio anual del 1,3%. En 2019, el aumento fue más pronunciado y llegó a un 2,6% debido al gran aumento de incendios forestales. La figura adjunta muestra este crecimiento en valores absolutos para el último milenio.

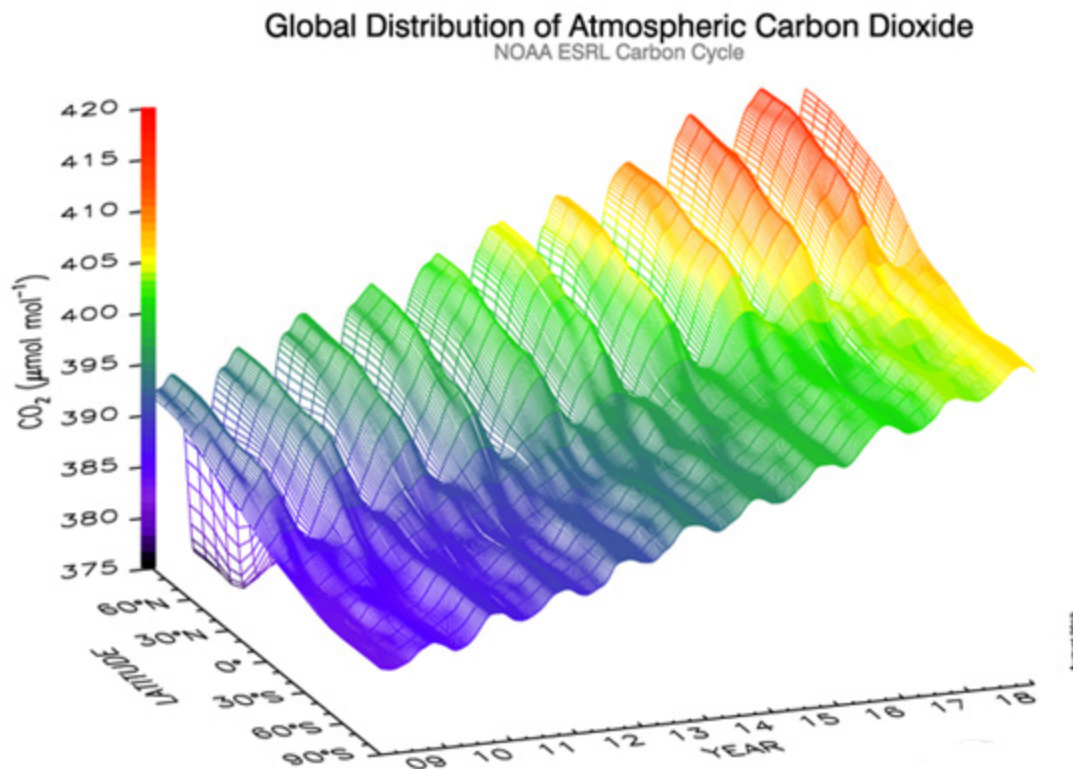


Aumento del CO₂ durante el último milenio

Ello ha contribuido al aumento de la temperatura media del planeta, debido al efecto invernadero que provoca este gas en la atmósfera.



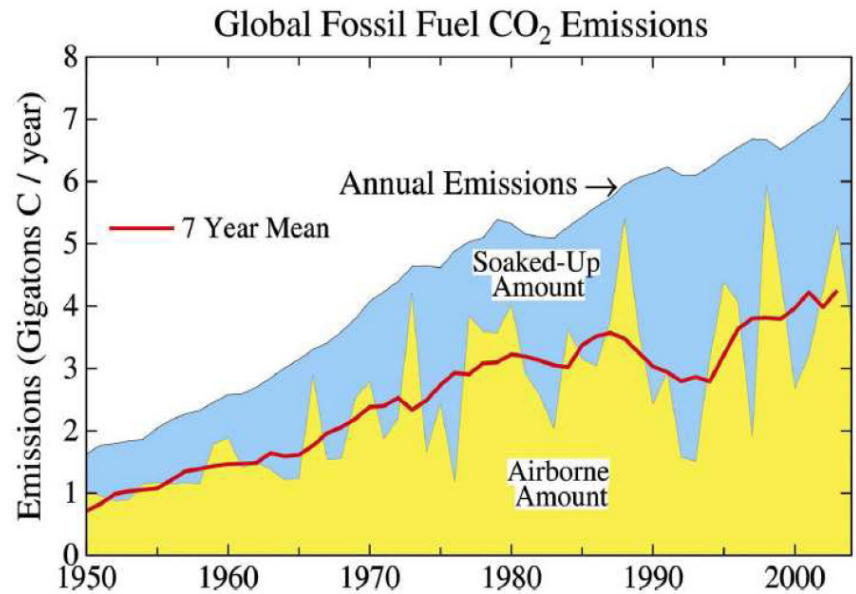
La evolución del CO_2 muestra una sinusoide con tendencia clara de crecimiento, tal y como se muestra en las figuras adjuntas. De especial interés es la gráfica de evolución en función del tiempo y también como función de la latitud geográfica, en la que se aprecia que la variación sinusoidal no es a penas relevante en el hemisferio sur del planeta, debido a la carencia de masa de vegetación distribuida.



Un aspecto muy importante relativo a la dinámica del CO_2 es el que se refiere a los incendios forestales a nivel del planeta. Se calcula que de todo el CO_2 emitido por combustibles fósiles a la atmósfera, sólo la mitad ha permanecido allí, de forma que los océanos y la vegetación han actuado como sumideros del carbono, tal y como lo muestra la figura adjunta.

CO₂ se ha incrementado desde 280 a 370 ppm desde el comienzo de la era industrial

Sólo la mitad del CO₂ emitido por combustibles fósiles e incendios permanece en la atmósfera. El resto ha sido absorbido por los océanos y la biosfera



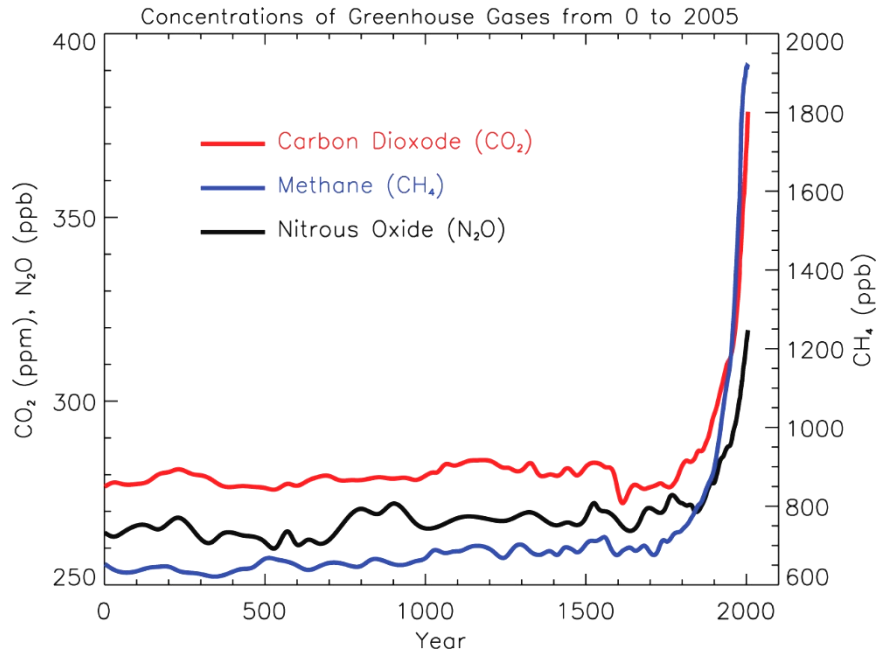
Global fossil fuel CO₂ emissions with division into portions that remain airborne or are soaked up by the ocean and land.
 Source: Hansen and Sato, PNAS, 101, 16109, 2004. 5

GASES DE EFECTO INVERNADERO

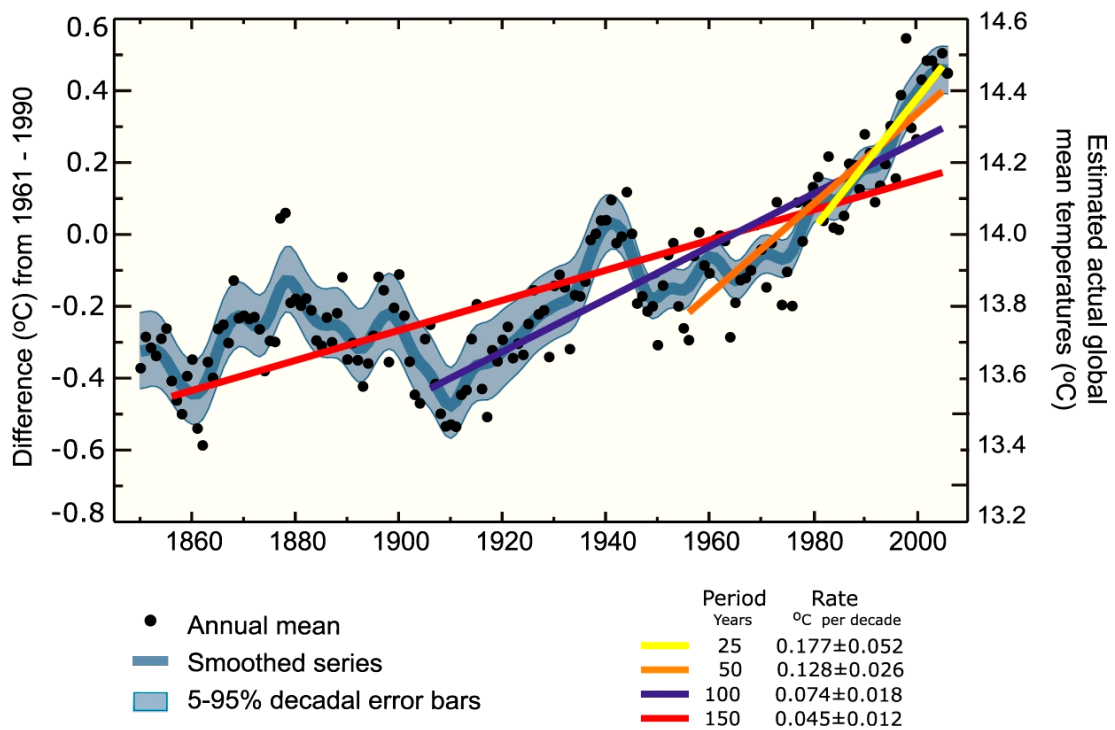
Estos gases (principalmente el dióxido de carbono (CO₂) se encargan de absorber la energía emitida por el Sol, impidiendo que los días sean demasiado calurosos o las noches demasiado frías; el aumento en la emisión de estos gases además provoca grandes cambios drásticos en el clima mundial (haciéndolo cada vez más impredecible), sufriendo alteraciones en las temperaturas regionales, en los regímenes de lluvia, incremento en la desertificación, alteraciones en la agricultura, y la descongelación de los casquetes polares, incrementando así el nivel del mar y causando inundaciones en las zonas costeras y continentales en todo el mundo. El efecto invernadero es producido tanto de manera natural como de manera artificial (principalmente por la industrialización) debido a la acumulación de los gases invernadero en la atmósfera.

GAS	FUENTE EMISORA	TIEMPO DE VIDA	CONTRIBUCIÓN AL CALENTAMIENTO (%)
Dióxido de carbono (CO ₂)	Combustibles fósiles, deforestación, destrucción de suelos	500 años	54
Metano (CH ₄)	Ganado, biomasa, arrozales, escapes de gasolina, minería	7 - 10 años	12
Oxido Nitroso (N ₂ O)	Combustibles fósiles, cultivos, deforestación	140 - 190 años	6
Clorofluorocarbonos (CFC 11,12)	Refrigeración, aire acondicionado, aerosoles, espumas plásticas	65 - 110 años	21
Ozono (O ₃) y otros	Fotoquímicos, automóviles, etc.	horas - días	8

Los tres principales gases de efecto invernadero son el CO₂, CH₄ y N₂O. También el H₂O pero éste compone un capítulo aparte por tratarse de un gas de origen natural, cuya concentración está modulada por el ciclo hidrológico. Los tres gases mencionados han tenido un crecimiento extremadamente acentuado en los últimos años, concretamente desde la época preindustrial. Véase la siguiente figura que muestra su evolución en los últimos 2000 años.



Como ya ha sido mencionado, el principal efecto del aumento de la concentración de dichos gases es el calentamiento terrestre. La siguiente figura muestra la tendencia de aumento de temperaturas medias que se está registrando en los últimos 150 años.



2.3 El ozono (O₃)

El ozono es uno de los gases más contradictorios presentes en la atmósfera; a pesar de presentar proporciones que no superan las 12 ppm (partes por millón) en las capas altas de la atmósfera, la vida no sería posible sin él; sin embargo, cuando se encuentra en las proximidades de los sistemas biológicos es uno de los gases más tóxicos producidos por la contaminación. En todo caso este capítulo no tendría especial interés si no fuera porque su distribución en la atmósfera se está alterando sensiblemente y en la actualidad es un problema medioambiental que se está tratando desde diferentes perspectivas y metodologías. Históricamente el descubrimiento del ozono se debe al químico alemán Schönbein en 1839, quien lo detectó por el intenso y característico olor que producía. Precisamente a esta propiedad el ozono debe su nombre, tomado del vocablo griego “*ozein*”, que significa oler. Su composición química consta de la unión de tres átomos de oxígeno en una molécula, lo que se representa mediante O₃.

Si nos centramos en el ozono estratosférico, denominando así a la capa de este gas situado en la estratosfera, éste se extiende entre los 15 y los 35 km de altura, alcanzando su máxima concentración a los 22 km. A pesar de que esta banda pudiera parecer muy ancha, toda la capa de ozono llevada a las condiciones de temperatura y presión de la superficie terrestre no superaría los 3 mm de espesor, valor que muestra la extrema fragilidad de esta capa protectora y la baja concentración que presenta; baste decir que, de cada diez millones de moléculas de aire, dos millones corresponden a oxígeno respirable y tan solo tres moléculas son de ozono. Aún así, este escudo absorbe y filtra la radiación solar ultravioleta situada entre las longitudes de onda de 0.2 a 0.3 μm , región del espectro solar conocida como *banda de Hartley*. Estas radiaciones son las más cercanas al espectro visible y han conseguido atravesar múltiples filtros situados en las capas más altas de la atmósfera y encargados de eliminar radiaciones de alta energía (ultravioleta, radiación X, rayos gamma, etc). Por ello, la capa de ozono es el último recurso para evitar una exposición incompatible con la mayoría de los ecosistemas biológicos terrestres. Desde un punto de vista global, los efectos de las mutaciones provocadas por la radiación solar no filtrada por el ozono sobre los microorganismos del suelo y de los océanos podrían comprometer seriamente la supervivencia de la biosfera. La teoría que sirvió de base para explicar los procesos fotoquímicos del ozono en la estratosfera fue expuesta por el británico Sydney Chapman, en 1930. Con gran simplificación, esta teoría establece que el oxígeno molecular se fotodisocia por efecto de la radiación ultravioleta de alta energía; los átomos sueltos liberados tienen gran afinidad para reaccionar a su vez con otras moléculas de oxígeno, con la ayuda de otros constituyentes, formando así la molécula de ozono. El ozono recién configurado es destruido a su vez absorbiendo la radiación ultravioleta en la banda de Hartley. Como vemos, las reacciones de formación y destrucción coexisten en un frágil y delicado equilibrio. Tras este papel protector, puede resultar paradójico el hecho de que el ozono situado en las capas bajas, denominado troposférico, es un importante contaminante secundario, formado por fotodisociación de los óxidos de nitrógeno (NO y NO₂) y compuestos orgánicos volátiles, alcanzando valores máximos en las horas centrales del día y produce importantes problemas respiratorios y oculares.

En la actualidad, el ozono es conocido al nivel de los medios de comunicación debido al descubrimiento, hace ya varios años, del deterioro de su distribución en algunos lugares del planeta, provocando, consecuentemente una alarma medioambiental que continúa. Como ha ocurrido en otros episodios de la historia de la ciencia, el descubrimiento del deterioro de la capa de ozono ocurrió en medio de ciertas confusiones y agravios científicos comparativos. En septiembre de 1984, la Universidad de Salónica organizó el Congreso Internacional del Ozono; allí, un joven y desconocido científico japonés llamado Sigeru Chubachi presentó una comunicación, en formato póster, alertando acerca de las medidas tan bajas de contenido de ozono detectadas en la estación antártica de la base japonesa de Syowa, en los últimos dos años en que había estado trabajando. Como era de esperar, nadie prestó mucha atención y sus resultados pasaron absolutamente desapercibidos. Más tarde, en mayo de 1985 apareció un artículo en la revista con mayor impacto científico, *Nature*, firmado por Farman, Gardiner y Shanklin, alertando acerca de las importantes pérdidas de ozono producidas en la Antártida, retomando y confirmando

ciertas hipótesis de Molina y Rowland acerca de la posibilidad de destrucción de la capa de ozono provocada por determinadas sustancias químicas de origen antrópico. Estos últimos recibieron, junto con Crutzen, en 1995 el premio Nobel de Química.

En cualquier caso, la anécdota de este episodio corrió a cargo de los satélites. Desde octubre de 1978 estuvo operativo el satélite americano *Nimbus-7*, dotado con tres sensores diferentes dedicados al análisis del ozono atmosférico y constituyentes relacionados con su dinámica: el SAM II (*Stratospheric Aerosol Measurement II*) el SBUV (*Solar Backscatter Ultraviolet*) y el más importante de todos, el TOMS (*Total Ozone and Monitoring System*). La pregunta era clara: ¿Por qué el descubrimiento del deterioro de la capa de ozono tuvo que esperar a 1985, si existía un satélite midiéndolo desde 1978? La vergonzosa razón fue que todos los datos obtenidos sobre la Antártida durante los meses afectados por las medidas de valor mínimo habían sido descartados por el control de calidad de los datos, que tenían insertado un umbral de valor mínimo por debajo del cual los datos fueron considerados erróneos. Posteriormente y tras la alerta, todos los datos fueron recuperados por el personal del GSFC (*Goddard Space Flight Center*) de la NASA y el sensor TOMS ha constituido la mejor herramienta de análisis y seguimiento de esta catástrofe atmosférica, habilitado para tomar 250.000 medidas diarias sobre el planeta.

El fenómeno denominado agujero de la capa de ozono, se refiere a una fuerte disminución de los valores de contenido total de ozono producida sobre la práctica totalidad de la Antártida durante los meses de octubre y noviembre, principalmente. Las causas son muy diversas y numerosas y aún se encuentran bajo análisis cuantitativo, en modelos químicos que involucran más de 200 reacciones diferentes con gases diversos. Por lo que se refiere a causas antrópicas, las sustancias más perjudiciales son compuestos denominados químicamente clorofluorocarbonos, abreviadamente CFC, que son liberados a la atmósfera. Estas sustancias han formado parte de numerosos sistemas industriales y domésticos como los circuitos de refrigeración de frigoríficos y aire acondicionado, además de propelentes en los *sprays*. Al nivel de la superficie estas moléculas son muy estables, pero cuando penetran en la estratosfera, empujadas por los fuertes vientos reinantes, son destruidas por la radiación ultravioleta energética liberando así los átomos de Cloro; a partir de ahí se desencadenan dos reacciones consecutivas en que el Cloro destruye el ozono para formar óxido de Cloro y a continuación romperse nuevamente para quedar el Cloro listo para seguir destruyendo moléculas de ozono. Este ciclo se repite miles de veces; se ha estimado que un solo átomo de Cloro en estos niveles puede destruir hasta 10000 moléculas de ozono en ese proceso. La razón de que este efecto sea más prominente en la Antártida está asociado a causas dinámicas que involucran la existencia de un fuerte vórtice ciclónico en el polo sur durante el invierno, que provoca el aislamiento de estas sustancias y por consiguiente la falta de mezcla y aporte de ozono proveniente de otras latitudes.

En todo caso, los mecanismos de destrucción del ozono son muy variados. Otras causas relacionadas con las fuentes de óxidos de nitrógeno en la estratosfera están siendo investigadas, así como las emisiones de los aviones supersónicos, la existencia de nubes polares estratosféricas que actúan como depósitos de aerosoles en el interior del vórtice etc.

Algunas medidas políticas han sido acometidas por la comunidad internacional para proteger la capa de ozono. El acuerdo más importante fue el Protocolo de Montreal, establecido en 1987 en que se establecía la reducción progresiva, hasta la eliminación, de ciertas sustancias; la declaración de Helsinki en 1989, el acuerdo de Londres en 1990 y el acuerdo de Copenhague en 1992. Ciertamente se ha avanzado mucho en la eliminación de estos vertidos, pero teniendo en cuenta que aún en el caso de eliminarse totalmente, la atmósfera necesitaría más de 50 años para regenerarse, las medidas deberían ser más drásticas e inmediatas.

La medida del contenido de ozono se realiza mediante diversas técnicas. El aparato de tierra más importante es el espectrofotómetro de Dobson, a cuyo honor debe su nombre la unidad empleada para la medida, consistente en la diferente absorción que al atravesar la atmósfera tiene lugar sobre dos longitudes de onda muy próximas, pero sólo una afectada por la absorción del ozono.

Sin embargo, este aparato no aporta información acerca de la distribución vertical de este gas a lo largo de la atmósfera; para ello se utilizan sondeos con globos aerostáticos que son capaces de explorar la estratosfera arrastrando más de una tonelada de instrumentos reciclables. Este sistema sigue siendo costoso y se están analizando técnicas basadas en el empleo de láser, como el LIDAR que obtienen la estructura vertical y su evolución.

Por lo que respecta a los satélites, el sensor TOMS ha sido desde 1978 el protagonista de los análisis a gran escala. A bordo del Nimbus-7 originalmente, y luego en satélites como el ruso Meteor-3 o el japonés Adeos ha estado completando las series de medida. También los satélites de la serie NOAA incluyen un sensor llamado HIRS con una banda infrarroja centrada en un pico de absorción del ozono situado en $9.6 \mu\text{m}$, banda que ha sido incluida en el sensor actual MODIS y en el geoestacionario europeo MSG. Gran importancia en la continuación de series de datos ha tenido el sensor GOME del satélite europeo ERS, y en la actualidad debemos destacar el satélite europeo ENVISAT, dotado, entre otros sensores, del GOMOS (*Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars*). GOMOS es capaz de generar perfiles de ozono estratosférico, con alta precisión, por encima de los 15 km, a partir de la medida del espectro de una estrella cuando es visualizada desde el espacio a través de la atmósfera terrestre.

Esperemos que los actuales sistemas de medida y los futuros más precisos, sirvan para alertar a tiempo de los cambios que se vayan produciendo, y que esos esfuerzos sean acompañados de medidas políticas para paliarlos.

2.4 Aspectos relacionados con la dinámica del Ozono

En la actualidad se conoce que los mecanismos relacionados con la dinámica del ozono son muy diversos, aunque muchos de ellos no son conocidos en profundidad. Los procesos químicos en los que intervienen sustancias de origen natural y artificial se entremezclan con factores meteorológicos para aportar una justificación de la distribución anual e interanual del ozono en la atmósfera.

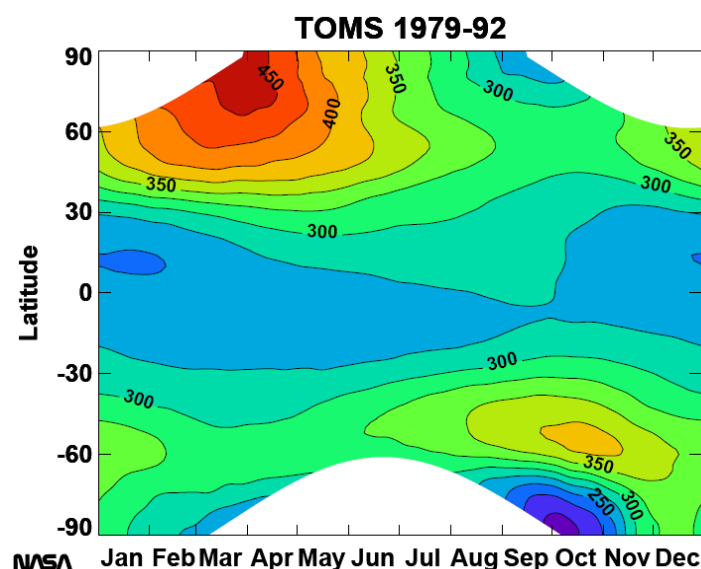
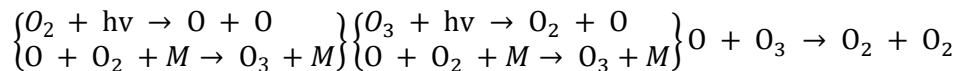


Figura: Results of ozone depth for period: 1979-1992, from TOMS sensor. Units are Dobson units.
(Credits: NASA. *Studying Earth's Environment From Space*. October 2006)

La teoría de Chapman

La primera teoría que explicaba la existencia de la capa de ozono se debe a S. Chapman quien en 1930 expuso un trabajo científico titulado “A theory of upper-atmosphere ozone. *Mem. Roy. Meteorol. Soc.*”. Esta teoría se resume en muy pocas reacciones químicas que se producen en la estratosfera, donde existe oxígeno molecular que por la radiación solar se fotodisocia dando lugar a oxígeno atómico; posteriormente, el oxígeno se recombina con oxígeno molecular dando lugar a la molécula de ozono. Este proceso de disociación se produce por radiación ultravioleta de longitud de onda inferior a 240 nm. Posteriormente, radiación ultravioleta de longitud de onda en el intervalo [240-320 nm] disocia la molécula de ozono liberando oxígeno atómico y molecular. Esto se puede resumir de acuerdo con:



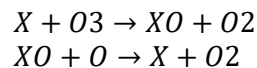
La concentración de ozono es un balance de las reacciones de formación y destrucción, conocidas como reacciones de Chapman. Existen otras muchas reacciones catalíticas que involucran a los óxidos de hidrógeno, nitrógeno, bromo y cloro. En la alta atmósfera domina la presencia de oxígeno molecular; en las capas inferiores de la estratosfera, el aire es más denso y aumenta la absorción de la radiación UV y el ozono presenta un pico de presencia en torno a los 20 km. Por ello, la capa de ese nivel es conocida como “capa de Chapman”. Este proceso descrito podría denominarse proceso natural de equilibrio; sin embargo, como ha sido comprobado desde 1960 los niveles de destrucción de ozono esperados por la teoría de Chapman no son capaces de justificar un descenso tan acentuado como se está observando en las medidas realizadas.

Otras reacciones de destrucción del O₃

Existen además otras reacciones químicas en la estratosfera que provocan la destrucción del ozono y que a diferencia de las anteriores no tienen un carácter exclusivamente natural, debiéndose también a causas directamente relacionadas con la emisión de sustancias contaminantes, y que involucran otros elementos químicos:

- Los radicales del Hidrógeno (O, OH y HO₂) que se encuentran en la atmósfera procedentes de la fotodisociación del vapor de agua y metano.
- Los óxidos de Nitrógeno (NO y NO₂) procedentes de la oxidación del Óxido Nitroso (N₂O).
- Los compuestos de Cloro y Bromo originados por la disociación fotoquímica de los compuestos clorofluorocarburos, también denominados CFC.

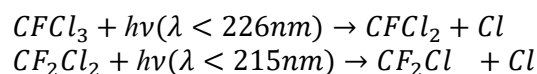
Estos compuestos, que en la troposfera son inertes, se activan en la estratosfera formando compuestos de Nitrógeno, Hidrógeno, Cloro y Bromo que reaccionan en procesos de destrucción del ozono, con el papel de catalizadores; es decir, intervienen en reacciones en cadena con el resultado final de la disociación de la molécula de ozono, permaneciendo dichos compuestos en su estado original. Estas reacciones pueden representarse de forma general como:



La molécula X es el catalizador, y puede ser H, OH, NO, Cl ó Br. El hecho significativo de que el catalizador queda intacto tras el ciclo de destrucción de ozono hace que puedan reiniciar de nuevo otras miles de veces la misma reacción hasta quedar inactivas. Como se ha dicho anteriormente, el origen de los compuestos OH, NO Cl y Br puede deberse a causas atmosféricas naturales y causa artificiales derivadas de la contaminación.

El origen del radical OH se encuentra en la reacción que tiene lugar entre el agua (H₂O) y la forma excitada del oxígeno O(¹D) que tiene una vida media inferior al microsegundo. De esta manera tiene lugar la formación de dos radicales OH. El proceso es poco frecuente debido a la escasez de agua a estos niveles de la atmósfera. Más importante es la formación del compuesto NO, responsable de la destrucción del 70% del ozono por causas naturales de forma catalítica. Éste se forma de igual manera al caso del OH, pero interviniendo en la reacción el N₂O en vez de agua, dando lugar a la formación de dos moléculas NO. En cuanto al Cloro, puede formarse tanto en la Troposfera como en la Estratosfera. En el primer caso a partir de la fotodisociación de la molécula de Cloro (Cl₂) por parte de radiación cuya longitud de onda se encuentra entre los 300 nm y los 483 nm; en la Estratosfera, a partir de la fotodisociación del ClH en el rango de longitudes de onda inferiores a 220 nm, liberando también un átomo de hidrógeno. Estos procesos no son muy frecuentes, debido a que tanto el Cl₂ como el ClH son sustancias muy activas y se destruyen a poca distancia de su origen.

Por lo que respecta al origen artificial de estas sustancias, el OH procede principalmente del vapor de agua emitido por los aviones a reacción, cuya altura más frecuente de vuelo se sitúa entre los 9 y los 12 km, y de la oxidación del metano. También los aviones a reacción son los causantes de la liberación de la mayor parte de NO de origen artificial, sin embargo, solo llega una pequeña parte que no es eliminada por la lluvia en forma de ácido nítrico, planteando el problema de la lluvia ácida. En cuanto al origen artificial del Cloro, puede decirse que tiene lugar en la fotodisociación, por parte de radiación ultravioleta, de compuestos *halocarburos*. Los halocarburos son compuestos formados por la unión de átomos de elementos halógenos (principalmente el Cloro y el Flúor) con algún átomo de Carbono. Dos halocarburos son excepcionalmente interesantes por el alto poder potencial de destrucción de ozono que representan debido al Cloro que liberan: el *freón 11* (CFCl₃) y el *freón 12* (CF₂Cl₂), cuyas reacciones de producción de Cloro son:



Las nubes polares estratosféricas

Las nubes polares estratosféricas son un importante factor que describe la dinámica del ozono en la atmósfera. Su altura se encuentra situada entre los 10 y los 25 km de altura y su presencia se da con mayor frecuencia en la Antártida, debido a que su aparición está relacionada con las bajas temperaturas alcanzadas durante el invierno en la estratosfera -en su superficie, la temperatura ronda los 190 °K-. La importancia que estos fenómenos meteorológicos juegan en los procesos de destrucción del Ozono se debe a las reacciones químicas producidas en su superficie donde los compuestos químicos inactivos para el Ozono son transformados en elementos activos que esperan la llegada de los rayos solares en la primavera para iniciar procesos de destrucción del Ozono.



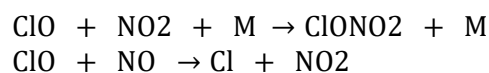
Figura: Imagen de nubes polares estratosféricas sobre la Tierra. Estas nubes están implicadas en la dinámica del ozono.

La principal causa de formación de las nubes polares estratosféricas tiene lugar principalmente cuando un fuerte chorro de viento troposférico sopla del mar hacia el continente. Estas condiciones son frecuentes en la Antártida en torno al mes de septiembre y se alcanzan velocidades de 110 km/hora. El efecto orográfico facilita los movimientos ascensionales. Dado que la baja estratosfera, en esta época del año, se encuentra con temperaturas cercanas a los 190°K, siempre está muy cerca de las condiciones de saturación. Así, pequeños enfriamientos adiabáticos provocados por los movimientos ascensionales provocan la saturación del vapor de agua y la consiguiente formación de nubes estratosféricas.

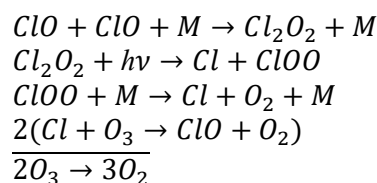
Los dos tipos de nubes polares estratosféricas, denominadas más comúnmente PSCs se distinguen principalmente por el tamaño de las partículas que las integran. Así tenemos las PSCs de tipo I, compuestas por partículas de ácido nítrico hidratado (HNO₃-H₂O) con partículas muy pequeñas, del tamaño de 1 μm. Se forman cuando la temperatura llega a alcanzar los -170°C. Las PSCs de tipo II están formadas por cristales de hielo de tamaño aproximado de 10 μm. Contienen H₂O y HNO₃. El gran tamaño de las partículas que las integra hace que caigan por acción de la gravedad con velocidades de 1 km/día.

Los episodios de mínimos de contenido de Ozono frecuentemente han estado acompañados de la presencia de PSCs, por lo que la relación de éstas con la formación del agujero de Ozono Antártico fue establecida para analizar los compuestos químicos implicados en los procesos. La destrucción del Ozono, en lo que a las PSCs se refiere, se produce en dos pasos principales:

1. Por una parte, la formación de PSCs de tipo I (formadas por HNO₃-H₂O), que se produce durante la noche polar, tienden a reducir el suministro de NO_x e impedir la formación de compuestos reserva de Cloro inerte, como ClONO₂. Las partículas de hielo grandes y con una vida media alta, de las PSCs de tipo II, tienden a caer hacia los niveles inferiores antes de completar la fusión ó sublimación. De esta manera la atmósfera tiende a deshidratarse en todo el rango de altitud entre la formación y los puntos en los que se alcanzan los valores de mezcla de agua más bajos. Estas partículas, además, ofrecen una alta probabilidad de ocurrencia de reacciones químicas sobre su superficie. Según las medidas de laboratorio indican que la reacción: $HCl + ClONO_2 \rightarrow Cl_2 + HNO_3$ ocurre sobre partículas de hielo y podría ser muy efectiva en la liberación de radicales de Cloro activo, a las temperaturas estratosféricas polares. Esta fase se realiza durante la noche polar, de forma que a finales de agosto, la mayor parte del Cloro total estratosférico se encuentra en forma de radicales de Cloro libre.
2. Con la llegada de la luz solar, debido a la desnitrificación del vórtice, el contenido de NO_x es muy bajo, y las reacciones:



no pueden ser completadas con otras reacciones del ClO. Así, el principal ciclo de destrucción del ozono está provocado por el ciclo de reacciones:



Los procesos descritos adquieren gran importancia teniendo en cuenta el efecto coordinado entre las nubes polares estratosféricas, y la acción del vórtice polar. Estas nubes sufren desplazamientos

verticales en su interior, haciendo el papel de “láminas de filtrado de aire”, aumentando así la desnitrificación.

El vórtice polar

Esta característica de dinámica atmosférica tiene su origen en la circulación general de vientos que tiene lugar en la Estratosfera que cubre las zonas polares y está provocado por los cambios térmicos en la atmósfera y la fuerza de Coriolis. Durante la época del verano polar, la radiación solar ultravioleta es absorbida por la capa de ozono estratosférico aumentando la temperatura y provocando la entrada de vientos del Este. Con la llegada del invierno y la ausencia de radiación solar durante la noche polar, el aire de las capas de la estratosfera se enfría provocando la caída de grandes masas de aire hacia los niveles inferiores. De esta manera el aire comienza a girar, produciendo vientos de gran intensidad que alcanzan su velocidad máxima con la llegada de la primavera. Este vórtice así formado aísla por completo las masas de aire situadas sobre los polos, impidiendo su mezcla con aire procedente de latitudes intermedias.

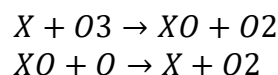
Existen, sin embargo, dos diferencias fundamentales entre los dos polos terrestres que afecta de manera definitiva sobre la formación del vórtice polar, haciendo que éste sea más predominante en el polo sur. En primer lugar, hay que resaltar la mayor estabilidad del vórtice polar Antártico sobre la del Ártico debido principalmente a estar rodeado de mayor cantidad de agua y no de tierra continental, como ocurre en el Ártico. Esto facilita el giro de los vientos que no encuentran ningún obstáculo que pueda destruir el vórtice. De hecho, en el Polo Norte, se destruye el vórtice en algunas ocasiones durante el invierno, permitiendo así la entrada de aire proveniente de otras latitudes.

Dado que el vórtice se origina por un enfriamiento del aire, hay que señalar que este enfriamiento es más pronunciado en la Antártida, debido a causas astronómicas. En efecto, en el invierno antártico se producen dos efectos: por una parte, está la inclinación del eje de la tierra que deja la zona polar en sombra (causa normal de la estación invernal); por otra parte el invierno está más reforzado debido a que en esta época la tierra alcanza, en su órbita ligeramente excéntrica, el mayor alejamiento del Sol, llegando al denominado *afelio terrestre*.

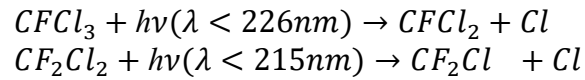
Los procesos de destrucción del ozono estratosférico son debido a tres tipos de sustancias liberadas:

- Los radicales del Hidrógeno (O, OH y HO₂) que se encuentran en la atmósfera procedentes de la fotodisociación del vapor de agua y metano.
- Los óxidos de Nitrógeno (NO y NO₂) procedentes de la oxidación del Óxido Nitroso (N₂O).
- Los compuestos de Cloro y Bromo originados por la disociación fotoquímica de los compuestos clorofluorocarburos, también denominados CFC.

Estos compuestos, que en la troposfera son inertes, se activan en la estratosfera formando compuestos de Nitrógeno, Hidrógeno, Cloro y Bromo que reaccionan en procesos de destrucción del ozono, con el papel de catalizadores, actuando de acuerdo con la siguiente reacción química:

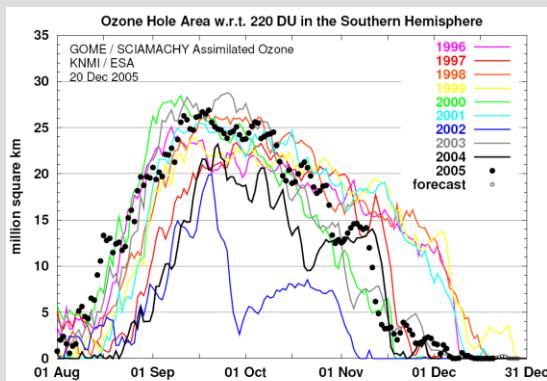


La molécula X es el catalizador, y puede ser H, OH, NO, Cl ó Br. El hecho significativo de que el catalizador queda intacto tras el ciclo de destrucción de ozono hace que puedan reiniciar de nuevo otros miles de veces la misma reacción hasta quedar inactivas. Dos halocarburos son excepcionalmente interesantes por el alto poder potencial de destrucción de ozono que representan debido al Cloro que liberan: el freón 11 (CFCl₃) y el freón 12 (CF₂Cl₂), cuyas reacciones de producción de Cloro son:

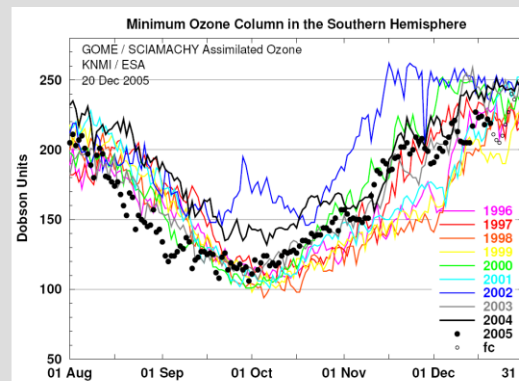


EL AGUJERO DE LA CAPA DE OZONO

En forma estacional, entre los meses de agosto y noviembre, se viene observando, desde mediados de los 70' una región con valores relativamente bajos, con una zona estrecha que lo delimita, con fuertes gradientes separando estos bajos valores, de un entorno con alta concentración del gas. Se habla de agujero cuando hay menos de 220 DU de ozono entre la superficie y el espacio



The depth of the ozone hole is the lowest ozone column value in Dobson Units for latitudes below 30° south.



The size of the ozone hole is the area on the globe in million square km of ozone column values below 220 DU. (credits from PROMOTE and TEMIS projects)

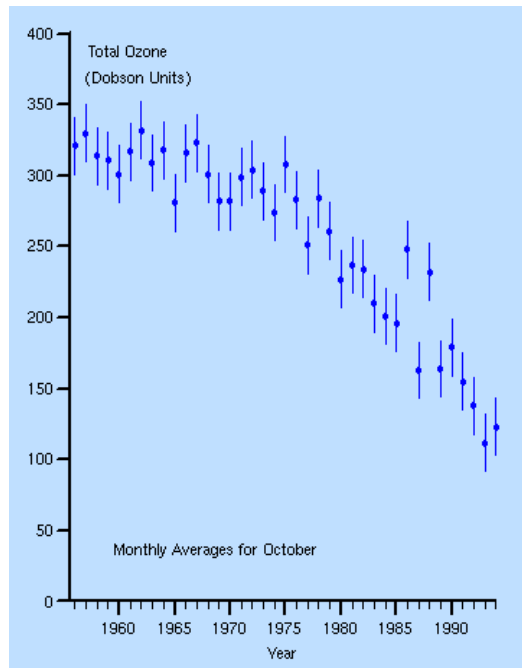


Figura: Measurements of ozone depth in the Halley Bay station. (with permission Dr. Glenn Carver, Univ. of Cambridge, 2006)

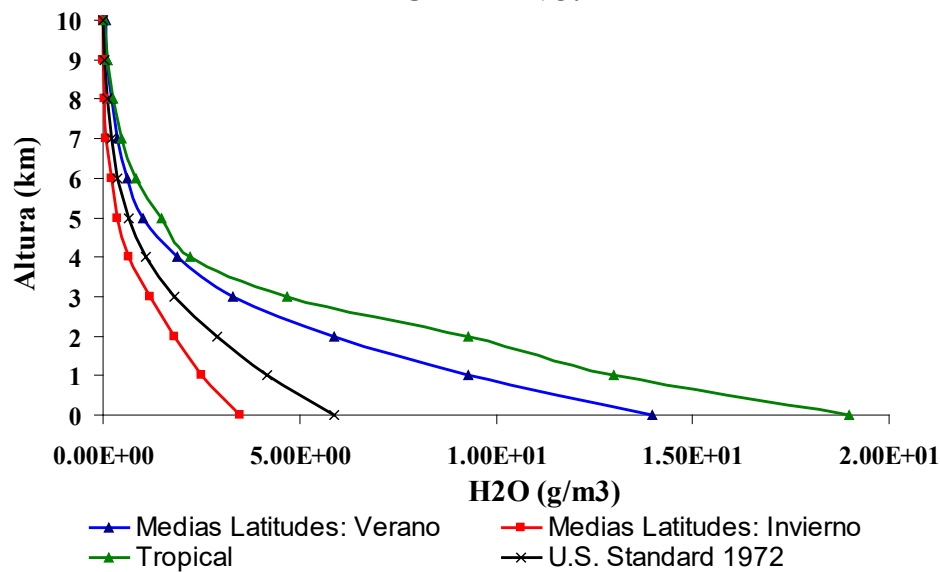
2.5 El vapor de agua

El vapor de agua es el principal gas, de contenido variable en la atmósfera, por ser el principal responsable de la aparición y consecuencias de los procesos meteorológicos; a través, fundamentalmente, de los procesos de condensación. La variabilidad que presenta es muy acentuada y pasa de valores de fracción molecular respecto al aire seco de 0.00 a 0.04. En cualquier caso, sólo se encuentra presente en las capas bajas de la atmósfera, típicamente por debajo de entre los 10 y 12 km de altitud, a excepción de muy pequeñas cantidades que de forma excepcional producen nubes de cristales de hielo a altitudes relevantes, como era el caso de las nubes polares estratosféricas, en la que, como se ha visto, intervienen también otros componentes además del H₂O.

Por lo que respecta a las fuentes y sumideros, el contenido de vapor de agua está condicionado al ciclo hidrológico, en los procesos de *Evaporación* y *Condensación*, razón por la cual, existe una importante dependencia del contenido de vapor de agua respecto de la altitud; de forma que su contenido desciende a medida que la altitud aumenta. Ello se explica por la situación de las fuentes. A este efecto habría que añadir la dependencia con la latitud, al distribuir las zonas de lluvia en función de la circulación general de la atmósfera. Todos estos factores de dependencia se ponen de manifiesto en la siguiente figura, obtenida mediante la ejecución del modelo de transferencia radiativa Modtran, que muestra los perfiles del contenido de vapor de agua para diferentes condiciones atmosféricas. Así, en todos ellos es manifiesta la disminución con la altura. Por otra parte, el perfil tropical muestra los contenidos más elevados, como era de esperar, teniendo en el otro extremo el perfil de medias latitudes invierno.

También la variación espacial es marcada, con máximo en verano y mínimo en invierno, derivados de las condiciones térmicas que facilitan la evaporación.

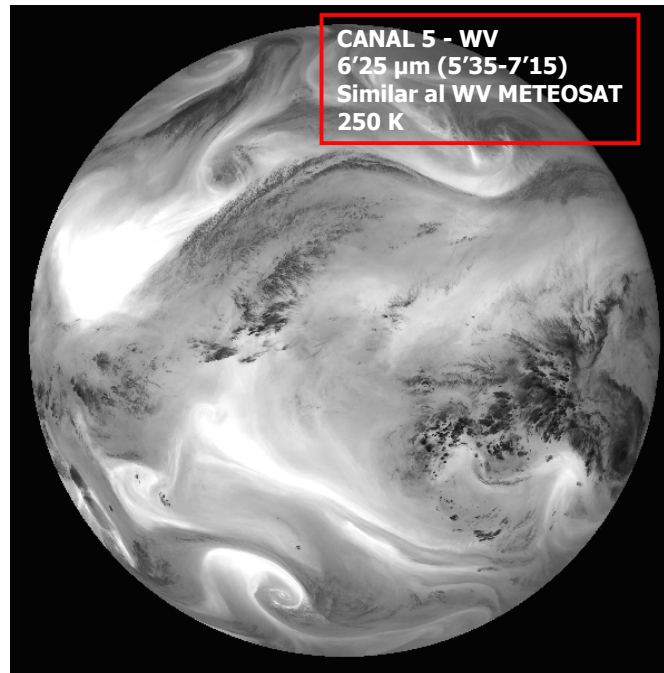
MODTRAN 3.1



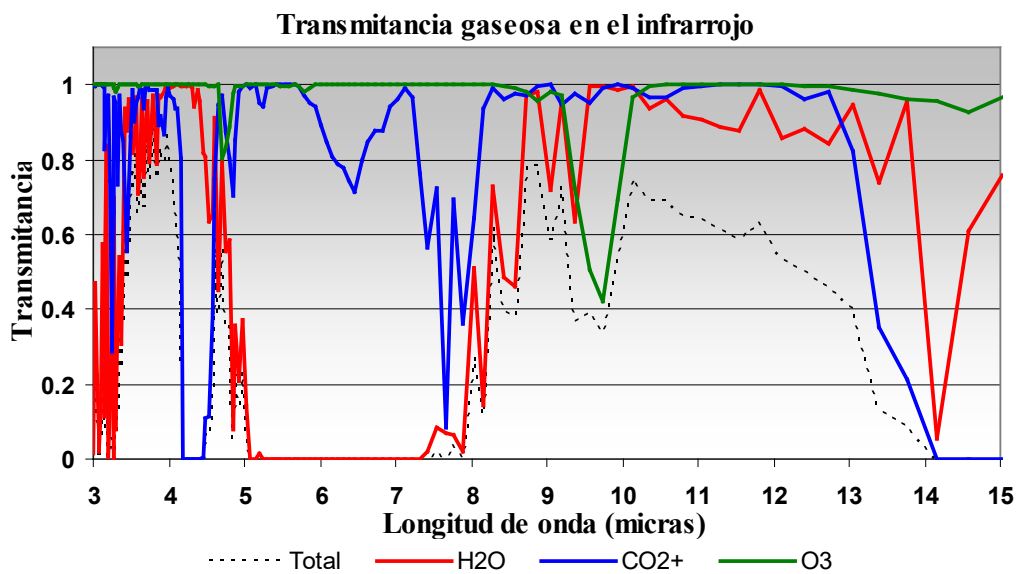
Finalmente cabe destacar la gran importancia del vapor de agua como elemento responsable de los procesos energéticos, en base a dos posibles:

- Intercambio de energía en los cambios de fase: condensación, congelación, sublimación y precipitación.
- Absorción de la radiación en determinadas longitudes de onda.

Por lo que respecta a los cambios de fase, el siguiente capítulo realizará un importante análisis de los procesos de cambio de fase. Por lo que se refiere a la absorción, cabe destacar la fuerte dependencia con la longitud de onda, al tratarse de un absorbente muy selectivo. Cabe destacar la fuerte absorción que presenta en la banda de $6 \mu\text{m}$, en que la transmitancia atmosférica se reduce a 0, debido al vapor de agua. Esta circunstancia es aprovechada por los satélites meteorológicos para observar la atmósfera en estas condiciones espectrales y usar la radiancia captada para la determinación del vapor de agua en la atmósfera, como lo muestra la siguiente imagen del canal 5 del satélite MSG (Meteosat Second Generation).



**Banda de absorción del vapor de agua:
medida del vapor de agua del MSG-
SEVIRI en la atmósfera media**



2.6 Otros componentes de la atmósfera

En la atmósfera existen otros muchos componentes, de muy diverso origen. Componentes gaseosos como los contaminantes, CO, SO₂, NO, NO₂, NH₃ y partículas aerosoles. Algunos de ellos como las partículas, en procesos meteorológicos desempeñan el papel de partículas que actúan como núcleos de condensación y precipitación. Así, los compuestos del Nitrógeno (N): liberan N₂, que sirve de nutriente para las bacterias del suelo, compuestos del Azufre (S) que

aparecen en la atmósfera como emisiones volcánicas. El Argón (Ar), es el más abundante de los gases nobles y aparece por procesos radiactivos de la superficie de la tierra.

3. PROPIEDADES ELÉCTRICAS DE LA ATMÓSFERA

La atmósfera muestra una gran variedad de manifestaciones eléctricas. En primer lugar, las que se deben a las tormentas eléctricas, dentro de las capas inferiores de la atmósfera y que tiene su origen en la ionización de partículas de agua que ascienden en el interior de las nubes de desarrollo vertical. La aparición de rayos y relámpagos, que no son otra cosa que rayos entre nubes, tienen la misión de equilibrar el potencial eléctrico de la atmósfera con la superficie de la tierra y controlar el campo eléctrico entre la superficie y la atmósfera. La superficie a su vez muestra fenómenos de ionización en su superficie debido, sobre todo, a la desintegración de elementos radiactivos presentes en el suelo. No debe olvidarse que el Argón es el tercer gas en contenido de las capas bajas de la atmósfera. En general hablamos de fuentes de electricidad en la atmósfera y precursores de iones eléctricos:

- Rayos X y Radiación ultravioleta procedentes de la atmósfera solar.
- Rayos cósmicos.
- Decaimiento radiactivo de sustancias en la superficie de la tierra.
- Cargas eléctricas separadas dentro de las nubes.

En cualquier caso, la clasificación de la atmósfera en diferentes capas atendiendo a las propiedades eléctricas exhibidas, se refiere a capas más altas en las cuales predominan los iones. En estas capas, los fenómenos eléctricos son observables a través de fluorescencia, auroras polares, reflexión de ondas de radio, fluctuaciones del campo magnético, y otras. Atendiendo a las propiedades eléctricas, la atmósfera se divide en Ionosfera y Magnetosfera.

La figura adjunta muestra en la parte superior dos auroras boreales vistas desde la superficie de la tierra; en la parte inferior izquierda se muestra la imagen de una aurora vista desde la Estación Espacial Internacional (ISS), mostrando la ionización y fluorescencia en la parte superior de la atmósfera. La parte inferior derecha muestra la zona en la que se extiende una aurora polar, y su estructura a nivel planetario.



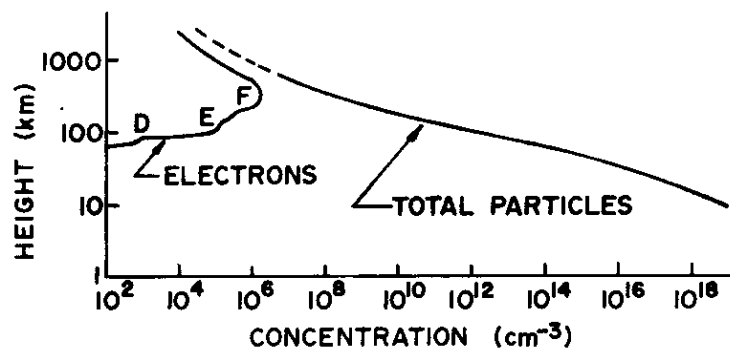
3.1 La Ionosfera

La ionosfera se extiende desde los 60 km hasta el techo atmósfera. Es una zona caracterizada por la presencia de partículas ionizadas debidas a que en estas capas el aire tiene una densidad muy baja y se reduce a trazas de gases enrarecidos. Alta densidad de electrones libres, con un máximo a los 300 km. La existencia de electrones se produce por la baja densidad del aire, lo que favorece tiempos de vida más elevados.

La densidad de electrones disminuye en las horas anteriores al amanecer, por la interrupción del flujo solar. También depende de los ciclos de actividad solar. En la ionosfera podemos distinguir tres zonas básicas, diferenciadas por la diferente concentración de electrones libres:

- Región D: entre 60 km y 80 km
- Región E: 150 km, Kenelly-Heaviside
- Región F: entre 150 y 400 km, de Appleton

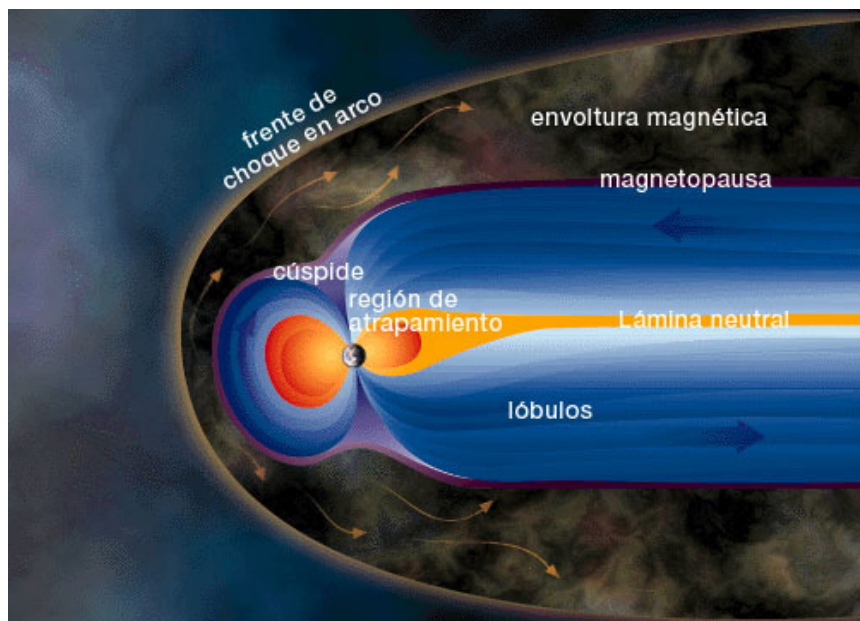
Dichas capas, pueden ser visualizadas en la figura adjunta, donde se muestra la densidad total de partículas en función de la altura y la densidad de electrones libres. Téngase en cuenta que ésta última varía de forma importante entre la noche y el día, debido a que la radiación solar es la principal causante de la aparición de estas partículas.



3.2 La Magnetosfera

La magnetosfera se extiende por encima de los 500 km. Las partículas cargadas se mueven inducidas por las líneas del campo magnético terrestre, cuya inclinación es de 11° respecto al eje de rotación. Las partículas aceleradas confluyen en los polos produciendo las auroras polares. Los electrones y protones se encuentran en dos zonas: 3000 km y 16000 km, donde se encuentran los cinturones de radiación de Van Allen.

La capa que actúa de separación entre el viento solar y el campo magnético es conocida como magnetopausa y la figura adjunta presenta su estructura a gran escala, junto con la terminología de las capas relacionadas con la magnetosfera.



4. ESTRUCTURA TÉRMICA DE LA ATMÓSFERA

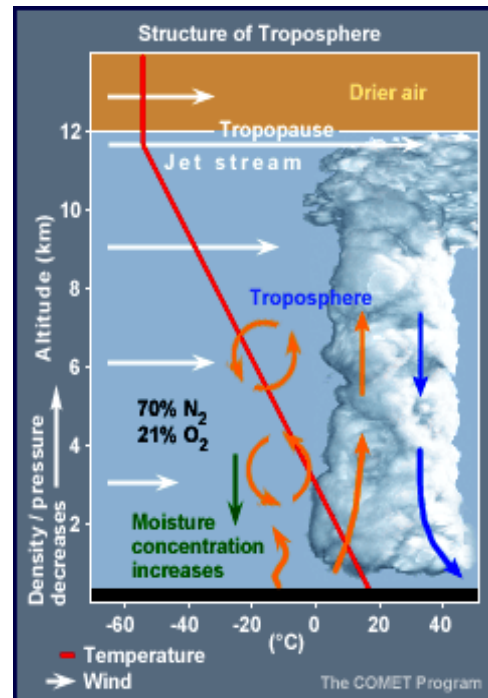
La división más frecuentemente utilizada para distinguir las capas de la atmósfera es la que se refiere a su estructura térmica; es decir, la diferenciación de capas en función del gradiente de temperatura con la altura. Esta variación tiene su explicación en la presencia de ciertos componentes y su interacción con la radiación solar y a su vez es la responsable de los distintos fenómenos atmosféricos encontrados en cada nivel de altura. Según este criterio, la atmósfera se divide en Troposfera, Estratosfera, Mesosfera y Termosfera, distinguiéndose, a su vez, diferentes discontinuidades en las transiciones entre las capas: Tropopausa, Estratopausa y Mesopausa.

Cabe destacar que esta estructura es fácilmente constatable en los resultados de las variables meteorológicas obtenidas mediante las radiosondas (hasta los 50 km.) y por satélite (en capas altas).

4.1 Troposfera

La troposfera es la capa de la atmósfera en contacto con la superficie terrestre. Por esta razón se encuentra condicionada por el calentamiento y enfriamiento de la superficie terrestre. Esta capa se encuentra caliente por el contacto con la superficie, dado que absorbe la radiación de onda larga procedente de la tierra, calentándose, y es transparente a la radiación de onda corta proveniente del sol. Por esta razón presenta un descenso vertical de temperatura con la altura, de aproximadamente 6.5°C por cada kilómetro de ascenso. Precisamente esta circunstancia condiciona la altura hasta la que se extiende la troposfera, que varía entre los 8 km, en los polos donde las consecuencias del calentamiento de la superficie son menores, y los 16 km en el ecuador, donde dominan los fuertes efectos convectivos por el fuerte calentamiento de la superficie.

Por ser la capa más baja y dada la compresibilidad del aire, la troposfera concentra la mayor parte de la masa de atmósfera; el 80% de la masa total y la totalidad del vapor de agua y aerosoles, dominando los efectos turbulentos y la mezcla constante de constituyentes.



PORCENTAJE DE MASA ATMOSFÉRICA EN LA TROPOSFERA

Calcular el porcentaje de la masa de la atmósfera que se encuentra en la Troposfera, si consideramos que se encuentra situada a una altura media de 11 km, y la presión resultante a ese nivel es de 225 mb aproximadamente.

La presión, F/A , en la base de la Troposfera es de:

$$225\text{mb} = 22500\text{Pa} = \frac{M_{\text{tropopausa}} \cdot 9.8}{4\pi(6378 \cdot 10^3 + 11 \cdot 10^3)^2} \Rightarrow M_{\text{tropopausa}} = 1.17 \cdot 10^{18}\text{kg}$$

$$\Rightarrow M_{\text{tropopausa}} = 0.2214 \cdot M_{\text{total}} \Rightarrow \text{Masa bajo la Tropopausa} = 77.86\%$$

La Tropopausa es la región de inversión entre la troposfera y la capa inmediatamente superior denominada estratosfera. En ella el gradiente de descenso de temperatura es inferior a $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Actúa como tapadera e impide la mezcla de constituyentes atmosféricos con las capas superiores. La temperatura en la tropopausa es de -60°C . No es continua, presentando rupturas donde se intercambian constituyentes entre Troposfera y Estratosfera, en fuertes movimientos convectivos que se producen en zonas tropicales.

PARÁMETRO ALTURA DE ESCALA

Si la densidad del aire decrece exponencialmente con la altura z , en la forma:
 $\rho(z) = \rho(0) \exp[-z/H]$, donde $\rho(0)$ es la densidad del aire a nivel del mar, 1.25 Kg/m^3 , y H es el parámetro *altura de escala*. Calcular H , consistente con el valor de la presión medida a nivel del mar, de 1013 mb .

La densidad del aire al nivel del mar es: $\rho_0 = 1.25 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$

Integrando la ecuación de variación de la densidad a toda la atmósfera, tendremos:

$$\int_0^{\infty} \rho(z) dz = \text{Masa atmosférica por unidad de área} = 1013 \text{ mb} = 101300 \text{ Pa}$$

$$\int_0^{\infty} \rho(z) dz = 10336.7 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} = \int_0^{\infty} \rho_0 e^{\left(\frac{-z}{H}\right)} dz = \rho_0 \cdot H = 1.25 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} H \Rightarrow H = 8269.4 \text{ m}$$

Si la atmósfera de la tierra fuera un fluido incompresible, cuya densidad fuera la observada al nivel del mar, de 1.25 Kg/m^3 , ¿Cuál debería ser el espesor para justificar la presión obtenida a nivel del mar, de 1013 mb ?

La densidad del aire al nivel del mar es: $\rho_0 = 1.25 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$

$1013 \text{ mb} = 101300 \text{ Pa}$

Para un fluido incompresible, la presión $P = \rho g h$; Aplicando esta ecuación:

$$101300 = 1.25 \cdot 9.8 \cdot h \Rightarrow h = 8269.4 \text{ m} = 8.269 \text{ km}$$

Esta altura calculada, es la denominada altura de escala H

4.2 La Estratosfera

La Estratosfera se extiende desde los $8/16 \text{ km}$ hasta los 50 km . Se caracteriza por un aumento de la temperatura con la altura, debido a la absorción de la radiación ultravioleta por el ozono, cuya máxima concentración sucede entre los 20 y 25 km . Se trata de una capa atmosférica de alta estabilidad, donde los movimientos verticales son inhibidos. Los restos de H_2O y el polvo en suspensión que pueden encontrarse a estas alturas provienen de grandes erupciones volcánicas y han sido inyectados en la estratosfera por una fuerte impulsión que atraviesa la tropopausa.

La estratopausa es la capa de separación entre estratosfera y la capa inmediatamente mesosfera. Está situada a 50 km de altura y su temperatura es de $0 \text{ }^\circ\text{C}$

4.3 La Mesosfera

La mesosfera se extiende entre los 50 km hasta 80 km . En esta capa se produce un descenso de la temperatura con la altura, llegando a alcanzar los $-95 \text{ }^\circ\text{C}$ en su parte superior. En esta capa se observan nubes luminosas por la formación de cristales de hielo de pequeñas cantidades de vapor de agua penetrado a través de la estratosfera. (nubes noctilucientes). Aquí dominan los efectos eléctricos debidos a la ionización de las partículas y es donde se producen las auroras polares, debido a que esta capa está superpuesta a la ionosfera.

La mesopausa es la capa de discontinuidad que separa la mesosfera de la termosfera, inmediatamente superior. Está situada a 80 km con una temperatura de $-95 \text{ }^\circ\text{C}$

4.4 La Termosfera

Esta capa está poblada por Nitrógeno (N) y Oxígeno (O) en forma atómica y molecular. Se caracteriza por un aumento de la temperatura con la altura, debido a la absorción de la radiación ultravioleta de onda corta por el oxígeno atómico. Las temperaturas pueden alcanzar los 2000°C, dependiendo de la actividad solar; es decir, la explicación térmica reside en el mismo fenómeno que la estratosfera, con la diferencia de que aquí es absorbida la radiación de longitud de onda más corta por parte del oxígeno.

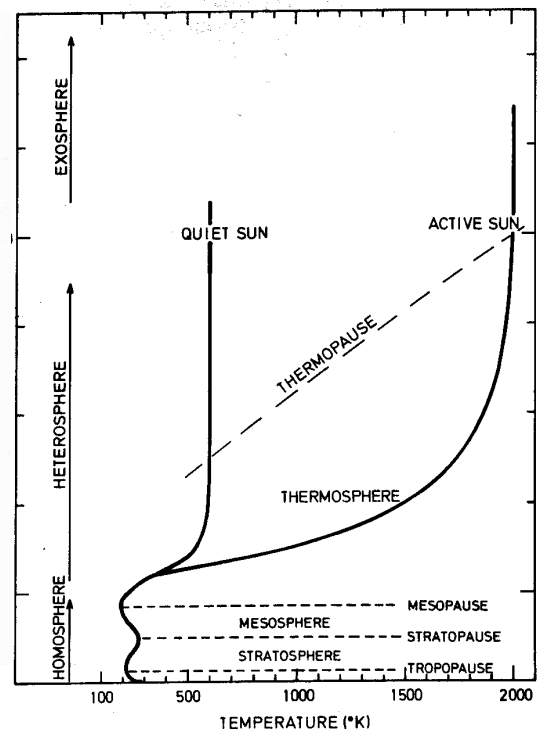
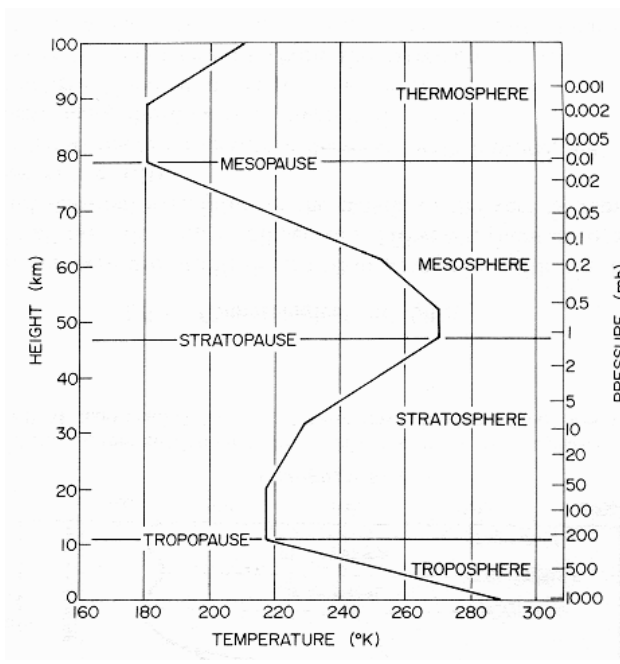
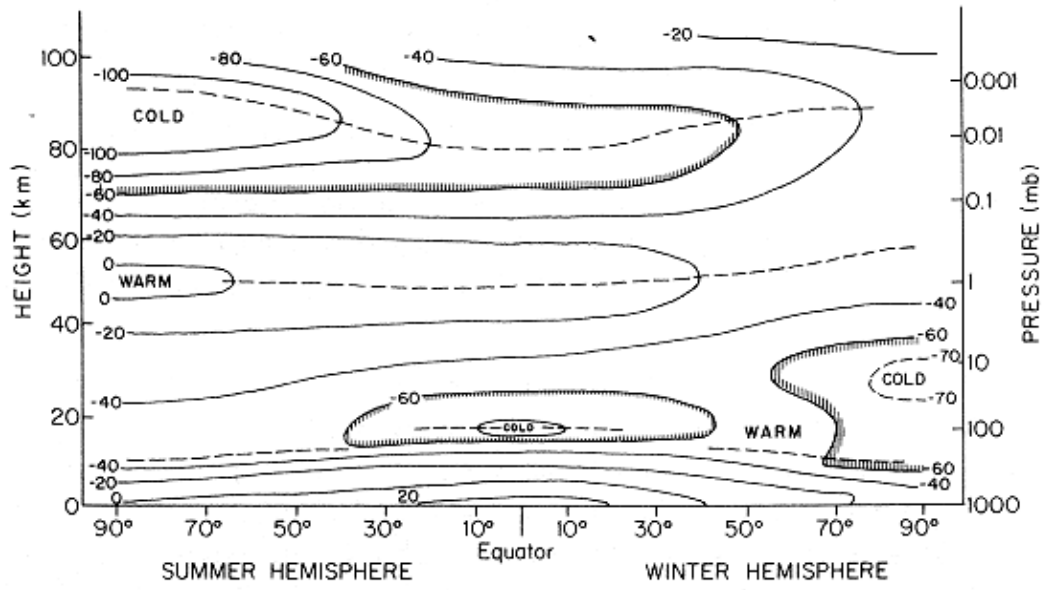
El nombre de termosfera se debe a los valores elevados de la temperatura; sin embargo, esta magnitud no tiene sentido como variable macroscópica puesto que se trata de una traducción del resultado más importante de la teoría cinética de los gases. A esta altura el aire no tiene densidad apreciable y se reduce a gas enrarecido y trazas de partículas atómicas y moleculares en movimiento. Por tener asociadas altas velocidades y energías cinéticas, los valores de temperatura asociados son elevados. Véase la relación entre la mecánica estadística y la termodinámica, establecida por la teoría cinética de los gases, donde aparece el significado de estas magnitudes, temperatura y velocidad de las partículas:

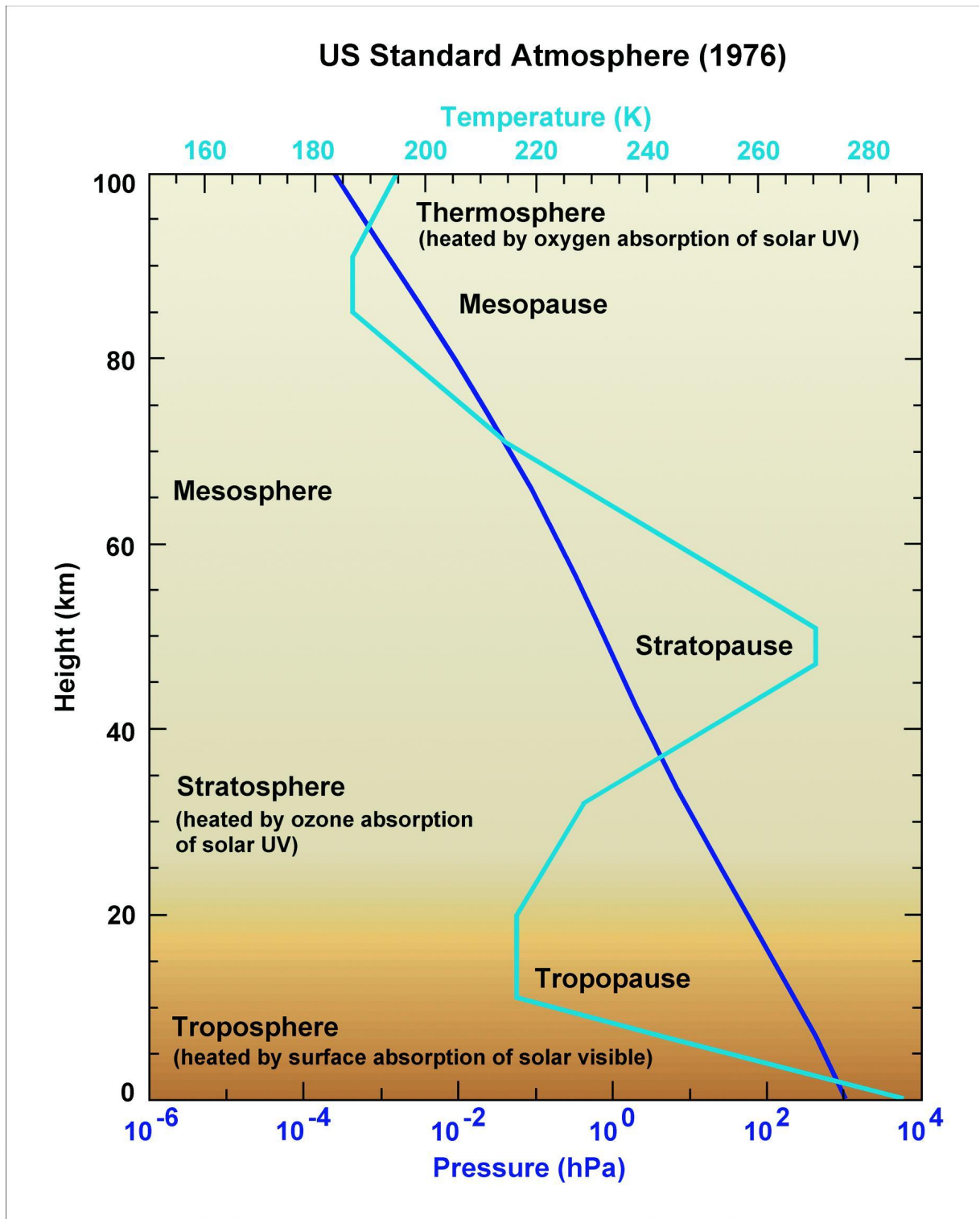
$$E_{c,m} = \left(\frac{1}{2} m v^2 \right)_m = \frac{3}{2} K T$$

4.5 Diagrama térmico



ISS013E65751





Termodinámica de la atmósfera

1. CONCEPTOS FUNDAMENTALES

A lo largo de este apartado se desarrollarán los conceptos fundamentales y un breve repaso de aquéllos que serán aplicados al comportamiento del aire atmosférico; tanto los que hacen referencia a su ecuación de estado como los relativos a los procesos de intercambio de energía. Estos conceptos fundamentales pueden ser resumidos en dos bloques: el primero la ecuación del gas ideal y su formulación referida a la atmósfera para ser aplicada posteriormente, y el segundo, la deducción de la ecuación diferencial del primer principio de la Termodinámica para ser integrada en procesos sin intercambio de calor, que son los más frecuentes en los movimientos atmosféricos.

1.1 Ecuación de estado del gas ideal

El aire atmosférico puede ser considerado como un gas ideal, por tratarse de la mezcla de gases ideales que como se verá posteriormente serán el aire seco y el vapor de agua, ambos considerados ideales en las condiciones de presión y temperatura atmosféricas.

Como es bien conocido, la ecuación de estado del gas ideal es de la forma:

$$P \cdot V = n \cdot R^* \cdot T$$

donde P es la presión ejercida por el gas expresada en atmósferas, V es el volumen ocupado expresado en litros, n el número de moles y T la temperatura en Kelvin. R* es la constante universal de los gases perfectos cuyo valor:

$$R^* = 0.082 \frac{\text{atm} \cdot \text{l}}{\text{mol} \cdot \text{K}} = 8.314 \frac{\text{J}}{\text{mol} \cdot \text{K}}$$

El número de moles es la unidad de cantidad de materia, y corresponde a la cantidad de sustancia que contiene un número de Avogadro de moléculas, o sea, $6.023 \cdot 10^{23}$ moléculas/mol. El número de moles se calcula de acuerdo con $n = \frac{m}{P_M}$.

LEY DE AVOGADRO: Todos los gases que contienen el mismo número de moléculas ocupan el mismo volumen, en las mismas condiciones de presión y temperatura.

A lo largo de la descripción del aire atmosférico, utilizaremos otra formulación para expresar la ecuación de estado del gas ideal. Si definimos una nueva constante característica de cada gas, que denominaremos *Constante específica de cada gas*, de la forma:

$$R = \frac{R^*}{P_M}$$

Entonces la ecuación de estado del gas ideal se vuelve como:

$$PV = mRT \Rightarrow P = \rho RT$$

donde ρ es la densidad del gas.

UNIDADES DE PRESIÓN: La Unidad de presión en el S.I. es el N/m², que recibe el nombre de Pascal. Sin embargo, son utilizadas con mucha frecuencia otras unidades derivadas como son el HectoPascal, escrito como HPa que equivale a 100 Pa, y también se llama milibar. Además, la unidad de atmósfera que equivale a la presión ejercida por la atmósfera terrestre a nivel de la superficie del mar, que equivale a 101325 Pa, Otra unidad es el mm de Hg cuya equivalencia con las anteriores se obtiene a partir de 1 atm equivale a 760 mm de Hg.

1.2 Mezcla de gases ideales: Ley de Dalton

La ley de Dalton es la que justifica el tratamiento de gas ideal que se da al aire atmosférico. En primer lugar, establece que la mezcla de gases ideales se comporta igualmente como un gas ideal, y por tanto, puede aplicársele la misma ecuación de estado.

La ley de Dalton se resume en dos afirmaciones básicas:

- La presión total ejercida por una mezcla gaseosa es igual a la suma de las presiones parciales de cada uno de los componentes.
- La presión parcial la que ejerce cada gas individual como si ocupara él solo todo el volumen del recipiente.

A través de esta afirmación puede ser deducido el cálculo de la presión parcial a partir de la *fracción molar*, f_i , y puede deducirse igualmente la determinación de la *constante específica de la mezcla gaseosa* a partir de las constantes específicas de cada uno de los gases que componen la mezcla.

$$\left. \begin{array}{l} P_T = \sum_{i=1}^n P_i = \frac{R^*T}{V} \sum_i n_i = \frac{T}{V} \left(R^* \sum_i \frac{m_i}{P_{M_i}} \right) \\ P_i V = n_i R^* T \end{array} \right\} \Rightarrow \left\{ \begin{array}{l} P_i = f_i P_T \\ R = \frac{\sum_i m_i R_i}{m} \end{array} \right.$$

PESO MOLECULAR DE UNA MEZCLA DE GASES

La determinación del peso molecular de una mezcla de gases se realiza de acuerdo con un resultado obtenido tras la aplicación de la ley de Dalton; es decir: $n = \sum n_i$, teniendo en cuenta que la masa de los gases integrantes es aditiva; es decir:

$$m = \sum m_i \Rightarrow nP_M = \sum_i n_i P_{M,i}$$

Dividiendo los dos términos de la ecuación entre el número total de moles, tendremos:

$$P_M = \sum \frac{n_i}{n} P_{M,i} = \sum_i f_i P_{M,i}$$

1.3 Primer Principio de la Termodinámica

Todos los intercambios de energía producidos en el seno de la atmósfera están gobernados por el primer principio de la termodinámica, al igual que todos los sistemas. Así, todas las transformaciones energéticas producidas en un sistema se realizan a través de intercambios de calor y trabajo y se invierten en variar la energía interna del sistema. Este enunciado se resume en la expresión más conocida de dicho principio:

$$\Delta U = Q - W \begin{cases} Q+: \text{absorbido} \\ W+: \text{realizado por el sistema} \end{cases}$$

La *energía interna* de un sistema es una función de estado y, como tal, sólo depende de los estados inicial y final; esta afirmación también se puede expresar diciendo que la energía interna es una diferencial exacta. Sin embargo, calor y trabajo, que son definidas como energías en tránsito, son diferenciales inexactas y dependen del camino o trayectoria seguida por el sistema.

El *trabajo*, se define como la energía intercambiada como consecuencia de la variación de las coordenadas externas del sistema, y analíticamente deducido a través de:

$$W = \int_1^2 P \cdot dV$$

El *calor* se define como la energía intercambiada por el sistema como consecuencia de las variaciones de temperatura. Consecuencia de ello, debe establecerse una nueva magnitud para explicar el calor intercambiado en función de los incrementos de temperatura que tienen lugar: el *calor específico* del sistema, c , que para el caso de sistemas gaseosos puede ser referido a procesos a presión constante, c_p , o a volumen constante, c_v :

$$c = \frac{dq}{dT} \begin{matrix} c_v \\ c_p \end{matrix} = \left(\frac{dq}{dT} \right)_{Vcte} \quad c_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_{Pcte}$$

Debe tenerse en cuenta que $c_p > c_v$ ya que el calor comunicado a un gas para elevar la temperatura es mayor cuando la presión permanece constante, debido a que parte de la energía comunicada debe invertirse en trabajo para expandir el gas contra el exterior, dado que el aumento de temperatura lleva consigo un aumento de la presión.

CAPACIDAD MOLAR Y CALOR ESPECÍFICO: El calor específico, denotado como c , y la capacidad molar, denotada como C , están relacionadas a través de la fórmula calorimétrica:

$$q = n \cdot C \cdot \Delta T = m \cdot c \cdot \Delta T$$

por lo tanto, la relación entre ambas magnitudes queda como:

$$nC = mc \Rightarrow C = P_M c$$

LEY DE JOULE: Cuando un sistema evoluciona sin intercambio de trabajo y sin intercambio de calor, su temperatura permanece constante.

Por otra parte, si un sistema evoluciona en un proceso a volumen constante, es claro que el trabajo intercambiado es nulo. Aplicando el primer principio de la termodinámica encontramos que a volumen constante $\Delta U = q = n \cdot C_V \cdot \Delta T$. Dado que la energía interna es una función de estado, su valor es independiente de la forma en que tenga lugar el proceso, por lo que las variaciones de energía interna de un gas cumplen siempre la expresión:

$$\Delta U = n \cdot C_V \cdot \Delta T$$

donde C_V es la capacidad molar a volumen constante

La variación de energía interna de un gas, expresada para la unidad de masa, queda como:

$$\Delta U = \frac{C_V}{P_M} \cdot \Delta T = c_V \cdot \Delta T$$

Y expresada en forma diferencial, podemos poner:

$$dU = c_V dT$$

Con todas estas consideraciones podemos establecer ya una relación analítica para expresar el primer principio de la termodinámica para la unidad de masa del gas.

$$dq = c_V dT + pdv$$

Expresando la ecuación del gas ideal para la unidad de masa, tendremos:

$$pv = RT \Rightarrow d(pv) = RdT$$

y expresándola en forma diferencial tendremos:

$$p \cdot dv + v \cdot dp = R \cdot dT \Rightarrow p \cdot dv = RdT - v \cdot dp$$

y, finalmente, la ecuación del primer principio queda como:

$$dq = (c_V + R)dT - v \cdot dp \Rightarrow dq = c_P dT - v \cdot dp$$

RELACIÓN ENTRE LOS CALORES MOLARES

El calor molar puede definirse como el calor necesario que hay que comunicar a un mol de una sustancia para aumentarle un grado centígrado su temperatura. Según esta definición, es claro que el calor molar a volumen cte, C_V debe ser menor que el calor molar a presión cte, C_P , puesto que, al comunicar calor a presión constante, el gas debe ir expansionándose, con la consiguiente producción de trabajo, W , que no es otra cosa que la propia dilatación del gas. De hecho, tiene que cumplirse que:

$$C_P = C_V + W$$

Podemos, pues cuantificar cuánto vale el trabajo, W , pasando 1 mol de un gas en condiciones de presión cte y aumento de un grado de temperatura, de (P, V, T) al estado final $(P, V+\Delta V, T+1)$.

$$\begin{aligned} PV &= R^*T \\ P(V + \Delta V) &= R^*(T + 1) \end{aligned}$$

Restando ambas expresiones llegamos a que $P \cdot \Delta V = W = R$. Por lo tanto, llegamos a la expresión:

$$C_P - C_V = R^* \Rightarrow c_P - c_V = R$$

Conocida como la *Relación de Mayer*.

Por lo tanto, las dos ecuaciones que expresan el Primer Principio de la Termodinámica, expresadas para la unidad de masa, son:

$$\begin{cases} dq = c_V dT + p dv \\ dq = c_P dT - v \cdot dp \end{cases}$$

2. TRANSFORMACIONES TERMODINÁMICAS DEL AIRE

El estudio de la evolución de las masas atmosféricas debe abordarse mediante procesos termodinámicos realizados sobre la unidad de masa, debido a la dificultad que conlleva determinar las masas de aire que se mueven en el entorno. Por ello se utiliza un modelo de “masa de aire”, que en adelante denominaremos *burbuja*, que servirá para modelizar los movimientos verticales. La burbuja de aire es un ente que cumple las tres siguientes condiciones:

1. Se encuentra térmicamente aislada del aire circundante. Esta condición está asegurada teniendo en cuenta la baja conductividad térmica del aire, lo que le confiere un carácter de material aislante.
2. Siempre se encontrará a la misma presión que el aire exterior a ese mismo nivel de altura. De hecho, la presión en el interior de la burbuja se encuentra equilibrada por la propia presión del ambiente en que se encuentra.
3. El movimiento de la burbuja es lo suficientemente lento como para considerar que su energía cinética es despreciable. Así, el único trabajo mecánico es el que se deriva de las expansiones o compresiones.

El aire atmosférico realiza dos tipos de transformaciones de interés, aunque una de ellas se presenta con mucha más frecuencia al estar referida a los movimientos verticales. En cualquier caso, dichas transformaciones son:

Transformaciones Isobáricas: Son procesos sufridos por una burbuja atmosférica durante el cual, la presión permanece invariable. Son los procesos que se realizan con mucha lentitud. Entre ellos destacamos el calentamiento matutino del aire producido como consecuencia del calentamiento de la superficie durante el amanecer, y el enfriamiento nocturno al anochecer. La ecuación del primer principio de la termodinámica para estos casos es:

$$dq = c_p dT - V dP \Rightarrow dq = \frac{c_p}{c_v} du$$

Transformaciones Adiabáticas: Son las más frecuentes. En ellas, el intercambio de calor entre la burbuja y el resto de la atmósfera es nulo. ($dq=0$). Son las compresiones y expansiones experimentadas por las burbujas durante sus movimientos verticales, ya que la presión varía rápidamente en dirección vertical. Para tener un orden de magnitud de dicha variación, tengamos en cuenta que las variaciones de presión son variables con la altura, de forma que:

$$\begin{aligned} a1000mb(sup.) &\rightarrow \frac{\Delta P}{\Delta z} = -1HPa/8m \\ a700mb(3000m) &\rightarrow \frac{\Delta P}{\Delta z} = -1HPa/10m \end{aligned}$$

Estas transformaciones adiabáticas son siempre la formación y disipación de masas nubosas.

3. EL AIRE SECO

Para comenzar el estudio de los movimientos atmosféricos, consideraremos en primer lugar el aire seco. Éste está constituido por todos los gases constituyentes de la homósfera, y en sus porcentajes en peso, a excepción del vapor de agua. En este epígrafe estudiaremos los movimientos verticales que realiza, que responden a procesos adiabáticos.

El aire seco tiene las constantes específicas siguientes:

$$\begin{aligned} P_M &= 28.97g/mol; R = 287 \frac{J}{kgK}; \\ c_v &= 0.1723cal \cdot g^{-1} \cdot K^{-1} = 720.2J \cdot Kg^{-1} \cdot K^{-1} \\ c_p &= 0.2417cal \cdot g^{-1} \cdot K^{-1} = 1004.67J \cdot Kg^{-1} \cdot K^{-1} \end{aligned}$$

3.1 Ecuación de Poisson y Temperatura Potencial

Para modelizar el movimiento del aire seco, partimos de la ecuación del primer principio de la termodinámica para procesos adiabáticos:

$$dq = c_p dT - v \cdot dp; dq = 0 \Rightarrow c_p dT = v \cdot dp$$

Tratándose de una ecuación diferencial de tres variables que no puede ser integrada como tal. Por ello expresamos el volumen en función de temperatura y presión, utilizando la ecuación de los gases perfectos por unidad de masa:

$$\left. \begin{aligned} c_p dT &= v \cdot dp \\ pv &= RT \Rightarrow v = \frac{RT}{p} \end{aligned} \right\} \Rightarrow c_p dT = \frac{RT}{p} dp \Rightarrow \frac{dT}{T} = \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p}$$

La integración de esta ecuación diferencial resulta finalmente:

$$\frac{T}{T_0} = \left(\frac{P}{P_0}\right)^{\frac{R}{c_p}}$$

Esta ecuación recibe el nombre de *ecuación de Poisson*. Esta relación además de que rige los movimientos verticales realizados sin intercambio de calor, sirve para definir una nueva magnitud meteorológica, La *temperatura potencial*: es la temperatura que alcanzaría una burbuja de aire seco llevada adiabáticamente a la presión final de 1000 mb, desde el nivel inicial con temperatura T y presión P. De forma analítica, puede ser expresada como:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P}\right)^{\frac{R}{c_p}}$$

La temperatura potencial es una propiedad conservativa respecto a procesos adiabáticos.

3.2 Gradiente adiabático seco

La caracterización del aire seco se completa determinando la relación de la variación de la temperatura con la altura. Esta magnitud, recibe el nombre de *gradiente adiabático seco*. Para cuantificarlo partimos de la ecuación del primer principio expresada para procesos adiabáticos:

$$\frac{dT}{T} = \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p}$$

Por otra parte, el aire atmosférico es un fluido compresible que obedece a la ecuación fundamental de la hidrostática en forma diferencial:

$$dP = -\rho' g dz \Rightarrow \frac{dP}{dz} = -\rho' g \Rightarrow \frac{dP}{dz} = -\frac{P'}{RT'} g$$

Donde las variables con “prima” se refieren al entorno en el que mueve la burbuja, y las variables sin prima son las propias de la burbuja. En cualquier caso, $P=P'$ por la propia definición de burbuja, y teniendo en cuenta que $T \approx T'$, la fusión de ambas ecuaciones lleva a:

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p} = -0.986^\circ\text{C}/100\text{m}$$

4. EL AIRE HÚMEDO

El aire húmedo es el aire real atmosférico. Es un gas ideal y resulta de la mezcla de dos gases ideales: el aire seco y el vapor de agua. Su comportamiento depende de la cantidad de vapor de agua disuelto; cantidad que se determina a partir de los índices de humedad.

4.1 Índices de humedad

Existen muchas magnitudes relacionadas con la medida de la cantidad de vapor de agua presente en el aire. De todas ellas hemos seleccionado 5, como las más utilizadas en la temática de higrometría.

Relación de mezcla del aire húmedo: indica la relación o cociente entre la masa de vapor de agua respecto a la masa de aire seco. De forma:

$$\omega = \frac{m_v}{m_a}$$

Esa relación puede ser expresada en función de las presiones, de vapor (e) y total del recinto (p), utilizando los pesos moleculares del agua y aire seco:

$$\left. \begin{aligned} \omega &= \frac{m_v}{m_a} \\ \frac{R_a}{R_v} &= \frac{P_{M,a}}{P_{M,v}} = 0.622 \end{aligned} \right\} \Rightarrow \omega = 0.622 \frac{e}{p - e}$$

Esta magnitud está expresada como gramos vapor por kilogramo de aire. Es del orden de las unidades, aunque en los trópicos puede alcanzar valores de 20 g/kg.

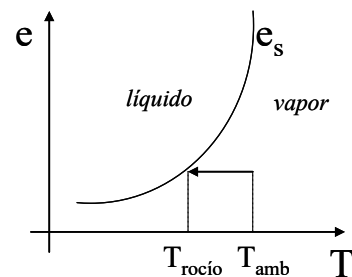
Humedad específica: indica la relación o cociente entre la masa de vapor de agua respecto a la masa total de la mezcla. También puede ser expresado en función de las presiones, como en el caso anterior, mediante la relación de las constantes específicas:

$$q = \frac{m_v}{(m_v + m_a)} = 0.622 \frac{e}{p - 0.378e}$$

Humedad relativa: Este índice no aporta una información directa de la cantidad de agua disuelta sino más bien de la capacidad que tiene el aire para contener agua en estado de vapor. La humedad relativa es el cociente o el ratio entre la presión de vapor (e) y la presión de vapor de saturación para dicha temperatura (e_s). Su definición primaria es el cociente entre la relación de mezcla y la relación de mezcla de saturación. Ambas son equivalentes:

$$H(\%) = 100 \frac{\omega}{\omega_s} = 100 \frac{e}{e_s}$$

Temperatura de punto de rocío: Es aquella temperatura a la cual se produciría la condensación del aire húmedo, para la misma presión en que se encuentra. Para comprender esta magnitud, obsérvese la figura que indica la curva de saturación del vapor, e_s . Así, si tenemos una masa de vapor a temperatura ambiente, T_{amb} que comienza a sufrir un enfriamiento isóbaro, llegará a alcanzar la curva de saturación en el momento en que su temperatura sea la del punto de rocío, T_r . Una manera analítica de expresar la temperatura de punto de rocío es:



$$e(T) = e_s(T_r)$$

Humedad absoluta: Es la cantidad de masa de vapor, expresada en gramos, en un metro cúbico de aire.

$$H_{abs} = \frac{g(H_2O)}{1m^3}$$

4.2 Ecuación de estado y procesos adiabáticos del aire húmedo

Vamos a establecer la ecuación de estado del aire húmedo a partir de la determinación de la constante específica del aire húmedo. Dado que el aire húmedo es gas ideal, su ecuación de estado sólo necesita la introducción de su constante específica. Así, a partir de la ley de Dalton de la mezcla de gases ideales:

$$R_h = \frac{m_v R_v + m_a R_a}{m_v + m_a}$$

Evidentemente resulta más cómodo trabajar con la relación de mezcla: $\omega = m_v/m_a$ expresada en función de las presiones. Así tendremos:

$$R_h = \frac{\omega R_v + R_a}{1 + \omega} = R_a \left(\frac{1.608\omega + 1}{1 + \omega} \right)$$

Y entonces la ecuación del gas ideal, para el aire húmedo queda como:

$$P = \rho R_a \left(\frac{1.608\omega + 1}{1 + \omega} \right) T = \rho R_a T_v$$

donde se denota como T_v la Temperatura Virtual:

$$T_v = \left(\frac{1.608\omega + 1}{1 + \omega} \right) T$$

Su significado físico es: T_v es la temperatura que el aire seco debería tener, para conseguir la misma densidad que el aire húmedo a la misma presión. La densidad del aire seco es siempre mayor que la del aire húmedo, dado que el peso molecular del aire seco es mayor que el del agua; por lo tanto la temperatura virtual debe ser mayor de la temperatura ambiente real.

Los procesos adiabáticos del aire húmedo están gobernados por la ecuación de los procesos adiabáticos de los gases ideales, o ecuación de Poisson. Si bien en este caso está modificada por sus constantes. Así, la ecuación de Poisson será, relacionándola con las propias constantes del aire seco y la relación de mezcla:

$$\left. \begin{aligned} T &= T_0 \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R_h}{c_{p,h}}} \\ \frac{R_h}{c_{p,h}} &= \frac{R_a}{c_{p,a}} \left(\frac{1 + 1.608\omega}{1 + 1.85\omega} \right) \approx (1 - 0.242\omega) \end{aligned} \right\} \Rightarrow T = T_0 \left(\frac{P}{P_0} \right)^{\frac{R_a}{c_{p,a}}(1-0.242\omega)}$$

Debe tenerse en cuenta que las temperaturas potenciales de dos partículas definidas en el mismo estado inicial (P_0, T_0), una seca y la otra húmeda, son casi idénticas, con una diferencia menor de 0.1 °C. Por ello, el camino seguido por las expansiones o compresiones del aire húmedo es el mismo que el que sigue el aire seco; es decir, las adiabáticas secas.

5. EL AIRE SATURADO

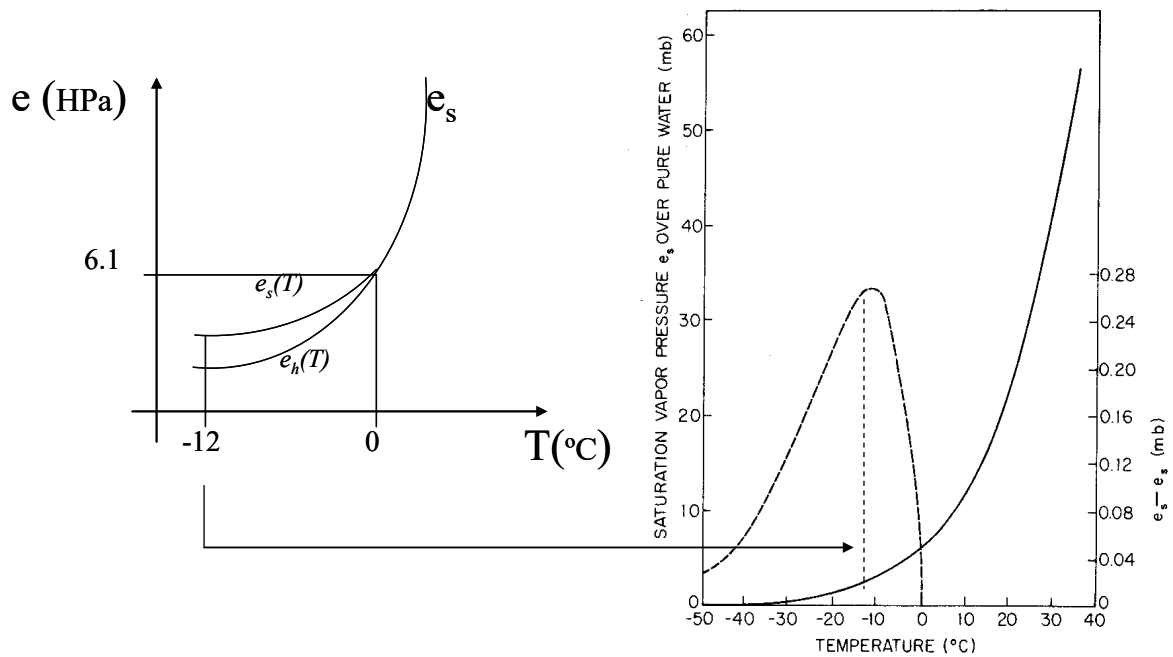
El aire saturado es el aire húmedo en condiciones de máximo contenido posible de vapor de agua; es decir, cuya temperatura es la temperatura de punto de rocío y cuya humedad relativa es del 100%.

5.1 Curvas de equilibrio entre fases

La curva de saturación del vapor de agua es la línea divisoria entre las fases líquido y vapor, en el diagrama P-T. Cabe destacar que, a temperaturas negativas, la curva de la interfase se desdobra, dando lugar a dos curvas de saturación diferentes:

- saturación sobre hielo (e_h)
- saturación sobre agua (e_s)

La presión de saturación sobre hielo es inferior a la del agua, alcanzando una diferencia máxima a la temperatura de -12°C . Obsérvese la figura adjunta.



No existe una expresión analítica sencilla para la ecuación de la curva de interfase líquido-vapor. La *ecuación de Clausius-Clapeyron* aporta una ecuación diferencial cuya integración puede realizar si se aplican algunas aproximaciones. Dicha ecuación es:

$$\frac{de_s}{dT} = L \frac{e_s}{R_v T^2}$$

Siendo L el calor latente de cambio de fase. L no es constante. En general, L depende de la temperatura de acuerdo a: $L_v = 2502.1 - 2.4346 \cdot T$ (kJ/kg).

En aquellos rangos de temperatura en que pueda considerarse constante, la integración de la ecuación de Clausius-Clapeyron queda como:

$$\text{si } L = Cte \Rightarrow \ln\left(\frac{e_s}{e_{s,0}}\right) = \frac{L}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T}\right)$$

En general, la solución de la ecuación de Clausius-Clapeyron debe realizar se por métodos numéricos. Una de las aproximaciones más utilizadas es la ecuación *de Magnus*, dada por:

$$e_s(\text{HPa}) = 6.11 \cdot e^{\frac{17.67 \cdot T(^{\circ}\text{C})}{T(^{\circ}\text{C})+243.5}}$$

FÓRMULA DE MAGNUS

Como se ha visto anteriormente, la fórmula de Magnus sirve para la determinación de la presión de vapor de saturación. Su fórmula analítica procede de la integración por métodos numéricos de la ecuación de Clausius-Clapeyron, por lo que existen diferentes aproximaciones. A continuación, se ofrecen dos de ellas:

$$e_s(\text{HPa}) = 6.11 \cdot e^{\frac{17.67 \cdot T(^{\circ}\text{C})}{T(^{\circ}\text{C})+243.5}} \quad ; \quad e_s(\text{HPa}) = 6.10 \cdot 10^{\frac{7.4475 \cdot t}{234.07+t}}$$

Por otra parte, la solución para temperaturas inferiores a 0°C, es de la forma:

$$e_s = \exp(31,9602 - 6270,3605/T - 0,46057 \cdot \ln T), \text{ con } T \text{ en Kelvin}$$

Ecuación que además de aportar la ecuación analítica de la interfase, sirve para determinar la humedad relativa a partir de la temperatura de punto de rocío:

$$e = e_s(T_r) \Rightarrow H_r(\%) = 100 \cdot \frac{e(T)}{e_s(T)} = 100 \cdot \frac{e^{\frac{17.67 \cdot T_r(^{\circ}\text{C})}{T_r(^{\circ}\text{C})+243.5}}}{e^{\frac{17.67 \cdot T(^{\circ}\text{C})}{T(^{\circ}\text{C})+243.5}}}$$

5.2 Temperatura Potencial Equivalente

Las transformaciones seguidas por el aire saturado son diferentes de las seguidas por el aire seco o el aire húmedo, y esto puede verse claramente diferenciado en el diagrama oblicuo. La expansión adiabática enfría menos el aire saturado que el aire húmedo. Esto se explica dado que las burbujas de aire saturado, al experimentar un ascenso, deben ir condensando parte del vapor de agua a lo largo de la expansión ya que se encuentran en el límite de contención de vapor. Esto provoca que, aunque el aire no intercambie calor con el exterior, se caliente ligeramente debido a la liberación en su interior del calor latente de vaporización, que atenúa el enfriamiento de la burbuja por la expansión adiabática.

De la misma forma que se estableció la temperatura común de los desplazamientos adiabáticos del aire seco, a través de la temperatura potencial, y lo mismo para el aire húmedo, que coincide prácticamente con la temperatura potencial, de igual manera se resuelve la ecuación diferencial del primer principio de la termodinámica para procesos adiabáticos saturados, en los que interviene el calor latente de vaporización. Esa temperatura, deducida de forma paralela a como es deducida la temperatura potencial del aire seco, se denomina Temperatura Potencial Equivalente y tiene la forma:

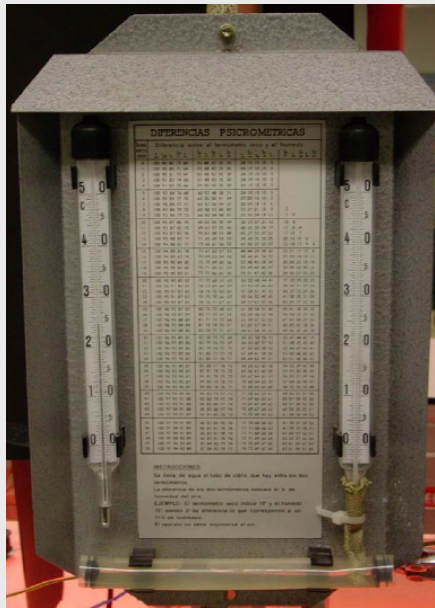
$$-\frac{L\omega_s}{c_p T} = \ln\left(\frac{\theta}{\theta_e}\right) \Rightarrow \theta_e = \theta \exp\left[\frac{L\omega_s}{c_p T}\right]$$

De hecho, puede observarse que cuando la relación de mezcla de saturación es cero ambas temperaturas potenciales coinciden.

El valor de la temperatura potencial equivalente en el nivel de presión en que se encuentra la burbuja, se denomina *temperatura potencial de termómetro húmedo*.

DETERMINACIÓN DE LA HUMEDAD RELATIVA MEDIANTE PSICRÓMETRO

El psicrómetro consiste de dos termómetros, uno seco y otro envuelto en una telilla húmeda, para asegurar que el bulbo húmedo esté saturado. Al producirse la evaporación de la tela, el termómetro húmedo se enfría y se enfría tanto más cuanto más se evapora debido a que el ambiente está más seco. Así, la diferencia de temperatura entre los dos termómetros, el seco siempre por encima, es tanto mayor cuanto más seco está el ambiente y tanto menor cuanto más seco está. Por supuesto en caso de saturación ambos marcarán lo mismo.



Las relaciones entre la humedad relativa y la temperatura del termómetro húmedo son:

$$e_s(T) = 6.11 \cdot e^{\frac{17.67 \cdot T(^{\circ}\text{C})}{T(^{\circ}\text{C}) + 243.5}}$$

$$\text{Hr}(\%) = 100 \cdot \frac{e}{e_s(T)}$$

$$e = e_s(\text{Th}) - a \cdot P \cdot (T - \text{Th})$$

Donde Th es la temperatura de termómetro húmedo, T la temperatura ambiente, P la presión atmosférica en hPa y “a” el factor psicrométrico que depende de la velocidad del aire circundante.

6. RESOLUCIÓN ANALÍTICA DE PROBLEMAS DE HIGROMETRÍA

La mayor parte de los problemas de higrometría pueden ser resueltos mediante la aplicación de la ecuación de los gases perfectos al vapor de agua, introduciendo las condiciones específicas del agua, como es el peso molecular (18 g/mol). Si las tablas de presión de vapor de saturación pueden usarse, la introducción de las condiciones de los diferentes índices de humedad puede resultar muy sencilla. Si dichas tablas no son accesibles, la fórmula de Magnus explicada en el anterior apartado puede servir para crear tablas aproximadas de la presión de saturación en función de la temperatura. A continuación, se presentan algunos problemas de ejemplo, que presentan condiciones variables de los invernaderos. En dichos problemas, será usada la siguiente tabla:

$T (^{\circ}\text{C})$	$e_s (\text{mmHg})$	$T (^{\circ}\text{C})$	$e_s (\text{mmHg})$	$T (^{\circ}\text{C})$	$e_s (\text{mmHg})$
0	4.62	19	16.5	28	28.3
5	6.5	20	17.5	30	31.8
10	9.2	22	19.8	35	42.2
15	12.8	24	22.4	40	55.3
17	14.5	26	25.2		

Problema tipo 1. Un recinto de 700 m^3 contiene aire húmedo con una humedad relativa del 68% a 25°C y presión atmosférica. Calcule: a) las masas de vapor de agua y aire seco, b) las presiones parciales de cada uno, c) la humedad absoluta y d) la temperatura de rocío.

a) La masa de vapor de agua:

b)

$$\left. \begin{aligned} e_s(25^{\circ}\text{C}) &= 23.8 \text{ mmHg} \\ Hr &= 100 \frac{e}{e_s} \end{aligned} \right\} \Rightarrow e = 16.18 \text{ mmHg}$$

$$\frac{e}{760} V = \frac{m}{18} 0.082 T \Rightarrow m_{\text{vapor}} = 10.97 \text{ kg de agua}$$

La masa de aire seco:

$$P_{\text{aire}} = 760 - 16.18 = 743.82 \text{ mmHg}; P_M = 28.97 \text{ g/mol} \Rightarrow m_{\text{aire}} = 810 \text{ kg}$$

c) Las presiones parciales: Vapor= 0.0213 atmósferas; Aire=0.9787 atmósferas.

d) Humedad absoluta: $H_a = m_v/m^3 = 15.67 \text{ g/m}^3$

e) Temperatura de punto de rocío: Puede determinarse por dos procedimientos: bien usando la fórmula de Magnus o buscando en la tabla de presiones de saturación aquel valor de temperatura para el cual la presión de vapor actual sería presión de saturación (definición de temperatura de rocío). Si fuera necesario habría que interpolar. En nuestro caso: $T_r = 18.7^{\circ}\text{C}$

Problema tipo 2: La humedad relativa de un invernadero de 75 m^3 es del 70% estando a 20°C . ¿Qué masa de vapor se puede evaporar todavía? ¿Cuáles serán las condiciones de humedad si la temperatura baja hasta 15°C ? y ¿si descendi drásticamente hasta 5°C ?

a)

$$\left. \begin{aligned} e_s(20^{\circ}\text{C}) &= 17.5 \text{ mmHg} \\ Hr &= 100 \frac{e}{e_s} \end{aligned} \right\} \Rightarrow e = 12.25 \text{ mmHg}$$

$$\frac{e}{760} V = \frac{m}{18} 0.082 T \Rightarrow m_{\text{vapor}} = 905.7 \text{ g de agua}$$

En la saturación, cuando $e=e_s(20^{\circ}\text{C})$ sustituyendo en la ecuación del gas ideal, habrá 1293.8 g de agua; por lo tanto, aún se pueden evaporar 388.15 g de agua en el invernadero

b) Si la temperatura baja hasta los 15°C , las nuevas condiciones de humedad: Sustituyendo en la ecuación del gas ideal (para el agua) el valor de la masa de agua calculada anteriormente se encuentra la presión de vapor: $e=12.04 \text{ mmHg}$;

dado que la presión de saturación $e_s(15^\circ\text{C}) = 12.8 \text{ mm Hg}$, la nueva humedad relativa será: $H_r = 94\%$

- c) Si la temperatura del invernadero desciende drásticamente hasta 5°C entonces:
 La máxima presión de vapor que admite el ambiente sería la de saturación:
 $e = e_s(5^\circ\text{C}) = 6.5 \text{ mm Hg}$. Sustituyendo dicho valor en la ecuación del gas ideal nos resulta una masa de agua en forma de vapor de $m_v = 506 \text{ g}$ de vapor; el resto (399.2 g) se han condensado en forma de gotitas en las hojas de las plantas y en las paredes del recinto.

Problema tipo 3: Un invernadero de 60 m^3 se miden las temperaturas ambiente y de rocío, siendo respectivamente 15 y 5°C . ¿Cuál será la humedad relativa (H_r)? Si se sube la calefacción hasta alcanzar los 22°C , ¿cuál será la nueva H_r ? ¿y la absoluta? Si manteniendo esta temperatura se desea tener una H_r igual a la inicial ¿cuánta masa de vapor de agua se debe introducir en el recinto?

- a) A partir de la tabla encontramos: $e_s(15^\circ\text{C}) = 12.8 \text{ mm Hg}$; por otra parte, si T_r es 5°C entonces $e = e_s(5^\circ\text{C}) = 6.5 \text{ mm Hg}$. Por lo tanto, la humedad relativa es del 51% , y la masa de vapor de agua del recinto, sustituyendo en la ecuación del gas ideal, será 391 g de vapor.
- b) Si la calefacción sube la temperatura a 22°C , la nueva $e_s(22^\circ\text{C}) = 19.8 \text{ mmHg}$. Por otra parte, la presión de vapor e ha cambiado y para determinarla debe introducirse la masa de vapor en la ecuación del gas ideal:

$$\frac{e}{760} V = \frac{m}{18} 0.082 T \Rightarrow e = 6.66 \text{ mmHg}$$

por lo que la nueva humedad relativa será del 33% . La humedad absoluta será el cociente de la masa en gramos de vapor entre el volumen del recinto en m^3 : $H_a = 6.5 \text{ g/m}^3$

- c) Si queremos llegar a la humedad relativa inicial necesitaremos evaporar agua adicional, de forma que $0.51 = \frac{e}{e_s(22^\circ\text{C})} \Rightarrow e = 10.1 \text{ mmHg}$ que corresponden a una masa total de 596.76 g , por lo que habría que evaporar 212.24 g

Problema tipo 4: Un invernadero de 30 m^3 tiene una humedad absoluta de 6.5 g/m^3 y una temperatura de punto de rocío de 5°C . Calcular a) la humedad relativa; b) la cantidad de agua vaporizada adicional necesaria para llegar a la saturación.

- a) La humedad absoluta nos indica que la masa total de vapor será $m_v = 195 \text{ g}$ de vapor. Por otra parte, si la temperatura de rocío es de 5°C , entonces $e = e_s(5^\circ\text{C}) = 6.5 \text{ mmHg}$. Para calcular la temperatura del invernadero resolvemos la ecuación del gas ideal encontrando $T = 289.72 \text{ K} = 16.72^\circ\text{C}$. Interpolando en la tabla, $e_s(16.72^\circ\text{C}) = 14.25 \text{ mmHg}$. Finalmente, la humedad relativa será 45.6% .
- b) Para determinar la cantidad de vapor que hay que evaporar para que la H_r sea del 100% : ahora $e = e_s(16.72^\circ\text{C}) = 14.245 \text{ mmHg}$. Sustituyendo en la ecuación del gas ideal, $m = 426 \text{ g}$ de vapor por lo que el invernadero puede admitir 231 g más.

7. PROCESOS DE CONDENSACIÓN

La condensación es el proceso por el que el aire saturado comienza a formar gotitas de agua en estado líquido o incluso sólido. Los procesos de condensación, más habituales, son los que dan lugar a la formación de Nubes y Nieblas. Para que se produzca condensación es necesario que se produzca la saturación de las partículas atmosféricas, condición que se producirá sobre aire húmedo que inicialmente se encuentra en condiciones de $\omega < \omega_s$

Los procesos de condensación son de dos tipos:

- Procesos que producen una disminución de ω_s , manteniendo constante la cantidad de vapor de agua contenida en el aire: Enfriamiento Isobárico y Expansión Adiabática.
- Procesos que producen un aumento de la cantidad de vapor de agua contenida en la partícula, manteniendo constante ω_s : Aporte de vapor de agua

6.1. Saturación y condensación por enfriamiento isobárico

Se trata de un enfriamiento a presión constante que no afecta a la composición de la burbuja de aire, por lo que se conserva su contenido en vapor de agua $\Rightarrow \omega = \text{cte}$; la saturación se alcanza al disminuir ω_s . La saturación se produce por la disminución de ω_s . Cuando $\omega = \omega_s$ se ha llegado a la temperatura de punto de rocío de la partícula atmosférica y la humedad relativa será $H_r = 100\%$

La condensación se produce cuando la temperatura sigue descendiendo y se va condensando el agua sobrante, manteniendo fija la presión de saturación. Los dos fenómenos más habituales son: formación de rocío y formación de nieblas nocturnas.

La disminución de la temperatura se debe al enfriamiento radiativo del suelo, facilitado por cielos despejados. Si el viento es nulo, no hay mezcla turbulenta y el enfriamiento es más marcado en la capa inferior. La condensación se produce sobre el suelo y la vegetación: *Rocío*.

Si existe viento y el enfriamiento se propaga en sentido vertical da lugar a la formación de bruma y niebla ($\omega > 0.5 \text{ g/kg}$): *Niebla de radiación*.

Otro tipo de formación de nieblas se producen cuando una masa de aire caliente y húmedo se desplaza sobre una superficie fría, caso muy frecuente en las brisas nocturnas del mar a la tierra, cuando el mar está más caliente: *Nieblas de advención*.

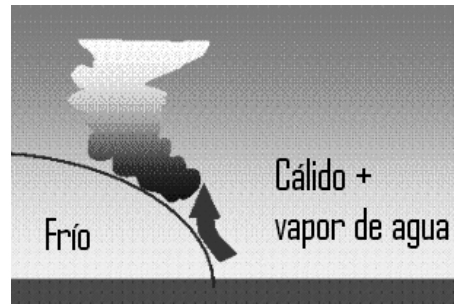
Otro tipo diferente de condensación es el que se realiza cuando la saturación se produce a temperaturas por debajo de la temperatura de punto de helada, T_f . En este caso se habla de la presión de saturación sobre hielo, porque la condensación tiene lugar directamente sobre la fase sólida. Así, se produce la *Escarcha*.

El cambio de fase producido en la solidificación no se produce siempre a la temperatura de 0°C , o la correspondiente temperatura de fusión a una cierta presión, debido a la inercia que presentan las moléculas a enlazarse en estructuras cristalinas. Existe entonces gotas de agua subfundida de forma inestable que se han formado por condensación en la atmósfera saturada. Cuando estas gotas “contactan” con objetos sólidos se transforman en hielo, en el entorno de aire saturado.: *Cencellada o Engelamiento*.

6.2. Saturación y condensación por expansión adiabática

La saturación y condensación de la burbuja de aire se produce manteniendo constante la relación de mezcla, ω . La situación de saturación se produce cuando ω_s disminuye alcanzando a ω , manteniéndose ésta constante.

La saturación se produce cuando, al producirse una expansión adiabática, se alcanza la temperatura del punto de condensación, T_c . Dado que esto ocurre en los movimientos verticales del aire húmedo, se produce a un determinado nivel, denominado: *nivel de condensación por elevación* (NCE). Alcanzado este nivel, la condensación se produce cuando se forman gotitas microscópicas en el interior de las burbujas ascendentes. Estas son el origen de la formación de *nubes*.



Las situaciones en que se produce este efecto son *ascensos sinópticos*: elevaciones lentas de gran extensión horizontal que producen nubes de espesor y altitud variable. Estas son las nubes propias de los frentes. También los *ascensos locales*, muy rápidos, provocados por el fuerte calentamiento de la superficie y que generan cúmulos tormentosos gran espesor: son las nubes de desarrollo vertical.

6.3. Saturación y condensación por aporte de vapor de agua

Este proceso se produce cuando la relación de mezcla, ω , acercándose a ω_s , debido a un aporte de vapor de agua procedente de ríos, lagos o el mar. La saturación se produce cuando una masa de aire húmedo, a la temperatura T_{aire} , con $\omega < \omega_s$ entra en contacto con una gran extensión de agua líquida, a la temperatura T_{agua} . Si ocurre que $e < e_s(T_{\text{agua}})$, existe evaporación hasta que se igualen las presiones de vapor (las temperaturas permanecen constantes).

Existen dos posibilidades, en función de las temperaturas de las masas de aire y agua, de cara a la posible saturación:

- Si $T_{\text{aire}} > T_{\text{agua}}$ entonces $e_s(T_{\text{aire}}) > e_s(T_{\text{agua}})$ en este caso la evaporación continúa hasta que $e = e_s(T_{\text{agua}})$. A partir de ese momento la evaporación cesa pero no ocurre condensación, puesto que $e = e_s(T_{\text{agua}}) < e_s(T_{\text{aire}})$. El aire aumenta su relación de mezcla, pero no se satura. En esta situación es el aire quien podría seguir conteniendo agua disuelta en estado de vapor por ser mayor su presión de saturación.
- Si $T_{\text{aire}} < T_{\text{agua}}$ entonces $e_s(T_{\text{aire}}) < e_s(T_{\text{agua}})$ en este caso la evaporación continúa y no se interrumpe aunque $e = e_s(T_{\text{aire}})$, puesto que aún no ha llegado al valor de $e_s(T_{\text{aire}})$ que es quien marca el límite, ya que $e < e_s(T_{\text{agua}})$. La evaporación sigue produciéndose, pero el aire no puede contener el vapor de agua que le va llegando con lo que se satura y se condensa: se producen entonces las *nieblas de evaporación*. Como ejemplo cabe destacar las regiones polares cuando el aire de los hielos contacta con el mar más caliente y también los vapores que se elevan después de una tormenta.

8. NÚCLEOS DE CONDENSACIÓN Y FORMACIÓN DE GOTAS

La formación de gotas de agua en la atmósfera es un proceso complejo. A pesar de que al alcanzar una humedad relativa del 100% debería producirse la condensación, lo cierto es que la formación de gotas se facilita en la presencia de partículas en el aire, que presentan una superficie sólida a la que adherirse las gotas recién formadas. Estas sustancias se denominan *núcleos de condensación*, y puede tratarse de partículas procedentes de la contaminación atmosférica, o aerosoles naturales en forma de partículas de polvo, etc.

La razón de que las gotitas recién formadas queden en suspensión en la atmósfera y no caigan a la superficie por la acción de la gravedad, se debe a la velocidad límite que está regulada por la

ley de Stokes. Así, un cuerpo, como son las gotas de agua, en el seno de un fluido, como es el aire, está sometido a una fuerza de fricción debido a la viscosidad del fluido, que es directamente proporcional a la velocidad con la que se mueve el cuerpo. Por lo tanto, llega un momento en que el cuerpo en caída libre alcanza una fuerza de rozamiento equivalente a la fuerza de la gravedad con la que cae, dotando al cuerpo de una velocidad constante. Esta velocidad se denomina *velocidad límite*, y viene dada por:

$$v_L = \frac{2r^2(\rho - \rho_0)g}{9\eta}$$

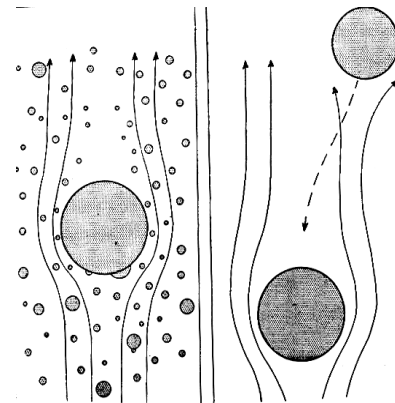
Donde ρ_0 y ρ son las densidades de la partícula y del medio, respectivamente, r el radio de la partícula y η el coeficiente de viscosidad relativo entre el medio y la partícula.

A continuación, se presenta una tabla con las velocidades límite de algunas gotas formadas en la atmósfera.

Tipo	Tamaño μm	Velocidad m/s
Gota lluvia grande	5000	8.9
Gota lluvia pequeña	1000	4.0
Lluvia fina	500	2.8
Llovizna	200	1.5
Gota nube grande	100	0.3
Gota nube	50	0.076
Núcleos condensación	2	1.2e-4

Como vemos las gotas de las nubes, con diámetros del orden de 50 micras, tiene velocidades límite casi despreciables, por lo que se mantienen en suspensión con pequeñas turbulencias. En cualquier caso, cuando las gotas comienzan a caer, sus tamaños se van engrosando y terminan generando gotas de lluvia que se precipitan a la superficie. Los procesos de engrosamiento son dos, fundamentalmente y se muestran esquematizados en la figura adjunta. Por una parte, *el efecto captura*, por el cual la gota al caer va colisionando con gotas más pequeñas que se le adhieren aumentando así su diámetro y realimentando su proceso de caída. Por otra parte, está el *efecto estela*, ocurrido cuando la gota al caer, atrae a otras gotas en su estela por efecto Ventura, atraídas por el decremento de presión producido.

Efecto captura Efecto estela



9. TIPOS DE NUBES

De acuerdo con el Atlas Internacional de Nubes, publicado en 1956 por la Organización Meteorológica Mundial (OMM), las nubes se clasifican en 10 formas características, o géneros, que se excluyen mutuamente.

Las formas nubosas fundamentales son tres: *cirros*, *cúmulos* y *estratos*; todos los restantes tipos corresponden o bien a estos tipos puros o son modificaciones y combinaciones de los mismos, a diferentes alturas, donde la variación de las condiciones del aire y humedad son responsables de las diversas formas que presentan.

La siguiente tabla muestra una distribución de los tipos de nubes y los diferentes intervalos de alturas en que se desarrollan:

Grupo	Altura de la Base de las Nubes	Tipo de Nubes
Nubes altas	Trópicos: 6000-18000m Latitudes medias: 5000-13000m Region polar: 3000-8000m	Cirrus Cirrostratus Circocúmulus
Nubes Medias	Trópicos: 2000-8000m Latitudes medias: 2000-7000m Region polar: 2000-4000m	Altostratus Altocúmulus
Nubes Bajas	Trópicos: superficie-2000m Latitudes medias: superficie-2000m Region polar: superficie-2000m	Stratus Stratocúmulus Nimbostratus
Nubes con Desarrollo Vertical	Trópicos: hasta los 12000m Latitudes medias: hasta los 12000m Region polar: hasta los 12000m	Cúmulus Cumulonimbus

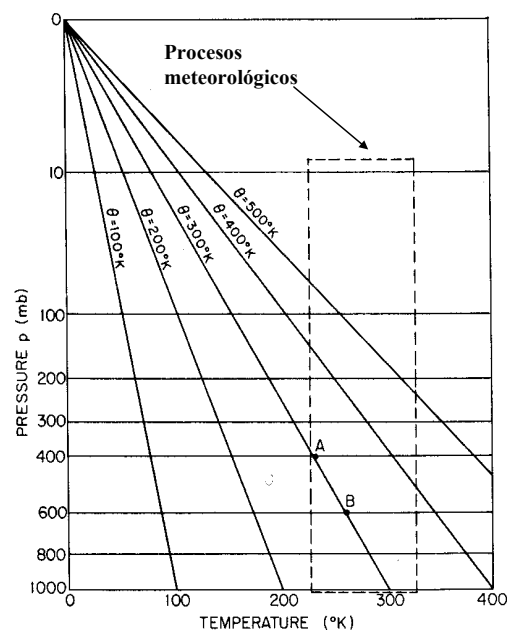
10. DIAGRAMAS METEOROLÓGICOS

Los diagramas meteorológicos son sistema de coordenadas ara localizar y analizar procesos termodinámicos en la atmósfera. Existen diferentes tipos, aunque todos deben cumplir las siguientes condiciones:

- Las *isopletas* deben ser prácticamente rectas.
- Las curvas de isotermas y adiabáticas forman un ángulo amplio, para facilitar los cálculos de estabilidad o los de temperatura con la presión atmosférica.
- La proporción de área para la energía termodinámica es la misma en todo el diagrama
- La vertical de la atmósfera se aproxima a la coordenada vertical del diagrama

El *diagrama de Stüve* es una representación simplificada del diagrama pseudoadiabático. Es el diagrama que se presenta en la figura. Como pueden verse existen representadas tres coordenadas diferentes: La presión, en milibares, la temperatura en el eje de abscisas y las curvas que marcan los ascensos y descensos adiabáticos del aire seco; es decir, curvas con el mismo valor de la temperatura potencial; estas curvas se denominan adiabáticas secas y el valor de la temperatura potencial es su intersección con la temperatura al nivel de 1000 milibares. La relación entre Temperatura, Presión y temperatura potencial se deduce de la ecuación de Poisson, y puede expresarse como:

$$T = 0.139 \cdot \theta \cdot P^{R/c_p} = 0.139 \cdot \theta \cdot P^{0.286}$$

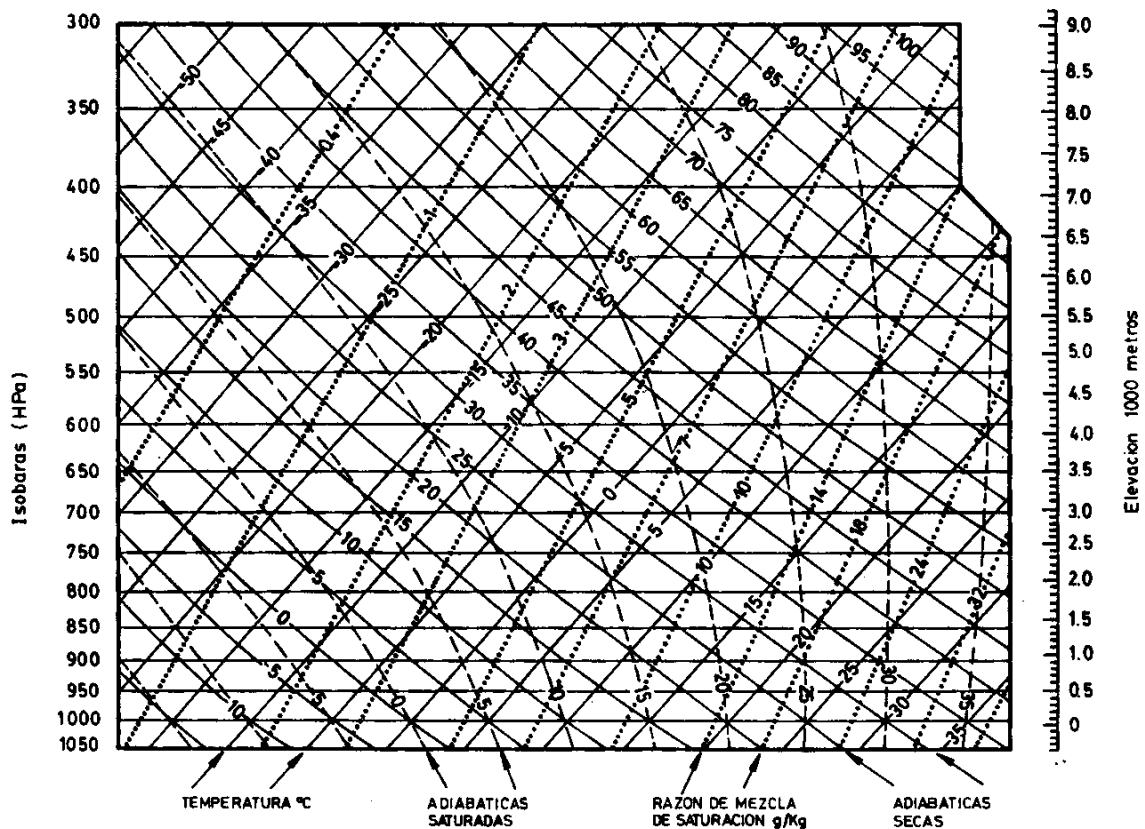


Como ya ha sido mencionado, todas las adiabáticas secas ($\theta=Cte$) pasarán por el origen de coordenadas y por $T=\theta$ en el nivel de presión 1000 mb.

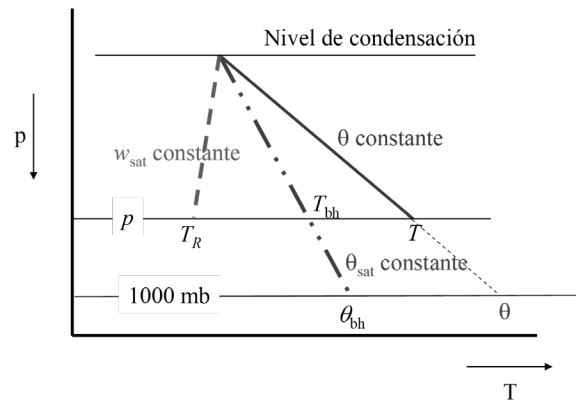
El diagrama más importante para la resolución de problemas de termodinámica de la atmósfera es el llamado *diagrama oblicuo*, que es el que se representa en la siguiente figura.

El diagrama oblicuo es un sistema de coordenadas que facilita la representación de los procesos atmosféricos y es de gran ayuda en la resolución de problemas y cálculo de magnitudes. Las magnitudes que utiliza como base de representación son:

- *Presión (hPa)*: Situada en el eje primario de ordenadas. La presión aparece en una escala paralela a la altura, que habitualmente suele ser la escala logarítmica, aunque puede aparecer como una función potencial con el exponente de la ecuación de Poisson para el aire seco.
- *Altura (km)*: Situada en el eje secundario de ordenadas y en una escala lineal.
- *Temperatura (°C)*: Son ejes que forman un ángulo cercano a los 45° son las líneas isóbaras.
- *Temperatura potencial (°C)*: La temperatura potencial calculada para el aire seco. Estas iso-líneas se denominan también adiabáticas secas ya que proceden de la resolución de la ecuación de Poisson para el aire seco. Son las mismas iso-líneas que las del diagrama de Stüve. Sobre estas adiabáticas se representa también la evolución del aire húmedo ya que no existen diferencias apreciables ($\approx 0.1^\circ\text{C}$). Si la representación de la presión es una escala logarítmica, estas líneas son ligeramente curvadas.
- *Razón de mezcla de saturación (g/kg)*: Son isolíneas rectas que representan la razón de mezcla de saturación ω_s . Este sistema de ejes interseca de forma prácticamente perpendicular a las isotermas potenciales.
- *Adiabáticas saturadas (°C)*: Representan la evolución adiabática seguida por el aire saturado, en sus desplazamientos verticales. Estos desplazamientos se denominan pseudoadiabáticos y dan también nombre a las correspondientes isopletas.



Como ya ha sido mencionado, el Nivel de Condensación por Elevación (NCE) Se define como el nivel en que un paquete de aire húmedo que asciende adiabáticamente llega a estar saturado. Durante el ascenso la razón de mezcla w y la temperatura potencial θ permanecen constantes pero la razón de mezcla de saturación w_s va disminuyendo progresivamente (ya que la temperatura va disminuyendo) hasta que su valor se hace igual a la razón de mezcla actual w .



La siguiente figura muestra algunas temperaturas y su cálculo sobre el diagrama oblicuo. Como se aprecia, el nivel de condensación es el punto donde intersectan las tres líneas:

- adiabática seca, con su temperatura potencial θ
- la curva pseudoadiabática, con su temperatura de bulbo húmedo, T_{bh} , al nivel de la presión de la partícula y temperatura potencial equivalente en el nivel de 1000 mb, θ_{bh} .

La curva de relación de mezcla de saturación, definida por la temperatura de punto de rocío T_R en el nivel de estado de la burbuja.

Modelos barométricos

1. VARIACIÓN DE LA PRESIÓN CON LA ALTURA

Los modelos barométricos servirán para establecer una ecuación o modelo de variación de la presión atmosférica con la altura. Ello lleva consigo, no sólo el tratamiento de la presión sino también la temperatura, por la dependencia que existe entre la temperatura y la altura. Por ello, serán estudiadas estas dos magnitudes, Temperatura y Presión, con especial atención a la última. Los resultados serán extensibles a la comparación entre datos de diferentes estaciones meteorológicas, así como a los procesos de interpolación de datos entre ellas.

Los modelos barométricos establecen que la variación de la presión con la altura no es lineal, dado que los incrementos de presión observados son dependientes del nivel vertical al que se producen. Por poner algunos ejemplos numéricos, a continuación, se expresa el gradiente de presión con la altura en diferentes niveles:

- a 1000 HPa $dP/dz = -1 \text{ Hpa}/8\text{m}$
- a 700 HPa (3000 m) $dP/dz = -1 \text{ Hpa}/11\text{m}$
- a 500 HPa (5500 m) $dP/dz = -1 \text{ Hpa}/15\text{m}$

Por todo ello, vamos a distinguir diferentes condiciones de suposición, para la variación de la temperatura, para obtener el modelo barométrico correspondiente.

2. ECUACIÓN GENERAL DE LA HIDROSTÁTICA

El concepto de presión es un concepto diferencial. Su determinación dependerá de diferentes factores, siendo el principal de ellos la *densidad del fluido*. Dicha densidad es aproximadamente constante en la mayoría de los fluidos, y no depende en gran medida de la profundidad del mismo. Los fluidos que cumplen esta condición se denominan incompresibles; esto es, no se aplastan bajo su propio peso. Este es el caso del agua, aceite y la mayoría de los líquidos; no así el caso de los gases y por ende, el aire atmosférico. Para este caso vamos a deducir la ecuación fundamental de la hidrostática.

Consideremos un elemento de volumen de fluido incompresible, con forma de cilindro diferencial, cuya altura sea dz , y cuya sección tiene una superficie de $A \text{ m}^2$. Dado que el cilindro de fluido se encuentra en el seno del fluido en equilibrio, la resultante de todas las fuerzas que actúan sobre él, es nula. Esto indica que la presión es la misma en todos los puntos del borde del cilindro. Respecto a la dirección vertical z , tampoco existe aceleración, por lo que la resultante de

las fuerzas es nula. Dado que en esta dirección debemos considerar el peso del propio elemento considerado, tenemos que:

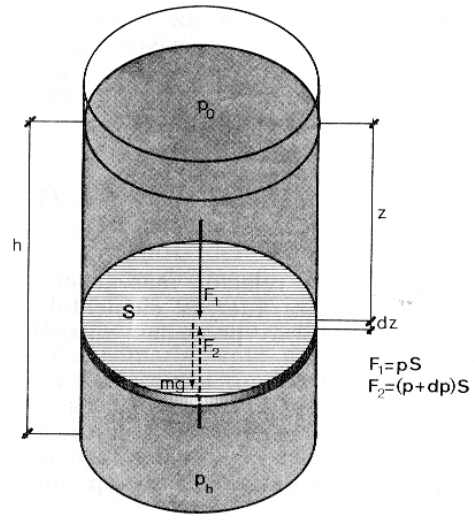
$$F_2 = F_1 + mg = F_1 + V \cdot \rho \cdot g =$$

$$F_1 + A \cdot dz \cdot \rho \cdot g \Rightarrow$$

$$dP = \rho \cdot g \cdot dz$$

Esta es la ecuación fundamental de la hidrostática, expresada de forma diferencial: entre dos puntos de un fluido, separados por una distancia vertical z , existe una diferencia de presión igual al peso de una columna de fluido, de base unidad, y altura igual a la distancia vertical entre esos dos puntos.

La integración de dicha ecuación diferencial dependerá de si la densidad es constante (fluidos incompresibles) o tiene una dependencia explícita con la altura (aire atmosférico). Como estamos interesados en este último caso, y además tomamos como origen de alturas el "fondo del recipiente" que es la superficie terrestre, encontramos que la variación de Presión tiene signo opuesto a la variación de temperatura, por lo que la ecuación fundamental de la hidrostática, para el aire, será de la forma:



$$dP = -\rho(z) \cdot g \cdot dz$$

3. MODELOS BAROMÉTRICOS

3.1. Modelo barométrico de atmósfera isoterma

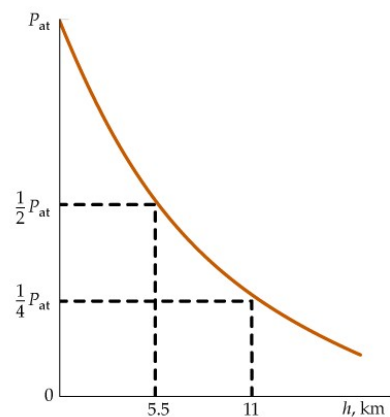
Los fluidos compresibles son aquellos que presentan una variación de la densidad con la profundidad de inmersión. Estos fluidos se aplastan bajo su propio peso. Este es el caso del aire y los gases. En este caso, la ecuación de la hidrostática, deducida en el epígrafe anterior debe escribirse de forma diferencial en la forma:

$$dP = -\rho(z) \cdot g \cdot dz$$

Esta ecuación que lleva la dependencia explícita de la densidad con la altura se denomina *Ecuación General de la Hidrostática*, y la ecuación fundamental es un caso particular aplicado a los fluidos incompresibles. A partir de ella deduciremos la forma de la presión atmosférica. Es de esperar que tanto la presión como la densidad del fluido (el aire en este caso) decrecen con la altura; por esa razón se escribe el signo negativo, debido a que la presión y la altura tienen variaciones opuestas.

La determinación de la presión no es fácil puesto que depende de otros factores como la temperatura del aire; no obstante, a partir de la ecuación de los gases ideales, tenemos:

$$PV = nRT \Rightarrow P = \rho \frac{RT}{P_M} \Rightarrow \rho = P \frac{P_M}{RT}$$



expresión que nos relaciona, en cada punto, la densidad del aire con la presión. Ahora ya podemos integrar la ecuación diferencial general de la hidrostática, de forma que:

$$\frac{dP}{P} = -\frac{P_M g}{RT} \cdot dz \Rightarrow \ln(P) - \ln(P_0) = -\frac{P_M g}{RT} (z - z_0) \Rightarrow P = P_0 e^{-\left(\frac{P_M g}{RT}\right)z}$$

donde P_0 es la presión al nivel del mar, donde tomamos el origen de la altura, z_0 , y el signo negativo procede de que a medida que crece la altura, decrece la presión. Vemos pues que la variación de la presión con la altura muestra una dependencia exponencial negativa, tal y como se representa en la figura.

PROBLEMA

Calcular la presión al nivel del mar si el barómetro del lugar indica una presión de 1012 milibares y la temperatura del termómetro unido es de -8°C . La estación se encuentra a 250 metros sobre el nivel del mar. (Suponer atmósfera isoterma)

Por tratarse de una atmósfera isoterma, la integración de la ecuación fundamental de la hidrostática mediante la ecuación de los gases ideales, a T Cte, la presión viene dada como:

$$P = P_0 e^{-\frac{g(z-z_0)}{RT}}, \text{ con } z=250 \text{ m; } T=265\text{K; } g=9.81 \text{ ms}^{-2}; R=288 \text{ J/(kg}\cdot\text{K)}$$

$$P_0 = 1045.5 \text{ mb}$$

3.2. Modelo barométrico de atmósfera con gradiente térmico constante

Un caso más general que el anterior es aquél en que suponemos una variación de la temperatura con la altura, a través de un gradiente térmico vertical. El gradiente térmico está definido mediante la expresión:

$$\alpha = -\frac{\partial T}{\partial z}$$

En la que el signo negativo aparece de forma explícita, puesto que en la mayoría de las situaciones, la temperatura se decreta con la altura (excepto en casos de inversión térmica). En el caso de estudio presente, supondremos un gradiente térmico constante: $\alpha = \text{Cte}$. Y además mediante una variación lineal con la altura, en la forma:

$$\alpha = -\frac{\partial T}{\partial z} = \text{Cte} T(z) = T_0 - \alpha \cdot z$$

En este caso, utilizando la ecuación de los gases perfectos, como en el apartado anterior e introduciendo la ecuación general de la hidrostática, tendremos:

$$\left. \begin{array}{l} PV = nRT \\ dP = -\rho(z) \cdot g \cdot dz \end{array} \right\} \Rightarrow \frac{dP}{P} = -\frac{P_M g}{RT} \cdot dz = -\frac{P_M g}{R \cdot (T_0 - \alpha \cdot z)} \cdot dz \Rightarrow dP$$

$$= -g \frac{P}{R_a (T_0 - \alpha z)} dz$$

Siendo R_a la constante específica del aire seco, que proviene del cociente entre la constante universal de los gases perfectos y el peso molecular del aire.

Esta ecuación diferencial es muy fácil de integrar, sin más que utilizar un cambio de variable, consistente en $x = T_0 - \alpha z$, de forma que la presión presenta la ecuación analítica:

$$\frac{P}{P_0} = \left(\frac{T_0 - \alpha z}{T_0} \right)^{\frac{g}{\alpha R_a}}$$

A partir de la forma de la Presión, también puede determinarse la variación de la densidad del aire en función de la altura, haciendo uso de la ecuación del gas ideal. Así:

$$\rho = \frac{P}{R_a T} = \rho_0 \left(\frac{T_0 - \alpha z}{T_0} \right)^{\frac{g}{\alpha R_a} - 1}$$

PROBLEMA

A una altura de 125 metros sobre el nivel del mar, la presión es de 1005 mb y la temperatura 15°C. Determinar la presión al nivel del mar. El gradiente de temperatura es de 0.6 °C/100 m

En este caso se trata de una atmósfera con temperatura variable, pero cuyo gradiente es conocido. Así,

$$\alpha = -\frac{\partial T}{\partial z} = 0.6^\circ\text{C}/100\text{m}$$

La ecuación barométrica, procedente de la ecuación hidrostática en la que la temperatura varía de acuerdo con: $T = T_0 - \alpha z$ queda como:

$$P = P_0 \left(1 - \frac{\alpha \cdot z}{T_0} \right)^{\frac{g}{\alpha \cdot R_a}}$$

Con $P=1005$ mb; $T_0=T+\alpha z=288\text{K}$; $R_a=288$ J/(kg·K)
 $P_0 = 1027.6$ mb

PROBLEMA

En un sondeo se han obtenido los siguientes datos:

Nivel	Presión (mb)	Temp. Aire (°C)
0: 0 m	1003	20.7
1: z_1 m	949	16.1
2: z_2 m	928	14.4

Determinar las altitudes z_1 y z_2

Para resolver, calculamos los diferentes gradientes de temperatura en los dos tramos:

$$\alpha_1 = \frac{20.7 - 16.1}{z_1} = \frac{4.6}{z_1} \Rightarrow P_1 = P_0 \left(1 - \frac{\alpha_1 \cdot z_1}{T_0} \right)^{\frac{g}{\alpha_1 \cdot R_a}} \Rightarrow z_1 = 469.1 \text{ metros}$$

$$\alpha_2 = \frac{20.7 - 14.4}{z_2} = \frac{6.3}{z_2} \Rightarrow P_2 = P_0 \left(1 - \frac{\alpha_2 \cdot z_2}{T_0} \right)^{\frac{g}{\alpha_2 \cdot R_a}} \Rightarrow z_2 = 682.4 \text{ metros}$$

3.3. Modelo barométrico de atmósfera estándar US-1972

La atmósfera estándar está basada en el modelo de gradiente constante, pero definiendo ciertas capas bien diferenciadas. Las condiciones para el modelo de atmósfera estándar, definido en 1972 por la NASA, son:

- El nivel del mar, con altura $z=0$ se encuentra a una temperatura, T_0 , de 288.15K, y a una presión P_0 de 1013.25 HPa.
- El valor de la gravedad, g , es Cte e igual a 9.8 ms⁻²
- α es Cte, con los valores específicos para cada capa:
 - Troposfera (hasta los 11 km): $\alpha = -dT/dz = 0.65^\circ\text{C}/100\text{ m}$
 - Entre los 11 km y los 20 km, $\alpha = -dT/dz = 0.0$, y la T es Cte de -56.5°C
 - Entre los 20km y los 32 km, $\alpha = -dT/dz = -0.1^\circ\text{C}/100$
- El aire es seco ($T=T_v$) y de composición constante en todos los niveles.

Como consecuencia de los anterior, la presión en la Troposfera está gobernada por la ecuación:

$$P = 1013.25 \left(1 - \frac{0.0065z}{288.15} \right)^{5.31}$$

PROBLEMA

Determinar la diferencia de altitud entre dos estaciones, si en una la presión es de 1000 mb y la temperatura es de 20°C y en la otra la presión es de 990 mb y la temperatura es de -2°C .

Suposición de atmósfera isoterma:

Para este tipo de problemas en que resulta desconocido el gradiente vertical de temperatura, puede utilizarse el concepto de temperatura media entre dos niveles z_1 y z_2 y considerar una atmósfera isoterma con dicho valor de temperatura.

Así: $T_{\text{med}} = 282\text{ K}$ y la ecuación barométrica es:

$$P = P_0 e^{-\frac{g \cdot h}{RT}} \Rightarrow h = \frac{R_a T_{\text{med}}}{g} \ln \left(\frac{P_0}{P} \right) = 82\text{ m}$$

Atmósfera no isoterma:

Otra forma alternativa de resolver el problema es considerar el gradiente de temperatura entre los dos niveles. Así tendremos:

$$\alpha = \frac{22}{h} \text{ (K/m)}$$

$$990 = 1000 \cdot \left(1 - \frac{22/h \cdot h}{293} \right)^{\frac{gh}{22 \cdot R_a}} \Rightarrow h = \frac{R_a \cdot 22 \cdot \ln \left(\frac{990}{1000} \right)}{g \cdot \ln \left(1 - \frac{22}{293} \right)} = 83.24\text{ m}$$

4. CONDICIONES DE ESTABILIDAD

Definir la estabilidad o inestabilidad de la atmósfera equivale a caracterizar la posibilidad de que existan movimientos verticales del aire, y por consiguiente, que aparezcan las situaciones de precipitación. Para que ésta se produzca deberán darse dos posibles condiciones que llevan a la condensación, tal y como ha sido explicado en la termodinámica de la atmósfera:

- Disminución de la temperatura
- Aumento de la presión de vapor

La condensación en la atmósfera ocurre principalmente al producirse un enfriamiento por elevación.

Las burbujas atmosféricas están sujetas a dos fuerzas verticales que se contrarrestan; por una parte, a las leyes de la hidrostática y el empuje de Arquímedes y por otra a su propio peso; así tendremos:

- Fuerza ascendente: $\rho'gV$
- Peso o fuerza descendente: ρgV

donde ρ expresa la densidad del aire de la burbuja y ρ' la densidad del aire atmosférico ambiental que rodea la burbuja. Por lo tanto, la fuerza neta de ascensión por unidad de masa será:

$$F = g \left[\frac{\rho' - \rho}{\rho} \right]$$

Expresando esta fuerza en función de la temperatura, y teniendo en cuenta que para la burbuja $P \approx P'$, y dado que $\rho = P/RT$

$$F = g \left[\frac{T - T'}{T'} \right]$$

Por lo tanto, la fuerza ascensional de la burbuja ha sido caracterizada a través de las temperaturas de la burbuja, T y del ambiente donde se encuentra, T' . Entonces, si $T > T'$, ocurre que la burbuja se encuentra más caliente que el aire que la rodea, estando sometida a una fuerza neta de ascensión, y si $T < T'$, la burbuja está más fría que el aire que la rodea y se encuentra sometida a una fuerza de descenso.

A continuación, vamos a caracterizar las condiciones de estabilidad para el aire seco, en primer lugar y para el aire húmedo en segundo lugar.

Estabilidad del aire seco

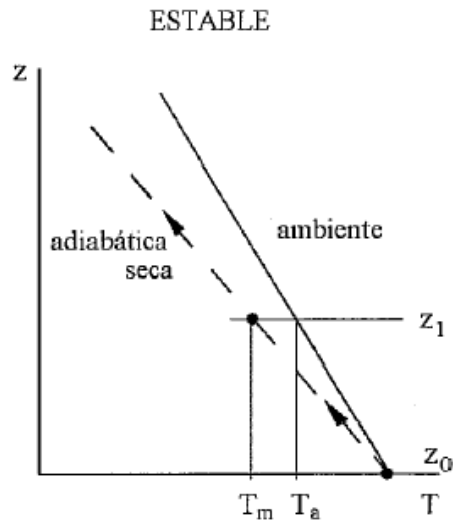
En general se cumple que las temperaturas de la burbuja y del aire ambiente son diferentes ($T \neq T'$) por dos razones fundamentales: por una parte, la burbuja se enfría debido a la expansión que sufre al pasar a niveles inferiores de presión en un ascenso (o lo contrario si sufriera un descenso); por otra parte los intercambios de calor entre la burbuja y el entorno son prácticamente nulos (ascenso/descenso adiabático) debido a la mala conductividad del aire. Por estas razones, y de cara a establecer las condiciones de estabilidad se definen dos gradientes térmicos diferentes, uno para la burbuja, objeto de estudio, y otro para el ambiente que es el que se determina mediante un sondeo; es decir:

- $\gamma = -dT/dz$: gradiente adiabático seco de la burbuja.
- $\alpha = -dT'/dz$: gradiente de enfriamiento del entorno. Se determina mediante sondeo.

Téngase en cuenta que los mencionados gradientes ya van precedidos del signo negativo, haciendo explícito el enfriamiento por ascenso, que es la situación más frecuente; así, un valor de α de $0.5^\circ/100\text{m}$ significa que el aire del ambiente se enfría medio grado centígrado por cada 100 metros de ascenso. Si el valor de α fuera negativo ello implicaría un calentamiento del aire con el ascenso en altura, lo cual sucede en las situaciones de inversión térmica como se verá. Por otra parte es muy importante hacer notar que de los mencionados gradientes el que presenta cambios y valores variables a determinar es el gradiente del ambiente, α , porque el gradiente de ascenso/descenso, γ , se corresponde con el gradiente adiabático seco seguido por el aire seco y aire húmedo y su valor es estándar.

En función de los valores de dichos gradientes térmicos, distinguimos las siguientes situaciones:

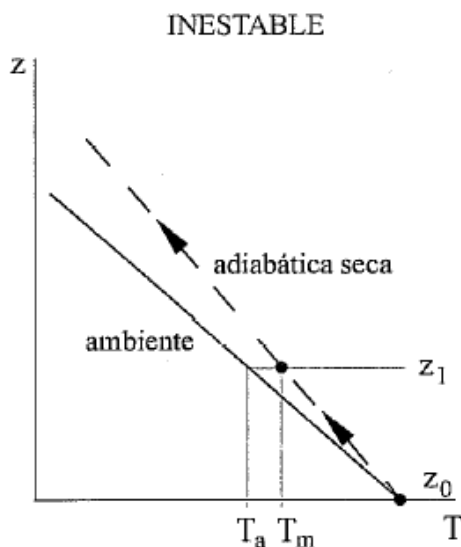
$\alpha < \gamma$: Situación de **estratificación estable**. La burbuja, en el ascenso, se enfría más que el entorno: ascenso frenado; estratificación estable; $\rho > \rho'$. En el descenso, la burbuja se encuentra más caliente que el entorno: descenso frenado. Esta situación inhibe los movimientos verticales del aire. Un caso especial es cuando la estabilidad está muy acentuada, debido a que α , no sólo es pequeño, sino que además es negativo ($\alpha < 0$). En ese caso hablamos de inversión y caracteriza situaciones de extrema estabilidad



Ejemplo de la evolución del aire en un ambiente estable

$\alpha > \gamma$: Situación de **estratificación inestable**. Efectos contrarios al caso anterior. En un ascenso, la burbuja se enfría menos que el ambiente, por lo que siempre permanece más caliente y prevalece la fuerza ascensional. En el descenso, la burbuja se enfría más que el ambiente y prevalece la fuerza descendional. Los movimientos verticales son favorecidos.

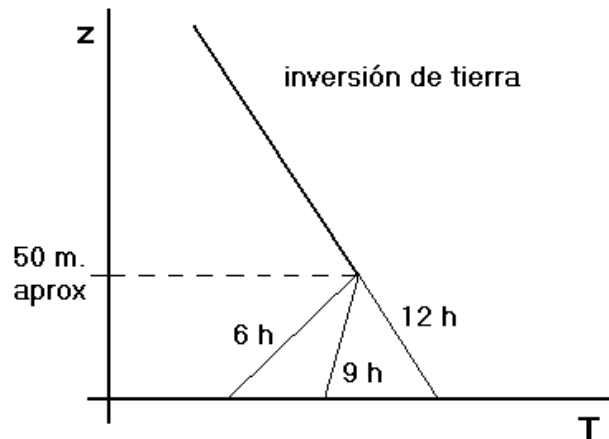
$\alpha = \gamma$: **Estabilidad neutra**. La burbuja se encuentra en equilibrio.



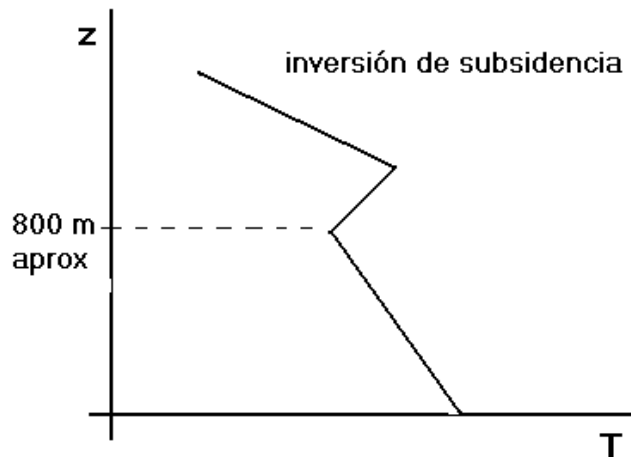
Ejemplo de la evolución del aire en un ambiente inestable

Las situaciones de estabilidad más acentuada se producen en los casos en que α pueda ser negativo como caso extremo. Son las situaciones de inversión. Existen dos tipos de inversión de referencia:

- **Inversión de Tierra:** Provocadas por el fuerte enfriamiento nocturno. Se producen durante la noche cuando los estratos de aire más cercanos al suelo se encuentran más fríos. Esta inversión se va disipando al amanecer cuando el sol comienza a calentar el suelo, y éste a su vez, las capas de aire más cercanas a la superficie. La figura muestra el gradiente térmico del ambiente a diferentes horas después del amanecer. Nótese que por encima de un determinado nivel de altura (50 m. aproximadamente) la estratificación no sufre inversión.



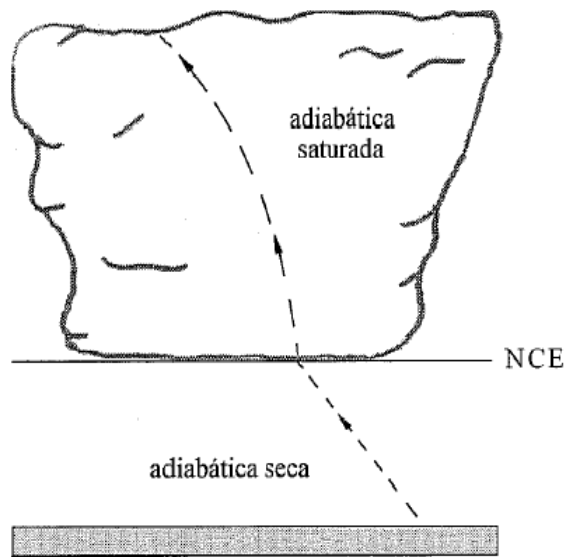
- **Inversión de Subsistencia:** Inversión producida a alturas superiores a 500m. Sucede por la caída de grandes masas de aire frío superior a capas más bajas. Se produce en el centro de los Anticiclones y son caracterizadas por un descenso muy rápido de la humedad con la altura.



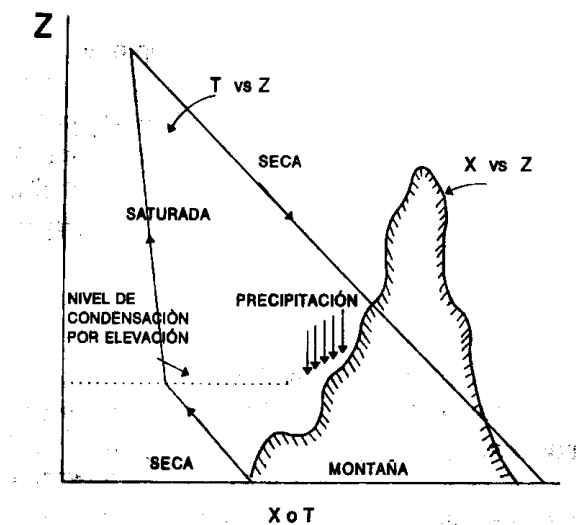
Estabilidad del aire húmedo

El enfriamiento del aire húmedo es ligeramente inferior al del aire seco; sin embargo la diferencia más importante que se produce respecto al aire seco consiste en la aparición de situaciones de saturación. Si una burbuja de aire húmedo comienza a ascender, lo hace por la adiabática seca hasta llegar al NCE. A partir de ahí lo hará a través de la adiabática saturada y el enfriamiento da lugar a la condensación con la consiguiente liberación de calor latente.

Si la condensación da lugar a precipitación, entonces se libera calor en forma de masa de agua, lo que rompe la hipótesis adiabática (procesos pseudoadiabáticos). Por ello, el proceso no es reversible y en las montañas, el lado de sotavento está más caliente y seco que el lado de barlovento. Este razonamiento queda explicado en la siguiente figura:



Nivel de condensación por elevación (NCE)



En este caso el gradiente del aire saturado responde a la ecuación:

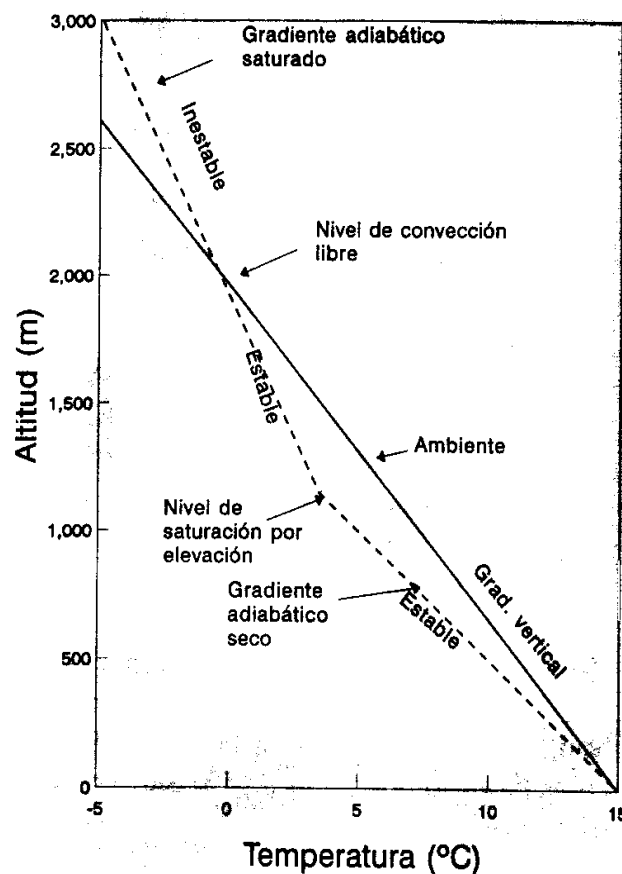
$$\gamma_s = - \left(\frac{dT}{dz} \right)_{\text{saturado}} = \gamma \frac{1}{1 + (L/c_p) \left(\frac{d\omega_s}{dT} \right)}$$

Considerando la posibilidad de que se produzca saturación durante el ascenso, existen 5 tipos de estabilidad para el aire húmedo; debe hacerse notar que, según lo anteriormente explicado, siempre ocurre que $\gamma_s < \gamma$. Así:

- $\alpha < \gamma_s$ Absolutamente estable
- $\alpha = \gamma_s$ Neutro o indiferente saturado
- $\gamma_s < \alpha < \gamma$ Condicionalmente inestable
- $\alpha = \gamma$ Neutro o indiferente seco
- $\alpha > \gamma$ Absolutamente inestable

La estabilidad condicional se produce cuando una masa de aire, inicialmente estable puede convertirse en inestable, si se ha visto forzada a ascender, por ejemplo por razones mecánicas de empuje del viento (porque de otra forma no lo hubiera hecho), debido a los procesos de condensación. La estabilidad condicional se explica de acuerdo a los siguientes pasos:

1. Inicialmente aire húmedo estable ($\alpha < \gamma$)
2. Ascende, por la adiabática seca, por razones mecánicas, p.e, hasta el NCE.
3. Se satura y comienza la condensación (con o sin precipitación)
4. El calor liberado por la condensación puede hacer que $\gamma_s < \alpha$ (condicionalmente inestable). (es inestable pero la burbuja está rodeada de aire ambiente más caliente)
5. Superado el nivel de convección libre, la situación es muy desestabilizadora





Práctica: Tratamiento estadístico del viento

1. OBJETIVOS

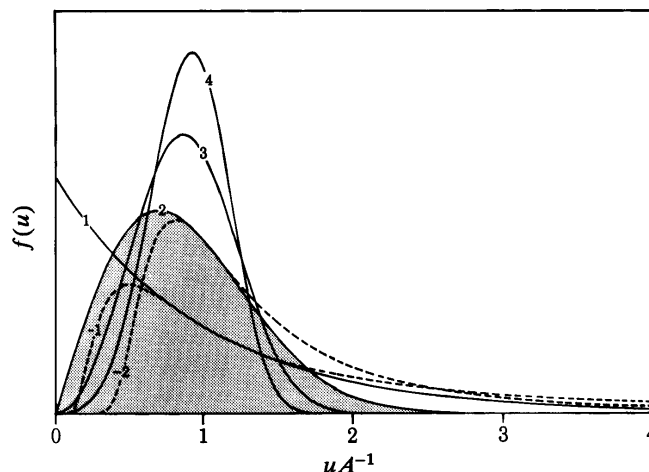
- Elaborar rosas de viento mediante una hoja de cálculo convencional.
- Aplicar la distribución estadística de Weibull a los datos de velocidad de viento.
- Determinación de probabilidades de ocurrencia de valores superiores de velocidad de viento.

2. BASE TEORICA

El estudio de la distribución de velocidades de viento, realizada por sectores de dirección, presenta un elevado interés de estudio toda vez que su objetivo es la determinación de la velocidad de viento más probable en cada una de las direcciones de viento establecidas en la rosa de los vientos.

Para exponer los datos de velocidad de viento se utiliza la *función de distribución de Weibull*, como un método para representar la distribución frecuencias de la velocidad del viento de una forma compacta. Esta función de distribución se denomina biparamétrica, ya que depende de dos parámetros característicos que es necesario calcular. La función de distribución tiene la forma:

$$f(u) = \frac{k}{A} \left(\frac{u}{A}\right)^{k-1} \exp\left[-\left(\frac{u}{A}\right)^k\right]$$



en donde $f(u)$ es la frecuencia con que se da la velocidad de viento u ; esto es, la *función densidad de probabilidad*. Los dos parámetros de la función son el parámetro de escala A y el parámetro de forma k , relacionado con la dispersión de los valores del histograma; así, valores de k pequeños indican gran diversidad de valores diferentes de velocidad de viento, y una agrupación mucho más extendida del histograma de frecuencias, mientras que valores grandes de k indican una función de distribución más estrecha. La figura explicativa representa esta función de distribución

para diferentes valores de k. El valor de escala A, está relacionado con la velocidad más probable, en la cual la función de distribución toma valores máximos.

La determinación de los parámetros A y k, se realiza utilizando las tablas del final de este texto. Para utilizarlas, será necesario el cálculo previo del valor medio, M, y del valor cuadrático medio, u^2 , e interpretarlos de la forma en que allí se explica.

De gran interés de cara al análisis de ocurrencia de valores por encima o debajo de un umbral determinado, es la *función de densidad acumulada*, cuya forma analítica es:

$$F(u) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{u}{A}\right)^k\right]$$

A partir de lo anterior se deduce fácilmente la probabilidad de obtener velocidades de viento u mayores o iguales a un valor umbral u_a :

$$P(u \geq u_a) = 1 - F(u_a) = \int_{u_a}^{\infty} f(u) du = \exp\left[-\left(\frac{u_a}{A}\right)^k\right]$$

La función densidad de probabilidad de Rayleigh es un caso especial de la distribución de Weibull, cuando el valor del parámetro $k=2$

3. DATOS DE ENTRADA

El fichero de entrada, para la realización de esta práctica debería contener dos columnas: velocidad y dirección de viento, registrados a lo largo de un período de tiempo estadísticamente representativo.

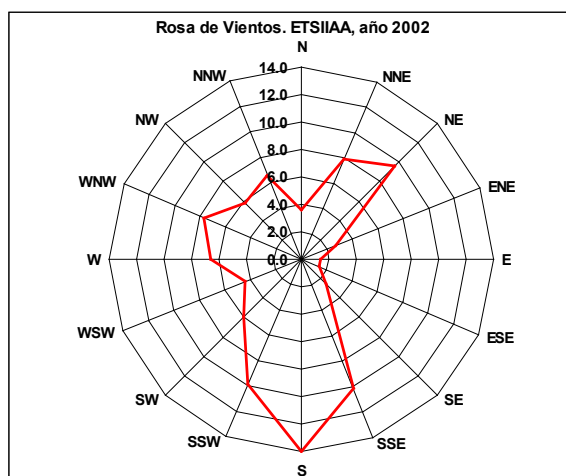
4. REALIZACIÓN

La realización de la práctica tiene dos tareas principales encaminadas al análisis de las direcciones de viento y al de las velocidades, respectivamente.

Análisis de las direcciones de viento

Las direcciones de viento se analizan a través de la *Rosa de Vientos*, que no es otra cosa que un histograma de frecuencias cíclico ya que la variable dirección de viento es cíclica.

Se realizará la rosa de vientos estableciendo 16 sectores de direcciones, denominados: N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, NNW, y que corresponden a intervalos de $360/16=22.5^\circ$. Téngase en cuenta que cada denominación representa el centro del sector, por lo que el sector N tendrá el intervalo de $[348.75^\circ, 11.25^\circ]$.



Se calculará la frecuencia de aparición de direcciones en cada uno de los sectores, insertando la función matricial <FRECUCENCIA>. El <rango de datos> es la columna de direcciones y los <grupos> son los límites establecidos para cada sector.

La rosa de vientos es un esquema gráfico muy útil para determinar cuáles son las direcciones de viento dominantes en un determinado enclave.

Análisis de las velocidades de viento

Las velocidades de viento se ajustan a la distribución de probabilidades de Weibull, que ha sido expuesta en el apartado de base teórica. Para su aplicación será necesario el cálculo de los dos parámetros de los que depende la función de distribución.

Este objetivo se cumplimentará aplicando esta distribución a los sectores de direcciones más frecuente y menos frecuente, a raíz del análisis de la rosa de viento anterior, y a todos los datos de todo el fichero completo.

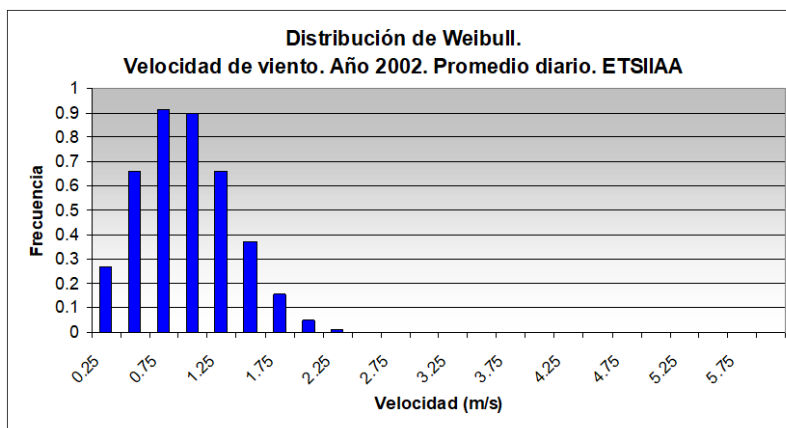
En el caso de un sector determinado, será necesario extraer los datos que le corresponden a través de una función filtro avanzado de Excel, solicitando que muestre los datos de las dos columnas que cumplan la condición de encontrarse entre los valores del sector correspondiente. El parámetro k y el parámetro A de la distribución se determinan de la siguiente forma:

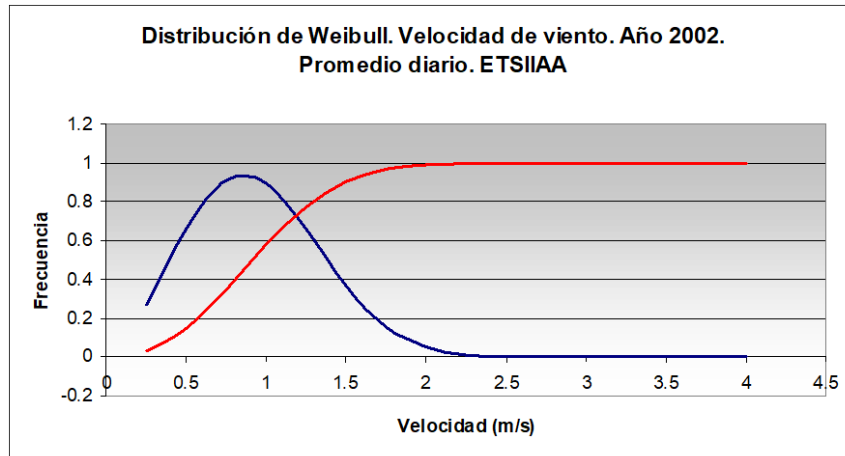
Parámetro A: mediante la tabla B6 del anexo, se calcula mediante el producto $M \cdot F(A)$, siendo M el valor medio de los datos

Parámetro k : mediante la tabla B5 del anexo a partir del cociente entre el valor medio al cuadrado y el valor cuadrático medio: M^2/u^2

Las funciones Excel son: para el valor medio: <PROMEDIO> y para la distribución de Weibull <DIST.WEIBULL>.

Determinar, a partir del análisis la velocidad del sector más frecuente y aquella cuya superación se produce en la mitad de los casos observados.





5. EXTRACCIÓN DE CONCLUSIONES

Para la extracción de conclusiones, el alumno deberá explicar la práctica contestando implícitamente a las siguientes cuestiones:

- Definición precisa de Rosa de Vientos como histograma de frecuencias. Explicación del formato en que se presenta en función de los sectores a considerar: 4, 8 ó 16. Nomenclatura y ángulos de orientación.
- Aspectos más importantes de la distribución de Weibull: es una función bi-paramétrica. Cuál es el significado físico de dichos parámetros.
- Cuales son las ventajas o la información que puede extraerse de la aplicación de la distribución de Weibull a datos de vientos, relacionado con conclusiones meteorológicas y agrometeorológicas.
- Comentar algún ejemplo de cultivos conocidos cuyo desarrollo tenga dependencia con el viento. Cómo ayudaría la distribución de Weibull en su análisis o en la decisión de decantarse o no por dicho cultivo.

Tabla B.6. Tabla de $F_A(k)$. Tabla para el cálculo del parámetro A de Weibull a partir del valor medio y del valor cuadrático medio (Eq. 5.9). El valor de $F_A(k) = 1/\Gamma(1 + 1/k)$ se obtiene en la tabla para distintos valores del parámetro k . Con los dos primeros dígitos del valor de k escogemos la fila de la tabla que nos corresponde, y la columna la dará el tercer dígito. El parámetro A de Weibull, expresado en las unidades $[m s^{-1}]$ es ahora $A = \bar{u}F_A(k)$. Notar la poca variación del valor de $F_A(k)$ con lo que es aceptable el tomar un valor constante de 1.126.

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1.0	1.000	1.004	1.008	1.012	1.016	1.020	1.023	1.027	1.030	1.033
1.1	1.036	1.039	1.042	1.045	1.048	1.051	1.053	1.056	1.058	1.061
1.2	1.063	1.065	1.068	1.070	1.072	1.074	1.076	1.077	1.079	1.081
1.3	1.083	1.084	1.086	1.088	1.089	1.091	1.092	1.093	1.095	1.096
1.4	1.097	1.098	1.100	1.101	1.102	1.103	1.104	1.105	1.106	1.107
1.5	1.108	1.109	1.109	1.110	1.111	1.112	1.113	1.113	1.114	1.115
1.6	1.115	1.116	1.117	1.117	1.118	1.118	1.119	1.119	1.120	1.120
1.7	1.121	1.121	1.122	1.122	1.122	1.123	1.123	1.124	1.124	1.124
1.8	1.124	1.125	1.125	1.125	1.126	1.126	1.126	1.126	1.127	1.127
1.9	1.127	1.127	1.127	1.127	1.128	1.128	1.128	1.128	1.128	1.128
2.0	1.128	1.128	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129
2.1	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129
2.2	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129
2.3	1.129	1.129	1.129	1.129	1.129	1.128	1.128	1.128	1.128	1.128
2.4	1.128	1.128	1.128	1.128	1.128	1.128	1.127	1.127	1.127	1.127
2.5	1.127	1.127	1.127	1.127	1.127	1.126	1.126	1.126	1.126	1.126
2.6	1.126	1.126	1.126	1.125	1.125	1.125	1.125	1.125	1.125	1.125
2.7	1.125	1.124	1.124	1.124	1.124	1.124	1.124	1.123	1.123	1.123
2.8	1.123	1.123	1.123	1.123	1.122	1.122	1.122	1.122	1.122	1.122
2.9	1.121	1.121	1.121	1.121	1.121	1.121	1.120	1.120	1.120	1.120
3.0	1.120	1.120	1.120	1.119	1.119	1.119	1.119	1.119	1.119	1.118
3.1	1.118	1.118	1.118	1.118	1.118	1.117	1.117	1.117	1.117	1.117
3.2	1.117	1.116	1.116	1.116	1.116	1.116	1.115	1.115	1.115	1.115
3.3	1.115	1.115	1.114	1.114	1.114	1.114	1.114	1.114	1.113	1.113
3.4	1.113	1.113	1.113	1.113	1.112	1.112	1.112	1.112	1.112	1.112
3.5	1.111	1.111	1.111	1.111	1.111	1.111	1.110	1.110	1.110	1.110
3.6	1.110	1.110	1.109	1.109	1.109	1.109	1.109	1.109	1.108	1.108
3.7	1.108	1.108	1.108	1.108	1.107	1.107	1.107	1.107	1.107	1.107
3.8	1.106	1.106	1.106	1.106	1.106	1.106	1.105	1.105	1.105	1.105
3.9	1.105	1.105	1.105	1.104	1.104	1.104	1.104	1.104	1.104	1.103

Tabla B.5. Tabla de F_k . Tabla de F_k para el cálculo del parámetro k de Weibull a partir del valor medio y del valor cuadrático medio en la distribución de Weibull (Eq. 5.9). Con los dos primeros dígitos del valor de M^2/u^2 escogemos la fila de la tabla que nos corresponde, y la columna la dará el tercer dígito para obtener k .

	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0.60	1.232	1.232	1.236	1.240	1.244	1.244	1.248	1.252	1.252	1.256
0.61	1.260	1.264	1.264	1.268	1.271	1.271	1.275	1.279	1.283	1.283
0.62	1.287	1.291	1.295	1.295	1.299	1.303	1.307	1.307	1.311	1.314
0.63	1.318	1.318	1.322	1.326	1.330	1.334	1.334	1.338	1.342	1.346
0.64	1.346	1.350	1.354	1.357	1.361	1.365	1.365	1.369	1.373	1.377
0.65	1.381	1.381	1.385	1.389	1.393	1.396	1.400	1.404	1.404	1.408
0.66	1.412	1.416	1.420	1.424	1.428	1.432	1.432	1.436	1.439	1.443
0.67	1.447	1.451	1.455	1.459	1.463	1.467	1.467	1.471	1.475	1.479
0.68	1.482	1.486	1.490	1.494	1.498	1.502	1.506	1.510	1.514	1.518
0.69	1.521	1.525	1.529	1.533	1.537	1.541	1.545	1.549	1.553	1.557
0.70	1.561	1.564	1.568	1.572	1.576	1.580	1.584	1.588	1.592	1.600
0.71	1.604	1.607	1.611	1.615	1.619	1.623	1.627	1.631	1.639	1.643
0.72	1.646	1.650	1.654	1.658	1.662	1.670	1.674	1.678	1.682	1.686
0.73	1.693	1.697	1.701	1.705	1.709	1.717	1.721	1.725	1.729	1.736
0.74	1.740	1.744	1.752	1.756	1.760	1.764	1.771	1.775	1.779	1.787
0.75	1.791	1.795	1.803	1.807	1.814	1.818	1.822	1.830	1.834	1.842
0.76	1.846	1.850	1.857	1.861	1.869	1.873	1.881	1.885	1.893	1.896
0.77	1.904	1.908	1.916	1.920	1.928	1.936	1.939	1.947	1.951	1.959
0.78	1.967	1.971	1.979	1.982	1.990	1.998	2.006	2.010	2.018	2.025
0.79	2.029	2.037	2.045	2.053	2.057	2.064	2.072	2.080	2.088	2.096
0.80	2.100	2.107	2.115	2.123	2.131	2.139	2.146	2.154	2.162	2.170
0.81	2.178	2.186	2.193	2.201	2.209	2.217	2.225	2.232	2.244	2.252
0.82	2.260	2.268	2.275	2.287	2.295	2.303	2.311	2.322	2.330	2.338
0.83	2.350	2.357	2.365	2.377	2.385	2.396	2.404	2.416	2.424	2.436
0.84	2.447	2.455	2.467	2.475	2.486	2.498	2.510	2.518	2.529	2.541
0.85	2.553	2.564	2.576	2.588	2.600	2.611	2.623	2.635	2.646	2.658
0.86	2.670	2.682	2.693	2.709	2.721	2.732	2.748	2.760	2.771	2.787
0.87	2.799	2.814	2.830	2.842	2.857	2.873	2.885	2.900	2.916	2.932
0.88	2.947	2.963	2.979	2.994	3.010	3.029	3.045	3.061	3.080	3.096
0.89	3.115	3.131	3.150	3.166	3.186	3.205	3.225	3.244	3.264	3.283
0.90	3.303	3.322	3.346	3.365	3.389	3.408	3.432	3.455	3.479	3.502

Práctica: Interpolación de la temperatura en estaciones meteorológicas

1. OBJETIVO

El objetivo de la práctica consiste en la obtención de mapas interpolados de variables meteorológicas. Se realizará un análisis teórico acerca de la interpolación para diferentes variables, así como de la problemática existente. Además, se obtendrá un mapa de temperaturas aplicado a la región de Castilla y León.

2. MATERIAL

Se describe a continuación el material utilizado en la práctica:

Fichero de datos: El fichero de datos utilizado corresponde a los datos de temperatura obtenidos en muchas estaciones meteorológicas. Se aporta la información de sus coordenadas en proyección UTM-H30N y la altura sobre el nivel del mar de dichas estaciones. Este fichero se encuentra en formato Microsoft Excel (**INPUT.XLS**) y en formato TXT (**INPUT.DAT**).

Software: Se utilizará **Microsoft Excel** para la extracción de coeficientes de regresión lineal múltiple, y el programa **INTERPOL**, de interpolación de datos de estaciones meteorológicas.

3. DESARROLLO

El desarrollo está encaminado a cumplir los objetivos de forma paralela, a partir de las siguientes actividades propuestas:

3.1. La interpolación con el inverso de un factor potencial de la distancia.

Este es el procedimiento más frecuentemente utilizado para la interpolación de datos meteorológicos en dos dimensiones (para la obtención de mapas de variables). Para ello se utiliza como referencia una red geográfica uniforme, como la proyección de coordenadas UTM. Así, cualquier variable meteorológica V , en cualquier posición (x, y) , se calcula a partir de los valores de la variable V de todas las n estaciones meteorológicas de la red, cuyas coordenadas (x_i, y_i) son conocidas, utilizando la expresión:

$$V(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{V(x_i, y_i)}{d_i^f}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^f}} \text{ cond}_i = \sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2}$$

f es un factor positivo de ponderación, que frecuentemente se le da el valor 2, y d_i es la distancia desde el punto de interpolación a la estación i de la red.

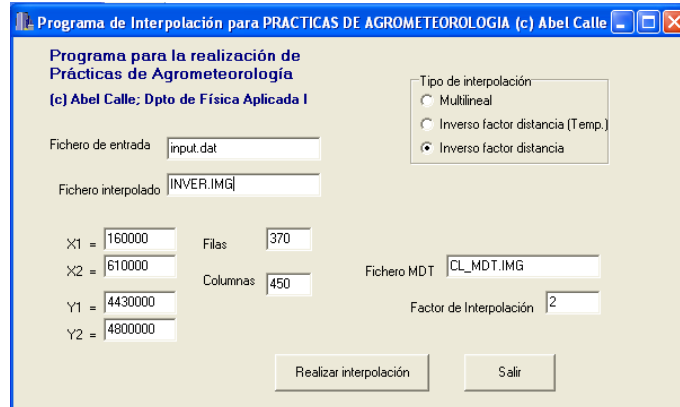


Figura de la pantalla del programa INTERPOL para la realización de la práctica

Se propone realizar una interpolación con el inverso del cuadrado de la distancia ($f=2$) aplicando el programa **interpol.exe**, con las opciones que muestra la figura 1. El fichero de salida deberá llamarse **INVERSO.IMG** para ser leído posteriormente mediante el programa IDRISI, que necesitará un documento de imagen ya creado. Las coordenadas ya han sido calculadas para obtener un mapa de la región de Castilla y León.

El mapa de interpolación de temperaturas obtenido puede analizarse utilizando el software IDRISI, utilizando el comando <DISPLAY>+<DISPLAY_LAUNCHER>. Se introducirá el nombre del fichero de entrada (INVERSO) seleccionando la paleta de color <Grey_256>. El resultado se muestra en la figura 2.

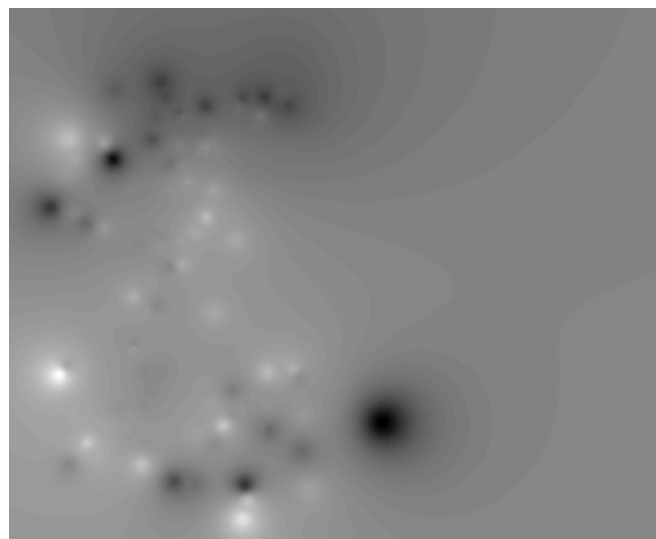


Figura resultado de una interpolación de valores de temperatura mediante el procedimiento del inverso del cuadrado de la distancia

3.2. La interpolación con el inverso de un factor potencial de la distancia utilizando MDT.

De los resultados obtenidos, se deduce que es necesario introducir correcciones al modelo de interpolación con el inverso del cuadrado de la distancia; sobre todo en variables que muestran dependencia con la altura del terreno, como es el caso de la temperatura. Esta corrección consiste en bajar todos los valores de las estaciones meteorológicas hasta el nivel de la superficie del mar, utilizando un gradiente constante de variación de la temperatura con la altura, de acuerdo a la ecuación:

$$T(z) = T(z_0) - z \cdot 0.0065(z \text{ en metros y } T \text{ en } ^\circ\text{C})$$

Posteriormente se realizará la interpolación explicada anteriormente y finalmente el dato interpolado se le subirá al nivel de altura que corresponda, aplicando el mismo gradiente de variación de la temperatura con la altura.

Se propone aplicar este procedimiento utilizando el programa INTERPOL, con la opción <Inverso_factor_distancia_(Temp.)>. En este caso el fichero de salida se llamará INV_TEMP.IMG. Los resultados en este caso son totalmente consistentes (véase la figura 3).

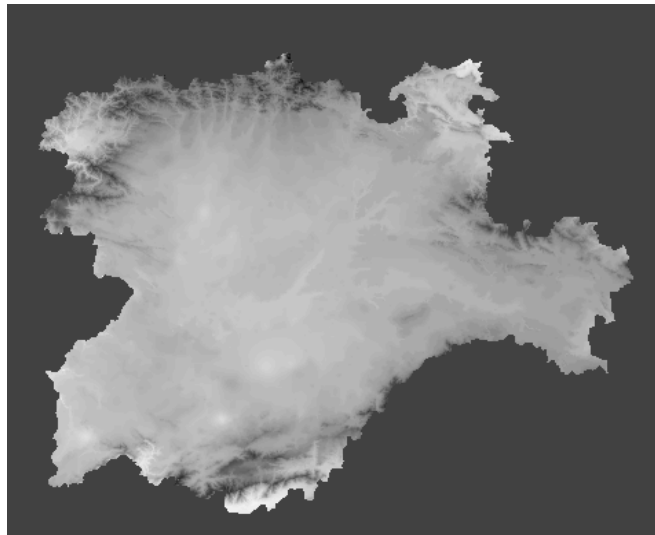


Figura resultado de una interpolación de valores de temperatura mediante el procedimiento de 1.) reducción de los datos de las estaciones, por gradiente de temperatura, 2) interpolación con el inverso del cuadrado de la distancia y 3) establecimiento e los valores de temperatura interpolados mediante gradiente de temperatura.

3.3. La interpolación mediante una regresión lineal múltiple.

Resultados análogos a los obtenidos en el caso anterior se reproducen al realizar la interpolación usando una ecuación de regresión lineal múltiple. Este procedimiento aplica como valor de la variable meteorológica, en este caso la temperatura la ecuación de dependencia de varios factores:

$$Temp(^{\circ}C) = A_0 + A_1 \cdot x_{utm} + A_2 \cdot y_{utm} + A_3 \cdot z(m)$$

Se propone aplicar este procedimiento para obtener un mapa de interpolación; para ello se siguen dos pasos:

3.3.1. Obtención de los coeficientes

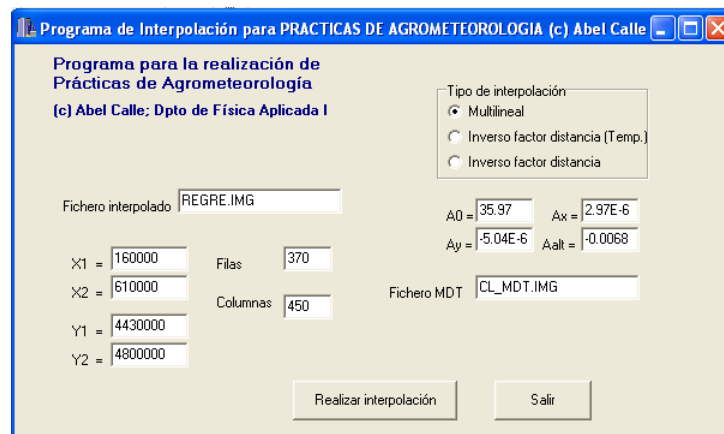
Se utilizará Microsoft Excel aplicado al fichero de entrada **INPUT.XLS**; Para obtener los coeficientes de regresión se utilizará una forma de función matricial usando la función <ESTIMACIÓN_LINEAL>. Los datos <conocido_y> es la columna de temperaturas y <conocido_x> son las columnas de coordenadas x, y, z de las estaciones.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J
1										
2	Temperatura	UTM-X	UTM-Y	Altura		Altura	UTM-Y	UTM-X	offset	
3	5.904	341436.6	4779404	940		a3	a2	a1	a0	
4	5.77	222690.1	4760956	1000		-0.00679609	-5.0406E-06	2.96605E-06	35.9658788	
5	8.545	212664.1	4721811	584		0.66632391	7.01915E-07	1.48682E-06	3.25510924	
6	2.173	219929.4	4709463	1534		0.86699409	0.683444258	#N/A	#N/A	
7	9.687	187303.2	4724145	500		204.245176	94	#N/A	#N/A	
8	10.29	187533.4	4723671	518		286.206347	43.907029	#N/A	#N/A	
9	8.993	191098.8	4710373	518						
10	8.436	187176.3	4700965	800						
11						
12						
13						
14						
15						
16						
17						
18						
19						

Figura resultado de una regresión lineal múltiple. Obsérvese el valor del coeficiente a3 de la variable altura. Dicho valor coincide, con bastante exactitud, con el gradiente vertical de temperatura de 0.65°C/100m

3.2.1. Obtención del mapa interpolado

Se utilizará el programa **INTERPOL** introduciendo los coeficientes obtenidos en el paso anterior. La figura 4 muestra dichas opciones. El fichero de salida deberá llamarse **REGRE.IMG** para ser visualizado mediante el programa IDRISI.



3.4. Visualización de las diferencias entre los métodos aplicados.

El profesor realizará un análisis de las diferencias encontradas. Para ello se llevará a cabo la diferencia de imágenes y se analizarán los puntos que visualmente presenten una discontinuidad.

4. CODIGO FUENTE SOBRE MATLAB

La práctica presentada está basada en el modelo INTERPOL, un programa editado en C++. Este es un nivel de programación que puede resultar de un nivel demasiado alto para el alumno. Por ello se presenta el código fuente en Matlab, para facilitar la comprensión del algoritmo

```

%-----
%----- FUNCIONES PARA REPRESENTAR UN MDT -----
%-----

clear;
clc;
Mdt=load('cl_mdt_xyz.rst');
fils = 370;
cols = 450;
x1 = 160000;
x2 = 610000;
y1 = 4430000;
y2 = 4800000;

x = linspace(x1,x2,cols);
y = linspace(y2,y1,fils);

% inter = 1000;
% x = x1:inter:x1+(cols-1)*inter;
% y = y2:-1*inter:y2-(fils-1)*inter;
[X,Y] = meshgrid(x,y);
for i=1:1:fils
    for j=1:1:cols
        Z(i,j) = Mdt((i-1)*cols+j);
    end
end
mesh(X,Y,Z);
contour3(X,Y,Z,10);
contour(X,Y,Z,10);

%hold on
image([x1 x2],[y1 y2],Z,'CDataMapping', 'scaled');
title('Modelo digital de elevaciones de Castilla y León');

%-----
% Busqueda de la altura de un punto introducido por el usuario
x_user = input('Introduce la coordenada UTMX de tu parcela: ');
y_user = input('Introduce la coordenada UTMX de tu parcela: ');

minima_dist = 1e6;
for i=1:1:fils
    for j=1:1:cols
        dist = sqrt((x_user-X(i,j))^2+(y_user-Y(i,j))^2);
        if(dist<minima_dist)
            minima_dist = dist;
            Z_user = Z(i,j);
        end
    end
end
disp('La minima distancia a un punto de la grid es: ');
disp(minima_dist)
disp('La altura sobre el nivel del mar es: ');
disp(Z_user)

```

```
% Lectura de la temperatura de estaciones meteorologicas
Estaciones=load('Estaciones.txt');
T_est = Estaciones(:,1); % Temperatura de la estación
X_est = Estaciones(:,2); % Coordenada X de la estación
Y_est = Estaciones(:,3); % Coordenada Y de la estación
Z_est = Estaciones(:,4); % Altura de la estación

T_reducida = T_est+0.006.*Z_est; % Temperatura estaciones nivel del
mar

suma_num = 0;
suma_den = 0;
for i=1:length(T_est)
    dist = sqrt((x_user-X_est(i))^2+(y_user-Y_est(i))^2);
    suma_num = suma_num+T_reducida(i)*(1/dist)^2;
    suma_den = suma_den+(1/dist)^2;
end
T_user = suma_num/suma_den-0.006*Z_user;

disp('La temperatura de la parcela es: ');
disp(T_user)
```

Práctica: Tratamiento de series de datos mediante análisis de Fourier

1. FUNDAMENTO TEÓRICO DE LA TRANSFORMADA DE FOURIER

Definición

Cuando se dispone de una serie temporal de datos y se observa en ellos cierta periodicidad, el análisis estadístico mediante la *Transformada de Fourier* puede revelar alguna característica periódica relevante. La serie puede ser representada mediante una suma finita de términos de senos y cosenos y se puede además determinar, mediante la *energía del espectro*, las frecuencias fundamentales de la serie.

Si se dispone de una variable discreta A, que toma N valores equiespaciados en el tiempo, y que conforman una serie temporal, dicha variable puede ser representada mediante:

$$A(k) = \sum_{n=0}^{N-1} F_A(n) \cdot e^{\frac{i \cdot 2\pi nk}{N}}$$

donde se ha utilizado la expresión de Euler: $\exp(ix) = \cos(x) + i \cdot \sin(x)$. El factor $F_A(n)$ es la Transformada de Fourier para la frecuencia n, y existen N frecuencias correspondientes a los armónicos de la serie.

$F_A(n)$ es un número complejo; su parte real representa la amplitud de la onda cosenoidal, y la parte imaginaria, la amplitud de la onda sinusoidal. Su dependencia con la frecuencia se debe, lógicamente, a que las ondas de diferentes frecuencias deben ser multiplicadas por factores diferentes para reconstruir la serie temporal original. $F_A(n)$ se calcula a partir de dicha serie temporal conocida, según:

$$F_A(n) = \sum_{k=0}^{N-1} \frac{A(k)}{N} \cdot e^{\frac{-i \cdot 2\pi nk}{N}}$$

O utilizando la notación de Euler, puede expresarse como:

$$F_A(n) = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} A(k) \cdot \cos\left(\frac{2\pi nk}{N}\right) - \frac{i}{N} \sum_{k=0}^{N-1} A(k) \cdot \sin\left(\frac{2\pi nk}{N}\right)$$

La transformada de Fourier crea una representación de la serie temporal de datos, en el *espacio de las fases ó dominio espectral*.

Como se puede ver en la expresión, para $n=0$ (frecuencia nula), la transformada de Fourier representa el valor medio de la serie temporal de datos. La frecuencia fundamental corresponde al valor $n=1$ y representa una onda que llena la totalidad del período temporal. Las frecuencias más altas corresponden a los armónicos de la frecuencia principal.

A pesar de que los factores Transformada de Fourier son números complejos, ocurre que a partir de las frecuencias correspondientes al armónico $N/2$, las Transformadas que se van calculando, son los complejos conjugados de las anteriores, de manera que, en la reconstrucción de la serie de datos original, no aparecerán factores imaginarios (ya que sus sumas se cancelan). Esta frecuencia de corte, que determina la aparición de las Transformadas de Fourier complejo conjugadas, recibe el nombre de frecuencia de Nyquist ($n_f = N/2$). Así, la Transformada Inversa de Fourier corresponde a la expresión:

$$A(k) = \sum_{n=0}^{N-1} F_{real}(n) \cdot \cos\left(\frac{2\pi nk}{N}\right) - \sum_{n=0}^{N-1} F_{imag}(n) \cdot \sin\left(\frac{2\pi nk}{N}\right)$$

La *frecuencia de Nyquist* tiene además una importante significación: Determina la frecuencia máxima real que puede reproducir la serie de datos original. Las frecuencias más altas que la de Nyquist corresponden a ondas indeterminadas cuyas oscilaciones son más cortas que el intervalo de los datos que componen la muestra, por lo que no tienen significación real.

La energía espectral

Cuando se han calculado todos los coeficientes de los armónicos que corresponden a la Transformada de Fourier, se comienza a trabajar en el ya mencionado espacio espectral ó dominio de las frecuencias, y es de suma importancia determinar cual es la frecuencia más importante ó dominante con respecto a la reconstrucción de la serie temporal original mediante los términos cosenoidales y senoidales. Esta información será aportada por el módulo de la Transformada de Fourier correspondiente a esa frecuencia. Así, se define la energía ó densidad espectral como:

$$E_A(n) = 2 \cdot |F_A(n)|^2 = 2 \cdot (|F_{real}(n)|^2 + |F_{imag}(n)|^2)$$

Siendo válida esta expresión, para una frecuencia n , cuando se consideran las frecuencias con significado real; o sea, inferiores a la frecuencia de Nyquist.

La representación de esta función a lo largo de todo el espacio espectral (hasta n_f) dará lugar a la aparición de “picos” pronunciados en las frecuencias predominantes, y de esta manera podrá determinarse cuál es el comportamiento periódico fundamental al que se ajusta la serie temporal de datos.

Un concepto importante en el análisis de los datos es la *varianza* de la serie temporal original cuya definición se expresa de acuerdo con:

$$\sigma_A^2 = \frac{1}{N} \sum_{k=0}^{N-1} (A_k - \bar{A})^2 = \sum_{n=1}^{N-1} |F_A(n)|^2$$

cuya magnitud puede ser un buen “chequeo” de la serie original.

Consideraciones previas a la aplicación

La aplicación de la Transformada de Fourier representa una herramienta importante en el análisis de series temporales de datos; sin embargo, uno de los requisitos es que los datos estén equiespaciados, ya que de otra forma se perderá su carácter periódico y por consiguiente los resultados obtenidos en el dominio espectral no reproducirán la serie original. La serie deberá estar completa; o sea, sin “huecos” o datos erróneos.

Si la carencia de datos sólo existe de manera puntual en algunos casos, la interpolación de datos perdidos puede ser una solución previa a la aplicación de la Transformada de Fourier.

Un concepto muy importante en la serie de datos es el denominado *trend*.

El *trend* puede aparecer cuando, a pesar de que la serie de datos presenta un carácter periódico, de forma global también presenta una tendencia lineal de evolución. Esta evolución puede ser ascendente ó descendente, y estará delimitada por la ecuación de una recta trazada a través de los valores promedios de las oscilaciones de los datos. Si no se elimina el *trend* antes de realizar la Transformada de Fourier, aparecerá un rango de frecuencias necesarias para explicar esta tendencia uniforme, introduciendo de esta manera cierto “ruido” en el dominio espectral.

2. REALIZACIÓN DE LA PRÁCTICA

OBJETIVO

El objetivo de la práctica es aplicar la técnica de la transformada rápida de Fourier a datos de Temperatura y Radiación para la obtención de la caracterización de la variación anual.

El objetivo último propuesto es calcular la inercia térmica anual que presenta la temperatura con la curva de la radiación solar.

MATERIAL

El material utilizado serán dos ficheros de datos tomados en intervalos de 15 minutos para todo el año, de la temperatura, TEMP.DAT y de la radiación solar, RAD.DAT. Además, se aporta el programa FFT.EXE para el cálculo de la Transformada Rápida de Fourier. Puede utilizarse EXCEL pero tiene la limitación de utilizar, solamente, 4096 datos. Nuestro análisis será mucho más extensivo.

REALIZACIÓN

El alumno deberá entender el fundamento de la FFT a través del texto de introducción y a través de las explicaciones del profesor. Este dará una explicación de utilizar el software propio y no utilizar EXCEL.

Cálculo de la FFT e identificación de variables obtenidas

Se utilizará el programa FFT.EXE sobre el primer fichero de temperaturas.

Input: TEMP.DAT RAD.DAT

Output: TEMP_E.DAT RAD_E.DAT

La salida del programa se importará a EXCEL para el tratamiento de las variables.

Numero armónico	F	Parte Real	Parte Imaginaria	Energía Espectral	Energía Normalizada
-----------------	---	------------	------------------	-------------------	---------------------

El aspecto más importante de la aplicación de la FFT, es la reproducción de datos originales y obtención de información “escondida” gracias al análisis de los armónicos más importantes de la serie. Éstos serán los que tienen mayor energía espectral. Por ello, para extraer los más energéticos, deberán seguirse los pasos siguientes:

Importar el fichero de parámetros de la FFT a EXCEL.
 Ordenar dichos parámetros por orden creciente de Energía Espectral.

Determinación del período de los armónicos más importantes

Sobre los datos importados y ordenados de EXCEL será muy fácil hacer diferentes cálculos. El primer dato a extraer es el período, en días, horas o meses, según proceda para su interpretación.

La fórmula que aporta la frecuencia es:

$$Frec. = \left(\frac{\text{Armónico}}{ND \cdot \text{Período}} \right); \text{Periodicidad} = \frac{1}{Frec.}$$

Siendo $ND=32768=2^{15}$, y el período de los datos introducidos es de 15 minutos. Téngase en cuenta que si se introduce el dato en minutos, El período de los armónicos será expresado también en minutos. El período es el inverso de la frecuencia.

Para calcular el período de varios armónicos que tienen altas energías espectrales se utilizará la siguiente expresión ponderada:

$$\text{Período} = \frac{1}{\text{Ener. Total}} \cdot \sum_{k=10}^{N=12} \text{Período}_k \cdot \text{Energía}_k$$

Pero deberá tenerse en cuenta que sólo puede usarse con armónicos de período similar.

Se propone nuevas columnas en la hoja Excel con la frecuencia y la periodicidad de la serie expresada en minutos y días.

Estudio de la variable: Radiación solar

Dado que buscamos la comparación entre las curvas anuales de la temperatura y la radiación solar, estudiaremos el armónico que aporta un período lo más cercano posible a un año; es decir lo más cercano a 365 días. Utilizando solamente ese armónico reproduciremos la serie de la radiación para encontrar su variación. Para ello, aplicamos la siguiente expresión:

$$Rad(k) = F_0 + \sum_{n=j}^m \left(F_{real}(n) \cdot \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot n \cdot k}{ND}\right) - F_{imag}(n) \cdot \sin\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot n \cdot k}{ND}\right) \right)$$

Donde k es el contador de armónicos, que en nuestro caso equivale a 15 minutos. ND es el número de datos ya expuesto y n es el armónico que queremos reproducir, con su parte real e imaginaria, respectivamente. Téngase en cuenta que, si sólo se utiliza un armónico, el sumatorio sólo esta extendido a un término.

Se propone crear una columna con el número del día juliano del año. Además, se creará una columna con el contador de armónicos, pero con un solo valor por día: cada día tiene un total de $24 \text{ horas} \cdot 4 \text{ cuartos de hora} = 96$; por lo tanto la columna del contador de armónicos, para la pparte central del día juliano será: **48, 48+96, 48+2*96, 48+3*96.....48+364*96.**

La tercera columna a representar corresponde a la fórmula anterior, utilizando sólo la información del armónico cuya periodicidad es un año aproximadamente.

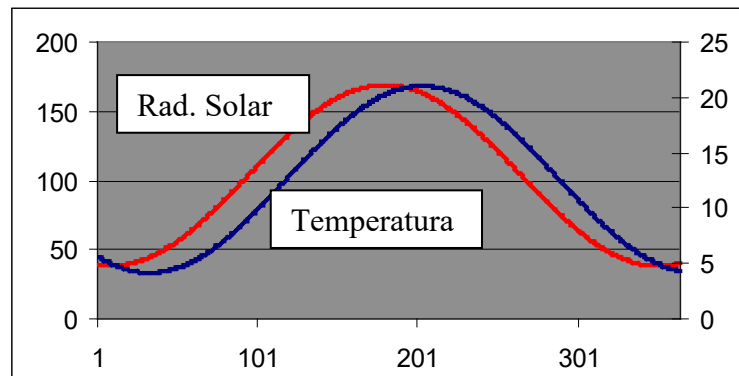
El resultado es una curva anual cuyo máximo se produce el 21 de junio.

Estudio de la variable: Temperatura

Se realizarán exactamente los mismos pasos que en el anterior apartado. Se podrá observar que la curva de variación anual de la temperatura es muy parecida a la anterior, pero con cierto desfase.

Cálculo del tiempo de desfase entre temperatura y radiación.

A la vista de las dos gráficas, cuyo esquema se adjunta, calcular el día en que se produce el máximo de temperatura, y calcular el tiempo de inercia.

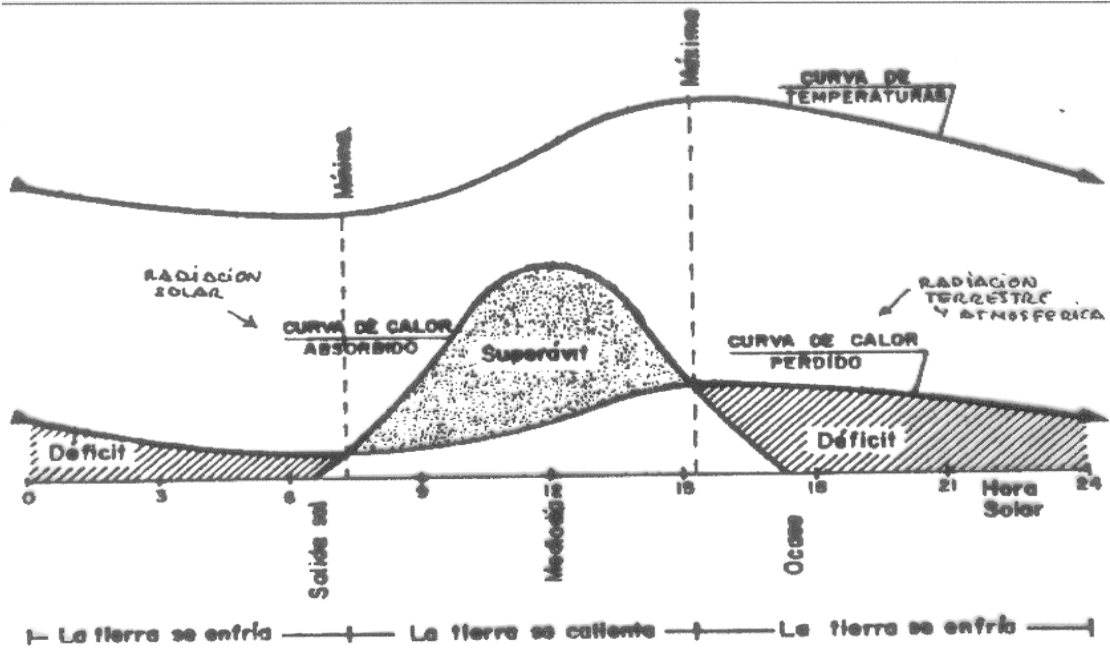


Reproducir las curvas diarias de radiación solar y temperatura

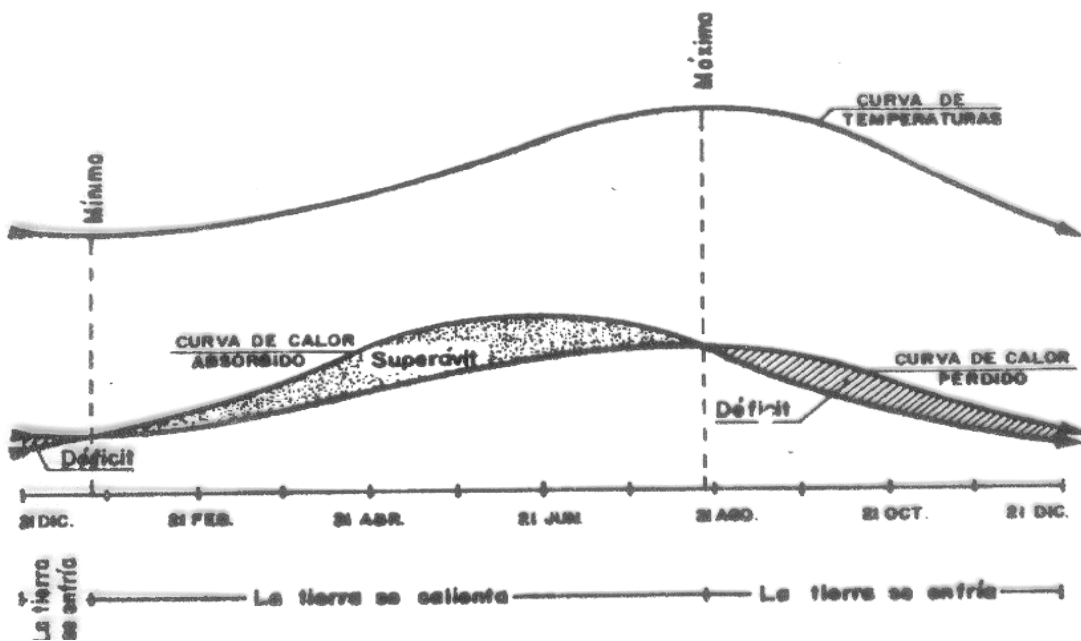
Utilizando la fórmula del anterior apartado, reproducir la curva diaria de las dos variables mediante la utilización de dos más armónicos.

Observar e interpretar las frecuencias de otros armónicos con elevada energía espectral.

Variación diaria de la temperatura



Variación anual de la temperatura



Práctica: Utilización del diagrama oblicuo

1. OBJETIVOS

- Resolución de problemas de termodinámica de la atmósfera utilizando el diagrama oblicuo: obtención de la temperatura de punto de rocío y determinación del nivel de condensación por elevación (NCE).

2. BASE TEORICA

El diagrama oblicuo es un sistema de coordenadas que facilita la representación de los procesos atmosféricos y es de gran ayuda en la resolución de problemas y cálculo de magnitudes. Las magnitudes que utiliza como base de representación son:

- *Presión (HPa)*: Situada en el eje primario de ordenadas. La presión aparece en una escala paralela a la altura, que habitualmente suele ser la escala logarítmica, aunque puede aparecer como una función potencial con el exponente de la ecuación de Poisson para el aire seco.
- *Altura (km)*: Situada en el eje secundario de ordenadas y en una escala lineal.
- *Temperatura (°C)*: Son ejes que forman un ángulo cercano a los 45° son las líneas isóbaras.
- *Temperatura potencial (°C)*: La temperatura potencial calculada para el aire seco. Estas iso-líneas se denominan también adiabáticas secas ya que proceden de la resolución de la ecuación de Poisson para el aire seco. Son las mismas iso-líneas que las del diagrama de Stüve. Sobre estas adiabáticas se representa también la evolución del aire húmedo ya que no existen diferencias apreciables ($\approx 0.1^\circ\text{C}$). Si la representación de la presión es una escala logarítmica, estas líneas son ligeramente curvadas.
- *Razón de mezcla de saturación (g/kg)*: Son isolíneas rectas que representan la razón de mezcla de saturación ω_s . Este sistema de ejes interseca de forma prácticamente perpendicular a las isoterms potenciales.
- *Adiabáticas saturadas (°C)*: Representan la evolución adiabática seguida por el aire saturado, en sus desplazamientos verticales.

Temperatura potencial equivalente. Complemento al tema termodinámica de la atmósfera

Las transformaciones seguidas por el aire saturado son diferentes de las seguidas por el aire seco o el aire húmedo, y esto puede verse claramente diferenciado en el diagrama oblicuo. La expansión adiabática enfría menos el aire saturado que el aire húmedo. Esto se explica dado que las burbujas de aire saturado, al experimentar un ascenso, deben ir condensando parte del vapor de agua a lo largo de la expansión ya que se encuentran en el límite de contención de vapor. Esto

provoca que, aunque el aire no intercambie calor con el exterior, se caliente ligeramente debido a la liberación en su interior del calor latente de vaporización, que atenúa el enfriamiento de la burbuja por la expansión adiabática.

De la misma forma que se estableció la temperatura común de los desplazamientos adiabáticos del aire seco, a través de la temperatura potencial, y lo mismo para el aire húmedo, que coincide prácticamente con la temperatura potencial, de igual manera se resuelve la ecuación diferencial del primer principio de la termodinámica para procesos adiabáticos saturados, en los que interviene el calor latente de vaporización. Esa temperatura, deducida de forma paralela a como es deducida la temperatura potencial del aire seco, se denomina Temperatura Potencial Equivalente y tiene la forma:

$$-\frac{L\omega_s}{c_p T} = \ln\left(\frac{\theta}{\theta_e}\right) \Rightarrow \theta_e = \theta \exp\left[\frac{L\omega_s}{c_p T}\right]$$

El valor de la temperatura potencial equivalente en el nivel de presión en que se encuentra la burbuja, se denomina *temperatura potencial de bulbo húmedo*.

3. RESOLUCIÓN DE PROBLEMAS

A continuación se utilizará el diagrama oblicuo del anexo, para la resolución de problemas de termodinámica de la atmósfera.

3.1 Humedad relativa

Problema: Una burbuja de aire a 1000 mb y 18°C tiene una relación de mezcla, ω , de 6 g/kg. Calcular la humedad relativa, Hr

Solución: En el diagrama oblicuo deberán seguirse los siguientes pasos: Localización del punto de coordenadas (P_0 , T_0). En ese punto determinar cuál es la relación de mezcla de saturación, ω_s . La humedad relativa será $Hr=100*\omega/\omega_s$. ($Hr=46.5\%$)

3.2 Temperatura de punto de rocío

Problema: Una burbuja de aire a 1000 mb y 18°C tiene una relación de mezcla, ω , de 6 g/kg. Calcular su temperatura de punto de rocío, T_r

Solución: En el diagrama oblicuo deberán seguirse los siguientes pasos: Localización del punto de coordenadas (P_0 , T_0). Moverse a lo largo de la isóbara de valor P_0 hasta interceptar con la isolínea de relación de mezcla de saturación, ω_s de valor ω . ($T_r=6.4^\circ C$)

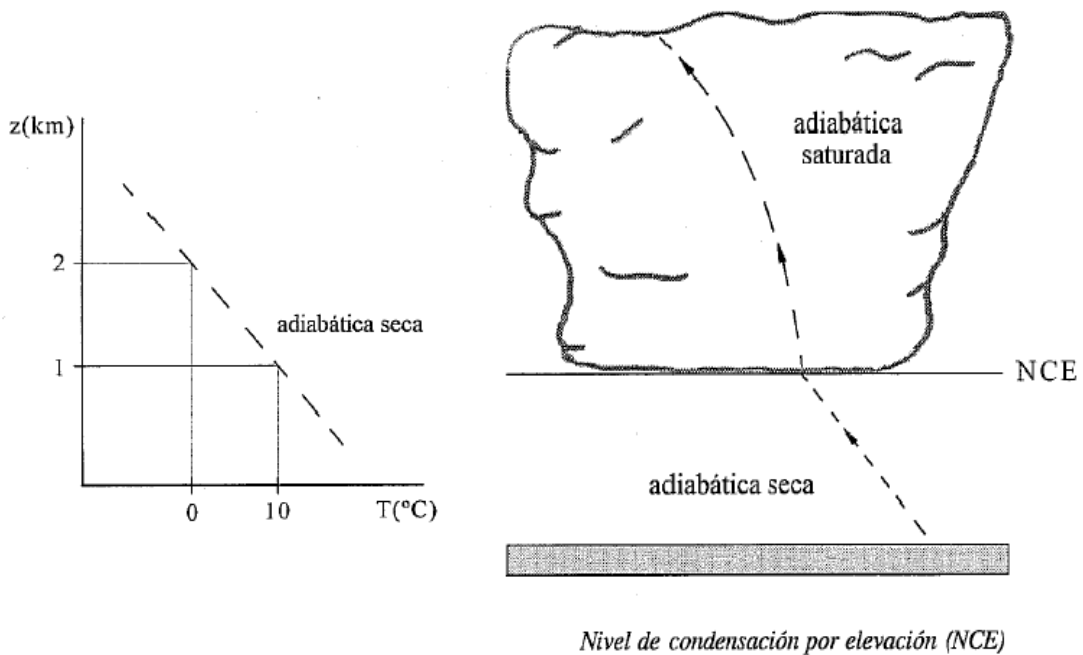
3.3 Nivel de condensación por elevación (NCE)

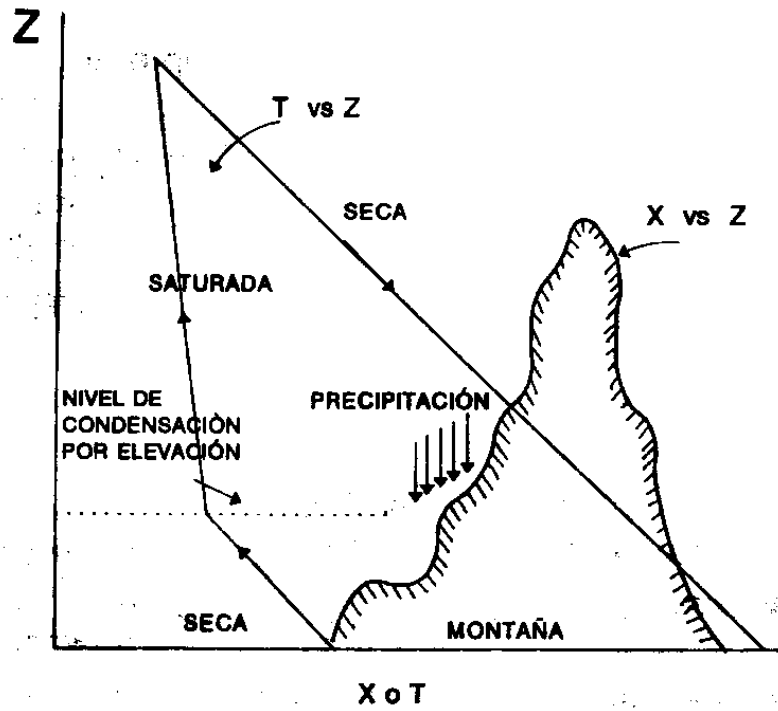
Problema: Una burbuja de aire a 950 mb tiene una temperatura de 14°C y una relación de mezcla, ω , de 8 g/kg. Esta burbuja es elevada al nivel de 700 mb, pasando sobre una montaña, y el 70% del vapor condensado es eliminado por precipitación durante el ascenso. Determinar la temperatura, la temperatura potencial, relación de mezcla y temperatura de termómetro húmedo si la burbuja ha retornado al nivel de 950 mb en la otra cara de la montaña.

Solución: En el diagrama oblicuo deberán seguirse los siguientes pasos: Localización del punto de coordenadas (P_0, T_0). Determinar la relación de mezcla de saturación en este nivel, para deducir si la burbuja de aire está o no saturada. (en este caso no lo está, ya que $\omega_s=10.6 \text{ g/kg}$. La burbuja de aire seguirá un ascenso por la adiábata no saturada de temperatura potencial de 18.5°C , hasta que intersecta a la isolinia de relación de mezcla de saturación cuyo valor coincide con el inicial. El nivel de presión al que esto se produce, que es donde empieza la condensación es el NCE. La burbuja de aire, que ahora estará saturada, seguirá a partir de ahí un ascenso por la adiábata saturada (línea de temperatura potencial equivalente), condensando así parte de vapor de agua durante el ascenso; esa temperatura al nivel de 1000 mb es la de termómetro húmedo. Con el ascenso adicional por la saturada hasta 700 mb, la burbuja llega a un punto de relación de mezcla de saturación de 4.7 g/kg , por lo que se ha condensado una cantidad de $8-4.7=3.3 \text{ g/kg}$ (entre el NCE y los 700 mb). Dado que tiene lugar la precipitación de un 70%, eso equivale a 2.3 g/kg ; por lo que existe 1.0 g/kg de agua líquida al nivel de 700mb. A partir de ahí, el aire desciende por el otro lado de la montaña a lo largo de la adiábata saturada, evaporando el contenido de agua líquida, hasta el nivel en que la relación de mezcla de saturación coincide con $4.7+1.0=5.7 \text{ g/kg}$. Este punto está caracterizado por la presión de 760 mb, 1.8°C y 24.5°C de temperatura potencial. Finalmente, el descenso se realiza a través de la adiábata seca hasta el nivel de 950 mb.

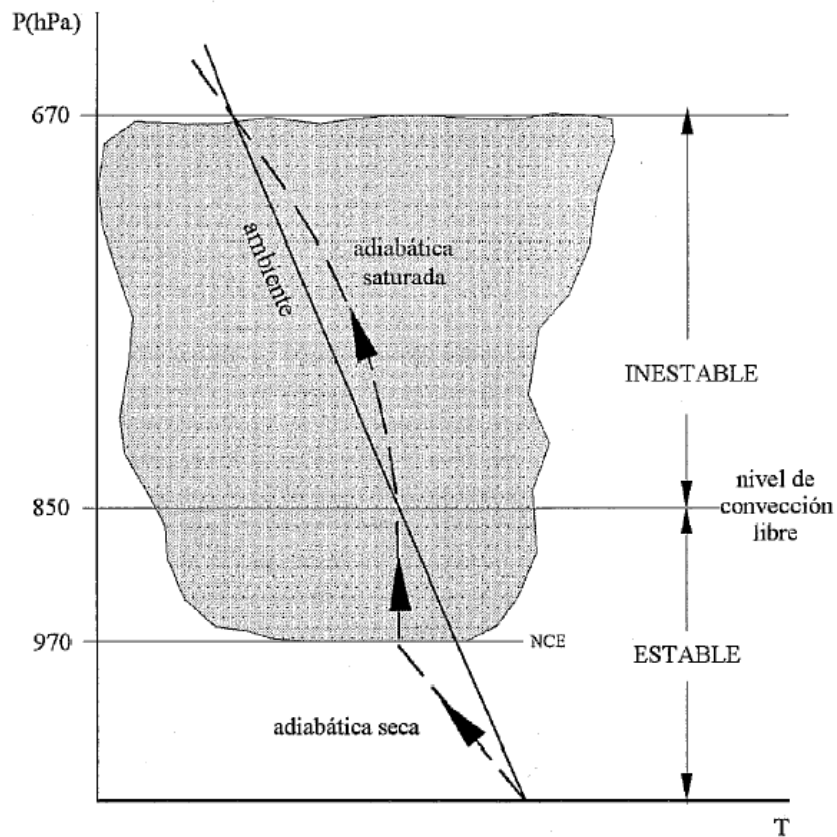
(NCE= 890 mb, Temp. de termómetro húmedo es 14°C , Temperatura final: 20°C . Relación de mezcla final: 5.7 g/kg)

El esquema gráfico de la solución de este problema y otros de parecido planteamiento puede verse en la figura adjunta:





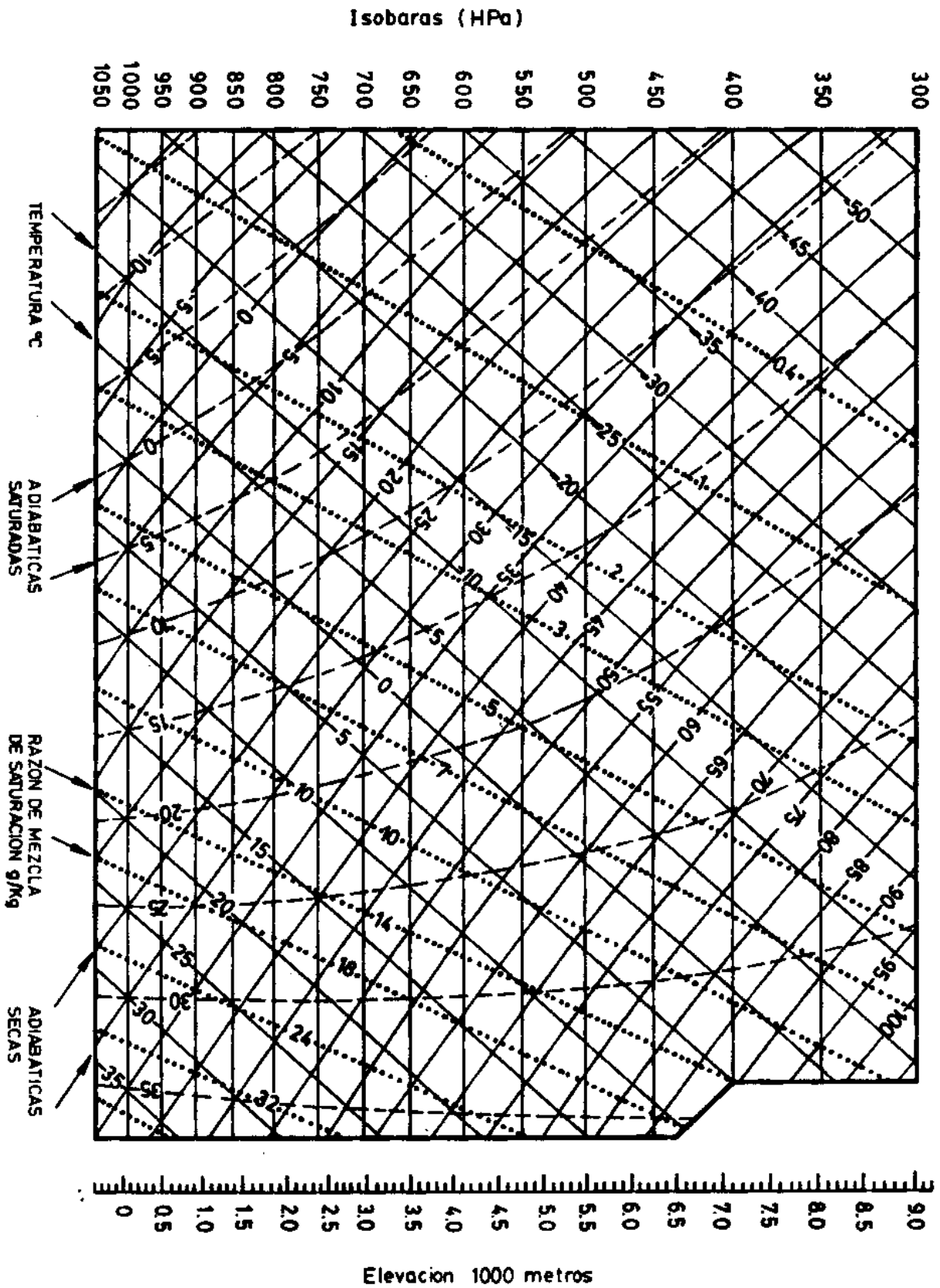
3.3. Discusión de las situaciones de estabilidad en los sondeos



4. EXTRACCIÓN DE CONCLUSIONES

Los objetivos de aprendizaje del alumno en esta práctica son los siguientes:

1. Conocimiento claro y preciso de las isopletas utilizadas en el diagrama oblicuo.
2. Determinación de índices de humedad del aire: humedad relativa, temperatura de punto de rocío.
3. Descripción de los caminos verticales seguidos por el aire, su relación con la formación de nubes y otros aspectos térmicos.



Bibliografía

- BARRY, G. and CHORLEY, J. (1986). **Atmósfera, Tiempo y Clima**. Editorial. Omega
- CHUVIECO, E. (Editor). (2008). **Remote sensing of global change**. Editorial Springer.
- ELIAS-CASTILLO y CASTELVI (1996) F. **Agrometeorología**. Edita Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.
- LUTGENS, F.K. and TARBUCK, E.J. (1998). **The atmosphere**. Editorial Prentice Hall.
- TORRES RUIZ, E. (1995). **Agrometeorología**. Editorial Trillas.
- WALLACE, J.M. and HOBBS, P.V. (2006). **Atmospheric science; an introductory survey**. 2ª edición. Editorial Academic Press