



CÁTEDRA DE AGROMETEOROLOGÍA

FUNDAMENTOS DE METEOROLOGÍA



Autores: Dr. Damián González
Dra. Susana Saavedra



UNIVERSIDAD NACIONAL DE SANTIAGO DEL ESTERO
Facultad de Ciencias Forestales



Cátedra de Agrometeorología

FUNDAMENTOS DE METEOROLOGÍA

AUTORES

Dr. Damián González
Dra. Susana Saavedra

Santiago del Estero, Argentina.
Año 2026

Presentación

Esta serie didáctica nace del deseo profundo de acompañar a nuestros estudiantes en un recorrido que trasciende los contenidos de una asignatura. Es ante todo, una invitación a comprender la Agrometeorología como un campo vivo que interpela, desafía y abre puertas para pensar el ambiente, la producción y el territorio desde una mirada crítica y comprometida.

Cada página de este material fue elaborada con la convicción de que enseñar no es simplemente transmitir información, sino habilitar preguntas, despertar curiosidades, ofrecer caminos de comprensión y sobre todo, brindar herramientas para pensar con responsabilidad y autonomía. Que nuestros estudiantes cuenten con un documento accesible, claro y pensado especialmente para acompañarlos en su proceso formativo constituye sin duda, un acto pedagógico de enorme valor.

Esta serie no es el resultado de un esfuerzo individual. Muy lejos de eso, es también el fruto de una historia que la cátedra ha ido construyendo a lo largo del tiempo, con la participación de distintos docentes que dejaron su aporte y su modo de comprender y enseñar la disciplina. Sobre esa base se fue tejiendo la identidad de la asignatura y es justo reconocer que cada etapa contribuyó de alguna manera, a lo que hoy somos.

En ese devenir, la profesora Susana Saavedra ocupa un lugar especialmente significativo. Cuando inicié mis primeros pasos como ayudante alumno, Susana ya formaba parte del equipo docente de la cátedra, junto al Ing. Boletta y la Ing. Juárez. Con el tiempo, el trabajo cotidiano compartido nos permitió construir un vínculo académico sólido, respetuoso y profundamente formativo. Ese recorrido fortaleció un equipo de cátedra firme, comprometido y coherente, sostenido en una mirada pedagógica común.

Por eso, esta serie didáctica es el reflejo de un trabajo verdaderamente conjunto, escrito, revisado y pensado entre ambos en diálogo permanente y con una profunda convicción de que enseñar es siempre un acto colectivo.

Aquí no hay voces individuales aisladas, hay una voz construida en común donde cada idea, cada explicación y cada elección didáctica surgió del intercambio, la reflexión y la búsqueda compartida.

Ojalá que cada estudiante que llegue a estas páginas encuentre no solo conceptos, definiciones y explicaciones, sino también el espíritu de colaboración, compromiso y amor por la docencia que dio vida a este material. Porque enseñar y aprender, al fin y al cabo, siempre es una forma de transformación.

INDICE GENERAL

	Página
1	INTRODUCCIÓN 1
1.1	Factores y elementos del tiempo y el clima 2
1.2	Elementos meteorológicos y climáticos 3
2	LA ATMÓSFERA 3
2.1	Componentes de la atmósfera 4
2.2	Altura y presión de la atmósfera 6
2.3	Las capas de la atmósfera 8
2.3.1	<u>La tropósfera</u> 9
2.3.2	<u>La estratósfera (estratificada)</u> 10
2.3.3	<u>La ionósfera</u> 11
2.3.4	<u>La exósfera</u> 12
3	EL SOL, FUENTE DE ENERGÍA 12
3.1	Cantidad de energía que llega al límite superior de la atmósfera (Constante Solar) 13
3.2	Cantidad de calor solar que llega a la superficie de la tierra 14
4	ELEMENTO METEOROLÓGICO: RADIACIÓN SOLAR 15
4.1	Efectos generales de la radiación sobre los organismos 17
4.2	Leyes que rigen la radiación 18
4.2.1	<u>Ley de Bouguer</u> 19
4.2.2	<u>Ley del coseno de Lambert o de la inclinación</u> 19
4.2.3	<u>Ley de Stefan-Boltzmann</u> 21
4.2.4	<u>Ley de Wien</u> 21
4.3	Balance energético 22

5	TEMPERATURA DEL SUELO	26
5.1	Factores que regulan la temperatura del suelo	29
5.2	Propiedades térmicas del suelo. Constantes	30
5.3	Instrumental empleado en la medición de la temperatura del suelo	30
6	TEMPERATURA DEL AGUA DE MAR	31
7	TEMPERATURA DEL AIRE	33
7.1	Procesos de calentamiento y enfriamiento del aire	35
7.2	Estabilidad atmosférica	37
7.3	Gradiente térmico de inversión nocturna, gradiente de inversión térmica nocturna, radiación negativa	40
7.4	Variación diaria y anual de la temperatura del aire	40
7.4.1	<u>Variación sincrónica y asincrónica</u>	41
7.5	Amplitud térmica	41
7.6	Isoterma. Variación de la temperatura en el espacio	42
7.6.1	<u>Ecuador térmico</u>	43
7.7	Clasificación de los vegetales según sus límites de tolerancia	44
7.8	Importancia de la temperatura del aire en la toma de decisiones	45
8	PRESIÓN ATMOSFÉRICA	46
8.1	Importancia de la presión	47
8.2	Variación diaria y anual (en el tiempo)	47
8.3	Gradiente barométrico (variación en el espacio)	48
8.4	Centros	48
8.4.1	<u>Centros de alta y baja presión. Isobaras</u>	48
8.5	Masa de aire	49
8.5.1	<u>Frentes</u>	49
8.6	Tipo de circulaciones	51

8.6.1	<u>Vientos periódicos, locales</u>	51
8.6.1.1	<i>Brisa de mar</i>	51
8.6.1.2	<i>Brisa de costa</i>	51
8.6.1.3	<i>Brisa de valle</i>	51
8.6.1.4	<i>Brisa de montaña</i>	52
8.6.2	<u>Vientos periódicos, estacionales</u>	52
8.6.3	<u>Vientos típicos, aperiódicos</u>	53
8.7	Circulación general de la atmósfera	56
9	HUMEDAD ATMOSFÉRICA	59
9.1	Ciclo hidrológico del agua	59
9.2	Humedad relativa	60
9.2.1	<u>Importancia de la humedad relativa</u>	62
9.3	Evaporación	63
9.3.1	<u>Aspectos positivos y negativos de la evaporación</u>	63
9.3.2	<u>Factores que regulan la evaporación</u>	64
9.3.3	<u>Medición</u>	65
9.4	Evapotranspiración	65
9.4.1	<u>Medición y estimación</u>	66
9.5	Condensación	67
9.5.1	<u>Tipos de condensaciones</u>	67
9.5.1.1	<i>Condensaciones líquidas</i>	67
9.5.1.2	<i>Condensaciones sólidas</i>	75
9.6	Precipitación	77
9.6.1	<u>Causas de la precipitación</u>	78
9.6.2	<u>Formas de precipitación, clasificación</u>	80
9.6.3	<u>Variabilidad de la precipitación</u>	81

9.6.4	<u>Eficiencia de la precipitación</u>	83
9.6.5	<u>Producción artificial de lluvia o estímulo de precipitación</u>	84
9.6.6	<u>Precipitaciones sólidas</u>	85
10	AGUA EN EL SUELO: ORIGEN, FORMAS Y MOVIMIENTO	88
11	BALANCE HÍDRICO DEL SUELO	90
12	PRONÓSTICO DEL TIEMPO	91
13	BIBLIOGRAFÍA	93

INDICE DE FIGURAS

Figuras	Página
1 Vista de la atmósfera terrestre	3
2 Distribución de gases atmosféricos con la altura y variación de la temperatura.....	4
3 Esquema de los cambios del estado físico del agua.....	6
4 Grafica de la variación de la presión y la densidad del aire con la altura	7
5 Capas de la atmosfera	9
6 El sol y sus capas	13
7 Radiación solar recibida por la superficie según incidencia	15
8 Variación de la radiación en función del día.....	15
9 Espectro solar.....	16
10 Intensidad de la radiación solar sobre una superficie	19
11 Cambios en la intensidad de la radiación solar diaria y estacional.....	20
12 Dibujo de la Incidencia de la radiación en una ladera.....	20
13 Onda de máxima irradiación que emite el sol y la tierra.....	22
14 Flujos energéticos y tipos de radiación: onda corta diurna y onda larga nocturna	24
15 Actividad biológica en el interior del suelo.....	27
16 Ejemplo de la variación de la amplitud térmica con respecto a la profundidad	28
17 Comparación entre las escalas Celsius, Fahrenheit y Kelvin	34
18 Ascenso y expansión de parcela de aire.....	36
19 Descenso y compresión de parcela de aire	36
20 Situación de atmósfera estable.....	38

21	Situación de atmósfera inestable	39
22	Gráfica de perfil térmico durante la noche.....	40
23	Variación diaria de temperaturas máximas y mínimas	41
24	Tendencia de isotermas medias anuales en Argentina y del mes de enero en Santiago del Estero.....	43
25	Ubicación aproximada del ecuador térmico a escala global.....	44
26	Gráfica de temperatura límite de tolerancia para diferentes especies ...	45
27	Representación de Isobaras. Centros de alta (H) y baja presión (L).....	49
28	Comportamiento de las masas de aire en distintos tipos de frentes: A-Cálido B- Frio.....	50
29	Circulaciones periódicas locales. A-Brisa de mar. B-Brisa de costa	51
30	Circulaciones periódicas locales. A-Brisa de valle. B-Brisa de montaña.....	52
31	Circulaciones periódicas estacionales: Monzón.....	52
32	Representación gráfica del proceso de formación del efecto Föhn.....	54
33	Efectos costeros de la sudestada: oleaje e inundación.....	55
34	Desvío de desplazamiento producto del efecto coriolis.....	56
35	Grafica de desviación del aire en hemisferio sur cuando se desplaza de Sur a Norte y de Norte a Sur.....	57
36	Patrones de circulación atmosférica a nivel global.....	57
37	Mapa de la distribución de las grandes zonas de selvas tropicales (A), los ambientes desérticos, áridos y semiáridos (B) y los bosques boreales (C)	59
38	Ciclo hidrológico y pasos intermedios	60
39	Curva de saturación: relación entre vapor real y de saturación a igual temperatura	61

40	Nubes del tipo Cumulus, blancas, algodonosas y de desarrollo vertical moderado	69
41	Nubes del tipo Cirrus, localizadas a altitudes superiores a los 6.000 metros.....	69
42	Nubes Stratus, con aspecto uniforme y grisáceo, típica de mañanas nubladas o condiciones de alta humedad.....	70
43	Nubes del tipo Nimbostratus, extensa y de base baja, asociada a precipitaciones persistentes.....	70
44	Formación de nubes tipo Cumulonimbus, con yunque característico	71
45	Imágenes comparativas de distintas formaciones nubosas: (A) Cirrocúmulos, con forma de pequeños copos blancos; (B) Cirrostratus, nubes altas con aspecto velado; (C y D) Estratocúmulos, nubes bajas agrupadas en capas gruesas.....	72
46	Grafica de la curva de saturación por debajo de cero grados	79
47	Representación gráfica de lo que equivale 1 mm de precipitación	82
48	Representación esquemática del agua en el suelo.....	89

INDICE DE TABLAS

Tablas	Página
1	Valores de albedos según componente23
2	Valores de amplitud térmica según profundidad27.
3	Variación de la presión atmosférica sincrónica y asincrónica durante el día y en el año.....47
4	Variación de la presión atmosférica en altura y sobre superficie48
5	Valores de Calor de vaporización para diferentes sustancias64
6	Escala de octas para la clasificación de la nubosidad73
7	Clasificación de las precipitaciones según eficiencia y suficiencia83

FUNDAMENTOS DE METEOROLOGÍA

1. INTRODUCCIÓN

La ciencia que estudia el medio que rodea a los seres vivos es la ecología. Eco deriva de OIKOS que significa casa y LOGOS, tratado, estudio. La misma no es una sola ciencia, sino un conjunto llamadas “ciencias ecológicas”.

La rama que se dedica al estudio físico del planeta se denomina geografía física, dentro de ella se encuentra la geodesia que estudia las medidas y formas de la tierra y la geofísica, que estudia la tierra y su atmósfera.

Tres, son los componentes del planeta: la roca, el agua y el aire. Así dentro de la geofísica encontramos:

La oceanografía, que estudia la hidrosfera

La hidrología, que estudia el ciclo del agua

La geomorfología, que estudia las zonas emergidas

La meteorología, estudia la física de la atmósfera

Dentro de las ciencias ecológicas están las que estudian el:

- I. El medio físico
 - a. Meteorología: ciencia de la atmósfera que estudia la atmósfera en un instante.
 - b. Climatología: estudia la constancia o frecuencia con que se presentan los elementos de la meteorología
 - c. Edafología: estudia el suelo
- II. El medio biológico
 - a. Sociología vegetal o fitosociología: estudia la relación positiva/negativa entre las comunidades vegetales
 - b. Fitopatología: estudia las enfermedades de los vegetales y su interacción con el ambiente

- c. Entomología: estudia a los insectos y su acción negativa sobre los vegetales
 - d. Zoología: estudia a los animales superiores
- III. La reacción de los vegetales al medio
- a. Fisiología vegetal: estudia la reacción de los vegetales ante la acción de los estímulos (en laboratorio)
 - b. Fenología vegetal y animal: ciencia de observación
 - c. Biometeorología: estudia la correlación entre los estímulos físicos y la reacción de los vegetales
 - d. Bioclimatología: estudia la reacción de los vegetales y su adaptación al medio en el que viven

1.1. Factores y elementos del tiempo y el clima

El hombre vive sobre la tierra dentro de lo que se conoce como biósfera, capa formada por una parte sólida, llamada tierra (litósfera), una parte líquida, el agua (hidrósfera) y envuelto por una capa gaseosa llamada aire, (atmósfera).

Desde el origen mismo de la humanidad el hombre se vio sorprendido por los continuos cambios en la atmósfera, lo que dio origen a la Meteorología; ciencia que estudia las características físicas de la atmósfera en un instante y que investiga las causas de los “cambios” que se producen en la misma. Así podemos definir al tiempo atmosférico como al estado en que se encuentra la atmósfera en un determinado momento y lugar. Por ejemplo; hace frío y llueve; fue un día ventoso; la semana se mantuvo calurosa y seca con cielo despejado. (Se pueden ver datos reales de tiempo en: <https://siga.inta.gob.ar/#/data>)

El clima de un lugar es el tiempo que hace normalmente en ese lugar a lo largo de los meses y de los años, la climatología estudia la constancia y frecuencia con que se repiten los elementos del tiempo. Así hablamos de clima cuando decimos que tal localidad se caracteriza por tener inviernos fríos y secos, eso no significa que en dicha estación se den días con temperaturas agradables y/o días lluviosos. (En el mismo sitio pueden consultarse series climáticas históricas descargables)

1. 2. Elementos meteorológicos y climáticos

- ✓ Radiación solar
- ✓ Temperatura del aire
- ✓ Humedad atmosférica
- ✓ Presión atmosférica
- ✓ Viento
- ✓ Precipitación
- ✓ Nubosidad
- ✓ Fenómenos acústicos y ópticos

2. LA ATMÓSFERA

Es la envoltura gaseosa que rodea al planeta (figura 1), es un océano gaseoso formado por una mezcla mecánica de gases, decimos “mezcla mecánica” por que estos no pierden su individualidad.



Figura 1. Vista de la atmósfera terrestre

Fuente: Tomado de Atmósfera terrestre: composición, capas, funciones por Castro (2020)

Por ser gaseosa, la atmósfera tiene las propiedades de los gases, se comprime y se expande en función de la presión y la temperatura, es amorfa, tiene peso y las moléculas están en continuo movimiento vertical (circulación atmosférica), lo que permite la mezcla homogénea en proporciones fijas hasta aproximadamente los 90 km de altitud (homósfera). A mayor altura (heterósfera) al disminuir la circulación atmosférica los gases comienzan a estratificarse de acuerdo al peso molecular de cada elemento, encontrándose los más pesados en la parte inferior y los livianos en la parte superior (figura 2). Entre los componentes gaseosos se encuentra también el vapor de agua.

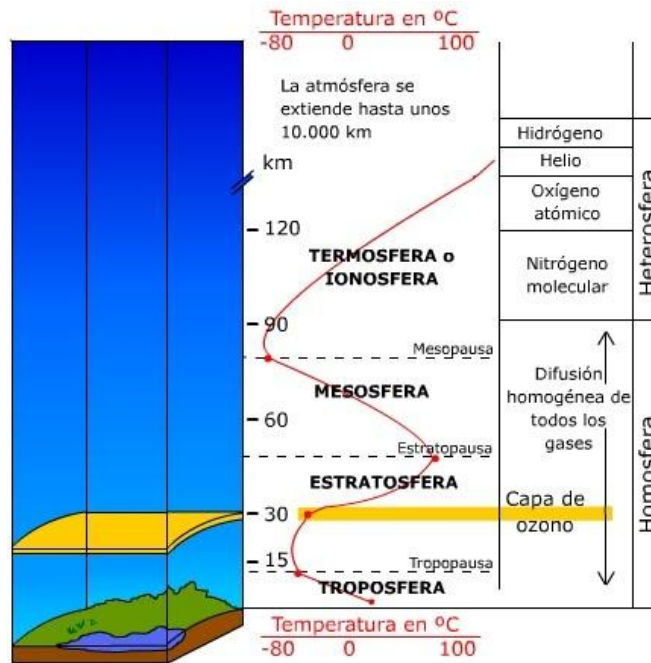


Figura 2: Distribución de gases atmosféricos con la altura y variación de la temperatura
 Fuente: Tomado de Determinación del contenido de carbono en la biomasa aérea del páramo de la reserva ecológica Yanacocha por Albán Molina y Granda Garzón (2013)

Otro de los componentes del aire son las partículas sólidas, la mayoría de ellas de origen inorgánico como partículas de tierra, cenizas de origen volcánico, sales marinas que se incorporan por la evaporación de las aguas del mar, partículas que provienen de zonas secas y arenosas. También se encuentran partículas de origen orgánico como granos de polen, bacterias, restos de vegetales secos, etc.

2.1. Componentes de la atmósfera

El aire es una mezcla de diferentes gases. En una atmósfera pura y seca, su composición puede representarse mediante los siguientes porcentajes:

- ✗ Nitrógeno, N₂ 78,08 %
- ✗ Oxígeno, O₂ 20,95 %
- ✗ Argón, Ar 0,93 %
- ✗ Anhídrido Carbónico, CO₂ 0,03 %
- ✗ Otros como Ozono, Helio, Criptón sólo vestigios

Estos componentes se conocen como **componentes estables**. El N₂, el más abundante, es un gas que tiende a no combinarse químicamente, es inerte, propiedad que contribuye a evitar las reacciones químicas (oxidación y

combustión) es incoloro, inodoro e insípido; el O_2 tiene mayor actividad química y es fundamental para la vida. El CO_2 juega un papel fundamental en la regulación de la temperatura del aire, absorbe la radiación de onda larga que emite la tierra y es fundamental para la vida de las plantas ya que interviene en la síntesis de materia orgánica. En los últimos años se ha registrado un aumento en la concentración de CO_2 , provocando un incremento de la temperatura del planeta, lo que se conoce como “efecto invernadero”. El Ozono se encuentra en escasas proporciones y se halla entre los 30 y 35 Km de la superficie del suelo formando una especie de capa o anillo alrededor del planeta. Actúa como filtro de la radiación ultravioleta.

También encontramos en la atmósfera agua en sus tres estados: sólido, líquido y gaseoso. Recibe el nombre de **componentes variables** debido a que sus proporciones en la atmósfera cambian constantemente. El vapor de agua tiene la propiedad de absorber la radiación de onda larga emitida por la tierra y de ser transparente a la radiación de onda corta emitida por el sol. El agua en estado de vapor no sólo impide la fuga de energía, sino que la devuelve, este fenómeno se conoce con el nombre de “Amparo térmico” o “Efecto invernadero”.

El agua es también fuente de energía ya que en ciertos pasajes de un estado a otro cede energía a la atmósfera (figura 3). El paso del agua del estado líquido a vapor conocido como evaporación es un fenómeno endotérmico (absorción de energía), mientras que el pasaje inverso, la condensación, es un fenómeno exotérmico, el vapor cede energía a la atmósfera, una cantidad de calor de 540 cal/g. El paso del agua líquida a sólida, proceso conocido con el nombre de congelación o condensación sólida es un fenómeno exotérmico donde se libera 80 Kcal/mol, el proceso inverso llamado fusión, es endotérmico. Con el nombre de sublimación se conoce el paso de estado sólido a gaseoso (donde se libera energía) y de gaseoso a sólido absorbiendo calor.

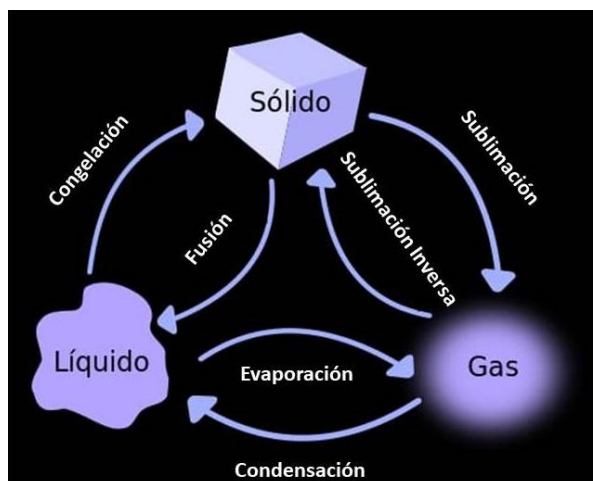


Figura 3: Esquema de los cambios del estado físico del agua
Fuente: Adaptado de Aguas del planeta por Suárez Umpiérrez (s.f.)

Las partículas sólidas que componen la atmósfera son llamadas *impurezas*; las hay de origen inorgánico como partículas de suelo provenientes de zonas áridas y semiáridas, cenizas provenientes de las erupciones volcánicas y de incendios de bosques, sales de las olas marinas y las de origen orgánico como bacterias, esporas de hongos, granos de polen entre otros, todas incorporadas a la atmósfera por acción del viento. Las impurezas juegan un papel importante ya que sin ellas no habría condensación, por esta razón reciben el nombre de **“Núcleos de condensación”**.

2.2. Altura y presión de la atmósfera

La masa de aire o envoltura gaseosa en cuyo fondo vivimos, tiene un peso, por lo que ejerce una presión sobre los objetos y las cosas. En realidad, es un inmenso océano de aire, en el que viven animales y plantas.

El peso total de la atmósfera es de unos 6.000 billones de toneladas. Sin embargo, ese peso apenas lo notamos. A nivel del mar nuestro cuerpo soporta una presión periférica de algo más de un kilo por cm^2 , pero esa presión sobre la piel se equilibra por la que ejerce hacia afuera el aire que entra en los pulmones y la sangre. A causa de esto no advertimos los 15.000 kilos que soportamos cada uno, más o menos.

La presión ejercida por el peso del aire se denomina presión atmosférica. En sus orígenes, la unidad empleada para medirla fue la atmósfera (atm), definida como la presión que ejerce una columna de mercurio de 760 milímetros a 45° de latitud

y al nivel del mar. Esta referencia histórica permite comprender el modo en que se estableció la medida de la presión. (Ver presión atmosférica como elemento meteorológico para conocer las unidades actualmente utilizadas)

Como es lógico, esta presión disminuye con la altitud, pues cuanto más alto está a un punto sobre el nivel del mar, menos capa de aire tiene encima. Pero esa disminución no se realiza en proporción aritmética, sino geométrica, es decir, rápidamente en las capas bajas y con lentitud en las altas (figura 4). En las primeras disminuye a razón de un milímetro por cada 11 metros, aproximadamente. En las superiores lo hace más despacio. Hemos de hacer resaltar que la presión atmosférica no es la misma siempre en un punto determinado, sino que sufre altibajos, pues la misma depende de diversos factores, entre ellos la temperatura y la humedad. Como el vapor de agua pesa menos que el N_2 y O_2 (aire seco), por ejemplo, si en un momento dado hay más vapor de agua en la atmósfera (aire húmedo), al tener menor masa por unidad de volumen va a ser menos denso, por lo que habrá menor presión atmosférica.

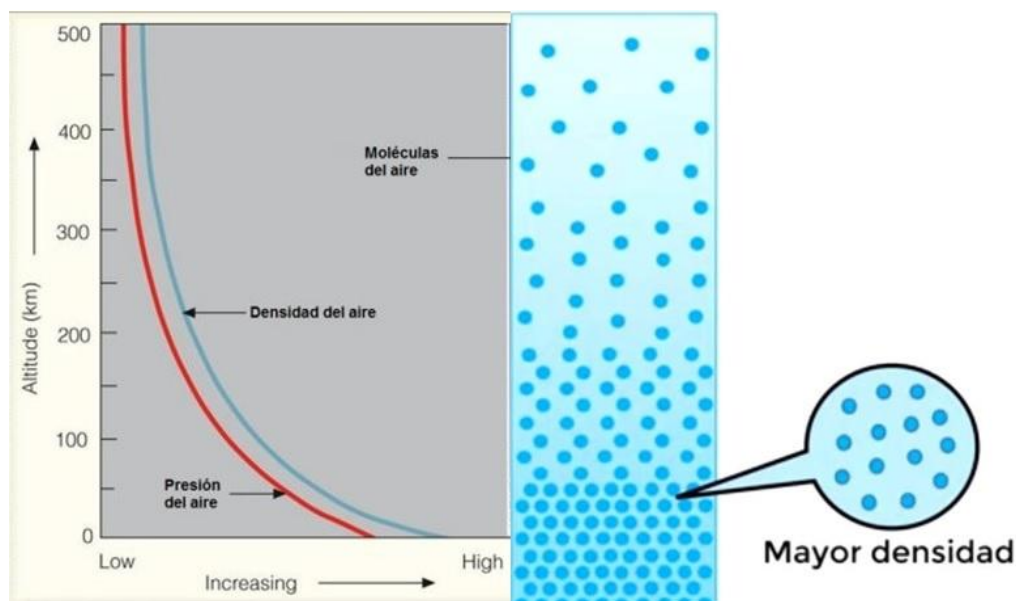


Figura 4. Gráfica de la variación de la presión y la densidad del aire con la altura

Fuente: Adaptado de Experimentos con la presión atmosférica por López-Rey (s.f.)

Para apreciar estas variaciones (que tienen gran influencia en los fenómenos atmosféricos) se utiliza el barómetro, instrumento que, además de medir la presión atmosférica, permite estimar la altitud. Si tomamos un barómetro y subimos a una montaña observaremos que, si a nivel de mar marca 760 milímetros, a los 115 metros de altura indica 750, mientras que a los 230 m

señalará 740. Si pudiéramos subir a los 5.000 m, marcaría unos 400, mientras que a los 10.000 metros ya serían unos 200 mm Hg.

Como ya se mencionó, con la altura no sólo disminuye la presión, sino también la densidad del aire, pues según una ley fundamental de los gases, la densidad de los mismos depende de la presión a que están sometidos. A unos 5.000 metros de altitud los pulmones encuentran oxígeno, pero con menor presión parcial, lo que dificulta su incorporación al torrente sanguíneo a través de los pulmones y afecta de esta manera el ciclo respiratorio. Por ello, los escaladores y alpinistas de las altas cumbres han de llevar una provisión de oxígeno puro. Por igual motivo, los aviones que alcanzan gran altitud mantienen en sus cabinas una composición y presión de aire semejante a la del nivel del mar.

Para nuestra vida, la presión atmosférica que soportamos es tan útil como el oxígeno que respiramos. Así como sin éste nos asfixiaríamos, sin la presión entraríamos en ebullición. Como es sabido, la ebullición de un líquido no es más que el punto en que sus vapores llegan a equilibrar y vencer el peso del aire que soportan. En una montaña a gran altitud, el agua está sometida a una presión menor y por lo tanto hierve a una temperatura más baja. Si los ocupantes de un avión que vuela a 10.000 metros no viajaran en una cabina hermética, con la presión conveniente, la sangre y los líquidos del cuerpo hervirían literalmente.

Ahora, esta envoltura gaseosa dentro de la cual vivimos no termina a determinada altitud de una manera brusca, por lo que no se puede señalar una frontera definida de la misma. Antes de la Era Cósmica, se consideraba que el confín teórico de nuestra atmósfera se hallaba a unos 500 Km. de altitud, pero gracias a los satélites artificiales se ha puesto de manifiesto que se encuentran moléculas de gases atmosféricos hasta los 23.000 Km., que parece ser el límite superior de las auroras.

2.3. Las capas de la atmósfera

El océano de aire que nos rodea, para efectos prácticos y de estudio se ha dividido en diversas zonas o capas en relación con la altitud, características térmicas y su composición. Las capas de la atmósfera son: Tropósfera, estratósfera, mesósfera, termósfera y exósfera (figura 5). A fines de interés

bioclimático usamos la división donde se considera la capa mesósfera y termósfera como una gran región denominada Ionósfera.

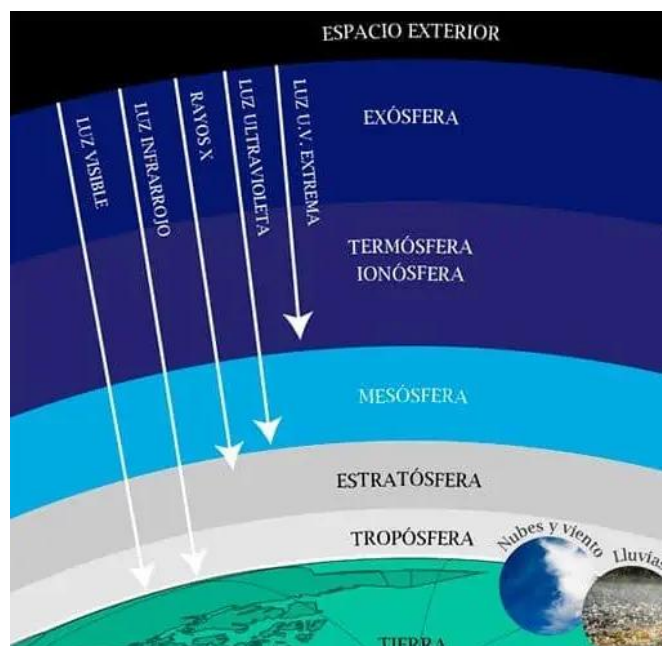


Figura 5: Capas de la atmósfera

Fuente: Tomado de La atmósfera por López y Vaca (2015)

Atmósfera interior de 0 a 1.100 kilómetros, constituida por:

2.3.1. La tropósfera

Del griego TROPOS: Cambio, SFERA: esfera. Es la capa de aire que está en contacto con la superficie terrestre, por lo que es la más densa, pues se concentra en ella el 90 % del peso de la atmósfera. Sus características principales son las corrientes verticales debidas al calor, la variación vertical de la temperatura (1°C por cada 100 metros de altitud) conocido como gradiente vertical de la temperatura, la moderación de las oscilaciones de temperatura a causa del día y la noche, la presencia de hidrometeoros, el movimiento de las masas de aire, entre otros fenómenos meteorológicos la convierten en la más importante para la meteorología, ya que es en ella donde se forman las nubes, tienen lugar las lluvias, los vientos, etc. La altura de la tropósfera es de más o menos 10 kilómetros (Km) aunque en cercanías al ecuador donde hay altas temperaturas puede llegar a una altitud de 16 km, mientras que en los polos sólo a los 8 km aproximadamente. El límite superior de la tropósfera se denomina tropopausa, la temperatura en esta alcanza los -80°C . La variación de la temperatura va desde los $+50$ a los -80°C . La variación de la temperatura es lineal, mientras que la presión es exponencial, por lo que a medida que se asciende la presión

disminuye. Este fenómeno que en un principio no se comprendía plenamente, ocasionaba hemorragias en los astronautas debido a la diferencia de presión entre el interior del cuerpo y el medio externo. En estas condiciones, los fluidos tienden a desplazarse desde las zonas de mayor presión hacia las de menor presión, respondiendo a un principio físico básico que rige su comportamiento. La presión disminuye a la mitad en los primeros 5 km; a los 11 km ha disminuido a un cuarto de la presión inicial.

La tropósfera, como ya dijimos es la capa que posee la mayor parte de los hidrometeoros. Esta subesfera que para nosotros es la más importante, pues en ella nos encontramos inmersos y todas nuestras actividades relacionadas con el medio ambiente están condicionadas con los cambios que se producen en la misma.

A la tropósfera la dividimos en capas:

Capa inferior: de 0 a 2 metros es la más importante en ella se desarrolla la vida, se caracteriza por movimientos turbulentos y gran amplitud térmica. La temperatura varía de +80 a -50 °C.

Capa terrestre, va de 2m a 2 Km, la temperatura varía de +40 a -40 °C, se caracteriza por movimientos convectivos, ascendentes y descendentes, con amplitud térmica más atenuada.

Capa advectiva: está comprendida entre los 2 y los 8 Km. Se caracteriza por poseer movimientos "horizontales", en el sentido de la superficie terrestre, denominados advectivos, en distancias cortas el movimiento se puede considerar horizontal.

La tropopausa: límite superior de la tropósfera, es una zona de calma casi absoluta. La temperatura es constante y es la altura a la que vuelan los aviones, conocida como altura de crucero.

2.3.2. La estratósfera (estratificada)

Encima de la tropopausa, se encuentra la estratósfera, que llega hasta una altitud de alrededor de los 80 km. Esta capa se haya constituida, en general, por estratos de aire con poco movimiento vertical, aunque sí lo tiene horizontal. En esta zona, el aire está casi siempre en perfecta calma y prácticamente no existe el clima,

aunque algunas veces se encuentran unas ligeras nubes denominadas nacaradas (nubes estratosféricas), por presentar colores iridiscentes y brillo perlado. El límite de esta capa se llama estratopausa. Las antiguas nomenclaturas fijaban la altura de la estratósfera hasta los 80 km, pero los nuevos experimentos científicos determinan que esa capa finaliza a unos 50 km, en donde empieza la mesósfera. Esta capa se caracteriza por un aumento gradual de la temperatura, la que después de la región de la ozonósfera aumenta rápidamente hasta alcanzar valores de 80 °C. Todo el O₃ formaría una capa de 2,5 mm de espesor.

La razón de esta subdivisión moderna de la antigua estratósfera, obedece a que a partir de los 25 a 30 Km. de altitud la temperatura del aire comienza a aumentar debido a que los rayos ultravioletas del Sol, de gran intensidad a esa altura, transforman el oxígeno del aire en una variedad denominada ozono, que simultáneamente los absorbe y se calienta, produciéndose reacciones químicas. La concentración máxima de ozono tiene lugar a unos 30 km de altitud y forma una especie de cinturón o faja protectora que se denomina ozonósfera o capa de ozono. Esta faja, al producir la dispersión de la luz solar, hace que veamos el cielo de color azul, cuando es negro en realidad, como lo han comprobado los astronautas. Gracias a esta capa que absorbe gran cantidad de rayos ultravioleta, es posible la vida vegetal y animal en la superficie de la tierra que, de otra manera, sería rápidamente aniquilada por esa radiación.

2.3.3. La ionósfera

Esta región está muy enrarecida y compuesta principalmente por iones, o sea, por átomos que han ganado o perdido uno o más electrones, y que por lo tanto poseen una carga eléctrica. Puede considerarse que empieza a los 80 kilómetros y termina a los 1000 km.

En esta zona se reflejan las ondas de radio, permitiendo las comunicaciones a gran distancia al vencer la curvatura de la tierra. En la ionósfera, se producen auroras y se ven bólidos. Existen gran cantidad de átomos de oxígeno e iones, mientras que a mayor altura abunda el nitrógeno ionizado. Se caracteriza porque la temperatura vuelve a adquirir un gradiente negativo alcanzando temperaturas de -95 a 1600 °C.

La atmósfera exterior desde los 1.100 km hasta los 23.000 km, constituida por:

2.3.4. La exósfera

Se encuentra a partir de los 1.000 km y hasta unos 23.000 Km, donde apenas existen moléculas de materia. En esta subesfera predominan el hidrógeno y el helio. Es la región que exploran los satélites artificiales y no tiene la menor influencia sobre los fenómenos meteorológicos.

3. EL SOL, FUENTE DE ENERGÍA

El sol es el centro del sistema solar, y es la fuente de energía de nuestro planeta, una gran usina termonuclear (figura 6), el sol dista de la tierra unos 150 millones de Km. La temperatura en el núcleo es de varios millones de grados centígrados, en la superficie es de 6.000° C, que equivale a decir 6000 °K, si tenemos en cuenta que 0 °K es igual a -273 °C. (Restarle 273 no significa nada en 6000).

El sol irradia energía en todas las direcciones; pero debido a la gran distancia que lo separa de la tierra ésta aprovecha sólo una pequeñísima parte. La energía proveniente del sol se transmite en forma de ondas electromagnéticas, de alta frecuencia (onda corta), las ondas electromagnéticas se transmiten a través del vacío (sin necesidad de un medio), en línea recta y a una velocidad de 300.000 Km por segundo, sólo tarda en llegar a la superficie terrestre unos 8 minutos. El Sol está compuesto por varias capas internas: el núcleo, la zona radiativa y la zona convectiva. La superficie visible durante el amanecer o el atardecer es la fotosfera, una de sus capas externas. Por encima de ella se encuentra la atmósfera solar, que sólo puede distinguirse completamente durante un eclipse total. Esta atmósfera está formada por la cromosfera y la corona, visibles únicamente bajo condiciones especiales o mediante instrumentos específicos.

La tierra es un cuerpo negro, no posee energía propia. La energía proveniente del sol se hace sentir en la tierra hasta unos diez metros de profundidad y el calor interno o telúrico (proveniente del centro de la tierra), se hace sentir hasta 10 m antes de alcanzar la superficie de la tierra, a esta capa se la denomina “capa o manto isotérmico invariable”.

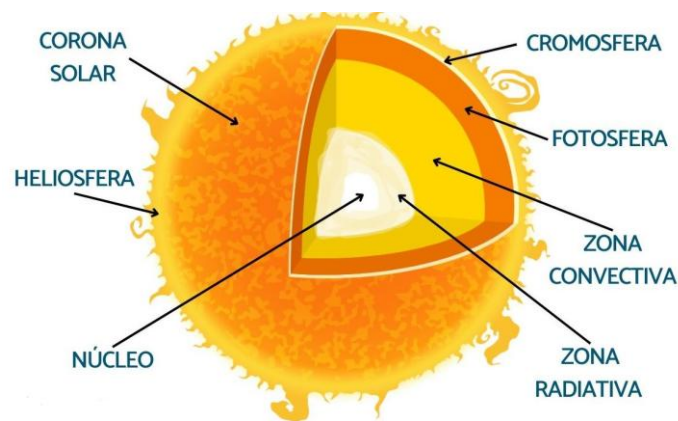


Figura 6. El sol y sus capas

Fuente: Tomado de Capas del sol: nombres, características y función por Bordino (2023)

3.1. Cantidad de energía que llega al límite superior de la atmósfera (Constante Solar)

La cantidad de energía que llega al límite superior de la atmósfera terrestre es de 2 calorías por minuto para una superficie de un centímetro cuadrado o lo que es lo mismo 0,135 Watt por cm^2 . Esta cantidad de energía recibe el nombre de “constante solar”.

$$\text{Constante Solar} = 2 \text{ cal} / \text{cm}^2 \times \text{min.} = 2 \text{ Ly} \times \text{min}^{-1} \cong 0,135 \text{ Watt} / \text{cm}^2$$

La constante solar, a pesar de su nombre, no es constante, pero para la explicación de la mayoría de los fenómenos atmosféricos puede considerarse como tal. Las oscilaciones que se observan en la constante solar se deben:

A las variaciones que se producen en la distancia sol-tierra, debido a la excentricidad de la órbita de la tierra (elíptica). Cuando se encuentra en las proximidades del sol (perihelio) la constante solar es $2,01 \text{ Ly} \times \text{min}^{-1}$, cuando se encuentra alejada (afelio), solo $1,88 \text{ cal} / \text{cm}^2 \cdot \text{min.}$

- A la estructura de la atmósfera
- A los movimientos de la tierra (rotación y declinación del eje)
- A las variaciones que existen en la transparencia del espacio entre el sol y la tierra, debido a la presencia casual de finísima materia cósmica.

- A la falta de constancia de la temperatura del sol, pues no olvidemos que el sol es un cuerpo gaseoso, rodeado de una atmósfera en constantes convulsiones (manchas solares y fáculas).

3.2. Cantidad de calor solar que llega a la superficie de la tierra

Debido a la presencia de las moléculas de aire, de las partículas de vapor de agua, de las gotitas de agua y de las partículas sólidas, la intensidad de la radiación solar se debilita una vez que penetra en la atmósfera. El debilitamiento crece, naturalmente, con la masa aérea atravesada.

Cuando los rayos atraviesan la atmósfera, una parte de los mismos es reflejada por las nubes y también por la tierra volviendo al espacio exterior. Parte es absorbida por los corpúsculos de la atmósfera, todo ello hace suponer que la energía que llega a la superficie terrestre es inferior a la citada anteriormente. Aproximadamente el 60 % del valor de la constante lo que equivale a $1,2 \text{ cal / min.} \times \text{cm}^2$

La cantidad de energía absorbida por la tierra está condicionada por la forma de la tierra y sus movimientos. La radiación solar recibida por la tierra es tanto mayor cuanto más perpendicularmente inciden los rayos solares sobre la superficie terrestre (figura 7).

Para entender mejor éste fenómeno, imaginémonos un haz de luz que cae perpendicularmente sobre una superficie y luego ese mismo haz inclinado, manteniendo la misma distancia, veremos que la luz que llega en el primer caso proyecta sobre el papel una mancha circular y más pequeña que cuando los rayos inciden oblicuos.

Tanto el movimiento de traslación como el de rotación, afectan al tiempo atmosférico, el sol calienta más al medio día que a media mañana o que al atardecer (figura 8). Las estaciones del año están bien delimitadas en los climas templados, no así en las zonas próximas al ecuador y a los polos. En el primer caso un permanente verano y en el segundo caso un perpetuo invierno por la gran inclinación de los rayos solares.

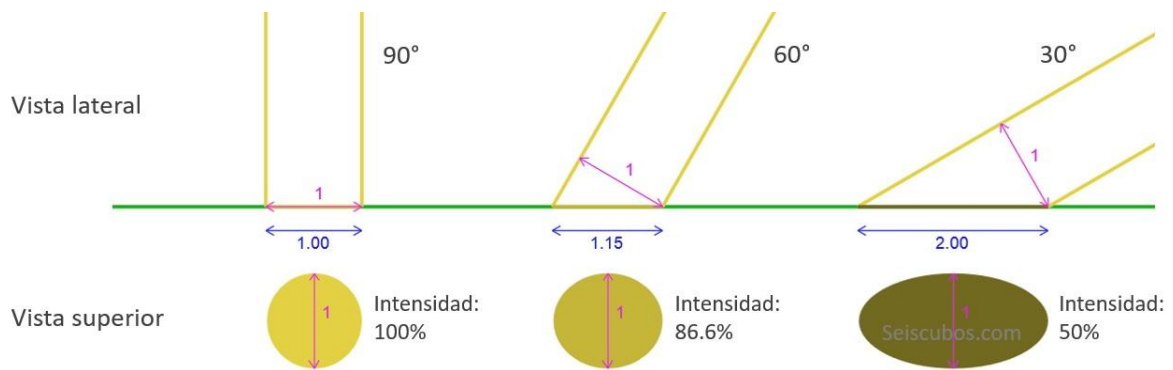


Figura 7. Radiación solar recibida por la superficie según incidencia
Fuente: Tomado de Efecto de la radiación solar en la Tierra por Ordóñez García (2021)

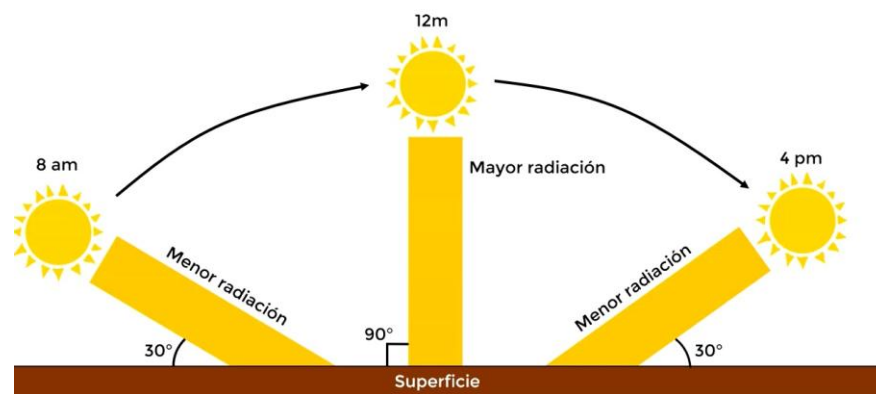


Figura 8 Variación de la radiación en función del día
Fuente: Tomado de Los movimientos de la Tierra y las estaciones del año por Mundo Aeronáutico (2021)

4. ELEMENTO METEOROLÓGICO: RADIACIÓN SOLAR

Se define como el conjunto de rayos provenientes del sol, que atraviesan la atmósfera e inciden sobre la tierra.

Se transmiten a través de ondas electromagnéticas. La longitud de las ondas se mide en micras (μ), teniendo en cuenta que una micra es igual a 1/1000 milímetros (mm), o también en nanómetros (nm), siendo 1 nm igual a 1/1000 μ . Abarca una amplia gama de ondas electromagnéticas que se denomina comúnmente espectro solar (figura 9), debido a que si se la descompone, se obtiene una gran gama de colores.

Dicha energía está compuesta por un conjunto de radiaciones cuyas longitudes de onda varían entre los 200 nm (nanómetros) y los 3000 nm, la máxima intensidad de esta radiación se encuentra en la onda de 480 nm de longitud. Está formada por tres fracciones principales:

Rayos ultravioletas

Luz visible

Radiación Infrarroja

La radiación ultravioleta situada en la faja del espectro que va de 200 a 400 nm son letales, el 1 % que atraviesa la capa de Ozono cumple función germicida.

La luz visible, de alta frecuencia, longitud de onda entre 400 y 700 nm corresponde a la parte visible del espectro. Esta energía equivale al 41 % del total de la energía que nos llega del sol, es de gran importancia para los vegetales, para activar los procesos de la fotosíntesis. La onda que percibe el ojo humano con mayor intensidad es la de 500 nm. Los insectos por ejemplo perciben dentro de la banda del infrarrojo, por eso decimos que pueden ver dentro de lo que nosotros llamamos oscuridad.

Radiación infrarroja, entre los 700 y 4000 nm comprende el 50 % del total de la energía proveniente del sol. La misma es de vital importancia para los procesos biológicos (reacciones metabólicas).

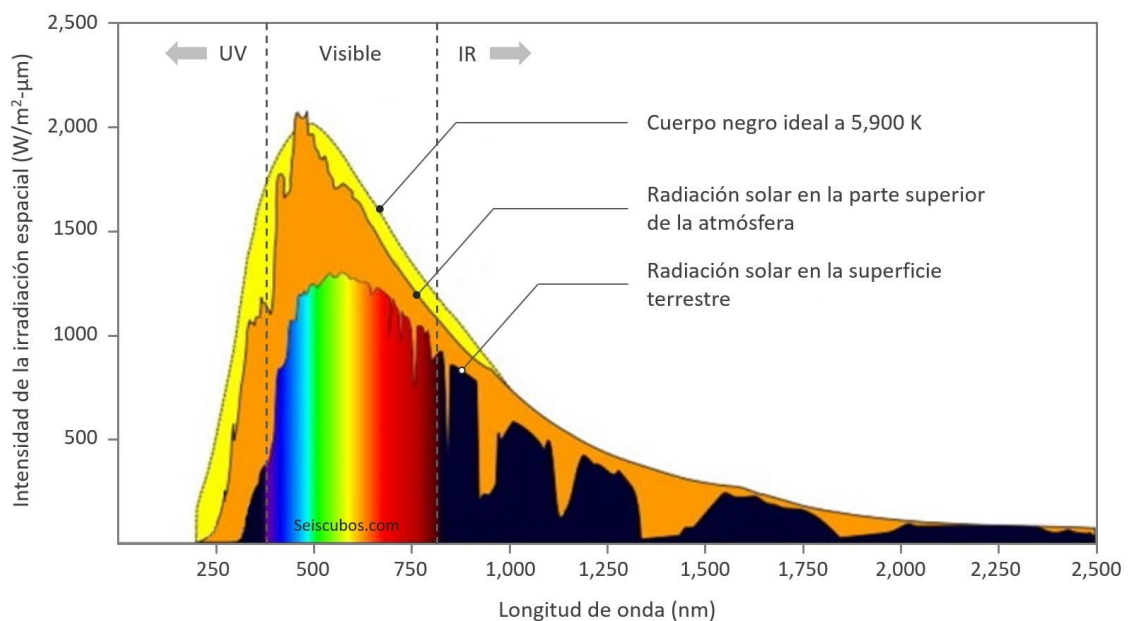


Figura 9. Espectro solar

Fuente: Tomado de Efecto de la radiación solar en la Tierra por Ordóñez García (2021)

En los días nublados el carácter del espectro cambia completamente, el infrarrojo es absorbido en gran parte por el vapor de agua y los rayos ultravioletas son dispersados.

- Dispersión de radiación por partículas sólidas.
- Presencia de ozono que absorbe los rayos ultravioletas.
- El vapor de agua que absorbe las radiaciones cercanas al infrarrojo.
- El dióxido de carbono absorbe los rayos infrarrojos.

Los aparatos destinados a medir la radiación se llaman pirheliómetros, del griego: *pyr: fuego y helio: sol*. (Ver guía de trabajos prácticos)

4.1. Efectos generales de la radiación sobre los organismos

Los diferentes tipos de longitudes de onda afectan de forma diferente a los fenómenos biológicos, por ejemplo, la radiación ultravioleta actúa en la destrucción de virus y bacterias y en la formación de vitamina D, presentando también efectos perjudiciales como el estímulo de cáncer en la piel y la fotooxidación de la clorofila.

Los rayos infrarrojos intervienen en los procesos calóricos, en la germinación de la semilla, en la floración y en la elongación de tejidos vegetales.

Las longitudes de onda comprendidas entre los 300 y 700 nm (luz visible) desempeñan un papel importante en los procesos biológicos, tales como formación de sustancias orgánicas, formación de pigmentos y procesos de fotosíntesis, otros efectos son los de irritación, que se expresan en la fotoperiodicidad, el fototropismo, el fototacsismo, la fotomorfogénesis y los estímulos nerviosos.

Las plantas utilizan luz visible para la fotosíntesis. Cuyos valores máximos de absorción dependen de los tipos de clorofila, a y b. El hecho de que las hojas sean verdes es porque las longitudes de onda entre 500 y 600 nm son reflejadas.

Las intensidades de la luz afectan separadamente el desarrollo de las células vegetales, una planta que tiene como hábitat natural un ambiente sombrío experimenta quemaduras o perturbaciones, especialmente provocadas por los rayos ultravioletas cuando quedan expuestas directamente a la luz del sol especialmente por los rayos UV.

La comisión holandesa de irradiación vegetal en 1953 estableció 8 fajas en función de los efectos que provocan las diferentes longitudes de onda.

1^{era} faja: Radiación con longitudes de onda superiores al micrón (1000 nm). No causan daño y son absorbidas por los vegetales.

2^{da} faja: radiación entre 1000 y 720 nm. Es la faja que ejerce efecto sobre el crecimiento de las plantas el trecho más próximo a 1000 nm es importante para el fotoperíodo, germinación de las semillas, control de la floración y coloración del fruto.

3^{era} faja: radiación entre 720 y 610 nm. Es fuertemente absorbida por la clorofila, genera una intensa actividad fotosintética, teniendo efecto también sobre la actividad fotoperiódica.

4^{ta} faja: Radiación entre 610 y 510 nm. Región espectral de bajo efecto fotosintético y de franca acción sobre la morfogénesis de la planta. Corresponde a la región del verde del espectro.

5^{ta} faja: Radiación entre 510 y 400 nm. Es una fracción intensamente absorbida por los pigmentos amarillos y por la clorofila. Corresponde al azul-violeta del espectro, región que tiene una gran acción sobre la actividad fotosintética, ejerciendo además una acción morfogénica.

6^{ta} faja: Radiación entre 400 y 315 nm. Ejerce efecto de formación, las plantas se tornan más bajas y las hojas más gruesas.

7^{ma} faja: Radiación entre 315 y 280 nm. Perjudicial para la mayoría de las plantas.

8^{va} faja: Radiación con longitudes de onda inferiores a 280 nm. Mata rápidamente a las plantas.

4.2. Leyes que rigen la radiación

Tal como vimos la cantidad de energía que llega a los diferentes puntos del planeta dependen de ciertos aspectos como el ángulo de incidencia de los rayos y el espesor de la capa de atmósfera atravesada.

4.2.1. Ley de Bouguer

“A medida que el espesor de la capa de atmósfera atravesada aumenta aritméticamente la intensidad de la radiación disminuye geoméricamente”. La intensidad de la radiación disminuye como consecuencia de la presencia de corpúsculos en la atmósfera.

La intensidad es menor al amanecer y en el ocaso, al igual que en la estación fría. Un ejemplo muy simple de esto es el de la estufa, cuando más cerca de ella nos situamos, más nos calienta, a medida que nos alejamos el calor es menor.

La masa aérea que tiene que atravesar un rayo crece con el aumento del ángulo de incidencia (z) o lo que es lo mismo disminuye con el aumento del ángulo de elevación (h). (Figura 10)

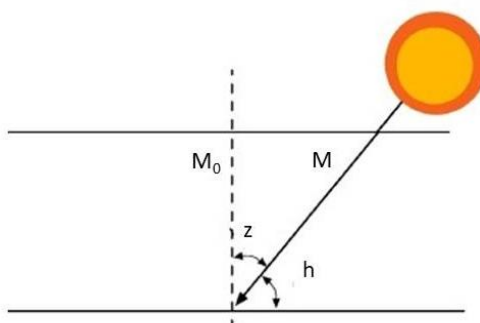


Figura 10: Intensidad de la radiación solar sobre una superficie.

Fuente: Adaptado de Ángulos solares y su importancia para el diseño de sistemas fotovoltaicos en SectorElectricidad (2021)

Designando con M_0 , la masa aérea que los rayos atraviesan con incidencia vertical y considerándola como masa unidad ($M_0 = 1$), con z el ángulo de incidencia, y con h el ángulo de elevación de los rayos, se puede calcular la masa aérea traspasada, siendo:

$$\text{Donde: } M = M_0 / \cos z = M_0 / \sin h$$

4.2.2. Ley del coseno de Lambert o de la inclinación

La intensidad calórica o eficiencia de la radiación recibida por una superficie varía proporcionalmente al coseno del ángulo formado entre la superficie considerada y la perpendicular a los rayos.

Otra forma de enunciar dicha ley es: “La eficiencia de la radiación varía con el coseno del ángulo formado por la normal (cenit) a la superficie y la dirección de los rayos”. Lo que se denomina ángulo de elevación. El ángulo de elevación de los rayos solares crece desde la salida del sol hasta su paso por el meridiano, momento desde el cual disminuye nuevamente (figura 11).

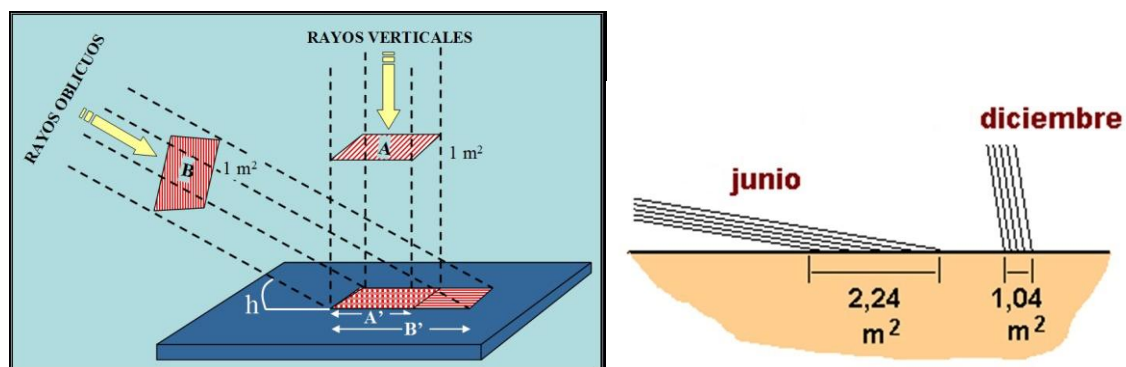


Figura 11: Cambios en la intensidad de la radiación solar diaria y estacional

Fuente: Tomado de Efecto del ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la irradiación en Instituto de Tecnologías Educativas (s.f.)

Imaginémonos un cerro en el hemisferio Sur, el mismo recibe en distintas partes cantidades de calor diferentes, en su ladera orientada hacia el norte disminuye el ángulo de incidencia, la orientada hacia el sur tiene mayor ángulo de incidencia (figura 12). Como consecuencia de esto la ladera sur recibe menor cantidad de calor que la norte.

La ladera más caliente y seca, recibe el nombre de solana y la ladera más fría y húmeda, recibe el nombre de umbría.

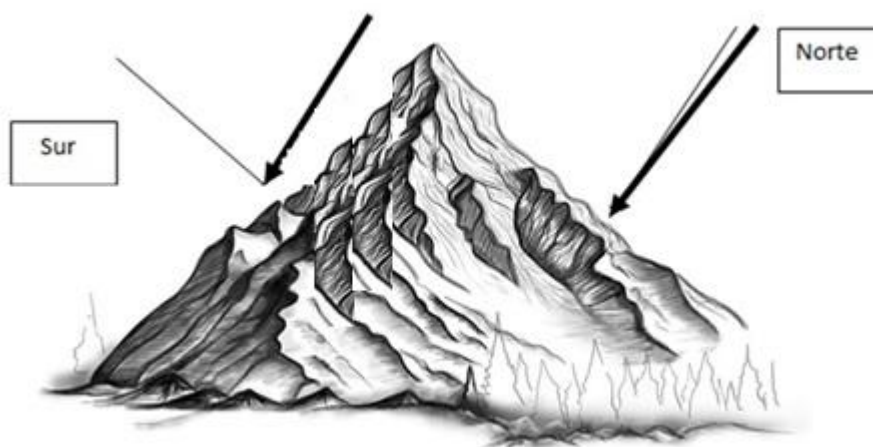


Figura 12: Dibujo de la Incidencia de la radiación en una ladera

Fuente: Adaptado de Cómo dibujar una montaña por IzzyBll (2023)

4.2.3. Ley de Stefan-Boltzmann

Se refiere a la cantidad de energía emitida. La energía total emitida por una unidad de superficie en la unidad de tiempo es proporcional a la cuarta potencia de su temperatura absoluta.

$$E_T = \sigma T^4$$

Donde:

σ : $5,67 \cdot 10^{-8}$ Watt $m^{-2} K^{-4}$ (constante de Stefan Boltzmann)

T: Temperatura absoluta ($^{\circ}K$)

4.2.4. Ley de Wien

Se refiere a la calidad de la radiación. La longitud de onda de máxima irradiación de un cuerpo negro es inversamente proporcional a su temperatura absoluta.

$$\lambda_{\max.} = K / T$$

Donde:

K= 2880

T: Temperatura absoluta

Así tenemos, por ejemplo, que la longitud de onda de máxima intensidad que emite el sol es:

$$\lambda_{\max.} = 2880 / 6000 = 0,48 \mu m (\approx 480 \text{ nm}).$$

Y en el caso de la tierra:

$$\lambda_{\max.} = 2880 / 287 = 10 \mu m (\approx 10000 \text{ nm})$$

La figura 13 permite visualizar cómo el Sol emite con máxima intensidad en longitudes de onda del rango visible, mientras que la Tierra lo hace en longitudes de onda mucho más largas, dentro del infrarrojo térmico.

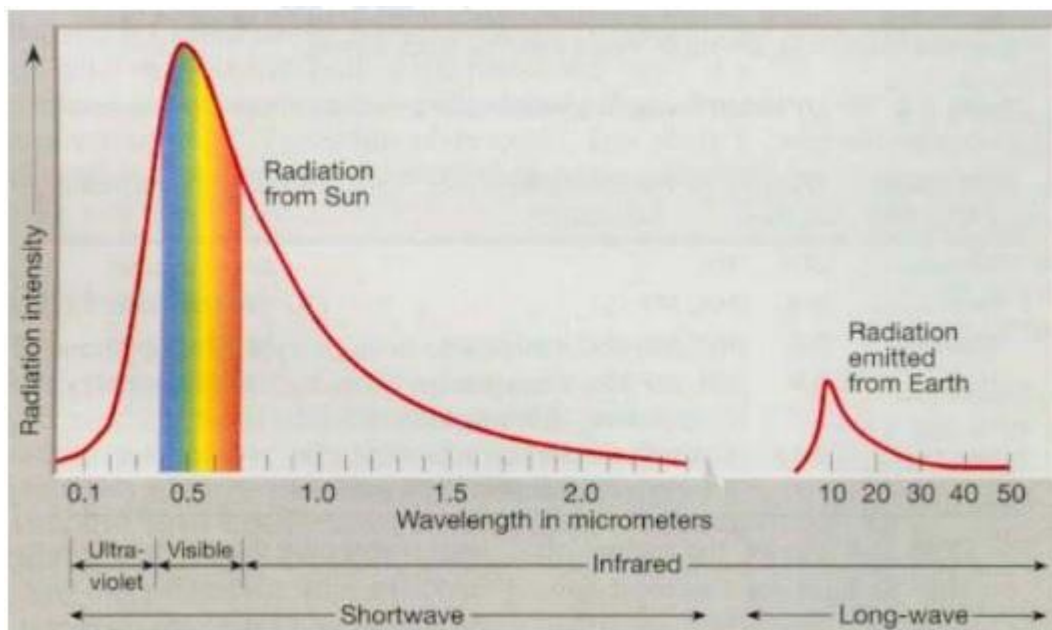


Figura 13: Onda de máxima irradiación que emite el sol y la tierra

Fuente: Tomado de Radiación solar y terrestre por Inzunza (s.f.)

4.3. Balance energético

Si bien la energía que llega al límite superior de la atmósfera se considera una constante, dicha energía en su pasaje por la atmósfera sufre una disminución que resulta principalmente de la absorción selectiva de los gases que constituyen la atmósfera y el vapor de agua, de la dispersión producida por las moléculas de aire y la reflexión hacia el espacio sideral provocada por partículas y la parte superior de las nubes.

Entre los componentes que mayor interferencia producen se encuentra el oxígeno de la atmósfera superior que absorbe la radiación ultravioleta extrema. El Ozono que absorbe la UV, el vapor de agua que absorbe el infrarrojo y el dióxido de carbono que absorbe mayores longitudes (cercas a 3 micras).

La radiación solar recibida por la superficie terrestre está formada por:

$$\text{Radiación solar directa} + \text{Radiación solar difusa o celeste} = \text{Radiación Global}$$

Se denomina radiación solar directa, a la que llega del sol sin que se interpongan obstáculos, mientras que difusa a la radiación que llega sobre la superficie

después de ser absorbida y transmitida por materia. También es luz difusa la de los crepúsculos, esta radiación menos intensa que la directa tiene gran importancia en altas latitudes, en los polos es la responsable de que la noche polar no sea tan oscura. La intensidad de la radiación difusa depende de la latitud, altitud, ángulo de incidencia, nubosidad y turbidez de la atmósfera.

Del total de la radiación solar que llega a la superficie, no toda es aprovechada, parte es reflejada y vuelta al espacio, esta energía se denomina "ALBEDO" (del latín, albedus: blanquecino), esta energía reflejada no se pierde, las nubes la absorben y contra - irradian, en función de la ley de Stefan Boltzmann.

El coeficiente de reflexión de una superficie cultivada depende del tipo de cultivo, de las condiciones de humedad, densidad de cobertura, de la superficie foliar y el estado fenológico del mismo. La reflexión aumenta con la claridad de las superficies. Así por ejemplo las plantas de zonas áridas y semiáridas que poseen hojas claras y muy pilosas, tienen alta reflectividad. La reflectividad de los suelos está en función del contenido de humedad de los mismos. Algunos valores de albedo se presentan en la Tabla 1 (Heuveldop *et al.*, 1986).

Tabla 1. Valores de albedos según componente

SUPERFICIE		ALBEDO (%)
Agua	Líquida	5 -10
	Sólida	30 - 40
	Nieve	60 - 95
	Arena seca	35 - 45
	Arena húmeda	20 - 30
Suelo	Suelo con barbecho seco	8 - 15
	Suelo oscuro	5 - 15
	Suelo limoso seco	23
	Hormigón	17 - 27
Sup. naturales	Desierto	25 - 30
	Pradera	10 - 20
	Pradera seca	15 - 35
	Cultivos	15 - 20
	Bosques Caducifolios	15 - 20
	Bosques de Coníferas	10 - 15

Radiación directa + radiación difusa + albedo= **Radiación Circunglobal**

La irradiación terrestre es la energía emitida por la tierra (emite en función de la ley de Stefan Boltzmann) y que se pone de manifiesto como consecuencia de la radiación solar.

Una gran porción de la energía emitida por la tierra (onda larga) es absorbida por la atmósfera e irradiada de vuelta a la tierra conocida como contra-radiación, esta contra-radiación es la responsable de que la tierra no se enfríe excesivamente durante la noche. La intensidad de la contra-radiación varía con las condiciones de la atmósfera, cantidad de nubes, contenido de vapor de agua (figura 14).

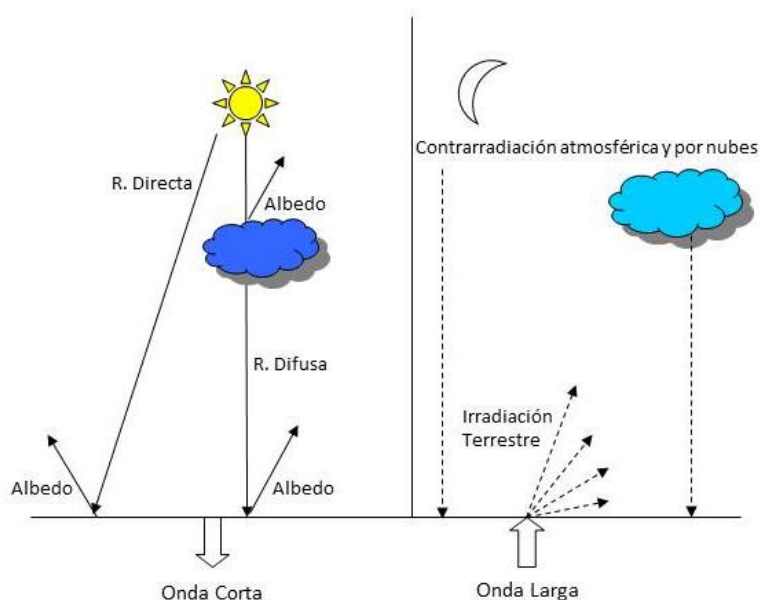


Figura 14: Flujos energéticos y tipos de radiación: onda corta diurna y onda larga nocturna

Fuente: Adaptado de Radiación solar por Navarrete (s.f.)

La diferencia entre la radiación emitida por la superficie terrestre y la contra-radiación es conocida como radiación efectiva emitida.

$$\text{BALANCE DE RADIACIÓN} \quad \longrightarrow \quad \text{GANANCIA} - \text{PÉRDIDA} = R_n$$

Así podemos decir que la ganancia es igual a la radiación total que llega al suelo y no es reflejada, y a la radiación emitida por la superficie terrestre que no se escapa (contraradiación).

Por otro lado, la pérdida está dada por la radiación solar reflejada y la radiación terrestre que se escapa producto de la ventana atmosférica.

Esta ventana corresponde al rango de longitudes de onda comprendido entre 8,5 y 11 μm , en el cual la atmósfera es relativamente transparente a la radiación de onda larga. En este intervalo, la superficie terrestre emite gran parte de su energía, al coincidir con la región cercana al máximo de emisión de la radiación

terrestre (Figura 13), la cual, de no poder escapar, contribuiría significativamente al calentamiento de la atmósfera.

De esta manera la Radiación Neta (R_n) será:

$$R_n = (\text{Directa} + \text{Difusa} + \text{Contraradiación}) - (\text{Albedo} + \text{Irradiación terrestre "Ventana atmosférica"}) = 0$$

El valor de la radiación neta a largo plazo es siempre cero, mientras que a corto plazo depende de la hora del día, de la cobertura vegetal y de las condiciones de la atmósfera.

Teniendo en cuenta todos estos conceptos podemos clasificar a la radiación que traspasa la atmósfera en:

Radiación solar: conjunto de rayos solares que inciden sobre la tierra. Está compuesta por ondas cortas que van de 200 a 3000 nm. La máxima intensidad de esta radiación se encuentra en la longitud de 480 nm, tal como se observa en la figura 13.

Radiación Terrestre: formada por los rayos calóricos que emite la tierra, (en función de la ley de Stefan-Boltzmann) compuesta por ondas largas entre 3000 y 10000 nm encontrándose su máxima intensidad en la longitud de los 10000 nm, también representada en la misma figura.

Radiación Atmosférica: Conjunto de rayos que inciden indirectamente sobre los cuerpos reflejándose previamente en las moléculas del aire, en el vapor de agua, en las gotas de agua, cristales de nieve, partículas sólidas o siendo absorbidas por las mismas e irradiadas en todas direcciones. Esta radiación es también de onda corta, su máxima intensidad se encuentra en los 500 nm. La radiación solar absorbida e irradiada crece con la masa aérea traspasada.; con cielo nublado alcanza valores de consideración.

Fenómenos Físicos de la Luz:

Absorción: energía radiante captada por una sustancia que no es transmitida como tal, sino que se transforma en otro tipo de energía, generalmente calor.

Reflexión: representa un simple cambio de dirección de los rayos, no hay cambios cualitativos ni cuantitativos.

Dispersión: consiste en un cambio selectivo de dirección de las diferentes longitudes de onda. Hay cambios cualitativos. La eficiencia de la dispersión es inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda. Eficiencia de dispersión = i (intensidad) / λ^4 .

Esto explica porque la luz azul es dispersada en mayor medida que la luz roja, lo que se traduce en la coloración azul del cielo.

5. TEMPERATURA DEL SUELO

Temperatura: Se define como la medida relativa de la cantidad promedio de la energía de las moléculas que tiene una sustancia.

Calor: Es una forma de energía. Se define como la suma de la energía de todas las moléculas de una sustancia. Es decir que ya no se habla de un promedio sino la suma de esa energía total.

Origen de la temperatura del suelo: La energía que proviene del sol llega al suelo como energía radiante, las moléculas del “plano teórico” del suelo absorben dicha energía aumentando su actividad molecular, la energía deja de ser lumínica, las moléculas comienzan a vibrar y generan energía calórica (onda larga), el calor genera trabajo (primer fundamento de la termodinámica). Este calor se transmite en profundidad por conducción molecular, lo que caracteriza al clima geotérmico. Transmisión que se realiza lentamente.

Importancia física: durante el día el suelo absorbe (almacena) energía, que luego emite, aún durante la noche, de ahí que podemos decir que actúa como fuente de energía para la atmósfera.

Importancia biológica: la temperatura del suelo juega un papel fundamental en todos los procesos biológicos y físicos. El suelo propiamente dicho es el hábitat natural de una gran cantidad de microorganismos, que son los responsables de la descomposición de la materia orgánica, la existencia y actividad de los mismos depende de la energía del suelo o sea de la temperatura (figura 15).

De la temperatura del suelo también depende la germinación de las semillas, la actividad de las raíces y la velocidad de crecimiento de las plantas.

Las temperaturas extremas juegan un papel importante, temperaturas bajas impiden la absorción de nutrientes y minerales, las altas temperaturas influyen tanto en la velocidad de crecimiento como en la vida de las plantas, en la formación de tubérculos entre otros. A mayor temperatura del suelo, mayor pérdida de humedad por parte del suelo.



Figura 15: Actividad biológica en el interior del suelo

Fuente: Tomado de La biota del suelo por Agroquímicos Arca S.A. de C.V. (s.f.)

Las leyes que rigen la temperatura del suelo, son conocidas como: “**LEYES DE ANGOT**”. Las mismas no tienen deducción matemática. Angot enunció experimentando en una estación meteorológica de Francia.

1° Ley del crecimiento orgánico: A medida que la profundidad del suelo aumenta aritméticamente, la amplitud térmica disminuye geoméricamente (Tabla 2).

Tabla 2. Valores de amplitud térmica según profundidad

Fuente: Elaboración propia (Valores teóricos ilustrativos según la primera ley de Angot)

Profundidad en cm	0	12	24	36	48
Amplitud térmica en °C	16	8	4	2	1

Este comportamiento de la variación de la amplitud térmica en relación a la profundidad del suelo se ve reflejado en el trabajo realizado por De Pablo *et al.*

(2015) al estudiar la capa activa en relación al módulo principal de la base antártica española en la isla Decepción (figura 16).

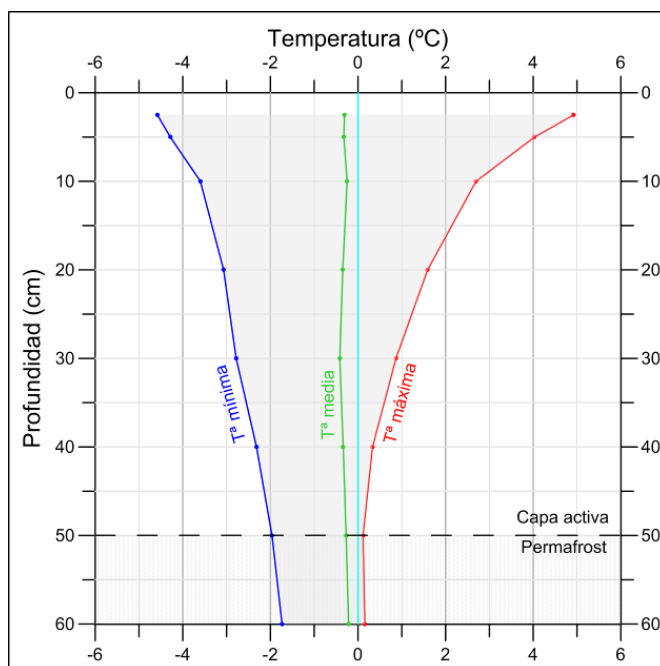


Figura 16: Ejemplo de la variación de la amplitud térmica con respecto a la profundidad

Fuente: Tomado de Análisis del estado de la capa activa en el emplazamiento de la base antártica española Gabriel de Castilla, Isla Decepción, Antártida por De Pablo *et al.* (2017)

Amplitud térmica: se define como la diferencia entre la máxima y la mínima temperatura registrada en un período dado de tiempo, que puede ser un día, una semana, un año.

En estudios de clima se mide la oscilación térmica diaria, a mayor amplitud térmica mayor diferencia de temperaturas entre el día y la noche.

En nuestro país, la región de Cuyo es la zona con máxima amplitud térmica anual, el valor es de 19,1 °C. Este fenómeno, que se refiere al promedio de las diferencias entre las temperaturas más altas y más bajas registradas, se manifiesta en la Argentina en la zona continental del territorio a sotavento de los Andes, entre 30 y 40 grados de latitud.

(Leer ejemplos de temperaturas de los recortes del periódico y calcular amplitud diaria, dar ejemplos de valores medios y realizar cálculo de la amplitud media anual)

2° La segunda ley se refiere a la diferencia de las horas del día en la que se registran las máximas y mínimas temperatura del suelo con respecto a las

horas en las que se registran las mismas en la atmósfera, y al retraso de las estaciones del año.

La temperatura máxima en el suelo se registra poco después del mediodía, como el calor es transferido del suelo al aire, en este último la máxima se registra una o dos horas después que en la superficie del suelo. Durante la noche el suelo pierde, por radiación, el calor absorbido durante el día, por lo cual la temperatura desciende paulatinamente hasta alcanzar un mínimo entre las 3.00 y las 6.30 h. De esto se deduce que el suelo actúa como fuente de energía para la atmósfera.

Con respecto al comportamiento en relación con las estaciones del año, el suelo sufre un atraso, como consecuencia de que la transmisión de calor es lenta, de esta manera a mayor profundidad mayor diferencia con las condiciones de la atmósfera libre.

5.1. Factores que regulan la temperatura del suelo

La temperatura del suelo en un determinado lugar depende de:

- ✓ La radiación que recibe: que varía según la ubicación geográfica (latitud y longitud) y su topografía (altitud y orientación).

- ✓ Las características físicas del suelo tales como:

- a- Composición: el tamaño de las partículas que componen el suelo, de ello depende la capacidad para retener agua y el calor específico del mismo. Los suelos arenosos tienen baja capacidad para retener agua, bajo calor específico, se calientan y enfrían rápidamente. Los suelos arcillosos tienen gran superficie relativa lo que permite absorber gran cantidad de agua, tienen mayor calor específico. Se calientan y enfrían lentamente.

- b- Estructura: está dada por la disposición de las partículas, a mayor cantidad de microporos, mayor capacidad para retener agua, mayor calor específico.

c- Color: Los suelos oscuros (alto contenido de materia orgánica) tienen la propiedad de absorber mayor cantidad de energía que los suelos claros.

✓ La cobertura vegetal: ya sea que se trate de material vivo o muerto, intercepta la radiación, reduce la absorción por parte del suelo favoreciendo la economía del agua en el mismo (menor EP).

5.2. Propiedades térmicas del suelo. Constantes

Calor específico: es la cantidad de calor necesario para aumentar en 1°C la temperatura de 1g de suelo. Valor muy importante, ya que toda sustancia comienza a transmitir energía una vez satisfecho su calor específico. Si bien se considera constante, está en función del contenido de humedad, a mayor humedad mayor calor específico.

Conductividad térmica: es la propiedad del suelo que indica la facilidad con la cual el calor se transmite a través de él. Se define como la cantidad de calor que atraviesa cada metro cuadrado de suelo en un segundo, cuando existe una diferencia de temperatura de 1 °C entre dos puntos separados por un metro.

La conductividad térmica depende principalmente de la densidad, la humedad, la textura y el grado de compactación del suelo. En general, los materiales más densos y compactos conducen mejor el calor. Por ejemplo, una roca maciza tiene mayor conductividad que un suelo arcilloso y éste mayor conductividad que un suelo arenoso. Los materiales no minerales suelen ser malos conductores; el vidrio por ejemplo, conduce mejor que la mayoría de los plásticos y mucho mejor que el aire. De manera similar, un suelo seco con mucho aire en sus poros tiene menor conductividad que un suelo húmedo, donde el agua ocupa los espacios y facilita la transmisión del calor. Sin embargo, por su mayor calor específico un suelo húmedo se calienta más lentamente que un suelo seco, aunque puede almacenar más calor y liberarlo gradualmente durante la noche.

La medición directa de la conductividad térmica del suelo puede resultar compleja, razón por la cual frecuentemente se utiliza en modelos o estimaciones más que en mediciones de rutina.

5.3. Instrumental empleado en la medición de la temperatura del suelo

Con este fin se emplean instrumentos denominados geotermómetros, sirven para medir temperatura, en °C, a diferentes profundidades. Se utilizan geotermómetros acodados para profundidades de 5, 10, 15, 20 y 30 cm, sólo el bulbo del geotermómetro se encuentra enterrado, quedando su escala, ubicada por encima de la superficie del suelo a la vista del observador. Para profundidades de 50, 100 cm o más se emplean geotermómetros a bastón. Leer instrumentos en **Guía práctica**.

6. TEMPERATURA DEL AGUA DE MAR

La superficie líquida de los mares no tiene relieve, las leyes se cumplen sin interferencia. El agua tiene bajo poder de reflexión (albedo), tiene un calor específico superior al del suelo y puede acumular gran cantidad de energía sin variar sensiblemente su temperatura. Por esta razón, las zonas costeras y las islas presentan poca amplitud térmica tanto entre el día y la noche como entre el verano y el invierno. Al estar fuertemente influenciadas por el mar, se dice que poseen un clima marítimo.

El calor específico del agua es elevado en comparación con el de las demás sustancias presentes en la superficie del planeta; esto confiere al mar una extraordinaria capacidad para almacenar calor y por esta propiedad, puede actuar como un gigantesco moderador del clima.

Esta gran capacidad de los océanos para conservar el calor permite que la temperatura sea más estable en el mar que en los continentes, siendo en aquél menos marcados sus cambios a través de las cuatro estaciones del año.

La distribución de las masas de agua del océano se establece por densidad, condicionada fundamentalmente por la temperatura y la salinidad. La temperatura influye en el sentido de que, cuanto mayor es su calor, menos densa es el agua, por lo que las aguas más calientes se encuentran en la superficie. Estas variaciones en temperatura y densidad tienen una influencia trascendental en todos los procesos físicos, químicos y biológicos.

Las radiaciones solares que llegan a la superficie del mar penetran en su masa, alcanzando generalmente una profundidad promedio de 100 metros, pero que puede extenderse hasta los 1000 metros. La penetración de estas radiaciones depende principalmente de la turbiedad, es decir, de la cantidad de materia sólida que se encuentra en suspensión.

El principal aporte calorífico que tiene el agua del mar está representado por las radiaciones energéticas que le llegan del Sol. Otras fuentes de calor para el océano son: la energía solar reflejada por el cielo, el calor original del interior de la tierra, el que se desprende de la desintegración radiactiva, y la energía derivada de los procesos químicos y biológicos que se realizan en el seno del océano. Conforme la profundidad aumenta van penetrando menos radiaciones, por lo que la temperatura disminuye. Por lo anterior, en la superficie del mar existe una capa de agua relativamente caliente, con una temperatura uniforme; esa capa puede extenderse de los 20 a los 200 metros de profundidad, dependiendo de las condiciones locales. Abajo de ella existe una zona limítrofe en donde se presenta un rápido descenso de la temperatura, llamada *termoclina*, que divide a estas aguas superficiales, menos densas y menos salinas, de las aguas de las profundidades, más frías, densas y salinas.

En los océanos, las termoclinas no son bruscas ni están tan bien diferenciadas como ocurre en el agua dulce. En las aguas tropicales, la termoclina puede ocupar una profundidad entre 100 y 200 metros y ser relativamente estable durante el año. En las aguas templadas de las latitudes medias se localizan a un poco más de profundidad, siendo un fenómeno estacional que ocurre solamente durante la primavera y verano, y tiende a desaparecer en los mares polares en los que la temperatura de toda la columna de agua es baja.

A veces, la temperatura del fondo del océano baja más allá del punto de congelación, pero esa condición nunca dura el tiempo suficiente para que el agua del fondo del mar se convierta en hielo, a esto colaboran los efectos de la salinidad, presión y circulación del agua.

Tomando en cuenta la temperatura de todos los océanos y las diferentes profundidades, se ha fijado la temperatura media del agua marina en 4 °C con valores que van desde -2 °C hasta 32 °C.

Otro tipo de cambios en la temperatura del agua del mar son las variaciones diurnas, que sólo se notan en las capas superficiales, ya que en la profundidad son prácticamente nulas. En pleno océano, oscilan de 2 a 4 décimas de grado centígrado, pero cerca de algunas costas pueden llegar a ser varios grados. Las variaciones diurnas dependen de las condiciones meteorológicas locales siendo mayores cuando el día presenta un cielo limpio y sin viento, disminuyendo cuando éste sopla y existe nubosidad; y de los cambios de temperatura de la atmósfera entre el día y la noche. Generalmente éstas son más evidentes en verano que en invierno.

Desde el punto de vista meteorológico, la evaporación en la superficie del mar es un proceso fundamental del ciclo hidrológico. A partir de ella se forman nubes, nieblas y precipitaciones, y se generan importantes intercambios de energía entre el océano y la atmósfera. Parte del vapor de agua precipita nuevamente sobre el océano, mientras que otra parte lo hace sobre los continentes, retornando al mar a través de los ríos.

7. TEMPERATURA DEL AIRE

La temperatura es una variable de gran importancia en el estudio del tiempo. Se la define relacionándola con el movimiento (energía) de las moléculas, es una medida de la energía cinética promedio de las moléculas de una sustancia.

Aunque la temperatura es proporcional a la cantidad de calor, NO es equivalente a esta, debido a que dos sustancias pueden tener la misma energía cinética pero diferente número de moléculas por unidad de volumen.

El concepto de Calor, muy usado en meteorología, se mide comúnmente mediante la unidad llamada caloría-gramo o caloría. Se define comúnmente como la cantidad de calor necesaria para elevar en 1 °C la temperatura de un gramo de agua (14,5 °C a 15,5 °C).

El instrumento usado para medir temperatura se denomina termómetro. Los hay de los más variados, su construcción varía según el uso para el que se los destine. Los termómetros miden la temperatura y sus variaciones aprovechando el efecto producido por el calor.

El fundamento del termómetro científico de mercurio (el más común) se basa en la dilatación de este líquido a través de las paredes de un capilar de vidrio cerrado.

El alcohol, usado en los termómetros de mínima, solidifica a $-39\text{ }^{\circ}\text{C}$. El termómetro bimetalico se basa en la dilatación relativa de dos metales, es usado en los termógrafos.

Como se verá más adelante, la cantidad y características de la radiación emitida por un cuerpo permite determinar la temperatura de su superficie. El termómetro de radiación (Radiómetro) es menos sencillo que otros tipos de termómetros, pero tiene la ventaja de que bajo ciertas condiciones permite medir temperaturas a distancia. Los termómetros de máxima y mínima son muy usados en climatología.

Para poder comparar temperaturas es necesario referirlas a una misma escala, las escalas corrientemente usadas son la Celsius o Centígrada, la Fahrenheit y la Kelvin o Absoluta. Cuyas siglas son C, F o K respectivamente (figura 17).

Los valores de referencia son una mezcla de agua y hielo (punto de fusión del hielo) y la temperatura del vapor de agua hirviendo a la presión atmosférica normal, a nivel del mar. Estos puntos corresponden al 0° y 100° C en la escala Celsius, 32° y 212°F en la escala Fahrenheit, 273 y 373°K en la escala Kelvin.

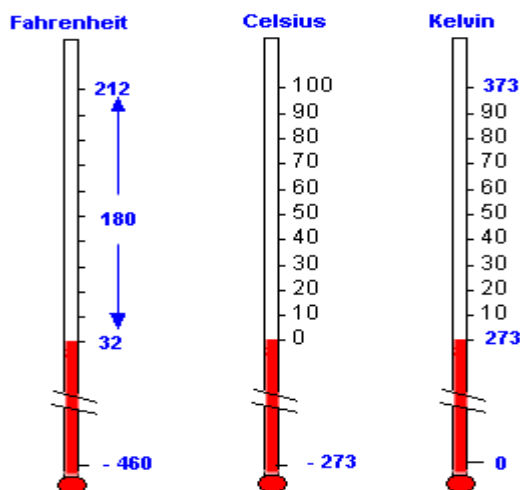


Figura 17: Comparación entre las escalas Celsius, Fahrenheit y Kelvin.

Fuente: Tomado de Escalas de temperatura por Elquimico (2025)

Una forma de transmisión de calor es por “radiación”, forma en la que se transmite la energía que proviene del sol, se realiza por medio de ondas electromagnéticas,

y por lo tanto no requieren de un medio físico para su transmisión, atraviesan el vacío.

Como se dijo anteriormente el suelo actúa como fuente de energía para la atmósfera. La capa atmosférica que está en íntimo contacto con el suelo se calienta por conducción molecular que la transmite a otra capa y luego ésta a otra por convección, lo que da lugar a las llamadas capas diferenciales de calentamiento.

La capa que se calienta por conducción es la que está en íntimo contacto con el suelo, se estima que no sobrepasa los 3 cm de alto.

La convección es el transporte ascendente de calor en corrientes líquidas o gaseosas. En la atmósfera la mayor parte del transporte de energía ocurre por convección, hasta más o menos unos mil metros de altura aproximadamente. Otra forma importante de transferencia de energía desde el suelo hacia la atmósfera es la evaporación. Para que el agua líquida del suelo pase al estado de vapor, debe absorber calor del entorno. Ese calor rompe los enlaces que mantienen unidas a las moléculas de agua y así la energía se incorpora al vapor en forma de calor latente. Cuando ese vapor asciende y se incorpora a la atmósfera, transporta consigo esa energía y contribuye a la ganancia de calor en el aire.

Por otro lado, el transporte horizontal de energía, ya sea de aire cálido hacia una región más fría o viceversa, se denomina advección. Esta forma de transferencia es propia del movimiento del viento y también de las corrientes marinas, que desplazan masas de aire o agua con diferentes temperaturas, modificando las condiciones térmicas de las zonas hacia donde se dirigen.

7.1. Procesos de calentamiento y enfriamiento del aire

Procesos adiabáticos: se denomina así a los cambios de temperatura que se producen en una gota de aire que se eleva una vez calentada desde la superficie del suelo en altura. El término adiabático hace referencia a que la burbuja se enfría sin pérdida ni ganancia de energía, la cual va perdiendo capacidad para contener vapor de agua y condensa, originando las nubes (figura 18).

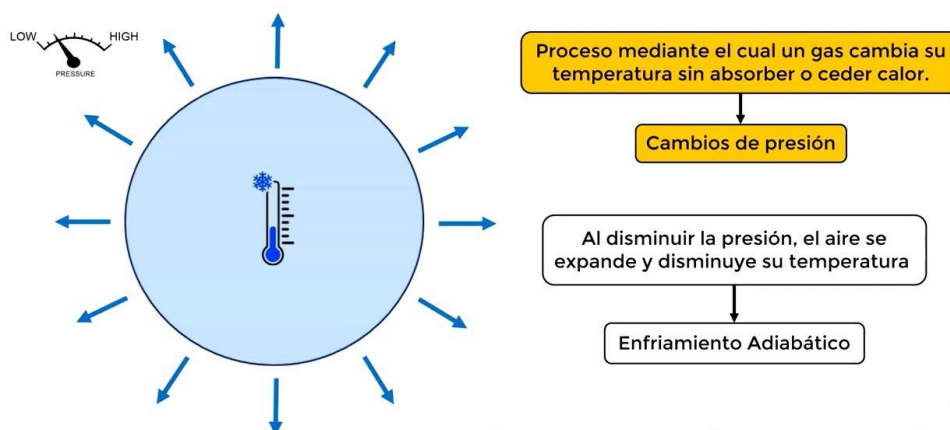


Figura 18: Ascenso y expansión de parcela de aire

Fuente: Tomado de Estabilidad atmosférica y procesos adiabáticos por Mundo Aeronáutico (2021)

A medida que asciende la burbuja de aire se enfría tanto que se vuelve densa y pesada y tiende a descender (figura 19), en ese descenso la gota de aire se comprime y comienza a aumentar su temperatura.

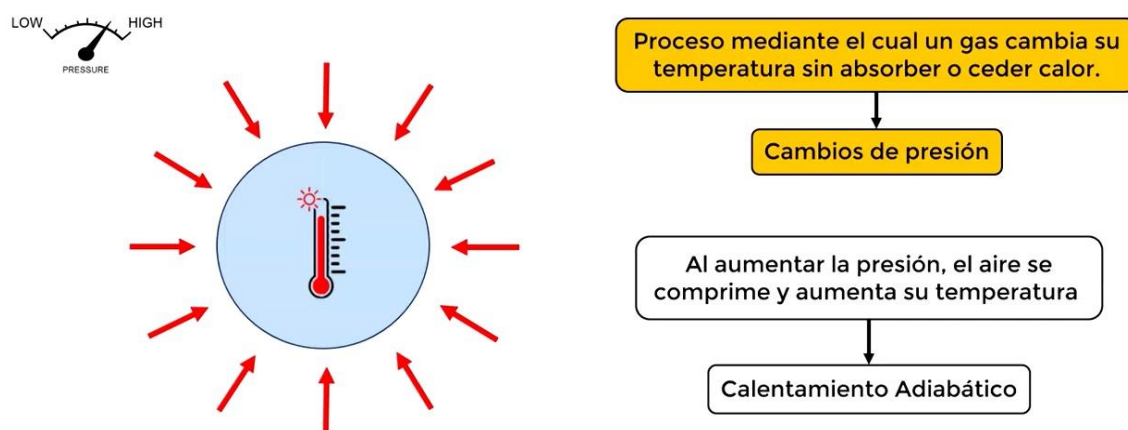


Figura 19: Descenso y compresión de parcela de aire

Fuente: Tomado de Estabilidad atmosférica y procesos adiabáticos por Mundo Aeronáutico (2021)

Por lo que podemos decir que el proceso adiabático son los cambios de temperatura que experimenta una burbuja o gota de aire ya sea enfriándose mientras asciende o calentándose mientras descende sin ganar ni perder energía. A esta variación de la temperatura con respecto a la altura se la denomina "Gradiente".

Gradiente térmico o estático: Supone a la atmósfera en reposo (concepto teórico)

La temperatura de una masa de aire descende 1°C por cada 100 m de **ascenso**.

Gradiente adiabático o dinámico: El gradiente dinámico, equivale a 1° C de disminución de temperatura por cada 100 m de **elevación**. Es lo que se conoce como gradiente adiabático seco (GAS), se cumple mientras no haya condensación.

Como la atmósfera contiene vapor de agua, en mayor o menor medida, la gota al elevarse se enfría, pierde capacidad para contener vapor de agua dando lugar a la condensación, se libera energía y disminuye la temperatura en una proporción de 0,6 °C por cada 100 m de elevación, es lo que se denomina gradiente adiabático húmedo (GAH), situación que se cumple mientras la masa de aire contiene vapor de agua permitiendo la condensación.

7.2. Estabilidad atmosférica

La estabilidad atmosférica se refiere a la resistencia que ofrece la atmósfera al movimiento vertical de una parcela de aire. Esta estabilidad depende de la comparación entre la temperatura de dicha parcela en ascenso y la temperatura del entorno que la rodea. En función de esa relación, se distinguen tres tipos de estabilidad:

Estabilidad indiferente (atmósfera neutra): la gota o parcela de aire que asciende mantiene la misma densidad que el aire circundante, por lo que, al llegar a un nuevo nivel, no tiende ni a subir ni a bajar. Esto se puede comparar con un globo de helio que, al tocar el techo, permanece allí sin poder moverse más.

Estabilidad atmosférica (atmósfera estable): esta situación se da cuando una gota de aire que asciende se enfría adiabáticamente y queda más densa que el aire circundante, por lo que tiende a descender y regresar a su nivel original (figura 20). Un ejemplo visual de este fenómeno es una pelota que flota en el agua y que, al ser hundida y soltada, tiende a volver a su posición original.

Inestabilidad atmosférica (atmósfera inestable): la gota de aire que asciende permanece menos densa que el aire circundante, por lo que continúa ascendiendo espontáneamente (figura 21), de manera análoga a un globo de helio que sigue subiendo al encontrarse siempre rodeado de aire más denso.

En las figuras 20 y 21 se ilustra, mediante un sistema de coordenadas cartesianas, la variación de la temperatura con la altitud para las condiciones de estabilidad e inestabilidad atmosférica:

- **GAS (Gradiente Adiabático Seco):** indica cómo se enfría una parcela de aire seca en ascenso ($10\text{ }^{\circ}\text{C}$ por cada kilómetro).
- **GAH (Gradiente Adiabático Húmedo):** representa el enfriamiento de una parcela de aire saturado, es decir, cuando ya ha comenzado la condensación (alrededor de $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ por kilómetro).
- **GVT (Gradiente Vertical del Terreno o del entorno):** muestra cómo varía la temperatura del aire que rodea a la parcela (en este caso, $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ por kilómetro).

En la imagen se representa gráficamente cuando una parcela de aire asciende, su temperatura disminuye con la altura. Si el enfriamiento de la parcela es mayor que el del entorno como ocurre aquí ($10\text{ }^{\circ}\text{C}$), la parcela terminará siendo más fría y por lo tanto más densa que el aire que la rodea, lo que la hace descender nuevamente. Esto se conoce como atmósfera estable.

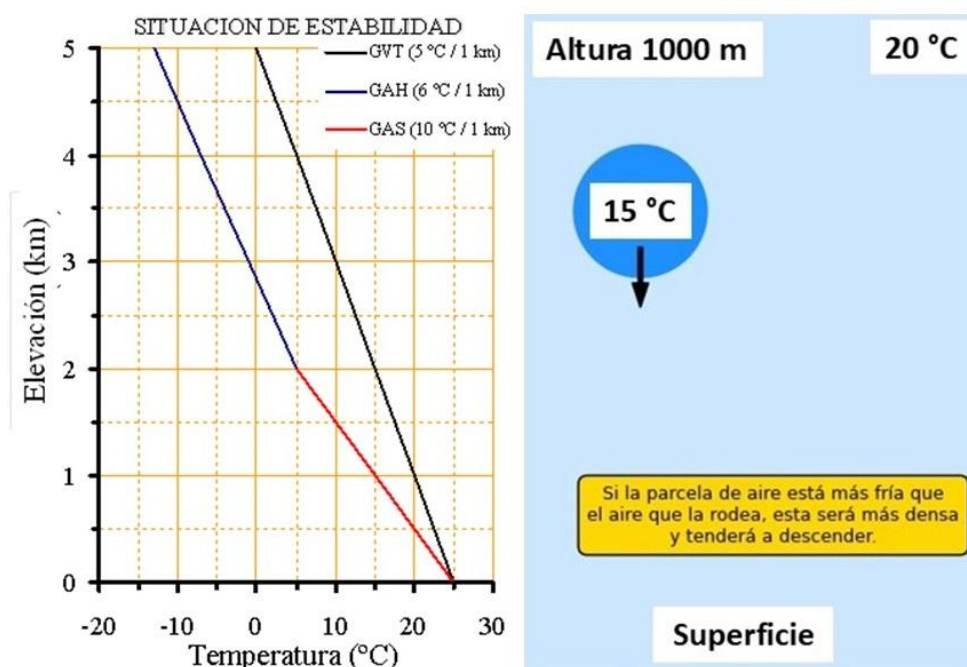


Figura 20: Situación de atmósfera estable

Fuente: Adaptado de Efecto del ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la irradiancia de Instituto por Tecnologías Educativas (s. f.) y de Estabilidad atmosférica y procesos adiabáticos por Mundo Aeronáutico (2021)

En la figura 21 se representa una situación de atmósfera inestable, donde se comparan nuevamente tres gradientes térmicos. Pero en este caso el GVT (Gradiente Vertical del Terreno o del entorno) es de $15\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$, es decir, el entorno se enfría muy rápidamente con la altitud.

Si una parcela de aire asciende desde el nivel del suelo, por ejemplo, desde $25\text{ }^{\circ}\text{C}$ y sigue el GAS representado por la línea roja en la figura 21, a 1 km de altura se encontrará a unos $15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Sin embargo, el aire del entorno indicado por la línea negra a esa misma altura ya está mucho más frío ($10\text{ }^{\circ}\text{C}$), por lo que la parcela se encuentra más caliente que el aire que la rodea. Como el aire caliente es menos denso que el frío, la parcela tenderá a seguir ascendiendo de forma espontánea.

Al alcanzar el nivel de condensación, cuando comienza la formación de una nube, la condensación del vapor de agua libera calor latente, lo que provoca que el enfriamiento de la parcela se produzca ahora según el gradiente adiabático húmedo (GAH), caracterizado por una menor tasa de enfriamiento. Aun así, la trayectoria asociada al GAH (línea azul) se mantiene a la derecha de la línea del entorno (línea negra), lo que indica que la parcela continúa siendo más caliente que el aire circundante y por lo tanto, el ascenso se mantiene. Esto favorece la convección y el desarrollo vertical de nubes, como los cúmulos y cumulonimbos, que pueden generar tormentas.

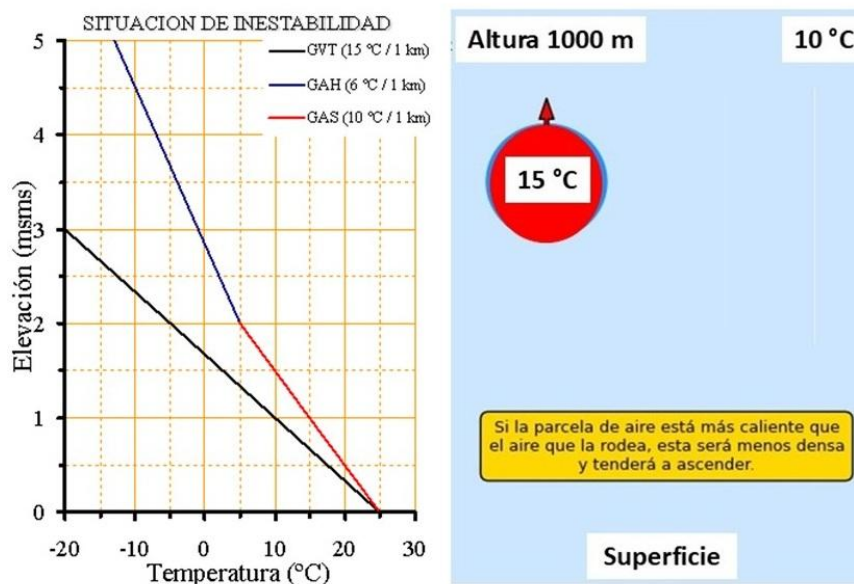


Figura 21: Situación de atmósfera inestable

Fuente: Adaptado de Efecto del ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la irradiancia en Instituto de Tecnologías Educativas (s. f.) y de Estabilidad atmosférica y procesos adiabáticos por Mundo Aeronáutico (2021)

7.3. Gradiente térmico de inversión nocturna, gradiente de inversión térmica nocturna, radiación negativa

Se denomina inversión térmica al proceso térmico que ocurre principalmente durante las noches de invierno, cuando el cielo está despejado y no hay viento.

Durante la noche, el suelo pierde energía emitiendo radiación terrestre (calor) hacia el espacio. Como resultado, la superficie se enfría rápidamente, y este enfriamiento también afecta a las capas de aire más cercanas al suelo.

Como se observa en la figura 22, se forma una capa de aire más frío en la parte inferior, mientras que el aire situado más arriba permanece relativamente más cálido. Esta distribución anómala de temperaturas provoca que en los primeros metros de la atmósfera la temperatura aumente con la altura, lo cual es lo opuesto al comportamiento normal. A esta situación se la denomina inversión térmica, ya que se invierte el perfil térmico habitual.

En cambio, durante noches con cielo cubierto, el enfriamiento del suelo es mucho menor. Por lo tanto, no se genera el gradiente de temperatura característico de la inversión, y la temperatura del aire tiende a mantenerse más uniforme con la altura.

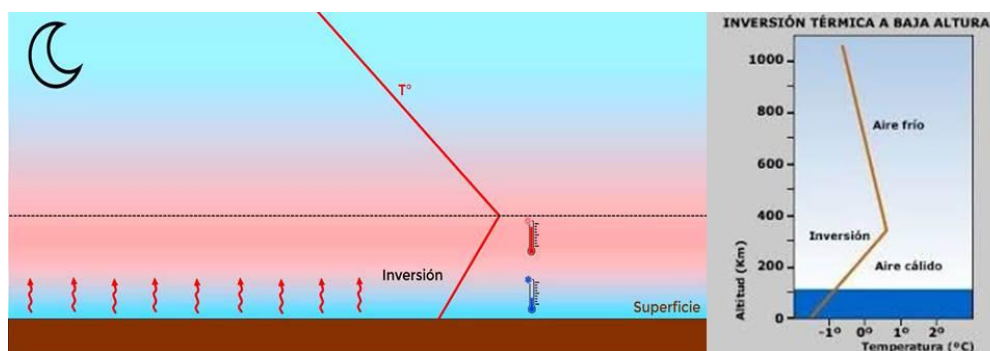


Figura 22: Gráfica de perfil térmico durante la noche

Fuente: Adaptado de Fenómeno de inversión térmica: efectos sobre pulverizaciones por Costanzo y Massaro (s. f.) y de Temperatura vs Altitud por Mundo Aeronáutico (2021)

7.4. Variación diaria y anual de la temperatura del aire

Al igual que la temperatura del suelo, la temperatura del aire tiene dos variaciones, una diaria y otra anual, esto es consecuencia de los movimientos de rotación y la declinación del eje de la tierra.

Durante el día la mínima temperatura se produce a la salida del sol y la máxima algunas horas después de que los rayos solares caen perpendiculares a la superficie del suelo, el registro se da alrededor de la 15 h como consecuencia de que la entrega de calor por parte del suelo no es inmediata. Esto se debe a la inercia térmica producida, es decir, a la capacidad que tienen la tierra, el agua y otros materiales de almacenar y liberar calor (figura 23).

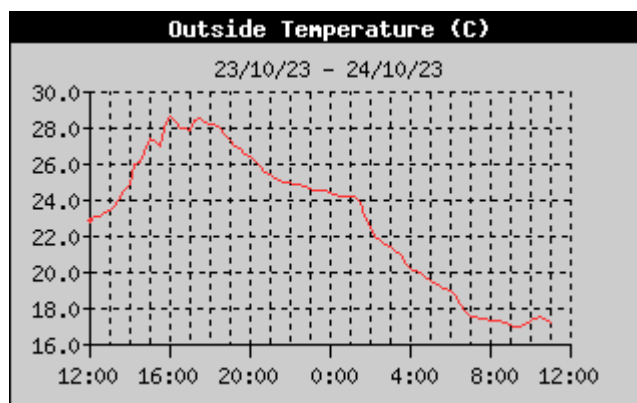


Figura 23: Variación diaria de temperaturas máximas y mínimas.

Fuente: Tomado de Estación meteorológica Santiago CFC por Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (2023)

La variación anual está en función de la declinación del eje de la tierra. Teóricamente la máxima anual se produce el 21 de diciembre, pero esta se registra por lo general en enero, la mínima anual teóricamente se registra el 21 de junio, pero en la realidad la temperatura sigue descendiendo y las mínimas se registran en julio (hemisferio sur) también producto de la inercia térmica del suelo.

7.4.1. Variación sincrónica y asincrónica

Esta variación anual en el hemisferio norte es sincrónica y las temperaturas ascienden rápidamente en primavera y lentamente en verano, descienden rápidamente en otoño y lentamente en invierno.

En el hemisferio sur de manera muy especial nuestro país, posee un clima “asincrónico” debido a que es una gran llanura, donde los vientos se desplazan libremente desde el cuadrante norte – sur y viceversa.

7.5. Amplitud térmica

La amplitud térmica es la diferencia entre la temperatura máxima y la mínima registrada en un período determinado, que puede ser diario, mensual o anual.

Amplitud térmica anual absoluta: corresponde a la diferencia entre la temperatura máxima absoluta y la mínima absoluta registrada a lo largo de un año. En Santiago del Estero, durante 2024, se observaron valores extremos cercanos a 43 °C en verano y -6 °C en invierno. Por lo tanto, la amplitud térmica anual absoluta fue de aproximadamente 49 °C.

Amplitud térmica anual: se refiere a la diferencia entre la temperatura media del mes más cálido y la del mes más frío del año. Considerando que la temperatura media de enero en Santiago del Estero ronda los 28 °C, mientras que la de julio se aproxima a 16 °C, la amplitud térmica anual es del orden de 12 °C.

Amplitud térmica estacional: de relevancia agronómica, se define como la diferencia entre la temperatura máxima y mínima registrada durante una estación del año. Por ejemplo, en el verano de 2024 en Santiago del Estero, la temperatura máxima alcanzó 43 °C y la mínima fue de 14 °C, resultando en una amplitud térmica estacional de 29 °C.

Durante el invierno del mismo año, la temperatura máxima registrada fue de aproximadamente 31 °C, mientras que la mínima descendió a -6 °C; en consecuencia, la amplitud térmica invernal fue de 37 °C.

La amplitud térmica es de gran utilidad pues nos indica características de maritimidad o continentalidad. Esto tiene importancia biológica ya que las plantas de climas continentales tienen exigencias diferentes a las de climas marítimos. Estas últimas son de follaje persistente, como por ejemplo los citrus y eucaliptos. Las de clima continental son generalmente de follaje caduco a excepción de las coníferas y determinadas angiospermas. Por ejemplo, en regiones con influencia marítima y menor amplitud térmica, predominan especies de follaje persistente, como el eucalipto blanco (*Eucalyptus globulus*) o el laurel (*Laurus nobilis*), cuyas hojas permanecen durante todo el año. En cambio, en climas continentales con mayores variaciones térmicas, muchas especies son caducifolias, como el roble (*Quercus robur*) o el alerce europeo (*Larix decidua*), que pierden sus hojas en respuesta a condiciones adversas.

7.6. Isotherma. Variación de la temperatura en el espacio

Las Isothermas son líneas que unen puntos de la superficie de igual temperatura.

Si se cumpliera la ley del coseno el planeta se enfriaría paulatinamente desde el ecuador a los polos. Considerando que los continentes poseen accidentes geográficos que estos poseen distinta orientación y topografía, las formaciones vegetales difieren de un lugar a otro la temperatura no varía gradualmente del ecuador a los polos. También influyen las corrientes marinas y los movimientos de las masas de aire. Por esta razón los paralelos no son isothermas.

En nuestro país las isothermas en la llanura siguen sensiblemente a los paralelos, pero al oeste y en la Patagonia son sensiblemente paralelos a los meridianos (figura 24).

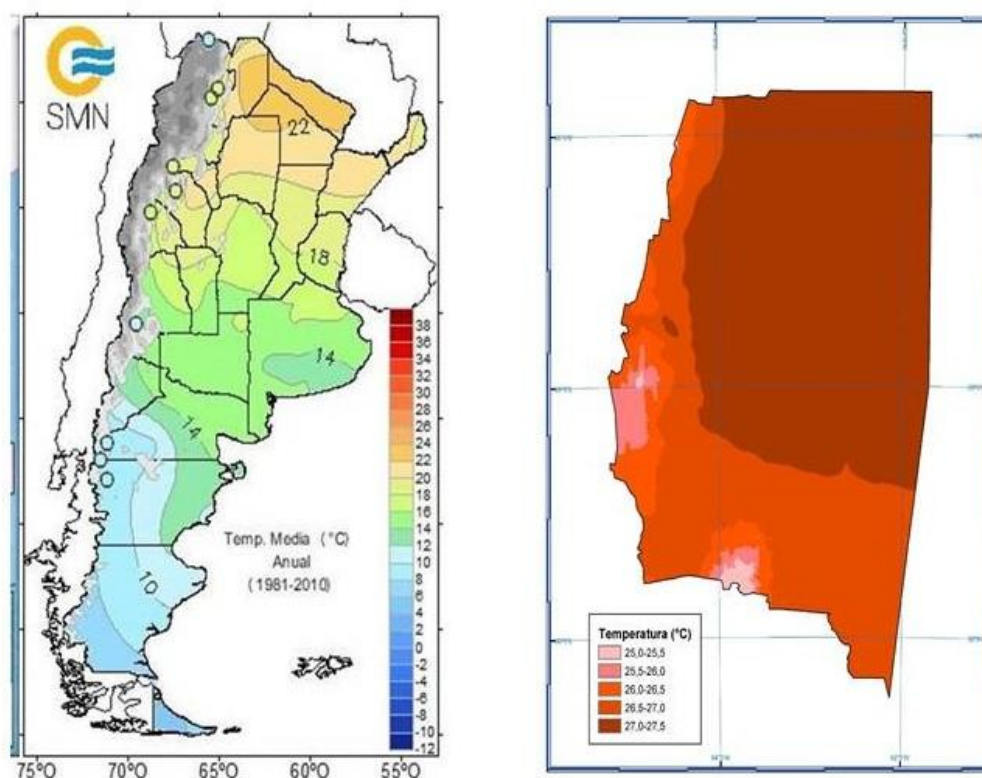


Figura 24: Tendencia de isothermas medias anuales en Argentina y del mes de enero en Santiago del Estero.

Fuente: Adaptado de Clima: ¿cómo es el clima en Argentina durante el verano? por Servicio Meteorológico Nacional (2021) y de Determinación con base ecológica de la productividad potencial forestal en la provincia de Santiago del Estero, Argentina por Saavedra (2004)

7.6.1. Ecuador térmico

Se denomina así a la línea imaginaria que se obtiene al unir todos los puntos del planeta donde se registran las máximas marcas térmicas. Es una línea de trazado

sinuoso desplazado hacia el hemisferio Norte, que se caracteriza por la continentalidad, así como el hemisferio sur por su maritimidad (figura 25)

El ecuador terrestre no es una isoterma por que no une puntos con las máximas marcas térmicas.

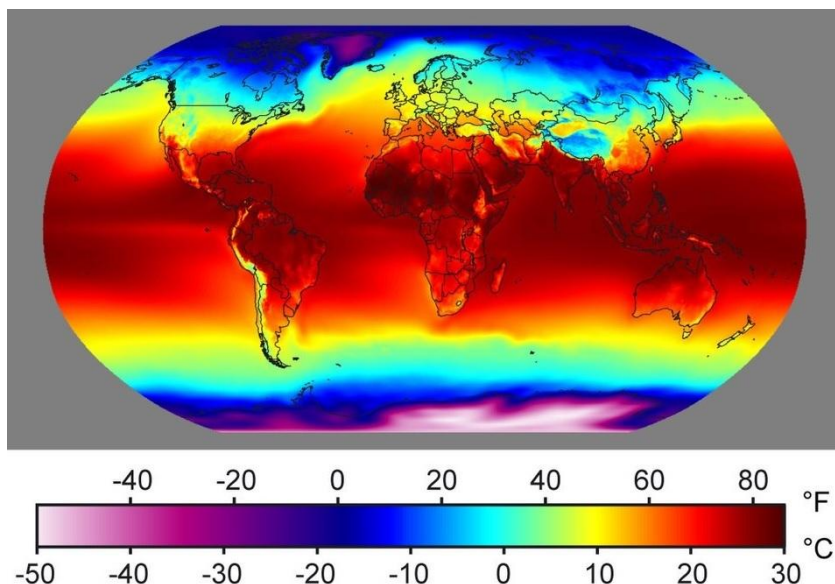


Figura 25: Ubicación aproximada del ecuador térmico a escala global.
Fuente: Tomado de Annual average temperature map por Rohde (2008)

7.7. Clasificación de los vegetales según sus límites de tolerancia

La temperatura es uno de los dos elementos meteorológicos que controla el crecimiento de los vegetales y su distribución en el planeta.

Podemos afirmar sin temor a equivocarnos que muchos procesos fisiológicos de las plantas están regulados por la temperatura del aire. Todo fenómeno fisiológico sólo es posible dentro de ciertos límites de temperatura, según la especie y el estado fenológico.

Existe una amplia faja de temperaturas que benefician el crecimiento, hay especies adaptadas a temperaturas relativamente bajas, mientras que otras a temperaturas moderadas y altas.

Desde el punto de vista agronómico podemos decir que la temperatura es fundamental para el crecimiento, desarrollo y rendimiento.

Independientemente de los valores para cada especie, el crecimiento cesa cuando las temperaturas se sitúan por debajo de un límite mínimo o por encima

de un límite máximo. Entre estos límites existe un óptimo de temperatura en el que el crecimiento es máximo. Estos valores de temperatura se conocen con el nombre de temperaturas cardinales o temperaturas límites de tolerancia (figura 26).



Figura 26: Gráfica de temperatura límite de tolerancia para diferentes especies
Fuente: Adaptado de El clima, la agricultura y la ganadería por Clima UNNOBA (2020)

La temperatura a partir de la cual se inicia el crecimiento se denomina **cero vital mínimo**. A medida que la temperatura aumenta, la tasa de crecimiento se incrementa hasta alcanzar un rango en el cual es máxima, denominado **óptimo térmico**. Superado este rango, el crecimiento disminuye progresivamente hasta detenerse al alcanzarse el **cero vital máximo**, que representa el umbral térmico superior para el crecimiento, por encima de este valor la actividad de crecimiento se inhibe completamente. Las temperaturas **letales** mínima y máxima, en cambio, son aquellas que exceden la capacidad de tolerancia del organismo y provocan su muerte.

Las especies adaptadas a climas continentales toleran amplios rangos térmicos, como ocurre con el algarrobo (*Prosopis* spp.) o el chañar (*Geoffroea decorticans*). En cambio, las especies de climas tropicales presentan mayor tolerancia a temperaturas elevadas, como el cedro misionero (*Cedrela fissilis*), mientras que las especies de climas templado-fríos están adaptadas a soportar temperaturas bajas, como la lenga (*Nothofagus pumilio*) o el ñire (*Nothofagus antarctica*).

7.8. Importancia de la temperatura del aire en la toma de decisiones

La temperatura del aire es sin duda alguna uno de los principales elementos que controla el crecimiento de los vegetales y también su distribución sobre la tierra. Todos los fenómenos fisiológicos están regidos por la temperatura del aire.

Todo fenómeno fisiológico sólo es posible dentro de ciertos límites, según la especie y el estado fisiológico de las mismas. Así tenemos temperaturas que por encima o por debajo de ciertos valores no son favorables para el crecimiento, conocidas como cero vital mínimo y máximo respectivamente, y entre estos límites existe un óptimo donde se da el máximo crecimiento. El cero vital mínimo y máximo, no siempre coincide con la mínima y máxima letal, muy por el contrario, éstas últimas suelen ser considerablemente inferiores y superiores, temperaturas dentro de las cuales la planta puede subsistir sin sufrir daño alguno. Las letales, tal como el nombre lo indica, producen la muerte de la planta.

La temperatura del aire incide en la velocidad de transpiración de las plantas, regula la asimilación o fotosíntesis y la transpiración o desasimilación.

8. PRESIÓN ATMOSFÉRICA

La atmósfera por estar sujeta a la acción de la gravedad tiene peso y por lo tanto ejerce presión sobre la superficie de la tierra.

Presión atmosférica: se define como el peso del aire que actúa sobre una superficie de 1 cm².

La Presión Normal está referida a 45° latitud, 0°C y a nivel del mar.

$$PA = F/S$$

Donde:

F: Fuerza

S: Superficie

La presión generalmente se expresa en milímetros de mercurio (mm Hg), debido a que en 1643 el físico Torricelli demostró su existencia mediante un experimento sencillo. Trabajando con mercurio a nivel del mar, Torricelli llenó una columna de

aproximadamente 1 m de altura y la invirtió sobre una cubeta que también contenía mercurio. Al hacerlo, la columna descendía hasta alcanzar una altura cercana a los 76 cm (760 mm Hg). Cuando la experiencia se realizaba a mayor altura, Torricelli observó que la columna de mercurio alcanzaba una altura menor, lo que indicaba que la presión atmosférica disminuye con la altura, ya que es el peso del aire el que sostiene la columna de mercurio

La presión atmosférica también suele expresarse en milibares (mbar). Por ejemplo, 1000 mbar equivalen aproximadamente a una columna de 750 mm Hg. A nivel del mar la presión promedio es de 760 mm Hg, lo que corresponde a 1013 mbar, es decir, a una atmósfera de presión. En la actualidad, se utiliza habitualmente el hectopascal (hPa) como unidad de medida que es numéricamente equivalente al milibar (1 hPa = 1 mbar)

8.1. Importancia de la presión

Desde el punto de vista físico: la diferencia de presión determina el movimiento de las masas de aire.

Desde el punto de vista biológico: aún no se pudo demostrar la acción de la presión sobre los vegetales, sí tiene su importancia para la salud humana, especialmente cuando se producen cambios bruscos de la misma.

8.2. Variación diaria y anual (en el tiempo)

Al igual que la temperatura del aire, la presión atmosférica posee una variación diaria y otra anual (Tabla 3).

Tabla 3: Variación de la presión atmosférica sincrónica y asincrónica durante el día y en el año
Fuente: Elaboración propia

Variación periódica o regular	Diaria: el comportamiento diario manifiesta dos picos de máxima y dos de mínima. Las variaciones de la mañana son más marcadas que las vespertinas. Las máximas se registran a las 10 y 22 h, las mínimas a las 6 y 16 h. No hay una explicación fundamentada sobre este comportamiento hay quienes lo atribuyen a la humedad otros al flujo y reflujo de la atmósfera.
	Anual: la variación responde a la temperatura, la presión en invierno es mayor que en los meses cálidos.
Variación aperiódica o irregular	Esta variación tiene lugar en cualquier hora del día y momento del año como consecuencia de la libre entrada de las masas de aire frías o cálidas, que provocan aumentos o descensos de la presión.

8.3. Gradiente barométrico (variación en el espacio)

Tabla 4: Variación de la presión atmosférica en altura y sobre superficie
Fuente: Elaboración propia

Gradiente vertical	La presión atmosférica disminuye a medida que aumenta la altura, a mayor altura menor densidad. A los 5000 m de altura la densidad se reduce al 50%, a los 10.000 m a un 75%. Disminuye en forma exponencial. Para los pronósticos de tiempo se tiene en cuenta la presión en superficie y a los 5000.
Gradiente horizontal	Está dado por la diferencia de presión que existe entre dos puntos situados a 100 Km de distancia, sobre la perpendicular a las isobaras del lugar. Este gradiente barométrico horizontal es el factor principal para la determinación del viento y del tiempo atmosférico. Cuanto menor es la diferencia entre dos puntos, más suaves serán los vientos

8.4. Centros

La superficie de la tierra se calienta por la radiación solar, la que no se recibe con igual intensidad en todo el planeta, originando diferencias de calentamiento, por lo tanto, el aire que se encuentra en contacto con la superficie se calienta de forma diferente. El aire más caliente se dilata más y se hace menos denso por lo que su presión disminuye, el aire menos caliente se dilata menos, es más denso y su presión mayor. Esto origina un desequilibrio, el cual tiende a equilibrarse en forma natural, originándose un desplazamiento de aire de la zona de mayor presión a la

8.5. Masa de aire

Se denomina así a un gran volumen o porción de la atmósfera cuyas condiciones físicas son tan semejantes que pueden considerarse uniformes. Generalmente la temperatura, la humedad y la presión son características de una masa. Así decimos, por ejemplo: masa de aire frío y seco, masa de aire polar, masa de aire húmedo.

A medida que estas masas se desplazan, van transmitiendo sus características a la superficie.

8.5.1. Frentes

La mayoría de las veces cuando una masa se pone en movimiento, no se mezcla con otra de características diferentes, la separación entre dos masas de aire distintas se denomina frente. El frente recibe el nombre de la masa de aire que avanza; “Frente cálido” cuando avanza una masa de aire caliente, “Frente frío” cuando avanza una masa de aire frío.

Cuando es la masa de aire cálido la que avanza, forma una especie de rampa, empujando al aire frío y obligándolo a retroceder y asciende activamente por la rampa (figura 28-A). Al enfriarse da lugar a la formación de un techo de nubes, que pueden o no originar precipitaciones.

Cuando es el aire frío el que avanza, éste forma una especie de cuña que penetra por debajo del aire caliente, levantándolo y haciéndolo retroceder (figura 28-B). Dando origen a nubes del tipo cumulus.

La velocidad de avance de los frentes está regulada por el gradiente barométrico.

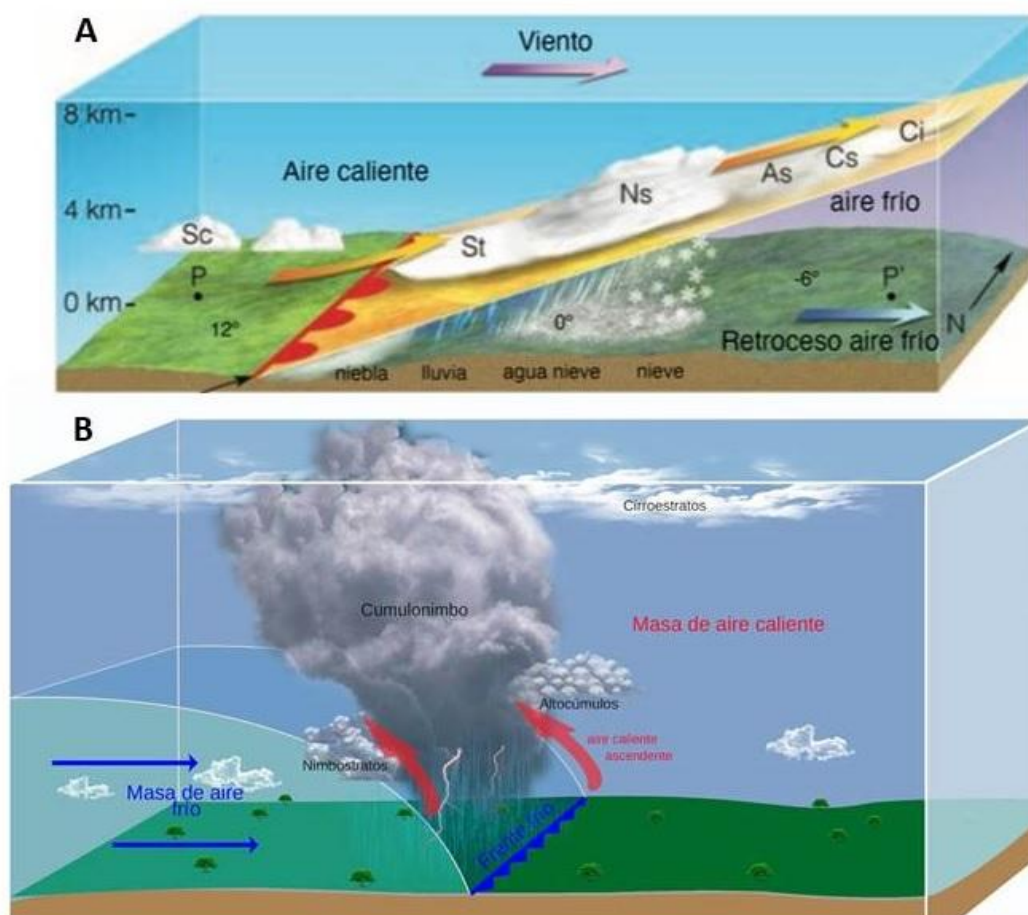


Figura 28: Comportamiento de las masas de aire en distintos tipos de frentes: A-Cálido B- Frio
 Fuente: Adaptado de Masas de aire y frentes por Universidad de la República (2019) y de Frente frío: ¿qué es? ¿Cómo se forma? por SailandTrip (2018)

8.6. Tipo de circulaciones

Algunos vientos se forman u originan con más o menos regularidad, otros soplan esporádicamente y en cualquier dirección. Los primeros son vientos periódicos, los otros episódicos.

8.6.1. Vientos periódicos, locales:

8.6.1.1. *Brisa de mar*

Este tipo de circulación se da en las costas, durante el día la tierra se calienta más rápido que el agua, lo mismo sucede con las capas de aire que están en contacto con ella. El aire que se encuentra sobre la costa disminuye su densidad y asciende a capas más altas, formándose un centro de baja presión, a la vez que el aire más fresco procedente del mar ocupa ese lugar. Por otro lado, el aire

caliente se enfría a medida que asciende, se vuelve más denso y descende sobre el mar para ocupar el sitio que dejó el aire que se desplazó hacia la costa, formándose un centro de alta presión (figura 29-A).

8.6.1.2. *Brisa de costa*

Durante la noche el mar está más caliente y por ende las capas de aire cercanas a él también, lo que hace que éstas se eleven dando lugar a que el aire más fresco procedente de la costa ocupe ese lugar (figura 29-B). Las brisas marinas son más rápidas y de mayor alcance cuando más cálido es el clima, alcanzan su mayor velocidad en las horas más calurosas.

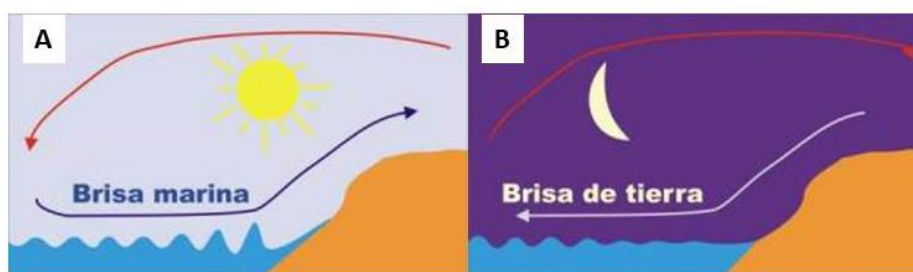


Figura 29: Circulaciones periódicas locales. A-Brisa de mar. B-Brisa de costa
Fuente: Tomado de Brisas de mar y de tierra por Jonkepa (2009)

8.6.1.3. *Brisa de valle*

Durante el día la cima de la montaña se calienta más rápidamente que el valle, el aire que está encima de ella se calienta y asciende, el aire más fresco proveniente del valle viene a ocupar ese lugar (figura 30-A).

8.6.1.4. *Brisa de montaña*

Durante la noche la cima se enfría antes que el valle el aire se mueve en sentido inverso (figura 30-B).

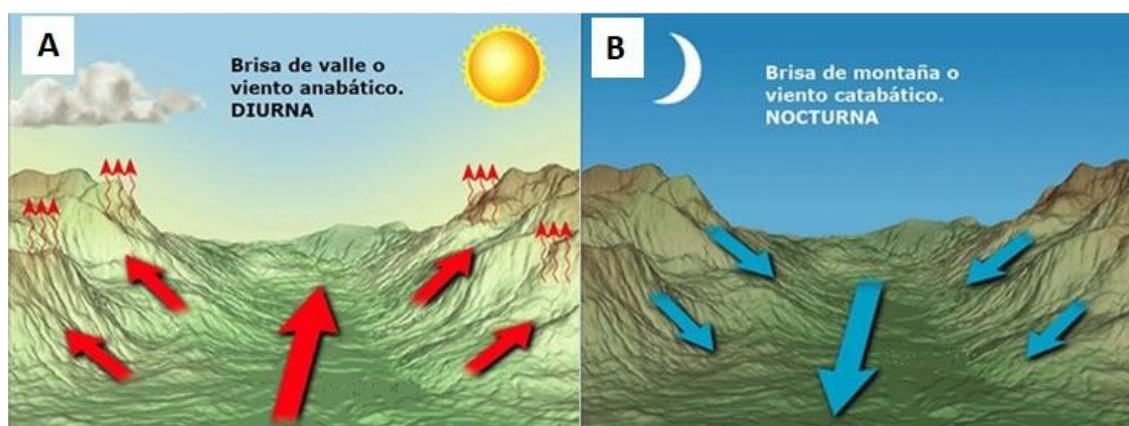


Figura 30: Circulaciones periódicas locales. A-Brisa de valle. B-Brisa de montaña
Fuente: Tomado de Brisas: los vientos que te refrescan por Llorente (2018)

8.6.2. Vientos periódicos, estacionales:

En Asia el viento sopla del océano a la costa en verano, “monzón húmedo” y en invierno de la costa al océano, “monzón seco” (figura 31). Algo semejante ocurre en el Noroeste Argentino, de ahí las lluvias de verano.



Figura 31: Circulaciones periódicas estacionales: Monzón
Fuente: Adaptado de Los monzones por Sánchez Rabat (2011)

Vientos aperiódicos: Estos vientos se forman como consecuencia de los centros de baja y alta presión que se originan en cualquier momento y lugar.

8.6.3. Vientos típicos, aperiódicos

El **Zonda**, **Foehn**, **Chinook**, son vientos típicos de diferentes regiones del planeta, así de los mencionados anteriormente, el primero es característico de nuestro país, el segundo de la selva negra de Alemania y el tercero de Estados Unidos. Estos vientos se originan de la misma manera y el resultado de todo el proceso se conoce con el nombre de “efecto Foehn” (figura 32).

Cuando una masa de aire asciende por una montaña, va ganando altura, la presión disminuye y la masa se expande, a la vez se enfría y pierde capacidad para contener vapor de agua, dando origen a la formación de nubes, estas nubes situadas en la ladera de donde sopla el viento originan lluvias o lloviznas. Las nubes reciben el nombre de “nubes de estancamiento” porque si bien la masa de aire sigue ascendiendo, éstas no acompañan a la masa, sino que permanecen inmóviles o estancadas. La masa de aire, al alcanzar la cima se vuelca sobre la

ladera opuesta y comienza su descenso, en esta carrera se comprime, aumenta su presión y también su temperatura. La masa se calienta a razón de $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ por cada 100 m y llega al valle con una temperatura superior a la que tenía cuando comenzó el ascenso. El viento que sopla en el valle es caliente, seco y muy irritante, éste fenómeno es el que recibe el nombre de efecto foehn. Para que el efecto foehn se dé con intensidad es preciso que el viento atraviese una importante barrera. En nuestro país el Zonda se da después que el aire húmedo del Pacífico deja su humedad en el complejo del Aconquija, sopla en las provincias de La Rioja, San Juan y Mendoza, alcanza una velocidad de 100 ó más Km/h.

El **Pampero** es otro ejemplo de viento aperiódico típico de nuestro país. Es un viento frío, seco y de dirección sur o sudoeste, característico de la región pampeana. Su formación está asociada a la dinámica atmosférica, particularmente a la interacción entre sistemas de alta y baja presión.

Este fenómeno se produce cuando un frente frío, asociado a un anticiclón de origen polar o subpolar situado al sur o sudoeste del país, avanza hacia el norte desplazando aire cálido y húmedo. Simultáneamente, en la región del Río de la Plata o en áreas del noreste argentino, se desarrolla un centro de baja presión que actúa como zona de atracción para el aire frío.

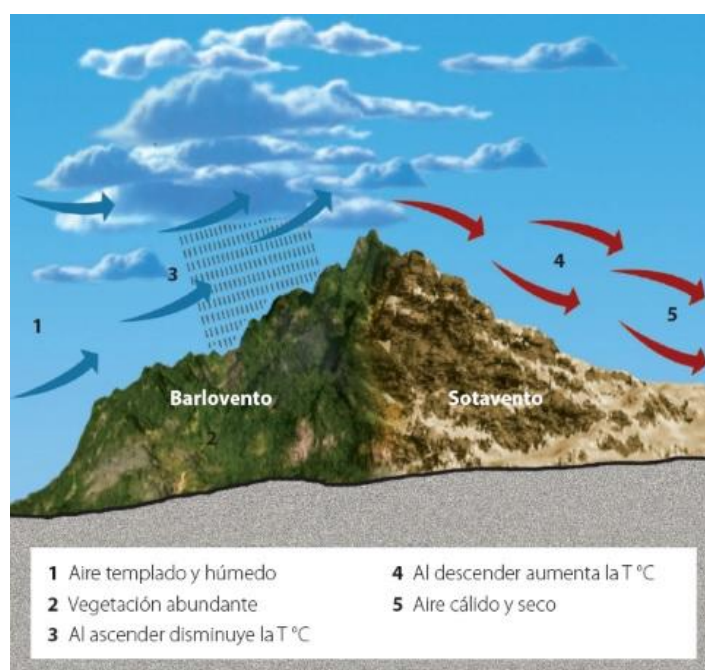


Figura 32: Representación gráfica del proceso de formación del efecto Föhn
Fuente: Tomado de El efecto Foehn en la isla de La Palma por Yanes García (2019)

El contraste entre la masa de aire frío y seco impulsada por el sistema de alta presión, y la masa de aire cálido y húmedo que prevalece en el norte, genera un fuerte gradiente de presión. Esta diferencia induce el desplazamiento del viento desde el anticiclón hacia el ciclón, dando lugar al pampero.

Este viento suele irrumpir bruscamente tras el paso del frente frío, provocando un marcado descenso de temperatura, disminución de la humedad, estabilización de la atmósfera y cielos despejados. Además, suele señalar el fin de eventos convectivos intensos como tormentas asociadas a la presencia previa de aire cálido e inestable.

La **Sudestada** es un fenómeno meteorológico característico de la región pampeana y del Litoral argentino, especialmente en las áreas costeras y ribereñas del Río de la Plata, la ciudad de Buenos Aires y el este de Entre Ríos. Se trata de un viento persistente del sudeste, de naturaleza fría y húmeda, que puede prolongarse durante varios días y se asocia habitualmente con abundante nubosidad, precipitaciones persistentes y ascenso en el nivel de los cursos de agua, particularmente el Río de la Plata.

Este fenómeno se origina por la interacción de dos sistemas de presión. Por un lado, un centro de baja presión ubicado sobre el centro del país o sobre el Litoral argentino, que genera un movimiento de aire ascendente y actúa como un sistema de succión que atrae aire desde el océano hacia el continente. Por otro lado, un sistema de alta presión, generalmente el anticiclón del Atlántico sur posicionado frente a la costa patagónica o en el océano Atlántico sudoeste, aportando aire húmedo proveniente del mar.

El gradiente de presión entre la baja presión continental y la alta presión oceánica genera un flujo de aire persistente desde el sudeste. Este viento marítimo transporta humedad en niveles bajos de la atmósfera, favoreciendo precipitaciones continuas, cielo cubierto y un marcado descenso térmico.

Además de sus efectos meteorológicos, la sudestada puede tener un impacto hidrológico significativo. Al soplar de forma continua desde el sudeste, este viento impide el normal drenaje de las aguas del Río de la Plata hacia el mar, provocando un efecto de retención que favorece la crecida del nivel del río. Esta

situación puede derivar en anegamientos y problemas de drenaje urbano en las zonas costeras (figura 33).



Figura 33: Efectos costeros de la sudestada: oleaje e inundación.

Fuente: Adaptado de Fenómenos significativos en el Río de la Plata por Fernández (2004) y de Sudestada: se espera una crecida de 3,5 m por la mañana por Redacción Que Pasa Web (2015)

8.7. Circulación general de la Atmósfera

Las diferencias de presión en el planeta originan los movimientos de las masas de aire. La dirección y velocidad del viento dependen del gradiente de presión. No obstante, hay fuerzas que afectan la dirección y la velocidad, entre ellas tenemos:

- **Fricción:** fuerza que resulta del roce de la masa en movimiento con la superficie terrestre y sus irregularidades. Este roce reduce la velocidad del viento y cuando la superficie es irregular provoca turbulencia.
- **Efecto Coriolis:** La Tierra gira de oeste a este y su velocidad de rotación varía según la latitud: es máxima en el Ecuador y mínima en los polos. En la figura 34, se muestra una vista de la Tierra desde el Polo Sur. Imaginemos que una masa de aire comienza a desplazarse desde esta región polar hacia el

Ecuador, en dirección al punto amarillo indicado. Aunque el aire tiende a moverse en línea recta respecto al espacio, la rotación constante de la Tierra provoca una desviación en su trayectoria aparente sobre la superficie. Este fenómeno se conoce como efecto Coriolis.

El efecto Coriolis produce una curvatura en la trayectoria de los objetos en movimiento debido a la rotación terrestre. En el hemisferio sur, esta desviación ocurre hacia la izquierda con respecto a la dirección original del movimiento, como se puede observar en la figura.

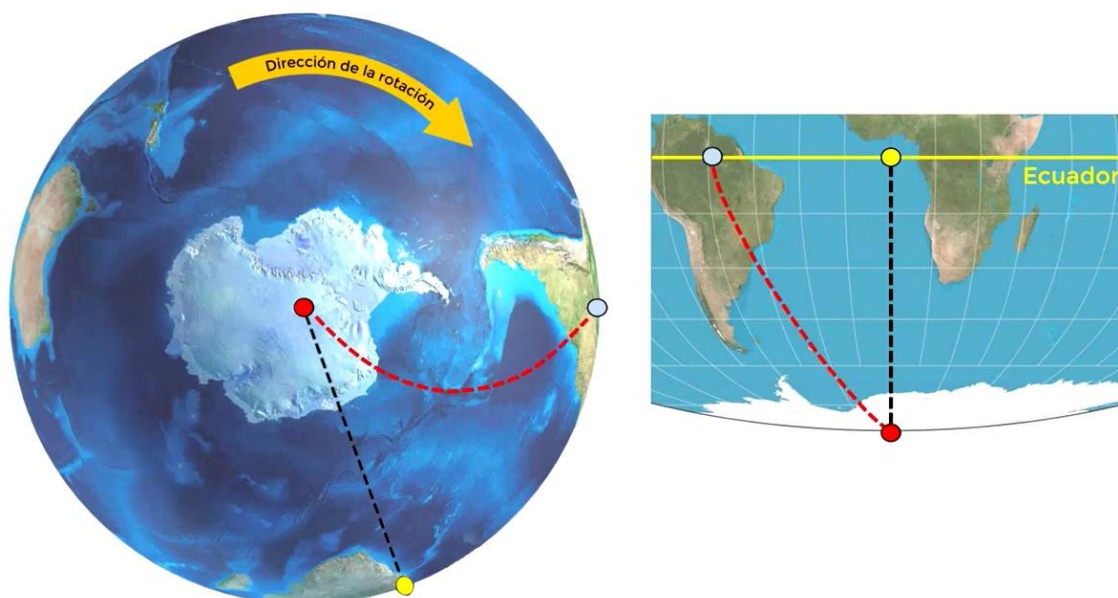


Figura 34: Desvío de desplazamiento producto del efecto coriolis
Fuente: Tomado de Fuerzas que actúan sobre el viento por Mundo Aeronáutico (2022)

En términos prácticos, si una masa de aire se desplaza de sur a norte, se desviará hacia el oeste; en cambio, si se mueve de norte a sur, se desviará hacia el este (figura 35).



Figura 35: Grafica de desviación del aire en hemisferio sur cuando se desplaza de Sur a Norte y de Norte a Sur.

Fuente: Tomado de Fuerzas que actúan sobre el viento por Mundo Aeronáutico (2022)

Este fenómeno es clave para entender los patrones de circulación atmosférica a nivel global (figura 36), ya que condiciona la dirección de los vientos predominantes y la dinámica general de los sistemas meteorológicos.

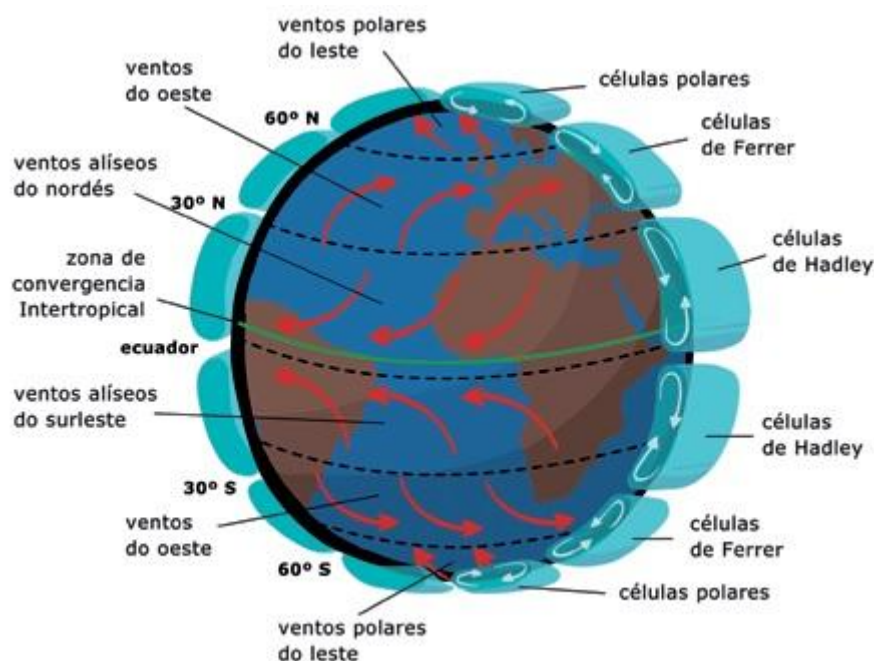


Figura 36: Patrones de circulación atmosférica a nivel global

Fuente: Tomado de *¿Qué es la circulación atmosférica?* en European Business School (s.f.)

Los movimientos pueden ser constantes, periódicos o irregulares. Entre los 5° de latitud sur y los 5° de latitud norte, predominan los movimientos verticales del aire, asociados al intenso calentamiento superficial. En esta franja conocida como Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT o ITCZ por sus siglas en inglés) convergen los vientos alisios provenientes del hemisferio norte (desde el Trópico de Cáncer) y del hemisferio sur (desde el Trópico de Capricornio). Esta convergencia genera ascensos de aire cálido y húmedo, dando lugar a una zona de baja presión y a una intensa actividad convectiva, caracterizada por nubosidad abundante y tormentas de gran desarrollo vertical. Las masas de aire que ascienden en la ZCIT no continúan elevándose indefinidamente. Al alcanzar niveles altos de la atmósfera el aire se expande, se enfría, aumenta su densidad y comienza a descender. Este descenso se produce alrededor de los 30° de latitud en ambos hemisferios, formando zonas de alta presión subtropical. Desde estas regiones el aire se desplaza en superficie hacia el ecuador, configurando un circuito cerrado de circulación atmosférica conocido como célula de Hadley. El flujo de retorno hacia el ecuador da origen a los vientos alisios.

Por otro lado, una parte del aire que desciende en las latitudes subtropicales se desplaza hacia los polos. Entre los 30° y los 60° de latitud se desarrolla la célula de Ferrel, donde el aire superficial avanza hacia latitudes mayores y entra en contacto con aire frío proveniente de las regiones polares. Este encuentro genera una zona de convergencia y baja presión, responsable de la formación de frentes y de precipitaciones de origen frontal, características de las latitudes medias.

Finalmente, en las regiones cercanas a los polos opera la célula polar. En esta célula, el aire frío y denso desciende sobre las altas latitudes alrededor de los 90° generando centros de alta presión. Desde allí, el aire se desplaza hacia los 60° de latitud donde se integra a la zona de convergencia subpolar previamente descrita, límite entre las celdas de Ferrel y Polar. De este modo se completan los circuitos de la circulación general atmosférica, integrados por las tres células principales: Hadley, Ferrel y Polar. Como resultado de estas circulaciones se organizan las grandes regiones climáticas del planeta (figura 37). Selvas tropicales en torno a los 0° de latitud, las regiones desérticas y áridas a semiáridas cercanas a los 30°, y las regiones de bosques boreales alrededor de los 60° de latitud en el hemisferio norte. En el hemisferio sur, a estas latitudes predomina la superficie oceánica, lo que atenúa el desarrollo de extensas áreas continentales similares.

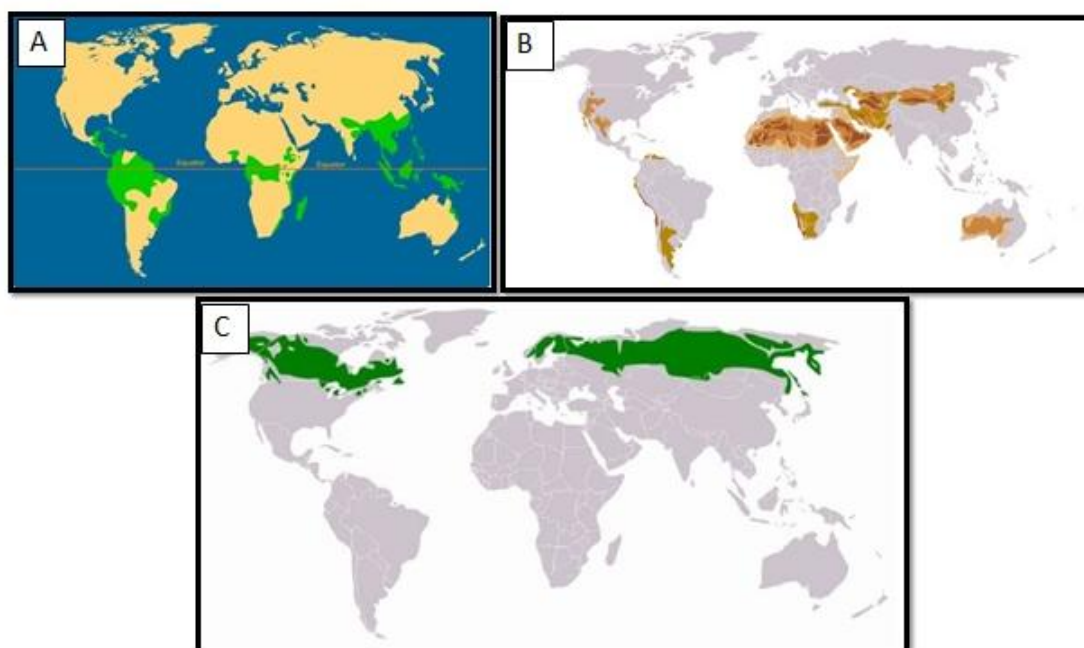


Figura 37. Mapa de la distribución de las grandes zonas de selvas tropicales (A), los ambientes desérticos, áridos y semiáridos (B) y los bosques boreales (C).

Fuente: adaptado de Taiga ecoregion por Baldwin-Smith (2012) de Vectores de rainfall in forest por Shutterstock (s.f.) y de Aavikko por Vzb83 (2005)

9. HUMEDAD ATMOSFÉRICA

9.1. Ciclo Hidrológico del Agua

El sol nos envía su energía la que es absorbida por el agua que al calentarse se evapora, evaporación que se produce en suelos, océanos, mares, lagos y ríos; el vapor se incorpora a la atmósfera, pero ésta no puede contener vapor de agua en forma ilimitada, así que la masa de aire caliente que asciende, se enfría, pierde capacidad para contener vapor de agua y condensa, aparecen las nubes y cuando se dan ciertas condiciones, precipita. De este modo, el agua retorna a los mares, lagos y a la superficie terrestre, reiniciando el ciclo hidrológico (figura 38). Al alcanzar el suelo, parte del agua escurre superficialmente hacia zonas más bajas, otra fracción se infiltra y queda retenida en los primeros horizontes del suelo, y otra parte continúa su infiltración hasta alcanzar la napa freática. El escurrimiento superficial alimenta cauces de ríos, arroyos y cuerpos de agua como lagos y lagunas. El agua que queda en los primeros centímetros es aprovechada por las plantas, las que al transpirar incorporan agua nuevamente a la atmósfera. Lo que queda en la planta es aprovechado por los animales herbívoros, los que son ingeridos por los carnívoros, quienes eliminan el agua en los excrementos y al final de la vida se descomponen.

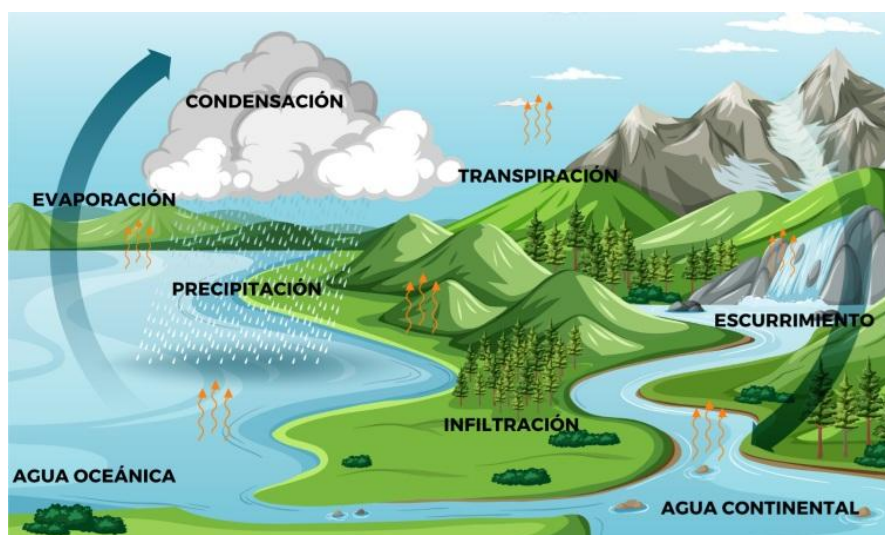


Figura 38: Ciclo hidrológico y pasos intermedios.

Fuente: Tomado de El ciclo biogeoquímico del agua por Bautista (2023)

9.2. Humedad Relativa

Sin agua la vida sería imposible. Entre los extremos de aire saturado y aire completamente seco se encuentran todos los valores intermedios, para expresar en valores todos esos casos posibles se recurre a la humedad relativa.

Llamamos **Humedad relativa** a la relación entre la cantidad de vapor de agua que hay en el aire a una determinada temperatura y la que debería haber a esa misma temperatura para que el aire esté saturado (figura 39). Se expresa como un porcentaje, y sus valores van desde 0 % (aire completamente seco) hasta 100 % (aire saturado) en el ejemplo de la figura 39 es de 58%.

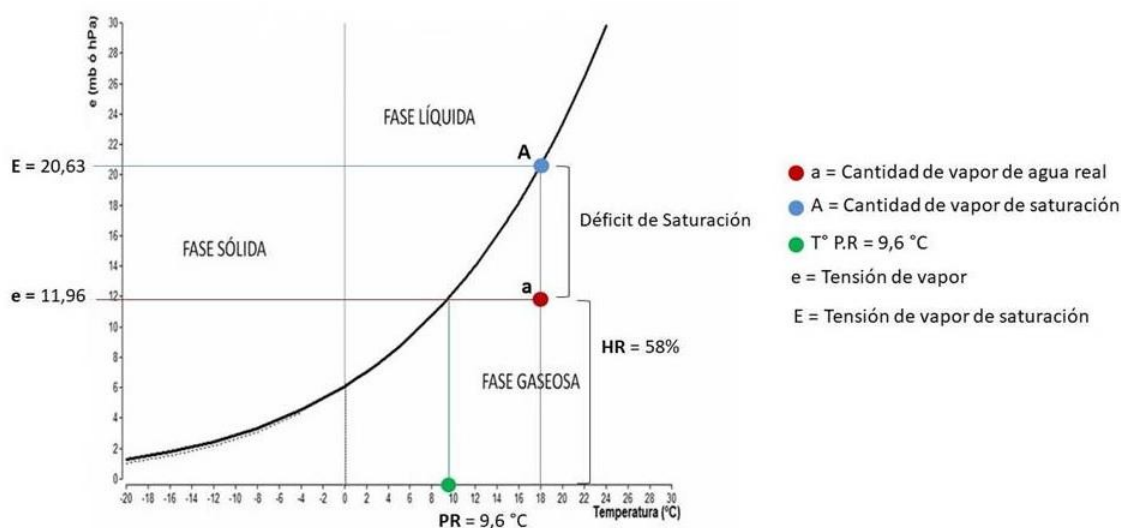


Figura 39: Curva de saturación: relación entre vapor real y de saturación a igual temperatura
Fuente: Adaptado de Curva de saturación según la relación de Tetens por Campus FCA-UNC (2020)

Humedad absoluta: es la masa de vapor de agua, expresada en gramos, contenida en un metro cúbico (1 m^3) de aire. Es decir, indica cuánta agua hay en un determinado volumen de aire, sin considerar la cantidad de aire seco presente.

Humedad específica: se refiere a la masa de vapor de agua, en gramos, contenida en un kilogramo (1 kg) de aire húmedo total (es decir, aire seco más vapor de agua). A diferencia de otros conceptos, en la humedad específica no interviene la presión. Se expresa como la proporción entre el vapor de agua y la masa total del aire.

Tensión de vapor (e): es la presión ejercida por el vapor de agua existente. Se mide en hPa.

Tensión de saturación (E): es la presión ejercida por el vapor de agua que contiene la atmósfera cuando ésta se encuentra saturada.

Cuando la atmósfera está saturada, las superficies húmedas no se secan, porque no hay evaporación. Cuanto más caliente está el aire más vapor puede contener.

Déficit de saturación: es la cantidad de vapor de agua que le falta a la atmósfera para que se encuentre saturada.

Punto de rocío (PR): temperatura a la cual el vapor de agua existente en la atmósfera pasa a estado líquido (condensa). En una atmósfera saturada ante el más mínimo descenso de temperatura se inicia la formación de gotitas.

También se puede definir al punto de rocío como la cantidad de grados centígrados que deberá enfriarse una masa de aire para alcanzar su punto de saturación sin variar su contenido de humedad. La cantidad de grados centígrados que deberá descender depende del contenido de humedad inicial de la masa y no de su temperatura.

9.2.1. Importancia de la Humedad Relativa

Conocer la Humedad relativa del aire nos sirve para:

- Determinar índice de peligrosidad de incendios.
- Conociendo temperatura y humedad del aire se puede determinar índice de evapo-transpiración del conjunto suelo – planta.
- Temperatura y humedad son decisivos en la aparición de plagas y enfermedades.
- La temperatura, la humedad relativa, el rocío, juegan un papel importante en las fumigaciones y espolvoreos de funguicidas, herbicidas, fertilizantes, etc.
- Condiciones de temperatura y humedad son fundamentales en la maduración y recolección de frutos. También son importantes en la época de floración.
- Conocer la temperatura y la humedad es fundamental para el pronóstico de heladas. Durante las tardes de invierno si los valores de ambas variables

son bajos y el punto de rocío inferior al cero grado centígrado, la probabilidad de que ocurra helada es alta.

- También la temperatura y humedad son factores importantes en la predicción de tormentas. A mayor contenido de humedad relativa en la atmósfera, mayor inestabilidad, mayor probabilidad de tormenta.
- Una excesiva cantidad de humedad en la atmósfera en época de floración, produce el aborto de las flores, impide el transporte de los granos de polen. También favorece la aparición de enfermedades, especialmente las del tipo fúngicas.
- El contenido de humedad de la atmósfera, regula la transpiración y evaporación.

9.3. Evaporación

Se define como evaporación al paso del agua de estado líquido a vapor. Es un proceso imperceptible, en él participan sólo las moléculas ubicadas en la superficie del líquido. Este proceso se distingue de la ebullición en varios aspectos:

- Para que tenga lugar la evaporación, las moléculas de agua que se encuentran en la superficie de la masa líquida deben vencer la cohesión que existe entre ellas y la tensión superficial.
- En la ebullición el agua pasa del estado líquido a vapor en forma tumultuosa, participa toda la masa, en la evaporación participa sólo la superficie.
- A presión normal, la evaporación se puede producir a cualquier temperatura, mientras que la ebullición se produce sólo a cierta temperatura, en este caso a 100°C.

9.3.1. Aspectos positivos y negativos de la evaporación

- El pasaje de líquido a vapor es un proceso endotérmico, ya que el agua debe absorber energía. El vapor incorporado a la atmósfera aumenta la humedad y la energía disponible, y al condensarse da lugar a los hidrometeoros.

Líquido \longrightarrow Vapor (proceso endotérmico)

El calor latente de evaporación o vaporización, es la cantidad de energía, en forma de calor necesaria para evaporar la unidad de masa en forma líquida a 0°C, su valor aproximado es de 540 cal.g⁻¹ (Tabla 5). Los calores latentes son variables en función de la temperatura y tipo de sustancia.

Tabla 5: Valores de Calor de vaporización para diferentes sustancias
Fuente: Tomado de Física: calor, plan común por Scapini (s. f.)

Sustancia	Punto de fusión, °C	Calor de fusión, Cal/g	Punto de ebullición, °C	Calor de vaporización, Cal/g
Alcohol etílico	-117.3	24.9	78.5	204
Aluminio	658	76.8	2057	
Amoniaco	-75	108.1	-33.3	327
Cobre	1080	42	2310	
Helio	-269.6	1.25	-268.9	5
Plomo	327.3	5.86	1620	208
Mercurio	-39	2.8	358	71
Oxígeno	-218.8	3.3	-183	51
Plata	960.8	21	2193	558
Agua	0	80	100	540
Zinc	420	24	918	475

Toda evaporación de superficies líquidas, en las nubes o gotas de lluvia, implica una absorción de calor, e inversamente toda condensación tiene lugar una liberación de calor (proceso exotérmico).

- Por otro lado, la evaporación incide negativamente en la economía del agua del suelo, ya que cuando se produce la evaporación el suelo entrega agua a la atmósfera.

9.3.2. Factores que regulan la evaporación

- ✓ Temperatura del aire
- ✓ Déficit de saturación
- ✓ Velocidad del viento
- ✓ Hidrolapso o gradiente vertical negativo de humedad (disminución de la humedad relativa con respecto a la altura).

La velocidad de evaporación varía según las horas del día y las épocas del año. Se puede decir que tiene una variación diaria y otra anual., en ambos casos el comportamiento está relacionado con la temperatura

La evaporación tiene lugar las 24 Hs del día a distintas velocidades, siendo mayor en las horas posteriores al medio día, lo que se explica, teniendo en cuenta que durante esas horas las temperaturas son máximas, la velocidad del viento es mayor y la humedad relativa del aire es mínima. Los valores de evaporación en verano son máximas y en invierno mínimos.

Evaporación Real o Efectiva

Se denomina evaporación real a la cantidad de agua que se incorpora a la atmósfera en condiciones normales (naturales).

Evaporación Potencial

Se define como la cantidad de agua que podría incorporarse a la atmósfera si existiera una fuente ilimitada de agua disponible. En superficies líquidas extensas, como mares, océanos y lagos, la evaporación real tiende a igualar a la evaporación potencial, ya que el suministro de agua no representa una limitación para el proceso.

9.3.3. Medición

En zonas áridas y semiáridas, conocer los valores de evaporación y su control resulta de gran importancia en la economía del agua. Resulta imprescindible conocer la evaporación para el planeamiento de sistemas de riego, diques, etc.

La evaporación se mide comúnmente mediante el tanque de evaporación americano tipo A, registrando la variación del nivel de agua cada 24 horas (ver

guía práctica de instrumental). De manera complementaria, puede utilizarse el evaporímetro de Piché, especialmente en estudios comparativos.

9.4. Evapotranspiración

Se usa para designar el proceso combinado de evaporación desde el suelo y transpiración de las plantas.

Evapotranspiración Real (ETR)

Concepto diferente al anterior. Cantidad de milímetros de agua que realmente evapora el suelo y transpiran las plantas, en función del contenido de humedad del suelo y la cobertura vegetal que posea el suelo en ese momento.

La evapotranspiración real puede acusar valores iguales o inferiores a los de evapotranspiración potencial pero nunca superiores.

Evapotranspiración Potencial (ETP)

El climatólogo estadounidense Thornthwaite, introduce el término de evapotranspiración potencial para designar a la cantidad de milímetros de agua que evaporaría el suelo y transpirarían las plantas en condiciones óptimas de humedad (suelo en capacidad de campo) y con una cobertura vegetal completa. De más está decir que la velocidad de ETP está determinada por los mismos elementos meteorológicos que la evaporación.

9.4.1. Medición y estimación

Puede ser medida mediante el evapotranspirómetro de Thornthwaite, que consistía básicamente en un tanque enterrado lleno de suelo y sembrado con gramíneas, al que se le mantenía un nivel de humedad constante mediante un sistema de alimentación de agua. Midiendo cuánta agua se reponía al tanque, se podía estimar la cantidad de agua que se había perdido por evapotranspiración.

Con el tiempo se dejó de usar en su forma original porque:

- Implicaba altos costos de instalación y mantenimiento, además de una gran complejidad operativa.
- Difícil regulación del nivel freático, generando errores.

- El aporte continuo de agua desde la base del tanque provocaba la salinización del suelo, lo que afectaba las mediciones.

Actualmente se utilizan modificaciones más simples, como tanques de menor tamaño (por ejemplo, de 200 litros) regados desde arriba. Estos son más fáciles de manejar, más económicos y ofrecen resultados comparables sin los problemas del modelo original.

Otro dispositivo empleado es el lisímetro, que también permite medir la evapotranspiración real en condiciones de campo. Sin embargo, debido a su complejidad y elevado costo no es común encontrar lisímetros en las estaciones agrometeorológicas, lo que explica su escasa difusión.

Ante la dificultad de contar con mediciones directas, los investigadores desarrollaron métodos indirectos que permiten estimar los valores de evapotranspiración. Las metodologías empleadas son la de Thornthwaite, Penman, Turk, Hargreaves, entre otros. (Ver guía de trabajos prácticos)

9.5. Condensación

Así como el aumento de la temperatura del aire fuerza la evaporación del agua, una disminución de la temperatura provoca la condensación del vapor de agua en gotitas.

Mientras el aire retiene el vapor sin llegar a la condensación se mantiene transparente, cuando el vapor condensa, se hace visible (rocío, niebla, nubes)

La niebla y las nubes están constituidas por gotitas muy pequeñas y son tan livianas que no son atraídas por la gravedad, sí son transportadas con mucha facilidad por las masas de aire.

Para que tenga lugar la condensación es necesario que dentro de la atmósfera existan corpúsculos tales como sales del mar, granos de polen, cenizas volcánicas, partículas procedentes de la combustión de los bosques. Estas partículas reciben el nombre de “Núcleos de Condensación”.

9.5.1. Tipos de condensaciones

9.5.1.1. *Condensaciones líquidas:*

- ✓ Nube
- ✓ Neblina
- ✓ Niebla
- ✓ Bruma
- ✓ Rocío
- ✓ Condensaciones ocultas

Nube: Las nubes se originan de la misma manera que la niebla, pero en estratos superiores de la atmósfera. Están formadas por pequeñas gotitas de agua, el proceso de condensación presupone la presencia de los núcleos de condensación, suficiente humedad atmosférica y descenso de temperatura.

Debido a la pequeñez de las gotas tienen una velocidad de caída libre muy lenta, de pocos cm por segundo. La lentitud de la caída de la gota se debe a la gran superficie relativa que posee y a la resistencia que le opone el aire. De esta manera se comprende que velocidades ascensionales de masas de aire de pocos cm/seg sean capaces de mantener en suspensión a las gotas que conforman la nube. Las nubes no constituyen depósitos de agua, sino sistemas dinámicos en los que coexisten los tres estados del agua. Las gotas y cristales que las conforman están en continuo intercambio con el entorno: cuando descienden por debajo del nivel de condensación, se evaporan, lo que explica el cambio permanente de forma de las nubes. Por debajo del nivel de condensación no pueden existir nubes. La altura de los diferentes niveles varía según las estaciones del año y las condiciones de la atmósfera.

Las nubes nos dan una idea general de las condiciones de la atmósfera.

Según la altura se clasifican en:

Nubes bajas, se forman desde unos pocos metros de altura sobre el suelo hasta los 2.000 m.

Nubes medias, entre los 2.000 y 6.000 m.

Nubes altas, cuando se encuentran por encima de los 6.000 m de altura alcanzando los 10.000 m de altura o un poco más, o sea hasta el límite superior de la tropósfera.

Según el contenido se clasifican en

Nubes de agua: Formadas por agua, poseen contornos bien definidos son suficientemente espesas y proyectan sombra.

Nubes de hielo: Formadas por cristales de hielo, presentan forma de fibras deshilachadas y contornos no delimitados. No llegan a proyectar sombra.

Nubes mixtas: formadas por agua y hielo.

Según su forma las nubes se clasifican en:

Cumuliformes: del latín “cumulus”, montón, presentan base chata (horizontal) y la parte superior en forma de coliflor o copos de algodón (figura 40). Son nubes de buen tiempo. Cuando comienza la inestabilidad de la atmósfera estas nubes presentan base redondeada.



Figura 40: Nubes del tipo Cumulus, blancas, algodonosas y de desarrollo vertical moderado
Fuente: Tomado de Tipos de nubes y predicción del tiempo por Infante (2021)

Cirriformes: del latín “cirrus”, rizo. Con forma filamentosa, muy delgados (figura 41). En verano indican presencia de un frente. Se forman por la presencia de aire en altura.



Figura 41: Nubes del tipo Cirrus, localizadas a altitudes superiores a los 6.000 metros
Fuente: Adaptado de Tipos de nubes y predicción del tiempo por Infante (2021) y de Cirrus clouds por Fir0002 (2005)

Estratiformes: del latín “stratus”, extendido. Se disponen en forma de bandas o mantos (figura 42). Son de color gris, otorgan al cielo un aspecto plomizo y pesado, suelen producir lloviznas ligeras, nunca lluvias o chaparrones.



Figura 42: Nubes Stratus, con aspecto uniforme y grisáceo, típica de mañanas nubladas o condiciones de alta humedad.

Fuente: Adaptado de Tipos de nubes y predicción del tiempo por Infante (2021) y de Stratus nebulosus opacus cloud por PiccoloNamek (2005)

Cuando las nubes dan lugar a precipitación se combina el nombre de las mismas con el término “Nimbus”, nube de lluvia, estas nubes presentan manchas oscuras que nos indican presencia de agua (figura 43).



Figura 43: Nube del tipo Nimbostratus, extensa y de base baja, asociada a precipitaciones persistentes.

Fuente: Tomado de Nimbostratus por PiccoloNamek (2005)

Los “Cumulonimbus” son nubes de gran desarrollo vertical, suelen alcanzar los 8.000 a 10.000 m de altura (figura 44). Poseen agua en los tres estados, con movimientos ascendentes y descendentes de gran violencia. Se forman por el ascenso violento de grandes columnas de aire que se calientan en superficie, alcanzando rápidamente el nivel de condensación y congelación. Se ha llegado a medir espesores que superan el límite superior de la atmósfera, tienen un período de vida muy corta, representan un gran riesgo para la aviación y los ecosistemas (vientos fuertes, granizo y piedra), poseen la forma del yunque de un herrero.



Figura 44: Formación de nubes tipo Cumulonimbus, con yunque característico.

Fuente: Tomado de Cumulonimbus, la madre de todas las nubes por The Weather Channel (2017)

Según la forma y la altura a la que se encuentran se clasifican en familia y género o sistemas nubosos. Las diferentes formaciones de sistemas nubosos tienen gran importancia para los pronosticadores (figura 45).

Cirrocumulus, se observan en invierno se asemejan a pequeñas sierras dispuestas simétricamente, a granitos de arroz o la lana de un corderito.

Cirrostratus, de fácil reconocimiento son nubes finas a manera de un velo imperceptible, se forman en invierno principalmente (están presentes cuando decimos que hay resolana).

Estratocúmulos, son masas de nubes irregulares, mezcla de estratos y cúmulos, con sombras oscuras de color gris, no producen lluvia, pero cuando se transforman en nimboestratus sí la producen. Los nimboestratus son nubes bajas, densas y oscuras.

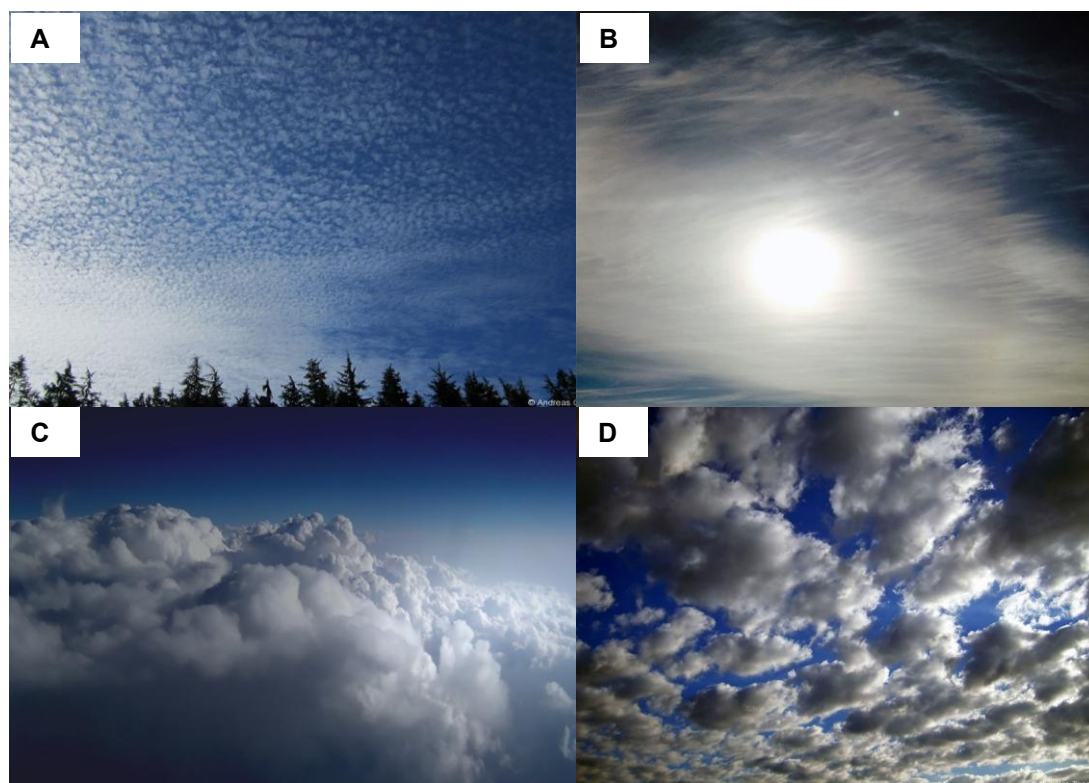


Figura 45: Imágenes comparativas de distintas formaciones nubosas: **(A)** Cirrocúmulos, con forma de pequeños copos blancos; **(B)** Cirrostratus, nubes altas con aspecto velado; **(C y D)** Estratocúmulos, nubes bajas agrupadas en capas gruesas.

Fuente: Tomado de Tipos de nubes y predicción del tiempo por Infante (2021)

Medición de la nubosidad:

La cantidad de nubes presentes en el cielo se denomina **grado de nubosidad**. Esta puede determinarse de forma **visual**, a través de la observación directa, o con instrumentos específicos, como el **heliógrafo de Campbell-Stokes**, utilizado principalmente para medir la duración de la insolación.

La forma más habitual de expresar la nubosidad es en **octavos de cielo cubierto**, conocidos como **octas**. Para ello, el observador divide mentalmente el cielo en ocho partes iguales y estima cuántas de ellas están cubiertas por nubes.

Esta medición permite clasificar el estado del cielo según la escala de octas que se presenta en la Tabla 6.

Esta clasificación es fundamental para describir las condiciones del cielo en observaciones meteorológicas y para el análisis de fenómenos atmosféricos.

Tabla 6. Escala de octas para la clasificación de la nubosidad.
Fuente: Adaptado de Climatología y Fenología Agrícolas por De Fina y Ravelo (1978)

Octas	Clasificación del cielo
0	Cielo completamente despejado
1-2	Poco nuboso
3-4	Parcialmente nuboso
5-7	Nuboso o muy nuboso
8	Cielo totalmente cubierto

Neblina: está formada por gotitas *microscópicas* que se hallan muy dispersas; presenta un color grisáceo y reduce la visibilidad a más de un kilómetro. Para su formación se requiere un alto contenido de humedad, cercano al 90 %.

Niebla: Es mucho más cerrada que la neblina, está formada por *pequeñas* gotas que reducen la visibilidad desde unos pocos metros hasta un kilómetro. La niebla da sensación de frío y humedad, tiene aspecto blanquecino. Se forma con una humedad relativa superior al 97%.

Según el origen o el fenómeno que las origina se clasifican en:

I. Nieblas de evaporación, se producen cuando el aire se enriquece en vapor de agua, como consecuencia de la evaporación desde una superficie relativamente más cálida. Son típicas del otoño y se observan especialmente en regiones polares, cuando masas de aire frío se desplazan sobre superficies líquidas más cálidas.

II. Nieblas de enfriamiento

- de irradiación, se forma por la pérdida de energía del suelo durante noches con cielo despejado y vientos suaves, la turbulencia que produce el movimiento de las masas de aire permite el enfriamiento de las capas de aire por encima de la superficie, si el descenso de temperatura es inferior al del punto de rocío se forma niebla.

- de advección, se produce cuando una masa de aire caliente y húmedo se desplaza por una superficie relativamente fría. El aire se enfría por contacto con esta superficie, esto se observa por ej. Cuando existe una diferencia notable de temperatura entre el continente y el mar y el viento sopla del mar al continente.
- de ladera, se forman como consecuencia de una elevación forzada de la masa de aire, el ascenso facilita la formación de la niebla.

Bruma: Se forma cuando hay muchas impurezas en el aire, como partículas finas y gases contaminantes que absorben humedad sin llegar a formar gotitas. Esta mezcla disminuye la visibilidad y dan una apariencia opaca o difusa de los objetos. Esta formación es muy común en las ciudades industrializadas, donde hay una alta concentración de contaminantes atmosféricos.

Rocío: Cuando las capas de aire cercanas a la superficie del suelo se enfrían, el vapor de agua que contienen condensa, convirtiéndose en gotitas de agua que se depositan sobre las superficies planas (hojas, tejados). La temperatura a la cual se produce la condensación suele ser superior al 0° C.

El rocío se “forma” en noches calmas, con cielo despejado y principalmente sobre objetos con alta capacidad de irradiación. Al atardecer y durante la noche cuando el cielo está despejado o poco nuboso, la temperatura del suelo disminuye sensiblemente debido a la pérdida de calor por irradiación, si el viento a nivel de suelo es nulo, este enfriamiento se limita a las capas más cercanas a la superficie del suelo, si la temperatura disminuye por debajo de la del punto de rocío se produce la condensación del vapor de agua sobre las superficies con gran capacidad de irradiación. La formación de rocío es común en primavera y otoño.

El rocío no tiene importancia como aporte de agua, según mediciones o estimaciones, el mismo no supera las 0,3 décimas de mm. La importancia radica en que permite la economía de agua y es aprovechado por las epifitas. En Chile, en el desierto del Tamarugal, el tamarugo invierte durante las noches su potencial osmótico y aprovecha el agua de la atmósfera y lo trasloca a las raíces, esto fue estudiado por Fusa Susuki con el empleo de isótopos marcados. En la Pampa del Tamarugal las precipitaciones medias anuales alcanzan valores cercanos a 8

mm/año, lo que ubica a esta zona dentro de los climas hiperáridos del Desierto de Atacama (Viguier *et al.*, 2019)

Condensaciones ocultas: Se forman en la atmósfera libre del suelo cuando el aire se enfría, pierde capacidad para contener el vapor de agua y condensa; su nombre se debe a que no están a la vista. Experimentos pioneros sobre este tipo de fenómenos fueron realizados por Chaptal en Francia en la década de 1920, con estructuras diseñadas para recoger humedad por condensación atmosférica (Chaptal, citado en estudios históricos sobre pozos aéreos).

9.5.1.2. Condensaciones sólidas:

Helada: En forma genérica denominamos helada a todo descenso de temperatura por debajo de lo que tolera la planta. Helada desde el punto de vista meteorológico es todo descenso igual o inferior al cero grado centígrado.

Helada Blanca o Escarcha: Para que se forme escarcha, debe descender la temperatura del aire por debajo de 0° C. Esta situación se da bajo determinadas condiciones atmosféricas, tales como cielo despejado, aire calmo y bajo contenido de humedad. Se la denomina “helada blanca” porque las superficies afectadas, como el estrato herbáceo, adquieren un aspecto blanquecino. Esto se debe a la formación de hielo cristalino que refleja la luz solar.

I. Clasificación de las heladas según su forma de medición:

- **Helada meteorológica:** Se registra cuando la temperatura es igual o menor a 0 °C, medida dentro de una casilla meteorológica a 1,50 m de altura.
- **Helada agronómica:** Se refiere a la temperatura igual o menor a 0 °C medida a la intemperie, a 5 cm sobre el nivel del suelo. Esta última tiene mayor relevancia en el ámbito agrícola, ya que afecta directamente a los cultivos.

II. Clasificación de las heladas

a. Según su origen:

- **Heladas de advección:** Se producen por el ingreso de una masa de aire frío de origen polar. También llamadas heladas frontales, suelen estar asociadas con nubosidad y vientos

moderados o fuertes. Son de gran extensión geográfica y difícil de controlar.

- **Heladas de radiación:** Se generan por inversión térmica nocturna, en condiciones de cielo despejado y ausencia de viento. El enfriamiento más intenso se da en las capas más cercanas al suelo, lo que provoca daños principalmente en las partes bajas de las plantas.
- **Heladas mixtas:** Son las más comunes en nuestro país. Combinan una advección previa con pérdida posterior de calor por radiación.

b. Según la época del año:

- **Heladas estivales:** Son poco frecuentes, pero altamente perjudiciales, ya que coinciden con etapas críticas de crecimiento y desarrollo de los cultivos.
- **Heladas otoñales y primaverales:** Llamadas también heladas tempranas y tardías, respectivamente. Las primaverales suelen ser más dañinas debido a la alta sensibilidad de las plantas durante esta etapa.
- **Heladas invernales:** Son las más habituales y en general las menos dañinas, ya que coinciden con el reposo invernal de los vegetales, cuando su sensibilidad al frío es baja.

c. Según el contenido de humedad del ambiente:

- **Helada blanca:** Se produce en presencia de aire con contenido moderado de humedad. Al descender la temperatura, se alcanza el punto de rocío, y el agua se condensa sobre las superficies. Cuando esta temperatura llega a 0 °C, el rocío se congela formando una capa de hielo cristalino o escarcha. Las condiciones de viento calmo y cielo despejado favorecen este fenómeno.

- **Helada negra:** Se desarrolla en ambientes con aire muy seco, donde la temperatura baja sin alcanzar el punto de rocío. Debido a la escasa humedad, no se forma escarcha que actúe como protección. El enfriamiento es tan intenso y rápido que provoca la congelación del agua dentro de las células vegetales, lo que lleva a su ruptura y muerte. Como resultado, los tejidos afectados se necrosan, adoptando una coloración oscura similar a hojas de acelga hervidas

Nieve y granizo: Aunque se consideran formas de condensación en estado sólido, ambos fenómenos se generan en las capas altas de la atmósfera. Por esta razón no se observan en el momento de su formación, sino cuando descienden hacia la superficie. Si bien pertenecen al proceso general de condensación, debido a que su manifestación visible ocurre durante la caída, serán estudiados más adelante como fenómenos de precipitación.

9.6. Precipitación

La climatología con la denominación de precipitación, designa a la caída libre de líquidos y sólidos procedentes de la atmósfera y que se depositan en la superficie terrestre. En la práctica se denomina precipitación al agua que llega al suelo en forma líquida (lluvia) o sólida (nieve y granizo). En la atmósfera hay un efecto de caída.

Importancia:

La precipitación permite el retorno del agua evaporada a la superficie terrestre. Humedece el suelo y hace posible la vida vegetal y animal. La presencia, abundancia y exuberancia de la vegetación está estrechamente ligada a la forma como cae el agua de lluvia y como esta se distribuye a lo largo del año.

9.6.1. Causas de la precipitación

La precipitación no se produce simplemente porque la temperatura alcanzada por el aire sea la del punto de rocío. Para que tenga lugar una precipitación, la nube debe perder su equilibrio coloidal, lo cual implica que las gotitas de agua suspendidas en su interior se unan para formar gotas de mayor tamaño y peso

capaces de caer por gravedad. Este proceso conocido como coalescencia, requiere la interacción de varios factores que actúan simultáneamente dentro de la nube:

- La carga eléctrica de la gota: Las gotas de agua dentro de una nube pueden adquirir diferentes cargas eléctricas debido al rozamiento y a la interacción entre ellas. Esta diferencia de cargas favorece la atracción y posterior unión de las gotas, facilitando el proceso de coalescencia. Las colisiones entre gotas cargadas eléctricamente son más eficaces, ya que las fuerzas electrostáticas aumentan la probabilidad de que se adhieran entre sí.
- Temperatura de la gota: Es frecuente que la lluvia provenga de nubes cuya temperatura está por debajo del punto de congelación. En su interior, las corrientes ascendentes y descendentes provocan el encuentro entre gotas de distintas temperaturas, las gotas más frías tienden a crecer a expensas de las más templadas. Lo que se explica, porque las gotas cálidas tienen menor tensión superficial.
- Tamaño de la gota: La diferencia de tamaño entre gotas favorece el crecimiento de las más grandes. Las gotas pequeñas al tener mayor tensión superficial, son menos estables y tienden a transferir su masa a las más grandes, que continúan creciendo al acumular agua durante su recorrido dentro de la nube.
- Movimiento de las gotas: La turbulencia dentro de la nube favorece el movimiento diferencial de las gotas, generando colisiones (o choques) entre ellas. Estas colisiones, junto con la coalescencia, permiten la formación de gotas de mayor tamaño, capaces de superar la resistencia del aire y precipitar. Este proceso es conocido como la teoría de colisión-coalescencia.
- Presencia de cristales de hielo: Cuando en una nube coexisten gotas de agua líquida superenfriada (también denominadas sobreenfriadas) y cristales de hielo, se produce un proceso clave en la formación de la precipitación. Aunque el aire pueda estar saturado con respecto al agua, se encuentra sobresaturado con respecto al hielo (figura 46). Esto implica que

el vapor de agua tiende a depositarse preferentemente sobre los cristales de hielo en lugar de hacerlo sobre las gotas. A medida que los cristales crecen por deposición, las gotas cercanas comienzan a evaporarse para mantener el equilibrio del sistema. Este mecanismo se conoce como la teoría de Bergeron–Findeisen (Barry y Chorley, 1978).

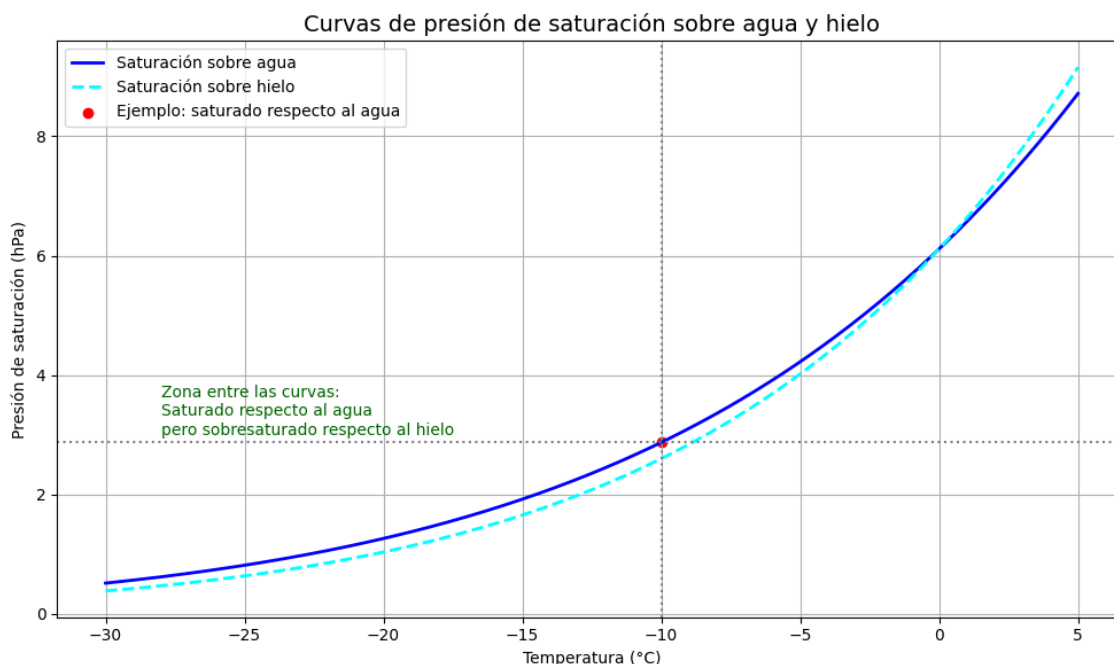


Figura 46: Gráfica de la curva de saturación por debajo de cero grados

Fuente: Elaboración propia con asistencia de inteligencia artificial

De este modo, los cristales ganan masa, se hacen más pesados y comienzan a descender. Durante su caída, pueden atravesar diferentes capas de la atmósfera:

- Si descienden a través de capas más cálidas (por encima de 0 °C), los cristales se funden y se transforman en gotas de lluvia.
- Si en cambio, atraviesan capas que permanecen frías (por debajo de 0 °C) alcanzan el suelo en forma de copos de nieve.

Composición química del agua de lluvia:

El agua que se incorpora a la atmósfera proviene de la evaporación directa de las superficies líquidas y de la transpiración de los vegetales. Para que tenga lugar la condensación es necesaria la presencia de los núcleos de condensación, razón por la cual podemos afirmar que el agua de lluvia no es pura, por otro lado, en su camino arrastra todas aquellas impurezas que encuentra en el camino limpiando a la atmósfera. La lluvia aporta N_2 en forma natural al suelo, esto puede

mencionarse como un aspecto positivo, no así cuando llega con la lluvia ácidos nítrico y nitroso, producto de la combinación del N_2 O_2 y agua. Este fenómeno conocido como lluvia ácida tuvo consecuencias especialmente graves en Europa, particularmente en Alemania, aunque también se registraron impactos significativos en países altamente industrializados como China y Estados Unidos.

9.6.2. Formas de precipitación, clasificación

Las precipitaciones se clasifican en: LÍQUIDAS y SÓLIDAS

Dentro de las líquidas tenemos:

- ✓ Lluvia: precipitación líquida, formada por grandes gotas de agua cuyo diámetro promedio es de 2 mm y caen de modo uniforme.
- ✓ La lluvia intensa, cuando cae gran cantidad de agua en poco tiempo. La intensidad de la precipitación es mayor que la tasa de infiltración del suelo.
- ✓ La lluvia moderada, es la lluvia propiamente dicha, no se forman charcos en el suelo. Precipita aproximadamente 30 mm en 24 hs.
- ✓ Llovizna: formada por gotas muy pequeñas, cuyo diámetro es menor a 0.5 mm y muy numerosas, que caen de un modo uniforme.
- ✓ Chaparrón o chubasco: Formado por gotas de gran tamaño, comienza y termina repentinamente.
- ✓ Garúa: pocas gotas aisladas y de tamaño considerable después de una lluvia, comúnmente decimos que está “chispeando”.

9.6.3. Variabilidad de la precipitación

La precipitación no se distribuye de manera uniforme a lo largo del año ni entre distintas regiones. Esta irregularidad se conoce como variabilidad. En zonas áridas y semiáridas donde las lluvias son escasas, esta variabilidad es más evidente ya que puede haber años muy secos y otros con lluvias por encima de lo normal.

Cuando analizamos cómo se distribuyen las lluvias a lo largo de los 12 meses del año, hablamos de régimen pluviométrico. Este régimen nos indica en qué meses

llueve más o menos y nos ayuda a entender el comportamiento climático de una región.

El potencial productivo de un lugar está directamente relacionado con:

- ✓ La cantidad de lluvia anual
- ✓ El régimen de precipitación, donde según la época del año en la que se registran las precipitaciones tenemos:
 - **Régimen isohigro o ecuatorial**, donde las lluvias son frecuentes y abundantes en todos los meses del año. En Singapur precipita en promedio 350 días al año y la media anual ronda entre los 2200 a 2400 mm. En nuestro país tenemos este tipo de régimen en provincias de la estepa pampeana y parte del litoral.
 - **Régimen monzónico**, las precipitaciones tienen lugar en el semestre cálido y el semestre frío es muy seco, un ejemplo claro es Mumbai (antes conocida como Bombay), en India. En nuestro país tenemos un régimen muy similar en las provincias del NOA y se denomina tipo monzónico.
 - **Régimen mediterráneo**, las precipitaciones se registran en invierno y los veranos son muy secos, esto es característico en la cuenca del mediterráneo, también Jerusalén (Israel) se caracteriza por este régimen. En la Argentina este régimen se presenta en la estepa patagónica y la región cordillerana.
- ✓ La intensidad, está dada por la cantidad de agua caída en unidad de tiempo, para que un suelo aproveche el agua caída la intensidad de precipitación debe ser menor o igual a la tasa de infiltración, si es mayor se produce escorrentía con la consecuente erosión. En este caso juega un papel fundamental el tipo de suelo y la pendiente del mismo. Como ejemplo representativo de nuestro país se puede mencionar que la mayor cantidad de agua caída se registró en Gualeguaychú, el 29 de abril de 1912, con 359 mm. También tenemos que las precipitaciones diarias más intensas se registran en las provincias del litoral.

Para interpretar correctamente estos valores de precipitación ya sea en intensidad o en acumulación diaria, es importante comprender qué representa físicamente un milímetro de agua (figura 47). Se define como milímetro de agua a la película de agua que se forma sobre una superficie horizontal e impermeable, sin pérdidas por infiltración o escurrimiento.

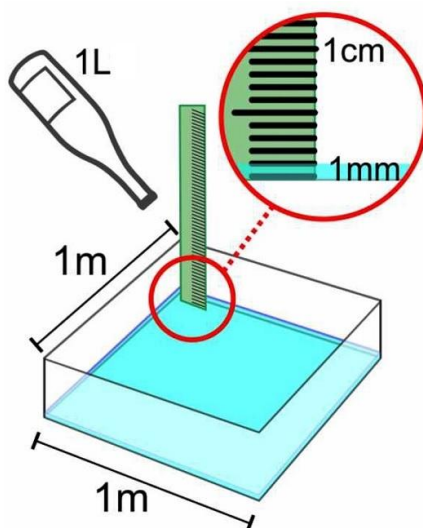


Figura 47: Representación gráfica de lo que equivale 1 mm de precipitación
Fuente: Tomado de ¿Por qué medir la lluvia en milímetros? por Saber es práctico (2023)

1 mm de lluvia equivale a un litro de agua por metro cuadrado ($1 \text{ l} / 1 \text{ m}^2$). En 1 ha equivaldría a 10000 l, por lo tanto 100 mm equivale a 1.000.000 l en 1 ha.

Conocer estas características de la precipitación resulta de fundamental importancia desde el punto de vista agrometeorológico ya que las posibilidades de supervivencia de las especies vegetales están estrechamente ligadas a la disponibilidad de agua; conocer los períodos críticos de los vegetales y la distribución de las precipitaciones ayuda en la tarea de zonificación de la producción. Un caso claro de planificación fallida ocurrió en Córdoba, donde se hicieron plantaciones de *Pinus insignis* (también conocido como *Pinus radiata*), una especie que requiere precipitaciones abundantes durante el invierno (Scott, 1960). Sin embargo, el clima de la provincia es de tipo monzónico, con lluvias concentradas en el verano. Predeciblemente estas plantaciones fracasaron, los árboles quedaron debilitados frente a condiciones inapropiadas y fueron atacados por la mariposa europea del brote del pino (*Rhyacionia buoliana*), una plaga frecuente en ejemplares de *P. radiata*.

9.6.4. Eficiencia de la precipitación

Cuando hablamos de eficiencia de precipitación (Tabla 7), nos referimos al porcentaje de la lluvia caída que es efectivamente aprovechado por el sistema suelo-planta.

Una precipitación torrencial no es útil desde el punto de vista agrícola, ya que el suelo no absorbe toda el agua y escurre rápidamente. Produce compactación del suelo, y arrastra las partículas que forman el suelo propiamente dicho (suelo fértil), provocando lo que se conoce con el nombre de erosión hídrica.

La lluvia moderada es lo ideal, su baja intensidad favorece la absorción por el suelo y reduce la formación de charcos o escorrentía. Las lloviznas son ideales en el sentido de que el suelo aprovecha el agua caída no resultando suficiente.

Tabla 7. Clasificación de las precipitaciones según eficiencia y suficiencia
Fuente: Elaboración Propia

Tipo de precipitación	Suficiente	Eficiente
Torrencial	SÍ	NO
Moderada	SÍ	SÍ
Llovizna	NO	SÍ
chaparrón	NO	NO

9.6.5. Producción artificial de lluvia o estímulo de precipitación

La distribución de las precipitaciones en el planeta tiene gran importancia para la vida humana, ya que no solo condiciona la vegetación natural, sino que también influye directamente en la actividad agrícola y en la disponibilidad de agua. Por esta razón, desde hace mucho tiempo el hombre ha buscado formas de inducir o favorecer la lluvia cuando resulta necesario.

Quien descubrió el principio de la siembra de nubes fue en 1946 Vincent Schaefer, quien demostró en laboratorio la importancia de los núcleos de condensación y congelación en la formación de gotas y cristales de hielo. Estos conocimientos sentaron las bases de la lluvia artificial (Bruitjes, 1999).

Con el avance de la meteorología y la comprensión de la física de las nubes, se ha descubierto que la precipitación puede ser estimulada de distintas maneras, ya sea favoreciendo la formación de cristales de hielo o modificando la microestructura de las gotas de agua líquida. Estos conocimientos permiten

intervenir en nubes que ya contienen agua, aumentando la probabilidad de que las gotas crezcan lo suficiente para caer como lluvia, en lugar de intentar provocar un proceso que no existe naturalmente.

En función de estas ideas se desarrollaron dos enfoques principales:

1. Incrementar la formación de cristales de hielo dentro de la nube.
2. Favorecer la coalescencia de gotas líquidas mediante la introducción de núcleos que faciliten su unión y crecimiento.

A partir de estas estrategias, se diseñaron los métodos de estimulación de precipitación más conocidos (Bruitjes, 1999):

- Siembra de nubes con hielo seco
- Siembra de nubes con yoduro de plata
- Estimulación de precipitación por coalescencia inducida

Siembra de nubes con hielo seco: Esta técnica de estimulación de la precipitación se basa en la teoría de Bergeron–Findeisen, según la cual la lluvia se inicia con la formación de cristales de hielo en nubes superenfriadas, es decir, nubes que contienen gotas de agua líquida aunque la temperatura del aire esté por debajo del punto de congelación. El hielo seco se introduce en la nube para favorecer la aparición de cristales de hielo y estimular la precipitación en condiciones adecuadas de temperatura y desarrollo de la nube.

Siembra de nubes con yoduro de plata: Esta técnica consiste en introducir cristales de yoduro de plata en nubes superenfriadas para favorecer la formación de cristales de hielo y estimular la precipitación. El yoduro de plata actúa como núcleo de congelación debido a su estructura cristalina, que es muy similar a la del hielo, permitiendo que se rompa el equilibrio de la nube y se inicie el proceso de precipitación.

Además de los métodos basados en la formación de cristales de hielo, algunas nubes con predominio de agua líquida pueden generar lluvia más rápido si se introducen núcleos de condensación que faciliten que las gotas se unan entre sí. Por ejemplo, en algunos experimentos se usan partículas higroscópicas como el cloruro de sodio para favorecer la coalescencia entre gotas. Este proceso se

conoce como siembra higroscópica o inducción de coalescencia y permite favorecer el crecimiento de gotas y la precipitación.

9.6.6. Precipitaciones Solidas:

- **Nieve:** es un tipo de precipitación en estado sólido que alcanza la superficie en forma de copos. Se origina a partir de la formación de cristales de hielo dentro de nubes frías. Estos cristales crecen mediante la deposición de vapor de agua (también conocida como sublimación inversa), y pueden unirse entre sí gracias a gotas de agua superenfriada que actúan como adhesivo, formando estructuras más complejas (copos de nieve). Si durante su caída los cristales atraviesan capas de la atmósfera que se mantienen por debajo de los 0 °C, llegarán al suelo como nieve.
- **Granizo:** otro tipo de precipitación sólida, se forma por congelación el vapor de agua pasa a líquido y este a sólido. Está formado por un núcleo de hielo amorfo, el que se sucede en capas concéntricas con hielo cristalino.

Se produce como consecuencia de un proceso adiabático energético, capaz de producir grandes masas de hielo en altura. Es un hidrometeoro sólido que se origina dentro de nubes de tipo cumulonimbus, las cuales pueden alcanzar e incluso superar los 12.000 metros de altura. Este tipo de nubes se caracteriza por intensas corrientes ascendentes y descendentes de aire húmedo, que permiten que las gotas de agua sean elevadas varias veces por encima del nivel de congelación, acumulando capas de hielo. No existe pico orográfico que supere la altura que pueden alcanzar estas nubes, lo que resalta su enorme desarrollo vertical y su capacidad para generar fenómenos severos como el granizo.

En el interior de una nube del tipo cumulonimbus, donde existen gotas de agua superenfriada y cristales de hielo, se generan condiciones ideales para la formación de granizo. Las corrientes de aire ascendentes intensas elevan partículas de hielo una y otra vez a través de capas con temperaturas bajo cero. Durante este proceso, los núcleos de hielo crecen por acreción, al chocar con gotas superenfriadas que se congelan al contacto. Este ciclo de ascenso y recubrimiento se repite varias veces, formando estructuras concéntricas de hielo.

Cuando el granizo alcanza un tamaño tal que las corrientes ya no pueden sostenerlo, cae al suelo como precipitación sólida.

A medida que el granizo circula dentro de la nube, atraviesa zonas con distintas concentraciones de gotas de agua superenfriada. En regiones donde estas gotas son poco numerosas, el agua se congela rápidamente al contacto, atrapando aire y formando capas de hielo opaco, blando y poroso. En cambio, al pasar por zonas con mayor abundancia de gotas, la congelación ocurre de forma más lenta y uniforme, dando lugar a capas de hielo transparente. Este proceso se repite en ciclos, generando una estructura en capas concéntricas con características físicas diferentes. Cuando el granizo alcanza un tamaño tal que ya no puede ser sostenido por las corrientes ascendentes, cae finalmente al suelo. En algunos casos unos granizos se unen a otros y dan lugar a la formación de grandes bloques de hielo de forma irregular.

Aunque las condiciones físicas para la formación del granizo pueden desarrollarse en distintos lugares, su ocurrencia está condicionada por la geografía y el clima. En las regiones cercanas a los polos, el granizo es prácticamente inexistente, ya que rara vez se presentan corrientes ascendentes intensas. En las regiones tropicales tampoco es frecuente, debido a que el nivel de congelación se encuentra a gran altitud. El granizo se forma principalmente en latitudes medias, entre los 20° y 55° de latitud, donde se combinan temperaturas, humedad y convección adecuadas. En nuestro país, se registran granizadas intensas y frecuentes en zonas como La Rioja, Río Cuarto, San Luis, Mendoza y el Alto Valle de Río Negro.

El granizo proviene de nubes tipo cumulonimbus, cuyo alcance es de unos 3 a 5 km de ancho. Este hidrometeoro jamás se precipita al mismo tiempo en grandes áreas. Esta característica es la que hace posible la existencia de las empresas aseguradoras. El daño depende del estado fenológico de las especies, del tamaño del granizo y la intensidad de la granizada.

Época de ocurrencia:

Los meses que acusan mayor frecuencia de granizo son los de primavera y principios del verano. También suelen ocurrir en los meses de abril y mayo (otoño).

En las zonas donde se registran habitualmente eventos de granizo, se observa una mayor frecuencia durante la primavera y comienzos del verano, cuando las condiciones atmosféricas (aumento de la inestabilidad, humedad y actividad convectiva) favorecen el desarrollo de tormentas severas. No obstante, también se registran eventos durante el otoño, especialmente en los meses de abril y mayo, aunque con menor frecuencia e intensidad. En este período, el pasaje de frentes fríos sobre masas de aire cálido y húmedo puede generar condiciones favorables para el desarrollo de nubes cumulonimbus, a través del ascenso forzado del aire y el incremento del gradiente térmico vertical. Estos mecanismos explican la posibilidad de tormentas localmente severas fuera del período de máxima actividad convectiva.

Lucha:

Preventiva: El objetivo es modificar la evolución natural de la tormenta para reducir el daño. Una técnica común es la siembra de nubes con yoduro de plata (I_{Ag}). Este procedimiento no impide totalmente la formación de granizo, pero hace que los granizos sean más pequeños, ya que el agua sobreenfriada se consume antes de formar piedras grandes. La siembra puede realizarse mediante aviones que liberan partículas de I_{Ag} o mediante rampas lanzamisiles en tierra. En este último caso, los proyectiles se dirigen hacia la zona de mayor reflectancia de la nube, que es donde se concentra la mayor cantidad de agua sobreenfriada.

Indirecta, pasiva: las mayas antigranizo, antes eran de acero ahora de PVC, cuya duración es corta (4 años)

Seguros agrícolas: se usa el impactómetro para demostrar la ocurrencia del granizo en la aseguradora.

10. AGUA EN EL SUELO: ORIGEN, FORMAS Y MOVIMIENTO

La vegetación de un lugar depende en gran medida de la capacidad del suelo para retener y ceder agua. El agua edáfica cumple un papel esencial en la vida vegetal: regula procesos vitales, condiciona la disponibilidad de nutrientes y modifica las propiedades térmicas del suelo, como el calor específico y la conductividad. Incluso los suelos más áridos conservan cierta cantidad de agua, aunque no siempre resulte accesible para las raíces.

La principal fuente de ingreso de agua al suelo es la precipitación, en algunos sistemas agrícolas este aporte puede complementarse mediante riego. En determinados ambientes, el nivel freático se encuentra próximo a la superficie. Este recurso puede utilizarse para riego, aunque no siempre resulta beneficioso ya que el ascenso por capilaridad y la posterior evaporación pueden concentrar sales y provocar salinización. En general, el contenido de agua en el suelo es dinámico y depende del balance entre la cantidad que ingresa (precipitación o riego) y la que se pierde por evapotranspiración.

El suelo se comporta como un sistema poroso constituido por tres fases: la sólida (minerales y materia orgánica), la líquida (agua) y la gaseosa (aire). Cuando todos los poros están ocupados por agua se dice que el suelo está saturado. En este estado, el excedente comienza a percolar hacia las capas más profundas arrastrado por la gravedad. Ese exceso de agua que el suelo no logra retener se denomina agua gravitacional y no está disponible para las plantas

Una vez que drena el exceso el suelo alcanza un contenido de agua más estable, la capacidad de campo. En este estado los poros grandes se llenan de aire y los más finos retienen agua por tensión superficial. Es la condición más favorable para las plantas porque coexisten agua y aire en proporciones equilibradas. Desde la capacidad de campo hasta el punto en el que la planta ya no puede sostener sus funciones vitales (el coeficiente de marchitez permanente) se encuentra la fracción de humedad conocida como agua útil, es decir, la realmente aprovechable por las plantas.

Cuando el suelo se seca por evaporación o consumo vegetal, el contenido hídrico disminuye progresivamente. Cuando las raíces ya no consiguen extraer la humedad necesaria, la planta comienza a marchitarse. Por debajo de ese umbral aún existe agua, pero está fuertemente adherida a las partículas del suelo; es el agua higroscópica que no es aprovechable por la vegetación y solo puede eliminarse en condiciones de laboratorio (secado en estufa o centrifugación).

Una manera sencilla de comprender estas formas de agua es imaginar el suelo como un tanque (figura 48). Al llenarlo se alcanza la saturación, el agua que escurre por la canilla o desagüe representa el agua gravitacional que drena hacia capas más profundas y no puede ser utilizada por las plantas. La fracción que

queda retenida después del drenaje corresponde a la capacidad de campo; de ella las raíces extraen progresivamente el agua útil, es decir, la fracción realmente disponible para las plantas.

Finalmente, en el nivel más bajo, el agua que ya no puede salir por la canilla representa a una fina película adherida a las partículas del suelo. A esta se la denomina agua higroscópica y resulta inaccesible para la vegetación

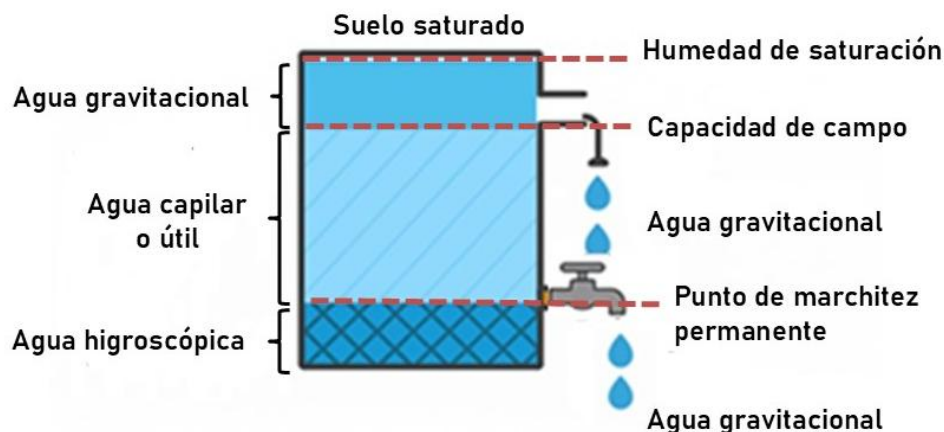


Figura 48: Representación esquemática del agua en el suelo

Fuente: Diagrama adaptado de Guía práctica: agua en el suelo por Boletta y Juárez de Moya (1995)

Comprender las constantes hídricas del suelo (humedad de saturación, capacidad de campo y punto de marchitez permanente) resulta clave, ya que permiten determinar la fracción de agua realmente disponible para los cultivos y planificar el manejo del riego. El suelo ideal para el crecimiento vegetal no es aquel que está completamente saturado, pues en esas condiciones falta el aire indispensable para la respiración radicular. El estado más adecuado es la capacidad de campo, donde existe un equilibrio entre agua y aire que favorece un desarrollo vegetal activo y saludable.

11. BALANCE HÍDRICO DEL SUELO

Lo ideal sería que en cualquier tipo de suelo las ganancias y las pérdidas hídricas se mantuvieran en equilibrio. Sin embargo, esto rara vez ocurre en la práctica ya que implicaría que la precipitación diaria fuese equivalente a la evapotranspiración, lo cual es una situación poco frecuente.

En nuestro país la línea de equilibrio (donde el balance hídrico es igual a cero) se encuentra desplazada hacia el oeste del Río Paraná, llegando hasta Buenos

Aires. Hacia el Este de esta línea, el balance es generalmente positivo y hacia el Oeste, negativo.

Las etapas más críticas para cualquier especie en relación con el requerimiento hídrico suelen ser la germinación, la floración, la fructificación y el llenado de granos.

Determinar con precisión la evolución de la humedad del suelo, no es sencillo, el instrumental empleado es de alto costo, como por ejemplo el TDR "Time Domain Reflectometry", mide la humedad con ondas de radar, cuesta unos 10.000 dólares.

Por esta razón, a escalas macro y meso se utiliza comúnmente el Balance Hídrico Climático (BHC), ya que permite caracterizar la disponibilidad climática de humedad en una región. Esta herramienta resulta especialmente útil cuando se conocen las exigencias bioclimáticas de las especies, facilitando así la evaluación de su adecuación al entorno

Para saber qué probabilidad tengo de ocurrencia de determinada situación hídrica se realiza el BH Seriado o secuencial, si se emplean los valores de un año es meteorológico.

En el hemisferio sur, los balances hídricos suelen graficarse comenzando en el mes de julio, mientras que en el hemisferio norte se comienza con enero. Esta convención permite comparar las mismas épocas del año entre ambos hemisferios.

El agua retenida puede expresarse en atmósferas (fuerza con que es retenida el agua en el suelo). Las mesófitas pueden extraer agua hasta 15 atmósferas, en contraste, las especies autóctonas de zonas áridas y semiáridas suelen ejercer entre 100 y 150 atmósfera.

Además, el contenido de agua en el suelo también puede determinarse como porcentaje en volumen, mediante la siguiente fórmula:

$$(CC \%) = (P_h - P_s / P_h) \times 100$$

Donde:

CC% = contenido de humedad en porcentaje volumétrico

P_h = peso del suelo húmedo

P_s = peso del suelo seco

12. PRONÓSTICO DEL TIEMPO

Las predicciones del tiempo consisten en determinar la probabilidad de un acontecimiento, siendo menos certeras cuanto mayor sea el intervalo de tiempo considerado.

Hay pronósticos que pueden hacerse con cierta certeza, pero aún así la probabilidad de ocurrencia no es del 100%. Un productor puede pronosticar la lluvia venidera basándose en el color del cielo, el tipo de nubes y otros detalles atmosféricos. La posibilidad de ocurrencia de una helada, teniendo en cuenta la temperatura del aire, las condiciones del cielo y la ausencia de vientos.

En nuestro país, el pronóstico del tiempo lo realiza el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Para ello utiliza la información que registran sus estaciones meteorológicas, distribuidas en diferentes regiones, junto con datos de satélites, radares y modelos de predicción que permiten anticipar cómo puede cambiar el estado del tiempo.

Los pronósticos se clasifican según el período que abarcan en:

- Pronóstico a corto plazo: se refiere a un período de tiempo de 12 a 24 h.
- Pronóstico a mediano plazo: se extiende a cuatro o cinco días e incluso con una semana de anticipación.
- Pronóstico a largo plazo: refieren a las características del tiempo con un mes de anticipación. Son menos detallados sólo hacen referencia a temperatura y precipitación que puede esperarse.

Predecir el tiempo parece algo muy sencillo de realizar si aplicamos las leyes de la física de la atmósfera, pero en la práctica resulta un problema muy complejo debido a la gran cantidad de factores que influyen sobre el tiempo. Esta labor la realizan los meteorólogos pronosticadores, quienes no solo interpretan la información proveniente de mapas, satélites, radares y modelos de predicción, sino que también emplean su experiencia, comparando la evolución de situaciones anteriores con condiciones similares.

Las predicciones en el campo agro forestal, salvo casos muy particulares, no tienen gran utilidad. En caso de predicciones de condiciones de tiempo poco favorables para un cultivo o plantación, poco puede hacer el productor. Sólo queda esperar que las mismas no se hagan realidad.

En algunos casos como cuando se pronostican precipitaciones, pueden evitarse gastos innecesarios de aplicación de insecticidas, otra situación que puede ayudar a salvar la inversión, es el pronóstico de heladas, donde en algunos casos puede practicarse la lucha con heladas.

Por lo general los pronósticos, a corto plazo no son formulados en términos tan precisos, lo que los hace menos efectivos. Especialmente para las prácticas extensivas.

Si bien los pronósticos meteorológicos tienen su utilidad, el cálculo de las probabilidades de que ocurra determinada situación en un lugar ofrece soluciones muy convincentes. Esto es posible gracias a las estadísticas climatológicas, las que deben complementarse con las observaciones fenológicas.

Las estadísticas climatológicas son útiles pues nos permiten saber de antemano si un cultivo es factible o no en un lugar.

13. BIBLIOGRAFÍA

- Albán Molina, E. y J. Granda Garzón. (2013). *Determinación del contenido de carbono en la biomasa aérea del páramo de la reserva ecológica Yanacocha*. Escuela Politécnica Nacional.
<https://bibdigital.epn.edu.ec/bitstream/15000/6171/1/CD-4825.pdf>
- Agroquímicos Arca S.A. de C.V. s.f. *La biota del suelo: los componentes de la vida libre de la biota del suelo*. [Publicación de Facebook]. Facebook.
<https://www.facebook.com/100064673263225/posts/la-biota-del-suelo-los-componentes-de-la-vida-libre-de-la-biota-del-suelo-son-la/1592118440988411/>
- Baldwin-Smith, M. 2012. *Taiga ecoregion*. Wikimedia Commons.
https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Taiga_ecoregion.png
- Barry, R. y R. Chorley. 1978. *Atmósfera, tiempo y clima*. Segunda Edición. OMEGA. Barcelona
- Bautista, J. 2023. *El ciclo biogeoquímico del agua*. Explorer BioGen.
<https://explorerbiogen.com/2023/12/04/el-ciclo-biogeoquimico-del-agua/>
- Boletta, P. y M. Juárez de Moya, 1995. *Guía de trabajos prácticos de climatología y fenología forestal*. 112 pág. Facultad de Ciencias Forestales, UNSE. Santiago del Estero.
- Bordino, J. 2023. *Capas del sol: nombres, características y función*. GEOenciclopedia.
<https://www.geoenciclopedia.com/capas-del-sol-nombres-caracteristicas-y-funcion-740.html>
- Bruintjes, R. (1999). A review of cloud seeding experiments to enhance precipitation and some new prospects. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(5), 805–820. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<0805:AROCSE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<0805:AROCSE>2.0.CO;2)
- Campus FCA-UNC. 2020. *Curva de saturación según la relación de Tetens* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=lfNxBUSE3c4>
- Castro, M. 2020. *Atmósfera terrestre: composición, capas, funciones*. Lifeder.
<https://www.lifeder.com/atmosfera-terrestre/>

- Chaptal, J. A. C. 1929. Contribuciones históricas a estudios sobre condensación atmosférica y pozos aéreos en Francia (cit. en Air well (condenser), Wikipedia).
- Clima UNNOBA. 2020. *El clima, la agricultura y la ganadería* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=v9-BzDuB2LY>
- Costanzo, M y Massaro, R. s. f. *Fenómeno de inversión térmica: efectos sobre pulverizaciones*. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. https://repositorio.inta.gov.ar/bitstream/handle/20.500.12123/18441/INTA_CRSantaFe_EEAOliveros_Massaros_RA_Fenomeno_inversion_termica_efectos_pulverizaciones.pdf
- De Fina, A. y Ravelo, A. 1978. *Climatología y Fenología Agrícolas*. EUDEBA, Buenos Aires.
- De Pablo, M.; A. Molina; C. Recio; M. Ramos; G. Goyanes y M. Roper. 2017. Análisis del estado de la capa activa en el emplazamiento de la base antártica española Gabriel de Castilla, Isla Decepción, Antártida. *Boletín Geológico y Minero*, 128 (1): 69-92. <https://bgm.revistas.csic.es/index.php/bgm/article/view/259/258>
- Elquimico, 2025. *Escalas de temperatura*. Química y Algo Más <https://quimicayalgomas.com/fisica/escalas-de-temperatura/>
- European Business School. s.f. *¿Qué es la circulación atmosférica?* CEUPE. <https://www.ceupe.com/blog/que-es-la-circulacion-atmosferica.html>
- Fernández, D. 2024. *Fenómenos significativos en el Río de la Plata*. Instituto Superior de Navegación. <https://www.isndf.com.ar/fenomenos-significativos-en-el-rio-de-la-plata/>
- Fir0002. 2005. *Cirrus clouds* [Imagen]. Wikimedia Commons. https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Cirrus_clouds2.jpg
- Heuveldeop, J.; J.P. Tasis; S. Quirós Conejo y L. Espinoza Prieto. 1986. *Agroclimatología Tropical*. Editorial Universidad Estatal a Distancia. San José, Costa Rica.

- Infante, S. 2021. *Tipos de nubes y predicción del tiempo*. La Cumbre Online. <https://www.lacumbreonline.cl/blog/consejos/tipos-de-nubes-y-prediccion-del-tiempo>
- Instituto de Tecnologías Educativas. s.f. *Efecto del ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la irradiancia*. https://fjferreer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion02/11_efecto_del_angulo_de_incidencia_de_los_rayos_solares_sobre_la_irradiancia.html
- Instituto de Tecnologías Educativas. s.f. *Situaciones de estabilidad e inestabilidad*. https://fjferreer.webs.ull.es/Apuntes3/Leccion03/3_situaciones_de_estabilidad_e_inestabilidad.html
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. (2023). *Estación meteorológica Santiago CFC*. <https://ema.inta.gob.ar/>
- Inzunza, J. s.f. *Radiación solar y terrestre*. Universidad de Chile. http://met.igp.gob.pe/users/yamina/meteorologia/radiacion_doc_Univ_CHILE.pdf
- IzzyBil. 2023. *Cómo dibujar una montaña*. Acrylgiessen. <https://acrylgiessen.com/es/como-dibujar-una-montana>
- Jonkepa. 2009. *Brisas de mar y de tierra*. WordPress. <https://nauticajonkepa.wordpress.com/2009/02/04/brisas-de-mar-y-de-tierra/>
- Llorente, F. 2018. *Brisas: los vientos que te refrescan*. Meteored. <https://www.tiempo.com/noticias/divulgacion/brisas-los-vientos-que-te-refrescan.html>
- López, M.; y M. Vaca. 2015. *La atmósfera*. La Geografía. <https://lageografia.com/geografia-fisica/atmosfera>
- López-Rey, D. s.f. *Experimentos con la presión atmosférica*. TuTiempo.net. <https://www.tutiempo.net/meteorologia/articulos/experimentos-presion-atmosferica.html>
- Lukačovič, I. 2014. Windy.com: Wind map & weather forecast. Recuperado de <https://www.windy.com>

- Mundo Aeronáutico. 2021. *Estabilidad Atmosférica y Procesos Adiabáticos* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=1y4CM4FaHeg>
- Mundo Aeronáutico. 2021. *Los movimientos de la Tierra y las estaciones del año* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=Kbrq-ZGipJQ>
- Mundo Aeronáutico. 2021. *Temperatura vs Altitud* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=-yX3luLbvNE&t=423s>
- Mundo Aeronáutico. 2022. *Fuerzas que Actúan Sobre el Viento* [Video]. YouTube. <https://www.youtube.com/watch?v=Hlw72GO7gMI>
- Navarrete, E. s.f. *Radiación solar*. Agrometeorología [Presentación]. Scribd. <https://es.scribd.com/presentation/853969020/2-Elementos-Met-Atmosfera>
- Ordóñez García. 2021. *Efecto de la radiación solar en la Tierra*. Seiscubos. <https://www.seiscubos.com/conocimiento/efecto-de-la-radiacion-solar-en-la-tierra>
- PiccoloNamek. 2005. *Nimbostratus* [Imagen]. Wikimedia Commons. <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Nov20-05-Nimbostratus.jpg>
- PiccoloNamek. 2005. *Stratus nebulosus opacus cloud* [Imagen]. Wikimedia Commons. <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Stratus-Opacus-Uniformis.jpg>
- Redacción Que Pasa Web. 2015. *Sudestada: se espera una crecida de 3,5 m por la mañana*. Que Pasa Web. <https://www.quepasaweb.com.ar/sudestada-se-espera-una-crecida-de-35m-por-la-manana/>
- Rohde, R. 2008. *Annual average temperature map*. Wikimedia Commons. <https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Annual Average Temperature Map.jpg>
- Saavedra, S. 2004. *Determinación con base ecológica de la productividad potencial forestal en la provincia de Santiago del Estero, Argentina*. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes. España
- Saber es práctico. 2023. *¿Por qué medir la lluvia en milímetros?* <https://www.saberespractico.com/curiosidades/por-que-medir-lluvia-milimetros/>

- SailandTrip. 2018. *Frente frío: ¿qué es? ¿Cómo se forma?*
<https://sailandtrip.com/frente-frio-que-es-como-se-forma/>
- Sánchez Rabat, S. 2011. *Los monzones*. Blogspot.
<https://cambioclimaticoenergia.blogspot.com/2011/02/los-monzones.html>
- Scapini, A. s. f. *Física: calor, plan común*. Instituto Nacional General José Miguel Carrera. Chile. <https://institutonacional.cl/wp-content/uploads/2019/11/3-F%C3%ADsica-Calor-Plan-Com%C3%BAAn.pdf>
- Scott, C. 1960. Radiata Pine as an Exotic. *Unasyva* - Vol. 14, No 1, Disponible:
https://www.fao.org/4/x5394e/x5394e03.htm?utm_source=chatgpt.com
- SectorElectricidad. 2021. *Ángulos solares y su importancia para el diseño de sistemas fotovoltaicos*. <https://www.sectorelectricidad.com/36130/angulos-solares-y-su-importancia-para-el-diseno-de-sistemas-fotovoltaicos>
- Servicio Meteorológico Nacional. 2021. *Clima: ¿cómo es el clima en Argentina durante el verano?* [Publicación de Facebook]. Facebook.
<https://www.facebook.com/SMN.ar/posts/clima%EF%B8%8F-c%C3%B3mo-es-el-clima-en-argentina-durante-el-verano-en-los-siguientes-mapas-s/4860115400707888/>
- Shutterstock. s.f. *Vectores de rainfall in forest*.
https://www.shutterstock.com/es/search/rainfall-in-forest?image_type=vector
- Suárez Umpiérrez, M. s.f. *Aguas del planeta*. Gobierno de Canarias.
<https://www3.gobiernodecanarias.org/medusa/ecoblog/msuaump/sociales/aguas-del-planeta/>
- The Weather Channel. 2017. *Cumulonimbus, la madre de todas las nubes*.
<https://weather.com/es-ES/espana/tiempo/news/nubes-tormenta-tiempo>
- Universidad de la República. 2019. *Masas de aire y frentes*. Facultad de Ciencias.
http://www.meteorologia.edu.uy/wp-content/uploads/2019/Taller_intro_ciencias_de_la_atm/masasdeairefrentes.pdf
- Viguié, B.; H. Jourde; V. Leonardi; L. Daniele; C. Batiot-Guilhe; G. Favreau y V. De Montety. (2019). Water table variations in the hyperarid Atacama

Desert: Role of the increasing groundwater extraction in the pampa del tamarugal (Northern Chile). *Journal of Arid Environments*, 168, 9–16.

Vzb83. 2005. *Aavikko*. Wikimedia Commons.
<https://es.wikipedia.org/wiki/Archivo:Aavikko.png>

Yanes García, J. 2019. *El efecto Foehn en la isla de La Palma*. Tagoror Meteo.
<https://tagorormeteo.es/el-efecto-foehn-en-la-isla-de-la-palma/>