

CAPÍTULO 1 GENERALIDADES

1.1 Cambio climático

En griego antiguo la palabra *klima* significaba inclinación, y en este sentido hace referencia a la inclinación de la vertical del lugar con respecto al ecuador. A menudo se emplean los términos estado del tiempo y clima indistintamente para referirse a una situación local y temporal corta (Schiffer y González-Macías, 2005). El concepto “estado del tiempo” sucede en la atmósfera en un lugar y tiempo particular; sin embargo cambia de hora a hora, de día a día, así el “clima” es el patrón promedio del “estado del tiempo” prevaleciente en una región, que puede ir desde meses a millones de años. El clima es un fenómeno cambiante y siempre lo ha sido, debido a que el sistema climático de la tierra es dinámico, continuamente responde a las fuerzas tanto internas como externas, las cuales alteran los delicados balances que existen dentro y entre cada uno de sus componentes. A menudo estos cambios son relativamente pequeños en magnitud y cortos en duración, sin embargo, se puede encontrar evidencia en los corales, en los sedimentos de los lagos y mares, en las capas de hielo, inclusive en la vegetación, que tales fuerzas pueden causar mayores cambios climáticos y de mayor duración, a lo largo de la línea del tiempo, como por ejemplo cientos de miles de años o más, tales cambios han incluido el intercambio de las condiciones glaciares a interglaciares y viceversa (cambios que han causado la redistribución de la flora y fauna alrededor del planeta).

Hace 8,000 años aproximadamente, los humanos comenzaron a interferir con estos procesos naturales de cambio, pero hasta hace 100 años, esta interferencia fue principalmente causada por cambios graduales en el uso de la tierra, y los efectos en el clima fueron generalmente locales (Bhatti y col., 2006). Sin embargo, durante el siglo pasado, el crecimiento acelerado y el incremento de las sociedades industrializadas, han intervenido significativamente. En las últimas décadas han ocurrido notables sucesos climatológicos, caracterizados por fenómenos de inusitada magnitud a escala local o regional, estos sucesos climáticos han sido consecuencia de la suma de los cambios tanto naturales como de los cambios que nacen de la intervención de la mano del hombre.

Los procesos que influyen en el cambio natural del clima principalmente son: La tectónica de placas, las erupciones volcánicas, las variaciones solares y los cambios en la órbita terrestre. La posición actual de los continentes es el producto de las modificaciones que se sucedieron hace millones de años, y que hicieron variar la circulación de los océanos. Alrededor de unos 30 millones de años atrás, en lo que hoy es América del Sur, se abrió paso a la circulación del mar, lo cual contribuyó a la disminución de la temperatura en la tierra. Por otra parte, se cree que las emisiones volcánicas han tenido una influencia significativa en el clima, ya que en sus emanaciones se encuentran gases y partículas sólidas que quedan atrapados en las partes superiores de la atmósfera, las cuales reflejan las radiaciones provenientes del espacio con la consecuente modificación de la temperatura.

Básicamente, el clima depende de la cantidad de energía solar que atrapa; de ahí que la evolución solar sea de capital importancia. Si bien los cambios de actividad solar son pequeños, en 1970 un grupo de investigadores llegó a la conclusión de que por lo menos se requería una variación del 0.5 % en la actividad solar para que hubiese un cambio severo en temperatura global del planeta. Cuando el Sol tiene una mayor cantidad de manchas (aproximadamente cada 11 años), emite más energía y en consecuencia, llega una mayor cantidad de energía a la Tierra.

Por otra parte, el movimiento de traslación de la tierra alrededor del sol es una trayectoria que se denomina órbita y que tiene forma de elipse. Tres factores relacionados con dicho movimiento influyen en el clima: Los ciclos de excentricidad, la precesión y la oblicuidad de la órbita. En 1930 el astrónomo Milutin Milánkovich propuso que existía determinada conexión entre estas modificaciones y las climáticas (Schiffer y González-Macías, 2005). A medida que la Tierra viaja por el espacio, lo hace en movimientos cíclicos independientes, que al combinarse producen variaciones en la cantidad de energía solar que recibe. Resulta que la órbita terrestre, con periodos de

aproximadamente unos 100,000 años, pasa de ser bastante elíptica a casi circular. Hoy en día estamos en un periodo de baja excentricidad, y esto nos da un cambio estacional en la energía solar del orden del 7 %. Cuando la excentricidad está en su máximo, los cambios estacionales alcanzan el 20 %. Adicionalmente, cuanto más excéntrica es la órbita, más cambian los periodos de las estaciones en ambos hemisferios y se vuelven más prolongados. Hoy es casi circular, pero dentro de 50,000 años será más excéntrica: la distancia entre el punto de la órbita más cercano al sol (perihelio) y el punto más alejado (afelio) será mayor, esto se ilustra en la Figura 1.1.

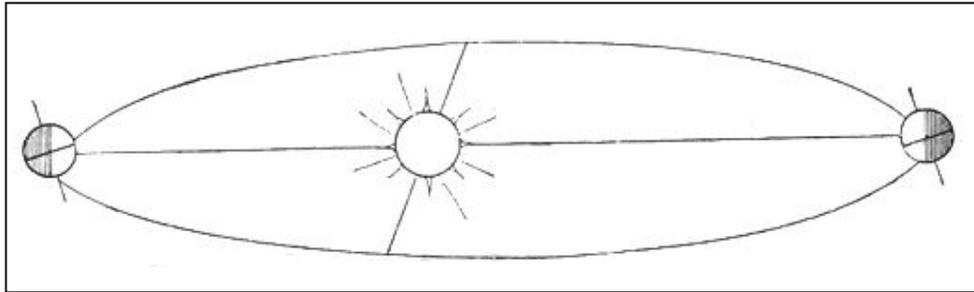


Figura 1.1 Excentricidad de la órbita terrestre (Schiffer y González-Macías, 2005)

Milánkovich describió un segundo ciclo (Figura 1.2), que toma en cumplirse unos 41,000 años, y que implican la inclinación del eje terrestre. A menor inclinación del eje, menor es la variación estacional entre el verano y el invierno en las zonas de latitud media y alta: los inviernos serán menos fríos y el verano más caluroso, la inclinación actual es de 23.5 grados, pero varía entre 22.5 y 24.5 grados.

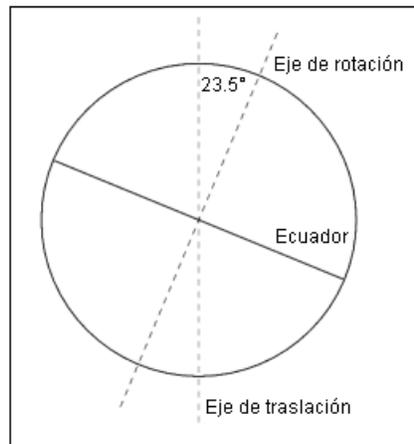


Figura 1.2 Oblicuidad terrestre (Schiffer y González-Macías, 2005)

A éste se agrega el tercer ciclo llamado precesión, que ocurre por un periodo de aproximadamente 25,800 años, se trata de un curioso y lento movimiento, no de rotación, no de traslación, sino del centro de la Tierra sobre sí mismo, a modo de peonza, como se ilustra en la Figura 1.3. El movimiento de rotación de la Tierra sobre su eje y el de traslación en su órbita alrededor del Sol provocan un lento balanceo del planeta como consecuencia, la luz llega o bien en forma directa o bien más o menos oblicua, lo cual da origen a las estaciones del año. La combinación de cambios en la excentricidad y la precesión altera la cantidad de radiación solar disponible. Hoy, la Tierra se encuentra más próxima al Sol en enero y más alejada en julio. Debido a la precesión, el hemisferio norte tendrá inviernos más severos.

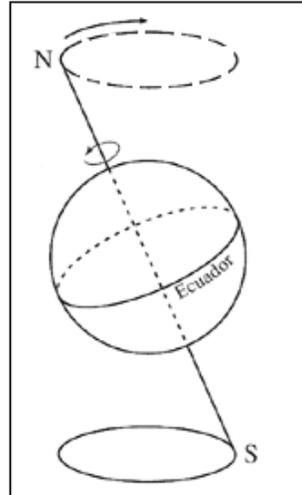


Figura 1.3 Precesión de la Tierra (Schiffer y González-Macías, 2005)

Los ciclos de Milánkovich ayudan a comprender el avance y retroceso de los hielos por periodos de 10,000 a 100,000 años pero no explican la causa de la Era Glacial. Si se toma como causa únicamente estos ciclos, la tendencia actual sería a tener clima más frío en el hemisferio norte, con enormes glaciaciones. Por otra parte la tierra absorbe radiación solar (radiación de onda corta), principalmente en la superficie, y la redistribuye por circulaciones atmosféricas y oceánicas para intentar compensar los contrastes térmicos, principalmente del ecuador a los polos. La energía recibida es re-emitida al espacio (radiación de onda larga), para mantener en el largo plazo, un balance entre energía recibida y re-emitida.

La Figura 1.4 describe la radiación de onda corta (basado en 100 unidades disponibles en la parte alta de la atmósfera), que se parcela en varios procesos atmosféricos conforme entra a la atmósfera. Se indica que 19 unidades se absorben principalmente en la estratosfera, y parte en la troposfera por las nubes y los aerosoles (Schiffer y González-Macías, 2005).

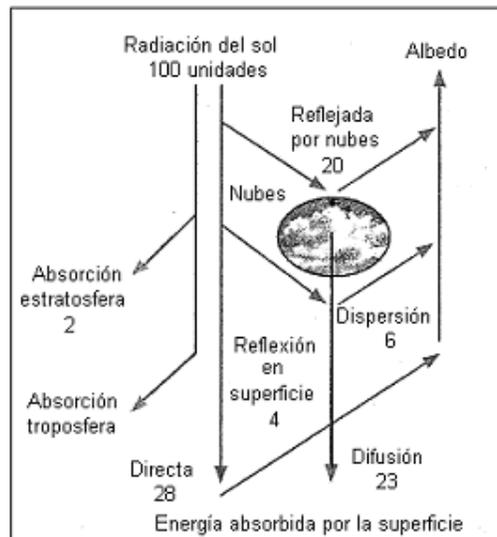


Figura 1.4 Energía absorbida por la superficie terrestre (Schiffer y González, 2005)

En la atmósfera son atrapadas 23 unidades de radiación solar, las cuales son subsecuentemente absorbidas en la superficie, mientras que 28 más son absorbidas directamente por ella, para un total

de 51 unidades. Por lo tanto, la cantidad total de radiación de onda corta absorbida en la superficie y en la atmósfera totaliza 70 unidades.

En el caso de la radiación de onda corta existen tres procesos por los cuales parte es regresada al espacio: 4 unidades son retornadas por la reflexión en la superficie, las nubes retornan otras 20 unidades y 6 unidades más son regresadas por dispersión al espacio. La pérdida total de radiación de onda corta totaliza por tanto 30 unidades, y albedo es el término que se emplea para describir este efecto combinado de las pérdidas.

En la Figura 1.5, se muestra el balance de radiación de onda larga que se emite desde la superficie de la Tierra. Siete unidades se eliminan en forma de calor, que es transferido a la atmósfera por conducción y convección. Al derretirse los hielos y evaporarse el agua en la superficie terrestre, se incorporan 23 unidades de energía en la atmósfera en forma de calor latente (Schiffer y González-Macías, 2005). El calor latente es liberado a la atmósfera al condensarse o congelarse el agua, y forma parte de la emisión de radiación de onda larga que realizan la atmósfera y las nubes.

La superficie de la Tierra emite por tanto 117 unidades de radiación de onda larga, de las cuales sólo 6 son perdidas directamente, mientras que las 111 restantes son absorbidas por los gases atmosféricos, convertidas en energía calorífica y posteriormente en emisiones atmosféricas de radiación de onda larga, que totalizan 160 unidades de energía. De las 160 unidades mencionada, 64 que son emitidas al espacio, al tiempo que las 96 restantes llegan a la superficie, donde son absorbidas y transformadas en energía calorífica. El total de energía perdida al espacio en el esquema de radiación de onda larga es de 70 unidades, el cual representa la misma cantidad que fue añadida a la atmósfera y superficie de la Tierra por el esquema de radiación de onda corta.

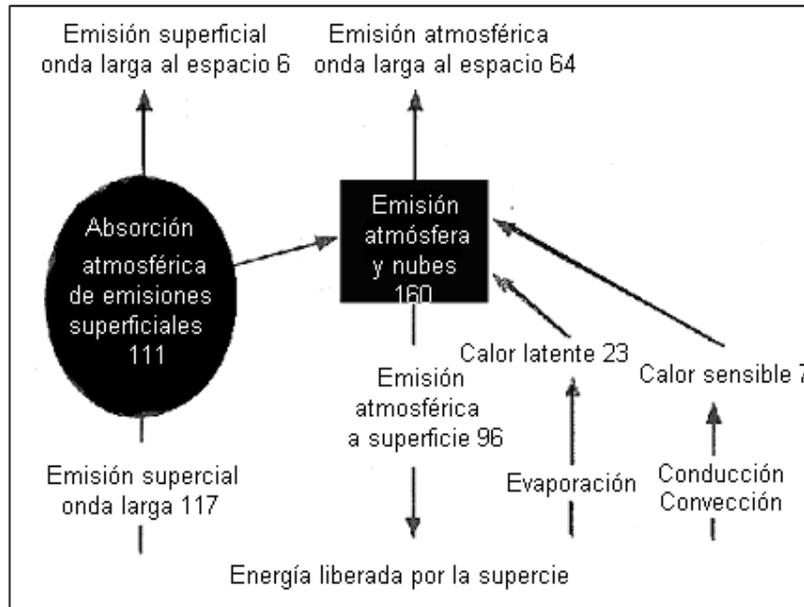


Figura 1.5 Energía re-emitada por la superficie terrestre (Schiffer y González-Macías, 2005)

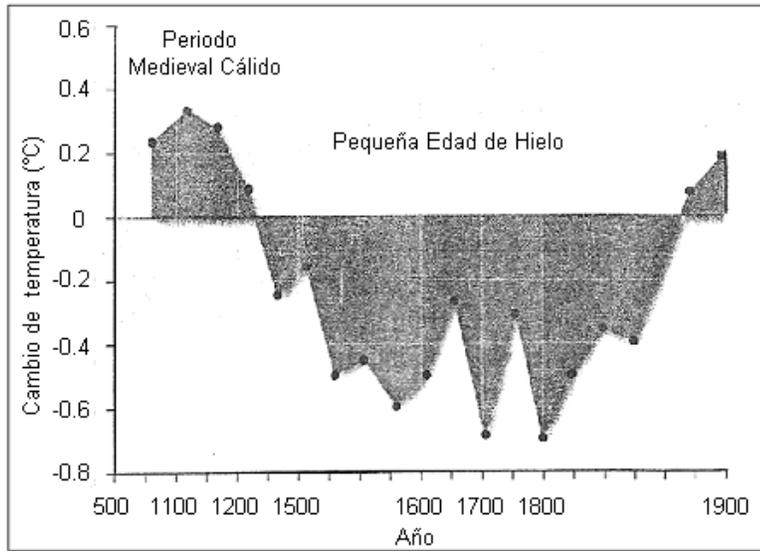
Cualquier proceso que altere tal balance se refleja como cambios en el clima. A tales cambios en la disponibilidad de la energía radiativa se les conoce como forzamientos radiativos. Cuando éstos son positivos tienden a calentar la superficie de la Tierra. Un enfriamiento se producirá si el forzamiento radiativo es negativo.

1.1.1 La evolución de la temperatura terrestre

1.1.1.1 Los últimos 1,000 años

Durante las primeras centurias del milenio, la temperatura en la zona occidental de Europa y del este norteamericano, fue cálida, alcanzando su máximo entre los siglos XII Y XIII como se aprecia en la Figura 1.6. Este periodo también se conoce como Periodo Medieval Cálido, y fue seguido en 1450 y 1890 por la llamada Pequeña Edad de Hielo o Pequeña Era Glacial, en la que la temperatura promedio global era de medio a un grado centígrado más baja de lo que es hoy en día, una de las explicaciones para estas oscilaciones climáticas a escala corta de tiempo, son los cambios en los volcanismos; otra afirma que pueden deberse a cambios en la cantidad de energía que llega del sol

1.1.1.2 Los últimos 18,000 años



La Figura 1.7 muestra la variación de la temperatura con respecto al año 1900. En este periodo se dio un calentamiento global de entre 4 y 5 °C, lo cual marcó la recuperación de la Tierra de la última glaciación o Edad de Hielo. La presente época de calentamiento se inició hace unos 10,000 años y se le conoce geológicamente como la Interglaciación del Holoceno; su presencia se atribuye a los lentos cambios de la órbita terrestre, que modificaron el ciclo de las estaciones, o la cantidad de radiación solar en la superficie, que trajo consigo cambios regionales tanto en la temperatura como en la precipitación.

Se sabe que hace unos miles de años en el neolítico, el hombre habitó en Masivo de Tibesti, hoy día la parte más seca del desierto del Sahara (Schiffer y González-Macías, 2005). En este periodo, la temperatura fue de un grado centígrado más caliente que en el presente, pero el calentamiento no se dio de manera homogénea en todo el planeta, por lo que la temperatura media global pudo no haber sido muy distinta a la temperatura actual.

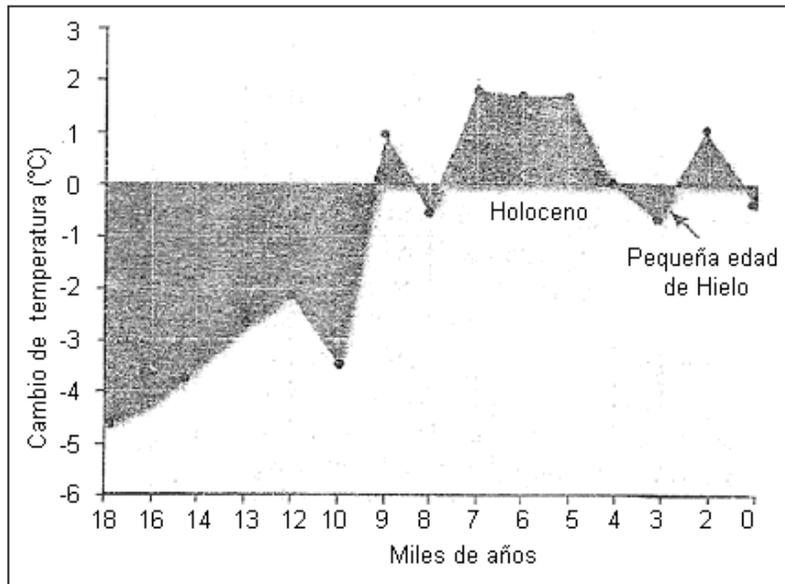


Figura 1.7 Variaciones de la temperatura superficial en los últimos 18,000 años (Schiffer y González-Macías, 2005)

1.1.1.3 Los últimos cien millones de años

Los datos de varias fuentes de información indican que el clima terrestre previo al último millón de años era considerablemente más caliente que el de hoy en día. La época más calurosa se dio en lo que los geólogos, llaman el Periodo Cretáceo, unos 100 millones de años atrás, cuando la temperatura del planeta fue de 6 a 8 °C mayor que la temperatura actual, seguida de un enfriamiento casi constante, con transiciones abruptas, hasta llegar a las oscilaciones glaciales de los últimos millones de años (Figura 1.8). Para explicar las altas temperaturas del Cretácico, los modelos de simulación del clima sugieren que la causa principal pudo haberse debido a grandes concentraciones de bióxido de carbono en la atmósfera (Schiffer y González-Macías, 2005).

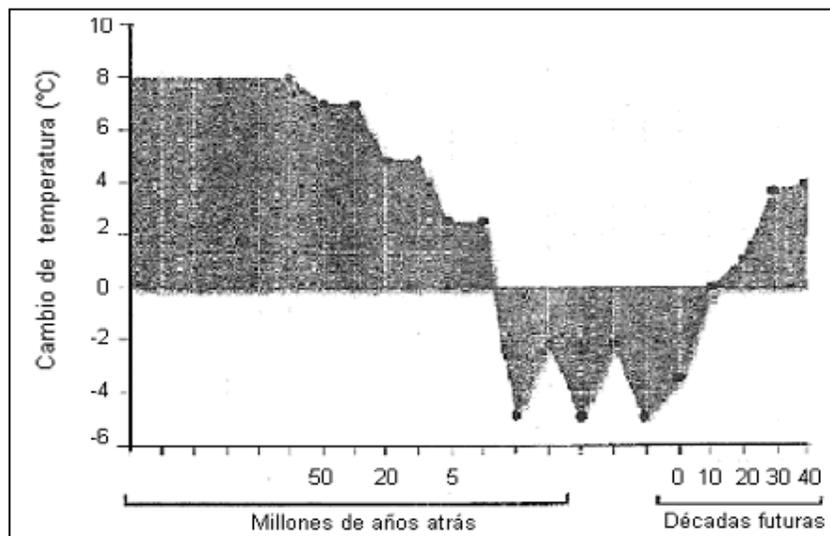


Figura 1.8 Reconstrucción de la temperatura global de los últimos 100 millones de años (Schiffer y González-Macías, 2005)

Los modelos ponen en evidencia que el bióxido de carbono ha variado su concentración en escalas de tiempo de millones de años, y por ello se piensa que existen varias fuentes naturales que pueden hacerlo cambiar: Emisiones volcánicas, cantidad de carbono almacenado en la biosfera y el efecto de la erosión de las tierras debida al agua. Este último proceso modifica químicamente a las rocas superficiales, que pierden capacidad de remover el gas de la atmósfera; éste puede variar por los cambios en la cantidad de terrenos elevados existentes. La altura promedio de cada uno de los continentes se ha modificado con el tiempo debido a las oscilaciones lentas en la velocidad a la cual se forman las montañas.

Si se revisa la variación de cambios de temperatura en un margen amplio de tiempo, por ejemplo durante los últimos 800,000 años, se deduce que este periodo está caracterizado por las grandes edades de hielos. Esta disminución de la temperatura puede ser explicada asumiendo que hubo cambios importantes en la cantidad de energía que recibía la Tierra, a lo cual hay que aunar las variaciones en la órbita del planeta. Los cambios observados en rangos intermedios de tiempo muestran, en el caso del pleistoceno, avances y retrocesos casi regulares de los glaciales durante la Edad de Hielo más reciente. Una base sólida para explicar los cambios, toma en consideración las variaciones cíclicas de la órbita terrestre.

1.1.2 Efecto invernadero

La atmósfera es una mezcla de gases y aerosoles en la que dominan principalmente el nitrógeno (78.1%) y el oxígeno (20.9%), así como pequeñas cantidades de argón (0.93%). El pequeñísimo porcentaje restante lo constituyen el vapor de agua, ozono, bióxido de carbono, hidrógeno, neón, helio y kriptón (SEMARNAT, 2009a). De manera natural, ciertos gases propios de la atmósfera son transparentes a la luz visible proveniente del espacio, pero opacos a la energía radiada desde la Tierra. Este fenómeno ha sido bautizado por los científicos dedicados al estudio de la atmósfera como efecto invernadero natural (Schiffer y González-Macías, 2005), ya que los gases mencionados atrapan el calor de manera similar a como lo hace el material transparente empleado en un invernadero botánico.

El fenómeno natural de efecto invernadero aumenta la temperatura media de la atmósfera de la Tierra en unos 15 grados centígrados y permite, por lo tanto, que las condiciones climáticas sean lo suficientemente estables para que la vida pueda mantenerse. Si la tierra no tuviera atmósfera, dejaría escapar al espacio toda la radiación infrarroja emitida por ella, y, entonces la temperatura media sería del orden de -18 °C.

Los aumentos en la concentración de los llamados gases de efecto invernadero reducen la eficiencia con la cual la Tierra re-emite la energía recibida. Parte de la radiación saliente de onda larga emitida por la Tierra al espacio es re-emitada a la superficie por la presencia de esos gases. Así la temperatura de superficie se elevará para emitir más energía, y aunque parte de ella quede atrapada, suficiente energía saldrá al espacio para alcanzar el balance radiativo que mantiene relativamente estable el clima.

Es claro, si las concentraciones de gases de efecto invernadero continúan aumentando, la temperatura de superficie del planeta mantendrá una tendencia positiva. Aún si las emisiones de estos gases se estabilizan, los efectos del calentamiento perdurarán por muchos años en la atmósfera. Por otro lado los aerosoles de origen antropogénico emitidos a la troposfera, como aquellos producidos por las industrias o por la quema de bosques, pueden reflejar radiación solar, constituyéndose en un forzante radiativo negativo que tiende a enfriar el sistema climático.

Dado que algunos aerosoles, así como el hollín de las fábricas, absorben radiación solar, su presencia puede resultar también proclive al calentamiento. Sin embargo, la presencia de los aerosoles puede alterar la cantidad y reflectividad de las nubes, por lo que estos aerosoles pueden provocar un enfriamiento o calentamiento de la atmósfera, dependiendo de cuánta radiación puede absorber o reflejar al espacio.

1.1.3 Gases de efecto invernadero

En general, están constituidos por tres o más átomos; los que forman moléculas biatómicas (como el O_2 y el N_2), o monoatómicas, que son transparentes a la radiación terrestre. Los más importantes son el vapor de agua (H_2O) y el bióxido de carbono (CO_2); los demás gases invernaderos como: CH_4 , NO_x , CFCs, se les denomina gases traza (GT) por su presencia ínfima en la atmósfera (Hardí y col., 1986).

La humedad atmosférica, o sea el contenido de vapor de agua en el aire, es sumamente variable, tanto en el espacio (horizontal y verticalmente) como en el tiempo. Sin embargo su distribución vertical tiene una regularidad: La humedad del aire disminuye con la altura. En cambio, el CO_2 está bien mezclado en el aire, la proporción de CO_2 es casi uniforme. Por consiguiente, tanto el vapor como el CO_2 disminuyen con la altura, pero el vapor disminuye más rápido que el CO_2 , dado que aparte de la atenuación del aire (y del CO_2) mismo, el vapor se atenúa dentro del aire.

Los perfiles verticales de la concentración de vapor y de CO_2 son curvos, es decir, no decaen proporcionalmente con la altura, si no más rápido. Siendo ambos los principales gases que causan el efecto invernadero, y siendo éste el causante del perfil vertical de temperatura en la atmósfera. Es decir, que la temperatura disminuye proporcionalmente con la altura, a razón de $6.5\text{ }^\circ\text{C/Km}$. Esta cantidad se llama gradiente térmico y es igual en cualquier lugar geográfico (Martínez y Fernández, 2004). Los tres perfiles descritos se ilustran en la Figura 1.9, para los primeros 10 Km de altura a partir del nivel del mar. Esta capa inferior es la denominada troposfera, en ella está contenida prácticamente toda el agua atmosférica y, por lo mismo, encima de ella no hay propiamente clima.

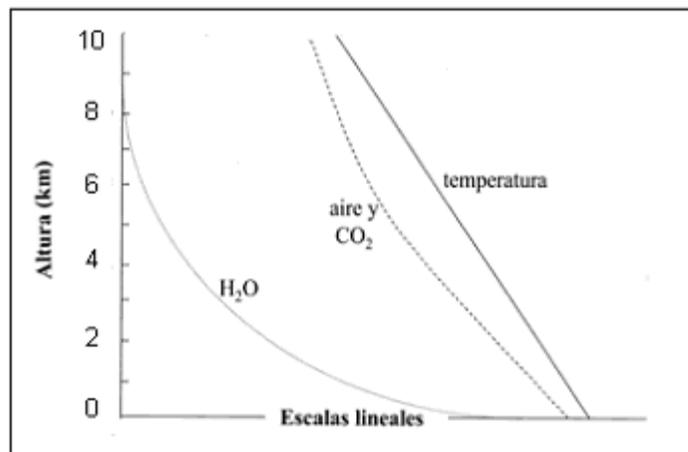


Figura 1.9 Perfiles verticales de concentración de vapor de agua y CO_2 en la tropósfera (Martínez y Fernández, 2004)

Se deben considerar dos características importantes para estimar el efecto invernadero de los gases:

- a) El forzamiento radiativo

Se entiende como aquel cambio en el balance entre la radiación solar que entra y la radiación infrarroja que sale de la Tierra (se expresa en Watts por metro cuadrado, W/m^2), debido, por ejemplo, a una alteración en la concentración de bióxido de carbono en la atmósfera, o a cambios en la energía solar que incide en el planeta. Se estima que en el periodo comprendido entre 1750 y 2000, este forzamiento, atribuido al aumento de los gases de efecto invernadero en su conjunto, ha alcanzado el valor de $2.43\text{ }Wm^{-2}$: $1.46\text{ }Wm^{-2}$ debido al CO_2 ; $0.48\text{ }Wm^{-2}$ debido al CH_4 ; $0.34\text{ }Wm^{-2}$

debido a los halocarbonos, y 0.15 Wm^{-2} debido al N_2O (IPCC, 2001). El Grupo de Trabajo I del IPCC estableció que el agotamiento observado en la capa de ozono estratosférico de 1750 al 2000, ha causado un forzamiento radiativo negativo (-0.15 Wm^{-2}). Al suponer que se cumple con toda la reglamentación actual sobre los halocarbonos, su forzamiento positivo se verá reducido en la misma proporción que el forzamiento radiativo negativo causado por el agotamiento del ozono estratosférico, cuando la capa de ozono se recupere en el siglo XXI.

Se calcula que la cantidad total de ozono en la troposfera ha aumentado en 36% desde el periodo previo a la industrialización a causa particularmente de las emisiones antropogénicas de diversos gases que forman ozono. El forzamiento radiativo del ozono varía de manera considerable entre regiones y responde mucho más rápidamente a los cambios en las emisiones que aquellos gases de efecto invernadero con un tiempo de vida grande en la atmósfera.

b) Potencial de calentamiento global (PCG)

Este factor está considerado como representativo de la medida cuantitativa de los impactos relativos promediados globalmente del forzamiento radiativo de un gas particular. Se define como: «el forzamiento radiativo acumulado de las emisiones de una masa unitaria de gas en relación con un gas de referencia (CO), considerando tanto los efectos directos como de los indirectos, en un horizonte de tiempo especificado» (IPCC, 1996). Los efectos directos se presentan cuando el gas en sí es un gas de efecto invernadero; el forzamiento radiativo indirecto se presenta cuando las transformaciones químicas que involucran al gas original, producen un gas o gases que son de efecto invernadero, o cuando un gas afecta los tiempos de vida de otros gases en la atmósfera.

El gas de referencia es el bióxido de carbono, por lo que las emisiones son ponderadas por el potencial de calentamiento global (PCG); se miden en teragramos de equivalentes de bióxido de carbono. La expresión utilizada para este cálculo es la siguiente:

$$\text{TgCO}_2 \text{ eq} = \text{Gg de gas} * \text{PCG}/1000 \quad (1.1)$$

Donde:

$\text{TgCO}_2 \text{ eq}$ Se refiere a los teragramos de equivalentes de bióxido de carbono.

Gg: Se refiere a los gigagramos (mil toneladas métricas) del gas estudiado.

PCG: Siglas del Potencial de Calentamiento Global del gas estudiado.

1/1000: Es el factor de conversión de gigagramos a teragramos.

Los valores del PCG permiten a los planificadores de políticas comparar los impactos de las emisiones y las reducciones de estas de los diferente, gases. Según el IPCC, los PCG tienen típicamente una incertidumbre de $\pm 35\%$. En la Tabla 1.1 se muestran algunos PCG para diversos gases. Las Partes de la CMNUCC están de acuerdo también en usar los PCG basados en un horizonte de tiempo de 100 años (Albritton y Meira, 2001).

Hay otros gases que no tienen un efecto directo de forzamiento radiativo, pero influyen en la formación y destrucción del ozono, el cual tiene un efecto absorbente de la radiación terrestre. Estos gases son referidos como precursores del ozono e incluyen monóxido de carbono (CO), óxidos de nitrógeno (NOx) y compuestos orgánicos volátiles diferentes al metano (COVNM). Los aerosoles son partículas o gotas de líquido extremadamente pequeñas que con frecuencia se producen por las emisiones de bióxido de azufre y otros contaminantes. Éstos también pueden afectar las características de absorción de la radiación infrarroja en la atmósfera. En los párrafos siguientes se dará una descripción de los gases de efecto invernadero directo e indirecto, sus fuentes y su papel en la atmósfera.

Tabla 1.1 Potenciales de calentamiento global para diversos horizontes de tiempo (Schiffer y González- Macías, 2005)

Gas	Tiempo de vida (años)	PCG horizonte a 20 años	PCG horizonte a 100 años	PCG horizonte a 500 años
CO ₂		1	1	1
CH ₄	120	62	23	7
N ₂ O	114	275	296	156
Clorofluorocarbonos				
CFC-11	55	4,500	3,400	1,400
CFC-12	116	7,100	7,100	4,100
CFC-115	550	5,500	7,000	8,500
Hidrofluorocarburos				
HFC-23	260	9,400	12,000	10,000
HFC-32	5	18	550	8,900
Fluorados				
CF ₄	50,000	3,900	5,700	8,900
C ₂ F ₆	10,000	8,000	11,900	18,900

1.1.3.1 Bióxido de carbono

En la naturaleza, billones de toneladas de carbono en forma de CO₂, son emitidas a la atmósfera anualmente por medio de los procesos naturales (fuentes) y son absorbidas por los océanos y la biomasa viviente (sumideros). Los flujos continuos más grandes ocurren entre la atmósfera y la biota terrestre y entre la atmósfera y el agua de la superficie de los océanos. En la atmósfera, el carbono existe predominantemente en forma oxidada: el bióxido de carbono (Martínez y Fernández, 2004). Este gas forma parte del ciclo global del carbono, por lo que su destino es una función compleja de diversos procesos geoquímicos y biológicos. El tiempo de vida del CO₂ en la atmósfera es de 5 a 200 años.

Las concentraciones de bióxido de carbono en la atmósfera se incrementaron de 280 partes por millón en volumen (ppmv), en los tiempos previos a la industrialización (1750) (Figura 1.10), a 377 ppm en 2004 (Figura 1.11).

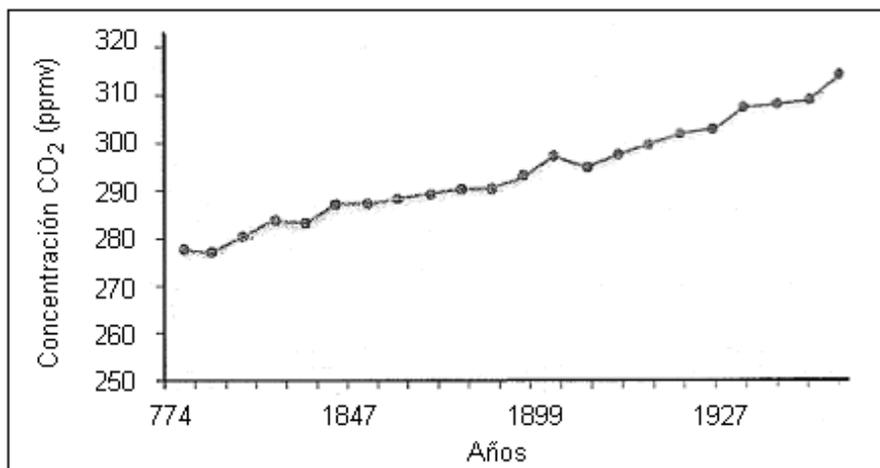


Figura 1.10 Concentraciones recientes de bióxido de CO₂ (Schiffer y González-Macias, 2005)

El IPCC ha establecido que no hay duda alguna en que este incremento se debe en gran medida a las actividades humanas, particularmente aquellas relacionadas con la combustión de los energéticos fósiles, la deforestación (de 10 a 30 %) y otros procesos de quema de biomasa, así como al consumo de energía, como es la producción de cemento, los cuales también emiten

cantidades notables de bióxido de carbono. Si consideramos la cantidad de bióxido de carbono en la atmósfera antes de la revolución industrial, y lo confrontamos con el valor de hoy en día, se puede constatar que el segundo es superior en el orden del 25 %, nivel que jamás se había alcanzado en los últimos 160,000 años (Schiffer y González-Macías, 2005).

El CO₂ es el gas de efecto invernadero, con un forzamiento radiativo actual de 1.46 W/m², que representa 60% del total de los cambios en las concentraciones de todos los gases de efecto invernadero, muy resistentes, mezcladas de manera homogénea en todo el planeta (Albritton y Meira, 2001).

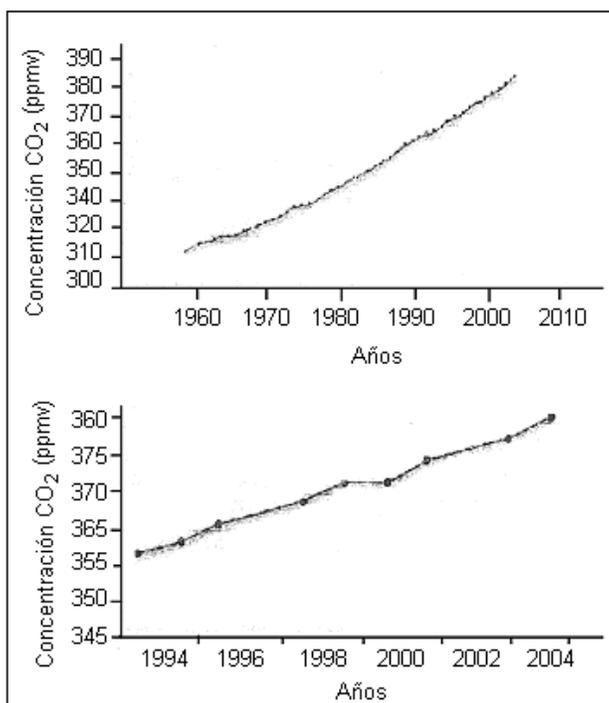


Figura 1.11 Reconstrucción de la evolución del CO₂ atmosférico a partir de la Era Industrial (Schiffer y González-Macías, 2005)

Datos obtenidos en 2004 señalan que los países que más CO₂ emitieron por quema de combustibles fósiles fueron: Estados Unidos, China, Rusia, Japón e India. En la Figura 1.12 se muestra la contribución de los principales países emisores y de México a la emisión mundial de CO₂ por consumo y quema de combustibles fósiles en 2005. En ese año, estos países emitieron poco más del 54% del total mundial. Por su parte, México contribuyó con el 1.4%, ubicándose entre los primeros quince países por su volumen de emisión.

Para el año 2100, los modelos del ciclo del carbono proyectan concentraciones de CO₂ en la atmósfera entre 540 y 970 ppm; para los escenarios ilustrativos del Informe Especial sobre Escenarios de Emisiones (IE-EE), estas concentraciones son mayores en 90 y 250%, respectivamente, que la registrada en 1750 (IPCC, 2001). El efecto neto de las interacciones climáticas terrestres y oceánicas, según indican los modelos, es un aumento aún mayor en las concentraciones proyectadas de CO₂ en la atmósfera, producto de una menor absorción de CO₂ por los océanos y los continentes. Debido a que la emisión de GEI está muy asociada al consumo de energía, esperaríamos que aquellos países que tienen las poblaciones más grandes emitieran los mayores volúmenes. Sin embargo, esto no siempre es así. Por eso es importante examinar también la emisión por cada persona, ya que nos da una idea de nuestra responsabilidad individual. La forma de calcular esto es a través de la emisión per cápita de los países.

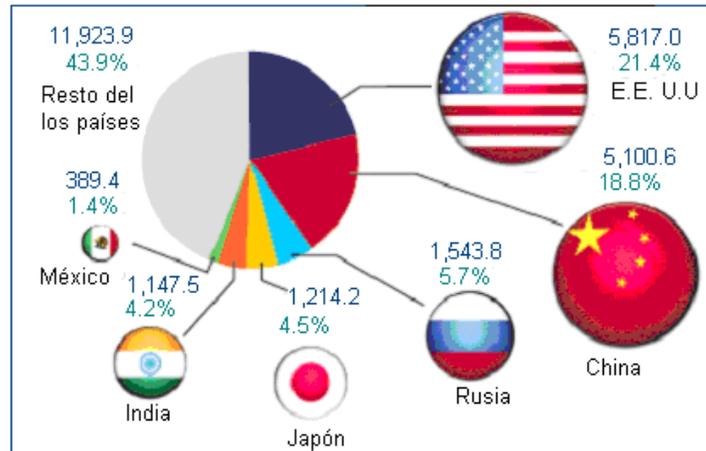


Figura 1.12 Emisión en millones de toneladas y porcentaje de CO₂ de algunos países en 2004 (SEMARNAT, 2009a)

Los Emiratos Árabes Unidos, por ejemplo, con apenas una población de 4.5 millones de personas tiene una emisión de 24.5 toneladas de CO₂ por habitante, mientras que en China e India este volumen alcanzó tan sólo 3.85 y 1.04 toneladas de CO₂, respectivamente (Figura 1.13). Ésto significa que un árabe emite casi seis veces más que un chino y alrededor de 23 veces más que un habitante promedio de la India, esto radica en los “estilos de vida” de los habitantes de un país. Las emisiones se relacionan con las actividades diarias de las personas, es decir, con la manera en cómo y cuánto compran, cómo usan los productos, viven en sus casas y usan el transporte, etc.

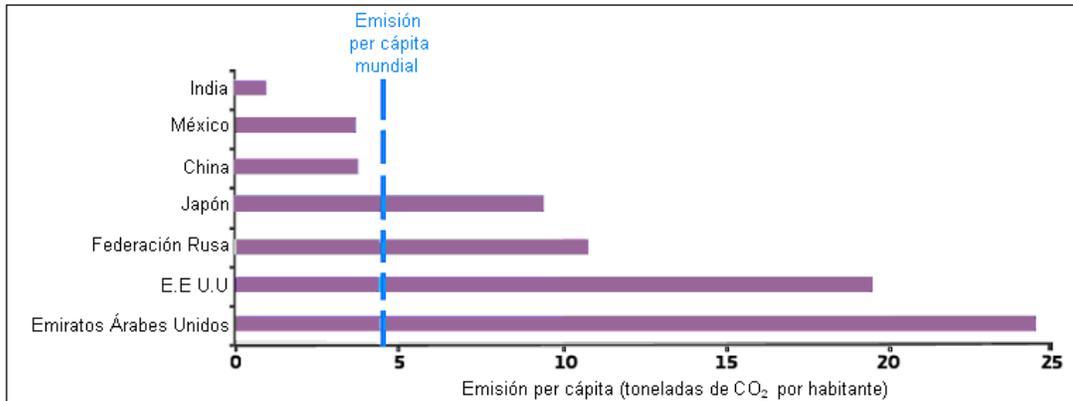


Figura 1.13 Emisión per cápita de CO₂ en algunos países en 2005 (SEMARNAT, 2009a)

En la Figura 1.14 se puede observar que, el patrón de emisiones en México es muy similar al mundial: la principal fuente es el sector energía, seguida por el uso del suelo, cambio de uso del suelo y la silvicultura.

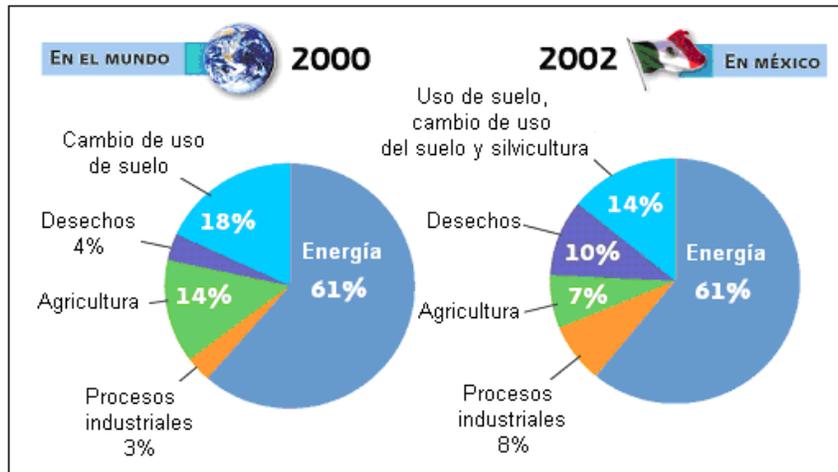


Figura 1.14 Comparativo de fuentes y su contribución a la generación de CO₂ entre México y el mundo (SEMARNAT, 2009a)

1.1.3.2 Metano

Este gas se produce fundamentalmente por la descomposición anaerobia de la materia orgánica en los sistemas biológicos. Los procesos agrícolas como el cultivo del arroz inundado en agua, la fermentación entérica en los animales y la descomposición de los desechos de éstos, emiten metano, al igual que lo hace la descomposición de los desechos municipales. La Figura 1.15 muestra la contribución relativa de las diferentes fuentes naturales de emisión, en el año 2001, las zonas pantanosas contribuyen aproximadamente con emisiones equivalentes a 145 Tg por año, generados por la descomposición bacteriana de la materia orgánica, en ausencia de oxígeno (Schiffer y González-Macías, 2005).

Por otra parte, las emisiones producidas por las termitas ascienden a unos 20 Tg por año. Las termitas liberan metano por su proceso digestivo. Se calcula por otro lado que los océanos contribuyen unos 15 Tg anuales de metano por la degradación anaerobia del plancton marino y los peces. Adicionalmente otra fuente importante de producción del gas son los hidratos de metano 10 Tg por año, depositados en los fondos marinos.

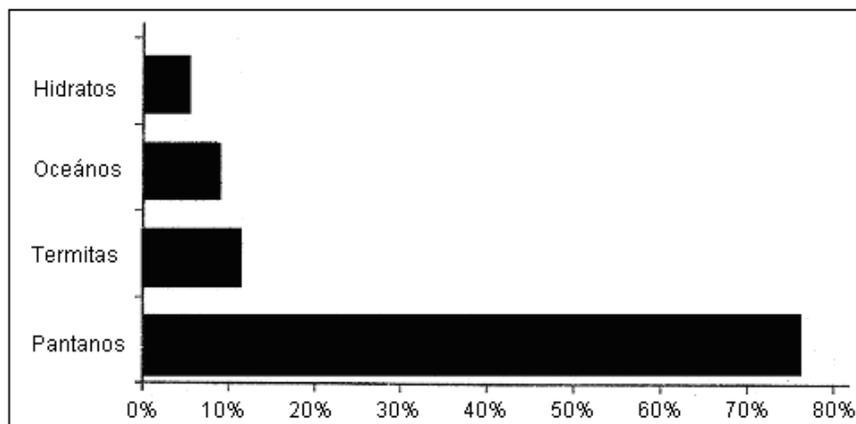


Figura 1.15 Fuentes naturales de metano (Schiffer y González-Macías, 2005)

La Figura 1.16 muestra también la contribución por actividad antropogénica, siendo una muy importante la contaminación generada por la descomposición bacteriana de residuos orgánicos

presentes en tiraderos, ya sea confinados o a cielo abierto. La segunda fuente de emisión de metano la representa la extracción, el procesamiento y la distribución del gas para consumo como combustible.

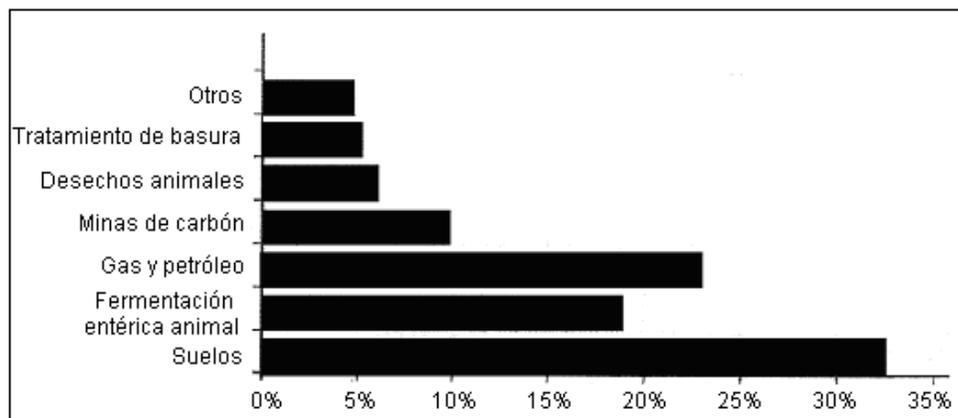


Figura 1.16 Fuentes antropogénicas de metano (Schiffer y González-Macías, 2005)

El metano (CH_4) también se emite durante la producción y distribución del gas natural y del petróleo, y es liberado como subproducto en la extracción del carbón y en la combustión incompleta de los energéticos fósiles. La concentración media global de metano en la atmósfera en 2000 fue de 1,729 partes por mil millones en volumen (ppmm), mostrando un incremento de 145% en relación con la concentración existente en el periodo previo a la industrialización, 700 ppmm. (IPCC, 1996). En 1998, la concentración atmosférica era de 1,745 ppmm, con una tasa de cambio en la concentración de 7.0 partes por billón anual (Figura 1.17).

El CH_4 tiene un tiempo de vida de 12 años y es eliminado de la atmósfera por reacciones químicas. El forzamiento radiativo directo actual del metano es de 0.48 W/m^2 , y representa 20% del total de los GEI (Albritton y Meira, 2001). Se estima que de 60 a 80% de las emisiones actuales de metano provienen de las actividades antropogénicas. Los modelos proyectan cambios en la concentración de metano en la atmósfera entre los años 1998 y 2100, que oscilan entre -90 y +1970 partes por billón en volumen; es decir, una variación entre -11 % y +112 % de la concentración registrada en el periodo previo a la industrialización (IPCC, 2001).

Figura 1.17 Evolución de la concentración anual promedio del metano (Schiffer y González-Macías, 2005)

1.1.3.3 Óxido nítrico

El ciclo del nitrógeno es muy complejo, en parte por que existe en muchas formas químicas, como nitrógeno orgánico, NO_3 , NH_4 , gases como el N_2 , N_2O , NO , NO_2 . Parte del nitrógeno gaseoso se convierte en los suelos y las aguas en amoníaco (NH_3), amonio, (NH_4^+) y muchos otros compuestos nitrogenados. El proceso se conoce como fijación del nitrógeno, y en ausencia de fertilizantes industriales es la fuente principal de nitrógeno de los seres vivos (Schiffer y González-Macías, 2005).

Una vez que ha sido fijado en los sistemas acuáticos o terrestres, puede seguir dos caminos diferentes: Se puede oxidar y entonces provee energía durante el proceso de nitrificación o es asimilado por los organismos. Las plantas, una vez que lo han asimilado, lo emplean para producir aminoácidos y proteínas; después retorna a la atmósfera mediante el proceso de desnitrificación,

cuando las plantas sirven de alimento o mueren. En este proceso, además de liberarse el nitrógeno, se produce óxido nitroso en cantidades menores. De manera global se estima que los suelos tropicales (principalmente bosques húmedos), producen anualmente unos 6.3 Tg del gas al tiempo que los océanos añaden otros 4.7 Tg a la atmósfera.

Estas dos fuentes de emisiones representan el 70 % del total contabilizado para las fuentes naturales. La Figura 1.18 contabiliza la contribución porcentual de las emisiones antropogénicas por tipo de actividad, de las cuales las actividades agrícolas representan la mayoría del gas. Los suelos agrícolas, especialmente aquellos que utilizan fertilizantes sintéticos y abonos; la combustión de energéticos fósiles, especialmente en vehículos; la producción de ácidos adípico y nítrico, el tratamiento de aguas residuales, la combustión de desechos y la quema de biomasa, son las fuentes antropogénicas emisoras del óxido nitroso (N₂O).

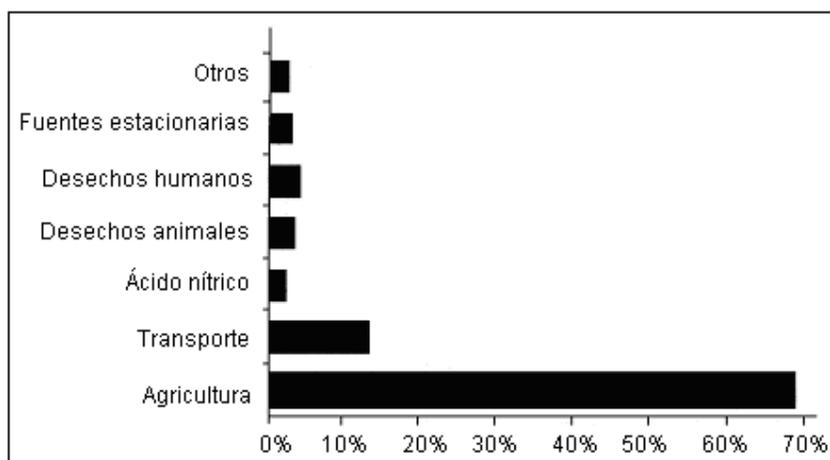
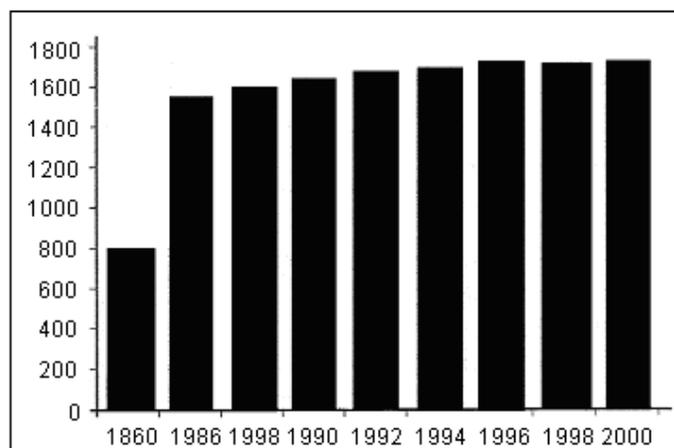


Figura 1.18 Fuentes antropogénicas de emisiones de N₂O (Schiffer y González-Macias, 2005)

La concentración en la atmósfera de N₂O en el periodo previo a la industrialización era de 270 ppmm. Para 1994, la cifra fue de 312 ppmm; es decir, un incremento de 13% atribuido a las



actividades antropogénicas (IPCC, 1996), y en 1998 la concentración atmosférica era de 314 ppmm. El tiempo de vida del N₂O en la atmósfera es de 114 años y una tasa de cambio en la concentración de 0.8 partes por billón en volumen. Su remoción de la atmósfera se realiza fundamentalmente por medio de la acción fotolítica de la luz solar en la estratosfera. El forzamiento radiativo se estima en 0.15 W/m², equivalente al 6% del total de todos los gases de efecto invernadero (Albritton y Meira, 2001).

El N_2O es un buen ejemplo de la interacción que existe entre las medidas de control que se instrumentan para reducir la contaminación local y su impacto en el cambio climático. La introducción de convertidores catalíticos en los vehículos motorizados, por una parte ayuda a reducir las emisiones de los precursores de ozono. Por otra parte, sin embargo, causa un aumento en las emisiones de óxido nítrico. Los modelos proyectan cambios en la concentración de N_2O en la atmósfera entre los años de 1998 y 2100, que oscilan entre +38 y + 144 ppmm; es decir, una variación de entre +12% y +46% de la concentración registrada en el periodo previo a la industrialización (IPCC, 2001).

1.1.3.4 Halocarbonos y compuestos relacionados

Los halocarbonos son compuestos de carbono que contienen flúor, cloro, bromo o yodo. En su mayor parte son sustancias químicas producidas por el hombre y que tienen efectos directos e indirectos en el forzamiento radiativo. Los halocarbonos que contienen cloro (por ejemplo los clorofluorocarbonos [CFCs], metilcloroformo, y tetracloruro de carbono) y bromo (como los halones, bromuro de metilo y hidrobromofluorocarbonos [HBFCs]) son sustancias que agotan el ozono de la estratosfera, y están controlados por el Protocolo de Montreal bajo el concepto de: Sustancias que agotan la capa de ozono (SAO) (Martínez y Fernández, 2004). Estas sustancias son usadas en sistemas de refrigeración, aire acondicionado, espuma rígida de poliuretano, solventes, insecticidas, aerosoles, entre otros. Las Figuras 1.19 y 1.20 dan cuenta de las concentraciones encontrados en la atmósfera de algunos de ellos.

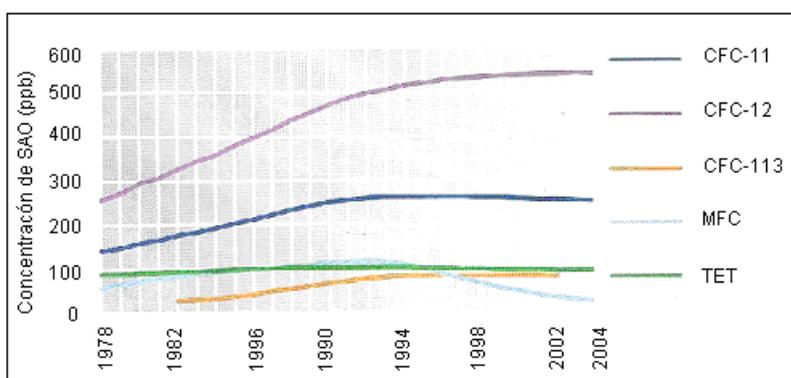


Figura 1.19 Concentración global de algunas SAO (SEMARNAT, 2006a)

Los halocarbonos controlados por el Protocolo de Kioto son los hidrofluorocarbonos (HFCs) y los perfluorocarbonos (PFCs). Los HFCs son gases utilizados para reemplazar las sustancias agotadoras de la capa de ozono y los PFCs se utilizan como productos intermedios en la fundición de aluminio que constituye la principal fuente, seguida de la fabricación de semiconductores.

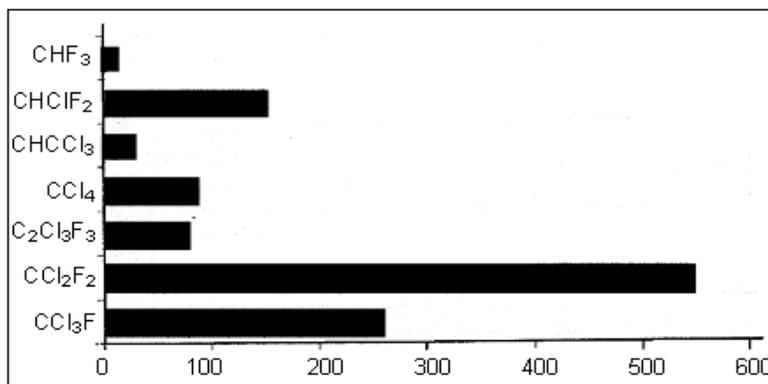


Figura 1.20 Concentraciones atmosféricas de algunos halocarbonos (Schiffer y González-Macías, 2005)

La concentración del hidrofluorocarbono HFC-23 ha aumentado más de tres veces entre 1978 y 1995. Su concentración en 1998 fue de 14 partes por billón en volumen, y tiene una tasa de cambio de concentración de 0.55 partes por billón por año. Debido a que las concentraciones actuales son relativamente bajas, la contribución de los HFCs al forzamiento radiativo es relativamente modesta.

Los perfluorocarbonos (PFCs) como el perfluorometano (CF₄) y el perfluoroetileno (C₂F₆), tienen tiempos de residencia atmosférica extremadamente largos y absorben gran cantidad de radiación infrarroja. Por lo tanto, estos compuestos, aún en cantidades relativamente reducidas, tienen la posibilidad de influir sobre el clima hasta un futuro muy lejano. Las emisiones antropogénicas actuales superan a las naturales por un factor de mil o más, y son responsables del aumento observado. Se proyecta que el CF₄ aumentará su concentración en la atmósfera entre los años 1998 y 2100 hasta 200 y 400 ppb (IPCC, 2001).

1.1.3.5 Hexafluoruro de azufre

El hexafluoruro de azufre (SF₆) es un gas de efecto invernadero 22,200 veces más eficaz que el CO₂ por unidad de masa (kg). Este gas se utiliza como aislante en interruptores y equipos eléctricos. Es generado también por fugas en procesos de fabricación de algunos semiconductores y manufacturación de magnesio. Las concentraciones actuales en la atmósfera son muy bajas (del orden de 4.2 ppb); sin embargo, tienen una tasa de cambio de concentración importante de 0.24 ppb por año (Martínez y Fernández, 2004). Se proyecta que el SF₆ alcanzará concentraciones atmosféricas en el periodo de 1998 a 2100 de entre 35 y 65 ppb (IPCC, 2001). En el año 2000, la suma de las emisiones de HFCs, PFCs, y SF₆, en Estados Unidos, fue de 121.3 Tg de CO₂ equivalente; es decir, un incremento de 29.6% respecto a la cifra de 1990 (93.6 Tg de CO₂ equivalente) (EPA, 2002).

1.1.3.6 El ozono y gases importantes por su forzamiento radiativo indirecto

El ozono (O₃) se crea naturalmente en la troposfera y también como consecuencia de reacciones fotoquímicas en las que intervienen gases resultantes de actividades humanas ("smog"). El ozono troposférico se comporta como un gas de efecto invernadero indirecto. En la estratosfera se produce por efecto de la interacción entre la radiación solar ultravioleta y el oxígeno molecular (O₂). El ozono estratosférico desempeña un papel fundamental en el balance radiativo de la estratosfera. Su concentración alcanza su valor máximo en la capa de ozono.

Se ha observado que la pérdida de O₃ en la estratosfera en las dos décadas pasadas ha causado un forzamiento negativo de 0.15+ 0.1 Wm⁻² (tendencia hacia el enfriamiento) del sistema troposfera-superficie. Se estima que la concentración del ozono troposférico aumentó en 35% desde el periodo pre-industrial (Schiffer y González-Macías, 2005).

Sin embargo, a partir de mediados de los años ochenta, se observaron incrementos bajos (IPCC, 2001) como se aprecia en la Figura 1.21. El forzamiento radiativo del ozono varía de manera considerable por región y responde mucho más rápidamente a los cambios en las emisiones que aquellos gases de efecto invernadero con un tiempo de vida largo.

El monóxido de carbono (CO) tiene un efecto indirecto en el forzamiento radiativo, debido a que reacciona con otros compuestos presentes en la atmósfera, como es el radical hidroxilo; de no hacerlo así contribuiría a la destrucción del metano y del ozono en la troposfera. El monóxido de carbono se produce cuando los combustibles que contienen carbono son quemados de manera incompleta. Como ya se mencionó, eventualmente se oxida a bióxido de carbono, mediante algunos procesos naturales en la atmósfera.

Su tiempo de permanencia en la atmósfera es corto, por lo que su concentración es variable en el espacio (Martínez y Fernández, 2004). Estudios de modelación indican que la emisión de 100 millones de toneladas de CO es equivalente en términos de perturbaciones de gases de efecto invernadero a la emisión de casi 5 millones de toneladas de CH₄ (IPCC, 2001).

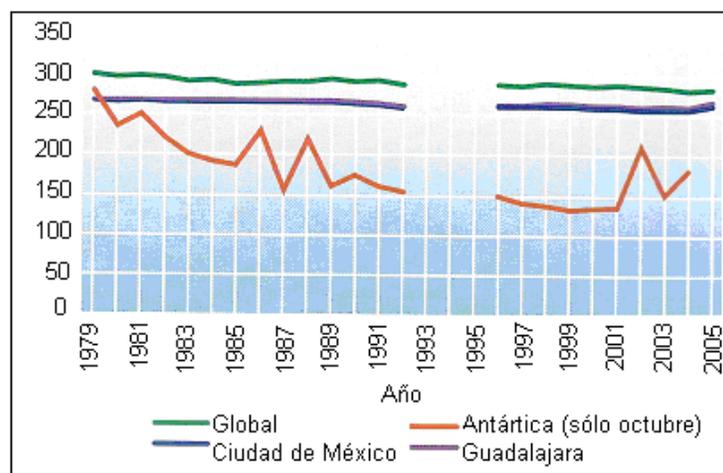


Figura 1.21 Concentraciones del ozono estratosférico (unidades Dobson) (SEMARNAT, 2006a)

Los Compuestos Orgánicos Volátiles no Metano (COVNM) son sustancias que se evaporan a la temperatura ambiente. En esta clasificación se incluyen varios hidrocarburos, así como algunos compuestos que contengan en sus estructuras moleculares átomos de oxígeno y de azufre. Los COVNM como el etano, propano y butano contribuyen a la formación de ozono y de oxidantes mediante una reacción foto química con los óxidos de nitrógeno en la troposfera. Desde luego, el ozono es el producto que interesa desde el punto de vista del efecto invernadero por su efecto directo en el forzamiento radiativo.

Los compuestos orgánicos volátiles son emitidos fundamentalmente en los procesos industriales, en el sector transporte, en el quemado de la biomasa y en el consumo no industrial de solventes orgánicos, pero la vegetación también contribuye de manera natural a sus emisiones. Su permanencia en la atmósfera es corta y su concentración varía espacialmente.

El término "óxidos de nitrógeno" se representa como NO_x, y son el óxido nítrico (NO) y el bióxido de nitrógeno (NO₂). Por regla general, todos los óxidos de nitrógeno se transforman en NO₂ en el aire, por eso la observación se centra en este gas. Los NO_x son generados por la quema de biomasa, la combustión de combustibles fósiles, y en la estratosfera por la fotodegradación del óxido nitroso. Los efectos fundamentales en el cambio climático de estos gases son indirectos y resultan de su papel en la promoción de la formación del ozono en la troposfera y en menor grado en la baja estratosfera, donde tienen efectos positivos en el forzamiento radiativo.

Los aerosoles presentes en la troposfera son el resultado fundamentalmente de las emisiones de bióxido de azufre resultantes de la quema de los combustibles fósiles y de biomasa. En las partículas de aerosoles hay sulfatos, iones amonio, nitratos, sodio, cloruros, metales, carbón, silicatos y agua. El carbón presente en los aerosoles puede ser carbón elemental o carbón orgánico. El carbón elemental, también llamado carbón negro o grafito, es emitido principalmente por los procesos de combustión, en tanto que el carbón orgánico puede formarse por condensación de compuestos orgánicos de baja volatilidad.

Los aerosoles influyen en el clima de manera directa absorbiendo la radiación solar, y de manera indirecta como núcleos de condensación en la formación de nubes. La magnitud de su efecto directo en el forzamiento radiativo, en una localidad y tiempo determinados, depende de la radiación dispersada al espacio exterior (Martínez y Fernández, 2004). Ésta, a su vez, depende del tamaño y propiedades ópticas de los aerosoles, de su abundancia y del ángulo del sol con el cenit. Por su parte, el efecto indirecto es consecuencia de que los núcleos de condensación de nubes aumentan en número con el incremento en la concentración de los aerosoles. Esto hace que se afecte la habilidad de la Tierra para reflejar la fracción de la radiación solar total que incide en su superficie (Seinfeld y Pandis, 1998).

Un porcentaje alto de los aerosoles antropogénicos en la troposfera es el resultado fundamentalmente de las emisiones de bióxido de azufre que se generan en la quema de combustibles fósiles y de biomasa. El efecto neto de los aerosoles es negativo en lo que respecta al forzamiento radiativo (es decir, un efecto neto de enfriamiento en el clima).

Aunque debido a sus vidas cortas en la atmósfera sus concentraciones responden rápidamente a cambios en las emisiones, desde el punto de vista regional los efectos negativos en el forzamiento radiativo de los aerosoles pueden balancear el forzamiento positivo de los gases de efecto invernadero. Aunque el bióxido de azufre no está controlado por la CMNUCC, los países signatarios del Protocolo de Kioto deberán informar de las emisiones de este gas.

1.2 La biomasa

La biomasa, en su definición más amplia, es toda la materia orgánica de origen vegetal o animal, incluyendo los materiales procedentes de su transformación natural o artificial. La biomasa natural es la que se produce en la naturaleza sin la intervención humana. La biomasa residual es la que genera cualquier actividad humana, en los procesos agrícolas, ganaderos y los del propio hombre, tal como, basuras y aguas residuales. La biomasa producida, es la cultivada con el propósito de obtener biomasa transformable en combustible, en vez de producir alimentos, como la caña de azúcar en Brasil, orientada a la producción de etanol para carburante.

La agroenergética es una nueva faceta de la agricultura, en la que se pretende la producción de biomasa mediante cultivos específicos y la transformación de ésta en productos energéticos de fácil utilización, en sustitución de los combustibles tradicionales. Entre las energías renovables, una de las fuentes más importantes para el futuro cercano es la biomasa.

Entre las fuentes primarias de energía, después del carbón y el aceite se encuentra la biomasa. Por su amplia disponibilidad, renovable en la naturaleza y potencialmente neutral con respecto a las advertencias globales (Abbas y col., 1996). El potencial de la biomasa para ayudar a satisfacer la demanda energética del mundo ha sido ampliamente reconocido. Desde el punto de vista energético, la biomasa se puede aprovechar de dos maneras; quemándola para producir calor o transformándola en combustible para su mejor transporte y almacenamiento (Tabla 1.2).

La reducción de las formas de energía importadas y conservación del suministro limitado de combustibles fósiles depende de la utilización de las demás fuentes de energía combustible

natural. Esto ha resultado en el uso de la biomasa como una fuente de energía alterna para ciudades en desarrollo desde que las economías de esas ciudades están basadas principalmente en la agricultura y silvicultura. La naturaleza de la biomasa es muy variada, ya que depende de la propia fuente, pudiendo ser animal o vegetal, pero generalmente se puede decir que se compone de hidratos de carbono, grasas y proteínas. Siendo la biomasa vegetal la que se compone mayoritariamente de hidratos de carbono y la animal de grasas y proteínas.

Tabla 1.2 Opciones tecnológicas para el aprovechamiento de la biomasa (CRE, 2005)

Alternativa tecnológica	Fuente primaria	Aplicación
Combustión directa	Madera Basura orgánica Esquilmos agrícolas Excrementos animales	Cogeneración industrial de electricidad y vapor Combustible doméstico
Biogás de rellenos Sanitarios	Basura orgánica	Generación de electricidad
Biogás de procesos de fermentación controlada	Basura orgánica Esquilmos agrícolas Excrementos animales Lodos de plantas de tratamiento	Generación de electricidad Cogeneración de electricidad y vapor Combustible doméstico rural
Gasificación de materia orgánica	Basura orgánica Residuos agrícolas y forestales	Generación de electricidad
Producción de biocombustibles	Melazas y almidones oleaginosas	Etanol y gasolinas oxigenadas Biodiésel

Entre las consideraciones que han incrementado el interés por los usos energéticos de la biomasa destacan:

a) La existencia de tecnologías bien desarrolladas para generar, a partir de ella, energía calorífica (quemándola en calderas) y combustibles líquidos y gaseosos, tales como: Alcoholes etílicos y metílicos o metano (utilizables con solo modificaciones menores en dispositivos que actualmente queman hidrocarburos, o en dispositivos estándar empleando una mezcla de biocombustible de baja concentración e hidrocarburos; esto es, los combustibles obtenidos de la biomasa pueden ser complemento o sustituto de los combustibles fósiles).

b) Muchas de las sustancias orgánicas obtenidas del petróleo, gas natural o carbón, empleadas en industrias como la petroquímica, pueden obtenerse también a partir de la biomasa (Concheiro y Viqueira, 1985).

El costo de producción de electricidad a partir de la biomasa depende del tipo de tecnología, el costo de la biomasa y su propia naturaleza. Si se compara con el uso de tecnologías convencionales que usan combustibles fósiles, los costos de capital son elevados, y pueden fluctuar entre 2 y 4 veces los montos de inversión que se tienen en plantas de ciclo combinado. El costo de la biomasa como combustible es muy variado, ya que depende del tipo y calidad que se tenga disponible.

En la actualidad la leña, usada directamente como combustible o como carbón de leña, cubre las necesidades energéticas de casi 2,400 millones de personas, que constituyen el 40% de la población del planeta. En Asia, el porcentaje de biomasa en el abasto de energía primaria es del 25% (18 % en China y 39% en India) y del 49% en África, mientras que en América Latina, la contribución de la biomasa en el abasto energético es del 18% (Tabla 1.3).

Se estima que el uso de la biomasa en estas comunidades equivale alrededor de mil megatoneladas equivalentes de petróleo por año, el triple de la cantidad contenida en el carbón que se extrae en Europa, y dos veces las del carbón que se produce en Estados Unidos o en la República Popular

China. Actualmente dentro de las energías renovables, la biomasa es la fuente que contribuye en mayor medida a la producción de energía primaria, aunque solamente el 7% es usado para generar electricidad, alrededor de 239,000,000 MWh, como se aprecia en la Figura 1.22.

Tabla 1.3 Población que depende de la biomasa para alimentación y calefacción de hogares (CRE, 2005)

País /Región	Poblaciones (millones)	Población (%)	Biomasa en el suministro de energía (%)
China	705	54	17.50
India	585	56	38.70
Indonesia	155	71	27.50
Resto de Asia	265	41	22.50
África	585	75	49.00
América Latina	95	18	17.70
Países en desarrollo	2,390	48	22.00

El mundo depende de la biomasa para obtener cerca de 11% de su energía. Se estima que 46 Exajoules (EJ) de la energía primaria global se derivan de la biomasa: 85% por uso "tradicional" (leña y estiércol para combustible doméstico) y 15% en uso industrial de combustibles, procesos de Calor y Energía Combinados (CHP), y electricidad. Con un estimado de 54,000 MW de capacidad instalada alrededor del mundo, la biomasa es la segunda fuente de energía de generación eléctrica dentro de las energías renovables después de la hidroeléctrica.

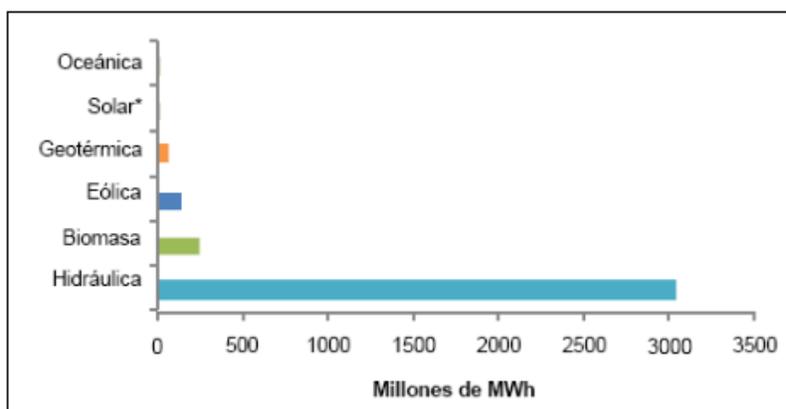


Figura 1.22 Generación mundial de electricidad a partir de biomasa (DOF, 2009)

E.E. U.U es el más grande generador de energía a través de biomasa y residuos, con casi 12 GW instalados (Tabla 1.4). Alemania fue el segundo generador de electricidad dentro de los países integrantes de la OECD, con 38.303 TWh y Japón se posicionó como el tercero con 15.506 TWh. Existen cerca de 800 plantas operando en Europa, alimentadas por biomasa sólida, lo que representa un estimado de 7 GW de capacidad, la mayoría de las plantas se localizan en Escandinavia, al utilizar la madera como combustible. Sin embargo Austria y Alemania han tenido un crecimiento significativo en el desarrollo de tecnologías para transformar la biomasa, entre ellas el uso del ciclo combinado.

Tabla 1.4 Capacidad y producción de energía a partir de biomasa y residuos en 2009 (IEA, 2009a)

País	Capacidad (GW)	Producción (TWh)
Estados Unidos	11.9	65.4
Brasil	6.9	21.3
Alemania	5.0	38.3
Suecia	3.2	11.3
China	3.0	2.5
Total mundial	56.1	253.0

El potencial de la bioenergía en México se estima entre 2,635 y 3,771 Petajoules al año. En el sector agroindustrial de la caña de azúcar, se ha calculado un potencial de generación de electricidad, a partir del bagazo de caña, superior a 3,000,000 de MWh al año. Del potencial estimado de bioenergía, entre 27 y 54% proviene de los combustibles de madera, 26% de los agro-combustibles y 0.6% de los subproductos de origen municipal.

Se estiman además 73 millones de toneladas de residuos agrícolas y forestales con potencial energético, y aprovechando los residuos sólidos municipales de las 10 principales ciudades para la generación de electricidad a partir de su transformación térmica, se podría instalar una capacidad de 803 MW y generar 4,507 MWh/año. Por otro lado se estima que las comunidades rurales aisladas del país, satisfacen la mayor parte de sus necesidades energéticas con biomasa, principalmente con leña, la cual provee cerca del 75% de la energía de los hogares.

En México la biomasa se ubicó en 349.40 PJ en el año 2009, cifra 10% menor a la del 2008 (Tabla 1.5) se observó una caída del 3.3% en la producción de biomasa, producto de la disminución de 2.9% en la superficie industrializada y sequía a inicio de la zafra 2008/09.

Tabla 1.5 Producción de energía primaria en México por la biomasa (SENER, 2009)

Periodo	2006 (PJ)	2007(PJ)	2008(PJ)
Bagazo de caña			
Producción	96.9	99.5	99.1
Oferta interna bruta	95.8	98.4	98.0
Total transformación	0	0	0
Consumo final total	95.8	98.4	98.0
Consumo final no energético	1.6	0.8	0.5
Consumo final energético	94.2	97.6	97.4
Leña			
Producción	247.2	246.7	246.3
Oferta interna bruta	247.2	246.7	246.3
Total transformación	0	0	0
Consumo final total	247.2	246.7	246.3
Consumo final no energético	0	0	0
Consumo final energético	247.2	246.7	246.3