

UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERÍA

FACULTAD DE INGENIERÍA ELÉCTRICA Y ELECTRÓNICA



**DETERMINACIÓN DE LA CAPACIDAD DE TRANSMISIÓN DE
LÍNEAS EN ALTA Y MEDIA TENSIÓN E IMPLEMENTACIÓN
DE SOFTWARE PARA SU CÁLCULO**

INFORME DE SUFICIENCIA

PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL DE:

INGENIERO ELECTRICISTA

PRESENTADO POR:

ADRIAN JESÚS CASTILLO MENDOZA

**PROMOCIÓN
2000 – II**

**LIMA – PERÚ
2006**

**DETERMINACIÓN DE LA CAPACIDAD DE TRANSMISIÓN DE
LÍNEAS EN ALTA Y MEDIA TENSIÓN E IMPLEMENTACIÓN DE
SOFTWARE PARA SU CÁLCULO**

***Dedico este trabajo a:
Mi madre Teodora, por el amor y ejemplo
que me ha servido para superarme.***

SUMARIO

El presente trabajo pretende describir la metodología para el cálculo de la capacidad de transmisión de líneas en alta y media tensión (ampacity) de conductores desnudos aéreos, el cual es una de las comprobaciones cuando se elige un conductor.

En el presente trabajo se explica los modos de transferencia de calor (conducción, convección y radiación) y las leyes que las rigen, asimismo se explica el efecto Joule en los conductores. Basado en la teoría explicada y en trabajos anteriores se presenta un método para el cálculo de la capacidad de transmisión de corriente de líneas, asimismo se presenta un ejemplo de cálculo con el método propuesto.

También se presenta un software (Ampacity), el cual nos da un reporte de corrientes para el rango de temperatura en la superficie del conductor que ingresamos.

ÍNDICE

PRÓLOGO

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

4

CAPÍTULO II

PLANTEAMIENTO DE LA INGENIERÍA DEL PROBLEMA

2.1. Descripción del problema

5

2.2. Objetivos del trabajo

5

2.3. Evaluación del problema

5

2.4. Limitaciones del trabajo

6

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO CONCEPTUAL

3.1. Definición de Ampacity

7

3.2. Primera y segunda ley de la termodinámica

8

3.3. Modos en que se realiza el flujo de calor

9

3.4. Leyes básicas de la transferencia de calor

13

3.5. Ganancia de calor por calentamiento de Joule en conductores

17

3.6.	Relación resistencia-temperatura	18
3.7.	Características de la radiación solar	18
3.7.1.	Movimiento aparente del sol	19
3.7.2.	Calculo de la posición del sol	20
3.7.3.	La radiación extraterrestre	22
3.7.4.	La radiación solar terrestre	23
3.7.5.	Medición de la radiación solar	25
3.8.	Estimación de la radiación solar	26
3.8.1.	Radiación solar horizontal diaria extraterrestre (H_o)	27
3.8.2.	Radiación solar horizontal diaria (H)	28
3.8.3.	Radiación horizontal diaria directa (H_D) y difusa (H_d)	31
3.8.4.	Intensidad solar horizontal total (I_h)	33
3.8.5.	Intensidad solar normal directa (I_{ND}) en días claros	34
3.8.6.	Intensidad solar horizontal directa (I_{hD}) en días claros	38
3.8.7.	Intensidad solar horizontal difusa (I_{hd}) en días claros	39
3.8.8.	Intensidad solar horizontal difusa (I_{hd}) en días cubiertos	42
3.8.9.	Intensidad solar en cielos parcialmente cubiertos	43
3.8.10.	Intensidad solar directa sobre planos inclinados (I_{BD})	44
3.8.11.	Intensidad solar difusa sobre planos inclinados (I_{Bd})	45
3.8.12.	Intensidad reflejada sobre planos inclinados (I_{BR})	46
3.8.13.	Intensidad solar total sobre cualquier superficie (I_{BT})	47

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA PARA CALCULAR LA CORRIENTE AMPACITY

4.1.	Factores que influyen en estado estable	49
------	---	----

4.1.1. Propiedades físicas del material conductor	49
4.1.2. Geografía	49
4.1.3. Meteorología	49
4.2. Símbolos	50
4.3. Fórmulas	51
4.3.1. Balance de energía	51
4.3.2. Evaluación de P_r	52
4.3.3. Evaluación de P_f	52
4.3.4. Evaluación de P_s	54
4.4. Diagramas de flujo de programa para el calculo	60

CAPÍTULO V

ANÁLISIS Y PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

5.1. Ejemplo de cálculo	66
5.1.1. Datos	66
5.1.2. Pérdida de calor por convección (P_f)	67
5.1.3. Pérdida de calor por radiación (P_r)	68
5.1.4. Calor ganado debido a la irradiación (P_s)	69
5.1.5. Resistencia (R)	69
5.1.6. Ampacity (I)	69
5.2. Análisis teóricos de los datos y resultados obtenidos en relación con las bases teóricas de la investigación	70
5.3. Análisis de la asociación de variables y resumen de las apreciaciones relevantes que produce (causa y efectos)	70

5.3.1. Variación de la temperatura en la superficie del conductor (T_c)	70
5.3.2. Variación de la temperatura ambiente (T_{amb})	71
5.3.3. Variación del diámetro del conductor (D)	72
5.3.4. Variación de la fecha (Fecha)	74
5.3.5. Variación de la hora (Hora)	76
5.3.6. Variación de la velocidad del viento (v)	77
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	78
ANEXOS	80
BIBLIOGRAFÍA	106

PRÓLOGO

Para el cálculo de la capacidad de transmisión de líneas en alta y media tensión (ampacity) de conductores desnudos aéreos se realiza un balance térmico, en el Capítulo III se hace una introducción de los modos de transferencia de calor (conducción, convección y radiación) así como el producido por efecto Joule al paso de una corriente en un conductor. En este capítulo también se hace una introducción a los parámetros que rigen la energía solar.

En el Capítulo IV se presenta un método para el cálculo de la capacidad de transmisión de líneas en alta y media tensión (ampacity) de conductores desnudos aéreos que considera los calores perdidos por convección, radiación y los calores ganados por irradiación solar y efecto Joule.

En el Capítulo V se realiza un cálculo como ejemplo del método expuesto, también se hace un análisis de la variación de los parámetros más relevantes (temperatura en la superficie externa del conductor, temperatura ambiente, diámetro, fecha, hora y velocidad del viento).

Los Anexos contienen mapas de energía solar diaria (Kwh/m^2) para el Perú para cada mes, mapa de altitudes del Perú, tabla de datos de conductores y manual de utilización del software elaborado Ampacity.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

El motivo de elección del tema es porque está relacionado con el desempeño profesional y aplicado a la especialidad de ingeniería eléctrica debido a que con el cálculo rápido y confiable, con ayuda de software, de la capacidad máxima (Ampacity) de transmisión el ingeniero electricista podrá hacer diseños de líneas más rápidos y confiables. Las contribuciones serán:

Se contribuirá con un software que realice el cálculo rápido y confiable de la capacidad máxima (Ampacity) de transmisión, debido a que no hay en el país.

Se aportará a los estudiantes de ingeniería eléctrica con el estudio de líneas de transmisión y la determinación de la capacidad máxima de transmisión.

El asesor utilizara este software con fines didácticos.

Servirá de modelo para desarrollo de otros software en ingeniería eléctrica.

Las principales fuentes bibliográficas de investigación fueron las siguientes:

“Calculation of bare overhead conductor temperature and ampacity for steady – state conditions”, IEEE – 1982: presenta un método simplificado para el

calculo de la relación temperatura – corriente en líneas cuando existen determinadas condiciones ambientales.

Kreith, Frank “Transferencia de calor”: el fundamento teórico a sido tomado de este libro y se ha aplicado para el calculo en el presente trabajo.

“Atlas de Energía Solar del Perú”, Senamhi – Perú, 2003: Contiene información teórica de radiación solar, estaciones meteorológicas del Perú, y provee información en mapas de energía solar incidente diaria ($W\text{-h}/m^2$) de cada departamento para los meses de enero, mayo, octubre y diciembre, asimismo provee esta misma información en mapas de todo el Perú para todos los meses, esta información está disponible en la página web del Senamhi.

Manuel Martín Monroy, Tesis Doctoral “Comportamiento Térmico de Cerramientos Soleados: un modelo de simulación por diferencias finitas”, Universidad de las Palmas de Gran Canaria – Gran Canaria, 1995: se ha tomado esta tesis debido a que presenta la metodología para el calculo de la intensidad solar en cualquier superficie mediante ordenador. La explicación teórica de la intensidad solar en esta tesis es bien sencilla y completa.

Los conductores forman parte esencial en los circuitos de potencia, y su dimensionamiento depende de sus propiedades eléctricas, mecánicas y verificación térmica.

La verificación térmica se refiere a que la sección del conductor debe ser suficiente para transportar la corriente máxima permanente que el conductor debe soportar en las condiciones ambientes en el lugar de instalación. Esta corriente máxima es

conocida como de Ampacity y definida en el Código Eléctrico Nacional (NEC) como "la corriente en Amperios que un conductor puede llevar continuamente bajo condiciones de uso sin exceder su temperatura máxima".

Al circular una corriente en el conductor produce una cierta cantidad de calor por efecto Joule, cuando el sistema se encuentra en estado permanente, todo el calor producido es disipado, parte por convección, parte por radiación. Se debe tener en cuenta que el conductor gana calor por irradiación solar.

CAPÍTULO II

PLANTEAMIENTO DE LA INGENIERÍA DEL PROBLEMA

2.1. Descripción del problema

En la verificación térmica de un conductor seleccionado para una línea de transmisión se tiene que realizar cálculos que es un proceso iterativo por lo que es mejor completarlo con ayuda de computadoras, en el país no hay un software para este cálculo.

2.2. Objetivo del trabajo

Presentar la metodología detallada del cálculo de la capacidad de transmisión de las líneas así como elaborar un software que permita calcular en forma rápida y confiable la capacidad máxima (Ampacity) en líneas de alta y media tensión.

2.3. Evaluación del problema

La solución del problema es aplicando la primera y segunda ley de la termodinámica para conductores aéreos desnudos, para lo cual se requiere tener datos del conductor (emisividad, coeficiente de absorción, resistividad, diámetro), datos de ambiente (temperatura ambiente, temperatura máxima, temperatura mínima, velocidad del

viento, humedad absoluta a nivel del suelo, energía solar diaria, albedo, altitud, latitud, longitud, fecha y hora) y de línea de transmisión (dirección).

2.4. Limitaciones del trabajo

Debido a que en el cálculo de la capacidad máxima de transmisión se hace un balance de energía, el presente trabajo tiene las siguientes limitaciones:

Es aplicable para conductores aéreos desnudos (sin aislamiento).

Al aplicar la primera ley de la termodinámica a un conductor se le considera en el equilibrio, es decir en el estado permanente final, con las suposiciones: de que la temperatura en todo el conductor es uniforme y propiedades constantes (resistividad, emisividad).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO CONCEPTUAL

3.1. Definición de Ampacity

La definición de ampacity se da en el Código Eléctrico Nacional (NEC) como "la corriente en Amperios que un conductor puede llevar continuamente bajo condiciones de uso sin exceder su temperatura máxima".

El calentamiento de los conductores es un proceso físico bastante conocido. Las leyes a las que está sometido pueden resumirse en que un conductor recibe la influencia de fuentes caloríficas que aumentan su temperatura respecto del medio ambiente, con lo que provoca inmediatamente una transmisión de esa energía calorífica, debido a la diferencia de temperatura entre el conductor y el medio ambiente.

Los fenómenos termodinámicos que esta diferencia provoca son principalmente dos: convección del aire alrededor del conductor y radiación al ambiente. El tercer fenómeno termodinámico, la conducción de calor, es despreciable en su magnitud frente a los otros dos. Estamos hablando en este caso del "calor perdido".

El criterio de calor ganado es el siguiente. El conductor, antes de ser energizado, tenía la temperatura del ambiente. A medida que las pérdidas Joule le van entregando energía calorífica, estas calorías hacen que suba su temperatura. Esta alza de temperatura sigue hasta buscar un equilibrio térmico. Además, no debe olvidarse la posibilidad de recibir calor mediante la radiación solar.

En el equilibrio, es decir en el estado permanente final, se puede escribir:

$$\text{Calor ganado} = \text{Calor perdido} \quad (3.1)$$

3.2. Primera y segunda ley de la termodinámica

Siempre que existe un gradiente de temperatura en un sistema, o cuando se ponen en contacto dos sistemas a diferentes temperaturas, se transfiere energía. El proceso por el cual tiene lugar el transporte de la energía, se conoce como *transferencia de calor*. Lo que está en tránsito, llamado calor, no puede ser medido u observado directamente, pero los efectos que produce son posibles de observar o medir. El flujo de calor, como la ejecución del trabajo, es un proceso por medio del cual se cambia la energía interna de un sistema.

La rama de la ciencia que trata la relación entre calor y otras formas de energía, recibe el nombre de termodinámica. Sus principios, igual que todas las leyes de la naturaleza, están basados en observaciones y han sido generalizados en leyes que se piensa que son ciertas para todos los procesos que ocurren en la naturaleza, debido a que ninguna excepción ha sido observada. El primero de estos principios, conocido como primera ley de la termodinámica, establece que la energía no puede ser creada ni destruida, sino únicamente cambiada de una forma a otra. Rige todas las transformaciones de energía en forma cuantitativa, pero no pone ninguna restricción sobre la dirección de la transformación. Sin embargo, se sabe, por experiencia, que

no es posible un proceso cuyo único resultado sea la transferencia neta de calor de una región de temperatura menor a una de temperatura mayor. Este enunciado de comprobación experimental se conoce como segunda ley de la termodinámica.

Todos los procesos de transferencia de calor involucran la transferencia y conversión de energía. Deben, por lo tanto, cumplir tanto con la primera como con la segunda leyes de la termodinámica.

3.3. Modos en que se realiza el flujo de calor

La transferencia de calor puede definirse como la transmisión de energía de una región a otra, resultado de la diferencia de temperatura existente entre ellas.

La literatura sobre transferencia de calor generalmente reconoce tres modos distintos de transmisión de calor: conducción, radiación y convección.

Conducción. La conducción es un proceso mediante el cual fluye el calor desde una región de temperatura alta a una región de temperatura baja dentro de un medio (sólido, líquido o gaseoso) o entre medios diferentes en contacto físico directo. En el flujo de calor por conducción, la energía se transmite por comunicación molecular directa sin desplazamiento apreciable de las moléculas. De acuerdo con la teoría cinética, la temperatura de un elemento de materia es proporcional a la energía cinética media de sus constituyentes moleculares. La energía que posee un elemento de materia debido a la velocidad y a la posición relativa de las moléculas, recibe el nombre de *energía interna*. Por lo tanto, para un elemento dado de materia, mientras más rápido se muevan sus moléculas, mayor será su temperatura y su energía interna. Cuando las moléculas de una región adquieren una energía cinética media mayor que la de las moléculas de una región adyacente, lo que se manifiesta por una diferencia de temperatura, las moléculas que poseen mayor energía transmitirán parte de ella a

las moléculas de la región a más baja temperatura. La transferencia de energía podría realizarse por choque elástico (por ejemplo, en fluidos) o por difusión de los electrones rápidos desde la región de alta temperatura a la región de baja temperatura (por ejemplo, en los metales). Independientemente del mecanismo exacto, que no está completamente entendido, el efecto observable de la conducción del calor es un equilibrio de temperaturas. Sin embargo si las diferencias de temperatura se mantienen por la adición y remoción de calor en diferentes puntos, se establecerá un flujo continuo de calor de la región mas caliente a la región mas fría.

Radiación. La radiación es un proceso por el cual fluye calor desde un cuerpo de alta temperatura a un cuerpo de baja temperatura, cuando estos están separados por un espacio que incluso puede ser el vacío. El término “radiación” es generalmente aplicado a todas las clases de fenómenos de ondas electromagnéticas, pero en transferencia de calor únicamente son de interés los fenómenos que son resultado de la temperatura y por medio de los cuales se establece un transporte de energía a través de un medio transparente o a través del espacio. La energía transmitida en esta forma recibe el nombre de calor radiante.

Todos los cuerpos emiten calor radiante en forma continua. La intensidad de la emisión depende de la temperatura y de la naturaleza de la superficie. La energía radiante viaja a la velocidad de la luz (300 000 Km por segundo) y es un fenómeno semejante a la radiación de la luz. En realidad, de acuerdo con la teoría electromagnética, la luz y la radiación térmica difieren únicamente en sus respectivas longitudes de onda.

El calor radiante es emitido por el cuerpo en forma de paquetes o cuantos de energía.

El movimiento del calor radiante en el espacio es similar al de la propagación de la

luz y puede describirse con la teoría ondulatoria. Cuando las ondas de radiación encuentran algún otro objeto, su energía es absorbida cerca de su superficie. La importancia de la transferencia de calor por radiación se hace mayor conforme se incrementa la temperatura de un objeto. En los problemas de ingeniería que involucran temperaturas que se aproximan a las del medio ambiente, el calentamiento por radiación frecuentemente puede ser menospreciado.

Convección. La convección es un proceso de transporte de energía por la acción combinada de conducción de calor, almacenamiento de energía y movimiento de la mezcla. La convección tiene gran importancia como mecanismo de transferencia de energía entre una superficie sólida y un líquido o un gas.

La transferencia de energía por convección, desde una superficie cuya temperatura es superior a la del fluido que lo rodea, se realiza en varias etapas. Primero, el calor fluirá por conducción desde la superficie hacia las partículas adyacentes de fluido. La energía así transferida servirá para incrementar la temperatura y la energía interna de esas partículas de fluido. Entonces las partículas de fluido se moverán hacia una región de fluido con temperatura más baja, donde se mezclarán y transferirán una parte de su energía a otras partículas de fluido. El flujo, en este caso, es de fluido y de energía. Realmente la energía es almacenada en las partículas del fluido y transportada como resultado del movimiento de masa. Para su operación este mecanismo depende únicamente de la diferencia de temperatura y, por lo tanto, no está estrictamente de acuerdo con la definición de transferencia de calor. Sin embargo, el efecto neto es un transporte de energía y, puesto que éste ocurre en la dirección de un gradiente de temperatura, está clasificado como modo de transferencia de calor y conocido como flujo de calor por convección.

La transferencia de calor por convección se clasifica, de acuerdo con la forma de inducir el flujo, en convección libre y convección forzada. Cuando el movimiento de mezclado tiene lugar exclusivamente como resultado de la diferencia de densidades causado por los gradientes de temperatura, se habla de convección natural o convección libre. Cuando el movimiento de mezclado es inducido por algún agente externo, tal como una bomba o un agitador, el proceso se conoce como convección forzada.

La eficiencia de la transferencia de calor por convección depende básicamente del movimiento de mezclado de fluido. Como consecuencia, un estudio de transferencia de calor por convección se basa en el conocimiento de la característica del flujo del fluido.

En la solución de problemas de transferencia de calor, es necesario, además de reconocer los modos de transferencia de calor que juegan un papel importante en el proceso, determinar si ese proceso es, o no, estable. Cuando la rapidez del flujo de calor en un sistema no varía con el tiempo (es decir, cuando es constante), la temperatura de cualquier punto no cambia y prevalecen condiciones del estado estable. Bajo las condiciones del estado estable, la rapidez del flujo de calor en cualquier punto del sistema, debe ser igual a la rapidez con la que entre dicho flujo y no puede tener lugar ningún cambio de energía interna. La mayoría de los problemas de transferencia de calor en la ingeniería están relacionados con sistemas en estado estable. Ejemplos típicos de estos sistemas son: el flujo de calor procedente de los productos de la combustión hacia el agua en los tubos de una caldera, el enfriamiento de una lámpara de luz eléctrica por la atmósfera circundante, o la transferencia de calor de un fluido caliente a otro frío en un cambiador de calor.

El flujo de calor es transitorio o inestable, cuando las temperaturas de varios puntos del sistema cambian con el tiempo. Puesto que un cambio de temperatura indica un cambio de energía interna, se concluye que una parte de la energía interna almacenada y la otra constituye un flujo de calor inestable. Los problemas de flujo de calor en estado inestable, son más complejos que aquellos en estado estable y con frecuencia pueden resolverse únicamente por métodos aproximados. Los problemas de flujo de calor en estado inestable, se presentan durante el calentamiento de hornos, calderas y turbinas o en el tratamiento térmico y en la eliminación de esfuerzos de los metales fundidos.

3.4. Leyes básicas de la transferencia de calor

Conducción. La relación básica de transferencia de calor por conducción fue propuesta en 1822 por el científico J.B.J. Fourier. Estableció que la rapidez del flujo de calor por conducción (q_k) en un material, es igual a producto de las siguientes cantidades:

1. La conductividad térmica del material, k .
2. El área de la sección a través de la cual fluye el calor por conducción, A (área que debe ser medida perpendicularmente a la dirección del flujo de calor).
3. El gradiente de temperatura en la sección. dT/dx ; es decir, la rapidez de variación de la temperatura T con respecto a la diferencia x en la dirección del flujo de calor.

Para escribir la ecuación de conducción de calor en forma matemática, se debe adoptar una convención de signos. Se especifica que la dirección en que se incrementa la distancia x es la dirección del flujo de calor positivo. Entonces, puesto

que de acuerdo con la segunda ley de la termodinámica, el calor fluirá automáticamente desde los puntos de más alta temperatura a los puntos de más baja temperatura, el flujo de calor será positivo cuando el gradiente de temperatura se negativo. Consecuentemente, la ecuación elemental para conducción en una dimensión en estado estable se escribe:

$$q_k = -kA \frac{dT}{dx} \quad (3.2)$$

Para congruencia dimensional de la ecuación 3.2, la rapidez del flujo de calor q_k se expresa en Joule / seg, el área A en metros cuadrados y el gradiente de temperatura dT/dx en °F/m. La conductividad térmica k es una propiedad del material e indica la cantidad de calor que fluirá a través de un área unitaria si el gradiente de temperatura es la unidad. Las unidades para k que se usan son Joule por hora por metro cuadrado.

Radiación. La cantidad de energía que abandona una superficie en forma de calor radiante, depende de la temperatura absoluta y de la naturaleza de la superficie. Un radiador perfecto o cuerpo negro, emite energía radiante desde su superficie a una rapidez de q_r dada por

$$q_r = \sigma A_1 T_1^4 \quad (\text{Joule / seg}) \quad (3.3)$$

Donde A_1 es el área de la superficie en metros cuadrados, T es la temperatura de la superficie en grados Kelvin (°K) y σ es una constante dimensional con un valor de $20.402 \times 10^{-8} \text{ KJoule} / \text{m}^2 \text{ hr}^\circ \text{K}^4$. La cantidad σ se conoce como constante de Stefan-Boltzmann, después de que los dos científicos austriacos, J. Stefan encontró la ecuación 3.3 experimentalmente en 1879, y L. Boltzmann la determinó teóricamente en 1884.

Una inspección de la ecuación 3.3 muestra que cualquier superficie del cuerpo negro a una temperatura superior al cero absoluto, radia calor a una rapidez proporcional a la cuarta potencia de la temperatura absoluta. No obstante que la rapidez de la emisión es independiente de las condiciones de los alrededores, una transferencia neta de calor radiante requiera una diferencia entre la temperatura de dos cuerpos cualesquiera, entre los cuales tienen lugar el intercambio de energía. Si el cuerpo negro radia hacia una cubierta que lo envuelva completamente y cuya superficie es también negra (es decir, absorbe toda la energía radiante incidente en ella), la rapidez neta de calor radiante transferido está dado por:

$$q_r = \sigma A_1 (T_1^4 - T_2^4) \quad (3.4)$$

Donde T_2 es la temperatura de la superficie de la cubierta en grados Kelvin absolutos.

Los cuerpos reales no satisfacen las especificaciones de un radiador ideal, pero emiten radiación a una rapidez menor que los cuerpos negros. Si los cuerpos reales emiten, a una temperatura igual a la del cuerpo negro, una fracción constante de la emisión del cuerpo negro en cada longitud de onda, reciben el nombre de cuerpos grises. La rapidez neta de calor transferido de un cuerpo gris a una temperatura T_1 , a un cuerpo negro a T_2 que lo envuelve, es:

$$q_r = \sigma A_1 \varepsilon_1 (T_1^4 - T_2^4) \quad (3.5)$$

Donde ε_1 es el coeficiente de emisión de la superficie gris, y es igual a la razón de emisión de la superficie gris a la emisión de un radiador perfecto a la misma temperatura.

Si ninguno de los dos cuerpos es un radiador perfecto y si los dos cuerpos poseen entre sí una relación geométrica dada, la transferencia de calor neta por radiación entre ambos cuerpos esta dada por:

$$q_r = \sigma A_1 \mathfrak{F}_{1-2} (T_1^4 - T_2^4) \quad (3.6)$$

Donde \mathfrak{F}_{1-2} es el módulo que modifica la ecuación para radiadores perfectos de acuerdo con los coeficientes de emisión y las geometrías relativas de los cuerpos reales.

Convección. La rapidez de calor trasferido por convección entre una superficie y un fluido, puede calcularse por la relación:

$$q_c = \bar{h}_c A \Delta T \quad (3.7)$$

Donde q_c = rapidez de calor transferido por convección en joule/hr.

A = área de transferencia de calor en metros cuadrados.

ΔT = diferencia entre la temperatura de la superficie T_s y la temperatura del fluido T_∞ en algún lugar específico (usualmente lejos de la superficie) en °K.

\bar{h}_c = unidad de conductancia térmica promedio para la convección (frecuentemente llamado coeficiente de transferencia de calor por unidad de superficie o coeficiente de transferencia de calor en la convección) en joule/hr m² °K.

La relación expresada en la ecuación 3.7 fue originalmente propuesta por el científico británico Isaac Newton, en 1701. Los ingenieros han usado esta ecuación por muchos años, no obstante que es una definición de \bar{h}_c más bien que una ley del fenómeno de convección. La evaluación del coeficiente de transferencia de calor de la convección es difícil, debido a que la convección es un fenómeno muy complejo,

en un sistema depende de la geometría de la superficie y de la velocidad, así como de las propiedades físicas del fluido y frecuentemente también de la diferencia de temperaturas ΔT . En vista de que estas cantidades no son necesariamente constantes sobre una superficie, el coeficiente de transferencia de calor en la convección puede también variar de punto a punto. Por esta razón, se debe distinguir entre el coeficiente local de transferencia de calor en la convección y un coeficiente promedio. El coeficiente local h_c está definido por:

$$dq_c = h_c dA (T_s - T_\infty) \quad (3.8)$$

Mientras que el coeficiente promedio \bar{h}_c puede definirse en términos del valor del coeficiente local, por:

$$\bar{h}_c = \frac{1}{A} \iint_A h_c dA \quad (3.9)$$

Para muchas aplicaciones de la ingeniería, interesan los valores promedio.

3.5. Ganancia de calor por calentamiento de Joule en conductores

Mantener una corriente en un conductor requiere de un gasto de energía. En un conductor debido a la interacción entre los electrones y los iones positivos de la red cristalina, la energía de los electrones se transfiere a la red, aumentando su energía vibracional. Esto conduce a un aumento en la temperatura del material y constituye el bien conocido efecto calorífico de la corriente llamado Calentamiento de Joule.

La cantidad de calor disipada en un conductor – considerado una resistencia lineal – depende de su resistencia y del cuadrado de la corriente circulante a través de él. La expresión matemática para la potencia instantánea disipada, en forma de calor, en un conductor de resistencia R y por el cual circula una corriente $i_{(t)}$ esta dada por:

$$P_{(t)} = i_{(t)}^2 R \quad (3.10)$$

Esta expresión es la formulación matemática de la Ley de Joule. Para sistemas trifásicos de corriente alterna esta Ley se expresa de la siguiente forma:

$$P = I_{rms}^2 R \quad (3.11)$$

Donde I_{rms} es el valor de la corriente periódica, y esta dado por:

$$I_{rms} = \left[\frac{1}{T} \int_0^T i(t)^2 dt \right]^{1/2} \quad (3.12)$$

La Ley de Joule cuantifica la cantidad de calor que se genera en un conductor como consecuencia de su resistencia y corriente circulante a través de él.

3.6. Relación resistencia-temperatura

La relación entre temperatura y resistencia de conductores en el rango de temperaturas cercano a los 0°C se calcula a partir de la siguiente ecuación:

$$R_t = R_{ref}(1 + \alpha \Delta t) \quad (3.13)$$

Donde R_t = resistencia del conductor a la temperatura t .

R_{ref} = resistencia a la temperatura de referencia.

α = coeficiente de temperatura de resistencia.

Δt = diferencia entre la temperatura de referencia y la de operación.

La mayoría de los conductores metálicos tienen un coeficiente de temperatura positivo, de manera que la resistencia se incrementa con el aumento de temperatura.

3.7. Características de la radiación solar

La energía radiante procedente del sol incide sobre la superficie de la tierra, siendo el motor fundamental del clima, y también incide sobre la superficie exterior de los conductores, ya sea directamente, difundida por la atmósfera o reflejada por el entorno, generando flujos de calor de magnitud considerable.

La magnitud del calentamiento producido depende fundamentalmente de la posición del sol, de la intensidad de la radiación del sol, del estado de la atmósfera y de otros parámetros ambientales que serán estudiados en sucesivos apartados. También tiene influencias las características de la superficie absorbente, tales como orientación, inclinación, absorción de los conductores y el entorno.

3.7.1. Movimiento aparente del sol

Es de conocimiento general que el sol sale por el este, al mediodía se levanta sobre el sur y se pone por el oeste, y también que los días de verano son más largos que los de invierno. Sin embargo, para el estudio científico de la influencia del soleamiento es preciso determinar con suficiente precisión la posición del sol en la bóveda celeste para cualquier localidad, fecha e instante del día.

Afortunadamente, el movimiento aparente del sol en el espacio está regido por las leyes de la mecánica celeste, y sus relaciones geométricas se expresan en formulas de trigonometría esférica, en función de la latitud del lugar φ , la declinación de la época del año δ y el ángulo horario ω del instante del día, parámetros que se describen a continuación.

La **latitud** φ es el arco que existe entre el paralelo que pasa por el lugar y el ecuador.

La **declinación** δ es el ángulo formado por el plano del ecuador y el plano de la órbita terrestre, debido a la inclinación del eje de la tierra. La declinación es función de la fecha, siendo máxima en el solsticio de verano ($\delta = + 23.45^\circ$ el 22 de junio), nula en los equinoccios ($\delta = 0^\circ$ el 22 de marzo y el 22 de septiembre), y mínima en el solsticio de invierno ($\delta = -23.45^\circ$ el 22 de diciembre). La declinación, se puede estimar analíticamente para cualquier fecha del año con suficiente precisión considerando que es una función sinusoidal del día ordinal del año d (1 a 365) con

valor nulo el 22 de marzo (81° día del año) mediante la siguiente expresión:

$$\delta = 23.45 \times \text{sen} \left[360 \frac{d - 81}{365} \right] \quad (3.14)$$

El *ángulo horario* ω es el formado entre la posición del sol a la hora considerada y su posición al mediodía, medido sobre el círculo de su órbita. El sol recorre 15° a la hora (360° en 24 horas), y se mide a partir del mediodía (12:00 hora solar local), con ángulos negativos antes del mediodía y positivos después del mediodía. Para determinar el ángulo horario se usa la siguiente expresión en función de la hora solar local t_s . (0:00 24:00 horas):

$$\omega = 15(t_s - 12) \quad (3.15)$$

Ya que por definición el mediodía solar local (12:00) es el instante que el sol está en el cenit de su recorrido, no es necesario realizar correcciones debido a la hora legal o la ecuación del tiempo.

3.7.2. Cálculo de la posición del sol

La posición del sol en el cielo se suele determinar por la elevación del sol sobre el horizonte o *altura solar* A , y por el ángulo entre la proyección del sol sobre el horizonte y el sur, llamado *azimut* Z , midiéndose con valores negativos hacia el oeste. Estos ángulos dependen de la *latitud* ϕ , de la *declinación* δ y del *ángulo horario* ω , ver figura 3.1.

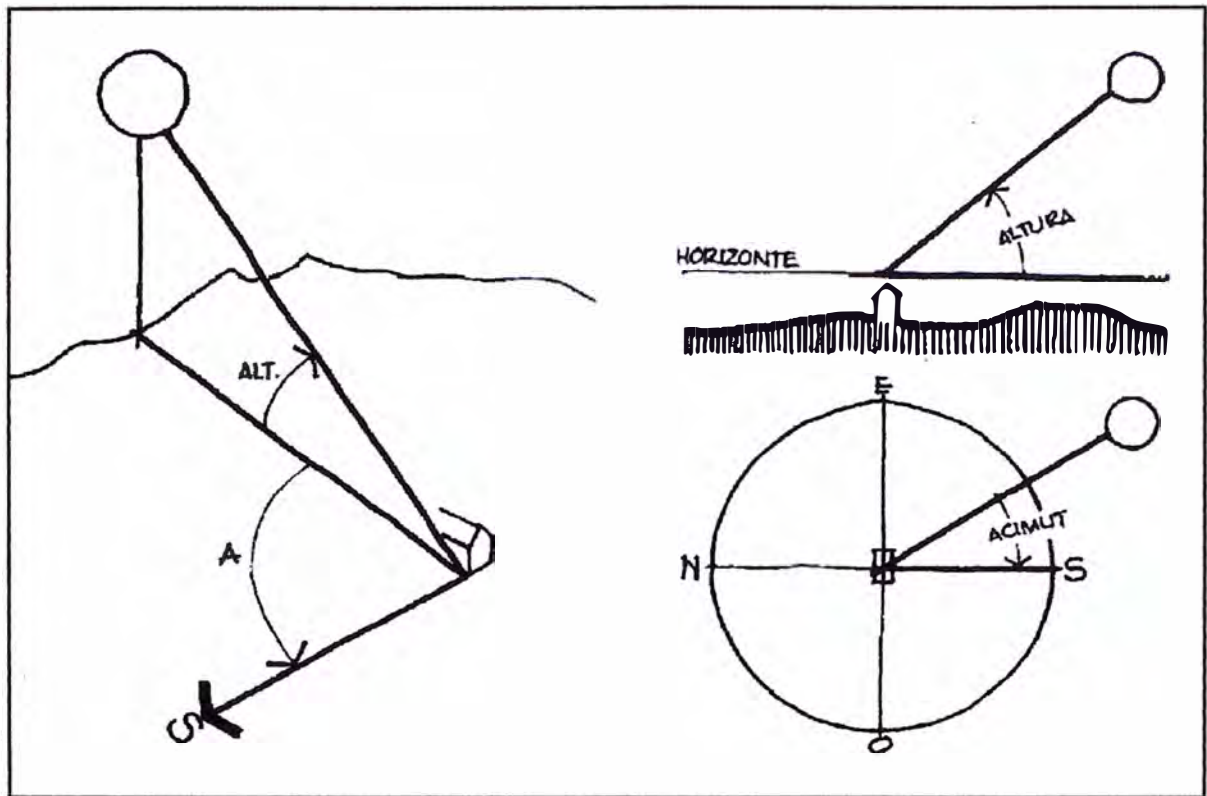


Fig. 3.1 Definición de la altura A y el azimut Z solar

La *altura solar* A se puede determinar por la expresión:

$$A = \arcsen(\sen\varphi.\sen\delta + \cos\varphi.\cos\delta.\cos\omega) \quad (3.16)$$

El *azimut* Z se puede determinar por la expresión:

$$Z = \arcsen\left(\frac{\cos\delta.\sen\omega}{\cos A}\right) \quad (3.17)$$

Esta ecuación del azimut presenta dificultades de cómputo ya que la función del arco del seno no discrimina cuando el azimut es superior a 90° , valores que se pueden dar a primeras y últimas horas del día en época de verano, por que es recomendable utilizar una ecuación alternativa en función del coseno, que permite evaluar un azimut superior a 90° , pero que no discrimina el signo de Z (este u oeste), lo cual se corrige aplicando la función $\text{SGN}(x)$ del ángulo horario ω , habitual en los lenguajes de programación y cuyo valor es de $+1$ o -1 para ω positivo o negativo

respectivamente.

$$Z = \arccos \frac{\sin \varphi \times \sin A - \sin \delta}{\cos \varphi \times \cos A} \times \text{SGN}(\omega) \quad (3.18)$$

El *ángulo horario del orto y el ocaso* ω_0 se precisa para determinar la posición del sol para dicho instante, y se determina por la expresión:

$$\omega_0 = \arccos \left(\frac{-\sin \varphi \times \sin \delta}{\cos \varphi \times \cos \delta} \right) \quad (3.19)$$

Y la *hora solar del orto y el ocaso* t_0 se determina simplemente mediante la expresión:

$$t_o = 12 \pm \frac{\omega_0}{15} \quad (3.20)$$

Igualmente, se puede determinar el *número de horas de sol teórica* N del día considerado:

$$N = 2 \frac{\omega_0}{15} \quad (3.21)$$

En conclusión, se puede calcular la posición del sol de cada latitud, fecha y hora mediante las ecuaciones analíticas antes expuestas.

3.7.3. La radiación extraterrestre

El espectro de la radiación solar en el exterior de la atmósfera *es* semejante al emitido por un **cuerpo negro** a una temperatura absoluta de 6255°K, con una intensidad máxima en la longitud de onda de 0.55 μm (10^{-6} m), equivalente a la luz monocromática amarillo – verde.

La región ultravioleta del espectro (0.29-0.40 μm) contiene aproximadamente el 9% de la energía total emitida, mientras que la región visible (0.40-0.70 μm) contiene el 38% y la región del infrarrojo cercano (0.70-3.5 μm) contiene el restante 53% de la

energía.

La intensidad de la radiación solar sobre una superficie normal a ella, fuera de la atmósfera y a la distancia media de la tierra al sol (149.504.000 Km) se define como la **constante solar** I_{cs} . Aunque existen pequeñas variaciones periódicas de la emisión de la radiación solar debido fundamentalmente a ligeras modificaciones de la región ultravioleta generada por el ciclo de las manchas solares, el valor comúnmente aceptado de la **constante solar** es:

$$I_{cs} = 1353 \text{ W/m}^2 \quad (3.22)$$

Debido a que la órbita de la tierra es ligeramente elíptica resulta que la **intensidad de la radiación solar extraterrestre** I_0 es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia de la tierra al sol, I_0 varía entre un máximo de 1.398 W/m² en el perihelio (3 de enero) y un mínimo de 1.310 W/m² en el afelio (6 de julio). La variación anual es de +/-3.35%, pudiéndose considerar una función sinusoidal, por lo I_0 se puede estimar para cualquier día del año d (1-365) mediante la siguiente expresión:

$$I_0 = I_{cs} \left[1 - 0.0335 \cdot \text{sen} \left(360 \frac{d - 95}{365} \right) \right] \quad (3.23)$$

3.7.4. La radiación solar terrestre

La radiación solar al atravesar la atmósfera terrestre, es en parte reflejada, difuminada y absorbida por el polvo y las moléculas de gases como el ozono (O₃), el anhídrido carbónico (CO₂) y el vapor de agua entre otros. La magnitud de esta alteración de la radiación depende de la composición de la atmósfera y de la longitud del camino recorrido por los rayos del sol.

Se define como *masa atmosférica* m a la razón entre la cantidad de masa de gases atravesada por la radiación solar en el caso estimado y la atravesada verticalmente por los rayos solares en condiciones normales, en el nivel del mar, que se define como $m = 1$.

En los casos habituales se puede estimar que los rayos solares atraviesan una capa horizontal de atmósfera, por lo que m será función de la cosecante de la altura solar A , y que la densidad de la masa atmosférica es proporcional a la presión atmosférica P en relación con la presión al nivel del mar P_0 , por lo que m será:

$$m = \frac{P}{P_0} \cdot \frac{1}{\text{sen}A} \quad (3.24)$$

Esta ecuación da valores ligeramente erróneos cuando el sol está próximo al horizonte ($A < 5^\circ$), debido a la curvatura de la atmósfera. En la referencia [Yañez, p39] se propone la siguiente ecuación empírica elaborada por Kreider y Kreiht para el nivel del mar:

$$m_{h=0} = \sqrt{1229 + (614 \cdot \text{sen}A)^2} - 614 \cdot \text{sen}A \quad (3.25)$$

La presión atmosférica P disminuye cuando aumenta la altitud h (m) de un lugar, afectando a la *masa atmosférica*. En la referencia [Bliss, SE.3-5, p.115] se propone una ecuación para determinar la presión atmosférica hasta 4000 metros de *altitud*, basándose en las tablas de *U.S. Estándar atmosphere*:

$$\frac{P}{P_0} = e^{-1.2 \times 10^{-4} \cdot h} \quad (3.26)$$

La radiación solar, al atravesar la atmósfera, sufre una modificación en su espectro como consecuencia del efecto de filtro que ejerce la masa atmosférica. La mayor parte de la radiación ultravioleta es absorbida por el ozono en la alta atmósfera,

mientras que la región visible de onda corta es difundida por las moléculas del aire dándole al cielo su característico color azul. El vapor de agua de las capas bajas de la atmósfera es el causante de las características bandas de absorción en la región del infrarrojo cercano, fenómeno también producido en menor grado por el CO₂.

Para una altura solar de 30° ($m = 2$), el espectro solar al nivel del mar en días despejados muestra menos del 3% de su energía en radiación ultravioleta, un 44% en la región visible y el restante 53% en infrarrojo cercano, siendo prácticamente nula la radiación a partir de 2.4 μm . La máxima intensidad se transmite en la longitud de 0,50 μm .

La energía solar absorbida por la atmósfera puede variar ligeramente en función del contenido variable de vapor de agua, polución o aerosoles de la atmósfera. Sin embargo, la mayor variación de absorción de la atmósfera es debida a la nubosidad.

3.7.5. Medición de la radiación solar

La radiación solar al nivel del suelo se suele medir actualmente con diferentes tipos de aparatos, con características y grados de precisión diversos, utilizados en estaciones meteorológicas y en laboratorios especializados.

El aparato más elemental es el *heliógrafo*, como el modelo *Campbell-Stokes* que permite determinar el número de *horas efectivas del sol*, pero sin llegar a determinar la intensidad de la radiación solar.

El instrumento más convencional para la toma de datos fiables es el *piranómetro*, que permite medir la intensidad de la radiación solar que incide sobre una superficie. Generalmente se monta horizontalmente, midiendo la radiación solar horizontal total, que es la suma de la radiación directa más la difusa. También puede medirse sólo la radiación difusa si se obstruye la radiación directa en su recorrido aparente mediante

un estrecho anillo convenientemente situado.

Otro instrumento más sofisticado es el *pirheliómetro*, que mide la radiación directa normal, por lo que es necesario enfocarlo directamente al sol en su movimiento. Este aparato de precisión permite estudiar bandas del espectro mediante el uso de filtros.

Un dato que se suele tomar en las estaciones es la *nubosidad* del cielo, que se mide visualmente en 1/8 o 1/10 del cielo cubierto a veces con descripción del tipo de nubes, pero que tiene poca precisión por su naturaleza de su *observación visual*.

La mayoría de las estaciones meteorológicas disponen de *heliógrafos*, aunque solo las más importantes disponen además de *piranómetros* siendo los centros de investigación los únicos que disponen de *pirheliómetros* u otros aparatos solares de laboratorio. En la práctica es relativamente sencillo obtener datos de *horas de sol efectivas* para poblaciones importantes siendo escasas las estaciones con datos de radiación global diaria por no mencionar aquellas en las que además se dispongan de datos de radiación horaria o difusa.

3.8. Estimación de la radiación solar

El dato de radiación fundamental para el estudio integral de la transmisión de calor en conductores es la *intensidad instantánea incidente sobre una superficie con una orientación e inclinación determinada*, dada en sus componentes directa, difusa y reflejada. En la práctica no es habitual disponer de esta clase de dato directamente, por lo que hay que estimarlos a partir de otros tipos de datos que se puedan disponer.

En el presente estudio se partirá del caso en que se disponga de información sobre: temperatura ambiente máxima, temperatura ambiente mínima y energía solar incidente diaria (datos que se pueden obtener de la página Web del Senamhi) a partir de las cuales se van estimando otros datos más elaborados a partir de modelos

matemáticos contrastados, siguiendo las siguientes etapas:

1. Radiación solar horizontal diaria extraterrestre (H_0).
2. Radiación solar horizontal diaria (H).
3. Radiación solar horizontal diaria directa (H_D) y difusa (H_d)
4. Intensidad solar horizontal total (I_h)
5. Intensidad solar normal directa (I_{ND}) en días despejados
6. Intensidad solar horizontal directa (I_{hD}) en días despejados
7. Intensidad solar horizontal difusa (I_{hd}) en días despejados
8. Intensidad solar horizontal difusa (I_{hd}) en días cubiertos
9. Intensidad solar instantánea en días parcialmente cubiertos
10. Intensidad solar directa sobre superficies inclinadas (I_{BD})
11. Intensidad solar difusa sobre superficies inclinadas (I_{Bd})
12. Intensidad solar reflejada sobre superficies inclinadas (I_{BR})
13. Intensidad solar total sobre cualquier superficie (I_{BT})

En el caso que se dispongan de datos elaborados de cualquier etapa se pueden obviar las etapas precedentes y, recíprocamente, se podrán deducir los datos más primitivos siguiendo un proceso inverso.

3.8.1. Radiación solar horizontal diaria extraterrestre (H_0)

La *intensidad de la radiación solar extraterrestre sobre un plano horizontal* I_{0h} en un instante determinado depende de la intensidad de la radiación solar extraterrestre I_0 afectada por el seno de la altura solar A , según la ley del coseno:

$$I_{0h} = I_0 \times \text{sen}A \quad (\text{W/m}^2) \quad (3.27)$$

La radiación solar diaria horizontal extraterrestre H_0 se calcula integrando la intensidad I_{0h} entre los ángulos horarios ω_0 del orto y el ocaso:

$$H_0 = \int_{-\omega_0}^{\omega_0} I_0 \times \text{sen}A \times d\left(\frac{24 \times 3600}{2\pi} \varpi\right) \quad (\text{J/m}^2 \text{ día}) \quad (3.28)$$

El factor $24 \times 3600 / 2\pi$ se aplica para pasar el periodo de integración del arco ω en radianes a tiempo en segundos, ya que estamos transformando potencia (Vatios) en trabajo (Julios) durante un día. Sustituyendo la ecuación de la altura solar A e integrando entre los límites obtendremos:

$$H_0 = \frac{24 \times 3600}{2\pi} \int_{-\omega_0}^{\omega_0} I_0 \times \text{sen}(\text{sen}\varphi \cdot \text{sen}\delta + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \cos\omega) \times d\varpi \quad (\text{J/m}^2 \text{ día}) \quad (3.29)$$

$$H_0 = I_0 \frac{86400}{\pi} (\text{sen}\varphi \cdot \text{sen}\delta \cdot \omega_0 + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \cos\varpi_0) \quad (\text{J/m}^2 \text{ día}) \quad (3.30)$$

3.8.2. Radiación solar horizontal diaria (H)

Cuando se carece de datos directos de la radiación solar horizontal diaria (H), ésta se puede deducir con un cierto grado de fiabilidad a partir de otros parámetros que se suelen medir en estaciones meteorológicas.

Según estudios realizados por Lund en la estación de Blue Hill (Massachusetts) [Lund, SE.12, p95], se compararon cuales eran los mejores estimadores para deducir la *insolación* K_t , definida como la razón entre la radiación solar diaria horizontal terrestre y la extraterrestre:

$$K_t = H / H_0 \quad (3.31)$$

Los estimadores comparados, sobre los que existen numerosas referencias, fueron principalmente:

Registros de temperatura del aire (medidas, máximas, mínimas...)

Vientos (dirección y velocidad)

Nº de horas de sol efectivas

Nubosidad

Presión atmosférica

Humedad o presión de vapor

Nº de horas de lluvia

De acuerdo a Bristol-Campbell (1984) la diferencia entre las temperaturas máxima y mínima en un día determinado, depende de la relación de Broten, esto es, la relación entre el calor sensible y el calor latente. El calor sensible depende de la irradiación solar y es responsable de las temperaturas máximas. Durante la noche, el calor sensible es perdido hacia el espacio como radiación de onda larga, disminuyendo así la temperatura del aire hasta su valor mínimo, valor que normalmente se alcanza ante del amanecer. Esta explicación física justifica el hecho del uso de modelos para estimar la irradiación solar en función de la temperatura, pero con la ventaja de una gran red de estaciones que realizan este tipo de mediciones.

Dentro de los modelos existentes, Baigorria et al. (2003a) llegaron a la conclusión que el modelo Bristow-Campbell era el mejor que se adecuaba a las condiciones del Perú. Este modelo sugiere la estimación de la transmisividad o irradiación solar relativa (H/H_0) en función de la diferencia entre las temperaturas máximas y mínimas ($\Delta T, ^\circ C$):

$$K_t = \frac{H}{H_0} = a_B \left[1 - \exp(-b_B \Delta T^{-c_B}) \right] \quad (3.32)$$

En este caso los valores empíricos (a_B , b_B y c_B) tienen un significado físico, a_B representa el máximo valor de K_t que es característico de cada área de estudio y

además depende de la contaminación atmosférica y de la altitud, b_B ($^{\circ}\text{C}^{-1}$) y c_B determinan el efecto del incremento de ΔT sobre la máximo Kt de la atmósfera (Mesa y Varas, 2000).

La tabla 3.1 muestra los valores de los coeficientes del modelo de Bristol-Campbell encontrados para cada estación así como su error promedio.

Tabla 3.1 Valores de los coeficientes del modelo Bristol-Campbell por estación, número de datos y error promedio (Baigorria et. al., 2003a)

Estación meteorológica	a_B	b_B ($^{\circ}\text{C}^{-1}$)	c_B	Número de datos	Error (%)
Costa					
Miraflores	0,75	0,04	1,49	3 597	3,8
A. Von Humboldt	0,68	0,06	1,42	13 712	14,1
San Camilo	0,79	0,09	1,05	2 244	3,9
Sierra					
Bambamarca	0,66	0,23	0,80	2 033	12,6
Weberbauer	0,75	0,04	1,28	1 607	3,2
Cosmos	0,70	0,03	1,62	773	8,5
Huayao	0,78	0,11	0,97	5 387	4,6
Granja Kcayra	0,74	0,11	0,92	1 961	11,6
Chuquibambilla	0,78	0,19	0,76	1 476	3,6
Puno	0,82	0,20	0,87	2 156	7,2
Characato-La pampilla	0,76	0,16	0,91	3 134	7,5
Selva					
San Ramón SM	0,68	0,02	1,86	2 864	7,5
El Porvenir	0,60	0,06	1,21	2 346	4,1
Bellavista	0,70	0,06	1,22	1 038	2,3

Debido a que los valores absolutos y las diferencias entre las temperaturas máximas y mínimas son fuertemente influenciadas por la topografía, latitud (φ) y altitud, entre otros factores (Baigorria et al., 2001), los coeficientes b_B y c_B pueden ser aplicados solo en áreas de similares condiciones de régimen térmico. Esto hace

inadecuada una aplicación directa del modelo en áreas donde no existe este requisito. Es por esto que se desarrollaron algunas ecuaciones empíricas para determinar el valor de estos coeficientes (Baigorria et al., 2003a).

$$c_B = 2.116 - 0.072\Delta T + 57.574 \exp(\varphi) \quad (3.33)$$

$$b_B = 0.107c_B^{-2.6485} \quad (3.34)$$

3.8.3. Radiación horizontal diaria directa (H_D) y difusa (H_d)

La energía solar H que recibe la superficie de la tierra durante un día le llega como componente solar directa H_D , cuando proviene de los rayos directos del sol, y como componente difusa H_d cuando procede de la energía difundida por el resto de la bóveda celeste, verificándose:

$$H = H_D + H_d \quad (\text{J/m}^2 \text{ día}) \quad (3.35)$$

La nubosidad influye notablemente en la proporción de las componentes directa y difusa, ya que hay que considerar que para días totalmente cubiertos la única radiación que llega a la tierra será difusa. Es por ello que diversos autores han desarrollado modelos para determinar la proporción de energía difusa en función del índice de insolación K_t :

$$H_d / H = f(K_t) = f(H / H_0) \quad (3.36)$$

Se hace notar que el coeficiente K_t nunca tomará valores extremos (ni próximos a 0 ni a 1), salvo en el caso de grandes altitudes en que K_t puede tener valores muy altos al aumentar la transparencia de la atmósfera. Existen numerosos modelos para la estimación de la radiación difusa mensual en relación con la total en función del K_t medio mensual, como la estimada por Page, aunque dicho modelo se considera demasiado simple:

$$\bar{K}_t = \frac{\bar{H}}{\bar{H}_o} \rightarrow \frac{\bar{H}_d}{\bar{H}} = 1.00 - 1.13\bar{K}_t \quad (3.37)$$

El modelo propuesto por (Liu y Jordan, SE.4.3, p.1-19) es el más aceptado, aunque en el momento de su determinación se consideraba a la constante solar $I_{cs} = 1394$ [W/m²] en vez del valor $I_{cs} = 1353$ [W/m²]

$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}} = 1.390 - 4.027\bar{K}_t + 5.53\bar{K}_t^2 - 3.110\bar{K}_t^3 \quad (3.38)$$

El modelo propuesto por Collares y Rabl es interesante porque considera la duración del día, expresada por el ángulo horario del orto ω_o , pero se ha demostrado que sobrestima la radiación difusa para cielos despejados:

$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}} = 0.775 + 0.00605(\omega_o - 90) - [0.505 + 0.00455(\omega_o - 90)] \cos(114.6\bar{K}_t - 103.1) \quad (3.39)$$

Para días concretos se han propuesto modelos alternativos, como el desarrollado por Liu y Jordan para $K_t < 0.75$:

$$K_d = \frac{H_d}{H} = 1.0045 + 0.04349K_t - 3.522K_t^2 + 2.61313K_t^3 \quad (3.40)$$

K_d es también calculado del índice promedio mensual K_t usando la correlación de Collares-Pereira y Rabl (Duffie y Beckman, 1991, nota 11, p. 84), escrito para el “día promedio” del mes (asumiendo índice promedio diario K_t es igual al valor del índice promedio mensual K_t):

$$K_d = \begin{cases} 0.99 & \text{para } K_t \leq 0.17 \\ 1.188 - 2.272K_t + 9.473K_t^2 - 21.865K_t^3 + 14.648K_t^4 & \text{para } 0.17 < K_t < 0.75 \\ -0.54K_t + 0.632 & \text{para } 0.75 \leq K_t < 0.80 \\ 0.2 & \text{para } K_t \geq 0.80 \end{cases} \quad (3.41)$$

Lógicamente una vez conocido H y determinado H_d/H , se pueden deducir la radiación diaria difusa H_d y directa $H_D = H - H_d$.

3.8.4. Intensidad solar horizontal total (I_h)

Ya se ha expuesto que la *radiación solar horizontal terrestre diaria* H es la suma de la radiación directa H_D y difusa H_d , y su unidad es de Julios/m² al día. La *intensidad horizontal* I_h en cada instante es la suma de la *intensidad horizontal directa* I_{hD} y *difusa* I_{hd} y se mide en W/m². La integración de la intensidad horizontal entre el orto y el ocaso corresponde a la radiación solar diaria, y la integración durante el periodo diurno de I_{hD} y I_{hd} es igual a la radiación diaria horizontal en sus componentes directa H_D y difusas H_d respectivamente.

$$I_h = I_{hD} + I_{hd} \quad (\text{W/m}^2) \quad (3.42)$$

$$H = \int_{\text{orto}}^{\text{ocaso}} I_h dt = \int_{\text{orto}}^{\text{ocaso}} I_{hD} dt + \int_{\text{orto}}^{\text{ocaso}} I_{hd} dt \quad (\text{J/m}^2 \text{ día}) \quad (3.43)$$

La medida instrumental de la intensidad horizontal I_h se realiza directamente con un piranómetro montado horizontalmente, y la intensidad horizontal difusa I_{hd} se mide con un piranómetro con un anillo de sombra, deduciéndose la radiación horizontal

directa I_{hD} por la diferencia de las anteriores.

La estimación analítica de la intensidad de la radiación se puede deducir según los diversos estudios de *modelos de atmósfera* realizados por diferentes autores, que cuantifican la fracción de la radiación extraterrestre que será dispersada por moléculas y partículas de la atmósfera y la fracción de la radiación que será absorbida en su recorrido hasta la superficie terrestre.

Parte de la radiación solar directa, al pasar por la atmósfera, será *dispersada* por el nitrógeno, oxígeno y otras moléculas relativamente pequeñas en comparación con la longitud de onda de la radiación y por el aerosoles, gotitas de agua, polvo y otras partículas de tamaño comparable al de la longitud de onda. Esta radiación dispersa produce que el cielo sea azul en días claros, y parte de ella incide sobre la tierra en forma de radiación difusa I_{hd} .

También se producirá una atenuación de los rayos solares causada por la *absorción*, primero por el ozono en la atmósfera externa, que recorta la radiación del espectro ultravioleta, y posteriormente por el vapor de agua y el dióxido de carbono que produce una serie de bandas de absorción en ciertas longitudes de onda del espectro visible e infrarrojo. La magnitud de la absorción será proporcional a la cantidad de *masa atmosférica* atravesada por la radiación en su recorrido, que depende de la secante de la altura solar y la presión atmosférica del lugar. La intensidad solar extraterrestre que no es difundida ni absorbida incide sobre la superficie de la tierra en forma de radiación directa I_{hD} .

3.8.5. Intensidad solar normal directa (I_{ND}) en días claros

Según el modelo de la atmósfera expuesto, la intensidad normal de la radiación solar directa I_{ND} en la superficie será proporcional a la *intensidad de radiación directa*

extraterrestre aparente I_{OD} equivalente a la radiación extraterrestre menos la radiación dispersada, y afectada por un coeficiente de extinción que depende fundamentalmente del contenido de vapor de agua y de la masa atmosférica, que se puede expresar con suficiente exactitud mediante la expresión:

$$I_{ND} = I_{OD} \times \beta^m = I_{OD} \times e^{m \times \ln \beta} \quad (\text{W/m}^2) \quad (3.44)$$

Siendo β el coeficiente de extinción para $m = 1$, debido fundamentalmente al vapor de agua y m la masa atmosférica, que depende de la presión (p/p_0) y de la altura solar ($1/\text{sen}A$).

En la referencia [ASHRAE Apl/82, p.57.8], basándose en trabajos de Moon, Gates y Therlkeld & Jordan, han desarrollado para los Estados Unidos una expresión para determinar la intensidad normal directa I_{ND} con parámetros mensuales basados en las siguientes hipótesis: presión atmosférica al nivel del mar, 2.5 mm de ozono, 200 partículas de polvo por cm^3 , y una altura de vapor de agua precipitable que varía entre 8 mm en diciembre-enero y 28 mm en julio, para días claros se propone la siguiente ecuación con los valores de la tabla anexa:

$$I_{ND} = a \times e^{\frac{-b}{\text{sen}A}} \quad (\text{W/m}^2) \quad (3.45)$$

Tabla 3.2: parámetros a y b para el cálculo de la intensidad directa. ASHRAE

Apl/82, p.57.2

21 de (mes)	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
a (W/m ²)	1228	1212	1184	1134	1102	1086	1084	1106	1150	1190	1219	1232
b(1:1)	0.142	0.144	0.156	0.180	0.96	0.205	0.207	0.201	0.177	0.160	0.149	0.142
Ap(mm)	8						28					8

La variación de estos parámetros se ajusta a una curva sinusoidal que el autor ha aproximado a las siguientes ecuaciones para el cálculo automático por ordenador, siendo d la fecha ordinal del año (1-365):

$$a = 1158 + 75 \cdot \cos\left(360 \frac{d}{365}\right) \quad (3.46)$$

$$b = 0.174 - 0.033 \cdot \cos\left(360 \frac{d-5}{365}\right) \quad (3.47)$$

Parece más interesante hacer depender el coeficiente b al contenido de vapor de agua de la atmósfera, dado por la altura de agua precipitable A_p [mm], según la siguiente ecuación lineal:

$$b = 0.115 + 0.0033 A_p \quad (3.48)$$

En la misma referencia se advierte que los valores propuestos deben ser corregidos con aumentos hasta +15% en zona de gran altitud y sequedad, y disminuirse entre –10% y -15% en zonas húmedas como la Costa del Golfo.

En otros estudios, como el descrito en la referencia [Majundar, SE v.13 p.383] para

la India (Lat 17-27° N), se analizan analítica y experimentalmente la influencia de la altitud y la humedad en la intensidad de la radiación directa, proponiendo la siguiente expresión:

$$I_{ND} = 1332 \times 0.8644 \left(\frac{P}{P_0 \cdot \text{sen} A} \right) \times 0.8507^{(A_p / \text{sen} A)^{0.25}} \quad (\text{W/m}^2) \quad (3.49)$$

El primer exponente refleja la absorción debida a los gases de la masa atmosférica y el segundo la absorción por el vapor de agua, siendo P/P_0 la *presión relativa* respecto al nivel del mar y A_p la *altura de vapor de agua precipitable* en cm. que se pueden determinar por la altitud h [m] y la densidad del vapor de agua del lugar ρ_h o respecto al nivel del mar ρ_0 según las expresiones:

$$\frac{P}{P_0} = e^{-1.2 \times 10^{-4} h} \quad (\text{g.v.a./ m}^3) \quad (3.50)$$

$$\frac{\rho}{\rho_0} = e^{-4.5 \times 10^{-4} h} \quad \text{y} \quad A_p = 0.22 \rho \quad (\text{g.v.a./ m}^3 \text{ y cm}) \quad (3.51)$$

Según medidas realizadas en la India, en altitudes entre 220 y 4130 metros y con alturas de vapor de agua precipitable entre 0,1 y 5.3 cm, se determinó estadísticamente que los valores estimados permiten una precisión entre +/-10% en el 95% de los casos, suponiendo que la atmósfera está razonablemente libre de polvo, humo o neblina y que no existen nubes en la proximidad del sol.

La ecuación de Majundar se puede desarrollar para que las bases de las expresiones potenciales sean exponenciales de base e, lo que permite su simplificación a la siguiente ecuación, que como se observará tiene exactamente la misma estructura que la ecuación de ASHRAE, solo que combinando los coeficientes:

$$I_{ND} = 1332 \times e^{\left(\frac{-b}{\text{sen}A}\right)} \text{ (W/ m}^2\text{) siendo } b = 0.1457 \frac{P}{P_0} + 0.1617 A_p^{0.25} (\text{sen}A)^{0.75} \quad (3.52)$$

3.8.6. Intensidad solar horizontal directa (I_{hD}) en días claros

En el caso de conocerse la ley de la intensidad normal directa I_{ND} , la intensidad horizontal directa I_{hD} se calcula fácilmente aplicándole la Ley de coseno, en esta caso el seno de la altura solar:

$$I_{hD} = I_{ND} \times \text{sen}A \text{ (W/ m}^2\text{)} \quad (3.53)$$

Puede ocurrir que la radiación solar horizontal directa diaria H_D sea un dato conocido en cuyo caso se debe verificar la integración de la intensidad I_{hD} en el periodo diurno debe coincidir con la radiación solar horizontal directa diaria H_D . En este caso se puede deducir la intensidad de radiación directa extraterrestre aparente I_{0D} para una localidad en condiciones determinadas aplicando alguna de las ecuaciones anteriores, usando en este ejemplo la ecuación de ASHRAE:

$$H_D = \int_{\text{orto}}^{\text{ocaso}} I_{hD} dt = \int_{\text{orto}}^{\text{ocaso}} a \cdot e^{\frac{-b}{\text{sen}A}} \cdot \text{sen}A \cdot dt \text{ (J/m}^2\text{ día)} \quad (3.54)$$

Para desarrollar esta integral conviene expresarla en función del ángulo horario ω en radianes, considerando que la latitud φ , la declinación δ de la fecha considerada son conocidos, y que por consiguiente el ángulo horario del orto y ocaso ω_0 también se conoce por la expresión:

$$\cos \omega_0 = \frac{-\text{sen}\varphi \cdot \text{sen}\delta}{\cos\varphi \cdot \cos\delta} = \frac{-C1}{C2} \quad (3.55)$$

$$\text{siendo: } C1 = \text{sen}\varphi \cdot \text{sen}\delta \text{ y } C2 = \cos\varphi \cdot \cos\delta \text{ (Const.)} \quad (3.56)$$

La altura solar se ha deducido mediante la expresión:

$$\text{sen}A = \text{sen}\varphi \cdot \text{sen}\delta + \cos\varphi \cdot \cos\delta \cdot \cos\omega = C1 + C2 \times \cos\omega \quad (3.57)$$

Para el cambio de base de la integral, hay que considerar el coeficiente C3 de la equivalencia entre la duración del día (seg) y el círculo completo del ángulo horario (rad), pudiéndose expresar la integral como:

$$\frac{dt}{d\omega} = \frac{24 \times 3600}{2\pi} = 1375t = C3 \quad (\text{seg/rad}) \quad (3.58)$$

$$H_D = a \times C3 \int_{-\omega_0}^{\omega_0} e^{\frac{-b}{C1+C2 \cdot \cos\omega}} \cdot (C1 + C2 \cdot \cos\omega) \cdot d\omega \quad (\text{J/m}^2) \quad (3.59)$$

Resolviendo la integral se puede despejar la intensidad aparente a (W/m^2) específica para cada localidad, equivalente a I_{OD} , y a partir de la ecuación original, en este caso propuesta por ASHRAE, se puede hallar I_{hD} en cada instante. Conviene realizar el cálculo por métodos numéricos ya que no existe una solución analítica sencilla a la integridad de las ecuaciones.

3.8.7. Intensidad solar horizontal difusa (I_{hd}) en días claros

Parte de la radiación difusa de onda corta procedente de todas partes de cielo. Hay que diferenciar claramente la radiación difusa de onda corta de la radiación de onda larga (infrarrojo lejano) que intercambia la tierra con la bóveda celeste emitida por sólidos y gases a temperatura ambiente.

La radiación difusa es difícil de estimar por su naturaleza no direccional y por sus amplias variaciones. Para días despejados, la referencia (ASHRAE Ap1/82, p.57.9),

basándose en trabajos de Therlkeld & Jordan, ha desarrollado para los Estados Unidos una expresión para determinar la intensidad horizontal difusa I_{Hd} , considerándola proporcional a la intensidad normal directa y a un cociente c de dispersión producido por la presencia de vapor de agua y contaminación en la atmósfera. Para días claros propone una ecuación con los valores de la tabla anexa, basada en las siguientes hipótesis: presión atmosférica al nivel del mar, 2.5 cm de ozono, 200 partículas de polvo por cm^3 , y una altura de vapor de agua precipitable que varía entre 8 mm en diciembre – enero y 28 mm en julio.

$$I_{hd} = c \times I_{ND} \quad (W/m^2) \quad (3.60)$$

Tabla 3.3: parámetro c para el cálculo de la intensidad difusa, ASHRAE Ap1/82, p.57.2

21 de (mes)	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Dic
c (1:1)	0.058	0.060	0.071	0.097	0.121	0.134	0.136	0.122	0.092	0.073	0.063	0.057
Ap(mm)	8						28				8	

También parece interesante hacer depender el coeficiente c del contenido de vapor de agua de la atmósfera, dado por la altura de agua precipitable A_p (mm), según la siguiente ecuación lineal:

$$c = 0.024 + 0.004 \times A_p \quad (3.61)$$

Se observa que la ecuación de la radiación horizontal difusa no está afectada directamente por la ley de coseno, por lo que su magnitud se mantiene constante a lo

largo de todo el día, de manera que, aunque en las horas centrales del día solo supongan del 10 al 20% de la radiación solar horizontal, llega a predominar sobre la radiación directa cuando el sol se encuentra a baja altura.

De manera semejante al caso de la radiación directa, puede ocurrir que la radiación solar difusa diaria H_d sea un dato conocido, en cuyo caso se debe verificar que la integración de la intensidad I_{hd} en el periodo diurno debe coincidir con la radiación solar horizontal difusa diaria H_d . En este caso se puede deducir el coeficiente c para una localidad en condiciones determinadas aplicando alguno de los modelos para estimar I_{ND} , como el propuesto por ASHRAE.

$$H_d = \int_{\text{orto}}^{\text{ocaso}} I_{hd} dt = c \cdot \int_{\text{orto}}^{\text{ocaso}} a \cdot e^{\frac{-b}{\text{sen}A}} \cdot dt \quad (\text{J/m}^2 \text{ día}) \quad (3.62)$$

Se ha discutido que la ecuación propuesta por ASHRAE simplifica demasiado un fenómeno muy difícil de modelizar, aunque se reconoce que es bastante satisfactoria si se considera que la intensidad difusa tienen en magnitud relativamente pequeña respecto a la radiación total en días despejados y que esta ecuación proporciona valores con una correlación adecuada.

El proceso de verificación por integración diaria será válido siempre que las condiciones del cielo se mantengan estables durante todo el día, lo cual sería aplicable en atmósferas sin nubes y con alto contenido de polución o de humedad, donde la radiación difusa puede alcanzar una gran importancia relativa.

3.8.8. Intensidad solar horizontal difusa (I_{hd}) en días cubiertos

A diferencia del cielo claro, el cielo totalmente cubierto de nubes solo deja pasar radiación difusa ya que toda la radiación incidente, tanto directa como difusa de la alta atmósfera, es reflejada y dispersada por la capa continua de nubes que se interpone sobre la tierra.

Si se supone que la capa de nubes es uniformemente difusa, se encuentra a una altura relativamente baja en la atmósfera y que el cielo sobre las nubes se encuentra despejado, la radiación difusa al nivel del suelo será proporcional a la radiación de absorción total sobre las nubes, predominantemente directa debido a la altitud, afectada por un coeficiente de absorción debido a la opacidad de las nubes, por lo que el autor propone el siguiente modelo:

$$\text{cielos cubiertos: } I_{hd} = d \times I_{ND} \times \text{sen}A \quad (\text{W/m}^2) \quad (3.63)$$

Siendo d el coeficiente de opacidad de la nubosidad, I_{ND} la intensidad normal que estará afectada por la extinción de la masa atmosférica (vapor de agua, polución, altitud y altura solar), y el $\text{sen}A$ representa la influencia de la ley del coseno. El valor del coeficiente d se puede estimar igualando la radiación horizontal difusa diaria H_d a la integración de la intensidad I_{hd} durante el periodo diurno, de manera similar a los casos anteriores.

$$H_d = \int_{\text{orto}}^{\text{ocaso}} I_{hd} dt = d \cdot \int_{\text{orto}}^{\text{ocaso}} \alpha \cdot e^{\frac{-b}{\text{sen}A}} \cdot \text{sen}A \cdot dt \quad (\text{J/m}^2 \text{ día}) \quad (3.64)$$

3.8.9. Intensidad solar en cielos parcialmente cubiertos

Del estudio de medidas reales de intensidad instantánea de radiación solar horizontal en días parcialmente cubiertos se desprende la enorme variabilidad de los valores medidos, que a priori impiden el planteamiento de un modelo sencillo capaz de reproducir los factores generadores. Los fenómenos fundamentales que concurren en días parcialmente cubiertos son:

El tipo de nubosidad puede variar entre unas capas de nubes, parcialmente transparentes y gran extensión, a numerosas nubes aisladas de gran opacidad.

El nivel de nubosidad puede ser constante todo el día, o concentrarse en periodos de mañana, mediodía o tarde. En algunas localidades son frecuentes los cielos diarios, como los climas tropicales, que presentan cielos claros al amanecer, nubosidad creciente hasta media tarde, luego precipitaciones y con crepúsculos otra vez claros.

En el caso de nubes aisladas se producirá una serie aleatoria temporal de claras y nubes, dependiendo del porcentaje de ciclo cubierto, tamaño de las nubes y velocidad de desplazamiento (viento). Estos cielos temporales se podrían simular a partir de pocos parámetros con técnicas estadísticas, tales como las series estocásticas autoconvergentes.

Según el tipo de nubosidad, se pueden presentar regímenes paralelos de radiación directa y difusa, o al contrario con oscilaciones contrapuestas.

También son frecuentes picos de elevada intensidad, cuando coincide una alta radiación difusa con una ventana de sol directo.

Suelen aparecer importantes de reflexión, tanta de reflexión lateral de nubes soleadas como el incremento de radiación difusa procedente de nubes que reciben la reflexión o albedo del suelo parcialmente soleado.

En conclusión se considera que la forma mas adecuada de considerar los días parcialmente soleados es partir de series de datos reales de intensidad solar directa y difusa representativos de la localidad y la época del año. En caso de disponer de registros diarios continuos de horas de sol efectivas se podría realizar una aproximación de cálculo suponiendo el cielo totalmente claro en los instantes que luzca el sol y totalmente cubierto en aquellos periodos sin radiación directa.

En caso de disponerse únicamente del número total de horas diarias efectivas de sol se precisaría de técnicas estadísticas elaboradas, que exceden el presente trabajo, que considere series temporales de intensidad de frecuencia pseudoaleatorias correlacionadas con la radiación total diaria, tanto directa como difusa.

3.8.10. Intensidad solar directa sobre planos inclinados (I_{BD})

Si se conoce la intensidad normal directa I_{ND} y la posición del sol dada para su altura solar A y su azimut Z , es posible determinar la intensidad directa I_{BD} sobre cualquier superficie con inclinación θ (horizontal = 0) y orientación azimutal ϕ (sur = 0), mediante la ley del coseno del ángulo β que forma la normal a la superficie y la dirección de los rayos del sol, mediante la siguiente expresión:

$$\cos \beta = \cos A \times \operatorname{sen} \theta \times \operatorname{coss}(Z - \phi) + \operatorname{sen} A \times \cos \theta \quad (3.65)$$

$$I_{\beta D} = I_{ND} \times \cos \beta \quad (\text{W/m}^2) \quad (3.66)$$

Debiéndose comprobar que $\cos \beta$ sea un valor positivo, ya que en caso contrario sería síntoma que la superficie estaría a la sombra y la intensidad $I_{\beta D}$ sería nula. También hay que comprobar que la altura solar a supere a la altura A_h del horizonte real para cada azimut, de manera que el sol sobresalga de las obstrucciones solares.

3.8.11. Intensidad solar difusa sobre planos inclinados ($I_{\beta D}$)

Si se conoce la intensidad horizontal difusa I_{hd} suponiendo que dicha radiación llega con la misma intensidad desde cualquier dirección del cielo, y que la altura del horizonte real A_h es nula (sin obstrucciones visibles), es posible determinar la intensidad difusa $I_{\beta D}$ sobre cualquier superficie con inclinación θ (horizontal = 0), cualquiera que sea su orientación azimutal ϕ , mediante el factor del ángulo entre la normal a la superficie y el cenit de la semiesfera celeste, según la siguiente expresión propuesta por (ASHRAE Ap1/82 p.57.9), matemáticamente idéntica a la expuesta en referencia (Gamier, SE v. 13.24) y propuesta por Kondratyev's:

$$I_{\beta D} = I_{hd} \frac{1 + \cos \theta}{2} = I_{hd} \times \cos^2 \left(\frac{\theta}{2} \right) \quad (\text{W/m}^2) \quad (3.67)$$

La expresión es rígidamente válida para una inclinación $\theta = 0$ (horizontal, factor 1,0) y $\theta = 90$ (vertical, factor 0,5), y para superficies inclinadas con ángulos intermedios da valores ajustados a la ley del coseno, ya que las radiaciones que se suprimen son

casi paralelas a la superficie (el coseno del ángulo de la radiación respecto a la normal casi nulo) y tienen menor influencia relativa que las radiaciones mas perpendiculares a la superficie. Así, para una inclinación de 45° da un factor de 0.853, superior al 75% del ángulo sólido visible de la semiesfera.

Cuando el horizonte real tiene una altura A_h reducida sobre el horizonte teórico se puede utilizar la siguiente expresión aproximada, que da un factor de radiación difusa ligeramente superior al real, aunque se compensa por una disminución proporcional de la radiación reflejada:

$$I_{\beta D} = I_{hd} \times \frac{1 + \cos(\theta + A_h)}{2} \quad (\text{W/m}^2) \quad (3.68)$$

3.8.12. Intensidad reflejada sobre planos inclinados ($I_{\beta R}$)

La intensidad de la radiación reflejada $I_{\beta R}$ por un terreno llano (altura de horizonte real A_h nula) sobre una superficie no horizontal depende de su ángulo de inclinación θ (horizontal = 0), de la intensidad horizontal total incidente I_{ht} y el coeficiente de reflexión o albedo del entorno alb , suponiendo que la radiación reflejada sea difusa y llegue con la misma intensidad desde cualquier dirección del suelo, y se puede determinar según la siguiente expresión propuesta por [ASHRAE Apl/82 p.57.9]:

$$I_{\beta R} = I_{ht} \times alb \times \frac{1 + \cos \theta}{2} \quad (\text{W/m}^2) \quad (3.69)$$

Cuando el horizonte real tiene una altura A_h reducida sobre el horizonte teórico se puede utilizar la siguiente expresión aproximada, que da un factor ligeramente inferior al real que se compensa con incremento proporcional de la radiación difusa:

$$I_{\beta R} = I_{ht} \times alb \times \frac{1 + \cos(\theta + A_h)}{2} \quad (\text{W/m}^2) \quad (3.70)$$

El coeficiente de reflexión o albedo *alb* del terreno del entorno depende de la naturaleza de su superficie, con valores según Threlkeld menores de 0.10 para pavimentos asfaltados, 0.15 para grava, de 0,21 a 0.33 para hormigones según su edad, y de 0.20 a 0.30 para césped, estas dos últimas superficies con una marcada propiedad especular. Algunos autores no toman en consideración la componente reflejada de la radiación solar por estar afectados por coeficientes de reflexión generalmente bajos y por que el terreno próximo a los edificios está frecuentemente en sombra, pero se debe ponderar cuidadosamente cuando el entorno presente superficies altamente reflectantes, como las cubiertas metalizadas o pavimentos claros o pulidos.

En el caso de obstrucciones visuales por encima del horizonte real, compuestas generalmente por superficies verticales, influye notablemente su exposición a la radiación directa, siendo máxima la radiación reflejada cuando está opuestas al sol, como ocurre con paisajes opuestos a fachada orientadas la norte. En estos casos el coeficiente de reflexión o albedo *alb* puede alcanzar valores elevados.

3.8.13. Intensidad solar total sobre cualquier superficie ($I_{\beta T}$)

Tal como se ha descrito en los apartados anteriores, la intensidad total incidente $I_{\beta T}$ sobre cualquier superficie β se obtiene sumando cada una de sus componentes directa, difusa y reflejada y la energía absorbida Q_s por el conductor será proporcional al coeficiente de absorción α a la radiación de onda corta de la superficie.

$$I_{\beta T} = I_{\beta D} + I_{\beta d} + I_{\beta R} \rightarrow Q_a = \alpha \cdot I_{\beta T} \quad (\text{W/m}^2) \quad (3.71)$$

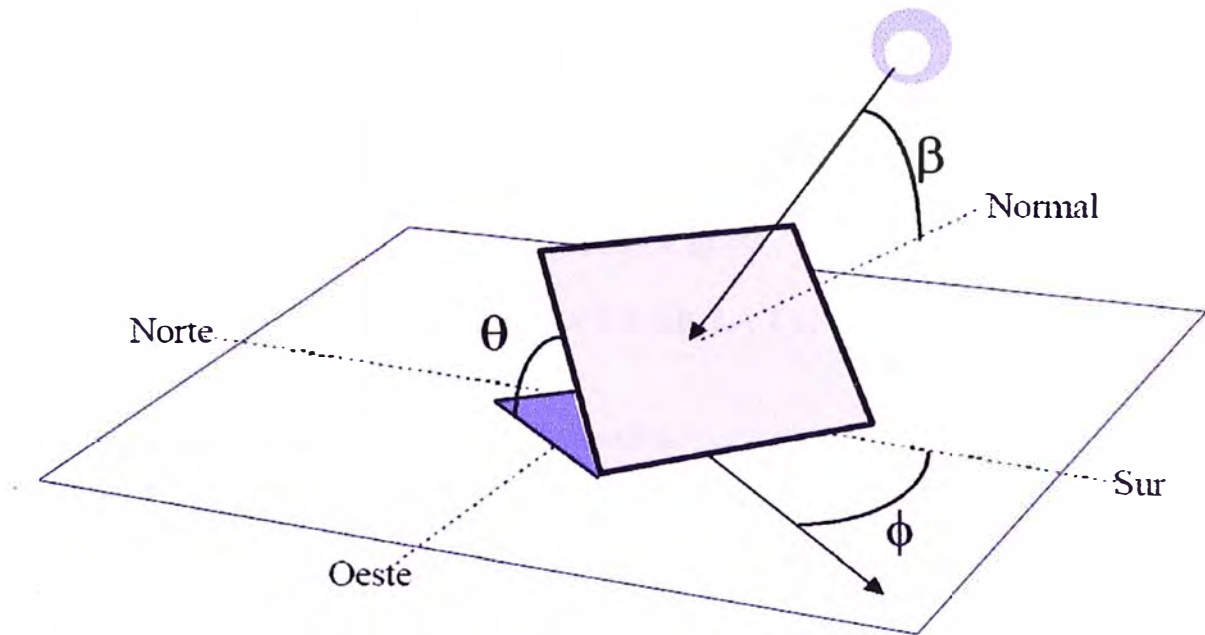


Fig. 3.2 Ángulos de inclinación θ , orientación ϕ y solar respecto a la normal β de una superficie

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA PARA CALCULAR LA CORRIENTE AMPACITY

4.1. Factores que influyen en estado estable

4.1.1. Propiedades físicas del material conductor

Material (cobre, aluminio acero y combinaciones), construcción (monometal, compuesto), tamaño (diámetro exterior), resistencia (resistencia DC y AC a una fuente de frecuencia y temperatura del conductor), condiciones superficiales (capacidad de emitir y absorber calor).

4.1.2. Geografía

Localización (altitud de la línea sobre el nivel del mar, viscosidad absoluta, densidad y conductividad térmica del aire), posición (altitud del sol, azimut del sol, azimut de la línea).

4.1.3. Meteorología

Velocidad del viento (flujo laminar o turbulento, estación del año), temperatura ambiente (tiempo del día), humedad absoluta a nivel del suelo.

4.2. Símbolos

A fin de simplificar la comprensión de los procedimientos del presente cálculo, los símbolos se definen de la siguiente manera:

P_f : Pérdida de calor debida a la convección, w/m

P_r : Pérdida de calor debida a la radiación, w/m

P_s : Calor ganado debido a la irradiación, w/m

P : Calor ganado debido a la corriente, w/m

D : Diámetro del conductor, m

I : Corriente, Amp

R_{75} : Resistencia del conductor a la corriente alterna a 75°C, ohm/m

R_{25} : Resistencia del conductor a la corriente alterna a 25°C, ohm/m

R : Resistencia del conductor a la corriente alterna a la temperatura T_c , ohm/m

T_{amb} : Temperatura del ambiente, °C

$T_{max.amb}$: Temperatura máxima del ambiente, °C

$T_{min.amb}$: Temperatura mínima del ambiente, °C

T_c : Temperatura en la superficie del conductor, °C

v : Velocidad del viento, m/s

ρ_f : Densidad del viento, Kg/m³

u_f : Viscosidad cinemática de la película de aire en la superficie del conductor,

m²/s

wet : Presión absoluta a nivel del suelo, Kg/m / Kg/m

k_f : Conductividad térmica del aire, W/m°C

ε : Coeficiente de emisividad de la superficie del conductor

0.23 para conductor nuevo

0.91 para conductor ennegrecido

0.50 promedio considerado aceptable

H : Metros sobre el nivel del mar, m

I_{BT} : Intensidad solar total sobre cualquier superficie, W / m^2

alb : Albedo

α : Coeficiente de absorción solar del conductor

0.23 para conductor nuevo

0.95 para conductor ennegrecido

4.3. Fórmulas

4.3.1. Balance de energía

Aplicando la primera ley de la termodinámica a un conductor en el equilibrio, es decir en el estado permanente final, con las suposiciones: de que la temperatura en todo el conductor es uniforme y propiedades constantes (resistividad, emisividad), se deduce la siguiente ecuación:

$$P + P_s = P_f + P_r \quad (4.1)$$

Aplicando la ecuación 3.11 se obtiene:

$$I = \sqrt{\frac{P_f + P_r - P_s}{R}} \quad (4.2)$$

De la ecuación 3.13 se obtiene:

$$R = \frac{3R_{25} - R_{75}}{2} + \frac{T_c \times (R_{75} - R_{25})}{50} \quad (4.3)$$

4.3.2. Evaluación de P_r

$$P_r = 0.017825 \times D \times \varepsilon \times \left(\left(\frac{273 + T_c}{100} \right)^4 - \left(\frac{273 + T_{amb}}{100} \right)^4 \right) \quad (4.4)$$

4.3.3. Evaluación de P_f

La pérdida de calor debida a la convección entre la superficie de un conductor y el aire en W/m, según publicaciones del IEEE (Davis y Morgan – 1978), se puede calcular por las siguientes ecuaciones:

- a) **Perdida de calor por convección natural (velocidad del viento menor a 2.2 Km/hr)**

$$P_f = 0.072 \times D^{0.75} \times (T_c - T_{amb})^{1.25} \quad (Watts / pie) \text{ a nivel del mar} \quad (4.5)$$

$$P_f = 0.283 \times \rho^{0.5} \times D^{0.75} \times (T_c - T_{amb})^{1.25} \quad (Watts / pie) \text{ para altitudes sobre el nivel del mar} \quad (4.6)$$

- b) **Perdida de calor por convección forzada (velocidad del viento mayor o igual a 2.2 Km/hr)**

$$P_{f1} = \left(1.01 + 0.371 \times \left(\frac{D \rho_f \nu}{u_f} \right)^{0.52} \right) \times k_f \times (T_c - T_{amb}) \quad (Watts / pie) \quad (4.7)$$

$$P_{f2} = 0.1695 \times \left(\frac{D \rho_f \nu}{u_f} \right)^{0.6} \times k_f \times (T_c - T_{amb}) \quad (Watts / pie) \quad (4.8)$$

El mayor entre P_{f1} y P_{f2} es tomado como P_f . Los valores de ρ_f, u_f, k_f (densidad, viscosidad y coeficiente de conductividad térmica del aire) se obtienen de la tabla 4.1.

$$T_f = \frac{T_c + T_{amb}}{2} \quad (4.9)$$

Tabla 4.1 Viscosidad, densidad y conductividad térmica del aire

	Viscosidad absoluta	Densidad del aire				Conductividad térmica del aire
T	Uf	Lb / cc pie				Kf
°C	Lb / horas pie	Nivel del mar	5000 pie	10000 pie	15000 pie	W / pie °C
0	0.0415	0.0807	0.0671	0.0554	0.0455	0.00739
5	0.0421	0.0791	0.066	0.0545	0.0447	0.0075
10	0.0427	0.0779	0.0648	0.0535	0.0439	0.00762
15	0.0433	0.0765	0.0636	0.0526	0.0431	0.00773
20	0.0439	0.0752	0.0626	0.0517	0.0424	0.00784
25	0.0444	0.074	0.0616	0.0508	0.0417	0.00795
30	0.045	0.0728	0.0606	0.05	0.0411	0.00807
35	0.0456	0.0716	0.0596	0.0492	0.0404	0.00918
40	0.0461	0.0704	0.0586	0.0484	0.0397	0.0083
45	0.0467	0.0693	0.0577	0.0476	0.0391	0.00841
50	0.0473	0.0683	0.0568	0.0469	0.0385	0.00852
55	0.0478	0.0672	0.0559	0.0462	0.0379	0.00864
60	0.0484	0.0661	0.055	0.0454	0.0373	0.00875
65	0.0489	0.0652	0.0542	0.0448	0.0367	0.00886
70	0.0494	0.0643	0.0515	0.0442	0.0363	0.00898
75	0.05	0.0634	0.0527	0.0436	0.0358	0.00909
80	0.0505	0.0627	0.0522	0.0431	0.0354	0.00921
85	0.051	0.0616	0.0513	0.0423	0.0347	0.00932
90	0.0515	0.0608	0.0506	0.0418	0.0343	0.00948
95	0.0521	0.0599	0.0498	0.0412	0.0338	0.00952
100	0.0526	0.0591	0.0492	0.0406	0.0333	0.00966

c) Ecuaciones para la Tabla 4.1:

Aplicando regresiones polinomiales que son convenientes para calcular datos incluidos en tablas para uso por ordenador, los polinomios para ajustar a una ecuación son de la forma: $Y = A + Bx + Gx^2 + Dx^3 + Ex^4 + Fx^5$.

Lutwen sugiere que la ecuación para la densidad debe tomar otra forma que considere el efecto de la temperatura en °C y elevación (H) en pies. Las ecuaciones son:

$$\rho_f = \frac{0.080695 - 0.2901 \times 10^{-5} \times H + 0.37 \times 10^{-10} \times H^2}{1 + 0.00367 \times T_f} \quad (\text{Lb} / \text{pie}^3) \quad (4.10)$$

$$u_f = 0.0415 + 1.2034 \times 10^{-4} \times T_f - 1.1442 \times 10^{-7} \times T_f^2 + 1.9416 \times 10^{-10} \times T_f^3 \quad (\text{Lb/hr.pie}) \quad (4.11)$$

$$k_f = 0.007388 + 2.27889 \times 10^{-5} \times T_f - 1.34328 \times 10^{-8} \times T_f^2 \quad (\text{W / pie}) \quad (4.12)$$

4.3.4. Evaluación de P_s

$$P_s = \alpha \times D \times I_{gr} \quad (4.13)$$

a) Evaluación de I_{gr}

El cálculo de las intensidades instantáneas de radiación solar sobre una superficie horizontal, en sus componentes directas y difusa, en cualquier lugar y época, y considerando la nubosidad del cielo es una compleja tarea que requiere de sucesivas etapas de aproximación, así como tener que asumir ciertas simplificaciones, o mejor dicho, considerar como datos de partida los valores estadísticos de variables aleatorias, por lo que los resultados se deben considerar como valores medios de proyecto, adecuados para la predicción del comportamiento térmico de los conductores en condiciones de ambientes parametrizables.

El proceso de cálculo propuesto es bastante reiterativo y adecuado para ser programado por ordenador, por lo que se ha desarrollado el programa IntensidadSolar.dat en el lenguaje de MATLAB, donde se sintetiza el procedimiento de este apartado y los siguientes, y cuyo listado comentado será utilizado como base para su desarrollo.

Variación diaria de la intensidad directa y difusa en cielos despejados

La ley de distribución de la intensidad solar durante el día está basada en el modelo de radiación solar propuesto por (ASHRAE Apl/82, p.57.2...), corregida por la corrección de los coeficientes b y c según la humedad de la atmósfera definida por la

altura de agua precipitable Ap (mm). La radiación solar diaria horizontal se basa en el modelo de Bristol-Campbell, los resultados se estiman para instantes cada 15 minutos durante un día (m=96).

```
function [Ibt]= IntensidadSolar(Tamb ,Tmaxamb ,Tminamb ,hn , Alt, wet, fecha, Hora,
lat, ori, inc, ah, alb)
%"Programa <IntensidadSolar.DAT> "
%"CALCULO GENERAL DE INTENSIDAD SOLAR SOBRE SUPERFICIES INCLINADAS"
%"Ecuación intensidad [ASHRAE APLIC/82, P.57.2] adaptada a humedad"
%"Ecuación insolación (Kt) [Bristol-Campbell]"
%"Hipótesis: m=96/día"
%"Temperatura ambiente (°C)"; Tamb
%"Temperatura máxima ambiente (°C)"; Tmaxamb
%"Temperatura mínima ambiente (°C)"; Tminamb
%"Energía solar incidente diaria (Kwh/m2 día)"; hn
%"Altura (msnm)"; Alt
%"Presión absoluta a nivel del suelo (gva/kgas) "; wet
%"Fecha (1-365)"; fecha
%"Hora (24 horas)"; Hora
%"Latitud (°)"; Lat
%"Orientación (E=-90°, S=0°) "; ori
%"Inclinación (horizontal=0°) "; inc
%"Altura horizontal (mar=0°) "; ah
%"Albedo "; alb

m = 96
rad = atan(1) / 45
```

Los datos iniciales son la fecha ordinal del año (fecha)(1-365) y la humedad absoluta a nivel del suelo (wet)(g.v.a./Kg.a.s.), a partir de los cuales se calcula la altura de agua precipitable (ap)(mm), la intensidad solar normal extraterrestre (i_0), y los coeficientes (b) y (c) de la ecuación de ASHRAE. El coeficiente (a), equivalente a la intensidad aparente normal directa extraterrestre se fija en un valor arbitrario $I_{OD} = 1000 \text{ (W/m}^2\text{)}$ como referencia provisional.

```
Dens =(0.080695 - 0.2901 * 10 ^ -5 * (Alt/0.3048) + 0.37 * 10 ^ -10 * (Alt/0.3048) ^
2) * (16.0184)/(1+0.00367 * Tamb) %kg/m3
ap = 2.2 * Dens * wet %mm
i0 = 1353 * (1 - .0335 * SIN(360 * rad * (fecha - 95) / 365))
a = 1000 %intensidad i0d de referencia
b = .115 + .0033 * ap %coef exp ind
c = .024 + .004 * ap %coef ihf
```

Se calcula la declinación (DECL) de la fecha y los valores auxiliares C1 y C2 para el cálculo de la altura solar. El programa utiliza los ángulos en radianes, por lo que se utiliza el factor (rad) para convertir los ángulos sexagesimales.

```
DECL = (23.45 * rad) * SIN(360 * rad * (fecha - 81) / 365)
C1 = SIN(lat * rad) * SIN(DECL)
C2 = COS(lat * rad) * COS(DECL)
```

Durante el intervalo 0:00 a 24:00 horas se calcula en cada instante el ángulo horario (w) y el seno de la altura solar (sena), comprobándose si es de día (sena>0), y aplicándose la ecuación de ASHRAE para días claros para hallar la intensidad normal directa (ind) y las intensidades horizontal directa (ihd), difusa (ihf) y total (ih). También se integran numéricamente la radiación diaria horizontal directa (hd), difusa (hf), total (h) y extraterrestre (h0).

```
for y=1:m                                     %instante 24/M= 1/4 HORA
    w = (y / m * 360 - 180) * rad             %angulo horario
    sena = C1 + C2 * COS(w)                  %seno altura sol
    if sena <= 0                               %noche
        ihd(y) = 0
        ihf(y) = 0
        ih(y) = 0
    else
        ind = a * exp(-b / sena)              %int. normal directa dia claro
        ihd(y) = ind * sena                   %horizontal directa
        ihf(y) = c * ind                       %horizontal difusa
        ih(y) = ihd(y) + ihf(y)               %horizontal total
        hd = hd + ihd(y) * 86400 / m           %diaria directa, w->julio
        hf = hf + ihf(y) * 86400 / m           %diaria difusa
        h0 = h0 + i0 * sena * 86400 / m       %diaria extraterrestre
    end
end
h = hd + hf                                   %diaria total horizontal
```

A continuación se convierten los valores de intensidad horizontal, estimados para la intensidad de referencia $a = 1000(\text{W}/\text{m}^2)$, el *coeficiente de intensidad* para una radiación horizontal diaria unidad, mediante la división por su integral antes calculada, con lo que obtiene la *ley de variación diaria de intensidad*.

```
'intensidad -> coeficiente de intensidad para diaria=1
for y=1:m
    ihd(y) = ihd(y) / hd                       %horizontal directa
    ihf(y) = ihf(y) / hf                       %horizontal difusa
    ih(y) = ih(y) / h                           %horizontal total
end
```

Variación diaria de la intensidad directa y difusa en cielos despejados

Una vez calculados los coeficientes de intensidad directa, difusa y normal para cualquier instante de un día claro, es preciso estimar la magnitud de la radiación diaria horizontal para cualquier índice de nubosidad, según la siguiente metodología.

Se calcula para un día claro ($kt = a_B$) la radiación horizontal diaria total (hc) (J/m^2 día), difusa (hfg) y directa (hdc) según la ecuación de Bristol-Campbell.

```

hn = hn*3600007
kt = hn / h0
c1 = 2.116 - 0.072 * (Tmaxamb - Tminamb) + 57.574 * exp(lat)
b1 = 0.107 * c1 ^ (-2.6485)
a1 = kt / (1 - exp(-b1 * (Tmaxamb - Tminamb) ^ c1))
hc = h0 * a1
if a1 <= 0.17
    kd = 0.99
elseif 0.17 < a1 < 0.75
    kd = 1.88 - 2.272 * a1 + 9.473 * a1 ^ 2 - 21.865 * a1 ^ 3 + 14.648 * a1 ^ 4
elseif 0.75 <= a1 < 0.80
    kd = -0.54*a1 + 0.632
else
    kd = 0.2
end
hfc = hc * kd
hdc = hc - hfc

```

A partir del dato de la radiación horizontal diaria total (hn) se calcula la radiación horizontal directa (hdn) según la ecuación anterior. La radiación difusa se divide en la suma de dos componentes ($hfcn + hfnn$), suponiendo que un día parcialmente nuboso consta de periodos o ventanas de sol directo en una proporción (hdn/hdc) durante los cuales la radiación difusa en periodos claros de días nubosos ($hfcn$) corresponden a la radiación difusa de días claros (hfc). El resto de la radiación difusa ($hfn-hfcn$) corresponde a periodos nublados de días nubosos ($hfnn$).

```

if kt <= 0.17
    kd = 0.99
elseif 0.17 < kt < 0.75
    kd = 1.88 - 2.272 * kt + 9.473 * kt ^ 2 - 21.865 * kt ^ 3 + 14.648 * kt ^ 4
elseif 0.75 <= kt < 0.80
    kd = -0.54*kt + 0.632
else
    kd = 0.2
end
hfn = hn * kd
hdn = hn - hfn
hfcn = hfc * hdn / hdc
hfnn = hfn - hfcn

```

Una vez conocida la radiación solar horizontal diaria en sus diversos componentes es sencillo calcular la intensidad en cada instante multiplicándola por los coeficientes de intensidad antes calculados, con la siguiente salvedad: la intensidad difusa es la suma de la radiación difusa en periodos claros (hfcn) multiplicada por el coeficiente de la intensidad difusa en días claros (ihf), mas la radiación difusa en periodos nublados (hfnn) multiplicada por el coeficiente de la intensidad total en días claros (ih), dado que esta última fracción es proporcional a la intensidad total que incide por encima de las nubes.

```
for y=1:m
    ihd(y) = ihd(y) * hdn           %horizontal directa
    ihf(y) = ihf(y) * hfcn + ih(y) * hfnn %horizontal difusa
    ih(y) = ihd(y) + ihf(y)       %horizontal total
end
```

Intensidad solar incidente sobre cualquier superficie y configuración del entorno

Una vez conocida la intensidad horizontal directa (ihd) y difusa (ihf) en cada instante del día, así como la total como suma de las anteriores (ih), es posible calcular su incidencia sobre cualquier superficie conociendo los datos del azimut de la orientación (ori), el ángulo de inclinación de la línea (inc), la altura del horizonte real sobre horizonte teórico (ah) y el coeficiente de albedo (reflectividad) del terreno del entorno (alb).

Se ha simplificado la configuración geométrica del entorno en un solo valor uniforme de altura del horizonte, utilizado tanto para detectar cuando el sol directo se oculta tras dicho obstáculo solar, como para estimar la fracción hemisférica que

corresponde al cielo visible (radiación difusa) y la que corresponde al entorno visible (radiación reflejada).

Para cada instante (y) del periodo diurno (sena>0) se calculan el ángulo horario (w), la altura solar (sena), el azimut solar (z) y el coseno del ángulo del rayo directo del sol respecto a la normal a la superficie (cosb).

```

diab = 0
for y=1:m
    w = (y / m * 360 - 180) * rad           %ángulo horario
    sena = C1 + C2 * cos(w)                %seno altura sol
    cosa = sqrt(1 - sena ^ 2)
    if sena <= 0
        beta(y) = 0                        %noche
    else
        cosz = (sin(lat * rad) * sena - sin(DECL)) / (cos(lat * rad) * cosa)
        if cosz >= 1
            cosz = 1
            z = 90
        end
        if cosz <= -1
            cosz = -1
            z = 90
        end
        if cosz ~= 0
            z = atan(sqrt(1 - cosz ^ 2) / cosz) / rad
        end
        if z < 0
            z = 180 + z
        end
        if w < 0
            z = - z
        end
        cosb = cosa * sin(inc * rad) * cos(z * rad - ori * rad) + sena * cos(inc *
rad).....sigue el bucle

```

Inmediatamente se calcula la intensidad directa sobre el plano inclinado (ibd) comprobando que no se encuentra en sombra propia o arrojada, la intensidad difusa (ibf) y la reflejada (ibr), la intensidad total (beta) (W/m^2) y la integración de la radiación diaria (diab) (J/m^2 día).

```

ibd = ihd(y) / sena * cosb                 %intensidad directa plano inclinado
if sena < sin(ah * rad)
    ibd = 0                                 %sombra
end
if cosb <= 0
    ibd = 0                                 %sombra
end
ibf = ihf(y) * (1 + cos(inc * rad + ah * rad)) / 2      %difusa
ibr = ih(y) * alb * (1 - cos(inc * rad + ah * rad)) / 2 %reflejada
beta(y) = ibd + ibf + ibr                    %intensidad total plano inclinado
diab = diab + beta(y) * 86400 / m           %diaria julios
end
end

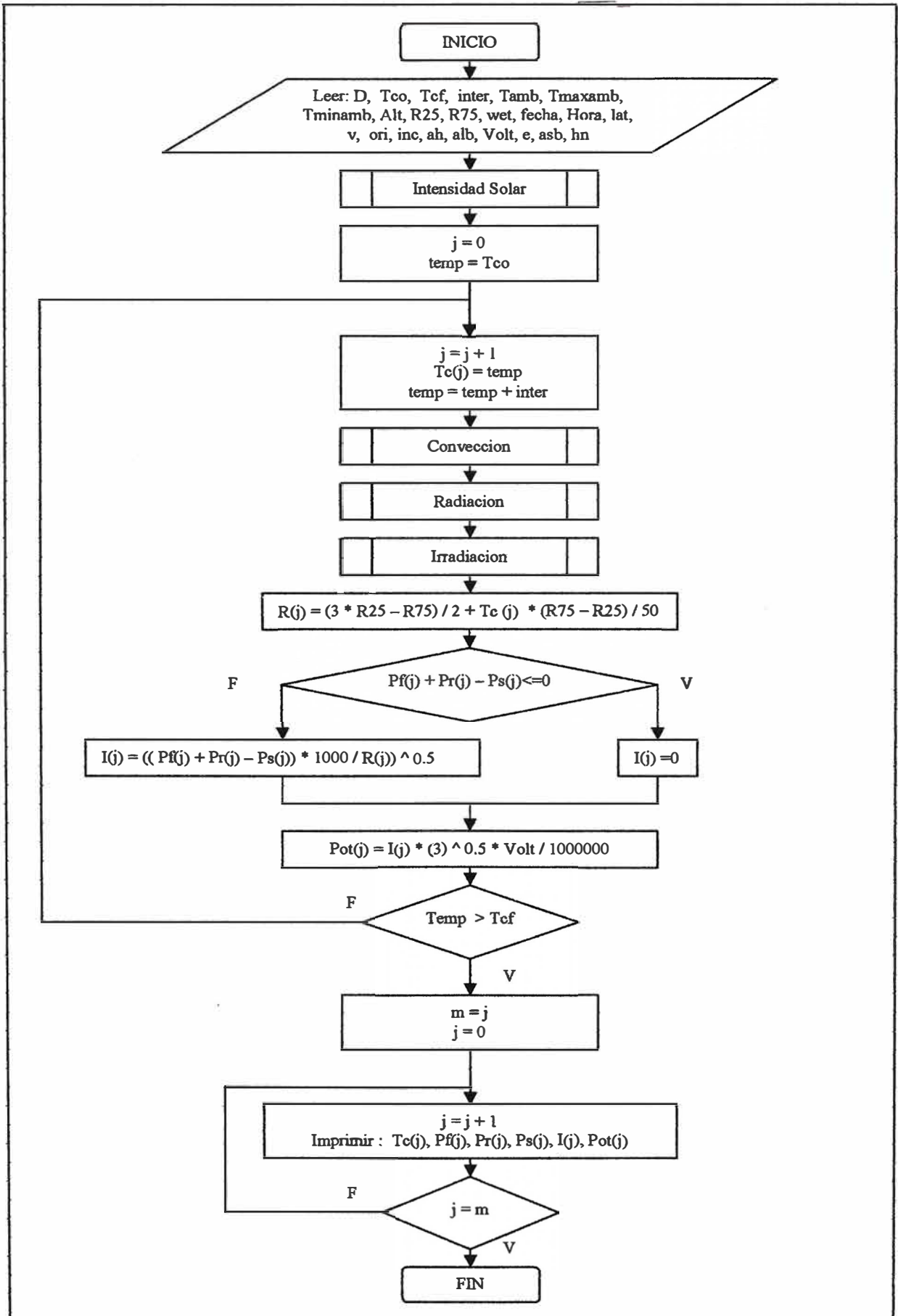
```

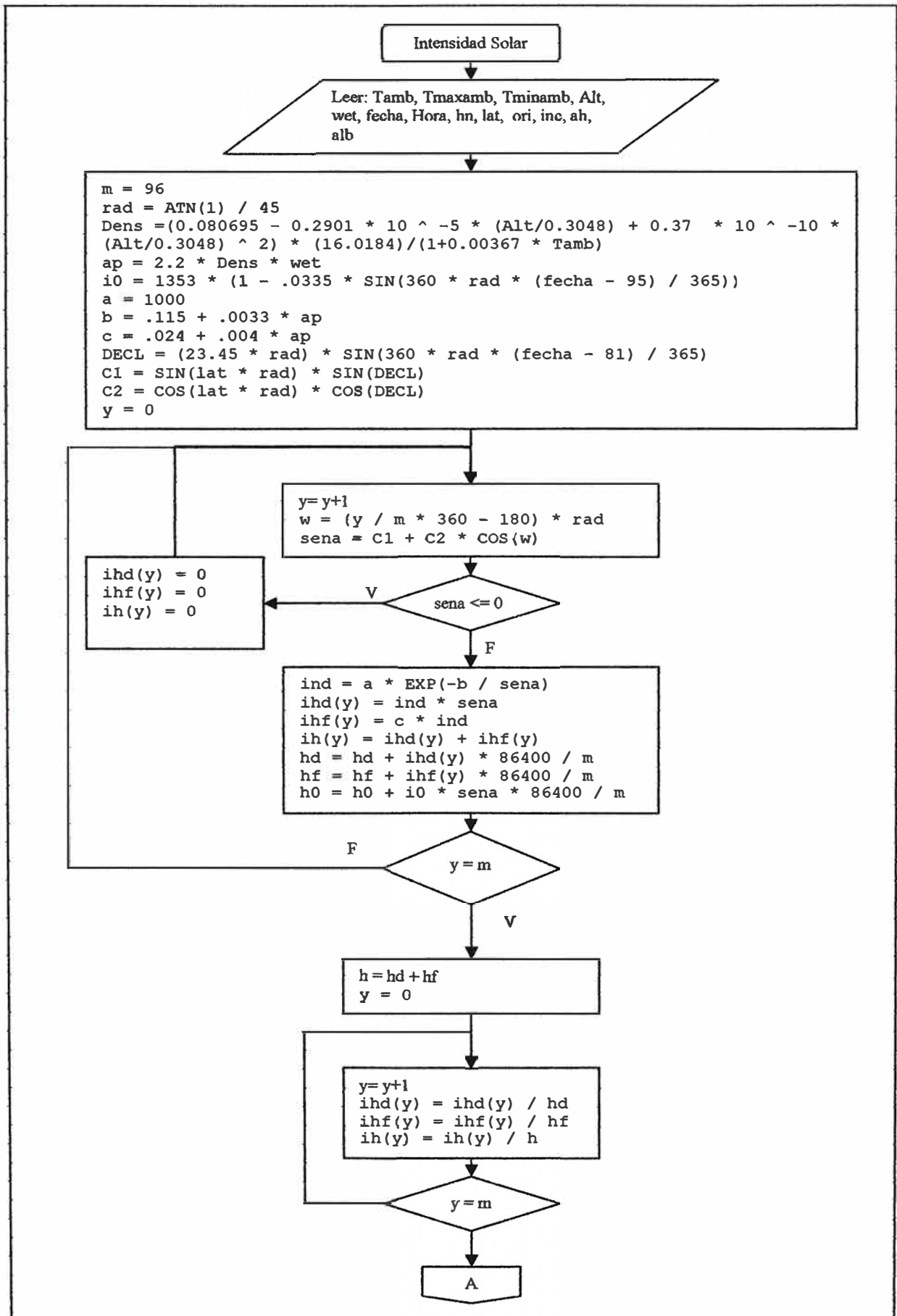
Por último solo queda seleccionar la intensidad I_{bt} para la hora solicitada:

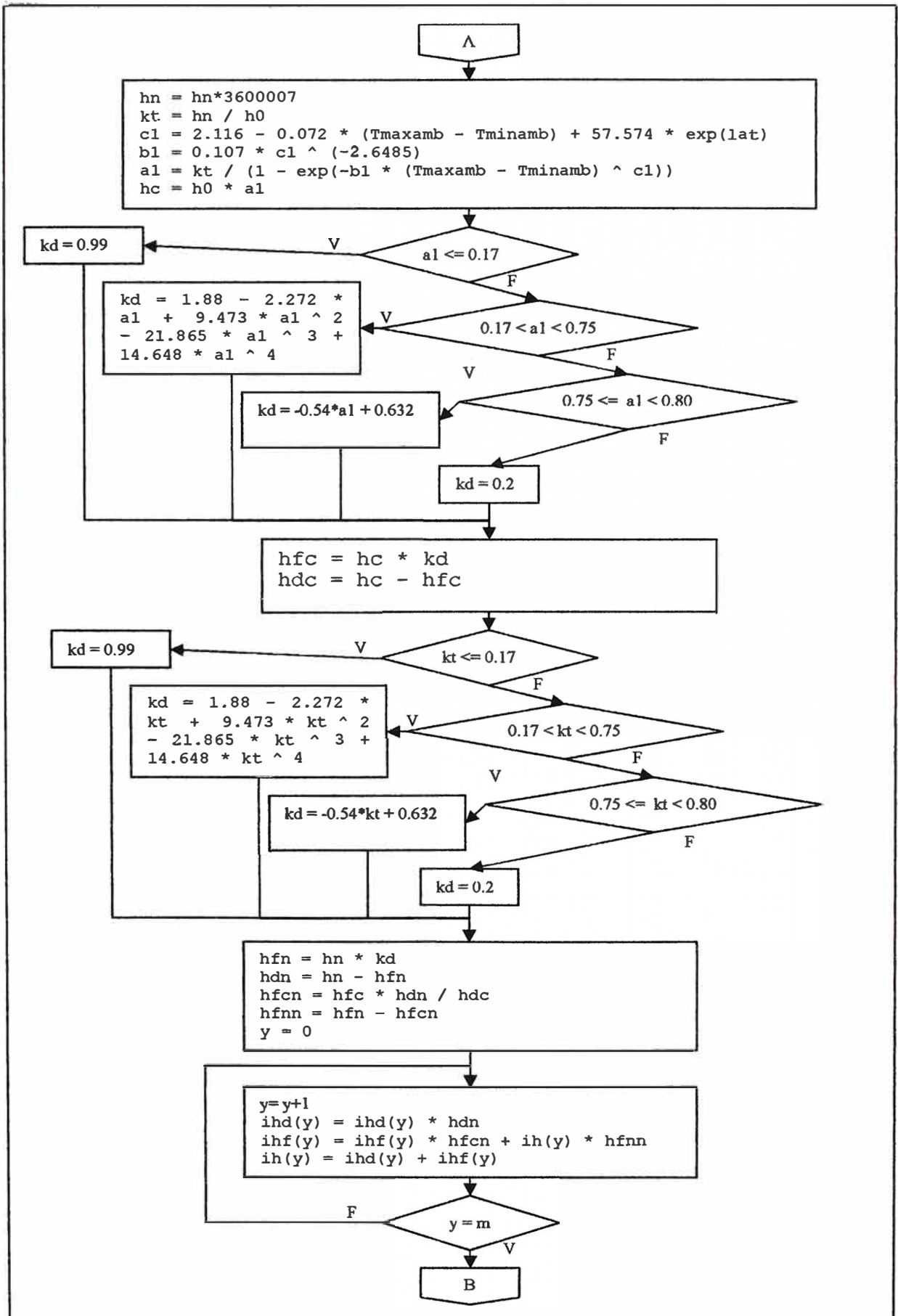
```
y = Hora * 4  
Ibt = beta(y)
```

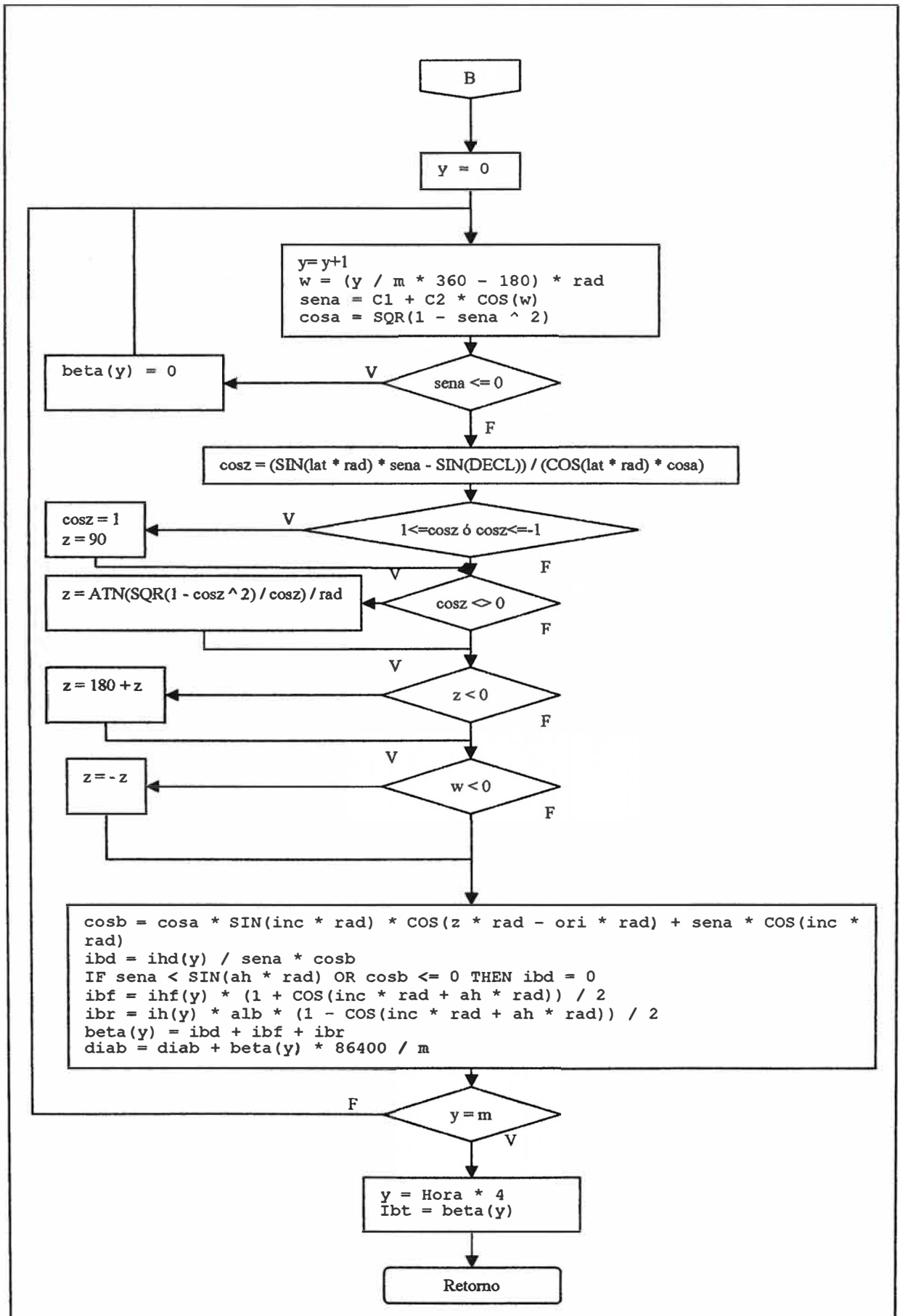
4.4. Diagrama de flujo de programa para el calculo

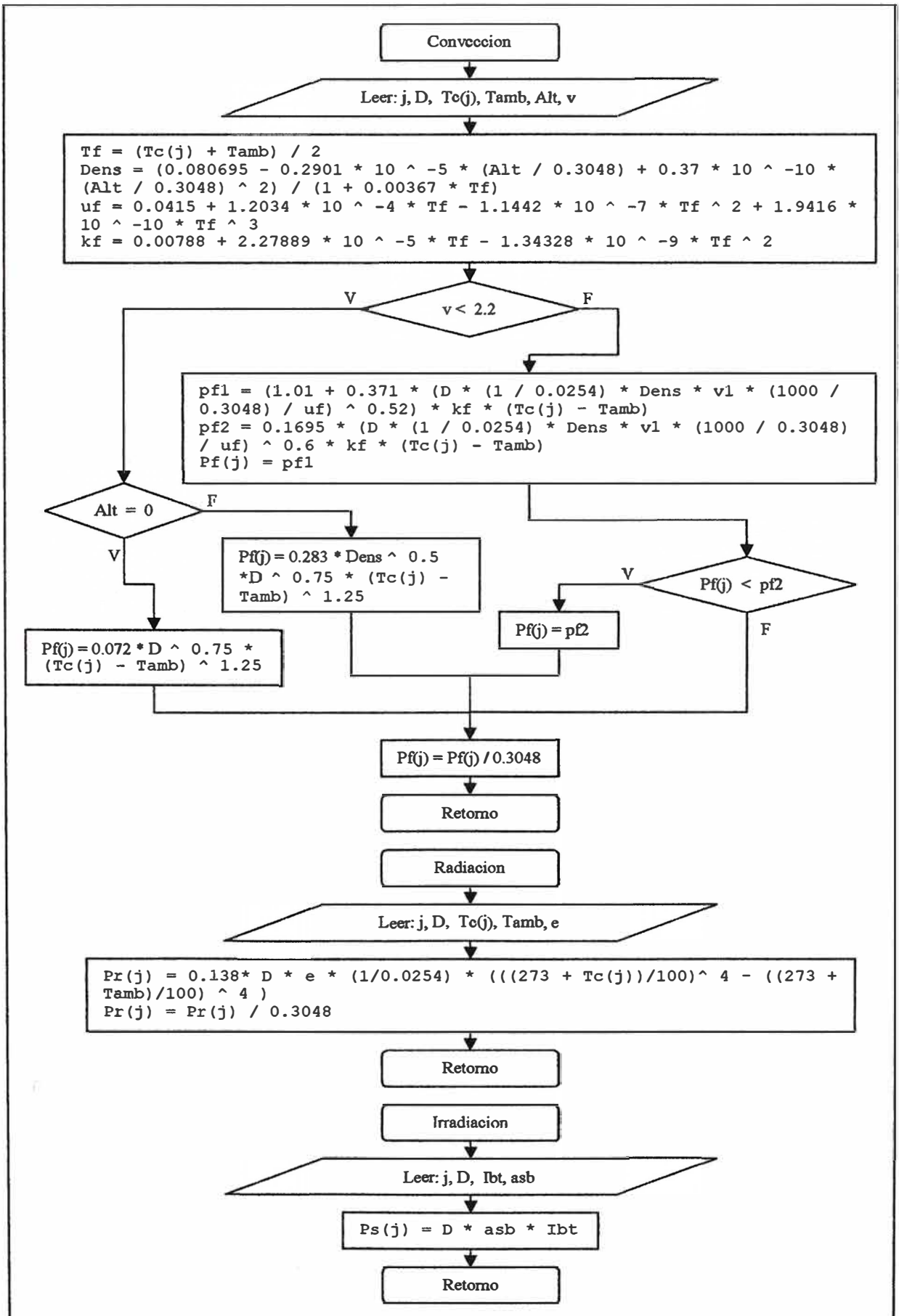
A continuación se presenta el diagrama de flujo que utilizamos para el cálculo mediante ordenador:











CAPÍTULO V

ANÁLISIS Y PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

5.1. Ejemplo de cálculo

5.1.1. Datos

El cálculo es un proceso iterativo, y es mejor completarlo por un cálculo computacional. Para demostrar el uso de las formulas, un calculo de ampacity para un conocido conductor será completada. Los datos asumidos corresponden al Proyecto Línea 60 KV Majes-Corire-Chuquibamba en el departamento de Arequipa. Encontrar la corriente en Amperios que un conductor Aa de 14.25mm de diámetro puede llevar continuamente bajo condiciones de uso sin exceder su temperatura máxima (ampacity).

Datos:

Diámetro del conductor	$D = 0.01425 \text{ mm}$
Resistencia AC del conductor a 25°C	$R_{25} = 0.145 \text{ Ohm/Km}$
Resistencia AC del conductor a 75°C	$R_{75} = 0.170 \text{ Ohm/Km}$
Coefficiente de emisividad del conductor	$e = 0.7$
Coefficiente de absorción solar del conductor	$\alpha = 0.7$

Temperatura en la superficie del conductor	$T_c = 40^\circ\text{C}$
Temperatura ambiente	$T_{amb} = 25^\circ\text{C}$
Temperatura máxima ambiente	$T_{maxamb} = 25^\circ\text{C}$
Temperatura mínima ambiente	$T_{minamb} = 10^\circ\text{C}$
Velocidad del viento	$v = 3.5 \text{ Km/hr}$
Energía solar incidente diaria (ver Anexo A)	$h_n = 5.25 \text{ Kwh/m}^2 \text{ día}$
Altitud sobre el nivel del mar (ver Anexo B)	$Alt = 2000 \text{ msnm}$
Presión absoluta a nivel del suelo	$W_{et} = 5.4 \text{ g.v.a./Kg.a.s.}$
Fecha	15 de julio = 194 días
Hora	12 horas
Latitud	$lat = -16^\circ$
Azimut de la orientación de la línea de este-oeste	$ori = -90^\circ$
Inclinación de la línea	$inc = 0^\circ$
Altura del horizonte real sobre horizonte teórico de la línea	$ah = 0^\circ$
Coefficiente de albedo: reflectividad	$alb = 0.2$

5.1.2. Pérdida de calor por convección (P_f)

Desde que la velocidad del viento es mayor que 2.2 Km/hr debe ser calculada la pérdida de calor por convección forzada. El máximo valor de las dos siguientes ecuaciones será utilizada.

$$P_{f1} = \left(1.01 + 0.371 \times \left(\frac{D\rho_f v}{u_f} \right)^{0.52} \right) \times k_f \times (T_c - T_{amb})$$

$$P_{f2} = 0.1695 \times \left(\frac{D\rho_f v}{u_f} \right)^{0.6} \times k_f \times (T_c - T_{amb})$$

Donde:

$$D = 14.25 \text{ mm} = 0.4843 \text{ pulgadas}$$

$$v = 3.5 \text{ Km / hr} = 11482.9396 \text{ pie / hr}$$

$$T_c = 40^\circ C$$

$$T_{amb} = 25^\circ C$$

$$T_f = \frac{T_c + T_{amb}}{2} = 32.5^\circ C$$

De la tabla 4.1 a 32.5°C:

$$\rho_f = 0.0621 \text{ Lb/pie}^3$$

$$u_f = 0.0453 \text{ Lb/pie hr}$$

$$k_f = 0.00811 \text{ W/pie } ^\circ C$$

$$P_{f1} = \left(1.01 + 0.371 \times \left(\frac{0.4843 \times 0.0621 \times 11482.9396}{0.0453} \right)^{0.52} \right) \times 0.00811 \times 15 = 4.8378$$

W/pie

$$P_{f2} = 0.1695 \times \left(\frac{0.4843 \times 0.0621 \times 11482.9396}{0.0453} \right)^{0.6} \times 0.00811 \times 15 = 4.4039 \text{ W/pie}$$

Entonces $P_f = 4.8378 \text{ W/pie} = 15.8384 \text{ W/m}$ de conductor

5.1.3. Pérdida de calor por radiación (P_r)

$$P_r = 0.017825 \times D \times \varepsilon \times \left(\left(\frac{273 + T_c}{100} \right)^4 - \left(\frac{273 + T_{amb}}{100} \right)^4 \right)$$

Donde:

$$D = 14.25 \text{ mm}$$

$$\varepsilon = 0.7$$

$$T_c = 40^\circ C$$

$$T_{amb} = 25^\circ C$$

$$P_r = 0.017825 \times 14.25 \times 0.7 \times \left(\left(\frac{273 + 40}{100} \right)^4 - \left(\frac{273 + 25}{100} \right)^4 \right) = 3.0436 \text{ W/m}$$

5.1.4. Calor ganado debido a la irradiación (P_s)

$$P_s = \alpha \times D \times I_{\beta T}$$

Donde:

$$\alpha = 0.7$$

$$D = 14.25 \text{ mm} = 0.01425 \text{ m}$$

Se calcula $I_{\beta T}$ usando el programa en MatLab IntensidadSolar con los datos: hn, Alt, wet, fecha, hora, lat, ori, inc, ah,alb:

$$I_{\beta T} = 758.2772 \text{ W / m}^2$$

$$P_s = \alpha \times D \times I_{\beta T} = 0.7 \times 0.01425 \times 758.2772 = 7.5638 \text{ W / m}$$

5.1.5. Resistencia (R)

Resistencia AC del conductor a 25°C: 0.145 Ohm/Km

Resistencia AC del conductor a 75°C: 0.170 Ohm/Km

$$R = \frac{3R_{25} - R_{75}}{2} + \frac{T_c \times (R_{75} - R_{25})}{50} = \frac{3 \times 0.142 - 0.170}{2} + \frac{40 \times (0.170 - 0.142)}{50}$$

$$R = 0.1504 \text{ Ohm / Km}$$

5.1.6. Ampacity (I)

$$I = \sqrt{\frac{(P_f + P_r - P_s) \times 1000}{R}} = \sqrt{\frac{(15.8384 + 3.0436 - 7.5638) \times 1000}{0.1504}}$$

$$I = 274.3244 \text{ Amp}$$

$$Pot = \frac{\sqrt{3} \times I \times V}{1000} = \frac{\sqrt{3} \times I \times 60}{1000} = 28.51 \text{ MVA}$$

5.2. Análisis teóricos de los datos y resultados obtenidos en relación con las bases teóricas de la investigación

Las condiciones del ambiente tienen considerable efecto en la corriente circulante de conductores aéreos desnudos. El tiempo provee en general, enfriamiento en el conductor, principalmente por pérdida de calor por convección (P_f) alrededor del conductor. El grado de enfriamiento depende principalmente de la temperatura del aire y la velocidad del viento normal al conductor, la velocidad del viento se vuelve la más importante. Para establecer la relación corriente – temperatura, es necesario conocer la frecuencia de ocurrencia de varias velocidades del viento con temperaturas del ambiente. La información del tiempo puede ser obtenida de estaciones locales de tiempo del Senamhi.

5.3. Análisis de la asociación de variables y resumen de las apreciaciones relevantes que produce (causa y efectos)

Con ayuda del software Ampacity (ver Anexo D) se analizaron los siguientes casos en el problema anterior:

5.3.1. Variación de la temperatura en la superficie del conductor (T_c)

Al incrementarse la temperatura en la superficie del conductor la corriente circulante se incrementa debida principalmente a la mayor pérdida de calor por convección, ver figuras 5.1 y 5.2.

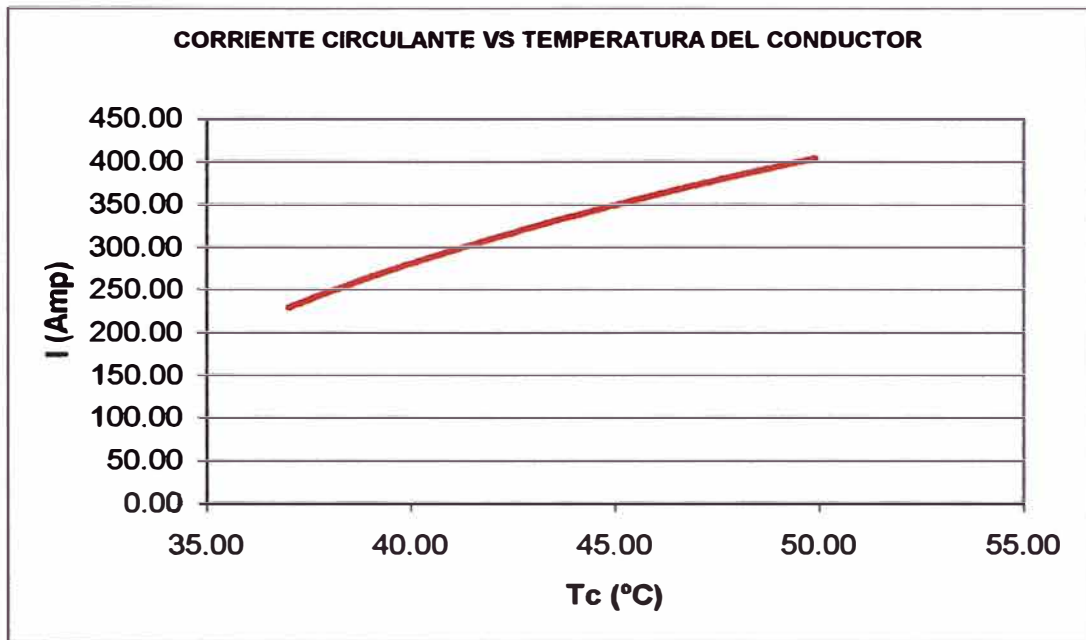


Fig. 5.1 Variación de la corriente circulante versus temperatura del conductor

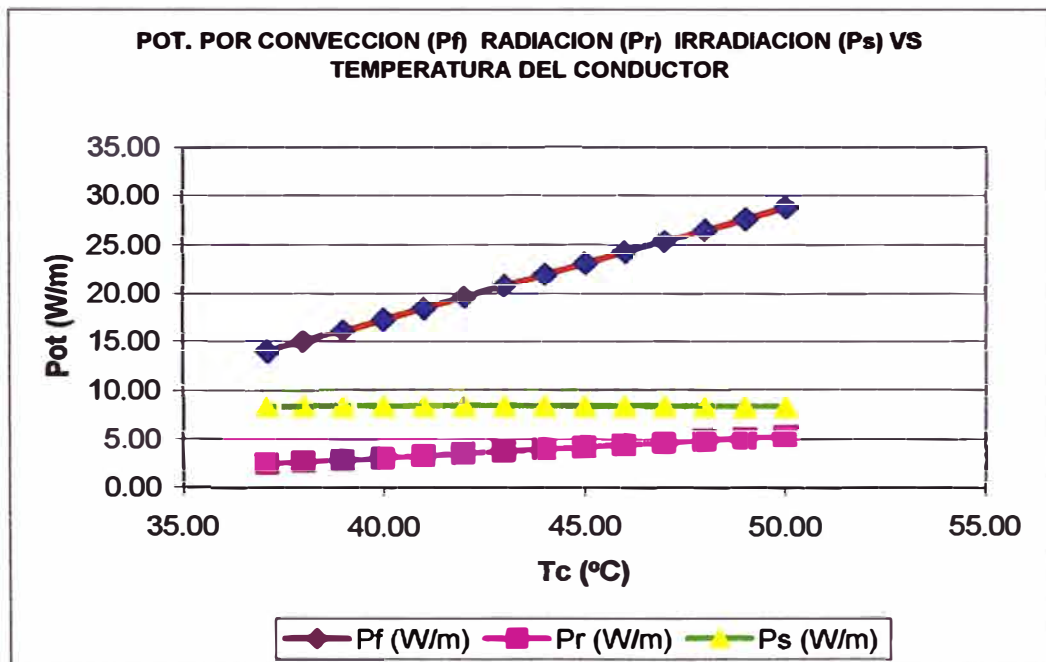


Fig. 5.2 Variación de la potencia por convección, radiación e irradiación versus temperatura del conductor

5.3.2. Variación de la temperatura ambiente (T_{amb})

Al incrementarse la temperatura ambiente la corriente circulante disminuye debida principalmente a la menor pérdida de calor por convección, ver figuras 5.3 y 5.4.

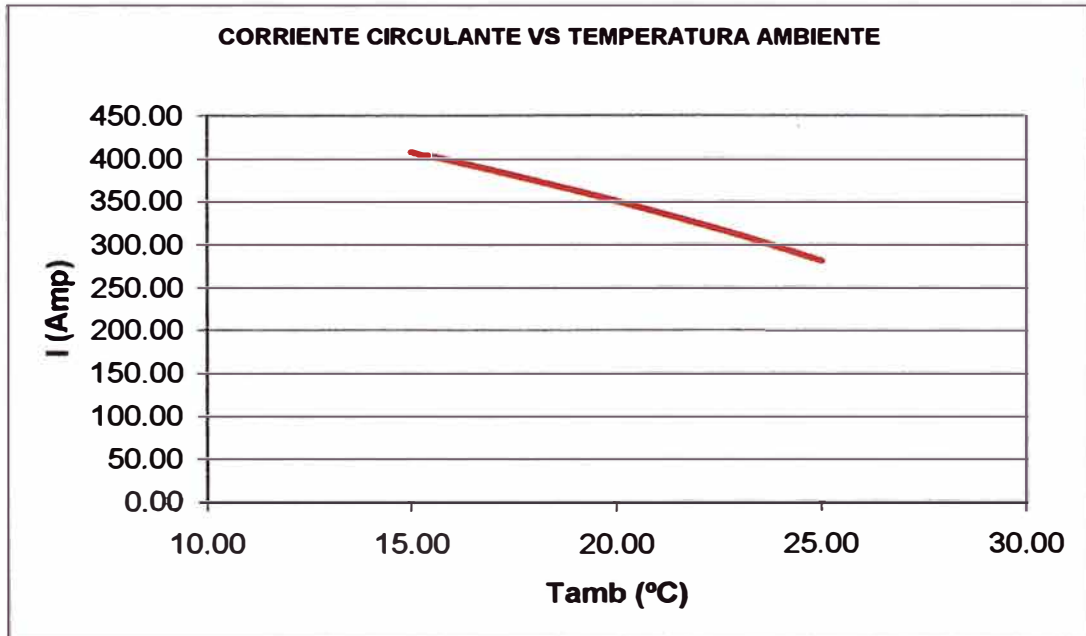


Fig. 5.3 Variación de la corriente circulante versus temperatura del ambiente

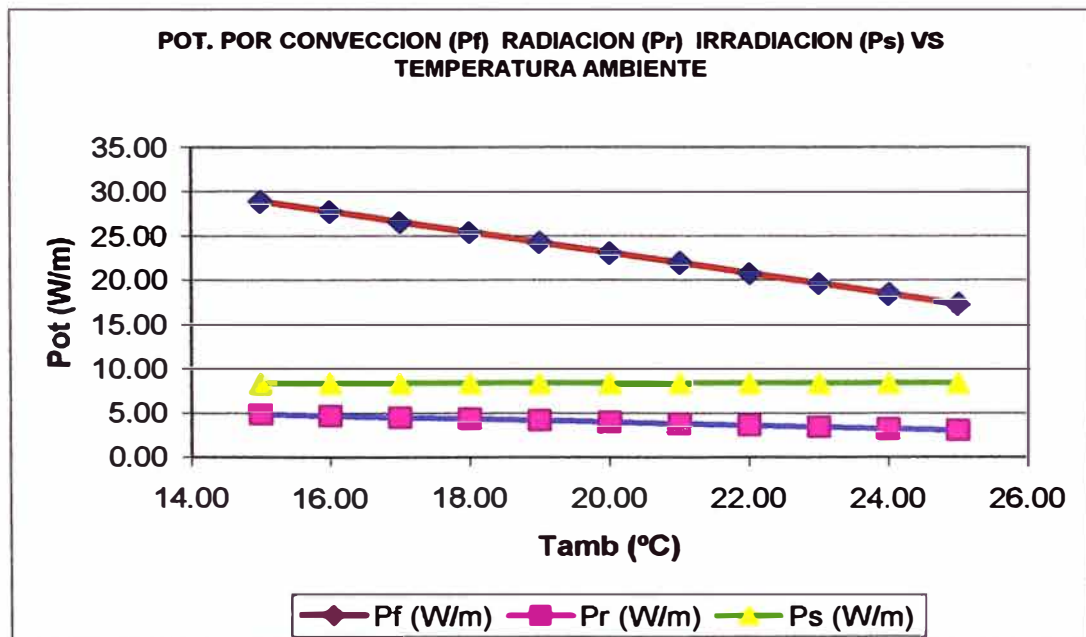


Fig. 5.4 Variación de la potencia por convección, radiación e irradiación versus temperatura ambiente

5.3.3. Variación del diámetro del conductor (D)

Las variaciones de diámetro se realizaron para un conductor de aluminio reforzado con aleación de aluminio 6201 (ACAR), al variar el diámetro también varían las secciones y la resistencia del conductor, ver tabla 5.1.

Tabla 5.1 Sección, diámetro externo y resistencia DC de un conductor de aluminio

6210 (ACAR)

Sección (mm ²)	Diámetro externo (mm)	Resistencia DC (Ohm/km)	
		25°C	75°C
78.74	11.35	0.3970	0.4707
85.02	11.80	0.3679	0.4362
99.16	12.74	0.3155	0.3740
107.00	13.25	0.2917	0.3458
125.00	14.31	0.2502	0.2966
127.00	14.57	0.2396	0.2853
152.00	15.96	0.1996	0.2378
177.00	17.23	0.1715	0.2041
203.00	18.43	0.1501	0.1786

Al incrementarse el diámetro del conductor la corriente circulante se incrementa linealmente, ver figuras 5.5 y 5.6.

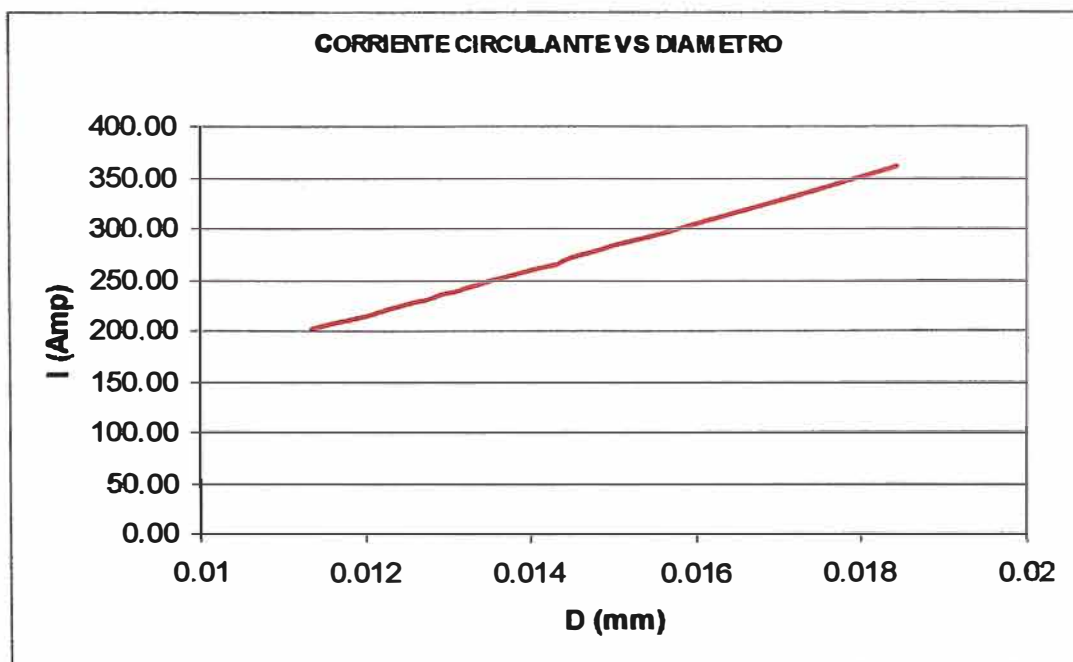


Fig. 5.5 Variación de la corriente circulante versus diámetro del conductor

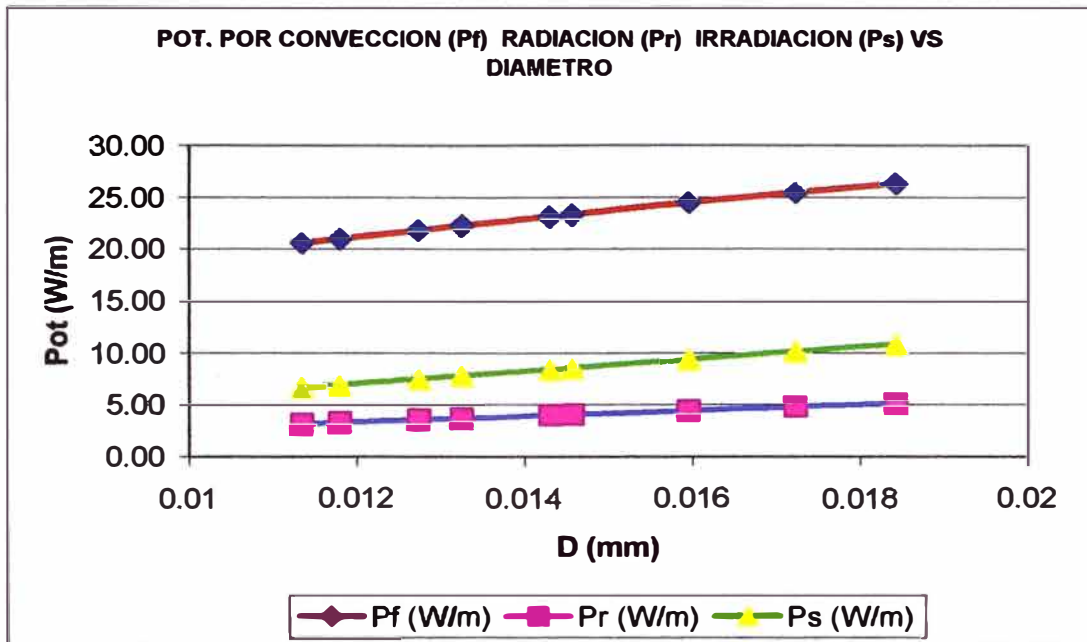


Fig. 5.6 Variación de la potencia por convección, radiación e irradiación versus diámetro del conductor

5.3.4. Variación de la fecha (Fecha)

Al variar la fecha se debe tener en cuenta también la variación de los siguientes parámetros:

Presión absoluta a nivel del suelo (kg/kg)												
Lat -16 Lon -73	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
10-year Average	0.0099	0.0099	0.0098	0.0094	0.0073	0.0059	0.0054	0.0064	0.0070	0.0071	0.0079	0.0090

Fuente: página Web de la “NASA Surface meteorology and Solar Energy”

Albedo (0 to 1.0)													
Lat -16 Lon -73	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Annual Average
10-year Average	0.16	0.15	0.16	0.17	0.18	0.19	0.19	0.20	0.20	0.21	0.19	0.17	0.18

Fuente: página Web de la “NASA Surface meteorology and Solar Energy”

Temperaturas Mínimas, Máximas y amplitud (° C)													
Lat -16 Lon -73	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Annual Amplitude
Minimum	15.5	15.4	15.7	14.5	11.0	11.3	10.5	13.2	15.1	17.0	16.2	15.9	
Maximum	25.2	25.9	26.3	24.0	20.7	19.4	21.3	26.4	27.2	29.9	28.3	26.6	
Amplitude	4.84	5.27	5.31	4.78	4.83	4.04	5.39	6.63	6.08	6.44	6.07	5.36	9.69

Fuente: página Web de la “NASA Surface meteorology and Solar Energy”

Energía solar incidente diaria (Kwh / m2)												
Lat -16 Lon -73	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
10-year Average	6.75	6.75	6.75	5.25	5.25	5.25	5.25	5.25	5.25	7.50	7.50	7.50

Fuente: página “Atlas de energía solar” – SENAMHI (ver Anexo A)

Al variar la fecha se puede apreciar que la corriente circulante va a depender de la cantidad de calor ganado por irradiación del sol en esa fecha, ver figuras 5.7 y 5.8.

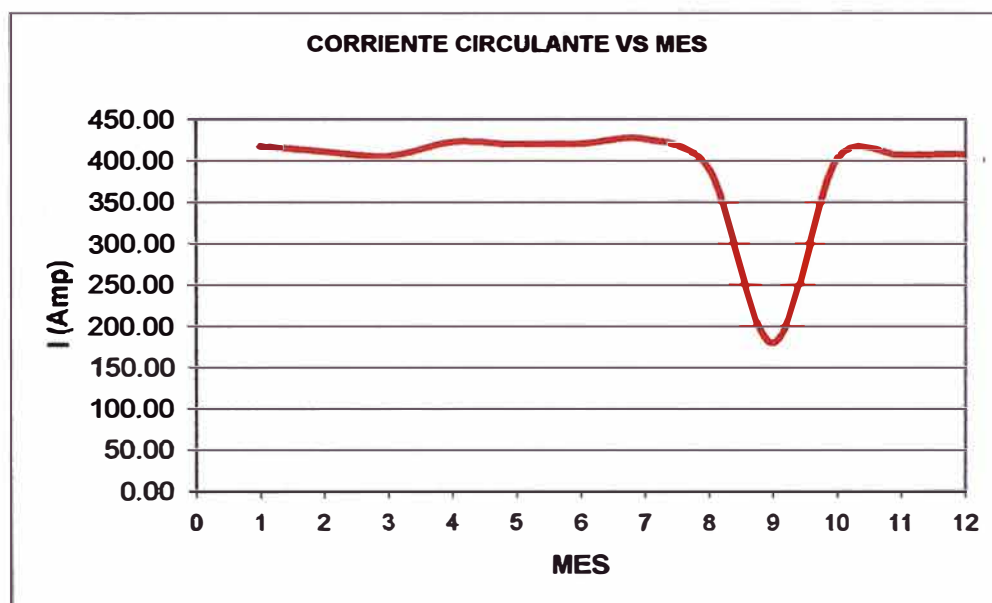


Fig. 5.7 Variación de la corriente circulante versus meses del año

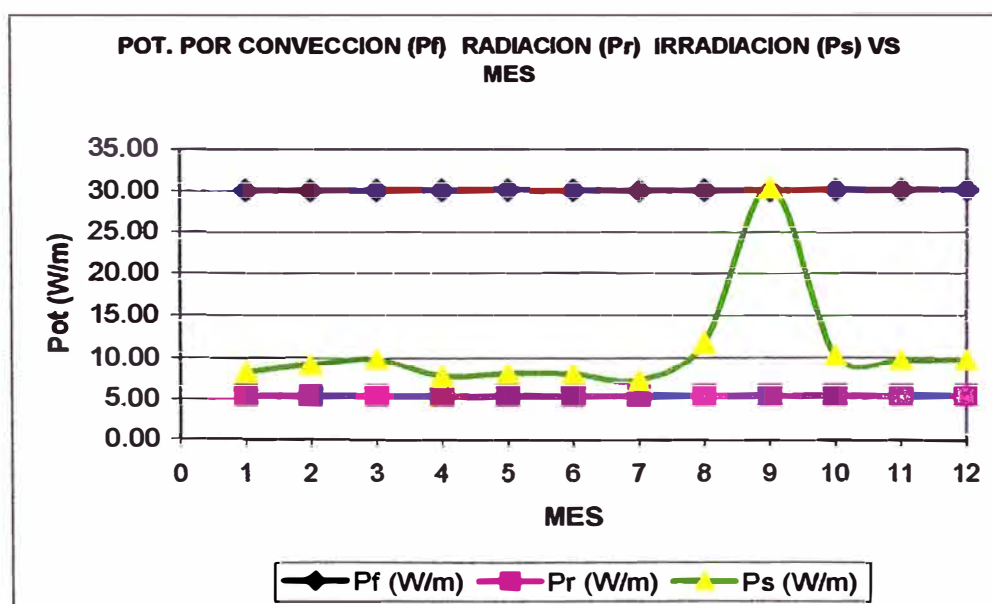


Fig. 5.8 Variación de la potencia por convección, radiación e irradiación versus meses del año

5.3.5. Variación de la hora (Hora)

Al variar la hora, en forma similar a variación de fecha, se puede apreciar que la corriente circulante va a depender de la cantidad de calor ganado por irradiación del sol en esa hora, ver figuras 5.9 y 5.10.

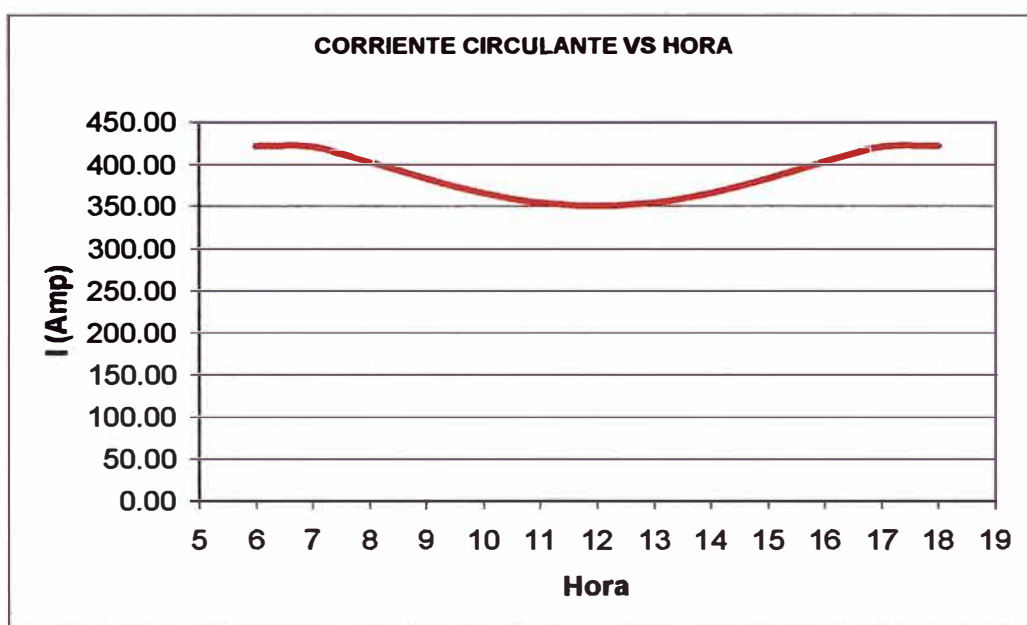


Fig. 5.9 Variación de la corriente circulante versus horas del día

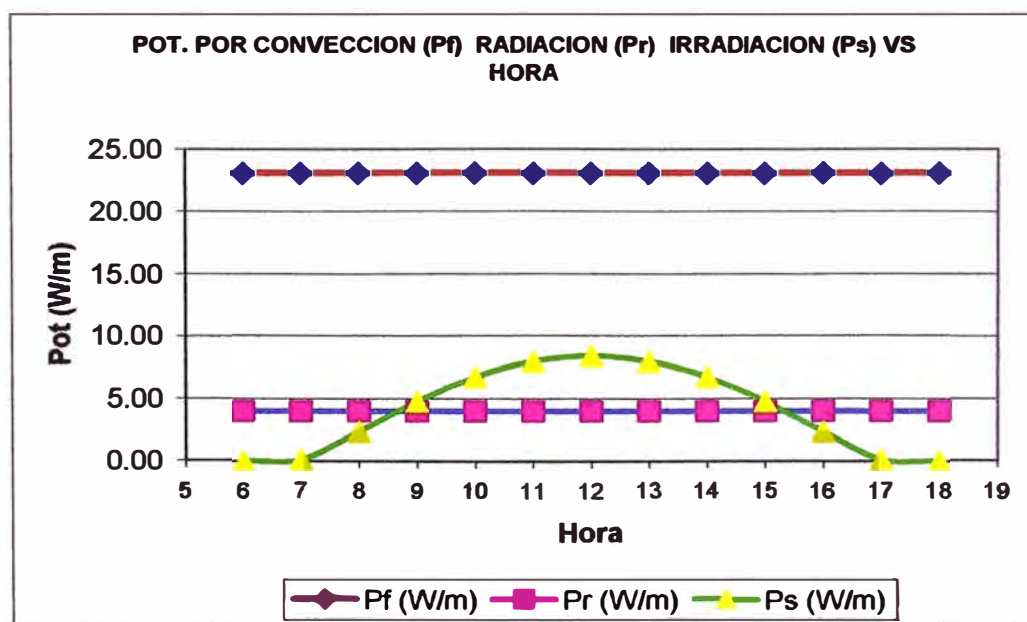


Fig. 5.10 Variación de la potencia por convección, radiación e irradiación versus horas del día

5.3.6. Variación de la velocidad del viento (v)

Al incrementarse la velocidad del viento la corriente circulante se incrementa. La velocidad del viento afecta a la pérdida de calor por convección principalmente, ver figuras 5.11 y 5.12.

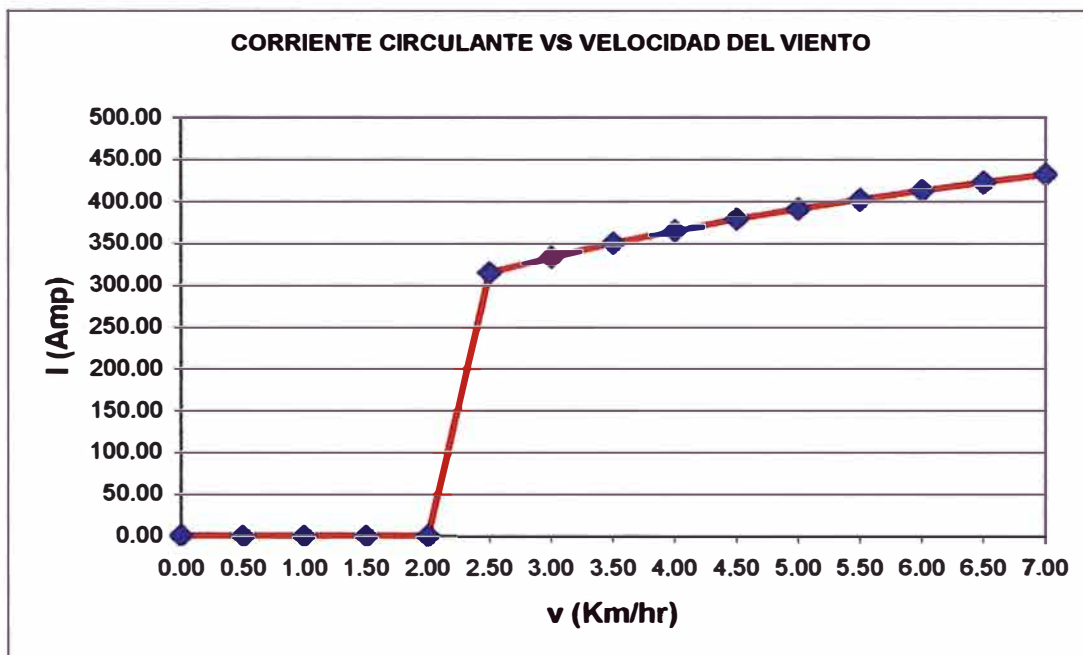


Fig. 5.11 Variación de la corriente circulante versus velocidad del viento

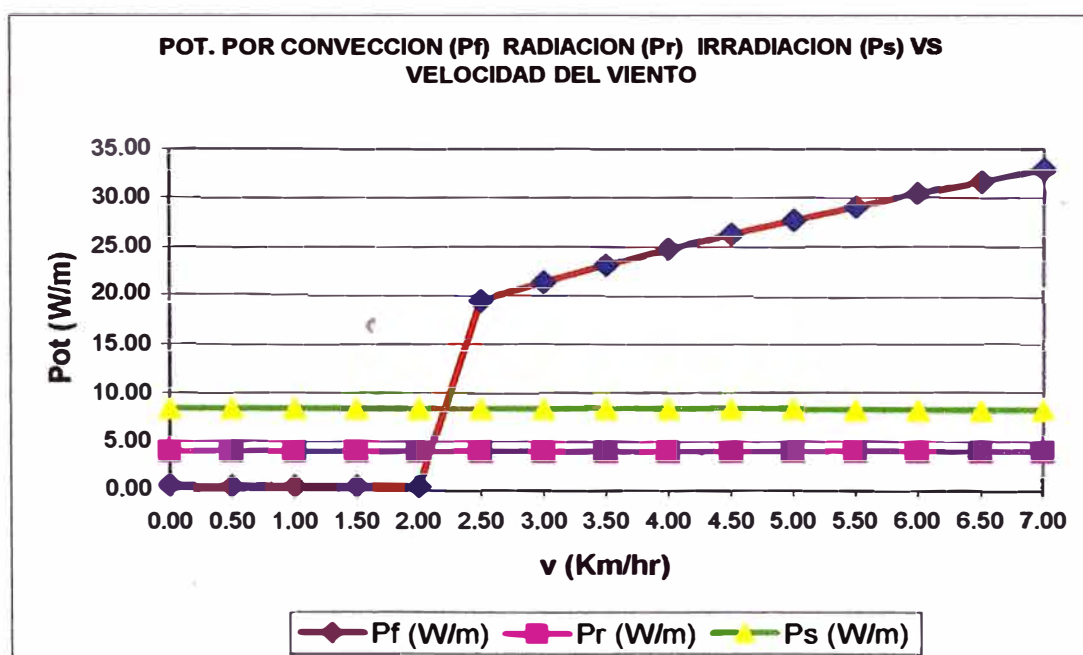


Fig. 5.12 Variación de la potencia por convección, radiación e irradiación versus velocidad del viento

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES:

1. El calentamiento de los conductores es un proceso físico bastante conocido. Las leyes a las que está sometido pueden resumirse en que un conductor fundamental recibe la influencia de fuentes caloríficas que aumentan su temperatura respecto del medio ambiente, lo que provoca inmediatamente una transmisión de esa energía calorífica, motivados por la diferencia de temperatura entre el conductor y el medio ambiente.
2. El concepto de calor ganado es el siguiente: el conductor, antes de ser energizado, tenía la temperatura del ambiente. A medida que las pérdidas Joule le van entregando energía calorífica, estas calorías hacen que suba su temperatura. Esta alza de temperatura sigue hasta buscar un equilibrio térmico.
3. El calor perdido por convección depende de temperatura ambiente, altura sobre el nivel del mar, velocidad del viento y temperatura en la superficie del conductor y es alto con respecto al calor ganado por irradiación solar y el calor perdido por radiación.

4. El calor perdido por radiación depende: del diámetro, temperatura en la superficie del conductor, temperatura ambiente y emisividad.
5. El calor ganado por irradiación solar depende de la temperatura ambiente, temperatura máxima, temperatura mínima, altura sobre el nivel del mar, presión absoluta a nivel del suelo, energía solar incidente diaria, así como también de la latitud, diámetro, latitud, orientación, inclinación y altura horizontal de la línea.
6. La capacidad de transmisión de líneas eléctricas aéreas (ampacity) disminuye si la velocidad del viento en baja y la temperatura del ambiente es elevada o cercana a la temperatura en la superficie del conductor. La verificación térmica de un conductor seleccionado para una línea de transmisión por lo tanto debe realizarse en la zona en que la hay menos velocidad de viento y altas temperatura ambiente.

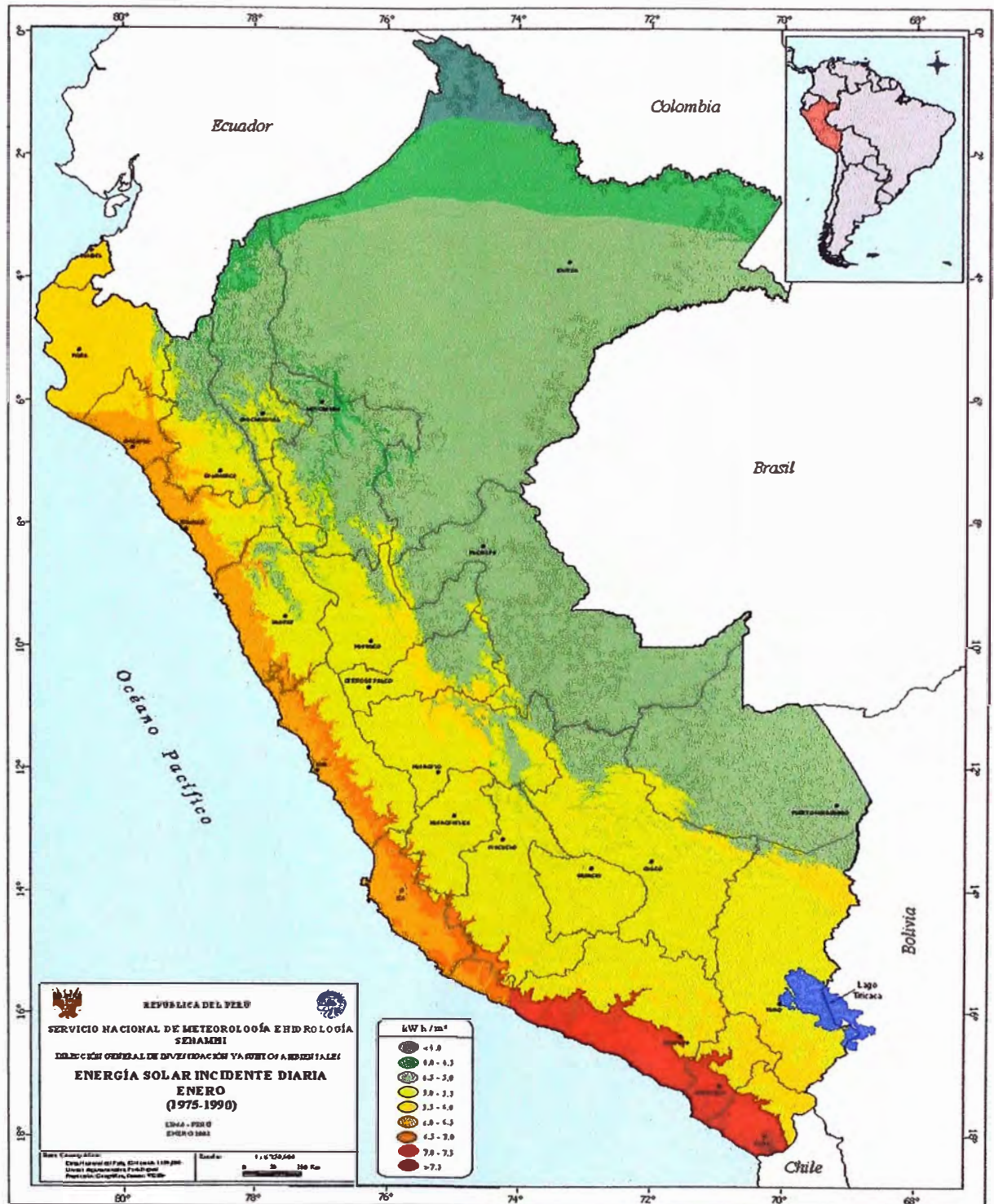
RECOMENDACIONES:

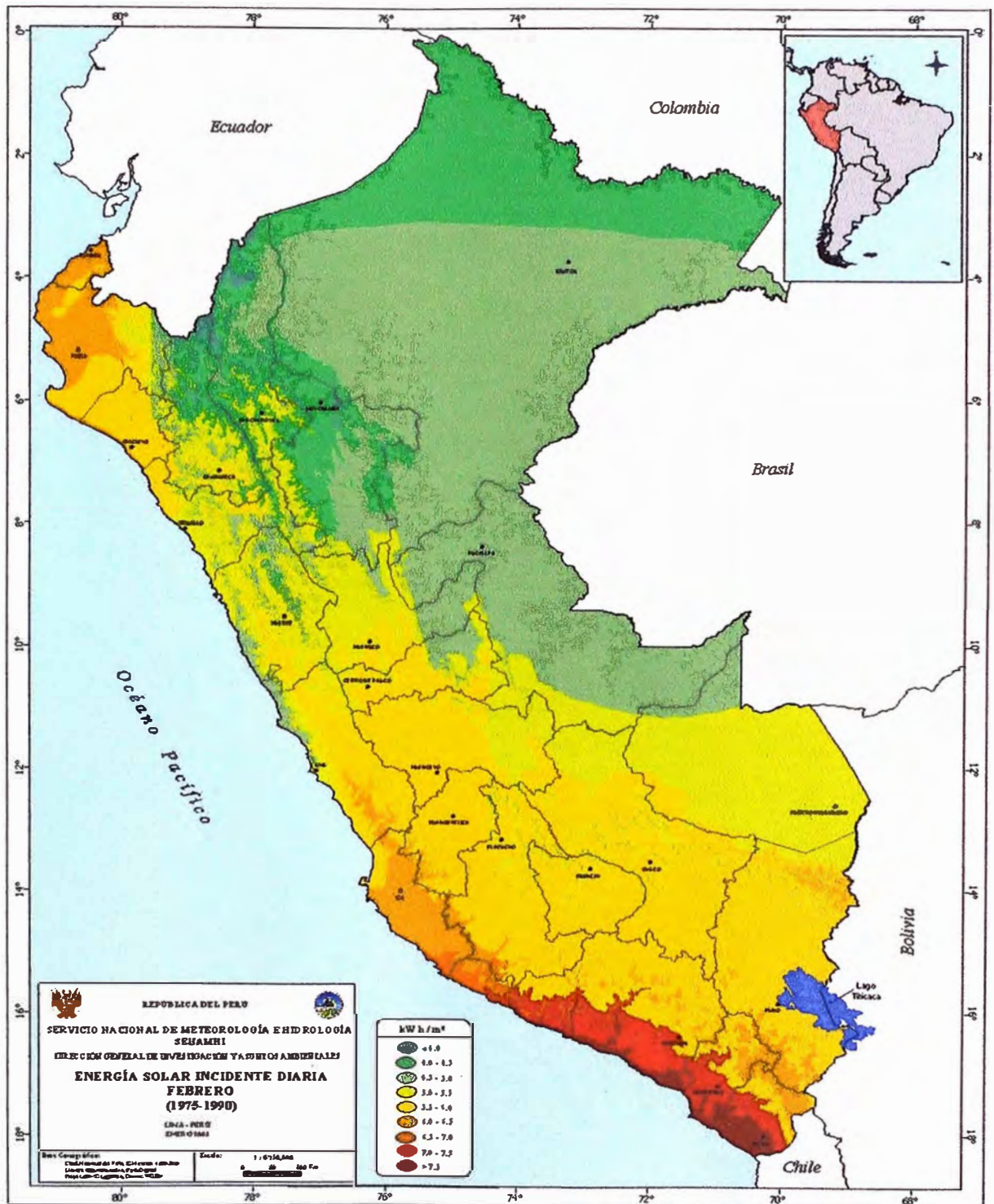
1. Se recomienda seguir mejorando el software, por ejemplo en adicionar un procedimiento de cálculo inverso: teniendo la corriente ampacity calcular la temperatura en la superficie del conductor.
2. También se recomienda integrar software elaborados como el presente en un solo programa y darlo a conocer como un aporte de la Universidad Nacional de Ingeniería al desarrollo de la Ingeniería Eléctrica.

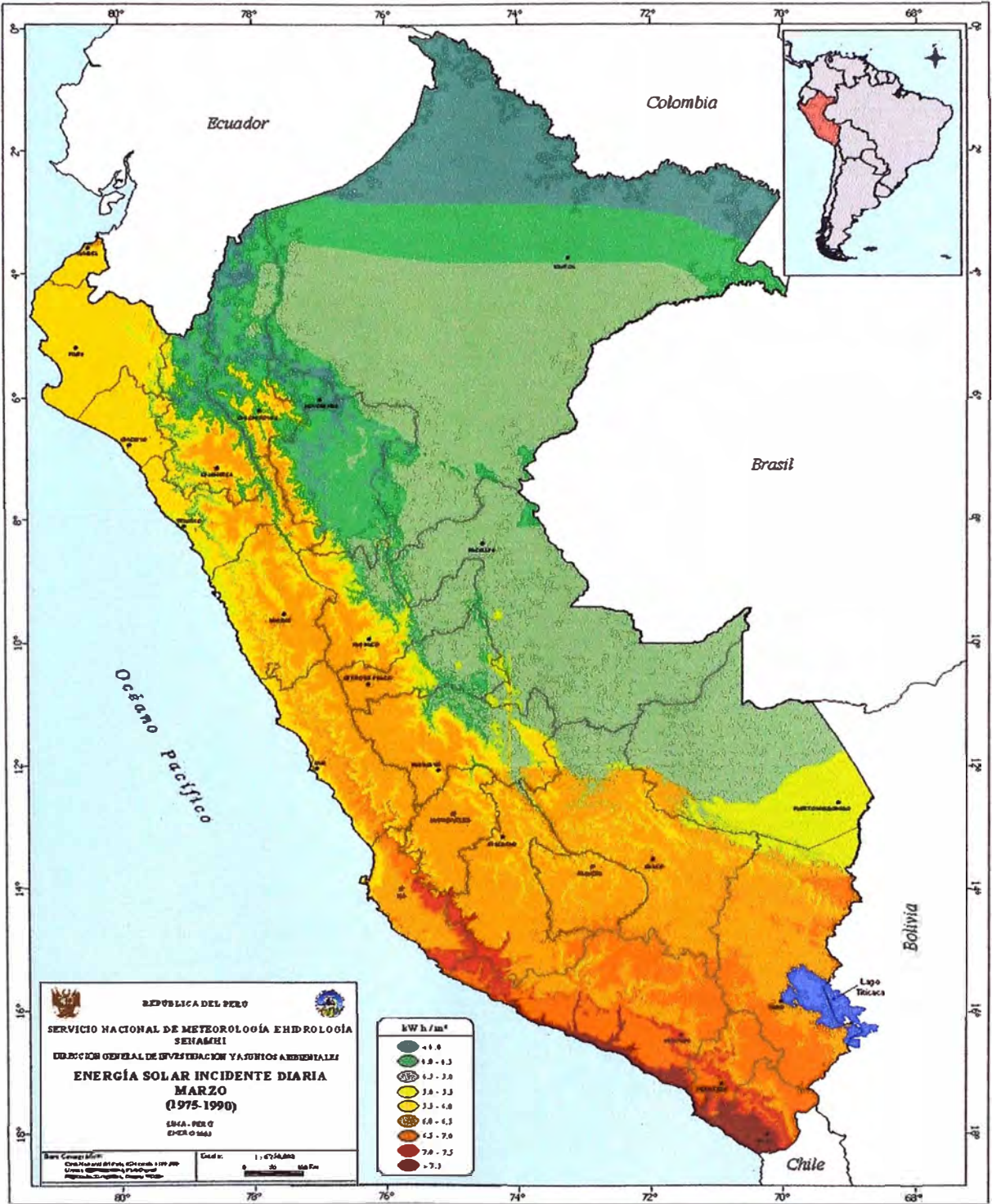
ANEXOS

ANEXO A

ENERGÍA SOLAR INCIDENTE DIARIA EN EL PERÚ

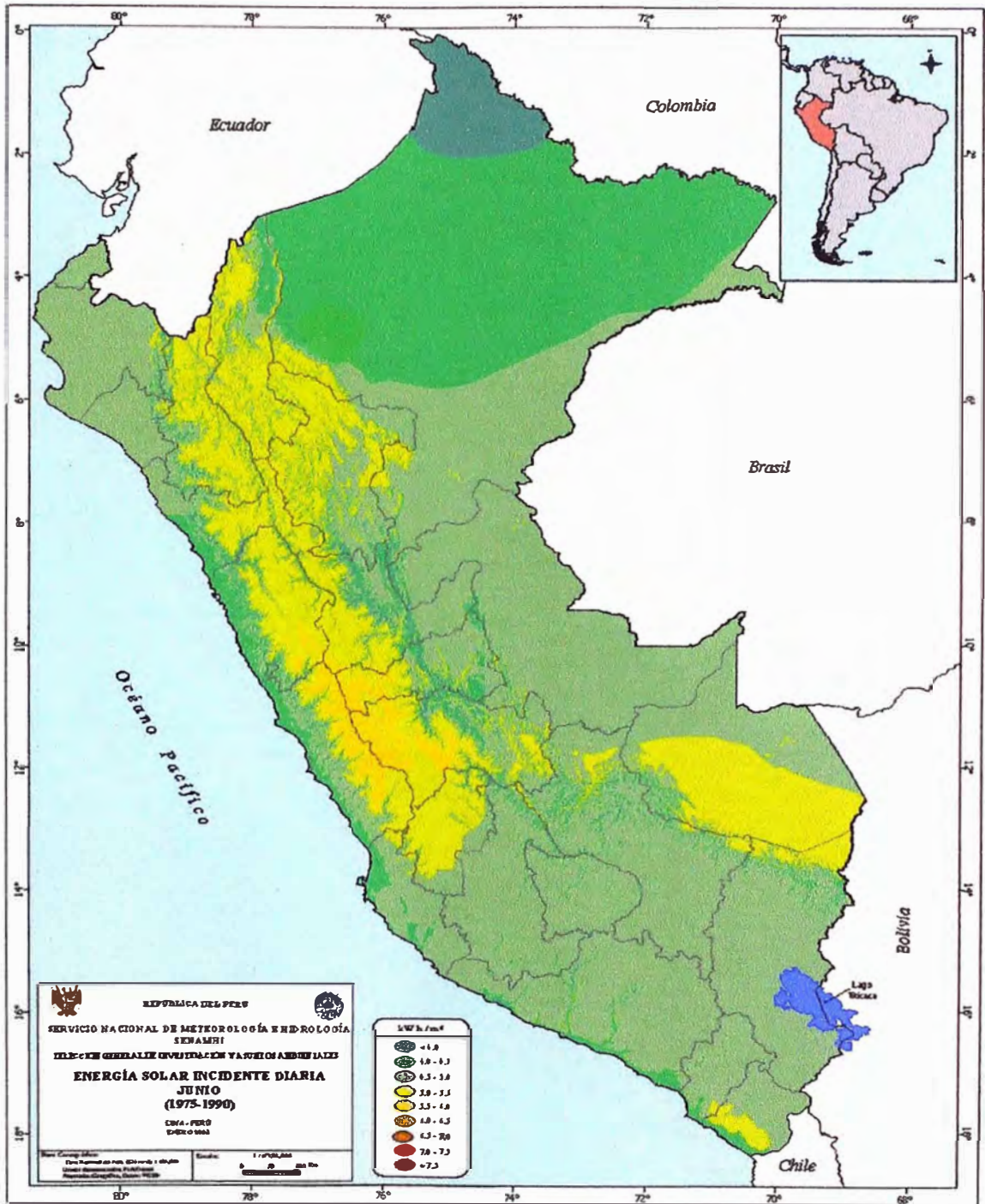


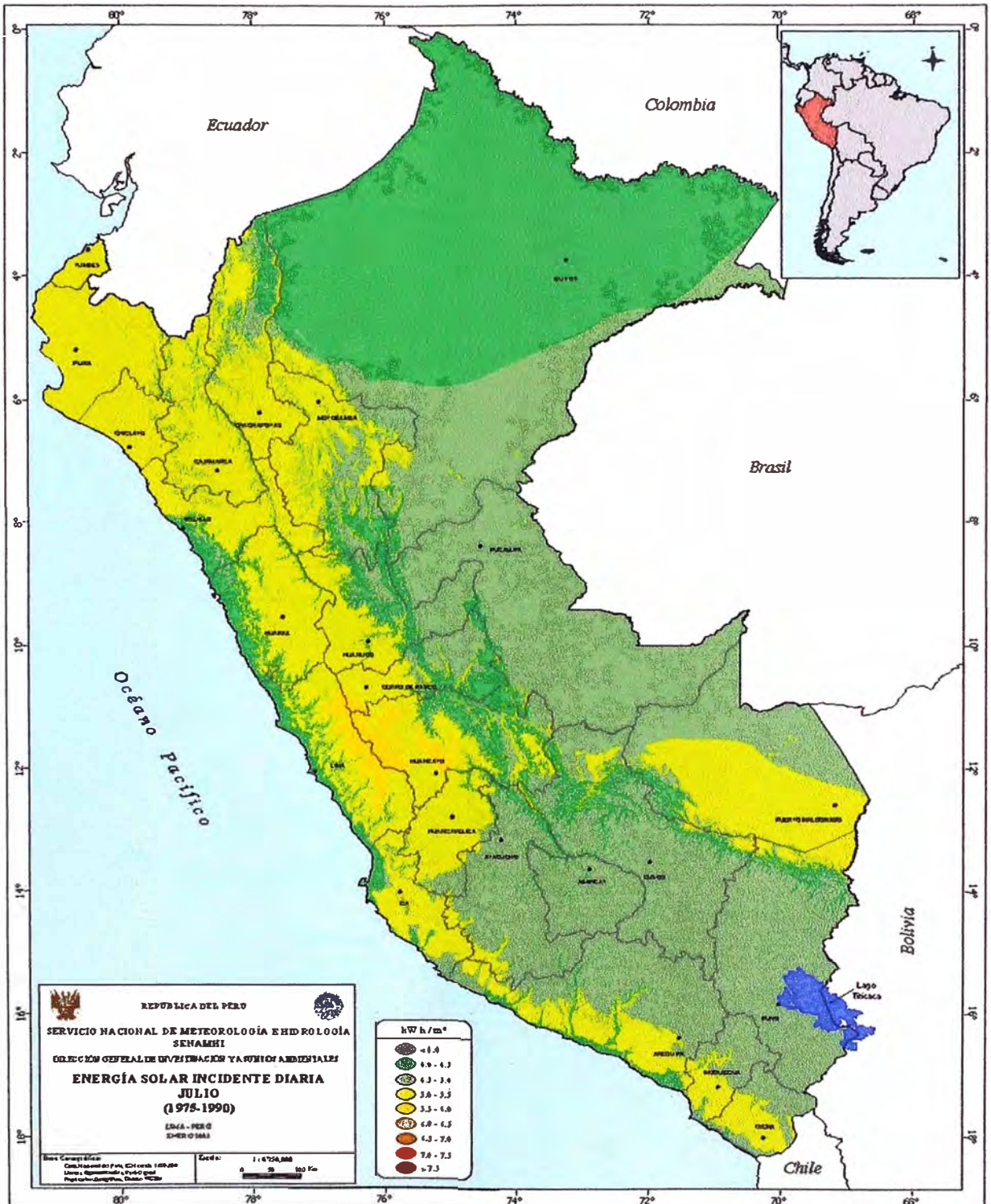




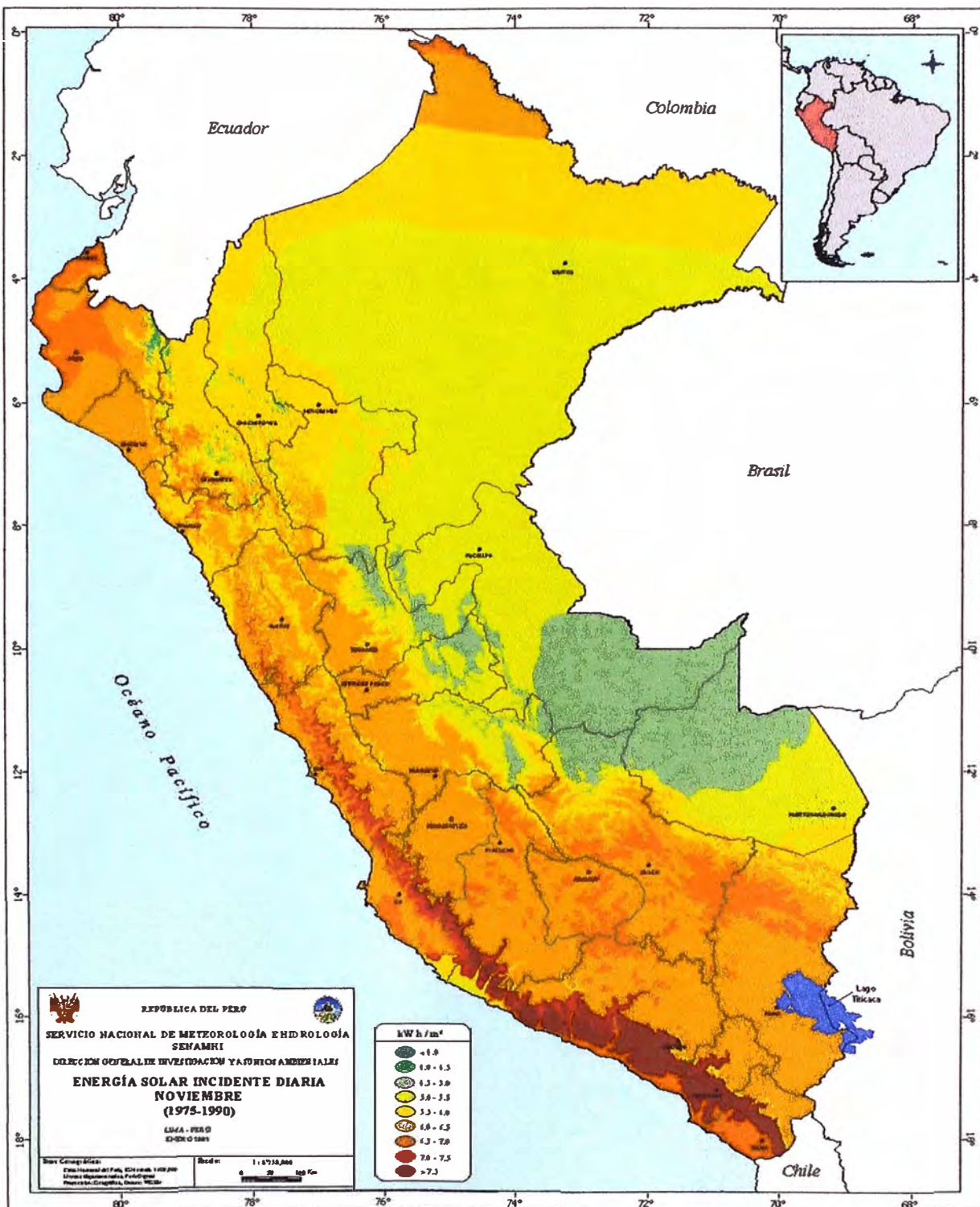


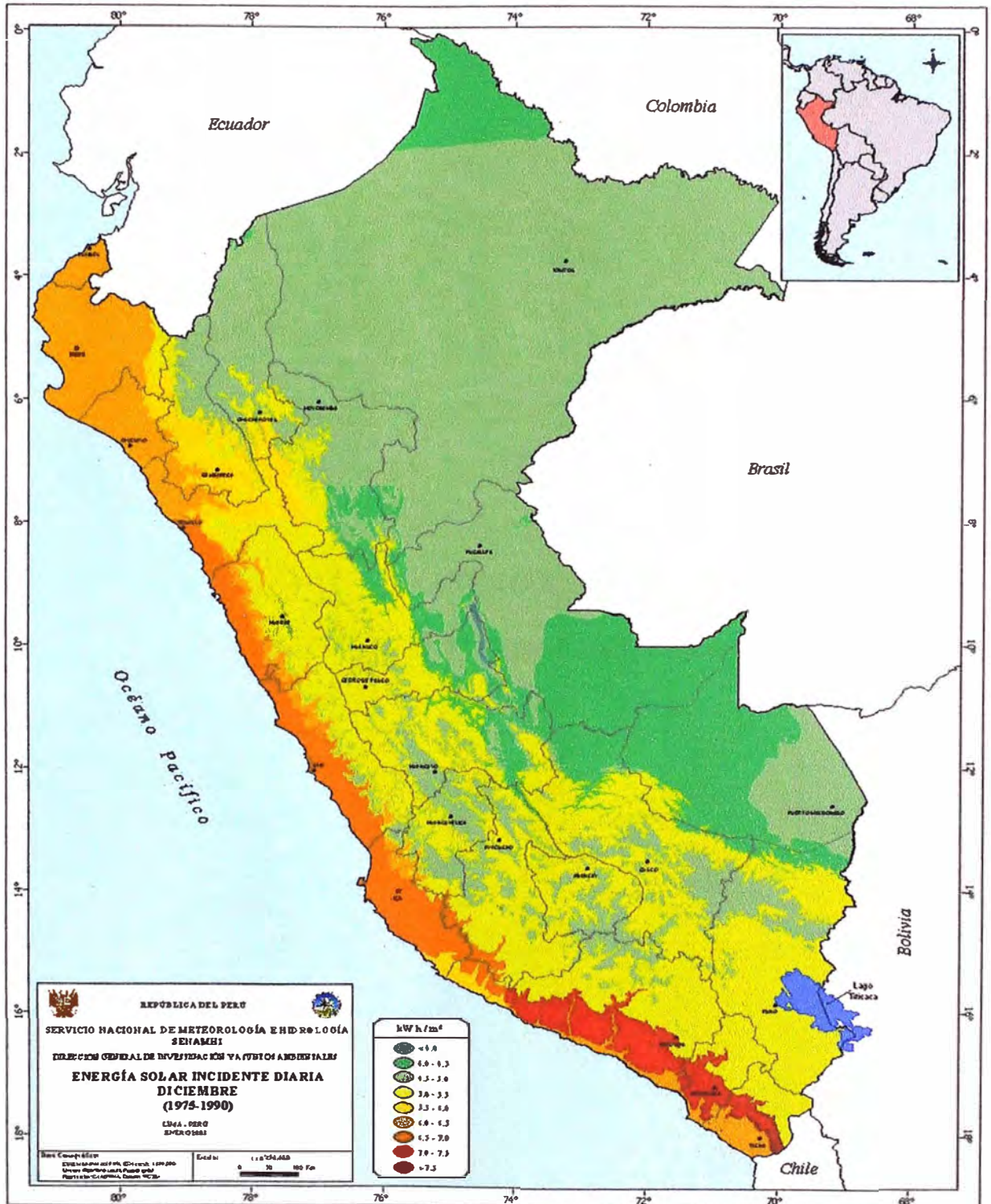












ANEXO B

MAPA DE ALTITUDES DEL PERÚ



ANEXO C

TABLA DE DATOS DE CONDUCTORES NORMALIZADOS

Código	Diámetro (mm)	Resistencia a 25°C (ohm/Km)	Resistencia a 75°C (ohm/Km)
123.3 kcmil 7 Str. Azusa (d=0.368inch) AAAC	9.3472	0.545565	0.638771
321.8 kcmil 19 Str. Butte (d=0.642inch) AAAC	16.3068	0.215616	0.252277
559.5 kcmil 19 Str. Darien (d=0.858inch) AAAC	21.7932	0.121168	0.141673
740.8 kcmil 37 Str. Flint (d=0.991inch) AAAC	25.1714	0.091963	0.107497
30.58 kcmil 7 Str. Akron (d=0.198inch) AAAC	5.0292	2.198168	2.572185
48.69 kcmil 7 Str. Alton (d=0.25inch) AAAC	6.3500	1.377956	1.614177
77.47 kcmil 7 Str. Ames (d=0.316inch) AAAC	8.0264	0.869425	1.020344
155.4 kcmil 7 Str. Anaheim (d=0.447inch) AAAC	11.3538	0.433072	0.508531
195.7 kcmil 7 Str. Amherst (d=0.502inch) AAAC	12.7508	0.344489	0.403544
246.9 kcmil 7 Str. Alliance (d=0.563inch) AAAC	14.3002	0.272638	0.319227
394.5 kcmil 19 Str. Canton (d=0.721inch) AAAC	18.3134	0.171588	0.200132
465.4 kcmil 19 Str. Cairo (d=0.783inch) AAAC	19.8882	0.145342	0.169620
652.4 kcmil 19 Str. Elgin (d=0.927inch) AAAC	23.5458	0.104331	0.121719
927.2 kcmil 37 Str. Greeley (d=1.108inch) AAAC	28.1432	0.073819	0.086286

Código	Diámetro (mm)	Resistencia a 25°C (ohm/Km)	Resistencia a 75°C (ohm/Km)
Spoonbill (d=0.324inch) ACSS	8.2296	0.209646	0.252297
Scaup (d=0.633inch) ACSS	16.0782	0.208662	0.250985
Partridge (d=0.642inch) ACSS	16.3068	0.207678	0.250001
Junco (d=0.66inch) ACSS	16.7640	0.206365	0.248360
Ostrich (d=0.68inch) ACSS	17.2720	0.185040	0.222441
Trogon (d=0.692inch) ACSS	17.5768	0.166995	0.200788
Woodcock (d=0.701inch) ACSS	17.8054	0.166339	0.200132
Widgeon (d=0.71inch) ACSS	18.0340	0.165683	0.199147
Linnet (d=0.72inch) ACSS	18.2880	0.165027	0.198491
Oriole (d=0.741inch) ACSS	18.8214	0.163714	0.197179
Ptarmigan (d=0.752inch) ACSS	19.1008	0.141405	0.170276
Stork (d=0.762inch) ACSS	19.3548	0.141076	0.169620
Brant (d=0.772inch) ACSS	19.6088	0.140420	0.168636
Ibis (d=0.783inch) ACSS	19.8882	0.139764	0.167979
Lark (d=0.806inch) ACSS	20.4724	0.138780	0.229132
Tailorbird (d=0.823inch) ACSS	20.9042	0.118111	0.142061
Toucan (d=0.834inch) ACSS	21.1836	0.117782	0.141405
Flicker (d=0.846inch) ACSS	21.4884	0.117126	0.140748
Hawk (d=0.858inch) ACSS	21.7932	0.116470	0.140092
Hen (d=0.883inch) ACSS	22.4282	0.115814	0.139108
Heron (d=0.904inch) ACSS	22.9616	0.110565	0.132874
Tody (d=0.89inch) ACSS	22.6060	0.101378	0.122048
Sapsucker (d=0.901inch) ACSS	22.8854	0.101050	0.121391
Parakeet (d=0.914inch) ACSS	23.2156	0.100722	0.120735

Código	Diámetro (mm)	Resistencia a 25°C (ohm/Km)	Resistencia a 75°C (ohm/Km)
6 AWG Peachbell (d=0.184inch) AAC	4.6736	2.206370	2.644035
4 AWG Rose (d=0.232inch) AAC	5.8928	1.386814	1.661421
2 AWG Iris (d=0.292inch) AAC	7.4168	0.871065	1.043966
1 AWG Pansy (d=0.328inch) AAC	8.3312	0.692259	0.829070
1/0 AWG Poppy (d=0.368inch) AAC	9.3472	0.548230	0.656826
2/0 AWG Aster (d=0.414inch) AAC	10.5156	0.435040	0.520671
3/0 AWG Phlox (d=0.464inch) AAC	11.7856	0.345473	0.413059
4/0 AWG Oxlip (d=0.522inch) AAC	13.2588	0.273951	0.328085
250 kcmil Sneezewort (d=0.567inch) AAC	14.4018	0.231628	0.277888
250 kcmil Valerian (d=0.574inch) AAC	14.5796	0.231628	0.277888
266.8 kcmil Daisy (d=0.586inch) AAC	14.8844	0.217520	0.260499
266.8 kcmil Laurel (d=0.593inch) AAC	15.0622	0.217520	0.260499
300 kcmil Peony (d=0.629inch) AAC	15.9766	0.193242	0.231300
336.4 kcmil Tulip (d=0.666inch) AAC	16.9164	0.172901	0.206365
350 kcmil Daffdil (d=0.679inch) AAC	17.2466	0.166011	0.198819
397.5 kcmil Canna (d=0.724inch) AAC	18.3896	0.145998	0.175197
450 kcmil Goldentuft (d=0.769inch) AAC	19.5326	0.129265	0.154856
477 kcmil Cosmos (d=0.792inch) AAC	20.1168	0.122376	0.145998
477 kcmil Syringia (d=0.795inch) AAC	20.1930	0.122376	0.145998
500 kcmil Zinnia (d=0.811inch) AAC	20.5994	0.116798	0.139764
556.5 kcmil Dahlia (d=0.856inch) AAC	21.7424	0.104987	0.125656
556.5 kcmil Mistletoe (d=0.858inch) AAC	21.7932	0.104987	0.125656
600 kcmil Meadowsweet (d=0.891inch) AAC	22.6314	0.097441	0.116798
636 kcmil Orchid (d=0.918inch) AAC	23.3172	0.092520	0.109908
650 kcmil Heuchera (d=0.928inch) AAC	23.5712	0.090223	0.106299
700 kcmil Verbena (d=0.963inch) AAC	24.4602	0.083990	0.100066
715.5 kcmil Violet (d=0.974inch) AAC	24.7396	0.082021	0.098097
715.5 kcmil Nasturtium (d=0.975inch) AAC	24.7650	0.082677	0.098097
750 kcmil Petunia (d=0.997inch) AAC	25.3238	0.082349	0.093832
795 kcmil Arbutus (d=1.026inch) AAC	26.0604	0.074475	0.088255
795 kcmil Lilac (d=1.028inch) AAC	26.1112	0.074475	0.088255
800 kcmil Fuchsia (d=1.029inch) AAC	26.1366	0.073819	0.087927
874.5 kcmil Anemone (d=1.077inch) AAC	27.3558	0.067585	0.080709
874.5 kcmil Crocus (d=1.078inch) AAC	27.3812	0.067585	0.080709
900 kcmil Cokscomb (d=1.092inch) AAC	27.7368	0.065945	0.078412
954 kcmil Magnolia (d=1.124inch) AAC	28.5496	0.062664	0.074475
954 kcmil Goldenrod (d=1.126inch) AAC	28.6004	0.062664	0.073819
1000 kcmil Hawweed (d=1.151inch) AAC	29.2354	0.059711	0.070866
1033.5 kcmil Bluebell (d=1.17inch) AAC	29.7180	0.058071	0.068898
1033.5 kcmil Larkspur (d=1.172inch) AAC	29.7688	0.058071	0.068898
1113 kcmil Marigold (d=1.216inch) AAC	30.8864	0.054134	0.063977
1192.5 kcmil Hawthorn (d=1.258inch) AAC	31.9532	0.050853	0.600395
1272 kcmil Narcissus (d=1.3inch) AAC	33.0200	0.047900	0.056759
1351.5 kcmil Columbine (d=1.34inch) AAC	34.0360	0.045276	0.053478
1431 kcmil Carnation (d=1.379inch) AAC	35.0266	0.043307	0.050853
1590 kcmil Coreopsis (d=1.454inch) AAC	36.9316	0.039370	0.046260
1750 kcmil Jessamine (d=1.525inch) AAC	38.7350	0.036417	0.042323
2000 kcmil Cowslip (d=1.63inch) AAC	41.4020	0.032480	0.037730
2500 kcmil Lupine (d=1.823inch) AAC	46.3042	0.027559	0.031824
3000 kcmil Trillium (d=1.998inch) AAC	50.7492	0.024278	0.027559
3500 kcmil Bluebonnet (d=2.158inch) AAC	54.8132	0.022310	0.024934

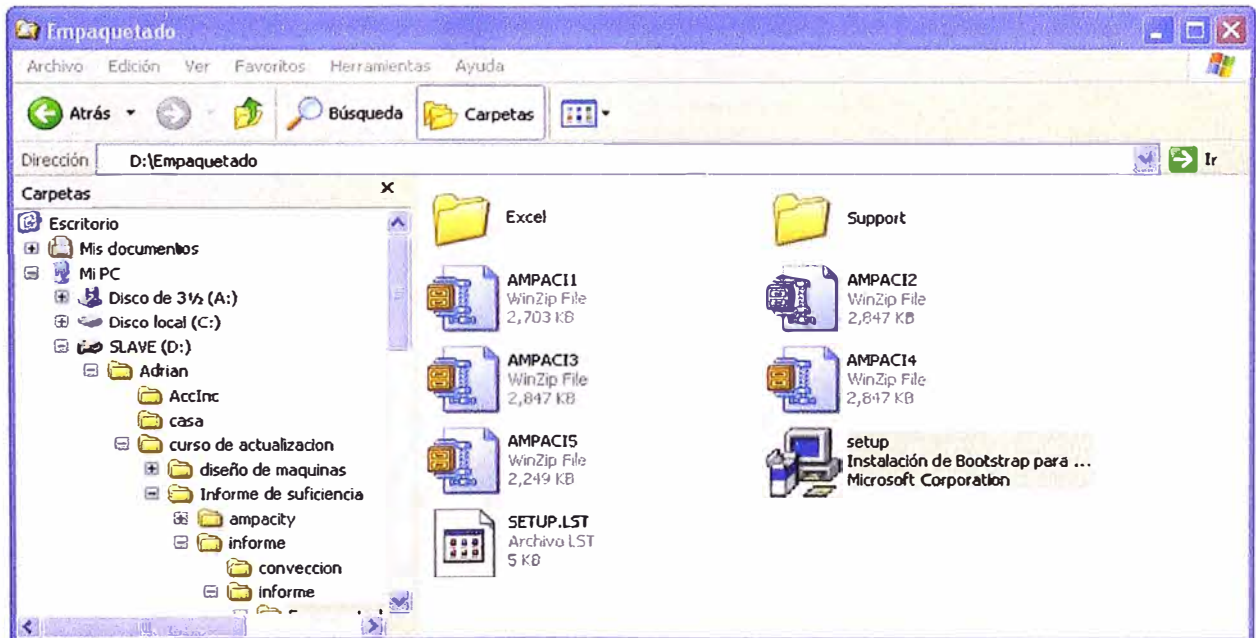
Código	Díámetro (mm)	Resistencia a 25°C (ohm/Km)	Resistencia a 75°C (ohm/Km)
6 AWG 6/1 Turkey (d=0.198inch) ACSR	5.0292	2.146221	2.645184
4 AWG 6/1 Swan (d=0.25inch) ACSR	6.3500	1.349622	1.689512
4 AWG 7/1 Swanate (d=0.257inch) ACSR	6.5278	1.335951	1.694483
2 AWG 6/1 Sparrow (d=0.316inch) ACSR	8.0264	0.848795	1.089266
2 AWG 7/1 Sparate (d=0.325inch) ACSR	8.2550	0.839475	1.110393
1 AWG 6/1 Robin (d=0.355inch) ACSR	9.0170	0.672947	0.878621
80 kcmil 8/1 Goruse (d=0.367inch) ACSR	9.3218	0.690966	0.964992
1/0 AWG 6/1 Raven (d=0.398inch) ACSR	10.1092	0.535623	0.708986
2/0 AWG 6/1 Quail (d=0.447inch) ACSR	11.3538	0.423155	0.579119
101.8 kcmil 12/7 Petrel (d=0.461inch) ACSR	11.7094	0.530031	0.821455
110.8 kcmil 12/7 Minorca (d=0.481inch) ACSR	12.2174	0.486535	0.771124
3/0 AWG 6/1 Pigeon (d=0.502inch) ACSR	12.7508	0.339270	0.474107
134.6 kcmil 12/7 Leghorn (d=0.53inch) ACSR	13.4620	0.400785	0.668597
4/0 AWG 6/1 Penguin (d=0.563inch) ACSR	14.3002	0.269676	0.379659
159 kcmil 12/7 Guinea (d=0.576inch) ACSR	14.6304	0.339270	0.595275
176.9 kcmil 12/7 Dotterel (d=0.607inch) ACSR	15.4178	0.305094	0.554264
190.8 kcmil 12/7 Dorking (d=0.631inch) ACSR	16.0274	0.282725	0.526303
211.3 kcmil 12/7 Cochin (d=0.664inch) ACSR	16.8656	0.255384	0.492749
336.4 kcmil 18/1 Merlin (d=0.684inch) ACSR	17.3736	0.171499	0.205053
203.2 kcmil 16/19 Brahma (d=0.714inch) ACSR	18.1356	0.255384	0.509526
336.4 kcmil 30/7 Oriole (d=0.741inch) ACSR	18.8214	0.168392	0.201325
477 kcmil 18/1 Pelican (d=0.814inch) ACSR	20.6756	0.121168	0.144842
477 kcmil 26/7 Hawk (d=0.858inch) ACSR	21.7932	0.119925	0.143537
795 kcmil 26/7 Drake (d=1.108inch) ACSR	28.1432	0.072825	0.086868
795 kcmil 54/7 Condor (d=1.093inch) ACSR	27.7622	0.072835	0.086942
795 kcmil 30/19 Mallard (d=1.14inch) ACSR	28.9560	0.072179	0.085630
900 kcmil 45/7 Ruddy (d=1.131inch) ACSR	28.7274	0.065617	0.077756
900 kcmil 54/7 Canary (d=1.162inch) ACSR	29.5148	0.064633	0.077100
954 kcmil 20/7 Croncrake (d=1.165inch) ACSR	29.5910	0.061680	0.073491
954 kcmil 24/7 Redbird (d=1.196inch) ACSR	30.3784	0.061024	0.072507
954 kcmil 48/7 Towhee (d=1.175inch) ACSR	29.8450	0.061680	0.073163
954 kcmil 45/7 Rail (d=1.165inch) ACSR	29.5910	0.061680	0.073163
954 kcmil 54/7 Cardinal (d=1.196inch) ACSR	30.3784	0.061024	0.072835
1033.5 kcmil 45/7 Ortolan (d=1.213inch) ACSR	30.8102	0.057415	0.068242
1033.5 kcmil 54/7 Curlew (d=1.246inch) ACSR	31.6484	0.056431	0.096785
1113 kcmil 45/7 Bluejay (d=1.259inch) ACSR	31.9786	0.053478	0.063320
1113 kcmil 54/19 Finch (d=1.293inch) ACSR	32.8422	0.052822	0.062664
1192.5 kcmil 54/7 Bunting (d=1.302inch) ACSR	33.0708	0.049869	0.059383
1192.5 kcmil 54/19 Grackle (d=1.338inch) ACSR	33.9852	0.049541	0.058727
1272 kcmil 36/1 Skylark (d=1.317inch) ACSR	33.4518	0.047572	0.056759
1272 kcmil 45/7 Bittern (d=1.345inch) ACSR	34.1630	0.047244	0.055774
1272 kcmil 54/19 Pheasant (d=1.382inch) ACSR	35.1028	0.046588	0.055446
1351.5 kcmil 45/7 Dipper (d=1.386inch) ACSR	35.2044	0.044620	0.052822
1431 kcmil 45/7 Bobolink (d=1.427inch) ACSR	36.2458	0.042323	0.049869
1431 kcmil 54/19 Plover (d=1.465inch) ACSR	37.2110	0.041667	0.049541
1590 kcmil 45/7 Lapwing (d=1.504inch) ACSR	38.2016	0.038386	0.045276
1590 kcmil 54/19 Falcon (d=1.545inch) ACSR	39.2430	0.038058	0.044948
1780 kcmil 84/19 Chukar (d=1.602inch) ACSR	40.6908	0.034777	0.041011
2034.5 kcmil 72/7 Mockingbird (d=1.681inch) ACSR	42.6974	0.031496	0.036745
2156 kcmil 84/19 Bluebird (d=1.762inch) ACSR	44.7548	0.029528	0.034449
2167 kcmil 72/7 Kiwi (d=1.735inch) ACSR	44.0690	0.029528	0.034449
2312 kcmil 76/19 Thrasher (d=1.802inch) ACSR	45.7708	0.028215	0.032808
2515 kcmil 76/19 Jorea (d=1.88inch) ACSR	47.7520	0.026575	0.030512
715.5 kcmil 30/19 Redwing (d=1.081inch) ACSR	27.4574	0.079397	0.095145
795 kcmil 36/1 Coot (d=1.04inch) ACSR	26.4160	0.073819	0.087927
795 kcmil 45/7 Tern (d=1.063inch) ACSR	27.0002	0.073819	0.087599
795 kcmil 24/7 Cuckoo (d=1.092inch) ACSR	27.7368	0.073163	0.087271

Código	Diámetro (mm)	Resistencia a 25°C (ohm/Km)	Resistencia a 75°C (ohm/Km)
1/0 AWG 1 Str. Medium Hard Drawn (d=0.325inch) Cu	8.2550	0.338586	0.403892
14 AWG 1 Str. Soft Drawn (d=0.064inch) Cu	1.6256	8.443523	10.319199
2 AWG 1 Str. Medium Hard Drawn (d=0.258inch) Cu	6.5532	0.537301	0.640884
2 AWG 7 Str. Soft Drawn (d=0.292inch) Cu	7.4168	0.406875	0.485292
2/0 AWG 1 Str. Medium Hard Drawn (d=0.365inch) Cu	9.2710	0.268433	0.320193
2/0 AWG 19 Str. Soft Drawn (d=0.419inch) Cu	10.6426	0.197597	0.235687
250 kcmil 37 Str. Soft Drawn (d=0.575inch) Cu	14.6050	0.104950	0.125144
4 AWG 1 Str. Medium Hard Drawn (d=0.204inch) Cu	5.1816	0.859421	1.025079
4 AWG 7 Str. Soft Drawn (d=0.232inch) Cu	5.8928	0.644550	0.768762
6 AWG 1 Str. Medium Hard Drawn (d=0.162inch) Cu	4.1148	1.362857	1.625449
6 AWG 1 Str. Soft Drawn (d=0.162inch) Cu	4.1148	1.321908	1.576671

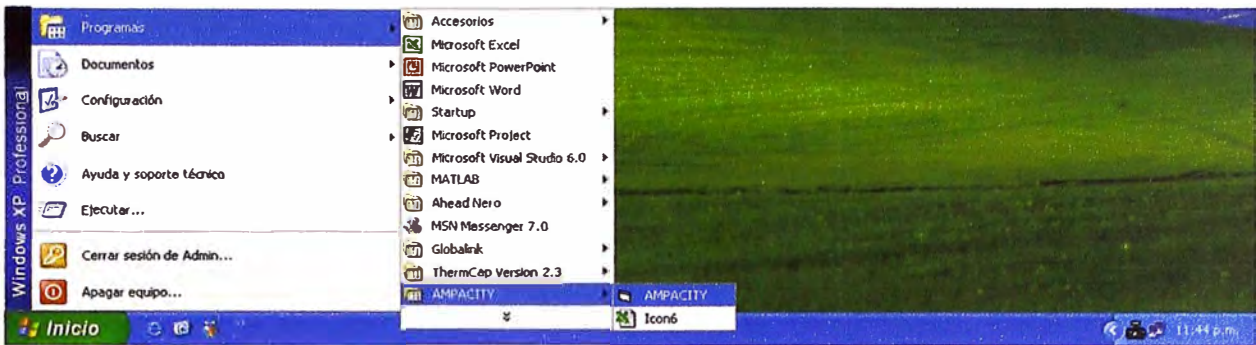
ANEXO D

MANUAL DE USO DE SOFTWARE “AMPACITY”

1. La instalación se realiza haciendo doble click en el icono Setup que se encuentra ubicada en el disco D:\Ampacity\Empaquetado.



2. Una vez instalado se ejecuta el programa en Inicio\Programas\Ampacity.



3. Se ingresa los datos en la ventana Cálculo de Capacidades de Transmisión.

 A screenshot of the 'Cálculo de las Capacidades de Transmisión' software window. The window has a blue title bar and a close button. The main area is divided into sections for conductor selection and data entry.

Selección:

Conductor:

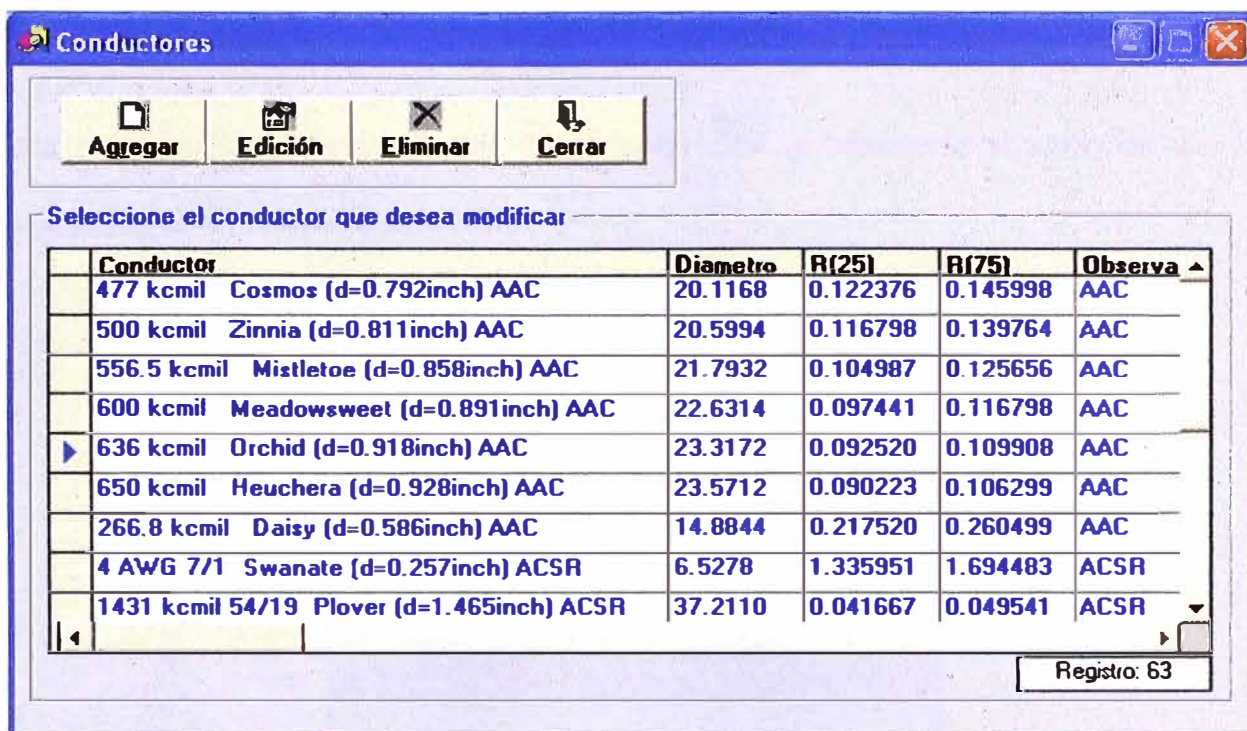
R(25°C) (Ohm/Km)	R(75°C) (Ohm/Km)	Diámetro externo (mm)
<input type="text" value="0.217520"/>	<input type="text" value="0.260499"/>	<input type="text" value="14.8844"/>

Datos:

Emisividad: <input type="text" value="0.7"/>	Fecha: <input type="text" value="15/07/2005"/>
Coefficiente de Absorción: <input type="text" value="0.7"/>	Hora (24 horas): <input type="text" value="12"/>
Tensión (Volt): <input type="text" value="60000"/>	Altitud (msnm): <input type="text" value="20000"/>
Latitud (°): <input type="text" value="-16"/>	Temp. Ambiente (°C): <input type="text" value="20"/>
Orientación (E=-90°, S=0°): <input type="text" value="-90"/>	Temp. Máxima Amb. (°C): <input type="text" value="25"/>
Altura Horizonte (mar=0°): <input type="text" value="0"/>	Temp. Mínima Amb. (°C): <input type="text" value="10"/>
Inclinación (Horizontal=0°): <input type="text" value="0"/>	Presión absoluta a nivel del suelo (gva/kgas): <input type="text" value="5.4"/>
Temp. Conductor Inicial (°C): <input type="text" value="37"/>	Velocidad Viento (Km/h): <input type="text" value="3.5"/>
Temp. Conductor Final (°C): <input type="text" value="55"/>	Albedo: <input type="text" value="0.2"/>
Intervalo (°C): <input type="text" value="0.1"/>	Energía solar incidente diaria (Kwh/m2): <input type="text" value="5.25"/>

Buttons:

4. La base de datos de conductores se puede modificar haciendo clic en el botón ADD que abre la ventana Conductores donde se puede agregar, eliminar o modificar los datos de conductores. También se pueden modificar la base de conductores ingresando a la base de datos Access BaseConductores que se encuentra en C:\Archivos de programa\AMPACITY.





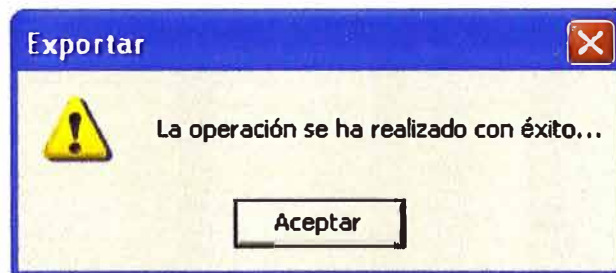
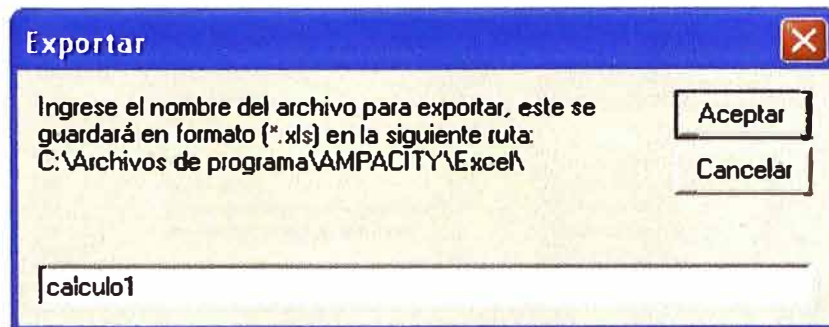
5. Para obtener los resultados se hace clic en el botón Calcular, el cual abre un reporte.

Conductor: 266.8 kcmil Daisy (d=0.586inch) AAC

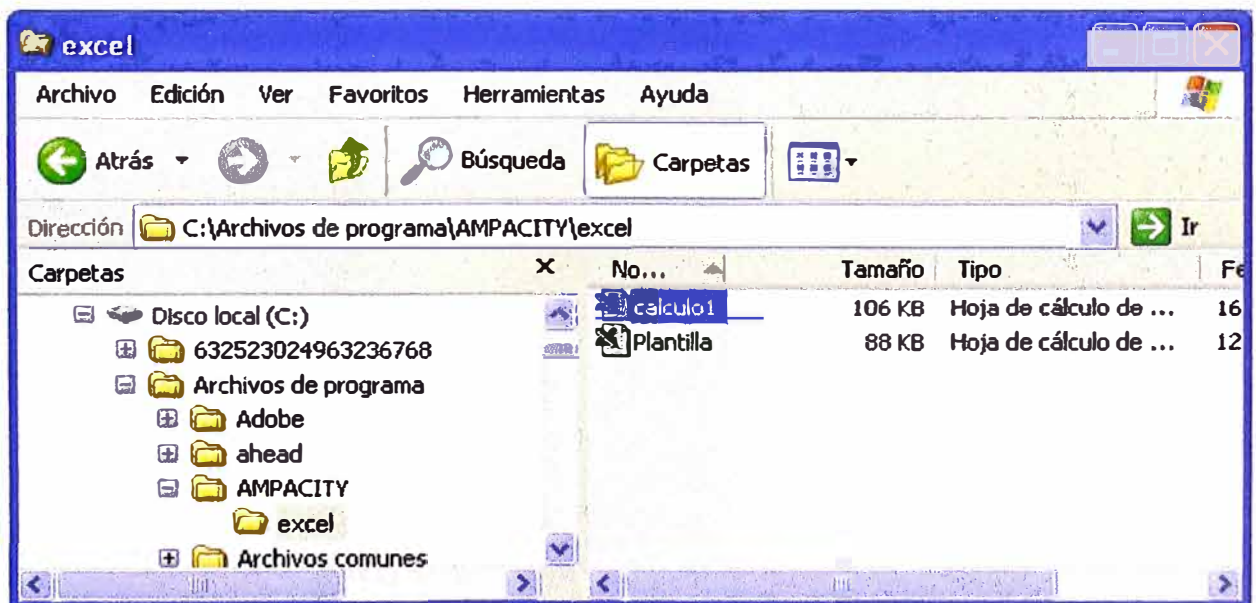
R75 (Ohm/Km): 0.260499	R25 (Ohm/Km): 0.21752	Diámetro (m): 0.0148844
Emisividad: 0.7	Absorción: 0.7	Tensión (volt): 60000
Fecha: 15/07/2005	Hora: 12	
Temp. Inicial (°C): 37	Vel. Viento (Km/h): 3.5	TmaxAmb (°C): 25
Temp. Final (°C): 55	Latitud (°): -16	TminAmb (°C): 10
Incram. Temp. (°C): 0.1	Energia solar diaria (Kwh/m2): 5.25	Orientación (°): -90
Temp. Amb. (°C): 20	Humedad Abs. (gva/Kgas): 5.4	Inclinación (°): 0
msnm: 20000	Albedo: 0.2	Alt. Horz. (°): 0

Temperatura °C	Resistencia Ohm/Km	Pf W/m	Pr W/m	Ps W/m	I Amp	Potencia MVA
37.00	0.23	17.77	3.46	8.79	233.70	24.29
37.10	0.23	17.87	3.49	8.79	234.84	24.41
37.20	0.23	17.98	3.51	8.79	235.98	24.52
37.30	0.23	18.08	3.53	8.79	237.10	24.64

6. Este reporte se puede imprimir directamente haciendo un clic en el icono  o exportar a Excel haciendo clic en el icono  y esperando el aviso de que la operación se ha realizado con éxito:



7. El archivo de salida Excel se encontrará en C:\Archivos de programa\AMPACITY\excel:



Microsoft Excel - calculo1

Archivo Edición Ver Insertar Formato Herramientas Datos Ventana ?

Arial 10 Tensión (volt):

CAPACIDAD TERMICA DEL CONDUCTOR VERSUS CORRIENTE CIRCULANTE

Conductor : 266.8 kcmil Daisy (d=0.586inch) AAC

R75 (Ohm/Km): 0.260499 R25 (Ohm/Km): 0.21752 Diametro (m): 0.0148844
 Emisividad: 0.7 Absorción: 0.7 Tensión (volt): 60000
 Fecha: 15/07/2005 Hora: 12
 Temp. Inio. (°C): 37 Vel. Viento (m/s): 3.5 Temp. Max. Amb. (°C): 25
 Temp. Fin. (°C): 55 Latitud (°): -16 Temp. Min. Amb. (°C): 10
 Incrém. Temp (°C): 0.1 Energía solar diaria (Kwh/m²): 5.25 Orientación (°): -90
 Temp. Amb. (°C): 20 Humedad Abs. (gwa/Kgas): 5.4 Inclinación (°): 0
 msnm: 20000 Albedo: 0.2 Alt. Horz. (°): 0

Temperatura (°C)	R (Ohm/Km)	Pf (V/m)	Pr (V/m)	Ps (V/m)	I (Amp)	Potencia (MVA)
37.00	0.23	17.77	3.46	8.79	233.70	24.29
37.10	0.23	17.87	3.49	8.79	234.84	24.41
37.20	0.23	17.98	3.51	8.79	235.98	24.52
37.30	0.23	18.08	3.53	8.79	237.10	24.64
37.40	0.23	18.18	3.55	8.79	238.22	24.76
37.50	0.23	18.29	3.57	8.79	239.34	24.87
37.60	0.23	18.39	3.60	8.79	240.45	24.99
37.70	0.23	18.50	3.62	8.79	241.55	25.10
37.80	0.23	18.60	3.64	8.79	242.65	25.22
37.90	0.23	18.71	3.66	8.79	243.74	25.33
38.00	0.23	18.81	3.69	8.79	244.83	25.44
38.10	0.23	18.91	3.71	8.79	245.91	25.56
38.20	0.23	19.02	3.73	8.79	246.99	25.67
38.30	0.23	19.12	3.75	8.79	248.06	25.78
38.40	0.23	19.23	3.78	8.79	249.12	25.89
38.50	0.23	19.33	3.80	8.79	250.18	26.00
38.60	0.23	19.44	3.82	8.79	251.24	26.11

Hoja1 / Hoja2 / Hoja3 /

Listo NUM

BIBLIOGRAFÍA

1. ANSI/IEEE Standard 738 “Calculation of bare overhead conductor temperature and ampacity for steady – state conditions”, 1986.
2. Kreith, Frank. “Transferencia de calor”, Centro regional de ayuda técnica - México, 1970.
3. “Atlas de Energía Solar del Perú”, SENAMHI - Perú, 2003.
4. Monroy, Manuel M. Tesis Doctoral “Comportamiento Térmico de Cerramientos Soleados: un modelo de simulación por diferencias finitas”, Universidad de las Palmas de Gran Canaria – Gran Canaria, 1995.
5. Baigorria, G. P. “Climate interpolation for land resource and land use studies in mountainous regions”, Wageningen University, 2003.
6. García, Jerónimo “Principios físicos de climatología” Universidad Nacional Agraria La Molina, 1994.
7. Castillo Mendoza, Adrián Jesús “Determinación de la capacidad de transmisión de líneas en alta y media tensión e implementación de software para su cálculo”, UNI - FIEE, 2005.