



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

"SUPERROTACIÓN TROPOSFÉRICA DE VENUS:
FUENTES Y MECANISMOS"

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

F Í S I C A

P R E S E N T A :

DENÍ TANIBÉ ZENTENO GÓMEZ



FACULTAD DE CIENCIAS
UNAM

DIRIGIDA POR:

DR. HÉCTOR ANTONIO PÉREZ DE TEJADA JAIME

2007



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Hoja de Datos del Jurado

<p>1. Datos del alumno Zenteno Gómez Dení Tanibé 56 53 29 99 Universidad Nacional Autónoma de México Facultad de Ciencias Física 400043665</p>
<p>2. Datos del tutor Dr Héctor Antonio Pérez de Tejada Jaime</p>
<p>3. Datos del sinodal 1 Dr Víctor Manuel Mendoza Castro</p>
<p>4. Datos del sinodal 2 Dra María Dolores Maravilla Meza</p>
<p>5. Datos del sinodal 3 Dr Fernando Ortega Gutiérrez</p>
<p>6. Datos del sinodal 4 Dra María Guadalupe Cordero Tercero</p>
<p>7. Datos del trabajo escrito Superrotación troposférica de Venus: fuentes y mecanismos 56 p 2007</p>

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Héctor Pérez de Tejada por todas sus enseñanzas y por el apoyo que me ha brindado como asesor y director de tesis.

A los miembros del jurado: Dra. Guadalupe Cordero Tercero, Dra. Dolores Maravilla Meza, Dr. Víctor Mendoza Castro y Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, por sus críticas, sugerencias y el tiempo dedicado a la revisión de la tesis.

Al Dr. Héctor Durand Manterola por sus valiosos comentarios y aportaciones en la elaboración de este trabajo.

A Roberto Núñez Cadena por el tratamiento de imágenes y por su ayuda en el manejo de programas de cómputo.

Al Instituto de Geofísica de la UNAM por el espacio que me ha otorgado dentro de sus instalaciones para la realización de mis estudios de la atmósfera de Venus.

A la Facultad de Ciencias por haberme formado como Física.

DEDICATORIAS

A mis papás y hermano por todo su amor y por el apoyo incondicional que me han brindado para la realización de mis proyectos.

A mi sensei Pablo Delgado por entrenarme para hacer posible lo imposible y por enseñarme que mi mente es lo más poderoso que tengo. Os.

A Roberto Núñez por los ánimos que me ha dado, por su ayuda cuando la he necesitado, por su paciencia, cariño, amor y buen corazón.

A Mario De Leo por compartir tantas horas de estudio conmigo durante toda la carrera y por su maravillosa e inigualable amistad.

A mis grandes amigas Pilar Villarreal y Dolores Campo por todas las alegrías que me han dado desde hace veintitrés años.

ÍNDICE

Hoja de datos del jurado	2
Agradecimientos	3
Dedicatorias	4
RESUMEN	7
INTRODUCCIÓN	8
CAPÍTULO I. LA TROPOSFERA DE VENUS	10
1.1 Misiones a Venus	10
1.2 El fenómeno de superrotación	13
CAPÍTULO II. MECANISMOS PROPUESTOS	17
2.1 La flama móvil	17
2.2 Inestabilidad de cizalla	21
2.3 Ondas de gravedad	22
CAPÍTULO III. ¿ES LA CONVECCIÓN LA CAUSA DE LA SUPERROTACIÓN?	28
3.1 La convección como mecanismo generador de la superrotación	28
3.2 Gradientes real y adiabático de temperatura	29
3.3 Gradiente adiabático seco	30
3.4 Cálculos de los gradientes de temperatura	33
3.4.1 <i>Gradiente real troposférico en Venus</i>	33
3.4.2 <i>Gradiente adiabático seco troposférico en Venus</i>	34
3.5 Resultados de la comparación de gradientes de temperatura	35

CAPÍTULO IV. FUENTES DE ENERGÍA	37
4.1 El Sol como fuente de energía	37
4.2 Cantidad de energía solar en la troposfera de Venus	37
4.3 Cálculo de la energía requerida para la superrotación troposférica	38
CAPÍTULO V. EXTRAS DE LA SUPERROTACIÓN	46
5.1 La doble parrilla: un mecanismo cualitativo	46
5.2 La superrotación en distintas ubicaciones	46
CONCLUSIONES	49
APÉNDICE	51
REFERENCIAS	54

RESUMEN

La parte sólida del planeta Venus tarda 243 días terrestres en rotar retrógradamente alrededor de su propio eje, su atmósfera en cambio, a una altura de 60 km por encima de la superficie tarda en girar, también de manera retrógrada, solamente 4 días. Este fenómeno es conocido como “superrotación” y a la fecha no se conoce su origen ni tampoco el(los) proceso(s) por los cuales se ha mantenido activo.

Mecanismos como “la flama móvil”, “la inestabilidad de cizalla” y “las ondas de gravedad” han sido propuestos como los responsables de la superrotación en la troposfera de Venus, sin embargo, ninguno de ellos ha sido del todo satisfactorio. El primero está basado en experimentos realizados con agua líquida y mercurio líquido que se calientan con una flama móvil, resultando en la inclinación de celdas de convección e induciendo así un movimiento de los líquidos en sentido opuesto al movimiento de la flama. El segundo considera también la inclinación de celdas convectivas pero a causa de la interacción de éstas con un flujo de cizalla. El tercero y último se refiere a la generación de ondas derivadas de las oscilaciones de parcelas atmosféricas alrededor de un punto de equilibrio como consecuencia de alguna perturbación (convección para el caso de Venus). Para el mecanismo de ondas de gravedad presentamos argumentos en contra de la existencia de un transporte de energía por medio de convección propuesta entre los 18 y 31 km de altura con base en la comparación de los gradientes real y adiabático seco de temperatura en esa zona.

Suponiendo una atmósfera en equilibrio hidrostático, calculamos la potencia con la que la energía solar es absorbida en toda la troposfera de Venus y la comparamos con la potencia que requiere una porción significativa de esa misma zona para superrotar a las velocidades registradas por las naves espaciales enviadas a ese planeta. Los valores obtenidos son $7.519 \times 10^{16} \text{ W}$ y, para latitudes de +45 y hasta -45 grados, de $8.961 \times 10^{16} \text{ W}$, respectivamente, sugiriendo que, dada la proximidad de ambos, toda la energía solar que logra penetrar en la troposfera, es convertida, mediante algún mecanismo desconocido, en energía cinética y que el Sol es la fuente principal, si no es que única, de la superrotación.

Finalmente proponemos de manera cualitativa un mecanismo para la superrotación al que nombramos “la doble parrilla” que se refiere a la conversión de la energía térmica que reciben las nubes venusinas en energía cinética.

INTRODUCCIÓN

El planeta Venus, el segundo planeta más cercano al Sol, posee grandes similitudes con el planeta Tierra al grado de que se les ha llegado a identificar como planetas gemelos. Ambos son de radio planetario promedio parecido (por tanto de volumen también), su valor de masa es semejante y, como consecuencia, las densidades promedio también son comparables. Asimismo, la aceleración gravitacional superficial promedio es similar en ambos cuerpos.

Existen sin embargo, como en todos los gemelos, grandes diferencias: quizá la más conocida por el común de la gente es la que tiene que ver con la posición respecto a nuestra estrella, esto es, que la distancia que separa al Sol de Venus es menor que la del Sol a La Tierra.

Existen también diferencias orográficas, atmosféricas, biológicas (hasta el momento no se ha detectado alguna forma de vida en Venus), de campo magnético y de composición química por mencionar algunas.

Mucho del conocimiento actual referente a las diferencias y similitudes mencionadas ha sido gracias al avance tecnológico aplicado a la investigación espacial. Una de las ventajas de las que Venus y en general el Sistema Solar gozan, es que naves espaciales han sido enviadas para tomar datos *in situ*, lo que nos permite no solamente conocer lo que desde La Tierra no podemos, sino corroborar o descartar lo que hemos supuesto.

Este trabajo trata acerca de una de las similitudes que, en cuanto a presencia se refiere, tienen Venus y La Tierra, pero que en ubicación, escala y muy probablemente causas, el fenómeno deja de ser similitud y pasa a ser diferencia: la superrotación atmosférica.

A la fecha no se ha dado una explicación satisfactoria al porqué de dicho fenómeno en la baja atmósfera de Venus.

Los objetivos de esta tesis son:

- Recolectar datos de la atmósfera venusina, principalmente de la capa troposférica, que puedan tener relación con la superrotación en esa zona.

- Describir los principales mecanismos que han sido propuestos para explicar la superrotación en Venus, incluyendo las razones por las cuales no han sido del todo aceptados.
- En caso de existir convección en toda la troposfera, determinar si es el mecanismo responsable de la superrotación, y
- Proponer una fuente de energía para la superrotación troposférica.

Lo anterior con la finalidad de que en un futuro sirva como base para dar explicación al fenómeno en cuestión.

Para ello se da, primeramente, información general recolectada de fuentes hemerográficas, bibliográficas y cibernéticas, que incluyen, entre otras cosas, generalidades atmosféricas de Venus, una lista de las misiones que han obtenido datos de ese planeta, la definición del concepto de superrotación y algunos datos obtenidos por naves espaciales; todo ello dentro del primer capítulo. En muchos casos los datos o gráficos presentados se comparan con datos terrestres con el fin de hacer las ideas más claras, pues una visión que parte de algo conocido permite tener un patrón con el cual el entendimiento puede darse de manera más sencilla.

En el capítulo II se exponen los mecanismos propuestos considerados como los generadores de la superrotación y las causas por las cuales no han tenido éxito.

En el capítulo III se analiza la posibilidad de convección atmosférica como un mecanismo, ya sea generador o bien de participación, en la superrotación atmosférica.

En el capítulo IV se sugiere una fuente de energía para la dinámica superrotacional y en el capítulo V se da a conocer una idea puramente cualitativa que podría explicar tan intrigante asunto, además, se añade información que indica hasta dónde se extiende la superrotación atmosférica en Venus y qué otros cuerpos del Sistema Solar experimentan el fenómeno.

Finalmente se dan las conclusiones y las fuentes de información utilizadas en el trabajo.

CAPÍTULO I

LA TROPOSFERA DE VENUS

1.1 Misiones a Venus

Venus, el segundo planeta más cercano al Sol, ha sido observado con diversos instrumentos desde las épocas en las que florecieron las antiguas civilizaciones hasta nuestros días. De ahí que se haya podido obtener mucha información de este cuerpo hasta el momento, insuficiente a veces para la curiosidad tan grande de los investigadores planetarios, pero ventajosa respecto a otros cuerpos debido a su cercanía con La Tierra.

Los datos obtenidos a simple vista o por telescopios en La Tierra han permitido al hombre determinar muchas de las características que Venus posee, pero es indudable que conforme más nos hemos ido acercando al objeto mediante las misiones espaciales, mejor resolución, mejor precisión y mayor número de datos se han obtenido.

En general las misiones espaciales tienen un objetivo primario a estudiar, como por ejemplo un planeta. Sin embargo, durante su viaje y a lo largo de toda su vida, son aprovechadas para obtener datos de los objetos que están a su paso. A continuación se presenta la tabla 1 (basada en la tabla que se muestra en [24]) donde se enlistan las misiones que han obtenido datos de Venus en ambas modalidades, es decir, como objetivo primario y como objetivo secundario. Se mencionan en ella algunas características de cada misión y su importancia en el estudio de Venus.

Tabla 1. Misiones espaciales que han visitado Venus (fuente: ESA).

Año	Nombre de la misión (Procedencia)	Datos relevantes
1962	Mariner 2 (NASA)	Acercamiento máximo de 35,000 km. No se detectó campo magnético.
1967	Venera 4 (USSR)	Primera sonda que envió datos de composición atmosférica. Es aplastada por la presión antes de alcanzar la superficie.
1969	Venera 5 y 6	Detectaron la presencia de nitrógeno y oxígeno atmosférico. Son aplastadas

Año	Nombre de la misión (Procedencia)	Datos relevantes
	(USSR)	por la presión antes de alcanzar la superficie.
1970	Venera 7 (USSR)	Fue la primera nave en realizar un aterrizaje suave en otro planeta. Midió temperatura y presión superficial
1972	Venera 8 (USSR)	La primera en medir la velocidad de vientos al descender a través de la atmósfera. Midió la composición superficial mediante un espectrómetro de rayos gamma.
1974	Mariner 10 (NASA)	Fue la primera nave en tener un sistema de obtención de imágenes. Registró circulación atmosférica y temperaturas de la parte alta de las nubes de Venus en su camino hacia Mercurio.
1975	Venera 9 y 10 (USSR)	Primeras imágenes panorámicas en blanco y negro de la superficie.
1978-1992	Pioneer Venus (NASA)	Mapeo con radar de la superficie. Se midieron las propiedades estructurales, de composición y de nubes, tan abajo como 12 km de altura. Se estudiaron las propiedades térmicas de la ionosfera y se analizaron y caracterizaron las partículas que componen esta capa.
1982	Venera 11 y 12 (USSR)	Investigación de estructura y composición de la atmósfera y de las nubes. Mediciones de radiación solar y estudio de la dinámica atmosférica.
1982	Venera 13 y 14 (USSR)	Envío de primeras imágenes de vista panorámica a color de la superficie. Hallazgo de basalto de leucita y de basalto toleítico.
1983	Venera 15 y 16 (USSR)	Mapeo con radar de la superficie. Estudio detallado de la mesosfera y de la parte alta de las nubes mediante espectroscopía de emisión térmica de alta resolución.
1985	Vega 1 y 2 (USSR)	En ruta al cometa Halley. Registro de vientos y perfiles precisos de temperatura hasta la superficie.
1990-1994	Magellan (NASA)	Mapeo con radar de casi toda la superficie de Venus.
1990	Galileo (NASA)	En ruta a Júpiter. Imágenes espectrales de las emisiones en el cercano infrarrojo del lado noche. Detección de ondas de radio.
1998-1999	Cassini-Huygens (NASA, ESA, ASI)	Imágenes espectrales de emisiones en el cercano infrarrojo del lado noche.
2005	Venus Express (ESA)	Estudios de composición y dinámica atmosférica.

En este trabajo la mayor parte de los datos utilizados provienen de la misión Pioneer Venus por dos razones. La primera es que la mayoría de los análisis hechos hasta ahora de superrotación en Venus se han realizado con base en la información obtenida en dicha misión, argumentándose a favor que la precisión es mayor respecto a misiones anteriores. La segunda razón es que el Pioneer Venus estuvo enfocado al tema de estudio que nos interesa: la atmósfera.

La Pioneer Venus constaba de un orbitador y de cuatro sondas: North, Sounder, Day y Night. La figura 1 muestra las ubicaciones tanto del orbitador como de las sondas con las cuales obtuvieron los datos atmosféricos.

Venus Express está enfocada también a una parte atmosférica de interés, sin embargo su lanzamiento es aun reciente y, aunque ya ha enviado ciertas imágenes, es muy pronto todavía para tomarla en consideración en este trabajo por la falta de datos.

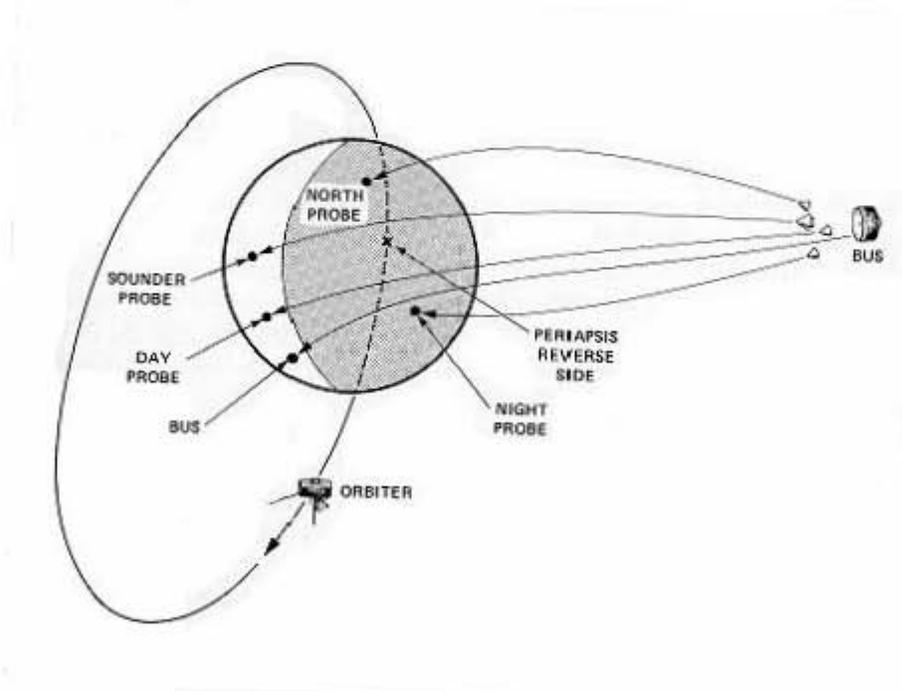


Figura 1. Posiciones de las sondas y del orbitador de las misiones Pioneer Venus.

(http://www.honeysucklecreek.net/images/images_DSN/)

1.2 El fenómeno de superrotación.

Así como los demás planetas en el Sistema Solar, Venus tiene un periodo de rotación y uno de traslación, siendo el primero de 243 días terrestres y el segundo de 225 días terrestres. El movimiento de traslación va en el mismo sentido que el resto de los planetas de nuestro sistema, pero el de rotación tiene un sentido retrógrado, esto es, en vez de moverse en dirección oeste a este como La Tierra, va de este a oeste. La combinación de ambos movimientos da como resultado un día solar en Venus equivalente a 117 días terrestres. Estos periodos de rotación y traslación se refieren únicamente a Venus como cuerpo sólido y es importante saberlo ya que, para hablar de superrotación es necesaria una diferencia de periodos de rotación; enseguida mostraremos esta diferencia.

Antes de las Misiones a Venus se sospechaba que el periodo de rotación de la atmósfera era mucho menor al del planeta sólido en sí. Más tarde, con los datos arrojados por algunas de las Misiones, se confirmó la sospecha.

Aunque en cualquier parte de la atmósfera de Venus la rotación es de menos de 243 días terrestres, la composición química varía de unas zonas a otras, por ello se requiere de estudios diferentes para cada una de ellas. Aquí abarcaremos principalmente la parte atmosférica que está compuesta en su mayoría por dióxido de carbono, ésta se encuentra en los primeros 50 km sobre la superficie del planeta, corresponde a la parte neutra de la atmósfera y su periodo de rotación alcanza un mínimo de aproximadamente 4 días terrestres.

Así como en La Tierra se han definido diferentes capas atmosféricas de acuerdo a su densidad y temperatura, del mismo modo se han definido en Venus y comparten casi los mismos nombres. En la figura 2 se muestran las diferentes capas atmosféricas de La Tierra y algunos de los eventos que ocurren en ellas. Indicadas están las alturas y las temperaturas correspondientes.

La altura de cada una de las capas atmosféricas difiere de un planeta a otro. La troposfera de Venus, por ejemplo, es como 5 veces más alta que la de La Tierra.

Como se puede ver en la figura 2, en la termósfera de La Tierra hay un aumento notable en la temperatura, de ahí que se le haya dado ese nombre. En Venus, sin embargo, este aumento tan pronunciado no existe en ninguna de las capas. En el perfil de la figura 3

se aprecia el comportamiento de la temperatura para ambos planetas desde la superficie y hasta los 300 km de altura.

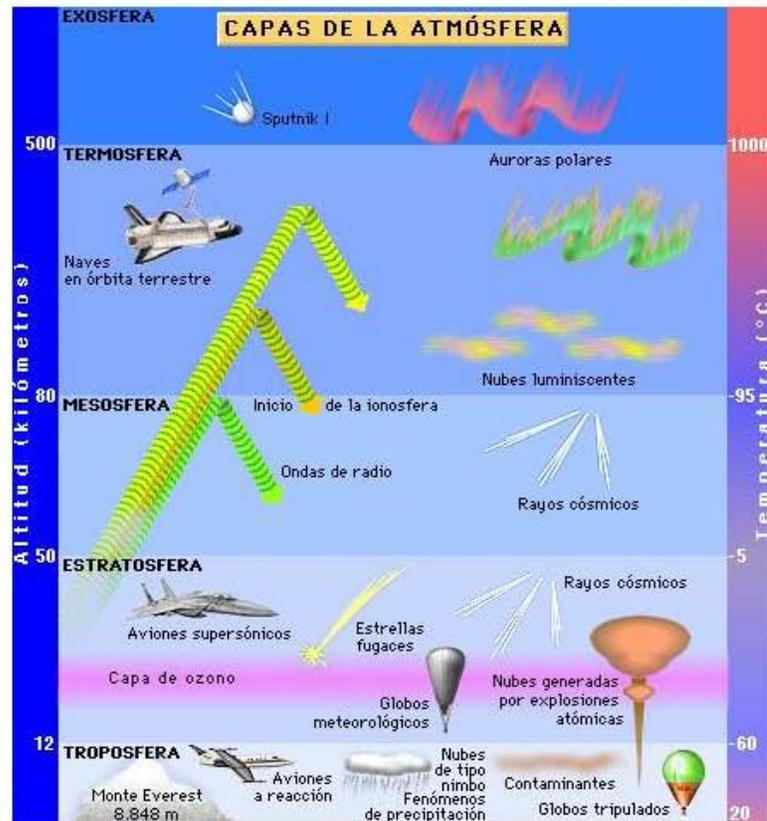


Figura 2. Capas atmosféricas terrestres.

(<http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/alumno/IESO/atmosfera/>)

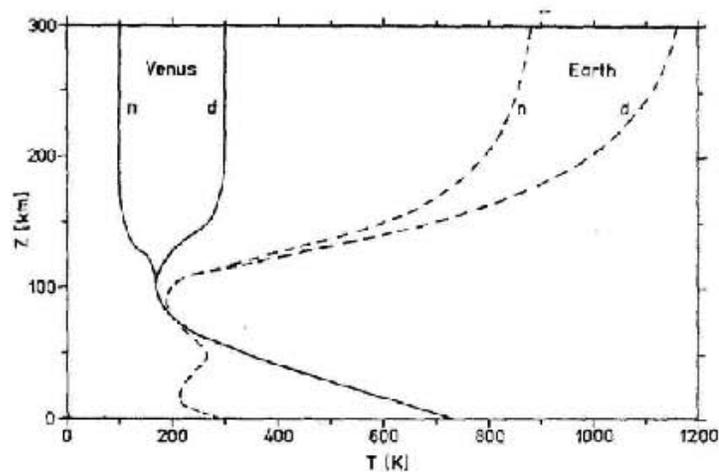


Figura 3. Perfiles de temperatura atmosférica de Venus y de La Tierra. Las letras “n” corresponden al lado noche y las letras “d” al lado día.

(Schubert, et. al. 1980)

Contrario a la termósfera terrestre, en Venus encontramos un ligero aumento de temperatura del lado día por encima de los 100 km de altura y posteriormente vemos que la temperatura se mantiene constante. El lado noche, en cambio, se enfrenta a una disminución de la temperatura también arriba de los 100 km de altura y, semejante al lado día, todavía a mayor altura la temperatura se mantiene constante. Como el término de “termósfera” pareció claramente inapropiado para el caso de Venus, en su lugar se le nombró “criosfera”, esto es, para definir una situación en la que la temperatura disminuye respecto a los valores que tenía a menores alturas.

Otra diferencia importante es la presión. En La Tierra, a nivel del mar, tenemos una atmósfera de presión (~1 bar) y conforme nos alejamos de la superficie el valor de la presión va disminuyendo. En Venus también disminuye la presión conforme nos alejamos de la superficie, pero a nivel del suelo su valor es 90 veces la de La Tierra, equivalente a la que se encuentra a una profundidad de aproximadamente 1000 metros por debajo del nivel del mar. Entre los 50 y 60 km de altura se hallan valores de presión similares a los que tenemos en La Tierra a nivel del mar.

La composición química en las troposferas de ambos planetas es por completo diferente. En La Tierra el mayor componente atmosférico por volumen es el nitrógeno con un 78.084%, le sigue el oxígeno con un 20.946% y trazas de argón, dióxido de carbono, neón, helio, metano, criptón e hidrógeno. En Venus, el principal componente es el dióxido de carbono con 96.5%, el resto es nitrógeno con un 3.5%, más pequeñas cantidades de dióxido de azufre, argón, agua, monóxido de carbono, helio y neón.

En su extremo superior la troposfera de Venus está marcada por nubes que, a diferencia de las que existen en La Tierra y que están formadas básicamente por vapor de agua, están compuestas principalmente por ácido sulfúrico y además, su periodo de rotación es el menor dentro de toda la zona troposférica.

Para enfatizar la diferencia en los movimientos de rotación mencionados, hace falta conocer que tan rápido rotan. Así, tenemos que para la superficie del sólido la rapidez de rotación en el ecuador es de 1.8 metros por segundo y la rapidez de rotación de las nubes de ácido sulfúrico es de unos 100 metros por segundo, también en latitudes ecuatoriales.

Además de lo impactante que pueda resultar el fenómeno de superrotación venusino por la falta de un evento similar en La Tierra, resulta también sorprendente el hecho de que hasta la fecha no se sabe el porqué de este fenómeno.

Varios mecanismos han sido sugeridos para explicar la superrotación atmosférica de Venus, y a pesar de que todos resultan interesantes y aportan grandes ideas, ninguno ha dado una respuesta del todo satisfactoria, ya que para el entendimiento de este fenómeno es necesario conocer tanto la(s) fuente(s), como el (los) proceso(s) de transferencia de energía implicados. En el siguiente capítulo se describirán algunos de los mecanismos propuestos.

CAPÍTULO 2

MECANISMOS PROPUESTOS

En lo que sigue se da una explicación breve de cada uno de los mecanismos que han sido sugeridos como causa del movimiento de superrotación en Venus. Aunque solo los trataremos de manera individual, es importante saber que existen propuestas que han planteado la conjunción de dos o más de los mecanismos en cuestión como causa del fenómeno.

2.1 La flama móvil

En el año 1959, Dave Fultz [18] reportó un experimento que consistía en lo siguiente: colocó agua en un cilindro y comenzó a calentarlo por la parte de abajo con una flama en movimiento circular, siguiendo la circunferencia de la parte baja del recipiente. El resultado fue que el agua comenzó a moverse también de manera circular pero en sentido opuesto al movimiento de la flama (ver figura 4a).

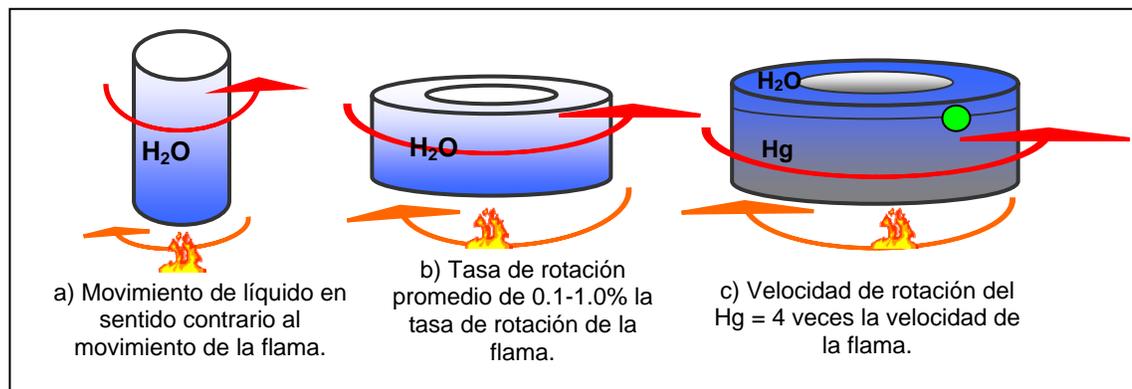


Figura 4. Experimentos de la flama móvil. En a) con agua dentro de un cilindro; en b) con un recipiente de forma anillada con agua en su interior; en c) en recipiente de forma anillada con mercurio en el interior y agua para evitar oxidación. Las flechas anaranjadas indican la dirección de movimiento de la flama mientras que las rojas la dirección de movimiento de la sustancia dentro del recipiente.

Tiempo después Melvin E. Stern perfeccionó el experimento [18], tanto en montaje como en mediciones. En lugar de cilindro colocó un recipiente en forma anillada con agua e igualmente calentó por la parte de abajo con una flama en movimiento (ver figura 4b). El nuevo recipiente tiene la ventaja de que los movimientos convectivos horizontales son casi nulos debido a que la flama calienta de manera más uniforme la superficie inferior. En el caso del cilindro, en cambio, al calentar prácticamente solo en la orilla de la superficie circular, el gradiente de temperatura entre el centro y la orilla de la superficie trae como consecuencia un movimiento convectivo que no es vertical. Para los fines deseados es necesario evitar este tipo de movimiento ya que el transporte de energía en esas zonas puede muy bien no ser despreciable y, por tanto, causar un decremento en la velocidad de rotación del agua dentro del recipiente.

El resultado en este segundo experimento coincidió con el primero: se transfirió momento angular al agua por lo que ésta rotó dentro del recipiente y una vez más en sentido contrario al movimiento de la flama. De acuerdo a las mediciones, la tasa de rotación promedio del agua fue de 0.1 a 1% la tasa de rotación de la flama; esto quiere decir que la velocidad con la que se mueve la flama por debajo del recipiente es, por mucho, mayor a la del agua.

Esto, aplicado a Venus tal cual y sin mayor análisis, sería indudablemente poco útil debido a que, de contar con una fuente de calor análoga a la flama móvil, el movimiento resultante de la atmósfera se daría en sentido contrario al movimiento de la fuente y con una rapidez menor. El movimiento retrógrado lo tenemos; la fuente de calor más evidente en Venus y que se presenta de manera continua es la radiación solar, sin embargo, contrario a lo que sucede en el experimento del agua en el recipiente anillado, la rapidez de rotación de la troposfera supera en gran medida a la de la fuente, que en este caso es el Sol visto desde la superficie de Venus.

Por supuesto que los componentes atmosféricos de Venus poco tienen que ver con el agua del experimento; sin embargo, G. Schubert y J.A. Whitehead reportaron en 1969 un tercer experimento en donde utilizaron, en lugar de agua, mercurio [18]. El recipiente utilizado también era de forma anillada (ver figura 4c). La flama móvil en esta ocasión se extendió radialmente bajo la base del anillo para asegurar aún más la uniformidad en el calentamiento y evitar de esta forma los movimientos horizontales del líquido en la parte

baja. El resultado: una vez más el líquido se mueve en sentido opuesto al movimiento de la flama, pero esta vez con velocidad cuatro veces mayor que la de la flama.

A pesar de que se consiguió una mayor velocidad angular en el líquido al cambiar el agua por mercurio, la diferencia entre las tasas de rotación sigue siendo aún insuficiente como para explicar a partir de ello el que parte de la troposfera de Venus rote cerca de 50 veces más rápido que la superficie del planeta.

Una vez más, el mercurio del experimento no se encuentra dentro de los componentes atmosféricos de Venus, pero la extrema diferencia en los resultados muestra claramente que hay una gran dependencia con la sustancia utilizada. La explicación que Schubert y Whitehead dan tiene que ver con la rapidez relativa con la que se efectúan la difusión térmica y la difusión viscosa.

Cuando en un fluido tenemos una zona caliente y una fría debido a la diferencia de velocidades con las que se mueven las partículas, la temperatura tiende a uniformizarse de manera natural, sin la necesidad de agentes externos, siempre y cuando la distancia promedio entre partículas sea pequeña comparada con la escala en la que varía la temperatura dentro del fluido. Ahora bien, esa energía transportada de una zona a otra puede ser parcialmente absorbida por el fluido, o bien, totalmente conducida a través de él. En el primer caso se dice que la difusividad térmica es baja, y en el segundo caso, que la difusividad térmica es alta.

Si el transporte de energía se da de manera continua, puede suceder que el calor que entra a la zona fría sea utilizado para mover al fluido, con la condición de que dicho calor sea el suficiente para vencer la viscosidad cinemática de la sustancia. Recordemos que la viscosidad cinemática se refiere a la resistencia de una sustancia a fluir bajo la influencia de la gravedad. Así que, en el caso del mercurio, cuya difusividad térmica es mucho mayor que su viscosidad cinemática, la energía que se transporta por gradiente de temperatura llega continuamente a capas superiores, promoviendo un movimiento relativamente rápido del mismo. Para el caso del agua, la difusividad térmica es mucho menor a la del mercurio, por lo que el movimiento debe ser obligadamente más lento debido a la baja cantidad de energía que logra llegar a capas superiores.

El número que indica que tan rápido será el movimiento de una sustancia bajo las condiciones mencionadas en los dos párrafos anteriores, es el número adimensional

conocido como *Número de Prandtl* (Prt), definido precisamente como el cociente de la viscosidad cinemática entre la difusividad térmica. Para el caso del agua líquida $Prt \sim 7$ y para el mercurio líquido $Prt \sim 0.015$. Para el caso de los gases diatómicos tales como el dióxido de carbono, $Prt \sim 0.72$; además, a primera aproximación, el número de Prandtl de cualquier gas es independiente tanto de la temperatura como de la presión a la que se encuentre.

Entonces, dado que el número de Prandtl del dióxido de carbono se ubica entre los Prt del agua y del mercurio, es de esperar que en un experimento como los mencionados párrafos atrás y cuya sustancia en uso sea el dióxido de carbono, se presente el mismo efecto pero con velocidades mayores a las del caso del agua y menores a las del caso del mercurio.

Por el momento la flama móvil resulta insuficiente para explicar la razón de las rotaciones troposférica y de superficie en Venus.

Queda aún por explicar el porqué del movimiento de la sustancia, cualquiera que sea, en sentido contrario a la flama. Young y Schubert [20] mostraron un diagrama (figura 5) cuyo fin es precisamente explicar el sentido final del movimiento con base en la inclinación de celdas convectivas.

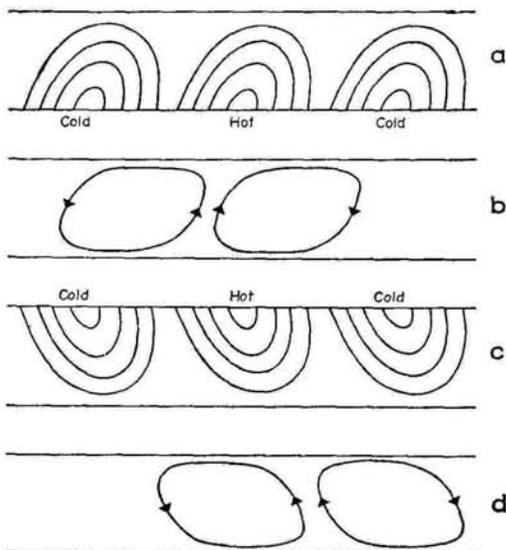


Figura 5. Inclinación de isotermas (a y c) y celdas convectivas (b y d) debido al calentamiento periódico de una flama móvil. En a y b, la onda térmica pasa por la parte baja y en c y d por la parte alta.

(Young and Schubert. 1973)

Si la flama estuviera fija bajo la base del recipiente, los patrones de convección serían verticales en su totalidad, sin embargo la movilidad provoca un desfase en el tiempo de calentamiento de las capas superiores y trae como consecuencia la inclinación de las celdas convectivas y sus isoterma.

La figura 5 está dividida en 2 partes. Las letras (a) y (c) indican isoterma y las letras (b) y (d) los patrones de convección para esas isoterma, respectivamente. Para ambos casos el calentamiento es mediante una onda térmica que va de derecha a izquierda, para (a) y (b) la onda va por debajo y para (c) y (d) el calentamiento comienza por la parte de arriba. Esta inclinación de celdas hace que el movimiento de masa tenga una componente no solo vertical, sino también horizontal y que además va en sentido contrario al del calentamiento aplicado. De aquí que los experimentos con mercurio y agua hayan mostrado movimientos opuestos al de la flama móvil.

2.2 Inestabilidad de cizalla

Se ha propuesto otro mecanismo también basado en la inclinación de celdas convectivas. Rory Thompson planteó en 1970 [20] una configuración basada en celdas convectivas tal y como lo muestra la figura 6a. Asimismo propuso la presencia de un flujo horizontal¹ respecto a las celdas convectivas cuya velocidad varía en sus diferentes capas como se indica en la figura 6b, esto es, que exista un gradiente de velocidad en donde la velocidad mínima se halle en la capa más baja y la máxima en la capa más alta (flujo con cizalla). La interacción de este flujo con las celdas dará como resultado la inclinación de estas últimas y (ver figura 6c), así como con la flama móvil, tendremos no solamente movimientos verticales, sino también una componente horizontal importante por transporte de momento con velocidad mayor a la del flujo de cizalla original.

Como ya se indicó, la necesidad de configuraciones iniciales es básica para que la inestabilidad convectiva pueda llevarse a cabo y esto en Venus no se sabe con certeza si realmente sucede, pero no solo eso, incluso cumpliéndose las condiciones iniciales, el tipo o tipos de calentamiento y las condiciones de frontera se desconocen, en consecuencia los resultados difieren de manera significativa cuando se realizan cálculos bajo distintas

¹ El flujo en este caso es mera suposición. No hay, hasta el momento, indicios de que realmente exista.

consideraciones, tales como si hay o no aislamiento térmico, presencia de esfuerzos y/o de superficies rígidas, calentamiento interno, entre otros, además de los distintos modos en los que se pudiera dar lugar a las configuraciones de celdas de convección inicialmente requeridas.

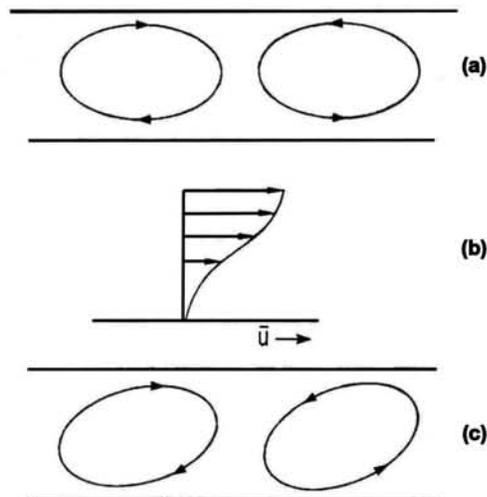


Figura 6. Inclinación de celdas convectivas debido a una inestabilidad de cizalla. En (a) se muestran los patrones originales de convección, en (b) un flujo que distorsiona el patrón de (a) y en (c) la inclinación de celdas resultante.

(Young and Schubert, 1973)

2.3 Ondas de gravedad

Las ondas de gravedad, también conocidas como ondas de flotación, son consecuencia de alguno de varios procesos que pueden llevarse a cabo tanto en medios líquidos como en gaseosos. La explicación que se da a continuación acerca de este tipo de ondas considera su origen y propagación en la atmósfera.

Cuando una atmósfera planetaria se encuentra en equilibrio hidrostático tenemos que el material que la compone se acomoda conforme a su presión: lo más denso queda cerca de la superficie planetaria y lo menos denso alejado de ella (ver Apéndice). Este equilibrio se rompe cuando parte de la masa atmosférica es forzada a moverse hacia un medio de densidad diferente. Las razones pueden ser varias, algunas de ellas son:

- a) Orografía. Si un flujo atmosférico se encuentra con algún obstáculo, como por ejemplo una montaña, dicho flujo debe cambiar su trayectoria para continuar con su movimiento, por lo que es de esperarse que se traslade hacia una zona con diferente densidad.
- b) Flujos de diferente velocidad.
- c) Erupciones volcánicas.
- d) Explosiones.
- e) Convección. Cuando existe flujo convectivo, los movimientos de masa caliente que suben y se enfrían empujan al material que se halla justo por encima de la celda convectiva, enviándolo a zonas de menor densidad a la que le corresponde.

Cualquiera que sea la causa, la parcela trasladada tiende a volver a su estado de equilibrio y los movimientos necesarios de restitución generan oscilaciones alrededor del punto inicial que dan lugar a las ondas conocidas como ondas de gravedad, siempre y cuando exista estabilidad atmosférica. La figura 7 esquematiza el proceso de formación de ondas de gravedad.

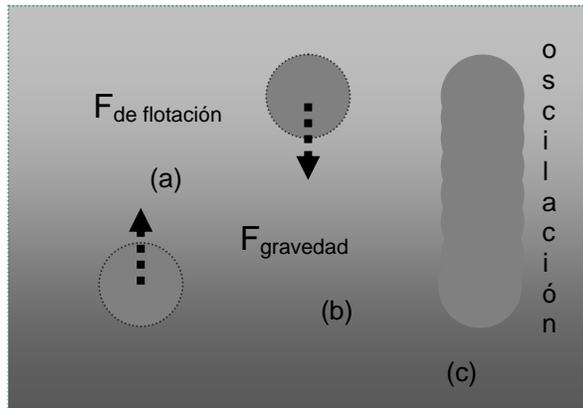


Figura 7. (a) representa la porción atmosférica que es desplazada hacia un medio menos denso, (b) la gravedad como fuerza de restitución actuando sobre esa porción, (c) las oscilaciones de la porción alrededor de su punto de equilibrio.

Existe gran variedad de ondas de gravedad, la diferencia entre ellas es su amplitud, frecuencia, duración y trayectoria. Además, algunas pueden ser reflejadas, otras

parcialmente reflejadas y parcialmente transmitidas y otras pueden descomponerse en ondas más pequeñas. También puede haber superposición de ondas de alta frecuencia sobre ondas de baja frecuencia y, algo muy importante es que, al igual que otros tipos de ondas, como por ejemplo las de sonido, no podemos ver las ondas de gravedad, sino únicamente sus efectos.

Otro rasgo de este tipo de ondas y que es tal vez el más trascendental, es la capacidad que tienen para transportar energía y momento hacia zonas lejanas a la fuente de origen, distribuyendo posteriormente esta energía a través de la atmósfera. Esto las convierte en una componente esencial de la dinámica atmosférica. Además, producen turbulencia y pueden disparar procesos convectivos, afectando el flujo medio atmosférico de manera significativa.

La amplitud de una onda está relacionada con la cantidad de energía involucrada; a mayor energía, mayor amplitud de la onda. Lo mismo aplica para un paquete de ondas, donde la cantidad de energía está indicada por la amplitud de la envolvente del espectro de ondas que lo forman.

Cuando las ondas de gravedad viajan en la atmósfera, sufren cambios en su amplitud debido al cambio de densidad respecto a la altura. A menor densidad, mayor la amplitud de onda. Es así como se conserva la energía.

La velocidad del paquete de ondas es conocida como la velocidad de grupo y es, de entre todos los elementos que caracterizan a las ondas y en particular a las de gravedad, la encargada del transporte de energía.

Aunque el comportamiento de las ondas de gravedad en la atmósfera es no lineal, el uso de la teoría lineal simplifica el problema y se obtienen, en general, resultados similares a los que se derivarían a partir de un modelo no lineal.

La ecuación para las ondas de gravedad lineales es conocida como la ecuación de Taylor-Goldstein² que, en el caso más simple, da lugar a la siguiente relación de dispersión de ondas de gravedad:

$$\omega = \pm \frac{kN}{(k^2 + m^2)^{1/2}} \quad (2.1)$$

² Para una revisión detallada de la ecuación Taylor-Goldstein, consultar [30].

donde

ω = frecuencia de la onda.

k = número de onda en la dirección horizontal x .

m = número de onda en la dirección vertical z .

N = frecuencia de Brunt - Väisälä.

Las velocidades de grupo horizontal y vertical de las ondas, u_g y w_g respectivamente, se definen como

$$u_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (2.2)$$

y

$$w_g = \frac{\partial \omega}{\partial m} \quad (2.3)$$

Así, a partir de (2.1), (2.2) y (2.3),

$$u_g = \frac{Nm^2}{(k^2 + m^2)^{3/2}} \quad (2.4)$$

$$w_g = \frac{Nmk}{(k^2 + m^2)^{3/2}} \quad (2.5)$$

Las ondas de gravedad pueden depositar energía y momento en alguna capa atmosférica superior a donde fueron originadas, esto si encuentran un flujo atmosférico cuya frecuencia sea igual a la frecuencia de la onda (i.e. a la frecuencia Brunt - Väisälä o menor) que provoque que ésta se “rompa” al entrar en resonancia, causando fuertes efectos en el flujo medio, como por ejemplo, acelerarlo.

En el caso de Venus existen fuertes indicios de que las ondas de gravedad están presentes en su atmósfera. Que sean o no la causa de la superrotación es aún materia de debate. Hasta el momento se ha sugerido enfáticamente a la convección como única fuente generadora de las ondas de gravedad causantes de la superrotación en la atmósfera de Venus y se ha supuesto que las celdas convectivas se localizan tanto a nivel de nubes como en una zona de la troposfera media [3].

En el esquema presentado en la figura 8 se observan dos zonas de convección, una que va de los 18 a los 31 km de altura y la otra de los 47 a los 56 km de altura, ambas generadoras de ondas de gravedad. La idea es que el material que se encuentra justo entre esas dos zonas es el medio por donde las ondas de gravedad van viajando y depositando momento, de modo que este último es utilizado para originar los rápidos vientos zonales registrados.

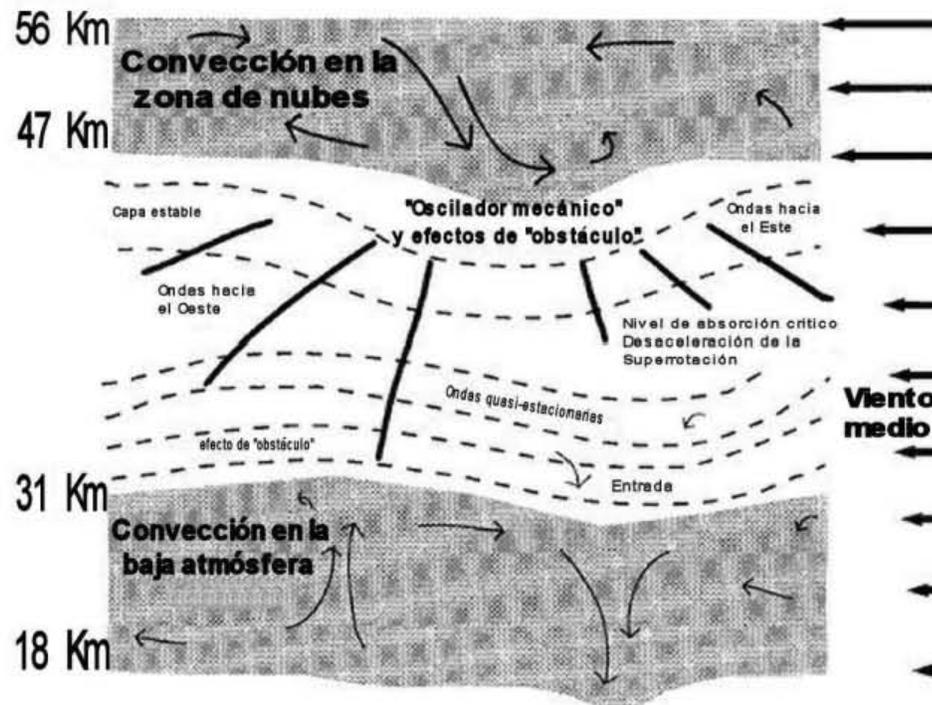


Figura 8. Ondas de gravedad atmosféricas producidas por convección y modeladas para la atmósfera baja de Venus.

(Baker, et. al., 2000)

Existe una razón por la cual no se ha podido responsabilizar a las ondas de gravedad como el mecanismo generador de la superrotación. Las ondas, al depositar momento en la atmósfera, pueden hacerlo en el sentido de rotación de los vientos o en el sentido contrario a ellos. Esto quiere decir que, así como el mecanismo es capaz de acelerar la masa atmosférica, igualmente es capaz de desacelerarlo. Por lo pronto no existe garantía alguna de que el momento depositado pudiera tener preferencia por el sentido retrógrado.

Otro rasgo del modelo que contradice cálculos que hemos hecho y que mostraremos más adelante, es el de la ubicación de las celdas convectivas que están entre los 18 y los 31

km de altura. En el capítulo III se verá que, de acuerdo a las características atmosféricas de Venus, la convección no es posible en ese rango de altura, sino únicamente por debajo de los 10 km.

CAPÍTULO III

¿ES LA CONVECCIÓN LA CAUSA DE LA SUPERROTACIÓN?

3.1 La convección como mecanismo generador de la superrotación

Una de las ideas que surgió al inicio de este trabajo y que nos pareció novedosa (hasta el momento desconocemos si alguien ya había trabajado sobre ella), fue que pudiese existir convección desde la superficie del planeta hasta la base de las nubes. Como la temperatura superficial es extremadamente alta, parecía lógico que el material caliente tuviera que subir, enfriarse, bajar, etc. Como la energía se conserva en el sistema, el calor liberado por el material que se enfría debe trasladarse a alguna otra parte; nuestra suposición era que se depositaba en las nubes, de tal forma que al calentarse estas últimas la energía era utilizada como energía de movimiento, acelerándolas hasta alcanzar las velocidades registradas de alrededor de 100 metros por segundo.

No basta el calentamiento de las nubes para que se muevan a esa velocidad, se requiere también de un fuerte gradiente de temperatura longitudinal para que se logre. Es fácil pensar que ese gradiente existe cuando uno sabe el largo periodo de rotación del planeta. En Venus la duración del día y de la noche es de 58 días cada uno, aproximadamente, lo que nos guía a creer que el lado día es muy caliente y el lado noche es muy frío, ya que pasan bastante tiempo recibiendo la radiación solar o no recibéndola, según sea el caso.

Pues bien, si la atmósfera de Venus experimenta convección desde la superficie y hasta el nivel de nubes, debiera existir un balance de algún tipo que determine la región donde termina la convección, pues el material caliente no sube indefinidamente.

El balance que se propuso en ese entonces era el de la energía que sale desde la superficie de Venus con el trabajo necesario para subir masa atmosférica hacia mayores alturas. Esto es, la energía que libera la superficie puede elevar cierta cantidad de masa hasta cierta altura por medio de la convección dependiendo de las condiciones atmosféricas locales. Si la energía liberada es mayor al trabajo necesario para elevar una masa de aire,

entonces esta masa subirá y subirá hasta el momento en que esa energía se iguale con el trabajo, es decir, en el instante en que se dé el balance.

La pregunta ahora es ¿cuál es el instante en el que se da ese balance?

Como ya se mencionó anteriormente, las nubes de Venus están formadas básicamente por ácido sulfúrico; a partir de esta diferencia de composición entre las nubes y lo que se encuentra debajo de ellas surgió una propuesta complementaria. Es posible que una porción de ácido sulfúrico se encuentre en un estado de menor concentración en una capa inmediata e inferior a la de las nubes. Si la energía liberada desde la superficie empuja esta porción de ácido a mayores alturas, encontrará la zona de mayor concentración y mayor peso del compuesto, de tal modo que el trabajo para elevar la porción a mayor altura se incrementa y la energía disponible ya no es suficiente para realizar dicho trabajo, por lo que la convección termina ahí.

Revisar entonces que realmente pudiese existir convección en la troposfera de Venus fue el primer paso. Para ello hicimos uso de la comparación de dos gradientes: el gradiente real de temperatura y el gradiente adiabático de temperatura. En lo que sigue se explica cada uno de ellos.

3.2 Gradientes real y adiabático de temperatura

El gradiente real se refiere a la variación de la temperatura, en este caso de la atmósfera, con respecto a la altura. En general este gradiente no es constante a nivel global y depende también de la longitud y de la latitud, ya que la temperatura en los planetas no suele ser igual en el lado día que en el lado noche ni tampoco en el ecuador es igual que en los polos (para alturas iguales).

El gradiente adiabático, en cambio, se refiere a la variación de enfriamiento o calentamiento (en función de la altura) de una parcela atmosférica que se desplaza dentro de zonas atmosféricas de densidad diferente. Es adiabático porque la parcela no intercambia calor con el resto de la atmósfera. Si la parcela es más caliente que el ambiente, comenzará a subir y disminuirá su temperatura por medio de la expansión (disminuye la presión); en cambio, si está más fría, descenderá y se calentará mediante una disminución de volumen (aumenta la presión).

Del gradiente adiabático se desprenden dos subtipos: el gradiente adiabático seco y el gradiente adiabático húmedo. El primero no depende de la temperatura inicial de la parcela y se aplica a gases que se enfrían o se calientan pero que nunca dejan de ser gases. Cuando una parcela comienza a enfriarse bajo un gradiente adiabático seco, puede llegar a suceder que alcance su punto de condensación. Al condensarse el gas se libera calor latente, sin embargo este calor queda dentro de la parcela (la adiabaticidad no se pierde), haciendo que el gradiente de enfriamiento disminuya y, por tanto, cambie de valor. A este nuevo gradiente se le conoce como gradiente adiabático húmedo.

Debajo de las nubes de Venus tenemos material en estado gaseoso, por lo que no se ahondará más en el tema de gradiente adiabático húmedo. Lo que sigue es la deducción matemática del gradiente adiabático seco, cuya expresión final será utilizada más adelante para confirmar o no la existencia de procesos convectivos en la troposfera.

3. 3 Gradiente adiabático seco

Partiremos de la primera ley de la termodinámica y del supuesto de que la atmósfera alrededor de una parcela de masa unitaria se encuentra en equilibrio hidrostático, es decir, que existe un balance entre la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de gravedad (en el Apéndice se explica a mayor detalle lo que el equilibrio hidrostático significa). También asumiremos que el gas atmosférico se trata de un gas ideal y de que la parcela realiza un movimiento vertical de manera adiabática.

La primera ley de la termodinámica nos dice que, si la energía interna de un sistema cambia, esa variación es igual al calor añadido al sistema menos el trabajo que realiza este mismo sistema sobre sus alrededores. Expresado lo anterior matemáticamente

$$dU = \delta q - \delta W \quad (3.1)$$

donde

dU = cambio en la energía interna del sistema

δq = cantidad de calor añadido al sistema

δW = cantidad de trabajo hecho por el sistema

Cuando la parcela comienza a enfriarse, realiza trabajo sobre el material de sus alrededores, ya que, al ser un proceso adiabático, el aumento en el volumen obliga a que el gas exterior se desplace. Por esta razón y siendo que el trabajo es el producto de la fuerza por el desplazamiento, podemos expresar dicho trabajo de la forma

$$\delta W = PdV \quad (3.2)$$

donde

P = presión

V = volumen

Otra consecuencia directa del proceso adiabático es que, al no haber intercambio de calor con el exterior,

$$\delta q = 0 \quad (3.3)$$

Además, para un gas ideal, el cambio en la energía interna es proporcional al cambio en la temperatura, y la constante de proporcionalidad es el calor específico a volumen constante, es decir,

$$dU = c_v dT \quad (3.4)$$

donde

T = temperatura

c_v = calor específico a volumen constante

Sustituyendo (3.2), (3.3) y (3.4) en (3.1), obtenemos

$$c_v dT = -PdV \quad (3.5)$$

Por otro lado tenemos que, la ecuación de estado de un gas ideal es

$$PV = nRT \quad (3.6)$$

donde

n = número de moles de la sustancia

$R = 8.314472 \text{ J/mol}\cdot\text{K}$ (constante del gas ideal)

Pero

$$n = \frac{m}{M_M} \quad (3.7)$$

siendo

m = masa

$M_M =$ masa molar

Como la parcela considerada es de masa unitaria ($m=1$), la ecuación (3.6) puede escribirse de la siguiente forma:

$$PV = \frac{RT}{M_M} \quad (3.8)$$

y derivando (3.8) respecto a la temperatura, obtenemos

$$PdV + VdP = \frac{RdT}{M_M} \quad (3.9)$$

Ahora bien, para los gases ideales

$$\frac{R}{M_M} = c_p - c_v \quad (3.10)$$

donde

$c_p =$ calor específico a presión constante

Sustituimos (3.10) en (3.9):

$$PdV + VdP = (c_p - c_v)dT \Rightarrow PdV = (c_p - c_v)dT - VdP \quad (3.11)$$

y (3.11) en (3.5)

$$c_v dT = VdP - (c_p - c_v)dT \Rightarrow dP = \frac{c_p}{V} dT \quad (3.12)$$

Ahora haremos uso de la expresión (a.6) (ver Apéndice). La expresión nos indica que la variación de la presión está correlacionada con la densidad: los máximos de ambas se encuentran cercanos a la superficie del planeta. Recordando que la densidad es inversa al volumen y que la masa considerada es unitaria, (a.6) es equivalente a

$$dP = -g \frac{1}{V} dy \quad (3.13)$$

Sustituyendo (3.12) en (3.13) resulta

$$\boxed{\frac{dT}{dy} = -\frac{g}{c_p} = -\Gamma} \quad (3.14)$$

siendo Γ el gradiente de temperatura adiabático seco.

3.4 Cálculos de los gradientes de temperatura

3. 4.1 Gradiente real troposférico en Venus

En Venus las variaciones latitudinal y longitudinal de temperatura son pequeñas para la troposfera, sobre todo la segunda, por lo que para fines prácticos determinaremos un solo gradiente a partir de temperaturas medias.

La figura 9 muestra diferentes perfiles de temperatura registrados por las misiones Venera 8, 9, 10 y las Sounder y North probes del Pioneer Venus.

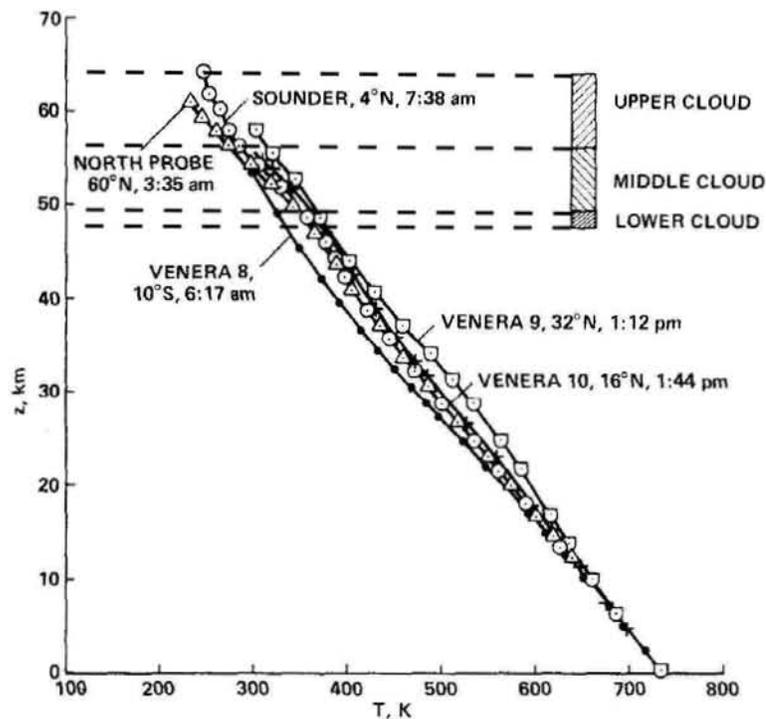


Figura 9. Comparación de los perfiles de temperatura obtenidos por las naves Venera 8, 9, 10 y las sondas Sounder y North del Pioneer Venus.

(Adaptada de Schubert, et. al., 1980)

Como se puede observar, todos los perfiles indican una variación prácticamente lineal, situación que facilita el cálculo del gradiente real de temperatura.

El cálculo no es nuevo, incluso el resultado se reporta muy frecuentemente en los textos que contienen información general de Venus aunque con valores ligeramente diferentes unos de otros, pero todos ellos son cercanos a 8 grados por kilómetro. En la tabla 1 de [10] se reporta un valor del gradiente real de 8 grados por kilómetro, y es el que usaremos en esta tesis.

3.4.2 Gradiente adiabático seco troposférico en Venus

Haciendo uso de la ecuación (3.14) se obtienen diversos valores de gradiente adiabático seco para alturas distintas. Son diferentes debido a que el valor del calor específico a presión constante varía respecto a la temperatura y, por ende, a la altura.

En la tabla 2 se presentan, en las primeras dos columnas, los valores de altura con sus temperaturas correspondientes, respectivamente, que reportan Landis, et. al. [10]; en la tercera columna se encuentra el valor del calor específico a presión constante del dióxido de carbono correspondiente a cada temperatura y, finalmente en la cuarta columna se hallan los valores del gradiente adiabático seco que nosotros calculamos, teniendo en cuenta que el valor de la aceleración gravitacional en Venus es de 8.87 m/s^2 .

Tabla 2. Valores de temperatura, calor específico a presión constante y gradiente adiabático seco para la troposfera de Venus.

Altura [Km]	Temperatura [K]	Cp CO ₂ [m ² /(s ² K)]	Gradiente adiabático [K/Km]
0	735	1143.472	7.757
5	697	1126.470	7.874
10	658	1107.768	8.007
15	621	1088.499	8.149
20	581	1066.019	8.321
25	539	1040.516	8.525
30	497	1012.558	8.760
35	455	982.332	9.030
40	418	953.429	9.303
45	385	925.848	9.580
50	350	894.678	9.914

3.5 Resultados de la comparación de gradientes de temperatura

El gradiente real de temperatura supera al gradiente adiabático por debajo de los 10 kilómetros de altura sobre la superficie de Venus, como lo indica la tabla 2. Esto muestra que el transporte de energía hacia alturas mayores (hasta alcanzar la base de las nubes a ~50 km sobre la superficie) no se debe a procesos convectivos; estos últimos se llevan a cabo en zonas muy cercanas a la superficie, donde el gradiente adiabático es menor a 8 grados por kilómetro.

En la parte donde se calcula el gradiente real troposférico se mencionó que las diferencias de temperatura en función de la longitud eran pequeñas, sin embargo no se mostró evidencia observacional para constatar el hecho. La figura 10 hace evidente la aseveración. En ella se muestran las variaciones de temperatura entre diferentes sondas para alturas de 0 a casi 70 km. Recordemos que la ubicación de cada sonda es diferente a las demás (ver la figura 1) y que la troposfera termina a más o menos 50 km sobre la superficie de Venus.

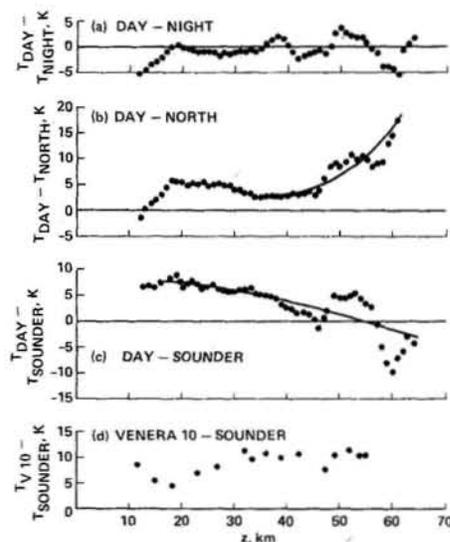


Figura 10. Diferencias de temperatura entre las sondas del Pioneer Venus y entre la sonda Sounder del Pioneer Venus y Venera 10.

(Schubert, et. al., 1980)

Para cada gráfica de la figura 10, el gradiente general de temperatura no sobrepasa los 5 grados, indicando que las duraciones del día y de la noche en Venus no definen forzosamente un enorme gradiente de temperatura, lo que implica que los rápidos vientos zonales no parecen generarse por estas pequeñas variaciones.

CAPÍTULO IV

FUENTES DE ENERGÍA

4.1 El Sol como fuente de energía

Al convencernos de que la convección en la atmósfera no es el mecanismo responsable de la superrotación, optamos por identificar la fuente o las fuentes de energía involucradas en el fenómeno antes de suponer un mecanismo diferente.

Podríamos considerar fuentes de energía internas y externas, esto es, energía que provenga del planeta o energía que provenga fuera de él. Quizá la fuente más obvia es el sol y nuestra hipótesis la planteaba como la fuente principal, si no es que la única, asociada a la superrotación, esto con base en que la rapidez de los vientos se ha mantenido constante durante mucho tiempo y para ello se requiere forzosamente de un suministro permanente de energía, que nosotros creemos lo proporciona el flujo de radiación solar.

Para comprobarlo calculamos la cantidad de energía que llega del sol y que logra ingresar a la atmósfera de Venus, calculamos también la cantidad de energía que requiere la troposfera para superrotar, y finalmente, comparamos ambos resultados para ver si la energía solar es suficiente para acelerar la masa troposférica a velocidades tan altas como 100 metros por segundo.

4.2 Cantidad de energía solar en la troposfera de Venus

La siguiente ecuación nos indica la energía por unidad de tiempo que absorbe una atmósfera planetaria P_a en watts [29],

$$P_a = \pi a^2 (1 - A) I \quad (4.1)$$

donde

$a =$ radio de Venus (6051800 m)

$A =$ albedo (0.75)

$I =$ irradiancia solar a la distancia de la órbita de Venus (2613.9 W/m²)

Sustituyendo los valores correspondientes en (4.1) obtenemos

$$\boxed{P_a = 7.519 \times 10^{16} W} \quad (4.2)$$

4.3 Cálculo de la energía requerida para la superrotación troposférica

Como estamos tratando con movimiento, nos interesa conocer, precisamente, la energía de movimiento: la energía cinética E_c de los vientos troposféricos; y partiremos de su expresión más sencilla.

$$E_c = \frac{1}{2}mv^2 \quad (4.3)$$

donde

$m = \text{masa}$

$v = \text{velocidad}$

Podemos expresar a la masa en términos de densidad ρ y volumen V , y este último a su vez en términos de velocidad v , tiempo t y área transversal A de un flujo; así:

$$m = \rho V = \rho v t A \quad (4.4)$$

Entonces, sustituyendo (4.4) en (4.3), queda

$$E_c = \frac{1}{2} \rho v^3 t A \quad (4.5)$$

Ahora bien, para obtener la energía por unidad de tiempo, basta con dividir la expresión (4.5) entre t , para de este modo obtener la potencia con que se mueven los vientos en la troposfera y poder compararla con la potencia obtenida en el caso de la radiación solar recibida por el planeta. Tenemos entonces que la potencia con que se mueven los vientos P_v es

$$\boxed{P_v = \frac{1}{2} \rho v^3 A} \quad (4.6)$$

La velocidad y la densidad de los vientos varían de acuerdo a la altura, es por ello que no basta aplicar una sola vez la ecuación (4.6). Decidimos entonces aplicarla para capas de 1 kilómetro de grosor, donde los cambios de velocidad zonal son pequeños. Los datos de velocidad los obtuvimos del perfil que se muestra en la figura 11 y que fue reportado por

Landis, et. al. [11]. Asignamos a cada capa el promedio de las velocidades máxima y mínima dentro de ella.

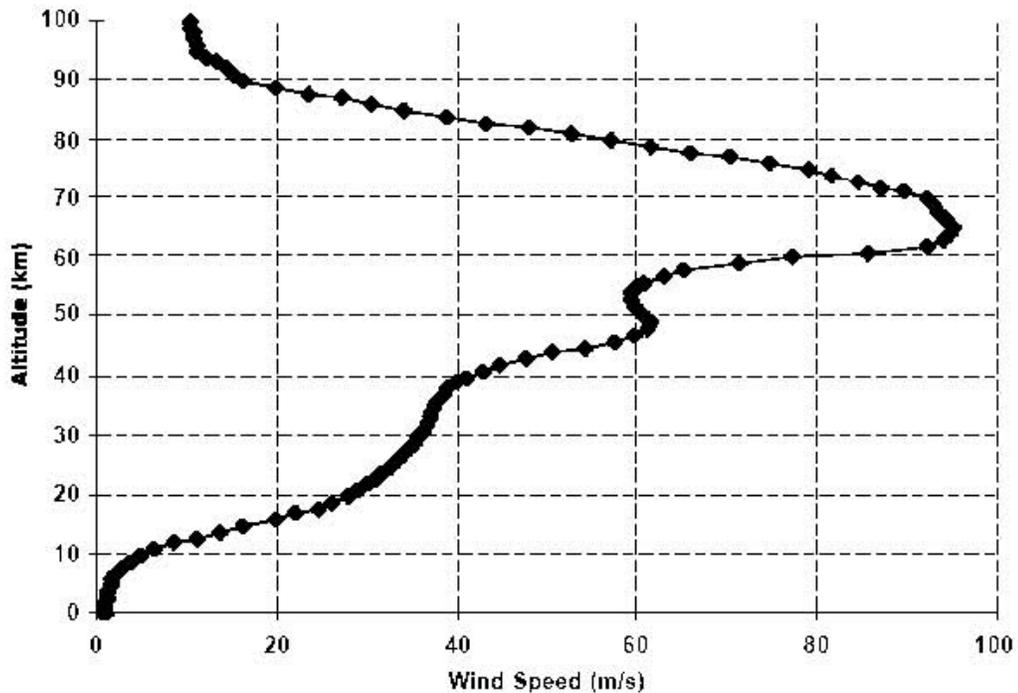


Figura 11. Perfil de velocidad de vientos en la atmósfera de Venus.
(Landis, et. al., October 2002)

La velocidad también varía latitudinalmente, por lo que no sería muy conveniente asignar un solo valor de velocidad para un solo valor de altura. La figura 12 reportada por Schubert, et. al. [16] y que se muestra a continuación, muestra un perfil de velocidad de vientos respecto a la latitud.

De acuerdo a esta figura y para el caso de la misión Pionero Venus, las velocidades más grandes están en latitudes ecuatoriales y comienzan a disminuir ostensiblemente a partir de 45 grados latitud norte y 45 grados latitud sur aproximadamente, en dirección a los polos. Este decremento pronunciado también se observa en las dos curvas obtenidas de la misión Mariner 10. Con base en esto, el cálculo de la potencia se limitará únicamente a la franja que se encuentra dentro de las latitudes mencionadas, donde la velocidad promedio de acuerdo a la figura 12, es mayor a los 92 *m/s*.

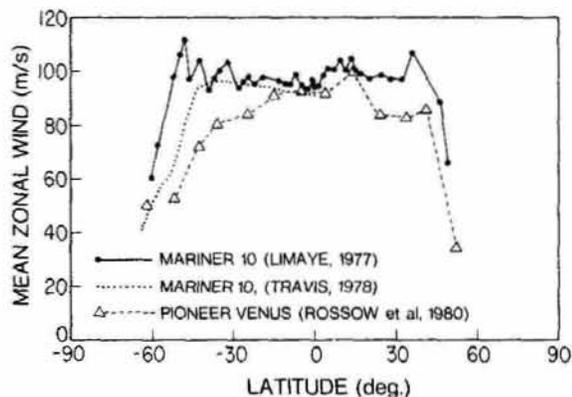


Figura 12. Dependencia latitudinal de la velocidad de los vientos zonales en Venus inferidos a partir de los datos de las misiones Mariner 10 y Pioneer Venus.

(Schubert, et. al., 1980)

Para calcular el área A que atraviesa el flujo atmosférico dentro de la franja se procedió de la siguiente manera: Consideremos primero la figura 13. La zona café corresponde a la parte sólida del planeta y la parte verde a la troposfera; las partes azul y rosa corresponden a una de las capas de 1 kilómetro de grosor consideradas en el cálculo y que se encuentra a cierta altura por encima de la superficie. El color rosa indica el área que atraviesa el flujo zonal que está limitado por las partes baja y alta de la capa de 1 km de grosor y por los ángulos 45 y -45 grados de latitud. La letra a indica el radio de la parte sólida de Venus, la letra b indica el radio desde el centro de Venus hasta la base de la capa atmosférica que estamos considerando (capa rosa) y la letra c indica el radio desde el centro de Venus hasta la parte más alta de dicha capa. Las flechas y cruces rojas indican el sentido de giro de los vientos (este a oeste).

Determinando las áreas de los círculos correspondientes a los radios c y b y haciendo su diferencia, obtendremos el área total de la zona azul, es decir, de la capa de 1 kilómetro de grosor, y como 360° corresponden a una circunferencia completa, basta entonces con dividir el valor del área azul entre 4 para obtener el área de color rosa, ya que los 45 grados latitud norte y sur equivalentes a 90 grados en total, corresponden a un cuarto de una circunferencia completa.

La densidad asignada a cada capa es el promedio de las densidades máxima y mínima en cada kilómetro de altura. En Landis, et. al. [10] aparecen valores de densidad troposférica cada 5 kilómetros, pero al necesitar datos para cada kilómetro, fue necesario

realizar una interpolación de los mismos, sin embargo valores aproximados podrían obtenerse a partir de la ecuación de equilibrio hidrostático (ver expresión (a.10) y su desarrollo en el Apéndice).

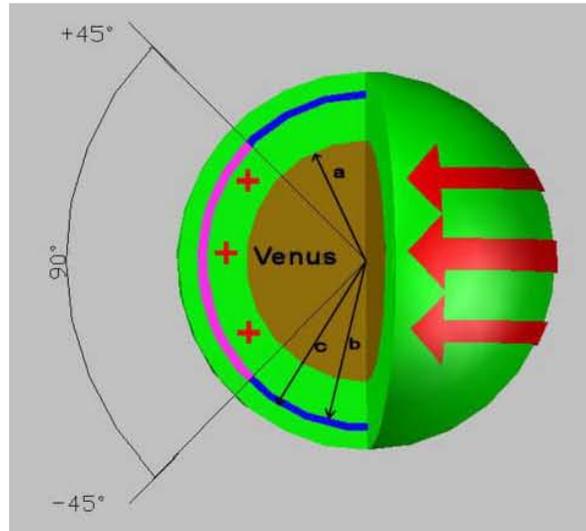


Figura 13. La zona café representa la parte sólida de Venus de radio **a**. La parte verde representa su troposfera. Las partes azul y rosa en unión representan una capa de 1 km de grosor a una altura arbitraria de la troposfera con una distancia **c** desde el centro del planeta hasta su parte más alta y una distancia **b** desde el centro del planeta hasta su parte más baja. La parte rosa representa el área que atraviesa el flujo zonal troposférico entre las latitudes +45 y -45 grados a una altura arbitraria de la troposfera.

En la tabla 3 aparecen los resultados de los cálculos como sigue: En la primera columna el número de capa (tomando en cuenta que el cálculo se realizó para los primeros 50 kilómetros, tenemos entonces un total de 50 capas). En la segunda columna aparece el valor promedio de la densidad, en la tercera columna el valor promedio de la velocidad y en la cuarta columna el área de la sección transversal que atraviesa el flujo, todos correspondientes a cada capa. Finalmente en la quinta columna aparecen los valores de la energía que requiere cada capa atmosférica para moverse a la velocidad correspondiente, la suma de todos los valores de energía y cuyo resultado aparece en el último renglón (P_v) de esta columna.

De los valores obtenidos de las potencias P_a en la ecuación (4.2) y P_v en la tabla 3, se puede ver que la primera es ligeramente mayor que la segunda ($P_a/P_v=1.079$).

Tabla 3. Promedio de las densidades y las velocidades para capas de la troposfera de 1 km de grosor, las secciones transversales que atraviesan los flujos zonales en esas capas y la potencia energética que requieren tales flujos zonales en cada capa para moverse a las velocidades registradas.

Número de capa	Densidad promedio (Kg/m ³)	Velocidad promedio (m/s)	Sección transversal (m ²)	Potencia (W)
1	63.298	0.95	9.507E+09	2.565E+11
2	60.314	0.96	9.509E+09	2.561E+11
3	57.33	1.10	9.510E+09	3.592E+11
4	54.346	1.21	9.512E+09	4.634E+11
5	51.362	1.35	9.513E+09	5.986E+11
6	48.655	1.61	9.515E+09	9.747E+11
7	46.225	1.99	9.516E+09	1.721E+12
8	43.795	2.70	9.518E+09	4.085E+12
9	41.365	3.59	9.519E+09	9.073E+12
10	38.935	4.70	9.521E+09	1.920E+13
11	36.743	6.28	9.523E+09	4.336E+13
12	34.789	7.62	9.524E+09	7.336E+13
13	32.835	9.21	9.526E+09	1.224E+14
14	30.881	12.83	9.527E+09	3.105E+14
15	28.927	15.98	9.529E+09	5.619E+14
16	27.194	18.56	9.530E+09	8.289E+14
17	25.682	21.48	9.532E+09	1.213E+15
18	24.17	23.13	9.534E+09	1.426E+15
19	22.658	25.24	9.535E+09	1.736E+15
20	21.146	27.95	9.537E+09	2.201E+15
21	19.808	29.16	9.538E+09	2.343E+15
22	18.644	29.70	9.540E+09	2.331E+15
23	17.48	30.58	9.541E+09	2.384E+15
24	16.316	31.48	9.543E+09	2.429E+15
25	15.152	32.39	9.545E+09	2.456E+15
26	14.128	32.98	9.546E+09	2.418E+15
27	13.244	33.67	9.548E+09	2.414E+15
28	12.36	34.34	9.549E+09	2.390E+15
29	11.476	34.93	9.551E+09	2.336E+15
30	10.592	35.50	9.552E+09	2.263E+15
31	9.8181	36.03	9.554E+09	2.194E+15
32	9.1543	36.50	9.556E+09	2.127E+15
33	8.4905	36.81	9.557E+09	2.024E+15
34	7.8267	37.04	9.559E+09	1.900E+15
35	7.1629	37.29	9.560E+09	1.775E+15
36	6.5883	37.66	9.562E+09	1.682E+15
37	6.1029	38.16	9.563E+09	1.622E+15
38	5.6175	38.77	9.565E+09	1.566E+15
39	5.1321	39.64	9.567E+09	1.530E+15
40	4.6467	40.80	9.568E+09	1.510E+15
41	4.2329	41.88	9.570E+09	1.488E+15
42	3.8907	44.17	9.571E+09	1.605E+15

Número de capa	Densidad promedio (Kg/m ³)	Velocidad promedio (m/s)	Sección transversal (m ²)	Potencia (W)
43	3.5485	47.64	9.573E+09	1.837E+15
44	3.2063	50.73	9.574E+09	2.004E+15
45	2.8641	53.75	9.576E+09	2.129E+15
46	2.5831	55.82	9.578E+09	2.152E+15
47	2.3633	57.60	9.579E+09	2.163E+15
48	2.1435	59.61	9.581E+09	2.175E+15
49	1.9237	60.52	9.582E+09	2.043E+15
50	1.7039	61.02	9.584E+09	1.855E+15

$$P_v = 6.970E+16 \text{ W}$$

En la región de las nubes, sin embargo, la rapidez de los vientos es máxima y aunque podría pensarse que su contribución a la potencia determinada de la troposfera es pequeña debido a la menor densidad y al poco grosor de la capa nubosa (aproximadamente 20 km), la potencia depende del cubo de la rapidez. Nos pareció entonces importante estimar la potencia en la región de nubes P_n y añadirla a la potencia calculada para los primeros 50 km de altura. Aplicando el método con el que se obtuvo la tabla 3, la tabla 4 muestra los resultados para la capa de nubes.

Es muy importante aclarar que, dada la carencia de datos observacionales, los valores promedio de las densidades de la tabla 4 fueron obtenidos a partir de las densidades reportadas por Landis, et. al. [10], considerando que la zona de nubes sigue el mismo comportamiento dado por la ecuación de equilibrio hidrostático para los primeros 50 km. Esto no es necesariamente cierto, ya que la composición química de las nubes es diferente a la de las capas inferiores, de hecho algunos de sus componentes son aún desconocidos; además, aparece la fase de condensación, situación que obligaría a dejar de considerar una atmósfera gaseosa en su totalidad.

Los cálculos de potencia de las tablas 3 y 4 no abarcaron latitudes más allá de los 45 y -45 grados, sin embargo, el volumen considerado es una porción significativa y mayoritaria de la troposfera. En las latitudes restantes las velocidades tienden a disminuir, al menos en la mayoría de los casos (ver figura 12), por lo que la contribución de potencia de la troposfera en altas latitudes es de esperar que sea pequeña.

Tabla 4. Promedio de las densidades y las velocidades para capas de 1 km de grosor en la región de nubes, las secciones transversales que atraviesan los flujos zonales en esas capas y la potencia energética que requieren tales flujos zonales en cada capa para moverse a las velocidades registradas.

Número de capa	Densidad promedio (Kg/m ³)	Velocidad promedio (m/s)	Sección transversal (m ²)	Potencia (W)
51	1.52667	60.85	9.585E+09	1.648E+15
52	1.39201	60.03	9.587E+09	1.443E+15
53	1.25735	59.51	9.589E+09	1.270E+15
54	1.12269	59.40	9.590E+09	1.128E+15
55	0.98803	59.75	9.592E+09	1.011E+15
56	0.87557	60.85	9.593E+09	9.460E+14
57	0.78531	62.31	9.595E+09	9.112E+14
58	0.69505	64.94	9.596E+09	9.133E+14
59	0.60479	68.97	9.598E+09	9.520E+14
60	0.51453	74.86	9.600E+09	1.036E+15
61	0.44332	81.89	9.601E+09	1.168E+15
62	0.39116	87.15	9.603E+09	1.243E+15
63	0.339	91.39	9.604E+09	1.242E+15
64	0.28684	94.12	9.606E+09	1.149E+15
65	0.23468	94.82	9.607E+09	9.609E+14
66	0.196135	94.65	9.609E+09	7.990E+14
67	0.1712	94.11	9.611E+09	6.856E+14
68	0.146265	93.57	9.612E+09	5.759E+14
69	0.12133	93.05	9.614E+09	4.699E+14
70	0.096395	91.80	9.615E+09	3.585E+14

$$P_n = 1.991E+16 \text{ W}$$

Sumando las potencias P_v y P_n obtenemos la potencia total de 0 a 70 km de altura

$P_{(0-70)}$.

$$P_{(0-70)} = 8.961 \times 10^{16} \text{ W} \quad (4.7)$$

Este valor excede el obtenido para P_a ($P_{(0-70)}/P_a = 1.192$), sin embargo, esta diferencia relativamente pequeña parece indicar que ambas son en realidad iguales o casi iguales y que de alguna manera toda la energía solar absorbida en Venus está siendo utilizada en energía de movimiento desde la superficie hasta la capa de nubes. Dicha diferencia puede deberse a que todos los valores utilizados de temperatura, densidad, velocidad, altura de capas, albedo e irradiancia solar son valores promedio. Las primeras cinco pueden variar latitudinal y longitudinalmente, mientras que la irradiancia depende de

la distancia Venus-Sol, que tampoco es constante. De todas, el albedo juega un papel trascendental al momento de calcular la energía que es absorbida por la atmósfera, ya que un pequeño cambio en su magnitud varía el resultado de forma significativa.

La importancia de la comparación de las potencias radica en que pareciera descartar cualquier tipo de fuente de energía que no sea el Sol en las cuestiones de superrotación.

Con estos datos es difícil imaginar la existencia de otra fuente de energía primordial para el caso que estamos tratando. Se ha sabido, por ejemplo, que en Venus existen miles de volcanes; lo que no se sabe es si actualmente están activos o no. Suponiendo que estuviesen activos, bien podría pensarse que la energía que liberan pudiese ser una fuente alternativa, o bien, secundaria, para la superrotación, sin embargo, la potencia térmica liberada por un volcán es mucho menor a la que llega del Sol. Los valores varían dependiendo del tipo de volcán, pero podemos poner como ejemplo el caso del Monte Santa Helena, donde la energía térmica liberada al hacer erupción en el año de 1980 fue de 7 megatones al momento de la explosión y 17 megatones a través de calor, dando un total de 24 megatones [5], que corresponden a unos 1.00416×10^{17} joules. La duración de una erupción volcánica es también variable, puede durar días, semanas, incluso meses, y recordemos que el valor obtenido de P_a (energía irradiada por el Sol por unidad de tiempo que es absorbida por la atmósfera de Venus), es una energía un poco menor a la liberada por el Monte Santa Helena pero otorgada cada segundo.

CAPÍTULO V

EXTRAS DE LA SUPERROTACIÓN

5.1 La doble parrilla: un mecanismo cualitativo

Con base en la información obtenida hasta el momento y en los análisis realizados, surgió la idea de visualizar a las nubes de ácido sulfúrico de Venus como un alimento entre dos parrillas. Como se mencionó anteriormente, una parte de la radiación solar es absorbida por la atmósfera. De esa parte, más de la mitad es absorbida por las nubes y el resto logra llegar a la superficie [28]. De la que logra llegar a la superficie y que posteriormente se reemite en infrarrojo, es absorbida por el dióxido de carbono atmosférico, creándose un intenso efecto invernadero cuya consecuencia son las altas temperaturas en la troposfera. Cada una de las etapas de absorción mencionadas en este párrafo se dan de manera continua, así que, si bien la troposfera se calienta constantemente y lo mismo sucede a las nubes, debe existir una forma mediante la cual las temperaturas por arriba y por debajo de las nubes no sobrepasen los valores registrados por las misiones espaciales, de lo contrario, las temperaturas aumentarían indefinidamente (situación improbable).

Sugerimos entonces el “mecanismo de la doble parrilla”. El tener un calentamiento continuo y permanente por encima y por debajo de las nubes, exige un gasto de energía por algún medio para evitar el aumento excesivo de temperatura. En la naturaleza es común ver que, si los sistemas cuentan con los recursos necesarios para estar lo más establemente posible, los utiliza. En este caso, al hallarse las nubes entre dos capas calientes (entre dos parrillas), en lugar de “soportar” ese duro calentamiento, utiliza la energía para moverse a velocidades tan altas como 100 metros por segundo, o más.

5.2 La superrotación en distintas ubicaciones.

Hasta ahora se han mostrado las dificultades y los intentos para entender el origen y desarrollo de la superrotación en la troposfera de Venus. Sorprendentemente el fenómeno

va más allá de esta zona atmosférica y no solo de manera más intensa, sino que otros rasgos hacen su aparición, fortaleciendo el misterio del asunto y la curiosidad de los investigadores.

Por encima de las nubes de Venus existen unas marcas oscuras cuya composición química es aún incierta. Se sabe que absorben energía en el rango del ultravioleta y también que superrotan. Suelen verse con forma de “Y” o con forma de “ ψ ” y su velocidad depende de la latitud. La figura 14 muestra un ejemplo de estas marcas.



Figura 14. Foto: NASA- Mariner 10. Marcas oscuras en la atmósfera de Venus que absorben en ultravioleta y que se encuentran por encima de las nubes de ácido sulfúrico.

(http://www.nasa.gov/worldbook/venus_worldbook.html)

En alturas termosféricas (~150 km) la superrotación alcanza velocidades de alrededor de 500 metros por segundo, aunque cabe recalcar que esa zona difiere mucho de la troposfera; la primera destaca por la ionización del medio debido a las altas temperaturas, la segunda, en cambio, es neutra.

En cada uno de los polos de Venus se encuentra una estructura formada por dos vórtices. Esto ha sido de gran asombro puesto que no se ha encontrado algo igual en otro planeta. No es extraño encontrar un vórtice polar en planetas con atmósfera, pero sí lo es encontrar dos vórtices polares que giran alrededor de un eje común, que tienen diferentes temperaturas y que, en el caso de Venus, tardan alrededor de 4 días en completar un giro. Ya hace varios años se supo de la existencia de esta estructura en el polo norte de Venus. Ahora, con la llegada de la misión Venus Express, se ha descubierto que en el polo sur

existe el mismo tipo de estructura. A continuación se muestra una de las imágenes tomadas por el Venus Express en donde se aprecian los dos vórtices del polo sur (ver figura 15).



Figura 15. Foto: ESA-Venus Express. Vórtices en el polo sur de Venus.

(<http://www.esa.int/esa-mm/mmg.pl?b=b&type=I&mission=Venus%20Express&single=y&start=10>)

Venus no es el único planeta que experimenta superrotación atmosférica, de hecho Titán (la luna más grande de Saturno) y el mismo planeta Tierra, presentan superrotación atmosférica. Los mecanismos bien podrían ser muy diferentes a los de Venus; hasta ahora nada nos garantiza que deban ser iguales, especialmente por las fuertes diferencias que hay entre estos cuerpos. La superrotación terrestre está en la termósfera y también en la estratosfera, que es donde se presenta un fenómeno conocido como “oscilación quasi bienal” (QBO por sus siglas en inglés), en donde los vientos se dirigen hacia el este durante casi dos años y después invierten el sentido hacia el oeste por otros dos años aproximadamente, repitiéndose el ciclo. La superrotación en esta zona se da durante la fase de sentido este.

Titán, con superrotación estratosférica, tiene la fuerte influencia gravitacional de Saturno, circunstancia que hace dudar si el fenómeno atmosférico tiene el mismo origen que tiene en los otros planetas con superrotación. Probablemente haya fuerzas de marea involucradas en el caso de este satélite.

Innegablemente, Venus es el cuerpo con la superrotación más marcada. Ningún otro cuerpo planetario conocido hasta ahora tiene una troposfera cuya rotación sea 50 veces mayor que la de su superficie.

CONCLUSIONES

- 1) Los mecanismos de “la flama móvil”, “la inestabilidad de cizalla” y “las ondas de gravedad” no explican el origen ni la forma en que se mantiene la superrotación en Venus. En el primer caso porque la relación entre las propiedades de viscosidad cinemática y difusividad térmica del dióxido de carbono no permiten que los vientos se aceleren a tan altas velocidades. En el segundo caso porque se desconocen las condiciones de frontera, además de que el mecanismo supone un flujo de cizalla cuya existencia no ha sido comprobada. Y en el tercer caso porque las ondas de gravedad son capaces tanto de acelerar como de desacelerar los vientos.
- 2) Dado que el gradiente real de temperatura (8 K/km) supera al gradiente adiabático seco en la troposfera inmediata a la superficie de Venus (de 0 a ~10 km de altura) se deduce que existe transferencia de energía a través de procesos convectivos en esa zona.
- 3) La energía destinada a la superrotación no es transferida mediante los procesos convectivos que se llevan a cabo en las cercanías de la superficie de Venus, ya que, una vez superados los 10 km de altura, el gradiente real de temperatura es menor al gradiente adiabático seco
- 4) El hecho de que por encima de los 10 km de altura el gradiente adiabático seco supere al gradiente real, descarta la posibilidad de que haya celdas convectivas entre los 18 y los 31 km de altura, como ha sido propuesto por algunos modelos de ondas de gravedad.
- 5) La fuente de energía principal y probablemente única de la superrotación es el Sol, esto debido a que el valor obtenido de la potencia que los vientos troposféricos requieren para rotar a las velocidades observadas por las naves espaciales ($8.961 \times 10^{16} \text{ W}$) entre las latitudes +45 y -45 grados, es comparable con el de la potencia con la que la atmósfera baja absorbe la radiación solar ($7.519 \times 10^{16} \text{ W}$).
- 6) El mecanismo mediante el cual la energía absorbida por la atmósfera de Venus es transformada en energía cinética sigue siendo una interrogante. Hemos propuesto de manera cualitativa el mecanismo de “la doble parrilla”, esperando que en un futuro podamos hacer la descripción de forma cuantitativa, o bien, propongamos un

mecanismo alternativo. Esto indica que el trabajo de investigación apenas comienza y que probablemente se requiere de más datos *in situ* y de trabajo conjunto con otros grupos de investigación.

APÉNDICE

Ecuación de equilibrio hidrostático

Vamos a considerar una parcela atmosférica de grosor muy pequeño y en equilibrio estático, esto quiere decir que no tiene movimientos verticales y, por tanto, conserva una altura constante respecto a la superficie del planeta.

Asumiremos también que la aceleración debida a la gravedad es constante en toda la troposfera, ya que al ser esta última de grosor demasiado pequeño en comparación con el radio de Venus, las diferencias en los valores de aceleración son despreciables para los fines de esta tesis.

Supondremos además que el gas que compone la atmósfera es un gas ideal.

Como la parcela se encuentra en equilibrio estático (ni se cae ni se eleva), las fuerzas que actúan sobre ella deben resultar en una sola que hace que se mantenga justo en la posición en la que se encuentra. Tres fuerzas son las que intervienen: la de gravedad, la que ejerce el material debajo de ella y la que ejerce el material por encima de ella.

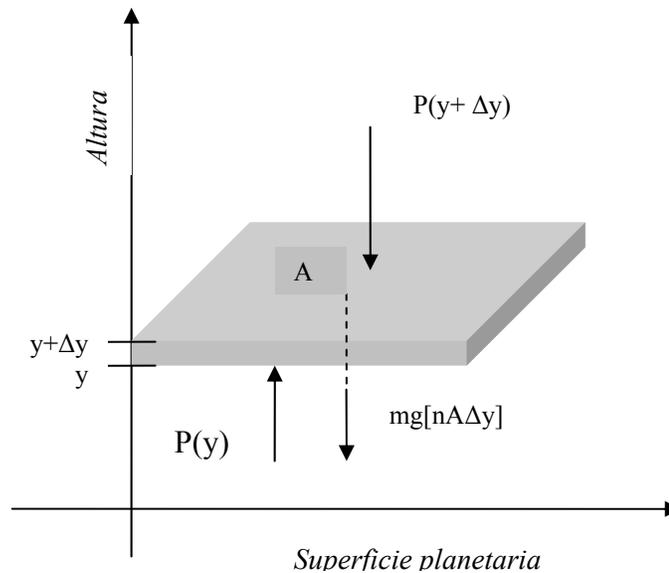


Figura A.1. Porción atmosférica que experimenta la acción de la fuerza de gravedad, la que ejerce el material sobre ella y la que ejerce el material por debajo de ella.

La figura A.1 muestra la acción de las fuerzas sobre la parcela.

Los valores de las fuerzas ejercidas por el material se obtienen a partir de las presiones atmosféricas correspondientes, simplemente multiplicando el valor de estas últimas por el área de la parcela sobre la que están actuando. Para el caso de la fuerza de gravedad sabemos que debemos multiplicar la constante de aceleración de gravedad por la masa en cuestión, que se puede obtener a partir del volumen de la parcela, la densidad de partículas del gas y la masa de las partículas. Así, tenemos que

$y =$ altura de la cara inferior de la parcela respecto a la superficie de Venus.

$\Delta y =$ grosor de la parcela.

$A =$ área de la cara de la parcela que es paralela a la superficie planetaria.

$g =$ aceleración gravitacional.

$n =$ densidad numérica del gas atmosférico.

$m =$ masa de una molécula de gas atmosférico.

$P_{(y)} =$ Presión ejercida por el material que se halla debajo de la parcela.

$P_{(y+\Delta y)} =$ Presión ejercida por el material que se halla por encima de la parcela.

Las tres fuerzas las expresaremos de esta manera:

$$F_1 = -P_{(y)}A \quad (\text{a.1})$$

$$F_2 = P_{(y+\Delta y)}A \quad (\text{a.2})$$

$$F_3 = -mg(nA\Delta y) \quad (\text{a.3})$$

Sumamos las tres fuerzas y despejamos $-mng$:

$$\left[P_{(y+\Delta y)} - P_{(y)} \right] A = -mg(nA\Delta y) \Rightarrow -mng = \frac{P_{(y+\Delta y)} - P_{(y)}}{\Delta y} \quad (\text{a.4})$$

Para hacer que la parcela sea de un grosor muy pequeño Δy debe tender a cero. De este modo,

$$\lim_{\Delta y \rightarrow 0} \frac{P_{(y+\Delta y)} - P_{(y)}}{\Delta y} = \frac{dP}{dy} \quad (\text{a.5})$$

De (a.4) y de (a.5) tenemos que

$$\frac{dP}{dy} = -nmg \quad (\text{a.6})$$

A (a.6) se le conoce como ecuación de equilibrio hidrostático.

Ahora bien, la ecuación de estado de un gas ideal está dada por la expresión

$$P = nkT \quad (\text{a.7})$$

en donde

$k =$ constante de Boltzmann.

$T =$ temperatura absoluta.

$P =$ presión.

$n =$ número de moléculas por unidad de volumen.

Sustituyendo (a.7) en(a.6),

$$\frac{d(nkT)}{dy} = -nmg \Rightarrow \frac{kTdn}{dy} = -nmg \Rightarrow \frac{dn}{dy} = -n \frac{mg}{kT} \quad (\text{a.8})$$

e integrado (a.8) resulta

$$\int \frac{dn}{n} = -\int \frac{mg}{kT} dy \Rightarrow \ln|n - n_0| = \frac{-mg}{kT} y \Rightarrow n = n_0 e^{-\frac{mgy}{kT}} \Rightarrow n = n_0 e^{-\frac{y}{H}} \quad (\text{a.9})$$

donde $H = \frac{kT}{mg}$ es conocida como la escala de altura.

Para conocer la densidad ρ basta con multiplicar la expresión (a.9) por la masa de una de las moléculas, así

$$mn = mn_0 e^{-\frac{y}{H}} \Rightarrow \boxed{\rho = \rho_0 e^{-\frac{y}{H}}} \quad (\text{a.10})$$

REFERENCIAS

Fuentes hemerográficas

- [1] Ainsworth, J. E. and J. R. Herman, *On the reality of the Venus winds*, *Icarus*, Volume 30, Issue 2, February 1977, Pages 314-319.
- [2] Baker, R. David; Schubert, Gerald; Jones, Philip W., *Convectively Generated Internal Gravity Waves in the Lower Atmosphere of Venus. Part I: No Wind Shear*, *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 57, Issue 2, pp.184-199, 2000.
- [3] Baker, R. David; Schubert, Gerald; Jones, Philip W., *Convectively Generated Internal Gravity Waves in the Lower Atmosphere of Venus. Part II: Mean Wind Shear and Wave-Mean Flow Interaction*, *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 57, Issue 2, pp.200-215, 2000.
- [4] Boyer, C., *The 4-Day rotation of the upper atmosphere of venus*, *Planetary and Space Science*, Volume 21, Issue 9, September 1973, Pages 1559-1561.
- [5] Brantley, Steven R. and Myers, Bobbie, *Mount St. Helens — From the 1980 Eruption to 2000*, USGS Fact Sheet-036-00 March 2000.
- [6] Gaposchkin E. M., *Atmospheric superrotation?*, *Planetary and Space Science*, Volume 51, 415 – 425, 2003.
- [7] Hou, A. Y.; Farrell, B. F., *Superrotation induced by critical-level absorption of gravity waves on Venus - an assessment*, *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 44, April 1, 1987, p. 1049-1061, 1987.
- [8] Hou, Arthur Y. and Richard M. Goody. 1985, *Diagnostic Requirements for the Superrotation on Venus*, *Journal of the Atmospheric Sciences*: Vol. 42, No. 5, pp. 413–432.
- [9] Keldysh, M. V., *Venus exploration with the Venera 9 and Venera 10 spacecraft* *Icarus*, Volume 30, Issue 4, April 1977, Pages 605-625.
- [10] Landis, G.A., et. al., *Atmospheric flight on Venus*, 40th Aerospace Sciences Meeting & Exhibit, 14-17 January 2002, Reno Nevada.
- [11] Landis, G.A., et. al., *Venus atmospheric Exploration by Solar Aircraft*, 53rd

International Astronautical Congress, The World Space Congress – 2002, 10-19 Oct 2002/Houston, Texas.

- [12] Leovy, Conway B., *Rotation of the Upper Atmosphere of Venus*, *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 30, Issue 6, pp.1218-1219, 1973.
- [13] Mason, B.J., *The atmospheres of the planets*, *The meteorological magazine*, Vol 107, No. 1268, March 1978.
- [14] Shell, Karen M.; Held, Isaac M., *Abrupt Transition to Strong Superrotation in an Axisymmetric Model of the Upper Troposphere*, *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 61, Issue 23, pp.2928-2935, 2004.
- [15] Schubert, G., C. C. Counselman, III, J. Hansen, S. S. Limaye, G. Pettengill, A. Seiff, I. I. Shapiro, V. E. Suomi, F. Taylor, L. Travis, R. Woo, and R. E. Young, *Dynamics, winds, circulation and turbulence in the atmosphere of Venus*, *Space Sci. Rev.*, 20, 357–387, 1977.
- [16] Schubert, G., C. Covey, A. Del Genio, L. S. Elson, G. Keating, A. Seiff, R. E. Young, J. Apt, C. C. Counselman III, A. J. Kliore, S. S. Limaye, H. E. Revercomb, L. A. Sromovsky, V. E. Suomi, F. Taylor, R. Woo, and U. von Zahn, *Structure and circulation of the Venus atmosphere*, *J. Geophys. Res.*, 85, 8007–8025, 1980.
- [17] Schubert, G., Walterscheid, R. L., *Propagation of small-scale acoustic-gravity waves in the Venus atmosphere*, *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 41, April 1, 1984, p. 1202-1213.
- [18] Schubert, G. and Whitehead, J. A., *Moving Flame Experiment with Liquid Mercury: Possible Implications for the Venus Atmosphere*, *Science*, Volume 163, Issue 3862, pp. 71-72, 1969.
- [19] Thompson, Rory, *Venus's General Circulation is a Merry-Go-Round*, *Journal of Atmospheric Sciences*, vol. 27, Issue 8, pp.1107-1116, 1970.
- [20] Young, R.E. and Schubert G., *Dynamical aspects of the Venus 4-Day circulation*, *Planet. Space Sci.*, 1973, Vol. 21, pp. 1563 to 1580.

Fuentes electrónicas

- [21] Held, Isaac M., *AMS Haurwitz Lecture, 1999: Equatorial superrotation in Earth-like atmospheric models*.
<http://www.gfdl.noaa.gov/~ih/>
- [22] James W. , III. "*Venus*." World Book Online Reference Center. 2004. World Book, Inc.
<http://www.worldbookonline.com/wb/Article?id=ar582880>.
- [23] ESA Multimedia Gallery
<http://www.esa.int/esa-mm/mmg/pl?b=b&type=I&mission=Venus%20Express&single=y&start=10>
- [24] ESA - Venus Express - Past missions to Venus
http://www.esa.int/SPECIALS/Venus_Express/SEMS5N808BE_0.html
- [25] Venus Fact Sheet
<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/venusfact.html>
- [26] Earth Fact Sheet
<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/earthfact.html>
- [27] Pioneer Venus Project Information
http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/pioneer_venus.html
- [28] The Solar and Thermal Radiation Field Below the Venus Clouds
<http://www.aasmeeting.org/publications/baas/v32n3/dps2000/245.htm>

Fuentes bibliográficas

- [29] Houghton, John T., *The physics of atmospheres*, Cambridge University Press, 1977.
- [30] Nappo, Carmen J., *An Introduction to Atmospheric Gravity Waves*, Academic Press, 2002.