



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
CIENCIAS ATMOSFÉRICAS, ESPACIALES Y PLANETARIAS**

**Efecto de los Campos Eléctricos Atmosféricos sobre el Flujo de
Rayos Cósmicos Secundarios detectado por el Observatorio de
Rayos Cósmicos en Sierra Negra**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

BERTHA JANIA NEWTON BOSCH

TUTOR PRINCIPAL:

Dr. Luis Xavier González Méndez
SCiESMEX, LANCE
Instituto de Geofísica

COMITÉ TUTOR:

Dr. Jorge Alberto Pérez Y Peraza
Instituto de Geofísica
Dr. Óscar Gustavo Morales Olivares
Universidad Autónoma de Chiapas (UNACH)

Ciudad Universitaria, CD. MX.

Noviembre 2020



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.

Dedicatoria

Para mi familia y amigos, lo más importante en mi vida, todo para ustedes.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, en especial a la Coordinación del Posgrado en Ciencias de la Tierra.

Al Dr. Luis Xavier González Méndez, por ser mi tutor a lo largo de tantos años. Por el apoyo y la confianza siempre presentes.

A mi familia y amigos, por estar conmigo. Su presencia es el mayor regalo en esta vida.

A mí misma, por enseñarme quién soy.

ÍNDICE GENERAL

Resumen	5
Introducción	6
Capítulo 1: Rayos Cósmicos	10
1.1 Introducción	11
1.2 Clasificación de los Rayos Cósmicos (RC)	11
1.2.1 Rayos Cósmicos Primarios	12
1.2.2 Espectro de Energía de los RC Primarios	14
1.2.3 Origen de los RC Primarios	16
1.2.3.1 Mecanismos de Aceleración de RC	18
1.2.3.2 Rayos Cósmicos Extragalácticos	20
1.2.3.3 Rayos Cósmicos Galácticos	24
1.2.3.4 Rayos Cósmicos Solares	25
1.2.3.5 Rayos Cósmicos Anómalos	28
1.2.4 RC Secundarios o Chubascos Atmosféricos	29
1.2.4.1 Componente Muónica	32
1.2.4.2 Componente Electromagnética	33
1.2.4.3 Componente Hadrónica	36
1.3 Modulación de Rayos Cósmicos debida al Sol	38
1.3.2 Variaciones asociadas al Ciclo Solar	38
1.3.3 Decrecimiento Forbush	41
1.3.4 Variación Diurna	42
1.4 Modulación de Rayos Cósmicos debida al Campo Geomagnético	44
1.4.1 Rigidez Umbral o Efecto Latitudinal	46
1.4.2. Efecto Este-Oeste	48
1.5 Efectos de la Atmósfera Terrestre Sobre los Rayos Cósmicos	50
1.5.1 Efecto Barométrico	50
1.5.2 Efecto de la Temperatura	51
1.5.3 Efecto de la Humedad Atmosférica	52
Capítulo 2: Observatorio de Rayos Cósmicos de Sierra Negra	53
2.1 Introducción	54
2.2 Telescopio Centellador de Rayos Cósmicos (SciCRT)	54
2.2.1 Estructura del SciCRT	56
2.2.2 Sistema de Adquisición de Datos	57

2.2.3 Los Datos Registrados por el SciCRT	60
2.4 Telescopio de Neutrones Solares	63
2.3.1 Estructura y Funcionamiento del TNS	64
2.3.2 Los Datos Registrados por el TNS	66
2.4 Monitor de Campos Eléctricos Atmosféricos Boltek EFM-100	68
2.4.1 Funcionamiento del Boltek EFM-100	69
2.4.2 Interpretación de los Datos Obtenidos por el EFM-100	70
Capítulo 3: Tormentas Eléctricas	72
3.1 Introducción	73
3.1.1 Tipos de Nubes y Tormentas Eléctricas	73
3.2 Formación de Nubes tipo Cumulonimbus	77
3.2.1 Fase de Cúmulo	78
3.2.2 Fase de Madurez	78
3.2.3 Fase de Disipación	79
3.3 Formación de Tormentas en Montaña	80
3.4 Estructura de una Nube de Tormenta	82
3.4.1 Distribución de Carga Eléctrica	83
3.5 Procesos de Electrificación de una Nube de Tormenta	85
3.6 Producción de Campos Eléctricos Atmosféricos	86
3.6.1 Condiciones de Tiempo Quieto	88
3.6.2 Condiciones de Tormenta	89
3.6.2.1 Descargas Eléctricas	91
Capítulo 4: Teoría del Efecto de Campos Eléctricos Atmosféricos	
en los RC Secundarios	93
4.1 Introducción	94
4.1.1 Mecanismo de Electrones	95
4.1.2 Mecanismo de Muones	96
4.2 Simulaciones con CORSIKA	98
4.2.1 CORSIKA	98
4.2.2 Resultados de las Simulaciones	100

4.3 Expresión General a partir de la Teoría de Dorman	104
Capítulo 5: Análisis de Datos y Resultados	109
5.1 Introducción	110
5.2 Selección de Tormentas Eléctricas	110
5.3 Filtrado Inicial de Datos Registrados por el SciCRT y el TNS	113
5.3.1 Primer Análisis de Datos de Partículas Neutras Detectadas por el SciCRT y el TNS	116
5.4 Análisis de datos del TNS	119
5.5 Discusión de Resultados	132
Conclusiones	135
Referencias	137

Resumen

En el presente trabajo se muestran los análisis teóricos y experimentales del efecto de los campos eléctricos atmosféricos, generados por una tormenta eléctrica, sobre la intensidad del flujo de rayos cósmicos secundarios detectado por el Observatorio de Rayos Cósmicos en Sierra Negra (ORC-SN), Puebla, México. Instalados en el ORC-SN se encuentran el Telescopio Centellador de Rayos Cósmicos (SciCRT -por sus siglas en inglés-), el Telescopio de Neutrones Solares (TNS) y un monitor de campos eléctricos Boltek EFM-100, entre otros. Para establecer con exactitud los tiempos de tormenta, se utiliza un detector de campos eléctricos EFM-100 y, posteriormente, se analizan los registros del SciCRT y del TNS durante las tormentas encontradas.

Se realizaron simulaciones de chubascos atmosféricos, en presencia de un campo eléctrico atmosférico, con el software de CORSIKA como apoyo para calcular el porcentaje de variación en la intensidad de los RC secundarios que llegan al nivel de observación del ORC-SN. Se calcularon los porcentajes de variación en la componente total cargada y neutra de los RC, atribuidos a los campos eléctricos atmosféricos, con base en la teoría desarrollada por Lev I. Dorman.

El análisis de datos registrados por el TNS, durante diez tormentas eléctricas, resultó en variaciones significativas posiblemente atribuibles al campo eléctrico atmosférico. Con excepción de un caso, los porcentajes de variación registrados para las 10 tormentas, se encuentran dentro del rango calculado a partir de la teoría general de Dorman.

Introducción

Los rayos cósmicos (RC) son partículas que llegan a la atmósfera de la Tierra en una tasa de aproximadamente 1000 por m^2 por segundo [1]. Al llegar a la atmósfera, los RC interactúan con el aire y generan cascadas de partículas conocidas como chubascos atmosféricos o RC secundarios.

Los efectos meteorológicos sobre los rayos cósmicos secundarios comenzaron a estudiarse propiamente tras la publicación de la hipótesis sobre la aceleración de partículas beta [2], en 1925. En [2] se propuso que los intensos campos eléctricos de las nubes de tormenta son capaces de acelerar electrones que estuvieran presentes en la atmósfera. Posteriormente se desarrollaron experimentos para comprobar esta hipótesis, a través de la detección de un aumento en la tasa de conteo en cámaras de ionización, tubos de Geiger y cámaras de niebla o de Wilson.

Desde la década de 1950, Lev I. Dorman ha desarrollado la teoría general de los efectos meteorológicos sobre los RC a través de diversas publicaciones. Esta teoría se encuentra bien establecida en la actualidad y ha servido como base para la experimentación en este campo de investigación.

Para el caso de la componente muónica de los RC secundarios, se ha establecido un “mecanismo de muones” que plantea que el incremento en la magnitud del campo eléctrico atmosférico, sin importar su dirección, conlleva un decremento en la intensidad de la componente muónica y tiene un carácter cuadrático con respecto a la intensidad del campo eléctrico [3]. Es decir, la correlación entre la magnitud del campo y la intensidad de muones se ajusta mediante un polinomio de segundo orden. Esto se debe a que los muones positivos o negativos son acelerados o desacelerados; de acuerdo a la polaridad del campo eléctrico. Los muones desacelerados tardan más en llegar al nivel de observación, lo cual incrementa la probabilidad de que los muones decaigan. Como resultado, el número de muones que llegan a un detector disminuye debido a su decaimiento.

En [3] se observaron experimentalmente el mecanismo de muones por primera vez. En el mismo estudio, se analizó también el efecto de campos eléctricos atmosféricos en la componente electromagnética. Encontraron como efecto neto un incremento en la intensidad de electrones y algunos casos donde había una correlación negativa entre el campo eléctrico de polaridad positiva y la intensidad de la componente electromagnética. El estudio sugiere que la razón para el decrecimiento en presencia de campos positivos se debía a la débil separación de las componentes muónica y electromagnética. Por otro lado, la componente hadrónica suele presentar incrementos pequeños durante tormentas eléctricas. Estos incrementos pueden ser el resultado de la aceleración de protones por un campo eléctrico positivo.

En [4, 5] se determinó por primera vez en detalle la relación de las variaciones temporales de RC debidas al cambio en el campo eléctrico atmosférico durante tormentas. Se analizaron 140 tormentas eléctricas. El análisis se realizó en dos umbrales de energía (90 MeV y 20 MeV) asociados con la tasa de conteo de dos canales de detección (I_{90} e I_{20}) de los centelladores del arreglo Extensive Air Shower que opera en el valle de Baksan, Rusia (con una altura de 1700 msnm). Los datos fueron corregidos por presión, además, se sabe que la componente electromagnética contribuye 40 % a la tasa de conteo del I_{20} y 7 % a la del I_{90} . Se observaron fluctuaciones en escalas de tiempo de minutos a horas. Las variaciones promedio en la intensidad del canal I_{90} fueron de 0.2 - 0.3 % para incrementos y de 0.8 - 1.5 % para decrementos. Las variaciones promedio en la intensidad del canal I_{20} fueron de alrededor de 1%. Cada variación inició de 10-20 minutos después que la tormenta y duró horas, aprox. lo mismo que la tormenta.

Además, se encontró que los efectos observados no se podían explicar por las variaciones de temperatura, dado que, de acuerdo a la teoría establecida por Dorman, estos parámetros producen efectos más grandes y a umbrales de energía mayores. Por ejemplo, para que se pudiera atribuir a la temperatura, ésta debería exceder los +15 °C, lo cual es muy poco probable. De esta manera, se concluye que los efectos observados deben ser causados principalmente por la aceleración de los RC cargados debido al campo eléctrico generado por tormentas. En el caso del canal de 90 MeV, el campo eléctrico cambia la energía de los muones y, en consecuencia, su decaimiento y absorción a través de la atmósfera. Estos resultados son importantes para este trabajo, dado que los detectores del ORC-SN tienen umbrales de energía similares y funcionan también con plásticos centelladores.

Los experimentos más significativos en este campo de estudio han sido realizados a nivel de tierra o subterráneo, como aquellos realizados con el registro del observatorio de Baksan. Debajo de las nubes de tormenta, la intensidad del campo eléctrico atmosférico disminuye, por lo que los detectores de partículas en general no son lo suficientemente sensibles a la influencia de campos eléctricos. Por otro lado, los experimentos en montañas se encuentran muy cerca o incluso dentro de las tormentas. Algunos ejemplos de estos experimentos son: la estación de RC en Tien-Shan (3340 msnm), Asia Central, el Astrophysical Radiation with Ground-based Observatory at YangBaJing (ARGO-YBJ) (4300 msnm) en China y el Monte Norikura (2770 msnm) en Japón. El ORC-SN es parte de los observatorios más altos en el mundo con 4580 msnm.

ARGO-YBJ es un detector para chubascos atmosféricos con un área de $\sim 6700 \text{ m}^2$ que tiene dos modos de operación: el modo escalar que detecta eventos de partículas con un umbral de energía del orden de 1 GeV, mientras que el modo cascada detecta las coordenadas y el tiempo de arribo para cada partícula con un umbral de energía de cientos de GeV. En [6] se encontró una correlación fuerte entre las variaciones de la tasa de conteo del modo escalar durante tormentas eléctricas del 2011 y 2012 y la intensidad del campo eléctrico atmosférico.

Por otro lado, en [7] se encontraron variaciones de alrededor de 1 % en la tasa de conteo de los detectores del Observatorio de RC del Monte Norikura cuando ocurrieron tormentas eléctricas en el 2002. Los detectores utilizados fueron: un monitor de neutrones, monitor de mesones de Nagoya, el Telescopio de Neutrones Solares (TNS) de Nagoya y un monitor de muones. El TNS de Nagoya tiene una estructura y funcionamiento muy similar al TNS del ORC-SN. Se encontró que los canales del TNS-Nagoya: Anti+S1 (para partículas neutras con un umbral de energía de 21 MeV), S1 (para partículas cargadas con un umbral de energía de 21 MeV) y S2 (para partículas cargadas con un umbral de energía de 42 MeV) presentaron un incremento asociado con campos eléctricos atmosféricos negativos.

En la CDMX se han desarrollado experimentos [8,9] en la década de los 2000, para encontrar evidencia del efecto de los campos eléctricos atmosféricos sobre los RC. Sin embargo, se estableció la importancia de contar con un detector de campos eléctricos para consolidar los resultados.

En 2017, como proyecto de tesis de licenciatura, se continuaron estos experimentos utilizando un monitor de campos eléctricos atmosféricos Boltek EFM-100, que comenzó a funcionar ese mismo año y el monitor de neutrones 6-NM64 de Ciudad Universitaria. Dentro de los resultados obtenidos, se encontró una variación de 0.26 % sobre la tasa de conteo del 6-NM64, atribuida a tormentas eléctricas con una intensidad medida de 20 kV/m [10].

Es pertinente proseguir con esta línea de investigación, considerando el comportamiento de las componentes cargada y neutra de los RC secundarios a gran altura (10^3 msnm), debido a que el flujo de RC secundarios es mayor. El TNS funciona continuamente desde julio del 2004 y tiene la capacidad de detectar partículas neutras y cargadas producidas en chubascos atmosféricos. Mientras que, el Telescopio Centellador de RC (SciCRT), con capacidad para detectar muones, neutrones y el fondo de rayos cósmicos galácticos funciona continuamente desde el 2014.

En el capítulo 1, se explican las propiedades de los rayos cósmicos, con especial detalle en las componentes electromagnética y hadrónica de los chubascos atmosféricos o RC secundarios. También se describen los aspectos de la interacción que tienen con los campos electromagnéticos producidos por el Sol, el campo geomagnético y la atmósfera terrestre que pueden generar variaciones en su intensidad. La información general de este capítulo se obtuvo de [11, 14, 18, 19, 28].

En el capítulo 2, se encuentran las bases teóricas para el funcionamiento y la estructura de los detectores que se utilizan en este proyecto y son parte del ORC-SN. Asimismo, se explica de manera general la estructura y la interpretación de los datos que los detectores registran. En el caso del Boltek EFM-100, los datos se deben interpretar de manera que se puedan identificar con precisión los días en que se desarrollen tormentas eléctricas. La información general de este capítulo se obtuvo de [36-41].

Para el capítulo 3, se desarrolla el marco teórico concerniente a las tormentas eléctricas, siendo éstas una parte fundamental de la presente tesis. Se ahondará en los procesos físicos que dan origen a las tormentas, cómo se distribuye la carga eléctrica dentro de una nube de tormenta y los campos eléctricos que se asocian a ella. La información general de este capítulo se obtuvo de [42, 46, 47, 48, 50].

Dentro del capítulo 4 se desarrolla la teoría sobre la que se fundamenta este trabajo, acerca de las variaciones en la intensidad del flujo de RC secundarios, dada la ocurrencia de tormentas eléctricas a la altura de Sierra Negra. Además, se incluye una sección dedicada a las simulaciones llevadas a cabo en CORSIKA junto con una breve descripción de este software. La información general de este capítulo se obtuvo de [59-64].

En el capítulo 5, se muestra el proceso de selección de los datos registrados por los detectores del ORC-SN. Posteriormente, se describen los análisis de datos realizados y se muestran los resultados. Estos resultados son comparados con los cálculos que se obtuvieron en el capítulo 4. Finalmente se desarrollan las conclusiones derivadas de los resultados obtenidos y el trabajo a futuro que puede surgir tomando como base esta tesis.

Capítulo 1:

Rayos Cósmicos

1.1 Introducción

En el desarrollo de este capítulo se explica a fondo lo que son los rayos cósmicos y sus interacciones físicas con los campos electromagnéticos presentes en el Sistema Solar y posteriormente en la magnetosfera y atmósfera terrestre.

Los rayos cósmicos (RC), también conocidos como radiación cósmica son, en su mayoría, núcleos de átomos ordinarios despojados de sus electrones como resultado de procesos de aceleración. Debido a estos procesos, los rayos cósmicos son muy energéticos, con un rango de energía desde 10^6 eV hasta 10^{20} eV [11].

Los RC fueron descubiertos dentro del estudio de la electricidad atmosférica y las causas por las cuales la atmósfera mantiene una conductividad eléctrica. Inicialmente, en el siglo XIX, se pensaba que la radiación provenía de la misma Tierra. Sin embargo, esta idea fue desacreditada por Victor Hess en 1912, quien realizó una serie de experimentos en globo aerostático a diferentes alturas. Hess encontró que la ionización en la atmósfera incrementa con la altura y determinó que la radiación ionizante debía provenir del espacio exterior. Esta radiación recibió el nombre de “rayos cósmicos” en 1926, otorgado por Robert Millikan, quien realizó experimentos similares a Hess. Millikan midió cómo variaba la ionización con la profundidad de algunos lagos. Los resultados de Millikan comprobaban lo que Hess había planteado, además de la gran energía que poseían estos rayos cósmicos, ya que eran capaces de atravesar grandes cuerpos de agua.

1.2 Clasificación de los Rayos Cósmicos (RC)

Los RC llegan constantemente a la Tierra y provienen de distintas fuentes en el Universo que se encuentran dentro y fuera de la Vía Láctea, incluyendo supernovas, hoyos negros, estrellas e incluso fuentes desconocidas. La RC se clasifica principalmente en primaria y secundaria a partir de los mecanismos físicos que les dan origen, aunque existen otros esquemas de clasificación. Los RC primarios son aquellos que provienen directamente de una de las fuentes mencionadas; es decir, fuera de la Tierra. El origen de los RC está estrechamente relacionado con los procesos y la dinámica de formación y evolución estelar, explosiones de supernovas y las condiciones de la materia interestelar en la galaxia, entre otros procesos de aceleración.

Los RC secundarios se generan a partir de la colisión de los rayos cósmicos primarios con otras partículas y/o elementos en la atmósfera terrestre. Los RC secundarios también son conocidos como chubascos atmosféricos o cascadas atmosféricas y son el objeto de estudio principal de este trabajo.

1.2.1 Rayos C3smicos Primarios

Tras varios experimentos realizados con emulsiones nucleares y c3maras de niebla en globos a gran altura, se confirm3 que los RC primarios consistían principalmente de protones. Estos resultados no son inesperados ya que el elemento m3s abundante en el Universo es el hidr3geno, y sus 3tomos despojados de electrones son simplemente protones.

En la Figura 1.1 se muestra la abundancia media relativa al silicio (con Si = 1000) medida por el sat3lite ACE (Advanced Composition Explorer), comparada con las abundancias del Sistema Solar. Es importante se3alar que las abundancias de los RC s3lo han podido determinarse hasta energías de alrededor de 10^{16} eV [12]. Se aprecia que el hidr3geno y el helio ($Z=1$ y $Z=2$) son los elementos dominantes en los RC primarios, con una abundancia de 10^3 veces mayor a la del Si. El H y el He constituyen aproximadamente el 98% de los rayos c3smicos gal3cticos; sin embargo, no son tan abundantes como en el Sistema Solar.

Adem3s, la composici3n qu3mica de los RC incluye hasta cierto grado todos los n3cleos estables y un flujo constante de electrones que constituye menos del 2% de la abundancia total de rayos c3smicos. Tambi3n, aunque son poco comunes, antiprotones y positrones.

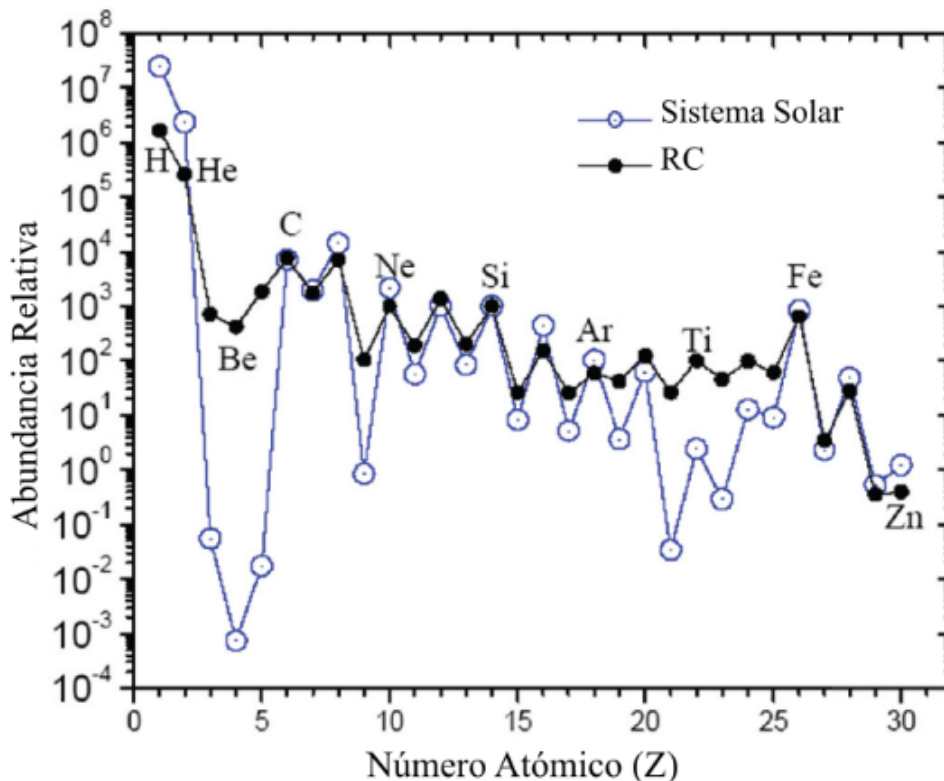


Figura 1.1. Gr3fica de la abundancia relativa de los elementos en los RC con respecto a la abundancia en el Sistema Solar. Abundancia relativa al Si=1000. Modificada de [13].

Los elementos ligeros como el litio, el boro y el berilio son mucho más abundantes en los RC debido a un proceso conocido como *spallation*. Durante este proceso, partículas primarias colisionan elásticamente con otras partículas, generando núcleos secundarios que tienen la misma velocidad de las partículas primarias. En este caso, el mecanismo ocurre entre el gas interestelar y los RC primaria. Por ejemplo, si los RC están compuestos por C, N, y O, tras haber *spallation* se producen elementos como Li, Be, y B. Para el Sistema Solar, la abundancia del litio, berilio y boro es muy pequeña porque estos elementos no son producto de la nucleosíntesis estelar.

Por otro lado, las abundancias en los RC y el Sistema Solar para elementos comunes como el carbono, el nitrógeno y el magnesio son muy similares. Esta similitud proviene de que el C, N y O son producto de la nucleosíntesis estelar, específicamente del ciclo CNO y es más probable encontrarlos en el Universo. Además, las abundancias de estos elementos en los RC y el Sistema Solar son evidencia de que la composición química de la fuente de los RC es muy similar a la composición química de la nebulosa a partir de la cual se formó el Sistema Solar hace 4.6×10^9 años [13].

Además de las abundancias químicas en general de los RC, también hay abundancias isotópicas. Los elementos más ligeros y estables ^1H , ^2H , ^3He y ^4He , son un grupo especial de isótopos. La mayoría del helio fue sintetizada durante el Big Bang mediante la cadena pp mientras la materia y la radiación se enfriaban a una temperatura de 109 K. El ^2H y ^3He tienen mayor abundancia en los RC que en el medio interestelar y esto se atribuye a reacciones de *spallation* entre las cuatro especies mencionadas. Algunos de los productos de estas reacciones son radioactivos y si la tasa de producción de diferentes isótopos se conoce, entonces es posible obtener información del tiempo que tardaron las especies en llegar a la Tierra desde sus fuentes. El más famoso de estos isótopos es el ^{10}Be , el cual tiene una vida media de 1.5×10^6 años y es una herramienta muy útil para determinar la vida media típica de los productos de la espalación en la vecindad de la Tierra, también se utiliza para determinar edades de rocas.

Otro aspecto de las abundancias isotópicas concierne a las fuentes de los RC. Algunos estudios sobre el origen de los RC son posibles con la habilidad de determinar las abundancias isotópicas de elementos pesados. Esto se debe a que los efectos diferenciales de la espalación son de segundo orden dado que las secciones transversales no son muy diferentes para isótopos del mismo elemento. De esta manera, las relaciones isotópicas de un elemento pesado serán relativamente insensibles a la historia de espalación de las especies.

Se ha encontrado que los isótopos más comunes de elementos pesados son los mismos que los isótopos más comunes encontrados en el Sistema Solar y en el medio interestelar local. En algunos casos, se han encontrado abundancias significativamente mayores de isótopos relativamente raros en los RC. Por ejemplo, las abundancias isotópicas de $^{25}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$, $^{26}\text{Mg}/^{24}\text{Mg}$, $^{29}\text{Mg}/^{28}\text{Mg}$ y $^{30}\text{Si}/^{28}\text{Si}$ son ~ 1.6 veces mayores en los RC que en el Sistema Solar.

Evidentemente, se requiere una fuente para estos que favorezca la producción de elementos ricos en neutrones [14].

1.2.2 Espectro de Energía de los RC Primarios

Ahora, con el conocimiento de la composición de los RC, es importante conocer la energía que tienen estas partículas. El espectro de energía de los RC primarios representa el flujo de partículas por unidad de energía que llega a la Tierra. En la Figura 1.2 se muestra el espectro de energía de los RC primarios con base en las mediciones de diversos detectores de gran área alrededor del mundo. Los rayos cósmicos cubren 11 órdenes de magnitud en energía y en 1991, el rayo cósmico con la mayor energía registrada en la historia se conoce como la partícula *Oh My God* y fue detectada por el *High Resolution Fly's Eye Cosmic Ray Detector* (HiRes) de la Universidad de Utah. Esta energía es de 3.12×10^{20} eV.

Como primera aproximación, el flujo de rayos cósmicos se considera isotrópico cerca de la Tierra. Para partículas con energía menor a 10^{10} eV, el flujo está modulado por la actividad solar. Para energías mayores, el espectro de rayos cósmicos indica el flujo J de partículas en función de la energía, siguiendo la ley de potencias:

$$j(E) \approx K \cdot E^{-\gamma} \dots (1.1)$$

donde K es constante y γ es el índice espectral, también constante. El índice espectral cambia con la energía y se supone que los cambios son debidos a efectos de propagación y producción de partículas a determinadas energías.

En la Figura 1.2 se observa un cambio en la pendiente del espectro conocido como “rodilla” en un rango de $\gamma \sim 2.7$ a $\gamma \sim 3.1$ y con una energía de $\sim 10^{15.5}$ eV. También se ha observado una segunda discontinuidad en el espectro, llamada “segunda rodilla”, a energías entre $10^{17.6}$ – $10^{17.8}$ eV. Por otro lado, a mayores energías de $\sim 10^{18.4}$ eV, el espectro se aplanan nuevamente en el llamado “tobillo” [15]. Otra característica importante del espectro es la caída repentina alrededor de 10^{19} eV que se asocia con el límite Greisen–Zatsepin–Kuzmin (GZK) que se explicará en la sección 1.2.3.2.

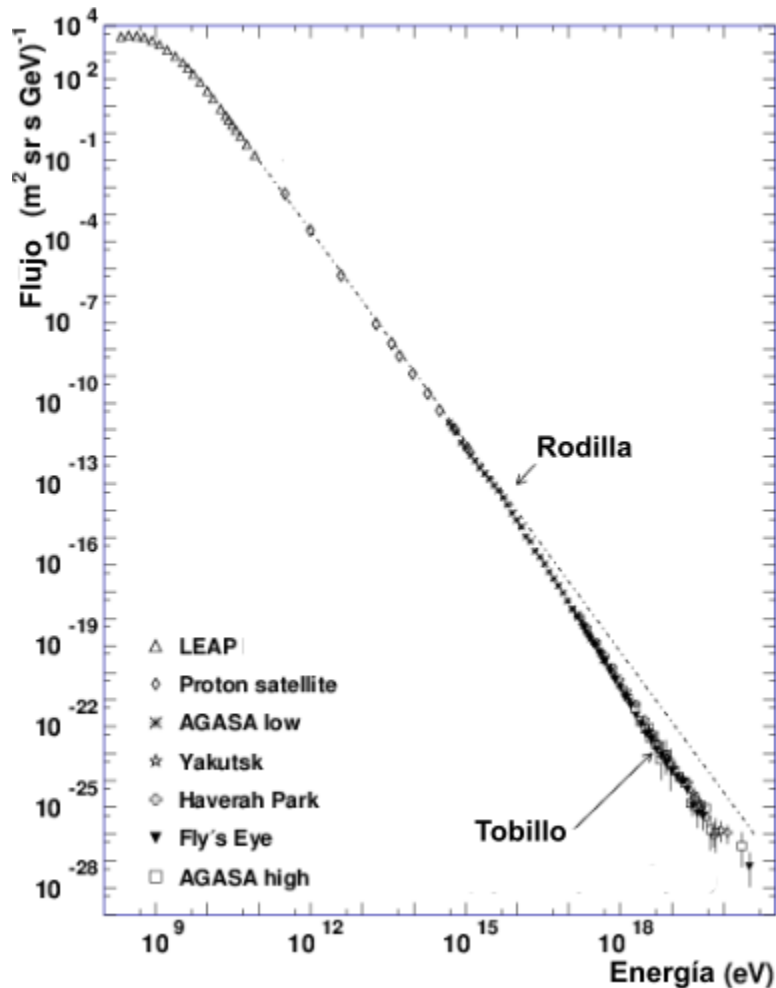


Figura 1.2 Espectro de energía de los RC. Modificada de [16].

A partir de la Figura 1.2 se observan distintas características del espectro de energía de los RC:

- Después de $\sim 10^2$ GeV y hasta algunos PeV el espectro tiene una pendiente de $\gamma \approx 2.7$.
- En la rodilla, a una energía de aprox. 4 PeV, la pendiente del espectro cambia a $\gamma \approx 3$.
- Alrededor de 20 PeV, se observa que la pendiente disminuye en el llamado “tobillo de baja energía”. Antes de este punto se observa una $\gamma \approx 3.1$ y después de este punto una $\gamma \approx 2.9$ hasta la segunda rodilla.
- En la segunda rodilla a ~ 0.1 EeV, la pendiente del espectro cambia a $\gamma \approx 3.3$.
- En el tobillo a ~ 5 EeV, el espectro se aplana de nuevo con una pendiente de $\gamma \approx 2.6$.
- A energías mayores de 40 EeV, se vuelve aparente una caída significativa con el valor de la pendiente incrementando hasta valores $\gamma > 4$.
- En las más altas energías es posible la presencia de una supresión exponencial o un corte final de energía sobre los 200 EeV; sin embargo, dado el flujo tan bajo de partículas a esa energía, la imagen aún no es clara [17].

La determinación del flujo por los diferentes experimentos mostrados en la Figura 1.2 difiere para algunos de manera significativa. Esto se debe a las diferencias en la calibración de energía llevadas a cabo utilizando diferentes técnicas de medición o con diferente resolución de energía.

Para comprender el origen de las características espectrales es importante separar el flujo de RC de acuerdo a su masa y composición, ya que diferentes especies nucleares muestran diferentes características a diferentes energías. Por ello, es importante conocer el origen de los RC primarios.

1.2.3 Origen de los RC Primarios

A partir del espectro de energía de los RC, surge otra manera de clasificar los RC primarios a partir de su origen: RC Extragalácticos, Galácticos, Solares y Anómalos. Siendo los extragalácticos los más energéticos, llegando a las energías del tobillo. Mientras que los RC galácticos tienen energías asociadas a la rodilla y mayores.

Se sabe a partir de observaciones de RC, ondas de radio, rayos X y rayos γ que prácticamente cualquier objeto astrofísico con un plasma magnetizado y dinámico genera y contiene rayos cósmicos. En esta sección se va a explicar la causa de este fenómeno en el Universo.

Considerando la distribución de energía de las partículas en cualquier plasma espacial magnetizado y dinámico, existen dos máximos en la distribución que tienen una gran diferencia en las energías promedio. El primer máximo corresponde a la función de distribución termal de Maxwell:

$$D_M(E_k) \propto E_k \exp(-E_k/kT) \dots (1.2)$$

Donde E_k : energía cinética de los iones o electrones del plasma de fondo a temperatura T . k : constante de Boltzmann. El segundo máximo corresponde a los diferentes orígenes de RC y contiene un mucho menor número de partículas, pero con mucha mayor energía (por un factor 10^3 - 10^6 mayor que la energía cinética promedio del plasma $\langle E_k \rangle = (3/2) kT \approx 1 \div 100 \text{ eV}$ en diferentes objetos astrofísicos). Este segundo máximo se caracteriza con un amplio intervalo de energía por un espectro casi-potencial:

$$D_{RC}(E_k) \propto E_k^{-\gamma(E_k)} \dots (1.3)$$

Donde el índice espectral γ está a su vez en función de la energía cinética E_k . En algún punto $\gamma(E_{kmax}) = 0$ y $D_{RC}(E_k)$ alcanza su punto máximo. Dada la ecuación 1.3, se observa que cuando E_k incrementa, $D_{RC}(E_k)$ incrementa también siempre que $E_k < E_{kmax}$. En el caso que $E_k > E_{kmax}$, $D_{RC}(E_k)$ disminuye mientras E_k aumenta [18].

La causa de este segundo máximo en la distribución de energía de las partículas; y por ende, la causa de la producción de RC primarios se debe al siguiente proceso. En cualquier plasma espacial magnetizado y dinámico existe un movimiento macroscópico de perturbaciones magnéticas como nubes magnéticas, ondas de choque y otros tipos de ondas magnetohidrodinámicas (MHD) que interactúan a través del campo magnético con las partículas cargadas. Por lo tanto, la temperatura efectiva de los movimientos macroscópicos es muy alta. Esto significa que las partículas cargadas que interactúan con cualquier perturbación magnética macroscópica incrementarán su energía en equilibrio termodinámico a energías muy altas.

En la práctica, el equilibrio termodinámico entre el plasma magnetizado macroscópico y las partículas cargadas de los RC no se alcanza, ya que el incremento en la energía de las últimas está limitado. La formación del espectro de energía se determina por tres factores importantes:

- La tasa de incremento de energía durante el proceso de aceleración; que se determina a partir de los detalles del mecanismo de aceleración.
- La pérdida de energía de las partículas aceleradas por ionización, interacciones nucleares, interacciones con campo magnético (e.g. radiación de sincrotrón; importante para electrones) e interacciones con fotones; especialmente de fotones relictos; es decir, la radiación de fondo a $T = 2.7$ K (importante para partículas de ultra-alta energía como los RC extragalácticos).
- El escape de partículas de la región de aceleración.

Para el intervalo de energía en que la probabilidad de escape es proporcional al tiempo de aceleración de la partícula y no depende de la energía de las partículas E_k , el índice espectral γ en la ecuación 1.7 es constante. Por ejemplo, para los RC galácticos el rango es de 10^{10} - 10^{15} eV. Cuando la probabilidad de escape comienza a aumentar con el aumento de la energía de las partículas, el índice espectral comienza a disminuir conforme E_k aumenta. Esto ocasiona un límite gradual superior en el espectro de energía. Para los RC galácticos generados en remanentes de supernovas este límite es alrededor de 10^{14} - 10^{15} eV. Para RC generados en las magnetosferas de púlsares se estima alrededor de 10^{20} eV. Para los RC solares generados en eventos de fulguraciones solares se observó desde 100 MeV hasta 20 - 30 GeV. Para RC anómalos generados en ondas de choque terminales en el límite de la heliosfera y ondas de choque interplanetarias, las observaciones dan un límite de energía de 10 - 100 MeV, para los RC anómalos generados en las magnetosferas planetarias las mediciones directas arrojaron un límite superior de energía de 30 - 50 keV para la Tierra y hasta 10 - 20 MeV para Júpiter y Saturno [18].

1.2.3.1 Mecanismos de Aceleración de RC

Uno de los fenómenos físicos que logra acelerar los RC primarios a gran energía es la supernova y sus remanentes. A continuación, se explicará este proceso de aceleración de manera general. Cuando una estrella masiva llega a la última fase de su evolución, ya no puede desarrollar reacciones termonucleares de fusión en su núcleo y es incapaz de sostenerse contra la presión de degeneración de los electrones y la pérdida de energía debida a la emisión de neutrinos. De esta manera, la estrella colapsa y genera una fuerte emisión de energía conocida como supernova. La explosión de supernova provoca la eyección de las capas externas de la estrella formando así un caparazón que se expande a gran velocidad de manera proporcional a la distancia radial al centro de la explosión. Las capas externas alcanzan una velocidad de 1/10 la velocidad de la luz c , esta velocidad supersónica forma una onda de choque en el frente del remanente expansivo. La temperatura del remanente cae exponencialmente conforme la distancia radial al centro de la supernova aumenta. Mientras que el gas interestelar chocado se calienta a gran temperatura y permanece constante durante la expansión del remanente. De este modo, la onda de choque actúa como una barredora de material interestelar. Una vez que la masa recogida se vuelve significativa comparada con la masa del remanente de la supernova, éste comienza a decelerar. Cuando esto sucede, el remanente entra en la siguiente fase de su evolución: la fase de Taylor-Sedov.

La expansión de la supernova en la fase de Taylor-Sedov está determinada por la energía de la explosión que fue transferida al caparazón (*shell*) E_{shell} y por la densidad ρ del espacio que rodea a la supernova y constituye la masa recogida por el frente de choque. El radio del remanente $R_{SN} \propto E_{shell}^{1/5} t^{2/5}$, donde t : la edad del remanente. Los remanentes de supernova entran a la fase Taylor-Sedov cuando tienen una edad mayor a 1000 años y un radio mayor a 1 pc (3.26 años luz) si se expanden en espacio interestelar ordinario [19]. Cuando la velocidad del remanente se vuelve subsónica, el choque desaparece y no hay interacción con el ambiente que lo rodea. La densidad del remanente se vuelve tan baja que el remanente prácticamente deja de existir y se vuelve parte del espacio interestelar.

Los remanentes de supernova en la fase Taylor-Sedov se consideran eficientes aceleradores de RC dado que parte de la energía cinética del remanente que va desacelerando se convierte en rayos cósmicos. Además, los remanentes de supernova tienen campos magnéticos muy intensos y viven lo suficiente para mantener procesos de aceleración hasta altas energías. El mecanismo de aceleración que funciona teóricamente es la aceleración estocástica en ondas de choque. La idea de este mecanismo de aceleración fue desarrollada por Enrico Fermi en 1949. Fermi estudió partículas cargadas que se reflejaban por un campo magnético interestelar dinámico y de esta manera, ganaban o perdían energía dependiendo de si el espejo magnético se acercaba o retrocedía. En un ambiente típico, la probabilidad de una colisión de frente es mayor que por detrás, así que las partículas serían aceleradas en promedio.

Para explicar el mecanismo de Fermi, en una versión simplificada de una dimensión se muestra un esquema en la Figura 1.3. Se asume que una partícula de energía E_0 se encuentra con una burbuja de plasma masiva que contiene un campo magnético turbulento. La partícula y la burbuja se mueven el uno hacia el otro. Por simplicidad, se asume que la partícula ya es relativista y su masa puede despreciarse; i.e. $E_0 \approx p_0 c$. La burbuja de plasma tiene masa infinita y tiene una velocidad v_{bp} . La partícula entra a la burbuja de plasma, es dispersada en el campo magnético turbulento y eventualmente sale de la burbuja en dirección colineal y opuesta a como entró, como se muestra la trayectoria A de la Figura 1.3.

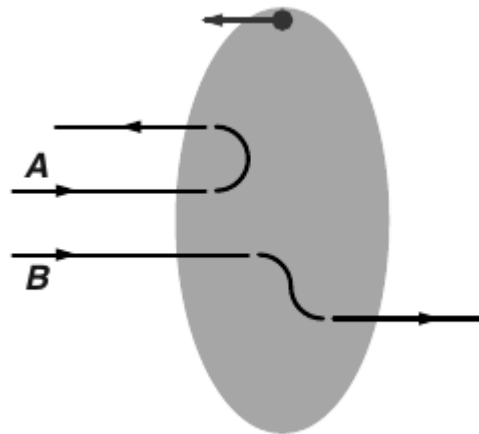


Figura 1.3. Esquema representativo del mecanismo de aceleración de Fermi en los casos donde las trayectorias de las partículas son colineales a la velocidad de la burbuja de plasma representada por el óvalo gris. Tomado de [19].

En el sistema de referencia de la burbuja de plasma, la partícula tendrá una energía:

$$E_0^* = \gamma_{bp}(E_0 + \beta_{bp} p_0) \dots (1.4)$$

Donde $\beta_{bp} = v_{bp}/c$, es la velocidad relativa de la burbuja de plasma, $\gamma_{bp} = (1 - \beta_{bp}^2)^{1/2}$. Las interacciones de la partícula dentro de la burbuja serán completamente elásticas; es decir, el momento y la energía de la partícula se conservan. La energía de la partícula al salir de la burbuja en sentido contrario de como entró, será:

$$E_1 = \gamma_{bp}(E_0^* + \beta_{bp} p_0^*) = E_0 \times \gamma_{bp}^2 (1 + \beta_{bp})^2 \dots (1.5)$$

De manera que la partícula ganó energía ΔE . La ganancia de energía relativa es:

$$\frac{\Delta E}{E} = \frac{E_0 - E_1}{E_0} = \gamma_{bp}^2 (1 + \beta_{bp})^2 - 1 \equiv \xi \dots (1.6)$$

La ganancia de energía es proporcional al cuadrado de la velocidad de la burbuja de plasma. En el caso de que la partícula entre y salga de la burbuja con la trayectoria B de la Figura 1.3,

no ganaría energía. Para el caso en que la partícula entre a la burbuja y salga con un ángulo θ diferente a cero o π radianes, las transformaciones en las ecuaciones 1.4 y 1.5 incluirían el término: $\cos\theta\beta_{bp}$. Como los movimientos de la partícula son aleatorios pero isotrópicos dentro de la burbuja, se puede calcular el promedio del ángulo de salida: $\langle \cos\theta_2 \rangle = 0$. Mientras que el ángulo de entrada depende de la velocidad de la burbuja de plasma y en promedio será: $\langle \cos\theta_1 \rangle = -\beta_{bp}/3$. Por lo tanto, cada encuentro con una nube de plasma proporciona una ganancia de energía en promedio de: $\xi \approx 4/3 \beta_{bp}^2$. La energía fraccional ganada en cada encuentro permanece constante.

Después de n encuentros con burbujas de plasma (con la misma β_{bp} por simplicidad) o atravesando n veces el choque de una sola burbuja, la energía de la partícula será:

$$E_n = E_0 (1 + \xi)^n \dots (1.7)$$

Mientras que el número de encuentros n necesarios para que una partícula alcance la energía E_n será:

$$n = \ln \left(\frac{E_n}{E_0} \right) / \ln (1 + \xi) \dots (1.8)$$

Estas partículas pueden cruzar una y otra vez el choque, ganando energía en cada transición. Cuanto más tiempo permanezcan las partículas en la región, podrán ganar más energía del gas del choque. Este mecanismo de aceleración es eficiente, y se transfiere hasta el 10% de la energía del shock a las partículas. Cuando escapan de la región, su energía no incrementa más. En cada encuentro la partícula tiene probabilidad de escapar P_{esc} de la región. Ahora, la probabilidad de que una partícula alcance la energía E_n ; es decir, que la partícula permaneció en la región de aceleración lo suficiente para atravesar n veces una o más nubes magnéticas, es de $(1 - P_{esc})^n$. El número de partículas N que son aceleradas a una energía mayor que E_n es proporcional al número de partículas que permanecen en la región de aceleración por más de n encuentros. Utilizando la definición de n en la ecuación 1.8, se obtiene:

$$N = N_0 \sum_n (1 - P_{esc})^n \propto K \left(\frac{E_n}{E_0} \right)^{-\gamma} \dots (1.9)$$

Donde K : cte, $\gamma = P_{esc}/\xi$ [19]. De esta manera, la aceleración estocástica de Fermi produce un espectro de energía potencial similar al de la ecuación 1.1.

1.2.3.2 Rayos Cósmicos Extragalácticos

Estos RC son de muy alta energía (hasta 10^{21} eV) y se generan en radio-galaxias, quásares y otros cuerpos astronómicos poderosos en el Universo, fuera de nuestra galaxia. Los RC extragalácticos atraviesan el espacio intergaláctico hasta la Vía Láctea, después atraviesan el

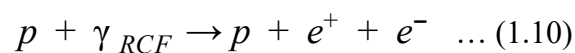
espacio interestelar hasta la Heliosfera, para atravesar el espacio interplanetario y llegar a la Tierra.

Se han planteado muchas explicaciones para describir el origen de los rayos cósmicos con energía mayor a la rodilla y reproducir las características observadas en el espectro. Una de estas explicaciones es el modelo de transición, el cual predice la existencia de otras fuentes de aceleración además de remanentes de supernova, como supernovas Tipo II o Gamma-ray bursts. Se postula que estos eventos ocurren con una frecuencia lo suficientemente alta como para crear partículas con energías que alcanzan el tobillo, donde el flujo de partículas extragalácticas comienza a dominar. La discriminación entre los modelos del origen de los rayos cósmicos extragalácticos sería posible si se pudiera determinar con exactitud la composición de los RC primaria, dado que el cambio de la masa promedio en el tobillo es diferente para cada modelo. Si el modelo de transición es correcto, se espera que la composición a energías menores al tobillo esté dominada por hierro. Si el tobillo es debido a la producción de pares, se espera un flujo dominado por protones [15].

Los RC extragalácticos son ultra-energéticos y existen dos modelos para explicar su composición. Uno de estos modelos es el modelo de transición, al que se referirá como modelo A, asume una composición mixta de partículas que son aceleradas en las fuentes ya mencionadas. Esta composición es similar a las abundancias nucleares de los RC de baja energía. El otro modelo, B, asume que las fuentes de RC extragalácticos únicamente aceleran protones.

El tobillo del espectro de energía de RC en el modelo A se interpreta como la transición de RC galácticos a extragalácticos, mientras que en el modelo B se interpreta como la disminución de producción de pares. Además, la fuente del modelo A tiene un espectro con $\alpha E^{-\gamma}$ con $\gamma \sim 2.2-2.3$, mientras que el modelo B requiere $\gamma \sim 2.6-2.7$. Actualmente, el modelo A es el favorecido [20].

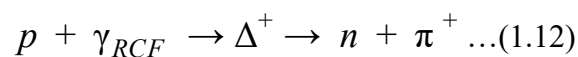
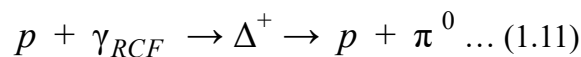
Por otro lado, el modelo B asegura que la transición de rayos cósmicos galácticos a extragalácticos ocurre en la segunda rodilla y que el tobillo es el resultado de producción de pares $e^+ e^-$ debida a un espectro dominado por protones, que interactúan con la radiación cósmica de fondo (RCF) dada la siguiente reacción:



Donde p : protón, γ_{RCF} : RCF, e^+ : positrón y e^- : electrón. La radiación cósmica de fondo es la radiación electromagnética más antigua en el Universo y es considerada como la mayor evidencia de la teoría del Big Bang. Previo a la formación de estrellas, el Universo era denso y muy caliente, conformado por plasma de hidrógeno. Al irse expandiendo, el Universo se fue enfriando hasta que los protones y electrones se unieron formando átomos neutros de H. Entonces, los fotones comenzaron a propagarse libremente por el espacio, sin ser dispersos por los protones y electrones que previamente se encontraban libres en el plasma. Estos fotones se han propagado desde esa época, volviéndose menos energéticos con el paso del

tiempo y constituyendo la fuente de la radiación cósmica de fondo. La radiación cósmica de fondo se detecta con radiotelescopios muy sensibles como una señal débil, sin embargo, está presente en todo el espacio. Fue descubierta accidentalmente en 1964 por Arno Penzias y Robert Wilson.

Además de pérdida de energía por producción de pares con la RCF, los protones de ultra alta energía sufren otros procesos de pérdida de energía al propagarse por el cosmos que se deben a la expansión Hubble del universo e interacciones con el polvo interestelar. El mecanismo de pérdida de energía dominante de protones ultra energéticos (extragalácticos) es la producción de fotopiones con la RCF mediante las siguientes dos reacciones a través de la resonancia Δ^+ :



Los bariones o resonancias Δ son partículas subatómicas constituidas de 3 quarks arriba o abajo (u o d). Hay cuatro tipos de bariones Delta que pertenecen a la misma familia: Δ^{++} (quarks constituyentes: uuu), Δ^+ (uud), Δ^0 (udd), and Δ^- (ddd), que tienen carga eléctrica de +2 e, +1 e, 0 e, y -1 e, respectivamente. Los Δ^+ decaen rápidamente vía la fuerza fuerte en un nucleón (protón o neutrón) y un pión con la carga eléctrica apropiada. Los bariones Delta descritos aquí son únicamente las excitaciones cuánticas de los protones y neutrones a la menor energía posible. Con masas mayores, aparecen otros estados Delta.

Si la energía es suficiente, los protones se dispersan con los fotones de la RCF y producen piones mediante las reacciones 1.11 y 1.12. Como resultado de esto, el camino libre medio de los protones se reduce considerablemente a 50-100 Mpc y muy pocos llegarían a la Tierra. Por lo tanto, si el flujo está dominado por protones, se espera que esta interacción produzca un aumento de la pendiente del espectro a energías entre $10^{19.6}$ eV y $10^{19.85}$ eV. De esta manera, el umbral para la producción de fotopiones para protones ultra-energéticos se conoce como el límite Greisen–Zatsepin–Kuzmin (GZK) y equivale a $\sim 10^{19.7}$ eV.

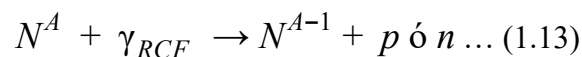
El corte o límite GZK es entonces el límite superior teórico para la energía de protones extragalácticos. El corte GZK fue calculado independientemente en 1966 por Kenneth Greisen, Georgiy Zatsepin y Vadim Kuzmin. El límite se calcula ralentizando las interacciones de protones con la RCF sobre grandes distancias (≈ 160 millones de años luz).

Por otro lado, el horizonte GZK se define como el radio de la esfera que contiene las fuentes que producen el 90% de los RC extragalácticos con energía mayor al límite GZK. Suponiendo una distribución isotrópica de fuentes con la misma intensidad e índice espectral, el horizonte GZK es de 200 Mpc y 80 Mpc a energías de $10^{19.78}$ eV y $10^{19.9}$ eV, respectivamente. Si el corte GZK fuera observado, sugeriría que las fuentes de RC extragalácticos observados en la Tierra se encuentran en un rango de 80 a 200 Mpc.

El corte GZK efectivamente fue observado por primera vez en el 2008 por HiRes. Las mediciones del flujo de RC ultra-energéticos mostró una disminución aguda en una energía de 6×10^{19} eV, consistente con la energía del corte GZK esperada. Además se observó el tobillo del espectro en una energía de 4×10^{18} eV [21]. Sin embargo, surgió una controversia porque los resultados del detector japonés AGASA (*Akeno Giant Air Shower Array*) parecían contradecir los resultados del HiRes, ya que no se observaba ningún corte en los datos observados hasta el 2004. En 2008, comenzó a funcionar el Observatorio de Pierre Auger en Argentina y sus mediciones observaron también el corte GZK. Después, Alan Watson, un físico de la Universidad de Leeds en el Reino Unido y portavoz de la colaboración de Auger, demostró que los resultados de AGASA estaban equivocados, posiblemente debido a una falla sistemática en la asignación de energía.

También en este tiempo surgió la paradoja de RC o GZK debido a que el HiRes, Pierre Auger y AGASA obtuvieron observaciones de RC que parecían tener energías que rebasaban el límite GZK. La controversia que supuso esta paradoja se resolvió parcialmente en 2017, cuando miembros de estos experimentos se unieron para presentar un reporte en la 35° Conferencia Internacional de Rayos Cósmicos. Como se mencionó, el corte GZK se deriva bajo la asunción de que los RC ultra-energéticos son protones. Sin embargo, mediciones realizadas por el observatorio de RC más grande del mundo, el Observatorio de Pierre Auger, sugieren que los RC de ultra alta energía son elementos más pesados. Si esto fuera cierto, entonces la teoría que apoya el corte GZK no aplica en su forma simple original y no existe ninguna contradicción en observar RC con energías que superan el corte.

Para elementos con mayor masa que los protones, donde los nucleones comparten la energía, el principal mecanismo de pérdida de energía para energías mayores a 10^{19} eV es la fotodesintegración con la RCF y el fondo de luz extragaláctica (FLE). El fondo de luz extragaláctica es toda la radiación acumulada en el universo debida al proceso de formación de estrellas y a una contribución de galaxias activas por agujeros negros supermasivos. Esta radiación cubre casi todas las longitudes de onda del espectro electromagnético, excepto las microondas, donde domina la RCF primordial. Después de la RCF, el FLE produce el segundo fondo más energético de difusión. La fotodesintegración de nucleones con energías mayores a 10^{19} eV sigue la reacción:



Donde N^A : nucleón con masa atómica A, N^{A-1} : nucleón con masa atómica A-1 [15]. La distancia típica de pérdida de energía para un núcleo de hierro a 10^{20} eV debido a este proceso es de 100 Mpc, similar a la de los protones. Para energías entre $10^{19.5}$ eV y 10^{20} eV, el camino libre medio del hierro cambia con la energía de manera similar al de los protones. Por lo tanto, si se observa una disminución abrupta del flujo de RC a $\sim 10^{19.7}$ eV, no indicaría necesariamente el clásico límite GZK o un cambio en la composición de las partículas aceleradas por las fuentes entre $10^{19.5}$ eV y 10^{20} eV.

De esta manera, cambios a altas energías en el espectro pueden no indicar cambios en la masa de las partículas aceleradas. En el rango de 10^{18} eV - 10^{19} eV las pérdidas de energía son tanto por fotodesintegración como por la expansión del universo y la tasa de pérdida es constante. Por lo tanto, si los núcleos de hierro dominan el flujo de RC de altas energías, es decir, no hay transición de composición de flujo galáctico a extragaláctico, no se esperaría observar el tobillo. Dado que sí se observa el tobillo en las mediciones realizadas por los grandes detectores y conociendo los mecanismos de pérdida de energía que se explicaron en esta sección, se infiere que sí debe haber una composición mixta de partículas que son aceleradas en las fuentes de RC extragalácticos.

1.2.3.3 Rayos Cósmicos Galácticos

Los RC Galácticos tienen un rango de energía de al menos 10^{15} eV hasta 10^{18} eV; es decir desde la zona de la rodilla del espectro energético, hasta la zona del tobillo. Los RC galácticos son generados principalmente en explosiones y remanentes de supernovas, en las magnetosferas de púlsares o de estrellas dobles; acelerados por ondas de choque en el espacio interestelar y otros posibles objetos en la Vía Láctea.

Para energía menor a 10^{17} eV, es probable que los RC sean originados por choques expansivos de remanentes de supernovas dentro de la galaxia, donde las partículas son aceleradas por choques difusivos. Esto se explica debido a los mecanismos de aceleración para elementos con menor masa que la del carbono. Se encontró que el cambio en el índice espectral en la zona de la rodilla es debido a una disminución progresiva de elementos con masa menor a la del carbono. Se propone que esto podría deberse al aumento de pérdidas de RC de baja rigidez magnética (ver sección 1.4.1) de la galaxia mientras aumenta la energía, o que estas partículas hayan llegado a la mayor energía posible que pueden obtener de la fuente. En el segundo caso, se esperaría que la aceleración por remanentes de supernovas para partículas con masa hasta la del hierro, fuera ineficiente para energías de $\sim 10^{17}$ eV.

Tras ser acelerados en ondas de choque, los RC galácticos se propagan a través del medio interestelar antes de ser detectados. Los RC interactúan con la materia y campos electromagnéticos del medio interestelar y por ende, se dispersan en todas direcciones. Las observaciones en la Tierra muestran que los RC no traen información de la posición de sus fuentes, ya que son isotrópicos en su mayoría, excepto tal vez los RC de ultra alta energía.

Los núcleos de RC galáctica interactúan con la materia interestelar y producen una gran cantidad de partículas secundarias o se fragmentan en núcleos menos pesados. Por otro lado, los electrones interactúan con los campos electromagnéticos como con la materia. En campos magnéticos generan radiación de sincrotrón y en campos de radiación aceleran rayos Gamma mediante el efecto Compton inverso.

Los principios básicos de propagación se basan en la MHD, ya que el gas interestelar ionizado y el campo magnético que arrastra consigo conforman un fluido MHD a través del

cual se propagan diferentes tipos de ondas a velocidad de Alfvén. Los RC se dispersan debido a estas ondas durante su propagación.

Para el transporte de RC en la galaxia, Ginzburg & Syrovatskii desarrollaron una ecuación general de transporte. En su aproximación, la producción de RC en la galaxia se describe con un término fuente $Q_j(E, t)$. Este término se define por el número de partículas de tipo j producidas por cm^3 al tiempo t con energías entre E y δE en un punto de la galaxia. Estas partículas se dispersan en la galaxia y su número cambia con el tiempo. La evolución temporal de la densidad numérica de partículas $N_j(E, t)$ es función de cinco procesos:

- Difusión de RC: Se caracteriza por el coeficiente de difusión $\kappa = \beta c \lambda / 3$. Donde λ es el camino libre medio para la difusión y $v = \beta c$ es la velocidad de la partícula.
- Convección de RC, caracterizada por la velocidad de convección v_c .
- La tasa de cambio de la energía de las partículas dE/dt . El cambio de energía puede ser positivo o negativo. Cuando hay procesos de pérdida de energía el cambio será negativo: $dE/dt < 0$, principalmente estos procesos incluyen la radiación sincrotrón para electrones y la ionización para protones y núcleos pesados. La ganancia de energía ocurre en procesos de reaceleración.
- Pérdida de partículas debida a decaimiento o interacciones, de manera que partículas de tipo j se transformen a partículas de tipo k y su número sea restado de la densidad $N_j(E, t)$. El término de pérdida de energía es $p_j N_j(E, t)$, donde $p_j = v\rho/\lambda_j + 1/\gamma_j\tau_j$ es función de la velocidad v , longitud de interacción λ_j , la densidad ρ y el tiempo de vida dilatada de Lorentz $\gamma_j\tau_j$ en el caso del decaimiento.
- Ganancia de partículas debida a interacciones de partículas de tipo i que se transforman en partículas de tipo j [22].

De esta manera, los RC que se produzcan en la galaxia son afectados por estos cinco procesos. La difusión se refiere a la descripción de partículas que se mueven aleatoriamente. La difusión y la convección están relacionadas y se asocian con la estructura del campo magnético galáctico y los objetos astrofísicos que se encuentren en el camino [19].

1.2.3.4 Rayos C3smicos Solares

Los RC Solares tienen un rango de energía de $E > 1$ MeV hasta $E < 10$ GeV (para protones). Se consideran RC solares a aquellas partículas que son aceleradas en o alrededor del Sol y durante su trayectoria a la Tierra no interactúan entre sí ni con los campos magnéticos de la corona, del medio interplanetario y de la Tierra. Esto corresponde al caso en que la densidad de energía de los RC solares es mucho menor que la densidad de energía magnética: $M_p n v^2 / 2 \ll B^2 / 8\pi$, donde M_p , n y v son la masa, densidad y velocidad de los protones respectivamente y B es la intensidad del campo magnético [23].

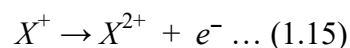
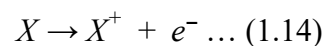
En 1978, se sugirió que se extendiera el concepto de RC solares a todas las partículas supraterrales aceleradas en cualquier punto del Sistema Solar [24]. Sin embargo, en este trabajo no se utilizará este concepto. Además, dentro de los RC solares se incluyen las partículas energéticas solares o SEP por sus siglas en inglés. Las SEP están involucradas con un gran número de procesos nucleares y MHD en el Sol, el espacio interplanetario y el ambiente cercano a la Tierra.

Los RC solares provienen de eventos energéticos en el Sol como las ráfagas o fulguraciones y las Eyecciones de Masa Coronal (EMC). Las fulguraciones son liberaciones súbitas de energía de la atmósfera solar, emitiendo radiación electromagnética en todas las longitudes de onda. La cantidad de energía liberada puede alcanzar los 10^{34} erg en cuestión de minutos [25]. Existen varias teorías para los mecanismos que generan fulguraciones en el Sol, sin embargo, la más aceptada incluye el proceso de reconexión magnética de las líneas de campo magnético en manchas solares.

Las EMC son erupciones muy energéticas de plasma de la Corona solar, donde el material liberado ($\sim 10^{15}$ g) viaja a través del medio interplanetario a velocidades de 200 - 2000 km/s. Las EMC son el fenómeno solar de impacto significativo en el medio interplanetario y en la magnetosfera de la Tierra. Además, una EMC es producto tanto de fulguraciones como de filamentos, aunque hay que recalcar que no todas las fulguraciones y filamentos causan una EMC.

La composición y energía de las partículas emitidas durante eventos energéticos en el Sol cambia y es específica a cada evento. Desde la década de los 1980's se sabe que diferente composición y espectros surgen de diferentes clases de eventos en el Sol. Se pueden asociar ciertas propiedades de las partículas con las emisiones de radio, rayos X y observaciones en el espectro visible de las fulguraciones originales. La observación de iones acelerados por ráfagas en el espacio interplanetario confirman la caracterización de las ráfagas mediante su emisión de rayos X en dos clases: impulsivas con duración de minutos y graduales con duración de horas y días [23].

Las abundancias de elementos en promedio por eventos graduales, obtenida de mediciones de baja energía, son independientes de la temperatura y el estado de ionización del plasma fuente. Se sabe que la tasa de abundancias coronales y fotosféricas de elementos es una función bien definida del primer potencial de ionización de cada elemento. También conocida como energía de ionización, el potencial de ionización se define como la energía necesaria para liberar a un electrón de valencia de un átomo. El n -ésimo potencial de ionización se refiere a la cantidad de energía necesaria para liberar un electrón de una especie que tiene carga $n-1$. Por ejemplo, los primeros tres potenciales de ionización de un elemento X se definen de la siguiente manera:





Se muestra un resumen de abundancias en la Tabla 1.1, en unidades relativas a la abundancia del oxígeno. La Tabla 1.1 muestra que la abundancia de los elementos con $Z > 8$ en los eventos impulsivos aumenta en comparación con las abundancias de la corona. El patrón de aumento en la abundancia es consistente con la aceleración de iones provenientes de un plasma con temperatura de 3-5 MK.

Los elementos que tienen la misma proporción de carga-masa atómica, Q/A , tienen la misma girofrecuencia magnética; de manera que entran en resonancia con la misma parte del espectro electromagnético. A una temperatura de 3-5 MK, el He, C, N y O están ionizados completamente con un $Q/A = 0.5$, por lo que su abundancia no incrementa. Mientras que el Ne, Mg y Si tienen un $Q/A \sim 0.42$ y se ionizan completamente después de ser acelerados durante el evento, si estuvieran ionizados desde antes, tendrían el mismo Q/A que el He, C, N y O.

Elemento	Z	PPI (eV)	Fotosfera	SEP (eventos graduales)	SEP (eventos impulsivos)
H	1	13.53	1.18E+6	$(1.57 \pm 0.22)E+6$	$\sim 1.0E+6$
He	2	24.46	1.15E+5	$57,000 \pm 3,000$	$46,000 \pm 4,000$
C	6	11.22	468	465 ± 9	434 ± 30
N	7	14.48	118	124 ± 3	157 ± 18
O	8	13.55	1,000	$1,000 \pm 10$	$1,000 \pm 45$
F	9	17.34	0.0351	<0.1	<2
Ne	10	21.47	161	152 ± 4	400 ± 28
Na	11	5.12	2.39	10.4 ± 1.1	34 ± 8
Mg	12	7.61	44.6	196 ± 4	408 ± 29
Al	13	5.96	3.54	15.7 ± 1.6	68 ± 12
Si	14	8.12	41.7	152 ± 4	352 ± 27
P	15	10.9	0.433	0.65 ± 0.17	4 ± 3
S	16	10.3	20.4	31.8 ± 0.7	117 ± 15
Cl	17	12.95	0.218	0.24 ± 0.1	<2
Ar	18	15.68	4.21	3.3 ± 0.2	30 ± 8
K	19	4.32	0.157	0.55 ± 0.15	2 ± 2

Ca	20	6.09	2.55	10.6 ± 0.4	88 ± 13
Ti	22	6.81	0.10	0.34 ± 0.1	<2
Cr	24	6.74	0.563	2.1 ± 0.3	12 ± 5
Fe	26	7.83	37.9	134 ± 4	$1,078 \pm 46$
Ni	28	7.61	2.05	6.4 ± 0.6	42 ± 9
Zn	30	9.36	0.0525	0.11 ± 0.04	6 ± 4

Tabla 1.1. Abundancias de las SEP, relativas a O = 1000. Modificada de [23].

1.2.3.5 Rayos C3smicos An3malos

Los rayos c3smicos an3malos se definen tradicionalmente como aquellas part3culas en el espectro de energ3a de los RC que se originan cuando el gas neutro interestelar que fluye hacia el interior de la Heliosfera se ioniza y es acelerado en el choque terminal del viento solar. Los RC an3malos son significativos en energ3as que van desde 20 MeV hasta 500 MeV [26].

En esta secci3n tambi3n se consideran los RC interplanetarios y los magnetosf3ricos como RC an3malos. Los RC interplanetarios tienen una energ3a de 10 - 100 MeV y son generados en las ondas de choque interplanetarias y en la onda de choque terminal en el l3mite de la Heliosfera (la Heliopausa); como la definici3n tradicional de los RC an3malos. Los RC magnetosf3ricos o planetarios tienen energ3as de hasta 10 MeV para J3piter y Saturno, y de 30 keV para la Tierra. Los RC magnetosf3ricos son generados dentro de las magnetosferas de planetas rotantes [18].

Los RC an3malos de baja energ3a son en su mayor3a part3culas cargadas. Las especies m3s abundantes de RC an3malos son los elementos que existen con una abundancia relativamente alta en el gas neutro del medio interestelar local como el H, He, C, N, O, Ne y Ar. Las part3culas neutras fluyen hacia la Heliosfera porque no son desviadas por el campo magn3tico heliosf3rico.

Los elementos abundantes en los RC an3malos tienen un primer potencial de ionizaci3n mayor o igual al del hidr3geno (13.5984 eV) y han sido observados en la Heliosfera exterior. Observaciones recientes a 1 UA realizadas por la sonda espacial WIND y en la heliosfera exterior por la sonda Voyager han revelado tambi3n incrementos en la intensidad a bajas energ3as de otros elementos como el Mg, Si y S [27].

1.2.4 RC Secundarios o Chubascos Atmosféricos

Una vez que los RC primarios atraviesan la Heliosfera y llegan a la Tierra, se encuentran con la atmósfera terrestre, donde interactúan y generan los RC secundarios. Las colisiones entre los RC y los átomos del aire pueden ser de dos tipos: con la estructura electrónica del átomo o con el núcleo del átomo.

Las colisiones con la estructura electrónica del átomo son más frecuentes y generalmente producen la liberación de uno o más electrones; es decir, producen la ionización del átomo. Este tipo de colisión tiene un ligero efecto en las partículas primarias al moverse a través de la atmósfera y las deflexiones en sus trayectorias son prácticamente despreciables. La pérdida de energía de los RC primarios mediante este proceso es de 30 eV por interacción. De esta manera, si un protón atraviesa verticalmente toda la atmósfera terrestre teniendo únicamente este tipo de interacción, perdería 2 GeV de energía ionizando el aire.

Las colisiones con núcleos de los átomos del aire, en su mayoría oxígeno o nitrógeno, provocan la desintegración de éstos. Este tipo de colisiones produce una gran cantidad de partículas secundarias y genera lo que se conoce como chubasco atmosférico. Una colisión nuclear ocurre en promedio después de que la partícula incidente atraviesa 80 g/cm^2 de aire o 62 g/cm^2 de agua [28].

Un chubasco atmosférico (Figura 1.4) es una “cascada” de partículas producto de la interacción nuclear de los RC primarios al llegar a la atmósfera terrestre. Los chubascos atmosféricos fueron descubiertos por Bruno Rossi en 1934 y pueden tener una extensión de hasta varias decenas de kilómetros que se atribuye a las energías tan grandes de los rayos cósmicos primarios. El crecimiento inicial de la cascada es exponencial hasta que la energía típica por partícula sea del orden de 1 GeV en el caso de producción de piones. Por ende, entre mayor energía tenga la partícula primaria, más atmósfera atraviesa un chubasco atmosférico hasta que el desarrollo de cascadas cese.

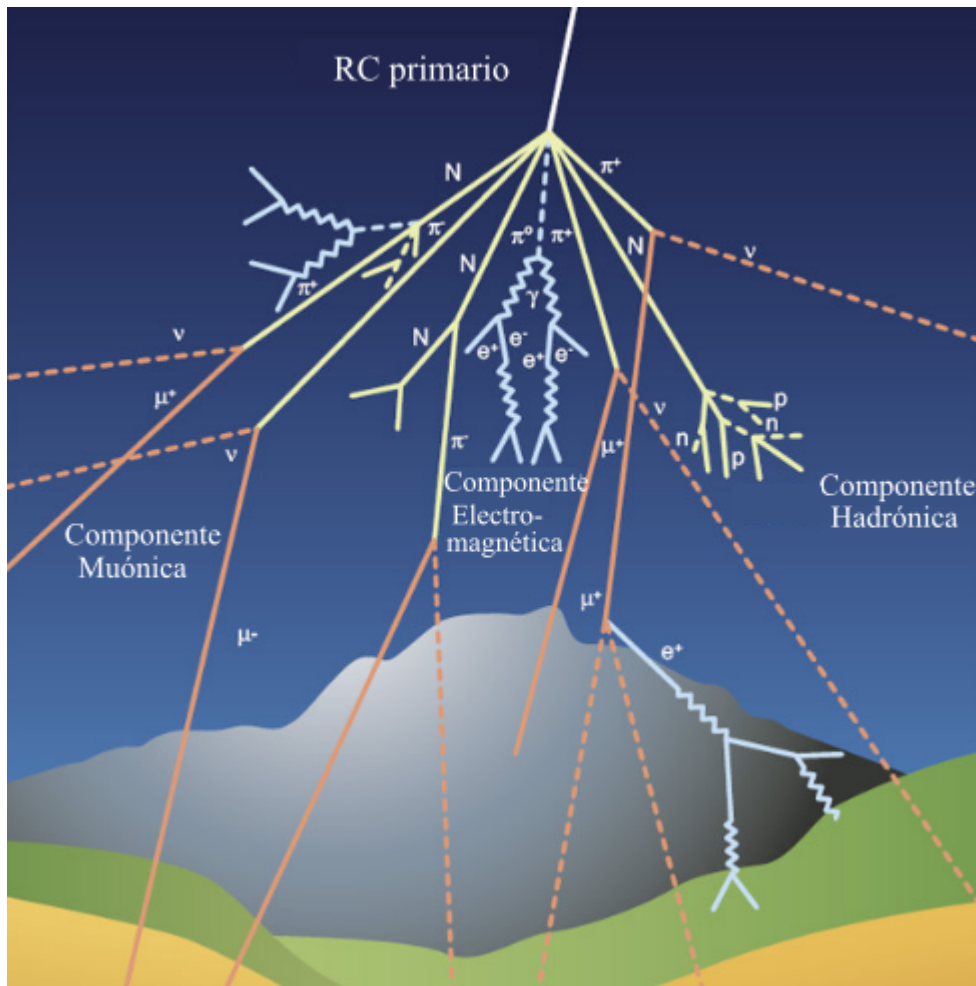


Figura 1.4 Esquema de un chubasco atmosférico. Modificada de [29]

Cuando una partícula cósmica (generalmente protones) impacta los núcleos en la alta atmósfera, ocurren reacciones nucleares que suelen resultar en la producción de piones π^\pm y piones neutros. Los piones cargados decaen en muones secundarios, neutrinos y antineutrinos. Los piones neutros decaen en rayos gamma que a su vez producen un par electrón-positrón y que también pueden producir más rayos gamma. De esta manera, los chubascos atmosféricos tienen tres componentes: suave o electromagnética, dura o muónica y la nucleónica o hadrónica. Se describirán con más detalle cada una de las componentes y los procesos de decaimiento en las siguientes secciones.

- Componente electromagnética.- Consiste de electrones, positrones y fotones; partículas producidas por el decaimiento de piones neutros.
- Componente muónica.- Consiste de muones; partículas producidas por el decaimiento de piones cargados que conservan la misma carga del pión inicial.
- Componente hadrónica- Consiste de núcleos, protones, neutrones y kaones producidos por *spallation*.

Dependiendo de la energía que tenga la partícula primaria, predomina una de estas tres componentes. La componente electromagnética es la más abundante para altas energías ($E \geq 10^{15}$ eV) y la componente nucleónica es la menos abundante. En las siguientes subsecciones se describirán con mayor detalle cada una de las componentes de los RC secundarios.

Un aspecto muy importante para las partículas que componen a los chubascos atmosféricos es el cambio en la intensidad con respecto a la profundidad atmosférica. La energía de las partículas cargadas se absorbe conforme atraviesan la materia. En la atmósfera, entre más distancia recorran las partículas, mayor será la absorción de energía, ya que atraviesan más materia. En cualquier punto a lo largo de la trayectoria de la partícula, el número de interacciones con materia es proporcional a la densidad del medio multiplicada por la longitud de la trayectoria. Si la densidad tiene unidades de g/cm^3 y la longitud de la trayectoria está en cm, entonces la profundidad atmosférica tiene unidades de g/cm^2 . Es conveniente conocer la intensidad de las componentes del chubasco conforme la profundidad atmosférica aumenta. La profundidad atmosférica es la medida de la cantidad de materia que atraviesa una partícula cargada en su trayectoria a través de la atmósfera. A nivel del mar, la profundidad atmosférica es de 1000 g/cm^2 .

En la Figura 1.5, se aprecia la relación entre la profundidad atmosférica y el flujo de cada componente de un chubasco atmosférico. Mientras alcancen una mayor profundidad atmosférica, los protones y neutrones representados por la curva color rojo, disminuyen su intensidad rápidamente. Mientras que los muones, representados por la curva color azul, sufren una disminución en la intensidad muy pequeña. Cabe recalcar que la CDMX se encuentra a una profundidad atmosférica de 790 g/cm^2 y la cima de Sierra Negra a 579 g/cm^2 .

El flujo de cada componente de los chubascos atmosféricos conforme la profundidad atmosférica incrementa (Figura 1.5), se explica cualitativamente con los modelos de las cascadas electromagnéticas y hadrónicas que se detallan en las siguientes secciones de este capítulo. La mayoría del flujo observado es causado por protones con energías $E \geq 1 \text{ GeV}$. La longitud de interacción para estos protones con los átomos atmosféricos es de $\sim 80 \text{ g/cm}^2$, comparada con la profundidad total de 1000 g/cm^2 , lo cual explica el incremento rápido de los productos de la cascada hadrónica al tope de la atmósfera. El número de protones cae exponencialmente con la profundidad atmosférica de manera correspondiente al número de piones y neutrones. El número de electrones se incrementa exponencialmente al inicio, una característica propia de las cascadas electromagnéticas y posteriormente disminuye rápidamente. Los muones de alta energía disminuyen lentamente, sin embargo, los de baja energía o muones suaves, decaen antes de alcanzar la superficie terrestre. Además, el flujo de muones alcanza un máximo alrededor de $100\text{-}200 \text{ g/cm}^2$, a partir de ahí comienza a decrecer.

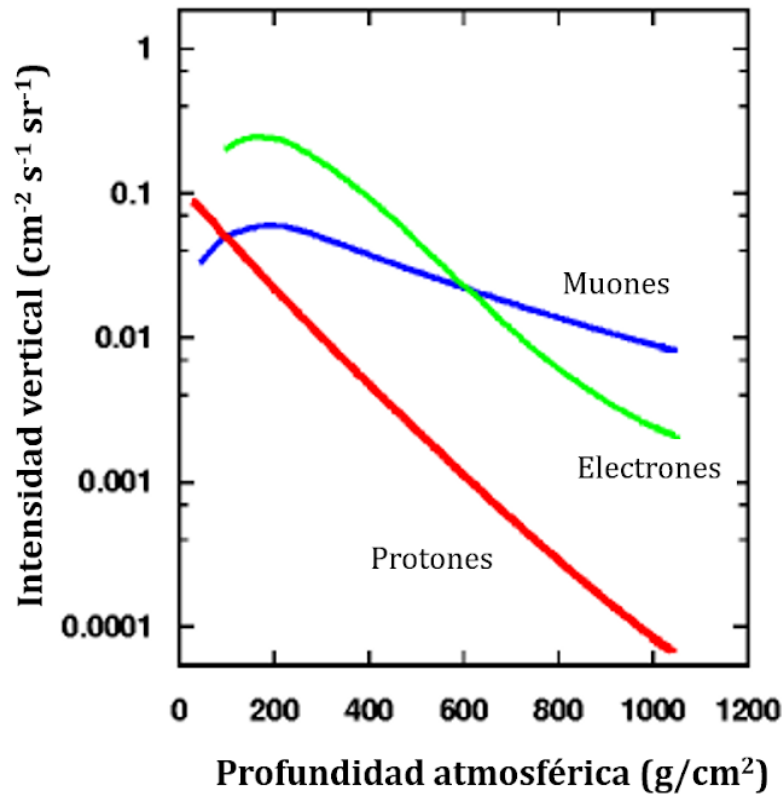
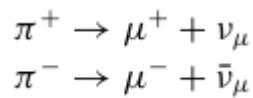


Figura 1.5. Gráfica representativa de la relación entre la intensidad de las componentes del chubasco atmosférico y la profundidad atmosférica. Se considera como nivel del mar 1000 g/cm^2 . Tomada de [10].

1.2.4.1 Componente Muónica

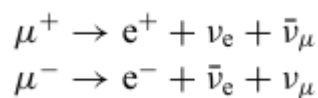
Cuando las partículas primarias tienen mayor energía, las interacciones nucleares son inelásticas y parte de su energía es transferida a otras partículas como piones, kaones y otras partículas, proveyéndoles energía cinética con la que se alejan del punto de interacción. Este tipo de interacción genera la componente dura o muónica.

La parte principal de esta componente son los piones. Un pión es un mesón y, como tal, actúa como partícula portadora de la interacción nuclear fuerte. Está compuesto por un quark y un antiquark y es el más ligero de todos los mesones. Los piones pueden tener carga eléctrica positiva, negativa o ser neutros. Los piones neutros son muy inestables, con una vida media de 8.4×10^{-17} segundos, y se desintegran en dos fotones en forma de rayos gamma, que a su vez generan cascadas electromagnéticas (ver sección 1.2.4.2). Los piones con carga son inestables, con una vida media de 26,033 nanosegundos desintegrándose en un muón que conserva la misma carga del pión inicial y en un neutrino muónico, mediante las reacciones:



Un muón es una partícula elemental o fundamental, este tipo de partículas son conocidas también como leptones. Los muones tienen las mismas propiedades físicas que los electrones, excepto que son 207 veces más masivos. Los muones fueron descubiertos en 1936 por Carl Anderson. Anderson también descubrió la primera antipartícula: los positrones, lo que le llevó a ganar el premio Nobel en ese mismo año. Anderson descubrió los positrones y los muones analizando las trayectorias de las partículas secundarias de los rayos cósmicos en una cámara de nubes donde aplicó un campo magnético. Para los muones observó que la trayectoria era igual que para un electrón más masivo y para los positrones la trayectoria era igual pero en sentido contrario.

Un muón tiene una vida media de 2.2 μs , lo que corresponde a una distancia de 660 m, antes de decaer en un electrón y dos neutrinos (electrónico y muónico), mientras que el anti-muón decae en un positrón y dos neutrinos:



La vida media de los muones es mucho mayor que la de otras partículas subatómicas ya que su decaimiento es mediado únicamente por la interacción débil y porque la diferencia en masa con sus productos no es tan grande. Los muones producidos en chubascos atmosféricos en promedio tienen velocidades relativistas. A velocidad relativista, la ionización disipa cantidades despreciables de energía. Esto permite que los muones penetren miles de metros bajo la superficie terrestre. Por lo tanto, el flujo de muones es mayor que el resto de las componentes del chubasco atmosférico a partir de una profundidad atmosférica de 500-600 g/cm^2 [17].

1.2.4.2 Componente Electromagnética

La componente electromagnética consiste de electrones, positrones y fotones; partículas producidas por el decaimiento de piones neutros. Los piones neutros y cargados son los principales productos de la colisión nuclear inicial. Los piones neutros son los que producen la componente electromagnética al decaer en dos fotones de alta energía: rayos gamma.

Para fotones de alta energía ($> \text{MeV}$), la producción de pares es la interacción dominante con la materia. Este tipo de interacción fue observado por primera vez por Patrick Blackett en una cámara de niebla controlada, llevándolo a ganar el Premio Nobel de Física en 1948. Si el fotón se encuentra cerca de un núcleo atómico, su energía se convierte en un par electrón-positrón mediante la reacción:

$$\gamma \rightarrow e^{-} + e^{+} \dots (1.17)$$

La energía del fotón se convierte en masa de las partículas de acuerdo a la ecuación de Einstein: $E = mc^2$, donde E es energía, m es masa en reposo y c es la velocidad de la luz. Por lo tanto, el fotón debe tener una energía mayor a la suma que la masa en reposo de un electrón y un positrón ($2 \cdot 511 \text{ keV} = 1022 \text{ keV}$) para que la reacción 1.17 ocurra. El fotón debe encontrarse cerca de un núcleo para satisfacer la conservación de momento, dado que un par electrón-positrón producido en un espacio libre no puede satisfacer la conservación de momento y energía. De esta manera, el núcleo cercano recibe un rebote. El proceso contrario de la producción de pares es la aniquilación de pares.

Las cascadas electromagnéticas también se pueden generar cuando un fotón de alta energía o rayo gamma entra a la atmósfera. Este fotón genera un par electrón-positrón, cada uno de estos genera fotones de alta energía por bremsstrahlung, cada fotón genera otro par electrón-positrón y así sucesivamente. Esto se muestra esquemáticamente en la Figura 1.6.

Como un modelo sencillo, en el límite ultra-relativista las longitudes de radiación para la producción de pares y el bremsstrahlung son iguales. Por lo tanto, si una cascada es iniciada por un rayo gamma con energía E , después de una distancia l_{em} , se produce un par electrón-positrón. Por simplicidad, se asume que el par comparte la energía del rayo gamma, esto es, $E/2$ cada uno. Tras recorrer otra distancia l_{em} , el electrón y positrón pierden en promedio la mitad de su energía y radian un fotón con energía $E/4$. De esta manera, tras una distancia de $2 l_{em}$, habrán dos partículas y dos fotones todos con energía $E/4$. Este proceso se repite hasta que la energía de los fotones y las partículas se degrada a través de la atmósfera. Después de una distancia nl_{em} , el número de fotones y partículas es 2^n y su energía promedio es $E/2^n$ [14].

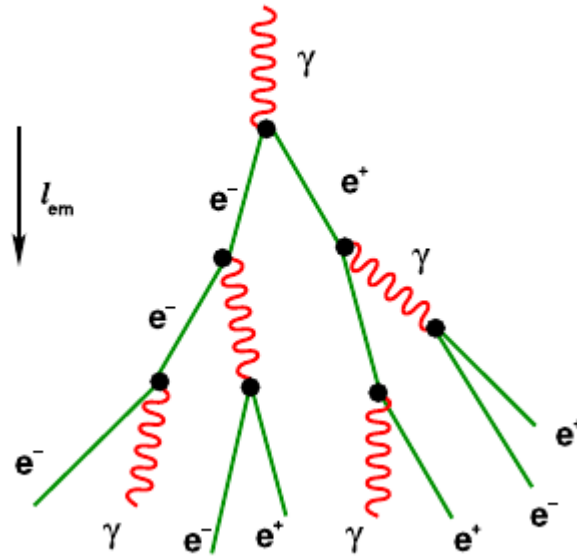


Figura 1.6. Esquema del desarrollo de una cascada electromagnética. Los puntos negros representan los núcleos del aire con los que las partículas de la cascada interactúan. Modificada de [17].

En promedio, una cascada electromagnética consiste de $\frac{2}{3}$ de positrones y electrones y $\frac{1}{3}$ de fotones. La pérdida de energía de partículas cargadas en un medio es comúnmente parametrizada como $dE/dX = -\alpha - E/\xi$, donde X es la profundidad atmosférica, $\alpha \approx 2 \text{ MeV}/(\text{g cm}^{-2})$ es la pérdida por ionización y ξ es la pérdida radiativa (para electrones en su mayoría por bremsstrahlung). Para electrones propagándose en aire $\xi \approx 37 \text{ g cm}^{-2}$ y se denota como X_0 . Dado que para $E \gg E_c$ la energía de un electrón decrece como $E \propto \exp(-X/X_0)$, se encuentra que la longitud sobre la cual la energía disminuye a la mitad es $l_{em} \approx \ln 2 X_0 \approx 25 \text{ g cm}^{-2}$. Cabe recalcar que la energía crítica E_c se define como $E_c \approx \alpha X_0$.

La pérdida de energía de los muones por ionización es muy similar a la de los electrones, con $\alpha \approx 2 \text{ MeV}/(\text{g cm}^{-2})$, mientras que la pérdida de energía por radiación debida al bremsstrahlung es suprimida por el factor $(m_e/m_\mu)^2$, de manera que la energía crítica para los muones es mucho mayor, del orden de $E_c(\mu) \approx 3.6 \text{ TeV}$ [17].

La cascada termina cuando la energía promedio por partícula baja a una energía crítica $E_c \approx 84 \text{ MeV}$, donde el proceso dominante de pérdida de energía para los electrones es la ionización en vez del bremsstrahlung. El número total de partículas y fotones es aproximadamente $N \approx E/E_c \approx 10^{10} \frac{E}{\text{EeV}}$ y el número de longitudes de radiación n_c sobre el cual ocurre el proceso es:

$$n_c = \ln(E/E_c)/\ln 2 \dots (1.18)$$

Un aspecto importante de las cascadas electromagnéticas es que no consiste de ningún otro tipo de partículas adicionales. Esto permite distinguir la llegada de rayos gamma de alta

energía con mayor facilidad. Además, las cascadas electromagnéticas fueron de las primeras interacciones de alta energía que se detectan dentro de cámaras de niebla.

1.2.4.3 Componente Hadrónica

La componente hadrónica o nucleónica consiste de núcleos, protones, neutrones y kaones producidos por *spallation*. Los neutrones y los protones son producto de la desintegración de un átomo atmosférico por una partícula primaria de baja energía. Estos nucleones tienen menor energía que la partícula primaria, sin embargo, tienen suficiente energía para generar otra cascada de partículas al interactuar con otros átomos atmosféricos.

Los nucleones secundarios y piones cargados que tengan suficiente energía continúan multiplicándose a través de producciones sucesivas de interacciones nucleares hasta que la energía por nucleón sea menor que la requerida para producir piones, esto es, del orden de 1 GeV. En la cascada nucleónica, la energía inicial del RC primario se comparte entre los piones, otras partículas extrañas como los kaones y con antinucleones. Los protones pierden energía por ionización y la mayoría de aquellos que tengan menos de 1 GeV de energía alcanzan el reposo.

Los piones neutros tienen vidas medias cortas, 1.78×10^{-16} s, antes de decaer en dos rayos gamma, de los cuales cada uno inicia una cascada electromagnética como se describe en la sección 1.2.4.2. Los piones cargados dan origen a la componente muónica de los chubascos atmosféricos y decaen en muones de acuerdo a las reacciones descritas en la sección 1.2.4.3. De esta manera, las cascadas nucleónicas o hadrónicas son las únicas que pueden dar origen a otras cascadas muónicas, nucleónicas o electromagnéticas. En la Figura 1.7 se muestra un esquema representativo de una cascada hadrónica.

La multiplicidad total de las partículas en una cascada hadrónica por cada colisión, n_{tot} , alcanza valores de diez o incluso cientos a muy alta energía. Esto implica que, aunque las longitudes de interacción son más grandes, las cascadas hadrónicas se desarrollan más rápido que las electromagnéticas. La mayoría de partículas producto de una interacción nuclear inelástica de protones son los piones, también se producen mesones más pesados como los kaones.

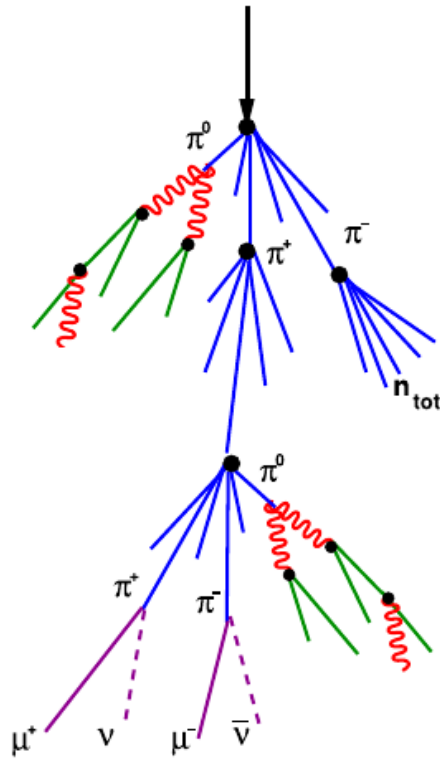


Figura 1.7. Esquema del desarrollo de una cascada hadrónica. Los puntos negros representan los núcleos del aire con los que las partículas de la cascada interactúan. Modificado de [17].

Un modelo sencillo para las cascadas hadrónicas considera que en cada generación se producen un número n_{tot} de piones, todos con la misma energía y con $n_{\text{tot}}/3$ piones neutro. Los piones neutros decaen pronto en dos fotones que generan cascadas electromagnéticas. En cambio, los piones cargados decaen en muones y neutrinos muónicos. Mientras su longitud de decaimiento sea mayor que su longitud de interacción, los piones cargados interactúan antes de decaer. De esta manera, los piones seguirán interactuando mientras su energía sea $E > E_d \simeq 100 \text{ GeV}(10^{-4} \text{ g cm}^{-3} / \rho_{\text{aire}})$. El número de interacciones hadrónicas que ocurren antes del decaimiento de los piones cargados es $n_d \simeq \log(E_0 / E_d) / \log(n_{\text{tot}})$, donde E_0 es la energía de la partícula primaria. Suponiendo una multiplicidad típica promedio de $n_{\text{tot}} \simeq 20$, se obtiene $n_d \simeq 5-6$ para partículas primarias con energía de EeV [17].

Dado que en cada cascada hadrónica aproximadamente $1/3$ de la energía se transfiere a la componente electromagnética, después de n generaciones se obtiene :

$$E_{em} \simeq E_0 \left[1 - \left(\frac{2}{3} \right)^n \right]$$

Donde E_{em} : Energía de la componente electromagnética. Después de $n = 6$, $\sim 90\%$ de la energía inicial se transfiere a la componente electromagnética, con el 10% restante transferida a los muones y neutrinos producto del decaimiento de piones cargados. Los muones de baja energía ($\leq 3 \text{ GeV}$) pueden decaer en electrones y neutrinos antes de alcanzar la tierra.

1.3 Modulación de Rayos Cósmicos debida al Sol

Al ingresar al Sistema Solar, los RC primarios son modulados por el Sol y el viento solar mediante diferentes procesos físicos. El viento solar es un flujo radial de partículas cargadas liberadas desde la atmósfera superior del Sol, conocida como corona solar. El plasma del viento solar consiste principalmente de electrones, protones y partículas alfa que arrastran consigo el campo magnético interplanetario. Estas partículas pueden escapar de la gravedad del Sol debido a su alta energía cinética, asociada con la alta temperatura de la corona (10^6 K).

A la altura de la órbita de la Tierra, el viento solar tiene una velocidad promedio de 400 km/s, una densidad de 10 partículas por cm^3 y una temperatura de 4×10^4 K. Mientras que el viento solar rápido, proveniente de hoyos coronales, alcanza una velocidad de 800 km/s, una densidad de 4 partículas por cm^3 y una temperatura de 2×10^5 K. Este tipo de fluctuaciones en las propiedades físicas del viento solar provocan perturbaciones en el medio interplanetario que pueden ser geoefectivas, es decir, dirigirse hacia la Tierra.

Los cambios en la intensidad de RC medidos en la Tierra son de dos tipos: periódicas y esporádicas. Las variaciones periódicas son estables y se relacionan con las condiciones normales del medio interplanetario; como la variación diurna y el efecto de la modulación del ciclo solar, relacionada directamente con la actividad magnética del Sol. Las variaciones esporádicas incluyen los decrecimientos Forbush y los decrecimientos en la intensidad de los RC debidos a nubes magnéticas.

Desde la segunda mitad de la década de 1970, se ha desarrollado una red de sondas espaciales interplanetarias como *Pioneer 10 & 11* y *Voyager 1 & 2*, entre otras. Las mediciones simultáneas de los parámetros del viento solar, el campo magnético interplanetario y los RC en diferentes posiciones dentro del Sistema Solar, ha traído consigo la mejora de los modelos de transporte y propagación de RC en la heliosfera. Es por esto, que las misiones de sondas espaciales interplanetarias son de mucha importancia para comprender la modulación de RC dentro del Sistema Solar.

1.3.2 Variaciones asociadas al Ciclo Solar

Los núcleos cargados que llegan al Sistema Solar se encontrarán sumergidos en el campo magnético que viene acarreado por el viento solar. Deben penetrar así la heliosfera para poder llegar a la Tierra. Cuando la actividad solar es máxima, evidentemente el flujo de viento solar es mayor. Por esta razón, la amplitud de la modulación de rayos cósmicos depende del nivel de actividad del Sol. Esto origina una variación cíclica de 11 años, misma duración del ciclo solar.

El ciclo solar, también conocido como ciclo de manchas solares, es el cambio periódico promedio de 11 años en la actividad y la apariencia del Sol. El ciclo solar parte del mínimo de actividad y alcanza el máximo aproximadamente cada 5 años y medio. Además, el ciclo solar ha sido registrado a través de siglos debido al conteo de manchas solares que realizaron varios astrónomos. Sin embargo, los registros confiables datan desde el siglo XVII. El ciclo que se desarrolló en los años 1755–1766 se considera el número 1, por ende, actualmente se desarrolla el ciclo 24. El ciclo solar 24 comenzó el 4 de enero del 2008 y durante el año 2017 se encontró muy próximo al mínimo. Se predice que el mínimo solar será a finales del 2018 o principios del 2019.

Las manchas solares se definen como regiones del Sol más oscuras y de menor temperatura que el área que las rodea. Las manchas solares son la manifestación de un flujo de campo magnético muy intenso (aproximadamente 10^3 G) y normalmente aparecen en pares con polaridad opuesta.

El número de manchas solares es el parámetro que define al ciclo solar. Cuando hay un máximo incrementan las regiones activas del Sol y a su vez, el número de manchas solares. En la Figura 1.8 claramente se observa una anticorrelación, que al aumentar el número de manchas solares, la intensidad de RC decrece y viceversa. Para la Figura 1.8 se utilizaron los datos de diferentes monitores de neutrones: MCMD = McMurdo, NEWK = Newark, SOPO = South Pole, THUL = Thule. Los datos están normalizados al mayor máximo detectado respectivamente por cada detector, para SOPO en 1965, para el resto alrededor del 2010.

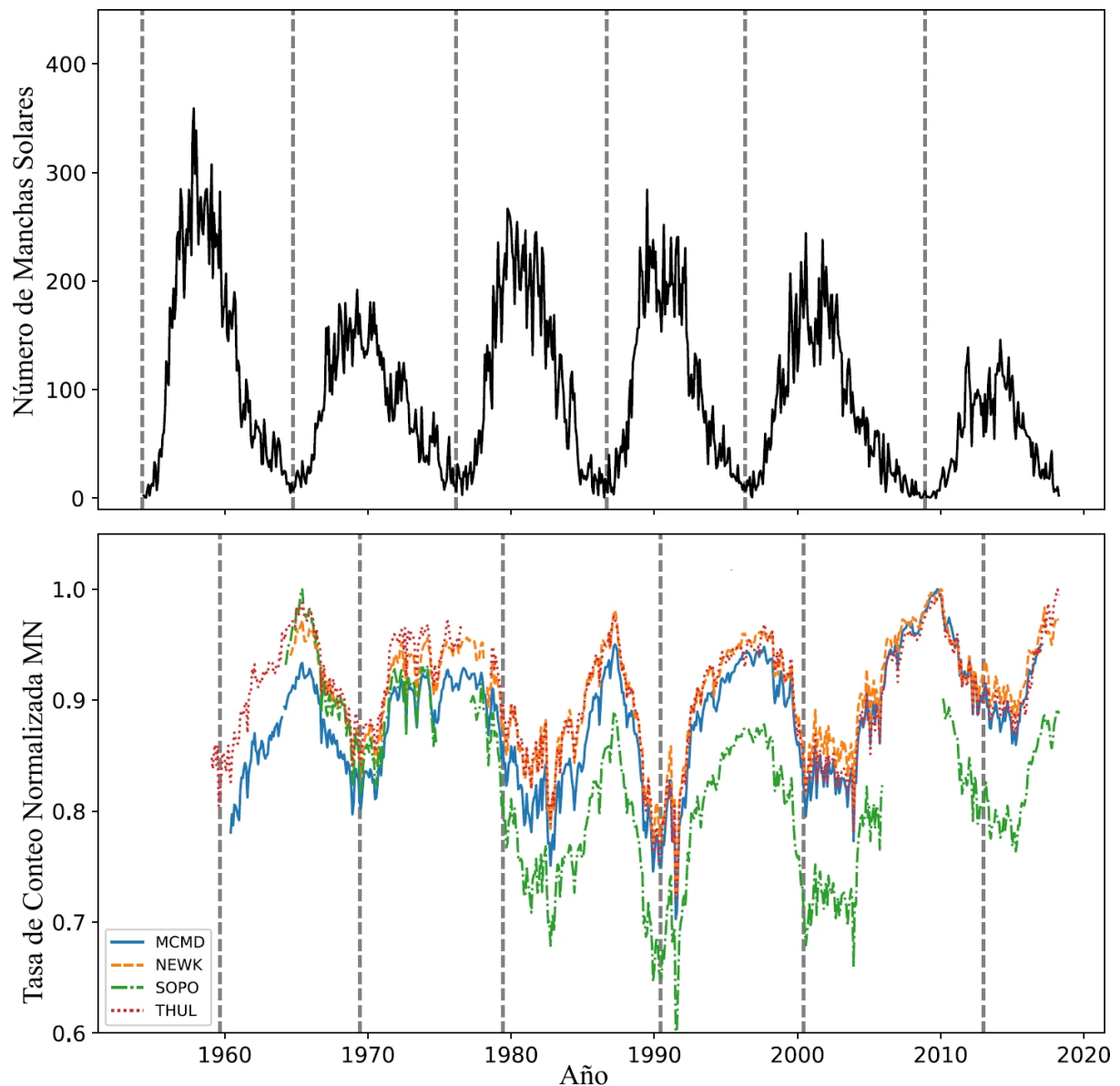


Figura 1.8. Anticorrelación entre el ciclo solar representado por el número de manchas solares (panel superior) con líneas verticales mostrando el inicio de cada ciclo solar y el flujo de RC representado por la tasa de conteo normalizada de monitores de neutrones MN (panel inferior) con líneas verticales mostrando las inversiones de polaridad del campo magnético solar. Modificada de [30].

El ciclo de manchas solares es también la mitad del ciclo magnético del Sol. Cada vez que el número de manchas solares aumenta y disminuye, el campo magnético del Sol invierte su polaridad. De este modo, la fuente de las líneas de campo magnético pasa de ser el polo norte del Sol al polo sur, mientras que el sumidero pasa del polo sur al norte, o viceversa.

En la Figura 1.8 se observa una característica importante asociada a la intensidad de rayos cósmicos durante los ciclos de actividad solar. El primer y el tercer máximo en la gráfica de variaciones de rayos cósmicos se presentan como un gran pico, mientras que el segundo y cuarto máximos se presentan como una meseta. Esto se debe al ciclo magnético del Sol de 22

años. Cuando la polaridad es Norte-Sur las partículas cósmicas penetran la heliosfera preferentemente por los polos solares, mientras que con la polaridad Sur-Norte las partículas penetran preferentemente por la zona ecuatorial. La forma en que los RC ingresan a la heliosfera produce estas diferencias en la forma de los máximos de intensidad.

1.3.3 Decrecimiento Forbush

El decrecimiento Forbush es una caída significativa y súbita en la intensidad de rayos cósmicos galácticos. En cuestión de horas, la intensidad registrada en una estación particular puede verse reducida desde un 3% hasta en 30%; dependiendo de la latitud en donde se encuentre la estación.

Después de llegar a un mínimo, la intensidad comienza a recuperarse lentamente; lo cual puede durar desde días hasta semanas. El decrecimiento Forbush fue nombrado en honor a su descubridor, Scott E. Forbush, quien en 1937 observó por primera vez este fenómeno físico.

Los decrecimientos Forbush se deben a choques interplanetarios geoeffectivos que producen una barrera efectiva a los rayos cósmicos. Este choque colecta partículas en su frente e incrementa la dispersión de otras partículas, de manera que la densidad de RC incrementa ligeramente justo antes de un decrecimiento Forbush. Además, los decrecimientos Forbush suelen estar asociados a eyecciones de plasma coronal de alta velocidad que generan una onda de choque en el medio interplanetario. Una vez que la Tierra queda fuera de la región del choque, la intensidad de RC comienza a recuperarse.

En la Figura 1.9 se aprecia un decrecimiento Forbush, cuya presencia es observada simultáneamente en todo el mundo. En el caso del registro del 6-NM64 instalado en Ciudad Universitaria, el decrecimiento alcanzó casi el 4% de intensidad y tardó aproximadamente cuatro días en recuperarse la intensidad normal.

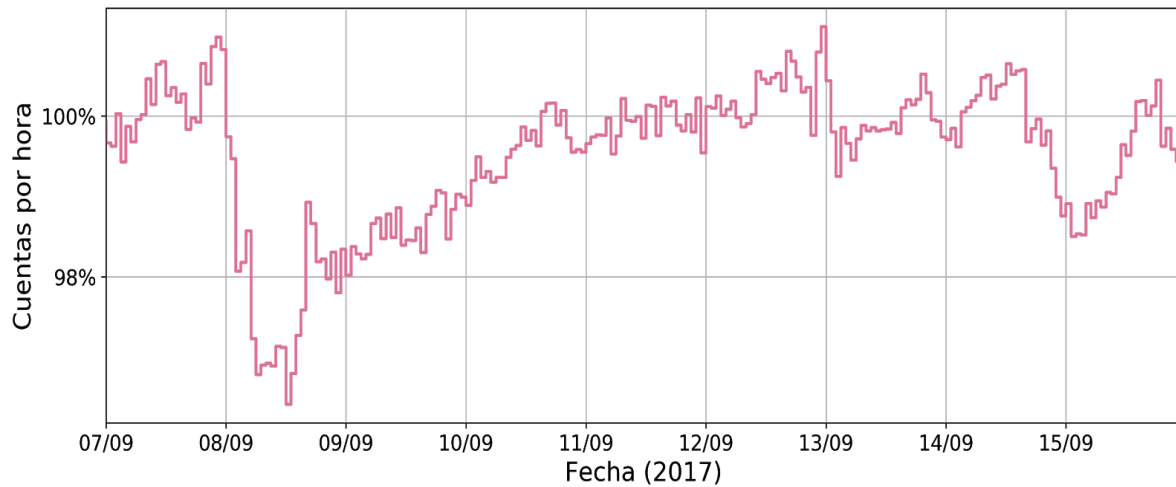


Figura 1.9. Decrecimiento Forbush registrado en septiembre del 2017 por el monitor de neutrones (6-NM64) del ORCCM. Normalizado al promedio de los datos en tiempo quieto.

1.3.4 Variación Diurna

La variación diurna es una variación sinusoidal de la intensidad de RC detectada en la Tierra, consecuencia del balance entre los procesos de convección y difusión debidos al transporte de los RC a través del campo magnético interplanetario (CMI).

Toda partícula cargada que entra en la heliosfera ve afectado su movimiento por la presencia del CMI y comienza a girar alrededor de las líneas del campo en una trayectoria helicoidal. Los RC que se propagan en el medio interplanetario y son atrapados por las líneas del CMI, se dirigirán hacia el Sol; siguiendo la dirección principal de la espiral de Arquímedes y generando un flujo difusivo. Por otro lado, dada la expansión radial del viento solar, las líneas del CMI a su vez se dirigen hacia afuera de la heliosfera, arrastrando consigo a los RC y generando un flujo convectivo. De este modo, mientras mayor sea la velocidad del viento solar, menor será el flujo de los RC detectado en la Tierra.

Debido a estos procesos de convección y difusión, los rayos cósmicos constantemente están en competencia por moverse hacia dentro y hacia afuera de la heliosfera. El flujo neto de los RC es la suma vectorial del flujo difusivo y convectivo. En la Figura 1.10 se muestra un esquema representativo del flujo de difusión, de convección y neto de los RC en la región entre el Sol y la Tierra. Se observa que el flujo neto de rayos cósmicos apunta en dirección a las 03:00 horas (tiempo local) y se aleja de la Tierra, por lo que un detector registrará un mínimo en la intensidad de RC alrededor de esa hora. Aproximadamente a las 15:00 horas, 12 horas después, el mismo detector estará del lado opuesto de la Tierra, por lo que la intensidad de RC será máxima. La transición entre estos máximos y mínimos generarán la variación sinusoidal diurna.

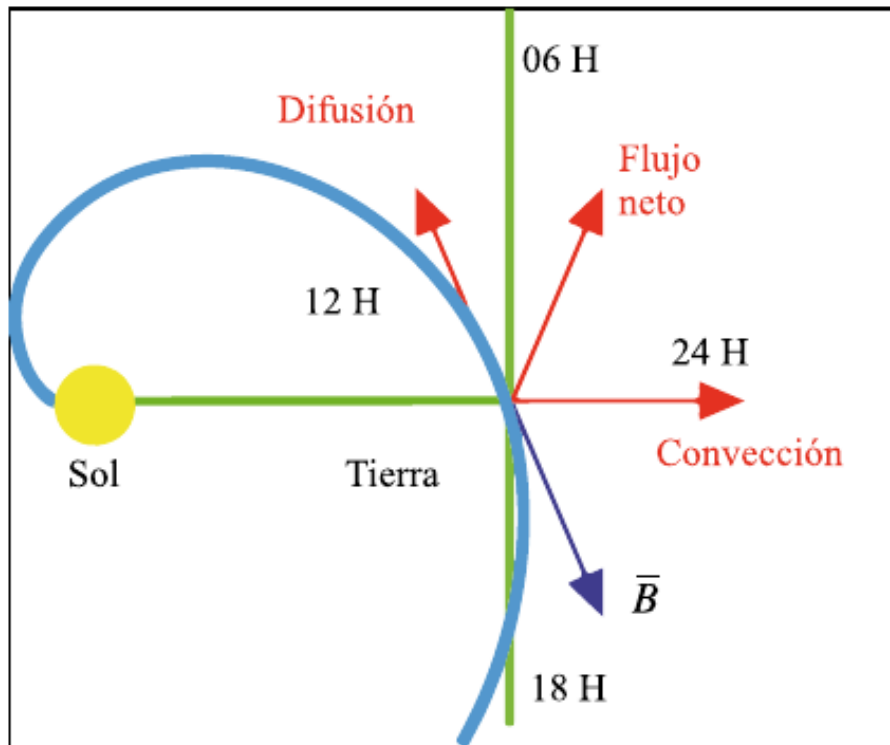


Figura 1.10. Representación esquemática de la variación diurna de los RC como flujo resultante de la suma de los procesos de convección y difusión. Siendo \mathbf{B} la dirección del CMI. Tomada de [31].

1.4 Modulación de Rayos Cósmicos debido al Campo Geomagnético

Resulta ser de suma importancia detectar los RC y analizar el flujo de partículas que se ubican en cada parte del espectro de energía. Para interpretar cualquier medición de la intensidad de la radiación cósmica que se realice cerca de la superficie terrestre se requiere tomar en cuenta la presencia del campo geomagnético. La presencia del campo geomagnético provoca que los rayos cósmicos provenientes del exterior sean desviados de su trayectoria original, dificultando la entrada directa de los mismos hasta la atmósfera terrestre.

La interacción del viento solar con el campo magnético de la Tierra genera una estructura conocida como la magnetosfera terrestre. La forma de la magnetosfera está definida por la intensidad del viento solar, y la intensidad del campo magnético, por tanto, tiene mucha variabilidad. La estructura general de la magnetosfera de la Tierra se muestra en la Figura 1.11.

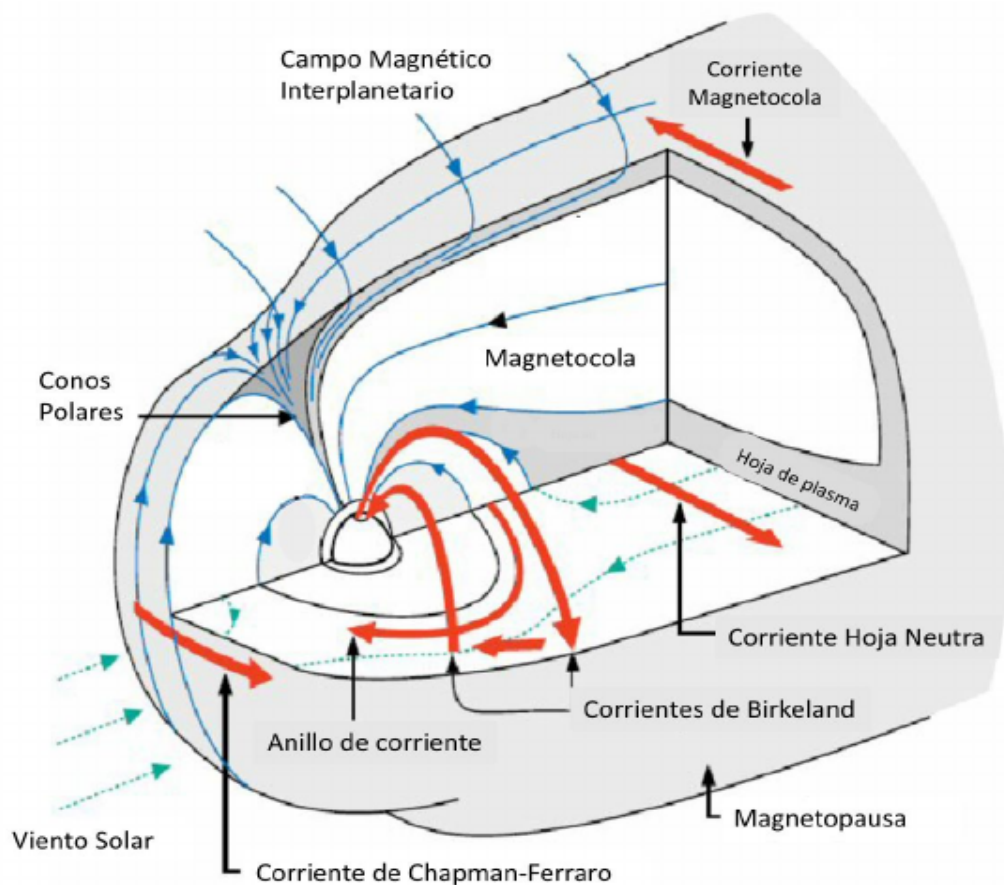


Figura 1.11. Esquema de la magnetosfera de la Tierra, las flechas azules representan las líneas de campo magnético y las flechas rojas representan las principales corrientes [25].

A partir de la Figura 1.11 se identifican en la magnetosfera terrestre diferentes regiones principales que se describen a continuación:

- Frente de Choque: Al aproximarse al obstáculo que representa el campo geomagnético, el viento solar pasa de ser un flujo supersónico a subsónico, generando un frente de choque. Como consecuencia de la presencia de este choque, el viento solar se desvía hacia los costados de la magnetosfera desacelerándose hasta ~ 250 km/s. El viento solar se acelera nuevamente cuando alcanza una distancia de $100 R_T$ (radios terrestres) a partir del frente de choque. Parte del viento solar que se aleja por los costados de la cavidad magnetosférica logra infiltrarse por la magnetocola. El frente de choque se ubica entre los 13 y 14 R_T y su grosor es de 10 km aproximadamente, lo que permite que la energía cinética del viento solar se convierta en energía térmica.
- Magnetopausa: En el lado día de la Tierra, la magnetosfera es comprimida por el viento solar y crea una superficie paraboloide llamada magnetopausa. Esta región se encuentra a aproximadamente $10 R_T$ y su espesor se estima entre 100-200 km. La magnetopausa marca el límite externo de la magnetosfera, donde la presión magnética terrestre y la presión que trae el plasma del viento solar están en equilibrio. La compresión del campo geomagnético, debido al viento solar, puede ser representada por la corriente de la magnetopausa, también llamada corriente Chapman-Ferraro.
- Magnetofunda: Después del frente de choque encontramos la magnetofunda limitada también por la magnetopausa. En esta región se forma un plasma turbulento que fluye alrededor de la magnetosfera, provocado por el flujo supersónico del viento solar que a su vez forma el frente de choque. En esta región, el campo magnético interplanetario es arrastrado tendiendo a alinearse tangencialmente con la magnetopausa.
- Magnetocola: Dado que las líneas del campo magnético interplanetario y las líneas del campo geomagnético se acoplan, son arrastradas por el viento solar hacia el lado noche de la Tierra y forman la magnetocola, que es una región abierta de la magnetopausa que permite que entren partículas energéticas del medio interplanetario en la magnetosfera. La presión del viento solar “rompe” las líneas de campo geomagnético del lado día y las arrastra en sentido anti solar, extendiéndose hasta más de $200 R_T$.
- Hoja Neutra y Hoja de Plasma: En la magnetocola, a partir de $16 R_T$, las líneas de campo con dirección opuesta se encuentran muy cercanas entre ellas alrededor del ecuador magnético. Para que esto ocurra, debe existir una hoja neutra u hoja de corriente, y una hoja de plasma que separe las dos regiones con polaridad opuesta [25]. La hoja de plasma se alimenta de protones y electrones provenientes de la magnetofunda y en ella las líneas de campo pueden reconectarse para volver a adquirir una configuración dipolar. Cuando sucede esto, las partículas presentes son aceleradas hacia la Tierra.
- Conos o Cuñas Polares: Los conos polares son las regiones en las cuales el plasma de la magnetofunda tiene acceso directo a la ionosfera terrestre. Los conos poseen forma

de embudo y se localizan por encima de los polos magnéticos de la Tierra en altas latitudes y del lado día. La localización de estos conos polares depende también de la forma de la magnetopausa, la cual se puede ver afectada cuando ocurren reconexiones de las líneas de campo; es decir, cuando las líneas del lado día se reconectan hacia el lado noche. En promedio, estas estructuras tienen una abertura angular de 15° , aunque ésta varía considerablemente en los solsticios, ya que en este periodo el Sol alcanza su máxima posición meridional o boreal.

- **Plasmasfera:** La plasmasfera es una región que comienza a unos 1000-2000 km sobre la superficie de la Tierra y se extiende a distancias de 4 a 6 R_T . La plasmasfera está dominada por un plasma denso y frío de origen ionosférico, constituido principalmente por iones de oxígeno e hidrógeno y, en menor cantidad, por iones de helio y nitrógeno. Los iones de He^+ , O^{2+} , N^+ y N^{2+} se diferencian del ambiente interplanetario, ya que estos últimos no forman parte del viento solar. La densidad en esta región de la magnetosfera es de 10^4 part/cm³ a 1000 km y entre 10-100 part/cm³ en el límite exterior de la plasmaesfera. Además, en esta región encontramos los cinturones de Van Allen con una densidad de miles de partículas por cm³. La energía de las partículas energéticas de la plasmaesfera oscila entre 0.5-1 eV [31].

1.4.1 Rigidez Umbral o Efecto Latitudinal

Cuando una partícula cargada se encuentra en presencia de un campo magnético externo experimenta la fuerza de Lorentz, lo que provoca un movimiento helicoidal de la partícula alrededor de las líneas de campo magnético. Este movimiento está determinado por el ángulo entre el vector de velocidad de la partícula y el vector del campo magnético, así como por una propiedad de las partículas de oponerse a esta fuerza. Esta propiedad, conocida como rigidez magnética, R , depende de la energía de la partícula y de su carga eléctrica:

$$R = cp/Ze$$

Junto con las unidades de energía (eV), el campo de investigación de RC utiliza también unidades de rigidez magnética; es decir, el Volt (V). Este parámetro es conveniente cuando se busca analizar el movimiento de partículas en un campo magnético \mathbf{B} , debido a las relaciones sencillas entre R , la girofrecuencia o frecuencia de Larmor ω_B y el radio de Larmor ρ :

$$\omega_B = ZeB/mc$$

$$\rho = B / \omega_B$$

$$R = \rho B$$

donde m y c son la masa de la partícula y la velocidad de la luz, respectivamente. Por ejemplo, un protón con rigidez magnética de 1 GV tendrá una energía de 433 MeV, mientras que un protón con rigidez magnética de 10 GV tendrá una energía de 9.11 GeV.

Las mediciones de protones fuera de la Tierra tienen umbrales de energía típicos de $E > 10$, > 30 , > 60 y > 100 MeV y corresponden a una rigidez $R > 0.14$, > 0.24 , > 0.34 y > 0.44 GV. Sin embargo, la detección de una partícula en un punto específico de la Tierra, depende de la rigidez umbral geomagnética [23].

Para cada punto en la magnetosfera existe una rigidez magnética mínima (rigidez umbral) requerida para alcanzar ese punto. Las partículas con menor rigidez que la rigidez umbral serán reflejadas o desviadas antes de alcanzar el punto, mientras que las que tengan mayor rigidez podrán penetrar el campo geomagnético en ese punto.

La rigidez umbral requerida para que una partícula alcance una posición dada en la Tierra se puede estimar con la ecuación desarrollada por Störmer [19]:

$$Rc = \frac{M \cos^4 \lambda}{R_d^2 [\sqrt{(1 + \cos \theta \cos^3 \lambda) + 1}]^2} \dots (1.19)$$

Donde Rc : rigidez umbral (GV), M : momento dipolar magnético de la Tierra, θ : ángulo de llegada de un ión positivo, R_d : Radio medido desde el centro del dipolo Terrestre (km) y λ : Latitud magnética. Para el ángulo de llegada $\theta = 0^\circ$ representa el oeste.

A partir de la ecuación 1.19 se observa que para latitudes magnéticas altas el término $\cos^4 \lambda$ disminuye y para el ecuador, donde $\lambda = 0^\circ$, alcanza el máximo. Además, la ecuación muestra que existe una asimetría en la rigidez umbral con respecto a la dirección de llegada. Por ejemplo, para un ión positivo es más sencillo penetrar el campo geomagnético desde el oeste.

El campo magnético terrestre puede aproximarse a un dipolo, sin embargo se encuentra deformado por el viento solar, creando la magnetosfera terrestre. Con la configuración actual, las líneas de campo emergen del polo norte y llegan al polo sur. Por la concentración de líneas de campo en los polos, el campo geomagnético tiene una mayor intensidad en esas regiones y por ende, la menor intensidad en el ecuador.

La rigidez umbral es la rigidez magnética mínima que una partícula cargada requiere para alcanzar la atmósfera terrestre en diferentes latitudes de la Tierra. Debido a la estructura del campo magnético terrestre, la rigidez umbral será menor en los polos. Para llegar a latitudes cercanas al ecuador, una partícula requerirá mucha más energía para no ser capturada por las líneas de campo geomagnético y llevada al polo sur.

En la Figura 1.12 se muestra un mapamundi con una escala de colores que representa la rigidez umbral para cada región en el planeta. A partir de la Figura 1.12 se observa que para llegar a la latitud y longitud donde se encuentra la Ciudad de México, los rayos cósmicos

deberán tener una rigidez magnética de ~ 8 GV, se sabe que la rigidez umbral de la CDMX es de 8.23 GV. Para Sierra Negra la rigidez umbral es de 8.24 GV.

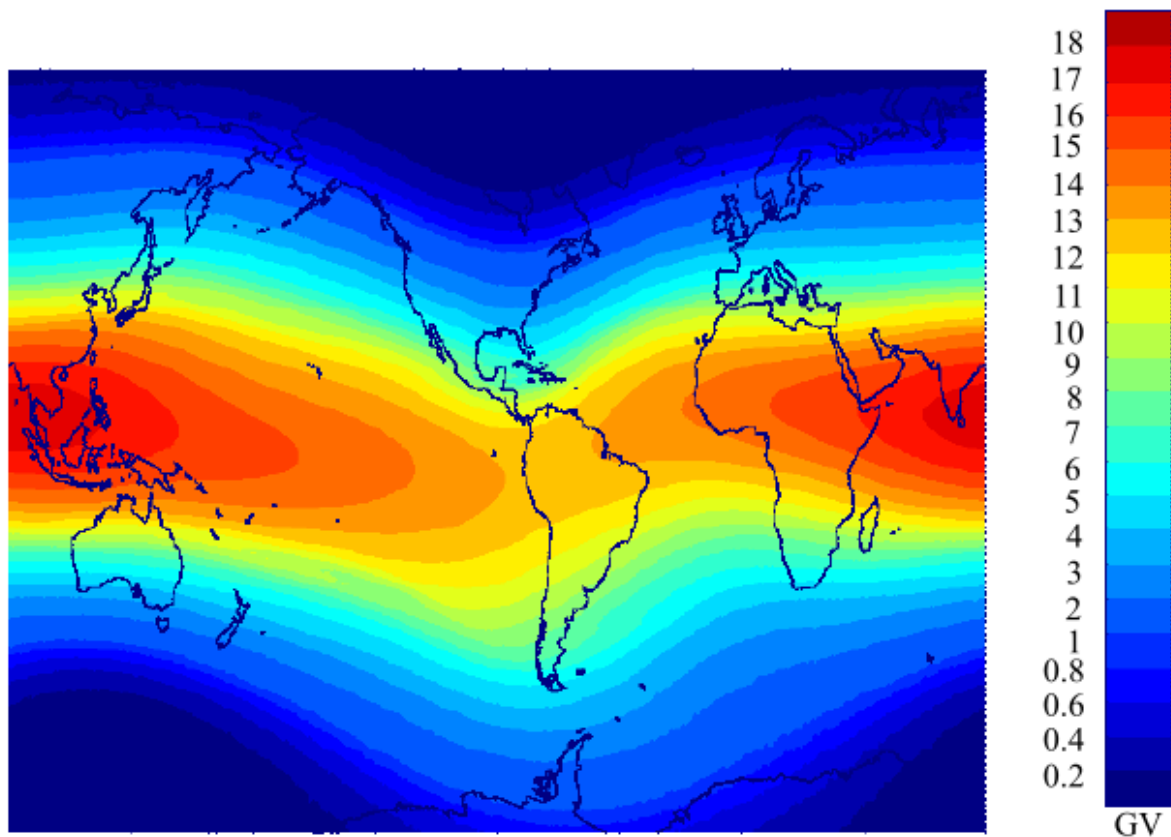


Figura 1.12. Mapamundi de rigidez umbral de acuerdo a latitud y longitud con escala de colores. Modificado de [32].

La ubicación con mayor rigidez umbral se encuentra en el ecuador magnético y sobre la superficie de la Tierra. Para un ión positivo llegar aquí desde la dirección menos favorecida (Este: $\theta = 180^\circ$), la rigidez umbral será, sustituyendo valores en la ecuación 1.19:

$$R_c = \frac{M}{R_T^2} = 59.6 \text{ GV}$$

Donde R_T : Radio de la Tierra. Por lo tanto, las partículas con rigidez magnética mayor a 60 GV pueden atravesar el campo geomagnético sin restricciones.

1.4.2. Efecto Este-Oeste

La rigidez magnética es un parámetro muy útil para describir el movimiento de partículas en el campo geomagnético, debido a que las partículas inyectadas al campo con la misma rigidez seguirán trayectorias idénticas. Mientras que las partículas con la misma energía pero diferente carga eléctrica no tendrán la misma trayectoria. La trayectoria que sigue una

partícula cargada dentro de un campo magnético también depende de su carga. Las que tengan carga positiva tendrán una desviación helicoidal en sentido anti horario y las negativas en sentido horario.

De este modo, para cada punto en la Tierra y para partículas positivas de una rigidez dada, existe un cono de direcciones prohibidas. Dada la configuración actual del campo geomagnético, este cono apunta hacia el este para partículas positivas y al oeste para partículas negativas. Esta asimetría se conoce como el efecto este-oeste y se muestra en la Figura 1.13. Al ser en su mayoría iones positivos, los RC llegarán preferentemente del lado oeste del punto de detección.

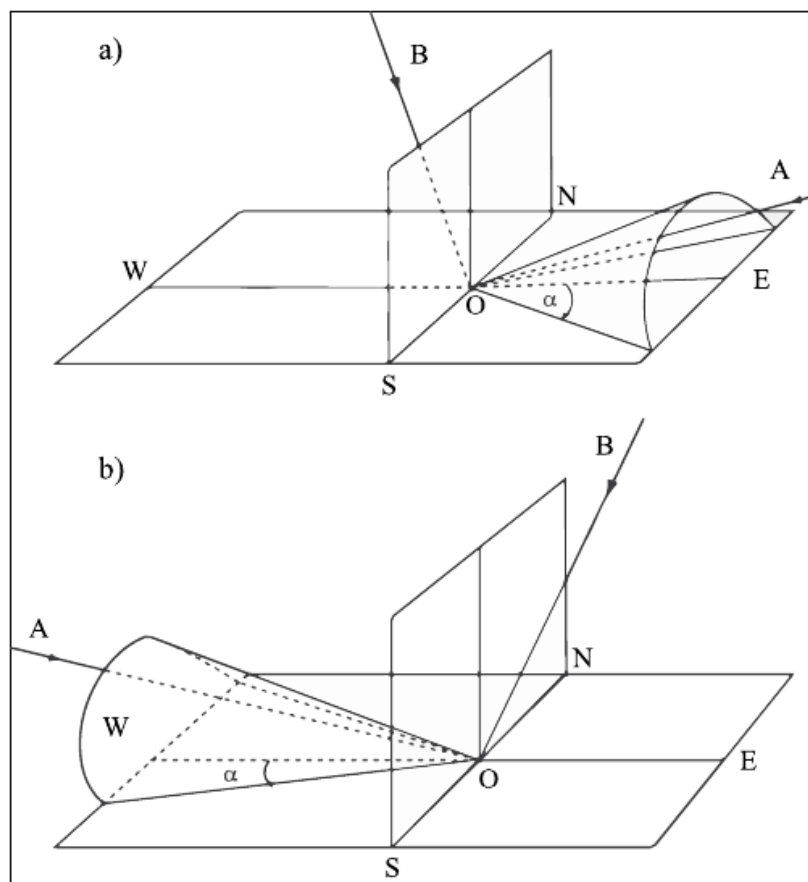


Figura 1.13. Conos de aceptación para partículas positivas (a) y negativas (b) de la misma rigidez magnética. En ambos casos las direcciones AO están prohibidas y las BO están permitidas. Para partículas positivas el cono apunta hacia el este y para negativas hacia el oeste. Tomada de [31].

1.5 Efectos de la Atmósfera Terrestre Sobre los Rayos Cósmicos

Una vez que los rayos cósmicos alcanzan la atmósfera terrestre, interaccionan con los átomos del aire. Los RC sufren colisiones con los átomos atmosféricos que pueden ser directamente con el núcleo de otro átomo o con su estructura electrónica. Si la partícula cósmica choca con la estructura electrónica de otro átomo, generalmente va a provocar que uno de sus electrones sea liberado; proceso conocido como ionización. Las colisiones de este tipo tienen un efecto despreciable sobre la partícula cósmica primaria y también son las más frecuentes. Por otro lado, las colisiones nucleares provocan la desintegración del núcleo atómico que se encontraba en la atmósfera, comúnmente de nitrógeno u oxígeno. Este tipo de colisiones son las que generan un chubasco atmosférico.

Además, las interacciones entre los RC y los átomos atmosféricos están en función de las condiciones atmosféricas y parámetros físicos importantes como la temperatura y la presión. Debido a esto, el efecto atmosférico es importante para la intensidad de RC registrada a nivel de tierra. La presión atmosférica y la temperatura producen variaciones significativas que deben eliminarse de los datos antes de estudiar otro tipo de efectos. Las variaciones más importantes en la intensidad de los RC que atraviesan la atmósfera son ocasionadas por 5 parámetros: la temperatura, la presión, la humedad, la gravedad y la electricidad atmosférica [33]. Los efectos de la electricidad atmosférica se discuten en el Capítulo 4 de este trabajo.

La manera en que cada parámetro atmosférico afecta a los RC secundarios depende del tipo de partícula que estemos observando y es diferente para cada componente de los chubascos atmosféricos. Para la componente hadrónica, los efectos de la temperatura, la humedad, la electricidad atmosférica y la gravedad son despreciables comparados con el efecto de la presión o efecto barométrico. En el caso de los muones, las principales influencias atmosféricas están relacionadas con las variaciones de presión y temperatura. En las siguientes secciones se describirán de manera general los efectos más significativos para cada componente de los chubascos atmosféricos.

1.5.1 Efecto Barométrico

El efecto barométrico se observa como una anticorrelación entre las variaciones en la intensidad de RC y la presión atmosférica a nivel tierra. El efecto barométrico es más notable cuando eventos como ciclones tropicales que constituyen una región de baja presión atmosférica, atraviesan el sitio de observación. En estas situaciones, se observa un incremento significativo en la intensidad de RC.

El efecto barométrico en los RC secundarios se ha investigado por mucho tiempo. Myssowsky & Tuwim (1926) y Steinke (1929) fueron de los primeros en estudiar la relación entre las variaciones temporales de los RC y los cambios en la presión atmosférica. Al

principio se pensaba que el efecto barométrico se podía relacionar únicamente con los procesos de absorción de partículas en la atmósfera. En [33] se demostró que hay tres tipos de efectos debidos a la presión atmosférica:

- **Absorción:** Una explicación simple al efecto barométrico se asocia con la absorción de partículas a través de la pérdida de energía al atravesar la atmósfera y depende de la densidad de la atmósfera. De esta manera, al incrementar la presión atmosférica, la densidad aumenta y la probabilidad de que una partícula sea absorbida antes de llegar a tierra es mayor. Un incremento en la presión produce un incremento en la masa del aire que los RC secundarios atraviesan y disminuyen así su intensidad en detectores a nivel tierra. Como la intensidad disminuye, el efecto es negativo.
- **Generación:** Producción adicional de RC secundarios asociada con un incremento de presión atmosférica. Al aumentar la presión, aumentan las probabilidades de colisión entre partículas e interacciones nucleares. Este efecto es positivo.
- **Disminución.** Un incremento en la presión produce un incremento en la altura donde los piones y los muones son generados, lo que provoca un decremento en la intensidad de RC detectados en tierra. El incremento en la distancia del nivel de observación de la zona donde se generan piones y muones ocurre por el incremento en la densidad y en la presión atmosférica. Este efecto es negativo.

Dorman concluyó que el efecto de generación es despreciable al realizar observaciones al nivel del mar. Por lo tanto, el efecto de la presión atmosférica se puede considerar generalmente negativo.

1.5.2 Efecto de la Temperatura

El efecto de la temperatura en los RC secundarios se debe a la producción de partículas inestables. El efecto decae conforme la altura sobre el nivel del mar incrementa. Las condiciones atmosféricas para el método empírico de determinar el efecto de la temperatura en los RC secundarios se caracterizan por los siguientes parámetros: la temperatura del aire a nivel de tierra, la altura y la temperatura del nivel donde ocurre la generación de muones (usualmente son niveles de 100 o 200 mb) y la temperatura promedio de la atmósfera en general, entre otros [18].

El efecto de la temperatura sobre la componente muónica de los chubascos atmosféricos se relaciona con los procesos de generación y decaimiento de muones en la atmósfera. La temperatura tiene una influencia directa sobre el proceso de generación de muones y una influencia indirecta sobre su decaimiento antes de llegar a tierra. Los muones se generan mediante el decaimiento de piones y kaones, cuya probabilidad es directamente proporcional a la temperatura de la atmósfera. Cuanto mayor sea la temperatura, menor será la absorción

de piones y kaones que atraviesen la atmósfera, lo cual implica una tasa de producción de muones mayor [34].

Por otro lado, durante el verano, cuando la temperatura atmosférica aumenta, la atmósfera se expande. Esto provoca que los muones tengan que atravesar una mayor distancia antes de alcanzar los detectores a nivel de tierra. Debido a esto, una mayor cantidad de muones suaves o de baja energía decaen antes de llegar a tierra. Mientras que en invierno se generan una mayor cantidad de muones a menor altura, permitiendo que los muones suaves alcancen la tierra. La temperatura atmosférica cambia con las estaciones del año y es una causa adicional para las variaciones anuales en la intensidad de RC detectados en tierra. La modulación estacional tiene un máximo y un mínimo en verano e invierno respectivamente.

De esta manera, el efecto de la temperatura se separa en negativo y positivo [35]. El efecto negativo se refiere al decremento en la intensidad de muones a nivel de tierra, ya que más muones decaen debido a la expansión atmosférica por el incremento de temperatura. El efecto positivo se relaciona con la influencia de la temperatura en la producción de muones, incrementando ambos de manera proporcional. Para los detectores de muones a nivel tierra, el efecto negativo es predominante. Mientras que para los muones de alta energía detectados bajo tierra, el efecto positivo es más importante.

1.5.3 Efecto de la Humedad Atmosférica

El efecto de la humedad atmosférica se relaciona con la cantidad de agua contenida en el aire, la cual produce efectos de absorción de rayos cósmicos. De esta forma, el efecto es negativo y se considera estacional.

El efecto de la humedad puede producir variaciones en la intensidad de RC de menor orden que las producidas por la temperatura. Para ciertos lugares localizados en regiones más frías, este efecto puede ser significativo debido a la acumulación de agua en forma de nieve por encima del detector; lo cual provoca una absorción extra de partículas. En estos casos, la disminución en la intensidad de RC medida será del orden de 0.1% [12].

Capítulo 2:
Observatorio de Rayos Cósmicos
de Sierra Negra

2.1 Introducción

Sierra Negra es un estratovolcán extinto que forma parte del Eje Neovolcánico de México y se encuentra dentro del Parque Nacional Pico de Orizaba. Sierra Negra se encuentra en el estado de Puebla, cerca del límite estatal con Veracruz (19.0° N, 97.3° O). El nombre de Sierra Negra probablemente se deba a una contraposición con *Iztactépetl* («montaña blanca»), que es el nombre que recibía localmente el Pico de Orizaba. Con sus 4580 msnm, se trata de la quinta cima más alta del país. En esta cumbre se encuentran instalados diversos detectores y telescopios que forman parte de proyectos nacionales e internacionales en colaboración con universidades como la UNAM e institutos de investigación como el INAOE. Uno de estos proyectos incluye el establecimiento del Observatorio de Rayos Cósmicos de Sierra Negra (ORC-SN).

El ORC-SN que maneja el grupo de rayos cósmicos del Instituto de Geofísica de la UNAM está conformado por el Telescopio Centellador de Rayos Cósmicos (SciCRT), el Telescopio de Neutrones Solares (TNS) y un monitor de campos eléctricos atmosféricos de la marca Boltek modelo EFM-100. Este último detector se puso en marcha y funciona continuamente desde octubre del 2019, mientras que el TNS funciona desde el 2004 y el SciCRT desde el 2013. En este capítulo se describen a detalle la estructura y el principio de funcionamiento de cada uno de los componentes del ORC-SN. Además, se incluye la interpretación y el manejo de los datos recopilados por cada detector del ORC-SN.

2.2 Telescopio Centellador de Rayos Cósmicos (SciCRT)

El Telescopio Centellador de Rayos Cósmicos (SciCRT) es un rastreador de partículas multipropósito utilizado para el estudio de los rayos cósmicos. El SciCRT es sensible a la energía y la dirección de protones producto de reacciones nucleares desencadenadas por neutrones. La estructura y funcionamiento del detector serán descritas a detalle en el desarrollo de este capítulo.

El SciCRT fue inicialmente desarrollado para el experimento de oscilación de neutrinos KEK to Kamioka (K2K) en Japón [36]. Se modificó el detector reemplazando la dirección del haz acelerador por la dirección del Sol para poderse utilizar como un telescopio de neutrones solares. De esta manera, el propósito principal del detector es la observación de neutrones solares para estudiar mecanismos de aceleración y la observación de muones para investigar la anisotropía de los RC galácticos. La anisotropía es la propiedad general de la materia según la cual cualidades como elasticidad, temperatura, conductividad, etc., varían según la dirección en que son examinadas. La anisotropía de los RC galácticos se debe a su transporte a través del campo magnético galáctico. De acuerdo a lo explicado en el capítulo anterior, dada la altura del volcán una mayor cantidad de partículas llegan al detector, esto es especialmente importante para el registro de neutrones solares.

La calibración inicial del SciCRT se realizó en el Instituto Nacional de Astrofísica, Óptica y Electrónica (INAOE) en México en el año 2012. Posteriormente, el SciCRT fue instalado en abril del 2013 en el volcán de Sierra Negra (SN). La calibración del telescopio se llevó a cabo en el periodo de mayo a agosto del 2013 [37].

El SciCRT se muestra en la Figura 2.1 y tiene dos sistemas detectores. En uno de los sistemas la capa superior e inferior (llamadas capas de muones) se utilizan como un telescopio de muones, dado que estas partículas son capaces de atravesar el detector completamente. La parte central del SciCRT se divide en 8 Super Blocks (SBs), cuya estructura se detalla en la siguiente sección. El SciCRT estuvo en operación continua utilizando las capas de muones y los primeros tres SBs (SB 1-3) desde septiembre del 2013. Sin embargo, se mejoró el sistema de adquisición de datos que se describe en la siguiente sección para las capas de muones y el SB 3 en julio del 2015 [38]. Por lo tanto, desde esa fecha únicamente funciona el SB 3 y las capas de muones.



Figura 2.1. SciCRT instalado en Sierra Negra. El detector se divide en ocho Super Blocks. Tomada de [37].

El SciCRT es además parte de la Red Global de Detectores de Muones, la cual está conformada por telescopios multidireccionales de muones en Nagoya (Japón), Hobart (Australia), São Martinho (Brazil) y Kuwait (Kuwait). Esta Red Global monitorea el clima

espacial en tiempo real y es una fuente de información sobre los procesos dinámicos en la heliosfera y durante eventos energéticos en el Sol que sean geoefectivos.

2.2.1 Estructura del SciCRT

El SciCRT consiste de 14,848 barras centelladoras de plástico cuyas medidas son 2.5 cm × 1.3 cm × 300 cm, tal como se muestra en la Figura 2.2 donde se ilustra la llegada de una partícula con una trayectoria color azul y las barras centelladoras que la detectarían remarcadas con color rojo.. Estas barras centelladoras se encuentran apiladas como un bloque de manera que sea posible rastrear la trayectoria de las partículas.

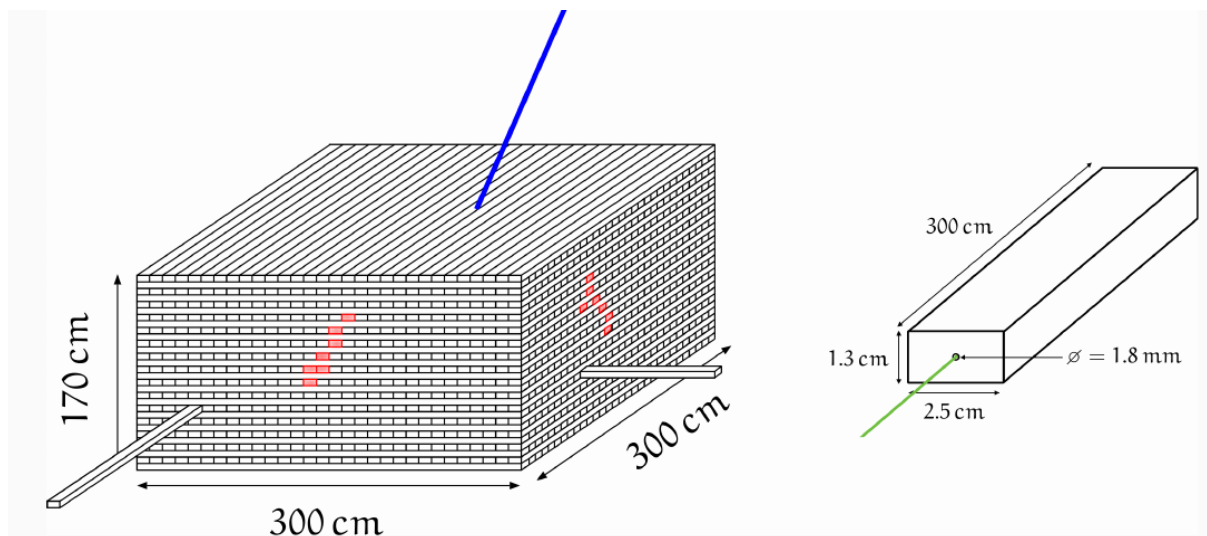


Figura 2.2. Dimensiones de las barras centelladoras del SciCRT [38].

Las barras centelladoras se encuentran unidas de tal manera que forman una placa. Hay 64 capas compuestas de dos placas ortogonales con 116 y 118 barras centelladoras. La dirección de las partículas está determinada por las 118 barras superiores cuya orientación define el eje Y. Mientras que la capa inferior de 116 barras se utiliza para identificar la coordenada X.

Cada barra tiene un agujero de 1.8 mm de diámetro donde una fibra de Longitud de Onda Cambiante (WLS -por sus siglas en inglés) es insertada. Las fibras WLS son del tipo Y11(200)MS desarrollado por Kuraray. Dado que las barras tienen las fibras WLS, 64 de estas fibras se unen y se conectan a un tubo Fotomultiplicador Multi-Ánodo (MAPMT -por sus siglas en inglés-) de 64 canales H8804 desarrollado por Hamamatsu Photonics. El otro extremo de las fibras WLS se pinta blanco para mejorar la eficiencia de recolección de luz [39].

Para la instalación correcta de las placas, se desarrolló una estructura llamada Super Block (SB) que se observa en la Figura 2.3. Cada SB consiste de 8 capas con una dimensión de 20.8 cm \times 300 cm \times 300 cm del total de 64 capas (170 \times 300 \times 300 cm³). Por lo tanto, hay 8 SB en total. Se utiliza también un marco hecho de acero como soporte de cada SB para prevenir que las barras centelladoras se desvíen por la gravedad. La estructura de los marcos para los SBs consiste de una viga de acero I de 5 mm de espesor y un tubo cuadrado de acero de 3.8 mm de espesor. Hay un espacio de 82 mm entre la superficie centelladora inferior del SB y la superficie superior del SB debajo.

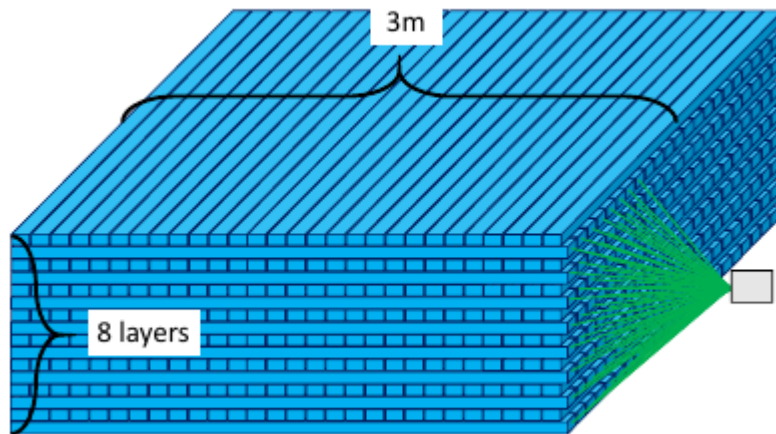


Figura 2.3. La estructura de un Super Block (SB). Tomada de [39].

2.2.2 Sistema de Adquisición de Datos

El plástico centellador exhibe luminiscencia cuando se excita por radiación ionizante. De manera que, al acoplarse a un sensor electrónico de luz como un tubo fotomultiplicador, se puede utilizar como un detector de partículas. El fotomultiplicador absorbe la luz emitida por el centellador y la emite de nuevo como electrones mediante el efecto fotoeléctrico. Esto resulta en un pulso eléctrico que contiene información sobre la partícula que inicialmente llegó al centellador. A partir de este pulso se utiliza un sistema de adquisición de datos para recopilar la información. En este caso, se utiliza el sistema de Adquisición de Datos (DAQ -por sus siglas en inglés-) desarrollado para el experimento K2K original.

De acuerdo a lo mencionado previamente, hay dos sistemas de detección para el SciCRT: uno para neutrones y uno para muones. Las capas superior e inferior del SciCRT son denominadas como capas de muones y fueron instaladas de manera diferente para detectar muones. Estas dos capas tienen 464 barras centelladoras conectadas a 8 MAPMTs y un tablero de DAQ. Para la detección de muones únicamente se utiliza una condición de detonación ADC (Conversión Analógica-Digital -por sus siglas en inglés-).

Una señal analógica es aquella cuya amplitud puede tomar en principio cualquier valor, esto es, su nivel en cualquier muestra no está limitado a un conjunto finito de niveles predefinidos como es el caso de las señales cuantificadas. La digitalización o conversión AD, básicamente, consiste en realizar de forma periódica medidas de la amplitud de una señal; por ejemplo, la que proviene de un circuito de retención (*hold*), el tiempo suficiente para permitir evaluar su nivel (cuantificación). Durante el muestreo y la retención la señal aún es analógica, puesto que aún puede tomar cualquier valor. No obstante, a partir de la cuantificación, la señal ya es digital. En el proceso de cuantificación se mide el nivel de voltaje de cada una de las muestras. Consiste en asignar un margen de valor de una señal analizada a un único nivel de salida. Incluso en su versión ideal, añade como resultado una distorsión no deseada a la señal de entrada: el ruido de cuantificación. La codificación consiste en traducir los valores obtenidos durante la cuantificación al código binario. Hay que tener presente que el código binario es el más utilizado, pero también existen otros tipos de códigos que también son utilizados. Todo este proceso ocurre en un conversor analógico-digital y los datos resultantes son llamados ADC para el SciCRT.

Muones-ADC es un set de datos de un canal ADC proveniente únicamente de las capas de muones, este canal es detonado por una coincidencia cuádruple de las capas de muones. Por otro lado, los neutrones se identifican cuando un protón de rebote es producido en el detector, de modo que la trayectoria de un neutrón comienza en la mitad del SciCRT, en alguno de sus SBs. Para seleccionar eventos de neutrones, cualquier señal de impacto de las capas de muones se utilizan como veto de partículas cargadas o señal de anticoincidencia.

El SciCRT detecta neutrones utilizando dos condiciones de detonación. De esta manera se registran dos sets de datos para neutrones: ADC y datos escalares (SCL). Por ende, el SciCRT obtiene tres sets de datos simultáneamente: Muones-ADC, Neutrones-ADC y Neutrones-SCL.

En el caso de los neutrones, la condición de detonación ADC fue configurada para obtener las trayectorias de protones generados por neutrones de alta energía, utilizando una combinación de X y Y sin las señales de anticoincidencia que vetan las partículas cargadas. Dado que es difícil reconstruir la trayectoria de protones generados por neutrones de baja energía, estas se registran como datos escalares utilizando señales de impacto sin señales de anticoincidencia. Por lo tanto, los datos escalares de neutrones son sensibles a neutrones de baja energía. El umbral de energía de neutrones para cada Super Block es de 7 MeV, determinado por simulaciones Monte Carlo. El umbral de energía para las capas de muones es de 0.3 MeV [37].

Los datos Neutrones-SCL registran las cuentas de señales de impacto de cada MAPMT en la mitad del detector utilizando la señal de anticoincidencia.

Hay tres componentes principales que configuran el sistema DAQ del SciCRT:

- Front-End Board (FEB) o tablero frontal

- Back-End Board (BEB) o tablero trasero
- Trigger Board (TRGB) o tablero detonante

Hay un FEB directamente acoplado a cada MAPMT. El FEB está conformado por dos circuitos de aplicación específica integrada (Application Specific Integrated Circuits: ASICs): Una combinación de VA32_HDR11 y TA32CG (VA/TA), desarrolladas por IDEAS, es empaquetada en cada ASIC. VA puede lidiar con el input de 32 canales. Mientras que el output de los 32 canales son serializados por un multiplexor analógico. Los multiplexores son circuitos combinatoriales con varias entradas y una única salida de datos. Están dotados de entradas de control capaces de seleccionar una, y solo una, de las entradas de datos para permitir su transmisión desde la entrada seleccionada hacia dicha salida. TA es un ASIC equipado con una función rápida de detonación. Las señales de detonación son el output de los 32 canales y llegan a una puerta OR que determina las señales de impacto [38]. La puerta OR es una puerta lógica digital que implementa la disyunción lógica de manera que cuando todas sus entradas están en 0 (cero), su salida está en 0, mientras que cuando al menos una o ambas entradas están en 1, su salida va a estar en 1. En este caso, la salida 1 de la puerta OR constituye una señal de impacto.

Un BEB es un tablero VME y se utiliza para controlar el FEB utilizando una *Field Programmable Gate Array* (FPGA). Una matriz de puertas lógicas programable en campo o FPGA, es un dispositivo programable que contiene bloques de lógica cuya interconexión y funcionalidad puede ser configurada en el momento, mediante un lenguaje de descripción especializado. La lógica programable puede reproducir desde funciones tan sencillas como las llevadas a cabo por una puerta lógica o un sistema combinatorial hasta complejos sistemas en un chip.

Las señales análogas que vienen del VA se convierten en datos ADC mediante un *Flash Analog to Digital Converter* (FADC). Estos datos son después transmitidos hacia un servidor DAQ a través de un bus VME. Cada BEB lee ocho FEBs.

Un TRGB es también un tablero VME que se utiliza para desencadenar eventos de rayos cósmicos. En un Super Block, hay 56 tipos de señales de impacto que vienen de 28 FEBs (56 TAs) y se acumulan en un TRGB. Después de que se clasifican las señales de impacto utilizando una condición de detonación, se envía una señal al VA en el FEB para determinar el tiempo de retención. El TRGB cuenta las señales de impacto con las señales de anticoincidencia bajas como escalares. El servidor DAQ realiza conteos de los escalares a través de un bus VME y registra los valores como datos escalares de neutrones. Posteriormente, cuando la condición de detonación se satisface, la información del patrón de impactos se transfiere al servidor a través del bus VME.

El proceso de DAQ se resume con los siguientes pasos:

- 1) Si más de una de las señales provenientes de los 32 canales de un MAPMT excede el umbral de energía, se genera una señal de impacto en la FEB y se manda a la TRGB a través de la BEB.
- 2) Varias señales de impacto se almacenan en la TRGB. Estas señales son la prueba para decidir si la condición de detonación para neutrones se satisface o no. Se genera una señal de retención si la condición de detonación se satisface.
- 3) La señal de retención es mandada a la FEB. La altura de los pulsos de cada canal se guardan hasta que la señal de espera llega a la FEB.
- 4) La altura de los pulsos es digitalizada en la BEB. Estos valores digitalizados constituyen los datos ADC y contienen la información de la deposición de energía en cada canal.
- 5) Los datos ADC son transferidos a una computadora asociada al DAQ a través de una Versa Module Eurocard bus (VMEbus). El bus es un sistema digital que transfiere datos entre los componentes de una computadora [39].

Para cada evento, la digitalización y transmisión de valores ADC tomaba alrededor de 1.2 ms por cada BEB. Antes de las modificaciones realizadas en 2015, había únicamente una BEB para las capas de muones y 2 o 3 BEBs para los SBs. Por lo tanto, la tasa de transferencia máxima de datos Muones-ADC estaba limitada a 1 kHz. Mientras que para los neutrones-ADC estaba limitada a 0.4 kHz. Esto producía un tiempo muerto muy extenso. Dado que la combinación de las BEBs viejas y el bus VME causaba esta limitación y ruido de lectura de datos ADC, se produjeron en marzo del 2014 dos nuevas BEBs basadas en un método diferente de transmisión de datos. Después, en marzo del 2015 se desarrollaron ocho de estas nuevas BEBs.

De esta manera, desde julio del 2015 funcionan continuamente dos BEBs nuevas para las capas de muones y siete BEBs para el Super Block 3. Se nombraron las BEBs desde el 20 al 26 para los neutrones y 27 y 28 para muones. A partir de estas mejoras, la tasa de transferencia ahora está limitada a 3.3 kHz (ocho veces más) para el SB 3. El sistema DAQ del SciCRT se sigue optimizando actualmente junto con sus componentes y su electrónica. Por lo tanto, en caso de que el interés surja por su funcionamiento, se recomienda revisar publicaciones recientes.

2.2.3 Los Datos Registrados por el SciCRT

Los archivos generados por el software del SciCRT están definidos por eventos, donde cada evento se muestra como un párrafo de datos y representa la llegada de una partícula al detector, ya sea un muón, un neutrón u otra. Dado que este detector es capaz de registrar la energía que cada partícula va dejando en cada una de sus barras centelladoras, es posible determinar su trayectoria. Por este motivo los archivos generados por el software del detector

son muy pesados y se requiere de un corte de alrededor de 5 minutos para que se compilen y se suban al servidor los datos. Estos cortes ocurren cada 20 minutos aproximadamente. De esta manera, cada archivo generado por el software contiene 20 minutos de datos en general y tiene un peso de 10^2 MB.

La estructura general de los datos se muestra en la Figura 2.4. El nombre de los archivos está constituido por las siglas SN, seguidas por el canal de sistema de detección que se esté utilizando, el año-mes-día-hora-minuto-número de Back End Board (BEB). El tiempo se registra en UTC, a diferencia del Boltek EFM-100 y el TNS.

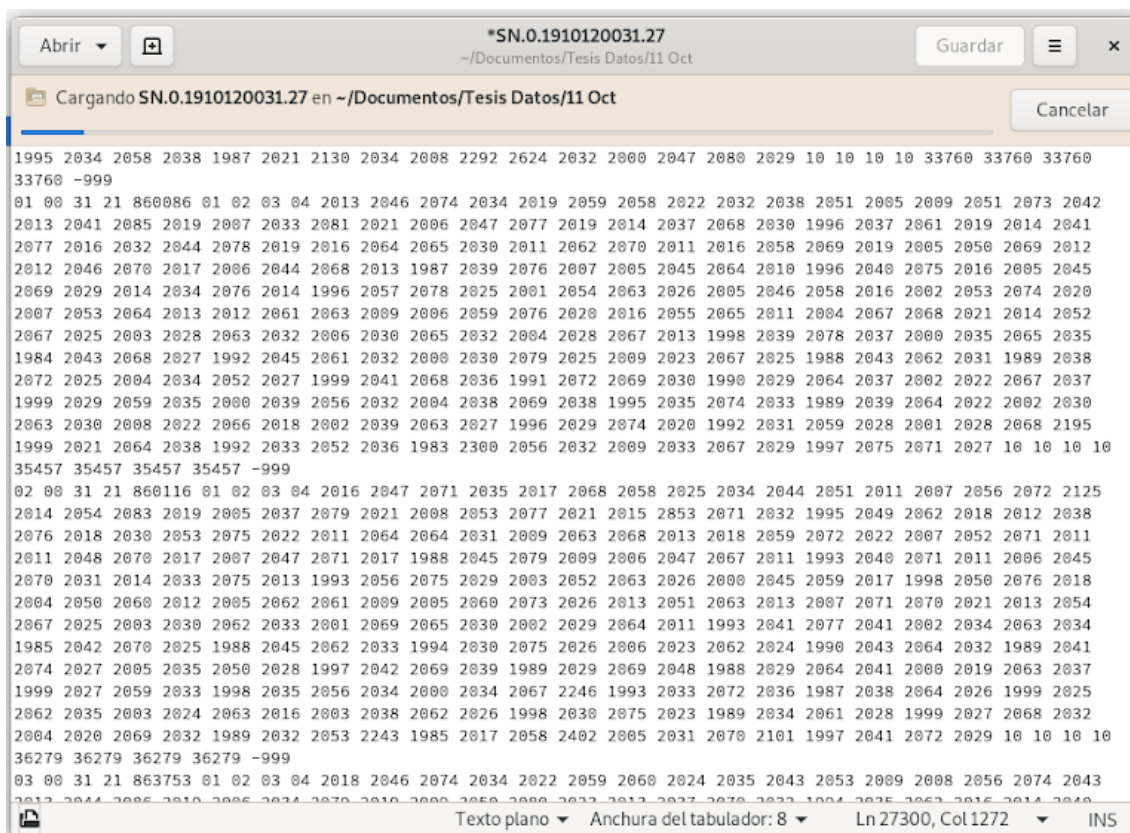


Figura 2.4. Estructura de los datos del SciCRT registrados el 12 de octubre 2019.

Por ejemplo: SN.0.1910120031.27 son los datos registrados por el canal de sistema de detección de muones (representado por el cero seguido de las siglas SN, el canal del Super Block 3 se representa por el número 3) del 12 de octubre del 2019 registrados a las 00:31 por la BEB 27. Al abrir el archivo cada línea comienza con el número de evento, seguido por cuatro banderas que indican dónde ocurrió el evento, 256 canales ADC (Convertidor analógico-digital -por sus siglas en inglés-) donde se registra la energía, 8 datos que confirman que la electrónica está sincronizada y observa el mismo evento (4 y 4 números iguales) y termina con la bandera '-999' que indica el final del evento. Al inicio y al final del

archivo se encuentran párrafos incompletos debido al corte mencionado en donde ocurre la recopilación de los datos.

Utilizando el software de programación Python 3 se manipularon estos datos para limpiar los tiempos de corte y eliminar los eventos incompletos de cada archivo. También se utilizaron códigos que permitieran facilitar la lectura de los mismos. Dado que los tiempos de corte ocurren aprox. cada 20 minutos, se necesitan 3 archivos para tener una hora de datos. Cabe recalcar que las tormentas eléctricas tienen una duración mínima de dos horas.

2.4 Telescopio de Neutrones Solares

El Telescopio de Neutrones Solares (TNS) fue instalado en la cima de Sierra Negra en marzo del 2003 y funciona continuamente desde julio del 2004. Este detector fue una colaboración entre el Grupo de Rayos C3smicos del Instituto de Geofisica de la UNAM y el *Solar-Terrestrial Environment Laboratory (STELab)* de la Universidad de Nagoya en Jap3n [25].

El TNS en Sierra Negra forma parte de una Red Mundial de telescopios de neutrones solares ubicados estrat3gicamente alrededor del mundo para tener una observaci3n 3ptima del Sol. Los telescopios se encuentran cerca del Ecuador donde reciben una mayor cantidad de radiaci3n solar y la rigidez umbral es muy alta, de manera que se minimiza la influencia de iones incidentes. Adem3s, los telescopios se instalaron a gran altura, donde la profundidad atmosf3rica es menor e incrementa la probabilidad de detectar neutrones solares. Las caracteristicas de cada telescopio junto con su ubicaci3n se muestran en la Tabla 2.1.

Ubicaci3n	Coordenadas Geogr3ficas	Coordenadas Geomagn3ticas	Altura (msnm)	Comienzo de operaci3n
Chacaltaya, Bolivia	(16.2° S, 68° O)	(6.72° S, 4.53° E)	5250	Septiembre 1992
Norikura, Jap3n	(36.1° N, 137.5° E)	(27.66° N, 152.63° O)	2770	Octubre 1996
Mauna Kea, EE.UU.	(19.8° N, 156.3° O)	(20.45° N, 87.05° O)	4200	Abril 1997
Gornergrat, Suiza	(46° N, 7.8° E)	(46.57° N, 90.29° E)	3135	Enero 1998
Yangbajing, China	(30° N, 90.5° E)	(20.8° N, 164.42° E)	4300	Septiembre 1999
Aragats, Armenia	(44.2° N, 40.5° E)	(39.73° N, 120.72° E)	3200	Febrero 2003
Sierra Negra, M3xico	(19° N, 97.3° O)	(27.38° N, 26.35° O)	4580	Noviembre 2003

Tabla 2.1. Red Mundial de Telescopios de Neutrones Solares. Coordenadas geomagn3ticas calculadas para el a3o 2020.

2.3.1 Estructura y Funcionamiento del TNS

El TNS se compone de cuatro plásticos centelleadores (PC) de $1\text{ m} \times 1\text{ m} \times 0.3\text{ m}$ cada uno, conectados a tubos fotomultiplicadores (PMT -por sus siglas en inglés-). Además, alrededor de los PC se encuentran contadores proporcionales, los cuales sólo detectan partículas cargadas. Los contadores proporcionales (CPr) que se encuentran debajo de los PC permiten determinar la dirección de arribo de las partículas, ya que detectan los protones de rebote producidos en los PC que se dispersan en la misma dirección de las partículas incidentes. Envolverlo por los lados toda esta estructura se encuentran cuatro placas de hierro y una placa de plomo en la parte superior, todas con de 0.5 cm de espesor. Estas placas funcionan para eliminar el posible ruido en las observaciones producido por los rayos Gamma de los alrededores, los cuales son convertidos en pares electrón-positrón. La estructura completa del TNS se muestra en la Figura 2.5.

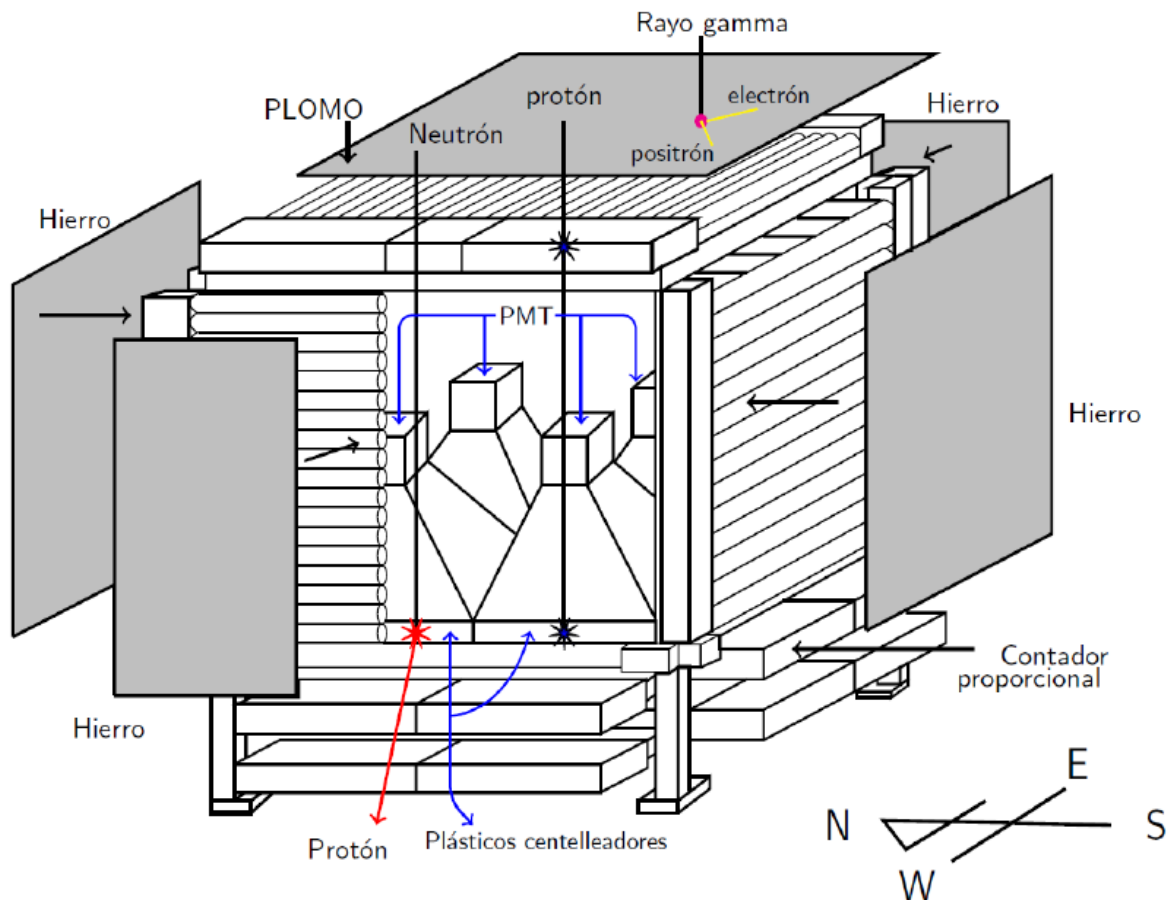
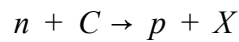
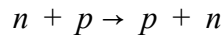


Figura 2.5. Diagrama de la estructura del TNS, incluyendo los procesos de detección de protones y neutrones. [25].

Los PC están hechos de poliestireno (C_8H_8). Cuando un neutrón interacciona con los núcleos de hidrógeno y carbono del poliestireno se producen protones mediante las siguientes reacciones:



Como primera aproximación, los protones producidos tienen una energía proporcional a la de los neutrones incidentes. Estos protones atraviesan los PC excitando otros átomos, los cuales al desexcitarse emiten fotones. Toda la luz emitida, que es proporcional a la energía cinética perdida por el protón en su paso por el plástico, es medida con discriminadores de altura de pulso conectados a los fotomultiplicadores. Posteriormente, con una razón de conteo de 10 segundos, la altura del pulso obtenido por cada fotomultiplicador es discriminada en cuatro canales de deposición de energía: $E \geq 30$ MeV (*S1_with_anti*), $E \geq 60$ MeV (*S2_with_anti*), $E \geq 90$ MeV (*S3_with_anti*) y $E \geq 120$ MeV (*S4_with_anti*). En este trabajo se utilizará el canal *S2_with_anti* como se explica en el capítulo 5, y se le llamará “S2_Anti” por simplicidad.

Por otro lado, los CPr son cilindros de metal rellenos de gas a presión que contienen un alambre delgado que atraviesa ortogonalmente todo el tubo, pero aislado de éste. Entre el tubo y el alambre hay un alto voltaje (1200 V). Cuando una partícula atraviesa el tubo, logra ionizar el gas y los iones producidos son acelerados por el voltaje presente. Estos iones generan un pulso de corriente eléctrica que es registrado por el sistema. Luego, mediante un sistema de anti-coincidencias electrónicas, se puede distinguir entre el flujo de partículas cargadas y neutras. Las partículas cargadas disparan dos señales (en los PC y CPr), mientras que las partículas neutras disparan sólo una señal (en los PC). En la Figura 2.6 se muestra un esquema del sistema lógico que utiliza el equipo para el sistema de anti-coincidencias electrónicas.

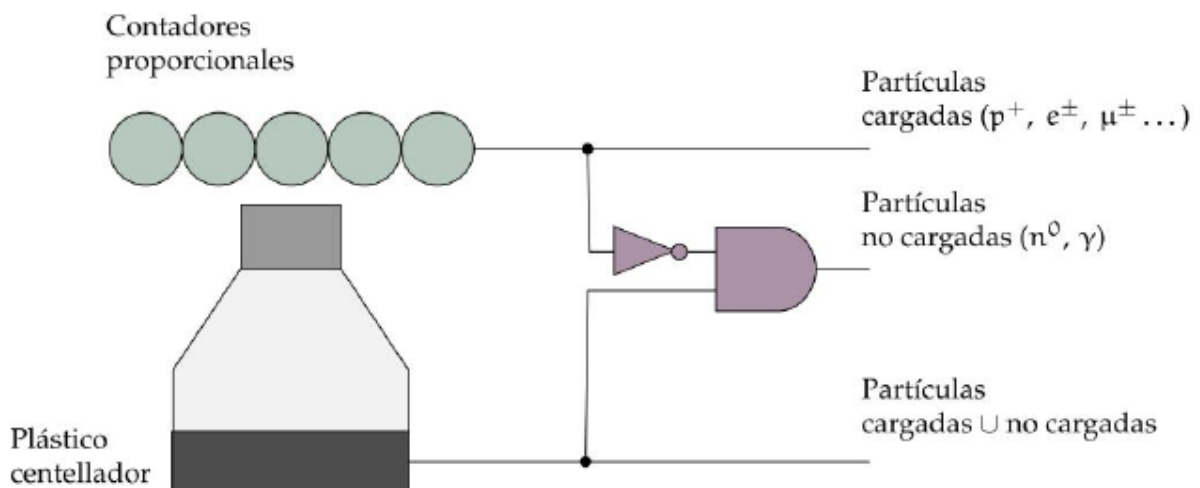


Figura 2.6. Sistema lógico de detección del TNS en el ORC-SN. Tomada de [25].

Las señales generadas por todo el sistema del TNS son adquiridas por módulos especializados en física de partículas. Las operaciones analógicas de amplificación y discriminación de datos se realizan en módulos NIM (*Nuclear Instrument Module*) y los sistemas de anti-coincidencias, direcciones de arribo, conteo y transmisión de datos son realizados en módulos CAMAC (*Computer Automated Measurement and Control*).

Los datos finales se almacenan en un servidor donde, dependiendo de la naturaleza de las partículas y de la deposición de energía en los PC, se identifican distintos canales: para partículas cargadas encontramos los canales S1 ($E \geq 30$ MeV), S2 ($E \geq 60$ MeV), S3 ($E \geq 90$ MeV) y S4 ($E \geq 120$ MeV). Para las partículas neutras son S1_Anti, S2_Anti, S3_Anti y S4_Anti que se mencionaron previamente. Mientras que para las partículas detectadas por las cuatro capas de CP tenemos los canales Layer 1, Layer 2, Layer 3 y Layer 4.

2.3.2 Los Datos Registrados por el TNS

Los archivos generados por el software del TNS son diarios y están estructurados por periodos de 10 segundos. El TNS registra las mediciones de todos sus canales cada 10 segundos y en el archivo aparece cada periodo como una línea que termina con la bandera “9999” como se muestra en la Figura 2.7. De esta manera, los archivos contienen 8640 líneas que representan las 24 horas de un día divididas en 10 segundos. Cada línea a su vez tiene la siguiente estructura: las letras SG, la fecha, hora-minuto-segundo, registro del canal S1_anti, canal S2_Anti, canal S3_Anti, canal S4_Anti, canal AntiAll, canal S1, S2, S3, S4 y los canales de Layers.

Cada archivo comienza por el número total de canales del TNS seguido por el intervalo de medición en segundos, la versión del software, la fecha y el tiempo en que comenzaron las mediciones de ese día (hora-minuto-segundo). Estos primeros renglones no son de interés en este trabajo y sólo se analiza la razón de conteo de los canales S2_Anti y el canal S1 durante tormentas eléctricas. En el capítulo 5 se detallan estas decisiones para el análisis de datos.

```

NCHANNEL 48
INTERVAL 10
VERSION 3.00
DATE 191013
TIME 000001
SG 191013 000011 9322 7874 2401 488 14769 12704 5108 1065 85653 14 21 20 19 18 14 27 36 26 19 21
42 47 33 25 23 35 46 35 22 19 20 23 20 20 1691 655 366 229 5752 1347 720 478 351 10677 54296 0 0 0
9999
SG 191013 000021 9068 7736 2276 434 14227 12371 4888 1013 84865 10 18 18 16 10 21 27 34 24 20 27
32 49 34 17 19 26 43 25 15 10 20 21 17 9 1662 658 380 233 5465 1371 701 473 363 10677 54296 0 0 0
9999
SG 191013 000031 9004 7798 2347 445 14324 12459 4985 980 85054 13 22 27 19 15 18 30 28 29 19 15 30
39 36 28 14 24 33 27 20 13 16 22 21 16 1682 667 371 231 5650 1400 680 458 348 10677 54296 0 0 0
9999
SG 191013 000041 8811 7614 2224 439 14082 12375 4957 1019 85212 11 16 25 26 15 20 27 35 37 21 19
39 52 48 31 17 19 30 34 19 11 15 16 17 18 1625 658 374 245 5605 1311 669 462 321 10677 54296 0 0 0
9999
SG 191013 000051 9309 7734 2351 509 14685 12455 4957 1055 84920 13 24 26 22 15 29 40 51 35 22 34
50 68 45 28 28 37 46 36 25 23 27 34 28 16 1743 711 399 261 5690 1398 702 472 351 10677 54296 0 0 0
9999
SG 191013 000101 9126 7620 2254 444 14377 12228 4782 985 84929 13 18 25 22 17 15 24 33 33 21 26 37
41 32 24 20 23 29 22 20 11 15 18 16 14 1697 694 384 246 5582 1349 686 462 359 10677 54296 0 0 0
9999
SG 191013 000111 9290 7710 2316 471 14594 12392 4993 1054 84982 16 25 22 28 21 24 41 40 38 22 33
48 65 51 30 26 35 54 43 25 20 25 25 26 17 1691 657 398 262 5608 1366 675 463 339 10677 54296 0 0 0
9999
SG 191013 000121 9010 7559 2261 446 14378 12358 4934 1024 84770 9 13 24 21 16 12 24 33 23 17 25 37
48 32 21 15 19 28 22 20 12 15 19 13 13 1638 650 366 228 5692 1448 731 487 371 10677 54296 0 0 0
9999
SG 191013 000131 9257 7928 2311 431 14601 12713 5107 1004 85514 17 24 40 27 15 26 30 47 42 24 33
42 67 58 31 28 32 51 42 28 20 28 37 33 22 1781 769 439 265 5656 1419 730 502 384 10677 54296 0 0 0
9999

```

Figura 2.7. Captura de pantalla del archivo “mx191013.sn1” de datos del TNS.

El nombre de los archivos que contienen los datos registrados por el TNS comienzan por las letras “mx” seguidas por la fecha: año-mes-día con la extensión “sn1” si no hubo ninguna suspensión en el registro. De lo contrario se generan i archivos con extensión snj (donde $j = 2, 3, \dots, i$) para $i-1$ interrupciones [40]. Esta extensión permite que los datos sean visualizados en cualquier editor de textos en ASCII. Los archivos pesan alrededor de 2 MB. El manejo y análisis de datos se llevó a cabo también con el software de programación Python 3.

2.4 Monitor de Campos Eléctricos Atmosféricos Boltek EFM-100

El monitor de campos eléctricos atmosféricos de la marca Boltek, modelo EFM-100, forma parte de una serie de detectores de descargas eléctricas y de campos eléctricos atmosféricos. Esta sección está dedicada a explicar los principios físicos que habilitan el funcionamiento del monitor, la manera en que deben ser interpretados los datos y las gráficas generadas por el mismo software del monitor.

Un monitor Boltek EFM-100 fue adquirido hace algunos años por el Instituto de Geofísica de la UNAM tras el surgimiento de la necesidad de contar con una base de datos referentes a la intensidad de los campos eléctricos en la atmósfera de la Ciudad de México. Dado que este monitor fue útil en varios experimentos en CDMX, se tomó la decisión de instalar otro en la cima de Sierra Negra. De esta manera, el EFM-100 fue instalado el 8 de octubre del 2019 en la cima del volcán Sierra Negra como se muestra en la Figura 2.8. Desde ese día funciona de manera continua monitoreando el campo eléctrico atmosférico dentro de un radio de detección de 38.6243 km (24 mi) [41].



Figura 2.8. El monitor Boltek EFM-100 instalado en Sierra Negra, con el Gran Telescopio Milimétrico de fondo. Tomada por Fernando Monterde (2019).

2.4.1 Funcionamiento del Boltek EFM-100

La base del principio de funcionamiento del Boltek EFM-100 es el dispositivo electromecánico conocido como molino de campos eléctricos del tipo obturador rotante. Un obturador rotante se mantiene en rotación gracias a un pequeño motor y se compone de una serie de electrodos sensitivos colocados de manera que uno de ellos detecte la dirección positiva del campo y el otro la dirección negativa. Los electrodos se mantienen estacionarios y conectado a ellos se encuentra un amplificador y posteriormente un resistor, que en el siguiente esquema (ver Figura 2.9) está representado como el medidor.

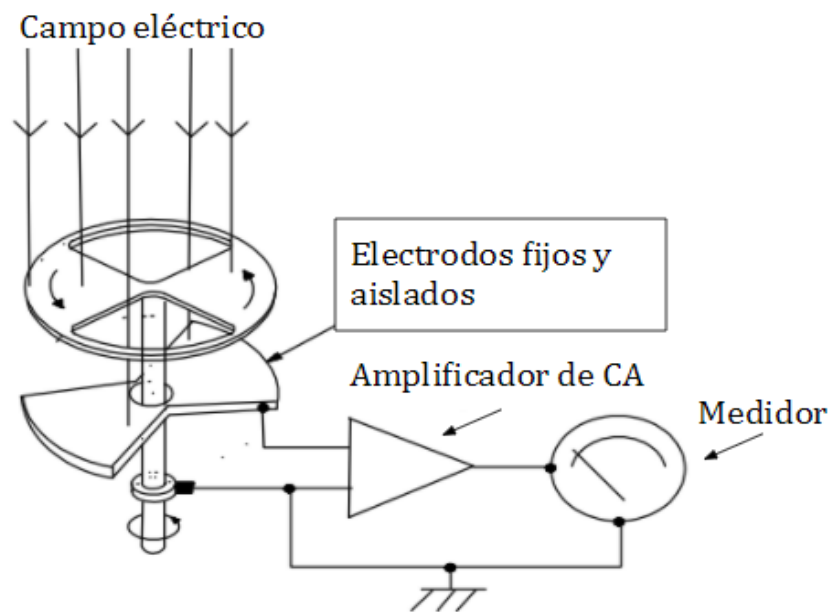


Figura 2.9. Esquema del molino de campos eléctricos tipo obturador rotante. Donde CA: Corriente Alterna. Tomada de [10].

El molino tipo obturador rotante detecta campos eléctricos estáticos mediante la exposición y la cobertura alternada y repetida de los electrodos previamente descritos al campo eléctrico que se desea medir. Cuando los electrodos están expuestos al campo eléctrico externo una carga eléctrica es traída desde tierra a los electrodos a través de un resistor. Cuando los electrodos están cubiertos, la carga regresa a tierra a través del mismo resistor. Una corriente eléctrica se define como el flujo de cargas eléctricas en movimiento, por ende, el proceso genera una corriente alterna que se mide como una diferencia de potencial en el resistor. La diferencia de potencial recibida en el resistor se amplifica para ser medida con mayor exactitud. La intensidad del voltaje es proporcional a la intensidad del campo eléctrico aplicado en los electrodos. La magnitud del campo eléctrico que será detectada depende del

área de los electrodos que es expuesta en un periodo de tiempo y de la permitividad del medio. Se puede utilizar el valor de la permitividad en el vacío como primera aproximación.

El EFM-100 debe estar conectado a tierra para funcionar correctamente y como medida de seguridad. Además, debe funcionar por años sin mucho mantenimiento, sin embargo, es recomendable que se limpie ocasionalmente. Durante estas limpiezas es importante verificar que no tenga telarañas ni polvo acumulado.

2.4.2 Interpretación de los Datos Obtenidos por el EFM-100

El software de operación del monitor EFM-100 viene incluido con el equipo o puede obtenerse de internet. El software es capaz de mostrar de manera sencilla las mediciones realizadas en tiempo real por el EFM-100 y el estado del mismo. En la pantalla también se muestra una gráfica de los datos más recientes de tiempo contra magnitud del campo eléctrico y la escala de los ejes de la gráfica puede ser modificada en cualquier momento.

En condiciones de buen tiempo los valores del campo eléctrico (E) estarán cercanos al cero, ya que el monitor se encuentra calibrado y normalizado. El paso de una tormenta sobre el monitor va a representar una variación en estos valores. Conforme una nube de tormenta se aproxime al lugar donde el monitor se encuentra instalado, el campo eléctrico comenzará a aumentar en valores positivos y cuando la nube se encuentre directamente sobre el monitor, el campo se volverá negativo.

Mientras la nube se encuentre sobre el monitor EFM-100, la polaridad del campo eléctrico será negativa. Como las partículas de nieve y de lluvia se encuentran cargadas, producirán ruido en la gráfica. Las partículas cargadas que entren en contacto con los electrodos del molino generarán pequeños pulsos en la gráfica. Cuando se genere una descarga eléctrica la gráfica que se observará tendrá escalones. El escalón será mayor entre más cerca se haya producido una descarga. Sin embargo, el ruido provocado por la precipitación puede afectar la capacidad del software de detectar rayos muy lejanos.

Tomando en cuenta lo anterior, se puede interpretar fácilmente la gráfica generada por el mismo software. Sin embargo, al extraer los datos, se pueden generar gráficas propias. En la Figura 2.10 se muestra la gráfica de una tormenta muy intensa, que abarcó los límites de detección del monitor (20,-20) kV/m, ocurrida el 26 de marzo del 2017 en el Instituto de Geofísica, UNAM. Se observa la caída inicial que marca el inicio de la tormenta eléctrica. Posteriormente hay caídas e incrementos instantáneos que representan el paso de varias nubes de tormenta. También se aprecia claramente que en los instantes previo y posterior a la tormenta, el campo eléctrico se encuentra perfectamente constante en el cero.

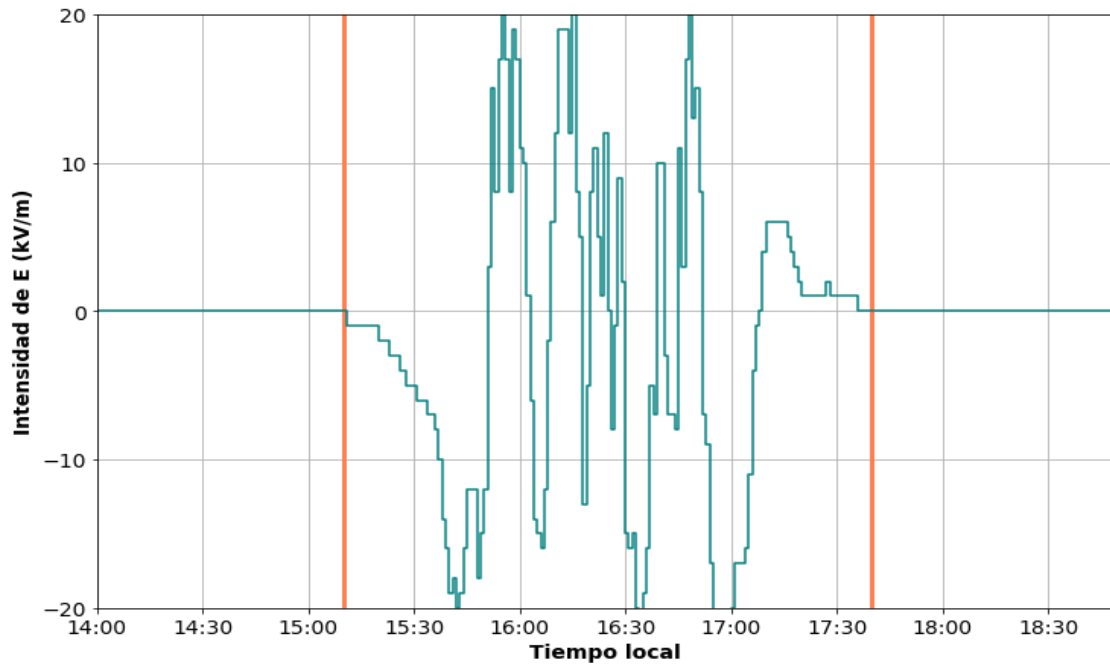


Figura 2.10. Gráfica de la tormenta eléctrica ocurrida el 26 de marzo del 2017, generada a partir de los datos registrados por el monitor Boltek EFM-100 del Instituto de Geofísica, UNAM. Las líneas representan el inicio y el fin de la tormenta, respectivamente.

Capítulo 3:

Tormentas Eléctricas

3.1 Introducción

Las tormentas eléctricas y los procesos físicos que llevan a la producción de campos eléctricos atmosféricos son de suma importancia para este trabajo. Constituyen la base para la selección de datos registrados por el monitor Boltek EFM-100. El presente capítulo describirá con detalle la producción de campos eléctricos atmosféricos debida a las nubes de tormenta, cuyas propiedades físicas también serán mencionadas.

Una tormenta eléctrica se define como una nube tipo cumulonimbus capaz de producir descargas eléctricas, comúnmente conocidas como rayos. Los rayos siempre generan una emisión acústica conocida como trueno. Las tormentas eléctricas generalmente van acompañadas de precipitación y fuertes vientos; incluso pueden producir tornados. Además, se desarrollan en la capa de la atmósfera terrestre conocida como troposfera, incluso pueden alcanzar la base de la estratosfera.

Varias regiones de la Tierra dependen de las nubes cumulonimbus para la lluvia. Este tipo de nube también tiene un papel esencial en la circulación de la atmósfera al transportar eficientemente la humedad y el calor latente hacia las capas superiores de la troposfera e inferiores de la estratosfera. Las nubes cumulonimbus afectan también el presupuesto de energía radiativa del planeta, influenciando la calidad del aire y la composición química de la precipitación.

Este capítulo comienza con la revisión de modelos descriptivos de tormentas eléctricas y la identificación de los diferentes tipos de tormenta. De esta manera, se tendrá perspectiva sobre la naturaleza de las tormentas y una introducción a la terminología que se utiliza para describirlas.

3.1.1 Tipos de Nubes y Tormentas Eléctricas

La observación de nubes a lo largo de la historia ha llevado a nombrar e identificar los tipos de nubes de acuerdo a sus formas distintivas. Este método de identificación visual y clasificación de nubes ha sido adoptado por la Organización de Meteorología Mundial (OMM), la cual desarrolló un Atlas de Nubes Internacional. De acuerdo a este Atlas, las nubes reciben un nombre descriptivo de acuerdo a raíces de palabras provenientes del Latín. Por ejemplo, *Cumulus* significa montón o masa apilada y de esta palabra se deriva la palabra cúmulo en español. *Stratus* es el pretérito participio del verbo que significa aplanar o cubrir con una capa y es la raíz de la palabra estrato en español, mientras que *nimbus* se refiere a una nube de lluvia. *Cirrus* significa mechón de cabello o rizo y *altum* significa altura. Estas cinco raíces latinas se utilizan separadas o juntas para definir diez géneros de nube, que se organizan en tres grupos o *étages* que corresponden a la altura típica de la base de las nubes sobre la altura local de la superficie de la Tierra, como se indica en la Tabla 3.1. Las *étages* se

traslapan y sus límites varían con la altitud. Cada género tiene varias formas distintas que son designadas como especies. Las especies también se subdividen en variedades. El enfoque de este capítulo serán las nubes cumulonimbus que se asocian directamente con las tormentas eléctricas.

Clasificación		Altura de la Base de las Nubes		
Género	Étage	Regiones Polares	Regiones Templadas	Regiones Tropicales
Cumulus	Baja	< 2 km	< 2 km	< 2 km
Cumulonimbus				
Stratus				
Stratocumulus				
Nimbostratus				
Altostratus	Media	2-4 km	2-7 km	2-8 km
Alto cumululus				
Cirrus	Alta	3-8 km	5-13 km	6-18 km
Cirrostratus				
Cirrocumululus				

Tabla 3.1. Clasificación de las nubes de acuerdo a la OMM [42].

Las nubes de *étage* baja incluyen los cinco géneros de la Tabla 3.1, en ocasiones se incluye ahí la niebla también. Estos seis tipos de nubes se pueden subdividir en dos grupos: nubes cumuliformes (cumulus y cumulonimbus) y nubes estratiformes; las cuales tienen nulo o poco movimiento vertical de aire. Las nubes tipo cumulus o cúmulo son las que no generan precipitación y tienen una extensión vertical y horizontal menor a 1 km cuando están aisladas. Las nubes cumulonimbus son las que generan precipitación y tormentas eléctricas, tienen una forma peculiar y diferente para cada estado de su formación. Las cumulonimbus son consideradas también una fase avanzada del desarrollo de aglomeraciones de nubes tipo cumulus, cuando éstas comienzan a precipitarse. La precipitación de una nube cumulonimbus dinámicamente activa se conoce como precipitación convectiva.

Las cumulonimbus pueden encontrarse aisladas o como parte de grandes sistemas convectivos de mesoescala. El enfoque de este trabajo son las nubes cumulonimbus aisladas que de igual manera constituyen los bloques de construcción de los sistemas convectivos. Las cumulonimbus aisladas son visualmente impresionantes y fotogénicas (ver Figura 3.1). Para

comprender la dinámica y la estructura de estas nubes se explicarán sus procesos de formación y de electrificación.



Figura 3.1. Fotografía de una nube cumulonimbus. Tomada de [43].

La nube CN básica se forma comúnmente de manera aislada. Sin embargo, estas tormentas eléctricas de una sola celda no son significativas en términos de riesgo y daños. En algunas ocasiones ocurre que una celda funciona como bloque de construcción para tormentas multiceldas. La estructura interna de las CN multicelda se reveló por primera vez en “The Thunderstorm Project”, proyecto diseñado para documentar tormentas eléctricas, desarrollado en la segunda mitad de la década de 1940. Los resultados de este proyecto, que fue el primero en utilizar mediciones de radar, sondas aéreas y otros detectores para observar tormentas, se publicaron en un libro llamado *The Thunderstorm* en 1949.

Dentro de este libro, Byers y Braham definen una “celda” como el bloque de construcción fundamental para una cumulonimbus (CN). Una celda se describe como una región de intensas corrientes de aire ascendente que tienen coherencia espacial y temporal. Estas corrientes generan regiones de precipitación local intensa. De manera que una celda se identifica por radar como un volumen de precipitación local relativamente intensa o como un máximo relativo de reflectividad [44].

Se han realizado varias clasificaciones para determinar los tipos de tormentas eléctricas asociadas a el tamaño y a la cantidad de celdas presentes. En 1977, Browning definió como tormenta eléctrica ordinaria a aquella que pasa por las tres etapas de desarrollo en un periodo de 45-60 minutos, con una fase madura que dura entre 15-30 minutos [45].

Además, se han definido las tormentas multicelda y las superceldas. Las multiceldas son aquellas típicamente formadas por 2 o 4 celdas en diferentes etapas de desarrollo. En

cualquier momento, algunas celdas se encuentran en la fase de cúmulo, mientras que otras se encuentran en la fase madura o disipativa [46].

Las superceldas tienen aproximadamente el mismo tamaño que las multiceldas, sin embargo, su dinámica está regida por la circulación de una corriente de aire ascendente muy intensa y de gran escala que coexiste con otra circulación descendente por periodos de 30 minutos o más. Después de haber transcurrido este tiempo, las superceldas se disipan debido a su gran tamaño e intensidad. En algunos casos las tormentas multicelda evolucionan en superceldas.

Byers y Braham (1949) también identificaron tres etapas en la evolución de una nube CN ordinaria: la etapa de cumulus o cúmulo, la etapa de madurez y la etapa de disipación [44]. En la siguiente sección se describen cada una de estas fases con sus respectivas características.

3.2 Formación de Nubes tipo Cumulonimbus

En esta sección se describirán la estructura y la dinámica de una sola nube tipo cumulonimbus aislada, conocida como celda, por ser el tipo de tormenta que se presenta con más frecuencia en el planeta. La mayoría de estas nubes contienen hielo en la parte superior, sin embargo, también es posible que una nube cumuliforme sin hielo se precipite y se convierta en cumulonimbus; proceso que ocurre comúnmente en los trópicos.

La estructura básica de una nube de tormenta es en forma de yunque y tiene un desarrollo que se describe en tres etapas: fase de cúmulo o cumulus, fase de madurez y fase de disipación. Estas etapas se describirán a continuación y se pueden observar esquemáticamente en la Figura 3.2. Las nubes cumulonimbus promedio tienen un diámetro de 24 km y dependiendo de las condiciones atmosféricas, las tres etapas de desarrollo tardan 30 minutos en promedio para llevarse a cabo.

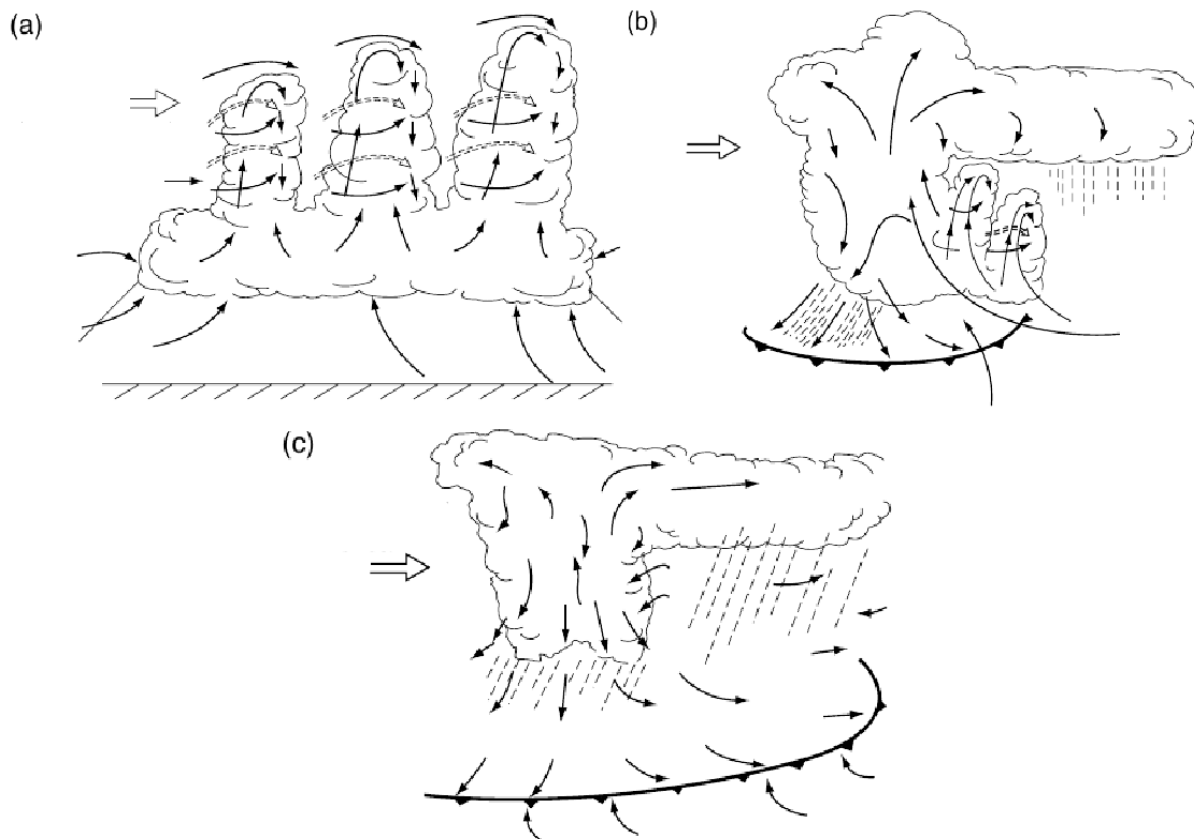


Figura 3.2. Modelo esquemático del desarrollo de una tormenta eléctrica ordinaria. (a) Fase de cúmulo. (b) Fase de madurez. (c) Fase de disipación. Modificada de [46].

3.2.1 Fase de Cúmulo

La fase de cúmulo se caracteriza por una o más torres de nube alimentadas por la convergencia a baja altura de aire húmedo. El movimiento del aire es principalmente hacia arriba, con algunas corrientes laterales y arrastre en la parte superior de la nube, como se muestra en el panel (a) de la Figura 3.2. Dentro de las torres, el aire se vuelca como una celda convectiva termal, donde la vorticidad horizontal se genera al lado de los núcleos de las corrientes de aire ascendente.

En la fase cumulus se forman torres de nube debido a corrientes de aire ascendente. La intensidad de la tormenta será determinada por la fuerza ejercida por estas corrientes, cuyas altas velocidades propician que exista una tasa de condensación elevada. Al elevarse, el aire cálido y húmedo se comienza a enfriar, y el vapor de agua que contiene se condensa. En caso de que haya algún núcleo, es decir, una partícula sólida alrededor de la cual el agua se pueda cristalizar, se formarán copos de nieve.

Los bordes de la nube durante esta fase son definidos y distinguibles, indicando que la nube está compuesta principalmente de gotas de agua. La nube convectiva continúa creciendo verticalmente, hasta sobrepasar la altura de congelación donde la temperatura es de 0°C , que generalmente se encuentra a ~ 5 km. Mientras que algunas gotas de agua se congelan, otras moléculas de agua son depositadas sobre núcleos de condensación, formando de esta manera cristales de hielo [47].

3.2.2 Fase de Madurez

La fase de madurez se caracteriza por corrientes de aire ascendente y descendente, como por la precipitación. El enfriamiento por evaporación a baja altura forma una región fría y una ráfaga de viento en el frente de la nube que avanza, levanta, calienta y humedece el aire inestable. En esta fase comienza a formarse el yunque en la parte superior de la nube.

Durante esta fase, los copos de nieve formados en la fase cumulus seguirán siendo arrastrados por las corrientes de aire ascendentes. Es aquí donde la tormenta se considera madura. Los cristales en esta zona rápidamente se aglomerarán en grandes partículas de hielo. Una vez que esto sucede, las corrientes de aire ascendentes no serán capaces de soportar el peso del hielo, y éste caerá, arrastrando el aire a su alrededor hacia abajo. Es entonces que las corrientes de aire se vuelven descendentes y comienza a haber precipitación. La lluvia se genera por la fundición de algunas partículas de hielo, debido al incremento de temperatura que experimentan al caer. Las descargas eléctricas entre la nube y la tierra comienzan a suceder en este momento, sin embargo, el proceso se describirá concretamente en la sección 3.6.2.1.

La nube cumulonimbus alcanzará su máxima altura, en la base de la estratosfera, donde la corriente ascendente se volverá inestable, extendiéndose lateralmente y formando así la forma

característica de yunque que comúnmente contiene partículas de hielo. La parte superior del yunque está usualmente cerca del nivel de la tropopausa, donde se aplana debido a que el aire ascendente en la nube no puede penetrar la estratosfera que es muy estable. Conforme el yunque evoluciona, grandes cantidades de hielo son inyectadas a la capa superior de la troposfera. Desde una perspectiva satelital, el yunque que se desplaza en dirección del viento es la característica principal para identificar una cumulonimbus.

La estructura tipo yunque no es una característica esencial de la cumulonimbus. En los trópicos, una nube cúmulo cuyo tope se encuentre bajo el nivel de 0° C, no desarrollará un yunque y producirá una gran caída de lluvia cuando se convierta en cumulonimbus. A mayores latitudes, la forma de yunque no se observa si el viento que genera cizalla en el ambiente es débil, aunque la parte superior de la nube se componga de partículas de hielo.

3.2.3 Fase de Disipación

La fase de disipación se caracteriza por corrientes de aire descendente y la disminución de la precipitación convectiva. Es común que haya caída de lluvia desde el yunque de la nube. La ráfaga de viento al frente avanza, dejando atrás la nube, de manera que previene que el aire sea levantado hacia la tormenta convectiva.

Durante esta fase la corriente descendente principal se ve fortalecida por la penetración de aire frío desde la parte superior de la nube. La temperatura de la nube disminuye debido a este proceso, aunado con la gran cantidad de partículas de hielo y nieve que contiene. Esta disminución en la temperatura provoca que las gotas de agua que previamente alcanzaron un sobreenfriamiento sin congelarse, por fin se congelen y liberen de esa manera calor latente. Debido a eso, la corriente descendente se debilita y la nube comienza a disiparse desde la parte superior. La disipación de la cumulonimbus también puede ocurrir en el caso de que la precipitación sea tan intensa que la corriente de aire ascendente no sea capaz de soportarla y por ende, cese, provocando la evaporación de la nube.

3.3 Formación de Tormentas en Montaña

El enfoque de este trabajo es el efecto de los campos eléctricos de tormenta sobre la razón de conteo de detectores instalados en Sierra Negra, Puebla. De esta manera, en esta sección se explicarán de manera general los mecanismos de formación de nubes de tormenta en montañas como Sierra Negra. El viento que se desplaza sobre y alrededor de terrenos montañosos frecuentemente propicia la formación de nubes. Esto se debe a que las montañas interrumpen el flujo de aire y fuerzan corrientes de aire ascendentes, las cuales inician la formación de nubes. Las cadenas montañosas son regiones preferidas para nubes tipo estrato, estratocúmulo, cúmulo, cumulonimbus y niebla. Los valles entre montañas favorecen la generación de niebla. También hay nubes que únicamente se asocian con orografía como las nubes lenticulares [42].

Las nubes se producen cuando el agua del aire se condensa y el aire se satura. Esta saturación puede ocurrir mediante evaporación, enfriamiento o expansión por elevación adiabática. De esta manera, las montañas producen elevación adiabática de dos maneras: ascenso forzado y convergencia causada por el calentamiento de la superficie de las zonas elevadas.

Existen dos factores que deben ser considerados al determinar la habilidad de una montaña para producir nubes. Uno de ellos es la atmósfera y sus propiedades físicas y químicas, el otro factor corresponde a las características de la perturbación en el flujo de aire. Los dos factores que se mencionan no son independientes, ya que las propiedades de la atmósfera; especialmente su estabilidad, afectan la cantidad de elevación que el flujo puede producir y la elevación desestabiliza la atmósfera.

Dentro de las propiedades de la atmósfera importantes, existen dos niveles verticales que determinan la estabilidad de las nubes formadas cerca de montañas: el nivel de condensación por elevación (*Lifting Condensation Level* - LCL) y el nivel de convección libre (*Level of Free Convection* LFC). El LCL es donde el aire se satura por elevarse y el LFC es donde el aire saturado se vuelve positivamente flotante. De esta manera, las propiedades de la atmósfera determinan la cantidad de elevación necesaria para producir nubes y las características del flujo determinan la cantidad de elevación provista. Si el aire se eleva al LCL pero no al LFC, se producen nubes estables o estratiformes. Si el aire se eleva al LFC, se producen nubes inestables o cumuliformes [48].

En esta sección el enfoque serán las nubes inestables de montaña que resultan de una mezcla de efectos de gran y pequeña escala. Los procesos de gran escala controlan si las tormentas eléctricas se producen y los de pequeña escala, como el rol de la circulación de montaña, es la iniciación o detonación de la formación de tormentas eléctricas. La humedad del suelo es otro factor de pequeña escala significativo ya que reduce el flujo de calor en la superficie al transformar la energía que llega durante el día en calor latente. La reducción del flujo de calor reduce la fuerza de las circulaciones térmicamente forzadas y retrasa la tasa de crecimiento de la capa límite atmosférica durante el día.

Las montañas tienen un papel muy importante en la distribución espacial y temporal de tormentas. Por ejemplo, en el oeste de Estados Unidos, durante la temporada cálida, la convección en las regiones montañosas ocurre mediante la convergencia de las circulaciones ascendentes diurnas térmicamente forzadas. De este modo, las tormentas se forman primero sobre las montañas durante esa temporada y el desplazamiento de estas nubes propicia la formación de tormentas sobre los terrenos planos.

La formación de nubes de tormenta en montañas ocurre mediante tres procesos: la elevación directa y forzada orográficamente al LFC, la convergencia de circulaciones por forzamiento térmico y los efectos aerodinámicos o de obstáculo. En la Figura 3.3 se muestran esquemas representativos de estos mecanismos de formación de nubes cumulonimbus alrededor de una montaña.



Figura 3.3. Tipos de mecanismos de formación de tormentas en una montaña: (a) Elevación orográfica directa al LFC, (b) Circulaciones (solenoidales) térmicamente forzadas y (c) Efecto de obstáculo o aerodinámico. Modificada de [48].

3.4 Estructura de una Nube de Tormenta

Las nubes cumulonimbus (CN), en su fase de madurez, tienen una estructura general de forma de yunque con torres de nubes verticales. El yunque se debe a la cizalla del viento, tanto como por la inversión de temperatura causada por el aumento de temperaturas arriba de la tropopausa. Esta forma de yunque precede la estructura principal de la nube por mucha distancia y es capaz de producir descargas eléctricas. Además, el tope de esta estructura tipo yunque contiene partículas de hielo. La base de estas nubes se extiende por varios km y tiene un diámetro de 24 km en promedio. Estas nubes ocupan alturas bajas e intermedias, formándose a alturas desde 200 a 4000 m. La cima de la nube CN suele ser lisa o con estrías, y casi siempre aplastada.

La estructura básica de las cumulonimbus se observa desde las nubes de este tipo más pequeñas hasta las más grandes que se extienden a tal altura que producen yunques cirriformes; es decir, similares a las nubes cirrus. Se muestra un diagrama de un modelo empírico de la estructura dinámica y microfísica de una nube cumulonimbus pequeña y aislada, desarrollado en [49], en la Figura 3.4. El diagrama es la síntesis de 90 vuelos de investigación a través de nubes y muestra que la CN tiene un lado joven en desarrollo y un lado más viejo, congelado. El lado joven se caracteriza por las corrientes ascendentes y el lado viejo por corrientes descendentes y la forma de yunque.

En la región joven de la nube, del lado izquierdo del diagrama de la Figura 3.4, se encuentran varios núcleos de corrientes ascendentes intensas y flotantes. En la cima de cada corriente se encuentra una torre de nube con dimensión horizontal de 1-3 km. Dentro de cada torre de nube el aire gira como un “termal”, donde la vorticidad horizontal se genera a un lado del núcleo de la corriente ascendente. Los termales son burbujas de aire flotantes que al avanzar arrastran e incorporan a su estructura el aire ambiental, en lugar de erosionarse. Además, sobre cada torre de nube hay crestas esféricas de 100-200 m de diámetro donde el aire gira en una escala más pequeña y produce también arrastre del aire ambiental [47].

A través de la CN los topes de las torres de nube se encuentran a mayor altura al formarse nuevas corrientes ascendentes sistemáticamente del lado en desarrollo de la nube. La torre más alta en la Figura 3.4 ha superado el nivel de 0°C y tiene la madurez suficiente para formar partículas de hielo. Inicialmente, el hielo aparece como partículas pequeñas en regiones localizadas de 5-25 m de ancho, dentro de las crestas. Después, las partículas de hielo se extienden verticalmente a través de la nube en forma de “hebras” de hielo, las cuales a menor altura forman granizo.

Las corrientes ascendentes intensas de la CN favorecen tasas de condensación altas y la producción de granizo a partir de gotas sobreenfriadas. Las gotas sobreenfriadas son aquellas que, a pesar de encontrarse a 0°C, no se congelan debido a la tensión superficial. Las partículas de hielo más pesadas caen en la región de colapso de la corriente ascendente principal. Las partículas de hielo más pequeñas son cargadas y llevadas hacia arriba y

lateralmente para formar la estructura de yunque, que generalmente contiene la máxima concentración de partículas de hielo y donde la forma de hebras de hielo deja de ser aparente. Las partículas de hielo del yunque comienzan a caer lentamente y se agregan justo encima del nivel de 0°C. Después, estas partículas se derriten y caen a la superficie de la Tierra como lluvia.

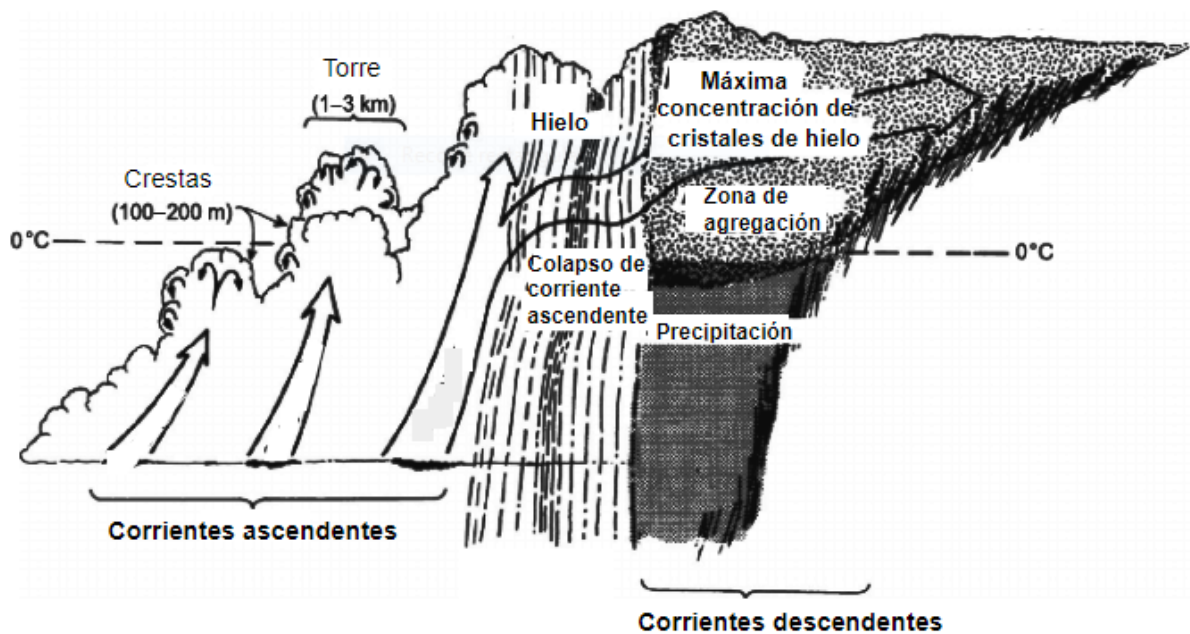


Figura 3.4. Diagrama del modelo empírico de una nube cumulonimbus basado en los datos de 90 penetraciones en nubes CN de sondas de investigación. Modificado de [49].

3.4.1 Distribución de Carga Eléctrica

La distribución de carga eléctrica típica en una nube de tormenta comprende la parte superior de la nube con carga neta positiva y la parte inferior con carga negativa, excepto cuando la precipitación sea muy intensa. En ese caso, la zona intermedia de la nube tendrá carga negativa, donde la temperatura es de aproximadamente -15 °C. Los extremos superior e inferior de la nube tendrán carga positiva.

El modelo clásico de la estructura de carga de una nube cumulonimbus puede aproximarse a una pila vertical de tres centros de carga, positiva, negativa y positiva en la parte baja de la nube. Las dos cargas superiores son llamadas cargas principales y son especificadas para tener la misma magnitud, de manera que la carga inferior positiva puede no estar presente en algunos casos. Las dos cargas principales forman un dipolo positivo y si la parte inferior positiva está presente, se forma un tripolo.

En la Figura 3.5 se muestra un esquema de la distribución de carga dentro de una cumulonimbus, en dos de sus etapas de desarrollo: la fase de madurez y la fase de disipación. Las alturas donde se observa la mayor concentración de carga en la figura son los valores promedio de una tormenta eléctrica de una sola celda aislada. Aproximadamente, las cargas y alturas respecto a la superficie de una típica nube de tormenta son: 3 coulombs (C) a 2 km, -40 C a 6 km y 40 C a 12 km [28]. Estos valores son representativos, puesto que varían considerablemente con la geografía, además de la evolución temporal de la nube. Las alturas están directamente correlacionadas con la velocidad local de las corrientes de aire ascendentes. Por ejemplo, la región con carga negativa en una supercelda asciende hasta los 9 km [50].

Además, en la Figura 3.5 se observa una delgada capa de carga negativa en la parte superior de la nube con forma de yunque, la cual se produce cuando los iones negativos presentes en la atmósfera son atraídos a la región de la nube cargada positivamente. Este efecto de apantallamiento también ocurre debajo de la nube, sin embargo, es mucho menor debido a las corrientes de aire ascendentes y a que los iones son menos móviles a menores altitudes.

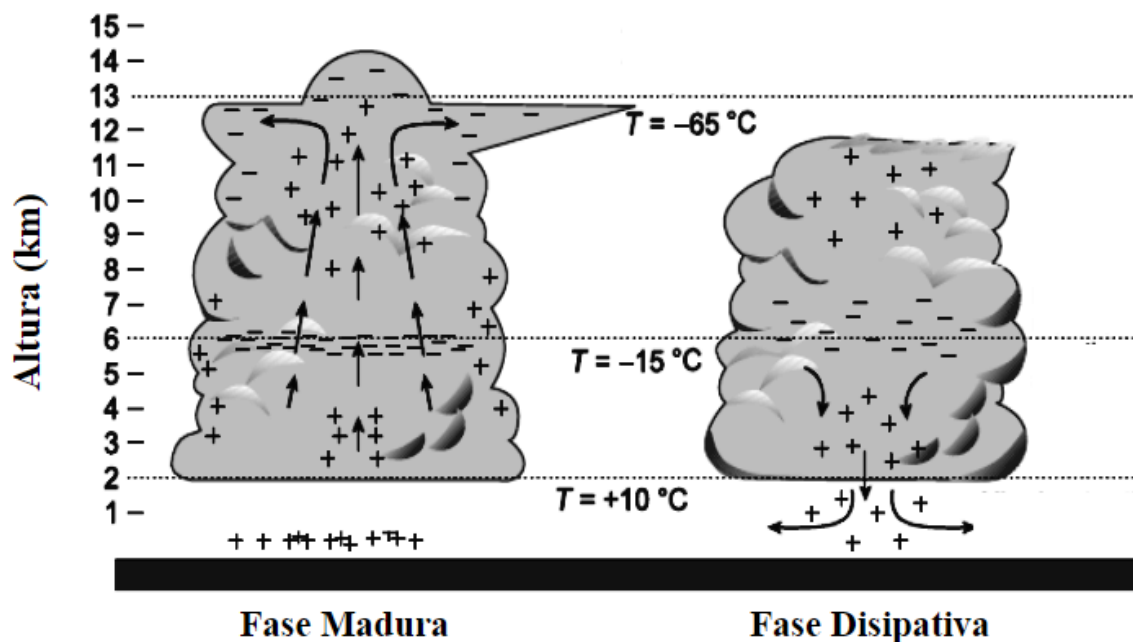


Figura 3.5. Esquema ilustrativo de la distribución de carga eléctrica dentro de una nube cumulonimbus para dos de sus etapas de desarrollo, con la referencia gráfica de su altura. Los signos positivos y negativos indican la polaridad de la carga, las flechas indican la dirección de los flujos de aire. Modificada de [47].

3.5 Procesos de Electrificación de una Nube de Tormenta

Existen diversas hipótesis que explican cómo se produce la separación de cargas en una nube de tormenta. Las dos principales son: la hipótesis de convección y la de precipitación. Aún no se comprende de qué manera y bajo qué condiciones prevalece una sobre otra o cómo encajan juntas.

Con el objetivo de comprender ambas hipótesis, primero se debe detallar el proceso por el cual las partículas de hielo adquieren una carga eléctrica. El hielo en las nubes se puede formar de dos maneras: por la condensación de vapor de agua alrededor de un núcleo, o por la acreción de gotas sobreenfriadas. Estas gotas se van acretando hasta formar granizo con propiedades físicas superficiales muy diferentes al otro tipo de hielo formado a partir de la condensación. Colisiones entre las partículas de este granizo y cristales de hielo más pequeños, en presencia de vapor de agua y a una temperatura conocida como temperatura de inversión de carga, entre -10°C y -20°C , resultan en la transferencia de carga eléctrica negativa al granizo. Si la temperatura es mayor, la transferencia será de carga positiva [47].

La hipótesis de precipitación, propuesta por primera vez por los físicos alemanes Julius Elster y Hans F. Geitel en 1885, establece que en la región de la nube que está a 6 km de altura; donde la temperatura es de -15°C (ver Figura 3.4), las partículas de granizo adquieren una carga negativa por el proceso previamente mencionado y dejan atrás cristales de hielo con carga positiva. Estos cristales pequeños no son lo suficientemente pesados como para descender y se quedan en la parte superior de la nube, mientras que la zona bajo esa región se encuentra cargada negativamente por la presencia del granizo. Sin embargo, por su peso, varias partículas de granizo seguirán descendiendo y comenzarán a cargarse positivamente una vez que la temperatura sobrepase los -10°C y las colisiones con otras partículas les transfieran carga positiva.

La hipótesis de convección, formulada independientemente por Gaston Grenet en 1947 y Bernard Vonnegut en 1953, plantea que la región superior de la nube tiene una carga neta positiva debido a que los cristales de hielo; las partículas más ligeras y movibles que están cargadas positivamente, son arrastrados hacia arriba por las corrientes de aire ascendentes. De esta manera, quedan las cargas negativas en la parte inferior de la nube.

La hipótesis de convección supone también que las cargas eléctricas de la nube provienen inicialmente de dos fuentes externas: los rayos cósmicos y un campo eléctrico. Los rayos cósmicos inciden sobre las moléculas del aire sobre la nube y lo ionizan. El campo eléctrico intenso se presenta sobre objetos puntiagudos de la superficie terrestre y produce una descarga de corona de iones positivos. Después, estos iones positivos son transportados por corrientes ascendentes hacia arriba. Una vez que alcanzan las regiones superiores de la nube, atraen a los iones negativos que los RC formaron por encima de la nube. Los iones negativos

penetran en la nube y son capturados por gotas de agua o cristales de hielo para después ser transportados por corrientes descendentes hacia abajo [51].

3.6 Producción de Campos Eléctricos Atmosféricos

En 1752 Le Monnier demostró que la atmósfera se encuentra electrificada y en 1795 Coulomb descubrió que el aire era un fluido conductor débil. En 1899, J. Elster y H. Geitel propusieron que la atmósfera se encontraba electrificada debido a la presencia de iones. Actualmente se sabe que la ionización en la atmósfera inferior es principalmente causada por rayos cósmicos y radiactividad natural. Los iones también se producen en y alrededor de nubes de tormenta a través de descargas eléctricas.

Estos descubrimientos propiciaron la generación de nuevas dudas para la comunidad científica que se resolvieron hasta 1920, cuando Wilson propuso por primera vez que las tormentas eléctricas alrededor del mundo funcionan como cargadores de un capacitor, cargando negativamente el suelo y positivamente la atmósfera superior. Si no existiera una fuente que cargara el suelo, este se descargaría en tan solo 10-30 min. Se estima que entre 600 y 1000 tormentas simultáneas alrededor del mundo mantienen el suelo cargado negativamente [52]. La distribución de carga descrita por Wilson es la que prevalece en condiciones climáticas estables y toma parte en la producción de un campo eléctrico atmosférico de tiempo quieto.

Un campo eléctrico puede definirse en términos simples como una región en el espacio cuyas propiedades han sido modificadas por la presencia de una carga eléctrica puntual o continua, de tal modo que, al introducir en dicho campo una nueva carga eléctrica, ésta experimentará una fuerza. En el caso de la atmósfera, las cargas eléctricas que se encuentran en el suelo y la ionósfera producen lo que se conoce como campo eléctrico atmosférico. Sin embargo, este campo atmosférico es variable en condiciones de tormenta, debido a que las nubes de tormenta desarrollan una distribución de cargas eléctricas que tienen un efecto en la electricidad general de la atmósfera. La variabilidad del campo eléctrico atmosférico genera a su vez un circuito eléctrico global entre la ionósfera, la superficie terrestre, la atmósfera inferior y las tormentas eléctricas. En la Figura 3.6, se observa un diagrama ilustrativo del Circuito Eléctrico Global (CEG).

El CEG asocia el campo eléctrico y la corriente que fluye en la atmósfera inferior, la ionósfera y la magnetosfera formando un capacitor esférico gigante que se carga por las tormentas eléctricas a un orden de 10^5 V [53] y conduce una corriente vertical a través de la atmósfera. Diferentes regiones de la atmósfera y la magnetosfera están acopladas electromagnéticamente. En una tormenta activa la corriente que fluye hacia la ionósfera se conoce como corriente de Wilson. Esta corriente se distribuye alrededor del mundo a través de la ionósfera y la magnetosfera; a lo largo de las líneas de campo geomagnético alcanza el

hemisferio opuesto. La Figura 3.6 muestra la distribución global de la corriente de Wilson, que regresa a la superficie de la Tierra como la corriente de buen tiempo o tiempo quieto.

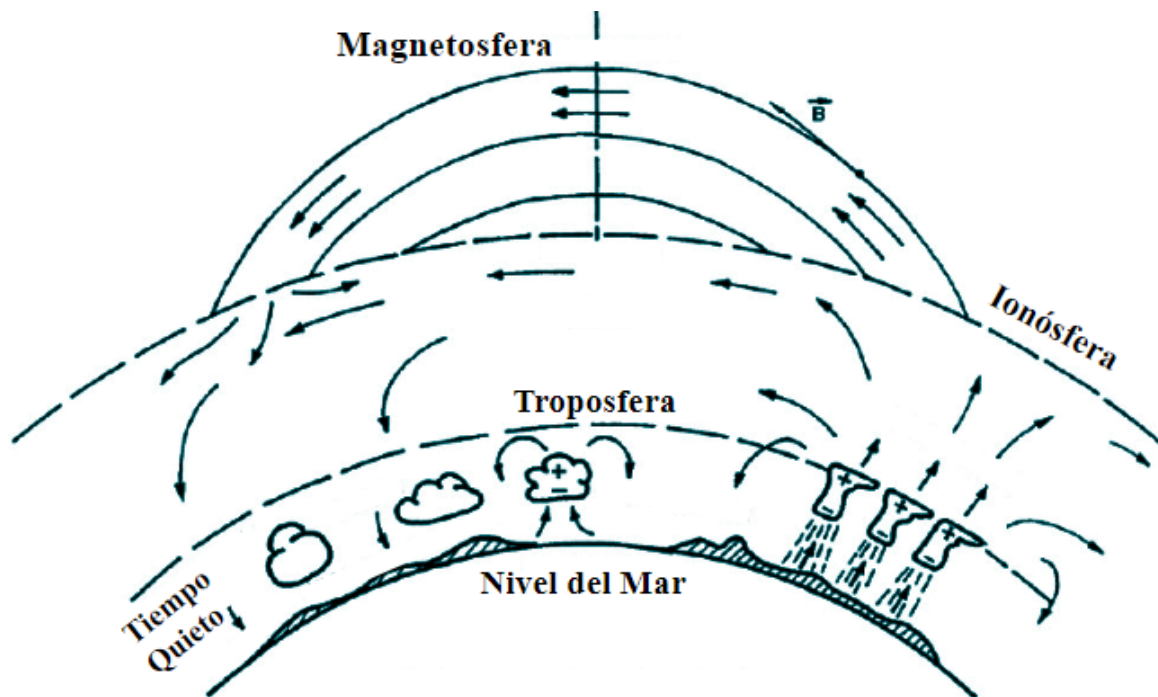


Figura 3.6. Diagrama de varios procesos eléctricos del Circuito Eléctrico Global. El vector \mathbf{B} muestra la dirección del campo geomagnético. Las flechas muestran la dirección de las corrientes eléctricas. Modificado de [53].

La idea de este Circuito Eléctrico Global fue aceptada rápidamente por la comunidad científica después de que en 1923, Mauchly analizó datos obtenidos en todo el mundo del campo eléctrico atmosférico en condiciones climáticas estables y encontró que había un pico en la intensidad alrededor de las 19:00 hrs UTC. Fue en 1936 que Whipple y Scrase determinaron que, como las tormentas eléctricas ocurren más frecuentemente sobre tierra durante la tarde en tiempo local, el pico encontrado por Mauchly se debía a que a esa hora había más tierra que océanos en el mundo y esa tierra estaba durante la tarde en tiempo local. Por lo que el pico se atribuye a la mayor ocurrencia de tormentas eléctricas. En contraste, a las 04:00 hrs UTC, cuando el océano Pacífico se encuentra en la tarde, el circuito global se encuentra en un mínimo [54]. Los resultados de Whipple y Scrase apoyan la hipótesis de que los principales generadores del CEG son las tormentas eléctricas. Aproximadamente 200 tormentas están activas en cualquier momento y se concentran en su mayoría sobre masas de tierra tropicales durante la tarde local, cubriendo el 10% de la superficie terrestre. En el 90% restante, la corriente de tiempo quieto con una intensidad de $\sim 1000 \text{ A}$ ($\sim 1 \text{ pA m}^{-2}$) fluye desde la ionósfera a la tierra.

Las principales fuentes del campo eléctrico y las corrientes en el CEG son las tormentas eléctricas en la troposfera y los dinamos situados en la ionósfera y la magnetosfera. Las tormentas eléctricas mantienen una diferencia de potencial de ~ 300 kV entre la tierra y la ionósfera, con una intensidad de corriente de 10^3 A. El dínamo en la ionósfera se produce por mareas generadas in situ y mareas que se propagan desde la atmósfera inferior. Estas mareas generan una diferencia de potencial horizontal de 5-15 kV con una intensidad de corriente de 10^5 A dentro de la ionósfera. Por otro lado, el dínamo de la magnetosfera es impulsado por la interacción del viento solar con el campo geomagnético y genera una pérdida de potencial horizontal (en dirección amanecer-anochece) de ~ 40 -100 kV a través de las cuñas polares [54].

Cualquier perturbación en el medio interplanetario o atmosférico provoca una variación en la conductividad eléctrica y por ende en el CEG. El viento solar y las tormentas geomagnéticas afectan la corriente de tiempo quieto vía la distribución de aerosoles y la microfísica de las nubes. Por otro lado, el clima de la Tierra tiene una conexión directa con la actividad de descargas eléctricas.

Otro aspecto que mantiene el Circuito Eléctrico Global activo es la creación constante de iones en la atmósfera, de otro modo, la diferencia de potencial entre ambas placas del capacitor; es decir, la tierra y la ionósfera, sería suficiente para descargarlas. La fuente de estos iones son las colisiones de los rayos cósmicos galácticos con partículas de la atmósfera. Estas colisiones producen la componente secundaria de los rayos cósmicos. Parte de esta RC secundaria se une con moléculas en el aire, transfiriéndoles así carga eléctrica. Estos iones residuales son los que le brindan conductividad a la atmósfera a partir de 1 km de altura. A menor altura, los iones son proporcionados por el decaimiento radioactivo de los gases que emanan naturalmente del suelo como el ^{222}Rn [50]. Tomando en cuenta el propósito de este trabajo, a continuación se hará un enfoque en la descripción de lo que sucede cuando hay condiciones de tiempo quieto o buen tiempo y lo que sucede en condiciones de tormenta.

3.6.1 Condiciones de Tiempo Quieto

La existencia de iones en la atmósfera es otra de las razones fundamentales para la electricidad atmosférica, junto con la carga asociada con las tormentas eléctricas y el Circuito Eléctrico Global. El campo eléctrico atmosférico en tiempo quieto fue descubierto y descrito por Le Monnier en 1752 y se debe a la presencia de un exceso de iones positivos sobre iones negativos en la atmósfera. El campo eléctrico de tiempo quieto se comprende mejor si se asume que la superficie terrestre ha absorbido iones negativos de la producción de pares iónicos en la atmósfera. Así, la superficie tiene una carga ligeramente negativa y hay una carga igual y opuesta en la atmósfera de los iones positivos remanentes [55].

El exceso de iones positivos se encuentra mezclado uniformemente en los 3 km más bajos de la atmósfera inferior, región conocida como la región de mezclado. Esta mezcla se produce

por convección y difusión turbulenta. La distribución de iones sigue los patrones de mezcla de otros constituyentes de la atmósfera como el radón.

Cuando la atmósfera se encuentra sin perturbaciones climáticas importantes y menos de 4/10 del cielo está cubierto por nubes, existe un campo eléctrico en dirección vertical que apunta al suelo y tiene una magnitud promedio de: $E_0 \sim 120 \text{ V/m}$ [56]. Cabe recalcar que el valor de la magnitud del campo eléctrico atmosférico decrece rápidamente con la altitud, de modo que a 3 km de altura la magnitud es menor a 10 V/m.

3.6.2 Condiciones de Tormenta

La distribución de carga de una nube de tormenta (Figura 3.5) da lugar a un campo eléctrico sobre la nube que apunta hacia arriba en dirección a la atmósfera superior. De esta forma, las tormentas eléctricas mantienen una diferencia de potencial de $\sim 300 \text{ kV}$ entre la tierra y la ionósfera. Utilizando mediciones de campo eléctrico realizadas por un avión de investigación, Blakeslee et al encontraron que sobre 15 tormentas de diferentes tamaños, la intensidad de E era de 0.4 a 6 kV/m. De estos datos, los autores estimaron corrientes de Wilson en el rango de 0.09 a 3.7 A, con un promedio de 1.7 A [57].

Dentro de la cumulonimbus también se produce un campo eléctrico cuyo valor absoluto es bastante difícil de medir debido a que se requiere de aeronaves o globos que cuenten con los instrumentos necesarios. Sin embargo, se han logrado caracterizar eléctricamente las superceldas aisladas, las multiceldas y las tormentas pequeñas sobre el Laboratorio Langmuir en Nuevo México.

En 1998, Stolzenburg et al analizaron 20 tormentas con globos que atravesaban las nubes dentro de la corriente de aire ascendente principal y eran capaces de medir la magnitud del campo eléctrico. Encontraron que dentro de las corrientes de aire ascendentes el campo eléctrico tenía una magnitud máxima de 100 kV/m. Mientras que en el momento previo inmediato a un rayo, se encontró una magnitud de 150-200 kV/m. En la Figura 3.7 se muestra el perfil vertical representativo de varios parámetros dentro de una tormenta, adaptado de los estudios de Stolzenburg et al.

En la Figura 3.7 se aprecia que a los 6 km de altura aproximadamente, hay un incremento en la intensidad del campo eléctrico muy significativo, que alcanza una magnitud de 100 kV/m y una polaridad negativa asociada con la región de la nube cargada negativamente. Las cargas eléctricas inferidas a partir del perfil del campo eléctrico corresponden claramente con la distribución de carga representada en la Figura 3.5, incluyendo una pequeña región de carga negativa en la parte superior de la nube, que probablemente se deba a los efectos de apantallamiento discutidos en la sección 3.4.1. El efecto de esta región superior negativa es reducir la magnitud del campo eléctrico sobre la nube a valores del orden de 1 kV/m, comparados con los valores del orden de 100 kV/m dentro de la nube. El perfil de humedad

relativa RH_{ice}, muestra la humedad relativa al agua líquida para temperaturas mayores al punto de congelación y relativa al hielo para temperaturas menores. Los valores de RH_{ice} cercanos al 100% indican que el globo se encuentra dentro de la nube. Se observa en la Figura 3.7 que la temperatura disminuye drásticamente dentro de la nube y encima de la nube alcanza valores de -70 °C. El nivel de 0 °C en este caso se encuentra alrededor de 4 km.

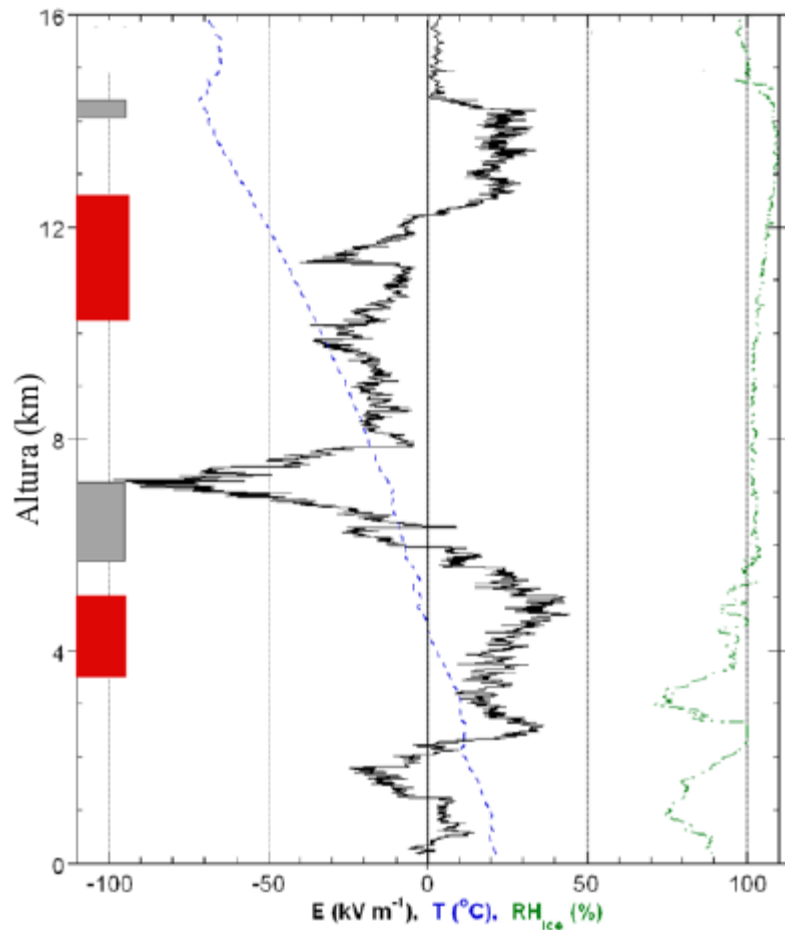


Figura 3.7. Perfil vertical representativo del campo eléctrico (E), temperatura (T), humedad relativa (RH_{ice}) y carga eléctrica inferida (cajas rojas para positiva, cajas grises para negativa) a través de una nube cumulonimbus. Modificado de [50].

Una conclusión del perfil del campo eléctrico mostrado en la Figura 3.7 es que E puede alcanzar valores del orden de 100 kV/m, pero ocurren en una pequeña fracción del volumen total de la nube. Los perfiles verticales dados por los globos sugieren que el grosor de las regiones con grandes campos eléctricos ($E \geq 90$ kV/m) comúnmente está sobre el orden de cientos de metros y no sobrepasa algunos kilómetros [12].

Más recientemente, en el 2006, Stolzenburg et al realizaron mediciones del campo eléctrico sobre una tormenta pequeña con un globo, las cuales se muestran en la Figura 3.8. El campo

sobre la nube es del orden de 1-10 kV/m. Utilizando la misma técnica que Blakeslee et al, se estimó que la corriente de Wilson procedente de esta tormenta tenía una intensidad de 0.1-0.3 A [50]. El componente vertical del campo eléctrico sobre la nube de tormenta se vuelve negativo únicamente cuando ocurren descargas eléctricas.

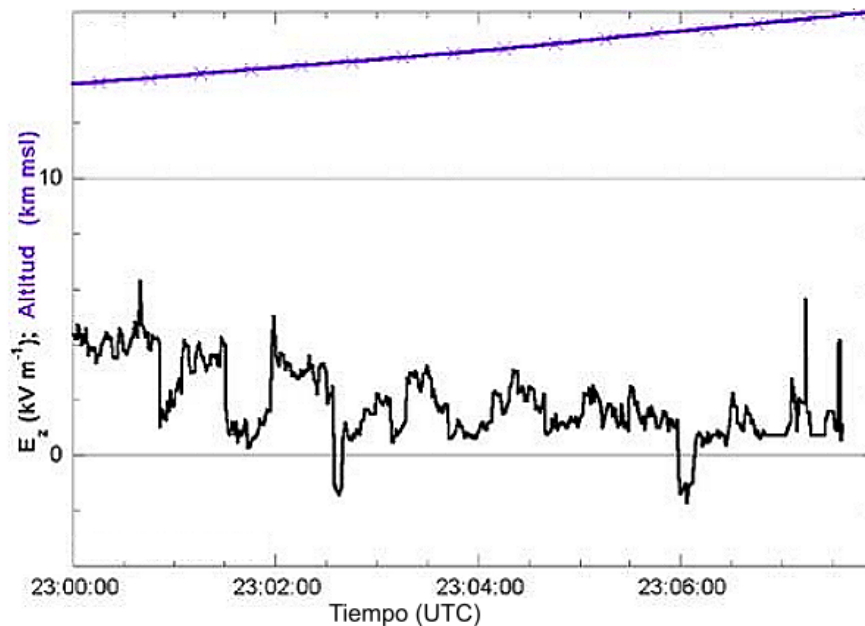


Figura 3.8. Componente vertical de \mathbf{E} (E_z) sobre una nube CN en Nuevo México. La altitud incrementa de 13 a 16 km y la distancia desde el núcleo de la tormenta de 4 a 6 km. Modificado de [50].

3.6.2.1 Descargas Eléctricas

Cuando una nube se carga al punto donde el campo eléctrico excede la intensidad dieléctrica local de la atmósfera; es decir, la capacidad de la atmósfera para soportar una separación de cargas eléctricas, ocurre una descarga eléctrica o relámpago. Este campo eléctrico tiene una magnitud de 3-4 kV/cm y el aire que rodea a la nube alcanza un punto de ruptura y deja de ser aislante. Es entonces cuando se genera una descarga eléctrica con el propósito de neutralizar y redistribuir las cargas eléctricas que se encuentran desequilibradas. En menos de un segundo, el relámpago transfiere el equivalente a 10^{20} electrones de carga. Durante esa fracción de segundo, la energía electrostática de la carga acumulada se transforma en energía electromagnética, acústica y térmica.

Las descargas eléctricas pueden ocurrir entre dos nubes, entre la nube y el suelo, dentro de la misma nube o entre la nube y el aire (ver la Figura 3.9). Estas últimas ocurren muy raramente. Las descargas internube y las descargas intranube son las más frecuentes, representando el 80% del número total de descargas, mientras que las descargas nube-tierra

representan el 20% del total [46]. También pueden generarse, con menor frecuencia, descargas desde la tierra hacia la nube. La descarga nube-tierra es la que más comúnmente se observa y la más importante para mantener el Circuito Eléctrico Global, es aquella que lleva carga negativa al suelo.

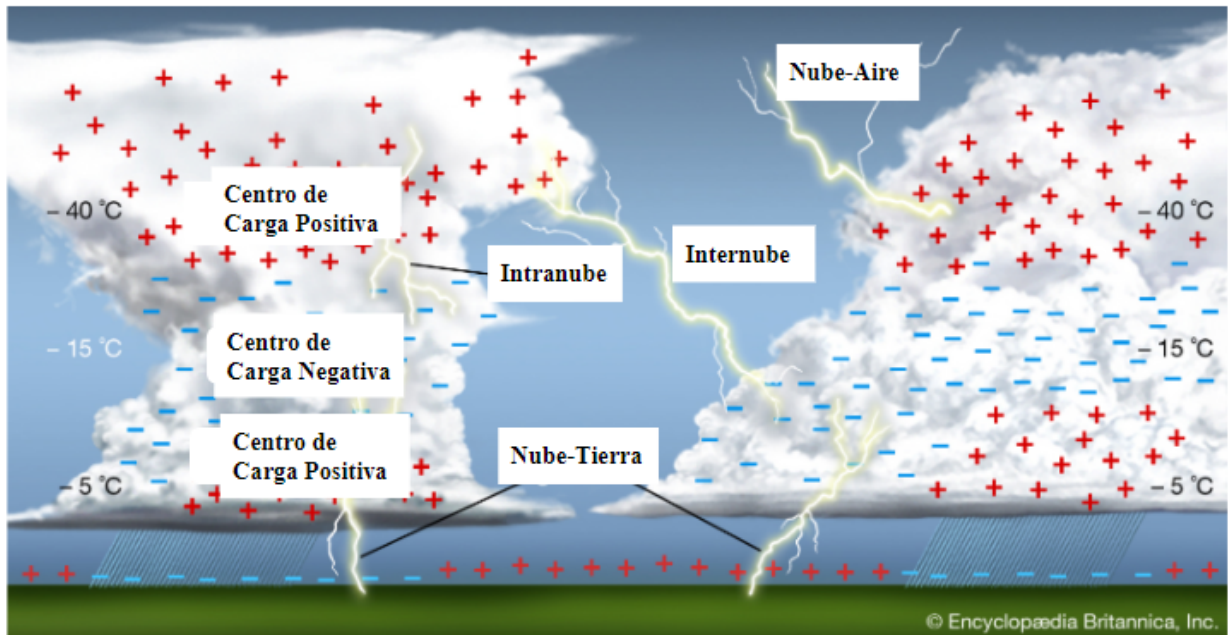


Figura 3.9. Dibujo de los tipos de descargas eléctricas. Modificada de [58].

Las descargas eléctricas en la Tierra se concentran en latitudes de $\pm 60^\circ$, la gran mayoría ocurren sobre masas continentales. La tasa global calculada por Christian et al en 2003 es de ~ 45 descargas por segundo y tiene un máximo alrededor de las 16-17 hrs (Tiempo Local) [50].

Capítulo 4:
Teoría del Efecto de Campos
Eléctricos Atmosféricos en los RC
Secundarios

4.1 Introducción

En el primer capítulo de este trabajo se mencionan diversos efectos de las condiciones atmosféricas sobre el flujo de RC secundarios. Uno de ellos es el efecto debido a la electricidad atmosférica, que representa el enfoque del presente capítulo. Este efecto se fundamenta en la interacción del campo eléctrico atmosférico con las componentes secundarias cargadas de la radiación cósmica. Como se describió en el capítulo 3, las nubes de tormenta generan campos eléctricos que se oponen a la dirección del campo eléctrico en condiciones de tiempo quieto, lo que puede producir aceleraciones o desaceleraciones en las partículas, dependiendo de su carga.

A primera vista, la influencia del campo eléctrico de la atmósfera en los RC sería insignificante. Recordando que la diferencia de potencial entre la ionósfera y la tierra en condiciones de tiempo quieto es de 200-500 kV, con un campo eléctrico de $E_0 \sim 0.12$ kV/m. Dado que la energía de los RC primarios que alcanzan la atmósfera excede 1 GeV debido al campo geomagnético, los efectos producidos por el campo eléctrico en el espectro de los RC primarios tienen un orden menor a 10^{-3} [59]. Sin embargo, el campo eléctrico local durante tormentas eléctricas es mucho más intenso. Las observaciones indican que las tormentas generalmente producen campos eléctricos con una intensidad en el rango de 85-130 kV/m y en algunos casos alcanzan el orden de 200 kV/m [60]. Además, los RC secundarios producidos por partículas primarias de GeV pierden energía al ir atravesando la atmósfera.

Los principales efectos de las tormentas eléctricas sobre los RC son:

- Grandes incrementos en las partículas de baja energía con una escala temporal típica de horas.
- Correlaciones significativas entre la intensidad de las componentes electromagnética y muónica con la intensidad del campo eléctrico.
- Incrementos significativos en la intensidad de la componente electromagnética antes de una descarga eléctrica, relacionados con la teoría de electrones “fugitivos” (*runaway electrons*).

La mayoría de investigadores concuerdan en que el primer fenómeno se debe a la precipitación de núcleos de radón durante la precipitación de lluvia [56]. Mientras que los otros dos efectos se explican mediante el mecanismo de muones y el mecanismo de electrones; la teoría de electrones fugitivos.

4.1.1 Mecanismo de Electrones

En 1992, Gurevich et al. propusieron el mecanismo de avalancha de electrones relativistas fugitivos. Sugirieron que en un campo eléctrico producido por una tormenta, los electrones producidos en chubascos atmosféricos pueden ser acelerados. Cuando adquieren energías lo suficientemente altas; es decir, mayores a la pérdida de energía por ionización y bremsstrahlung ($E > 84$ MeV [61]), comenzarán a ionizar las moléculas atmosféricas, produciendo nuevos electrones libres, los cuales a su vez serán acelerados y producirán un efecto avalancha. De esta forma, el número de electrones incrementa exponencialmente [62].

De acuerdo con la teoría de electrones fugitivos, se encontró que el campo eléctrico capaz de desencadenar el mecanismo de avalancha está relacionado con la altura. La relación está dada por:

$$E_{EF} = E_0 e^{(-Z/8.4)}$$

Donde E_{EF} : campo eléctrico de electrones fugitivos, Z : altura (km), $E_0 = 2800$ V/cm es el campo eléctrico de electrones fugitivos a nivel del mar [60]. Resolviendo esta ecuación para la altura de SN se obtiene un campo eléctrico $E_{EF} = 1570$ V/cm = 157 kV/m.

Si el campo eléctrico producido por una tormenta alcanza la magnitud de E_{EF} , los electrones son acelerados a energías mayores a 40 MeV y posiblemente hasta el orden de 100 MeV [61]. Por otro lado, las descargas eléctricas son capaces de desencadenar el mecanismo de avalancha de electrones, acelerando electrones hasta cientos de MeV sin lugar a duda [3]. Además, es posible que algunos electrones produzcan rayos gamma con energía de 40 MeV aprox. mediante el proceso de bremsstrahlung [61].

En caso de que el campo eléctrico atmosférico no alcance los valores de E_{EF} , de cualquier manera los electrones son acelerados e incrementan su intensidad. La diferencia radica en el porcentaje de incremento en la tasa de conteo de cada detector; por ejemplo: de 2252 % con un campo de 170 kV/m (mayor a $E_{EF} = 166$ kV/m) a 86 % con un campo de 100 kV/m para el Large High Altitude Air Shower Observatory (LHAASO) [60].

4.1.2 Mecanismo de Muones

Para la componente muónica de los RC secundarios, el incremento en el campo eléctrico de cualquier signo conlleva el decremento en la intensidad de muones. Esto se debe a que, dentro del campo eléctrico, los muones de un signo son acelerados mientras que los otros son desacelerados. Los muones desacelerados decaen con mayor probabilidad, provocando el decremento en la intensidad total de muones [3].

Generalmente, el flujo de los muones positivos disminuye en la capa inferior de una nube de tormenta, mientras que el flujo de muones negativos incrementa. Sin embargo, se ve limitado por su decaimiento parcial. Como resultado, hay un decremento en el flujo total de muones cerca de la tierra, que puede observarse por detectores con cualquier umbral de energía [63].

El decremento en el flujo de RC secundarios con energías más altas, del orden de 100 MeV, se observa durante tormentas eléctricas también. Estos déficits duran de minutos a horas y son detectados por detectores de plásticos centelladores con umbrales de energía $E \sim 100$ MeV. La mayoría de los RC con esta energía son muones ($\sim 65\%$) y rayos gamma. Dado que la eficiencia de detección de rayos gamma es pequeña, las variaciones observadas en las tasas de conteo se atribuyen principalmente a los muones [63].

En resumen, los electrones y muones son re-acelerados/desacelerados por el campo eléctrico. El espectro de energía de los muones a 600 g/cm^2 (cabe recalcar que la profundidad atmosférica en SN es de 579 g/cm^2) tiene un pico alrededor de 2 GeV, mientras que los electrones que surgen de su decaimiento tienen un pico alrededor de 84 MeV [61]. Por otro lado, los electrones producidos en el chubasco con energías menores a 70 MeV son acelerados a energías del orden de 10^2 MeV [60]. De esta manera, el TNS en Sierra Negra debe ser capaz de observar variaciones que probablemente se asocien con el mecanismo de muones y/o electrones.

Para la componente hadrónica no se ha establecido con detalle ningún mecanismo físico asociado directamente con los campos eléctricos atmosféricos. Sin embargo, en [7] se sugiere que la aceleración de protones por un campo eléctrico positivo durante una tormenta, produjo un exceso en la tasa de conteo de un monitor de neutrones que no se observó en otros detectores del Observatorio del Monte Norikura.

Dado que para los detectores del ORC-SN de primera instancia no se puede determinar el tipo de partícula cargada que se detecta, no se hará distinción para calcular el porcentaje de variación debido a los campos eléctricos atmosféricos. Para determinar con exactitud qué partícula se detecta en el SciCRT se debe realizar un estudio de la energía depositada en cada barra centelladora. Por otro lado, el TNS es capaz de detectar protones, electrones, positrones, muones positivos y muones negativos, como ya se detalló en el capítulo 2.

Se tomará como base la teoría desarrollada por Dorman, la cual se explicará en las secciones posteriores de este capítulo. Según esta teoría es posible calcular la variación en la intensidad

de cualquier componente de los chubascos atmosféricos debida a un campo eléctrico producido por una tormenta.

Además, se utilizará el software CORSIKA para desarrollar simulaciones de chubascos atmosféricos con un nivel de observación a 4580 msnm. Los resultados de estas simulaciones incluyen parámetros como la multiplicidad de la partícula inicial y la cantidad de partículas que alcanzan el nivel de observación en promedio. Estos resultados serán los que principalmente se toman en cuenta para determinar la variación debida a los campos eléctricos atmosféricos.

4.2 Simulaciones con CORSIKA

Con el objetivo de obtener una comparación teórica para los resultados que se obtendrán más adelante, se utilizó el programa COsmic Rays Simulation for KAScade (CORSIKA) para simular chubascos atmosféricos en presencia y en ausencia de un campo eléctrico generado por una nube de tormenta. Además, se incorporaron los parámetros físicos de la atmósfera sobre el ORC-SN; incluyendo las coordenadas magnéticas, la altura y el perfil de densidad atmosférica.

4.2.1 CORSIKA

CORSIKA es un programa utilizado para la simulación detallada tipo Monte Carlo de chubascos atmosféricos iniciados por rayos cósmicos de alta energía. Las partículas primarias son rastreadas a través de la atmósfera hasta que decaen o sufren reacciones nucleares con los átomos del aire. Las partículas secundarias son rastreadas hasta que alcanzan el nivel de observación o un umbral de energía definido por el usuario. CORSIKA tiene ~80000 líneas de código desarrolladas en FORTRAN con algunas rutinas en C++ opcionales. Por ejemplo, los efectos de un campo eléctrico atmosférico son simulados con la opción de 'EFIELD' cuyos códigos se desarrollan en C++ por el usuario.

Inicialmente, CORSIKA fue desarrollado para las simulaciones del experimento KASCADE en el Instituto de Tecnología de Karlsruhe, Alemania. KASCADE fue un experimento que consistió de varios detectores que simultáneamente realizan mediciones de todas las componentes de los chubascos atmosféricos, para estudiar la composición de los RC primarios y las interacciones hadrónicas en el rango de energía 10^{16} – 10^{18} eV. KASCADE dejó de operar en el 2013, sin embargo, algunos de sus detectores siguen siendo utilizados en otros experimentos como LOFAR (*Low-Frequency Array*).

La primera versión de CORSIKA fue liberada el 26 de octubre de 1989 y desde entonces se han extendido mejoras de manera continua. En este trabajo se utilizó la versión CORSIKA V-7.7100 liberada en 2019.

CORSIKA es capaz de simular el transporte, decaimientos e interacciones entre núcleos (con número atómico de hasta $A=56$), hadrones, leptones y fotones con energías de hasta 10^{20} eV a lo largo de la atmósfera. De esta manera, permite analizar detalladamente las propiedades de las partículas secundarias, tales como la especie, energía, dirección y tiempo de arribo. Así mismo, CORSIKA puede determinar parámetros físicos de la cascada, tales como la multiplicidad, la elasticidad, longitud de interacción y el número de interacciones por intervalo de energía cinética; entre otros.

El programa de CORSIKA se compone de cuatro partes. La primera parte maneja el input y el output de la simulación, desarrolla el decaimiento de partículas inestables y rastrea las partículas tomando en cuenta la pérdida de energía por ionización, la desviación por

dispersión y la desviación debida al campo geomagnético. La segunda parte trata las interacciones hadrónicas de núcleos y hadrones con los núcleos del aire a altas energías. La tercera parte simula las interacciones hadrónicas a bajas energías y la cuarta parte describe el transporte y la interacción de electrones, positrones y fotones [64].

Para las últimas tres partes de la simulación, CORSIKA contiene varios modelos que el usuario puede elegir y activar según la precisión de la simulación y el tiempo de cómputo. Las interacciones hadrónicas de alta energía pueden ser modeladas por los siguientes modelos: *Dual Parton Model with JETS* (DPMJET), el generador simple Monte Carlo (HDPM, -por sus siglas en inglés-), el modelo *Quark-Gluon-String with JETS* (QGSJET), el modelo mini-jet SIBYLL o VENUS. También existe el modelo NEXUS que combina algoritmos de VENUS y QGSJET. Recientemente, se agregaron los modelos EPOS LHC y QGSJET II-04.

Las interacciones hadrónicas de baja energía son simuladas con los siguientes modelos a elegir: FLUKA, un modelo refinado con muchos detalles sobre efectos nucleares, GHEISHA o UrQMD, que describe microscópicamente las colisiones hadrón-núcleo de baja energía.

De acuerdo con lo establecido en [65] para la elección de los modelos, en este trabajo se utilizaron los modelos de QGSJET II-04 y FLUKA para las simulaciones. El modelo de QGSJET II-04 se utiliza para modelar partículas de alta energía, como las partículas primarias incidentes. Mientras que, el modelo de FLUKA se utiliza en este caso para modelar el comportamiento de las partículas secundarias generadas en el chubasco. Ambos modelos son muy completos y funcionan para los propósitos de este trabajo.

4.2.2 Resultados de las Simulaciones

Tomando en cuenta las características de CORSIKA, se realizaron simulaciones en las cuales se generaron 1875 cascadas atmosféricas a partir de un protón primario con una energía de 10^4 GeV. Los demás parámetros de las simulaciones incluyen las coordenadas geomagnéticas promedio (27.345° N, 29.24° O) en Sierra Negra, Puebla, el punto de observación fijo a la altura de la cima de este volcán inactivo y un modelo de la atmósfera sobre el mismo, desarrollado en [65].

De esta manera, tomando en cuenta el objetivo de este trabajo, se agregó el campo eléctrico al programa con la rutina opcional EFIELD incluida en los paquetes de CORSIKA. En este caso, se agregó un código en C++ que modela un campo eléctrico dipolar simple que sería una primera aproximación al campo producido por una nube cumulonimbus cuyas concentraciones de carga son positiva en la parte superior y negativa en la parte inferior. El campo eléctrico se modeló con una intensidad de $E = 20$ kV/m, el límite de detección del Boltek EFM-100.

Dentro de los resultados arrojados por las simulaciones, los más pertinentes para esta investigación son: el número de partículas promedio por evento que alcanzaron el nivel de observación; es decir, la altura de Sierra Negra, la multiplicidad promedio para los 1875 eventos, la distribución longitudinal promedio por evento de los hadrones y de las partículas cargadas, sin necesidad de distinguir cada tipo de partícula y la distribución longitudinal de energía promedio por evento de los hadrones y las partículas cargadas.

En la Figura 4.1 se muestra la multiplicidad con respecto a la energía de las partículas secundarias para la simulación en presencia del campo eléctrico atmosférico. El comportamiento de la multiplicidad es el esperado; un decaimiento exponencial conforme la energía incrementa. La multiplicidad decae porque, conforme la cascada avanza, la energía se va perdiendo en el proceso de generar otras partículas, produciendo más partículas secundarias con menor energía. Los datos de multiplicidad son fundamentales para el cálculo del porcentaje de variación en la intensidad de los RC secundarios con base en la teoría de Dorman.

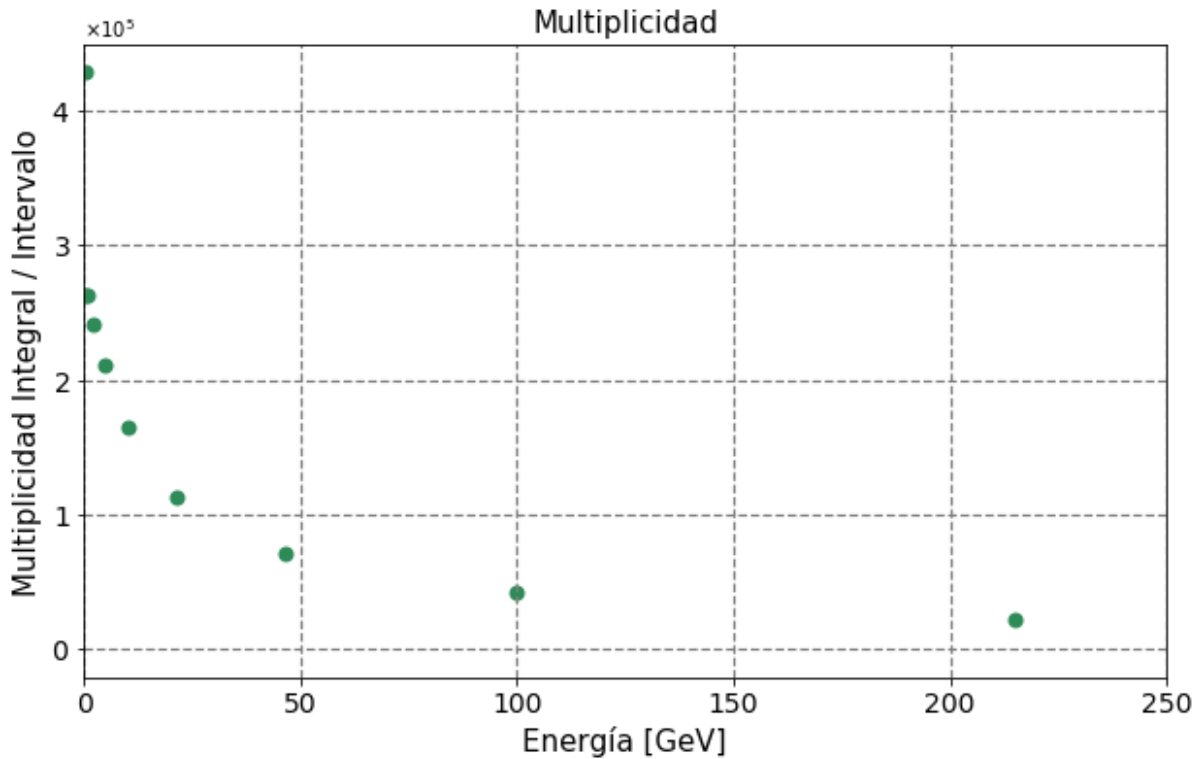


Figura 4.1. Gráfica de la multiplicidad integral por intervalo de energía promedio por evento.

En la Figura 4.2 se muestra la distribución longitudinal de hadrones y de partículas cargadas; es decir, el número promedio de partículas por evento por cada 2 g/cm^2 de profundidad atmosférica. Cabe recalcar que la simulación se realizó con una sola partícula primaria. Además, dado que la simulación llega al nivel de Sierra Negra (579 g/cm^2), la curva se ve cortada después de los 600 g/cm^2 .

La curva para los hadrones se asemeja a una constante, sin embargo, esto se debe a la escala de la gráfica. Al graficar los hadrones por separado, la curva representa una distribución normal con un máximo de alrededor de 70 partículas alrededor de 320 g/cm^2 . Al nivel de Sierra Negra, hay 55 partículas.

La curva para las partículas cargadas; donde se incluye únicamente electrones, positrones y muones, representa una distribución normal con un máximo de alrededor de 5000 partículas alrededor de 340 g/cm^2 . Al nivel de Sierra Negra, hay 2500 partículas.

La producción de neutrones, protones y núcleos secundarios requiere de mayor energía que la producción de partículas cargadas. De esta manera, se explica la diferencia de dos órdenes de magnitud entre la cantidad de hadrones y de partículas cargadas.

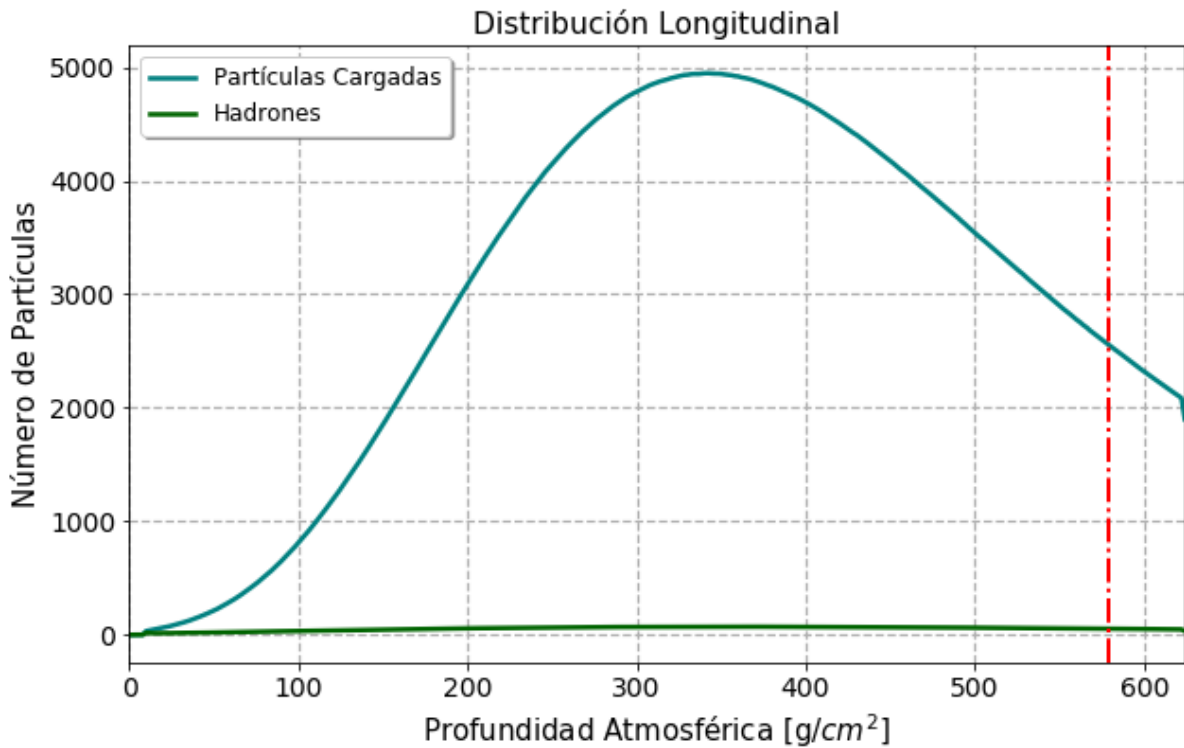


Figura 4.2. Gráfica de la distribución longitudinal de hadrones y partículas cargadas promedio por evento. La línea roja punteada representa la profundidad atmosférica en Sierra Negra.

En la Figura 4.3 se muestra la distribución longitudinal de energía de los hadrones y de las partículas cargadas; es decir, la energía promedio que tienen las partículas por cada 2 g/cm^2 de profundidad atmosférica. En este caso, para las partículas cargadas se engloba el comportamiento de los electrones, positrones y muones. La curva de los hadrones comienza con un máximo inicial de 10^4 GeV , la cual constituye la energía que se asignó al protón incidente primario. La primera colisión del protón le lleva a perder una fracción de su energía, lo cual se observa en la gráfica como la disminución abrupta y vertical hasta los 7500 GeV . Desde ese punto, la energía decae exponencialmente para los hadrones conforme la profundidad atmosférica incrementa. De esta manera, conforme los hadrones atraviesan la atmósfera, pierden energía a través de las interacciones como la ionización y las colisiones.

En el caso de las partículas cargadas, al tope de la atmósfera la energía es de 0 GeV , dado que todavía no se han generado las partículas secundarias. Una vez que se da la primera interacción, la energía sube a 2500 GeV , lo cual corresponde a la energía que pierde el protón inicial en la curva de los hadrones. Este comportamiento coincide con lo descrito en la sección 1.2.4. Posteriormente, la energía decae exponencialmente hasta que se mantiene casi constante en 1000 GeV . Esto se debe en su mayoría a los muones relativistas, que pierden energías despreciables mediante la ionización. En el nivel de observación, los hadrones tienen una energía de 0.05 GeV y las cargadas de 0.1 GeV . Con estas energías, serán detectables por el ORC-SN.

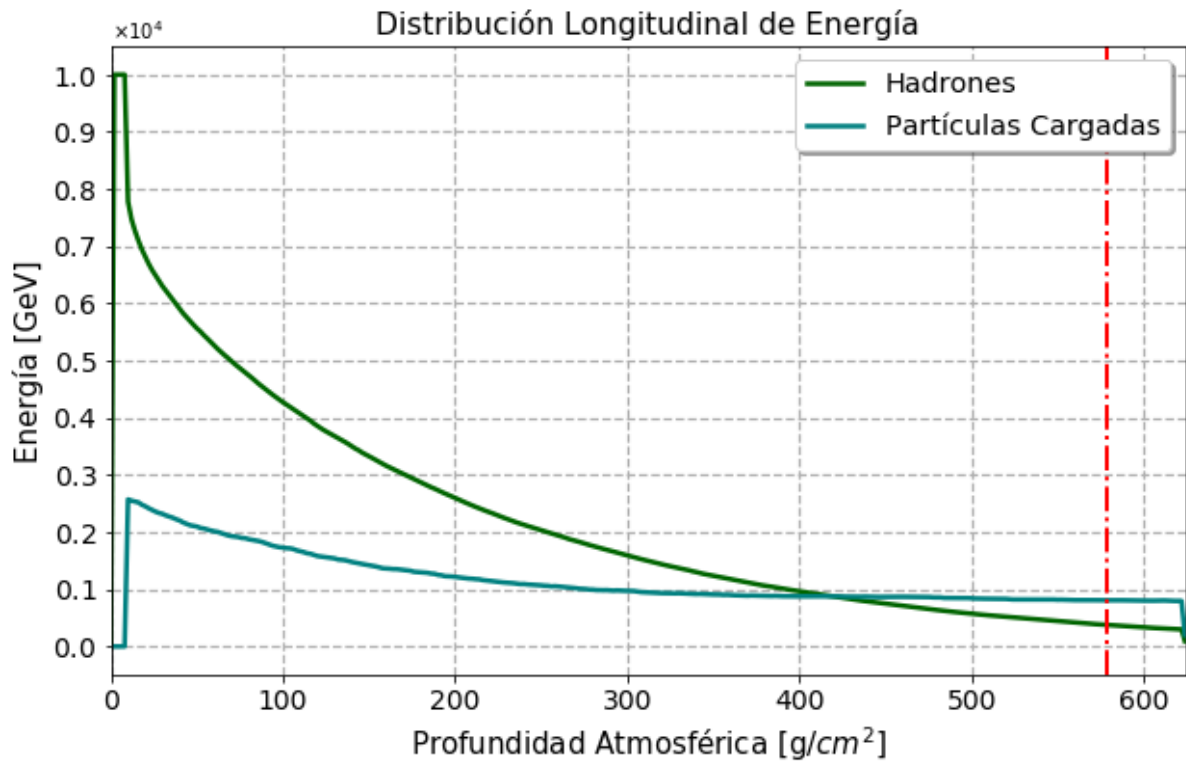


Figura 4.3. Gráfica de la distribución longitudinal de energía promedio de los hadrones y las partículas cargadas. La línea roja punteada representa la profundidad atmosférica en Sierra Negra.

De acuerdo con las Figuras 4.2 y 4.3, a la altura de Sierra Negra la cantidad de partículas cargadas es dos órdenes de magnitud mayor que la cantidad de hadrones. Por lo tanto, las variaciones en el flujo de hadrones serán mayores debido a la proporción entre el número de partículas que se detectan.

4.3 Expresión General a partir de la Teoría de Dorman

La teoría general de los efectos de campos eléctricos atmosféricos en las componentes de los RC secundarios desarrollada por Lev Dorman, establece que la intensidad de cualquier componente secundario de tipo i , $I_i(h_0, R_c, g, T(h), e(h), E(h))$, observada al nivel de presión atmosférica h_0 , en un punto con rigidez umbral R_c , aceleración gravitacional g y distribución vertical de la temperatura del aire $T(h)$, humedad $e(h)$ y campo eléctrico $E(h)$ se puede describir mediante la ecuación:

$$I_i(h_0, R_c, g, T(h), e(h), \bar{E}(h)) = \int_{R_c}^{\infty} D(R) m_i(h_0, R, g, T(h), e(h), \bar{E}(h)) dR \dots (4.1)$$

Donde m_i es la multiplicidad integral; es decir, el número total de partículas secundarias de tipo i generadas por una partícula primaria con rigidez magnética R , y $D(R)$ es el espectro de los RC primarios fuera de la atmósfera [18]. La integral es con respecto a la rigidez magnética debido a que esto determina el paso de protones a la atmósfera terrestre.

Suponiendo que en algún momento ocurre un cambio únicamente en el campo eléctrico atmosférico, tal que:

$$\Delta \bar{E}(h) = \bar{E}(h) - \bar{E}_0(h)$$

Donde el subíndice cero indica el valor del campo antes del cambio. Entonces, de la ecuación 4.1, se obtiene un cambio en la intensidad debida al cambio en el campo eléctrico atmosférico dada por:

$$\left(\frac{\Delta I_i(h_0, R_c, g, T(h), e(h), \bar{E}(h))}{I_i(h_0, R_c, g, T(h), e(h), \bar{E}(h))} \right)_E = \int_0^{h_0} W_{iE}(h, h_0, R_c) \Delta \bar{E}(h) dh \dots (4.2)$$

Se integra con respecto a la presión atmosférica h debido a que los cambios únicamente ocurren en esa variable para el campo eléctrico atmosférico. Donde el coeficiente del campo eléctrico atmosférico W_{iE} es:

$$W_{iE}(h, h_0, R_c) = \int_{R_c}^{\infty} \frac{\delta m_i(h_0, R, g_0, T_0(h), e_0(h), \bar{E}(h))}{m_i(h_0, R, g_0, T_0(h), e_0(h), \bar{E}_0(h)) \delta \bar{E}(h)} W_{iRc}(h_0, R, g_0, T_0(h), e_0(h), \bar{E}_0(h)) dR \dots (4.3)$$

A su vez, la función de acoplamiento W_{iRC} es:

$$W_{iRC}(h_0, R, g_0, T_0(h), e_0(h), \bar{E}_0(h)) = \frac{D_0(R) m_i(h_0, R, g_0, T_0(h), e_0(h), \bar{E}_0(h))}{I_i(h_0, R, g_0, T_0(h), e_0(h), \bar{E}_0(h))}$$

Asumiendo que las funciones de acoplamiento se determinan con base en datos de efectos geomagnéticos, hasta una energía o rigidez umbral máxima y el espectro de energía de los RC galácticos, a partir de la rodilla, es una función potencial de la energía o la rigidez con cambios pequeños en la pendiente, entonces la multiplicidad integral es también una función potencial de energía o rigidez con posibles cambios pequeños en la pendiente.

Dado que la función de acoplamiento es proporcional al producto del espectro diferencial de RC primarios y la multiplicidad integral, entonces debe ser también una función potencial de energía o rigidez con posibles pequeños cambios en la pendiente. Tomando estas consideraciones, Dorman resuelve la ecuación de las funciones de acoplamiento W_{iRC} y como ejemplo, en la Figura 4.11 se muestran resultados de las funciones de acoplamiento para diferentes componentes de los RC secundarios para una latitud geomagnética de 30° , con una rigidez umbral cercana a 10 GV, extrapolando a mayores energías.

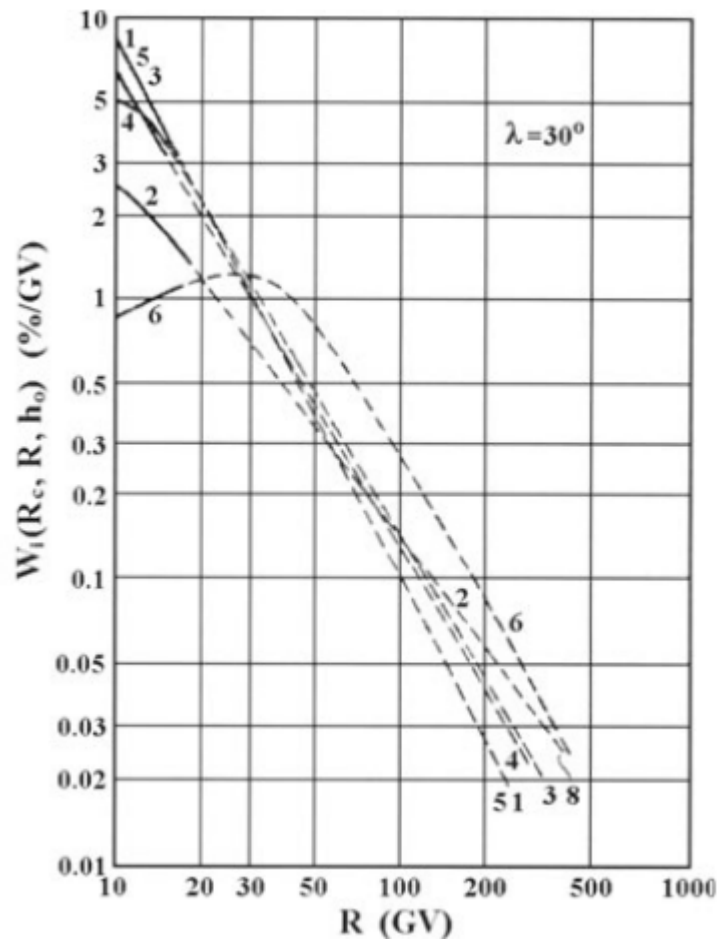


Figura 4.11. Funciones de acoplamiento W_{iRC} . Curvas 1 y 2 para componente cargada total de RC, cerca del límite de la atmósfera y a una altura de 4300 m, respectivamente. Curvas 3, 4 y 5 para componente de neutrones a nivel del mar, en montañas ($h = 700 \text{ g/cm}^2$) y a una altura de 10 km ($h = 300 \text{ g/cm}^2$). Curvas 6 y 7 para componente muónica a nivel del mar, corregida y no corregida con el efecto de temperatura. Curva 8 para componente cargada total de RC a una altura de 10 km. Tomada de [18].

Se calculó primero el porcentaje de variación en la componente cargada total de los RC y posteriormente en la componente de neutrones. Observando la Figura 4.11, se elige la curva 2 por ser de nuestro interés la componente cargada total de los RC secundarios a una altura aproximada de 4300 msnm. La rigidez umbral en Sierra Negra se aproxima a los 10 GV (8.24 GV), resultando en un valor para la función de acoplamiento de $2.7 \text{ \% (GV)}^{-1} (\text{g/cm}^2)^{-1}$. Ahora, para resolver la integral de la ecuación 4.3, se requiere el cambio en la multiplicidad integral. Para esto se utilizan los resultados de las simulaciones mostrados en la sección anterior, específicamente los datos de multiplicidad que se muestran en la Tabla 4.2.

Parámetro	m = 1	m = 2	m = 3	m = 4	Total
Cuentas (I)	428436	196423	24134	282	649275
I*m	428436	392846	72402	1128	894812
δm	0.659	0.605	0.111	1.73×10^{-3}	1.376

Tabla 4.2. Multiplicidad asociada a la intensidad de partículas secundarias para el primer intervalo de energía (0.1 - 0.215 GeV) generada por CORSIKA.

Con base en la Tabla 4.2, únicamente se tomó en cuenta el valor de δm para $m=1$ por simplicidad. De la ecuación 4.3:

$$W_{iE}(h, h_0, R_c) = \int_{R_c}^{\infty} \frac{0.659 * 2.7 \% (GV)^{-1} (g/cm^2)^{-1}}{649275 * 1 GV/Mm} dR$$

Para resolver esta integral, se definieron los límites de integración, de manera que el límite superior fuera la rigidez umbral máxima de 59.6 GV y la rigidez umbral en Sierra Negra de 8.24 GV. Así, el coeficiente de campo eléctrico resulta de:

$$W_{iE}(h, h_0, R_c) = 2.938 \times 10^{-5} \% (g/cm^2)^{-1} (kV/m)^{-1}$$

Sustituyendo este valor en la ecuación 4.2:

$$\left(\frac{\Delta I_i(h_0, R_c, g, T(h), e(h), \bar{E}(h))}{I_i(h_0, R_c, g, T(h), e(h), \bar{E}(h))} \right)_E = \int_0^{h_0} 2.938 \times 10^{-5} \% (g/cm^2)^{-1} (kV/m)^{-1} * \Delta \bar{E}(h) dh$$

Para obtener un rango de variación debido al efecto del campo eléctrico, se consideraron los siguientes valores: $\Delta \bar{E}(h) = \pm 10 kV/m$, $\Delta \bar{E}(h) = \pm 20 kV/m$ y $\Delta \bar{E}(h) = \pm 30 kV/m$. Por otro lado, la profundidad atmosférica a la altura de SN es de $579 g/cm^2$. Utilizando estos datos se obtuvo un porcentaje de variación de $\pm 0.81 \%$, $\pm 1.63 \%$ y $\pm 2.44 \%$ respectivamente para los RC secundarios cargados.

Se eligió también la curva 4 para la componente de neutrones a nivel de montaña de la Figura 4.11, resultando en un valor para la función de acoplamiento de $5 \% (GV)^{-1} (g/cm^2)^{-1}$. Repitiendo el proceso para el cálculo anterior, se obtuvo un porcentaje de variación de $\pm 1.5 \%$, $\pm 3.01 \%$ y $\pm 4.53 \%$ para cada valor del campo eléctrico.

Dorman calculó el efecto típico del campo eléctrico atmosférico en la componente de neutrones a nivel del mar para un campo $E(h) \approx 30 kV/m$, entre $h_0 = 1000 g/cm^2$ y

$h_3 = 700 \text{ g/cm}^2$, como un rango de 1.05%, 0.75%, y 0.3% respectivamente para las multiplicidades $m = 1, 2, \text{ y } 3$.

En el caso de la componente muónica, Dorman considera muones duros a aquellos que son capaces de atravesar al menos 10 cm de plomo ($E_{min} \approx 0.4 \text{ GeV}$, $E_{max} = \infty$). Por otro lado, los muones suaves, de gran importancia para el registro de monitores de neutrones, son aquellos que son absorbidos por 10 cm Pb ($E_{min} \approx 0.1 \text{ GeV}$, $E_{max} = 0.4 \text{ GeV}$).

Para los muones duros, Dorman realizó el mismo procedimiento, para $E(h) = 10 \text{ kV/m}$ y $E(h) = 30 \text{ kV/m}$, entre $h_0 = 1000 \text{ g/cm}^2$ y $h_3 = 700 \text{ g/cm}^2$, se obtiene un valor del efecto a nivel del mar de 0.2% y 0.6% correspondiente a cada valor de campo eléctrico. Para la componente muónica suave, utilizando los mismos datos, Dorman calculó un efecto de 2.8 % y 8.4 % respectivamente [18].

Comparando los cálculos de Dorman con los que se realizaron en este trabajo, se observa que son semejantes dentro del mismo orden de magnitud. De esta manera, los porcentajes que se calcularon son confiables y se utilizan como apoyo teórico para el análisis de datos.

Capítulo 5:

Análisis de Datos y Resultados

5.1 Introducción

En este capítulo se muestran los resultados obtenidos y el análisis de los mismos con base en la teoría presentada en los capítulos anteriores. Dado que el objeto de estudio es el posible efecto de los campos eléctricos producidos por nubes de tormenta sobre la tasa de conteo del SciCRT y del TNS, se dedicaron capítulos a explicar detalladamente cada uno de los detectores. Además, el capítulo 1 comprende la información pertinente a los rayos cósmicos y la formación de chubascos atmosféricos, dado que el SciCRT y el TNS son capaces de detectar las partículas generadas en los chubascos. El capítulo 3 está conformado por las bases teóricas para comprender a fondo las tormentas eléctricas, incluyendo su formación alrededor de montañas, dado que los detectores se encuentran en la cima del volcán Sierra Negra, Puebla. Teniendo esto en mente, a continuación se presenta el estudio realizado, incluyendo la selección y filtrado de datos, la metodología empleada en los análisis de los mismos y la discusión de resultados.

5.2 Selección de Tormentas Eléctricas

Utilizando el registro del monitor de campos eléctricos atmosféricos Boltek EFM-100, descrito en la última sección del capítulo 3, se identificaron los periodos de tormenta ocurridos en la cima de Sierra Negra a partir del 8 de octubre del 2019 hasta el mes de marzo del 2020. Posteriormente, se obtuvieron en la medida de lo posible los datos registrados por el sistema de detección de muones y el SB 3 del SciCRT y el canal S1 y S2_Anti del TNS durante los mismos periodos de tormenta.

En la Tabla 5.1 se muestran las características generales de las tormentas eléctricas detectadas en Sierra Negra. Las tormentas resaltadas en rojo son aquellas para las que no se cuenta con un registro del sistema de detección de muones del SciCRT durante la tormenta y el tiempo adyacente a la misma, faltando días completos en el registro. Las tormentas resaltadas en naranja son aquellas para las que se tiene un registro incompleto del sistema de detección de muones del SciCRT.

Fecha (2019-2020)	Duración (Hr)	Intervalo de duración (Tiempo Local)	Valor máximo de E (kV/m)	Valor mínimo de E (kV/m)
11/10	3	18:30 - 21:30	20	-20
17/10	6	12:00 - 18:00	6	-20
19/10	8	14:00 - 22:00	20	-20
21/10	6	15:00 - 21:00	20	-20
22/10	4	14:00 - 18:00	20	-20
24/10	5	16:00 - 21:00	10	-20
26/10	3	20:00 - 23:00	20	-20
29/10	4	13:00 - 17:00	20	-20
30/10	7	11:00 - 19:00	11	-20
31/10	2	07:00 - 10:00	20	-20
3/11	2.5	14:30 - 17:00	12	-20
19/01	2.5	16:00 - 18:30	20	-20
20/01	1.5	20:00 - 21:30	20	-20
17/03	3.5	15:30 - 19:00	15	-20
20/03	4	17:00 - 21:00	20	-20

Tabla 5.1. Tormentas eléctricas detectadas del 8/10/2019-31/03/2020 en Sierra Negra. Tormentas resaltadas con rojo representan datos ausentes del registro del SciCRT. Tormentas resaltadas con naranja representan datos incompletos en el registro del SciCRT.

Por otro lado, el TNS no tiene un tiempo muerto y tiene un registro completo para las fechas que se analizan en este estudio. Se utilizaron el canal S1 y S2_Anti del TNS para la comparación con el registro del SciCRT.

Las gráficas comparativas que se muestran en la siguiente sección representan el registro del Boltek EFM-100, el detector de muones del SciCRT y el canal S1 del TNS. El eje X de las gráficas representa el tiempo en Tiempo Universal Coordinado (UTC -por sus siglas en inglés-) ya que el SciCRT registra sus datos en UTC, mientras que el Boltek y TNS registran sus datos en tiempo local oficial.

Para la zona central de México el tiempo local es: UTC -5 hrs para el horario de verano y UTC -6 hrs para el horario de invierno. En la madrugada del domingo 27 de octubre 2019 concluyó el horario de verano y comenzó el horario de invierno, el cual permanece hasta el 5 de abril de 2020. Dado que hay tormentas que ocurren antes y después del cambio de horario, es importante tenerlo en cuenta para la conversión a UTC.

Además, se utilizaron el sistema de detección de neutrones; es decir, el Super Block 3 del SciCRT y el canal S2_Anti del TNS para estudiar el posible efecto de las tormentas eléctricas sobre la componente hadrónica de los chubascos atmosféricos a gran altura. En la sección 5.3.1 se muestran también algunas gráficas comparativas para estos registros, incluyendo nuevamente las mediciones del Boltek EFM-100.

5.3 Filtrado Inicial de Datos Registrados por el SciCRT y el TNS

Como ya se detalló en el capítulo 2 de este trabajo, el registro del SciCRT presenta un “tiempo muerto”. Este tiempo es el que tarda el sistema para recopilar y subir los datos al servidor. Ocurre cada 20-25 minutos y gracias a la mejora de las BEB afecta durante 2-4 minutos la tasa de conteo del canal de muones. En este caso, se eliminaron los valores de la tasa de conteo durante el tiempo muerto con el objetivo de observar posibles tendencias.

Se aplicó un filtro de medias móviles central de 3 para eliminar el ruido blanco de los datos restantes. Se utilizó una ventana pequeña de 3 para las medias móviles debido a que la eliminación de valores amplifica la pérdida de información. Para los datos del canal S1 del TNS únicamente se aplicó el filtro de medias móviles de 9. El filtro de medias móviles es un filtro de paso bajo y elimina el ruido provocado por fluctuaciones aleatorias de los datos, atenuando las frecuencias más altas. Se utiliza comúnmente con datos de series de tiempo para suavizar fluctuaciones de baja duración.

Además, se normalizaron los datos a la media durante condiciones de buen tiempo para los registros del SciCRT y el TNS. De esta manera, se observan las variaciones netas en la tasa de conteo de ambos detectores con respecto al buen tiempo sin necesidad de discriminar con precisión la naturaleza de las partículas ni el número de eventos en que pueda haber más de una partícula detectada. Es decir, para este estudio no es indispensable analizar a detalle la trayectoria de las partículas ni la energía que fueron depositando en cada barra centelladora. El objetivo de este trabajo es observar el efecto del campo eléctrico sobre las componentes cargadas y neutras en general del chubasco atmosférico, por lo que no hace falta distinguir las propiedades de cada partícula.

Tomando como referencia la Tabla 5.1, se graficaron los datos del SciCRT y TNS para todas las tormentas donde se cuenta con el registro, aunque fuera incompleto, del SciCRT. Para ninguna de estas gráficas se observó alguna tendencia que correspondiera con la duración de la tormenta para los datos del canal de muones del SciCRT, sin embargo, sí se identificaron tendencias significativas para los datos del canal S1 del TNS. Los datos del TNS se analizan a fondo en la sección 5.4. Por simplicidad, únicamente se muestran un par de gráficas que incluyen los datos del SciCRT.

En la Figura 5.1 se muestran las gráficas para la tormenta eléctrica del 11 de octubre. Las líneas rojas marcan el comienzo y el fin de la tormenta tomando como base el panel superior de la Figura donde se muestran las mediciones de intensidad de campo eléctrico del Boltek. Las regiones sombreadas representan el tiempo de duración de la tormenta. El panel intermedio muestra el porcentaje de variación del canal de muones del SciCRT y el panel inferior muestra lo mismo para el canal S1 del TNS.

En el panel superior de la Figura 5.1 se observa que la tormenta eléctrica fue de una sola celda y se encontraba debajo del monitor EFM-100 debido a que la fluctuación del campo

eléctrico fue predominantemente positiva. Mientras que en el panel intermedio de la Figura 5.1 se observa que no hay ninguna tendencia significativa para el sistema de detección de muones del SciCRT durante la tormenta.

Por otro lado, en el panel inferior de la Figura 5.1, se observa una disminución para el canal S1 del TNS que coincide perfectamente con la duración de la tormenta eléctrica. Sin embargo, la tasa de conteo del canal S1 se mantiene en esos niveles bajos por un par de horas después de la tormenta y comienza a recuperarse alrededor de las 06:00 del siguiente día (UTC). De manera que la disminución probablemente corresponde a la variación diurna.

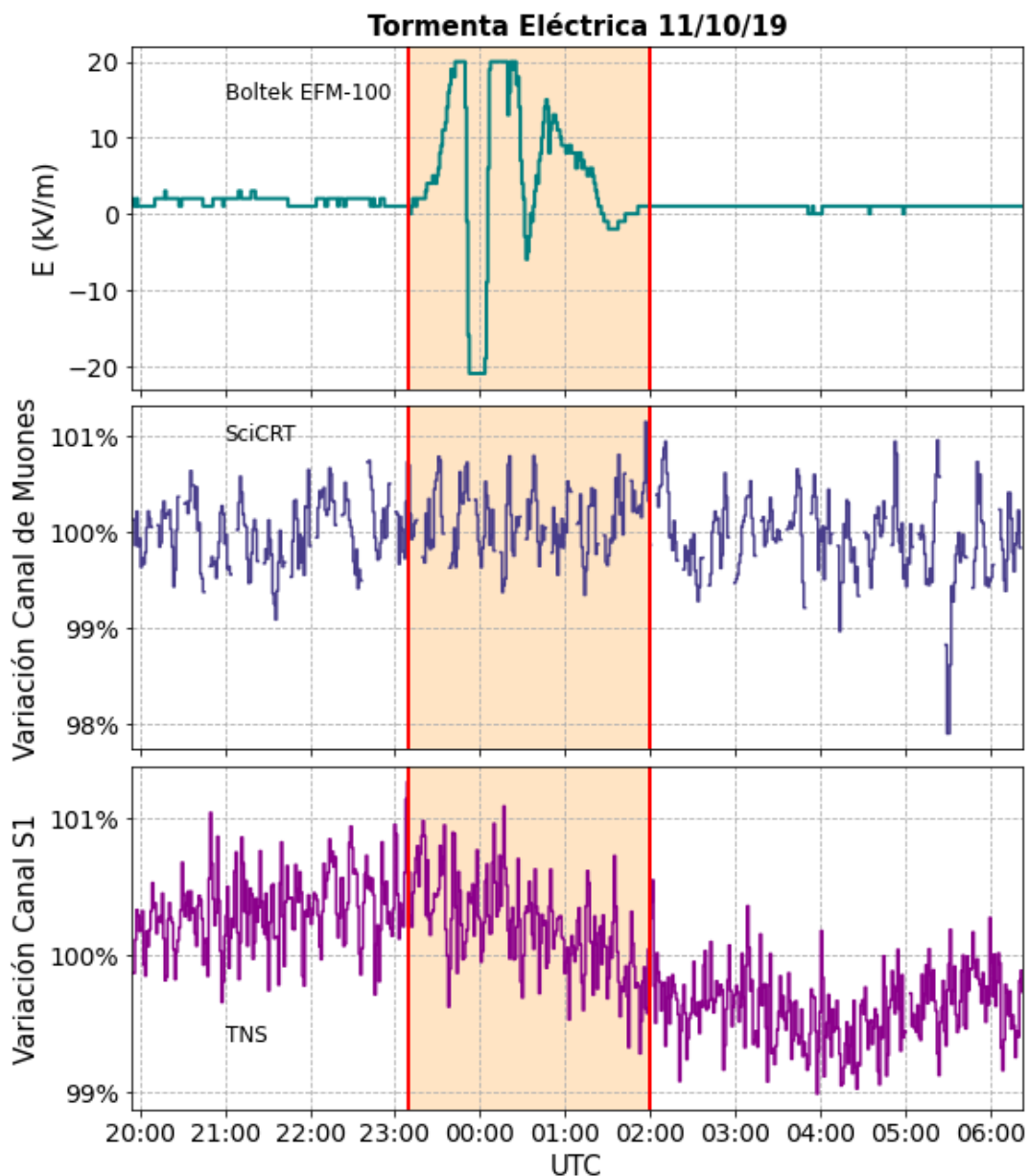


Figura 5.1. Gráficas comparativas de los registros del Boltek EFM-100, SciCRT y TNS para la tormenta del 11/10/19. Las líneas rojas que delimitan la región sombreada representan el inicio y fin de la tormenta respectivamente.

La Figura 5.2 muestra las gráficas para la tormenta del 29 de octubre, sin embargo los registros del EFM-100 y del TNS están incompletos para coincidir con el registro del SciCRT. Se observa en el panel inferior de la Figura 5.2 una disminución significativa en la tasa de conteo del canal S1 que coincide con la tormenta. Para el canal de muones del SciCRT se observa un incremento que coincide con la tormenta y se mantiene hasta que el registro se pierde. Sin embargo, por lo mismo, los datos podrían no ser confiables. En el caso del TNS se observa una disminución alrededor de las 21:00 y coincide con la tormenta.

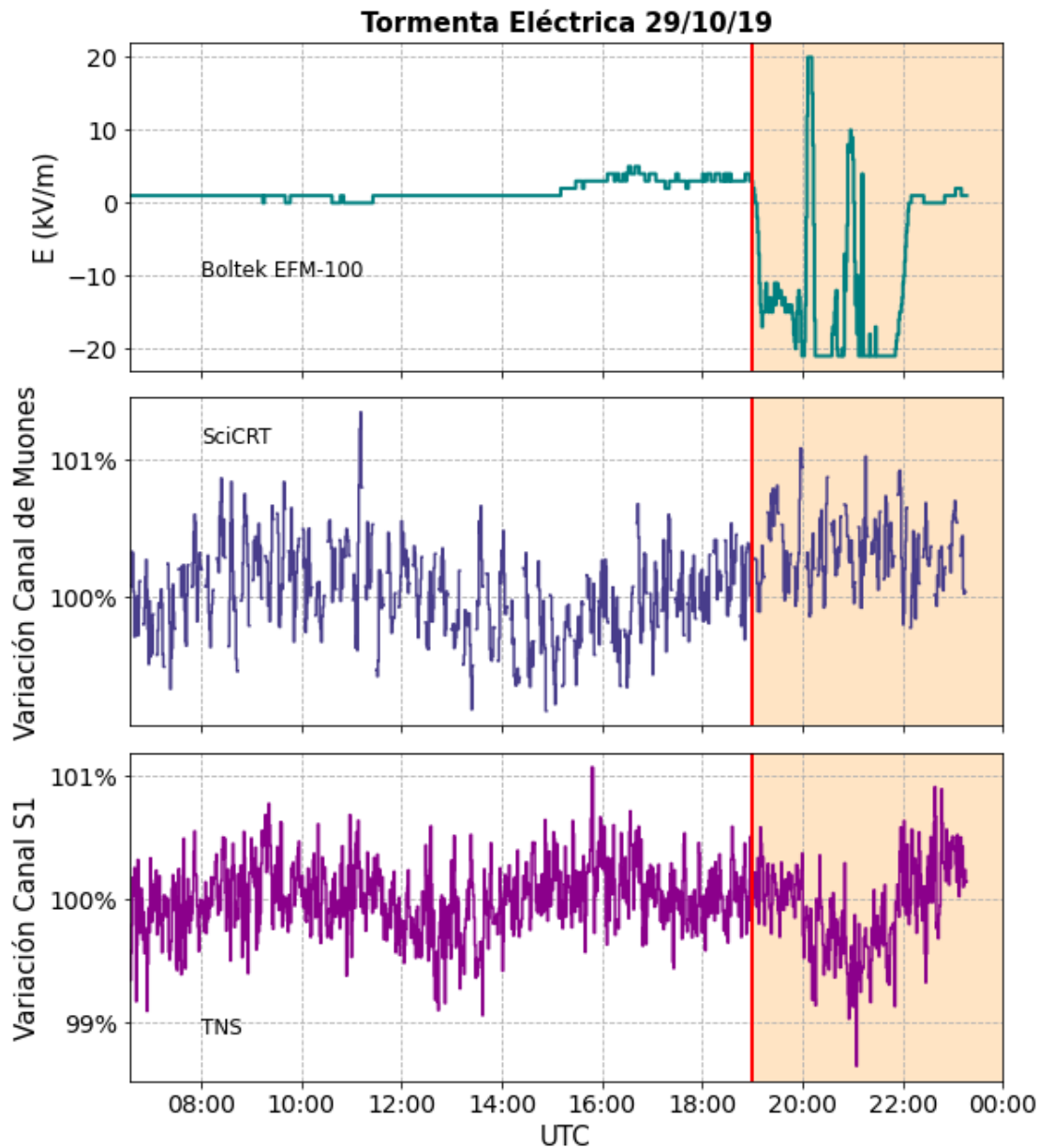


Figura 5.2. Gráficas comparativas de los registros del Boltek EFM-100, SciCRT y TNS para la tormenta del 29/10/19. Las líneas rojas que delimitan la región sombreada representan el inicio y fin de la tormenta respectivamente.

5.3.1 Primer Análisis de Datos de Partículas Neutras Detectadas por el SciCRT y el TNS

El SciCRT tiene dos canales de detección de partículas: muones, con un umbral de deposición de energía de $E \geq 0.3$ MeV y neutrones, con un umbral de deposición de energía de $E \geq 7$ MeV. El canal de muones detecta las coincidencias entre las capas superior e inferior del SciCRT (sección 2.2.2), donde los muones atraviesan todas las barras de centelleo, y el canal de neutrones viene directamente del Super Block 3 (SB 3), por lo que se le denominará de esta forma. En esta sección se analizarán los datos provenientes del canal de neutrones para buscar evidencia del efecto del campo eléctrico atmosférico.

Por otro lado, el TNS tiene 48 canales, de los cuales 4 corresponden a partículas neutras: S1_Anti, S2_Anti, S3_Anti, S4_Anti. En este caso, se analizó el registro del canal S2_Anti, debido a su mayor estabilidad y al umbral de deposición de energía que tiene ($E \geq 60$ MeV).

Con base en la Tabla 5.1, nuevamente se seleccionaron los datos registrados durante las mismas tormentas eléctricas para el SciCRT y el TNS. Se utilizó un filtro de medias móviles de 3 para el SB 3 y de 9 para el canal S2_Anti. En este caso, el canal del SB 3 del SciCRT incluye un tiempo muerto de varias horas, desde la 01:00 hasta las 09:00 AM (UTC), asignado por la baja cantidad de partículas que se detecta durante ese periodo. Tras el cambio de horario el 27 de octubre, el tiempo muerto también se recorre desde las 02:00 hasta las 10:00.

En este caso, tampoco se encontraron tendencias significativas para el canal del SB 3 del SciCRT que se atribuyeran al campo eléctrico atmosférico. Para el canal S2_Anti se encontraron algunas tendencias también que se analizarán en la siguiente sección, donde se ahondará en el análisis de datos del TNS. Por simplicidad, únicamente se muestran un par de gráficas que incluye los datos del SB 3.

En la Figura 5.3 se muestran las gráficas para la tormenta eléctrica, que previamente se determinó como una sola celda, del 11 de octubre. Las líneas rojas marcan el comienzo y el fin de la tormenta. El panel intermedio muestra el porcentaje de variación del canal del SB 3 del SciCRT y el panel inferior muestra lo mismo para el canal S2_Anti del TNS. Recordando que el SB 3 tiene un tiempo muerto de 8 horas, se hicieron coincidir los registros del TNS y del EFM-100.

En el panel intermedio de la Figura 5.3 no se observa ninguna tendencia significativa y los datos se mantienen relativamente estables. Sin embargo, debido al corte de 8 horas, no se sabe si después hubo algún cambio, sabiendo que la tormenta de este día terminó hasta las 02:00 UTC. Lo mismo ocurre para todas las tormentas que iniciaron en la noche. En el panel inferior de la Figura 5.3 tampoco se observa alguna tendencia importante. Hay un decremento paulatino que parece coincidir con el inicio de la tormenta, sin embargo, se debe analizar el

resto del registro para el siguiente día y determinar si esto se pudiera asociar con la variación diurna o se debe a la tormenta.

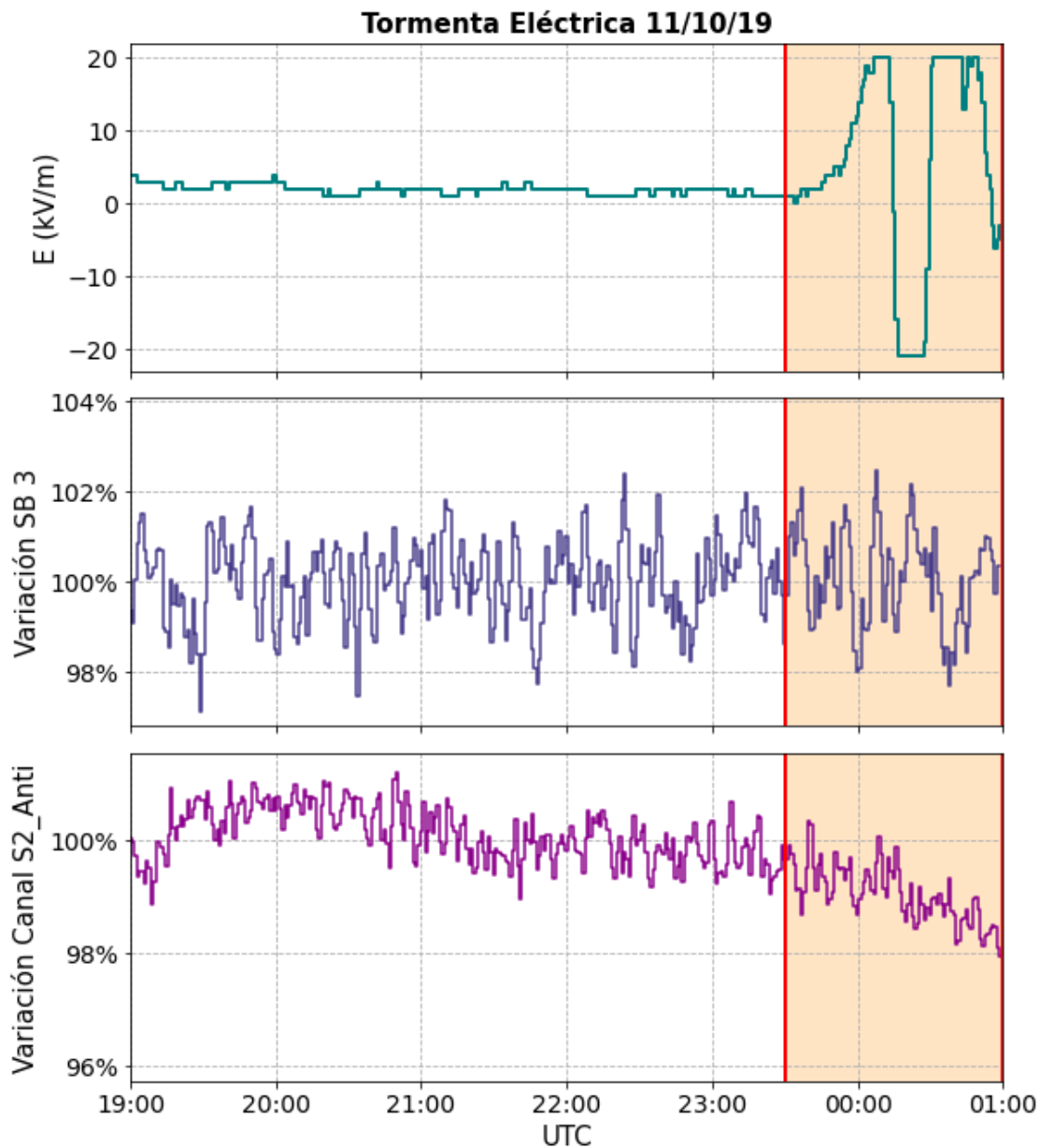


Figura 5.3 Gráficas comparativas de los registros del Boltek EFM-100, SciCRT y TNS en orden descendente, para la tormenta del 11/10/19. Las líneas rojas que delimitan la región sombreada representan el inicio y fin de la tormenta respectivamente.

La Figura 5.4 muestra las gráficas para la tormenta del 19 de octubre, con un corte a las 01:00 UTC del 20/10/19 que coincide con el tiempo muerto del SciCRT. Cabe recalcar que la tormenta de este día terminó hasta las 03:00 UTC. El registro del SB 3 no muestra tendencias significativas durante la tormenta.

Por otro lado, el canal S2_Anti del TNS presenta un decremento de aproximadamente 2.5 % que parece coincidir con la tormenta (alrededor de las 22:00 UTC).

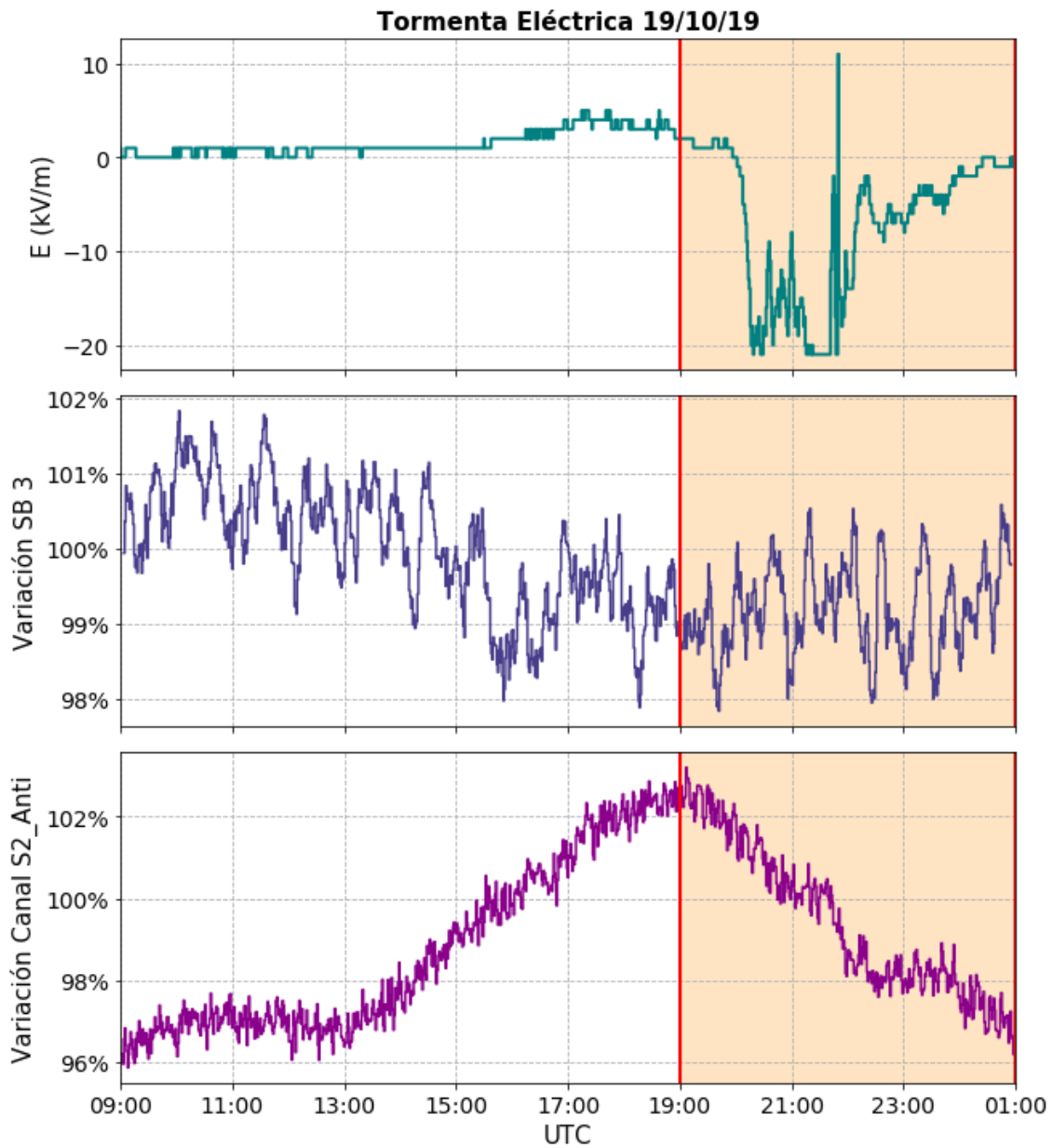


Figura 5.4 Gráficas comparativas de los registros del Boltek EFM-100, SciCRT y TNS en orden descendente, para la tormenta del 19/10/19. Las líneas rojas que delimitan la región sombreada representan el inicio y fin de la tormenta respectivamente.

5.4 Análisis de datos del TNS

Con base en los resultados presentados en las secciones previas, se tomó la decisión de proseguir con un análisis más profundo de los datos obtenidos por el TNS.

Se realizó una corrección de los datos por presión (P), siendo este el parámetro atmosférico más influyente en las cuentas de RC. Se tomó como base el trabajo desarrollado en [66], donde se calcularon los coeficientes de corrección por presión para los canales S1, S2, S3, S4, S1_Anti, S2_Anti, S3_Anti y S4_Anti del TNS. El estudio se llevó a cabo durante los siguientes periodos: 22/07-22/08 de 2004 y 23/09-20/10 de 2005, cuando la actividad solar fue mínima, para descartar la influencia de eventos solares. En este caso, nuestro trabajo se desarrolló a finales del 2019 y principios del 2020, durante el mínimo de actividad solar, se pueden utilizar los resultados de [66] como primera aproximación.

Con base en las mediciones de una estación meteorológica cercana, se determinaron los valores medios de los parámetros atmosféricos más significativos (ver Tabla 5.2). Se utilizaron estos valores junto con las mediciones del TNS para determinar los coeficientes de corrección atmosféricos.

Periodo	P (mbar)	T (°C)	HR (%)
22 Julio a 22 Ago	589.98 ± 1.06	3.38 ± 3.19	82.78 ± 10.42
23 Sept a 20 Oct	591.35 ± 0.90	4.34 ± 4.61	67.13 ± 17.66

Tabla 5.2. Valores medios de los parámetros atmosféricos (P:presión, T: temperatura, HR: humedad relativa) para cada uno de los periodos seleccionados del 2004 y 2005. Modificada de [66].

De acuerdo con [18], la contribución de la presión en las variaciones normalizadas $\frac{\Delta N}{N}$ de los registros de detectores de RC secundarios está determinada por:

$$\frac{\Delta N}{N} = \beta \Delta P$$

Donde β : coeficiente de corrección barométrica y ΔP : variación de presión.

En [66] realizaron diagramas de dispersión de las variaciones normalizadas del TNS con respecto a las variaciones de presión y a partir de ellas se obtuvieron los coeficientes de corrección barométrica para cada uno de los 8 canales principales del TNS. En la Tabla 5.3 se muestra el promedio de estos coeficientes para los dos periodos de estudio. Se utilizaron estos coeficientes de los canales S1 y S2_Anti para corregir los datos.

Canales de partículas cargadas del TNS	β [%/mbar]	Canales de partículas neutras del TNS	β [%/mbar]
S1	-0.358	S1_Anti	-0.162
S2	-0.411	S2_Anti	-0.312
S3	-0.529	S3_Anti	-0.513
S4	-0.611	S4_Anti	-0.417

Tabla 5.3. Coeficientes de corrección por presión para los 8 canales principales del TNS. Modificada de [64].

A continuación se muestran las gráficas del 1° de octubre de 2019, día en que no ocurrió una tormenta eléctrica, para tener en cuenta el comportamiento normal de los canales S1 y S2_Anti durante el periodo de estudio. Se les aplicó un filtro de medias móviles con una ventana de 15 datos.

Para cualquier día normal, un detector de RC mostrará una variación diurna sinusoidal (sección 1.3.4). En el caso ideal y sin tomar en cuenta la influencia de la atmósfera, ocurriría un máximo en la intensidad de RC a las 15:00 y un mínimo a las 03:00 (tiempo local). Aunque los horarios de estos máximos o mínimos sean diferentes, se debe observar de alguna manera esta tendencia en los datos del TNS.

En la Figura 5.5, se muestra el registro del canal S1 durante un día de tiempo quieto. Se observa un mínimo en la tasa de conteo alrededor de las 09:00 y un máximo a las 17:00. Este comportamiento se asocia con la variación diurna y las condiciones atmosféricas normales en la cima de Sierra Negra.

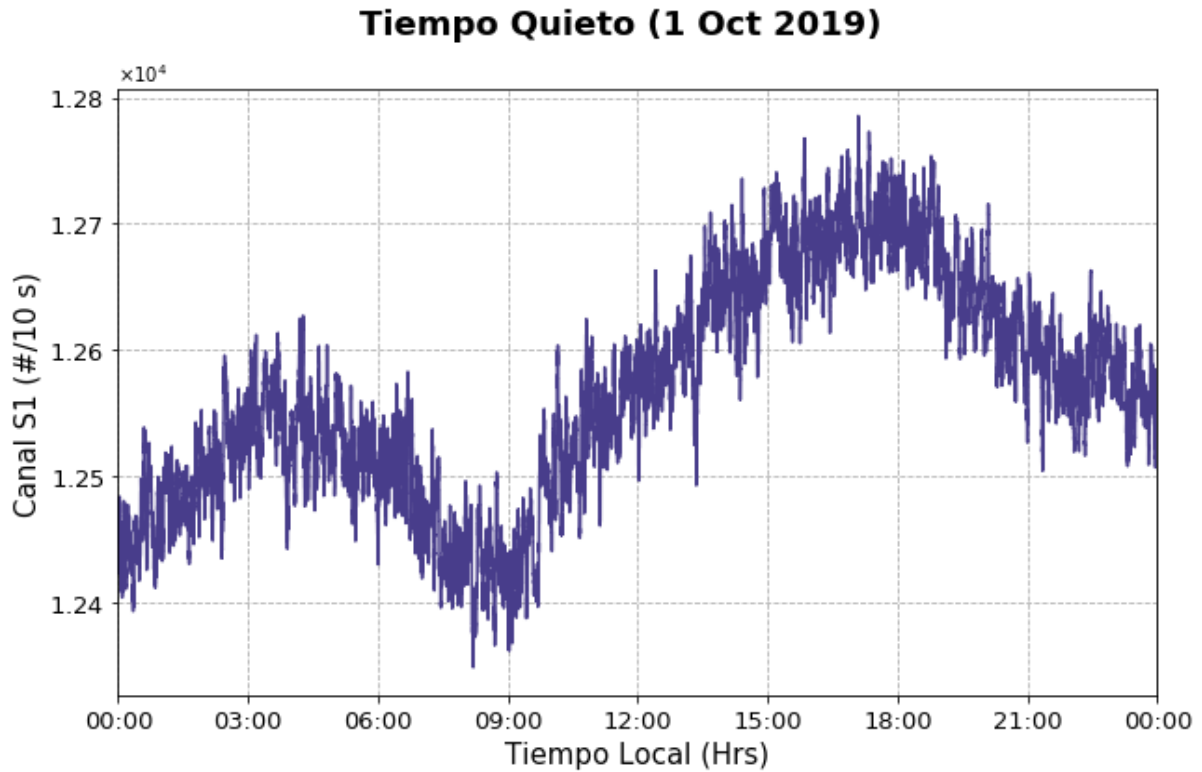


Figura 5.5. Gráfica del registro del canal S1 para el 01/10/2019, día de tiempo quieto.

En la Figura 5.6, se muestra el registro del canal S2_Anti durante un día de tiempo quieto. Se observa un mínimo en la tasa de conteo a las 09:00 y un máximo alrededor de las 15:00. En este caso, el máximo coincide con el asociado a la variación diurna de los RC primarios. Es posible explicar esto debido a que el canal S2_Anti detecta principalmente neutrones con energía $E \geq 60$ MeV. Estos neutrones de alta energía son parte de la componente hadrónica de los RC secundarios y como además no tienen carga eléctrica, son capaces de atravesar más material atmosférico sin interactuar que las partículas cargadas. De esta manera, el máximo de RC primarios coincide con el máximo de neutrones secundarios.

Tiempo Quieto (1 Oct 2019)

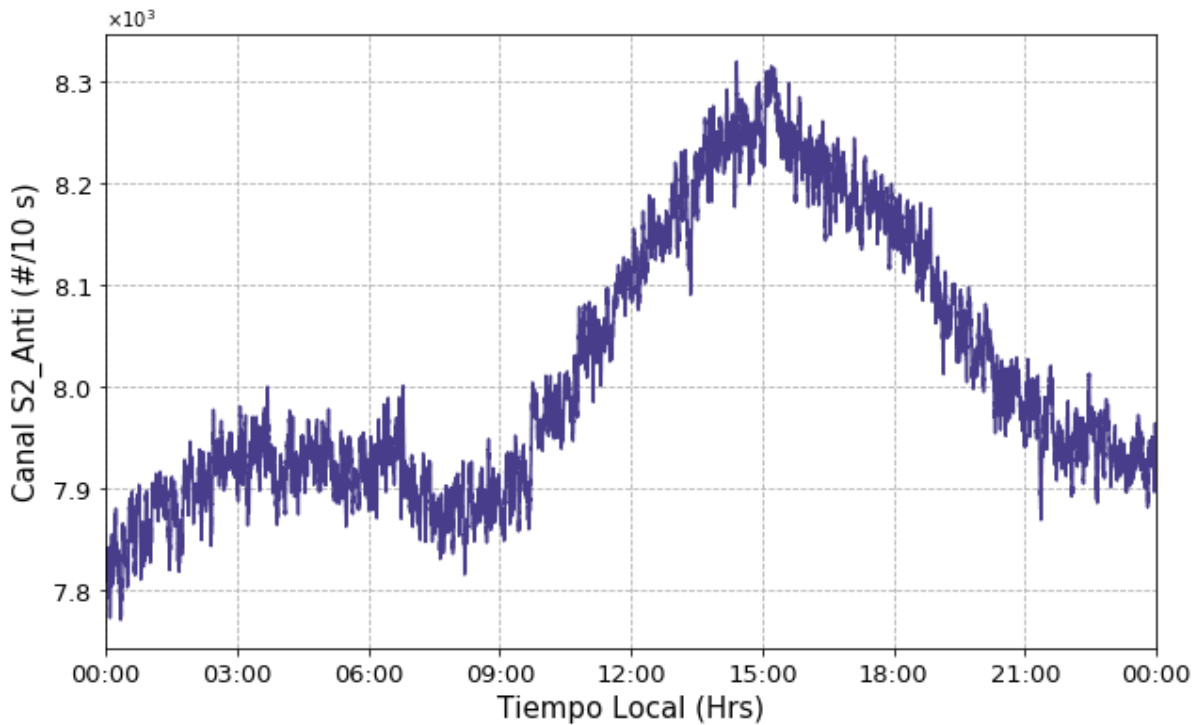


Figura 5.6. Gráfica del registro del canal S2_Anti para el 1/10/2019, día de tiempo quieto.

Conociendo la forma y comportamiento del registro de los canales S1 y S2_Anti del TNS en días de tiempo quieto, se prosiguió a analizar los días de tormenta establecidos en la Tabla 5.1. Como tratamiento de los datos se utilizó un filtro de medias móviles de 15. Además, se calculó el promedio de los datos con base en un polinomio de tercer grado para comparar el comportamiento del fondo de partículas detectadas con la influencia de los campos eléctricos. Se normalizaron los datos asignando el 100% a la media durante condiciones de buen tiempo para los registros del TNS.

Por último, se calculó el porcentaje máximo de variación de los canales S1 y S2_Anti durante cada tormenta, a partir del promedio de los datos. Para 10 de estas tormentas se encontró un porcentaje de variación comparable con los porcentajes calculados a partir de la teoría de Dorman (sección 4.3). En la Tabla 5.4 se muestran las tormentas para las cuales hubo una variación significativa en los datos del canal S1 y S2_Anti del TNS.

Fecha (2019-2020)	Valor máximo de E [kV/m]	Valor mínimo de E [kV/m]	Porcentaje de Variación Canal S1 [%]	Porcentaje de Variación Canal S2_Anti [%]
17/10	6	-20	+0.9	+4.9
19/10	20	-20	+0.71	-2.45
21/10	20	-20	+1.39	-1.96
22/10	20	-20	+1.19	-2.84
26/10	20	-20	-1.27	-2
29/10	20	-20	-1.19	-1.93
30/10	11	-20	+1.27	+2.41
31/10	20	-20	-1.56	-2.89
19/01	20	-20	+1.41	-1.8
20/01	20	-20	-1.64	-2.6
Porcentaje de Variación Calculado a partir de la Teoría de Dorman [%]			$\pm(0.81, 2.44)$	$\pm(1.5, 4.53)$

Tabla 5.4. Tormentas eléctricas para las cuales hubo un porcentaje de variación significativo en el registro de los canales S1 y S2_Anti del TNS.

Los resultados de la Tabla 5.4 muestran incrementos y decrementos significativos para el canal S1 y para el canal S2_Anti. Además, todos se encuentran dentro del porcentaje calculado a partir de la teoría de Dorman; a excepción de la tormenta del 19/10/19 para el canal S1.

A continuación se muestran las gráficas para las tormentas más representativas. Se coloreó de verde el área entre el promedio, representado por la línea roja discontinua, y la tasa de conteo del TNS durante cada tormenta. Las curvas punteadas negras muestran el valor de $\pm 2\sigma$.

En la Figura 5.7 se muestran las gráficas del registro del EFM-100 y el canal S1 del TNS para la tormenta del 22 de octubre del 2019. Se observa que cuando la polaridad del campo eléctrico es mayormente positiva, alrededor de las 15:00 horas, hay un máximo local para el canal S1 de 1.19 %, resultado que se muestra en la Tabla 5.4. Posteriormente, alrededor de las 16:30 horas, la polaridad del campo dominante es negativa y hay un mínimo en el canal S1 de -0.89 %. Los efectos observados coinciden con los porcentajes teóricos calculados con base en la teoría de Dorman. Alrededor de las 17:00 horas, la polaridad vuelve a ser positiva y se

observa un máximo local en el canal S1 de 1.11 %. Sin embargo, este incremento coincide con la hora en que ocurre el máximo de la variación diurna.

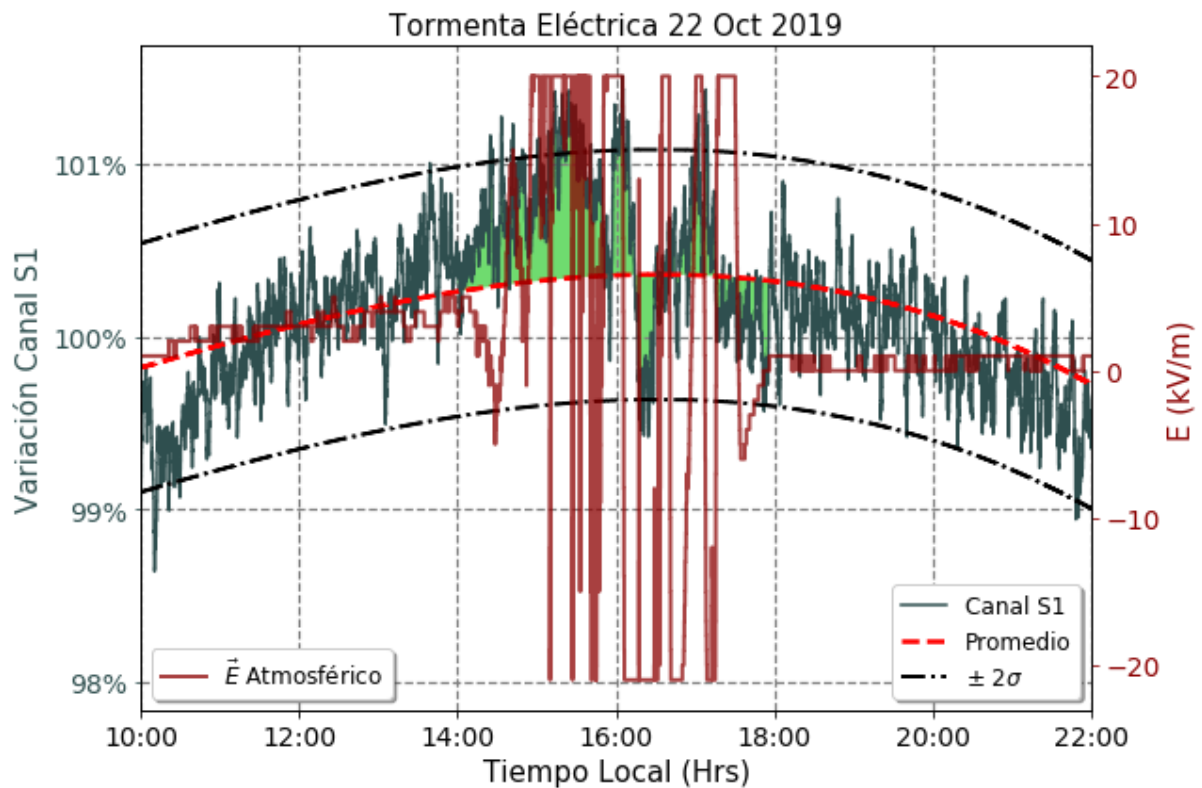


Figura 5.7. Gráfica del registro del canal S1 del TNS y la intensidad del campo eléctrico para la tormenta eléctrica del 22/10/19.

En la Figura 5.8 se muestran las gráficas del campo eléctrico atmosférico y del canal S1 para la tormenta del 29 de octubre del 2019. Se observa que la polaridad dominante en el campo eléctrico atmosférico es negativa aunque las mediciones del Boltek EFM-100 incluyen algunos puntos positivos, estos no son tan intensos. Se observa un mínimo local en el canal S1 alrededor de las 15:00 horas, que coincide con la tormenta y es de -1.19 %, resultado que se muestra en la Tabla 5.4. Tras la tormenta, la tasa de conteo del canal S1 es mayor que el promedio de los datos representado por la línea discontinua, esto puede deberse a la variación diurna, dado que cerca de las 17:00 hay un máximo local.

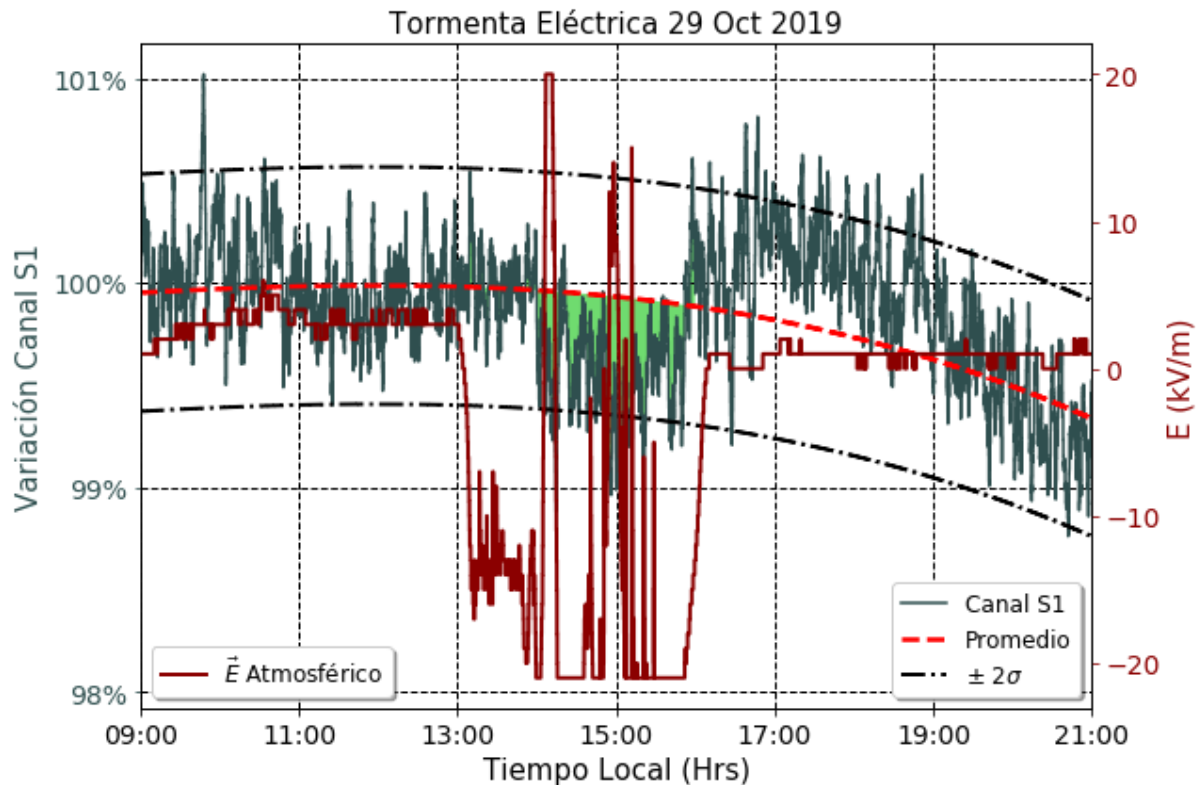


Figura 5.8. Gráfica del registro del canal S1 del TNS y la intensidad del campo eléctrico para la tormenta eléctrica del 29/10/19.

En la Figura 5.9 se muestran las gráficas para la tormenta del 30 de octubre del 2019 del registro del EFM-100 y el canal S1 del TNS. Se observa que la polaridad dominante en el campo eléctrico atmosférico es negativa. En este caso, durante la tormenta, la tasa de conteo del canal S1 se incrementa en general. A las 15:10, hay un máximo que coincide con el mínimo del campo eléctrico. Este incremento es de 1.27% y se reporta también en la Tabla 5.4. Posteriormente, la tasa de conteo tiende a disminuir siguiendo una tendencia similar a la variación diurna. El incremento de las 15:10 podría corresponder al máximo de la variación diurna, que posiblemente se recorrió. Por otro lado, hay otro incremento de 0.92 % en el canal S1 a las 12:45 que corresponde a la caída inicial del campo eléctrico.

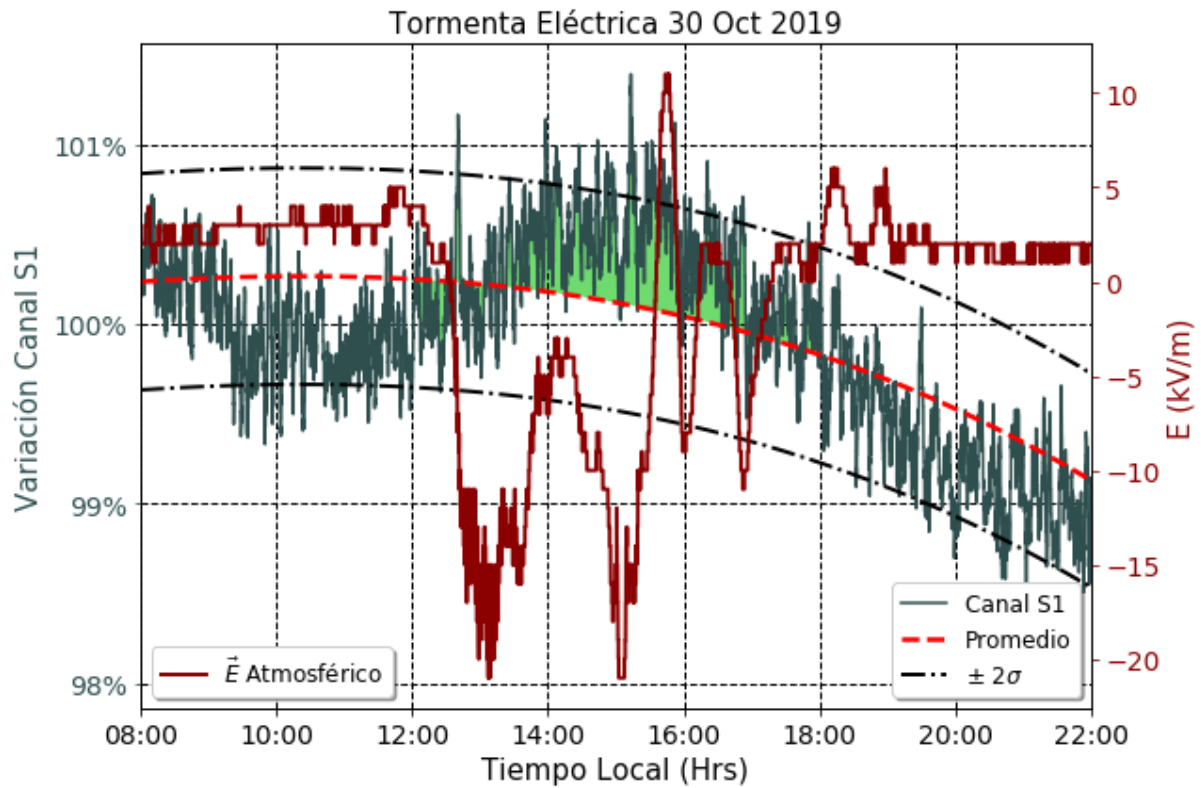


Figura 5.9. Gráfica del registro del canal S1 del TNS y la intensidad del campo eléctrico para la tormenta eléctrica del 30/10/19.

En la Figura 5.10 se muestran las gráficas del campo eléctrico atmosférico y el canal S1 del TNS para la tormenta del 20 de enero del 2020. Alrededor de las 19:00 se observa el primer mínimo local del campo eléctrico atmosférico y del canal S1, el cual tuvo una disminución de 0.81 %. A las 20:30 se observan nuevamente mínimos en ambos registros, con una disminución de 1.64 %. Este resultado se muestra en la Tabla 5.4. Antes y después de la tormenta, el canal S1 tiene una mayor tasa de conteo que el promedio representado por la línea discontinua.

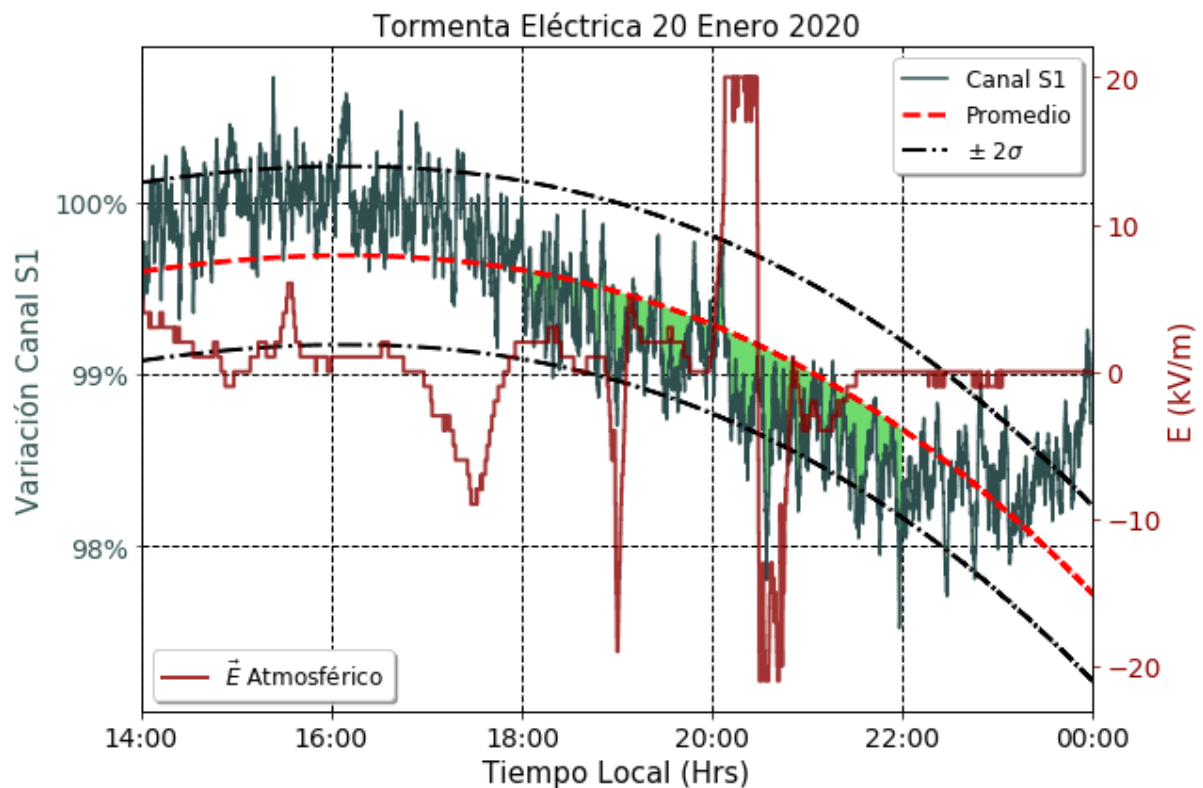


Figura 5.10. Gráfica del registro del canal S1 del TNS y la intensidad del campo eléctrico para la tormenta eléctrica del 20/01/20.

En la Figura 5.11 se muestran las gráficas del registro del EFM-100 y el canal S2_Anti del TNS para la tormenta del 17 de octubre del 2019. Se observa que al iniciar la tormenta, a las 15:00, hay un incremento en la tasa de conteo del canal S2_Anti de 2 %. Este incremento podría corresponder al máximo de la variación diurna, como se observa en la Figura 5.6. Alrededor de las 17:00 horas, se observa un incremento del 4.9 %, resultado que se muestra en la Tabla 5.4. Este es el porcentaje de variación más alto que se encontró. Sin embargo, habría que analizar que este gran incremento no se deba a algún fenómeno físico más energético que el cambio en el campo eléctrico atmosférico.

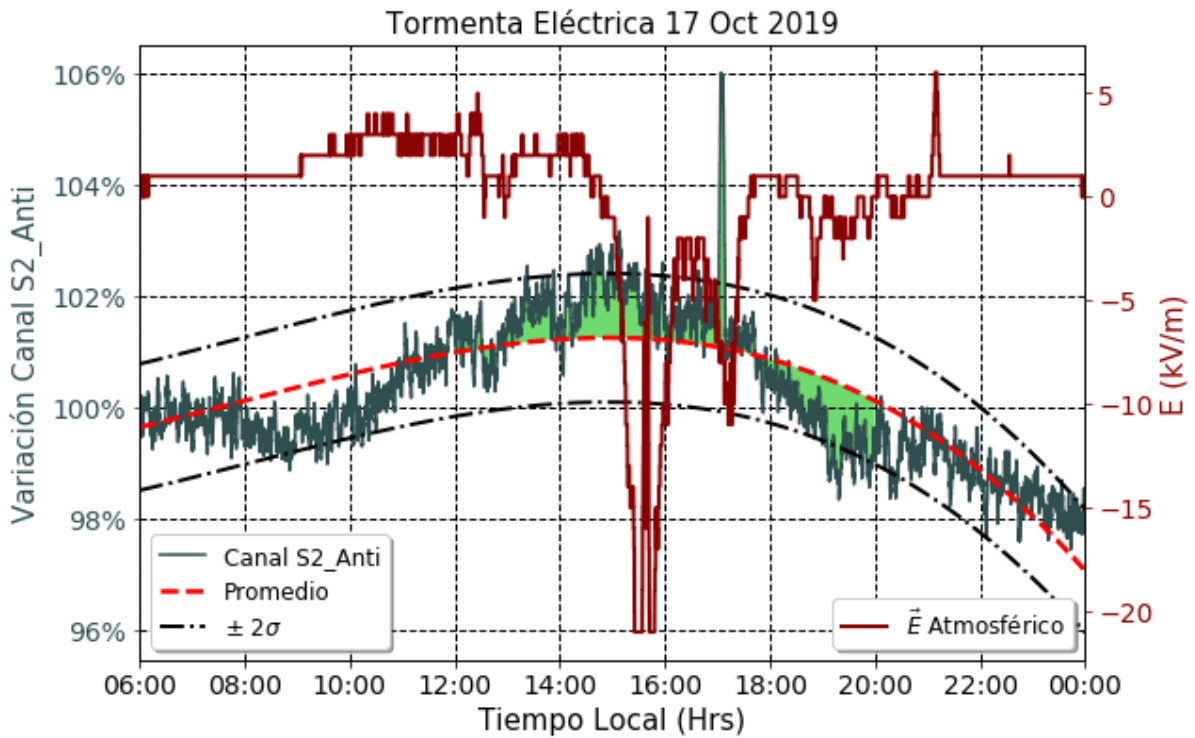


Figura 5.11. Gráfica del registro del canal S2_Anti del TNS y la intensidad del campo eléctrico para la tormenta eléctrica del 17/10/19.

En la Figura 5.12 se muestran las gráficas para la tormenta del 26 de octubre del 2019. A las 21:00, se observa que la tormenta comienza y algunos minutos después, hay un decremento en la tasa de conteo del canal S2_Anti de 2 %. En general, la tasa de conteo permanece menor al promedio durante la tormenta y tras ella, se empieza a recuperar.

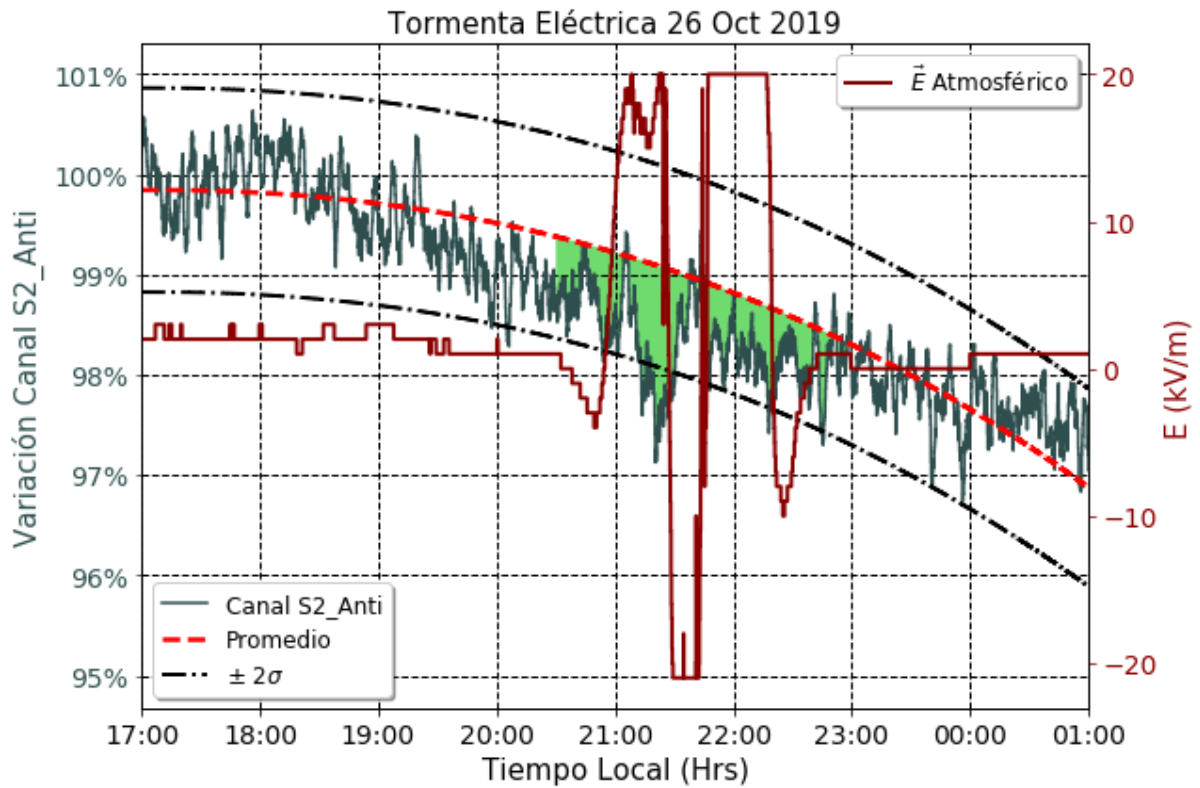


Figura 5.12. Gráfica del registro del canal S2_Anti del TNS y la intensidad del campo eléctrico para la tormenta eléctrica del 26/10/19.

En la Figura 5.13, se muestran las gráficas para la tormenta del 31 de octubre del 2019. Desde que la tormenta comienza a las 7:00, la tasa de conteo comienza a disminuir. Alrededor de las 8:30, se observa un mínimo en la tasa de conteo del canal S2_Anti de 2.89 %, resultado que se muestra en la Tabla 5.4. Una vez que la tormenta termina, la tasa de conteo comienza a incrementar y es mayor que el promedio representado por el ajuste polinomial. Sin embargo, el mínimo que coincide con la tormenta también podría corresponder a un mínimo local de la variación diurna, el cual ocurre justo antes de la fase ascendente (ver Figura 5.6).

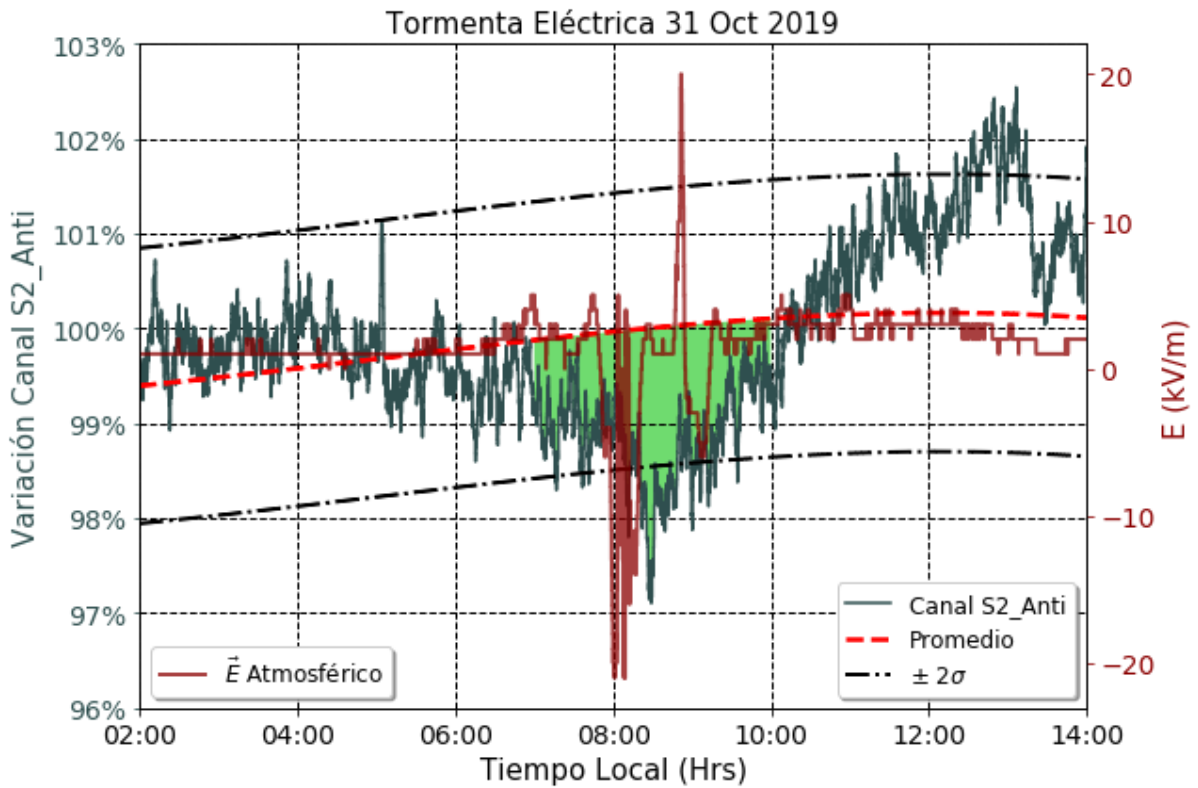


Figura 5.13. Gráfica del registro del canal S2_Anti del TNS y la intensidad del campo eléctrico para la tormenta eléctrica del 31/10/19.

En la Figura 5.14, se muestran las gráficas para la tormenta del 20 de octubre del 2020 del registro del EFM-100 y el canal S2_Anti del TNS. La tormenta comienza alrededor de las 17:00 horas y por el registro del Boltek EFM-100 se sabe que fueron varias nubes relativamente pequeñas las que sobrepasaron el detector. A las 18:00, la tasa de conteo del canal S2_Anti disminuye y se mantiene bajo el promedio durante toda la tormenta, teniendo mínimos que corresponden a los mínimos del campo eléctrico también. Alrededor de las 20:30, se observa el decremento más significativo de 2.6 %, este porcentaje se muestra en la Tabla 5.4.

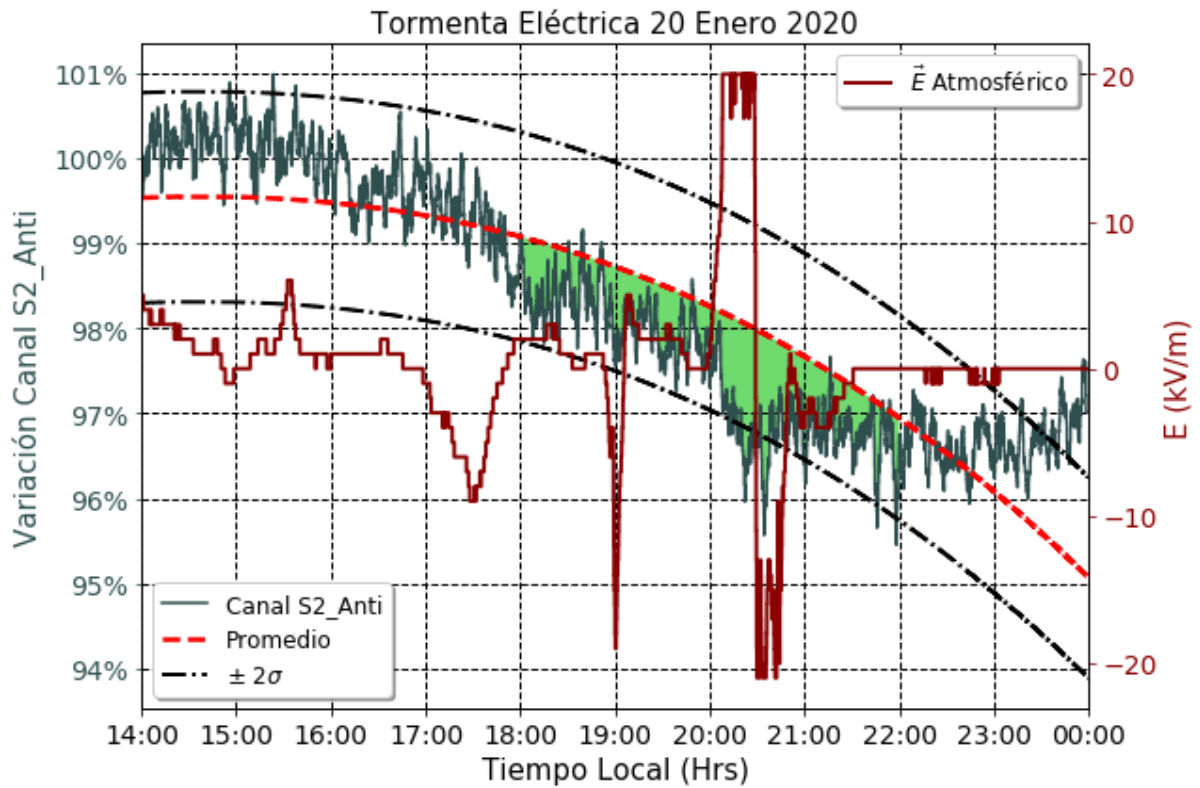


Figura 5.14. Gráfica del registro del canal S2_Anti del TNS y la intensidad del campo eléctrico para la tormenta eléctrica del 20/01/20.

Los efectos observados en la tasa de conteo del canal S1 y S2_Anti tienen una duración variada. Para el canal S1 el efecto es menos duradero, con un máximo de una hora y coincide con el tiempo que se mantiene dominante alguna polaridad del campo eléctrico atmosférico. Por otro lado, para el canal S2_Anti el efecto en general tiene la misma duración que la tormenta y es negativo; es decir, la tasa de conteo disminuye. En varios casos, el efecto se observa alrededor de 30 o 60 minutos tras el comienzo de la tormenta. Para el 17 y el 30 de octubre, se tienen casos especiales donde el efecto es el contrario, habiendo un incremento en la tasa de conteo del canal S2_Anti.

5.5 Discusión de Resultados

Los resultados que se muestran en la Tabla 5.4 están relacionados principalmente con la polaridad del campo eléctrico en el caso de las partículas cargadas y con la absorción de la energía de los neutrones a través de la atmósfera. Hay un par de casos en los que las variaciones podrían atribuirse a la variación diurna, sin embargo, habría que eliminar esta variación del registro para saber con exactitud.

El campo eléctrico atmosférico influye en acelerar y desacelerar las cargas positivas y negativas, dependiendo de su polaridad. Un campo negativo desacelera las cargas positivas y acelera las negativas, lo contrario sucede para un campo positivo. Considerando que las nubes de tormenta producen en general un campo eléctrico atmosférico negativo, el cual se dirige hacia la atmósfera superior, las cargas positivas son desaceleradas en su trayecto hacia el suelo y las negativas son aceleradas.

Recapitulando lo establecido en la sección 4.1, existen dos mecanismos físicos asociados que probablemente explican los resultados de la Tabla 5.4: el mecanismo de muones y el mecanismo de electrones.

El TNS detecta principalmente la componente hadrónica de los RC secundarios, sin embargo, una proporción de las cuentas se produce por muones, electrones y positrones. Esta proporción sería la suficiente para provocar las variaciones de alrededor del 1% que se observan en este trabajo, de acuerdo a lo reportado en [3,4,5,6,7], sobre todo los resultados asociados al TNS de Nagoya, Japón en [7].

Para los casos donde se observan incrementos en la tasa de conteo del canal S1, se podría asociar el mecanismo de avalanchas de electrones fugitivos, los cuales alcanzan energías de hasta 100 MeV y serían capaces de ser detectados por este canal del TNS. Aunque el campo eléctrico atmosférico no alcance una magnitud de $E_{EF} = 157$ kV/m, los electrones son acelerados de manera importante. Además, las descargas eléctricas también producen estas avalanchas de electrones fugitivos. Dada la altura del ORC-SN, los electrones generados de esta manera también podrían alcanzar el nivel de observación. La mayoría de los casos son precisamente incrementos en la Tabla 5.4. En los resultados de [7] todas las variaciones fueron incrementos.

En el caso de los decrementos, se podría asociar el mecanismo de muones. Sería de interés analizar los canales de mayor energía del TNS como el canal S4 ($E \geq 120$ MeV). De esta manera, el mecanismo de muones podría relacionarse con más certeza. Recordando que, para energías del orden de 100 MeV, únicamente los muones podrían producir este tipo de disminuciones en las tasas de conteo de un detector de RC secundarios.

Además, de acuerdo con la discusión de resultados de [7], podría sugerirse una aceleración de protones provocada por un campo eléctrico atmosférico positivo también para los

incrementos observados en la tasa de conteo del canal S1. Sin embargo, esta sugerencia es más ambiciosa y requeriría el planteamiento de un mecanismo físico detallado.

La duración de los efectos observados en el canal S1 está directamente relacionada con la polaridad del campo y dura el tiempo que esta polaridad dominante se mantenga, siempre que sea lo suficientemente intensa. Hay incrementos más puntuales (con duración de minutos) que podrían asociarse con descargas eléctricas y las avalanchas de electrones fugitivos que éstas producen.

El efecto observado en general en la tasa de conteo del canal S2_Anti es de disminuciones. Dado que los protones de la componente hadrónica podrían ser desacelerados durante tormentas eléctricas, algunos de ellos no tendrían la energía suficiente para producir nuevas cascadas de partículas. Por lo tanto, habría menos neutrones secundarios producidos.

Los resultados también podrían relacionarse con que los núcleos de los átomos de hidrógeno en las moléculas de agua son moderadores y absorbedores de neutrones muy efectivos [68]. De esta forma, además de la influencia del campo eléctrico atmosférico, se debe considerar la absorción adicional de neutrones por la humedad contenida en las nubes de tormenta para explicar los efectos observados.

En general, los decrementos observados en el canal S2_Anti no se pueden asociar con un mecanismo físico bien establecido que se le atribuya a tormentas eléctricas, dado el umbral de energía del canal. Para confirmar que estén asociados con las tormentas eléctricas, se debería realizar un cálculo de la pérdida de energía que experimentan los neutrones de alta energía al atravesar nubes de tormenta. Una vez realizado el cálculo, el resultado debería ser que los neutrones con energías mayores a 60 MeV pierdan algunos MeV de energía, lo cual es poco probable. Se podría realizar también un cálculo de la pérdida de energía que experimentan los protones para la explicación de que se producen menos cascadas de partículas debido a la desaceleración de protones.

Por otro lado, para las tormentas del 17 y 30 de octubre, el canal S2_Anti muestra un incremento significativo. Estos incrementos son más difíciles de explicar, debido a que los neutrones deben tener la energía suficiente para depositar 60 MeV en el TNS. Se podría asociar con la producción de neutrones durante tormentas, sin embargo, estos neutrones tienen una energía promedio de 2.5 MeV en los estudios que se han realizado [67].

La idea de la producción de neutrones durante tormentas eléctricas proviene de la experimentación con fibras que explotaron tras aplicarles pulsos de alto voltaje. La producción de neutrones en estas descargas de alto voltaje fue lo que forzó la explosión de las fibras que contenían hidrógeno o deuterio. No se sabe si estos neutrones se producen por fusión nuclear o por reacciones fotonucleares. Sin embargo, se piensa que la temperatura máxima del plasma durante una descarga eléctrica en una tormenta es muy baja como para iniciar reacciones de fusión. Por otro lado, un proceso más probable son las reacciones fotonucleares en el aire que son iniciadas por los rayos gamma generados en las avalanchas

de electrones fugitivos durante descargas eléctricas [67]. De esta manera, para resolver el problema del origen de estos neutrones se necesitan detecciones simultáneas de rayos gamma, neutrones y la ocurrencia de descargas eléctricas.

Para asociar los incrementos observados en el canal S2_Anti con este proceso, habría que hacer un análisis incluyendo los rayos gamma y la ocurrencia de descargas simultáneas, además de encontrar teóricamente que exista la posibilidad de producir neutrones con energías mayores a 60 MeV. De otro modo, los incrementos no se puedan atribuir a la tormenta eléctrica.

Conclusiones

Con base en los resultados teóricos y experimentales obtenidos, se puede concluir que el efecto del campo eléctrico atmosférico sobre el flujo de rayos cósmicos secundarios es probablemente significativo a la altura de Sierra Negra, México. Debido a la profundidad atmosférica en la que se ubica el ORC-SN, la intensidad de los RC secundarios es mucho mayor que a nivel del mar o a la altura de la CDMX. De esta manera, las variaciones en la intensidad de los RC son amplificadas y podrían ser detectables por el Observatorio.

De acuerdo con lo establecido por la teoría general de Dorman y utilizando los resultados de las simulaciones realizadas con CORSIKA, se calculó el porcentaje de variación en la intensidad de la componente cargada total de RC secundarios con un rango de ± 0.81 a $\pm 2.44\%$ para un campo eléctrico atmosférico de ± 10 a ± 30 kV/m. Además, se calculó también el porcentaje de variación en la intensidad de los neutrones con un rango de ± 1.5 a $\pm 4.53\%$ para los mismos valores de campo eléctrico.

Con base en el registro del Boltek EFM-100 se encontraron 15 tormentas eléctricas durante el periodo de octubre del 2019 a marzo del 2020. Se analizó el registro del TNS durante estas tormentas y para 10 de éstas se observaron variaciones significativas. El campo eléctrico atmosférico puede explicar en general las propiedades de las perturbaciones observadas.

Los porcentajes de variación calculados teóricamente apoyan los resultados obtenidos en el análisis de datos de los canales S1 y S2_Anti del TNS, donde el canal S1 detecta partículas cargadas con una energía $E \geq 30$ MeV y el canal S2_Anti detecta partículas neutras con una energía $E \geq 60$ MeV. De esta manera, en los casos donde se observó un efecto significativo con probabilidad de asociarse con el campo eléctrico atmosférico en el registro del TNS, el porcentaje de variación se encontró dentro del rango calculado, como se muestra en la Tabla 5.4.

Los porcentajes de variación en la tasa de conteo del canal S2_Anti son significativos y claramente coinciden con la ocurrencia de las tormentas, sin embargo, no se puede asegurar que se deban a ellas. Aunque los resultados caigan dentro del rango calculado a partir de la teoría de Dorman, este constituye una primera aproximación y se requiere el planteamiento de un mecanismo físico que sea capaz de explicar las variaciones observadas.

Se descartó que las variaciones se debieran a otros parámetros atmosféricos como la presión y la temperatura. Recordando que los resultados obtenidos en [4, 5] se asemejan bastante a los resultados obtenidos en este trabajo, con variaciones de alrededor de 1% para partículas cargadas detectadas por plásticos centelladores durante tormentas eléctricas. Los datos se corrigieron por presión y se encontró que la temperatura debería exceder $+15$ °C para producir una variación de esa magnitud en la intensidad de los RC secundarios. Las tormentas eléctricas suelen enfriar el ambiente, no calentarlo.

Además, las variaciones probablemente no son el resultado de la interferencia eléctrica inducida por las tormentas eléctricas en el TNS. Este tipo de interferencia se debe a la instalación de varios detectores instalados en el mismo circuito. Por ejemplo, en [7] se descartó que las variaciones en la tasa de conteo del TNS de Nagoya se debieran a esta interferencia dado que en los demás detectores no se observó un cambio en la tasa de conteo. En el ORC-SN no se encuentran instalados varios detectores que pudiesen causar interferencia, únicamente son el TNS y el SciCRT. Sin embargo, para asegurar que no exista la interferencia, se debe realizar un análisis de la electrónica.

Por otro lado, los datos del SciCRT también fueron analizados. No se encontraron tendencias sistemáticas evidentes en el canal de muones ni en el canal del SB 3 del SciCRT. Sin embargo, únicamente se consideraron cuatro tormentas; de las cuales tres tampoco mostraron ninguna tendencia en los datos del TNS. Por lo tanto, no se puede descartar que los efectos no sean detectables por el SciCRT. Haría falta una mayor disponibilidad de datos y analizar una mayor cantidad de días de tormenta.

Las tormentas que no tuvieron un efecto significativo detectable por el ORC-SN fueron las de menor duración (de 1 a 2 horas) y aquellas para las cuales el campo eléctrico atmosférico no tuvo una polaridad dominante lo suficientemente intensa, alternando la positiva y la negativa.

Con el propósito de investigar los resultados contraintuitivos encontrados para algunas tormentas, sería de interés analizar a fondo el papel de las descargas eléctricas y los rayos gamma en este estudio. Además, como trabajo a futuro se podría investigar el efecto de las tormentas eléctricas sobre los rayos cósmicos secundarios durante todo un año, analizando los datos especialmente en verano, donde las tormentas ocurren con mayor frecuencia.

Por otro lado, en algunas tormentas, el rango de detección de -20 kV/m a 20 kV/m del Boltek EFM-100 fue rebasado, debido a que las gráficas se ven saturadas en los valores extremos. Tomando esto en cuenta, se podría utilizar un detector con un rango de detección más amplio de -100 kV/m a 100 kV/m. Además, se podría analizar el efecto sobre otras estaciones de RC de montaña.

Finalmente, con base en los resultados obtenidos a partir del registro del TNS, se concluye que es un buen detector del flujo de RC secundarios y existe una probabilidad de que sea capaz de detectar variaciones atribuidas a tormentas eléctricas intensas, duraderas y que generen un campo eléctrico atmosférico con una polaridad dominante. Además, la ubicación del ORC-SN es favorable para la detección del efecto de las tormentas eléctricas en los RC secundarios.

Referencias

- [1] Gaisser, T. K., Engel R. & Resconi E. Cosmic rays and particle physics. Cambridge University Press, 2016.
- [2] Wilson, Charles TR. The acceleration of β -particles in strong electric fields such as those of thunderclouds. *Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society*. Vol. 22. No. 4. Cambridge University Press, 1925.
- [3] Alexeenko, V. V., et al. Transient variations of secondary cosmic rays due to atmospheric electric field and evidence for pre-lightning particle acceleration. *Physics Letters A* 301.3-4: 299-306. 2002.
- [4] Alexeenko, V. V., et al. Short perturbations of cosmic ray intensity and electric field in atmosphere. *19th International Cosmic Ray Conference*. Vol. 5. 1985.
- [5] Alexeenko, V. V., et al. Short perturbations of cosmic ray intensity and electric field in atmosphere. *20th International Cosmic Ray Conference*. Vol. 4. 1987.
- [6] Zeng, Y., et al. Correlation between cosmic ray flux and electric atmospheric field variations with the ARGO-YBJ experiment. *Proceedings of 33rd ICRC, Rio de Janeiro, Brazil*. July 2013.
- [7] Muraki, Y., et al. Effects of atmospheric electric fields on cosmic rays. *Physical Review D* 69.12: 123010. 2004.
- [8] González Méndez, L.X. Valdés-Galicia J.F. Atmospheric electric field effects of cosmic rays detected in Mexico City. *Geofísica internacional*, 45 (4). 255-262. 2006.
- [9] Alvarez Castillo J., Valdés Galicia J.F. Signatures of thunderstorms in the variations of the secondary cosmic rays registered in Mexico City. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 72, 2010.
- [10] Newton Bosch, B. J. Variaciones en la componente secundaria de los rayos cósmicos galácticos, detectadas por el Observatorio de Rayos Cósmicos de la Ciudad de México, atribuidas a campos eléctricos atmosféricos. Tesis digital de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. 2018.
- [11] Miroshnichenko, L., Physics of the Sun and Solar-Earth relations. University book. Moscú. 2011.
- [12] González Méndez, L. X. Efectos de los campos eléctricos atmosféricos en los rayos cósmicos detectados en la superficie terrestre. Tesis digital de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 2003.
- [13] Davis, A. An Overview of Cosmic Ray Elemental Composition. <http://www.srl.caltech.edu/ACE/ACENews/ACENews83.html>. ACE News #83, 2004.
- [14] Longair, M. S. High energy astrophysics. Cambridge University Press, 2011.
- [15] Gómez Albarracín, F. A. Estudio de la composición de rayos cósmicos de ultra alta energía en el Observatorio Pierre Auger. Tesis doctoral. Universidad Nacional de La Plata. 2011.
- [16] Wilkens, H., Pohl, M. & Kuijpers, J. Experimental study of high energy muons from Extensive Air Showers in the energy range 100 TeV to 10 PeV. Radboud University. 2003.
- [17] Mollerach S., & Roulet E.. Progress in high-energy cosmic ray physics. *Progress in Particle and Nuclear Physics* 98: 85-118. 2018.
- [18] Dorman, L. I. Cosmic rays in the Earth's atmosphere and underground. Vol. 303. Springer Science & Business Media, 2013.
- [19] Stanev, T. High energy cosmic rays. Springer Science & Business Media, 2010.

- [20] Allard, D., Parizot, E., & Olinto, A. V. On the transition from galactic to extragalactic cosmic-rays: Spectral and composition features from two opposite scenarios. *Astroparticle Physics* 27.1: 61-75. 2007.
- [21] Collaboration, High Resolution Fly'S. Eye, et al. "First observation of the Greisen-Zatsepin-Kuzmin suppression." *Physical Review Letters* 100.10: 101101. 2008.
- [22] Ginzburg, V. L., & Syrovatskii, S. I. The origin of cosmic rays. Elsevier, 2013.
- [23] Miroshnichenko, L. Solar cosmic rays: Fundamentals and applications. Vol. 405. Springer, 2014.
- [24] Dorman, L. I. Cosmic rays of solar origin. Vol. 12. VINITI, Moscow: 186. 1978.
- [25] Perea Contreras, S. Variaciones en el Flujo de los Rayos Cósmicos Detectados por el Telescopio de Neutrones Solares (TNS) en Sierra Negra Atribuidas a Tormentas Geomagnéticas. Tesis digital de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. 2018.
- [26] Fichtner, H. Anomalous cosmic rays: Messengers from the outer heliosphere. *Space Science Reviews* 95.3-4: 639-754. 2001.
- [27] Cummings, A. C., Stone, E. C., & Steenberg, C. D. Composition of anomalous cosmic rays and other heliospheric ions. *The Astrophysical Journal* 578.1: 194. 2002.
- [28] Álvarez Castillo, J. Efectos de las tormentas eléctricas en los rayos cósmicos detectados en la superficie terrestre. Tesis digital de maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 2008.
- [29] CERN. Cosmic rays: particles from outer space. Revisado el 20/07/2020. <https://home.cern/science/physics/cosmic-rays-particles-outer-space>.
- [30] Ross, E., & Chaplin, W. J. The behaviour of galactic cosmic-ray intensity during solar activity cycle 24. *Solar physics*, 294(1), 8. 2019
- [31] Cordero Tercero, M. G. et al. Introducción a la física espacial. Universidad Nacional Autónoma de México, 2013.
- [32] Adriani, O., et al. PAMELA's measurements of geomagnetic cutoff variations during the 14 December 2006 storm. *Space Weather* 14.3: 210-220. 2016
- [33] Dorman, L.I. Cosmic Rays, variations and space observations. North-Holland Publishing Company. 1974.
- [34] Mendonça, R. R. S., et al. Analysis of cosmic rays' atmospheric effects and their relationships to cutoff rigidity and zenith angle using Global Muon Detector Network data. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*. 2019.
- [35] De Mendonça, R. R. S., et al. Analysis of atmospheric pressure and temperature effects on cosmic ray measurements. *Journal of Geophysical Research: Space Physics* 118.4: 1403-1409. 2013.
- [36] Nitta, Kazunori, et al. The K2K SciBar detector. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment* 535.1-2: 147-151. 2004.
- [37] Sasai, Yoshinori, et al. Performance of the SciBar cosmic ray telescope (SciCRT) toward the detection of high-energy solar neutrons in solar cycle 24. *Earth, Planets and Space* 66.1: 130. 2014.
- [38] Sasai, Yoshinori, et al. A faster and more reliable data acquisition system for the full performance of the SciCRT. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section A: Accelerators, Spectrometers, Detectors and Associated Equipment* 857: 50-57. 2017.
- [39] Nagai, Y., et al. First cosmic-ray measurements by the SciCRT solar neutron experiment in Mexico. *Astroparticle physics* 59: 39-46. 2014

- [40] Barón Martínez, G. Análisis de estabilidad de partículas neutras detectadas por el telescopio de neutrones solares en Sierra Negra, Puebla. Tesis digital de licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. 2018.
- [41] Boltek EFM-100 Atmospheric Electric Field Monitor: Installation/Operator's Guide. Boltek Corporation. 2004-2015.
- [42] Houze Jr, Robert A. Types of Clouds in Earth's Atmosphere. *International Geophysics*. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-12-374266-7.00001-9>. Vol. 104 : Cloud Dynamics. 3-23. Elsevier, 2014.
- [43] Banks Photos/Getty Images. Tomada de <https://www.thoughtco.com/anvil-cloud-rule-3444263>. Última revisión: 27/04/2020.
- [44] Byers, H. R., & Braham, R. R. The thunderstorm: report of the Thunderstorm Project. *US Government Printing Office*. 1949.
- [45] Browning, K. A. The structure and mechanisms of hailstorms. *Hail: A review of hail science and hail suppression*. American Meteorological Society, Boston, MA, 1-47. 1977.
- [46] Cotton, W., Bryan G. & van den Heever, S. Cumulonimbus Clouds and Severe Convective Storms. *International Geophysics: Volume 99: Storm and Cloud Dynamics*, 2. 315-454. Academic Press, 2010.
- [47] Houze Jr, Robert A. Cumulonimbus and Severe Storms. *International Geophysics*. Vol. 104 : Cloud Dynamics. 187-236. Elsevier, 2014.
- [48] Blumen, William. Atmospheric processes over complex terrain. DOI: 10.1007/978-1-935704-25-6. Vol. 23. Boston, MA: American Meteorological Society, 1990.
- [49] Hobbs, Peter V., & Arthur L. Rangno. Ice particle concentrations in clouds. *Journal of the atmospheric sciences* 42.23: 2523-2549. 1985.
- [50] Leblanc, F., et al. Planetary Atmospheric Electricity. Volume 30. *Springer Science & Business Media*. 2008.
- [51] Williams, Earle R. The electrification of thunderstorms. *Scientific American* 259.5:88-99. 1988.
- [52] Kelley, M. C. The Earth's Electric Field: Sources from Sun to Mud. Elsevier, 2014.
- [53] Roble, R. D., & Tzur, I. The global atmospheric-electrical circuit. *The Earth's Electrical Environment*. 1986.
- [54] Siingh, D., et al. The atmospheric global electric circuit: an overview. *Atmospheric Research* 84.2: 91-110. 2007.
- [55] Wählin, L. Atmospheric Electrostatics. Research Studies Press. Letchworth, Hertfordshire, England. Colutron Research Corp. 1989.
- [56] Iribarne J. V., Cho H.-R. Atmospheric Physics. 129-146. D. Reidel Publishing Company, 1980.
- [57] Blakeslee, R. J., Christian, H. J., & Vonnegut, B. Electrical measurements over thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 94(D11), 13135-13140. 1989.
- [58] Krider, E. P. Thunderstorm. Enciclopedia Británica. Encyclopædia Britannica, inc. <https://www.britannica.com/science/thunderstorm>. 2016.
- [59] Lidvansky, A. S. The effect of the electric field of the atmosphere on cosmic rays. *Journal of Physics G: Nuclear and Particle Physics* 29.5: 925. 2003.
- [60] Rui-rui, Y. A. N., et al. Effect of Thunderstorm Electric Field on the Cosmic Ray Secondary Particle Energy at LHAASO. *Chinese Astronomy and Astrophysics* 44.2: 146-159. 2020.
- [61] Takami, T., et al. Particle acceleration in thunderstorms. *International Cosmic Ray Conference*. Vol. 10. 2001.

- [62] Gurevich, A. V., G. M. Milikh, and R. Roussel-Dupre. Runaway electron mechanism of air breakdown and preconditioning during a thunderstorm. *Physics Letters A* 165.5-6: 463-468. 1992.
- [63] Karapetyan, G. G. Variations of muon flux in the atmosphere during thunderstorms. *Physical Review D* 89.9: 093005. 2014.
- [64] Heck, D., & Pierog, T. (2000). Extensive air shower simulation with CORSIKA: A user's guide. *Forschungszentrum Karlsruhe, Institut für Kernphysik*.
- [65] Monterde Andrade, F. Simulación del Flujo de Neutrones Solares en la Atmósfera Terrestre. Tesis digital de Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México. 2020.
- [66] Barrantes, M., Determinación de la influencia de los parámetros atmosféricos en el flujo de rayos cósmicos registrado en el TNS de Sierra Negra, Puebla. Tesis digital de doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México, 2018.
- [67] Chilingarian, A., Bostanjyan, N., & Vanyan, L. Neutron bursts associated with thunderstorms. *Physical review D*, 85(8), 085017. 2012.
- [68] Alekseenko V. V., et al. Variations in the Neutron Flux during Thunderstorms. *Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Physics* 79.5: 682-684. 2015.