



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Condiciones meteorológicas extremas e impacto
ambiental causados por los vientos de Santa Ana
en el noroeste de México y suroeste de EUA**

Tesis que presenta

Christian Adrián Álvarez Báez

Para obtener el grado de

Doctor en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. José Noel Carbajal Pérez

San Luis Potosí, S.L.P., 17 junio de 2021



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Condiciones meteorológicas extremas e impacto ambiental causados por los vientos de Santa Ana en el noroeste de México y suroeste de EUA**” presentada para obtener el Grado de Doctor en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Christian Adrián Álvarez Báez** y aprobada el **18 de junio de 2021** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. José Noel Carbajal Pérez
Director/Codirectores de la tesis

Dr. José Tuxpan Vargas
Miembro del Comité Tutorial

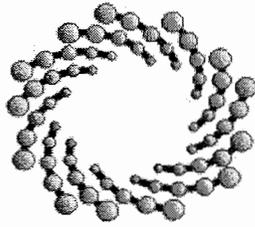
Dr. Luis Felipe Pineda Martínez
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de (Nombre del Laboratorio) de la División Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. José Noel Carbajal Pérez.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (590388) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 020 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Doctorado en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 12 días del mes de julio del año 2021, se reunió a las 12:20 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. José Alfredo Ramos Leal	Presidente	IPICYT
Dr. José Tuxpan Vargas	Secretario	IPICYT
Dr. José Noel Carbajal Pérez	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

DOCTOR EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Christian Adrián Álvarez Báez

sobre la Tesis intitulada:

Condiciones meteorológicas extremas e impacto ambiental causados por los vientos de Santa Ana en el noroeste de México y suroeste de E.U.A

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. José Noel Carbajal Pérez

El Jurado, después de deliberar, determinó

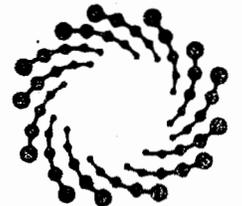
APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 13:45 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 12 días del mes de julio de 2021.


Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



IPICYT
SECRETARÍA ACADÉMICA
INSTITUTO POTOSINO DE
INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA
Y TECNOLÓGICA, A.C.

Dedicado a mi familia y a mi esposa

Agradecimientos

Quiero agradecer a los miembros del comité que me apoyaron con su experiencia a través de las recomendaciones a lo largo de mis estudios.

Al Dr. Carbajal quien fue un gran asesor, durante todo este tiempo trabajando juntos, me compartió grandes consejos no solo académicos, sino de vida. Los aprecio sinceramente y los mantendré siempre presentes.

A mis amigos y colegas que me apoyaron y animaron durante estos años, vivimos de todo en el cubo.

A mi familia, que me ha motivado todo el tiempo. A mis padres que han sido el mejor ejemplo para todo, y a mis hermanos que son mis mejores amigos.

Finalmente, a mi esposa quien siempre ha estado a mi lado en los mejores momentos y en los más difíciles, apoyándome en cada paso que he tenido que dar y sin perder la fe en mí.

Tabla de contenido

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Dedicatorias	v
Agradecimientos	vi
Contenido	vii
Resumen	x
Abstract	xi
Capítulo 1 Introducción	1
1.1 Los vientos de Santa Ana como un fenómeno de impacto ambiental.	1
1.2 Objetivos	3
1.3 Condiciones de formación de los vientos de Santa Ana	4
1.4 Desertificación en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos	7
1.5 Tormentas de polvo en México	8
1.6 Frecuencia e intensidad de eventos con potencial emisión de polvo en el noroeste de México	10
1.7 La introducción de la simulación numérica al estudio de las tormentas de polvo	14
Capítulo 2 Área de estudio	16
2.1 Provincias fisiográficas de México	16
2.1.1 Península de Baja California	16
2.1.2 Llanura Sonorense	20
2.1.3 Llanura Costera del Pacífico	24
2.2 Golfo de California	27
2.3 Estados Unidos	28
2.3.1 Cobertura de suelo y vegetación del sur de California, Nevada y Arizona.	28
2.3.2 Clima del sur de California, Nevada y Arizona	29
Capítulo 3 Simulación numérica aplicada a eventos de condiciones meteorológicas extremas con tormentas de polvo.	32
3.1 Introducción	32
3.2 Metodología	33
3.2.1 Descripción del modelo WRF-CHEM	34

3.2.2 Configuraciones físicas y químicas.....	36
3.3 Resultados	38
3.3.1 Evento de febrero del 2002.....	38
3.3.2 Evento de febrero del 2011.....	51
3.3.3 Evento de marzo del 2014	64
3.3.4 Evento de abril del 2014	75
3.3.5 Evento de noviembre del 2018	87
3.4 Discusión	98
3.4.1 Condiciones meteorológicas extremas y sinópticas.....	98
3.4.2 Impacto de altas concentraciones de PM10	105
3.4.3 Pérdida de suelo por erosión eólica.....	106
3.5 Conclusiones.....	115
Capítulo 4 Estimación de deposición de polvo en el Golfo de California.....	117
4.1 Introducción	117
4.2 Metodología	118
4.2.1 Descripción del modelo HYSPLIT.....	120
4.3 Resultados	121
4.3.1 Estimación de deposición de polvo en el Golfo de California durante el evento de febrero del 2002	121
4.3.2 Estimación de deposición de polvo en el Golfo de California durante el evento de octubre del 2007	127
4.3.3 Estimación de deposición de polvo en el Golfo de California durante el evento de noviembre del 2018.....	131
4.4 Discusión	135
4.4.1 Deposición de polvo eólico y repercusión.....	136
4.5 Conclusiones.....	141
Capítulo 5 Contribución de masas de aire descendentes al calentamiento de los vientos de Santa Ana	143
5.1 Introducción	143
5.2 Metodología	145
5.3 Resultados	147
5.3.1 Evento de octubre del 2007	147
5.3.2 Evento de febrero 2002	151
5.3.2 Evento de abril 2014	154

5.4 Discusión	158
5.4.1 El papel de la topografía	158
5.5 Conclusiones.....	164
Conclusiones generales	166
Referencias	172
Anexo	192
Productos de investigación	192

Resumen

Condiciones meteorológicas extremas e impacto ambiental causados por los vientos de Santa Ana en el noroeste de México y suroeste de EUA

El presente trabajo representa un análisis exhaustivo de la dinámica de las condiciones de los vientos de Santa Ana y los diferentes procesos que rodean a este fenómeno meteorológico, además de su impacto ambiental en el noroeste de México y suroeste de E.U.A., por medio de la aplicación de diferentes técnicas de simulación numérica. Empleando el modelo numérico Weather Research and Forecasting acoplado con un módulo químico (WRF-CHEM) en diferentes eventos extremos, se estudiaron las modificaciones meteorológicas presentes durante el paso de los vientos de Santa Ana y también su influencia en la formación de tormentas de polvo además del deterioro de la calidad del aire en zonas densamente pobladas. Los resultados demuestran el transporte de grandes cantidades de polvo afectando áreas urbanas elevando las concentraciones de material particulado de tamaño fino (PM10) por encima de los valores permisibles por los estándares oficiales, además de revelar la fuerte erosión eólica del suelo en regiones de cultivo en el noroeste de México. Se propuso una metodología para estimar la deposición de polvo en el Golfo de California, la cual combina el uso del WRF-CHEM y simulación de trayectorias lagrangianas con el modelo HYSPLIT. Las simulaciones demostraron que una importante cantidad de polvo puede ser depositado en el Golfo de California durante esta clase de eventos, lo cual podría tener impacto en la actividad biológica. Finalmente, por medio de simulación de trayectorias lagrangianas, se mostró la dinámica que contribuye al calentamiento del aire en la península de Baja California a través de la compleja interacción entre el viento y la topografía.

Palabras clave: vientos de Santa Ana, tormentas de polvo, WRF-CHEM, HYSPLIT, Golfo de California.

Abstract

Extreme meteorological conditions and environmental impact caused by Santa Ana winds in northwestern Mexico and southwestern USA

This work represents an exhaustive analysis, through the application of different numerical simulation techniques, of the dynamics of the Santa Ana winds conditions and the different processes surrounding this meteorological phenomena, besides its environmental impact in northwestern Mexico and southwestern USA. Applying the numerical model Weather Research and Forecasting coupled with a chemical module (WRF-CHEM) to different extreme events, it was studied the meteorological modifications presents during the arrival of Santa Ana winds, and also its influence in the formation of dust storms besides the air quality deterioration in densely populated areas. Results show the transport of high dust quantities reaching and affecting urban areas by rising fine size particulate matter concentrations above permissible official standards, also revealing aeolian erosion of soil from agriculture areas in western Mexico. A methodology was proposed to estimate dust deposition in the Gulf of California, which combines the application of WRF-CHEM model and lagrangian trajectories simulation through HYSPLIT model. The simulations demonstrated that an important quantity of dust is deposited within the Gulf of California during this kind of events, which could have an impact in the biological activity. Finally, through lagrangian trajectories simulation, it was displayed the dynamics that contribute with the heating of air in the peninsula of Baja California by a complex interaction between wind and topography.

Keywords: Santa Ana winds, Dust storms, WRF-CHEM, HYSPLIT, Gulf of California.

Capítulo 1 Introducción

1.1 Los vientos de Santa Ana como un fenómeno de impacto ambiental.

Los vientos de Santa Ana son un fenómeno meteorológico extremo con graves consecuencias ambientales y alta frecuencia de incidencia en las áreas del noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos. Durante las épocas de otoño e invierno, estos vientos son responsables de la emisión de polvo y, por lo tanto, erosión de suelos en las áreas afectadas, además de causar incendios forestales. La típica orientación de los vientos de Santa Ana, es perpendicular a las costas del oeste de México y Estados Unidos y transporta masas de aire desde las regiones desérticas del centro de Estados Unidos con mayor temperatura y menor humedad a la costa (Sommers, 1978). Durante estos eventos, las variables meteorológicas como el contenido de humedad, la temperatura del aire y la intensidad del viento, son drásticamente afectadas. Esto causa un súbito deterioro del ambiente y de la calidad del aire, además de traer fuertes consecuencias económicas sobre zonas densamente pobladas por causa de las intensas tormentas de polvo y el alcance de los incendios forestales (Westerling et al., 2004). Las propiedades físicas de los vientos de Santa Ana son idóneas para la formación de tormentas de polvo e incendios forestales. La intensidad de los vientos de Santa Ana ha alcanzado en ocasiones los 45 m/s (162 km/hr) (Fovell y Cao, 2017), lo cual facilita el entrampamiento aerodinámico de partículas de polvo y su emisión. La temperatura se incrementa súbitamente en combinación con la abrupta pérdida de contenido de humedad en el aire, el cual se ha encontrado por debajo del 5% durante el paso de los vientos de Santa Ana (Álvarez y Carbajal, 2019) dando lugar a la ignición de combustible vegetal y el inicio de incendios forestales en las áreas susceptibles. Además, el súbito incremento de temperatura causado por estos vientos, tiene un importante impacto en problemas de salud, ya que se le ha asociado a un aumento de incidencias hospitalarias en lugares como el estado de California (Schwarz et al., 2020).

La intensidad de los eventos de los vientos de Santa Ana varía de evento a evento. El evento de octubre del 2003 representó un gran deterioro ambiental, es decir, una fuerte reducción de la calidad del aire en regiones densamente pobladas debido a la distribución espacial de altas concentraciones de material particulado con diámetro de 2.5 μm y 10 μm (PM2.5 y PM10) causadas por la emisión de gran cantidad de polvo y también el aerosol emitido por incendios forestales presentes en las costas de California y la península de Baja California. En California, 12 incendios quemaron aproximadamente 3000 km^2 con un daño estimado en 2 billones de dólares (Westerling et al., 2004; Phuleria et al., 2005). En octubre del 2007, la llegada de los vientos de Santa Ana trajo fuertes repercusiones sobre la calidad del aire debido a numerosas tormentas de polvo presentes a lo largo de la costa de California y la península de Baja California además del inicio de incendios de forestales que consumieron un área de 2092.22 km^2 (CAL FIRE, OES, U.S. Forest Service, 2008). Durante este evento, las concentraciones de PM10 registradas en la ciudad de Tijuana superaron los 800 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, muy por encima del estándar diario de 75 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ marcado por la Norma Oficial Mexicana (NOM, 2014). Un ejemplo más reciente es el evento de noviembre del 2018, en el que, de acuerdo a los reportes de CAL FIRE, los incendios forestales en el estado de California consumieron 1037.27 km^2 y cobraron la vida de 85 civiles, también destruyendo más de 18,000 casas (Keeley y Syphard, 2019) con pérdidas económicas del orden de \$16 billones de dólares (Lecomte, 2019). Áreas del noroeste de México sufrieron de erosión de suelo debido a la intensidad alcanzada por el viento y la emisión de aerosoles por causa de los incendios aunado a la emisión de partículas de polvo en la costa suroeste de Estados Unidos, elevó las concentraciones de PM10 por encima de 1000 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, registrado en la ciudad de Oxnard, California.

Los vientos de Santa Ana representan un intenso proceso de erosión eólica que es capaz de propiciar el transporte y dispersión de partículas de polvo en zonas urbanas. Según diversos estudios, la inhalación de esta clase de partículas puede tener repercusión sobre la salud, debido a que las partículas de polvo suelen contener materia orgánica o químicos tóxicos (Karanasiou et al., 2012; Naota, Mukaiyama, & Shimada, 2018; Ziyadee et al., 2019). Incluso observaciones indican

una relación entre las partículas emitidas durante tormentas de polvo y el aumento en las tasas de hospitalización por exacerbación de enfermedades crónicas de obstrucción pulmonar incluso con exposiciones a corto plazo en áreas urbanas áridas (Vodonos et al., 2014).

La región de influencia de los vientos de Santa Ana cubre una numerosa cantidad de ciudades y zonas densamente pobladas, donde la calidad del aire se ve comprometida. Las ciudades afectadas son; Tijuana, Ensenada, Mexicali, Tecate, Rosarito en el norte de la península de Baja California y San Diego, Los Ángeles, Calexico, Orange, Oxnard entre otras en el suroeste del estado de California. También se ha observado la afectación por tormentas de polvo en áreas urbanas de la costa oeste de Sonora como en Heroica Guaymas o Caborca. De acuerdo a Raphael (2003), donde se analizó la frecuencia de los eventos de los vientos de Santa Ana en el periodo de 1968-2000, todas las regiones mencionadas serían afectadas en promedio 20 veces al año con una duración de 1.5 días por evento en promedio, aunque no todos los eventos tendrían la misma intensidad. Estos datos conformarían los vientos de Santa Ana y el incremento de intensidad de viento en general, un fenómeno meteorológico extremo de potencial impacto ambiental con recurrente incidencia en la misma región afectando fuertemente zonas densamente pobladas.

1.2 Objetivos

El objetivo primordial de este trabajo es analizar las propiedades físicas de las modificaciones meteorológicas causadas por los vientos de Santa Ana, así como también sus repercusiones la calidad del aire con técnicas de modelación numérica. Esto incluye la aplicación del modelo atmosférico Weather Research and Forecast (WRF-Chem) y el modelo lagrangiano Hybrid Single-particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT) además del análisis de imágenes satelitales.

Los objetivos específicos son:

- Estudiar e identificar patrones en la modificación de las variables meteorológicas entre distintos eventos de los vientos de Santa Ana.

- Realizar un estudio de comparación entre los diferentes estados sinópticos de los eventos analizados para identificar las diferencias en las regiones afectadas.
- Analizar el deterioro de la calidad del aire durante los eventos seleccionados con énfasis en zonas densamente pobladas.
- Evaluar el comportamiento dinámico y termodinámico del viento y su interacción con la topografía mediante experimentos de trayectorias lagrangianas durante eventos seleccionados.
- Definir y evaluar las zonas de mayor impacto por erosión de suelos.
- Analizar la interacción atmósfera-océano con enfoque en los efectos sobre el Golfo de California durante eventos seleccionados.

1.3 Condiciones de formación de los vientos de Santa Ana

Las condiciones para la formación de los vientos de Santa Ana se cumplen con mayor consistencia durante las temporadas de otoño e invierno, donde un sistema de alta presión se desplaza desde el océano Pacífico norte hasta tierra dentro en Estados Unidos alcanzando el desierto de La Gran Cuenca (Sommers, 1978; Lynn y Svejksky, 1984, 1984; Jones, 2010). Al formarse un gradiente de presión de alta a baja entre el desierto de La Gran Cuenca y las costas de California, se genera una circulación anticiclónica que, al interactuar con la topografía del suroeste de Estados Unidos, re-direcciona el flujo de viento de forma perpendicular hacia las costas del sur de California y el noroeste de México transportando masas de aire con menor contenido de humedad desde mayores alturas hasta el nivel del mar en la costa. Las condiciones típicas de formación de estos vientos se aprecian en el análisis de presión a nivel de superficie en la tormenta de polvo del 10 de febrero del 2002 (fig. 1.1).

La presencia de los vientos de Santa Ana en la costa tiene indicadores bastante claros en la modificación de las variables meteorológicas: reducción de la humedad en el aire, incremento de temperatura, incremento de intensidad de viento con dirección suroeste y un considerable gradiente de presión entre el desierto de La Gran Cuenca y las costas de California. Estos indicadores fueron utilizados en el

estudio de Raphael (2003) para analizar la frecuencia de eventos por año y son parte de los criterios de índices como el índice de amenaza de incendios por Santa Ana (SAWTI).

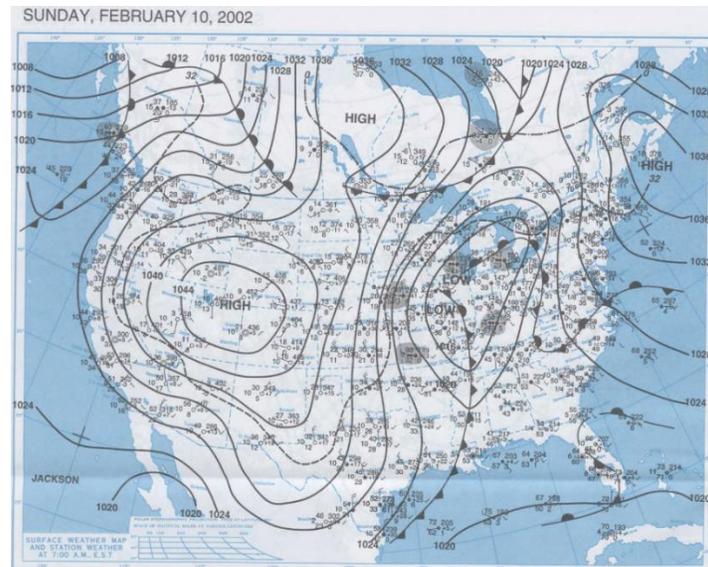


Figura 1.1. Carta sinóptica de superficie del 10 de febrero del 2002 a las 7 am hora local. Se observa un sistema de alta presión sobre el desierto de la Gran Cuenca que da lugar a la formación de los vientos de Santa Ana. Fuente:

La trayectoria de los vientos de Santa Ana desde el desierto de la Gran Cuenca hasta las costas de California y el noroeste de México, está marcada por una constante interacción con la topografía presente en el área. La sierra Nevada en California y las cadenas montañosas de Baja California (fig. 1.2), son un factor importante que le da una nueva dirección y modifica las características físicas que le dan forma a los secos y calientes vientos de Santa Ana mediante el calentamiento adiabático por compresión a medida que el aire desciende a las alturas del nivel del mar (Castro, 2003) siendo acelerado a su vez, por este descenso y por la canalización entre los valles (Jackson et al., 2013). En trabajos previos se remarcó la importancia de la topografía compleja de la península de Baja California en la distribución espacial de los vientos de Santa Ana sobre el océano Pacífico, causando contrastes de temperatura y contenido de humedad en la costa (Álvarez, 2017; Álvarez y Carbajal, 2019).

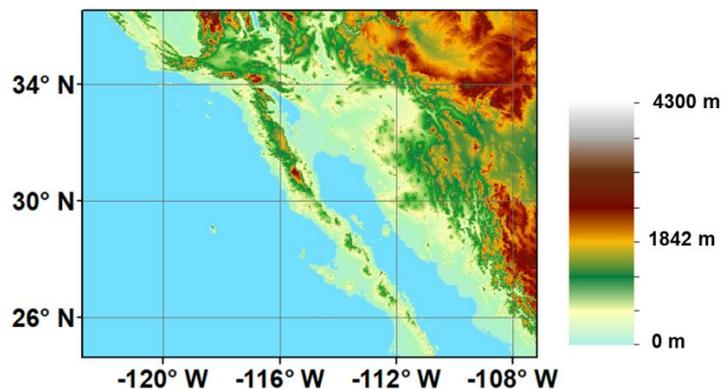


Figura 1.2. Mapa de elevación del área de estudio. Fuente: ASTER Global Digital Elevation Model (100 m de resolución)

El forzamiento del flujo de aire presente por causa de la topografía, permite clasificar a los vientos de Santa Ana como una tormenta de viento de ladera descendente y, debido a su bajo contenido de humedad y alta temperatura. Este fenómeno es conocido como del tipo föehn. Durante las épocas de formación de los vientos de Santa Ana, los ingredientes para esta clase de tormenta de viento están presentes. La topografía compleja representa la barrera montañosa de suficiente tamaño, fuertes vientos perpendiculares se desarrollan en una atmósfera estable y son forzados a interactuar con esta barrera (Jackson et al., 2013). Las tormentas de viento de ladera descendente generan una onda de montaña de gran amplitud que puede causar fuertes corrientes de viento del lado sotavento, alcanzando ráfagas que se aceleran por gravedad triplicando la velocidad inicial sobre la montaña e incluso presentando intensidades de viento cercanas a las presentes durante un huracán (Durrán, 2003; Nance y Colman, 2000), algo presente en las condiciones de los vientos de Santa Ana. Esta clase de tormentas de viento no se limitan al suroeste de los Estados Unidos, diversos fenómenos similares a los vientos de Santa Ana pueden ser encontrados en otras partes del mundo como el Zonda en la cordillera de Sudamérica, el Föhn de Europa, el viento de Berg en Sudáfrica o los Chinook en las Montañas Rocosas (Jackson et al., 2013). Cada uno de estos vientos, incluyendo los vientos de Santa Ana, tiene la intensidad necesaria para causar tormentas de polvo y favorecer procesos de desertificación.

1.4 Desertificación en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos

Los vientos de Santa Ana no son ajenos a los procesos de desertificación observados en Norteamérica, ya que sus condiciones (altas temperaturas, baja humedad y alta intensidad de viento) intensifican condiciones de sequía y ondas de calor (Demeo, 1989). Los cambios climáticos que han sacudido el suroeste de Estados Unidos y noroeste de México han sucedido en los últimos 12,000 años llevando a un clima más caliente y seco (Fredrickson et al., 1998). Y aunque este cambio puede tener factores naturales, el cambio de uso y cobertura de suelo puede alterar diversas propiedades como la rugosidad, textura y humedad del suelo, acelerando los procesos de desertificación (Chase et al., 2000) . Esto fue particularmente grave a finales del siglo XIX después de la guerra civil de los Estados Unidos, donde se abusó de las tierras áridas (Fredrickson et al., 1998). Esto, junto al remplazo masivo de vegetación natural resistente a la sequía por cultivos después de la primera guerra mundial, llevó a las condiciones que dieron lugar a la dramática sequía y erosión de suelo del “Dust Bowl”. El “Dust Bowl fue un largo periodo de sequía en los años 30s del siglo pasado donde fuertes tormentas de polvo afectaron las planicies de Estados Unidos, lo que llevó a un grave colapso económico y la migración de miles de personas (Seager et al., 2013). La erosión del suelo durante esta época, se estima en 369 millones de toneladas de polvo emitido por año (Cook, Miller, & Seager, 2009) y se espera que condiciones similares a el “Dust Bowl” vuelvan a hacerse presentes en el suroeste de Estados Unidos debido al calentamiento global (Romm., 2009). El factor antropogénico ha demostrado ser capaz de causar impacto sobre el clima a través del cambio de uso de suelo (Chase et al., 2000; Cook et al., 2009) y la desertificación no es consecuencia únicamente de factores climáticos, sino también factores económicos, políticas nacionales o crecimiento poblacional (Geist y Lambin, 2004). De acuerdo a Belnap (1995), mantener la estabilidad del suelo en sistemas desérticos es crucial para controlar la desertificación donde, cualquier proceso de desestabilización de suelo, podría tomar cientos de años para recuperarse. La actividad antropogénica en tierras semi áridas podría dar lugar directamente a la aceleración de la desertificación al

perturbar la estabilidad de los suelos e interrumpir los ciclos de los nutrientes en los sistemas desérticos (Belnap, 1995). En el caso del desierto de la Gran Cuenca, la recuperación del suelo en los sistemas áridos puede tomar 100-130 años (Knapp, 1992) y de 80 a 140 años en el Desierto de Mojave (Webb & Wilshire, 1980) lo cual los hace vulnerables a desertificación por grandes periodos de tiempo. En el caso de México, hay algunos trabajos que han documentado procesos de desertificación en el país. En el noroeste de México, Sonora y Baja California son parte de los estados con mayor grado de deterioro de suelo por salinización causada por la desertificación y afectando directamente su fertilidad (CONAZA, 1994; SEMARNAT y COLPOS, 2003). Pineda-martínez et al., (2011) estudió procesos de desertificación, como son las tormentas de polvo, en el estado de Zacatecas y Guevara-Macías et al., (2020) analizó el deterioro del suelo del desierto de Chihuahua considerando las prácticas de la agricultura y los eventos meteorológicos como factores. También se han realizado estudios de monitoreo del progreso de la desertificación en la parte sur del desierto de Chihuahua por medio de análisis de imágenes satelitales (Noyola-Medrano & Martínez-Sías, 2017). En el noroeste de México, se han analizado procesos que contribuyen a la desertificación, como son los eventos de los vientos de Santa Ana donde la alta intensidad del viento causa la formación de tormentas de polvo erosionando las regiones desérticas del área (Álvarez, 2017).

1.5 Tormentas de polvo en México

Las tormentas de polvo en el noroeste de México, han sido estudiadas debido al profundo deterioro de suelo y a su relativa alta frecuencia debido a, entre otras condiciones, el fenómeno de los vientos de Santa Ana. Diversas tormentas de polvo en el noroeste de México, han sido observadas a través de imágenes satelitales, afectando enormes áreas de cientos de kilómetros como son la península de Baja California y la costa oeste del estado de Sonora (fig. 1.3). Las tormentas de polvo pueden ser causadas por la combinación de distintos factores ya sean sinópticos o a mesoescala, que resultan en el incremento de intensidad de viento sobre la superficie de un suelo susceptible a erosión, llevando al entrampamiento

aerodinámico de partículas de polvo y su transporte en la atmósfera. Este fenómeno ha sido investigado en algunas de las partes afectadas dentro de México. La simulación numérica ha sido utilizada para estudiar eventos de tormentas de polvo causadas en el estado de Zacatecas y sus efectos en la calidad del aire de zonas urbanas (Pineda-martínez et al., 2011). La simulación numérica también ha sido utilizada para analizar el impacto en calidad del aire de tormentas de polvo ocasionadas en las fronteras de Chihuahua con Estados Unidos (Lu et al., 2012). En el noroeste de México, se han realizado estudios de modelación de emisión de polvo en la frontera de Sonora con los Estados Unidos enfocado en la emisión de polvo mineral de partículas con tamaños de 2.5 μm y 10 μm de diametro (Carmona et al., 2015). Más recientemente se realizó un análisis del impacto de los vientos de Santa Ana y las tormentas de polvo en el evento de octubre del 2007 haciendo uso del modelo atmosférico Weather Research and Forecast y un modulo químico (WRF-chem) en el noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos. Se encontraron concentraciones de polvo equiparables con los grandes desiertos asiáticos (Álvarez y Carbajal, 2019). Las tormentas de polvo comienzan cuando la intensidad del viento supera la velocidad crítica de erosión en la cual, las partículas del suelo son emitidas y transportadas por el propio viento. Esta velocidad crítica de erosión varía según las propiedades del suelo, que en las zonas aridas y semi aridas, se trata de un valor relativamente bajo (Goudie y Middleton, 2006). A través de experimentos en tuneles de viento, se han deducido las velocidades mínimas necesarias para la erosión de diversos tipos de suelo, en donde los suelos del pavimento de desierto parcialmente formado, tienen una velocidad umbral de 8.0 m/s mientras que un desierto con matorrales tiene una de 11.3 m/s (Gillette et al., 1980; Brazel, 1991). En el noroeste de México donde prevalece las zonas áridas y semi áridas, los eventos de tormentas de polvo observados demuestran que la velocidad mínima de erosión es superada por eventos de alta intensidad de viento, como sucede durante los vientos de Santa Ana.

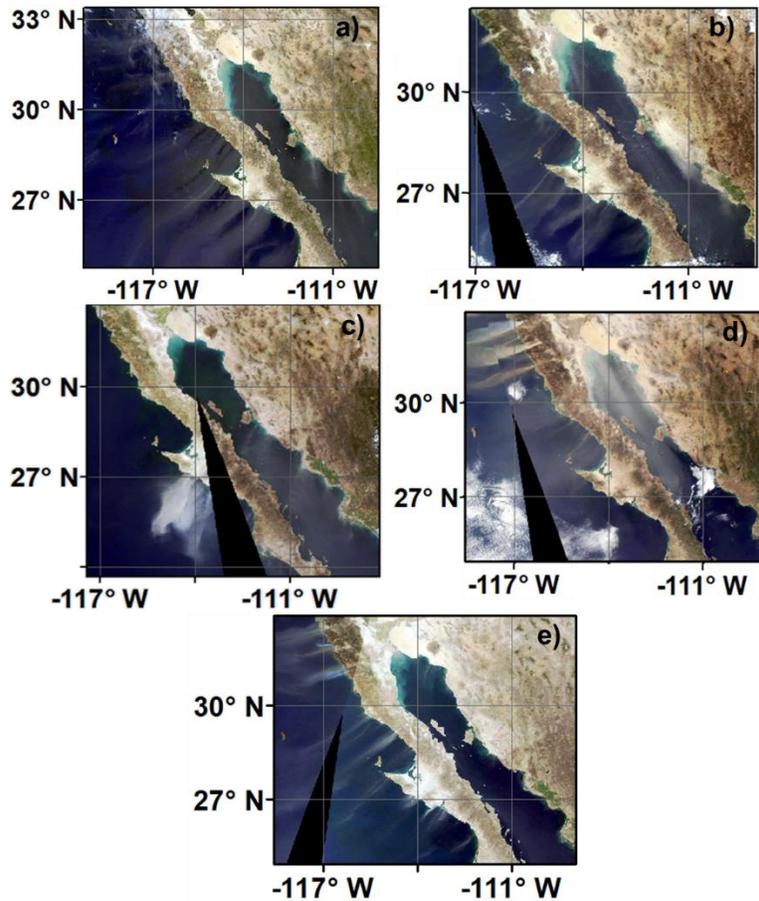


Figura 1.3. Imágenes satelitales de MODIS en color natural de las fechas: a) 13 de noviembre del 2018, b) 2 de febrero del 2011, c) 16 de marzo del 2014, d) 21 de octubre del 2007 y e) 10 de febrero del 2002.

1.6 Frecuencia e intensidad de eventos con potencial emisión de polvo en el noroeste de México

El deterioro de calidad del aire en el noroeste de México está ligado a la formación de tormentas de polvo, y esta a su vez a eventos extremos relacionados con el aumento de intensidad de viento. Estas son condiciones típicamente alcanzadas durante eventos de vientos de Santa Ana, los cuales representan una importante fuente de tormentas de polvo en el noroeste de México, debido a las altas velocidades que el viento puede alcanzar. Puesto que los vientos de Santa Ana representan un impacto potencial a la salud de áreas densamente pobladas tanto en México como en Estados Unidos al estar directamente ligados a la formación de

tormentas de polvo, la predicción de este fenómeno y el cambio de su frecuencia es significativamente relevante y continúa siendo un tema de debate. Mientras algunos sugieren que el cambio climático podría tener un impacto sobre la frecuencia de estos eventos, puesto que los desiertos podrían calentarse más rápido que las costas, reduciendo así el gradiente de presión y por lo tanto, la intensidad de los vientos de Santa Ana (Hughes et al., 2009, 2011), otros indican que de acuerdo a un análisis de los registros históricos del período 1948-2012, se ha encontrado un incremento en la intensidad de estos eventos (Guzman-Morales et al., 2016). Dicho estudio ubica la temporada de formación de vientos de Santa Ana desde el mes de octubre hasta el mes de abril, con aproximadamente 2 eventos al mes y con mayor intensidad y duración en el mes de enero. A pesar de esto, un estudio más reciente afirma que se encontró una disminución de los eventos principalmente en el otoño y la primavera, aunque esta tendencia es mucho menos clara durante la temporada de invierno (Guzman-Morales et al., 2019). Aun así, Tong et al., (2017) reportó un rápido aumento en la frecuencia de tormentas de polvo en el suroeste de los Estados Unidos de un 240% desde 1990 al 2000. Además, se ha encontrado un incremento de flujos de polvo emitido desde varias regiones de la Península de Baja California, asociado directamente con tendencias en aumento de intensidad de viento y temperatura, acompañadas de la disminución de contenido de humedad y precipitación de acuerdo a análisis que cubren el período de 1979-2014 (Morales-Acuña et al., 2019).

Un análisis del comportamiento de la intensidad del viento en la región suroeste de California con los registros proporcionados por el Air Resources Board de California, permite observar la frecuencia con la que las regiones áridas del noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos pueden ser sometidas a la erosión eólica de sus suelos. En el período 2000-2020 se puede observar que los promedios de intensidad de viento alcanzan velocidades considerablemente altas (del orden de 15 m/s), y superan sobradamente el umbral en el cual los suelos áridos son erosionados por el viento (fig. 1.4). Durante el período del 2000 al 2015, el porcentaje de tiempo que el promedio de velocidad de viento de cada día supera el umbral, oscila entre el 33% y el 20% con un mínimo de 16% en el año 2005 (fig.

1.5). Los años 2016 y 2017 tuvieron un incremento alcanzando casi un 35% del tiempo superando el umbral. El descenso encontrado en el 2019 y el 2020 se debe principalmente a una falta de disponibilidad de los datos de estación, lo cual se refleja en el descenso de número de estaciones disponibles para esos dos años. Aunque este análisis puede verse condicionado por la disponibilidad de datos de estación en cada año, aun así, es posible observar que la frecuencia de incrementos de intensidad de viento por encima del umbral de emisión de polvo, no ha disminuido. Incluso cerca de una cuarta parte del tiempo analizado, se han encontrado condiciones de viento que propician la emisión de polvo desde las regiones áridas cercanas. Estas condiciones no deben estar necesariamente relacionadas con los vientos de Santa Ana, sin embargo, continúan siendo casos con potencial impacto en la calidad del aire de zonas urbanas.

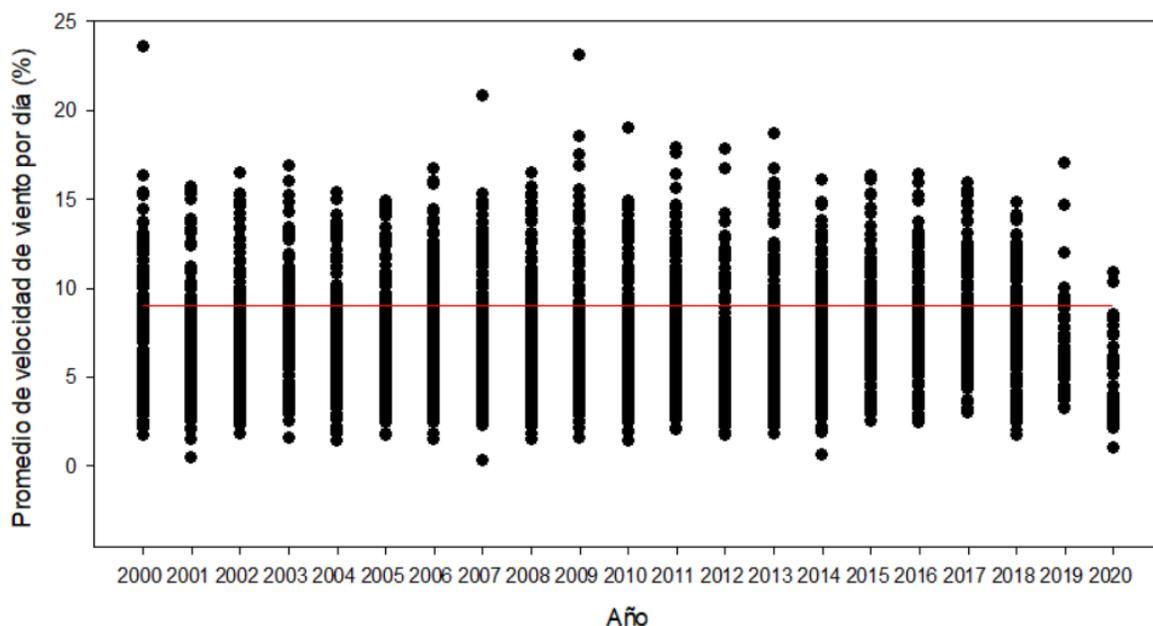


Figura 1.4. Promedio de intensidad de viento diarios (m/s) registradas en estaciones del sur de California. Línea roja: umbral a partir del cual el suelo árido comienza a emitir partículas de polvo (9 m/s).

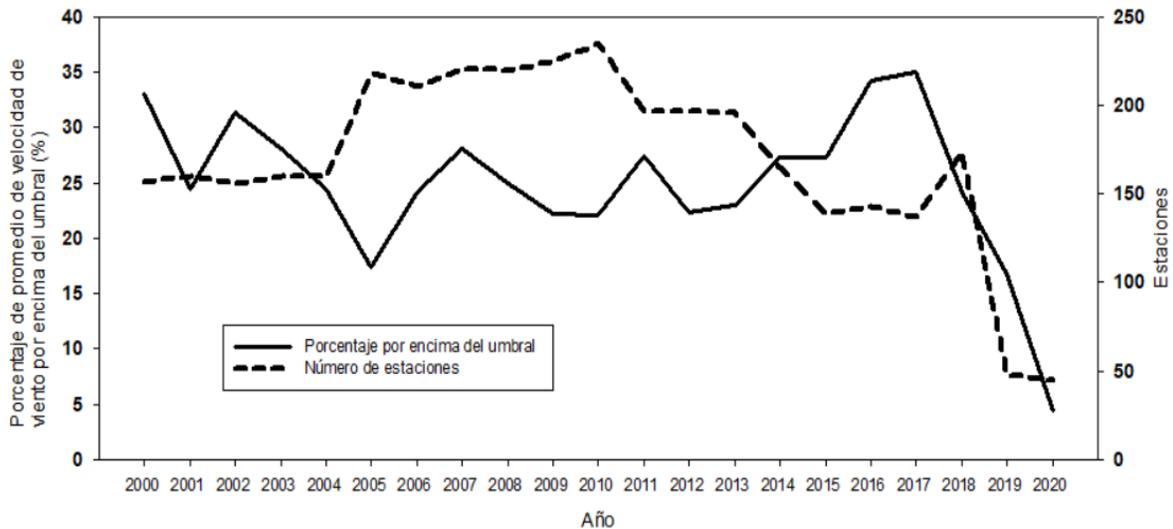


Figura 1.5. Porcentaje de promedios de velocidad de viento registrados que superan el umbral de velocidad y el número de estaciones disponibles por año.

El análisis de los promedios máximos de concentraciones de partículas PM10 diarios encontradas en estaciones automáticas en el período 2000-2019 muestran un aparente incremento de los promedios máximos (fig. 1.6). Algunos datos extremos fueron removidos para mejorar la visualización, puesto que algunos llegaban a superar los $5000 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Algunos de los datos extremos estaban relacionados con eventos de alta magnitud que pueden ser asociados a intensas tormentas de polvo, de las cuales algunas se relacionan con los eventos extremos analizados en el presente trabajo. Es posible observar que una considerable parte supera los estándares nacionales permisibles para PM10 de $150 \mu\text{g}/\text{m}^3$. El porcentaje de promedios máximos de concentración de PM10 encontrados por estación en cada año, demuestra un incremento. El pico en el año 2007 puede estar relacionado con un evento extremo de vientos de Santa Ana del mes de octubre, sin embargo, desde el 2010 en adelante, se ha registrado un incremento año con año, lo que podría interpretarse como un aumento de la intensidad de eventos relacionados con la emisión de PM10 y también podría asociarse a la creciente sequía en el suroeste de los Estados Unidos durante el siglo XXI (MacDonald et al., 2008). Para este análisis, la variación en el número de estaciones disponibles entre el 2001 y el 2018 ha oscilado entre las 80 y las 106 estaciones. Todos estos datos en conjunto, representan una justificación y un punto de partida para el análisis de

eventos extremos relacionados al incremento de intensidad de viento, la emisión de partículas de polvo y su impacto sobre la calidad del aire en el noroeste de México.

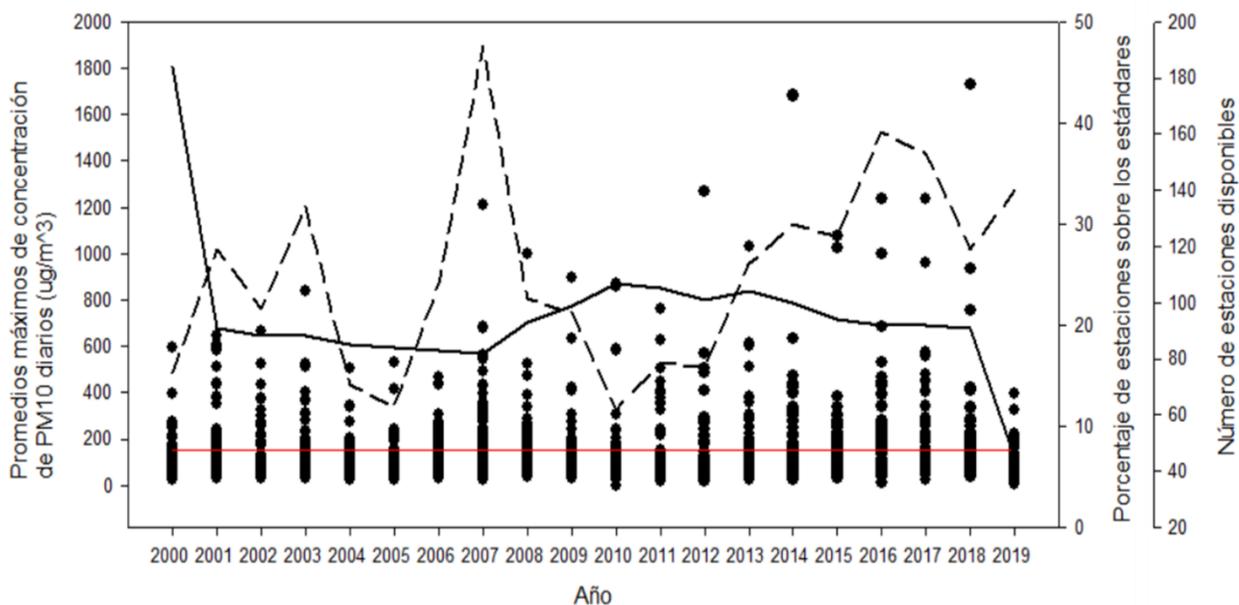


Figura 1.6. Promedios máximos de concentración de PM10 diario por estación ($\mu\text{g}/\text{m}^3$). Línea negra solida: número de estaciones disponibles en cada año. Línea punteada: porcentaje de estaciones sobrepasando el límite permisible. Línea roja: Límite permisible de concentración promedio para un día de acuerdo a los estándares del estado de California ($150 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

1.7 La introducción de la simulación numérica al estudio de las tormentas de polvo

El impacto de las tormentas de polvo en muchos procesos químicos, físicos y biogeológicos del sistema de la Tierra, por medio del transporte de materia orgánica y hierro (Jickells et al., 2005), la absorción y dispersión de radiación en la atmósfera (Sokolik et al., 1998). También la modificación de las propiedades ópticas de las nubes (Huang et al., 2006) y el impacto en el albedo de nieve o hielo (Aoki et al., 2003), además de los efectos de las partículas de polvo en la calidad de aire y en sus consecuencias en la salud de las personas (Sun et al., 2013) han despertado el interés de la comunidad científica en hallar nuevas formas de analizar el comportamiento dinámico de las tormentas de polvo. Un ángulo para realizar esto,

es la introducción de técnicas de simulación numérica. Desde los 80's, se pueden encontrar esfuerzos por reproducir los mecanismos de la emisión de polvo a través de experimentos como los túneles de viento donde, de manera ideal, se observaba el comportamiento de diferentes partículas de suelo al ser sometidas a distinta intensidad de viento (Gillette et al., 1980) e incluso primeras aproximaciones en modelos matemáticos para reproducir el transporte de polvo en la atmósfera desde los grandes desiertos asiáticos como el desierto del Sahara (Lee, 1983). En los 90's la simulación numérica de la emisión de polvo tuvo mayores esfuerzos por parte de la comunidad científica. En un principio, las aproximaciones utilizadas fallaban en reproducir la intensidad de las emisiones de polvo y las concentraciones en la atmósfera debido a deficiencias en la representación de los factores que influían en los procesos de emisión (Genthon, 1992; Jousaume, 1990; Tegen y Fung, 1994) . La introducción de las propiedades del suelo como factores de influencia directa sobre la velocidad mínima de erosión de la superficie, dio lugar a modelos más sofisticados con representaciones más cercanas a la realidad para distintos tipos de suelo (Marticorena y Bergametti, 1995; Marticorena et al., 1997). La década finalizó con la entrada de una nueva generación de modelos de emisión de polvo con un enfoque más físico y una mayor asimilación de datos de entrada que optimizaba los resultados (Marticorena y Bergametti, 1995; Y. Shao y Leslie, 1997). En la actualidad, esta clase de modelos han permitido el cada vez más frecuente estudio de la dinámica de tormentas de polvo en todo el mundo. La simulación numérica ha sido utilizada para la investigación de tormentas de polvo en el continente asiático (Zhao et al., 2006; Park et al., 2010; Kang, Yoon et al., 2011; Jiang et al., 2013; Wang et al., 2013; Broomandi et al., 2016) y también las causadas en los desiertos de África (Zhao et al., 2010; Prakash et al., 2015; Rizza et al., 2016). En los desiertos de Norteamérica, se han realizado diversas simulaciones incluyendo tormentas de polvo dentro de Estados Unidos (Sprigg et al., 2014; Vukovic, 2014), en las fronteras entre México y los Estados Unidos (Lu et al., 2012; Carmona et al., 2015; Álvarez y Carbajal, 2019) y en el centro de México (Pineda-martínez et al., 2011).

Capítulo 2 Área de estudio

El área de estudio de este trabajo comprende gran parte del noroeste de México y una parte del suroeste de los Estados Unidos. Esta investigación tomó a México como el área de mayor enfoque del análisis respecto a diversos efectos causados por los vientos de Santa Ana, por lo que se expondrá en mayor detalle. México es organizado por provincias fisiográficas en esta sección, detallando su cobertura de suelo, tipo de suelo y extensión de acuerdo a los límites oficiales. El área de Estados Unidos que se incluye en la zona de estudio, será expuesta como una sola área que comprende el sur del estado de California, Nevada y Arizona detallando aspectos relevantes para este estudio como lo son el clima y la cobertura de uso de suelo y vegetación.

2.1 Provincias fisiográficas de México

2.1.1 Península de Baja California

Con una longitud de 1430 km y una anchura promedio de 75 km, esta provincia es limitada al norte por el Valle de San Joaquín de los Estados Unidos, y al sur termina en Cabo de San Lucas. La Península de Baja California es atravesada de norte a sur por una cadena montañosa en la cual la altura puede variar entre los dos mil quinientos metros de altitud en la parte norte y unos pocos cientos de metros en el sur. Esta provincia se encuentra dividida en 5 subprovincias de acuerdo a INEGI (2003) (fig. 2.1). Al norte, la primera provincia que se encuentra es la Sierras de Baja California Norte, con una topografía de alta complejidad donde se presentan sierras de gran altitud y dunas. El Desierto San Sebastián Vizcaíno es denominada como una discontinuidad a la mitad de la península en la cual se observan topoformas de llanuras con dunas constituidas por un suelo altamente salino y cementado. La Sierra de La Giganta es una subprovincia caracterizada por sierras altas y mesetas (INEGI, 1995). Llanos de La Magdalena se trata de otra discontinuidad en la provincia, en la que se observan llanuras con formación de dunas y suelos residuales (Ávalos et al., 1999). En la punta sur de la península se encuentra la subprovincia de la Región del Cabo, conformada por sierras.

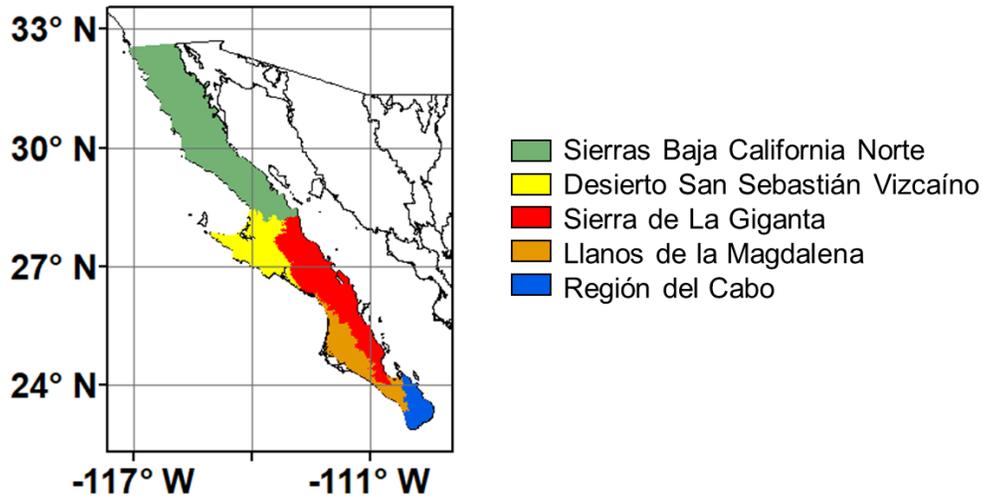


Figure 2.1. Provincia de la Península de Baja California y sus subprovincias.
Fuente: (INEGI, 2001)

2.1.1.1 Edafología y uso de suelo en la Península de Baja California

De acuerdo a CONABIO (1995), la península de Baja California tiene una mayor extensión de suelo del tipo regosol (43.8%), siendo este un tipo de suelo desarrollado sobre materiales no consolidados con textura arenosa común en zonas áridas. A este tipo de suelo le sigue el vertisol (10.21%), el cual consiste en suelos arcillosos de color rojizo con textura más fina (ver Tabla 2.1).

Tabla 2.1. Tipos de suelo y su porcentaje de presencia en la provincia de la Península de Baja California (CONABIO, 1995).

Tipo de suelo	Porcentaje
Cambisol	0.20026702
Castañosem	0.03337784
Feozem	3.60480641
Fluvisol	8.71161549
Litosol	14.8531375
Planosol	0.96795728
Regosol	43.82510012
Rendzina	0.03337784
Solonchak	3.70493992
Solonetz	0.33377837
Vertisol	10.21361814

Xerosol	7.47663552
Yermosol	6.04138852

Respecto a la cobertura de suelo, de acuerdo a su uso y vegetación (INEGI, 2003), en la península de Baja California, la cobertura de suelo de mayor extensión es de tipo matorral (67.57%) cruzando la península de norte a sur. El norte de la península está cubierto principalmente por otros tipos de vegetación (21.69%), la cual es predominantemente chaparral, en la costa oeste se encuentran diversas áreas urbanas pertenecientes a algunas ciudades como Tijuana o Ensenada rodeadas por numerosas zonas dedicadas a la agricultura alcanzando casi el 3.53% de la península incluyendo la gran área de agricultura de las ciudades Constitución e Insurgentes al sur de la península (ver Tabla 2.2 y fig. 2.2).

Tabla 2.2. Tipos uso de suelo y vegetación, y su porcentaje de presencia en la provincia de la Península de Baja California (INEGI, 2003).

Uso de suelo y vegetación	Porcentaje
Area agricola	3.5318482
Pastizal	0.76681966
Otros tipos de vegetacion	21.6948394
Cuerpo de agua	0.16791671
Area urbana	0.3526251
Matorral	67.5752827
Bosque	1.9310422
Area sin vegetacion	0.97951416
Selva	2.97772305
Area agricola-pastizal	0.0223889

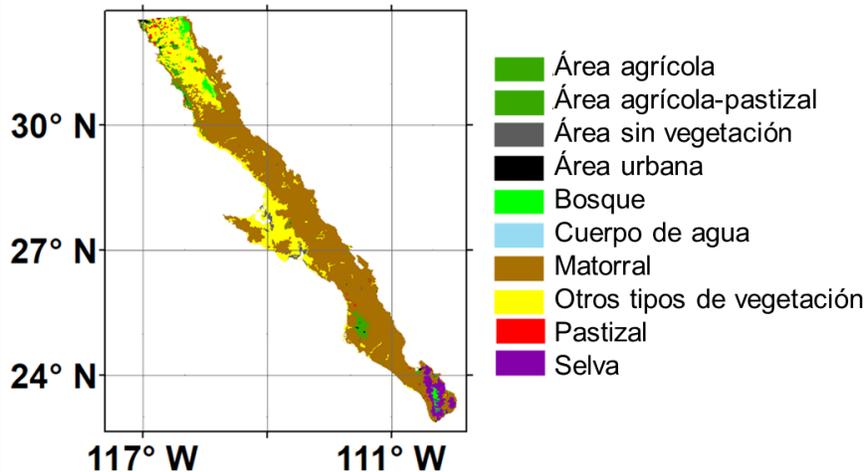


Figura 2.2. Tipo de uso de suelo y vegetación presente en la península de Baja California. Fuente: (INEGI, 2003)

2.1.1.2 Unidades climáticas en la Península de Baja California

En la provincia de la Península de Baja California, el clima en general varía entre muy seco y desértico pero templado principalmente en la zona norte, hacia el sur el clima comienza a ser más cálido. El clima muy seco semicálido impera en la península con un 53.07% de presencia. Las zonas altas, como las Sierras Juárez y San Pedro Mártir, cuentan con climas más templados e incluso semifrío húmedo (2.16%), directamente relacionado con el cambio de altura (INEGI, 2008) (ver Tabla 2.3 y fig. 2.3).

Tabla 2.3. Unidades climáticas y su porcentaje de presencia en la provincia de la Península de Baja California (INEGI, 2008).

Clima	Porcentaje
Seco templado	14.7592385
Muy seco templado	8.30907055
Muy seco semicálido	53.0739082
Templado subhúmedo	1.87569989
Semifrío subhúmedo	2.1612542
Muy seco cálido	17.3012318
Seco semicálido	1.85330347
Semiseco semicálido	0.27995521
Seco cálido	0.268757
Muy seco muy cálido	0.11758119

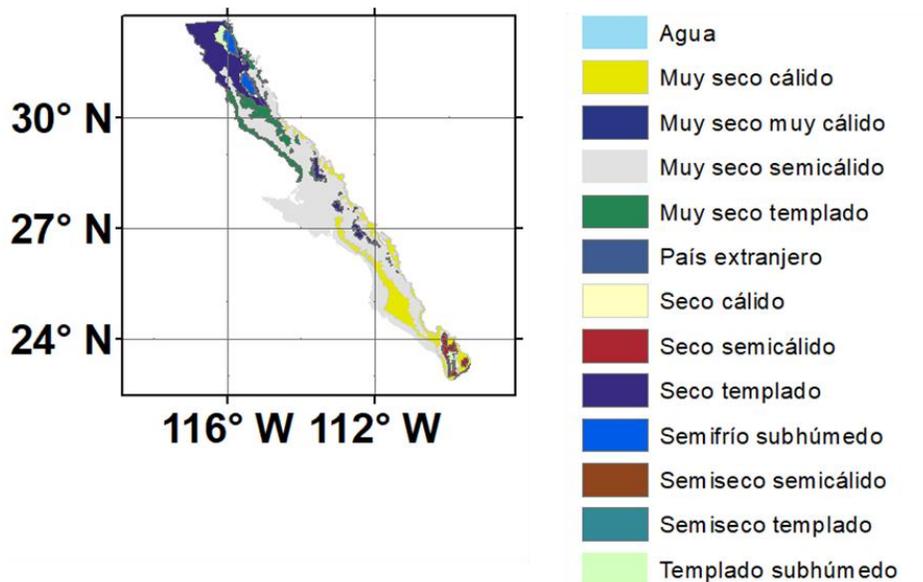


Figura 2.3. Unidades climáticas de la provincia de la Península de Baja California (INEGI, 2008).

2.1.2 Llanura Sonorense

La Llanura Sonorense es una provincia fisiográfica que cubre áreas tanto del estado de Baja California y Sonora. Esta provincia se encuentra dividida en las subprovincias del Desierto de Altar, la Sierra del Pinacate y las Sierras y Llanuras Sonorenses (fig. 2.4). La Llanura Sonorense se encuentra caracterizada por la presencia de sierras paralelas con orientación nor-noroeste a sur-suroeste separada por aluviones y llanuras que se extienden hacia la costa. Las sierras presentes muestran fuertes rastros de erosión. El Desierto de Altar es una subprovincia que presenta áreas sin vegetación y con desarrollo de dunas con una gran extensión además de la presencia de la Laguna Salada. La subprovincia de la Sierra del Pinacate es cubierta en su totalidad por esta sierra, con una altura máxima de 1190 m en contraste con la altitud no mayor a los 100 m del Desierto de Altar que la rodea. La subprovincia de Sierras y Llanuras Sonorenses es la subprovincia de mayor cobertura de la provincia, caracterizada por sierras paralelas con la orientación ya mencionada.

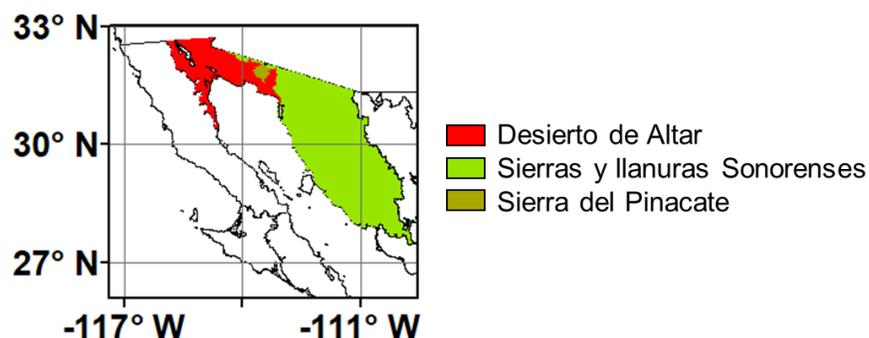


Figura 2.4. Provincia de la Llanura Sonorense y sus subprovincias. Fuente: (INEGI, 2001)

2.1.2.1 Edafología y uso de suelo en la Llanura Sonorense

El tipo de suelo de mayor extensión en la Llanura Sonorense es el litosol (37.41%), el cual es un suelo somero y vulnerable a la erosión, seguido del regosol (30.05%) (CONABIO, 1995). El siguiente suelo con un 11.12% es el xerosol, típico de zonas secas o áridas (ver Tabla 2.4).

Tabla 2.4. Tipos de suelo y su porcentaje de presencia en la provincia de la Llanura Sonorense (CONABIO, 1995).

Tipo de suelo	Porcentaje
Cambisol	0.07293946
Castañosem	0.074
Feozem	1.13056163
Fluvisol	4.37636761
Litosol	37.4179431
Luvisol	0.07293946
Planosol	0.43763676
Regosol	30.0510577
Rendzina	0.03646973
Solonchak	2.07877462
Vertisol	5.17870168
Xerosol	11.1232677
Yermosol	7.95040117

De acuerdo con los datos de INEGI (2003), el matorral es la cobertura de suelo de mayor área en la Llanura Sonorense (54.28%) ocupando diversas zonas dispersas sobre la subprovincia de las Sierras y Llanuras Sonorenses. La segunda cobertura

de suelo corresponde a “otros tipos de vegetación” (29.41%), la cual es predominante vegetación de suelos arenosos y se encuentra ocupando principalmente la subprovincia del Desierto de Altar, mientras que el mezquital ocupa la subprovincia de Sierras y Llanuras Sonorenses. Las áreas agrícolas (8.58%) se encuentran en las costas de la subprovincia de Las Sierras y Llanuras Sonorenses y le noroeste de la subprovincia del Desierto de Altar rodeando a la ciudad de Mexicali (ver Tabla 2.5 y figura 2.5).

Tabla 2.5. Tipos uso de suelo y vegetación, y su porcentaje de presencia en la provincia de la Llanura Sonorense (INEGI, 2003).

Uso de suelo y vegetación	Porcentaje
Area urbana	0.46893318
Cuerpo de agua	0.28331379
Area agricola	8.57268464
Matorral	54.2839
Selva	1.58753419
Area sin vegetacion	2.97479484
Otros tipos de vegetacion	29.4157874
Bosque	0.15142634
Pastizal	2.24697147
Area agricola-pastizal	0.01465416

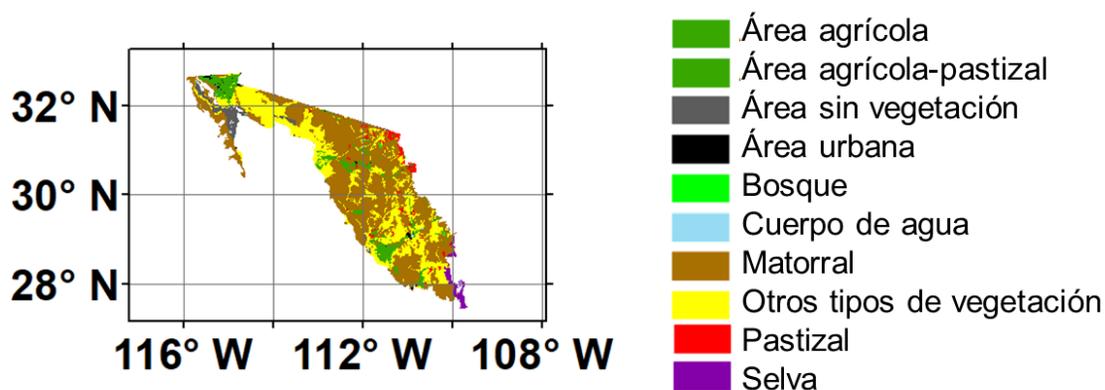


Figura 2.5. Tipo de uso de suelo y vegetación presente en la Llanura Sonorense. Fuente: (INEGI, 2003)

2.1.2.2 Unidades climáticas en la Llanura Sonorense

El clima en la Llanura Sonorense es principalmente de muy seco a seco y de semicálido a cálido abarcando la gran mayoría de la provincia. El 82% de la provincia se encuentra en un clima muy seco. Las lluvias tienen una frecuencia muy baja, siendo superada por la evapotranspiración durante casi todo el año, con algunas lluvias en el verano. Hacia el este, el clima es más cercano a templado y las lluvias son más frecuentes a lo largo del año (INEGI, 2008; García, 2004) (ver Tabla 2.6 y fig. 2.6).

Tabla 2.6. Unidades climáticas y su porcentaje de presencia en la provincia de la Llanura Sonorense (INEGI, 2008).

Clima	Porcentaje
Muy seco semicálido	60.8470519
Muy seco cálido	21.1469884
Seco semicálido	12.4224513
Semiseco templado	0.07327439
Seco templado	0.14166382
Semiseco semicálido	1.55830199
Seco cálido	3.81026818

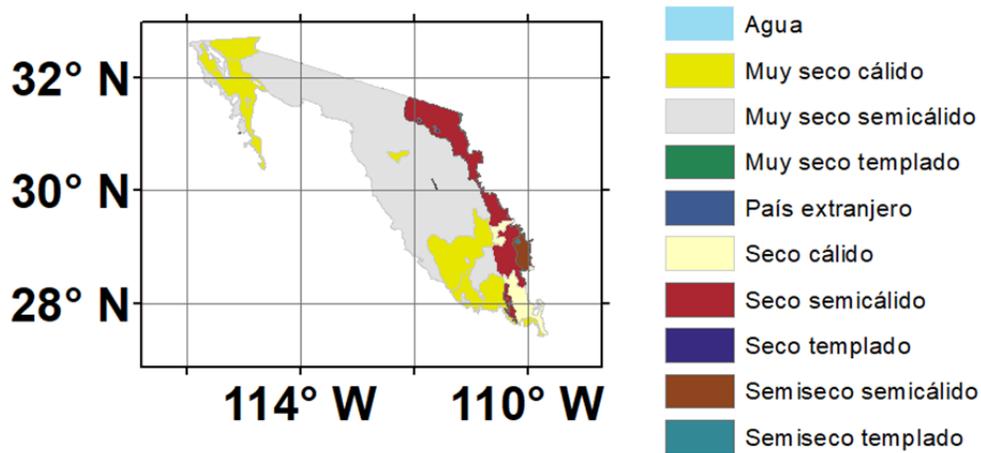


Figura 2.6. Unidades climáticas de la provincia de la Llanura Sonorense (INEGI, 2008).

2.1.3 Llanura Costera del Pacífico

La Llanura Costera del Pacífico se extiende a lo largo de las costas de los estados de Nayarit, Sinaloa y la parte sur de Sonora. Esta provincia se conforma de aluviones que han sido transportados desde los ríos de la Sierra Madre Occidental que desembocan en el océano Pacífico y el Golfo de California formando deltas. Su relieve es mayormente plano con presencia de lagunas y pantanos, y de una estrecha extensión (65 km). Esta provincia se encuentra dividida en 4 subprovincias: la Llanura Costera y Deltas de Sonora y Sinaloa, la Llanura costera de Mazatlán, el Delta del Río Grande de Santiago, y la Insular de las tres Marías (INEGI, 2008) (ver fig. 2.7).

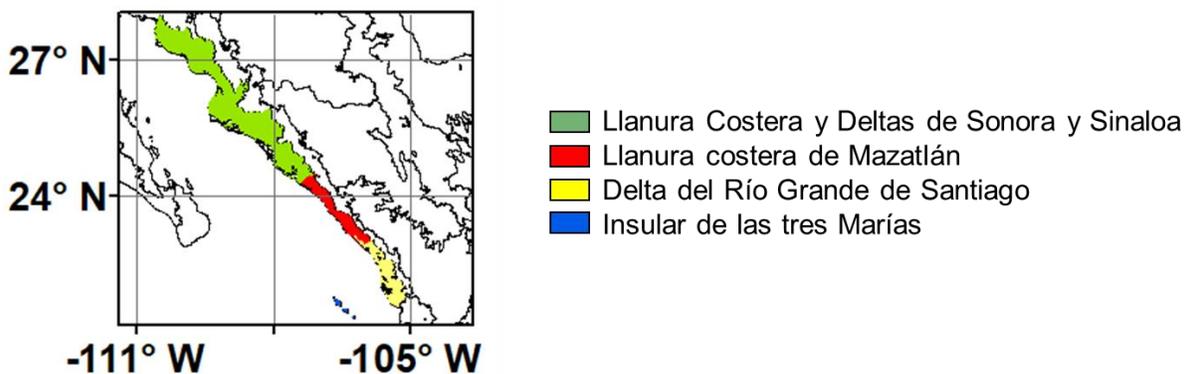


Figura 2.6. Provincia de la Llanura Costera del Pacífico y sus subprovincias. Fuente: (INEGI, 2001).

2.1.3.1 Edafología y uso de suelo en la Llanura Costera del Pacífico

La provincia de la Llanura Costera del Pacífico se encuentra cubierta principalmente por el tipo de suelo denominado vertisol (38.97%), de textura arcillosa, seguido del solonchak (21.03%) conformado por sales solubles típico de zonas áridas y semiáridas (CONABIO, 1995) (ver Tabla 2.7).

Tabla 2.7. Tipos de suelo y su porcentaje de presencia en la provincia de la Llanura Costera del Pacífico (CONABIO, 1995).

Tipo de suelo	Porcentaje
Regosol	5.64126539
Litosol	3.25697366
Fluvisol	3.98940315
Yermosol	1.60511142
Solonchak	21.0378682
Vertisol	38.9745987
Xerosol	9.03849151
Feozem	7.52688172
Rendzina	0.45192458
Cambisol	7.32429484
Luvisol	1.15318685

El uso de suelo de mayor extensión en la provincia de la Llanura Costera del Pacífico, según INEGI (2003), es el área agrícola con 54.03% debido a su gran actividad agropecuaria a lo largo de la provincia. La cobertura denominada como “otros tipos de vegetación” ocupa un 14.60% de la provincia principalmente en la zona costera del norte, la cual contiene áreas sin vegetación o con vegetación halófila, seguido por áreas de selva con un 12.51% de extensión. Las áreas urbanas repartidas por la provincia alcanzan un 1.62% de extensión (ver fig. 2.8. y Tabla 2.8).

Tabla 2.8. Tipos uso de suelo y vegetación, y su porcentaje de presencia en la provincia de la Llanura Costera del Pacífico (INEGI, 2003).

Uso de Suelo y vegetación	Porcentaje
Matorral	6.79599341
Selva	12.514264
Cuerpo de agua	2.01597566
Area urbana	1.6229238
Area sin vegetacion	0.83682008
Area agricola	54.0382909
Otros tipos de vegetacion	14.6063142
Pastizal	4.18410042
Area agricola-selva	2.99226575
Selva-area agricola	0.08875365
Area agricola-pastizal	0.17750729

Pastizal-área agrícola	0.08875365
Selva-pastizal	0.03803728

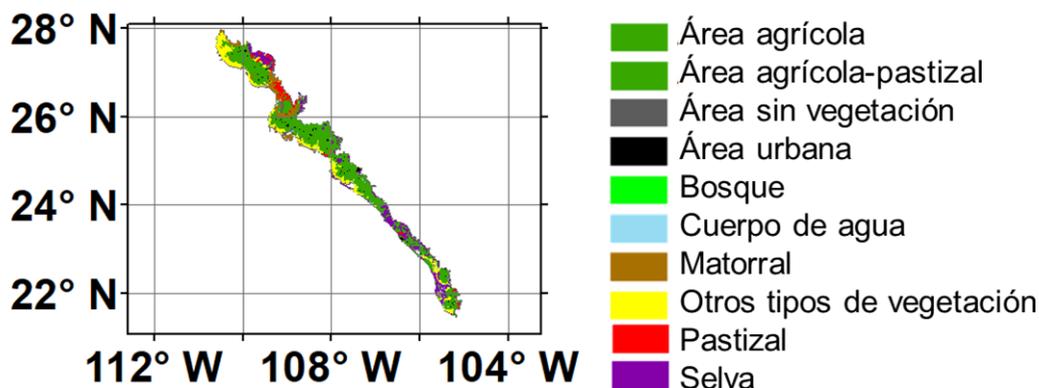


Figura 2.8. Tipo de uso de suelo y vegetación presente en la Llanura Costera del Pacífico. Fuente: (INEGI, 2003)

2.1.3.2 Unidades climáticas en la Llanura Costera del Pacífico

La provincia de la Llanura Costera del Pacífico se divide claramente en una mitad norte predominantemente seca (casi el 70%), con un clima desértico y baja precipitación y la segunda mitad al sur con un clima más húmedo con lluvias más frecuentes durante el verano (INEGI, 2008; García, 2004) (ver Tabla 2.9 y fig. 2.9)

Tabla 2.9. Unidades climáticas y su porcentaje de presencia en la provincia de la Llanura Costera del Pacífico (INEGI, 2008).

Clima	Porcentaje
Muy seco cálido	37.9122273
Seco cálido	29.578894
Semiseco cálido	13.419584
Cálido subhúmedo	19.0892948

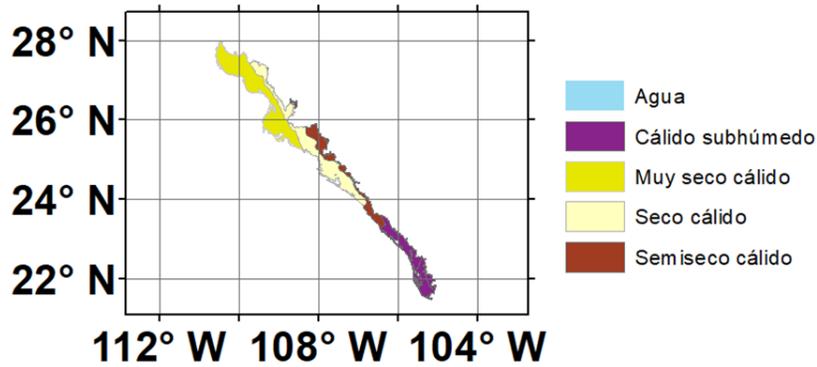


Figura 2.9. Unidades climáticas de la provincia de la Llanura Costera del Pacífico (INEGI, 2008).

2.2 Golfo de California

El Golfo de California, con una extensión de 1100 km y un ancho promedio de 150 km, se le considera un mar marginal y la única cuenca de evaporación en el Océano Pacífico (Roden, 1958) con un área de aproximadamente 165,000 km² (fig. 2.10). El Océano Pacífico y el régimen de viento de la región, influyen en la termodinámica y la circulación estacional del Golfo de California (Beier & Ripa, 1999). Dependiendo de la región, las propiedades físicas del agua del golfo varían. Por ejemplo, en la región norte, la salinidad de la superficie del agua es alta y con temperaturas que varían entre los 10°C y los 32°C en invierno y verano respectivamente (Sverdrup, 1941), mientras que en la región central la salinidad es más baja por la corriente fluyendo de la costa este a la noroeste y con temperaturas entre 16°C durante el invierno y 31°C en verano (Roden, 1964; Robles y Marinone, 1987). La región sur, en donde el Océano Pacífico entra en contacto con el Golfo de California, es un área compleja debido a la convergencia de las corrientes. La presencia del Golfo de California es responsable de las lluvias en el Desierto de Sonora, al ser transportada la humedad del golfo durante el verano (Rasmusson, 1967). La dirección del viento sobre la superficie del Golfo de California es principalmente desde el norte durante el invierno, mientras que en el verano esto se invierte, con el viento soplando desde el sur (Reyes et al., 1984).

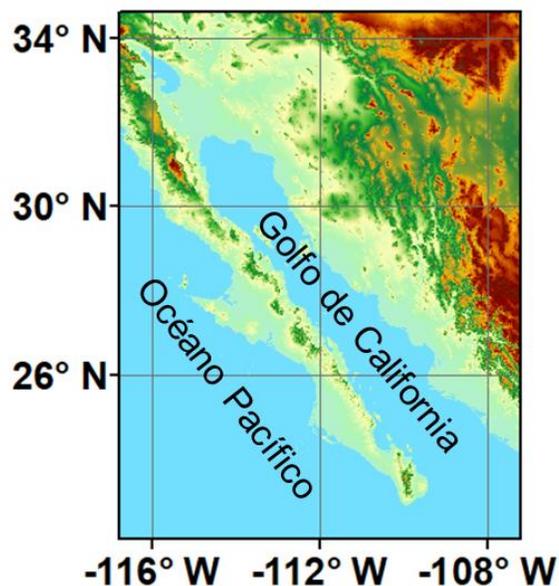


Figura 2.10. Mapa de ubicación del Golfo de California. Fuente: ASTER Global Digital Elevation Model (150 m Resolution).

2.3 Estados Unidos

2.3.1 Cobertura de suelo y vegetación del sur de California, Nevada y Arizona.

La mayoría del territorio americano dentro de la zona de estudio está cubierta por matorral abierto (32.02%) en especial gran parte del estado de Arizona. Una gran área en el límite entre los estados de California, Nevada y Arizona está cubierta por áreas sin vegetación (28.16%). Al sur de California se puede observar una alta concentración de zonas urbanas pertenecientes a ciudades como San Diego y Los Ángeles rodeadas por pastizales, humedales permanentes y sabana. Dentro de la zona de estudio, las áreas urbanas del lado de Estados Unidos alcanzan los 3.15% de cobertura. Las áreas de cultivo se encuentran concentradas principalmente en el estado de California (6.75%), el noroeste del estado en el Valle de San Joaquin y al sur en el condado de Imperial limitando con la frontera de Mexicali (ver Tabla 2.10 y fig. 2.11).

Tabla 2.10. Cobertura de uso de suelo y vegetación junto con su porcentaje de área dentro de la zona de estudio para el lado de Estados Unidos (MODIS, 2018).

Cobertura de suelo y vegetación	Porcentaje
Bosque perenne	0.60921765
Bosque caducifolio	0.00041693
Bosque mixto	0.00208465
Matorral cerrado	2.13034389
Matorral abierto	32.0227844
Sabana boscosa	1.80780709
Sabana	5.62104594
Pastizales	19.625297
Humedales permanentes	0.06270622
Áreas de cultivo	6.75067522
Área urbana	3.15032066
Mosaicos de vegetación de cultivo/natural	0.05553503
Sin vegetación	28.1606814

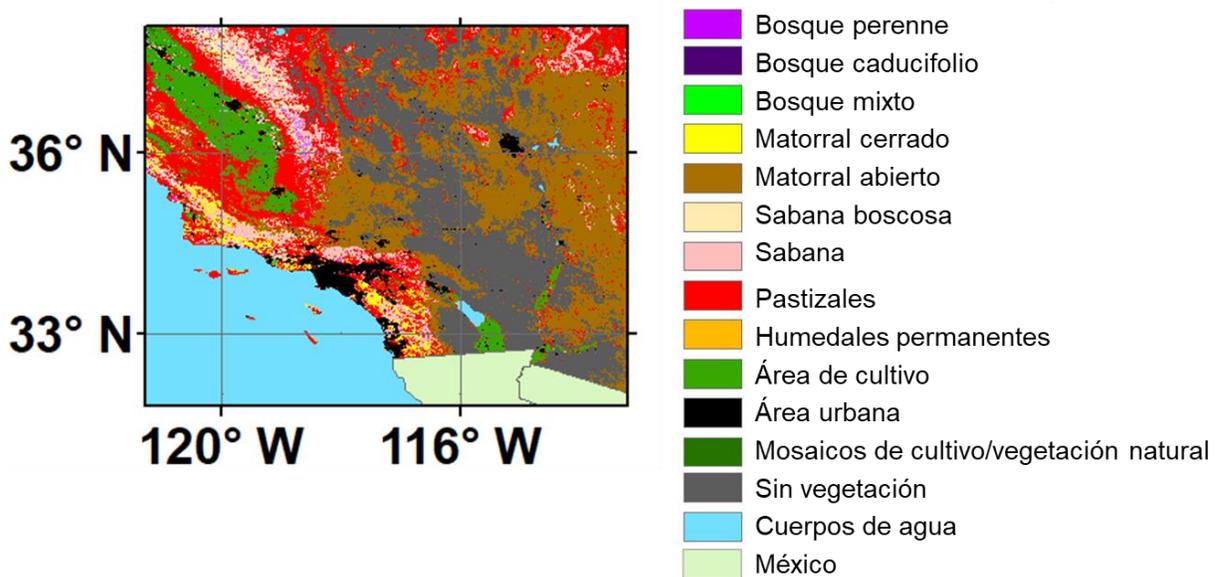


Figura 2.11. Cobertura de uso de suelo y vegetación para el área dentro de la zona de estudio en los Estados Unidos (MODIS, 2018).

2.3.2 Clima del sur de California, Nevada y Arizona

El clima de mayor extensión es el árido cálido (28.99%) ocupando gran parte de Arizona, sur de Nevada y sureste de California cubriendo principalmente al desierto de Mojave. El siguiente clima es el semiárido frío con un 23.29% repartido en el área

de Estados Unidos dentro de la zona de estudio incluyendo las áreas urbanas del suroeste de California. En general, el clima del lado este de los sistemas montañosos al sur de California es mucho más variado que el que se puede encontrar en el lado oeste. Gran parte del estado de California es ocupado por un clima mediterráneo oceánico representando un 17.30% del área de estudio (ver Tabla 2.11 y fig. 2.12).

Tabla 2.11. Clima en el sur de California, Nevada y Arizona de acuerdo a la clasificación de Köppen y su porcentaje de presencia.

Clima	Porcentaje
Semiárido frío	23.2933257
Hemiboreal sin estación seca	0.08573062
Mediterráneo subalpino con verano seco	0.49533244
Subpolar con verano seco	1.06528228
Océanico templado	0.27148028
Hemiboreal mediterráneo	0.11430749
Mediterráneo oceánico	17.3080587
Mediterráneo típico	7.08071379
Tundra	0.34768527
Árido cálido	28.9944116
Árido frío	18.236807
Semiárido cálido	2.7068648

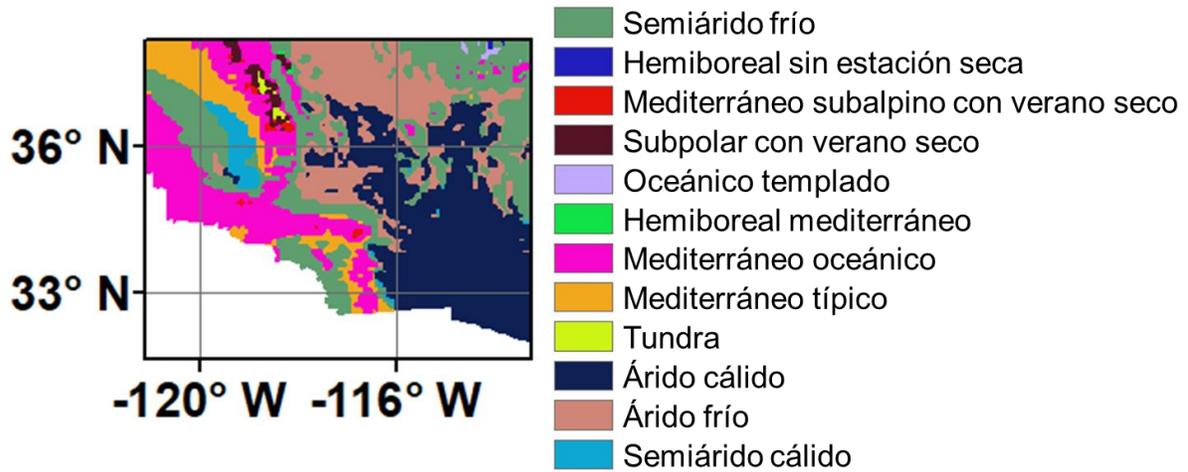


Figura 2.12. Clima en el sur de California, Nevada y Arizona de acuerdo a la clasificación de Köppen. Fuente: <https://geofrikana.com/resources/Shapefile-Global-Climatic-Zone>

Capítulo 3 Simulación numérica aplicada a eventos de condiciones meteorológicas extremas con tormentas de polvo.

3.1 Introducción

El impacto ambiental y la influencia de las tormentas de polvo en la calidad de vida y salud de las personas en todo el planeta, ha motivado el desarrollo y aplicación de modelos numéricos para la investigación de las tormentas de polvo. En gran parte de las regiones áridas y semiáridas del mundo, las tormentas de polvo representan un agente de deterioro de aire en zonas urbanas o densamente pobladas. La emisión de partículas de polvo junto al transporte de patógenos y alergénicos durante las tormentas de polvo pueden alcanzar niveles que amenazan la salud de las personas debido a la súbita reducción de la calidad del aire, además de los efectos e influencia sobre los patrones climáticos y el balance de energía del sistema terrestre (Amarloei et al., 2020; Atafar et al., 2019; Dominguez-Rodriguez et al., 2019; Middleton, 2017; Middleton y Goudie, 2006; Shao et al., 2011a; Soleimani et al., 2020). Los esfuerzos realizados en las últimas décadas han llevado a modelos de emisión de polvo cada vez más realistas (Alfaro y Gomes, 2001; Chin et al., 2000; Marticorena y Bergametti, 1995; Park et al., 2010; Shao et al., 2011b; Shao, 2001, 2004). Algunos de estos esquemas han sido incluidos en el módulo químico acoplado al modelo atmosférico Weather Research and Forecasting (WRF-CHEM). La aplicación de ésta combinación para el estudio de tormentas de polvo ha sido ampliamente utilizada alrededor del mundo (Jiang et al., 2013; Nabavi et al., 2017; Prakash et al., 2015; Rizza et al., 2016; Su y Hung, 2015; Yang et al., 2019; Yuan et al., 2019; Gholamzade et al., 2020; Hong et al., 2020). En el caso de México, las tormentas de polvo han sido poco estudiadas con simulación numérica. Los estudios existentes se han enfocado en áreas de la parte central de México (Pineda-Martínez et al., 2011) y la frontera norte con Estados Unidos (Carmona, et al., 2015; Lu et al., 2012). La aplicación del WRF-CHEM recientemente permitió estudiar los efectos en la calidad del aire por tormentas de polvo causadas por vientos de Santa Ana sobre zonas densamente pobladas como las ciudades de Tijuana, Ensenada o

Mexicali en el lado de México donde se alcanzaron concentraciones de material particulado muy por encima de los estándares permitidos. En ciudades como San Diego y Los Angeles del lado de Estados Unidos, la calidad del aire alcanzó también valores nocivos para la salud, entre otros efectos interesantes sobre las variables meteorológicas de la Península de Baja California (Álvarez y Carbajal, 2019). También se reportó una estimación de deposición de polvo en el Golfo de California, emitido por los desiertos del área y su posible efecto (Álvarez et al., 2020). Durante el otoño e invierno, el noroeste de México llega a ser severamente afectado por los vientos de Santa Ana causando tormentas de polvo, entre otros fuertes efectos negativos como se discutió en la sección 1.1. En este trabajo se aplicó el modelo atmosférico Weather Research and Forecasting (WRF-CHEM) acoplado a un módulo químico, a episodios de tormentas de polvo seleccionados que afectaron gran parte del noroeste de México para estudiar su influencia de estas tormentas en la calidad del aire y el comportamiento de las variables meteorológicas durante estos episodios.

3.2 Metodología

Con el objetivo de estudiar las condiciones meteorológicas y la calidad del aire durante los episodios de vientos de Santa Ana, se propuso la siguiente metodología (figura. 3.1). Comenzando con la adquisición y análisis de imágenes satelitales procedentes del satélite MODIS desde el 2002 hasta el 2018, y datos meteorológicos, principalmente de estaciones meteorológicas. Esto permite dar el paso de seleccionar los eventos más relevantes para este estudio. Después se realizó la descarga de los datos de entrada con los que se podrá correr el modelo. Antes de realizar la simulación, se configuró la forma, tamaño y otras diversas opciones de los dominios con el WRF Preprocessor system (WPS). Es después de esto que se puede aplicar la simulación numérica a los episodios seleccionados con el modelo atmosférico Weather Research and Forecasting acoplado con el módulo químico (WRF-CHEM) para obtener resultados que podrán ser posteriormente visualizados y analizados en el software NCL. Este análisis comprende parámetros físicos, como la intensidad del viento o contenido de humedad. También parámetros

relacionados al módulo químico, como las concentraciones de polvo o ritmos de emisión. Este análisis lleva a la definición de fuentes de emisión de polvo e identificación de los mecanismos que lo causan. Después, estas fuentes de emisión de polvo fueron correlacionadas con el tipo de uso de suelo y vegetación presentes en el área. Al repetir y finalizar este procedimiento con los eventos seleccionados, se compararon los resultados y se interpretaron.

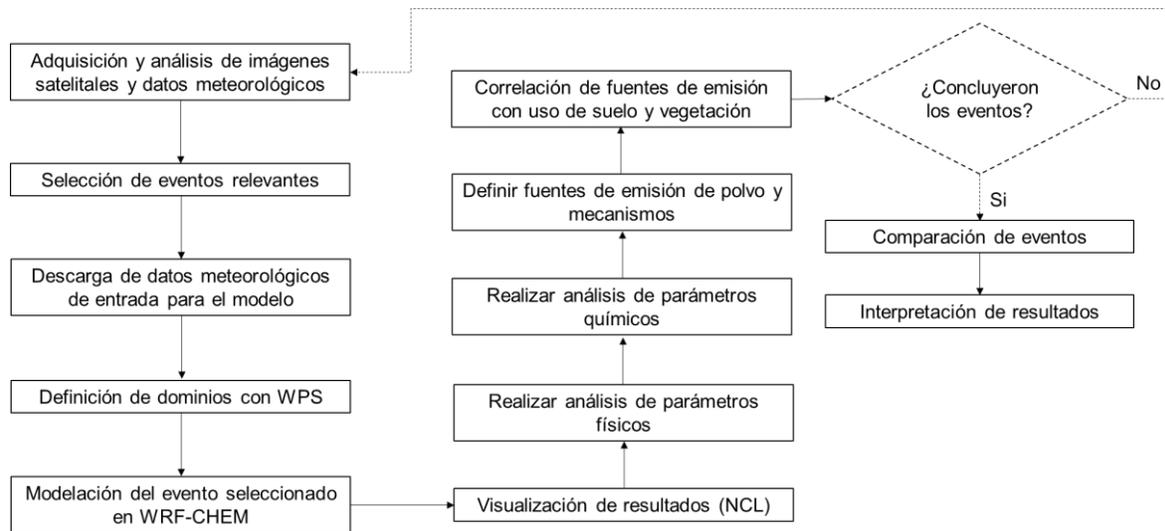


Figure 3.1. Diagrama de Flujo 1.

3.2.1 Descripción del modelo WRF-CHEM

El modelo Weather Research and Forecasting (WRF) consiste en un modelo atmosférico tridimensional no hidrostático que permite la investigación de fenómenos atmosféricos y su predicción, en este trabajo fue empleado la solución dinámica ARW (Advanced Research WRF) (Skamarock et al., 2008). Los niveles verticales de dicho modelo son influenciados por la topografía, usando coordenadas sigmas con un mallado tipo “C” (Arakawa y Lamb, 1977). Este modelo ha sido desarrollado por agencias como la National Oceanic and Atmospheric Administration’s (NOAA), National Center for Atmospheric Research’s (NCAR), National Centers of Environmental Prediction (NCEP), Department of Defense’s Air Force Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory (NRL), Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS), Universidad de Oklahoma y la Federal Aviation Administration (FFA).

En este trabajo, fue necesario acoplar un módulo químico al modelo atmosférico versión 3.8.1 (WRF-CHEM). Este módulo fue construido con el propósito de investigar las interacciones entre los distintos procesos químicos que se dan en la atmósfera y el aspecto dinámico de los fenómenos atmosféricos. Este módulo, acoplado con el WRF permite, junto a la simulación de la meteorología, predecir la dispersión de componentes químicos y la calidad del aire (Grell et al., 2005) compartiendo las mismas características de la configuración del modelo atmosférico como parametrizaciones físicas y la malla de simulación.

Dentro de los fenómenos considerados por el WRF-CHEM se encuentran (WRF-CHEM, 2016):

- Deposición en seco
- Emisiones biogénicas
- Emisiones antropogénicas
- Mecanismos químicos de fase gaseosa
- Esquemas de fotólisis
- Esquemas de aerosol
- Efecto indirecto del aerosol al interactuar con la radiación, fotólisis y microfísica
- Emisiones volcánicas
- Emisión de polvo

El flujo de la modelación por medio del modelo atmosférico WRF-CHEM consta de 4 etapas:

- La primera es proporcionar los datos meteorológicos de entrada que servirán para inicializar el modelo.
- La segunda es el pre-procesamiento de los datos meteorológicos para convertirlos en el formato adecuado para el modelo, designando dominios determinados y escogiendo las configuraciones físicas y químicas más convenientes para el objetivo de la investigación.
- La tercera es la simulación del episodio que se desea estudiar. Aquí es donde los esquemas dentro del WRF-CHEM resuelven los aspectos dinámicos y

químicos dentro de la atmósfera en un periodo de tiempo determinado en cada punto de malla de los dominios designados.

- La cuarta etapa es el post procesado, en el cual se aplican técnicas de visualización a los resultados de la simulación con el propósito de análisis e interpretación. Estas técnicas de visualización y análisis, involucran diversos programas como el NCL (NCAR Command Language) o Python.

3.2.2 Configuraciones físicas y químicas

El modelo WRF-CHEM contiene diversos esquemas para resolver fenómenos físicos y químicos. En este trabajo, se realizó la simulación de 5 episodios de tormentas de polvo, donde se utilizaron las mismas configuraciones físicas y químicas más adecuadas para la zona de estudio, que serán descritas a continuación. Tomando las recomendaciones de diversos estudios y también realizando pruebas de sensibilidad, se llegó a una configuración física ideal que se empleó en todas las simulaciones. Para la microfísica se escogió el modelo WRF Single-Moment de 3 clases (Hong et al., 2004). La radiación de onda larga y de onda corta fueron simuladas con el esquema de Rapid Radiative Transfer Model (Mlawer et al., 1997) y el modelo de Dudhia (Dudhia, 1989) respectivamente. Diversos estudios (Álvarez y Carbajal, 2019; Cao y Fovell, 2018; Fovell y Cao, 2017) indican que para una adecuada simulación de las velocidades de viento en el área de estudio durante eventos de vientos de Santa Ana, es necesaria la combinación del esquema de Pleim-Xiu para el modelo de superficie y el Asymmetric Convection Model versión 2 para la capa límite planetaria.

En el particular caso de este trabajo, uno de los esquemas más relevantes es el esquema de emisión de polvo, puesto que los episodios analizados tienen una presencia importante de tormentas de polvo que pueden afectar la calidad del aire. El esquema de emisión de polvo seleccionado fue el de Shao et al., (2011). Esta elección se hizo en base a los diversos estudios de sensibilidad que han comparado diferentes esquemas de emisión de polvo con resultados demostrando que el esquema de Shao2011 da el mejor desempeño (Kang et al., 2011; Su y Fung, 2015). También, investigaciones previas del área de estudio correspondiente al noroeste

de México ha dado resultados dentro de los márgenes de aceptación utilizando el mismo esquema durante episodios de tormentas de polvo (Álvarez et al., 2020; Álvarez y Carbajal, 2019) en especial combinando el esquema de emisión de polvo Shao con el módulo químico GOCART simple module (Chin et al., 2000) permitiendo así la simulación de emisión de polvo en tamaños clasificados como 5 bins con rangos de diámetros de 0-2 μm , 2-3.6 μm , 3.6-6 μm , 6-12 μm , y 12-20 μm .

El esquema de Shao da una aproximación basada en un enfoque físico en el que considera distintos procesos de emisión de polvo como el atrapamiento aerodinámico, la saltación y la disgregación de partículas de polvo para calcular el flujo total de polvo (Shao, 2004). Este esquema se diferencia de otros más simples al involucrar explícitamente el cálculo del umbral de velocidad de fricción en base a las propiedades de la superficie del suelo como la humedad, la rugosidad, la presencia de vegetación, entre otras en vez de seleccionar un valor fijo.

El proceso de cálculo del flujo total de polvo del esquema de Shao comienza con el cálculo del umbral de la velocidad de fricción. Para obtener esta variable, se consideran tres variables que deben ser calculadas previamente:

- La corrección de partición de arrastre (Drag partition correction) la cual es obtenida a partir de la densidad de rugosidad del suelo, ya sea suelo estéril o suelo con alto índice de vegetación.
- El umbral de velocidad de fricción sobre superficie lisa, en el cual se considera la densidad del aire y de las partículas del suelo.
- La corrección por humedad de suelo la cual se obtiene a partir de la humedad de suelo volumétrica.

Estas tres variables son utilizadas para corregir el umbral de velocidad de fricción de un suelo liso considerando la humedad del suelo y la corrección de partición de arrastre, dando como resultado un umbral de velocidad de fricción más realista y adecuada al suelo. Después el esquema calcula el flujo horizontal, el cual se relaciona a la emisión por saltación, y el flujo vertical, que considera la emisión por disgregación de partículas de polvo (bombardeo) y el atrapamiento aerodinámico para finalmente dar un flujo total de polvo emitido.

3.3 Resultados

3.3.1 Evento de febrero del 2002

Durante la segunda semana de febrero del 2002, un evento extremo de vientos de Santa Ana afectó toda la parte noroeste de México, incluyendo la península de Baja California por completo y gran parte de Sonora. También el suroeste de California en Estados Unidos, fue severamente afectado. Todas estas áreas tuvieron grandes emisiones de polvo que dieron lugar a numerosas tormentas de polvo de gran extensión que se pueden observar en imágenes satelitales (fig. 3.2), principalmente en la península de Baja California, mientras que el sur del estado de California presentó la formación de incendios forestales. La situación sinóptica a 500mb muestra un gradiente de presión similar un mes antes (10 de enero, fig. 3.3a) al observado durante el día más intenso del evento (10 de febrero, fig. 3.3b), con una cresta o cuña anticiclónica en la costa oeste de Estados Unidos y una vaguada atravesando el centro del país. Sin embargo, el día más intenso del evento, a 500 mb el gradiente se hace más fuerte entre la costa oeste y el centro de los Estados Unidos, ya que la cresta anticiclónica se introduce tierra adentro alcanzando todo el estado de California, mientras que la vaguada desciende a latitudes menores alcanzando el centro de México. En superficie un sistema de alta presión se desplaza desde el océano Pacífico alcanzando la costa del norte de California durante el día 8 de febrero (fig. 3.4a). Este sistema de alta presión continua su avance con dirección hacia el este, introduciéndose en el estado de California y Nevada durante el día 9, donde la circulación anticiclónica del viento interactúa con la topografía compleja del área, reedireccionando el viento hacia las costas de California y el noroeste de México causando las primeras tormentas de polvo e incendios. El 10 de febrero el desplazamiento del sistema de alta presión alcanza el lugar idóneo para la formación de los vientos de Santa Ana, sobre el desierto de la Gran Cuenca, donde la circulación causada por el gradiente de presión obliga al viento a dirigirse hacia el complejo de la Sierra Nevada (fig. 3.4b). La topografía redirige el viento perpendicular a la costa del suroeste de los Estados Unidos y el noroeste de México con la velocidad suficiente para causar la serie de tormentas de polvo a lo largo de toda el área como se observa en la imagen satelital. Para el

análisis de este evento, se realizó una simulación de un solo dominio comenzando a el 8 de febrero a las 0:00 UTC y finalizando el 12 de febrero a las 0:00 UTC, incluyendo el spin-up. El dominio se conformó de un grid de 100x120 puntos con una resolución espacial de 9 km, 29 capas verticales y un paso de tiempo de 54 segundos. Los datos meteorológicos para la inicialización del modelo fueron extraídos de la base de datos de la NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses. Para los datos estáticos, la topografía fue tomada del US Geological Survey (USGS), mientras que el uso de suelo y vegetación fue extraído de la Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) con 21 categorías, ambas bases de datos con una resolución espacial de 30'.

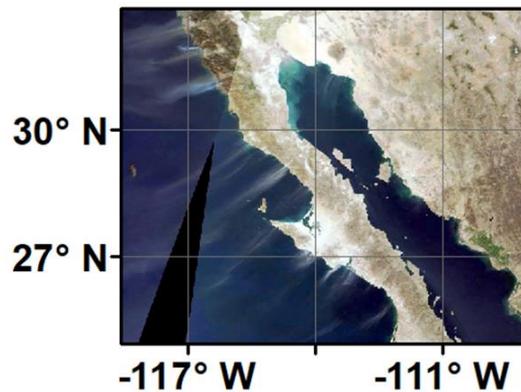


Figura 3.2. Tormentas de polvo del 10 de febrero del 2002. Fuente: Proyecto SeaWiFS, NASA/Goddard Space Flight Center, y ORBIMAGE

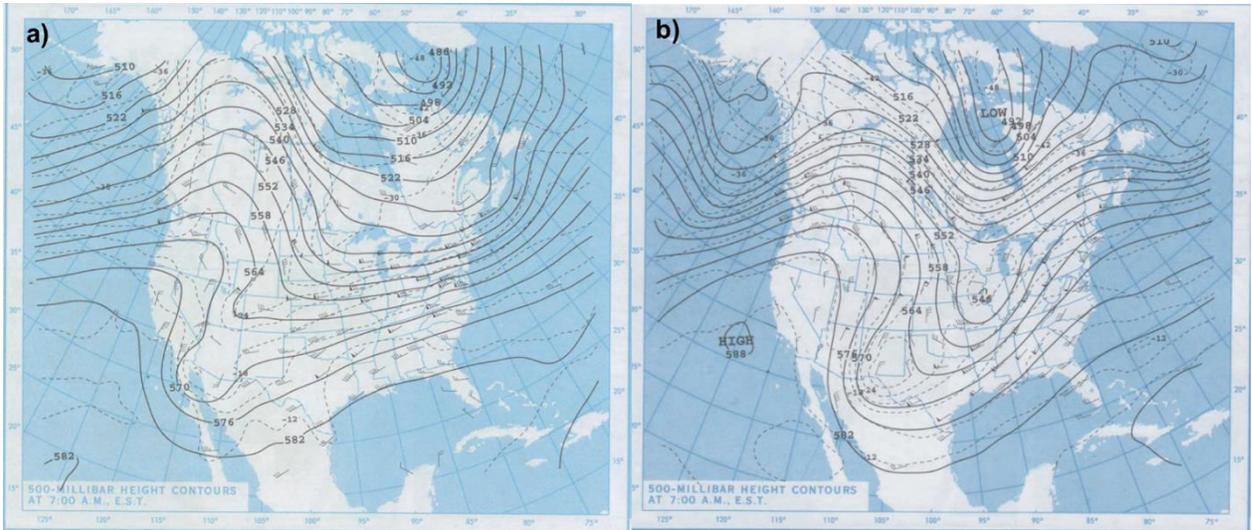


Figura 3.3. Análisis de gradiente de presión a 500 mb en a) 10 de enero del 2002 y b) 10 de febrero del 2002. Fuente: <https://library.noaa.gov/Collections/Digital-Collections/US-Daily-Weather-Maps>

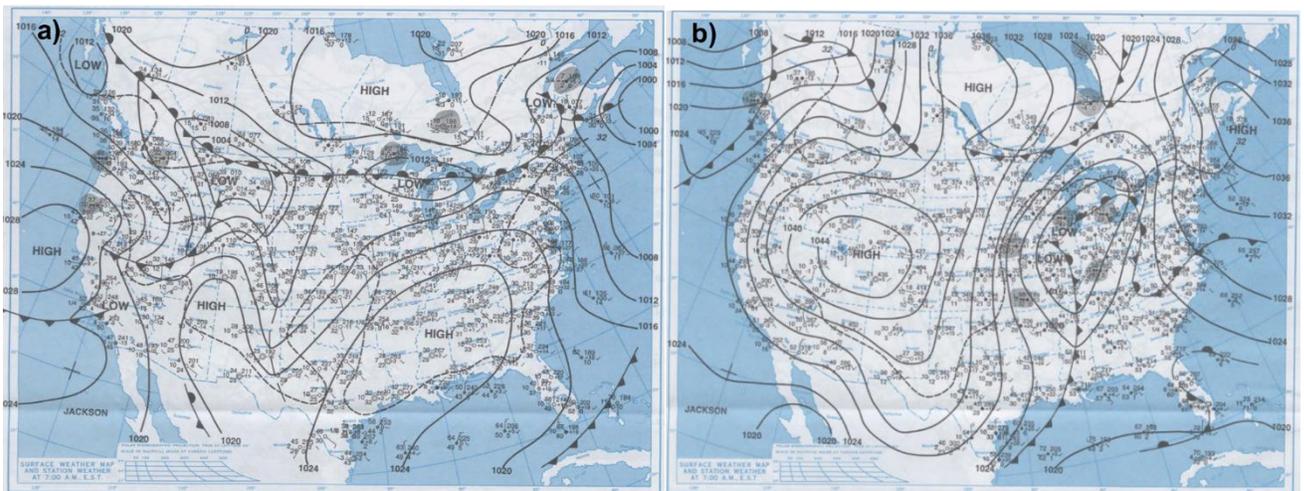


Figura 3.4. Análisis de gradiente de presión en superficie del a) 8 de febrero del 2002 y b) 10 de febrero del 2002. Fuente: <https://library.noaa.gov/Collections/Digital-Collections/US-Daily-Weather-Maps>

3.3.1.1 Temperatura

Durante el 8 de febrero, la dirección del viento era predominantemente de noroeste a sureste sobre el Pacífico y tierra dentro con temperaturas en las costas de California y Baja California que oscilaron entre los 12°C y los 20°C. Del lado este de la Península de Baja California, las temperaturas sobre el desierto de Altar

alcanzaron un máximo de 24°C, mientras que en las capas de la atmósfera baja, sobre la superficie del Golfo de California, oscilaron entre 14°C y 24°C. A las 6:00 hrs del 9 de febrero, la dirección del viento al noroeste del dominio, cambia hacia el suroeste transportando masas frías de aire provenientes del centro de los desiertos de Estados Unidos en la Gran Cuenca. Esta masa de aire frío alcanzó las costas de Sonora y el Desierto de Altar a las 12:00 UTC y comenzó a interactuar con la cadena montañosa de la península de Baja California. Esta interacción generó estructuras alargadas de aire caliente a lo largo del lado oeste de la cadena montañosa (fig. 3.5 a y b), estas estructuras crean un patrón de contrastes entre áreas calientes y más frías a lo largo de la costa oeste en el cual las estructuras de aire caliente coinciden con valles orográficos que canalizan el viento y lo aceleran. Este efecto continúa a lo largo de los días 9 y 10 de febrero, aumentando la temperatura de la costa oeste de la península de Baja California y California alcanzando temperaturas superiores a los 26°C y velocidades de viento por encima de los 21 m/s en ocasiones. El efecto es mejor observado en gráficas de anomalía de temperatura en la cual los valores representan la diferencia entre la temperatura promedio total del dominio y la temperatura de cada punto de malla (fig. 3.5 c y d). Las estructuras de aire caliente sobre el Pacífico propagándose desde los valles orográficos de la Península de Baja California, muestran temperaturas que llegan a ser hasta 9°C más altas que la temperatura promedio, y presentando contrastes de hasta 15°C con respecto a las áreas a latitudes menores y mayores de las estructuras de aire caliente. Dicho efecto comenzó a debilitarse en las primeras horas del día 11 de febrero cuando la magnitud de la velocidad de viento decreció para cambiar de dirección a las 11:00 UTC gradualmente durante el transcurso del día.

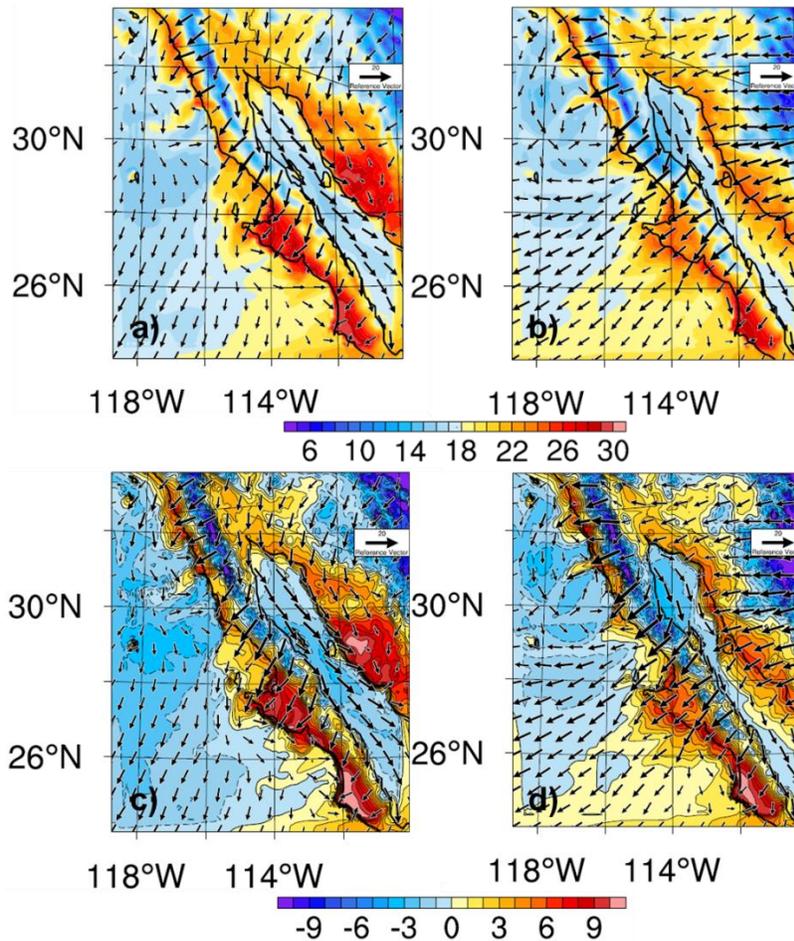


Figura 3.5. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en superficie y vectores en los días a) 9 de febrero a las 23:00 UTC y b) 10 de febrero a las 21:00 UTC. Anomalías de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y vectores en los días c) 9 de febrero a las 23:00 UTC y d) 10 de febrero a las 21:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s.

3.3.1.2 Humedad relativa

Previo al evento, durante el 8 de febrero, la humedad relativa en el área del Desierto de Altar era cercana al 40% y en algunas áreas alcanzaba el 50%, mientras que la costa oeste de Sonora tuvo valores entre el 35% y el 75%. En la costa oeste de la Península de Baja California y en las costas de California, la humedad relativa superaba el 80% incluyendo áreas urbanas. La dirección del viento desde el noroeste introducía humedad del océano Pacífico a la costa oeste. Las condiciones de humedad en el dominio comienzan a cambiar drásticamente cuando la dirección del viento cambia desde el noreste durante el 9 de febrero (fig. 3.6a). El viento

transportó una masa de aire seco y frío desde el desierto cambiando radicalmente las condiciones meteorológicas durante su paso. Al interactuar el viento con la orografía compleja de la península de Baja California y California, estructuras de aire seco se propagan desde las costas hacia el océano pacífico. Estas estructuras coinciden con las observadas en las gráficas de temperatura (fig. 3.5) donde la magnitud del viento es mayor por causa de la canalización topográfica. Este efecto prevaleció también durante el día 10 de febrero (fig. 3.6b) hasta mediados del día 11 de febrero, cuando la magnitud del viento comenzó a debilitarse y cambiar de dirección desde el norte. De esta forma, los vientos de Santa Ana fueron capaces de hacer descender fuertemente el contenido de humedad en el dominio. Áreas como Sonora resintieron caídas de humedad de más de un 60%. La costa oeste de la península de Baja California sufrió caídas de humedad superiores al 75%, pasando de un 80% a un 5% incluso sobre zonas urbanas como Tijuana. Esta misma situación se repite en áreas urbanas de California como San Diego.

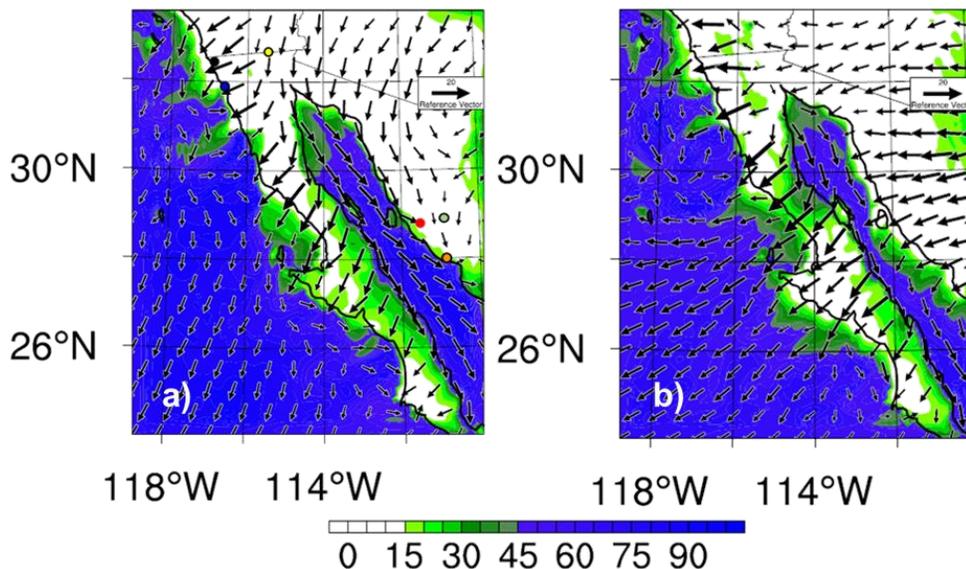


Figura 3.6. Humedad relativa (%) en superficie y vectores en los días a) 9 de febrero a las 23:00 UTC y b) 10 de febrero a las 21:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s. Ubicación de Tijuana (círculo negro), Ensenada (círculo azul), Mexicali (círculo amarillo), Hermosillo (círculo verde), Heroica Guaymas (círculo naranja) y Miguel Alemán (círculo rojo).

3.3.1.3 *Intensidad de viento*

Durante las primeras horas del día 9 de febrero, la dirección del viento cambió sobre el suroeste de Estados Unidos primero, y después en el noroeste de México. Este cambio de dirección de viento del sureste hacia el suroeste dentro del dominio, es acompañado de un aumento de intensidad del viento. La dirección del viento (perpendicular a la costa oeste de California y la península de Baja California) obliga a los flujos a interactuar con la topografía de la Sierra Nevada, lo que lleva a una aceleración del viento por canalización en los valles orográficos. Las pendientes de la orografía también tienen un papel importante en la aceleración por gravedad de los flujos de aire. A lo largo de la península de Baja California, estos efectos de aceleración pueden ser observados al interactuar el viento con la cadena montañosa presente y sus múltiples bajos topográficos. Los mapas de distribución de anomalías de velocidad de viento, realzan este efecto de aceleración por topografía a lo largo de la costa oeste durante el día 9 de febrero (fig. 3.7a y b). Esta situación continúa acentuándose durante el día 10 de febrero a lo largo de la península. Las diferentes anomalías positivas propagándose hacia el océano Pacífico observadas en la fig. 3.7, muestran los fuertes contrastes de velocidad de viento con diferencias superiores a los 12 m/s con respecto a latitudes ligeramente mayores o menores. Dichas anomalías coinciden con valles orográficos y también con las estructuras de aire seco y las anomalías positivas de temperatura (fig. 3.6 y fig. 3.7). Las magnitudes de viento sobre los desiertos de Sonora fueron claramente superiores al umbral necesario para la emisión de polvo, con velocidades oscilando entre 9 m/s y 15 m/s. La topografía presente sobre la península permitía el alcance de velocidades de viento superiores a los 15 m/s e incluso 20 m/s sobre las pendientes y cerca de los sitios puntuales de aceleración, permitiendo la emisión de polvo en los desiertos del área.

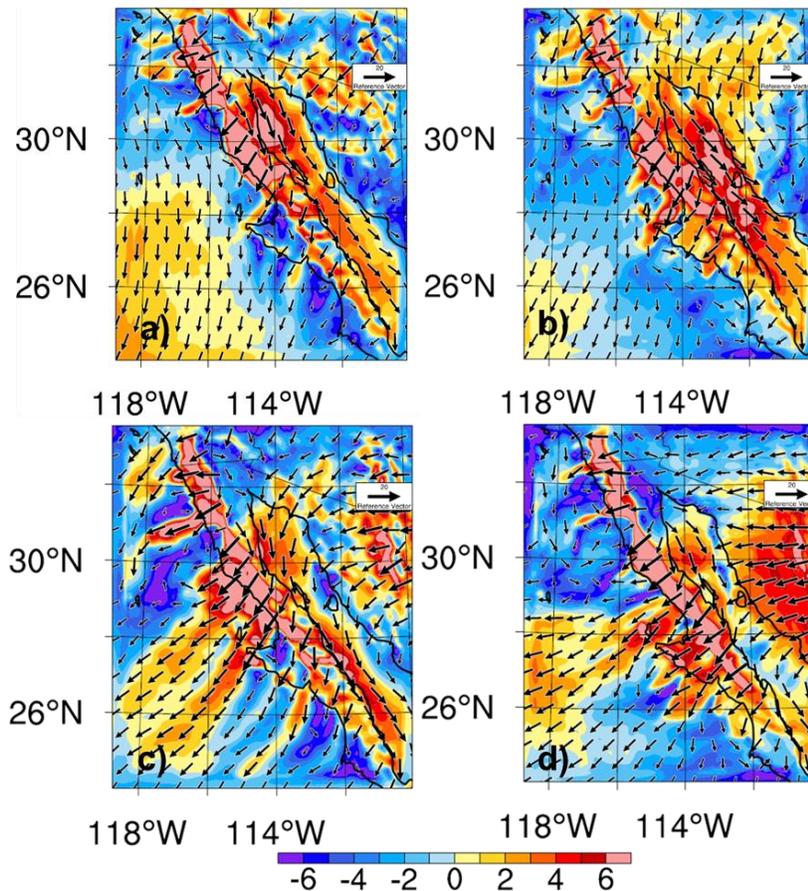


Figura 3.7. Anomalia de velocidad de viento en superficie y vectores en los días a) 9 de febrero a las 16:00 UTC, b) 9 de febrero a las 23:00 UTC, c) 10 de febrero a las 12:00 UTC y d) 10 de febrero a las 21:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s.

3.3.1.4 Series de tiempo de variables meteorológicas

El análisis meteorológico puntual revela fuertes modificaciones en áreas específicas. La humedad relativa en Tijuana se redujo en un plazo de 10 horas de 80% al 8% en las primeras horas del 9 de febrero (fig. 3.8a), mientras que la velocidad del viento alcanzó valores superiores a los 16 m/s durante el 10 de febrero. La humedad relativa en Tijuana permaneció por debajo del 10% durante casi 38 horas seguidas. Mexicali (fig. 3.8b) muestra un comportamiento más complejo con fuertes oscilaciones en las que los picos de velocidad de viento llegan a tener correlación con picos de aumento de temperatura y descensos de humedad relativa. En Ensenada (fig. 3.8c) la humedad relativa también se reduce fuertemente durante las primeras horas del 9 de febrero, del 60% al 6% en 12 horas. La humedad

relativa permanece oscilando entre el 6 y el 10% durante un día. La simulación revela aumentos de velocidad de viento que superan los 14 m/s en los días 9 y 10 de febrero que fueron seguidos por un aumento de temperatura. Similar a lo sucedido en Tijuana y Ensenada, para Miguel Alemán (fig. 3.8d), no es el aumento de velocidad del viento lo que reduce la humedad relativa, si no el cambio de su dirección, el cual dirigiéndose hacia el suroeste se lleva todo el contenido de humedad de tierra adentro. Velocidades de viento superiores al umbral de emisión de polvo (8 m/s) son simuladas durante el 10 de febrero.

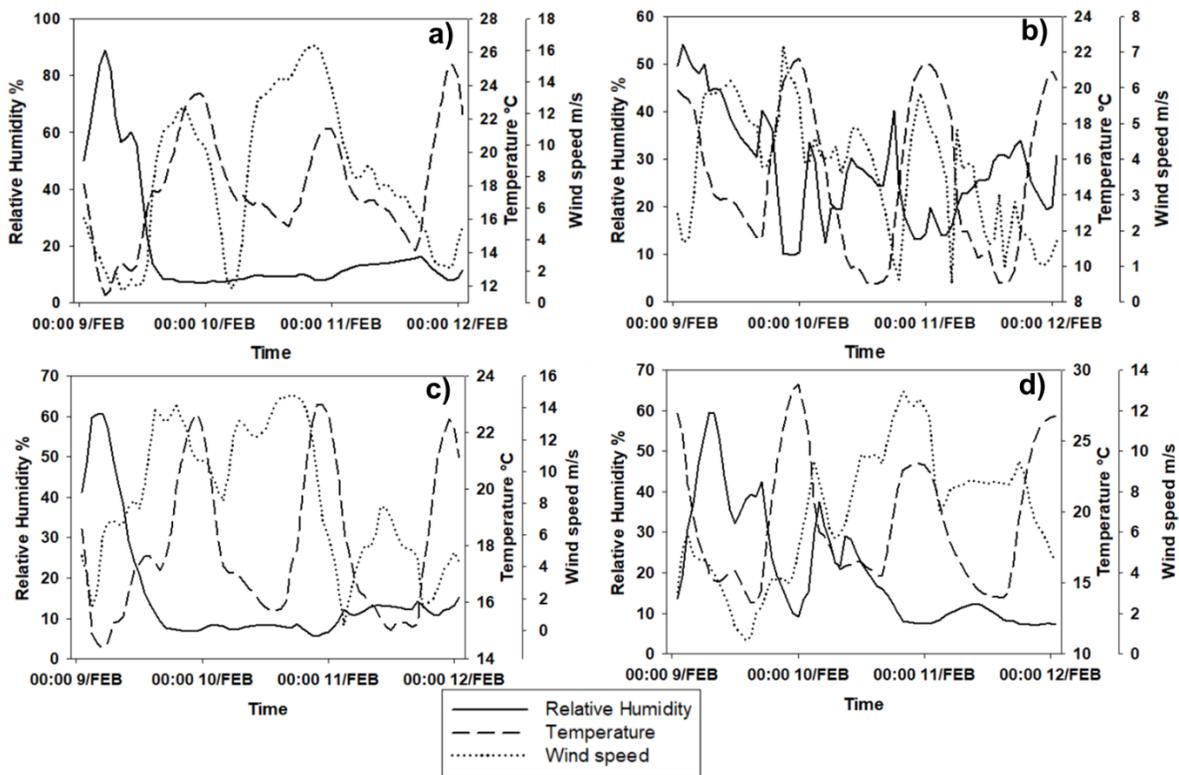


Figura 3.8. Series de tiempo de humedad relativa (%), temperatura (C°) y velocidad de viento horizontal (m/s) del 9 al 12 de febrero en a) Tijuana, b) Mexicali, c) Ensenada y d) Miguel Alemán.

3.3.1.5 Simulación de concentración de polvo y PM10

La simulación de emisión de polvo durante este evento revela que las primeras áreas de emisión de polvo son el sur del estado de Arizona y el Desierto de Altar, una vez que la dirección del viento cambia de sureste a suroeste y su velocidad

alcanza el umbral de emisión de polvo a las 10:00 UTC del 9 de febrero. Horas después son seguidas por la costa norte de Baja California y la costa oeste de Sonora. La distribución horizontal del polvo alcanzó grandes áreas desde el 9 de febrero (fig. 3.9a) que llegaron a zonas urbanas como San Diego, Tijuana, Ensenada y Mexicali al norte. La emisión del Desierto de Altar y Arizona llegó a áreas urbanas del norte de Sonora como Caborca y Puerto Peñasco. El día 10 de febrero se simuló un aumento de velocidad de viento sobre gran parte del dominio, causando una mayor emisión de polvo del norte de Baja California, la parte media de la península, el Desierto de Altar y una gran parte del estado de Sonora (fig. 3.9b). La distribución del polvo transportado en la atmosfera alcanzó áreas urbanas más alejadas hacia el sur y tierra adentro como Hermosillo, Miguel Alemán y Heroica Guaymas en el estado de Sonora, donde fueron simuladas concentraciones de polvo total (suma de todos los bins de polvo) cercanas a los $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y en algunas áreas incluso superiores. Un fuerte incremento de velocidad de viento que se tradujo a mayores emisiones de polvo, que fueron particularmente fuertes en las áreas urbanas del norte de Baja California, sus concentraciones de polvo fueron analizadas en series de tiempo que serán detalladas más adelante. Este aumento de velocidad de viento también causó emisiones de polvo en el Desierto del Vizcaíno, en la parte media de la península de Baja California.

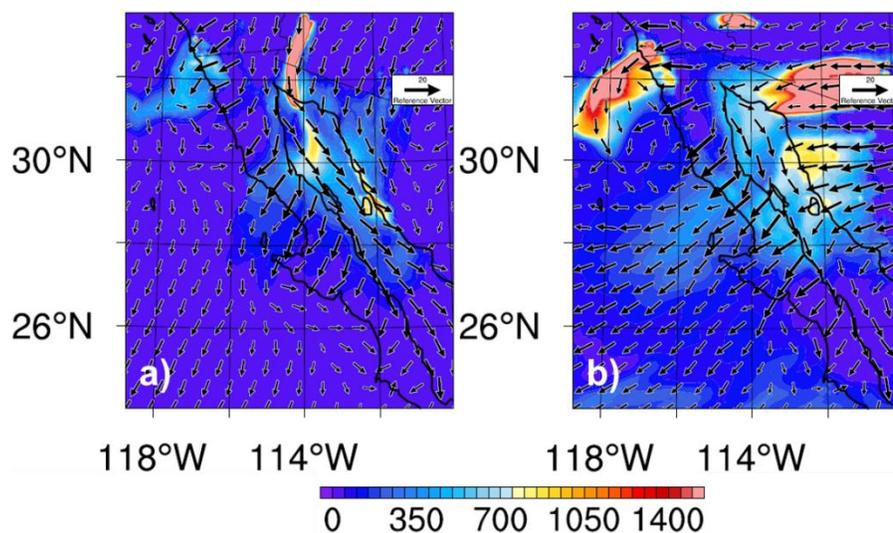


Figura 3.9. Concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en superficie y vectores en los días a) 9 de febrero a las 23:00 UTC y b) 10 de febrero a las 21:00 UTC.

Las series de tiempo de concentración PM10 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) detallan las fluctuaciones sobre áreas urbanas analizadas. En el norte de Baja California, las ciudades de Tijuana y Ensenada fueron analizadas debido a su cercanía a zonas de fuertes emisiones de polvo simuladas (fig. 3.10). Las concentraciones de PM10 alcanzadas sobre la ciudad de Tijuana sobrepasaron los $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ durante las últimas horas del 9 de febrero (fig. 3.10a) coincidiendo con un incremento de intensidad de viento de 12 m/s (fig. 3.9a). Durante el 10 de febrero, la concentración de polvo simulada fue incrementándose hasta alcanzar valores cercanos a los $3500 \mu\text{g}/\text{m}^3$ como resultado de un incremento de la velocidad del viento hasta los 16 m/s . A menos de 100 km de distancia al sur, Ensenada también tuvo altas concentraciones de PM10, pero de menor magnitud en comparación con Tijuana (fig. 3.10b) con dos picos importantes de $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y $350 \mu\text{g}/\text{m}^3$, cada uno durante los días 10 y 11 de febrero. Mexicali fue ligeramente afectada por las tormentas de polvo debido a que la dirección del viento sobre los desiertos cercanos era preferentemente hacia el sur, por lo que las concentraciones más altas durante el evento fueron oscilando entre $60 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y $160 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (fig. 3.10c) durante el 11 de febrero. Las altas emisiones de polvo en la parte del estado de Sonora, afectaron varias áreas pobladas incluyendo Miguel Alemán (una región dedicada principalmente a la agricultura), la ciudad de Hermosillo y la ciudad de Heroica Guaymas. Miguel Alemán alcanzó concentraciones por encima de los $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ durante las primeras horas del 10 de febrero, para después oscilar cerca de $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ en los siguientes dos días (fig. 3.10d). En la ciudad de Heroica Guaymas se simularon concentraciones de PM10 de hasta $250 \mu\text{g}/\text{m}^3$ durante las primeras horas del 10 de febrero (fig. 3.10e). La ciudad de Hermosillo presentó un solo pico relevante de $60 \mu\text{g}/\text{m}^3$ durante las últimas horas del 10 de febrero (fig. 3.10f).

Las concentraciones de polvo total, el cual incluye las partículas con tamaño mayor de los $10 \mu\text{m}$, son naturalmente más elevadas y tienen un impacto más grande en los riesgos de accidentes de tráfico aéreo y terrestre por falta de visibilidad. Las concentraciones de polvo total alcanzadas fueron muy altas sobre zonas pobladas, como Tijuana (hasta $9000 \mu\text{g}/\text{m}^3$), Ensenada ($1100 \mu\text{g}/\text{m}^3$), Miguel Alemán ($1500 \mu\text{g}/\text{m}^3$) o Heroica Guaymas ($1300 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

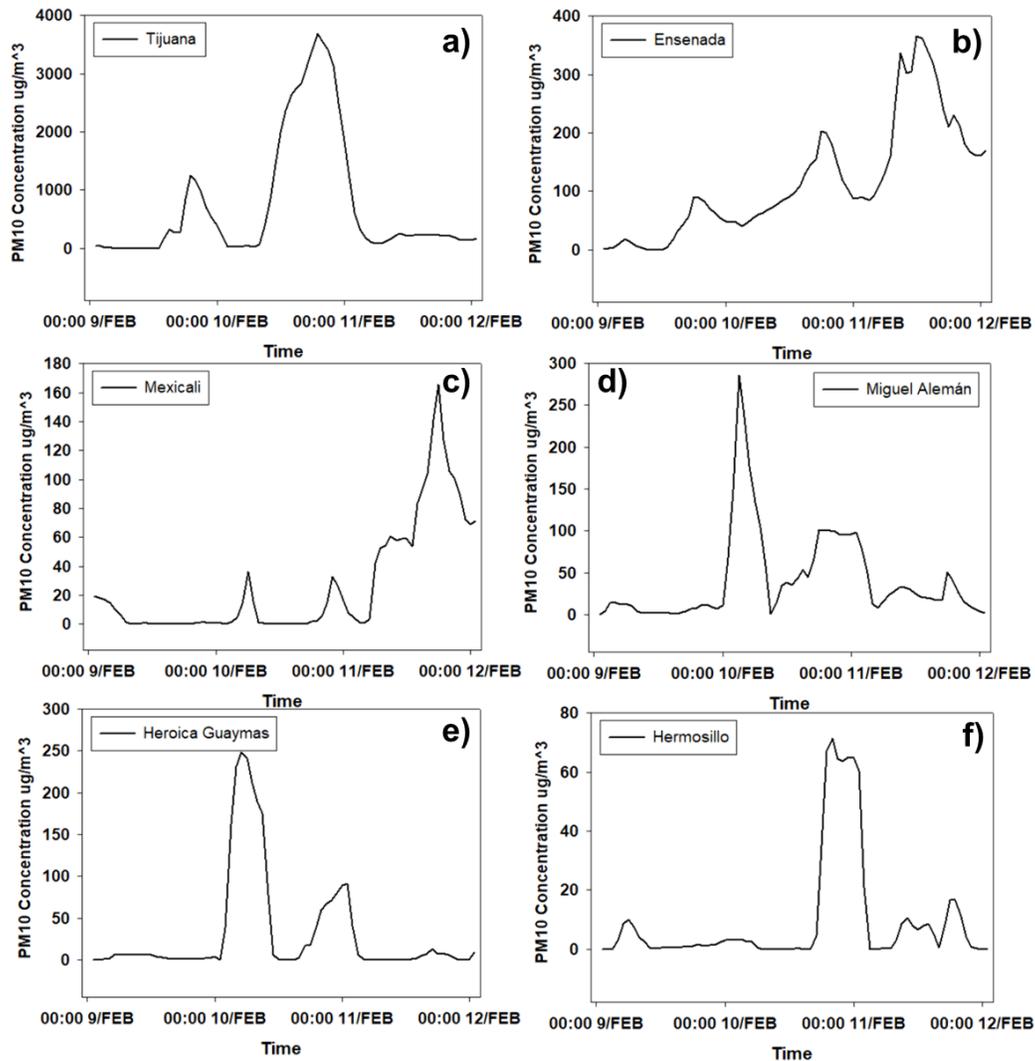


Figura 3.10. Series de tiempo de concentración de PM10 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) durante los días 9, 10 y 11 de febrero en a) Tijuana, b) Ensenada, c) Mexicali, d) Miguel Alemán, e) Heroica Guaymas y f) Hermosillo.

El análisis vertical de la dinámica atmosférica y su influencia en la distribución de polvo, fue realizado por medio de secciones transversales (fig. 3.11a). La ciudad de Ensenada (fig. 3.11b) se ve particularmente afectada por partículas de polvo transportadas desde la parte este de la península. El polvo que llega a la ciudad, proviene en su mayoría de los desiertos del sur de Arizona y del norte de Sonora, incluyendo el Desierto de Altar. La turbulencia de las capas más bajas de la atmósfera permite que el polvo emitido alcance alturas superiores a los 2 km donde la dirección del viento es prominentemente perpendicular al sistema montañoso de

la península de Baja California, lo que le permite cruzar la topografía y descender para deteriorar la calidad del aire de Ensenada alcanzando las concentraciones mostradas en la fig. 3.10b. Las altas concentraciones de polvo simuladas en Tijuana tienen una fuente local o cercana, por lo que las concentraciones alcanzadas son mucho mayores, superiores a los $5000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (fig. 3.11c) e incluso mayores a los $8000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (fig. 3.10a). En el estado de Sonora, se realizó una sección transversal que cubre las áreas pobladas de Heroica Guaymas y Miguel Alemán (fig. 3.11d). La emisión de polvo es principalmente local y afectó seriamente estas áreas con concentraciones superiores a los $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Estas altas concentraciones alcanzaron cerca de 400 m de altura durante las primeras horas del 10 de febrero. Cabe mencionar que Miguel Alemán es una zona principalmente dedicada a la agricultura, así que la simulación revela que esta área se encontraría fuertemente afectada por la erosión causada por un aumento de intensidad de viento en la región que podría hacer estragos en los cultivos.

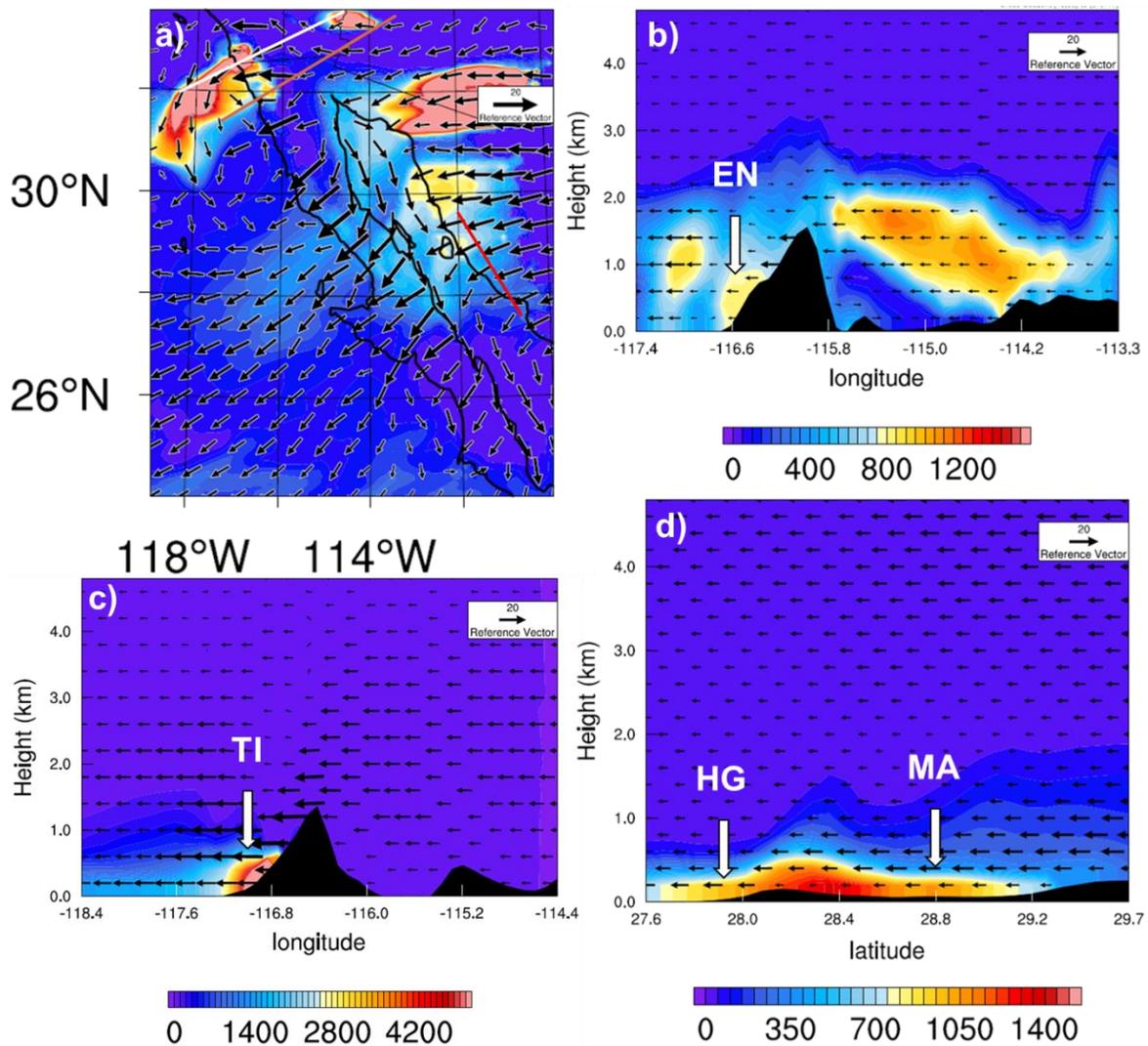


Figura 3.11. Cortes transversales de concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) con ubicación de áreas pobladas, a) Mapa de ubicación de cortes transversales, b) corte transversal (línea naranja) sobre Ensenada a las 8:00 UTC del 11 de febrero, c) corte transversal (línea blanca) sobre Tijuana a las 18:00 UTC del 10 de febrero, d) corte transversal (línea roja) cubriendo desde Miguel Alemán a Heroica Guaymas a las 3:00 UTC del 10 de febrero. EN: Ensenada, TI: Tijuana, HG: Heroica Guaymas y MA: Miguel Alemán.

3.3.2 Evento de febrero del 2011

Durante los primeros días del mes de febrero del 2011, varias áreas de la península de Baja California y del estado de Sonora fueron afectadas por tormentas de polvo

sin la aparición de ningún incendio forestal (fig. 3.12). En este evento en particular, el noroeste de México fue predominantemente afectado por estos fenómenos. Grandes regiones desérticas emitieron cantidades de polvo visibles para los satélites incluso dentro del espectro visible. La situación sinóptica a 500 mb del primer día del evento fue comparada con la presente un mes antes. El 2 de enero se observa una vaguada distribuida por todo norte américa con un centro de baja presión al sur de Canadá (fig. 3.13a). Para el 2 de febrero, esta baja presión se ha desplazado más al sur, formando una vaguada mucho más enfocada sobre los Estados Unidos y alcanzando el norte de México. Sobre el océano Pacífico una cuña anticiclónica se introduce alcanzando la costa noroeste de los Estados Unidos (fig. 3.13b). Esto causaría una aceleración del viento a una altura de 500 mb con dirección paralela a la costa oeste de Estados Unidos.

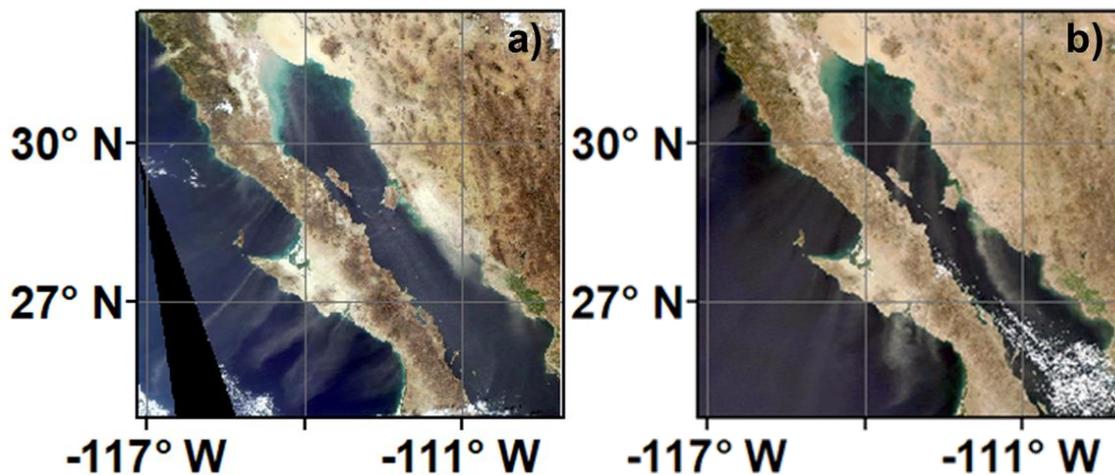


Figura 3.12. Imágenes satelitales de MODIS Aqua, color natural, a) 2 de febrero del 2011 y b) 3 de febrero del 2011. Fuente: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>

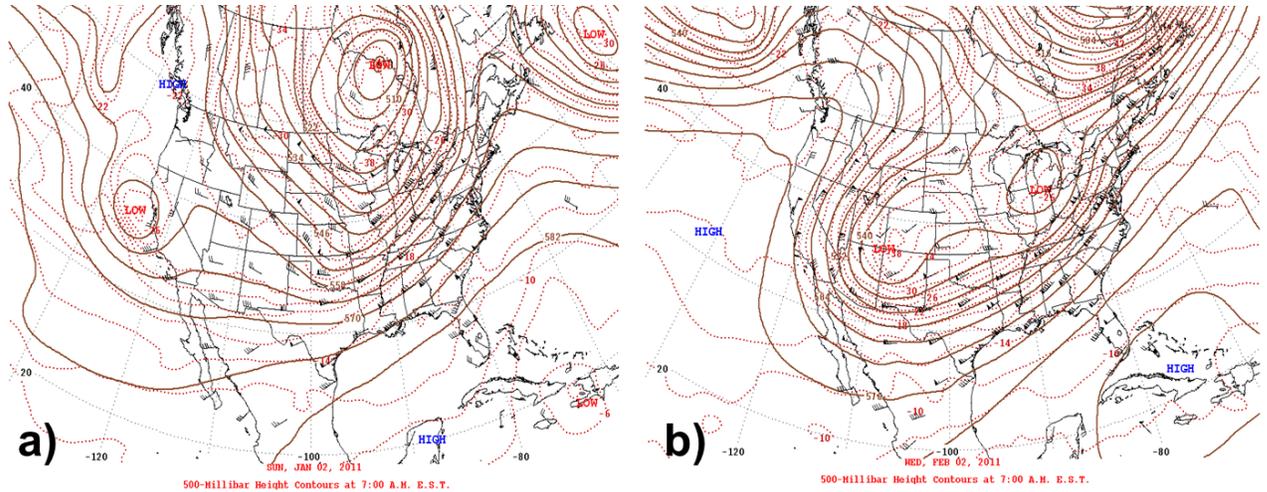


Figura 3.13. Análisis de gradiente de presión a 500 mb en a) 2 de enero del 2011 y b) 3 de febrero del 2011. Fuente: <http://www.wpc.ncep.noaa.gov/dailywxmap/>

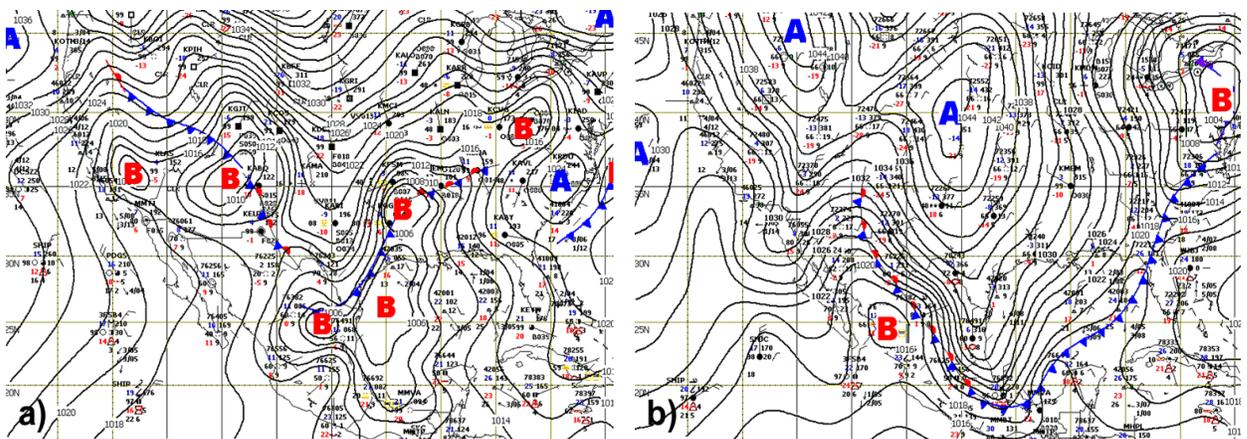


Figura 3.14. Análisis de gradiente de presión en superficie de a) 1 de febrero del 2011 y b) 2 de febrero del 2011. Fuente: Centro de Análisis y Pronóstico Meteorológicos Aeronáuticos (CAPMA).

El gradiente de presión en superficie muestra un frente frío desplazándose desde el centro hacia el sur de los Estados Unidos durante el 1 de febrero con numerosos centros de baja presión a lo largo del frente (fig. 3.14a). Durante el 2 de febrero, un sistema de alta presión desde el sur de Canadá se desplaza al centro de los Estados Unidos causando el desplazamiento de frente aún más hacia el sur, mientras que otro sistema de alta presión entra desde el océano Pacífico hasta el noroeste de los

Estados Unidos (fig. 3.14b). La posición geográfica del sistema anticiclónico en el centro del país americano y el sistema de baja presión al sur de Sonora causan un gradiente de presión paralelo a la península de Baja California con flujos perpendiculares a ella. El frente estacionario sobre Chihuahua provoca la circulación de aire frío con dirección hacia el sur que después es desviado hacia el suroeste al encontrarse con el sistema de baja presión al sur de Sonora, de esta forma el viento llega con dirección hacia el suroeste en Sonora y la península, con la intensidad suficiente para causar tormentas de polvo en el área. La simulación de este episodio, comprende el periodo desde el 1 de febrero a las 0:00 UTC y finalizando el 5 de febrero a las 0:00 UTC, incluyendo el spin-up. El dominio se conformó por un grid de 100x100 puntos con una resolución espacial de 9 km, 29 capas verticales y un paso de tiempo de 54 segundos. Los datos meteorológicos para la inicialización del modelo fueron extraídos de la base de datos de la NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses. Para los datos estáticos, la topografía fue tomada del US Geological Survey (USGS), mientras que el uso de suelo y vegetación fue extraído de la Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) con 21 categorías, ambas bases de datos con una resolución espacial de 30'.

3.3.2.1 Temperatura

Durante el 1 de febrero, el viento sobre el estado de Sonora y el Golfo de California tenía una baja magnitud sin dirección predominante, sobre el océano Pacífico la dirección de viento era desde el norte paralelo a la Península de Baja California. Las más altas temperaturas en la costa de la península fueron de 15-19°C mientras que en Sonora gran parte del estado se encontró temperaturas cercanas a los 20°C. En las primeras horas UTC del día 2 de febrero, la dirección del viento cambió desde el noreste y su magnitud aumentó considerablemente. El encuentro del viento en superficie con la cadena montañosa de la península, causó una corriente de chorro con dirección al sur sobre el Golfo de California, mientras que en la península el viento era perpendicular a la costa oeste (fig. 3.15a). El cambio de dirección del viento dentro del dominio transportó aire frío desde el noreste que causó un descenso de temperatura durante el resto del día y al día siguiente que alcanzaron

valores negativos en una gran extensión de Sonora (fig. 3.15b). Las gráficas de anomalías de temperatura muestran como la llegada de este viento causó descensos de temperatura importantes con más de 10 grados de diferencia respecto a la temperatura promedio sobre el estado de Sonora. En la costa oeste de la Península de Baja California se observan estelas de aire frío que coinciden con zonas de mayor intensidad de viento y a su vez con valles topográficos donde el viento es acelerado (fig. 3.15c y d).

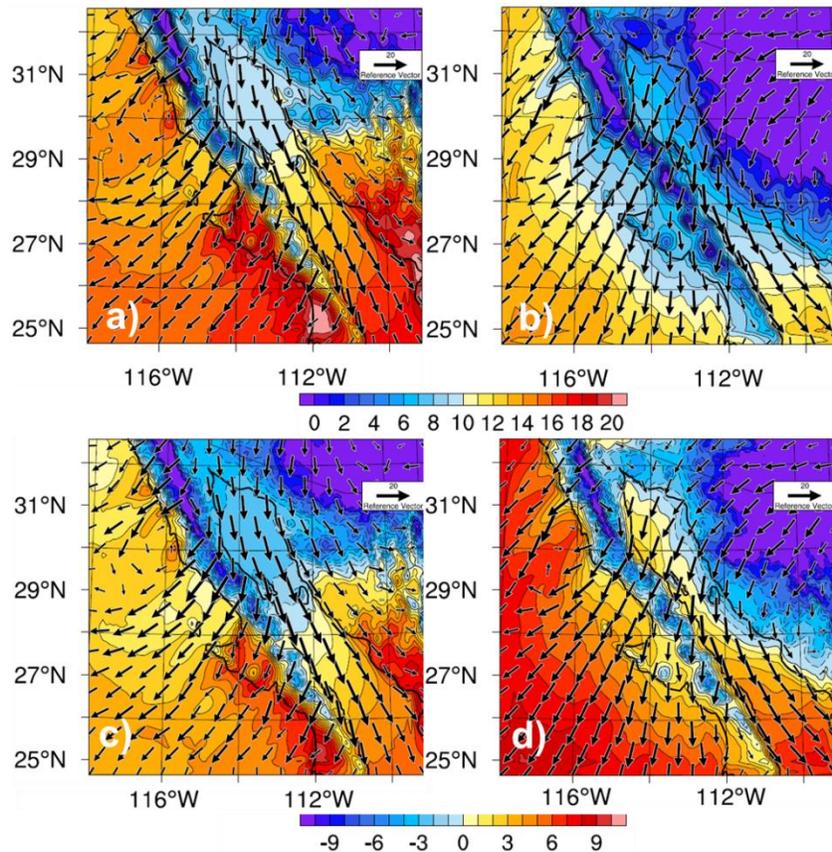


Figura 3.15. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en superficie y vectores en los días a) 2 de febrero a las 20:00 UTC y b) 3 de febrero a las 16:00 UTC. Anomalías de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y vectores en los días c) 2 de febrero a las 20:00 UTC y d) 3 de febrero a las 16:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s.

3.3.2.2 Humedad relativa

En el día 1 de febrero, la humedad relativa tanto en el estado de Sonora como la península de Baja California, era alta. Con valores superiores al 70% en casi todo

el dominio. La llegada de masas de aire seco y frío transportadas desde los desiertos del noreste del dominio durante el 2 de febrero, causó una reducción de humedad relativa sobre el estado de Sonora y la parte norte de la península de Baja California (fig. 3.16a). Esto llevó a una caída de humedad relativa particularmente fuerte sobre el estado de Sonora, desde el 80% a valores por debajo del 10% en amplias regiones del estado. El 3 de febrero (fig. 3.16b), la humedad relativa aumenta un poco (hasta el 20%) en la costa oeste de Sonora debido al transporte de humedad proveniente de la convección y formación de lluvias al este debido al frente estacionario sobre Chihuahua (fuera del dominio).

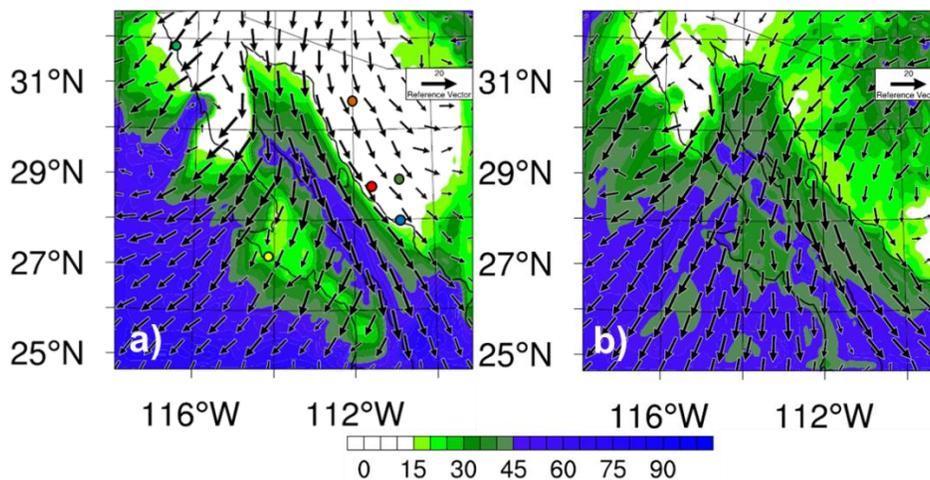


Figura 3.16. Humedad relativa (%) en superficie y vectores en los días a) 2 de febrero a las 20:00 UTC y b) 3 de febrero a las 16:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s. Ubicación de Ensenada (círculo verde), Bahía Asunción (círculo amarillo), Caborca (círculo naranja), Hermosillo (círculo gris), Heroica Guaymas (círculo azul) y Miguel Alemán (círculo rojo).

3.3.2.3 Intensidad de viento

El 1 de febrero, la velocidad del viento sobre Sonora era muy débil, oscilando entre los 0 y los 4 m/s sin ninguna dirección preferente. Esta situación se repitió sobre el Golfo de California donde ocasionalmente se superaban los 5 m/s. La península de Baja California se mantuvo entre 1 m/s y 6 m/s. El 2 de febrero, viento proveniente del noreste con una magnitud considerable, alcanzó el estado de Sonora. Durante este día, la velocidad del viento sobre la costa de Sonora incrementó desde cerca

de 0 m/s hasta los 12 m/s en amplias áreas. La interacción del viento con la cadena montañosa de la península causó una corriente de chorro que aumentó la velocidad del viento sobre el Golfo de California desde los 2 m/s hasta los 19 m/s. En la península de Baja California, la topografía tuvo un papel importante al incrementar la intensidad del viento por medio de canalización a través de los valles y aceleración por gravedad en las pendientes, causando estructura de viento claramente más intenso a lo largo de la costa oeste. Las gráficas de anomalía de intensidad de viento muestran con mayor claridad la evolución de las estructuras a través de los días 2 y 3 de febrero (fig. 3.17). Las estructuras de la parte norte de la península corresponden muy bien con las observadas de aire frío y seco (fig. 3.15 y fig. 3.16).

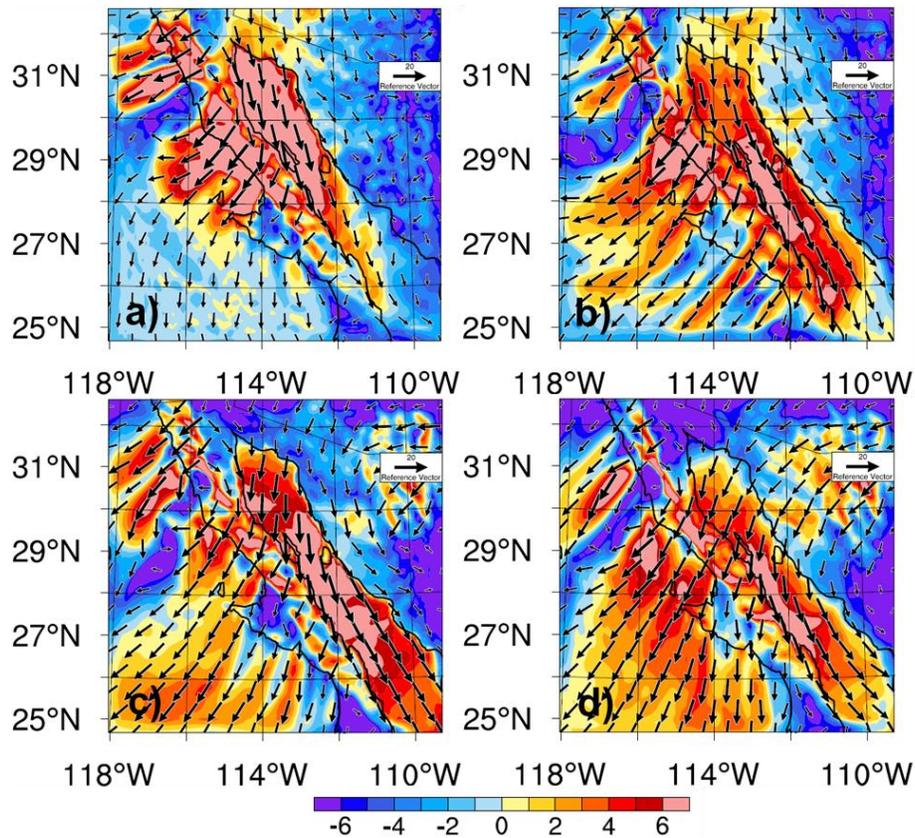


Figura 3.17. Anomalía de velocidad de viento en superficie y vectores en los días a) 2 de febrero a las 13:00 UTC, b) 2 de febrero a las 20:00 UTC, c) 3 de febrero a las 7:00 UTC y d) 3 de febrero a las 16:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s.

3.3.2.4 Series de tiempo de variables meteorológicas

El análisis puntual de variables meteorológicas determinadas sobre zonas urbanas, muestran una fuerte modificación. En Ensenada (fig. 3.18a) se simula una abrupta caída de humedad relativa en las primeras horas del 2 de febrero, que pasa del 80% a valores por debajo del 5%. La humedad relativa continua muy baja hasta recuperarse gradualmente durante la última parte del 4 de febrero. Esta fuerte caída de humedad coincide con un aumento de velocidad de viento (desde 1.8 m/s hasta los 15 m/s) y descenso de temperatura. Analizando el estado de Sonora, Hermosillo (fig. 3.18b) muestra una caída de humedad más gradual (de 60% a 8%) que coincide con un aumento gradual de velocidad de viento y descenso de temperatura durante el 2 de febrero. Al sur, en la bahía de Heroica Guaymas (fig. 3.18c) la caída de humedad relativa es mucho más fuerte (de 80% hasta 5%) relacionada directamente con un incremento de velocidad de viento (de 2 m/s a 9 m/s) durante las últimas horas UTC del 2 de febrero. Esta zona también experimenta un descenso en los mínimos de temperatura alcanzados durante la noche en comparación a los días anteriores. Miguel Alemán (fig. 3.18d), la región al oeste de Hermosillo dedicada al cultivo, muestra un aumento de velocidad de viento (de 3 m/s a 11 m/s) que coincide con la caída de humedad relativa (del 90% al 6%) y el descenso de temperatura.

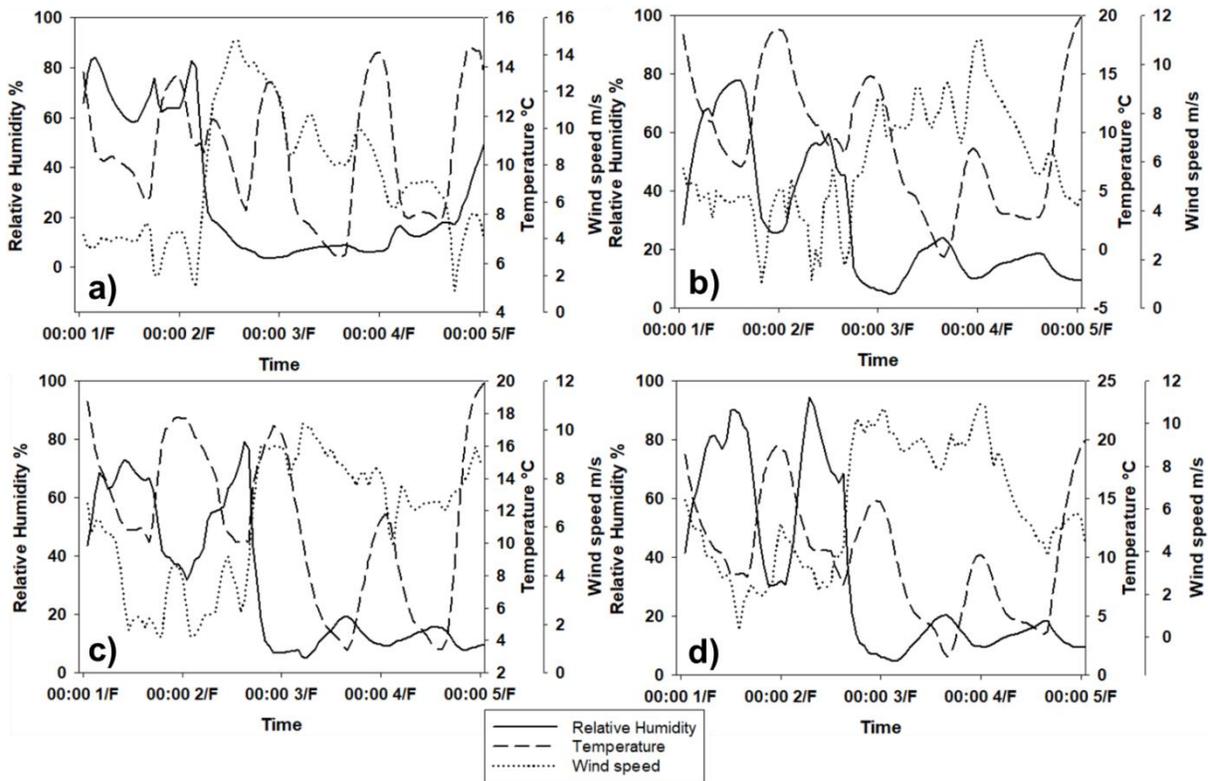


Figura 3.18. Series de tiempo de humedad relativa (%), temperatura (C°) y velocidad de viento horizontal (m/s) del 1 al 5 de febrero en a) Ensenada, b) Hermosillo, c) Heroica Guaymas y d) Miguel Alemán.

3.3.2.5 Simulación de concentración de polvo y PM10

La llegada de viento de mayor magnitud desde el noreste, causó la formación de tormentas de polvo en amplias áreas desérticas del estado de Sonora, incluyendo el Desierto de Altar. El viento perpendicular a las costas oeste de la Península de Baja California causó la emisión de polvo en la parte norte de la península y también la parte media, incluyendo la región del Desierto del Vizcaíno. La primera área en alcanzar la velocidad umbral necesaria para la emisión de polvo, fue el Desierto de Altar, donde las tormentas de polvo se iniciaron a la 1:00 UTC del 2 de febrero. El polvo emitido por esta zona, fue transportado por el viento de las capas más bajas de la atmósfera por encima del Golfo de California con concentraciones cercanas a los $800 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Parte del polvo emitido, alcanzó y cruzó la península de Baja California por la parte media hacia el océano Pacífico (fig. 3.19a). En la parte norte de la península de Baja California, también se simuló emisión de polvo en regiones

cercanas a Ensenada con estelas de polvo de concentraciones de hasta $600 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Parte del sur del estado de Arizona, en Estados Unidos, contribuyó a las altas concentraciones del norte de Sonora. La costa oeste del estado de Sonora comenzó a ser una zona de emisión de polvo importante a las 19:00 UTC del 2 de febrero, simulándose concentraciones cercanas a los $2000 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Parte del polvo fue transportado hasta alcanzar regiones a menores latitudes como el sur de la península y el Golfo de California (fig. 3.19b).

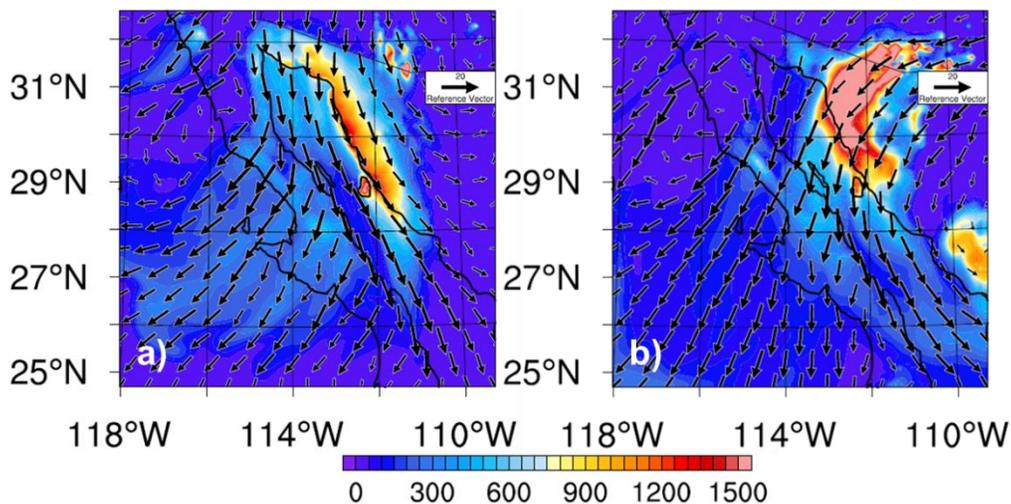


Figura 3.19. Concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en superficie y vectores en los días a) 2 de febrero a las 20:00 UTC y b) 3 de febrero a las 16:00 UTC.

La parte norte de Baja California no se vio tan afectada por la emisión de polvo como lo hicieron grandes regiones del estado de Sonora. En el caso de la ciudad de Ensenada (fig. 3.20a), la serie de tiempo de PM_{10} muestra un aumento relativamente gradual a lo largo del día 2 de febrero para alcanzar un pico de $90 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Los análisis de concentración puntuales revelan que el estado de Sonora fue más afectado por este evento. Comenzando por la ciudad de Hermosillo (fig. 3.20b), un súbito incremento de concentración de PM_{10} relacionado con un cambio de dirección del viento, es simulado en las primeras horas del 3 de febrero alcanzando valores por encima de los $500 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Heroica Guaymas simula también un incremento de concentración de PM_{10} con valores en el rango de los $250 \mu\text{g}/\text{m}^3$ - $300 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (fig. 3.20c). Miguel Alemán (fig. 3.20d) mantiene valores altos de concentraciones de PM_{10} durante más tiempo (a lo largo del 3 de febrero y parte

del 4 de febrero) con un pico de $330 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Otra área afectada por las tormentas de polvo fue Bahía Asunción, que se encuentra en la parte media de la Península de Baja California al oeste del Desierto del Vizcaíno. Por lo observado en mapas de distribución horizontal de concentración de polvo total (fig. 19), se puede inferir que en esta zona convergen parte del polvo emitido desde el Desierto de Altar (al norte del golfo) y el Desierto de Vizcaíno (emisión local), lo que lleva al incremento gradual de concentración de PM10 en la bahía Asunción a lo largo de los días 3 y 4 de febrero para alcanzar los $350 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (fig. 3.20e). Al norte del estado de Sonora, Caborca se encuentra en una región que recibe el polvo emitido por las zonas desérticas de Sonora y también del sur del estado de Arizona, el cual es una región predominantemente desértica. Esto causa un gradual aumento de las concentraciones PM10 a lo largo del 3 y el 4 de febrero, alcanzando valores superiores a los $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (fig. 3.20f).

Las concentraciones del polvo total alcanzadas, son nuevamente altas sobre las áreas analizadas: Hermosillo ($1200 \mu\text{g}/\text{m}^3$), Heroica Guaymas ($1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$), Miguel Alemán ($1100 \mu\text{g}/\text{m}^3$), Bahía Asunción ($900 \mu\text{g}/\text{m}^3$) y Caborca ($2000 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

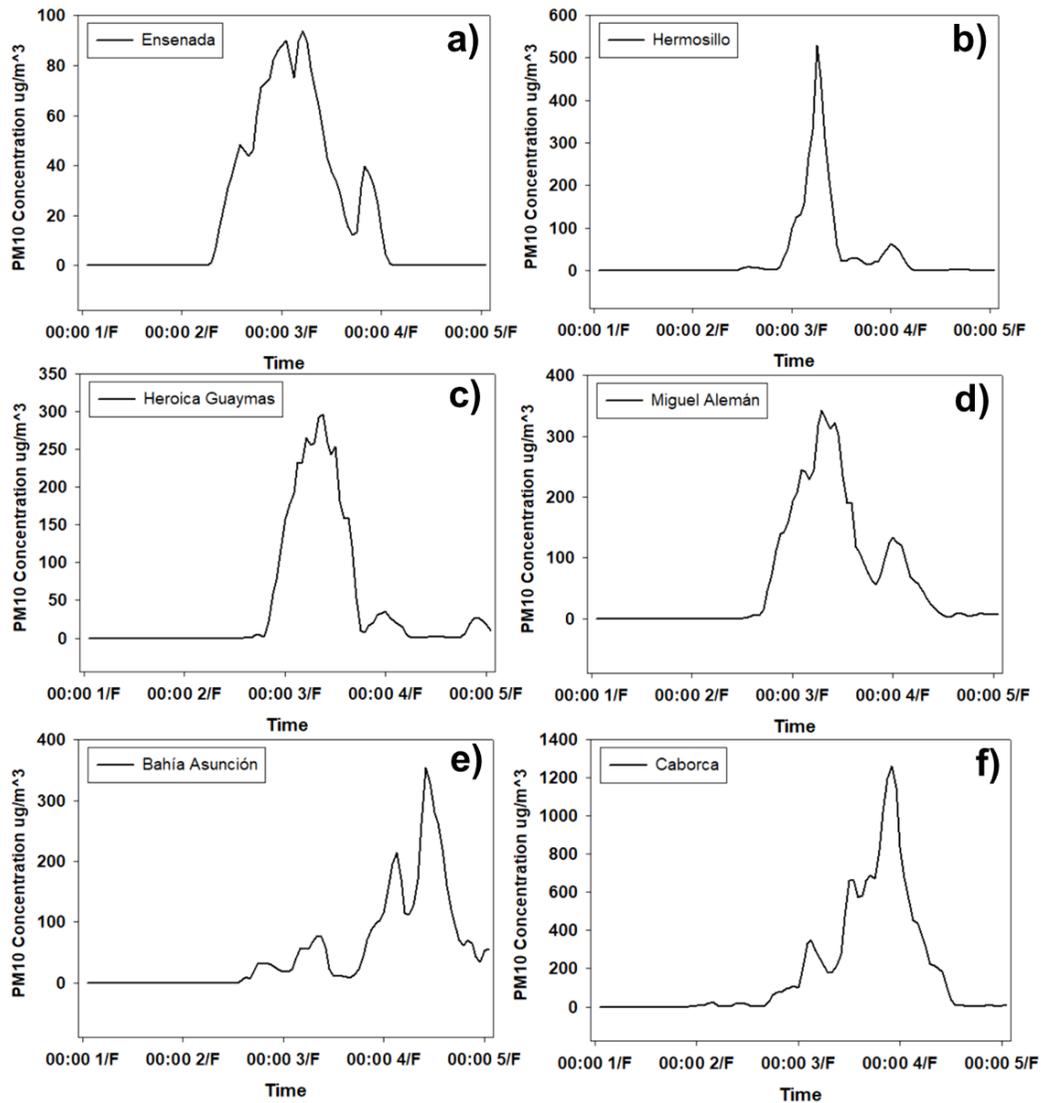


Figura 3.20. Series de tiempo de concentración de PM10 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) durante los días 1, 2, 3 y 4 de febrero en a) Ensenada, b) Hermosillo, c) Heroica Guaymas, d) Miguel Alemán, e) Bahía Asunción y f) Caborca.

La distribución vertical de las concentraciones de polvo total, nos permite analizar la propagación de polvo desde otra perspectiva durante el evento. El caso de la región de Caborca muestra como es afectado por polvo perpendicular al plano del corte transversal, el cual representa parte del polvo emitido desde el sur de Arizona (fig. 3.21b). Concentraciones de polvo total superiores a los $1500 \mu\text{g}/\text{m}^3$ alcanzan los 2 km de altura sobre esta zona donde converge el polvo emitido por los desiertos del norte de Sonora y el sur de Arizona. El polvo es transportado hacia el sur hasta

alcanzar la localidad de Miguel Alemán con concentraciones que superaron los 1000 $\mu\text{g}/\text{m}^3$. El corte transversal sobre Ensenada revela una afectación de emisión de polvo local que deterioró la calidad del aire alcanzando concentraciones de más de 400 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (fig. 3.21c). Las altas concentraciones de polvo sobre Bahía Asunción son consecuencia de la convergencia entre el polvo emitido de forma local desde el Desierto del Vizcaíno en la parte media de la península de Baja California, y polvo emitido por el Desierto de Altar transportado desde esta región hasta la parte media de la península y pasando la cadena montañosa (fig. 3.21d). Concentraciones de polvo superiores a los 1200 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ se observan alcanzando 1500 m de altura.

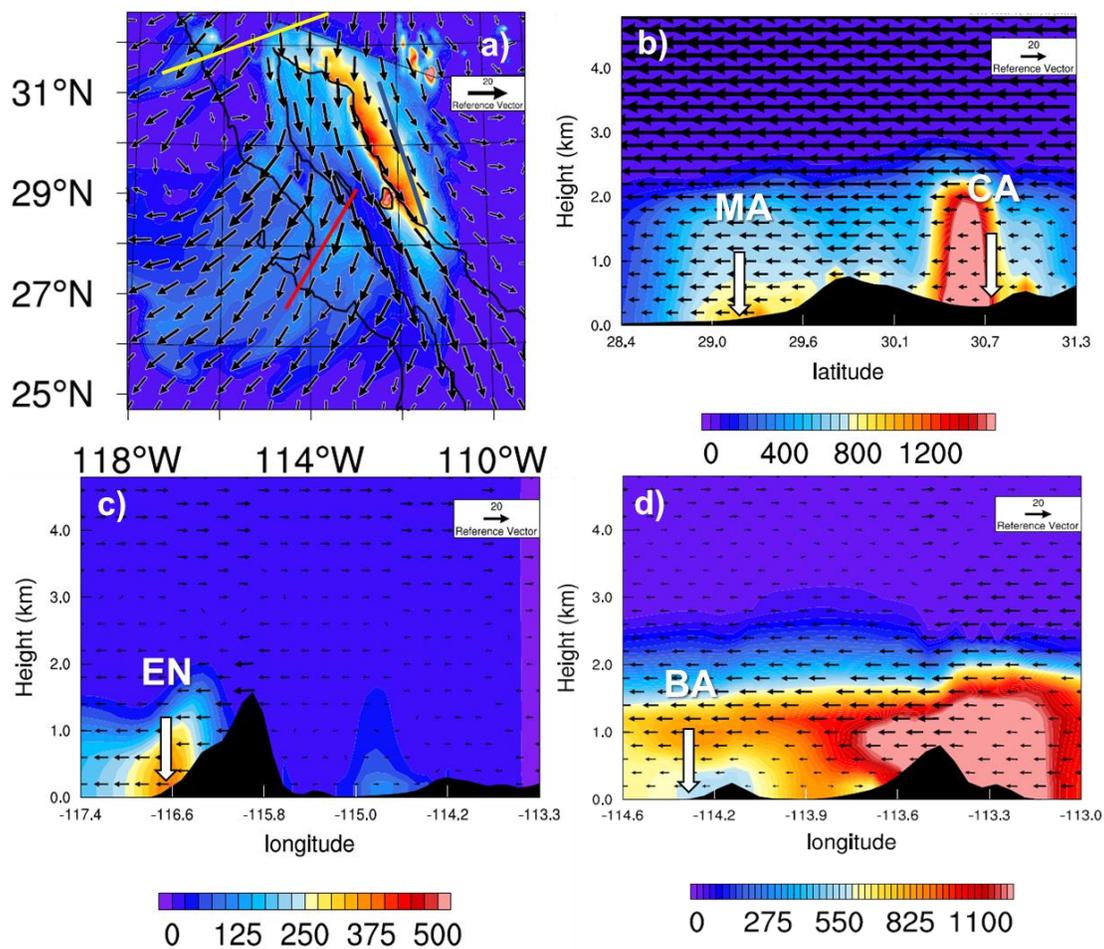


Figura 3.21. Cortes transversales de concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) con ubicación de áreas pobladas, a) Mapa de ubicación de cortes transversales, b) corte transversal (línea azul) cubriendo desde Caborca a Miguel Alemán a las 22:00 UTC del 3 de febrero, c) corte transversal (línea amarilla) sobre Ensenada a las 00:00

UTC del 3 de febrero, d) corte transversal (línea roja) sobre Bahía Asunción las 5:00 UTC del 4 de febrero. EN: Ensenada, CA: Caborca, BA: Bahía Asunción y MA: Miguel Alemán.

3.3.3 Evento de marzo del 2014

En el mes de marzo del 2014, gran parte del estado de Sonora y la mitad de la Península de Baja California experimentaron los efectos de numerosas tormentas de polvo a lo largo del día 16 de marzo (fig. 3.22). El polvo emitido fue transportado cientos de kilómetros sobre el Golfo de California y hacia el océano Pacífico. La situación sinóptica a 500 mb de un mes antes (16 de febrero) muestra un gradiente de presión dirigiendo el viento de estas alturas de forma perpendicular a la costa este de los Estados Unidos desde el océano Pacífico al Atlántico (fig. 3.23a). En el día del evento analizado, el gradiente de presión muestra un patrón que ya ha sido observado en otros eventos. Una cuña anticiclónica se introdujo en el suroeste de Estados Unidos, mientras que una dorsal avanzó desde el norte hasta alcanzar la mitad de México (fig. 3.23b). En superficie, el gradiente de presión un día antes de la formación de tormentas de polvo, muestra la introducción de un sistema de alta presión irregular desde el océano Pacífico y la presencia de un frente estacionario a lo largo de la frontera entre México (los estados de Sonora y Chihuahua) y los Estados Unidos (fig. 3.24a). El avance de un sistema de alta presión desde la parte central de Canadá hacia el norte de Estados Unidos obliga el avance de los diversos frentes presentes en el país hasta causar un gradiente de presión perpendicular a las costas de Sonora, donde se forma una vaguada en la costa con el Golfo de California, pudiendo causar vientos perpendiculares a regiones desérticas con la magnitud suficiente para provocar las tormentas de polvo de este evento (fig. 3.24b). La simulación de este evento inicia el 15 de marzo a las 0:00 UTC y finalizando el 18 de marzo a las 0:00 UTC, incluyendo el spin-up. El dominio se conformó por un grid de 100x130 puntos con una resolución espacial de 9 km, 29 capas verticales y un paso de tiempo de 54 segundos. Los datos meteorológicos para la inicialización del modelo fueron extraídos de la base de datos de la NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses. Para los datos estáticos, la topografía fue tomada

del US Geological Survey (USGS), mientras que el uso de suelo y vegetación fue extraído de la Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) con 21 categorías, ambas bases de datos con una resolución espacial de 30'.

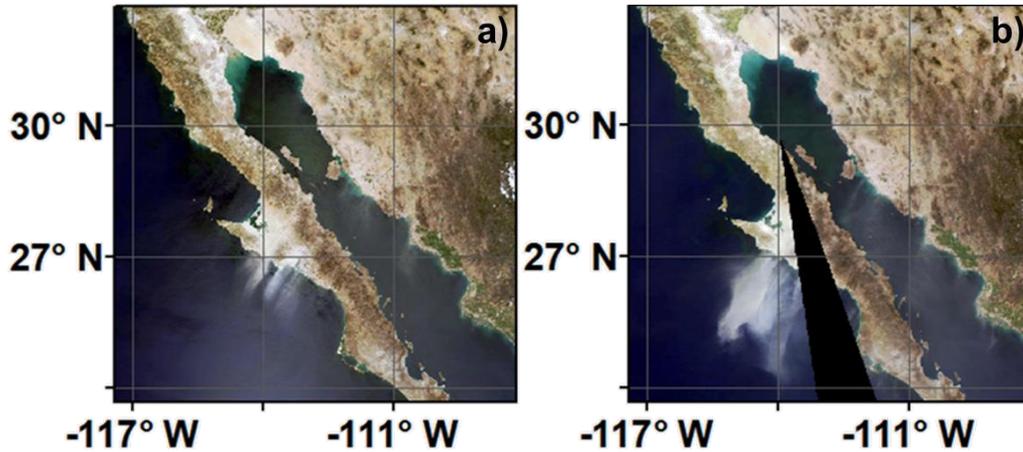


Figura 3.22. Imágenes satelitales del 16 de marzo del 2014 capturados por a) MODIS Terra, color natural y b) MODIS Aqua, color natural. Fuente: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>

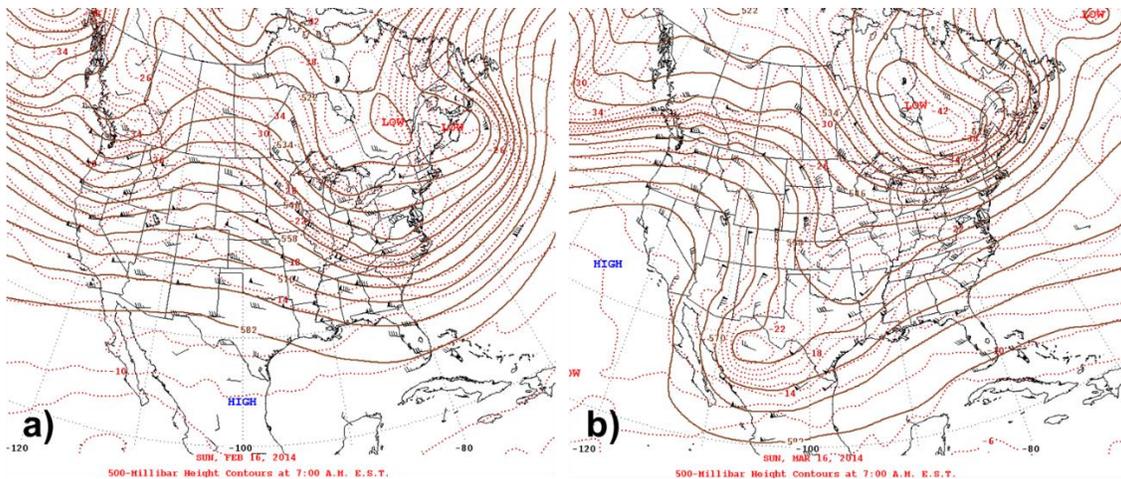


Figura 3.23. Análisis de gradiente de presión a 500 mb en a) 16 de febrero del 2014 y b) 16 de marzo del 2014. Fuente: <http://www.wpc.ncep.noaa.gov/dailywxmap/>

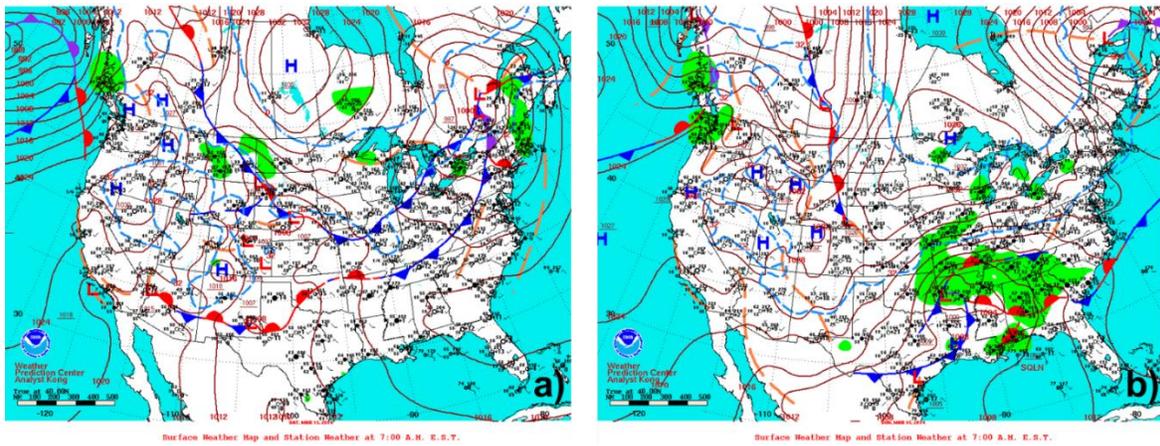


Figura 3.24. Análisis de gradiente de presión en superficie de a) 15 de marzo del 2014 y b) 16 de marzo del 2014. Fuente: <http://www.wpc.ncep.noaa.gov/dailywxmap/>

3.3.3.1 Temperatura

En el 15 de marzo, la dirección del viento sobre el océano Pacífico y la península de Baja California era predominantemente desde el norte. Sobre el estado de Sonora el viento se dirigía hacia el este con baja intensidad. La temperatura durante este día en el dominio entero era más fría que el día siguiente, oscilando entre los 8°C y 20°C. El 15 de marzo a las 16:00 UTC el viento cambia con dirección hacia el sur comenzando desde el sur de California y Arizona. La intensidad del viento aumenta extendiendo sus efectos sobre el estado de Sonora, el Golfo de California y la Península de Baja California. Esto da lugar a una entrada de masas de aire provenientes del sur de Estados Unidos, al final del 15 de marzo y principios del 16 de marzo, que calienta amplias regiones del estado de Sonora (fig. 3.25a). A las 12:00 UTC del 16 de marzo, el viento nuevamente cambia de dirección sobre el estado de Sonora desde el noreste, transportando masas de aire frío que causa un descenso de temperatura general sobre el estado. El viento de creciente magnitud continúa en esta dirección alcanzando el Golfo de California y la parte sur de la Península de Baja California (fig. 3.25b). Las gráficas de anomalía de temperatura muestran con mayor claridad la entrada de aire caliente desde el sur de California a la 1:00 UTC del 16 de marzo (fig. 3.25c) con un calentamiento que sigue los

vectores de mayor magnitud a lo largo del Golfo de California y las costas circundantes. También se observa la llegada de masas de aire frías transportadas desde el noreste, sin embargo, se mantiene el calor cerca de la costa oeste de Sonora (fig. 3.25d).

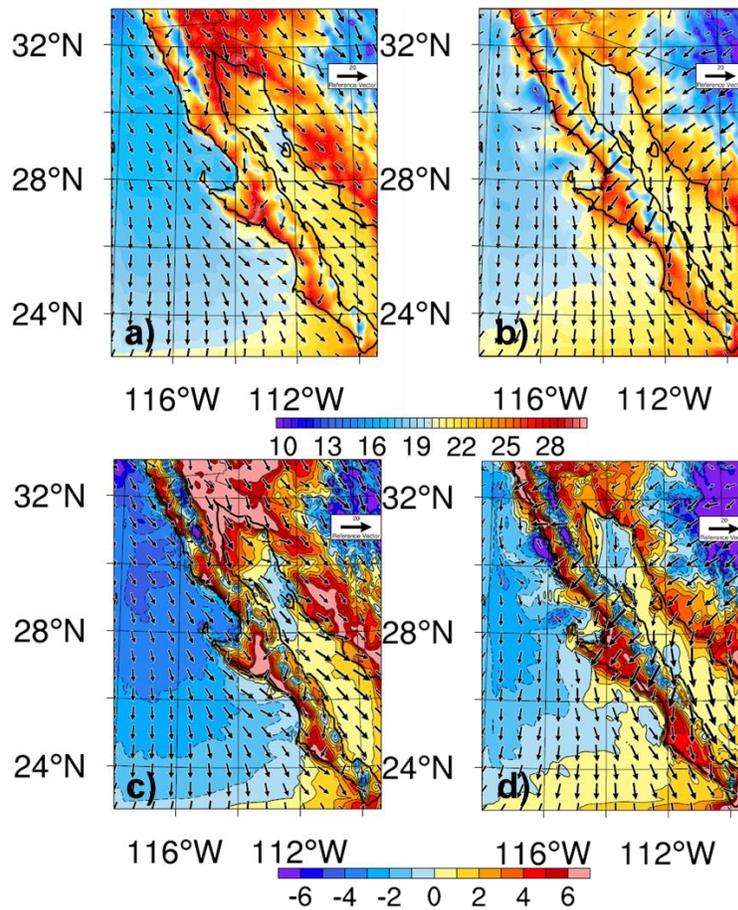


Figura 3.25. Temperatura (°C) en superficie y vectores el 16 de marzo a la a) 1:00 UTC y las b) 19:00 UTC. Anomalías de temperatura (°C) y vectores el 16 de marzo a las c) 1:00 UTC y las d) 19:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s.

3.3.3.2 Humedad relativa

La humedad relativa durante el 15 de marzo es relativamente alta para las regiones desérticas presentes en el dominio. Se simularon valores de humedad relativa sobre Sonora oscilando entre 20% y 60%, mientras que la península mantuvo valores altos especialmente en la costa oeste, donde la dirección del viento permitía el transporte de humedad desde el océano Pacífico, causando oscilaciones entre el 40% y el

80%. La entrada de vientos de mayor magnitud desde el norte durante las últimas horas del 15 de marzo, causó el transporte de toda la humedad con dirección hacia el Golfo de California y el océano Pacífico, causando una reducción de humedad en la parte norte de la península y Sonora hasta valores por debajo del 15% (fig. 3.26a). Este transporte de aire seco desde el norte alcanza gran parte de la península y el estado de Sonora, manteniendo valores bajos de humedad relativa en estas regiones durante todo el 16 de marzo, con ocasionales incrementos de humedad relacionados con el cambio de dirección del viento desde el noreste que pronto vuelven a convertirse en masas de aire con bajo contenido de humedad (fig. 3.26b). Una gradual recuperación de humedad tierra adentro, se lleva a cabo a lo largo del 17 de marzo debido al cambio de dirección del viento desde el oeste, transportando humedad de vuelta.

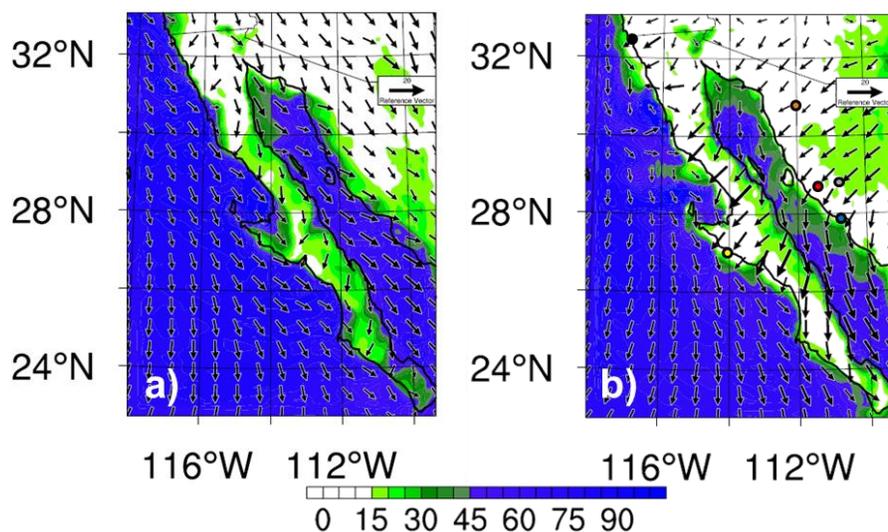


Figura 3.26. Humedad relativa (%) en superficie y vectores el 16 de marzo a la a) 1:00 UTC y b) 19:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s. Ubicación de Tijuana (círculo negro), Bahía Asunción (círculo amarillo), Caborca (círculo naranja), Hermosillo (círculo gris), Heroica Guaymas (círculo azul) y Miguel Alemán (círculo rojo).

3.3.3.3 Intensidad de viento

Las mayores magnitudes de vientos son encontradas en el océano Pacífico con dirección desde el norte durante el 15 de marzo. Esto cambia durante el final del

mismo día, cuando velocidades de viento cercanas a los 16 m/s son simuladas desde el sur de California y Arizona. El incremento de velocidad de viento alcanza el norte de Sonora, incluyendo zonas desérticas como el Desierto de Altar. Esto se refleja en anomalías positivas de intensidad de viento sobre el área (fig. 3.27a). La dirección del viento continúa desde el noreste sobre el dominio, alcanzando la zona sur del Golfo de California. A la mitad del día 16 de marzo, el cambio de dirección del viento sobre el estado de Sonora trae velocidades de viento superiores a los 10 m/s con dirección perpendicular a las regiones desérticas de la costa del estado, causando nuevas anomalías de velocidad de viento en esta zona (fig. 3.27b). Este cambio de dirección de viento y aumento de magnitud, se propaga y se acelera sobre el Golfo de California hasta latitudes menores, cruzando incluso la parte media de la península de Baja California.

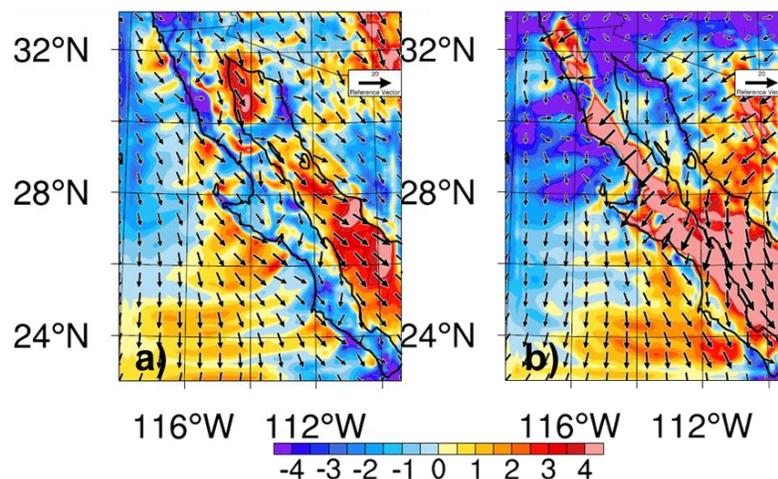


Figura 3.27. Anomalía de velocidad de viento en superficie y vectores el 16 de marzo a la a) 1:00 UTC y las b) 19:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s.

3.3.3.4 Series de tiempo de variables meteorológicas

Las series de tiempo de variables meteorológicas determinadas, muestran el poco efecto que tuvo este evento sobre la ciudad de Tijuana (fig. 3.28a). La velocidad del viento en Tijuana no sobrepasó los 6 m/s durante los 3 días de la simulación, aunque si se observa una caída significativa de humedad relativa del 90% al 15% durante el 15 de marzo, aunque esto podría estar relacionado con el cambio de dirección del viento tierra afuera. En Hermosillo también se simuló una caída de humedad

relativa durante el 15 de marzo del 60% al 11% al mismo tiempo que un aumento de temperatura e intensidad de viento que alcanzó los 10 m/s (fig. 3.28b). Aunque el norte de la península de Baja California no fue realmente afectado, la zona media representada por la Bahía Asunción, muestra caídas de humedad relativa desde el 70% hasta alcanzar valores por debajo del 15%, acompañado de un aumento de temperatura y un gradual aumento de intensidad de viento que alcanzó los 12 m/s durante las últimas horas del 16 de marzo (fig. 3.28c). Las modificaciones de este evento llegaron hasta el sur de Sonora, en la ciudad de Heroica Guaymas, donde se simularon una caída de humedad relativa desde el 55% hasta el 15% acompañada de un aumento de temperatura (fig. 3.28d). Durante los días 15, 16 y 17 de marzo, la velocidad del viento se mantuvo alta (entre los 7 m/s y los 9 m/s), cerca y mayor al umbral de emisión de polvo.

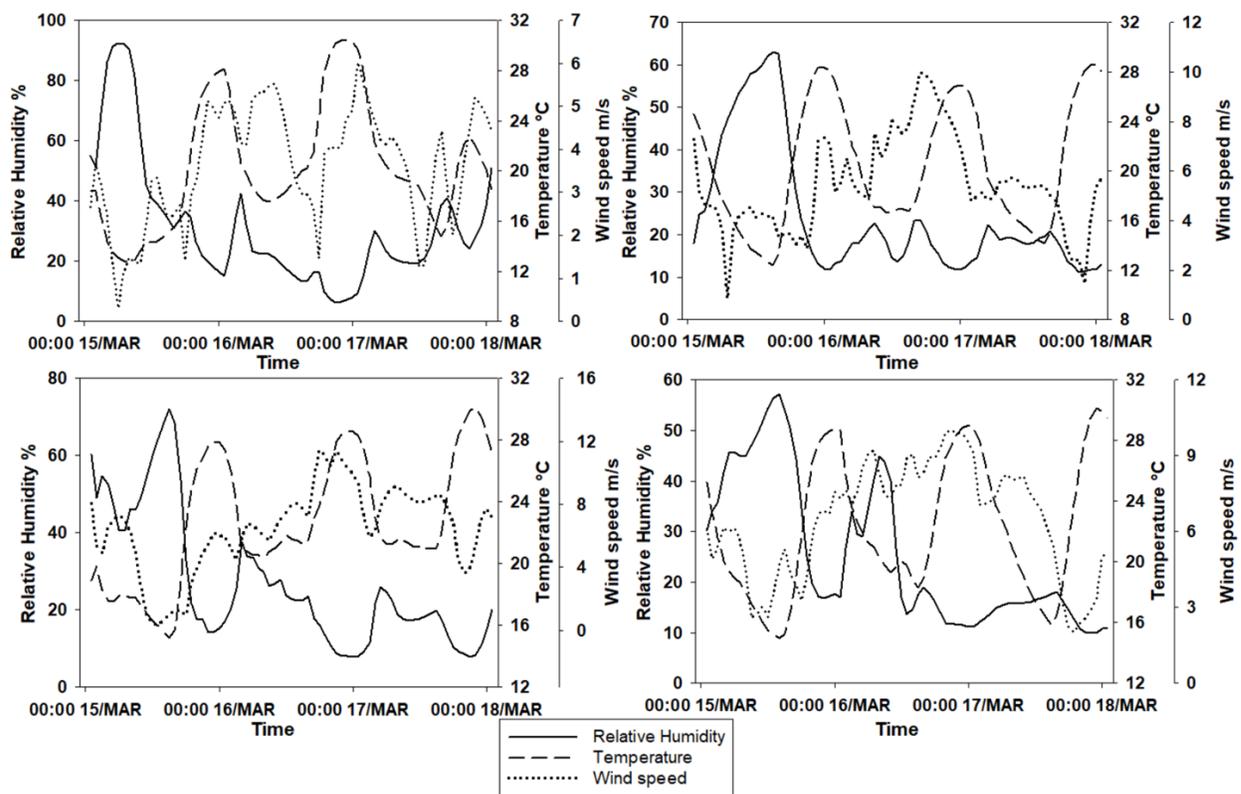


Figura 3.28. Series de tiempo de humedad relativa (%), temperatura (C°) y velocidad de viento horizontal (m/s) del 15 al 18 de marzo en a) Tijuana, b) Hermosillo, c) Bahía Asunción y d) Heroica Guaymas.

3.3.3.5 Simulación de concentración de polvo y PM10

A las 19:00 UTC del 15 un aumento de intensidad de viento, proveniente del norte, alcanza el sur de Arizona y el norte de las regiones de desérticas de Sonora, dando lugar a la emisión de polvo desde estas áreas. Horas más tarde, las áreas de emisión crecen hacia el sur hasta ocupar la mitad del estado de Sonora (fig. 3.29a). El polvo es transportado en las capas inferiores de la atmósfera sobre el Golfo de California por cientos de kilómetros. Durante el 16 de marzo, la importante emisión de polvo desde el estado de Sonora alcanza regiones del sur de la península de Baja California (fig. 3.29b). El aumento de intensidad de viento llega a las regiones desérticas de la zona de la península (Desierto del Vizcaíno) donde también da lugar a la emisión de polvo. Concentraciones superiores a los $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ son simuladas sobre el Golfo de California y cercanas a los $700 \mu\text{g}/\text{m}^3$ sobre la parte media de la península.

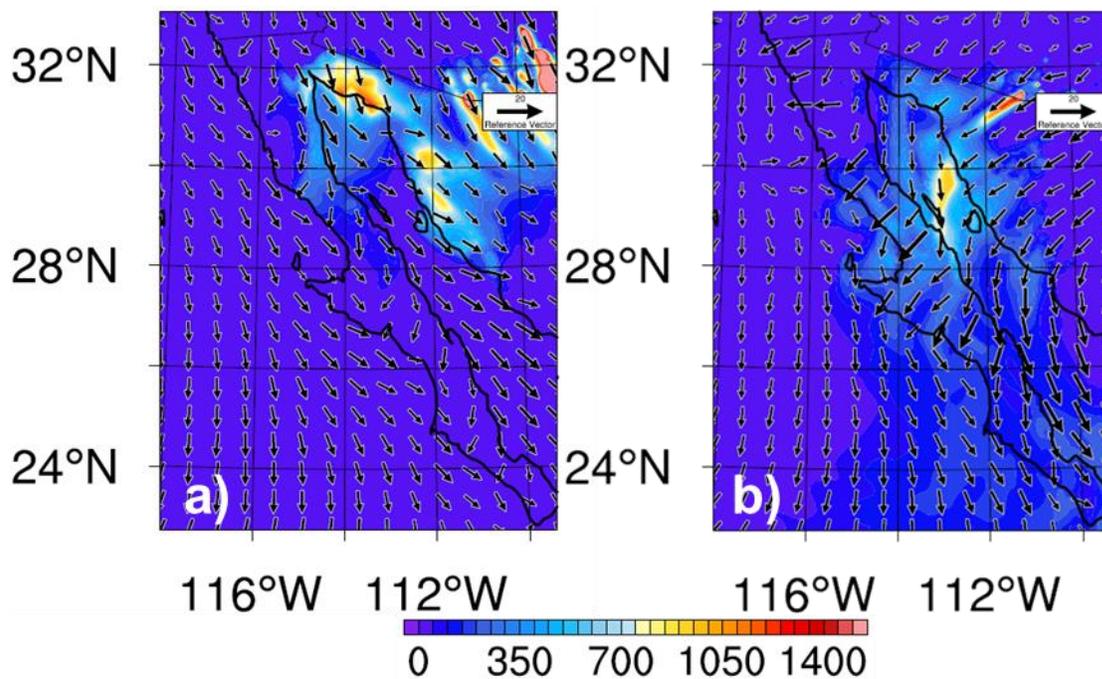


Figura 3.29. Concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en superficie y vectores en el día 16 de marzo a la a) 1:00 UTC y b) 19:00 UTC.

Las emisiones de polvo del norte de Sonora deterioraron la calidad del aire de las zonas urbanas que se encuentran en el sur del estado. Miguel Alemán experimentó

un incremento de concentración de PM10 hasta alcanzar un pico superior a los 100 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ en las primeras horas del 16 de marzo, disminuyendo a lo largo del día (fig. 3.30a). Una situación similar se simula para la ciudad de Hermosillo, con un pico durante el 16 de marzo de casi 135 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ de concentración de PM10 (fig. 3.30b). Más al sur en el estado de Sonora, se simularon altas concentraciones en la ciudad de Heroica Guaymas en el 16 de marzo, con un pico de 100 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ (fig. 3.30c). Estas tres áreas analizadas de Sonora, fueron afectadas por altas concentraciones de polvo durante aproximadamente el mismo periodo de tiempo (un día). La Bahía Asunción en la parte media de la península de Baja California fue ligeramente afectada durante el día 16 y 17 de marzo, con concentraciones de PM10 oscilando entre los 20 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ y los 40 $\mu\text{g}/\text{m}^3$, puesto que el polvo fue transportado con mayor preferencia más hacia el sur (fig. 3.30d). Las concentraciones máximas de polvo alcanzadas fueron: Miguel Alemán (500 $\mu\text{g}/\text{m}^3$), en Hermosillo (500 $\mu\text{g}/\text{m}^3$), Heroica Guaymas (480 $\mu\text{g}/\text{m}^3$) y en Bahía Asunción (160 $\mu\text{g}/\text{m}^3$).

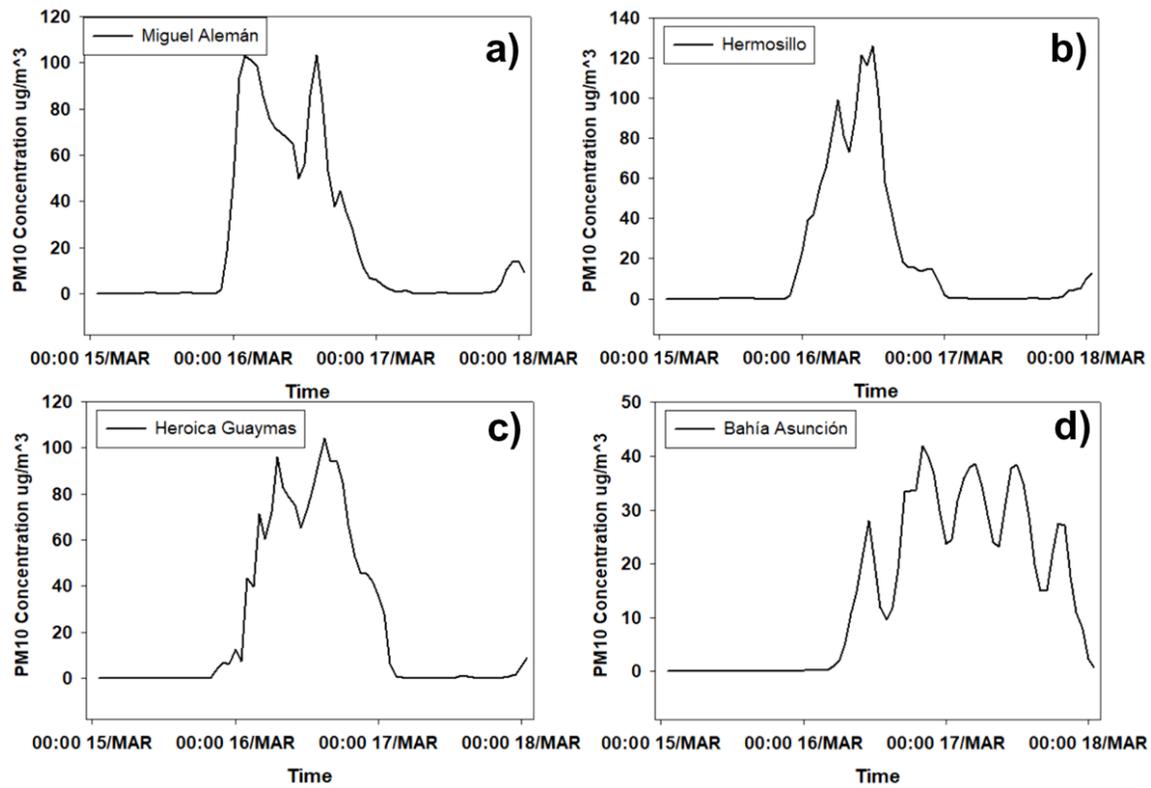


Figura 3.30. Series de tiempo de concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) durante los días 15, 16, y 17 de marzo en a) Miguel Aleman, b) Hermosillo, c) Heroica Guaymas y d) Bahía Asunción.

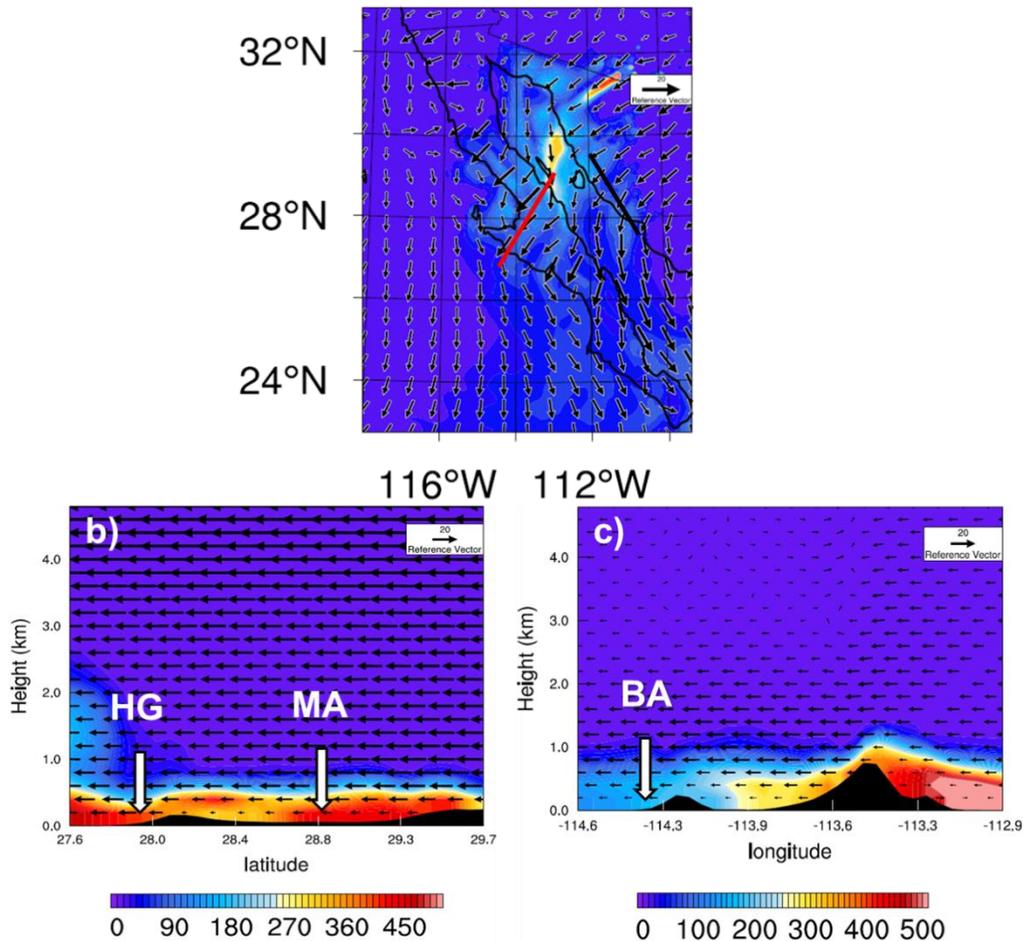


Figura 3.31. Cortes transversales de concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) con ubicación de áreas pobladas, a) Mapa de ubicación de cortes transversales, b) corte transversal (línea negra) cubriendo desde Miguel Alemán a Heroica Guaymas a las 8:00 UTC del 16 de marzo y c) corte transversal (línea roja) sobre Bahía Asunción a las 16:00 UTC del 16 de marzo. BA: Bahía Asunción, MA: Miguel Alemán y HG: Heroica Guaymas.

De acuerdo a los cortes transversales, en Sonora, concentraciones de hasta $500 \mu\text{g}/\text{m}^3$ son transportadas desde el norte hasta el sur del estado, manteniendo el polvo concentrado en una capa que va desde la superficie hasta los 500 m de altura (fig. 3.31b). Dichas nubes de polvo afectan claramente Miguel Alemán y la ciudad de Heroica Guaymas en la misma intensidad. Esto es diferente para la zona media de la península de Baja California (fig. 3.31c), donde se encontraron

concentraciones cercanas a los $300 \mu\text{g}/\text{m}^3$ en el lado oeste del sistema montañoso de la península, mientras que del lado este (sobre el Golfo de California), las concentraciones de polvo son claramente más altas y su transporte es dirigido predominantemente hacia el sur, afectando en mayor manera regiones a menores latitudes en la península.

3.3.4 Evento de abril del 2014

Un mes más tarde del evento de marzo del 2014, un nuevo episodio de tormentas de polvo fue localizado. Las diferencias entre el episodio de abril y el de marzo pueden ser encontradas desde que se analizan las imágenes satelitales, ya que mientras que en marzo las tormentas de polvo tuvieron lugar únicamente en el lado del México, sin afectar las fronteras del norte, en el episodio de abril las tormentas de polvo se formaron principalmente en la zona norte de la península de Baja California y las costas del suroeste de California (fig. 3.32). A parte de las estelas de polvo emitido, también se observa la emisión de aerosoles provenientes de incendios forestales. La situación sinóptica a 500 mb de altura muestra que un mes antes, el gradiente de presión favorecía una circulación de viento desde el oeste, perpendicular a las costas del Atlántico durante el 29 de marzo (fig. 3.33a) durante el cual observamos nuevamente un patrón encontrado en eventos como el de febrero del 2002, con una cresta anticiclónica introduciéndose en las costas de California y una vaguada desplazándose hacia el sur desde el centro de los Estados Unidos, y en este caso, con un sistema de baja presión (fig. 3.33b). Sin embargo, en el caso del episodio de abril, se diferencia del caso de marzo debido a que la vaguada no desciende hasta la parte central de México. En superficie, durante el 28 de abril, el análisis de gradiente de presión muestra un sistema de alta presión introduciéndose desde el océano Pacífico hacia las costas del noroeste de los Estados Unidos (fig. 3.34a). Para el 29 de abril, el desplazamiento del sistema de alta presión alcanza tierra adentro encontrándose en la frontera entre Estados Unidos y Canadá (fig. 3.34b). Esto causa la formación de una vaguada en las costas de California que podría ser la causa de vientos intensos perpendiculares a las regiones desérticas del suroeste de Estados Unidos y el noroeste de México, como se ha observado en otros eventos similares. La simulación de este episodio

comienza el 28 de abril a las 0:00 UTC y finaliza el 2 de mayo a las 0:00 UTC, incluyendo el spin-up. El dominio se conformó por un grid de 100x120 puntos con una resolución espacial de 9 km, 29 capas verticales y un paso de tiempo de 54 segundos. Los datos meteorológicos para la inicialización del modelo fueron extraídos de la base de datos de la NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses. Para los datos estáticos, la topografía fue tomada del US Geological Survey (USGS), mientras que el uso de suelo y vegetación fue extraído de la Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) con 21 categorías, ambas bases de datos con una resolución espacial de 30'.

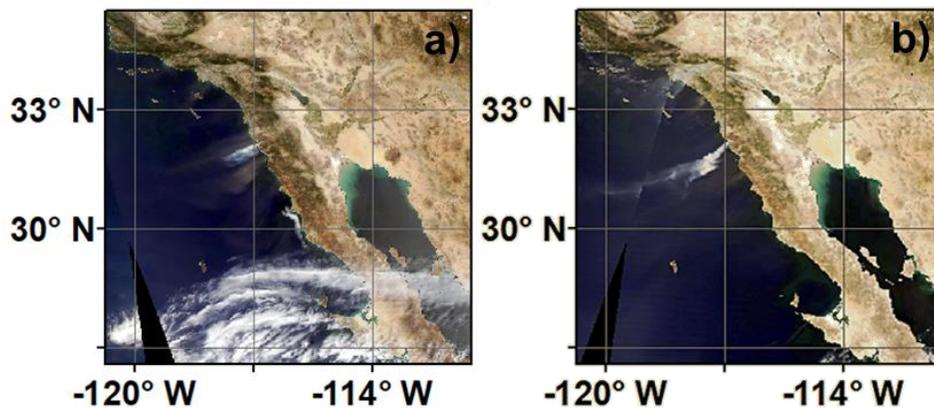


Figura 3.32. Imágenes satelitales del a) 29 de abril del 2014, de MODIS Aqua, color natural y b) 30 de abril del 2014, de MODIS Terra, color natural. Fuente: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>

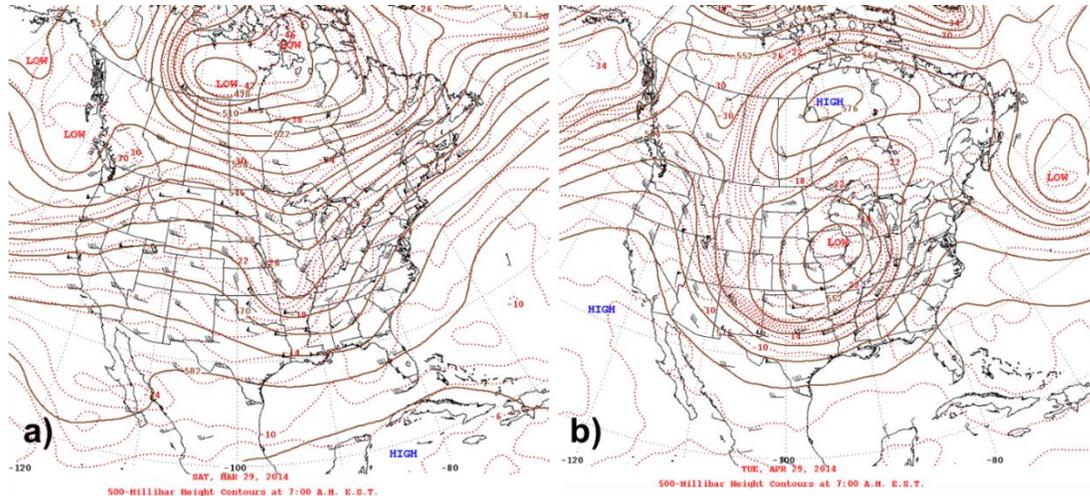


Figura 3.33. Análisis de gradiente de presión a 500 mb en a) 29 de marzo del 2014 y b) 29 de abril del 2014. Fuente: <http://www.wpc.ncep.noaa.gov/dailywxmap/>

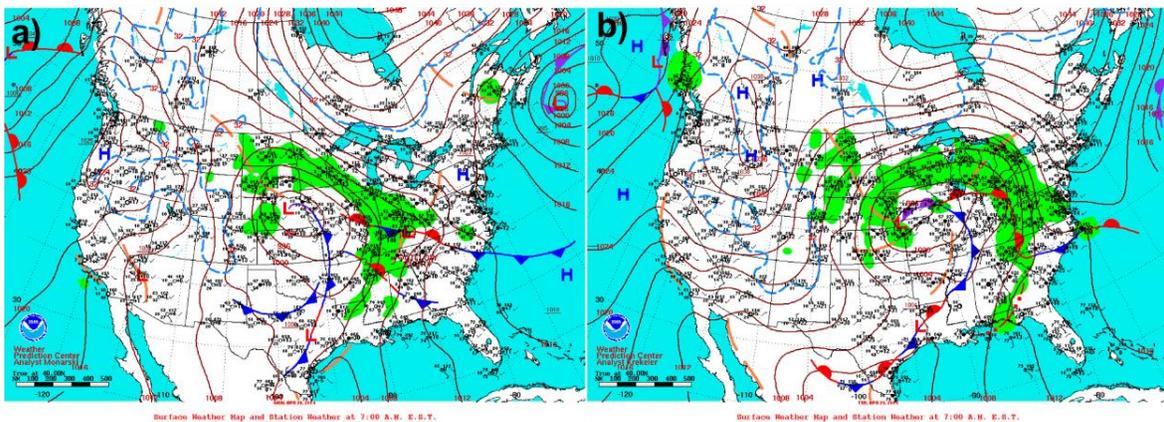


Figura 3.34. Análisis de gradiente de presión en superficie de a) 28 de abril del 2014 y b) 29 de abril del 2014. Fuente: <http://www.wpc.ncep.noaa.gov/dailywxmap/>

3.3.4.1 Temperatura

Durante el 28 de abril, la intensidad del viento en el continente era muy baja y sin dirección predominante dentro del dominio, incluso sobre el Golfo de California, mientras que en el océano Pacífico, la dirección del viento era principalmente desde el norte. La temperatura simulada en la costa suroeste de California y noroeste de la península de Baja California solo sobrepasó los 22° C en muy baja frecuencia (cerca de dos horas en las últimas horas del 28 de abril), mientras que en las regiones desérticas del norte de Sonora y el sur de Arizona osciló entre los 13°C y

los 25°C. A las 4:00 UTC del 29 de abril, la entrada de vientos intensos desde el noreste del dominio, da lugar a un calentamiento general del área de estudio. Esto elevó la temperatura a valores por encima de los 26°C en toda el área de Sonora comprendida en el dominio, gran parte de la península de Baja California, y la costa suroeste de California (fig. 3.35a). La interacción del viento con la cadena montañosa de la península de Baja California, dio lugar a la formación de estructuras de aire caliente propagándose hacia el océano Pacífico (fig. 3.35b). Estas estructuras son mucho más visibles en los mapas de anomalía de temperatura (fig. 3.35c y d), coincidiendo con las regiones de mayor magnitud de viento, de acuerdo a los vectores.

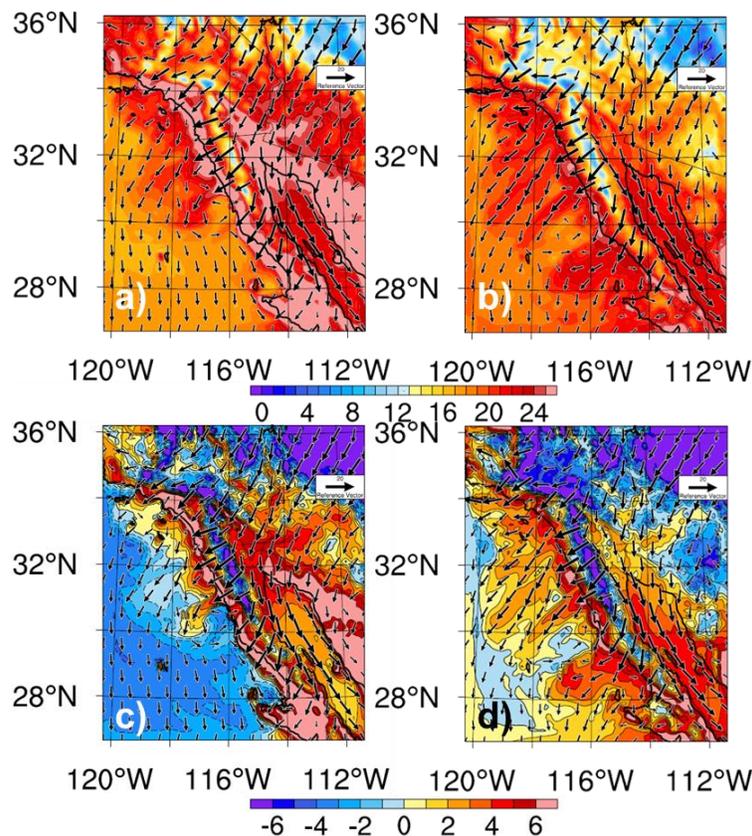


Figura 3.35. Temperatura (°C) en superficie y vectores a) el 29 de abril a las 18:00 UTC y b) el 30 de abril a las 15:00 UTC. Anomalías de temperatura (°C) y vectores c) el 29 de abril a las 18:00 UTC y d) el 30 de abril a las 15:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s.

3.3.4.2 Humedad relativa

La humedad relativa en la península de Baja California y el suroeste de California es simulada con valores cercanos al 90% durante el 28 de abril, mientras que Sonora mantuvo valores más bajos, pero cercanos al 60% en algunas regiones. La entrada de vientos intensos desde el noreste del dominio en las últimas horas del 28 de abril, transportó masas de aire seco desde el desierto que causó la advección del contenido de humedad de tierra adentro hacia el océano Pacífico y el Golfo de California. Este proceso causó un descenso fuerte de humedad relativa hasta valores inferiores al 15% en gran parte de las regiones comprendidas dentro del dominio durante el 29 de abril (fig. 3.36a). La interacción del viento con la topografía del norte de Baja California y el suroeste de California, queda demostrada en la formación de estructuras de aire seco a lo largo de la costa oeste, por causa de la canalización de vientos intensos a través de los valles orográficos. Este efecto continúa observándose al día siguiente (fig. 3.36b). El 30 de abril, cuerpos con mayor contenido de humedad, son transportados desde el noreste, para horas después seguir adveccionando grandes masas de aire seco desde la misma dirección hasta debilitarse la intensidad del viento.

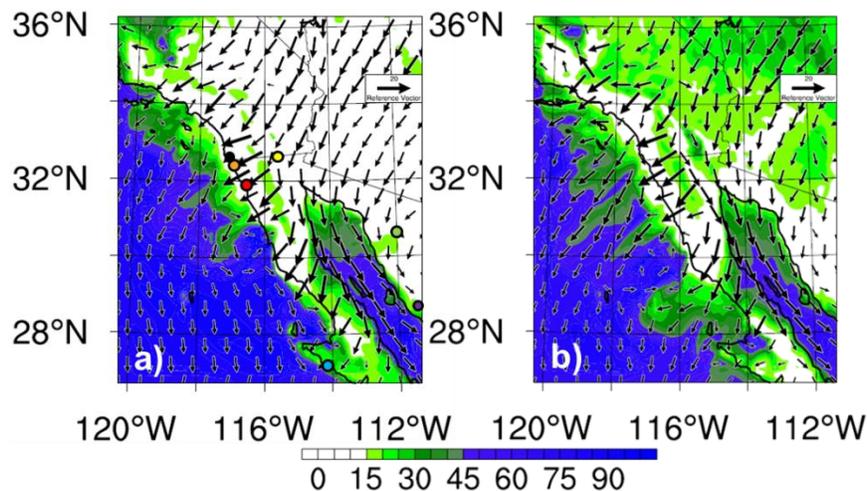


Figura 3.36. Humedad relativa (%) en superficie y vectores en los días a) 29 de abril a las 18:00 UTC y b) 30 de abril a las 15:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s. Ubicación de San Diego (círculo negro), Tijuana (círculo naranja), Ensenada (círculo

rojo), Mexicali (círculo amarillo), Caborca (círculo verde), Bahía Asunción (círculo azul).

3.3.4.3 Intensidad de viento

El cambio de dirección del viento que se da desde el noreste durante las últimas horas del 28 de abril, trae consigo un incremento de intensidad que gradualmente se propaga por el dominio a lo largo del día. Esto es particularmente intenso en la zona norte de la península de Baja California, donde el viento es forzado a interactuar con la cadena montañosa y es acelerado a través de la canalización, dando lugar a estructuras de viento con alta magnitud propagándose al océano Pacífico. Este efecto puede ser visualizado en los mapas de anomalía de intensidad de viento (fig. 3.37), en los que se observa anomalías positivas propagándose desde la costa oeste de la península, con diferencias de hasta 8 m/s respecto a latitudes inmediatamente superiores o inferiores. El efecto es mayor durante el día 30 de abril, donde estas anomalías positivas se propagan aún más hacia el oeste y con diferencias superiores a los 12 m/s con respecto a las áreas de menor intensidad de viento que las rodean. Anomalías positivas también son encontradas sobre la península de Baja California y el suroeste de California, relacionadas con la aceleración por gravedad que se da en la pendiente de la orografía compleja presente en estas regiones. Es claro, que estas áreas son las que presentan mayor intensidad de viento en todo el dominio, esto explica la fuerte afectación de las tormentas de polvo focalizada en esta región.

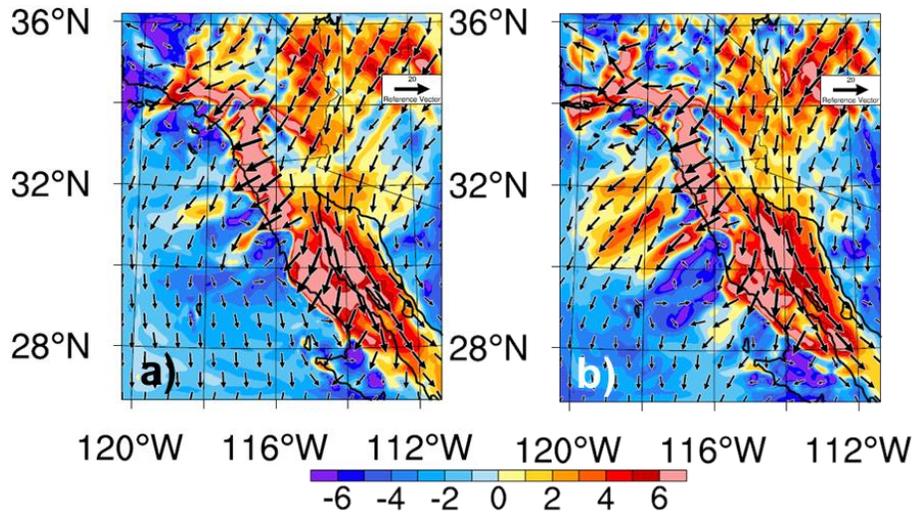


Figura 3.37. Anomalía de velocidad de viento en superficie y vectores en los días a) 29 de abril a las 18:00 UTC y el b) 30 de abril a las 15:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s.

3.3.4.4 Series de tiempo de variables meteorológicas

Las series de tiempo muestran un súbito aumento de velocidad de viento en las regiones del norte de Baja California. Por ejemplo, en Tijuana (fig. 3.38a) la intensidad del viento pasa de estar cerca del 1 m/s hasta alcanzar un pico de 18 m/s durante el 29 de abril. Al mismo tiempo la humedad relativa se reduce de 70% a 10% directamente relacionado con la llegada de los vientos intensos. La magnitud del viento en San Diego (fig. 3.38b) es considerablemente alta al alcanzar los 14 m/s durante el final del 29 de abril, ligado a la reducción de humedad relativa que alcanzó valores por debajo del 10% durante los siguientes días analizados. De la misma forma sucede en Tijuana. Mientras tanto, al lado este de la cadena montañosa de Baja California, Mexicali (fig. 3.38c) no alcanza las magnitudes de viento presentes al lado oeste de la cadena montañosa. Esto podría ser explicado por la falta de canalización por orografía que si está presente al lado oeste. En Mexicali la magnitud del viento alcanza y supera ocasionalmente los 9 m/s, lo cual es suficiente para la emisión de polvo. La humedad relativa tiene un comportamiento más complejo, oscilando entre el 30% y el 10% relacionada negativamente con la intensidad del viento durante los días analizados. Los aumentos de intensidad de viento se relacionan positivamente con aumentos de temperatura durante las

últimas horas del 29 de abril y el 30 de abril. Ensenada (fig. 3.38d) es otra área donde la aceleración por canalización se hace presente y es simulada por aumentos de magnitud de viento que alcanzan los 14 m/s durante el 29 de abril, relacionado negativamente con una caída de humedad relativa de valores superiores al 50% a valores por debajo del 10% que se mantienen bajos durante los días analizados.

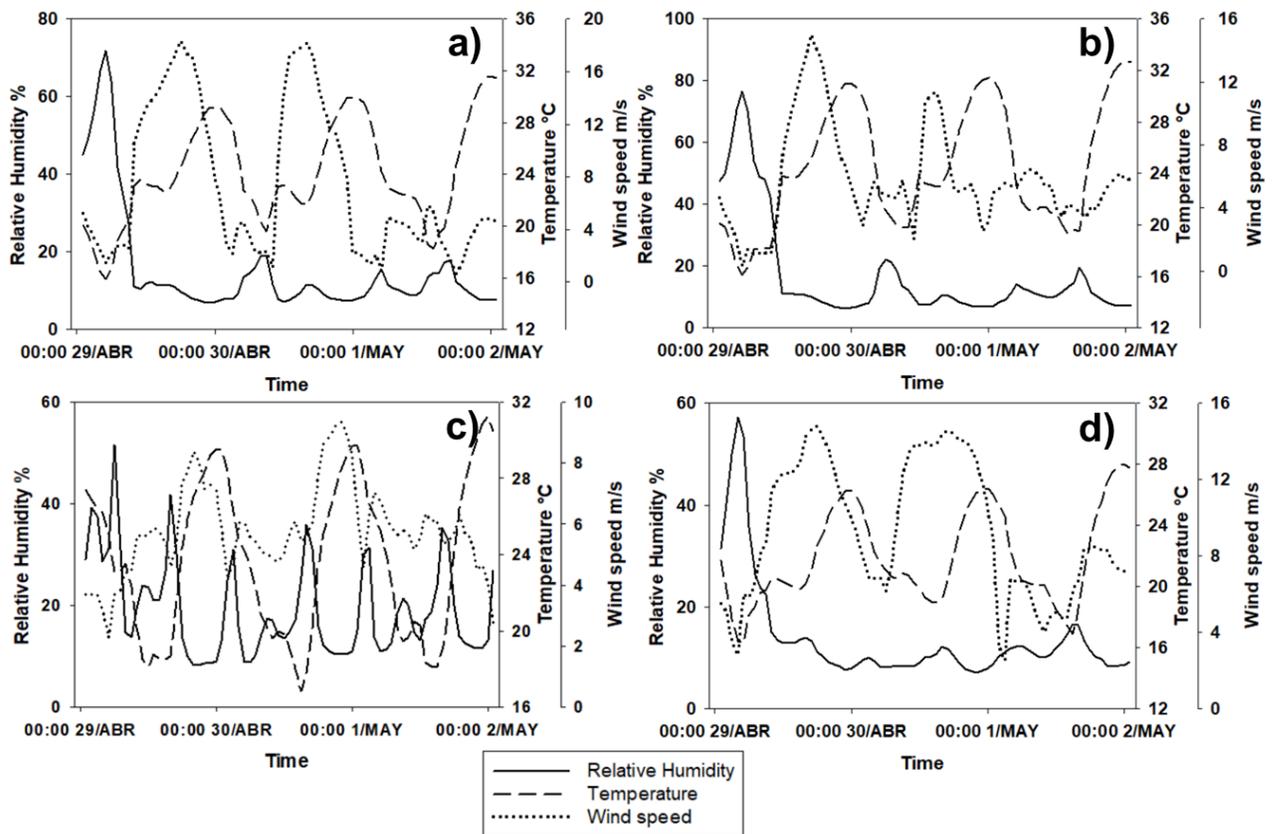


Figura 3.38. Series de tiempo de humedad relativa (%), temperatura (C°) y velocidad de viento horizontal (m/s) del 29 de abril al 2 de mayo en a) Tijuana, b) San Diego, c) Mexicali y d) Ensenada.

3.3.4.5 Simulación de concentración de polvo y PM10

La llegada de vientos de alta intensidad desde el noreste durante las primeras horas del 29 de abril, detonan la emisión de polvo desde áreas desérticas como el sur de Arizona y el Desierto de Altar al norte de Sonora. A las 9:00 UTC del 29 de abril, el viento alcanza las regiones del suroeste de Baja California y el norte de la península de Baja California y comienzan a emitir polvo que pronto se convierten en nubes de polvo con altas concentraciones superiores a los 3000 $\mu\text{g}/\text{m}^3$ cerca de las fuentes.

Grandes estelas de polvo se propagan esos sitios hacia el océano Pacífico, mientras que el polvo emitido por el sur de Arizona y el norte de Sonora comienza a ser transportado largas distancias sobre el Golfo de California con dirección hacia el sureste, paralelo a las costas (fig. 3.39a). Para el 30 de abril, parte del polvo transportado sobre el Golfo de California logra cruzar la península de Baja California para llegar hasta el océano Pacífico (fig. 3.39b) mientras que otra parte continúa su trayectoria sobre el golfo hacia el sureste.

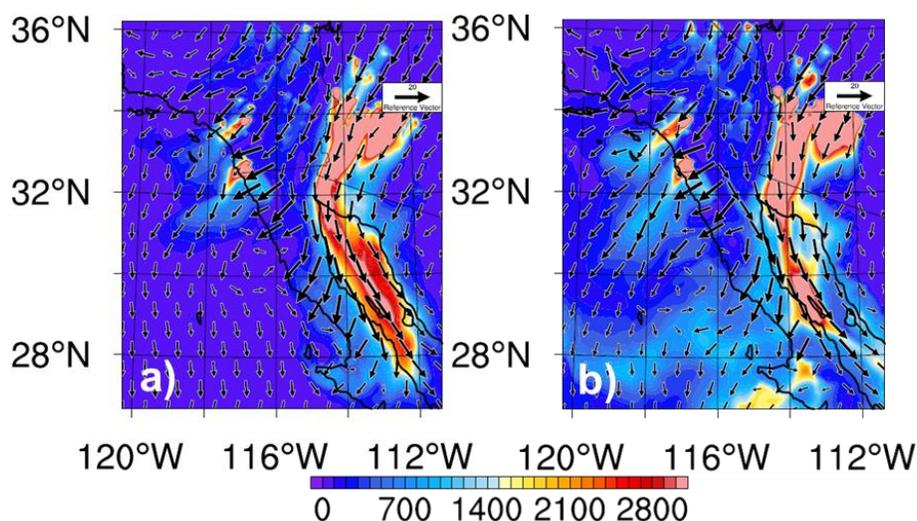


Figura 3.39. Concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en superficie y vectores en los días a) 29 de abril a las 18:00 UTC y b) 30 de abril a las 15:00 UTC.

La fuerte afectación de las tormentas de polvo en el norte de Baja California es demostrada por las concentraciones de PM10 y polvo total simuladas en las áreas urbanas de esa región. Tijuana (fig. 3.40a) tuvo dos picos de alta concentración de PM10 con valores superiores a los $6000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y los $7000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ directamente relacionados con aumentos importantes de intensidad de viento durante el 29 y el 30 de abril. Esta misma situación se repite en la ciudad de San Diego (fig. 3.40b), donde estos picos de concentración de PM10 alcanzaron los $5000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y los $4500 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Ensenada a pesar de encontrarse en las zonas de mayor intensidad de viento, la cantidad de polvo emitido en las regiones cercanas continuaba su dirección hacia el suroeste sin afectarla de la misma manera que en otras ciudades como Tijuana. Aun así, las concentraciones de PM10 simuladas fueron altas y

oscilaron entre los $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y los $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ durante los días analizados (fig. 3.40c). Es interesante notar la diferencia en los efectos sobre la ciudad de Mexicali, donde las concentraciones de PM10 son relativamente bajas en comparación a lo que se simula sobre el norte de la península (fig. 3.40d). Observando los mapas de distribución horizontal de las concentraciones de polvo total, se encuentra que el polvo emitido por el sur de Arizona y el Desierto de Altar era transportado con una dirección predominantemente hacia el sureste, por lo que solo bajas concentraciones llegaban a Mexicali, hasta las últimas horas del 1 de mayo, donde la dirección del viento cambia por unas horas. La parte media de Baja California presenta también picos de concentración de polvo y PM10 relacionado a la emisión local y la emisión del Desierto de Altar. La serie de tiempo sobre la Bahía Asunción demuestra esto con picos de concentración de PM10 de hasta $1500 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (fig. 3.40e). Altas concentraciones de PM10 son simuladas también en regiones al sur de Sonora como Miguel Alemán (fig. 3.40f) con valores que superaban los $1600 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Las máximas concentraciones de polvo total alcanzadas en estas zonas fueron: Tijuana ($16000 \mu\text{g}/\text{m}^3$), San Diego ($12000 \mu\text{g}/\text{m}^3$), Bahía Asunción ($3000 \mu\text{g}/\text{m}^3$), Miguel Alemán ($3000 \mu\text{g}/\text{m}^3$) y Ensenada ($800 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

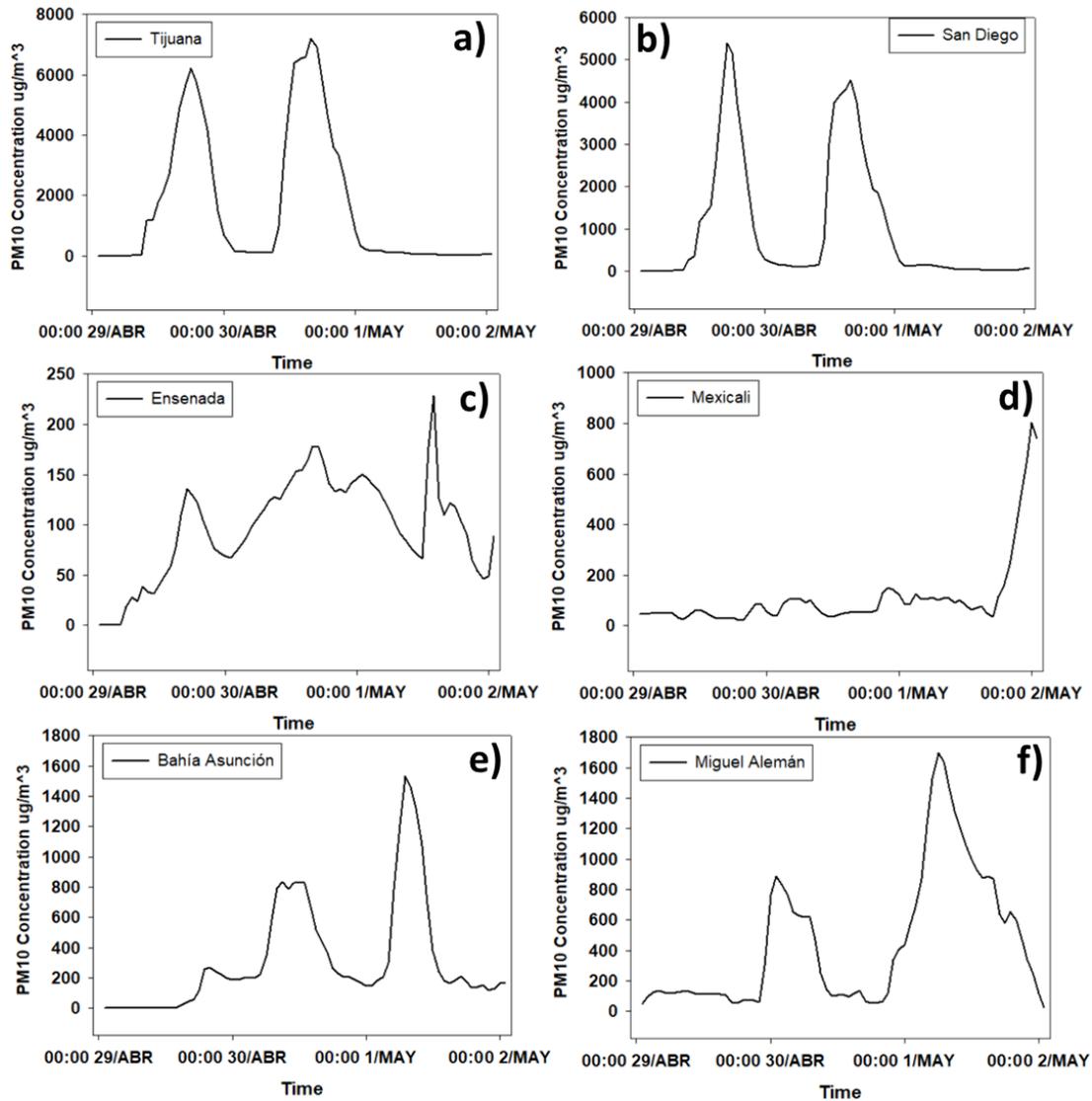


Figura 3.40. Series de tiempo de concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) del 29 de abril al 2 de mayo en a) Tijuana, b) San Diego, c) Ensenada, d) Mexicali, e) Bahía Asunción y f) Miguel Alemán.

La distribución vertical de las concentraciones de polvo en movimiento sobre zonas críticas, como las áreas urbanas, fue analizada en secciones transversales (fig. 3.41). Tijuana se encuentra en una región de alta intensidad de viento debido a la canalización y aceleración del viento por forzamiento orográfico, lo cual favoreció velocidades de viento superiores al umbral de emisión de polvo. La emisión de polvo que afectó Tijuana fue principalmente local (fig. 3.41b), permitiendo valores por encima de los $5000 \mu\text{g}/\text{m}^3$, aunque en algunas ocasiones, bajas concentraciones de

polvo (menores a los $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$) alcanzaban a la ciudad desde regiones del sureste de California. Analizando la parte media de la península de Baja California, encontramos una región donde converge la emisión de polvo local, con parte del polvo emitido y transportado desde el Desierto de Altar al norte de Sonora (fig. 3.41c). La Bahía Asunción se encuentra en este punto, y el corte vertical muestra el transporte de polvo que cruza desde el Golfo de California al océano Pacífico cuando la dirección del viento lo permite. Esta combinación de polvo de fuentes locales y remotas, eleva la concentración de polvo total a valores superiores a los $3000 \mu\text{g}/\text{m}^3$. Mientras que, en la costa oeste de Sonora, la principal afectación de polvo, proviene de emisión local (fig. 3.41d). Sin embargo, cuando la dirección del viento cambia con mayor preferencia hacia el este, polvo emitido desde el Desierto de Altar llega a deteriorar la calidad del aire en regiones de la costa, como Miguel Alemán.

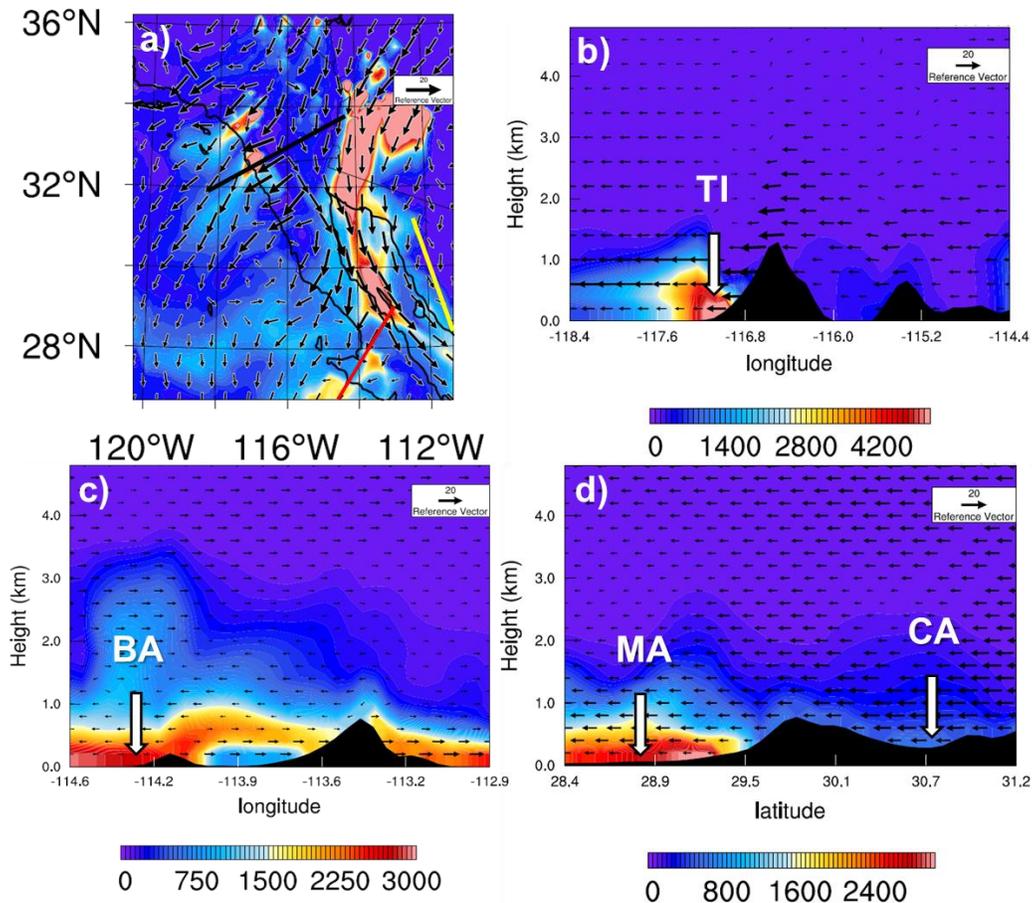


Figura 3.41. Cortes transversales de concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) con ubicación de áreas pobladas, a) Mapa de ubicación de cortes transversales, b) corte transversal (línea negra) sobre Tijuana a las 16:00 UTC del 29 de abril, c) corte transversal (línea roja) sobre Bahía Asunción a las 8:00 UTC del 1 de mayo, d) corte transversal (línea amarilla) cubriendo desde Caborca hasta Miguel Alemán a las 2:00 UTC del 30 de abril. TI: Tijuana, CA: Caborca, BA: Bahía Asunción y MA: Miguel Alemán.

3.3.5 Evento de noviembre del 2018

El evento de noviembre del 2018, representa uno de los eventos más extremos y peligrosos en la historia del estado de California, creando condiciones para causar numerosos incendios en la región. Sin embargo, en el noroeste de México, fueron la gran cantidad de tormentas de polvo las que tomaron protagonismo. Aunque la emisión de aerosoles desde los incendios de California afectó grandes partes del

noroeste de México durante la segunda semana de noviembre, numerosas tormentas de polvo tomaron lugar en casi todo el noroeste de México, siendo el principal factor de reducción de calidad de aire en esta región (fig. 3.42). Para encontrar las causas de tal evento, se analizó el gradiente de presión a 500 mb de altura y en superficie. A 500 mb el gradiente de presión muestra un patrón diferente a un mes antes (fig. 3.43a), en el cual se observa una cresta anticiclónica alcanzando el oeste de Canadá y una vaguada que se propaga desde el norte de Canadá, causando una circulación de viento hacia el oeste sobre los Estados Unidos, pero durante el 13 de noviembre, nuevamente se hace presente un patrón que se aproxima más al gradiente de presión visto en otros eventos extremos en el noroeste de México. Una cresta anticiclónica alcanza el suroeste de Estados Unidos desde el Pacífico, mientras que una vaguada ciclónica se introduce desde el centro de Estados Unidos hasta alcanzar el centro de México (fig. 3.43b). En superficie, un sistema de alta presión entra al noroeste de Estados Unidos, causando los incendios forestales de California, pero el noroeste de México no es afectado por tormentas de polvo hasta que el sistema de alta presión desciende a latitudes menores causando una distribución de presión perpendicular a la región y un flujo de viento superficial igualmente perpendicular (fig. 3.44a) durante el 12 de noviembre. El 13 de noviembre, la combinación de dos sistemas de alta presión sobre Estados Unidos, y su desplazamiento a menores latitudes, intensifican su efecto sobre el noroeste de México al causar un gradiente de presión más fuerte y perpendicular a las costas de Sonora y la península de Baja California (fig. 3.44b), causando una mayor cantidad de tormentas de polvo en la región. En esta simulación se contó con el apoyo del Centro Nacional de Supercomputo (CNS) con sede en el IPICYT, el cual nos permitió una mayor resolución espacial y temporal, gracias al tiempo computacional otorgado (TKII-2020-CAB01). La simulación inicia el 11 de noviembre a las 0:00 UTC y finaliza el 15 de noviembre a las 0:00 UTC, incluyendo el spin-up. El dominio se conformó por un grid de 1000x1000 puntos con una resolución espacial de 1 km, 32 capas verticales y un paso de tiempo dinámico. Los datos meteorológicos para la inicialización del modelo en esta ocasión, fueron extraídos de la base de datos de la NCEP North American Mesoscale (NAM). Para

los datos estáticos, la topografía fue tomada del US Geological Survey (USGS), mientras que el uso de suelo y vegetación fue extraído de la Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) con 21 categorías, ambas bases de datos con una resolución espacial de 30'.

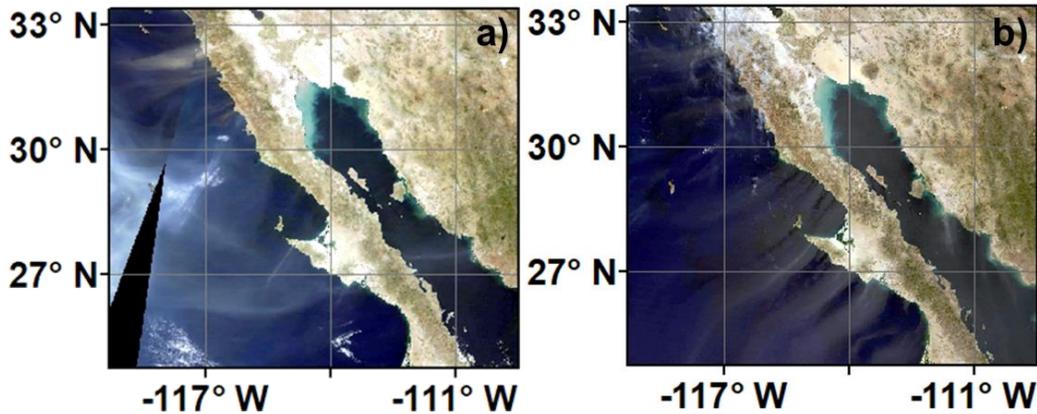


Figura 3.42. Imágenes satelitales de MODIS TERRA, color natural del a) 12 de noviembre del 2018 y b) 13 de noviembre del 2018. Fuente: <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>

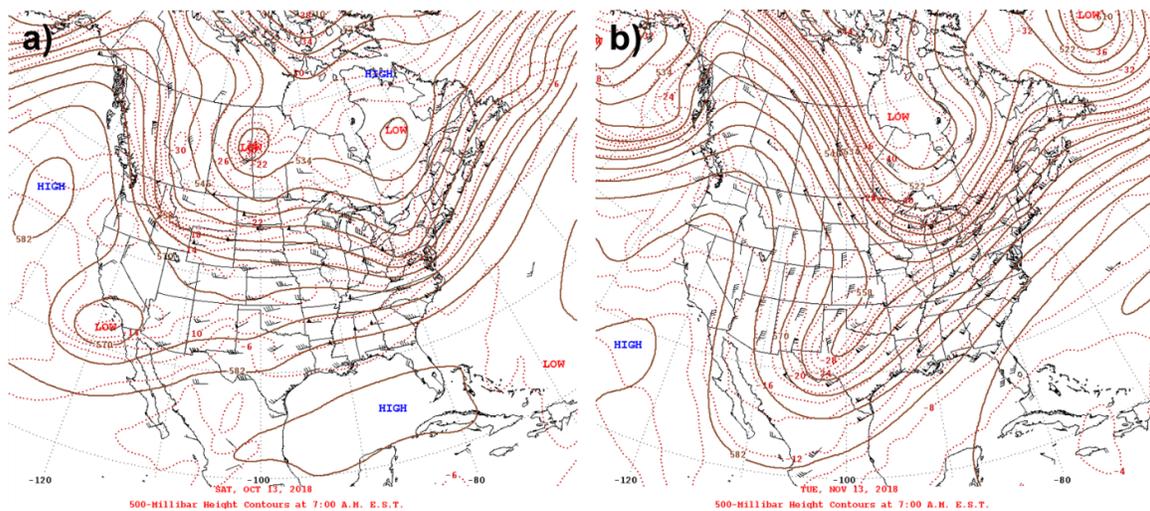


Figura 3.43. Análisis de gradiente de presión a 500 mb en a) 13 de octubre del 2018 y b) 13 de noviembre del 2018. Fuente: <http://www.wpc.ncep.noaa.gov/dailywxmap/>

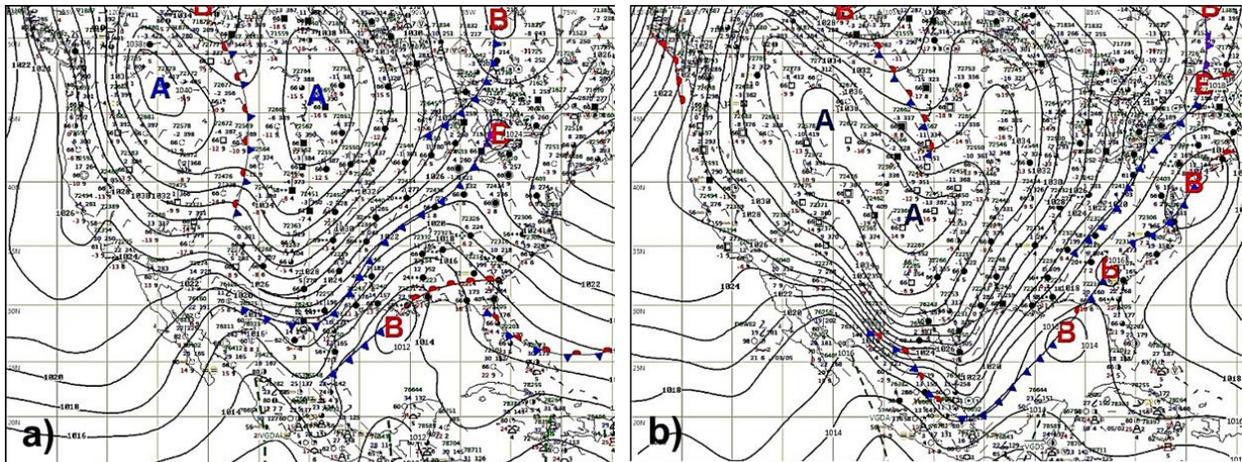


Figura 3.44. Análisis de gradiente de presión en superficie de a) 12 de noviembre del 2018 y b) 13 de noviembre del 2018. Fuente: Centro de Análisis y Pronóstico Meteorológicos Aeronáuticos (CAPMA).

3.3.5.1 Temperatura

Durante las últimas horas del 11 de noviembre, el efecto de los vientos de Santa Ana se extiende hasta alcanzar la parte norte de la península de Baja California. Vientos desde el noreste transportan aire frío hacia la región del noroeste de México, que se convierte en incrementos de temperatura en el lado oeste al cruzar la cadena montañosa de la península de Baja California el 12 de noviembre (fig. 3.45a). La interacción entre el viento y la topografía vuelve a hacerse presente como en otros eventos, causando una canalización de los flujos y su consecuente aumento de temperatura que se refleja en estelas de aire caliente propagándose desde los valles orográficas hacia el océano Pacífico en la península. Este efecto continúa durante el 13 de noviembre, mientras la temperatura desciende en el norte de Sonora (fig. 3.45b). Las gráficas de anomalía de temperatura reflejan mejor este comportamiento con anomalías positivas propagándose desde la península hacia el este (fig. 3.45c y d).

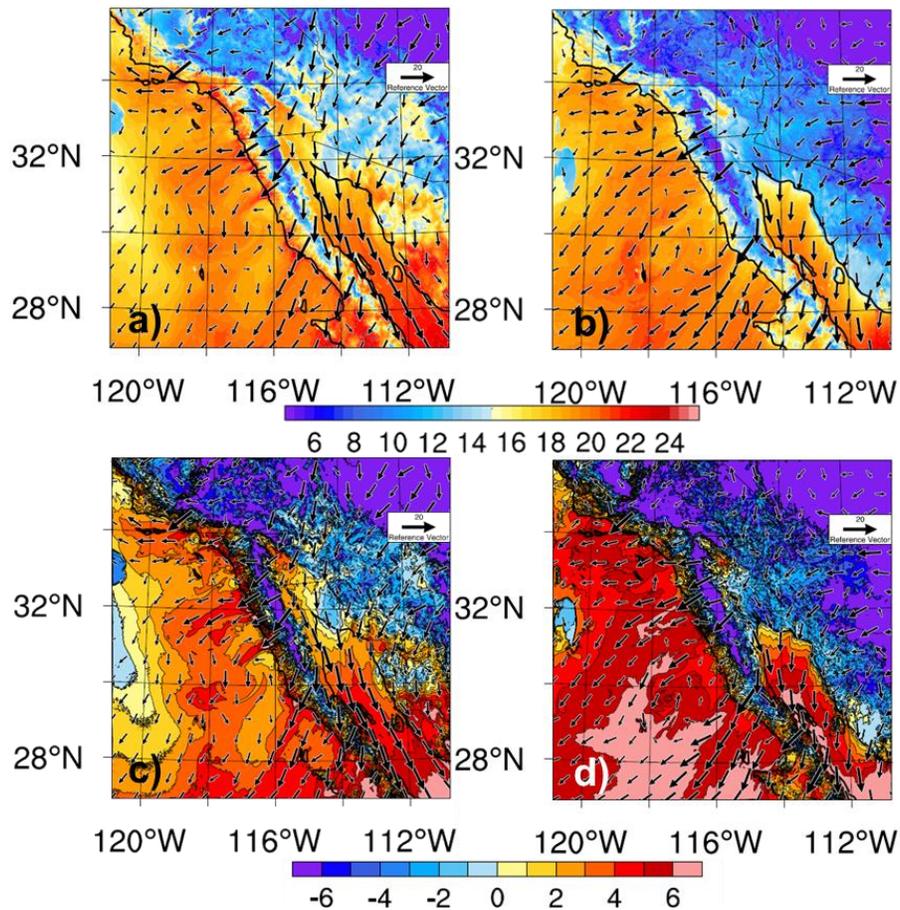


Figura 3.45. Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) en superficie y vectores a) el 12 de noviembre a las 18:00 UTC y b) el 13 de noviembre a las 15:00 UTC. Anomalías de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y vectores c) el 12 de noviembre a las 18:00 UTC y d) el 13 de noviembre a las 15:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s.

3.3.5.2 Humedad relativa

La entrada de fuertes vientos desde el noreste, transportó aire seco desde los desiertos de Estados Unidos hacia amplias regiones del noroeste de México en las últimas horas del 11 de noviembre. Este proceso redujo el contenido de humedad del dominio hasta valores por debajo del 10% afectando áreas urbanas y creando áreas susceptibles a incendios forestales (fig. 3.46a). En ciertas ocasiones, el contenido de humedad es transportado desde el este, relacionado a las condiciones de un frente estacionario cuando la dirección del viento era favorable para el transporte de aire húmedo hacia el dominio. En el norte de la península, las estructuras de aire caliente resultantes de la interacción del viento con la topografía,

son acompañadas de intrusiones de aire seco que se propagan desde los valles orográficos hacia el océano Pacífico, coincidiendo con áreas de mayor magnitud de viento (fig. 3.46b).

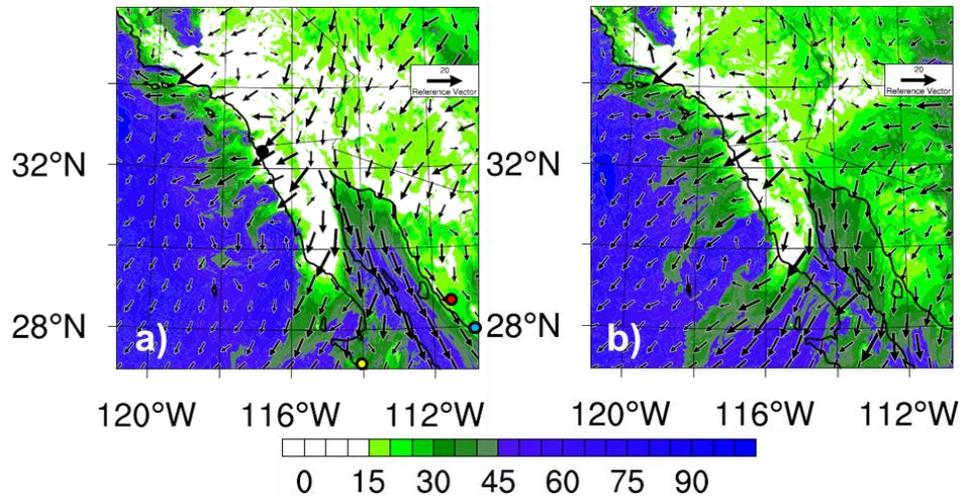


Figura 3.46. Humedad relativa (%) en superficie y vectores en los días a) el 12 de noviembre a las 18:00 UTC y b) 13 de noviembre a las 15:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s. Ubicación de Tijuana (círculo negro), Bahía Asunción (círculo amarillo), Miguel Alemán (círculo rojo) y Heroica Guaymas (círculo azul).

3.3.5.3 Intensidad de viento

El incremento de viento se da de manera gradual desde su entrada en el noreste hasta alcanzar el norte de la península de Baja California y Sonora el 11 de noviembre a las 18:00 UTC. El 12 de noviembre, su influencia alcanza el sur de la península y gran parte del Golfo de California (fig. 3.47a), con anomalías positivas en la península de Baja California debido a la canalización y la aceleración por gravedad causadas por la orografía compleja de la región. La influencia de la topografía, causa intensos contrastes de velocidad de viento sobre el océano Pacífico con diferencias incluso superiores a los 14 m/s (fig. 3.47b).

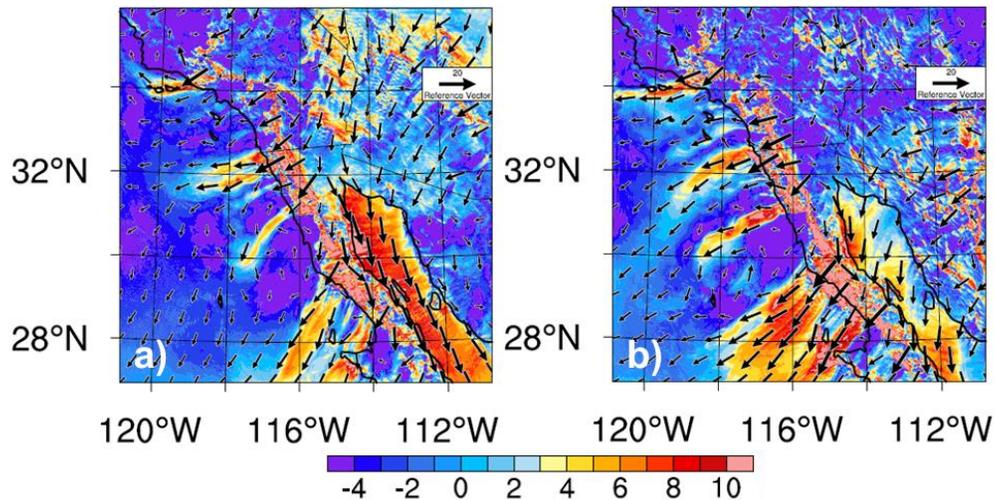


Figura 3.47. Anomalía de velocidad de viento en superficie y vectores en los días a) 12 de noviembre a las 18:00 UTC y el b) 13 de noviembre a las 15:00 UTC. Vector de referencia de 20 m/s.

3.3.5.4 Series de tiempo de variables meteorológicas

La llegada de los vientos de Santa Ana el 12 de noviembre causó una fuerte modificación de las variables meteorológicas que puede ser analizada en series de tiempo sobre áreas puntuales. Al norte de la península, Tijuana muestra una fuerte caída de humedad relativa a la 1:00 UTC del 12 de noviembre, pasando del 55% al 10% con valores oscilando entre el 8% y el 15% durante los días analizados (fig. 3.48a). Esta caída de humedad se relaciona negativamente con el aumento de intensidad de viento que, durante los días analizados, alcanzó valores por encima de los 10 m/s, con picos de alta intensidad de viento que se reflejaron en incrementos de temperatura. La parte media de la península fue analizada sobre la Bahía Asunción, en la cual se simularon caídas de humedad relativa durante los días analizados, que se correlacionaban negativamente con aumentos de intensidad de hasta 10 m/s y aumentos de temperatura notables (fig. 3.48b). En la parte sur del estado de Sonora, en Miguel Alemán, la caída de humedad relativa durante el día 12 de noviembre, también se correlaciona negativamente con el aumento de temperatura e intensidad de viento (fig. 3.48c). Los valores de humedad relativa en esta área pasaron de 70% a oscilar entre el 8% y el 20% durante el 13 y el 14 de noviembre, manteniendo velocidades de viento superiores a los 6 m/s. Más

al sur, en Heroica Guaymas, la modificación de estas variables también es simulada. Nuevamente una caída de humedad relativa se correlaciona negativamente con el incremento de velocidad de viento que alcanza los 11 m/s, y aumentos de temperatura (fig. 3.48d). Esta zona, a pesar de encontrarse en una bahía, mantuvo valores de humedad relativa menores al 15% la mayoría del tiempo analizado.

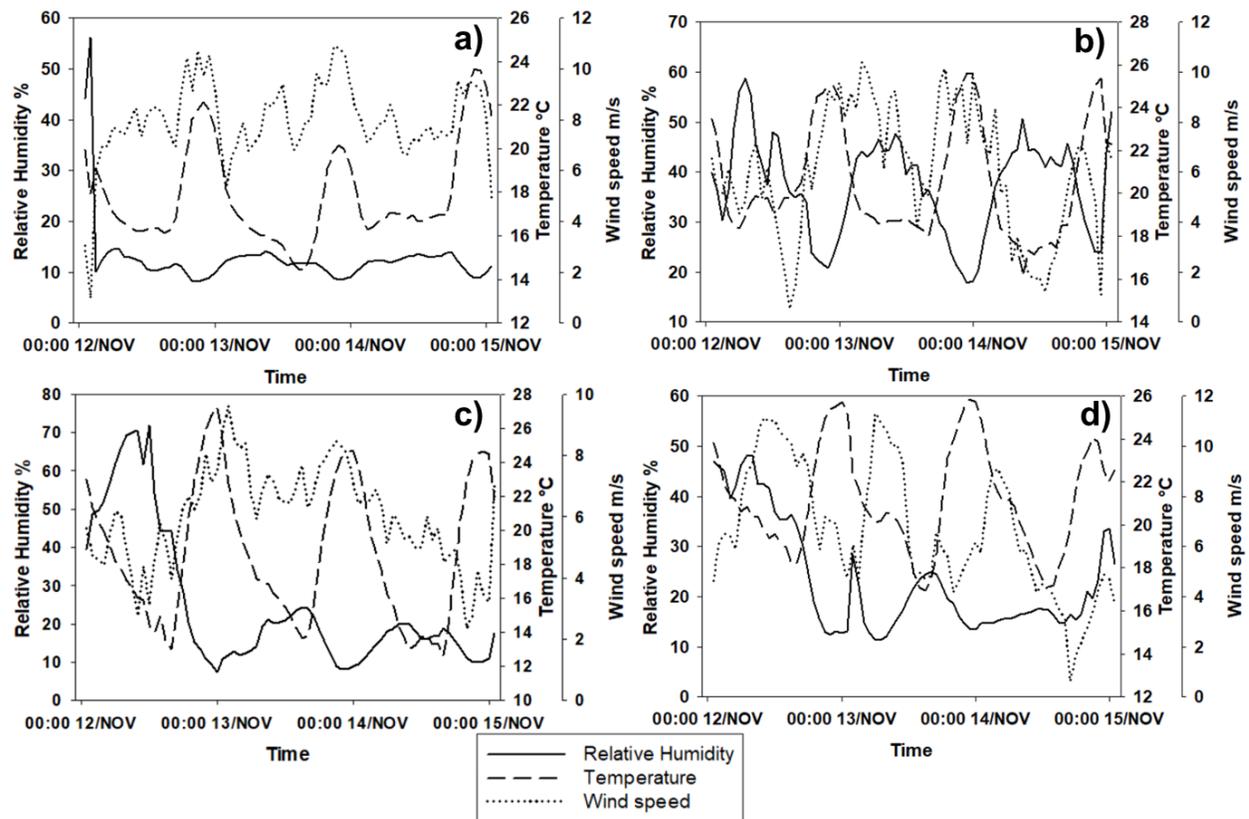


Figura 3.48. Series de tiempo de humedad relativa (%), temperatura (C°) y velocidad de viento horizontal (m/s) del 12 al 15 de noviembre en a) Tijuana, b) Bahía Asunción, c) Miguel Alemán y d) Heroica Guaymas.

3.3.5.5 Simulación de concentración de polvo y PM10

Como se ha encontrado en otros eventos, el sur del estado de Arizona y los desiertos del norte de Sonora, son las primeras regiones en comenzar a emitir polvo durante las últimas horas del 11 de noviembre, siguiendo a la llegada de los vientos de Santa Ana desde el noreste del dominio. En las primeras horas del 12 de noviembre, la intensidad del viento en regiones como el suroeste de California y el noroeste de la península alcanza velocidades que superan el umbral para la emisión

de polvo, simulando concentraciones que sobrepasan los $2000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ sobre zonas densamente pobladas. Conforme avanzan las horas, amplias regiones del estado de Sonora comienzan a ser erosionadas, emitiendo importantes cantidades de polvo que elevan las concentraciones por encima de los $3000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ sobre el Golfo de California (fig. 3.49). El viento transporta el polvo emitido por Sonora en dirección hacia el suroeste, alcanzando la parte media de la península y cruzándola para seguir propagándose sobre el océano Pacífico varios cientos de kilómetros. Estas intensas tormentas de polvo continúan durante el 13 de noviembre hasta debilitarse durante el día 14 de noviembre, de acuerdo a la disminución general de intensidad de viento superficial en el dominio.

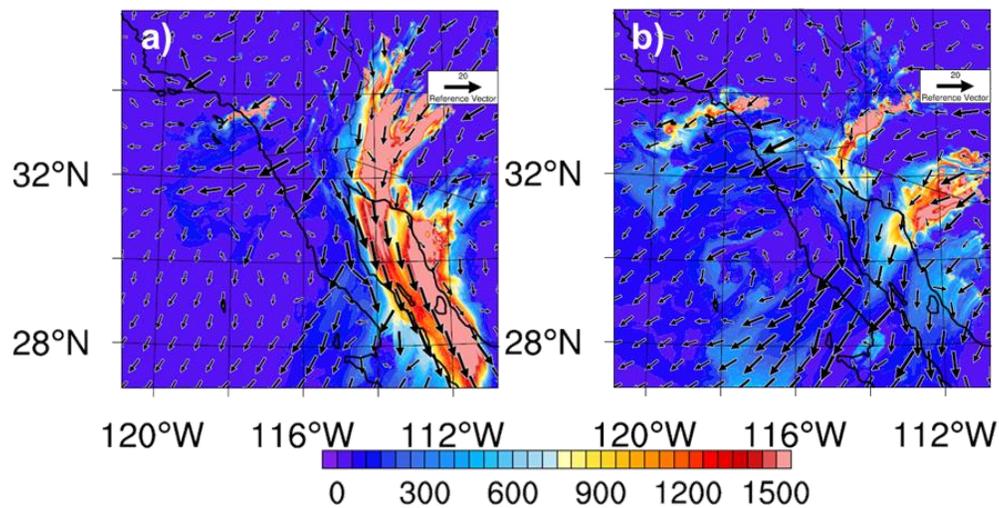


Figura 3.49. Concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) en superficie y vectores en los días a) 12 de noviembre a las 18:00 UTC y b) 13 de noviembre a las 15:00 UTC.

Las zonas urbanas del noroeste de la península son las más afectadas durante este episodio, simulando dos picos de PM_{10} durante las últimas horas del 12 y el 13 de noviembre alcanzando los $700 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y manteniendo valores por encima de los $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ en la ciudad de Tijuana (fig. 3.50a). La convergencia de polvo emitido de forma local y de forma remota desde los desiertos de Sonora causan altos valores de concentración de PM_{10} en la Bahía Asunción, por encima de los $600 \mu\text{g}/\text{m}^3$ durante el 13 de noviembre y manteniendo concentraciones entre los $100 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y los $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ en siguientes días analizados (fig. 3.50b). Al sur de Sonora, la emisión de polvo local y desde los desiertos del norte elevó las concentraciones de PM_{10}

en la localidad de Miguel Alemán, con un pico de $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ (fig. 3.50c) mientras que más al sur, la calidad del aire de Heroica Guaymas era disminuida debido a la llegada de emisión de polvo de todas las regiones desérticas al norte de la ciudad, alcanzando una concentración máxima de $450 \mu\text{g}/\text{m}^3$ cuando la dirección del viento favoreció el transporte de polvo hacia esta región (fig. 3.50d). Las concentraciones máximas de polvo total alcanzadas fueron: Tijuana ($2000 \mu\text{g}/\text{m}^3$), Bahía Asunción ($1200 \mu\text{g}/\text{m}^3$), Heroica Guaymas ($1200 \mu\text{g}/\text{m}^3$) y Miguel Alemán ($700 \mu\text{g}/\text{m}^3$).

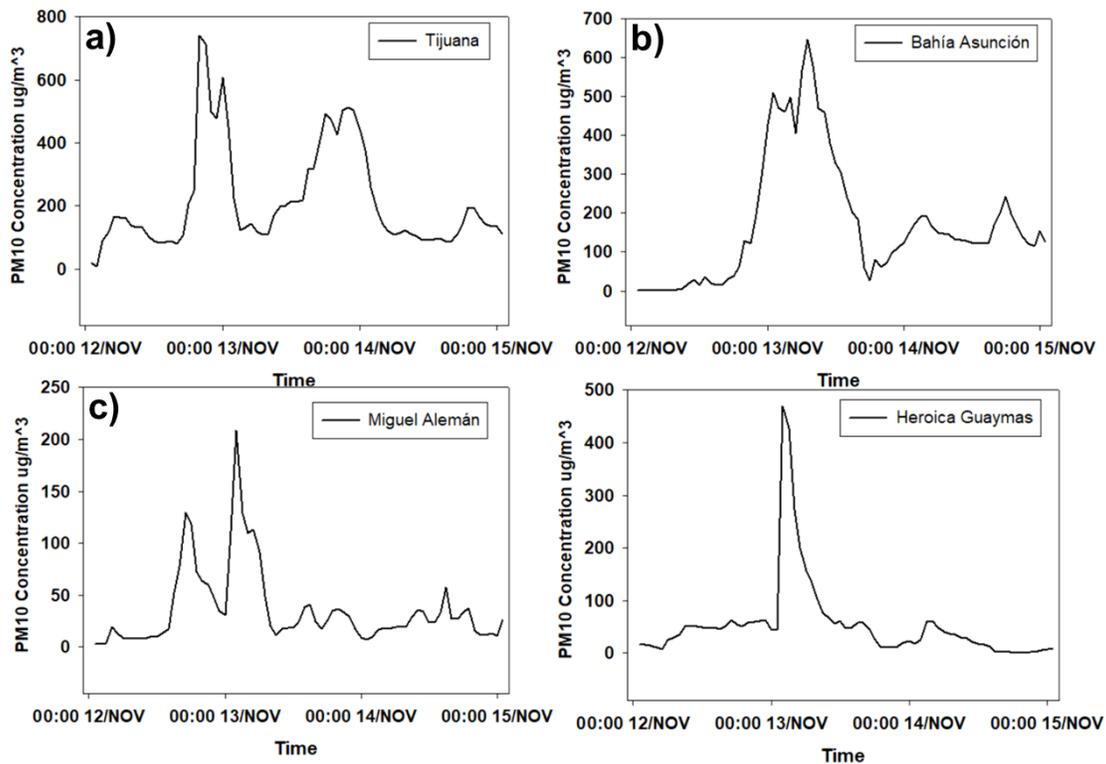


Figura 3.50. Series de tiempo de concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) del 12 al 15 de noviembre en a) Tijuana, b) Bahía Asunción, c) Miguel Alemán y d) Heroica Guaymas.

La distribución vertical de las concentraciones de polvo simuladas mostradas en cortes transversales revelan que en el estado de Sonora, la localidad de Miguel Alemán es afectada principalmente por emisión local, pero también polvo proveniente de mayores latitudes alcanza la región (fig. 3.51b). En Heroica Guaymas converge todo el polvo emitido por las regiones desérticas del estado de Sonora que se encuentran al norte de la ciudad, deteriorando severamente la

calidad del aire con altas concentraciones de polvo que se elevan hasta 1 km de altura. En el norte de la península, Tijuana es una zona urbana gravemente impactada por las tormentas de polvo de este episodio (fig. 3.51c) por emisión local, pero también se encuentra polvo proveniente de regiones desérticas al este de la península, cruzando las cadenas montañosas y alcanzando las zonas urbanas de la costa oeste de la península. La zona media de la península, donde la emisión de polvo local y remota convergen de forma similar al evento de abril del 2014, impacta sobre zonas pobladas como la Bahía Asunción, donde altas concentraciones superan 1 km de altura, deteriorando la calidad del aire con partículas de polvo de fuentes tan remotas como el Desierto de Altar al norte de Golfo de California (fig. 3.51d).

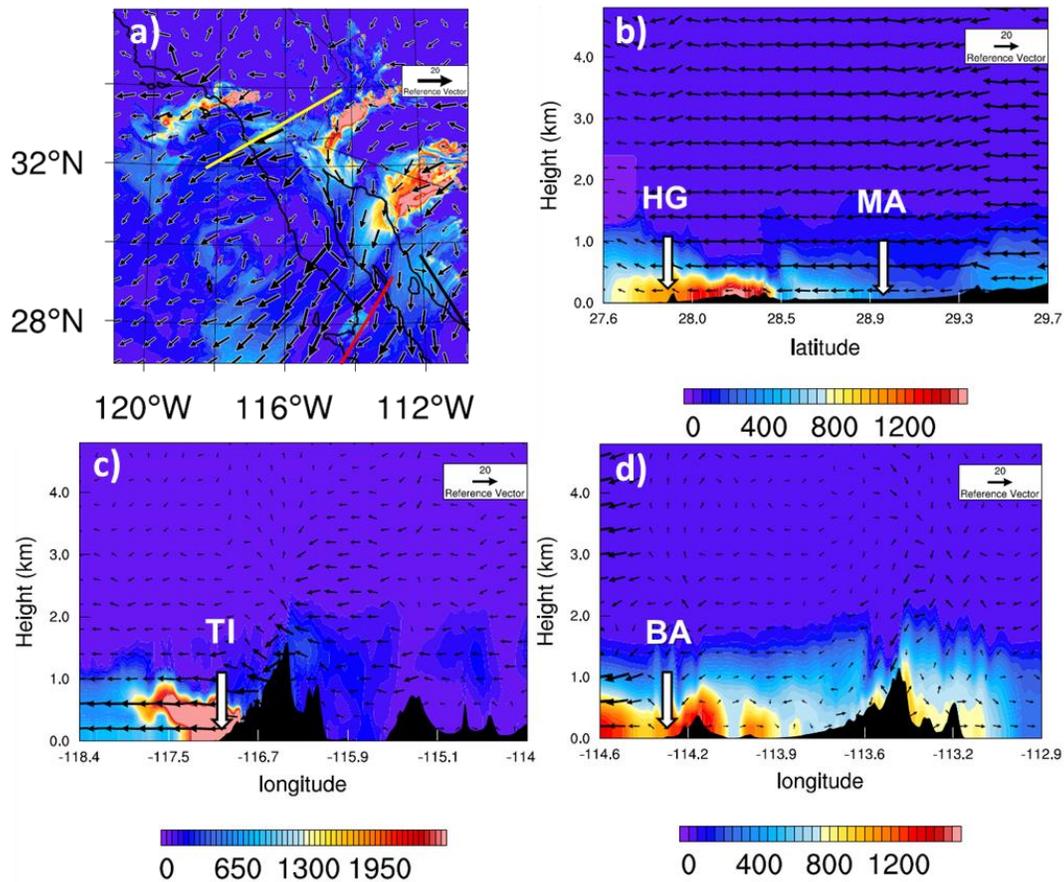


Figura 3.51. Cortes transversales de concentración de polvo total ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) con ubicación de áreas pobladas, a) Mapa de ubicación de cortes transversales, b) corte

transversal (línea negra) cubriendo desde Miguel Alemán hasta Heroica Guaymas a la 1:00 UTC del 13 de noviembre, c) corte transversal (línea amarilla) sobre Tijuana a las 16:00 UTC del 13 de noviembre y d) corte transversal (línea roja) sobre Bahía Asunción a las 5:00 UTC del 13 de noviembre. TI: Tijuana, BA: Bahía Asunción, MA: Miguel Alemán y HG: Heroica Guaymas.

3.4 Discusión

3.4.1 Condiciones meteorológicas extremas y sinópticas

En este capítulo se mostraron los resultados de la simulación numérica para cinco eventos extremos que describieron una fuerte modificación de variables meteorológicas como temperatura, humedad relativa e intensidad de viento causadas por sus respectivas condiciones sinópticas. Durante estos cinco eventos, las regiones del noroeste de México y el suroeste de Estados Unidos fueron afectadas en diferente medida de acuerdo al gradiente de presión presente. El análisis y comparación de los diferentes gradientes de presión en cada evento respectivamente, nos permite conocer las distintas medidas en que fue afectado el noroeste de México y la intensidad de la modificación meteorológica de acuerdo a las condiciones sinópticas. La parte alta de la tropósfera a 500 mb muestra un patrón similar entre los eventos analizados, en los cuales resalta la intrusión de una vaguada sobre el centro de los Estados Unidos y una cresta anticiclónica en la costa oeste (fig. 3.52). Esto causa la advección de aire caliente desde el suroeste, sobre el océano Pacífico, y la advección de aire frío desde el centro de Canadá hacia el sur. A este patrón de crestas y vaguadas de alta amplitud que antecede a un punto de quiebre sobre Norteamérica, se le ha asociado a la formación de fenómenos meteorológicos extremos como los vientos de Santa Ana, de acuerdo a los resultados encontrados por Bosart et al., (2017) e incluso incendios forestales (Jain y Flannigan, 2021). Dicho trabajo demuestra que la amplificación de la onda sobre Norteamérica, dio lugar a la anticiclogénesis sobre el desierto de La Gran Cuenca necesaria para la formación de los vientos de Santa Ana en el evento extremo de octubre del 2007. Estas condiciones sinópticas en altura, también han sido relacionadas con intrusiones estratosféricas que aportan una entrada de ozono a

las capas bajas de la tropósfera, cuyo efecto llega hasta la península de Baja California, influyendo en la ignición de incendios forestales durante los vientos de Santa Ana (Langford, et al., 2015). La amplificación de esta onda está relacionada con el fenómeno denominado como amplificación del Ártico debido al calentamiento global, lo cual ha sido asociado a condiciones climáticas extremas en Norte América y su futura intensificación (Liu et al., 2012). Sin embargo, la influencia del polo ártico en las condiciones climáticas de norte América aún sigue siendo un tema abierto a debate, ya que los patrones climáticos de la región no pueden ser explicados únicamente por la amplificación del polo ártico (Barnes, 2013; Barnes y Polvani, 2015; Overland y Wang, 2018). Las condiciones en las cuales los meandros del jet polar alcanzan la parte oeste de los Estados Unidos, como se observa durante los eventos analizados (fig. 3.52), tiene una mayor frecuencia durante La Niña (Lin et al., 2015), acompañados de intrusiones estratosféricas.

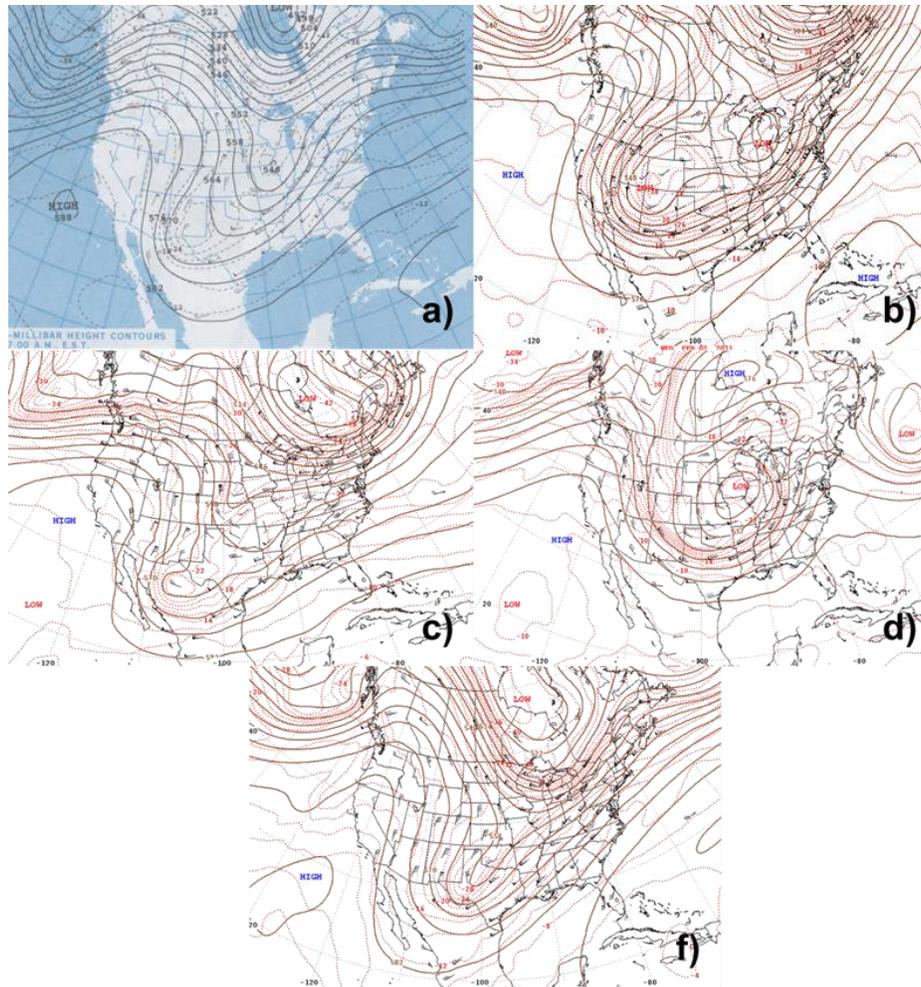


Figura 3.52. Gradiente de presión a 500 mb de altura el día de los 5 eventos analizados, a) 10 de febrero del 2002, b) 3 de febrero del 2011, c) 16 de marzo del 2014, d) 29 de abril del 2014 y f) 13 de noviembre del 2018.

Las condiciones meteorológicas en altura, dieron lugar a gradientes de presión en superficie que favorecieron el flujo del viento desde los desiertos de Estados Unidos, como el desierto de La Gran Cuenca, en perpendicular hacia las costas del suroeste de California y el noroeste de México. Sistemas de alta presión ubicados en el centro-oeste de los Estados Unidos, causaron el desplazamiento de masas de aire desde estas regiones desérticas de gran altura, hacia la costa suroeste del país, alcanzando grandes áreas del noroeste de México (fig. 3.53). El sistema de alta presión presente durante los eventos extremos relacionados a vientos de Santa Ana, es un detonante clave para este fenómeno. La ubicación e intensidad del

centro de alta presión tiene una influencia directa en la dirección y el alcance que tendrán los efectos del flujo del viento. Durante los eventos analizados, estas condiciones se combinaban con la formación de una línea de vaguada sobre el Golfo de California, donde las bajas presiones presentes al sur de la península de Baja California, causaron una distribución del gradiente de presión con dirección perpendicular a la península. Esta situación permitía el flujo de viento de noreste a suroeste sobre esta región de México. El desplazamiento del aire desde el centro de los Estados Unidos hacia las regiones de la costa suroeste del país y noroeste de México, era acompañado de la aceleración del flujo por gravedad, incrementando la intensidad del viento en las regiones afectadas. La interacción de estos flujos con la orografía compleja en el área de influencia, como la Sierra Nevada en California o la cadena montañosa de la península de Baja California, incrementó aún más las velocidades alcanzadas por el viento debido a la canalización de los flujos en los valles y al descenso por la pendiente, permitiendo altas velocidades que sobrepasaron los 20 m/s durante estos eventos. El transporte de aire seco desde las regiones desérticas centro-orientales de los Estados hacia las costas del Pacífico, causó condiciones extremas de bajo contenido de humedad en las regiones del sur de California y el noroeste de México con valores de humedad relativa equivalentes a áreas desérticas en numerosas zonas densamente pobladas de la costa. Mediante un proceso adiabático, la temperatura del aire desplazado hacia las costas del pacífico aumentó conforme descendía hacia el nivel del mar en las costas. De esta manera, el viento obtuvo las tres características que llevaron a condiciones meteorológicas extremas: alta velocidad del viento, alta temperatura y contenido de humedad extremadamente bajo. La combinación de estos parámetros dio lugar a grandes emisiones de polvo que redujeron gravemente la calidad del aire en zonas densamente pobladas, además de favorecer la ignición de incendios forestales cerca de áreas urbanas. Las condiciones extremas presentes durante esta clase de eventos, han dado lugar a grandes pérdidas económicas en numerosas ocasiones (Westerling et al., 2004).

Los eventos analizados en este capítulo revelan distintas formas en las que el noroeste de México puede ser afectado de acuerdo a diferencias concretas en el

gradiente de presión en superficie. Por ejemplo, en el evento de febrero del 2002, gran parte del noroeste de México es afectado, desde la península de Baja California en su totalidad hasta la mayoría del estado de Sonora con altas intensidades de viento que permitieron la emisión de polvo en grandes regiones. En este evento, el sistema de alta presión estaba bien definido y ubicado con centro en las coordenadas 41° N y 110° W y una presión de 1044 mb, causando un fuerte gradiente de presión con la costa del pacífico y el Golfo de California, donde se alcanza 1020 mb (fig. 3.53a). El evento de noviembre del 2018 es similar en el alcance de las regiones erosionadas por viento, afectando a todo el noroeste de México y parte del suroeste de Estados Unidos por tormentas de polvo, sin embargo, la magnitud de las concentraciones de polvo alcanzadas y las velocidades del viento no alcanzan los valores del evento de febrero del 2002. El sistema de alta presión durante noviembre del 2018, es en realidad la combinación de dos centros anticiclónicos que dan lugar a un centro alargado con una presión de 1038 mb ubicado en una región más central de los Estados Unidos, sin embargo, la presión sobre el Golfo de California (1020 mb) causan el gradiente de presión necesario para el flujo de viento perpendicular a las costas del noroeste de México (fig. 3.53f). Una situación diferente se puede observar en el evento de febrero del 2011, en el cual la modificación de las condiciones meteorológicas se concentra en la mitad sur de la península de Baja California y gran parte de Sonora. Aun cuando se observa dos anticiclones en la parte oriental y central de los Estados Unidos, la formación de un frente estacionario que cruza de norte a sur el centro de México, acompañado de un sistema de baja presión sobre Sinaloa, causan la redirección del viento perpendicular hacia las costas de Sonora y la parte media de la península de Baja California (fig. 3.53b). Aun cumpliéndose el primer requisito para la formación de vientos de Santa Ana (un sistema de alta presión sobre la zona oriental de Estados Unidos), el viento causante de las tormentas de polvo en la región no podría catalogarse por completo como un evento de vientos de Santa Ana, ya que el sistema de alta presión esta en latitudes superiores y es probable que el sistema de baja presión al sur de la península tuviera mayor influencia durante este episodio, por lo que estaríamos frente a un evento de tormentas de polvo en el noroeste de

México controlado por condiciones más locales. Los eventos de marzo y abril del 2014, aunque están separados por tan solo un mes, la magnitud entre ellos difiere significativamente. El evento de marzo del 2014 afectó principalmente a México, la parte media de la península de Baja California y parte del estado de Sonora. Las magnitudes de viento simuladas, son suficientes para erosionar el suelo de estas regiones, pero son relativamente bajas en comparación con el resto de los eventos analizados. Las condiciones sinópticas muestran un sistema de alta presión en la misma ubicación que en el evento de febrero del 2002, pero con una distribución más irregular y una presión de 1028 mb (fig. 3.53c). Sin embargo, la baja presión a lo largo del Golfo de California, permitieron la formación de una vaguada a lo largo de la costa oeste de Sonora, que después durante el mismo día sería acompañada por una segunda vaguada a lo largo de la costa oeste de la península, dando lugar al gradiente de presión necesario para el flujo de viento perpendicular al noroeste de México causando la erosión de sus suelos. En el evento de abril del 2014, la afectación se concentró principalmente en la región norte de la península de Baja California con velocidades de viento que alcanzaban los 18 m/s, aunque también el estado de Sonora sufrió de erosión de sus suelos. Un sistema de alta presión puede ser localizado en la frontera noroeste de Estados Unidos con Canadá con una magnitud de 1036 mb. A pesar de encontrarse lejos de la región donde se originan los vientos de Santa Ana (el desierto de la Gran Cuenca), las bajas presiones presentes en el Golfo de California, del orden de 1012-1006 mb, y la presencia de dos vaguadas en la costa oeste de Sonora y California dan lugar a unas condiciones suficientes para redirigir flujos de viento de alta intensidad perpendiculares a las costas del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos (fig. 3.53d).

Aunque el gradiente de presión en superficie durante esta clase de eventos presenta algunas diferencias particulares que dictan la magnitud y región de afectación de las modificaciones meteorológicas, es interesante observar que las condiciones de presión en la tropósfera alta coinciden en la amplificación de la onda sobre Norteamérica durante los distintos eventos analizados. Esto sugiere que eventos extremos en superficie relacionados a flujos de viento de alta intensidad desde la región oriental de los Estados Unidos hacia las costas del noroeste de México,

pueden asociarse a esta clase de gradiente de presión observado en alturas de 500 mb durante los cuales, condiciones desérticas como la súbita reducción de humedad, son transportadas a las zonas urbanas de las costas de California y Baja California. La presencia de bajas presiones a nivel de superficie sobre el Golfo de California y de vaguadas en la región noroeste de México, es un factor importante durante los eventos analizados, ya que influye directamente en la región que será afectada por la modificación meteorológica y la erosión de los suelos.

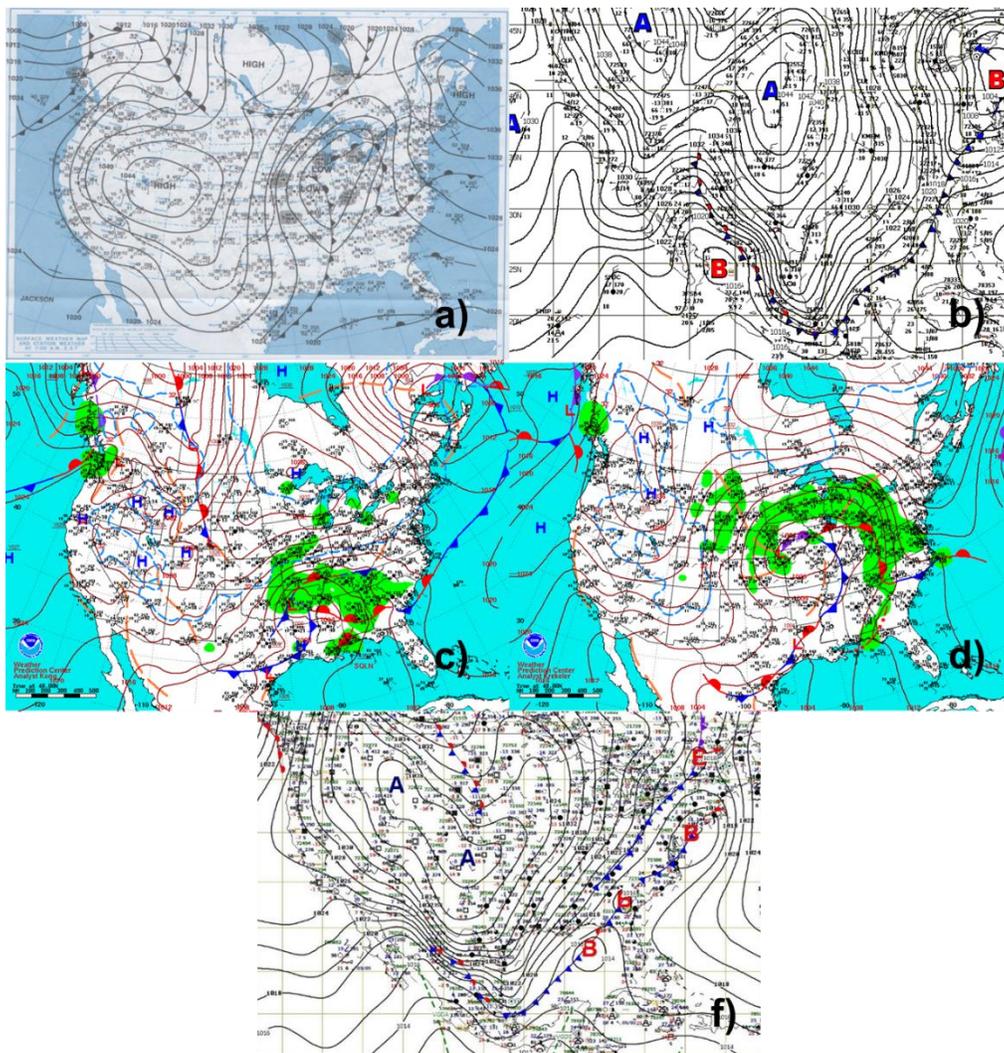


Figura 3.53. Gradiente de presión en superficie el día de los 5 eventos analizados, a) 10 de febrero del 2002, b) 3 de febrero del 2011, c) 16 de marzo del 2014, d) 29 de abril del 2014 y f) 13 de noviembre del 2018.

3.4.2 Impacto de altas concentraciones de PM10

Durante los eventos extremos analizados en este trabajo, la influencia de las tormentas de polvo en la calidad del aire sobre zonas densamente pobladas dio lugar a la simulación de altas concentraciones de material particulado PM10. Dado que estas partículas pueden quedarse en suspensión dentro de la atmósfera por el tiempo suficiente para ser inhaladas, es importante el análisis del comportamiento de estas partículas durante los eventos extremos que afectan al noroeste de México. Zonas urbanas de la península de Baja California y Sonora, alcanzaron concentraciones de PM10 del orden de miles de $\mu\text{g}/\text{m}^3$ en sus respectivas simulaciones, superando con creces los límites permisibles por las normas oficiales (NOM, 2014). Esto es de gran relevancia en lo que respecta a la salud de los habitantes, ya que se ha encontrado que el PM10 tiene un impacto significativo en el sistema respiratorio de las personas al ser inhalado (Sun et al., 2013) e incluso se ha reportado un aumento de incidencias respiratorias y alérgicas durante eventos de vientos de Santa Ana en las áreas urbanas del noroeste de México¹.

La emisión de grandes masas de polvo causadas por condiciones meteorológicas extremas ha dado lugar al transporte de PM10 desde fuentes locales y remotas. El impacto de los vientos de Santa Ana sobre la salud, debido a la emisión de partículas de PM10 (e incluso PM2.5) ha llevado a la realización de diversos estudios sobre el tema. Uno de los primeros trabajos al respecto, logró asociar eventos de vientos de Santa Ana con un aumento significativo de visitas al departamento de emergencias del sur de California por exacerbaciones de asma (Corbett, 1996). Los efectos de los vientos de Santa Ana, al ser el factor detonante de la formación de tormentas de polvo e incendios forestales afectando la calidad del aire sobre zonas pobladas, ha despertado esta necesidad de comprender sus posibles repercusiones en la calidad de la salud de los habitantes más afectados (Dohrenwend et al., 2013; Ginsberg et al., 2008; Hutchinson et al., 2018; Künzli et al., 2006; Leibel et al., 2019; Liu et al., 2016; Viswanathan et al., 2006). En el caso

¹ <http://xewt12.com/prevencion-enfermedades-vientos-santa-ana/>

del PM10, su influencia en el incremento de mortalidad durante episodios de tormentas de polvo en otras partes del mundo, ha sido discutido ampliamente (Jiménez et al., 2010; Mallone et al., 2011; Karanasiou et al., 2012). También se ha observado que la emisión de material particulado durante tormentas de polvo, ha incrementado la tasa de hospitalización por exacerbación de obstrucción pulmonar crónica incluso con exposiciones de corto plazo en áreas urbanas áridas (Vodonos et al., 2014) como las que se encuentran en regiones del noroeste de México y el suroeste de California. Para el caso de Norteamérica, se ha encontrado una relación positiva entre la frecuencia de los episodios de tormentas de polvo y el incremento de incidencias por fiebre del valle, así como también otras enfermedades infecciosas como la meningitis y la enfermedad de Kawasaki (Tong et al., 2017).

Además, la formación de tormentas de polvo durante esta clase de episodios son una seria amenaza a la salud debido a la composición del polvo mineral y a sus acompañantes potencialmente tóxicos que son transportados en la atmósfera baja (Wilson & Suh, 1997). El transporte de patógenos por vientos de Santa Ana afectando tanto México como Estados Unidos, también ha sido analizado, encontrando brotes de enfermedades respiratorias además del aumento de la presencia de esporas, aunado a la dispersión de *Exophiala xenobiotica*, la cual tiene implicaciones potenciales en la salud humana y el ambiente (Cat, 2019).

3.4.3 Pérdida de suelo por erosión eólica

La gran dispersión de partículas de polvo simuladas sugiere un alto proceso de desgaste de los suelos dentro de la zona de estudio durante esta clase de episodios extremos. Estimar y analizar la erosión eólica de los suelos del noroeste de México tiene una gran importancia al ser otra forma de evaluar el impacto de eventos de alta intensidad de viento y su papel en la desertificación de esta región. Esta clase de estimaciones han sido realizadas antes en el país, como la estimación de un episodio de tormentas de polvo en Zacatecas realizada por Pineda-Martinez et al., (2011), pero nunca ha sido realizada en los desiertos del noroeste de México. El análisis de los procesos de desertificación en el noroeste de México, ha llevado a la aplicación de nuevas técnicas para su evaluación, como el análisis de cambios de

albedo y temperaturas de superficie debido a causas climáticas locales, encontrándose una tendencia positiva en la intensidad de desertificación en el área (Zolotokrylin et al., 2020) y otras técnicas de percepción remota que también han sido aplicadas previamente (Tereshchenko et al., 2012). El impacto de la desertificación en esta región alcanza la manera en que la población lidia con condiciones climáticas más hostiles, y se le ha relacionado con patrones de migración en México (Leighton, 1998; Schwartz & Notini, 1994) lo que ha llevado al empleo de políticas para mitigar el desgaste del suelo y a un uso más responsable de este (McClure, 1998). En este trabajo se analizó también el desgaste de suelo causado por eventos extremos aplicando simulación numérica por primera vez en esta región.

La magnitud del impacto en la erosión de suelo de cada evento analizado puede ser estimada como la cantidad de polvo erosionado por el viento durante cada episodio con tormentas de polvo (Tabla 3.1). Este dato puede ser deducido a partir de la variable de tasa de emisión de polvo por metro cuadrado por segundo, el cual es extraído de los resultados de la simulación. El evento de marzo del 2014, aunque se trata de un episodio con relativamente baja intensidad, el polvo erosionado suma una cantidad total de 385 t, mientras que el evento analizado de mayor desgaste de suelo es el de abril del 2014 con aproximadamente 2,779,351 t. A esta lista de eventos se agregó los resultados de la estimación de polvo erosionado de octubre 2007, del cual sus condiciones meteorológicas y de concentraciones de polvo ya habían sido revisadas en previos trabajos (Álvarez y Carbajal, 2017), pero no su impacto sobre la erosión de suelos, siendo estimada una suma alrededor de 2,962,025 t. La diferencia en la magnitud del polvo perdido en cada evento no está solo en la intensidad del viento, sino también en la duración de cada episodio. Mientras los efectos del evento de marzo del 2014 se concentraron en la emisión de polvo durante un solo día, el evento de abril del 2014 mantuvo altas intensidades de viento durante 2 días seguidos e incluso casi 3 días sobre algunas regiones del noroeste de México de acuerdo a las condiciones sinópticas presentes.

Tabla 3.1. Cantidad de polvo erosionado (t) por evento analizado.

Evento	Cantidad de polvo erosionado (t)
Febrero 2002	669,737 t
Febrero 2011	992,686 t
Marzo 2014	385,470 t
Abril 2014	2,779,351 t
Noviembre 2018	716,354 t
Octubre 2007	2,962,025 t

La distribución espacial de la erosión del suelo por viento, revela nuevos datos de gran importancia. El efecto de la emisión del polvo en la distribución de los suelos erosionados, fue analizado en cada evento dentro del dominio seleccionado para cada episodio. El episodio de febrero del 2002 muestra una gran afectación sobre toda la región noroeste de México (fig. 3.54a). Los desiertos presentes en el estado de Sonora, como el Desierto de Altar, muestran una fuerte erosión del suelo en gran parte del estado en comparación con los efectos sobre los desiertos del suroeste de Estados Unidos. Aunque también gran parte de la península de Baja California fue erosionada, concentrando una mayor magnitud de desgaste de suelo en la parte norte. En el evento de febrero del 2011, la erosión de suelos es mayor en la parte media de la península (fig. 3.54b), sin dejar de ser afectada, aunque en menor medida, la parte norte. Nuevamente, gran parte del estado de Sonora presenta una fuerte erosión de sus suelos. El evento de marzo del 2014 es el de menor magnitud de erosión, aunque sus efectos se estiman sobre toda la región del noroeste de México, concentrándose en la mayoría de la península de Baja California y parte del estado de Sonora (fig. 3.54c), pero con mayor preferencia hacia el sur. Esto contrasta con el episodio de un mes después, abril del 2014, en el cual la erosión de los suelos se concentró en los límites más al noroeste de México, con alta magnitud de erosión en el norte de Sonora y la península de Baja California (fig. 3.54d). Durante este evento, la alta intensidad de viento sobre los desiertos del suroeste de Estados Unidos, causó la alta erosión que se observa en la gráfica. Las

tormentas de polvo de noviembre del 2018 también se concentraron en la parte más noroeste de México, erosionando gran parte del estado de Sonora y la península de Baja California (fig. 3.54e), pero en menor proporción que otros eventos como el de abril del 2014. Aunque el suroeste de Estados Unidos presenta grandes regiones erosionadas, su magnitud es mucho menor en comparación con las áreas de México. Se agregaron los resultados de la estimación de distribución de áreas erosionadas para el evento de octubre del 2007 (fig. 3.54f), los cuales revelan una alta erosión de suelos para ambos países, pero concentrando el mayor desgaste de suelo en el noroeste de México, nuevamente afectando los desiertos de Sonora y gran parte de la península de Baja California.

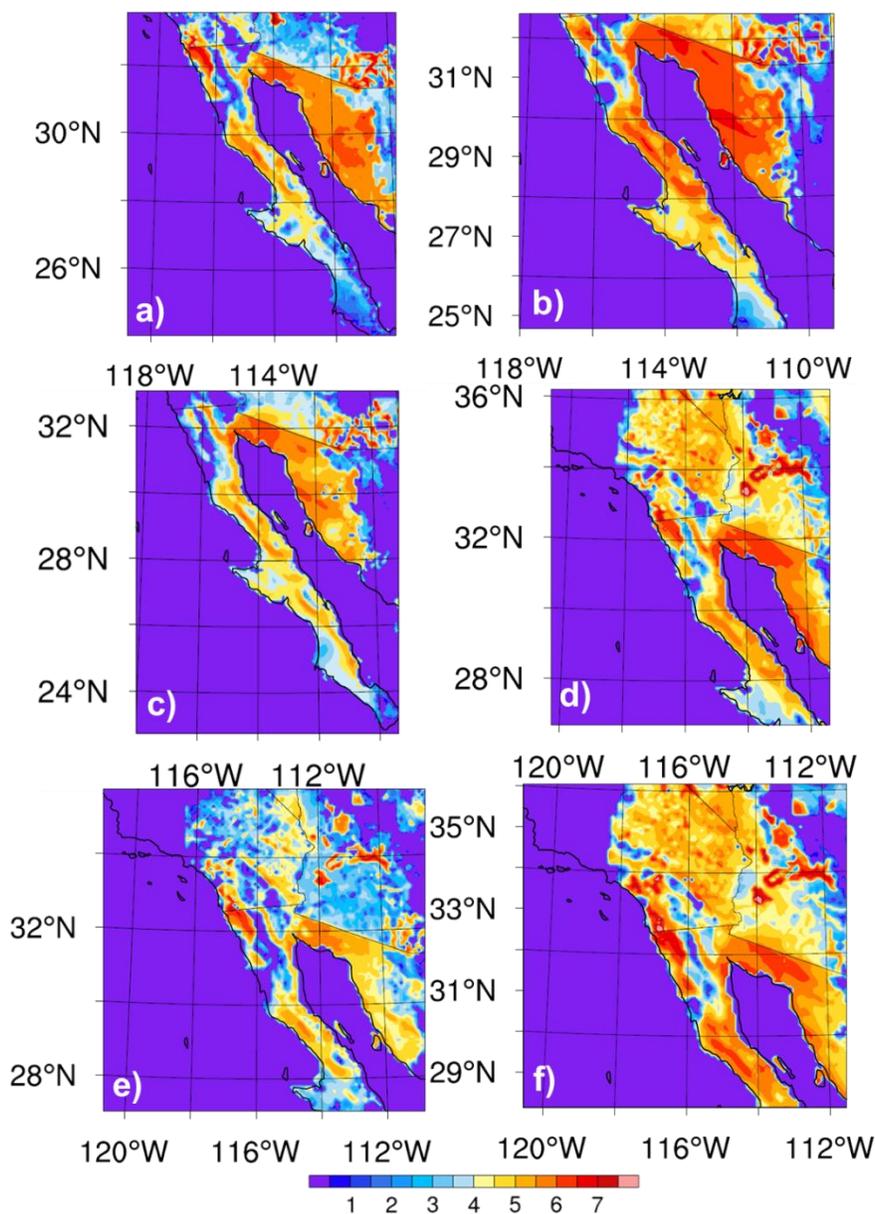


Figura 3.54. Suelo erosionado en toneladas en escala logarítmica en eventos simulados: a) febrero del 2002, b) febrero 2011, c) marzo 2014, d) abril 2014, e) noviembre 2018 y f) octubre 2007.

Los eventos estudiados muestran una mayor afectación por erosión eólica de los suelos dentro del territorio del noroeste de México en comparación con lo estimado sobre las áreas del suroeste de Estados Unidos. De acuerdo a lo mencionado en el capítulo 2 de área de estudio, gran parte de las regiones estudiadas se conforman de suelos sin vegetación o con matorral. Durante episodios de viento de alta

intensidad, el suelo de regiones desérticas es erosionado, afectando en México áreas como el Desierto de Altar, el cual cubre gran parte de Sonora y Baja California, y el Desierto del Vizcaíno en la parte media de la península de Baja California, lo cual causa un crecimiento de las fronteras de estos desiertos, llevando al avance de la desertificación en estas regiones. Dentro de las zonas afectadas por intensa erosión de sus suelos, se localizaron grandes áreas de cultivo de enorme importancia para la producción agrícola de México. Amplias áreas agrícolas pueden ser observadas repartidas en el norte de la península de Baja California (fig. 3.55) y gran parte de estas áreas fueron afectadas por la erosión durante los episodios analizados en este trabajo, incluyendo la enorme región agrícola del valle de Mexicali que cruza la frontera con Estados Unidos y limita con el Desierto de Altar. El valle de Mexicali constituye un área agrícola binacional de casi 450,000 hectáreas (Zavala, 2006), esta área produce trigo, algodón, alfalfa, jitomate y espárragos entre otros muchos productos, haciéndola una de las regiones agricultoras más importantes del país. La alta intensidad del viento puede erosionar el suelo fértil presente en esta región, al contener vegetación no adecuada para resistir a la erosión eólica. Además, esta región limita con grandes extensiones de área sin vegetación, lo cual la deja en una condición vulnerable durante episodios de tormentas de polvo. Otra manera en que las tormentas de polvo afectan regiones dedicadas a la agricultura, es por medio de la deposición de polvo sobre la vegetación (Farmer, 1993). Diversos estudios han reportado los diferentes efectos que tiene la deposición de polvo en las hojas de la vegetación que incluyen la reducción de las tasas de asimilación fotosintética y lesiones en la membrana (Pereira et al., 2008; Neves et al., 2009; Li y Mu, 2021), dichos efectos también han sido reportados en el Desierto de Mojave (Sharifi et al., 1997) el cual se encuentra dentro del área de estudio del presente trabajo. En lado noroeste de la península de Baja California, se encuentran numerosas regiones dedicadas a la agricultura, que se distribuyen por la costa (fig. 3.55) ocupando municipios como Tijuana, Ensenada y Tecate, además de otros valles como el valle las Palmas, Ojos Negros y La Trinidad. Los principales cultivos de estas regiones son el trigo, la cebada, algodón, sorgo, maíz, y una gran variedad de hortalizas, además esta región es uno de los

más importantes productores de vid, olivo y espárrago. El municipio de Ensenada contiene numerosos valles agricultores como Guadalupe, Maneadero, San Quintín, La Trinidad, Las Palmas, Santo Domingo, Ojos Negros, La Misión, Real del Castillo, Santo Tomás, San Vicente, San Rafael, San Telmo, Camalú, Valle Chico-San Pedro Mártir, San Felipe y El Rosario, entre otros (INEGI, 2001). De acuerdo a las simulaciones realizadas en el presente trabajo, y las imágenes satelitales analizadas, las regiones mencionadas sufren de un gran desgaste debido a la alta erosión eólica durante episodios de tormentas de polvo en el noroeste de México (fig. 3.56), de esta forma afectando directamente el desempeño agropecuario de esta zona en el futuro, debido al avance de la desertificación y la salinización de sus suelos.

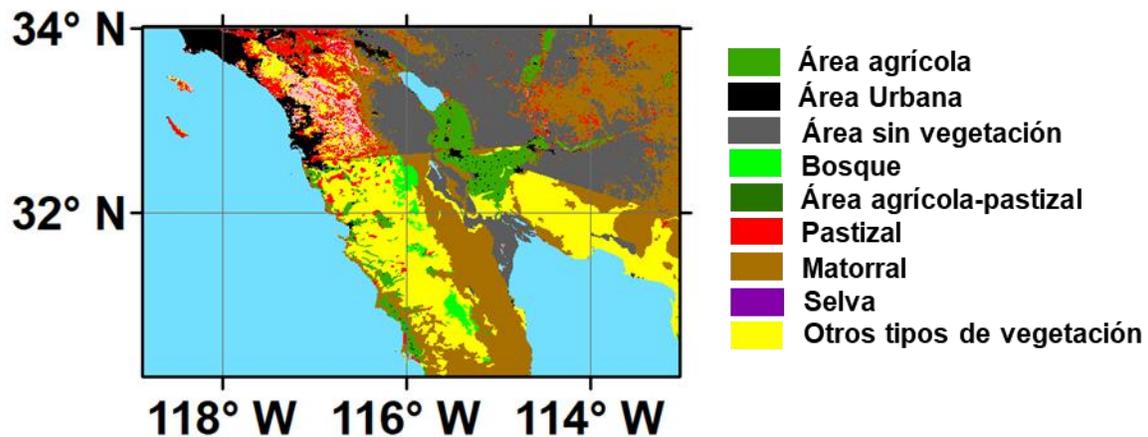


Figura 3.55. Acercamiento hacia el tipo de uso de suelo y vegetación al norte de la península de Baja California. Fuente: (INEGI, 2003).



Figura 3.56. Fotografía tomada el 21 de octubre del 2007. Se observa la fuerte erosión de suelos a la que fue sometida la región de agricultura de Ojos Negros en Baja California. Fuente: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/8312/dust-plumes-baja-california-mexico>

El estado de Sonora también muestra gran deterioro de sus suelos durante esta clase de fenómenos. Cabe mencionar que Sonora, con cerca de 800,000 hectáreas de cultivo, es el estado de mayor importancia para la agricultura del país². Su producción agrícola incluye trigo, maíz, soya, ajonjolí, algodón, sandía, uva, espárragos, alfalfa, uvas, pasas y aceitunas, entre otros. Una región importante dentro de la entidad es el valle de Caborca, el cual contiene grandes áreas de cultivo al noroeste de Sonora (fig. 3.57). Esta región se encuentra claramente dentro de las áreas estimadas con mayor afectación por erosión de suelos de acuerdo a lo estimado en las simulaciones (fig. 3.54). Las tormentas de polvo en esta área podrían estar causando el crecimiento de los límites desérticos y la correspondiente disminución de áreas de cultivo factibles, además del deterioro por erosión de los suelos fértiles. La misma situación se puede encontrar en las grandes zonas dedicadas a la agricultura que pueden encontrarse al sur de la entidad, en la localidad de Miguel Alemán, de las cuales se exportan productos como la uva de mesa, la nuez, la naranja, calabaza, sandía y melón (Villa y Bracamonte, 2013). Esta zona ha sido sometida a erosión y altas concentraciones de polvo durante

² http://sagarhpa.sonora.gob.mx/portal_sagarhpa/images/archivos/PMP/PMPAGRICOLA20162021.pdf

todas las tormentas de polvo analizadas en este trabajo, por lo que se trata de una región bastante susceptible a esta clase de fenómenos al encontrarse en un área semiárida. Los suelos de la mayoría del estado de Sonora revelaron en las simulaciones la emisión de altas cantidades de polvo, del cual una parte abandona por completo la entidad para ser transportados hacia el sur e incluso alcanzando el océano Pacífico. La gran pérdida de suelo de la entidad fue simulada en cada una de las tormentas de polvo estudiadas, por lo que esta situación no solo tiene un impacto en la calidad del aire de las zonas urbanas, sino también en el desgaste del suelo fértil que podría estar dando lugar a una aceleración súbita de la desertificación en la entidad durante cada uno de estos episodios (fig. 3.58).

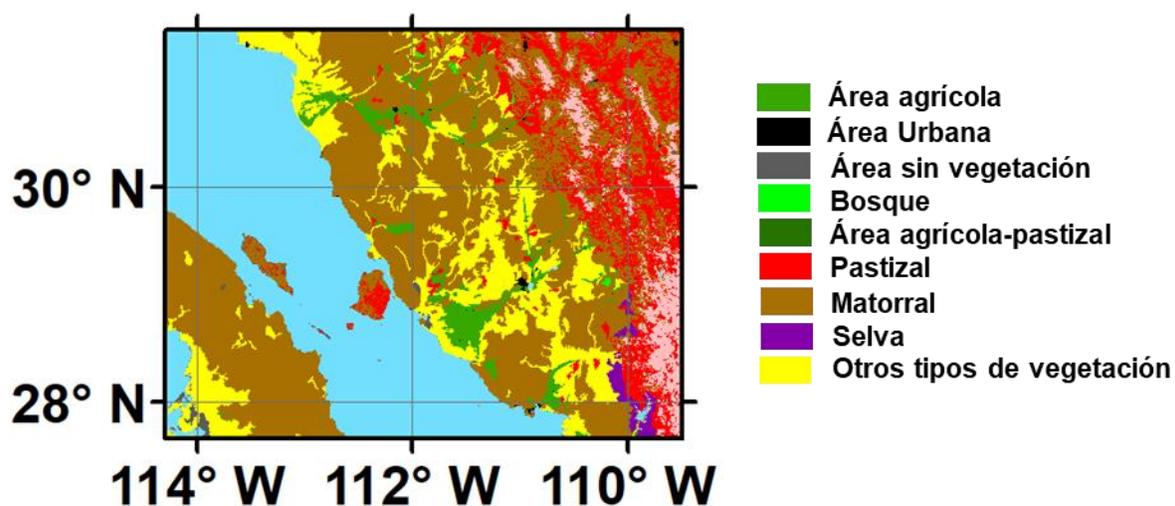


Figura 3.57. Acercamiento hacia el tipo de uso de suelo y vegetación presente en el estado de Sonora. Fuente: (INEGI, 2003).

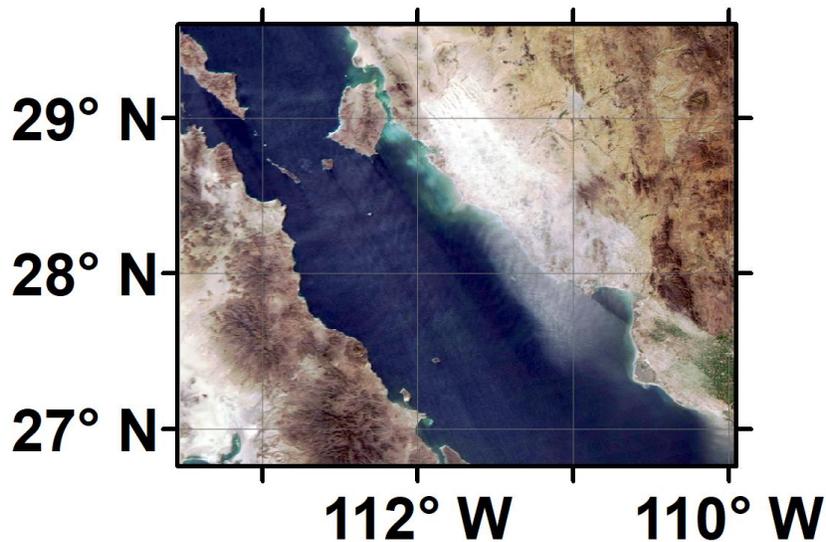


Figura 3.58. Imagen satelital de MODIS Aqua en color natural del 2 de febrero del 2011. La imagen presenta diversas áreas de agricultura en el sur de Sonora afectadas por la erosión del suelo.

3.5 Conclusiones

En este capítulo se analizaron las condiciones y consecuencias de 5 casos de estudio de eventos de vientos de santa Ana donde se vio afectado el noroeste de México. Durante estos episodios extremos, la aplicación de técnicas de simulación numérica, revelaron una fuerte modificación de las variables meteorológicas como temperatura, humedad relativa e intensidad de viento debido a las condiciones sinópticas presentes. En los distintos eventos analizados, se pudieron identificar claramente como la modificación de las variables meteorológicas fueron influenciadas por las condiciones sinópticas, dando lugar a una mayor afectación por tormentas de polvo cada vez más centrada en México en algunos de los casos, lo que demuestra que el gradiente de presión en superficie controla la medida en que un área u otra sean afectadas. Todos estos casos coinciden en una amplificación de la onda sobre Norteamérica, dando lugar a la anticiclogénesis sobre los desiertos del centro-oriental de Estados Unidos, y la formación de eventos extremos relacionados al incremento de intensidad de viento en esta región. En el caso de México, la presencia de bajas presiones a nivel de superficie sobre el Golfo

de California y de vaguadas en la región noroeste de México, es un factor importante que intensifica la modificación de las variables meteorológicas de esta área.

Las condiciones extremas se tradujeron en numerosas tormentas de polvo que en algunos de los casos afectaban a la totalidad del noroeste de México. Grandes masas de material particulado de tamaño fino como PM10 y PM2.5 fueron transportados por cientos de kilómetros alcanzando zonas urbanas y densamente pobladas como Tijuana, Ensenada, Mexicali, en Baja California y también Caborca, Miguel Alemán, Hermosillo, Heroica Guaymas en Sonora. La calidad del aire se redujo súbitamente en estas poblaciones al ser afectadas por fuentes de polvo locales y remotas. Esta situación es particularmente grave debido a que las altas concentraciones de PM10 durante cada caso analizado, superaron ampliamente los estándares permitidos, lo cual repercute directamente en la salud de la población a través de la inhalación de estas partículas potencialmente dañinas de acuerdo a la amplia literatura al respecto.

Además de esto, la propia erosión eólica de los suelos del noroeste de México, representa otra gran consecuencia negativa causada por estos episodios de alta intensidad de viento. La pérdida de suelo dentro del área de estudio es del orden de cientos de miles hasta millones de toneladas de polvo, el cual es removido y transportado por el viento de alta intensidad hacia otras regiones. Los estados de Baja California y Sonora cuentan con numerosas áreas de cultivo que se ven fuertemente afectadas por el desgaste de suelo fértil durante estos fenómenos, de hecho, las áreas de más alta emisión de polvo estimadas por las simulaciones realizadas, incluyen la gran mayoría de estas zonas dedicadas a la agricultura. Además, la diferencia entre las concentraciones de PM10 y las concentraciones de polvo total, indican que una parte importante de las partículas transportadas es de gran tamaño, por lo que las áreas de cultivo no solo están sometidas a una fuerte erosión eólica, sino también al paso de partículas de gran tamaño con potencial para causar estragos significativos en la actividad agropecuaria por medio de la deposición de polvo sobre la vegetación reduciendo su tasa fotosintética, entre otros efectos reportados en la literatura.

Capítulo 4 Estimación de deposición de polvo en el Golfo de California

4.1 Introducción

El análisis realizado en el capítulo 3, abordó el impacto negativo que tiene esta clase de episodios extremos, como los vientos de Santa Ana, sobre la calidad del aire en zonas urbanas y la erosión eólica de los suelos del noroeste de México. Sin embargo, es probable que este tipo de eventos tenga una consecuencia positiva al considerar la posible interacción océano-atmósfera entre las aguas del Golfo de California y las grandes cantidades de polvo que son transportadas sobre el mismo golfo. Analizar esta posibilidad, es el propósito del presente capítulo. El Golfo de California es uno de los mares marginales más productivos del mundo, lo que ha llevado a una gran cantidad de trabajos de investigación (Álvarez-Borrego y Lara-Lara, 1991). La existencia de florecimientos en las aguas del golfo, sugiere la existencia de procesos mineralógicos (Alonso-Rodríguez & Páez-Osuna, 2003; Beman, Arrigo, y Matson, 2005). Las tormentas de polvo se han visto asociadas a aumentos en la producción primaria en aguas de otros mares marginales como los presentes en la región de Arabia Saudita, al proveer de micronutrientes necesarios en la capa superficial, llevando a un incremento de fitoplancton por deposición de polvo (Bali et al., 2019). Diversos estudios discutidos por Jickells et al., (2005), consideran al polvo eólico como la principal fuente de hierro para los océanos, lo cual es vital para todos los organismos, puesto que el hierro es esencial para muchas funciones metabólicas incluyendo la fijación de nitrógeno, lo cual no podría ser posible sin el hierro (Fe) (Segovia-Zavala et al., 2009). Diversos autores han discutido la posible influencia del polvo atmosférico en la productividad del Golfo de California. Por medio del estudio de la contribución del hierro atmosférico y el Fe disuelto, se ha considerado la importancia que tiene el Fe eólico a través del cambio de productividad de las aguas del Golfo de California y el papel de las áreas desérticas circundantes (Segovia-Zavala et al., 2009). También se ha discutido la fuente de flujos atmosféricos de hierro hacia el Golfo de California y su contribución (Wells, Price, y Bruland, 1995). Investigaciones sobre el flujo de partículas en el

golfo, reportaron la existencia de una variabilidad estacional y anual de estos flujos debido a los cambios de dirección del viento causados por forzamiento climático (R. C. Thunell, 1998). Morales-Acuña (2015) propuso las áreas con mayor probabilidad de representar una fuente de polvo atmosférico para el Golfo de California en base a una evaluación de las condiciones climáticas y un análisis espacio-temporal de las condiciones de viento y la vulnerabilidad del suelo a la erosión eólica. Las grandes concentraciones de polvo transportadas en la atmósfera baja sobre el Golfo de California reportadas en este y otros trabajos (Álvarez y Carbajal, 2019), sugiere la posibilidad de esta interacción océano-atmósfera durante estos episodios, que podría estar dando un lugar a un aspecto positivo entre todas las consecuencias negativas que se han discutido en el anterior capítulo. Para este análisis, se empleó nuevamente la aplicación de diferentes técnicas de simulación numérica con el propósito de dar una estimación de la cantidad de polvo que logra depositarse dentro del Golfo de California en eventos extremos acompañados de tormentas de polvo en el noroeste de México.

4.2 Metodología

Para realizar la estimación de la deposición de polvo en el Golfo de California durante eventos extremos seleccionados, se propuso la metodología descrita en la fig. 4.1. Esta estimación necesitó la aplicación de dos modelos. De los eventos localizados por medio de imágenes satelitales en el capítulo 3, se seleccionaron 3 de ellos para ser analizados. Para cada uno de estos tres eventos se realizó la simulación aplicando el modelo atmosférico acoplado con un módulo químico WRF-CHEM con su respectivo preprocesado y con las mismas configuraciones físicas, químicas y de dominio descritas en la sección 3.2.2. Los resultados de estas simulaciones, después de la conversión a formato ARL, fueron empleados como datos de entrada para el modelo hybrid single-particle lagrangian integrated trajectory (HYSPLIT) el cual permitió abordar la investigación con la aplicación de partículas lagrangianas como segunda técnica de simulación numérica sin perder las ventajas de la alta resolución espacial y temporal que ofrece el modelo WRF. Con la ayuda de HYSPLIT, distintos experimentos fueron realizados designando la

emisión de 10,000 partículas lagrangianas distribuidas homogéneamente en 2 zonas determinadas en ArcGIS: la primera concentrada en el análisis del polvo emitido por la región del Desierto de Altar con un área de 10679 km², y la segunda enfocada en el polvo emitido por la región costera del estado de Sonora con un área de 13047 km² (fig. 4.2). Por medio de la simulación de las trayectorias de estas partículas en HYSPLIT y del post-procesado realizado en MATLAB, fue posible estimar el porcentaje de partículas emitidas que eran depositadas dentro del Golfo de California. Cada simulación de trayectorias, tuvo una duración de 12 horas, otorgando la posición final de cada partícula emitida en el instante de inicio de la respectiva simulación. Debido a la gran carga computacional que representa, no se llevó a cabo una simulación de emisión continua de partículas en HYSPLIT. La distribución de las trayectorias de las primeras 10,000 partículas fue tomada como la distribución de todas las partículas emitidas dentro de las 12 horas, obteniendo el mismo porcentaje de partículas depositadas en el golfo. En otras palabras, la distribución espacial de las 10,000 partículas iniciales es representativa de la distribución en los siguientes pasos de tiempo dentro de un período de 12 horas, lo cual requiere asumir un periodo sin cambios de intensidad o dirección del viento. Cada periodo de 12 horas es totalmente diurno o totalmente nocturno de acuerdo al horario local para capturar la variación de dirección e intensidad de viento en cada periodo. Dentro de las zonas designadas como posición inicial de las partículas, se extrajo la emisión de polvo total de los resultados de las simulaciones en el modelo WRF-CHEM. De esta forma, el porcentaje calculado de las 10,000 partículas que se depositaba en el golfo, fue aplicado a la masa de polvo total que era emitida por la misma área durante 12 horas de simulación. De esta manera fue posible estimar la cantidad de polvo que se depositaba en el Golfo de California en experimentos cada 12 horas, repitiendo la misma metodología hasta cubrir por completo cada evento seleccionado. Finalmente, los resultados son visualizados empleando herramientas de graficado como el NCAR Command Language (NCL, 2017).

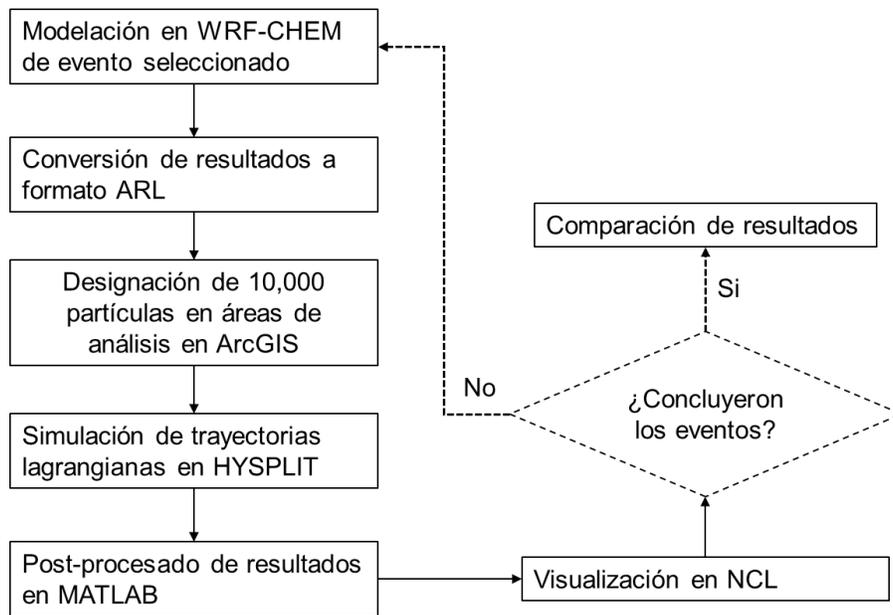


Figura 4.1. Diagrama de Flujo 2.

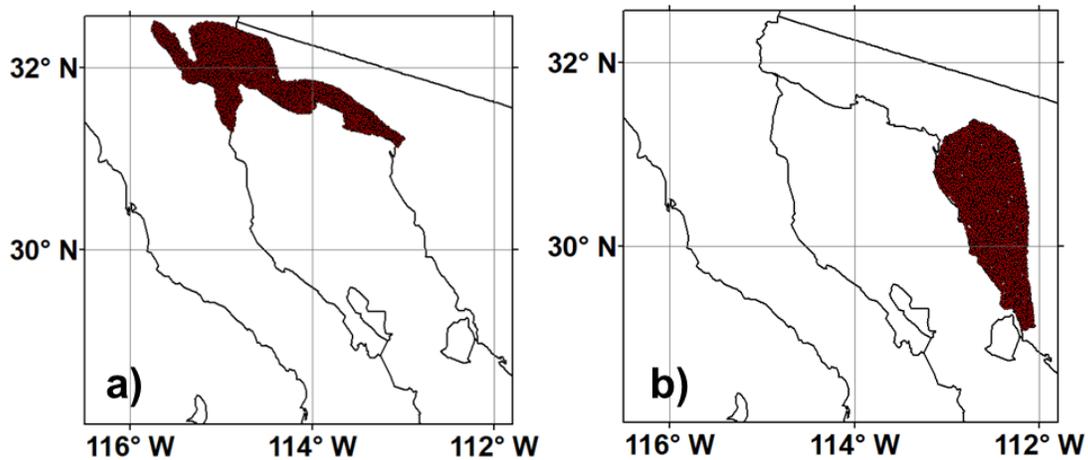


Figura 4.2. Posiciones iniciales de 10,000 partículas sobre las dos regiones a analizar: a) Sur del Desierto de Altar y b) región costera de Sonora.

4.2.1 Descripción del modelo HYSPLIT

El modelo Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory (HYSPLIT) es ampliamente utilizado para el cálculo de trayectorias y dispersión, desarrollado por el Laboratorio de Recursos del Aire de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) (Draxler & Hess, 1998), consiste en un sistema completo para la computación de parcelas de aire así como también el transporte complejo, la dispersión y la transformación de químicos en planos tridimensionales. HYSPLIT ha

sido empleado comúnmente en trayectorias inversas para definir la relación fuente-receptor en diversos fenómenos (Fleming et al., 2012). Aunque también incluye capacidades que le permiten la simulación del transporte atmosférico y dispersión de contaminantes y materiales peligrosos en fenómenos como la liberación de materiales radioactivos (Connan et al., 2013), humo de incendios forestales (Rolph, 2009), polvo eólico (Gaiero, 2013), contaminantes desde fuentes de emisión móviles o estacionarias (Chen et al., 2013), alergénicos (Efstathiou et al., 2011) e incluso ceniza volcánica (Stunder et al., 2007). Este modelo utiliza un enfoque tanto lagrangiano, usando un marco en movimiento como referencia para los cálculos de advección y difusión como las trayectorias o parcelas de aire moviéndose de su posición inicial, así como euleriano, empleando una maya fija tridimensional como marco de referencia para calcular las concentraciones de contaminantes en el aire, lo que lo hace un modelo híbrido con más de 30 años de constante evolución. El modelo HYSPLIT es capaz de utilizar una gran variedad de datos de modelos meteorológicos dentro del rango de mesoescala hasta escalas globales, e incluso ha sido evaluado utilizando datos de modelos atmosféricos de alta resolución, como el WRF (Stein et al., 2015). Existen dos maneras de emplear el modelo HYSPLIT, por medio del READY system³, el cual permite utilizar el modelo desde los servidores de ARL con algunas limitaciones para evitar saturación computacional de estos, y también por medio del código ejecutable, el cual consiste en una versión para PC completa sin ninguna restricción computacional, por lo que esta última fue empleada en el presente trabajo.

4.3 Resultados

4.3.1 Estimación de deposición de polvo en el Golfo de California durante el evento de febrero del 2002

Las condiciones del evento de febrero de 2002 son descritas en la sección 3.3.1, donde también se describen las configuraciones de la simulación en WRF-CHEM, cuyos resultados fueron utilizados como datos de entrada para la simulación de trayectorias lagrangianas en HYSPLIT. Se definió el análisis de la estimación de la

³www.ready.noaa.gov/index.php

deposición de polvo en el golfo dentro del período que comprende del 9 de febrero a las 12:00 UTC hasta el 12 de febrero a las 00:00 UTC. Como explica la metodología, este rango de análisis se dividió en 5 períodos de 12 horas que correspondieron a 5 experimentos individuales en los cuales se calcularía la cantidad de polvo emitido por las áreas designadas, las trayectorias de las partículas lagrangianas y el porcentaje de ellas que se depositaron en el golfo, y finalmente la estimación de deposición de polvo en golfo junto a su distribución espacial en cada uno de los experimentos.

La suma de las estimaciones de emisión de polvo de ambas áreas analizadas, revelan que durante este evento el área costera de Sonora tuvo una mayor cantidad de polvo emitido (30,044 ton), emitiendo más del doble en comparación con la región sur del Desierto de Altar, el cual emitió 16,959 ton de polvo (Tabla 4.1). En el caso de la región sur del Desierto de Altar, la mayor cantidad de emisión de polvo se puede encontrar en el primer experimento, el cual abarca las 12 últimas horas del 9 de febrero en las cuales los vientos de Santa Ana arriban. Esto es diferente en el área costera de Sonora, donde la mayor emisión de polvo tiene lugar en el período de las últimas 12 horas del 10 de febrero, el cual corresponde a un incremento de intensidad de viento sobre esta zona. A pesar de que el área costera de Sonora emitiera una mayor cantidad de polvo, es la región del Desierto de Altar la que tuvo una mayor aportación de polvo al Golfo de California. Del polvo emitido por esta región del Desierto de Altar, se depositó al final del evento 6,955 ton en el golfo, lo cual representa un 41.01% de la cantidad de polvo emitida en total. En general, la mayor cantidad de polvo emitido por el Desierto de Altar y depositado en el golfo, se dio durante los días 9 y 10 de febrero, con un repunte en las últimas 12 horas del 11 de febrero. Mientras que la fluctuación en la cantidad de polvo depositado en el golfo de California desde la región sur del Desierto de Altar está más relacionada con cambios en la intensidad del viento, es posible que la dirección del viento sea un factor más importante en el caso de la región costera de Sonora, puesto que, a pesar de haber emitido una cantidad importante de polvo, solo un 16.4% de este se depositó en las aguas del golfo. La cantidad emitida es de 4,947 ton, lo cual es bastante significativa. La mayor cantidad de polvo depositado en el golfo emitido

desde el área costera de Sonora no se relaciona necesariamente con los períodos de mayor cantidad de polvo emitido por el área, como en el experimento de las últimas 12 horas del 11 de febrero en comparación con las últimas horas del 9 de febrero, lo que apoya la idea de la importancia de la dirección del viento en este caso.

Tabla 4.1. Resultados de la estimación de deposición de polvo en el Golfo de California emitido desde la región sur del Desierto de Altar y el área costera de Sonora durante el evento de febrero del 2002.

Región sur del Desierto de Altar			
Fecha	Polvo emitido por el área (ton)	Polvo depositado en el golfo (ton)	Porcentaje de partículas depositadas en el golfo (%)
9/Feb 12:00	7990	4226	52.90
10/Feb 00:00	2649	884	33.38
10/Feb 12:00	4438	1266	28.54
11/Feb 00:00	374	4	1.08
11/Feb 12:00	1508	575	38.14
Total	16959	6955	41.01
Área costera de Sonora			
Fecha	Polvo emitido por el área (ton)	Polvo depositado en el golfo (ton)	Porcentaje de partículas depositadas en el golfo (%)
9/Feb 12:00	5730	191	3.35
10/Feb 00:00	3094	897	0.29
10/Feb 12:00	14662	3268	22.29
11/Feb 00:00	2357	215	9.12
11/Feb 12:00	4201	1263	30.08
Total	30044	4947	16.4

La posición final de las partículas lagrangianas simuladas en cada uno de los experimentos, da una estimación de la distribución espacial de la deposición de polvo dentro y fuera del Golfo de California. Mapas de distribución de número de partículas depositadas por punto de malla con una resolución de 0.05 grados, muestran en el caso del polvo emitido por la región sur del Desierto de Altar, que la dirección preferencial del viento favorece una trayectoria hacia el sur (fig. 4.3). Durante este evento, casi todos los experimentos dieron como estimación, una significativa densidad de deposición dentro del Golfo de California, aunque también fue posible observar deposición cruzando la península de Baja California. De acuerdo a la mayoría de los experimentos, una gran parte de la deposición estimada

sería en el norte del Golfo de California, muy cerca de la zona de emisión analizada. Sin embargo, con menor densidad, algunas partículas llegan a menores latitudes. Es interesante observar que en el período del experimento del 11 de febrero a las 00:00 UTC, la dirección del viento es claramente del este sobre el Desierto de Altar (ver fig. 4.3d), lo que lleva a transportar el polvo cruzando la parte norte de la península de Baja California y depositándose en la costa oeste, donde se localizan numerosas áreas dedicadas a la agricultura.

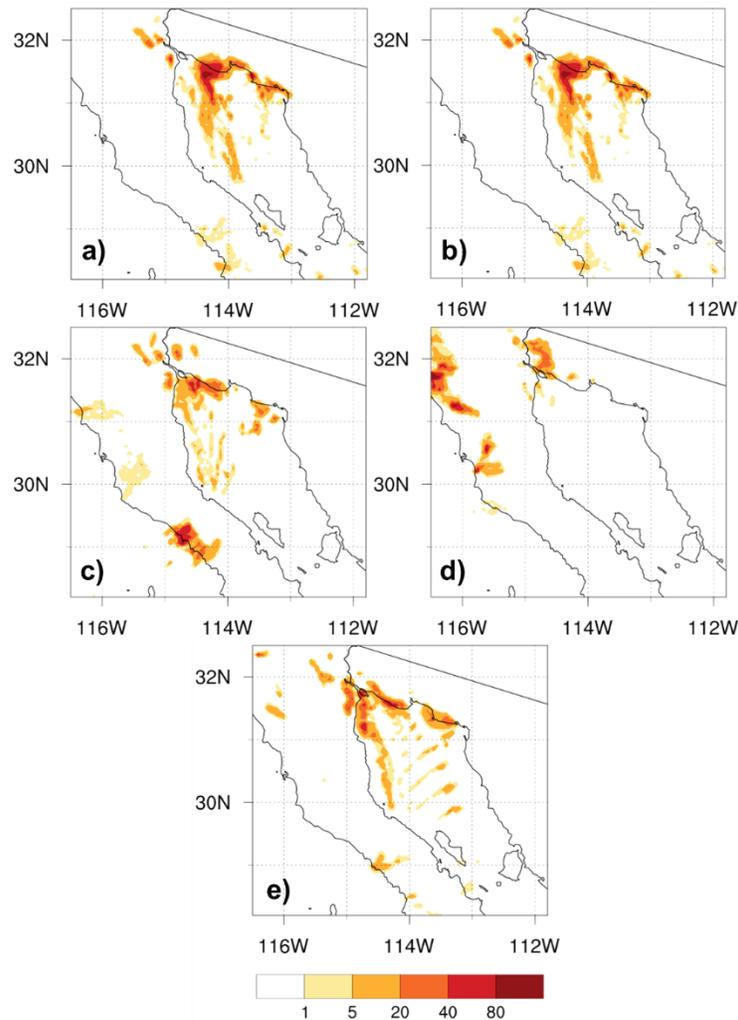


Figura 4.3. Mapas de distribución de la cantidad de partículas depositadas por punto de malla (con resolución de 0.05 grados) emitidas desde la región sur del Desierto de Altar al final de los experimentos de a) 9 de febrero a las 12:00 UTC, b) 10 de febrero a las 00:00 UTC, c) 10 de febrero a las 12:00 UTC, d) 11 de febrero a las 00:00 UTC y e) 11 de febrero a las 12:00 UTC.

La distribución espacial de la deposición de las partículas emitidas por la zona costera de Sonora, revelan que, a pesar de las altas intensidades de viento presentes, es su dirección lo que regula el aporte de polvo eólico a las aguas del Golfo de California. A pesar de la alta emisión de polvo desde esta región, la mayoría de las partículas simulan una deposición dentro de las costas de Sonora durante los dos primeros experimentos, con una menor pero significativa contribución a la deposición de polvo dentro del Golfo de California (fig. 4.4 a y b). Para el experimento del 10 de febrero a las 12:00 UTC (fig. 4.4c) y del 11 de febrero a las 00:00 UTC (fig. 4.4d), la dirección del viento con mayor preferencia hacia el sur, permite un mayor aporte de partículas fuera de las costas, dentro del golfo. Esta situación también se repite en el experimento del último período del evento (fig. 4.4e).

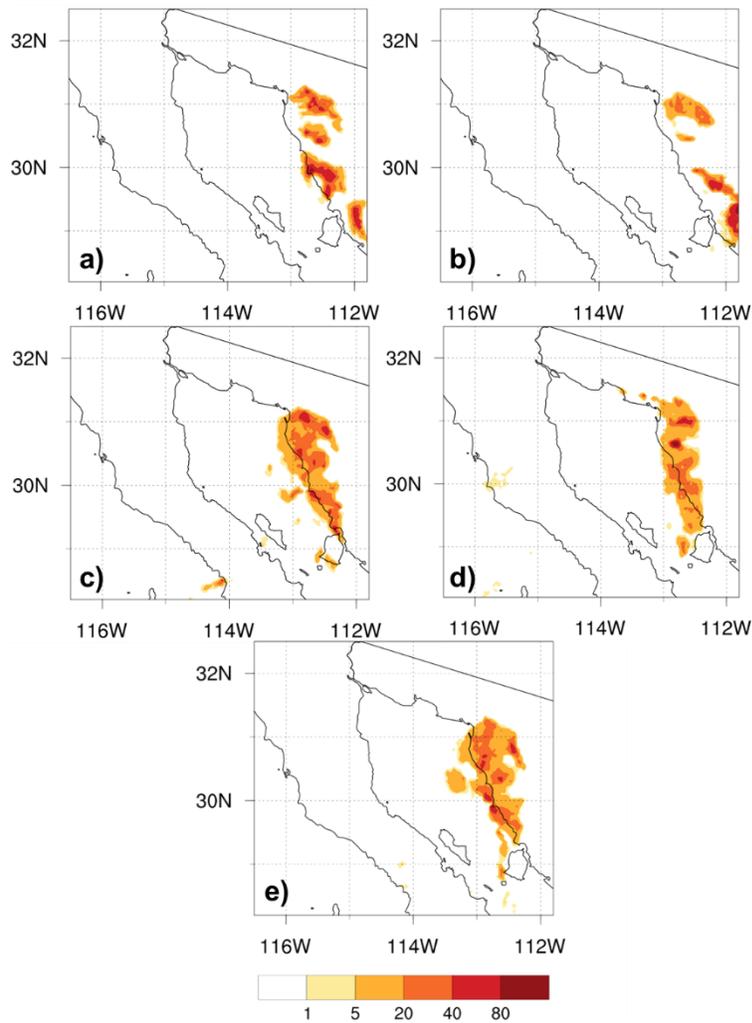


Figura 4.4. Mapas de distribución de la cantidad de partículas depositadas por punto de malla (con resolución de 0.05 grados) emitidas desde el área costera de Sonora al final de los experimentos de a) 9 de febrero a las 12:00 UTC, b) 10 de febrero a las 00:00 UTC, c) 10 de febrero a las 12:00 UTC, d) 11 de febrero a las 00:00 UTC y e) 11 de febrero a las 12:00 UTC.

El aumento de la intensidad de viento en el noroeste de México durante el episodio de febrero del 2002 causó altas emisiones de polvo desde zonas susceptibles a la erosión de sus suelos, como las regiones del Desierto de Altar y la zona costera de Sonora. A pesar de que ambas áreas emitieron grandes cantidades de polvo en total (47,003 ton), la región del sur del Desierto de Altar aportó mayor cantidad de

polvo al Golfo de California (6,955 ton) en comparación a la zona costera de Sonora (4,947 ton) de acuerdo a las estimaciones realizadas. Esto se debe principalmente a que, durante este evento, la dirección del viento fue mayormente paralela a la costa este del golfo, lo que favorece el aporte de polvo desde el Desierto de Altar, mientras que el polvo de la costa de Sonora solo es depositado en las aguas del Golfo de California cuando la dirección del viento cambia ligeramente hacia el sur. Al final del evento, la cantidad de polvo depositado en las aguas del golfo fue en total 11,902 ton.

4.3.2 Estimación de deposición de polvo en el Golfo de California durante el evento de octubre del 2007

Los cálculos realizados indican que, durante el evento de octubre del 2007, la región del sur del Desierto de Altar emitió 96,881 ton de polvo, cantidad significativamente superior a la emitida por el área costera de Sonora (66,364 ton) (Tabla 4.2). La llegada de los vientos de Santa Ana y el respectivo aumento de intensidad de viento en la región sur del Desierto de Altar queda manifestada en la fuerte emisión de polvo durante las últimas 12 horas del 21 de octubre (38,097 ton), manteniendo altas emisiones de polvo durante las primeras 36 horas analizadas. La deposición de polvo en el Golfo de California, aportado por la región del sur de Altar, tiene su mayor contribución en las primeras 12 horas analizadas, con un 61.12% que da como resultado 23,285 ton de polvo. El resto de los experimentos oscilan entre las 5,000 y las 7,000 ton de polvo depositado dentro de las aguas del golfo, a excepción de un descenso en la deposición de polvo (1,128 ton) debido a la disminución de emisión de polvo durante las primeras 12 horas del 23 de octubre. El área costera de Sonora mantuvo una emisión de polvo aproximadamente uniforme, oscilando entre 16,000 ton y 17,000 ton durante las primeras 24 horas analizadas. A pesar de la alta emisión de polvo durante estos experimentos, el aporte a las aguas superficiales del golfo es significativamente menor en comparación con el de la región sur del Desierto de Altar. Esto se debe a que de forma similar que, durante el evento de febrero del 2002, la dirección del viento es mayormente paralela a la costa, lo que causa que una menor cantidad de polvo sea transportada y depositada en el golfo. Sin embargo, durante los siguientes 3 experimentos, la deposición de

polvo mantiene altos porcentajes debido al cambio de dirección hacia el sur, ligeramente perpendicular a la costa.

Tabla 4.2. Resultados de la estimación de deposición de polvo en el Golfo de California emitido desde la región sur del Desierto de Altar y el área costera de Sonora durante el evento de febrero del octubre del 2007.

Región sur del Desierto de Altar			
Fecha	Polvo emitido por el área (ton)	Polvo depositado en el golfo (ton)	Porcentaje de partículas depositadas en el golfo (%)
21/Oct 12:00	38,097	23,285	61.12
22/Oct 00:00	16,317	7248	44.42
22/Oct 12:00	24,262	6805	28.05
23/Oct 00:00	4106	1128	27.48
23/Oct 12:00	14,097	5073	35.99
Total	96,881	43,541	44.9
Área costera de Sonora			
Fecha	Polvo emitido por el área (ton)	Polvo depositado en el golfo (ton)	Porcentaje de partículas depositadas en el golfo (%)
21/Oct 12:00	16,749	1611	9.62
22/Oct 00:00	17,517	1524	8.7
22/Oct 12:00	18,185	4499	24.74
23/Oct 00:00	7979	1904	23.86
23/Oct 12:00	5932	1239	20.9
Total	66,364	10,778	16.24

Los mapas de distribución de deposición de partículas emitidas desde la región sur del Desierto de Altar, muestra nuevamente el gran aporte que representa la emisión de polvo desde esta zona, pues una parte importante de las partículas emitidas se deposita dentro del Golfo de California (fig. 4.5). Cada uno de los 5 experimentos muestra que el área al norte del golfo, cerca de la zona de emisión de partículas, tiene un mayor aporte de deposición del polvo debido a la dirección del viento predominantemente hacia el sur. Sin embargo, la turbulencia presente en las capas más bajas de la atmósfera durante el evento pudo llevar a parte de las partículas a mayor altura, permitiéndoles alcanzar latitudes más bajas e incluso llegar a cruzar la península de Baja California. Esto puede ser observado especialmente durante los últimos 3 experimentos (fig. 4.5 c, d y e).

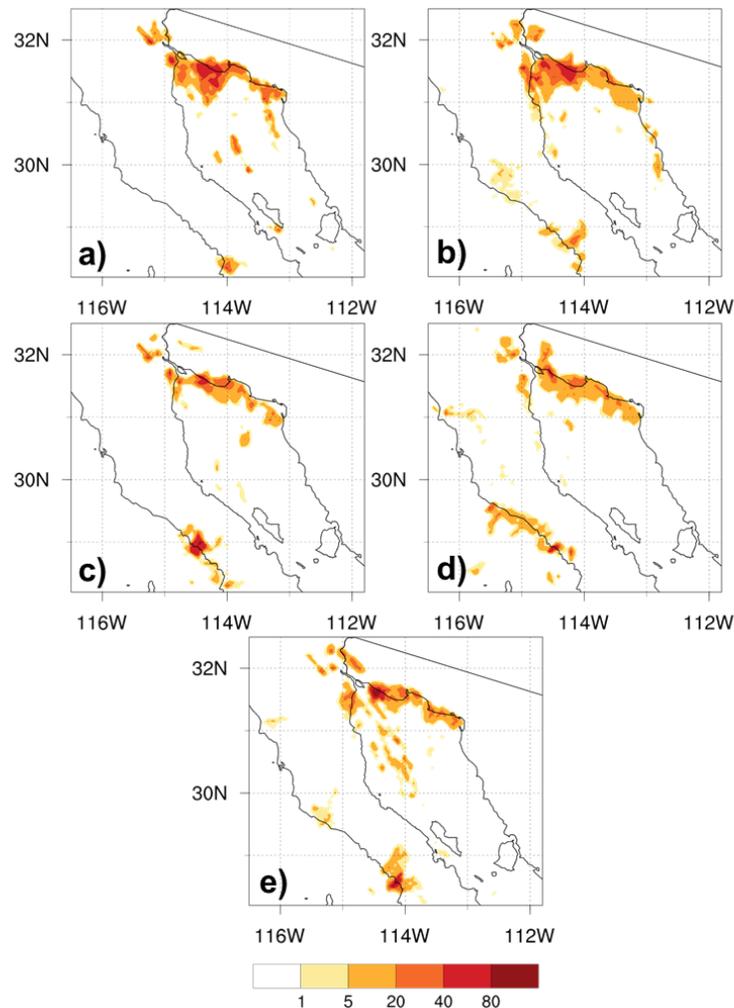


Figura 4.5. Mapas de distribución de la cantidad de partículas depositadas por punto de malla (con resolución de 0.05 grados) emitidas desde la región sur del Desierto de Altar al final de los experimentos de a) 21 de octubre a las 12:00 UTC, b) 22 de octubre a las 00:00 UTC, c) 22 de octubre a las 12:00 UTC, d) 23 de octubre a las 00:00 UTC y e) 23 de octubre a las 12:00 UTC.

La distribución de la deposición de las partículas emitidas por el área costera de Sonora, tiene una mayor presencia tierra dentro, muy cerca e incluso dentro de la misma zona de emisión (fig. 4.6). Esto indica que esta región no fue sometida a la misma intensidad de viento que la región del sur del Desierto de Altar, ya que incluso las cantidades de polvo emitido son menores. Además de que la dirección del viento durante los experimentos es predominantemente paralela a la costa, lo que no permite que gran cantidad de las partículas sean depositadas en las aguas del golfo.

Sin embargo, cuando el cambio de dirección lo permite, aun siendo un bajo porcentaje de partículas el que se ve depositado en el golfo, la cantidad de polvo continúa siendo importante, con valores que no descienden de las 1000 toneladas de polvo en cada uno de los experimentos.

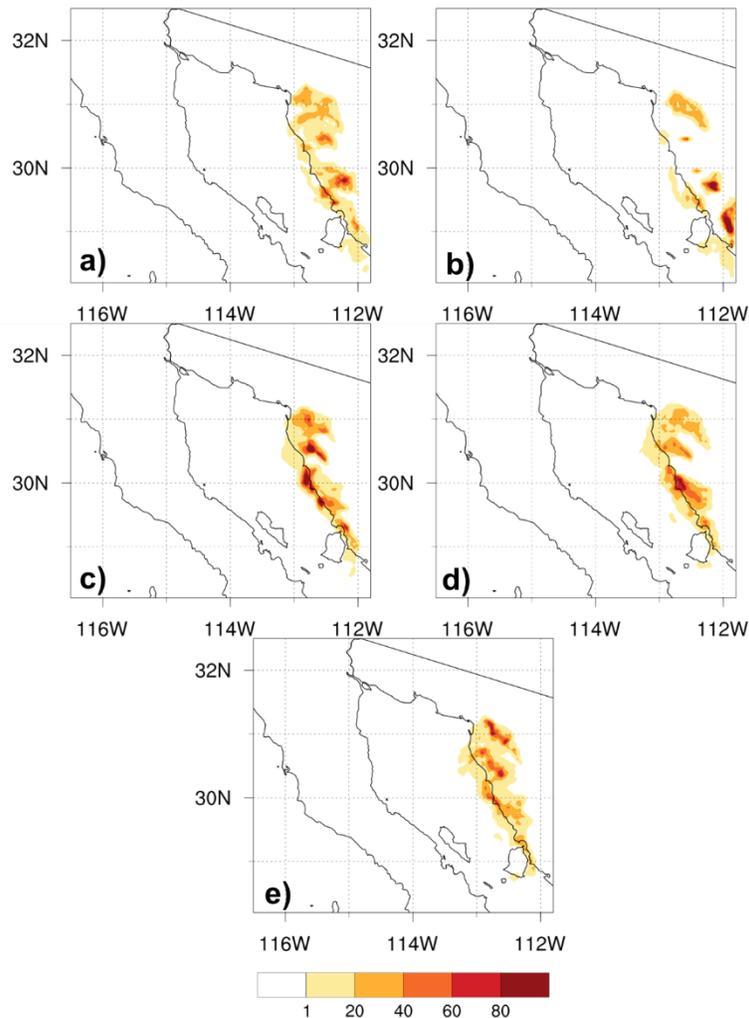


Figura 4.6. Mapas de distribución de la cantidad de partículas depositadas por punto de malla (con resolución de 0.05 grados) emitidas desde la zona costera de Sonora al final de los experimentos de a) 21 de octubre a las 12:00 UTC, b) 22 de octubre a las 00:00 UTC, c) 22 de octubre a las 12:00 UTC, d) 23 de octubre a las 00:00 UTC y e) 23 de octubre a las 12:00 UTC.

Durante el episodio de octubre del 2007, el intenso incremento de la velocidad de viento dio lugar a una gran cantidad de emisión de polvo desde regiones vulnerables

a la erosión. La región sur del Desierto de Altar se vio particularmente afectada, siendo la zona con mayor erosión emitiendo aproximadamente 30% (96,881 ton) más en comparación con el área costera de Sonora (66,364 ton). Nuevamente la dirección del viento contribuyó directamente al mayor aporte de polvo depositado dentro del golfo desde la región sur del Desierto de Altar (43,541 ton), cantidad que representa 4 veces más que la aportada por el área costera de Sonora (10,778 ton). Sin embargo, la suma del aporte al Golfo de California desde estas dos áreas fue estimado en 54,319 ton.

4.3.3 Estimación de deposición de polvo en el Golfo de California durante el evento de noviembre del 2018

El evento de noviembre del 2018 fue analizado con 6 experimentos que estimaron una mayor emisión de polvo por parte de la región sur del Desierto de Altar (23,944 ton) en comparación con el área costera de Sonora (7,832 ton). Los primeros efectos del aumento de intensidad de viento en el noroeste de México quedan reflejados en la emisión de 3018 ton de polvo desde la región sur del Desierto de Altar durante las primeras 12 hrs del 12 de noviembre, mientras el área costera de Sonora emitió durante el mismo tiempo 15 ton de polvo. Esto puede explicar el hecho de que el incremento de viento comenzó en latitudes mayores y conforme avanzó el evento, alcanzó áreas más al sur como el resto del estado de Sonora. El aporte de polvo desde la región del sur del Desierto de Altar hacia las aguas superficiales del golfo fue significativamente alto, de aproximadamente una tercera parte de lo emitido de acuerdo a los experimentos realizados (Tabla 4.3). Sin embargo, la emisión de polvo desde esta región durante los 6 experimentos, fue particularmente irregular, lo que dio diferentes estimaciones de deposición de polvo en el Golfo de California en los 6 períodos. Esto significa que, aunque la dirección del viento pudo mantenerse similar durante el evento, la intensidad del viento fue variando en cada período causando diferentes cantidades de polvo erosionado en la región sur del Desierto de Altar. La alta variabilidad de la intensidad del viento y sus áreas de influencia, causó grandes diferencias de emisión de polvo desde el área costera de Sonora en todos los experimentos realizados, y esto también se refleja en las diferentes cantidades de deposición de polvo dentro del golfo. Como

se ha estimado en otros eventos, los porcentajes del aporte de polvo al golfo desde el área costera de Sonora son relativamente bajos.

Tabla 4.3. Resultados de la estimación de deposición de polvo en el Golfo de California emitido desde la región sur del Desierto de Altar y el área costera de Sonora durante el evento de noviembre del 2018.

Región sur del Desierto de Altar			
Fecha	Polvo emitido por el área (ton)	Polvo depositado en el golfo (ton)	Porcentaje de partículas depositadas en el golfo (%)
12/Nov 00:00	3018	739	24.4
12/Nov 12:00	8447	3231	38.2
13/Nov 00:00	1310	430	32.8
13/Nov 12:00	5945	1779	29.9
14/Nov 00:00	2059	600	29.1
14/Nov 12:00	3163	850	26.8
Total	23944	7631	31.8
Área costera de Sonora			
Fecha	Polvo emitido por el área (ton)	Polvo depositado en el golfo (ton)	Porcentaje de partículas depositadas en el golfo (%)
12/Nov 00:00	15	0.02	0.15
12/Nov 12:00	5420	533	9
13/Nov 00:00	1241	167	13
13/Nov 12:00	1132	358	31
14/Nov 00:00	17	2	12
14/Nov 12:00	4	0.75	17
Total	7832	1062	13

Como se ha estimado en otros eventos analizados, la región sur del Desierto de Altar nuevamente representa una gran contribuyente de polvo para las aguas superficiales del Golfo de California de acuerdo a los mapas de distribución de deposición de polvo (fig. 4.7). Las áreas de deposición de polvo dentro del golfo coinciden en la región norte de este en los 6 experimentos realizados, lo que confirma que las trayectorias sobre el Golfo de California fueron similares durante todo el evento. Sin embargo, una parte importante de las partículas muestra que es posible que polvo emitido desde esta región, sea transportado sobre el golfo alcanzando la península de Baja California y depositándose en las costas que limitan con el océano Pacífico.

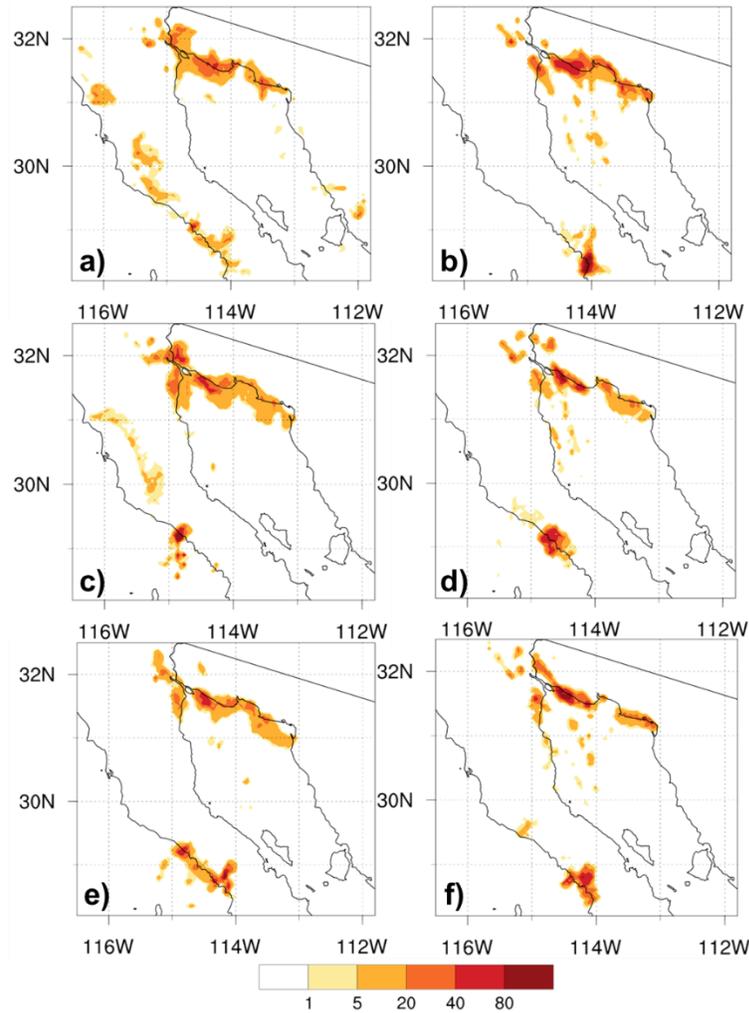


Figura 4.7. Mapas de distribución de la cantidad de partículas depositadas por punto de malla (con resolución de 0.05 grados) emitidas desde la región sur del Desierto de Altar al final de los experimentos de a) 12 de noviembre a las 00:00 UTC, b) 12 de noviembre a las 12:00 UTC, c) 13 de noviembre a las 00:00 UTC, d) 13 de noviembre a las 12:00 UTC, e) 14 de noviembre 00:00 UTC y d) 14 de noviembre a las 12:00 UTC.

Los mapas de distribución de deposición de partículas emitidas desde el área costera de Sonora muestran una mayor deposición de polvo dentro de la costa de Sonora, como se ha estimado en otros eventos (fig. 4.8). El primer experimento demuestra que la dirección del viento fue predominantemente hacia el sureste durante las primeras 12 horas analizadas, traduciéndose en un bajo aporte de deposición de polvo sobre las aguas del golfo (0.02 ton) (fig. 4.8a). Sin embargo, el

resto de los experimentos muestran un mayor aporte de polvo al Golfo de California, debido a un cambio de dirección del viento sobre esta área que brindó el transporte de polvo hacia las aguas del golfo cerca de la costa.

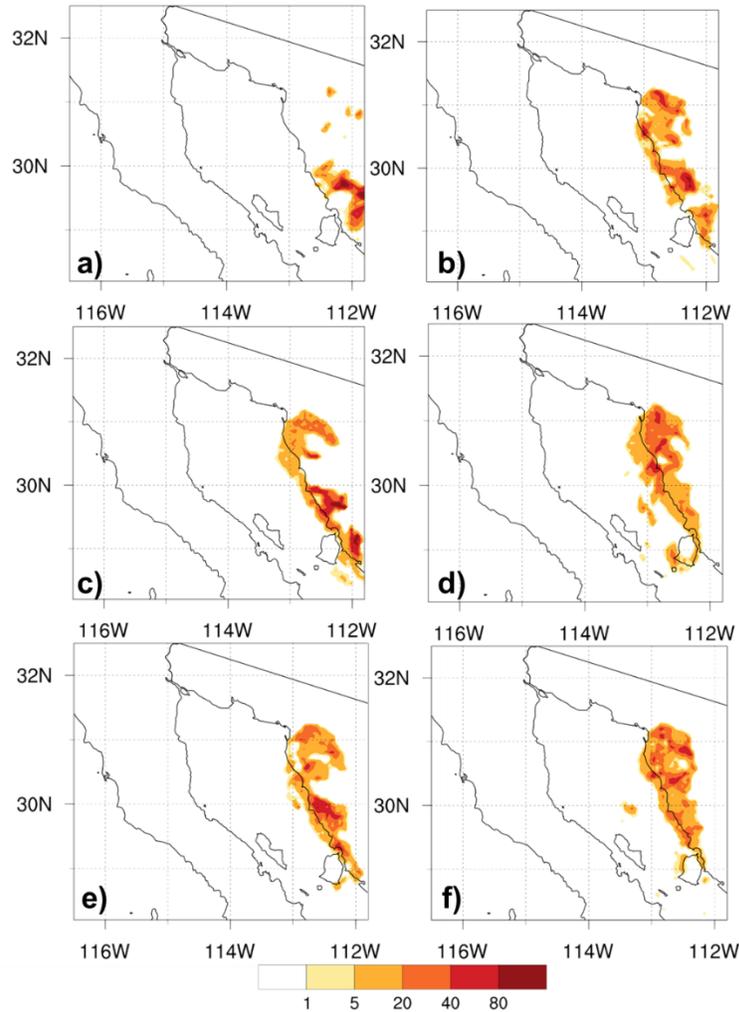


Figura 4.8. Mapas de distribución de la cantidad de partículas depositadas por punto de malla (con resolución de 0.05 grados) emitidas desde la zona costera de Sonora al final de los experimentos de a) 12 de noviembre a las 00:00 UTC, b) 12 de noviembre a las 12:00 UTC, c) 13 de noviembre a las 00:00 UTC, d) 13 de noviembre a las 12:00 UTC, e) 14 de noviembre 00:00 UTC y f) 14 de noviembre a las 12:00 UTC.

La erosión de los suelos vulnerables durante el evento de noviembre del 2018 fue una importante fuente de mineral de polvo para las aguas superficiales del Golfo de

California. La vulnerabilidad de la región sur del Desierto de Altar a la erosión eólica le permitió emitir 23,944 ton durante todo el episodio, lo cual es más de 3 veces lo emitido por el área costera de Sonora (7,832 ton). Además, la dirección predominantemente hacia el sur, permitió la deposición de una significativa porción de la cantidad de polvo emitida por la región sur del Desierto de Altar contribuyendo con cerca de una tercera parte de lo emitido (7,631 ton). El área costera de Sonora tuvo un menor porcentaje de contribución de polvo a las aguas del golfo, con un 13% de lo emitido durante el evento, aunque sigue siendo una cantidad significativa (1,062 ton). Esto da como resultado una estimación total de 8,693 ton de polvo depositado dentro del Golfo de California durante el evento de noviembre del 2018.

4.4 Discusión

La metodología propuesta y realizada en el presente trabajo para la estimación de la deposición de polvo dentro del Golfo de California durante episodios extremos asociados al aumento de intensidad de viento en el noroeste de México, nos da una idea de la contribución de las regiones desérticas circundantes a los procesos de interacción océano-atmósfera que sucede en esta clase de eventos. Las dos zonas analizadas en este trabajo corresponden a dos regiones ampliadas de las sugeridas por Morales-Acuña (2015). Estas dos áreas presentaron una gran erosión de sus suelos durante los eventos analizados. La región del sur del Desierto de Altar fue particularmente susceptible a la erosión eólica en dos de los eventos (octubre del 2007 y noviembre del 2018), sin embargo, durante febrero del 2002, el área costera de Sonora presentó una mayor erosión. Esto indica que la afectación por erosión en estas dos regiones puede estar controlada principalmente por las condiciones sinópticas en conjunto con el tipo de uso de suelo y vegetación. Sin embargo, sería necesario el estudio de un mayor número de eventos para poder evaluar los factores y su contribución en el fenómeno. Aun así, se debe mencionar que la contribución de polvo desde la región sur del Desierto de Altar a las aguas del Golfo de California, fue mayor en los tres eventos tanto en cantidad de polvo como en porcentaje del total emitido por esta zona. Es posible que bajo condiciones sinópticas drásticamente diferentes u otros efectos locales o regionales, esto pueda cambiar.

La gran contribución de la región sur del Desierto de Altar puede deberse a una dirección del viento predominantemente hacia el sur, transportando polvo desde esta región hacia las aguas del golfo cuando la intensidad del viento lo permitía. Esta situación se dio durante los tres episodios analizados como resultado de una corriente de chorro con dirección hacia el sureste paralela a la península de Baja California causada por una combinación entre un gradiente de presión de mayor, al norte del golfo, a menor al sur del mismo, y el papel del obstáculo orográfico que representan las grandes alturas topográficas presentes en el norte de la península de Baja California. Esto podría causar una corriente de chorro en la atmósfera baja que afectaría directamente la intensidad del viento presente en la región sur del Desierto de Altar, de esta forma favoreciendo el atrapamiento aerodinámico de partículas de polvo de esta región y transportándolas continuamente hacia las aguas del norte del Golfo de California. Esta situación es diferente en el caso del área costera de Sonora, ya que, aunque la erosión de sus suelos fue importante, su aporte de polvo hacia el Golfo de California fue menor que la otra región analizada. Esto se debe a que, durante los tres eventos analizados, la dirección del viento fue paralela a la costa, lo que causaba que el polvo emitido por esta área, continuara siendo transportado tierra dentro depositándose en los mismos suelos de Sonora. Sin embargo, cuando la dirección del viento giraba hacia el sur haciéndose ligeramente perpendicular a la costa, era posible el transporte y deposición de una significativa cantidad de polvo en las aguas superficiales del Golfo de California, específicamente en la zona costera.

4.4.1 Deposición de polvo eólico y repercusión

Cabe mencionar que la sedimentación del polvo en las capas superficiales del Golfo de California es difícil de estimar. La turbulencia, surgencia estacional y la circulación favorece el transporte de agua y la mezcla (Martínez-López et al., 2001), lo cual hace muy complicado asumir que el polvo permanecerá y sedimentará exactamente donde fue depositado. Sin embargo, la emisión del polvo desde las costas y su deposición en las aguas superficiales del Golfo de California, puede ser discutido. Los cálculos realizados en el presente trabajo revelan la deposición de una considerable cantidad de polvo en el Golfo de California. La importancia de la

interacción de esta clase de procesos, ha sido apoyada por diversos estudios en otras partes del mundo (Bali et al., 2019; Jickells et al., 2005). Se han observado flujos de sedimentos biogénicos en el Golfo de California durante las estaciones de otoño y primavera, incluso con un pico secundario de flujos de partículas litogénicas en la época de invierno (R. C. Thunell, 1998). Esto coincide con la temporada de vientos predominantes desde el norte que son capaces de transportar polvo desde las costas desérticas que rodean al Golfo de California. No obstante, el decremento de temperatura causado por frentes fríos y vientos intensos desde el noroeste, han sido capaces de producir una mezcla intensa con incrementos de nutrientes en las capas superficiales del golfo (Martínez-López et al., 2001). Existe un desacuerdo en cuanto a la influencia del polvo atmosférico depositado en el crecimiento de organismos. Algunos estudios sugieren que el forzamiento físico en el período de invierno-primavera podría tener un impacto más crítico en el desarrollo de organismos en el Golfo de California por medio del enfriamiento de las aguas superficiales, rompiendo así la termoclina (Thunell et al., 1996) y causando la resuspensión de los sedimentos (Martínez-López et al., 2001). Aun así, otros estudios estiman que al menos un 43% del flujo de partículas atmosféricas contribuyen al material terrígeno encontrado en las aguas del Golfo de California (Thunell, 1998; Delgadillo-Hinojosa, 2000). La contribución de estas partículas atmosféricas con contenido de Fe, podrían influenciar directamente la productividad general en la parte norte del Golfo de California. Se ha reportado la relación entre altas concentraciones superficiales de Fe disuelto y el transporte de polvo eólico de acuerdo con Wells et al., (1995), mientras que Muñoz-Barbosa et al., (2017) atribuye la fuente de Fe a condiciones de surgencia. En otro estudio se ha discutido la posibilidad del empobrecimiento de Fe en los suelos de desiertos circundantes como los encontrados en Baja California, y que la contribución de Fe eólico podría ser de fuentes remotas también (Muñoz-Barbosa y Huerta-Díaz, 2013). Sin embargo, se ha reportado la presencia de minerales conteniendo Fe como la ilmenita, titanomagnetita y magnetita en los suelos del Desierto de Altar (Kasper-Zubillaga et al., 2008).

La región de la deposición de polvo en el caso del Golfo de California depende principalmente de la fuente de emisión de polvo, es decir, las áreas desérticas circundantes. La intensidad y región de influencia de una tormenta de polvo puede ser bastante variable, especialmente en el caso de fenómenos como los vientos de Santa Ana, donde sus efectos pueden variar espacialmente alcanzando menores latitudes del Golfo de California. Esta clase de variabilidad interanual de las tormentas de polvo, ha sido observada en distintas partes del mundo (Prospero y Lamb, 2003). La relevancia del estudio de tormentas de polvo cerca de mares marginales yace en los potenciales procesos de mineralización, lo cual es una situación particularmente importante para el Golfo de California, debido a que se encuentra rodeado de regiones desérticas con alto potencial de emisión de polvo (Morales-Acuña, 2015; Morales-Acuña et al., 2019). Un fenómeno extremo relacionado al incremento de intensidad de viento sobre zonas vulnerables a la erosión eólica, puede ser relevante para los procesos mineralógicos en las aguas superficiales del Golfo de California. Este podría ser el caso de los vientos de Santa Ana, cuya contribución al total anual de la entrada de polvo, Fe y Mn en otras regiones como las aguas de la costa de California, ha alcanzado ~ 15%, 20%, y 24%, respectivamente (Félix-Bermúdez et al., 2017).

Una forma de estimar el impacto de la deposición de polvo en la producción biológica de las aguas del Golfo de California es a través de la observación de las variaciones en las concentraciones de clorofila. Esto puede ser analizado en cada uno de los casos seleccionados.

En el mes de febrero del 2002 se observó un aumento de concentraciones de clorofila que podrían asociarse con la gran emisión de polvo en las regiones desérticas que rodean el Golfo de California, y la respectiva deposición de parte de este polvo en sus aguas (fig. 4.9). Entre la primera fecha y las concentraciones de clorofila presentes una semana más tarde del evento aumentaron en determinadas regiones dentro del Golfo de California. Estas mismas zonas coinciden con las áreas estimadas como las regiones de mayor deposición de polvo en el golfo de acuerdo a los resultados obtenidos (fig. 4.3 y 4.4). Es posible que el polvo emitido desde el

Desierto de Altar, contribuyera al aumento de producción primaria en la parte norte del Golfo de California, mientras que la costa oeste de Sonora contribuyera con la región costera del golfo.

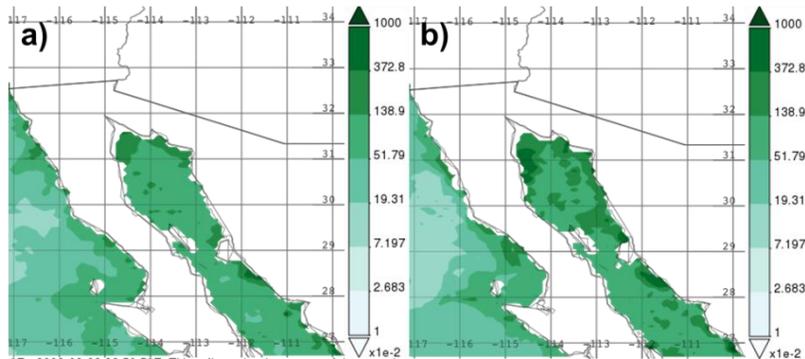


Figura 4.9. Concentraciones de clorofila en escala logarítmica (mg/m^3) de los días a) febrero 9 y b) febrero 17 obtenidas desde los datos del proyecto SeaWiFS. Fuente: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>

En el caso de octubre del 2007, el análisis de concentraciones de clorofila revela un aumento de éstas en regiones determinadas cuando son comparadas con las concentraciones presentes días antes (fig. 4.10). En la fig. 4.10b se observa un aumento de clorofila en la zona costera norte del Golfo de California, muy cerca de la región de alta emisión de polvo del Desierto de Altar. También, las concentraciones de clorofila se ven incrementadas en la zona costera este del Golfo de California, cerca de otra zona de alta emisión de polvo dentro de la entidad de Sonora. Es importante notar que las regiones donde la concentración de clorofila incrementó, coinciden con las áreas que fueron estimadas como las zonas con mayor deposición de polvo dentro del Golfo de California, como se puede observar en (fig. 4.5 y 4.6). Esto sugiere que la deposición de polvo en el golfo durante este evento, pudo influenciar la producción primaria en las regiones costeras cercanas a las fuentes de emisión más importantes.

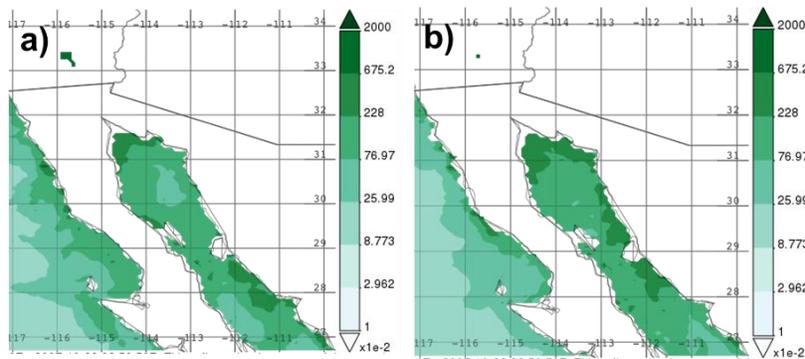


Figura 4.10. Concentraciones de clorofila en escala logarítmica (mg/m^3) de los días a) octubre 15 y b) octubre 23 obtenidas desde los datos del proyecto SeaWiFS. Fuente: <https://giovanni.gsfc.nasa.gov/giovanni/>

El episodio de noviembre del 2018 presentó una significativa emisión de polvo desde las regiones desérticas costeras del Golfo de California. Sin embargo, el análisis de las concentraciones de clorofila no permite una asociación tan directa de las áreas de mayor deposición de polvo como en los otros eventos evaluados. Las concentraciones de clorofila aumentan de forma relativa en la fecha posterior al evento, en comparación con las observadas antes del evento (fig. 4.11), pero coinciden débilmente con las regiones estimadas como las zonas con mayor deposición de polvo. El aumento de clorofila se presenta en latitudes menores, alcanzando la zona central y sur del Golfo de California, sin disminuir la producción primaria en la zona norte del golfo. A pesar de esto, es posible que, durante este evento en particular, el aumento de clorofila preferentemente en el sur, esté asociado al transporte de polvo atmosférico por advección en las aguas del Golfo de California, por lo que los efectos de la mineralización del polvo depositado alcanzarían regiones a menores latitudes dentro del golfo.

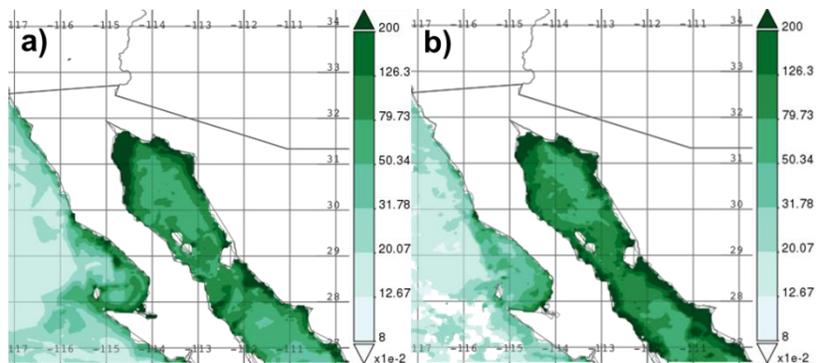


Figura 4.11. Concentraciones de clorofila en escala logarítmica (mg/m^3) de los días a) noviembre 1 y b) noviembre 17 obtenidas por los sensores MODIS Aqua. Fuente: worldview.earthdata.nasa.gov/

4.5 Conclusiones

A través del análisis de distintos eventos extremos con tormentas de polvo relacionados a los efectos de los vientos de Santa Ana en el noroeste de México, se detectó la posibilidad de una interacción océano-atmósfera entre las aguas superficiales del Golfo de California y el polvo transportado en las capas más bajas de la atmósfera. Una nueva metodología combinando técnicas de simulación numérica aplicando modelos como el WRF-CHEM y HYSPLIT permitió el estudio de estos procesos y la estimación de deposición de polvo en el Golfo de California durante eventos extremos relacionadas a vientos intensos y emisión de polvo desde regiones desérticas circundantes a través de la modelación de emisión de polvo y trayectoria de partículas lagrangianas. Durante este análisis, dos regiones fueron estudiadas, la región del sur del Desierto de Altar y el área costera de Sonora debido a la importante emisión de polvo simulada en el trabajo descrito en la sección 3. Dichas regiones coinciden de forma ampliada, con las zonas más propensas a emisión de polvo de acuerdo con Morales-Acuña (2015). Los resultados del presente trabajo demuestran que tanto la región del sur del Desierto de Altar, como el área costera de Sonora, son regiones fuertemente susceptibles a la erosión eólica cuando las condiciones sinópticas son propicias. Sin embargo, la región sur del Desierto de Altar tiene condiciones más favorables para contribuir con deposición de polvo dentro del Golfo de California, debido a que, durante los eventos extremos

analizados, la dirección del viento influenciaba este proceso. La deposición de polvo en el Golfo de California emitido desde la región sur del Desierto de Altar fue de 58,127 t, mientras que para el área costera de Sonora 16,787 al sumar los resultados de los tres eventos analizados. La deposición de polvo en el Golfo de California en los tres eventos, fue acompañada de un incremento días después en las concentraciones de clorofila. Las regiones con aumento de clorofila dentro del golfo, coincidieron con las zonas estimadas como las áreas con mayor deposición de polvo, sugiriendo que estos eventos extremos con emisión de polvo, podrían tener un impacto en la producción primaria de las aguas superficiales del Golfo de California. Se sabe, que los vientos de Santa Ana y las consecuentes tormentas de polvo en el noroeste de México tienen un impacto muy grave en el deterioro de la calidad del aire en las zonas urbanas presentes, y también en la fuerte erosión eólica de los suelos de esta región. Sin embargo, la estimación realizada sugiere la posibilidad de consecuencias positivas en la actividad microbiológica del Golfo de California, como se ha encontrado en otros mares marginales del mundo, por lo que es necesario seguir estudiando los procesos de interacción océano-atmósfera en esta zona.

Capítulo 5 Contribución de masas de aire descendentes al calentamiento de los vientos de Santa Ana

5.1 Introducción

Las características de los vientos de Santa Ana los ubica dentro de las tormentas de viento de ladera descendente (Fovell y Cao, 2016) dada la influencia directa de la topografía en el viento causando un tipo de onda de montaña que causa el descenso de viento en sotavento y el aumento de velocidad por gravedad (Jackson et al., 2013). Estas tormentas de viento de ladera descendente se clasifican en dos tipos, föehn cuando su temperatura es alta y bora cuando su temperatura es fría (Brinkmann, 1973). Dada las altas temperaturas de los vientos de Santa Ana, se trata de vientos del tipo föehn. De acuerdo con la WMO, (1992), el viento de föehn se define como un viento cuya temperatura fue incrementada y su humedad disminuida debido al descenso en sotavento, dichas condiciones pueden encontrarse en numerosas partes del mundo, incluyendo el suroeste de Estados Unidos. Una de las teorías para el origen de los vientos tipo föehn consiste en la redirección del viento por el gradiente de presión a escala sinóptica, hacia una barrera montañosa. Aquí, el viento es obligado a ascender el obstáculo orográfico, disminuyendo su temperatura y condensando la humedad contenida, formando nubes de precipitación. Después, el descenso en sotavento permite el calentamiento y la pérdida de humedad por compresión adiabática, resultando en un aire seco y de mayor temperatura (Richner y Hächler, 2013). Sin embargo, esta teoría no explica todos los vientos föehn que se encuentran en el mundo, como los vientos de Santa Ana donde no existe condensación ni precipitación. Otra teoría de acuerdo con Scorer, (1978) es el bloqueo que puede sufrir el flujo de aire detrás de una barrera montañosa, lo cual causaría el descenso a sotavento de masas de aire con mayor temperatura potencial. En el caso de los vientos de Santa Ana, el calentamiento de las costas de California durante estos eventos, se le ha atribuido al descenso que se produce al redirigir las masas de aire desde las grandes altitudes del desierto de La Gran Cuenca, donde se da la anticiclo génesis necesaria para estos episodios (Westerling et al., 2004). Este descenso lleva al proceso adiabático

mediante el cual el aire pierde humedad e incrementa su temperatura conforme su altitud va descendiendo y es sometido a mayor presión atmosférica. Sin embargo, la situación no es similar tratándose de las costas del noroeste de México, específicamente en la península de Baja California, donde el viento alcanza la altura del nivel del mar antes de cruzar la península, en el Golfo de California. La explicación del incremento de temperatura en la península se abordó por primera vez en (Álvarez y Carbajal, 2019) haciendo uso de la simulación numérica, en el cual revelaba el papel del descenso de masas de aire desde alturas mayores a los 2000 m hasta el nivel del mar por medio de la distribución de la temperatura potencial (fig. 5.1) y el análisis de los componentes de velocidad durante un evento seleccionado. A pesar de esto, el mecanismo de descenso y su dinámica necesita un análisis más profundo. En el presente trabajo se realizó la aplicación de simulación de partículas lagrangianas con el propósito de ampliar el conocimiento sobre los flujos de viento influenciados por la orografía en la península de Baja California e identificar los mecanismos que podrían contribuir al calentamiento en la península.

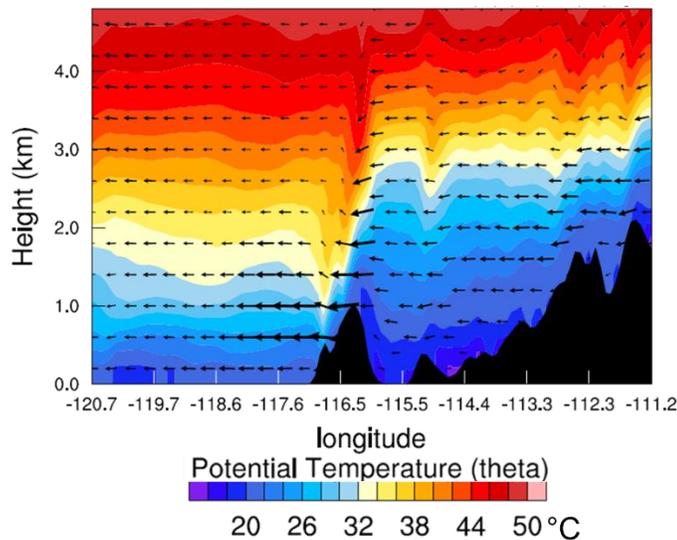


Figura 5.1. Sección vertical atravesando la península de Baja California de oeste a este durante el 22 de octubre del 2007 a las 12:00 UTC. Fuente: Álvarez y Carbajal, 2019.

5.2 Metodología

El análisis de los flujos de viento requirió de la aplicación y combinación de dos modelos numéricos: el WRF, para obtener las condiciones atmosféricas durante determinado periodo de tiempo, y el modelo HYSPLIT para conseguir por medio de partículas lagrangianas, las trayectorias de parcelas de aire de regiones de interés (fig. 5.2). Los resultados de la simulación del WRF fueron convertidos de arw a arl, para poder ser empleados como datos de entrada para el modelo HYSPLIT, lo cual permitió tomar ventaja de la alta resolución temporal y espacial del WRF. Empleando ArcGis, se diseñaron diferentes experimentos por medio del posicionamiento de determinado número de partículas para buscar mecanismos interesantes y continuar investigándolos. Los resultados obtenidos por HYSPLIT, representan una serie de datos conteniendo la posición de cada partícula por cada paso de tiempo, el cual se extrae a un archivo csv conteniendo coordenadas de latitud, longitud, altura sobre el nivel del suelo, presión atmosférica, temperatura potencial, temperatura ambiente, entre otras variables. Dichos datos fueron post-procesados utilizando la herramienta de software de MATLAB extrayendo la información necesaria para los siguientes análisis y la visualización de las trayectorias. La visualización de las trayectorias de forma tridimensional, fue muy importante para el análisis de la influencia de la topografía en el flujo del viento y la dinámica presente durante eventos extremos en la península, por lo que se empleó otra herramienta de software denominada Paraview versión 5.5.0, la cual permite gráficas en diferentes ángulos y animaciones. La descripción del modelo WRF puede ser encontrada en la sección 3.2.1, y la descripción del modelo HYSPLIT puede ser consultada en la sección 4.2.1. Para este análisis se seleccionaron los eventos de las fechas de octubre del 2007, febrero del 2002 y abril del 2014. Los dominios y las configuraciones físicas de cada evento pueden ser consultadas en las secciones 3.3.1 para el evento de febrero del 2002 y 3.3.4 para el evento de abril del 2014. Para el evento de octubre del 2007 se realizó una simulación comprendiendo el periodo entre el 20 de octubre del 2007 a las 0:00 UTC y el 24 de octubre a las 0:00 UTC incluyendo el spin-up. El dominio fue conformado por una malla de 100x100 puntos con resolución espacial de 9 km y 29 capas verticales

sigma con resolución incrementada conforme a la cercanía con la superficie, concentrando 8 capas en los primeros 1000 m de altura respecto al nivel del suelo. Los datos de entrada fueron los mismos en las tres simulaciones (datos meteorológicos de reanálisis de NCEP FNL), al igual que los datos estáticos para topografía y uso de suelo respectivamente (USGS y MODIS a 30' de resolución).

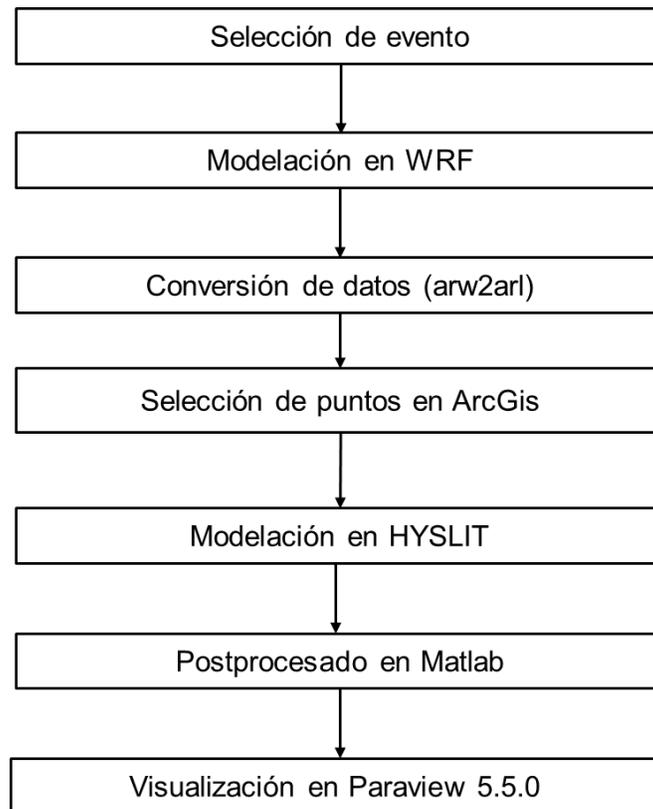


Figura 5.2. Diagrama de flujo 3.

Los experimentos diseñados tienen el objetivo de analizar con partículas lagrangianas el descenso de masas de aire en la parte norte de la península y también observar si este proceso se extiende a latitudes inferiores (fig. 5.3). Los numerosos experimentos fueron realizados en las mismas áreas designadas, con las mismas posiciones geográficas, pero a distintas alturas, cubriendo desde los 10 m, 500 m, 1000 m, 1500 m, y 2000 m.

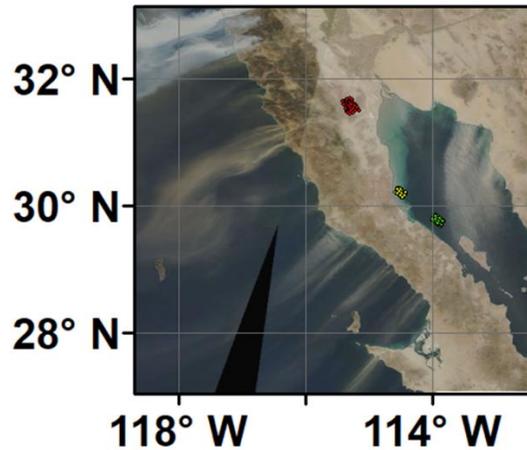


Figura 5.3. Localización de áreas de los experimentos conteniendo 50 partículas distinguidas con los colores rojo, amarillo y verde. Imagen satelital de MODIS del día 22 de octubre del 2007.

5.3 Resultados

A continuación, los experimentos más relevantes realizados en distintos eventos de vientos de Santa Ana seleccionados. Cada experimento cubre diferentes comportamientos localizados en estos episodios que podrían contribuir a la explicación del calentamiento de los vientos de Santa Ana en la península de Baja California.

5.3.1 Evento de octubre del 2007

El episodio extremo de octubre del 2007 presentó comportamientos típicos de una tormenta de ladera descendente de gran magnitud que derivó en altas temperaturas en sotavento de la península de Baja California (lado oeste de la cadena montañosa), principalmente en la parte norte. En este caso, el periodo cubierto en cada experimento fue el comprendido entre las 12:00 UTC del 22 de octubre del 2007 y las 00:00 UTC del 23 de octubre del mismo año. Los resultados de los experimentos designados en la primera área (puntos rojos en fig. 5.3) muestran el comportamiento del viento a diferentes alturas durante el evento de octubre del 2007 dentro de la parte norte de la península. Esta área presenta una orografía compleja que incluye la Sierra de Juárez y la Sierra de San Pedro Martir, las cuales superan los 1500 m de altura. Comenzando desde las capas inferiores, las partículas en

superficie (a 10 m del nivel del suelo) no son capaces de superar el obstáculo orográfico, siendo obligadas a despejarse a latitudes inferiores donde encuentran una zona topográfica más baja en la península (partículas blancas en fig. 5.4a). Mientras las capas de los 500 m y los 1000 m tienen la velocidad suficiente para sortear la topografía, elevándose hasta 1000 por encima de su altura original (partículas verdes y moradas en fig. 5.4). Después de cruzar la topografía, descienden por la pendiente en sotavento hasta alcanzar el nivel del mar. Las capas superiores entre los 1500 m y los 2000 m logran cruzar la orografía sin problemas, descendiendo por la pendiente en sotavento y alcanzando el nivel del mar (partículas rojas y azules en fig. 5.4) mientras que las parcelas de aire a los 2500 m, a pesar de descender en sotavento, no alcanzan al nivel del mar. Sin embargo, se observa un descenso mayor a los 2000 m desde su altura original.

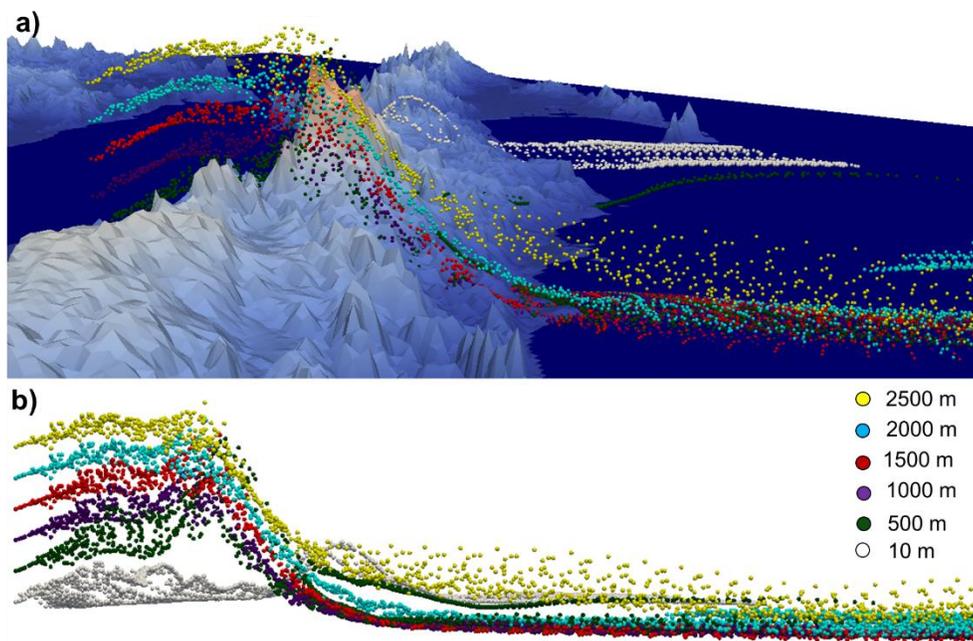


Figura 5.4. Experimentos en el área norte de la península de Baja California durante el evento de octubre del 2007 con perspectiva desde el norte.

La segunda región analizada es el área amarilla de fig. 5.3 cuyos experimentos revelan un descenso presente pero menos pronunciado que en el área al norte. En esta región, las partículas desde los 10 m hasta las capas superiores, logran cruzar

la orografía (fig. 5.5). Sin embargo, las parcelas de aire entre la superficie y los 500 m de altura, logran cruzar solo después de desplazarse a latitudes inferiores. La simulación revela el descenso y compresión de las masas de aire contenidas entre en nivel de superficie y los 1000 m de altura, las cuales cruzan la península y descienden hasta el nivel del mar. Aunque las partículas a 1500 m y 2000 m descienden en sotavento, no alcanzan el nivel del mar, quedándose a 400 m y 700 m de altura respectivamente.

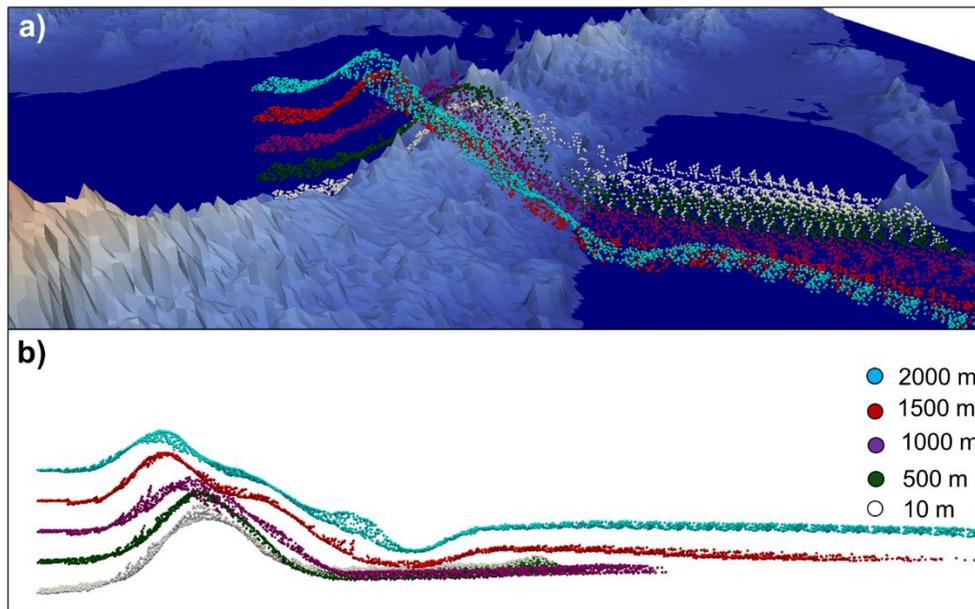


Figura 5.5. Experimento en área amarilla (fig. 5.3) de la península de Baja California durante el evento de octubre del 2007 con perspectiva desde el norte.

La región verde (fig. 5.3) muestra una situación similar, en la cual las parcelas de aire entre la superficie y los 500 m se desplazan a latitudes menores donde la orografía permite cruzar la península (fig. 5.6). Las parcelas de aire que se encuentran entre el nivel de superficie y los 1500 m de altura, descienden y se comprimen en sotavento alcanzando el nivel del mar, mientras que la capa a 2000 m de altura, a pesar de descender, se queda a 500 m de altura sobre el nivel del mar.

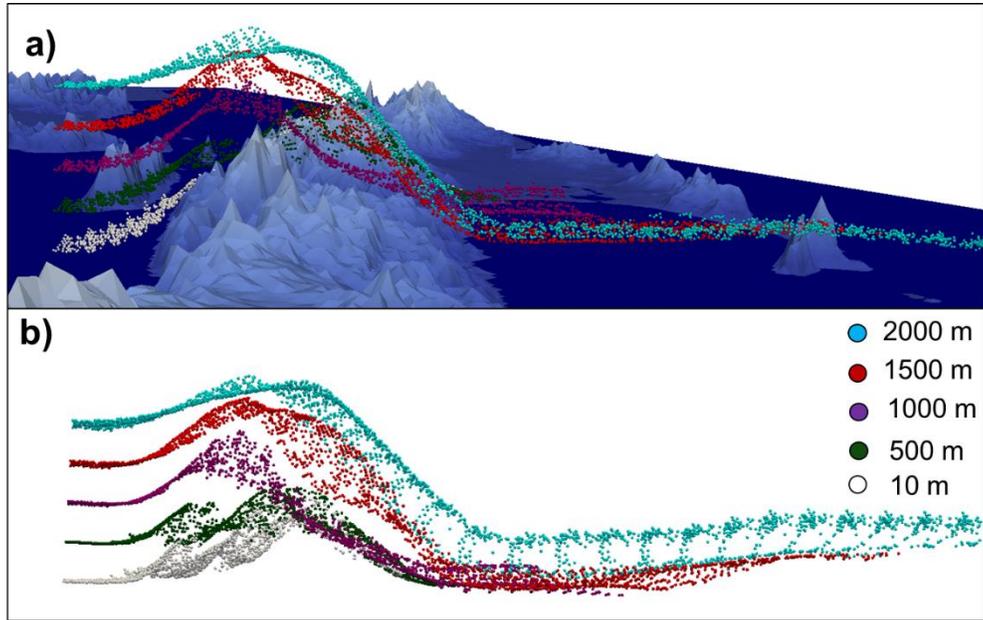


Figura 5.6. Experimento en área verde (fig. 5.3) de la península de Baja California durante el evento de octubre del 2007 con perspectiva desde el norte.

Combinando los experimentos de las dos regiones más al sur, se puede observar como la dirección del viento es diferente en función de la elevación (fig. 5.7). Las capas más inferiores mantienen una orientación más hacia el sur y menos perpendicular a la costa en comparación con las capas más elevadas.

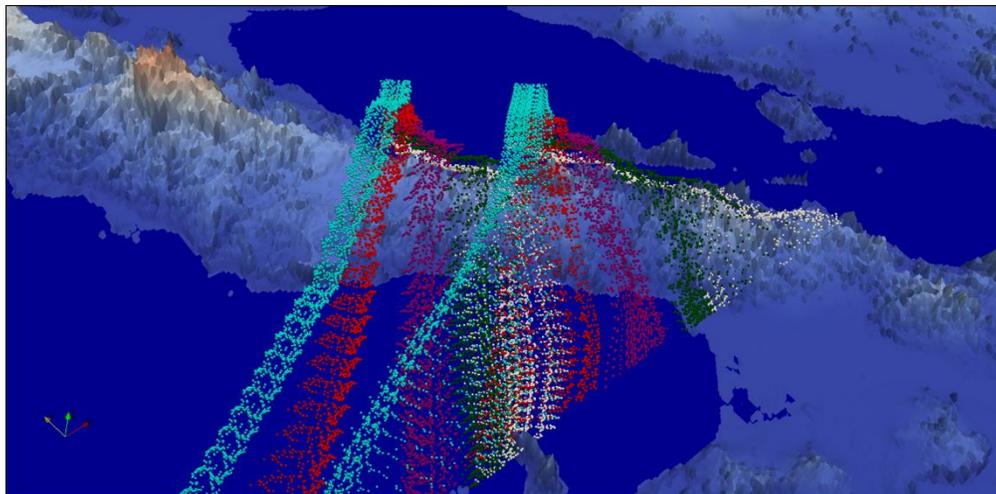


Figura 5.7. Experimentos de las regiones amarilla y verde de fig. 5.3 durante el evento de octubre del 2007 de norte a sur.

5.3.2 Evento de febrero 2002

El evento de febrero del 2002 también presenta aumento de temperatura en la costa oeste de la península de Baja California aunado al incremento de intensidad de viento en el lado sotavento de la cadena montañosa. El periodo cubierto en cada experimento fue entre las 00:00 UTC del 10 de febrero del 2002 y las 12:00 UTC del mismo día. Los experimentos en la zona roja (fig. 5.3) al norte de la península muestran un pronunciado descenso del aire contenido entre la capa a 500 m y 2000 m de altura sobre el nivel del suelo, hasta el nivel del mar en sotavento donde es comprimido (fig. 5.8). Las partículas posicionadas en el nivel de superficie no son capaces de cruzar el obstáculo de la barrera montañosa, por lo que toman una dirección hacia el sur hasta que la topografía tiene una altura lo suficientemente baja para atravesar la península hacia el océano Pacífico. Esta dinámica es muy similar a la encontrada en el evento de octubre del 2002.

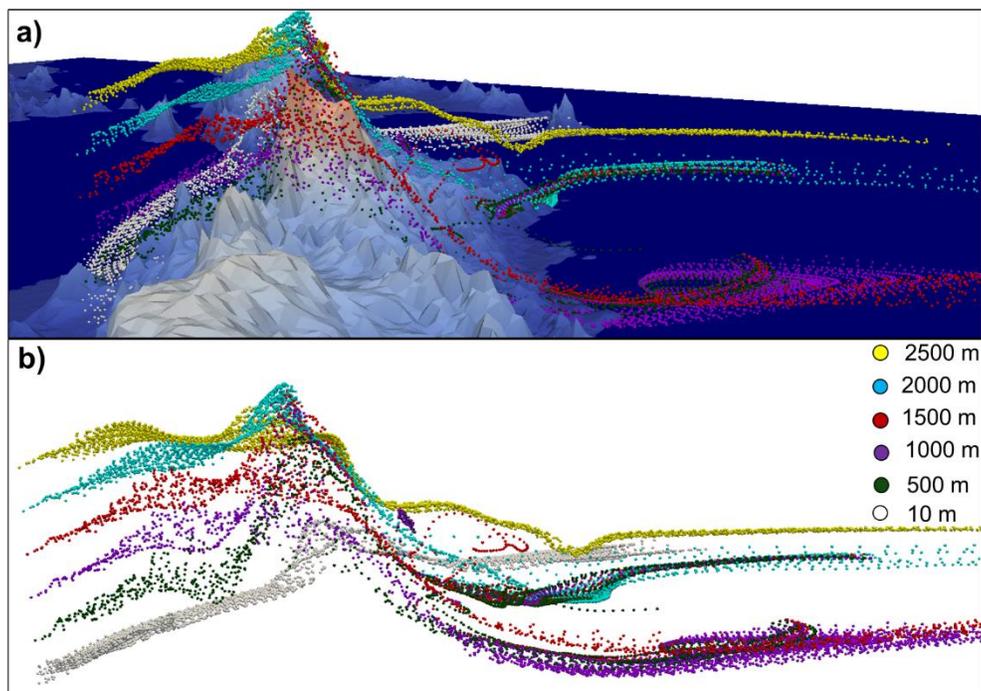


Figura 5.8. Experimentos en el área norte de la península de Baja California durante el evento de febrero del 2002 con perspectiva desde el norte.

Los experimentos de la región amarilla en fig. 5.3 muestran el descenso y compresión en sotavento de las parcelas provenientes entre la altura de la superficie

y los 1000 m, alcanzando el nivel del mar en su descenso (fig. 5.9). Aunque se observa un desplazamiento hacia el sur para poder cruzar la península. Las parcelas de aire entre los 1500 m y 2000 m de altura descienden en sotavento hasta alturas entre los 700 m y los 1000 m, sin alcanzar el nivel del mar.

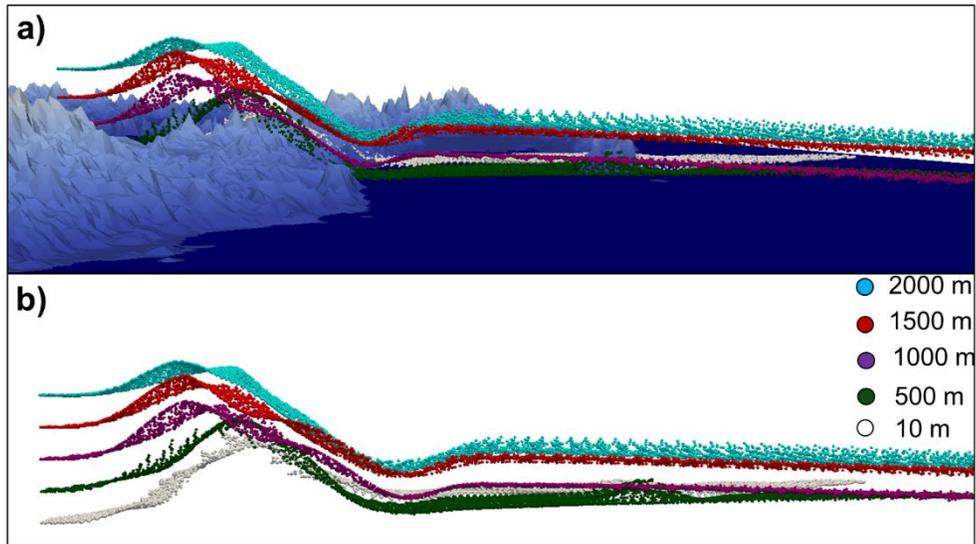


Figura 5.9. Experimento en área amarilla (fig. 5.3) de la península de Baja California durante el evento de febrero del 2002 con perspectiva desde el norte.

Los experimentos de la región más al sur (área verde en fig. 5.3) muestran como la capa más baja de aire es bloqueado por la barrera montañosa de la península, causando su desvío hacia el sur sobre el Golfo de California (fig. 5.10). El descenso de las masas de aire comprendidas entre las capas a 500 m y 2000 m es mucho menor en comparación con los experimentos del área anterior y también en comparación con lo simulado en el evento de octubre del 2007.

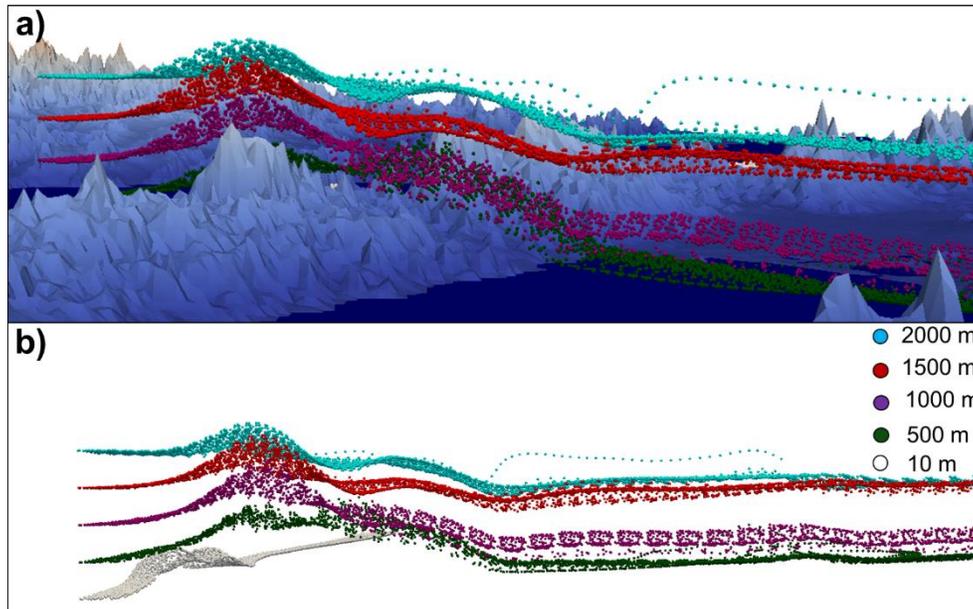


Figura 5.10. Experimento en área verde (fig. 5.3) de la península de Baja California durante el evento de febrero del 2002 con perspectiva desde el norte.

Observando ambos experimentos desde una nueva perspectiva, se muestra claramente que antes, del lado este de la península sobre el Golfo, el viento superficial tiene una dirección muy diferente e incluso perpendicular al viento de mayor altura (fig. 5.11). Además, entre los tres experimentos realizados (fig. 5.3) se ve una atenuación del descenso de parcelas de aire de mayor altura en sotavento conforme se avanza a menores latitudes durante este evento.

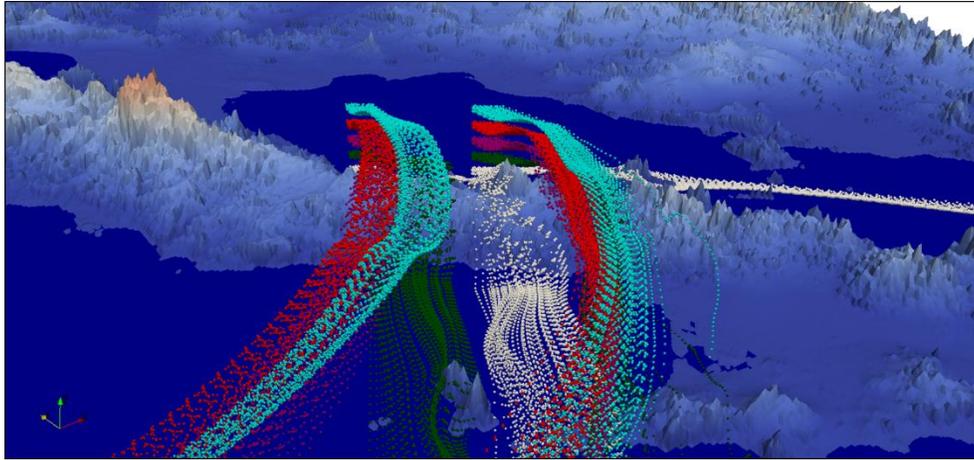


Figura 5.11. Experimentos de las regiones amarilla y verde de fig. 5.3 durante el evento de febrero del 2002 de norte a sur.

5.3.2 Evento de abril 2014

En abril del 2014, el fuerte incremento de intensidad de viento en la costa oeste de la península se hizo evidente a través de la formación de tormentas de polvo e incendios forestales. Cada experimento abarca el período entre las 12:00 UTC del 29 de abril y las 00:00 UTC del 30 de abril. Los experimentos dentro de la zona roja (fig. 5.3) en la región más al norte de la península, muestran el fuerte descenso de masas de aire comprendido entre las capas a 500 m y 2500 m de altura. Estas parcelas de aire descienden en sotavento alcanzando altas velocidades por gravedad y comprimiéndose al descender al nivel del mar (fig. 5.12). Es interesante observar los signos de salto hidráulico en las faldas de la pendiente de la cadena montañosa (fig. 5.12b). Esto es el resultado del choque de masas de aire a diferente velocidad y dirección, con la primera descendiendo por la pendiente y la otra regresando hacia la costa de la península como resultado de la formación de eddies. Como se ha observado en otros eventos analizados, la topografía en estas latitudes representa un obstáculo demasiado grande para el viento en superficie, por lo que es redireccionado hacia el sur donde la orografía es de menor altura.

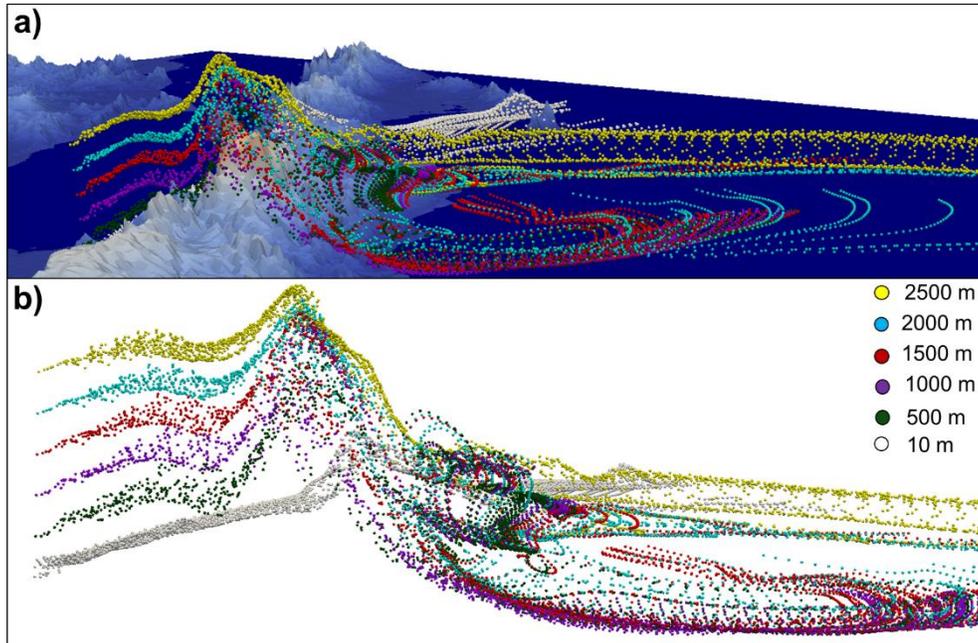


Figura 5.12. Experimentos en el área norte de la península de Baja California durante el evento de febrero del 2002 con perspectiva desde el norte.

Los experimentos ubicados en la región amarilla en fig. 5.3 reflejan el descenso y compresión en el lado sotavento de las masas de aire comprendidas entre la superficie y los 1000 m de altura, alcanzando el nivel del mar en el océano Pacífico (fig. 5.13). Como se ha observado en otros eventos, el viento en superficie no es capaz de superar la barrera montañosa, continuando hacia el sur. El descenso en sotavento de las parcelas de aire superiores a los 1500 m de altura no alcanza el nivel del mar, pero si descienden hasta 1000 m de altura con respecto a su altura original.

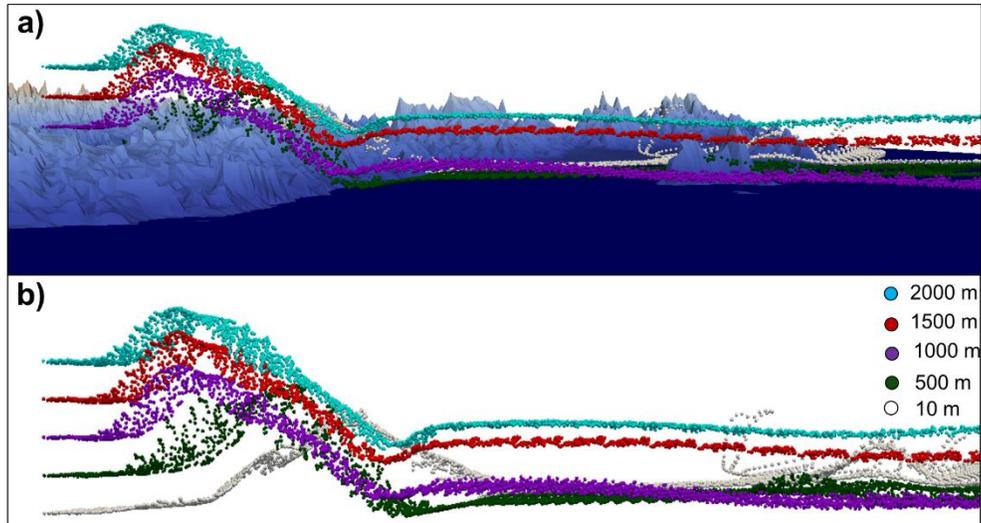


Figura 5.13. Experimento en área amarilla (fig. 5.3) de la península de Baja California durante el evento de abril del 2014 con perspectiva desde el norte.

Los experimentos de la región de menor latitud (área verde en fig. 5.3) también muestran el descenso de masas de aire en sotavento desde los 1000 m de altura hasta alcanzar el nivel del mar (fig. 5.14), aunque el viento superficial no cruza la barrera montañosa hasta desplazarse a latitudes inferiores. En esta región, las masas de aire con altura original superior a los 1500 m, tampoco alcanzan el nivel del mar durante estos experimentos.

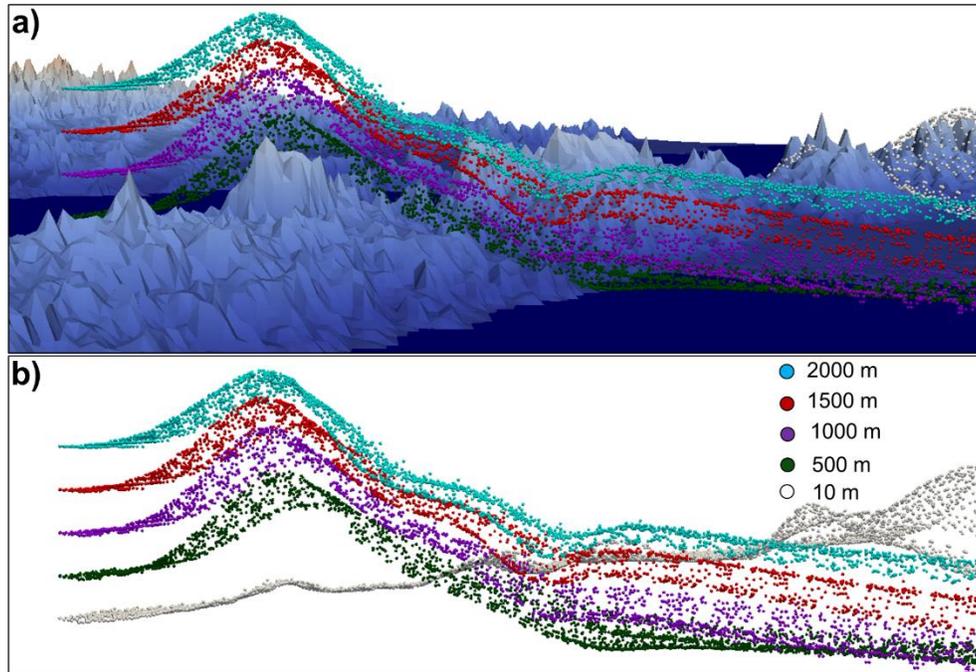


Figura 5.14. Experimento en área verde (fig. 5.3) de la península de Baja California durante el evento de abril del 2014 con perspectiva desde el norte.

La combinación de ambos conjuntos de experimentos en una sola perspectiva, muestra una dirección perpendicular del viento superficial en barlovento respecto al viento de mayor altura, debido al bloqueo orográfico de la península (fig. 5.15). Estas dos regiones tienen un descenso en sotavento menos pronunciado que los experimentos realizados en latitudes superiores.

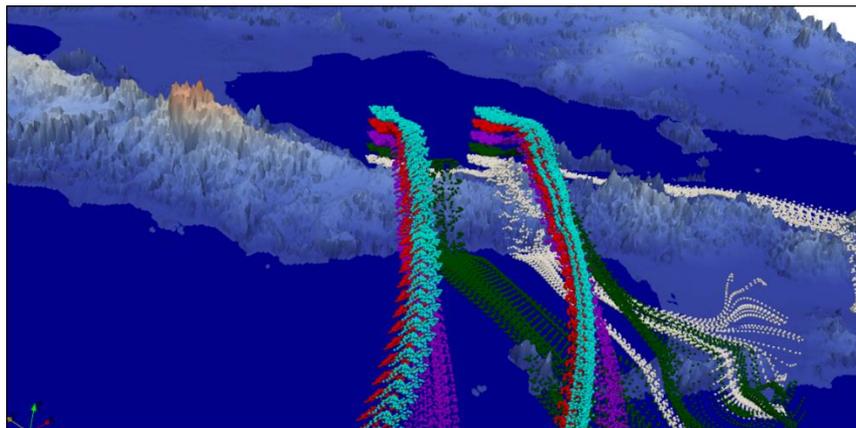


Figura 5.15. Experimentos de las regiones amarilla y verde de fig. 5.3 durante el evento de febrero del 2002 de norte a sur.

5.4 Discusión

5.4.1 El papel de la topografía

La influencia de la orografía presente en el viento descendente que se ha encontrado en cada uno de los eventos puede ser discutida. Para poder realizar esto, es posible modificar la topografía para observar que cambios se obtienen en la dinámica atmosférica de las perturbaciones encontradas sobre la cadena montañosa de la península de Baja California y como esto contribuye a la temperatura de las parcelas de aire que se encuentran en la costa oeste a nivel del mar. Para esto se seleccionó el evento de octubre del 2007 en el cual se aplicaron 3 simulaciones con exactamente las mismas configuraciones a excepción de la topografía incluida en el mapa digital de elevaciones de las condiciones iniciales del modelo, la cual fue modificada.

La primera simulación se realizó con la barrera montañosa de tamaño original en la península de Baja California, en la cual se llevó a cabo un experimento con 50 partículas ubicadas en la región roja de la fig. 5.3 a 2000 m de altura sobre el nivel del suelo. El descenso de parcelas de aire desde dicha altura, alcanza el nivel del mar en la costa oeste de la península (fig. 5.16a). El segundo experimento se realiza en el mismo período de tiempo y con la misma posición inicial de las partículas, pero la cadena montañosa de la península es modificada para tener la mitad de la altura original. En este caso, el descenso de las partículas alcanza un mínimo de 850 m de altura sobre el nivel del mar (fig. 5.16b). En el tercer experimento la topografía es solamente la décima parte de su altura original. Esto se traduce a un descenso mucho menor de las parcelas de aire provenientes de los 2000 m de altura (fig. 5.16c), el cual alcanza un mínimo de 1550 m de altura, es decir, un descenso menor a los 500 m con respecto a su altura original. Estos cambios en la dinámica de los primeros 2000 m, pueden traer modificaciones fuertes en las variables meteorológicas de la costa oeste de la península, siendo claramente influenciados por la orografía del área de estudio.

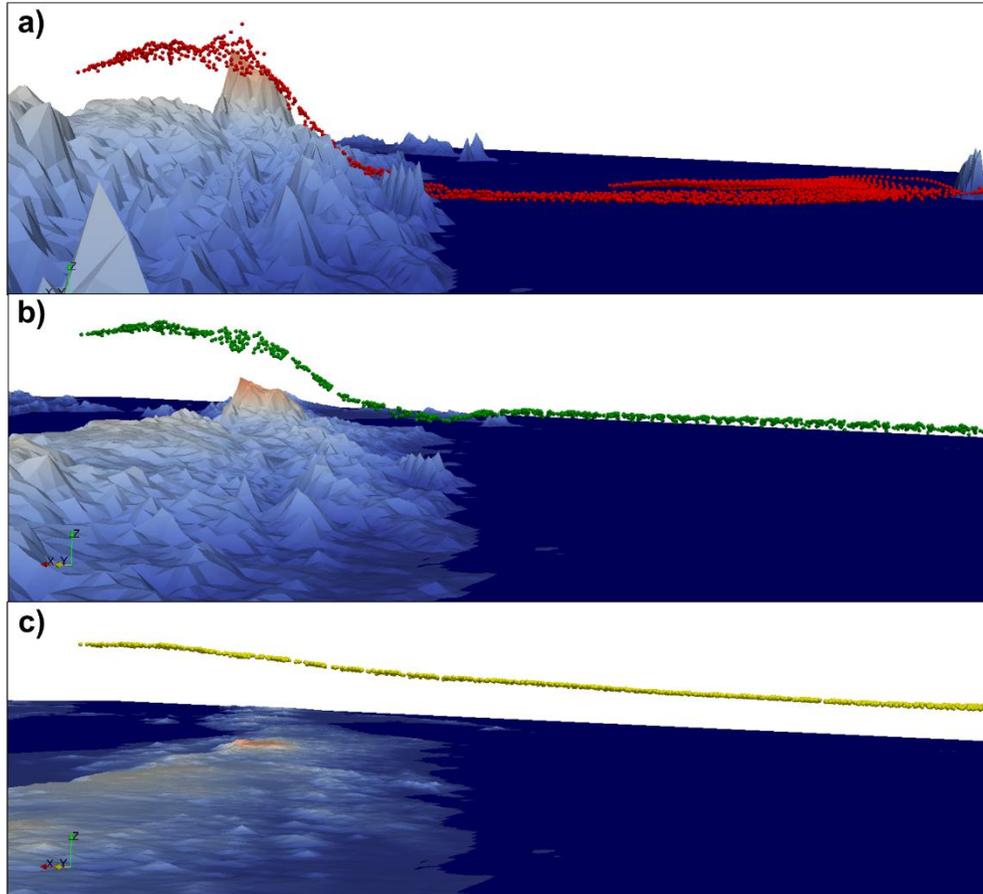


Figura 5.16. Experimento de 50 partículas a 2000 m sobre el nivel del suelo con origen en el área roja de fig. 5.3 durante el evento de octubre del 2007 con a) topografía original, b) topografía reducida a la mitad y c) topografía reducida a la décima parte. Perspectiva de ángulo desde el norte.

Es posible tomar una partícula determinada en cada experimento con la misma posición y la misma altura con respecto al suelo, representando el centro de una parcela de aire, de esta manera se puede analizar algunas variables físicas relevantes. La Tabla 5.1 muestra determinadas variables para cada experimento. En el experimento con la topografía original, la parcela de aire desciende desde los 2000 m de altura sobre el nivel del suelo hasta la superficie, por lo que es sometida a un fuerte cambio de presión atmosférica aumentando 238.4 mb con respecto a su posición inicial. Por compresión, también se observa un aumento de temperatura alcanzando la superficie con 21.65°C, una ganancia del 159% (13.3°C). En el segundo experimento, la parcela de aire desciende 1102.5 m con respecto a su

altura inicial. Esto causa un aumento 126.3 mb en la presión atmosférica a la que es sometida en su posición final. La trayectoria de esta parcela de aire también presenta un aumento de temperatura que la lleva a los 19.15°C, una ganancia del 79% (8.5°C). La parcela de aire del tercer experimento desciende 426.7 m, lo que lleva a un aumento de presión de solo 44.9 mb. Esto se traduce a un aumento de temperatura menos pronunciado con una ganancia del 32% (4.4°C).

En el primer experimento, es interesante notar que la temperatura potencial en la posición inicial, la cual es básicamente la temperatura que tendría la parcela de aire al alcanzar el nivel del mar, es más alta que la temperatura que finalmente obtiene la parcela de aire al descender hasta el nivel del mar. Eso puede explicarse observando la fig. 5.4, la cual muestra que el aire comprimido en sotavento es el resultado de la mezcla del volumen de aire contenido entre el nivel de superficie y los 2000 m de altura en barlovento. Esto significa que masas de aire de diferente temperatura potencial y ambiental, se mezclan y alcanzan un equilibrio termodinámico que lleva a una temperatura diferente a su temperatura potencial. La temperatura potencial de la posición inicial de la parcela de aire en los dos experimentos donde la topografía fue modificada, tiene una mayor diferencia con respecto a la temperatura ambiente de la parcela en su posición final. Esto es de esperarse, ya que, en ambos experimentos, las parcelas de aire jamás alcanzan el nivel del mar.

Tabla 5.1. Variables de altura, presión atmosférica, temperatura potencial y temperatura ambiente de las partículas seleccionadas en cada experimento. Pi: posición inicial, Pf: posición final.

TOPOGRAFÍA NORMAL				
	ALTURA (m)	PRESIÓN (mb)	TEMPERATURA POTENCIAL (°C)	TEMPERATURA (°C)
Pi	2000	775.7	29.55	8.35
Pf	0	1014.1	20.45	21.65
TOPOGRAFÍA 0.5				
	ALTURA (m)	PRESIÓN (mb)	TEMPERATURA POTENCIAL (°C)	TEMPERATURA (°C)
Pi	2000	790.7	30.35	10.65
Pf	897.5	917	26.55	19.15
TOPOGRAFÍA 0.1				
	ALTURA (m)	PRESIÓN (mb)	TEMPERATURA POTENCIAL (°C)	TEMPERATURA (°C)
Pi	2000	802.6	31.95	13.35
Pf	1573.3	847.5	31.85	17.75

Los resultados de las tres simulaciones con el WRF muestran la diferente dinámica atmosférica ocasionada por las modificaciones en la topografía de la península. En la fig. 5.17 esto se manifiesta en lo distinta que es la perturbación del gradiente de temperatura potencial causada por la orografía en la península. Conforme la topografía disminuye en cada experimento, la perturbación atmosférica es menos profunda, lo que se traduce en un descenso cada vez menos pronunciado de las parcelas de aire de mayor altitud.

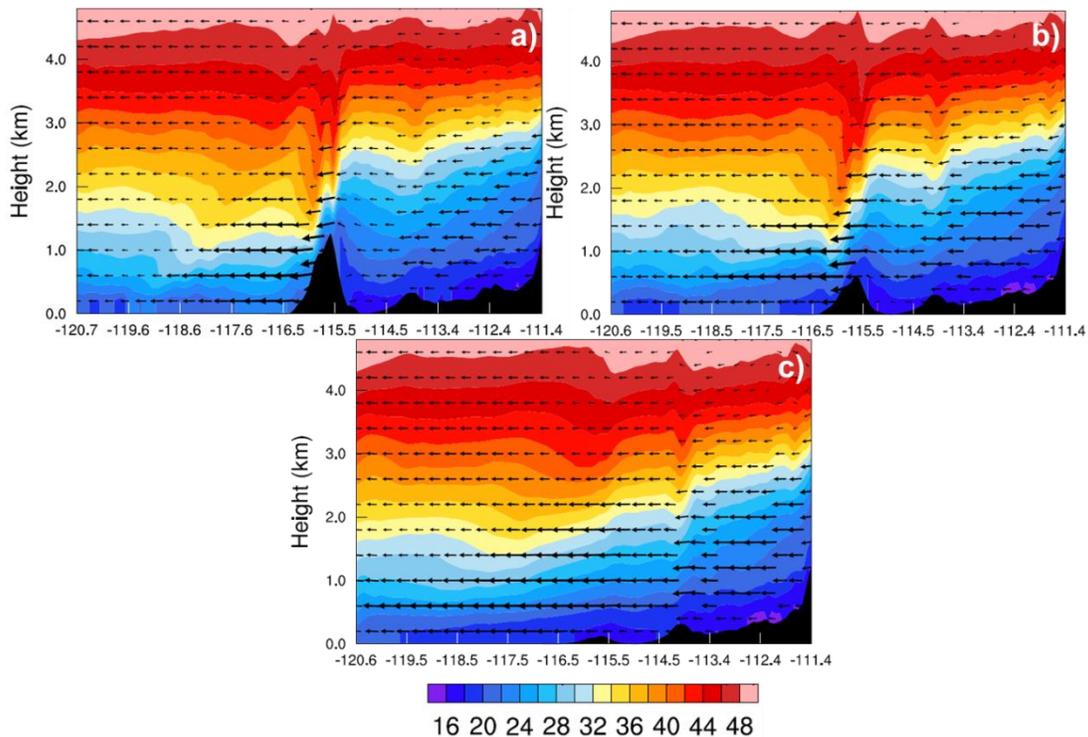


Figura 5.17. Corte transversal de oeste a este, de temperatura potencial a las 12:00 UTC del 22 de octubre del 2007 en los experimentos a) con la topografía original, b) con la topografía reducida a la mitad y c) con la topografía reducida a la décima parte.

Analizando determinadas variables meteorológicas durante el evento de octubre del 2007, se puede observar con mayor claridad la influencia que tiene la cadena montañosa de Baja California en la dinámica atmosférica de los vientos de Santa Ana. A 1500 m de altura sobre el nivel del mar se observa un gradiente de presión que es limitado por zonas con orografía de mayor altura (regiones blancas donde no existen datos de presión debido a la intromisión de topografía en ese nivel de altura) (fig. 5.18a). Este gradiente de presión entre el lado este y oeste de la cadena montañosa, es potenciado por la acumulación de masas de aire bloqueadas por la topografía conforme los vientos de Santa Ana continúan transportando aire hacia el área de estudio desde el noreste. El aire transportado es más frío que el que se encuentra en el área de estudio (fig. 5.18b) y, por lo tanto, más denso (fig. 5.18c). Esto continúa potenciando el gradiente de presión entre el lado este y oeste de la península de Baja California, lo cual lleva a un incremento de intensidad de viento

en las masas de aire que logran cruzar la topografía debido a la baja presión presente en sotavento (fig. 5.18d). La combinación de estos factores, crea condiciones de divergencia a lo largo de la cadena montañosa de la península, lo cual genera regiones de vacío que pueden causar la succión de masas de aire de mayor altura y llevarlas hasta el nivel del mar en sotavento, como se ha observado en los resultados de este capítulo. Este efecto duraría mientras el gradiente de presión continúe siendo perpendicular a la península, transportando masas de aire frías y densas desde el noreste, hasta que el sistema de alta presión presente sobre el desierto de La Gran Cuenca se debilite o se desplace a una posición diferente.

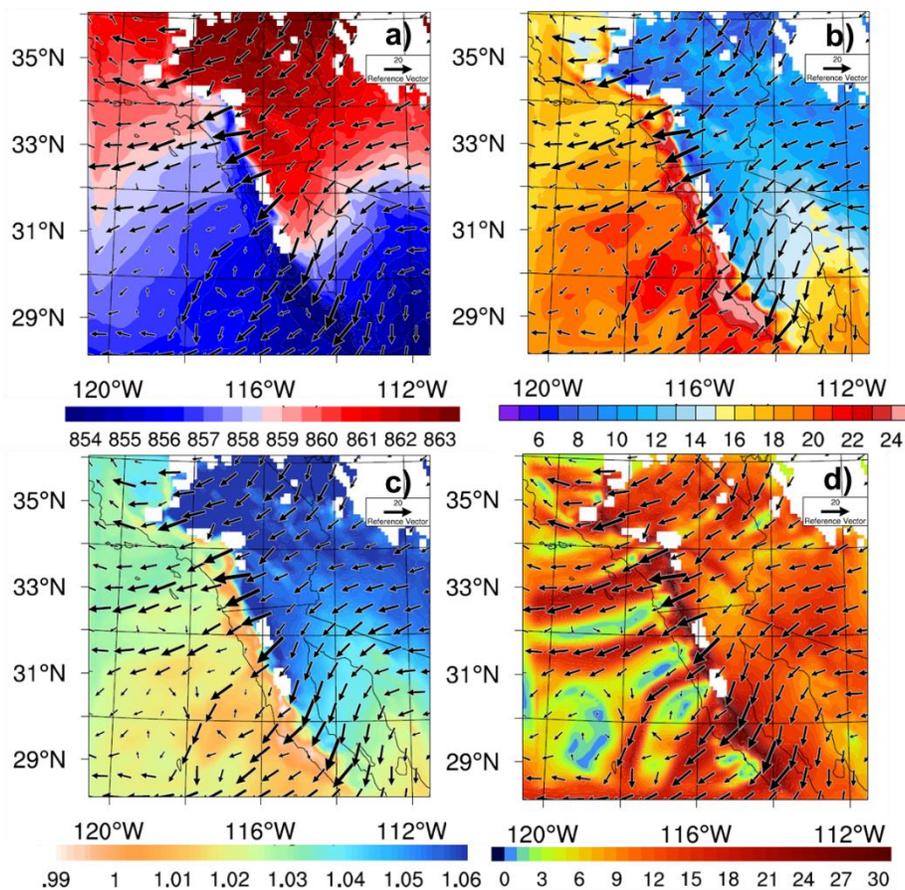


Figura 5.18. Gráficas a 1500 m sobre el nivel del mar a las 12:00 UTC del 22 de octubre del 2007 con topografía original de a) presión atmosférica (hPa), b) temperatura (°C), c) densidad del aire (Kg/m³) y d) velocidad de viento horizontal (m/s). Vector de viento de referencia a 20 m/s.

5.5 Conclusiones

Combinando la aplicación de modelos numéricos atmosféricos como el WRF, con una perspectiva lagrangiana con el modelo HYSPLIT, se analizó en mayor profundidad el mecanismo de calentamiento del aire en la península de Baja California durante los eventos extremos de los vientos de Santa Ana. El análisis comenzó con tres eventos pertenecientes a los años del 2002, 2007 y 2014. En cada uno de ellos se encontró el descenso de masas de aire desde los 2000 m sobre el nivel del suelo hasta la superficie del mar en sotavento de acuerdo a los resultados revelados por numerosos experimentos con partículas lagrangianas. El complejo comportamiento de las partículas durante estos eventos, revela la existencia de una corriente de chorro en superficie del lado barlovento, en el cual la dirección del viento en superficie llega a ser perpendicular a la dirección del viento en capas superiores a los 800 m. Los experimentos lagrangianos fueron realizados también en regiones a diferentes latitudes, lo que mostró que el efecto del descenso de masas de aire desde los 2 km de altura, se atenúa conforme la latitud es menor, lo cual coincide con la disminución de la elevación en la cadena montañosa de la península. Otras tres simulaciones fueron realizadas en el evento de octubre del 2007 modificando la topografía para investigar la influencia de esta en la dinámica atmosférica. La simulación con topografía original muestra el descenso de masas de aire ya observado de hasta 2000 m, mientras que la simulación con topografía reducida a la mitad, atenúa considerablemente el descenso (1102.5 m), lo cual se refleja en una disminución de la temperatura alcanzada en sotavento. En el tercer experimento, el descenso de masas de aire de mayor altura es significativamente menor a los otros dos experimentos (426.7 m). Dado que el cambio de altura de las parcelas de aire se hace cada vez menor de acuerdo a la orografía presente, esto representa un cambio menor de presión atmosférica, lo que se traduce en una menor ganancia de temperatura de las masas de aire al cruzar la cadena montañosa. Mientras que el primer experimento tiene una ganancia de temperatura del 159%, en el segundo experimento es de 79% y en el tercero es de 32%. Finalmente, la fuerte influencia de la topografía se revela en las condiciones meteorológicas, al representar un delimitador crucial en el gradiente de presión por

bloqueo de masas de aire frío y denso transportadas desde el noreste de la región. Esto causa un fuerte incremento de intensidad de viento que da lugar a una larga franja de divergencia a lo largo de la cadena montañosa de la península, generando así, zonas de vacío que llevan a la succión de masas de aire de alturas superiores a los 1500 m, para ser sometidas a una mayor presión atmosférica al nivel del mar causando un aumento de temperatura por compresión en sotavento.

Conclusiones generales

Las consecuencias ambientales y las condiciones meteorológicas extremas durante los episodios de vientos de Santa Ana o cualquier evento relacionado a alta intensidad de viento en la región del noroeste de México, solo recientemente han sido analizadas con la aplicación de técnicas de simulación numérica. Sin embargo, la frecuencia y la magnitud de esta clase de fenómenos en el área de estudio, sugieren una mayor relevancia de la que se le ha dado hasta ahora, dado que repercuten directamente en la calidad de aire de zonas urbanas y la erosión de suelos, entre otros factores. El análisis del impacto de estos eventos y la dinámica desarrollada durante su paso, por medio de simulación numérica, fue el objetivo principal de este estudio. Para esto se comenzó por la simulación de diferentes eventos extremos en el noroeste de México y suroeste de E.U.A., que involucraron la emisión de importantes cantidades de polvo. Estas simulaciones fueron realizadas con el modelo atmosférico WRF para estudiar la dinámica meteorológica presente, y acoplado a un módulo químico para el cálculo de la emisión del polvo y su impacto en áreas urbanas, además de la estimación de la erosión de los suelos en la región de estudio. Los cinco casos analizados coinciden en sus diversas propiedades físicas como el fuerte incremento de intensidad de viento debido principalmente a la canalización por topografía compleja presente en las costas de California y la península de Baja California, además de la aceleración por gravedad debido al descenso desde el desierto de la Gran Cuenca en la parte centro-occidental de los Estados Unidos y también el fuerte descenso de humedad causado por el transporte de aire extremadamente seco, hacia la costa alcanzando zonas urbanas como las ciudades de Tijuana, Ensenada o Mexicali. La formación de los 5 casos coincide en la amplificación de la onda sobre Norteamérica, lo que da lugar a la anticiclogénesis dentro de los desiertos de la parte centro-occidental de los Estados Unidos. La presencia de bajas presiones a nivel de superficie en el Golfo de California, aunado a la formación de vaguadas en la región noroeste de México, representan un factor importante que da lugar a la fuerte modificación de

las variables meteorológicas en el noroeste de México, incluyendo la intensificación del viento.

Las altas velocidades de viento durante estos eventos, permitieron la emisión de grandes cantidades de polvo en el área de estudio, que deterioraron gravemente la calidad del aire de las áreas urbanas en todos los casos desde fuentes locales y remotas, elevando las concentraciones de PM10 y PM2.5 a valores hasta 10 veces por encima de los límites permisibles de la Norma Oficial Mexicana en diversas ciudades de la costa de la península de Baja California, Sonora y el estado de California. En el presente trabajo se revisaron diferentes estudios que analizan el fuerte impacto en la salud de la población al ser expuestas a altas concentraciones de PM10, en especial causadas por tormentas de polvo como las analizadas. También fue mostrado el impacto por erosión de los suelos en el noroeste de México, en el cual se encontró una fuerte pérdida de suelo en grandes áreas de la región. Entre las áreas afectadas, se identificaron numerosas zonas dedicadas a la agricultura, en las cuales la erosión removió considerables cantidades de suelo fértil debido a las altas magnitudes de viento alcanzadas en todos los eventos simulados. Por lo tanto, esta clase de eventos extremos en la región, tiene un gran potencial de causar estragos significativos en la actividad agropecuaria de la región, la cual representa una de las más importantes del país.

Los resultados de las simulaciones mostraron el transporte de cantidades considerables de polvo en la atmósfera inmediatamente sobre la superficie del Golfo de California, lo que llevó al análisis de la posible interacción océano-atmósfera durante estos episodios. Para esto, se eligieron 3 eventos en los cuales este proceso era más notable, y se aplicó una metodología propuesta para la estimación de deposición de polvo en las aguas superficiales del Golfo de California. Por medio de esta metodología, se consiguió un total de polvo depositado en el golfo para cada episodio y también las regiones donde el polvo era depositado utilizando una combinación de modelaciones que permitieron conocer la dinámica atmosférica y la emisión de polvo con el modelo WRF-CHEM, así como también la trayectoria y deposición de partículas de polvo aplicando simulación lagrangiana con HYSPLIT.

Este análisis abarcó las regiones desérticas circundantes del Golfo de California, al norte (el Desierto de Altar) y al este, en la costa de Sonora, cuyos resultados mostraron la fuerte susceptibilidad de estos suelos a la erosión eólica dependiendo de las condiciones sinópticas. De estas regiones, es el Desierto de Altar el que contribuyó en mayor manera a la deposición de polvo en las aguas del Golfo de California con 58,127 t en total de los tres eventos, en comparación con la significativa cantidad de 16,787 t de la costa de Sonora. Estas cantidades toman una gran relevancia al considerar la posibilidad de procesos mineralógicos en las aguas del golfo que podrían dar lugar a un mayor desarrollo biológico. Esto llevó al análisis de las concentraciones de clorofila dentro del golfo por medio de percepción remota. Los resultados mostraron que la deposición de polvo en el golfo podría estar causando aumentos de concentración de clorofila en las costas del golfo, ya que coinciden con las áreas donde se estima una mayor cantidad de polvo depositado, lo que se podría sugerir un impacto positivo en la producción primaria de las aguas superficiales. Los resultados de las simulaciones en lo que respecta al impacto ambiental de los vientos de Santa Ana, demuestran su potencial para la reducción de calidad de aire y la amenaza que representa para la salud de las poblaciones afectadas por medio de las intensas tormentas de polvo además de la grave erosión de suelos, sin embargo, de acuerdo la interacción océano-atmósfera hablando de las aguas superficiales del golfo, las estimaciones sugieren un efecto positivo en el desarrollo de la actividad biológica del Golfo de California como se ha podido encontrar en otros mares marginales con procesos similares como en Arabia Saudita.

Utilizando nuevamente la combinación de los resultados del modelo WRF como datos de entrada para la modelación de trayectoria lagrangianas, en este trabajo se logró esclarecer la dinámica que da lugar al aumento de temperatura en la costa oeste de la península de Baja California durante los vientos de Santa Ana. La simulación de las trayectorias de las parcelas de aire que interactúan con la cadena montañosa de la península, permitió conocer la compleja influencia de la topografía y los efectos termodinámicos que dan lugar al calentamiento típico de los vientos de Santa Ana en esta región de estudio. Se estudió la dinámica atmosférica a través

de esta metodología en tres eventos diferentes (2002, 2007 y 2014). El análisis de las trayectorias de las parcelas en todos los experimentos reveló el descenso de parcelas de aire desde los 2000 m hasta el nivel del mar en sotavento. El descenso de estas masas de aire, las expondría a una mayor presión atmosférica al nivel de superficie en comparación con la menor presión a la que estaban sometidas previo al descenso, lo que da lugar a un aumento de temperatura por compresión. Esta característica es más pronunciada en las latitudes más altas de la península, dando una nueva explicación al mecanismo de calentamiento del viento en el lado más noroeste de México durante el paso de los vientos de Santa Ana. Estos mecanismos difieren con la literatura de los Estados Unidos en la cual el calentamiento se atribuye únicamente al descenso de masas de aire desde el desierto de la Gran Cuenca hacia la costa oeste del país al nivel del mar. La situación del viento en barlovento muestra una dirección casi perpendicular del viento por debajo de los 800 m de altura en comparación al de capas superiores, lo que desarrolla una corriente de chorro en superficie sobre el Golfo de California. Para poder examinar la influencia de la topografía en estos mecanismos, se realizaron otras 3 simulaciones centradas en el evento del 2007, con el propósito de modificar la topografía y analizar las diferencias por medio de simulación de trayectorias lagrangianas. Mientras la topografía normal mostraba los mecanismos mencionados, incluido el descenso de masas de aire desde 2000 m de altura sobre el nivel del mar hasta la superficie del mar, las otras dos simulaciones con una topografía disminuida mostraban diferencias muy claras en el comportamiento de la dinámica atmosférica que rodea la cadena montañosa de la península de Baja California. En la segunda simulación, la topografía fue reducida a la mitad de su altura original. Eso produjo un descenso de las parcelas de aire de 1102.5 m, debilitando el aumento de temperatura alcanzado en sotavento con una ganancia del 79%. En la tercera simulación, la topografía fue reducida a la décima parte de su altura original. Esta modificación se tradujo en un descenso menor de las parcelas de aire de 426.7 m, produciendo una ganancia de temperatura de solo un 32%. En el caso de la topografía original, la ganancia de temperatura en sotavento alcanzó el 159%. Estos experimentos permiten concluir que la cadena montañosa

de la península de Baja California, tiene una gran influencia en las condiciones meteorológicas y la dinámica atmosférica presente durante eventos extremos como los vientos de Santa Ana. Además, la presencia de esta cadena montañosa, representa un factor determinante en el gradiente de presión en esta región debido al obstaculización de masas de aire frío y denso a nivel de superficie en sotavento, que son transportadas desde el noroeste de la zona de estudio. Este fuerte gradiente de presión da lugar a un incremento de intensidad de viento perpendicular a la península, que lleva a la formación de una franja de divergencia sobre la cadena montañosa de la península, lo cual genera áreas de vacío en la pendiente de la orografía en sotavento. Dichas áreas de vacío producen la aspiración de masas de aire superiores a los 1500 m de altura sobre el nivel del mar, sometiéndolas a alturas mucho menores y aumentando su temperatura por compresión.

Perspectivas de investigación y comentarios finales

Los vientos de Santa Ana continúan siendo de gran interés científico, debido a la variedad de procesos que rodean al fenómeno, como los analizados en el presente trabajo. Su impacto como tormenta de viento, se ve reflejado en daños materiales, pero también pueden encontrarse en la calidad del aire y su fuerte reducción en zonas urbanas debido a la formación de tormentas de polvo de gran magnitud, lo cual seguirá siendo objeto de futuros análisis numéricos y de muestreo. La intensidad de estos vientos también representa una gran fuente de erosión eólica, que logra afectar los suelos de enormes regiones en el noroeste de México, alcanzando regiones de cultivo importantes. Sin embargo, el mismo fenómeno tiene una influencia positiva en la producción primaria de las aguas superficiales que rodean el área. La actividad biológica del Golfo de California ha sugerido un florecimiento durante los eventos extremos analizados en el presente trabajo. Se requiere de una investigación en el océano Pacífico, ya que es posible que estos procesos mineralógicos puedan darse de la misma manera. En el presente trabajo, el análisis se ha concentrado principalmente en la influencia de los vientos de Santa Ana en la parte más noroeste de México, como lo son la parte norte de la península de Baja California y el estado de Sonora, sin embargo, imágenes satelitales

muestran que la influencia de la alta magnitud de viento es capaz de alcanzar regiones más sureñas como el sur de la península o el estado de Sinaloa. Investigar si la emisión de polvo en estas regiones es causada por vientos de Santa Ana o si existen otros patrones sinópticos capaces de promover la formación de tormentas de polvo, es un importante objeto de trabajo futuro. Recientemente se ha comenzado a explorar la posibilidad de utilizar un enfoque relacionado a la aplicación de técnicas de inteligencia artificial, como los modelos de machine learning, que podría ser de ayuda en la investigación de las condiciones sinópticas de numerosos eventos.

Referencias

- Alfaro, S. C., & Gomes, L. (2001). Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D16), 18075–18084. <https://doi.org/10.1029/2000JD900339>
- Alonso-Rodríguez, R., & Páez-Osuna, F. (2003). Nutrients, phytoplankton and harmful algal blooms in shrimp ponds: a review with special reference to the situation in the Gulf of California. *Aquaculture*, 219(1), 317–336. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0044-8486\(02\)00509-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0044-8486(02)00509-4)
- Álvarez-Borrego, S., & Lara-Lara, J. R. (1991). The Physical Environment and Primary Productivity of the Gulf of California: Chapter 26: Part V. Physical Oceanography, Primary Productivity, Sedimentology.
- Álvarez, C., (2017). Vientos de Santa Ana y tormentas de polvo en el noroeste de México. IPICYT. Tesis de Maestría
- Álvarez, C. A., & Carbajal, N. (2019). Regions of influence and environmental effects of Santa Ana wind event. *Air Quality, Atmosphere & Health*, 12(9), 1019–1034. <https://doi.org/10.1007/s11869-019-00719-3>
- Álvarez, C. A., Carbajal, J. N., Pineda-martínez, L. F., Tuxpan, J., & Flores, D. E. (2020). Dust Deposition on the Gulf of California Caused by Santa Ana Winds, 1–22. <https://doi.org/10.3390/atmos11030275>
- Amarloei, A., Fazlzadeh, M., Jafari, A. J., Zarei, A., & Mazloomi, S. (2020). Particulate matters and bioaerosols during Middle East dust storms events in Ilam, Iran. *Microchemical Journal*, 152, 104280. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.microc.2019.104280>
- ARAKAWA, A., & LAMB, V. R. (1977). Computational Design of the Basic Dynamical Processes of the UCLA General Circulation Model. In J. B. T.-M. in C. P. A. in R. and A. CHANG (Ed.), *General Circulation Models of the Atmosphere* (Vol. 17, pp. 173–265). Elsevier.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-460817-7.50009-4>

Aoki, T., Hachikubo, A., & Hori, M. (2003). Effects of snow physical parameters on shortwave broadband albedos. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *108*(D19). <https://doi.org/10.1029/2003JD003506>

Atafar, Z., Pourpak, Z., Yunesian, M., Nicknam, M. H., Hassanvand, M. S., Soleimanifar, N., ... Naddafi, K. (2019). Proinflammatory effects of dust storm and thermal inversion particulate matter (PM10) on human peripheral blood mononuclear cells (PBMCs) in vitro: a comparative approach and analysis. *Journal of Environmental Health Science and Engineering*, *17*(1), 433–444. <https://doi.org/10.1007/s40201-019-00362-1>

Ávalos Z., Rojas S., Álvarez A., Prieto M., Schwennicke T., Sevilla Unda. (1999). Informe de la carta geológico-minera Villa Constitución G12-7-8, escala 1:250,000, estado de Baja California Sur, convenio COREMI/UABCS

Bali, K., Mishra, A. K., Singh, S., Chandra, S., & Lehahn, Y. (2019). Impact of dust storm on phytoplankton bloom over the Arabian Sea: a case study during March 2012. *Environmental Science and Pollution Research*, *26*(12), 11940–11950. <https://doi.org/10.1007/s11356-019-04602-7>

Barnes, E. A. (2013). Revisiting the evidence linking Arctic amplification to extreme weather in midlatitudes. *Geophysical Research Letters*, *40*(17), 4734–4739. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/grl.50880>

Barnes, E. A., & Polvani, L. M. (2015). CMIP5 Projections of Arctic Amplification, of the North American/North Atlantic Circulation, and of Their Relationship. *Journal of Climate*, *28*(13), 5254–5271. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00589.1>

Belnap, J. (1995). Surface disturbances: their role in accelerating desertification, 39–57.

Brinkmann, W. A. R., (1973): A climatological study of strong downslope winds in the Boulder area, NCAR Cooperative Thesis No. 27, University of Colorado.

- Broomandi, P., Dabir, B., Bonakdarpour, B., & Rashidi, Y. (2016). Application of HYSPLIT and WRF / Chem Models to Investigate the Dust Storm Episodes, (October), 1–18. <https://doi.org/10.20944/preprints201610.0068.v1>
- Bosart, L. F., Moore, B. J., Cordeira, J. M., & Archambault, H. M. (2017). Interactions of North Pacific Tropical, Midlatitude, and Polar Disturbances Resulting in Linked Extreme Weather Events over North America in October 2007. *Monthly Weather Review*, *145*(4), 1245–1273. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0230.1>
- CAL FIRE, OES, U.S. Forest Service, (2008). California Fire Siege 2007: An Overview. Sacramento, CA: California Dept. of Forestry and Fire Protection.
- Cao, Y., & Fovell, R. G. (2018). Downslope Windstorms of San Diego County. Part II: Physics Ensemble Analyses and Gust Forecasting. *Weather and Forecasting*, *33*(2), 539–559. <https://doi.org/10.1175/WAF-D-17-0177.1>
- Carmona, J. M., Vanoye, A. Y., Lozano, F., & Mendoza, A. (2015). Dust emission modeling for the western border region of Mexico and the USA. *Environmental Earth Sciences*, 1687–1697. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-4173-5>
- Castro, R. (2003). Evolución y extensión de los vientos Santa Ana de febrero de 2002 en el océano , frente a California y la Península de Baja California Evolution and extension of the Santa Ana winds of February 2002 over the ocean , off California and the Baja California , 29(February 2002), 275–281.
- Cat, L. A. (2019). *Linking airborne fungal dispersal with ecosystem function*. UNIVERSITY OF CALIFORNIA, IRVINE.
- Chase, T. N., Pielke, R. A., Kittel, T. G. F., Nemani, R. R., & Running, S. W. (2000). Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. *Climate Dynamics*, *16*, 93–105.
- Chen, B., Stein, A. F., Maldonado, P. G., Campa, A. M. S. de la, Gonzalez-Castanedo, Y., Castell, N., & Rosa, J. D. de la. (2013). Size distribution and concentrations of heavy metals in atmospheric aerosols originating from

industrial emissions as predicted by the HYSPLIT model. *Atmos. Environ.*, 71, 234–244.

Chin, M., Rood, R. B., Lin, S.-J., Müller, J.-F., & Thompson, A. M. (2000).

Atmospheric sulfur cycle simulated in the global model GOCART: Model description and global properties. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D20), 24671–24687.

<https://doi.org/10.1029/2000JD900384>

Connan, O., Smith, K., Organo, C., Solier, L., Maro, D., & Hébert, D. (2013).

Comparison of RIMPUFF, HYSPLIT, ADMS atmospheric dispersion model outputs, using emergency response procedures, with 85Kr measurements made in the vicinity of nuclear reprocessing plant. *J. Environ. Radioact.*, 124, 266–277.

Corbett, S. W. (1996). Asthma exacerbations during Santa Ana winds in southern California. *Wilderness & Environmental Medicine*, 7(4), 304–311.

[https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1580/1080-6032\(1996\)007\[0304:AEDSAW\]2.3.CO;2](https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1580/1080-6032(1996)007[0304:AEDSAW]2.3.CO;2)

Cook, B. I., Miller, R. L., & Seager, R. (2009). Amplification of the North American “Dust Bowl” drought through human-induced land degradation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 106(13), 4997–5001.

<https://doi.org/10.1073/pnas.0810200106>

de Jesús Guevara Macías, M., Carbajal, N., & Vargas, J. T. (2020). Soil

deterioration in the southern Chihuahuan Desert caused by agricultural practices and meteorological events. *Journal of Arid Environments*, 176, 104097. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2019.104097>

Delgadillo–Hinojosa F. 2000. Biogeoquímica del cadmio y manganeso en el Golfo de California. Ph.D. thesis, Universidad Autónoma de Baja California, Ensenada, Mexico, 181 pp.

Demeo, J. (1989). Desert Expansion and Drought : Environmental Crisis , Part I, 23(1), 15–26.

- Draxler, R. R., & Hess, G. D. (1998). An overview of the HYSPLIT_4 modeling system for trajectories, dispersion, and deposition. *Aust. Meteor. Mag.*, 47, 295–308.
- Dohrenwend, P., Le, M., Bush, J., & Thomas, C. (2013). The Impact on Emergency Department Visits for Respiratory Illness During the Southern California Wildfires. *Western Journal of Emergency Medicine*, 14(2), 79–84.
<https://doi.org/10.5811/westjem.2012.10.6917>
- Dominguez-Rodriguez, A., Rodríguez, S., & Abreu-Gonzalez, P. (2019). The impact of naturally generated particulate matter emanating from desert dust storms and cardiovascular pathophysiology: an alarming worldwide reality. *European Heart Journal*, 40(28), 2375–2376.
<https://doi.org/10.1093/eurheartj/ehz215>
- Dudhia, J. (1989). Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(20), 3077–3107. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1989\)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2)
- Durrán, D. R. (2002). Downslope Winds *, 1, 644–650.
- Efstathiou, C., Isukapalli, S., & Georgopoulos, P. (2011). A mechanistic modeling system for estimating large-scale emissions and transport of pollen and co-allergens. *Atmos. Environ.*, 45, 2260–2276.
- Farmer, A. M. (1993). The effects of dust on vegetation—a review. *Environmental Pollution*, 79(1), 63–75. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0269-7491\(93\)90179-R](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0269-7491(93)90179-R)
- Félix-Bermúdez, A., Delgadillo-Hinojosa, F., Huerta-Díaz, M. A., Camacho-Ibar, V., & Torres-Delgado, E. V. (2017). Atmospheric Inputs of Iron and Manganese to Coastal Waters of the Southern California Current System: Seasonality, Santa Ana Winds, and Biogeochemical Implications. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(11), 9230–9254.
<https://doi.org/10.1002/2017JC013224>

- Fleming, Z. L., Monks, P. S., & Manning, A. J. (2012). Review: Untangling the influence of air-mass history in interpreting observed atmospheric composition. *Atmos. Res.*, *104–105*, 1–39.
- Fovell, R. G., & Cao, Y. (2016). Downslope Windstorms of San Diego County . Part I: A Case Study. *Monthly Weather Review*, (February).
<https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0147.1>
- Fovell, R. G., & Cao, Y. (2017). The Santa Ana winds of Southern California : Winds , gusts , and the 2007 Witch fire. *Wind and Structures*, *24(6)*, 529–564.
- Fredrickson, E., Havstad, K. M., Estell, R., & Hyder, P. (1998). Perspectives on desertification : south-western United States. *Journal of Arid Environments*, *39*, 191–207.
- Gaiero, D. M. (2013). Ground/satellite observations and atmospheric modeling of dust storms originated in the high Puna-Altiplano deserts (South America): Implications for the interpretation of paleo-climatic archives. *J. Geophys. Res.*, *118*, 3817–3831.
- Geist, H. J., & Lambin, E. F. (2004). Dynamic Causal Patterns of Desertification. *BioScience*, *54(9)*.
- Genthon, C. (1992). Simulations of desert dust and sea-salt aerosols in Antarctica with a general circulation model of the atmosphere. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, *44(4)*, 371–389.
<https://doi.org/10.3402/tellusb.v44i4.15464>
- Gholamzade Ledari, D., Hamidi, M., & Shao, Y. (2020). Evaluation of the 13 April 2011 frontal dust storm in west Asia. *Aeolian Research*, *44*, 100592.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2020.100592>
- Gillette, D. A., Adams, J., Endo, A., Smith, D., & Kihl, R. (1980). Threshold velocities for input of soil particles into the air by desert soils. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *85(C10)*, 5621–5630.
<https://doi.org/10.1029/JC085iC10p05621>

- Ginsberg M, Johnson J, Tokars J, Martin C, English R, Rainisch G, Lei W, Hicks P, Burkholder J, Miller M, et al. (2008). Monitoring health effects of wildfires using the biosense system--San Diego County, California, October 2007. *MMWR. Morbidity and Mortality Weekly Report*, 57(27), 741–744. Retrieved from <http://europepmc.org/abstract/MED/18614992>
- Grell, G. A., Peckham, S. E., Schmitz, R., McKeen, S. A., Frost, G., Skamarock, W. C., & Eder, B. (2005). Fully coupled “online” chemistry within the WRF model. *Atmospheric Environment*, 39(37), 6957–6975.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2005.04.027>
- Guzman-morales, J., Gershunov, A., Theiss, J., Li, H., & Cayan, D. (2016). Santa Ana Winds of Southern California: Their climatology, extremes, and behavior spanning six and a half decades. *Geophysical Research Letters*, 1–8.
<https://doi.org/10.1002/2016GL067887>.Received
- Guzman Morales, Janin; Gershunov, A. (2019). Climate Change Suppresses Santa Ana Winds of Southern California and Sharpens Their Seasonality Geophysical Research Letters. *Geophysical Research Letters*, 2772–2780.
<https://doi.org/10.1029/2018GL080261>
- Hong, J., Mao, F., Min, Q., Pan, Z., Wang, W., Zhang, T., & Gong, W. (2020). Improved PM2.5 predictions of WRF-Chem via the integration of Himawari-8 satellite data and ground observations. *Environmental Pollution*, 263, 114451.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.114451>
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., & Chen, S.-H. (2004). A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1), 103–120.
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2004\)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2004)132<0103:ARATIM>2.0.CO;2)
- Huang, J., Minnis, P., Lin, B., Wang, T., Yi, Y., Hu, Y., ... Ayers, K. (2006). Possible influences of Asian dust aerosols on cloud properties and radiative forcing observed from MODIS and CERES. *Geophysical Research Letters*, 33(6). <https://doi.org/10.1029/2005GL024724>

- Hughes, M., Hall, A., & Kim, J. (2009). ANTHROPOGENIC REDUCTION, (March).
- Hughes, M., Hall, A., & Kim, J. (2011). Human-induced changes in wind , temperature and relative humidity during Santa Ana events. *Climatic Change*, 109. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0300-9>
- Hutchinson, J. A., Vargo, J., Milet, M., French, N. H. F., Billmire, M., Johnson, J., & Hoshiko, S. (2018). The San Diego 2007 wildfires and Medi-Cal emergency department presentations, inpatient hospitalizations, and outpatient visits: An observational study of smoke exposure periods and a bidirectional case-crossover analysis. *PLOS Medicine*, 15(7), e1002601. Retrieved from <https://doi.org/10.1371/journal.pmed.1002601>
- INEGI. (1995). Estudio Hidrológico del Estado de Baja California. Instituto Nacional de geografía e informática. México
- INEGI (2001) Conjunto de datos vectoriales Fisiográficos. Continuo Nacional. Escala 1:1 000 000. Serie I (Subprovincias fisiográficas). Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- INEGI (2003). Conjunto de Datos Vectoriales de la Carta de Uso del Suelo y Vegetación, Escala 1:1'000,000 Serie II (Continuo
- INEGI (2008) Conjunto de datos vectoriales escala 1:1 000 000. Unidades climáticas. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. México.
- Instituto Nacional de investigaciones Forestales y Agropecuarias (INIFAP) - Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO), (1995). 'Edafología'. Escalas 1:250000 y 1:1000000. México.
- Jackson, P. L., Mayr, G., and Vosper, S. (2013). *Dynamically-driven winds. Mountain Weather Research and Forecasting.*
- Jiang, Z., Liu, Z., Wang, T., Schwartz, C. S., & Lin, H. (2013). Probing into the impact of 3DVAR assimilation of surface PM 10 observations over China using process analysis, 118, 6738–6749. <https://doi.org/10.1002/jgrd.50495>

Jickells, T. D., An, Z. S., Andersen, K. K., Baker, A. R., Bergametti, C., Brooks, N., ... Torres, R. (2005). Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science*, *308*(5718), 67–71.
<https://doi.org/10.1126/science.1105959>

Jiménez, E., Linares, C., Martínez, D., & Díaz, J. (2010). Role of Saharan dust in the relationship between particulate matter and short-term daily mortality among the elderly in Madrid (Spain). *Science of The Total Environment*, *408*(23), 5729–5736.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2010.08.049>

Jones, C. (2010). Forecast Skill of Synoptic Conditions Associated with Santa Ana Winds in Southern California. *American Meteorological Society*, *138*, 4528–4541. <https://doi.org/10.1175/2010MWR3406.1>

Joussaume, S. (1990). Three-dimensional simulations of the atmospheric cycle of desert dust particles using a general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *95*(D2), 1909–1941.
<https://doi.org/10.1029/JD095iD02p01909>

Kang, J. Y., Yoon, S. C., Shao, Y., & Kim, S. W. (2011). Comparison of vertical dust flux by implementing three dust emission schemes in WRF / Chem, *116*(December 2010), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2010JD014649>

Karanasiou, A., Moreno, N., Moreno, T., Viana, M., Leeuw, F. De, & Querol, X. (2012). Health effects from Sahara dust episodes in Europe : Literature review and research gaps. *Environment International*, *47*, 107–114.
<https://doi.org/10.1016/j.envint.2012.06.012>

Kasper-Zubillaga, J. J., Acevedo-Vargas, B., Bermea, O. M., & Zamora, G. O. (2008). Rare earth elements of the Altar Desert dune and coastal sands, Northwestern Mexico. *Chemie Der Erde*, *68*(1), 45–59.
<https://doi.org/10.1016/j.chemer.2006.05.001>

Keeley, J. E., & Syphard, A. D. (2019). Twenty-first century California , USA , wildfires : fuel-dominated vs . wind- dominated fires. *Fire Ecology*.

- Knapp, P. A. (1992). Soil loosening processes following the abandonment of two arid western Nevada townsites, *52*(2).
- Künzli, N., Avol, E., Wu, J., Gauderman, W. J., Rappaport, E., Millstein, J., ... Peters, J. M. (2006). Health effects of the 2003 Southern California wildfires on children. *American Journal of Respiratory and Critical Care Medicine*, *174*(11), 1221–1228. <https://doi.org/10.1164/rccm.200604-519OC>
- Langford, A. O., Pierce, R. B., & Schultz, P. J. (2015). Stratospheric intrusions, the Santa Ana winds, and wildland fires in Southern California. *Geophysical Research Letters*, *42*, 6091–6097. <https://doi.org/10.1002/2015GL064964>
- Lecomte, D. (2019). U.S. Weather Highlights 2018: Another Historic Hurricane and Wildfire Season. *Weatherwise*, *1672*, 12–23. <https://doi.org/10.1080/00431672.2019.1586492>
- Lee, I.-Y. (1983). Simulation of Transport and Removal Processes of the Saharan Dust. *J. Climate Appl. Meteor.*, *22*, 632–639. Retrieved from [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1983\)022%3C0632:SOTARP%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1983)022%3C0632:SOTARP%3E2.0.CO;2)
- Leibel, S., Nguyen, M., Brick, W., Parker, J., Ilango, S., Aguilera, R., ... Benmarhnia, T. (2019). Increase in Pediatric Respiratory Visits Associated with Santa Ana Wind-driven Wildfire Smoke and PM 2.5 Levels in San Diego County . *Annals of the American Thoracic Society*, 1–30. <https://doi.org/10.1513/annalsats.201902-150oc>
- Leighton, M. (1998). Environmental degradation and migration: the U.S.-Mexico case study. *Environmental Change and Security Project Report*, (4), 61–67.
- Li, L., & Mu, G. (2021). Similar effects as shade tolerance induced by dust accumulation and size penetration of particulates on cotton leaves. *BMC Plant Biology*, *21*(1), 149. <https://doi.org/10.1186/s12870-021-02926-6>
- Lin, M., Fiore, A. M., Horowitz, L. W., Langford, A. O., Oltmans, S. J., Tarasick, D., & Rieder, H. E. (2015). Climate variability modulates western US ozone air quality in spring via deep stratospheric intrusions. *Nature Communications*,

6(1), 7105. <https://doi.org/10.1038/ncomms8105>

Liu, J. C., Mickley, L. J., Sulprizio, M. P., Yue, X., Peng, R. D., Dominici, F., & Bell, M. L. (2016). Future respiratory hospital admissions from wildfire smoke under climate change in the Western US. *Environmental Research Letters*, *11*(12), 124018. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/11/12/124018>

Liu, J., Curry, J. A., Wang, H., Song, M., & Horton, R. M. (2012). Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, *109*(11), 4074 LP-4079. <https://doi.org/10.1073/pnas.1114910109>

Lu, D., Fitzgerald, R., Stockwell, W. R., Reddy, R. S., & White, L. (2012). Numerical simulation for a wind dust event in the US / Mexico border region, 317–331. <https://doi.org/10.1007/s11869-012-0174-7>

Lynn, R. J., & Svejksky, J. (1984). Remotely Sensed Sea Surface Temperature Variability Off California During a " Santa Ana " Clearing. *Geophysical Research Letters*, *89*, 8151–8162.

MacDonald, G. M., Stahle, D. W., Diaz, J. V., Beer, N., Busby, S. J., Cerano-Paredes, J., ... Woodhouse, C. A. (2008). Climate Warming and 21st-Century Drought in Southwestern North America. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *89*(9), 82. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2008EO090003>

Mallone, S., Stafoggia, M., Faustini, A., Gobbi, G. P., Marconi, A., & Forastiere, F. (2011). Saharan dust and associations between particulate matter and daily mortality in Rome, Italy. *Environmental Health Perspectives*, *119*(10), 1409–1414. <https://doi.org/10.1289/ehp.1003026>

Martcorena, B., & Bergametti, G. (1995). Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *Journal of Geophysical Research*, *100*(D8), 16415. <https://doi.org/10.1029/95JD00690>

Martcorena, B., Bergametti, G., Aumont, B., Callot, Y., N'Doumé, C., & Legrand,

- M. (1997). Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulation of Saharan dust sources. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D4), 4387–4404. <https://doi.org/10.1029/96JD02964>
- Martínez-López, A., Cervantes-Duarte, R., Reyes-salinas, A., & Valdez-Holguin, J. E. (2001). Cambio estacional de clorofila a en La Bahía de La Paz, BCS, Mexico.pdf. *Hidrobiologica*.
- McClure, B. C. (1998). Policies related to combating desertification in the United States of America. *Land Degradation & Development*, 9(5), 383–392. [https://doi.org/https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-145X\(199809/10\)9:5<383::AID-LDR303>3.0.CO;2-A](https://doi.org/https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-145X(199809/10)9:5<383::AID-LDR303>3.0.CO;2-A)
- Michael Beman, J., Arrigo, K. R., & Matson, P. A. (2005). Agricultural runoff fuels large phytoplankton blooms in vulnerable areas of the ocean. *Nature*, 434(7030), 211–214. <https://doi.org/10.1038/nature03370>
- Middleton, N. J. (2017). Desert dust hazards: A global review. *Aeolian Research*, 24, 53–63. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2016.12.001>
- Middleton, N. J., & Goudie, A. S. (2006). *Desert Dust in the Global System* (Springer). Heidelberg.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663–16682. <https://doi.org/10.1029/97JD00237>
- Morales-Acuña, E.J. (2015). Influencia de la variabilidad espacio-temporal del viento en el transporte de polvo hacia el Golfo de California. Master's Thesis in Sciences, Instituto Politécnico Nacional, Ciudad de México, México, 2015.
- Morales-Acuña, E., Torres, C. R., Delgadillo-Hinojosa, F., Linero-Cueto, J. R., Santamaría-del-ángel, E., & Castro, R. (2019). The Baja California Peninsula, a significant source of dust in Northwest Mexico. *Atmosphere*, 10(10). <https://doi.org/10.3390/atmos10100582>

- Muñoz-Barbosa, A., & Huerta-Diaz, M. A. (2013). Trace metal enrichments in nearshore sediments and accumulation in mussels (*Modiolus capax*) along the eastern coast of Baja California, Mexico: Environmental status in 1995. *Marine Pollution Bulletin*, 77(1–2), 71–81.
<https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2013.10.030>
- Muñoz-Barbosa, A., Segovia-Zavala, J. A., Huerta-Diaz, M. A., Delgadillo-Hinojosa, F., Torres-Delgado, E. V., Lares, M. L., ... Gutiérrez-Galindo, E. A. (2017). Atmospheric iron fluxes in the northern region of the Gulf of California: Implications for primary production and potential Fe limitation. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 129(June), 69–79.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2017.10.008>
- Nabavi, S. O., Haimberger, L., & Samimi, C. (2017). Sensitivity of WRF-chem predictions to dust source function specification in West Asia. *Aeolian Research*, 24, 115–131.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2016.12.005>
- Nance, L. B., & Colman, B. R. (2000). Evaluating the Use of a Nonlinear Two-Dimensional Model in Downslope Windstorm Forecasts. *Weather and Forecasting*, 15(6), 715–729. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(2000\)015<0715:ETUOAN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(2000)015<0715:ETUOAN>2.0.CO;2)
- Naota, M., Mukaiyama, T., & Shimada, A. (2018). Pathological study of pulmonary toxicity induced by intratracheally instilled Asian sand dust (Kosa): effects of lowered serum zinc level on the toxicity. *Pathological Study of Pulmonary Toxicity Induced by Intratracheally Instilled Asian Sand Dust (Kosa): Effects of Lowered Serum Zinc Level on the Toxicity*.
<https://doi.org/10.5603/FHC.a2018.0006>
- NCAR Command Language (Version 6.6.2) [Software]. (2019). Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/CISL/TDD. <http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>
- Neves, N. R., Oliva, M. A., da Cruz Centeno, D., Costa, A. C., Ribas, R. F., & Pereira, E. G. (2009). Photosynthesis and oxidative stress in the restinga plant

- species *Eugenia uniflora* L. exposed to simulated acid rain and iron ore dust deposition: Potential use in environmental risk assessment. *Science of The Total Environment*, 407(12), 3740–3745.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2009.02.035>
- Noyola-Medrano, C., & Martínez-Sías, V. A. (2017). Assessing the progress of desertification of the southern edge of Chihuahuan Desert: A case study of San Luis Potosi Plateau. *Journal of Geographical Sciences*, 27(4), 420–438.
<https://doi.org/10.1007/s11442-017-1385-5>
- Overland, J. E., & Wang, M. (2018). Arctic-midlatitude weather linkages in North America. *Polar Science*, 16, 1–9.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.polar.2018.02.001>
- Park, S., Choe, A., Park, M., & Chun, Y. (2010). Performance Tests of the Asian Dust Aerosol Model 2 (ADAM 2). *Journal of Sustainable Energy & Environment*, 1, 77–83.
- Pereira, E. G., Oliva, M. A., Kuki, K. N., & Cambraia, J. (2008). Photosynthetic changes and oxidative stress caused by iron ore dust deposition in the tropical CAM tree *Clusia hilariana*. *Trees*, 23(2), 277. <https://doi.org/10.1007/s00468-008-0275-y>
- Phuleria, H. C., Fine, P. M., & Zhu, Y. (2005). Air quality impacts of the October 2003 Southern California wildfires, 110(x), 1–11.
<https://doi.org/10.1029/2004JD004626>
- Pineda-martínez, L. F., Carbajal, N., & Aragon-piña, A. (2011). Numerical research of extreme wind-induced dust transport in a semi-arid human-impacted region of Mexico, (August). <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.05.056>
- Prakash, P. J., Stenchikov, G., Kalenderski, S., Osipov, S., & Bangalath, H. (2015). The impact of dust storms on the Arabian Peninsula and the Red Sea. *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 199–222. <https://doi.org/10.5194/acp-15-199-2015>
- Prospero, J. M., & Lamb, P. J. (2003). African Droughts and Dust Transport to the

- Caribbean: Climate Change Implications. *Science*, 302(5647), 1024 LP-1027.
<https://doi.org/10.1126/science.1089915>
- Raphael, M. N. (2003). The Santa Ana Winds of California, 7, 1–13.
- Reyes, C.S.; Pavía, L.E.; Candela, P.J.; Troncoso, G.R. (1984). Estudio preliminar de las condiciones meteorológicas y climatológicas alrededor del Golfo de California. 1ra. Parte. Análisis sur del viento. *Cienc. Mar.* 10, 9–26.
- Richner, H., P. Hächler, (2013): Understanding and Forecasting Alpine Foehn. In: F.K. Chow, S.F. J. De Wekker, B.J. Snyder (Eds.): Mountain weather research and forecasting, Springer Atmospheric Sciences
- Rizza, U., Barnaba, F., Miglietta, M. M., Gobbi, G. P., Liberto, L. Di, Dionisi, D., ... Grasso, F. (2016). WRF-Chem model simulations of a dust outbreak over the Central Mediterranean and comparison with multi-sensor desert dust observations. *Atmos. Chem. Phys.*, (July). <https://doi.org/10.5194/acp-2016-627>
- Roden, G.I. (1958). Oceanographic and Meteorological Aspects of the Gulf of California.
- Rolph, G. D. (2009). Description and verification of the NOAA Smoke Forecasting System: The 2007 fire season. *Wea. Forecasting*, 24, 361–378.
- Romm., J. (2009). The next dust bowl, 2007–2008.
- Schwartz, M. L., & Notini, J. (1994). Desertification and Migration : Mexico and the United States. *Washington: Commission on Immigration Reform.*
- Schwarz, L., Malig, B., Guzman-Morales, J., Guirguis, K., Ilango, S., Sheridan, P., ... Benmarhnia, T. (2020). The health burden of fall, winter and spring extreme heat events in Southern California and contribution of Santa Ana Winds. *Environmental Research Letters*, 15(5).
- Scorer, R.S., (1978): Environmental Aerodynamics. Wiley & Sons, 488 pp
- Segovia-Zavala, J. A., Delgadillo-Hinojosa, F., Lares-Reyes, M. L., Huerta-Diaz, M.

- A., Munoz-Barbosa, A., & Torres-Delgado, E. V. (2009). Atmospheric input and concentration of dissolved iron in the surface layer of the Gulf of California. *Ciencias Marinas*, 35(1), 75–90.
- Shao, Y., & Leslie, L. M. (1997). Wind erosion prediction over the Australian continent. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D25), 30091–30105. <https://doi.org/10.1029/97JD02298>
- Shao, Y. P., Raupach, M. R., & Leys, J. F. (1996). A model for predicting aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region. *Soil Research*, 34(3), 309–342. Retrieved from <https://doi.org/10.1071/SR9960309>
- Shao, Y. (2001). A model for mineral dust emission. *Journal of Geophysical Research*, 106(D17), 20,239–20,254. <https://doi.org/10.1029/2001JD900171>
- Shao, Y. (2004). Simplification of a dust emission scheme and comparison with data. *Journal of Geophysical Research*, 109, 1–6. <https://doi.org/10.1029/2003JD004372>
- Shao, Y., Ishizuka, M., Mikami, M., & Leys, J. F. (2011). Parameterization of size - resolved dust emission and validation with measurements. *Journal of Geophysical Research*, 116(January), 1–19. <https://doi.org/10.1029/2010JD014527>
- Shao, Y., Wyrwoll, K., Chappell, A., Huang, J., Lin, Z., Mctainsh, G. H., ... Yoon, S. (2011). Dust cycle : An emerging core theme in Earth system science. *Aeolian Research*, 2(4), 181–204. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2011.02.001>
- Sharifi, M. R., Gibson, A. C., & Rundel, P. W. (1997). Surface Dust Impacts on Gas Exchange in Mojave Desert Shrubs. *Journal of Applied Ecology*, 34(4), 837–846. <https://doi.org/10.2307/2405275>
- Sokolik, I. N., Toon, O. B., & Bergstrom, R. W. (1998). Modeling the radiative characteristics of airborne mineral aerosols at infrared wavelengths. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D8), 8813–8826. <https://doi.org/10.1029/98JD00049>

- Soleimani, Z., Teymouri, P., Darvishi Bolorani, A., Mesdaghinia, A., Middleton, N., & Griffin, D. W. (2020). An overview of bioaerosol load and health impacts associated with dust storms: A focus on the Middle East. *Atmospheric Environment*, 223, 117187.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2019.117187>
- Sommers. (1978). LFM Forecast Variables Related to Santa Ana Wind Occurrences.
- Sprigg, W. A., Nickovic, S., Galgiani, J. N., Pejanovic, G., Petkovic, S., Vujadinovic, M., ... El-Askary, H. (2014). Regional dust storm modeling for health services: The case of valley fever. *Aeolian Research*, 14, 53–73.
<https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2014.03.001>
- Stein, A. F., Draxler, R. R., Rolph, G. D., Stunder, B. J. B., Cohen, M. D., & Ngan, F. (2015). NOAA's HYSPLIT Atmospheric Transport and Dispersion Modeling System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 96(12), 2059–2077.
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00110.1>
- Stunder, B. J. B., Heffter, J. L., & Draxler, R. R. (2007). Airborne volcanic ash forecast area reliability. *Wea. Forecasting*, 22, 1132–1139.
- Su, L., & Hung, J. (2015). Sensitivities of WRF-Chem to dust emission schemes and land surface properties in simulating dust cycles during springtime over East Asia. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 120(11).
<https://doi.org/10.1002/2015JD023446>
- Sun, Z., An, X., Tao, Y., & Hou, Q. (2013). Assessment of population exposure to PM10 for respiratory disease in Lanzhou (China) and its health-related economic costs based on GIS.
- Sverdrup, H.U. (1941). The Gulf of California: preliminary discussion on the cruise of the E.W. Scripps in February and March 1939. Proc. 6th Pac. Sci. Congr., 3: 161–166.
- Thunell, R. C. (1998). Seasonal and annual variability in particle fluxes in the Gulf

- of California: A response to climate forcing. *Deep-Sea Research I*, 45, 2059–2083. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(98\)00053-3](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(98)00053-3)
- Thunell, R., Pride, C., Ziveri, P., Muller-Karger, F., Sancetta, C., & Murray, D. (1996). Plankton response to physical forcing in the Gulf of California. *Journal of Plankton Research*, 18(11), 2017–2026. Retrieved from <http://dx.doi.org/10.1093/plankt/18.11.2017>
- Tegen, I., & Fung, I. (1994). Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 99(D11), 22897–22914. <https://doi.org/10.1029/94JD01928>
- Tereshchenko, I., Zolotokrylin, A. N., Titkova, T. B., Brito-Castillo, L., & Monzon, C. O. (2012). Seasonal Variation of Surface Temperature Modulating Factors in the Sonoran Desert in Northwestern Mexico. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(8), 1519–1530. <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-11-0160.1>
- Tong, D. Q., Wang, J. X. L., Gill, T. E., Lei, H., & Wang, B. (2017). Intensified dust storm activity and Valley fever infection in the southwestern United States. *Geophysical Research Letters*, 44(9), 4304–4312. <https://doi.org/10.1002/2017GL073524>
- Viswanathan, S., Eria, L., Diunugala, N., Johnson, J., & Mc Clean, C. (2006). An Analysis of Effects of San Diego Wildfire on Ambient Air Quality. *Journal of the Air and Waste Management Association*, 56(1), 56–67. <https://doi.org/10.1080/10473289.2006.10464439>
- Vodonos, A., Friger, M., Katra, I., Avnon, L., Krasnov, H., Koutrakis, P., ... Novack, V. (2014). The impact of desert dust exposures on hospitalizations due to exacerbation of chronic obstructive pulmonary disease. *Air Quality, Atmosphere and Health*, 7(4), 433–439. <https://doi.org/10.1007/s11869-014-0253-z>
- Vukovic, A. (2014). Numerical Simulation of “ An American Haboob ” Numerical Simulation of “ An American Haboob ,” 3211–3230.

<https://doi.org/10.5194/acp-14-3211-2014>

Wang, J., Wang, S., Yang, Y., Li, Y., & Yongtao, G. (2013). Application of Four Schemes for Sand and Dust Emissions in China. *Applied Mechanics and Materials*, 295–298, 1654–1658.

<https://doi.org/10.4028/www.scientific.net/AMM.295-298.1654>

Webb, R. H., & Wilshire, H. G. (1980). Recovery of soils and vegetation in a Mojave desert ghost town, Nevada, U.S.A. *Journal of Arid Environments*, 3(4), 291–303. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0140-1963\(18\)31634-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0140-1963(18)31634-3)

Westerling AL, Cayan DR, Brown TJ, Hall BL, R. L. (2004). Climate , Santa Ana Winds and Autumn Wildfires in Southern California, 85(31).

Wells, M. L., Price, N. M., & Bruland, K. W. (1995). Iron chemistry in seawater and its relationship to phytoplankton: a workshop report. *Marine Chemistry*, 48(2), 157–182. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0304-4203\(94\)00055-1](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0304-4203(94)00055-1)

WMO, (1992): International Meteorological Vocabulary. WMO No. 182, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 784 pp

Yang, J., Ji, Z., Kang, S., Zhang, Q., Chen, X., & Lee, S.-Y. (2019). Spatiotemporal variations of air pollutants in western China and their relationship to meteorological factors and emission sources. *Environmental Pollution*, 254, 112952. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.envpol.2019.07.120>

Yuan, T., Chen, S., Huang, J., Zhang, X., Luo, Y., Ma, X., & Zhang, G. (2019). Sensitivity of simulating a dust storm over Central Asia to different dust schemes using the WRF-Chem model. *Atmospheric Environment*, 207, 16–29. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2019.03.014>

Zavala Álvarez, J. (2006). Estancamiento y desaliento del desarrollo productivo en la región agrícola del Valle de Mexicali , Baja California : un análisis tendencial. *Estudios Fronterizos*, 7, 63–94.

Zolotokrylin, A. N., Brito-Castillo, L., & Titkova, T. B. (2020). Local climatically-driven changes of albedo and surface temperatures in the Sonoran Desert.

Journal of Arid Environments, 178, 104147.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2020.104147>

Zhao, C., Liu, X., Leung, L. R., Johnson, B., Mcfarlane, S. A., Gustafson, W. I., ... Easter, R. (2010). and Physics The spatial distribution of mineral dust and its shortwave radiative forcing over North Africa : modeling sensitivities to dust emissions and aerosol size treatments. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 8821–8838. <https://doi.org/10.5194/acp-10-8821-2010>

Zhao, T. L., Gong, S. L., Zhang, X. Y., & Shao, Y. P. (2006). An assessment of dust emission schemes in modeling east Asian dust storms, 111(December 2004), 1–11. <https://doi.org/10.1029/2004JD005746>

Ziyadee, A., Hirmas, D. R., Karimi, A., Kehl, M., Macpherson, G. L., Lakzian, A., & Roshanizarmehri, M. (2019). Geogenic and anthropogenic sources of potentially toxic elements in airborne dust in northeastern Iran. *Aeolian Research*, 41, 100540.

<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2019.100540>

Anexo

Productos de investigación

Air Quality, Atmosphere & Health
<https://doi.org/10.1007/s11869-019-00719-3>



Regions of influence and environmental effects of Santa Ana wind event

Christian Adrián Álvarez¹ · Noel Carbajal¹

Received: 28 March 2019 / Accepted: 11 July 2019
© Springer Nature B.V. 2019

Abstract

In the present study, we simulated an extreme Santa Ana wind event that affected northwestern Mexico and the southwestern United States in October 2007. The principal aim was to investigate the interaction of Santa Ana winds with the mountain chains of California and Baja California and the resulting meteorological perturbations over the Pacific Ocean. The Weather Research and Forecasting model coupled with a chemistry module (WRF-Chem) were used to analyze changes in meteorological variables and chemical variables such as dust concentration. The Santa Ana wind event analyzed modified meteorological conditions deteriorating climate welfare conditions and causing health threats in several densely populated areas through the formation of dust storms and spread of wildfires. The calculation revealed a decrease in relative humidity from 90% to less than 10% along the coasts of California and Baja California besides increasing temperature. The wind speeds intensified as a result of channeling through terrain gaps, causing the formation of finger-like structures of hot and dry air along the coast. The vertical behavior of the Santa Ana winds over the mountains of California and Baja California suggests that the descent of air masses from 2000 m to the surface could contribute to increasing coastal temperature. The intense winds led to the emission of dust, affecting several areas in Mexico and reducing air quality. Notably, large amounts of dust flowed to the Pacific Ocean off California and Baja California and also to the Gulf of California.

Keywords Numerical modeling · Weather Research and Forecasting (WRF) model · WRF-Chem · Dust storm · Mexico · Santa Ana winds

Introduction

The Santa Ana winds are a meteorological phenomenon affecting the southwestern United States and northwestern Mexico, mostly during autumn and winter (Jones 2010). These winds originate from cold and dry high-pressure air masses in the desert of the Great Basin and eventually reach coastal areas (Raphael 2003). In particular, several densely populated areas such as Los Angeles and San Diego in the USA and Tijuana, Mexicali, and Ensenada in Mexico are affected. According to Raphael (2003), several events occur per year, with an average duration of 1.5 days and wind speeds of up to 45 m/s (Fovell and Cao 2017). Santa Ana winds are

foehn-like winds that can reach low levels of humidity and create strong gusts of wind. These winds are also associated with dust storms and air quality deterioration and favor the spread of fires (Westerling et al. 2004). Notably, in October 2003, Santa Ana winds reportedly caused over 12 significant fires in the USA and Mexico that burned around 3000 km² (Westerling et al. 2004) and caused an economic loss of 2 billion USD (Phuleria et al. 2005). In October 2007, Santa Ana winds caused a severe dust storm and favored the spread of wildfires that burned 2092.22 km² (CAL FIRE, OES, U. S. Forest Service 2008).

Previous studies explained the local and synoptic mechanisms causing Santa Ana winds in California (Yoshino 1975; Sommers 1978; Raphael 2003; Goudie and Middleton 2006; Jones 2010; Hughes and Hall 2010). Besides, oceanic thermal and biological responses to Santa Ana winds have been documented (Lynn and Svejkovsky 1984; Castro 2006; Hu and Liu 2003). The compression during the descent of wind from the Great Basin Desert to the coast causes the heating mechanism of Santa Ana winds (Westerling et al. 2004). Trasviña et al. (2003) showed that Santa Ana winds induce upwelling filaments in a coastal area

✉ Christian Adrián Álvarez
christian.alvarez@ipicyt.edu.mx

¹ División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., 2055 Camino a la Presa San José, 78216, San Luis Potosí San Luis Potosí, México

Álvarez, C. A., & Carbajal, N. (2019). Regions of influence and environmental effects of Santa Ana wind event. *Air Quality, Atmosphere & Health*, 12(9), 1019–1034. <https://doi.org/10.1007/s11869-019-00719-3>

Dust Deposition on the Gulf of California Caused by Santa Ana Winds

Christian A. Álvarez ^{1,*}, José N. Carbajal ¹, Luis F. Pineda-Martínez ²,
José Tuxpan ¹ and David E. Flores ³

¹ División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., 2055 Camino a la Presa San José, San Luis Potosí 76216, Mexico; christian.alvarez@ipicyt.edu.mx (C.A.A.); noelc@ipicyt.edu.mx (J.N.C.); jose.tuxpan@ipicyt.edu.mx (J.T.)

² Unidad de Ciencias Sociales, Universidad Autónoma de Zacatecas, 108 Calzada Universidad, Zacatecas 98066, Zacatecas, Mexico; lpineda@uaz.edu.mx (L.F.P.)

³ Instituto de Ingeniería, Universidad Autónoma de Baja California, Blvd. Benito Juárez, Calle de la Normal s/n, Col. Insurgentes Este, Mexicali 21280, Baja California, Mexico; david.flores30@uabc.edu.mx (D.E.F.)

* Correspondence: christian.alvarez@ipicyt.edu.mx

Received: 16 February 2020; Accepted: 6 March 2020; Published: 10 March 2020

Abstract: Numerical simulations revealed a profound interaction between the severe dust storm of 2007 caused by Santa Ana winds and the Gulf of California. The weather research and forecasting model coupled with a chemistry module (WRF-CHEM) and the hybrid single-particle Lagrangian integrated trajectory model (HYSPLIT) allowed for the estimation of the meteorological and dynamic aspects of the event and the dust deposition on the surface waters of the Gulf of California caused by the erosion and entrainment of dust particles from the surrounding desert regions. The dust emission rates from three chosen areas (Altar desert, Sonora coast, and a region between these two zones) and their contribution to dust deposition over the Gulf of California were analyzed. The Altar Desert had the highest dust emission rates and the highest contribution to dust deposition over the Gulf of California, i.e., it has the most critical influence with 96,879 tons of emission and 43,539 tons of dust deposition in the gulf. An increase of chlorophyll-a concentrations is observed coinciding with areas of high dust deposition in the northern and western coast of the gulf. This kind of event could have a significant positive influence over the mineralization and productivity processes in the Gulf of California, despite the soil loss in the eroded regions.

Keywords: numerical simulation; Santa Ana winds; dust storm; WRF-CHEM; Gulf of California; dust deposition

1. Introduction

Every year, dust storms take place in the arid and semi-arid regions of the world [1]. The drylands such as northwest China, southwest Asia, Australia, Africa, South America, and the southwestern U.S. are some of the familiar places where these events develop. An estimated 2000 teragrams of dust per year are generated worldwide, caused naturally or anthropogenically induced [2]. Sahara dust storms are the largest source of atmospheric dust, reaching Northern Europe and contributing to around 50% of the total registered dust [1,3]. Anthropogenic actions such as land clearing and unfortunate agricultural activities have a direct relation to the increase of the frequency and magnitude of dust storms [4]. Sparse vegetation in arid and semi-arid regions produce vulnerability in the soil for wind erosion, allowing the formation of dust storms [5]. Dust storms have a direct impact on human health, even being able to influence the climatic patterns and energy balance of the earth system [1,6].

Álvarez, C. A., Carbajal, J. N., Pineda-Martínez, L. F., Tuxpan, J., & Flores, D. E. (2020). Dust Deposition on the Gulf of California Caused by Santa Ana Winds, 1–22. <https://doi.org/10.3390/atmos11030275>

Efectos de tormentas de polvo en zonas urbanas generadas por vientos de Santa Ana

Dust storm effects in urban areas by Santa Ana winds

Christian Adrián Álvarez-Báez, Noel Carbajal, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica
Luis Felipe Pineda-Martínez, Universidad Autónoma de Zacatecas

RESUMEN. Se realizó un estudio para conocer el impacto de las tormentas de polvo causadas por los vientos de Santa Ana en octubre del 2007 sobre zonas urbanas. Esto fue logrado a través del uso del modelo atmosférico Weather Research and Forecasting acoplado con un módulo químico (WRF-CHEM). En este artículo se muestra un análisis enfocado a las ciudades de San Diego, Tijuana y Mexicali. La llegada de los vientos de Santa Ana a las costas de California y Baja California el 21 de octubre del 2007 trajo consigo la fuerte modificación de las variables atmosféricas, como aumentos de temperatura e importantes caídas de humedad relativa, además de causar tormentas de polvo. El viento transportó material particulado con diámetro menor a μm (PM10) elevando las concentraciones de éste a valores nocivos sobre zonas urbanas. Las poblaciones de Tijuana, San Diego y Mexicali estuvieron expuestas a concentraciones promedio de $222.95 \mu\text{g}/\text{m}^3$, $207.5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ y $377.55 \mu\text{g}/\text{m}^3$, respectivamente, muy por encima de los valores permisibles según la Norma Oficial Mexicana. Las concentraciones de polvo total sobre estas ciudades lograron superar los $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ en varias ocasiones durante el evento, siendo esto un riesgo en aspectos de seguridad debido a la baja visibilidad.

PALABRAS CLAVE: tormentas de polvo, PM10, modelación numérica, zonas urbanas, contaminación atmosférica, WRF-CHEM

ABSTRACT. A research was carried out in order to know the impact of dust storms caused by Santa Ana winds, in October 2007, on urban areas. This was achieved through the use of the atmospheric model Weather Research and Forecasting coupled with a chemical module (WRF-CHEM). In this article an analysis focused on the cities of San Diego, Tijuana and Mexicali is shown. The arrival of the winds of Santa Ana to the coasts of California and Baja California on October 21, 2007 brought about a large modification of atmospheric variables, such as temperature increase and an important decrease of relative humidity, and the production of sandstorms. The wind transported particulate material with diameter less than $10 \mu\text{m}$ (PM10) raising the concentrations to harmful values over urban areas. The populations of Tijuana, San Diego and Mexicali were exposed to average concentrations of $222.95 \mu\text{g}/\text{m}^3$, $207.5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ and $377.55 \mu\text{g}/\text{m}^3$, respectively, well above the allowed values according to the Official Mexican Standard. The concentrations of total dust on these cities managed to overcome $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ several times during the event, becoming a risk in terms of security, dangerous because of the low visibility.

KEYWORDS: dust storms, PM10, numerical simulation, urban areas, atmospheric pollution, WRF-CHEM

DIGITAL CIENCIA@UAQRO | ISSN: 2395-8847 | Año 12, N° 1, enero-junio de 2019.

Álvarez Báez, C. A., Carbajal, N., & Pineda Martínez, L. F. (2019). Efectos de tormentas de polvo en zonas urbanas generadas por vientos de Santa Ana. DIGITAL CIENCIA@UAQRO, 12(1), 106-111. Recuperado a partir de <http://ciencia.uaq.mx/index.php/ojs/article/view/23>

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27

Dust pollution effects in northwestern Mexico

*Christian A. Álvarez¹ Christian.alvarez@ipicyt.edu.mx

Noel Carbajal¹

Luis F. Pineda-Martínez²

¹ División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., 2055 Camino a la Presa San José, 78216 San Luis Potosí, México.

² Unidad de Ciencias Sociales, Universidad Autónoma de Zacatecas, 108 Calzada Universidad, 98066 Zacatecas, Zacatecas, México.

Abstract

In arid and semiarid regions, dust storms contribute significantly to air quality deterioration and depreciation of health conditions. Santa Ana wind events affect the southwestern USA and vast areas of northwestern Mexico. They radically modify the environment with high temperatures, very low humidity, and dust storms representing a recurrent phenomenon that triggers asthma and other respiratory diseases. Research has emphasized the influence of the Santa Ana winds on parts of the US like California. The effects on northwestern Mexico have been less investigated. Numerical modeling of a severe dust storm in November 2018, applying the Weather Research and Forecasting model coupled with a chemistry module (WRF-Chem), revealed that erosion, transport, and dust storms extend along the peninsula and the Gulf of California. Santa Ana winds eroded large areas, transported desert conditions to urban zones, causing high dust concentrations and reducing the relative humidity below 10%, deteriorating climatic welfare conditions. In Tijuana, Mexicali, Ensenada, San Diego, and Los Angeles, PM₁₀ and PM_{2.5} concentrations reached values over 2000 mg/m³ for PM₁₀, well above national standards, representing a health threat even in short-term exposure. This Santa Ana event transported dust particles several hundreds of kilometers over urban areas, the Gulf of California, and the Pacific Ocean. Severe soil deterioration reached in the simulated study area dust emissions above 700,000 t, including croplands from the northern part of Baja California and Sonora's coastal area.

Artículo en proceso de revisión, sometido a la revista Natural Hazards.