## Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



## Programa de Posgrado en Ciencias en oceanografía física

# Efecto de las vaguadas de la tropósfera alta sobre la precipitación de verano en el noroeste de México: una comparación con la precipitación asociada a ciclones tropicales

Tesis para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de Maestra en Ciencias

Presenta:

Viridiana Esveidy Ramírez González

Ensenada, Baja California, México 2016 Tesis defendida por Viridiana Esveidy Ramírez González

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson Director de tesis

Dra. María Tereza Cavazos Pérez

Dr. Markus Sebastian Gross

Dr. David Alberto Rivas Camargo



Dr. Francisco Javier Ocampo Torres Coordinador del Posgrado en Oceanografía Física

**Dra. Rufina Hernández Martínez** Directora de Estudios de Posgrado Resumen de la tesis que presenta **Viridiana Esveidy Ramírez González** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestra en Ciencias en Oceanografía Física.

#### Efecto de las vaguadas de la tropósfera alta sobre la precipitación de verano en el noroeste de México: una comparación con la precipitación asociada a ciclones tropicales

Resumen aprobado por:

#### Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson Director de tesis

Las vaguadas presentes en la alta tropósfera son, después de los ciclones tropicales, el fenómeno que más contribuye a los eventos de precipitación extrema durante el verano en el noroeste de México. Se consideró que los centros de baja presión bien definidos en la alta tropósfera, tienen un efecto sobre la estabilidad estática de la atmósfera y el ciclo diurno de convección profunda en la región. En este trabajo se realizó un estudio climatológico de este fenómeno a partir del Reanálisis del Sistema de Predicción Climática (CFSR, por sus siglas en inglés) a 300mb para el periodo 1979-2013, durante los meses de mayo a octubre. El efecto de los ciclones tropicales sobre la precipitación extrema en la zona de estudio fue aislado mediante el uso de la base de datos de sus trayectorias observadas mantenida por el Centro Nacional de Huracanes de Estados Unidos (HURDAT2). Se identificaron 302 centros de baja presión durante el periodo de estudio y su tiempo de duración y trayectoria respectiva fueron estimadas. A partir de esta información se determinó que la precipitación total diaria asociada a las vaguadas es aproximadamente 50% mayor que la que ocurre en días en los que no hay centros de baja presión en altura. Aunque los ciclones tropicales producen en promedio, un incremento de 100% en la precipitación total diaria respecto a los días en los que están ausentes, la aportación de las vaguadas de altos niveles a la precipitación total de verano en la zona de estudio es de, aproximadamente, 27% contra un 13% que aportan los ciclones tropicales. Se encontró que las vaguadas de altos niveles tienen dos zonas de generación: una sobre el Pacífico Oriental subtropical donde se forman principalmente en los meses de mayo y octubre (antes y después del Monzón de América del Norte, MAN) y tienen trayectoria hacia el Este, y otra sobre el Golfo de México, donde se generan eventos con mayor frecuencia durante los meses de julio y agosto (durante el MAN), con trayectorias hacia el oeste. Sin embargo, aún no son claros los mecanismos asociados a la formación de vaguadas en cada región y la manera en que afectan a la atmósfera para favorecer el desarrollo de precipitación extrema.

Palabras clave: vaguadas, precipitación, alta tropósfera, CFSR, ciclones tropicales.

Abstract of the thesis presented by **Viridiana Esveidy Ramírez González** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Physical Oceanography

## Effect of upper level troughs on summer rainfall in northwestern Mexico: a comparison with the precipitation associated to tropical cyclones

Abstract approved by:

Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson Thesis Director

Upper-level low pressure centers (troughs) are, after tropical cyclones, the phenomenon that contributes the most to warm-season extreme precipitation events in northwestern Mexico. We hypothesize that well defined upper-level low pressure centers produce extreme precipitation events through an effect on the static stability of the atmosphere and the diurnal cycle of deep convection in the region. This paper presents a climatological study of this phenomenon for the period 1979 to 2013, made through an analysis of CFSR data at 300mb, during the months of May through October. The impact of tropical cyclones on extreme precipitation in the study area was isolated using the database of their observed trajectories that is maintained by the US National Hurricane Center (HURDAT2). Three hundred and two low pressure centers were identified during the study period, and their respective duration and trajectory were estimated. From this information it was determined that the total daily precipitation associated with this phenomenon is approximately 50% greater than during days when no upper-level low pressure centers are present. Although tropical cyclones produce, on average, an increase of 100% in the total daily precipitation in regards to days when they are absent, the overall contribution of upper-level troughs to total summer rainfall in the study area is approximately 27%, against a 13% contribution form tropical cyclones. It was found that upper level troughs have two areas of generation: one over the eastern subtropical Pacific where low pressure centers are mostly formed during the months of May and October (before and after the North American Monsoon season, NAM) and have eastward trajectories, and another over the Gulf of Mexico, where events are generated more frequently during the months of July and August (during the NAM), with westward trajectories. However, the mechanisms associated with the formation of upper-level troughs in each region, and how they affect the atmosphere enhancing the development of extreme precipitation events, are still unclear.

Dedicatoria

A mis padres, Ignacio y Margarita.

#### Agradecimientos

Al Dr. Cuauhtémoc Turrent por su dedicación y entusiasmo para realizar este trabajo y sacarlo adelante. Gracias por todas las lecciones.

Gracias a la Dra. Cavazos, al Dr. Markus Gross y al Dr. Rivas por su orientación y sus atinados comentarios al revisar este trabajo.

A todos los que forman parte del departamento de oceanografía física. A los profesores, de quienes aprendí valiosas herramientas; y a los compañeros, de los que me llevo un saludo, un gesto amable o un grato recuerdo.

Agradezco al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) por recibirme en su recinto y al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico necesario para permanecer en el posgrado.

A Camilo, por haberme acompañado a lo largo de este camino de incertidumbre y descubrimiento por el que debía transitar. A Sandy, por haberme dado el impulso necesario para continuar y terminar con esta etapa.

Agradezco especialmente a mi familia. A mis padres, Ignacio y Margarita, gracias por su apoyo incondicional, por su amor, por creer y confiar siempre en mí. A mis hermanos, Nacho y Gris, gracias por sus palabras, por las risas y por el aliento que me daban para seguir.

## Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	. ii
Resumen en inglés	. iii
Dedicatorias	. iv
Agradecimientos	. <b>v</b>
Lista de figuras	. viii
Lista de tablas	. х

### Capítulo 1. Introducción

1.1 Precipitación en el Noroeste de México	1
1.1.1 Monzón de América del Norte	1
1.1.2 Variabilidad de la precipitación	2
1.2 Precipitación extrema en el Noroeste de México	6
1.2.1 Ciclones tropicales	6
1.2.2 Vaguadas de la tropósfera alta	7
1.3 Zona de estudio	9
1.4 Hipótesis: estabilidad estática de la atmósfera	11
1.5 Antecedentes sobre el estudio de vaguadas de altos niveles	11
1.6 Objetivos	13
1.6.1 Objetivo general	13
1.6.2 Objetivos particulares	13

#### Capítulo 2. Método

2.1. Datos	14
2.2 Ciclones tropicales	15
2.3 Variables asociadas a vaguadas de la alta tropósfera	16
2.3.1 Anomalía de altura geopotencial	17
2.3.2 Precipitación	19
2.3.3 Temperatura	22
2.4 Criterios para ubicar una vaguada de altos niveles	23
2.5 Análisis de compuestos	26

2.6 Dirección preferencial de propagación	26
2.7 Cálculo de densidad de trayectoria	27
2.8 Análisis del efecto de las vaguadas sobre la estabilidad estática de la atmósfera	28

#### Capítulo 3. Resultados

3.1 Validación	29		
3.2 Distribución especial y temporal	32		
3.3 Fases de las vaguadas	38		
3.4 Dirección preferencial de las vaguadas	40		
3.4.1 Compuestos de vaguadas que se dirigen hacia el este	43		
3.4.2 Compuestos de vaguadas que se dirigen hacia el oeste	49		
3.5 Posibles mecanismos de generación	55		
Capítulo 4. Discusión	58		
Capítulo 5. Conclusiones			
Literatura citada	63		

## Lista de figuras

### Figura

### Página

1	Distribución de precipitación de verano en el noroeste de México	2
2	Características fisiológicas importantes de la región del MAN	3
3	Trayectorias de los ciclones tropicales que afectaron la zona de estudio	7
4	Altura en que se desarrollan eventos de vaguada y ciclones tropicales	8
5	Ejemplo de una vaguada de la alta tropósfera que ocurrió el 25 de septiembre de 1980	8
6	Topografía de la República Mexicana	9
7	Zona de estudio y varianza de altura geopotencial climatológica (1979-2013) a 300mb para los meses de mayo a octubre	10
8	Trayectoria del huracán Elida reportada por HURDAT2	16
9	Anomalía de altura geopotencial a 300mb para el día 25 de septiembre de 1980	18
10	Anomalia de altura geopotencial para los niveles de 200mb y 500 mb del 25 de septiembre de 1980	19
11	Precipitación acumulada para el 25 de septiembre de 1980	20
12	Frecuencia de precipitación acumulada dentro de la zona de estudio para las bases de datos CFSR, Livneh et al. (2015) y NARR	21
13	Anomalía de temperatura correspondiente al 25 de septiembre de 1980	23
14	Vaguada presente el día 25 de septiembre de 1980	25
15	Punto inicial de la trayectoria de cada evento de vaguada y dirección preferencial de avance	27
16	Anomalías de precipitación asociadas a días de ciclones tropicales, días de vaguadas, días sin ciclones y días sin ciclones ni vaguadas, para distintas bases de datos	31
17	Distribución espacial de las vaguadas de acuerdo a su fase de desarrollo	33
18	Número de vaguadas por año (1979-2013)	33
19	Distribución espacial mensual de las vaguadas respecto a su punto medio	34
20	Distribución temporal mensual de las vaguadas de la alta tropósfera	34
21	Trayectoria y frecuencia de vaguadas que ocurrieron en los meses de mayo y octubre que se dirigen hacia el este	36

22	Trayectoria y frecuencia de vaguadas que ocurrieron en los meses de julio y agosto que se dirigen hacia el oeste	37
23	Compuestos de anomalías de altura geopotencial a 300mb y compuestos de precipitación para cada fase de desarrollo de las vaguadas	39
24	Compuestos de velocidad zonal y altura geopotencial a 300mb para los meses de julio-agosto y mayo y octubre	41
25	Compuestos de temperatura, lifted index y anomalía de precipitación para vaguadas que se dirigen hacia el este y hacia el oeste	42
26	Anomalía de altura geopotencial a 300mb para vaguadas que se dirigen hacia el este en los meses de mayo y octubre	44
27	Velocidad zonal a 300mb para vaguadas que se dirigen hacia el este en los meses de mayo y octubre	45
28	Anomalía de precipitación para días afectados por vaguadas que se dirigen hacia el este en los meses de mayo y octubre	46
29	Anomalía de temperatura a 500mb para días con vaguadas que se dirigen hacia el este en los meses de mayo y octubre	47
30	Evolución del lifted index para días con vaguadas que se dirigen hacia el este en los meses de mayo y octubre	48
31	Anomalía de altura geopotencial a 300mb para vaguadas que se dirigen hacia el oeste en los meses de julio y agosto	50
32	Velocidad zonal a 300mb para vaguadas que se dirigen hacia el oeste en los meses de julio y agosto	51
33	Anomalìa de precipitación para días afectados por vaguadas que se dirigen hacia el oeste en los meses de julio y agosto	52
34	Anomalía de temperatura a 500mb para días con vaguadas que se dirigen hacia el oeste en los meses de julio y agosto	53
35	Evolución del lifted index para días con vaguadas que se dirigen hacia el oeste en los meses de julio y agosto	54
36	Desprendimiento de una vaguada que se genera sobre el Pacífico Norte y se dirige hacia el este	56
37	Climatología de altura geopotencial a 200mb (1979-2013) donde se muestra la TUTT y desprendimiento de una vaguada sobre el Golfo de México que se dirige hacia el oeste	57

## Lista de tablas

Tabla		Página
1	Variables que asimila el reanálisis CFSR	15
2	Percentiles de precipitación diaria acumulada dentro de la zona núcleo del MAN para las bases de datos CFSR, Livneh et al. (2015) y NARR	21
3	Número de días que conforman los distintos comuestos utilizados en este trabajo	26
4	Porcentaje de precipitación diaria en días con eventos extremos en relación a la climatología	30
5	Porcentaje de precipitación que aportan los ciclones tropicales y las vaguadas de la alta tropósfera a la precipitación de verano en la zona de estudio	30

#### 1.1. Precipitación en el Noroeste de México

La precipitación de verano en la región del noroeste de México está definida por 3 aspectos importantes: (1) los fenómenos estacionales no transitorios, (2) los fenómenos sinópticos transitorios y (3) los fenómenos diurnos. Dentro de los fenómenos estacionales no transitorios, es de especial interés el Monzón de América del Norte (MAN) debido a su gran influencia en la región.

#### 1.1.1. Monzón de América del Norte

La zona núcleo del monzón de Norteamérica, que abarca la mayor parte del noroeste de México, recibe entre 60% y 80% de su precipitación total anual, que es aproximadamente de 700 a 900 mm (Turrent, 2009). La zona de influencia del MAN cubre gran parte del oeste de los Estados Unidos y el noroeste de México. Históricamente se concentró la investigación en Arizona, pero con el tiempo se observó que, si bien Estados Unidos recibe precipitación procedente del monzón, temporal y espacialmente es más consistente en el noroeste de México que en latitudes más altas (Adams y Comrie, 1997).

El monzón de Norteamérica es uno de las características atmosféricas más complejas e interesantes sobre esta zona y ha sido investigado desde el inicio del siglo XX. La combinación del calentamiento estacional del continente en altitudes bajas y altas, en conjunto con una inyección de humedad atmosférica proporcionada por cuerpos de agua cercanos produce la formación del sistema monzónico.

La mayor parte de la humedad asociada al MAN en el noroeste de México se introduce en niveles bajos desde el Pacífico oriental y el Golfo de California, mientras que la contribución de humedad a altos niveles está dada por el Golfo de México. Este aporte de humedad en niveles medios y bajos mantiene un ciclo diurno de precipitación sobre la Sierra Madre Occidental (SMO) generadas por un calentamiento desigual en el terreno (Seastrand *et al.* 2014).

#### 1.1.2 Variabilidad de la precipitación

El noroeste de México recibe alrededor de 70% de su precipitación en los meses de julio, agosto y septiembre. En la Figura 1 se ilustra la distribución de la precipitación en la región, resaltando que sobre el noroeste de México se encuentra la señal más intensa del MAN. Este máximo decrece rápidamente hacia el norte de Sonora, Arizona, Nuevo México y Nevada (Adams y Comrie, 1997). La influencia geográfica del MAN se centra en las faldas occidentales de la SMO en el noroeste de México, específicamente en Nayarit, Sinaloa y Sonora. La lluvia del MAN decrece rápidamente al oeste, a lo largo del Golfo de California y hacia al norte en California. Si bien los movimientos atmosféricos de gran escala controlan en su mayoría la distribución de vapor de agua y en general la estabilidad estática de la atmósfera, los efectos de la topografía local en la región son críticos para la distribución geográfica y temporal de la distribución de la precipitación.



**Figura 1:** Distribución mensual de precipitación. Las zonas al sur de la línea punteada reciben más del 50% de la precipitación anual durante los meses de julio, agosto y septiembre. Cada recuadro tiene una escala de 180mm con incrementos de 20mm (Imagen tomada de Adams y Comrie, 1997).

Existe una gran variabilidad espacial en la precipitación y en la distribución geográfica de las tormentas. La máxima actividad convectiva es característica de las primeras horas de la tarde (5 a 7 pm) en la parte alta del sur de Arizona y el norte de Sonora, en el altiplano de Colorado (Figura 2) se da después del mediodía (1 a 3 pm). Mientras que las costas del noroeste de México y al sur del desierto junto Arizona central experimentan un máximo convectivo durante la noche (Adams y Comrie, 1997). Los fenómenos a esta escala son relevantes debido a la advección de humedad en bajos niveles desde el golfo de California y a la convergencia localizada en zonas desfavorecidas para la precipitación.



Figura 2: Características fisiográficas importantes de la región del MAN (Imagen tomada de Comrie y Glenn, 1998).

Variabilidad sinóptica: En el noroeste de México precipita casi todos los días durante el MAN. Sin embargo, hay aparentes periodicidades en episodios de lluvia en diferentes áreas de la región, que pueden atribuirse a variaciones regionales en la fuente de humedad. La intensidad y extensión del área del monzón varía anualmente debido, principalmente, a los fenómenos sinópticos que ocurren en la región. Se ha identificado que los cambios en la circulación a esta escala pueden favorecer o debilitar el desarrollo de la actividad convectiva, lo que se puede ver en ráfagas, cambios en la tormenta, nubosidad, precipitación y actividad eléctrica (rayos).

Una parte significativa de la variabilidad de la precipitación durante la temporada monzónica está asociada a fenómenos sinópticos transitorios, como los pulsos de humedad que se propagan sobre el Golfo de California y las planicies costeras de Sonora y Sinaloa. Cada verano durante el MAN estos pulsos de humedad advectan aire relativamente frío y húmedo del Pacífico tropical al sur de Estados Unidos incrementando la actividad diurna convectiva en Arizona y Sonora (Douglas y Leal, 2003). Los pulsos están

asociados con la configuración de vaguadas en altos niveles en latitudes medias y las ondas del este tropicales a escala sinóptica, como también a la presencia de jets de bajos niveles, incluyendo los importantes efectos de la topografía local (Adams y Comrie, 1997).

Las ondas del este cumplen un papel importante en el desarrollo inicial de ciclones tropicales y pulsos de humedad. Adams y Stensrud (2007) modelaron la actividad de las ondas del este sobre la zona del MAN para explorar el impacto que éstas tienen en la región. Encontraron que al remover las ondas del este se reducía la intensidad de los pulsos de humedad, y disminuía la precipitación sobre el área del MAN, específicamente en las planicies sur de Estados Unidos.

Otros fenómenos que afectan la variabilidad sinóptica del MAN son las bajas aisladas (en inglés, *cutoff lows*). Éstas son centros de baja presión que se aprecian al nivel de 200mb, se caracterizan por tener una circulación aislada de los alrededores y ocurren mayormente en verano. Tienen una duración de 2 a 3 días y generalmente no son estacionarias. Las bajas aisladas pueden relacionarse con los sistemas de corriente en chorro y son un mecanismo de intercambio entre la tropósfera y la estratósfera (Nieto *et al.* 2005).

Dentro de los fenómenos estacionales que ocurren a escala sinóptica, los ciclones tropicales y las vaguadas de la tropósfera alta se asocian a eventos de precipitación extrema en la región. Los ciclones tropicales contribuyen, en promedio, con 7% a la precipitación del Pacífico este central durante la temporada de ciclones. Este porcentaje aumenta en condiciones El Niño, dejando a su paso mayor precipitación en los meses de agosto y septiembre (Jiang y Zipser, 2010).

Las vaguadas de la alta tropósfera son los eventos con mayor ocurrencia en el periodo junio-septiembre, están presentes en 55 días con una desviación estándar de 13.9 días (a partir de la climatología 1967-2001), siendo la característica más consistente durante el verano (Douglas y Englehart, 2007). Debido a la fuerte presencia de estos fenómenos dentro de la variabilidad sinóptica del MAN, este trabajo se centra en su estudio.

Variabilidad interanual: entre las variaciones que presentan las variables climatológicas de un año a otro resaltan El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés) y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus siglas en inglés). Una fase positiva en la PDO y la presencia de El Niño debilitan y desplazan hacia el sur la zona de influencia del MAN, modificando la duración del monzón y la distribución de humedad de éste. En las grandes planicies de Estados Unidos la temporada húmeda de verano se alarga y la precipitación se adelanta pues la convergencia de humedad se encuentra por encima del promedio.

En condiciones de La Niña y con una fase negativa en la PDO las condiciones se invierten, el monzón se mueve hacia el norte, el verano se acorta y la humedad se encuentra por debajo del promedio (Castro *et al.*, 2001).

El contraste térmico que existe entre continente y océano al noroeste de México modula, en parte, la variación interanual del MAN al inicio de su desarrollo. Este contraste es directamente proporcional al gradiente de presión en superficie a lo largo del Golfo de California y al transporte de humedad, desde el sur del Golfo de California y el Pacífico Tropical hacia la zona núcleo del monzón, al nivel de 850 mb (Turrent y Cavazos, 2009). Al inicio del desarrollo del MAN pueden presentarse dos modos de variabilidad en la zona núcleo del monzón, un modo seco y un modo húmedo. El modo húmedo está relacionado con un contraste térmico entre océano y continente de aproximadamente 2°C por encima del modo seco. Además, se caracteriza por un desplazamiento hacia el norte del anticiclón presente en niveles medios, un fuerte gradiente de presión en superficie a lo largo del Golfo de California, flujo intenso de humedad desde el Pacífico este hacia la zona núcleo del monzón, una fuerte convección profunda en el ciclo diurno y una distribución de precipitación más al norte sobre el eje de la SMO (Turrent y Cavazos, 2012).

El flujo de energía y las condiciones iniciales del suelo son variables que cambian cada año en la región y afectan el desarrollo del MAN. La radiación solar de onda corta que llega a la mayor parte de México es ~20Wm<sup>-2</sup> menos durante los meses de invierno (enero-marzo). El máximo de radiación de onda corta (~60Wm<sup>-2</sup>) ocurre en el noroeste de México durante los meses de verano (julio-septiembre) (Zhu et al. 2007). Las condiciones iniciales del suelo en el noroeste de México, por su parte, afectan la cantidad de humedad disponible en la región. Una anomalía positiva en la humedad del suelo antes del inicio del monzón implica un incremento en la precipitación del MAN y viceversa (Zhu et al. 2009).

La interacción entre la topografía de la región y el ciclo diurno permiten que se desarrollen lluvias convectivas. Aunque el ciclo diurno gobierna en gran medida las transiciones asociadas con la evolución del MAN respecto a la precipitación, el balance de energía en superficie y la temperatura superficial. Por otra parte, las teleconexiones asociadas con la temperatura superficial de Pacífico pueden retrasar o acelerar la evolución del monzón. A finales de junio y principios de julio es que se da el periodo de máxima teleconexión, se encuentra una relación inversa entre la precipitación de la zona núcleo del monzón y el centro de los Estados Unidos. Lo anterior se observó al simular el ciclo diurno en la precipitación convectiva de estas regiones (Castro *et al.* 2007a).

#### 1.2. Precipitación extrema en el Noroeste de México

De los fenómenos atmosféricos que contribuyen a la precipitación de la región, se destacan los ciclones tropicales y las vaguadas por ser los que dejan la mayor cantidad de precipitación a su paso, específicamente, los que causan precipitación extrema.

#### 1.2.1. Ciclones Tropicales

De los fenómenos transitorios que afectan la zona de estudio, los ciclones tropicales resultan ser los fenómenos hidrometeorológicos extremos que aportan mayor precipitación en verano (Cavazos et al. 2008, Arriaga Ramírez y Cavazos 2010). Esta región recibe anualmente el impacto de eventos de ciclón tropical que favorece la precipitación extrema. Durante el periodo de mayo a octubre desde 1979 al 2013, 175 ciclones tropicales afectaron al noroeste de México (Figura 3). Martinez-Sanchez y Cavazos (2014) y Farfán et al (2013) documentan que en la región del MAN, Sinaloa es el segundo estado, después de Baja California Sur, en ser afectado por ciclones tropicales, y Sonora es el octavo.

Los elementos climáticos que facilitan la ciclogénesis se refieren al calentamiento de aguas oceánicas superficiales, la presencia de una cizalladura vertical del viento y un alto índice de inestabilidad condicional. Estos elementos se encuentran frecuentemente en los meses de verano en el Pacífico tropical nororiental (Ritchie et al. 2013, Martinez-Sanchez y Cavazos, 2014). La generación y evolución individual de los ciclones tropicales son, al igual que las vaguadas, impredecibles en la escala de tiempo interanual. Sin embargo, los ciclones tropicales han sido estudiados ampliamente en comparación a otros fenómenos, por lo que en el presente análisis nos enfocamos en las vaguadas de la alta tropósfera, otro fenómeno transitorio que contribuye a la precipitación extrema en la región.



**Figura 3:** Trayectoria de los ciclones tropicales que afectaron la zona de estudio en los meses de mayo a octubre durante el periodo 1979-2013 (datos horarios de la base HURDAT 2). Se resalta en café el área de influencia de un ciclón tropical sobre el MAN.

#### 1.2.2. Vaguadas de la tropósfera alta

Las vaguadas son, después de los ciclones tropicales, el factor que más contribuye a las lluvias de verano en el noroeste de México. En la Figura 4 se muestra la tropósfera, que incluye la capa límite planetaria donde interactúa la atmósfera con la superficie terrestre y que responde a forzamientos superficiales, donde ubicamos el nivel donde mejor se detectan las vaguadas (a 300mb) y los ciclones tropicales (700mb) (Douglas y Englehart, 2007). Cabe aclarar que en el caso de los ciclones, el nivel en el que mejor se especifica su velocidad es 700mb y el nivel donde se indica mejor su dirección es a 500mb (John y Gray, 1976). Las vaguadas por su parte, tienen una anomalía negativa de temperatura máxima a 300mb y pierden intensidad hacia la superficie (Finch y Johnson, 2010). De aquí que se llamen vaguadas de la tropósfera alta. Los ciclones por otro lado se intensifican hacia la superficie.

Bieda et al. (2009) definen una vaguada como una baja presión en altos niveles de la tropósfera. En la Figura 5a se muestra el ejemplo de una vaguada a 300mb cuyo centro se encuentra al oeste de la zona de estudio. La Figura 5b muestra la precipitación presente en ese momento dentro de la zona de estudio.



**Figura 4:** Nivel al que se desarrollan principalmente las vaguadas y los ciclones tropicales. Imagen tomada de Encyclopaedia Britannica, Inc. (2012)<sup>1</sup> y modificada para este trabajo.

Entre los posibles mecanismos de generación de estos fenómenos se encuentran las vaguadas tropicales de altos niveles conocidas como TUTT's, por sus siglas en inglés (Pytlak *et al.* 2005), donde una estrecha zona de cortante ciclónica se inclina al oeste-suroeste desde el centro del Atlántico Norte hacia el Golfo de México. Otro posible mecanismo de generación es el rompimiento de ondas de Rossby de latitudes medias, donde una parte de la onda se desprende y se propaga hacia el suroeste a partir de un anticiclón en niveles superiores (Thorncroft *et al.* 1993).



Figura 5: a) Vaguada del día 25 de septiembre de 1980 a las 18 UTC. b) Precipitación diaria asociada a la vaguada.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> http://global.britannica.com/science/troposphere

Las vaguadas aportan de 20% a 25% en la precipitación en verano, dominan la variabilidad sinóptica durante el verano en el noroeste de México y están presentes, en promedio, durante 55 de los 122 días del periodo junio-septiembre (Douglas y Englehart, 2007).

#### 1.3. Zona de estudio

El noroeste de México es una zona de gran interés debido a los aspectos orográficos y físicos que la integran. Esta región se caracteriza por la interacción de dos grandes cuerpos de agua (el océano Pacífico oriental y el Golfo de California). Dentro del continente encontramos una distribución de la topografía que va desde los 0 msnm (metros sobre el nivel del mar) a los 2500msnm en los que se encuentra la SMO, pasando por el altiplano a 1500msnm (Figura 6). Estas particularidades del terreno afectan directamente la distribución de la precipitación en la región, pues la topografía de la península de Baja California aísla a la tropósfera baja (los primeros 1000 metros) del Golfo de California del océano Pacífico circundante (Badan-Dangon *et al.* 1991).



Figura 6: Topografía de la República Mexicana. Imagen tomada de CONABIO (modificada para este trabajo).<sup>2</sup>

Con el fin de observar el efecto de vaguadas a distintas escalas, dividimos la zona de estudio en tres regiones (Figura 7). El recuadro exterior nos permite tener una visión sinóptica del paso de vaguadas y

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/

nos ayuda a identificar la ubicación de las mismas. El recuadro interior abarca al noroeste de México y corresponde a la principal región de interés en este trabajo. Por último se observa un polígono sobre el continente que se designa como la 'zona núcleo del monzón' y es de utilidad para el apartado de validación pues nos permite comparar resultados con distintas bases de datos de reanálisis y observados (ver sección 3.1).

Las vaguadas se ubicaron en el nivel vertical de la tropósfera correspondiente a la superficie geopotencial de 300 mb. En la Figura 7 se muestra la varianza de la altura geopotencial climatológica (1979-2013) en la superficie de 300 mb; se observa que entre los 30° y 40° de latitud hay una franja de variabilidad que cambia drásticamente en comparación a latitudes menores (donde la varianza es mínima) y a latitudes mayores (donde la varianza es mayor a esta región). Cabe resaltar que la región entre los 27N y 35°N es la región donde se encuentra la corriente en chorro subtropical, que está conformada por meandros u ondas, también conocidas como ondas de Rossby, cuyo rompimiento puede asociarse a la formación de vaguadas (Finch y Johnson, 2010).



**Figura 7:** Varianza de altura geopotencial al nivel de 300 mb para los meses de verano mayo-octubre (1979-2013) y distribución de las distintas zonas de estudio para este trabajo.

#### 1.4. Hipótesis: estabilidad estática de la atmósfera

La estabilidad estática es un concepto fundamental que mide la estratificación de la atmósfera, e indirectamente la probabilidad de que ocurran corrientes verticales (Grise *et al.* 2010). Durante el verano, la propagación de las vaguadas sobre la Sierra Madre Occidental incrementa significativamente la convección cuando coinciden con el máximo del ciclo diurno de insolación, es decir, cuando una masa de aire frío es advectada a la región en niveles superiores de la tropósfera, favoreciendo la ocurrencia de una columna de aire estáticamente inestable. Con este trabajo se pretende precisar el efecto que tienen las vaguadas sobre la estabilidad estática de la atmósfera en la región, y en consecuencia también el efecto sobre el ciclo diurno de convección profunda y de precipitación.

#### 1.5. Antecedentes sobre el estudio de vaguadas de altos niveles

Whitfield y Lyons (1992) analizaron las vaguadas en la tropósfera superior tropical para los veranos de 6 años (1984-1989) sobre Texas, EE.UU. Utilizaron datos del *National Meteorological Center* para su análisis. Observaron alta variabilidad intraestacional e interanual en la posición de la vaguada. Identificaron que el verano de 1988 fue muy activo cerca de Texas y eligieron un evento que permaneciera semiestacionario para examinarlo a detalle. Analizaron secciones verticales y horizontales de viento, temperatura, vorticidad y humedad relativa y encontraron lo siguiente: el máximo en la circulación se dio a 200mb, la anomalía negativa de temperatura más grande se dio a 300mb y la humedad aumentaba en la tropósfera conforme se fortalecía la vaguada sobre Texas.

Pytlak et al. (2005) hicieron un análisis de las vaguadas presentes en la tropósfera alta y su interacción con el MAN. Específicamente, observaron cómo modulan la cobertura y la intensidad de sistemas convectivos de mesoescala. Ellos calcularon anomalías de vorticidad potencial a partir de datos del Experimento del Monzón de América del Norte (NAME, por sus siglas en inglés) para los años 2003 y 2004. En dicho trabajo encontraron que las anomalías de vorticidad potencial no tienen un origen definido y generalmente siguen la trayectoria de los vientos del este. En la temporada de verano parecen desarrollarse en todas y generalmente atraviesan la zona del MAN. Conforme estos sistemas interactúan con la topografía y la humedad del MAN, su dinámica interna parece fortalecer el desarrollo de sistemas convectivos en la región.

Bieda et al. (2009) hicieron un análisis de imágenes de vapor de agua, de altura geopotencial y ocurrencia de relámpagos cerca de la zona núcleo del monzón de Norteamérica para detectar eventos de vaguada. El periodo que analizaron abarcó del 15 de mayo al 30 de septiembre para los años de 1980 a 2002. Proponen que el paso de una vaguada incrementa la convección profunda en la región cuando coincide con el máximo de temperatura del ciclo diurno. Además, asocian la trayectoria preferente de las vaguadas con el fenómeno de "El Niño", resaltando el efecto de eventos sinópticos en la precipitación de la región. Cuando prevalecen condiciones de La Niña en el Pacífico tropical y se encuentran anomalías negativas en la temperatura superficial del mar, las trayectorias preferentes de las vaguadas se dirigen hacia el norte y son ligeramente más numerosas de lo normal. En condiciones de El Niño y con una anomalía positiva en la temperatura superficial del mar, las vaguadas tienden a ir hacia el sur y son menos numerosas.

Finch y Johnson (2010) hicieron un análisis del paso de un evento de vaguada en el noroeste de México del 10 al 13 de julio durante el NAME del 2004. Ellos identificaron mediante un análisis cuasi-geostrófico que al paso de una vaguada forzaba una débil subsidencia al oeste de su centro y débil movimiento ascendente al este. Sin embargo, observaron un aumento en la convección al oeste del centro de la vaguada cuando ésta se encontraba lo largo de la pendiente occidental de la SMO. También asociaron su formación con el rompimiento de ondas de Rossby de latitudes medias. Resaltan que las vaguadas tienen un papel importante en la precipitación del noroeste de México pero poca atención es la que ha recibido el fenómeno en su estudio.

Seastrand et al. (2014) exploraron los mecanismos de variabilidad sinóptica en la precipitación del noroeste de México. Hicieron un análisis de funciones empíricas ortogonales rotadas usando las observaciones del satélite de la Misión de Medición para la Precipitación Tropical (TRMM, por sus siglas en inglés) durante los meses de junio a septiembre del 2002 al 2009. Su análisis sugiere que existen perturbaciones tropicales de niveles bajos, independientes de los ciclones tropicales, que son responsables de los dos principales modos de variabilidad de la precipitación detectados en la región núcleo del MAN y que se asocian con la propagación de pulsos de humedad a lo largo del Golfo de California. El primero de estos modos corresponde a una vaguada de niveles bajos que produce precipitación en las pendientes oestes de la SMO al sur de Hermosillo y al sur de la península de Baja California. En el segundo modo, la vaguada de niveles bajos interactúa con una vaguada de niveles superiores, incrementando la precipitación en el suroeste de Estados Unidos y al noroeste de México. En particular, encontraron que las vaguadas de altos niveles favorecen la organización convectiva de mesoescala y el incremento de la convección profunda sobre la SMO al aumentar la cizalladura vertical de la circulación atmosférica.

#### 1.6. Objetivos

#### 1.6.1. Objetivo general

Evaluar el efecto de las vaguadas en la precipitación extrema sobre el noroeste de México y comparar la precipitación asociada a las vaguadas con la de los ciclones tropicales.

#### 1.6.2. Objetivos particulares

- Obtener una base de datos que contenga las vaguadas presentes durante el periodo 1979-2013 y determinar su frecuencia mediante análisis estadístico.
- Caracterizar la configuración sinóptica en la tropósfera durante eventos de vaguadas realizando análisis de compuestos.
- Comparar la aportación de precipitación extrema de las vaguadas respecto a la contribución de ciclones tropicales para los meses de mayo a octubre.
- Evaluar la estabilidad estática de la atmósfera en la región al paso de una vaguada.

#### 2.1 Datos

En este trabajo se utilizan campos del Reanálisis del Sistema de Pronóstico Climático (CFSR, por sus siglas en inglés) desarrollado por Saha et al. (2010) de la Administración Nacional Atmosférica y Oceánica de Estados Unidos (NOAA, por sus siglas en inglés) como principal fuente de información. El reanálisis CFSR es un producto de tercera generación cuya asimilación de datos incluye observaciones históricas que han sido recabados en proyectos previos de investigación climática como NCAR (*National Center for Atmospheric Research*), NCDC (*National Climatic Data Center*) y NESDIS (*National Environmental Satellite, Data and Information Service*). Debido a la complejidad para medir directamente variables de interface océano-atmósfera se incluyen conjuntos de observaciones reprocesados por centros de investigación de todo el mundo, principalmente NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*). Con lo anterior, CFSR mejoró los estados iniciales de la atmósfera, el océano, el continente y la cobertura de hielo del modelo.

El reanálisis CFSR es un modelo global acoplado océano-atmósfera de alta resolución que cuenta con 69 niveles de presión (desde superficie hasta 0.26hPa) y 40 niveles de profundidad (de superficie a -4737m). Tiene una resolución temporal de seis horas y una cobertura de 0°E a 359.687°E<sup>3</sup> y -89.761°N a 89.761°N, con una resolución espacial de ~38km (~1/3°). Cuenta con un modelo interactivo donde es posible observar la proporción hielo-océano y asimila datos de radiación satelital. El modelo atmosférico de CFSR incluye variaciones observadas de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>), aerosoles y variaciones solares. En la tabla 1 se muestran algunas de las variables que se asimilan en CFSR, en total se encuentran disponibles 50 variables calculadas (promediadas o analizadas) de forma horaria, 34 cada seis horas y 49 de forma mensual<sup>4</sup>.

En términos de variabilidad climática, CFSR provee una representación coherente de ondas atmosféricas tropicales, ondas de Kelvin oceánicas y los modos dominantes asociados con El Niño Oscilación del Sur y la Oscilación Decadal del Pacífico (Xue *et al.* 2011). CFSR resultó ser mejor que otros reanálisis en representar la temperatura del aire (por encima de los 2m), humedad específica, velocidad del viento (a

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> http://rda.ucar.edu/#!pub/cfsr.html

10 m) y sobre todo en los forzamientos del modelo de cobertura hielo-océano que maneja (Seidel et al. 2012).

El análisis de este trabajo se enfoca en el uso de CFSR. Sin embargo, se utilizaron dos bases de datos para validar los resultados, el Reanálisis Regional de América del Norte (NARR, por sus siglas en inglés) y la base de datos hidrometeorológicos observados desarrollada por Livneh *et al.* (2015).

Variable	Unidades	Nivel	Medición
Altura geopotencial	gpm	45 niveles	Cada 6hr
Precipitación	Kg m <sup>-2</sup>	Superficie	Cada 6hr
Temperatura del aire	к	73 niveles	Cada 6hr
Flujo de calor latente	к	Superficie	Horaria
Humedad relativa	%	2m sobre el suelo	Horaria
Agua precipitable	Kg m <sup>-2</sup>	Columna atmosférica	Horaria
Escurrimiento	Kg m <sup>-2</sup>	Superficie	Horaria
Covertura de hielo	Fracción	Superficie	Horaria
Salinidad	Kg kg⁻¹	5m y 15m de profundidad	Horaria
Producción de ozono	Kg kg⁻¹	37 niveles	Cada 6 hr
Razón de evaporación potencial	W m <sup>-2</sup>	Superficie	Cada 6hr
Covertura de agua evaporada	W m <sup>-2</sup>	Superficie	Mensual
	•		

**Tabla 1:** Algunas variables que asimila el reanálisis CFSR, incluyendo las variables de interés en este trabajo (altura geopotencial, precipitación y temperatura del aire).

#### 2.2 Ciclones tropicales

La influencia de los ciclones tropicales en la precipitación del noroeste de México, principalmente en Baja California Sur y Sinaloa, representa en promedio un 20% de la precipitación anual, llegando a un 45% y 69% en los años de 1967 y 1977 (Latorre y Penilla, 1988). Para el presente estudio, es necesario excluir el efecto de la precipitación asociada a los ciclones tropicales dentro del área de interés para centrarse en el objeto de estudio de este trabajo, que son las vaguadas de altos niveles. Para esto, se graficaron las trayectorias de los ciclones que ocurrieron dentro del periodo de estudio, que abarca del 1ero de mayo al 31 de octubre desde 1979 al 2013, utilizando la base de datos HURDAT2<sup>5</sup> (*HURricane DATa 2nd generation*). Los días en que los ciclones tropicales atravesaron la zona de estudio, delimitada por las coordenadas -118 O, -100 O y 20.5 N, 34 N, no fueron tomados en cuenta para el análisis de precipitación asociada a las vaguadas.

Un ejemplo de cómo se localizaron los días donde hay influencia de ciclones se muestra en la Figura 8, que corresponde al huracán Elida, clasificado en categoría 1, ocurrido del 26 de junio al 2 de julio. A su paso, Elida atravesó la zona de estudio el día 29 de junio (Figura 8), de modo que este día no fue considerado para buscar vaguadas de alto nivel.

En total se excluyó el efecto de 175 ciclones tropicales que equivalen a 469 días de los 6440 días estudiados. Por otra parte, ubicar estos días con ciclones también fue útil para la validación; se comparó la precipitación de estos días con los días de vaguadas (ver sección 3.1).



**Figura 8:** Trayectoria del CT No. 60 que entró a la zona de estudio (recuadro naranja) reportada por HURDAT2 que corresponde al huracán Elida.

#### 2.3 Variables asociadas a vaguadas de la alta tropósfera

Las variables utilizadas para ubicar espacial y temporalmente las vaguadas de la alta tropósfera son la altura geopotencial (a 200mb, 300mb y 500mb), la temperatura del aire y la precipitación diaria

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> http://www.aoml.noaa.gov/hrd/hurdat/Data\_Storm.html

acumulada. Estas variables, en conjunto, describen el fenómeno de manera suficiente para no dejar duda de que se trata de una vaguada.

#### 2.3.1 Anomalía de altura geopotencial

Una vaguada es un centro de baja presión, y se ubica, principalmente, con anomalías negativas de altura geopotencial (ecuación 1). El nivel donde se observan con mayor claridad las vaguadas es a 300 mb (Nieto et al. 2008), por lo que el análisis se centró en este nivel. Además, se utilizaron los cuatro tiempos disponibles ( $t1 \equiv 00 UTC$ ,  $t2 \equiv 06 UTC$ ,  $t3 \equiv 12 UTC$  y  $t4 \equiv 18 UTC$ ) de CFSR para observar la evolución diaria de cada evento (Figura 9). Entonces, se tiene la expresión:

$$Anom\_AGP_{it} = AGP_{it} - AGP_{clim\ it},\tag{1}$$

donde *i* corresponde al día, *t* indica la hora UTC, *Anom\_AGP* es la anomalía de altura geopotencial, *AGP* es la altura geopotencial y *AGP<sub>clim</sub>* corresponde a la altura geopotencial climatológica, calculada con el promedio de los 35 años de datos (1979-2013) para el día *i* y la hora *t*.



**Figura 9:** Anomalía de altura geopotencial a 300mb para las a) 00, b) 06, c) 12 y d) 18 UTC que corresponden a las 18, 00, 06 y 12 horas, respectivamente, del día 25 de Septiembre de 1980.

Las vaguadas son un fenómeno atmosférico cuya estructura vertical se debilita hacia la superficie, por lo que la anomalía de altura geopotencial asociada a las vaguadas se hace menos negativa en niveles inferiores. Esta disminución se ve claramente a 500mb. Lo contrario ocurre con los ciclones tropicales, que se observan claramente a 500mb y su señal disminuye con la altura. Con el propósito de seguir el desarrollo de las vaguadas en niveles superiores e inferiores de la tropósfera y para tener la seguridad de que se identificaron correctamente las vaguadas, se observaron también anomalías de la altura geopotencial a 200 mb y 500 mb (Figura 10), calculadas con la ecuación 1.



**Figura 10:** Anomalías de altura geopotencial para los niveles de a) 200 mb y b) 500 mb presentes el 25 de septiembre de 1980, día de vaguada.

#### 2.3.2 Precipitación

En el caso de esta variable se sumó la precipitación acumulada cada seis horas para obtener la estimación del total diario de precipitación (ecuación 2). En la Figura 11 se observa un ejemplo de la precipitación que se espera ver dentro de la zona de estudio para identificar una vaguada. Así, se tiene que:

$$Precipitación_diaria_i = \sum_{t=1}^{4} Precipitación_{it},$$
<sup>(2)</sup>

donde *i* corresponde al día y *t* a la hora UTC, es decir, se suman los 4 tiempos diarios disponibles de CFSR.

Los percentiles de la precipitación diaria promedio fueron calculados dentro de la zona núcleo del monzón (Figura 12) a partir de las bases de datos de CFSR, NARR y de los datos observados de Livneh et al. (2015) para realizar una comparación (Tabla 2). Para realizar este cálculo se agruparon los días en que hubo la misma cantidad de precipitación diaria acumulada promedio dentro de la zona núcleo del monzón. El 1% superior de la precipitación diaria (percentil 99), que corresponde a la precipitación extrema, se encuentra sobre los 22mm en CFSR, 14mm en Livneh et al. (2015) y 10.7mm en NARR. Esto se traduce en que CFSR sobreestima la precipitación de acuerdo a los datos observados y NARR subestima la precipitación extrema.



**Figura 11:** Precipitación diaria acumulada correspondiente al 25 de septiembre de 1980, día en que se presentó un centro de baja presión.

Sin embargo, es importante aclarar que las bases de datos en malla generalmente suavizan los datos. Cavazos et al. (2008) documenta que el umbral mínimo de precipitación del percentil 95 en estaciones de la zona núcleo del MAN fue de 14.5 mm/día, pero el umbral promedio está por arriba de 40 mm/día. Por lo tanto, el CFSR podría estar más cercano a las observaciones que las otras bases de datos (Tabla 2).

La precipitación extrema corresponde a los valores de menor ocurrencia, por esta razón se muestran valores por encima de los 10mm, en este caso los valores de precipitación que ocurren con menor frecuencia se encuentran por encima de 20mm, valor que se consideró como base para localizar una vaguada. Por practicidad se tomó este valor de 20mm como referencia para indicar que un día es afectado por la presencia de alguna vaguada.



Precipitación (mm)

**Figura 12:** Ocurrencia de precipitación diaria acumulada dentro de la zona de estudio para distintas bases de datos: CFSR (línea negra), Livneh et al. (2015) (línea azul) y NARR(línea roja).

Porcontil	Precipitación (mm)			
reicentii	CFSR	Livneh et al (2015)	NARR	
99	22.2	14.4	10.7	
95	15.5	9.6	7.0	
90	12.8	7.8	5.7	
75	8.4	5.4	4.0	
50	4.3	3.4	2.6	
25	2.2	2.0	1.7	

 Tabla 2: Ocurrencia de la precipitación diaria acumulada dentro de la zona núcleo del MAN.

Para realizar una comparación de la precipitación asociada a ciclones y a vaguadas en las distintas bases de datos de forma individual, se calcularon en términos de porcentaje los valores de precipitación acumulada en la zona núcleo del monzón para los compuestos de días con ciclones y días con vaguadas a partir de la ecuación 3. Lo mismo se realizó para NARR y Livneh et al. (2015). Esto último se muestran en la tabla 4 del capítulo 3. Entonces, se tiene

$$Pred_{CT} = \frac{Pacum_{CT}/Nd_{CT}}{Pacum_{total}/Nd_{total}} * 100,$$
(3)

donde  $Pred_{CT}$  es el porcentaje de precipitación en un día con ciclón tropical expresado en términos de la precipitación climatológica, *Pacum* la precipitación diaria acumulada durante el periodo de estudio, *Nd* indica el número de días, *CT* se refiere a ciclones tropicales y *total* a todos los días considerados en este estudio. Para calcular los porcentajes de las vaguadas, se sustituye *CT* por *VA* (que corresponde al compuesto de los días con vaguadas de la tropósfera alta) en la ecuación 3.

Con el fin de comparar la aportación total de los ciclones tropicales y las vaguadas a la precipitación de verano se calculó el porcentaje total de precipitación con la ecuación 4, que se muestra a continuación:

$$Pre_{CT} = \frac{Pacum_{CT}}{Pacum_{clim}} * 100, \tag{4}$$

donde  $Pre_{CT}$  corresponde al porcentaje de precipitación acumulada para el verano (MJJASO) de días afectados por un ciclón tropical, *Pacum* es la precipitación acumulada de todos los días afectados por un ciclón tropical (*CT*) o de todos los días considerados en este estudio (*clim*). Para calcular los porcentajes de las vaguadas, se sustituye *CT* por *VA* en la ecuación 5. Los resultados se muestran en la tabla 5 del capítulo 3.

#### 2.3.3 Temperatura

La temperatura es una variable que permite identificar una vaguada en la alta tropósfera al mostrar un centro frío que corresponde al centro de baja presión que caracteriza al fenómeno. Para resaltar esta diferencia de temperatura entre la vaguada y los alrededores se buscan anomalías (calculadas con la ecuación 5) de ±5° a 500 mb para las 00 UTC (Figura 13)...

$$Anomalia_{T_{it1}} = T_{it1} - T_{clim_{it1}},$$
<sup>(5)</sup>

donde Anomalía\_ $T_i$  es el resultado de restar la temperatura climatológica ( $T_{clim}$ ) del *i-ésimo d*ia a la temperatura observada en *i* para el tiempo t1 (00 UTC). Esto permite comparar las condiciones iniciales del mapa de anomalías de altura geopotencial.



**Figura 13:** Anomalía de temperatura a 500 mb correspondiente al 25 de Septiembre de 1980. Día en que se presentó una vaguada de altos niveles.

#### 2.4 Criterios para ubicar una vaguada de altos niveles

Para ubicar las vaguadas que ocurrieron durante el periodo de estudio, se emplean las características que, de acuerdo a los antecedentes, las definen. Se establecieron varios criterios que deben cumplirse para identificar los centros de baja presión. A continuación se enlistan éstos criterios:

- En los mapas de anomalías de altura geopotencial se busca un contorno cerrado en la superficie de 300mb, que atraviese o afecte la zona de estudio, cuyo centro tenga anomalías negativas de geopotencial.
- Que exista una anomalía de precipitación diaria por encima de 20mm, valor definido como precipitación extrema en la región, dentro del área de estudio que se ubique en la frontera del centro de baja presión.
- 3. Que sea un sistema cuya señal se debilite hacia la superficie (a 500mb) y se intensifique en niveles superiores (a 200mb).
- Que persista durante aproximadamente 24 horas; es decir, que se identifique este centro de baja presión en las ventanas que corresponden a los diferentes tiempos de anomalía de altura geopotencial a 300mb.

- 5. Que tenga un diámetro de 8° a 12°, aproximadamente (Douglas y Englehart, 2007).
- Un contraste de temperatura (de aproximadamente ±5°C) marcado entre la estructura y sus alrededores.

Para observar de manera eficiente que se cumplan todos los criterios mencionados, se desarrolló un programa que despliega mapas con las distintas variables que se utilizan en este trabajo, de modo que sea factible analizar las condiciones atmosféricas y la evolución de una vaguada durante un día; los mapas resultantes de este programa se observan en la Figura 14, donde se aprecia claramente para un evento de vaguada.

Este programa permite ubicar manualmente el centro de una vaguada. El proceso para guardar las coordenadas de posición, la fecha y la hora en que se ubicó una vaguada es el siguiente: el cursor se posiciona en el centro de la vaguada dentro del mapa de anomalía de altura geopotencial a 300mb. Al seleccionar el centro se guarda, automáticamente, las coordenadas y el tiempo en el que ocurrió el evento.

Este proceso se repitió para cada día entre el 1 de mayo y el 31 de octubre para 35 años de datos (1979-2013). Con esto se obtuvo una base de datos con la ubicación aproximada y la fecha en que ocurrieron vaguadas en la tropósfera superior que se propagaron sobre el noroeste de México. A partir de esa base de datos se inició el análisis de validación y caracterización de las condiciones atmosféricas asociadas al fenómeno. En total se tomaron en cuenta 302 eventos de vaguada para este trabajo.



**Figura 14:** Vaguada presente el día 25 de septiembre de 1980. Se observa un centro de baja presión dentro del área de estudio (recuadro azul). a), b), d) y e) representan la anomalía de altura geopotencial a 300mb para las 00UTC, 06UTC, 12UTC y 18UTC, respectivamente. g) y h) muestran la anomalía de altura geopotencial a 200mb y 500mb para las 00UTC. c) es la anomalía de temperatura a 500mb a las 00UTC, f) muestra la precipitación acumulada diaria.
## 2.5 Análisis de compuestos

Trabajar con análisis de compuestos implica construir bases de datos con criterios elegidos a conveniencia. Para este trabajo se utilizaron compuestos de los días que fueron afectados por algún evento asociado a precipitación extrema, ciclón tropical o vaguada, así como de los días que no fueron afectados por alguno de estos fenómenos. En la Tabla 3 se muestra el número de días que constituyen los distintos compuestos utilizados en este trabajo.

La razón de aplicar análisis de compuestos es que nos permite localizar patrones espaciales, si los hay, que permiten caracterizar al fenómeno y entender mejor su comportamiento a su paso por la zona de estudio. Las anomalías resaltan la señal de las vaguadas y permiten ver un panorama general de las condiciones atmosféricas al paso de un evento como éste.

Compuesto	Número de días del compuesto
Todos los días	6440
Con ciclones	468
Sin ciclones	5972
Con vaguadas	1181
Sin vaguadas	5259
Sin vaguadas ni ciclones	4791

Tabla 3: Número de días que conforman los distintos compuestos utilizados en este trabajo.

## 2.6 Dirección preferencial de propagación

Se espera que las vaguadas que inician su desarrollo al oeste de la zona de estudio se dirijan al este, por el contrario, las vaguadas que se generan al este se dirijan al oeste. Sin embargo, hay puntos que se encuentran en la misma dirección de avance, esto sucede porque las trayectorias no siguen una línea recta, muchas veces recurvan. Para definir la dirección preferencial de cada evento se restó la coordenada zonal

del punto final menos el punto inicial. Si esta diferencia resulta positiva la vaguada se dirige al este, de lo contrario se dirige al oeste. De esta forma se obtuvieron compuestos por la dirección preferencial de avance (Figura 15).



**Figura 15:** Punto inicial de cada evento de vaguada. El color indica la dirección preferencial en la que avanza., el color verde indica que la vaguada se dirige, principalmente, al este y el color rojo indica que se dirige hacia el oeste.

Esta forma de separar las vaguadas da una idea general del comportamiento de las vaguadas que se dirigen al este y al oeste. Sin embargo, con el fin de hacer más fino el análisis, se separaron manualmente las trayectorias que se dirigen hacia el este y hacia el oeste para separarlas de las vaguadas que recurvan (ya sea hacia el norte o hacia el sur) y de las que son estacionarias (Figuras 21 y 22). Los compuestos obtenidos se utilizaron para realizar los cálculos de la sección 3.6.

## 2.7 Cálculo de densidad de trayectoria

Para definir la distribución espacial de las vaguadas fue necesario tomar sus coordenadas, localizadas con el método de la sección 2.4, y ponerlas sobre una malla generada en Matlab de 3°x3°. Se contabilizaron los puntos iniciales, medios y finales de la trayectoria de las 302 vaguadas encontradas para cada punto de malla. En la Figura 17 de la sección 3 se muestran los contornos obtenidos de este conteo. Este método se utilizó para obtener la distribución espacial mensual de las vaguadas (Figura 19). Sin embargo, se tomaron en cuenta sólo los puntos medios de cada evento y se realizó un conteo para los meses de mayo a octubre.

# 2.8 Análisis del efecto de las vaguadas sobre la estabilidad estática de la atmósfera

La estabilidad estática de la atmósfera se puede evaluar mediante un índice conocido como *Lifted Index* (LI). Este índice calcula la diferencia entre una parcela de aire elevada adiabáticamente y su entorno a un nivel de presión dado (generalmente 500mb). Si el índice tiene un valor negativo se traduce que la atmósfera es inestable, en el caso que sea positivo la atmósfera es estable. Una atmósfera inestable implica movimientos en la vertical que generan convección y permiten el desarrollo de nubes, y por lo tanto hay mayor probabilidad de precipitación.

LI se encuentra dentro de la base de datos de CFSR, lo que permite utilizarlo para el análisis de este trabajo mediante los compuestos generados para las vaguadas que es dirigen hacia el este y hacia el oeste (Figuras 31 y 36).

### 3.1 Validación

Con el fin de conocer la forma en que el reanálisis CFSR modela los fenómenos que producen precipitación extrema en el noroeste de México (ciclones tropicales y vaguadas de altos niveles), se calculó la anomalía de precipitación diaria para los compuestos de los días en que se presentó una vaguada de altos niveles (1181 días) y compuestos para los días donde influyó un ciclón tropical en la zona de estudio (468 días). Estos compuestos también se realizaron a partir de los datos del reanálisis NARR y los datos observados de Livneh et al. (2015).

Se observó que para los compuestos de ciclones tropicales y de vaguadas hay una anomalía positiva en la precipitación de las tres bases de datos utilizadas (Figura 16). En días donde no ocurrió uno u otro fenómeno se observa una anomalía negativa en la precipitación, excepto en los datos del reanálisis NARR (Figura 16j y 16l). Esto implica que, en promedio, no hay un evento de precipitación que a su paso deje más lluvia que un ciclón o una vaguada. La anomalía de precipitación diaria promedio asociada a días afectados por ciclones tropicales en la zona núcleo del monzón es de ~6mm y la asociada a vaguadas es de ~2.5mm. En principio estos valores parecen pequeños pero al comparar con las anomalías que se encuentran cuando no hay efecto en la zona de estudio de ciclones o vaguadas, se encuentra que estos fenómenos dejan ~10 veces más precipitación a su paso, en promedio. Para días donde no entró ningún ciclón tropical a la zona de estudio se observó un sesgo negativo de ~0.6mm en CFSR y Livneh. Para el caso de NARR, en días donde no afectó un ciclón tropical, se observa una anomalía positiva de ~0.4mm, lo que está muy por debajo de los 6mm asociados al paso de un ciclón. El cálculo de estas anomalías permite ver la distribución de la precipitación y el sesgo positivo o negativo que se podría asociar a ciclones tropicales y vaguadas (cuantitativamente).

Los valores en las distintas bases de datos coinciden en que los ciclones tropicales dejan a su paso ~200% de la precipitación climatológica esperada (Tabla 4). Las vaguadas de la alta tropósfera por su parte dejan a su paso, en promedio, 150% de acuerdo a las distintas bases de datos. Con esto se observa que, efectivamente, un ciclón tropical deja a su paso más precipitación que una vaguada. Sin embargo, son más frecuentes las vaguadas de la alta tropósfera por lo que se estimó el efecto que tienen los ciclones y las vaguadas ya no en un día sino en la precipitación total de verano (Tabla 5).

	Precipitación diaria asociada		
Evento extremo\base de datos	CFSR	Livneh	NARR
Ciclón tropical	228.8%	188.9%	198.3%
Vaguada de altos niveles	151.9%	147.1%	151.1%

Tabla 4: Porcentaje de precipitación diaria en días con eventos extremos en relación a la climatología.

**Tabla 5:** Porcentaje de precipitación que aportan ciclones tropicales y vaguadas de la alta tropósfera a laprecipitación de verano en la región.

	Aportación a la precipitación de verano			
Evento extremo\base de datos	CFSR	Livneh	NARR	
Ciclón tropical	16.6%	13.7%	14.0%	
Vaguada de altos niveles	27.8%	26.9%	27.1%	

En la tabla 5 se observa que el aporte de los ciclones tropicales al total de precipitación de verano es de aproximadamente 14% de acuerdo a las distintas bases de datos. Mientras que el porcentaje de precipitación asociado a las vaguadas de la alta tropósfera es de ~27% en las 3 bases de datos utilizadas. La similitud de estos resultados entre las tres bases de datos analizados es tomada como la principal validación del CFSR para el estudio de la precipitación extrema en el noroeste de México. También, estos resultados son consistentes con Cavazos et al. (2008) quienes encontraron que la contribución estacional de la precipitación extrema derivada de eventos sin ciclones tropicales en el núcleo del monzón fue mayor de 20%.



**Figura 16:** Anomalías de precipitación asociadas a ciclones tropicales y vaguadas. Fueron calculadas con CFSR: a, b, c y d. Calculados con Livneh et al (2015):e, f, g y h. Calculados con NARR: i, j, k y l. Se muestran los compuestos de días con ciclones y vaguadas de la siguiente manera: con CT (a, e, i), sin CT (b, f, j), con VA (c, g, k) y sin VA (d, h, l).

#### 3.2 Distribución espacial y temporal de las vaguadas

En total se ubicaron 302 eventos de vaguada en la tropósfera alta, la distribución espacial de las vaguadas ubicadas en este trabajo se muestra en la Figura 17. Se puede ver que hay dos regiones donde las vaguadas tienden a formarse, al noroeste de México sobre el Pacífico oriental y al noreste del país sobre el Golfo de México (Figura 17a). En general, el mayor número de eventos inician su desarrollo en la primera región. En el punto medio de la trayectoria de las vaguadas se observa que las vaguadas que iniciaron su desarrollo al este de la zona de estudio avanzan hacia el oeste y las vaguadas del noroeste avanzan al este, es decir, la distribución se concentra dentro de la zona de estudio (Figura 17b). Al final de su trayectoria, las vaguadas avanzan hacia el centro de la zona de estudio (Figura 17c). Sin embargo, aún se distinguen ambas regiones de generación de las vaguadas en las tres fases.

La distribución temporal de las vaguadas se muestra en la Figura 18, donde el menor número de vaguadas ocurrió en los años 1989 y 1995 con tres eventos. El año de 1984 fue el año con mayor número de eventos, con un total de 21. En promedio ocurren 8.6 vaguadas por año, con una desviación estándar de 3.8 eventos. No se aprecia una tendencia de aumento o disminución de vaguadas.

Separando los eventos de vaguada de manera mensual se encuentra que en los meses de mayo y octubre (Figura 19a y 19f) predominan los eventos que se generan al oeste de la zona de estudio y el número de vaguadas que se generan sobre el Golfo de México es mínimo. En los meses de JJAS hay vaguadas que se generan al este y al oeste de la zona de estudio. Sin embargo, hay un máximo de eventos al este en los meses de julio y agosto (Figura 19c y 19d).

En la distribución mensual de las vaguadas a partir del inicio de su desarrollo, se observó que el mes con mayor número de vaguadas es julio ya que se presentaron 58 eventos dentro del periodo de estudio. El mes con menor número de vaguadas es mayo, con 41 eventos (Figura 20).



Figura 17: Distribución espacial del número de vaguadas para las distintas fases de su desarrollo: a) inicio de la trayectoria de la vaguada, b) punto medio de la trayectoria y c) donde termina su trayecto.



Figura 18: Número de vaguadas por año (1979-2013).



**Figura 19:** Distribución mensual del punto medio en la trayectoria del número de las vaguadas presentes de 1979 a 2013. a) mayo, b) junio, c) julio, d) agosto, e) septiembre y f) octubre.



Figura 20: Distribución mensual de las vaguadas.

Al generar las trayectorias que siguen las vaguadas con el método descrito en la sección 3.4 no se observó que estos eventos siguieran una dirección definida o que se formaran en una zona de generación preferente. Por ello, se separaron las trayectorias en dos grupos: las trayectorias que se dirigen preferentemente hacia el este (Figura 21) y las que se dirigen hacia el oeste (Figura 22). A su vez estos grupos se dividieron en cuatro categorías: vaguadas que avanzan hacia una dirección preferencial (este u oeste), vaguadas que recurvan hacia el norte, vaguadas que recurvan hacia el sur y vaguadas cuasiestacionarias.

En la Figura 21a se observa que las trayectorias que se dirigen hacia el este se presentan en su mayoría durante mayo y octubre con un mínimo en los meses de julio, agosto y septiembre. Por el contrario, las vaguadas que van hacia el oeste (Figura 22a) tienen un máximo de eventos en julio y agosto con un mínimo en los meses de mayo y octubre. Después de las trayectorias que siguen una misma dirección en su desarrollo, son las vaguadas semi-estacionarias las que presentan mayor número de eventos, ya sea que se dirijan hacia el este o al oeste (Figura 21d y Figura 22d).

De las vaguadas que recurvan, son las vaguadas que recurvan al sur las que se presentan menos frecuentemente, independientemente de la dirección a la que se dirijan (Figura 21b y Figura 22b). En el caso de las vaguadas que se dirigen hacia el oeste no hay vaguadas que recurven en el mes de octubre (Figura 22b y 22c). Mientras que las vaguadas hacia el este que recurvan hacia el sur se presenta un máximo en octubre (Figura 21b). Los casos de vaguadas que recurvan al norte se presentan mayormente en los meses de agosto (Figura 22c) y septiembre (Figura 21c).



**Figura 21:** Trayectoria y ocurrencia de vaguadas que se mueven hacia el este en los meses de mayo y octubre: a) Hacia el este, b) hacia el este pero recurvan al sur, c) hacia el este pero recurvan al norte y d) se dirigen hacia el este pero son semi-estacionarias. Los puntos azules representan el inicio de la trayectoria de cada vaguada.



**Figura 22:** Trayectoria y ocurrencia de vaguadas que se mueven hacia el oeste en julio y agosto. a) Hacia el oeste, b) hacia el oeste pero recurvan al sur, c) hacia el oeste pero recurvan al norte y d) se dirigen hacia el oeste pero son semi-estacionarias. Los puntos azules representan el inicio de la trayectoria de cada vaguada.

#### 3.3 Fases de las vaguadas

Con el método descrito en la sección 2.4 se obtuvieron 3 bases de datos de las fechas que corresponden a las diferentes fases de la vaguada: la primera fase constituye la aparición de la vaguada en el mapa de anomalías de altura geopotencial pero ésta puede estar lejos del área de estudio y puede o no tener precipitación asociada. La segunda fase cumple con los criterios establecidos para ubicar una vaguada. La tercera fase se refiere al debilitamiento de la vaguada, donde el área del centro de baja presión disminuye.

En la señal asociada a las vaguadas en las diferentes fases de desarrollo se muestran compuestos de anomalías de altura geopotencial y las anomalías de precipitación asociadas (Figura 23). En la fase inicial del desarrollo de la vaguada (Figura 23a) se observa que en estos días no está definido un centro de baja presión que se pudiera asociar a las vaguadas. Sin embargo, la anomalía es negativa en la zona de estudio y cero, o positiva, en los alrededores. Asociada a esta anomalía negativa de baja presión está una anomalía positiva de precipitación (Figura 23d) en la zona de estudio.

En la segunda fase de la vaguada se observa un centro de baja presión bien definido sobre la zona de estudio (Figura 23b). Asociado a este centro de baja presión se encuentra una anomalía de precipitación positiva, ~3mm sobre la mayor parte de la región (Figura 23e).

La última fase de la vaguada muestra una anomalía negativa cuya señal disminuye respecto a la segunda fase (Figura 23c). Sin embargo, aún se observa un centro de baja presión en el noroeste de México. El remanente de precipitación es menor que en la fase dos y mayor que la fase uno (Figura 23f).



Figura 23: Compuestos de anomalías de altura geopotencial a 300mb: a) fase de generación, b) fase de desarrollo y c) fase de decaimiento. Las anomalías de precipitación asociadas a estas fases se muestran en d), e) y f), respectivamente.

### 3.4 Dirección preferencial de las vaguadas

Al realizar una selección más fina de las trayectorias que se dirigen hacia el este y al oeste, se eligieron las vaguadas cuya trayectoria está más definida hacia una u otra dirección sin recurvar. Aunado a esto, se observó que en los meses de mayo y octubre es cuando se presentan mayor número de vaguadas que se dirigen hacia el este, mientras que en los meses de julio y agosto hay un incremento en eventos de vaguada que se dirigen hacia el oeste. Por lo anterior, esta sección se enfoca la atención en dos compuestos: vaguadas que se dirigen hacia el este que ocurrieron en los meses de mayo y octubre y las vaguadas que se dirigen hacia el oeste y que ocurrieron durante julio y agosto.

En la Figura 24a se muestra la velocidad zonal que se presenta los días de vaguadas que se dirigen hacia el este. Se observa que sobre la zona de estudio la velocidad es positiva, es decir, que el flujo va de oeste a este. Lo que coincide con la dirección en que se mueven las vaguadas durante los meses de mayo y octubre. Las condiciones promedio de altura geopotencial presentes durante mayo y octubre (Figura 24b) muestran que la atmósfera se comprime conforme aumenta la latitud y la variabilidad que presenta es mínima en comparación con las condiciones durante los meses de julio y agosto, que presentan un centro de alta presión sobre el Noroeste de México, elemento característico del MAN en este periodo. En el caso de las vaguadas que se dirigen hacia el oeste también se observa una coincidencia en la velocidad del flujo atmosférico para los meses de julio y agosto (Figura 24c), pues la zona en que se generan tiene valores negativos.



**Figura 24:** Compuestos de los meses para mayo y octubre: a) velocidad promedio zonal a 300mb y trayectorias que se dirigen hacia el este, b) climatología de altura geopotencial a 300mb. Compuesto de los meses julio y agosto: c) velocidad promedio zonal a 300mb y trayectorias hacia el oeste, d) climatología de altura geopotencial a 300mb. Los puntos azules indican el inicio de la trayectoria de la vaguada y los puntos rojos el punto final.

En la Figura 25 se muestra una comparación de las condiciones de temperatura, LI y precipitación para las vaguadas presentes en los meses de mayo y octubre, y julio-agosto. La temperatura en los meses de mayo y octubre (Figura 25a) es menor a la temperatura de julio y agosto (Figura 25b). Esta variación en la temperatura coincide con lo observado en el LI. En mayo y octubre la atmósfera es estable sobre la zona de estudio (Figura 25c), lo que indica que no hay desarrollo de sistemas convectivos y por tanto, no hay precipitación significativa en este periodo (Figura 25c). Por otra parte, el LI es negativo durante los meses de julio y agosto sobre la zona de estudio (Figura 25d), es decir, la atmósfera es inestable. Esto se traduce en movimientos verticales que permiten el desarrollo de sistemas nubosos y de precipitación (Figura 25f).



**Figura 25:** a) Compuestos de temperatura a 500mb para las vaguadas que se dirigen hacia el este y b) al oeste. c) LI para vaguadas que se dirigen al este y d) al oeste, el contorno de LI=0 separa las zonas estables (LI>0) de las inestables (LI<0). e) Anomalía de precipitación asociada a vaguadas con dirección hacia el este y f) al oeste.

## 3.4.1 Compuestos de vaguadas que se dirigen hacia el este

En este apartado se muestran las condiciones promedio de los días afectados por vaguadas que se dirigen hacia el este para distintas variables atmosféricas: altura geopotencial (Figura 26), velocidad zonal (Figura 27), anomalía de precipitación diaria (Figura 28), anomalía de temperatura (Figura 29) y LI (Figura 30). En todos los casos se presenta la evolución de una vaguada invertida, iniciando tres días (día -3) antes del día medio en su desarrollo, el día medio (día 0) en sí (donde el efecto de la vaguada sobre la zona de estudio es mayor) y tres días después (+3) del máximo del evento. Esto permite ver cómo se modifica cada una de las variables al paso de una vaguada.

La señal de las vaguadas en la altura geopotencial a 300 mb (Figura 26), muestra que conforme se acerca el día 0, el centro de baja presión se vuelve más definido sobre la zona de estudio. Éste se disipa los días siguientes.

La velocidad zonal asociada a las vaguadas (Figura 27) confirma la dirección de los centros de baja presión. Al presentarse dipolos que van en direcciones opuestas sobre la zona de estudio, éstos generan circulación ciclónica. La velocidad negativa que impulsa a las vaguadas es más intenso dos días previos al máximo desarrollo y pierde intensidad desde el día +1. La región de velocidad positiva igual pierde intensidad pero no es tan notable como la región de valores negativos. En el caso de la precipitación (Figura 28), ésta se hace presente desde el día -2, y se incrementa sobre la zona estudio hasta alcanzar un máximo el día 0, en los días siguientes decae rápidamente.

Las vaguadas en su interior tienen un centro frío, esto se comprueba en la Figura 29 donde el núcleo de la vaguada se hace presente en la señal de la temperatura, donde alcanza un valor mínimo en el día -1. En la Figura 30 se observa que la atmósfera es inestable sobre la zona de estudio durante los 7 días del evento, alcanzando un máximo en el día -1, después regresa a ser estable rápidamente a partir del día +1.



Figura 26: Anomalía de altura geopotencial a 300 mb para vaguadas que se dirigen hacia el este en los meses de mayo y octubre.



Figura 27: Velocidad zonal a 300 mb para vaguadas que se dirigen hacia el este.



Figura 28: Anomalía de precipitación para días afectados por vaguadas que se dirigen hacia el este en los meses de mayo y octubre.



Figura 29: Anomalía de temperatura a 500mb para en días con vaguadas que se dirigen hacia el este en los meses de mayo y octubre.



Figura 30: Evolución de LI en días afectados por vaguadas que se dirigen hacia el este durante los meses de mayo y octubre.

#### 3.4.2 Compuestos de vaguadas que se dirigen hacia el oeste

Al igual que en la sección anterior, en este apartado se muestran las condiciones promedio de los días afectados por vaguadas para las variables siguientes: altura geopotencial (Figura 31), velocidad zonal (Figura 32), anomalía de precipitación diaria (Figura 33), anomalía de temperatura (Figura 34) y LI (Figura 35). La diferencia es que ahora se consideran las vaguadas que se dirigen al oeste que ocurrieron durante los meses de julio y agosto.

El mapa de anomalía de altura geopotencial (Figura 31) muestra que las vaguadas de este compuesto, efectivamente, inician su desarrollo al este de la zona de estudio (específicamente al sureste de Estados Unidos) en el día -3. Éstas se acercan a la zona de estudio hacia el día 0, donde se posicionan sobre el noroeste de México, y se disipa al día +2.

Respecto a la velocidad zonal (Figura 32), se muestra que hay un anticiclón que afecta la zona de estudio. Sin embargo, inicia posicionado al este de la zona de estudio y avanza al oeste, alcanzando un máximo en el día +1 y disipándose para el día +3.

La señal de la precipitación asociada a las vaguadas (Figura 33) que alcanza un máximo el día -1, alcanza su máxima amplitud el día 0 y decae a partir del día +1. El caso de la temperatura (Figura 34) no es tan claro como en el caso anterior. En general se muestra una anomalía negativa sobre la zona de estudio con valores cercanos a cero. En la Figura 35 se muestra una leve inestabilidad atmosférica sobre el noroeste de México, no tan marcado como en el caso de las vaguadas que se dirigen hacia el este.



Figura 31: Anomalía de altura geopotencial a 300 mb para vaguadas que se dirigen hacia el oeste en los meses de julio y agosto.



Figura 32: Velocidad zonal a 300 mb para vaguadas que se dirigen hacia el oeste en los meses de julio y agosto.

52



Figura 33: Anomalía de precipitación para días afectados por vaguadas que se dirigen al oeste en los meses de julio y agosto.



Figura 34: Anomalía de temperatura a 500mb presente en días con vaguadas hacia el oeste para los meses de julio y agosto.



Figura 35: Evolución de LI en días afectados por vaguadas que se dirigen al oeste durante los meses de julio y agosto.

### 3.5 Posibles mecanismos de generación

Para analizar los posibles mecanismos que generan vaguadas se dividieron los eventos de acuerdo a la dirección preferencial de avance, es decir, si se dirigen al este o al oeste. El mecanismo de generación asociado a las vaguadas que se dirigen hacia el este posiblemente se relacione al rompimiento de las ondas de Rossby asociadas a la corriente en chorro. Las ondas de Rossby, que son ondas planetarias cuya dirección va de este a oeste. Al crearse compensan las variaciones del ascenso las variaciones del ascenso y descenso de aire causado por las irregularidades topográficas, provocando que el aire que es forzado a ascender se desvíe a la izquierda y el aire que desciende a la derecha (en el hemisferio norte) para que el sistema atmosférico permanezca estable. Estas oscilaciones generan las ondas de Rossby que se deforman y rompen, de esta forma es posible que se produzcan los eventos de vaguada. En la Figura 36 se muestra un ejemplo de lo que parece ser el rompimiento de estas ondas planetarias, que conduce al desprendimiento de una vaguada. A las 00 UTC (Figura 36a) una baja presión se encuentra a los 30°N, seis horas después (Figura 36b) comienza a formarse un centro de baja presión, a las 12 UTC ya se ha cerrado un contorno de baja presión pero sigue unido al fenómeno inicial (Figura 36c). Para las 18 UTC ya se ha desprendido un centro de baja presión que atraviesa la zona de estudio (Figura 36d).

Respecto a las vaguadas que se dirigen hacia el oeste, el mecanismo que posiblemente explique su generación es la TUTT, que es una característica climatológica del Atlántico del este que tiene gran importancia en el pronóstico de ciclones tropicales, pues puede reforzar la cizalladura del viento sobre las inestabilidades tropicales e inhibir su desarrollo, o bien, ayudar a la génesis e intensificación de los ciclones al fortalecer el movimiento ascendente en el centro de la tormenta<sup>6</sup>. En la Figura 37a se muestra la climatología de altura geopotencial para el periodo 1981-2010 donde está presente la TUTT. De lo que parece ser la TUTT a las 00UTC (Figura 37b), comienza a desprenderse un centro de baja presión sobre el Golfo de México a las 06 UTC (Figura 37c), a las 12 UTC este centro de baja presión avanza hacia el oeste (Figura 37d) y para las 18 UTC ya se ha desprendido este centro de la TUTT y ha entrado a la zona de estudio (Figura 37e).

<sup>6</sup> http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A10\_esp.html



**Figura 36**: Desprendimiento de la vaguada ocurrida el 8 de octubre de 1997. Se muestran las condiciones de las anomalías de altura geopotencial a 300mb a las a) 00 UTC, b) 06 UTC, c) 12 UTC y d) 18 UTC.



Figura 37: a) Climatología de altura geopotencial a 200mb para el periodo 1979-2013 durante los meses de MJJASO donde se observa la TUTT. Desprendimiento de una vaguada desde la TUTT ocurrida el 7 de octubre de 1979 a las b) 00 UTC, c) 06 UTC, d) 12 UTC y e) 18 UTC a 300 mb.

#### Capítulo 4. Discusión

En este trabajo se estudian las características atmosféricas a escala sinóptica asociadas a las vaguadas. Se estima su aportación en la precipitación de verano sobre el noroeste de México y ésta se compara respecto a la aportación de precipitación asociada a los ciclones tropicales.

Trabajos anteriores han centrado el análisis de estos fenómenos a los meses de verano (JJAS) o a casos de estudio de un año en particular. En este trabajo, el periodo de estudio se amplió a seis meses, desde el 1 de mayo al 31 de octubre para los años de 1979 al 2013, obteniendo una climatología de vaguadas de 35 años. Ampliar el periodo de estudio permitió analizar el comportamiento del fenómeno en los meses donde no se espera sean tan intensos como en verano (JJAS). Aunque, efectivamente, la ocurrencia de vaguadas disminuye en los meses de mayo y octubre (Figura 20), el número de vaguadas sigue siendo considerable. Una característica que se encontró para los meses de mayo y octubre fue que los eventos ocurridos en este periodo, en su mayoría, se generan sobre el Pacífico norte y se dirigen hacia el este (Figuras 21a y 21f). Una posible explicación es que la altura geopotencial no muestra variaciones sobre la zona de estudio que indiquen una inestabilidad importante en la atmósfera (Figura 24a). Para los meses restantes, la generación de estos fenómenos ocurre también al noreste de México y sobre el Golfo de México. Durante estos meses la alta presión del MAN se ve claramente sobre la región (Figura 24d) lo que genera inestabilidad en la composición atmosférica. Durante los meses de estudio las vaguadas no tienen un patrón definido de ocurrencia, se encuentran de 3 a 21 eventos por año (Figura 18), y no se observa un aumento o disminución de fenómenos con la climatología generada en este trabajo.

Respecto a la precipitación extrema asociada a ciclones y vaguadas, se calculó que, en promedio, durante un día con presencia de ciclones llueve el doble de lo esperado climatológicamente. En el caso de las vaguadas, se espera que llueva 1.5 veces del valor climatológico. Es decir, los ciclones tropicales traen consigo más lluvia que las vaguadas. Sin embargo, la aportación general del fenómeno a la precipitación de verano en el noroeste de México es mayor en el caso de las vaguadas. En conjunto, las vaguadas de la tropósfera alta aportan aproximadamente un 27% al total de precipitación en la región, mientras que la aportación de los ciclones es de ~14.7%. Esto sucede porque la ocurrencia de vaguadas es mayor a la de ciclones. Hay más días en que el noroeste de México es afectado por vaguadas que por ciclones tropicales.

Al realizar compuestos de días con vaguada, se encuentra que hay una anomalía negativa en la variable de altura geopotencial dentro de la zona de estudio (Figura 23, 26 y 31) que cumple con los criterios

establecidos en el método para determinar la presencia de una vaguada, esto implica que los compuestos están mostrando efectivamente la señal del fenómeno. En la fase inicial de la vaguada esta anomalía no es muy marcada pero se intensifica en la fase clímax del evento para luego disminuir su intensidad hacia el final de su desarrollo. Lo mismo ocurre con los compuestos aplicados a la precipitación.

En este trabajo se encontró que las vaguadas que afectan el noroeste de México siguen dos direcciones preferentes. Hay eventos que se dirigen hacia el este (Figura 21) y los hay que se dirigen hacia el oeste (Figura 22). En el caso de las vaguadas que van en dirección este, se presenta un centro de baja presión establecido por una anomalía negativa de altura geopotencial, bien definido sobre el noroeste de México (a una latitud de ~30° N) y de mayor intensidad que la anomalía relacionada a las vaguadas que se dirigen hacia el oeste, donde el centro de baja presión no es tan marcado (en una latitud al sur de los 30° N). La anomalía de precipitación es positiva y se distribuye de manera uniforme sobre el centro-norte de la República Mexicana y sur de Estados Unidos en el caso donde las vaguadas se dirigen hacia el este (Figura 28).

De las vaguadas que se dirigen hacia el este y al oeste, son los eventos que van hacia el oeste quienes afectan a la zona del MAN. Desafortunadamente, con el presente análisis no se puede explicar completamente la forma en que se intensifica la convección. Estos eventos no tienen un núcleo frío bien definido y por lo tanto no afectan la estabilidad estática de la atmósfera de la misma manera como lo hacen las vaguadas que van hacia el este (Figura 29). Los eventos que van hacia el este sí tienen un núcleo frío muy bien definido y en cuanto se mueven sobre una región con condiciones ambientales favorables para la convección producen lluvia intensa (Figura 28). Por los meses en los que ocurren (mayo y octubre) esa región con condiciones favorables para la convección queda claramente al noreste de la zona del monzón: el noreste de México y Texas. Las vaguadas que van hacia el este claramente producen lluvia intensa porque desestabilizan a la atmósfera (aire frío sobre aire caliente), pero también porque la circulación ciclónica asociada a ellas favorecen la entrada de vapor de agua proveniente del Golfo de México (Figura 27). Este proceso no ocurre con las vaguadas que van hacia el oeste. La razón por la que llueve más con los eventos que van hacia el oeste es porque se producen condiciones de corte vertical de vientos favorables para la convección profunda. Este mecanismo se puede explicar por uno de los modos encontrados por Seastrand et al. (2014), en el que la interacción de una vaguada en altura con aire en niveles inferiores contribuye a la formación de una cortante desde el este al noroeste de la región, favoreciendo la organización convectiva de mesoescala y, por tanto, la convección profunda sobre la SMO. Por otra parte, la distribución de la precipitación asociada a eventos que viajan hacia el oeste se concentra al oeste de México sobre la SMO. Esto concuerda con lo propuesto por Finch y Johnson (2010), quienes

identificaron un aumento en la convección al oeste del centro de la vaguada mediante un análisis cuasigeostrófico.

Las vaguadas que viajan al este que se generan principalmente en el Pacífico Este y al suroeste de Estados Unidos podrían estar asociadas al rompimiento de ondas de Rossby; se infiere que estas ondas de Rossby se han deformado a un punto donde no puede mantener la estabilidad relativa de la oscilación y 'se rompe', desprendiendo un centro de baja presión (Figura 36). El mecanismo que posiblemente esté asociado a las vaguadas que se dirigen hacia el oeste es la TUTT (Figura 37a), esta vaguada climatológica presente en niveles de 200mb puede ser la causa de que existan eventos que inicien su desarrollo en estas zonas. En la Figura 37b se muestra el desprendimiento de una vaguada de lo que parece ser la TUTT, pues concuerda en posición y tamaño con la que se observa en la Figura 37a.

Las vaguadas se observan en mapas de anomalías de altura geopotencial como centros de baja presión representados por anomalías negativas sobre el área de estudio. Sin embargo, junto a la anomalía que corresponde a la vaguada, hay un centro de alta presión en latitudes más altas, formando lo que parecen ser dipolos (Figuras 30 y 35). Una posible explicación es que las vaguadas son depresiones (ciclones) que se encuentran entre dos grandes áreas de alta presión (anticiclones) y por tanto siempre habrá altas presiones asociadas al fenómeno. Además, al desprenderse las vaguadas de un sistema mayor, éstas se dirigen hacia el sur, dejando un centro de alta presión en latitudes mayores (Figura 30).

## Capítulo 5. Conclusiones

Las vaguadas que ocurren en la tropósfera alta se asocian a precipitación extrema en el noroeste de México. Su aportación como evento independiente es típicamente 1.5 veces mayor al de la precipitación climatológica. Con la presencia de un ciclón tropical sobre la zona de estudio se espera que llueva el doble de la precipitación climatológica. Esto implica que los ciclones tropicales son el evento transitorio que mayor precipitación deja a su paso sobre el noroeste de México. Sin embargo, las vaguadas aportan aproximadamente un 27% al total de precipitación en la región para los meses de mayo a octubre, mientras que los ciclones tropicales aportan alrededor de 13%.

En el presente análisis se observó que, aparentemente, los eventos de vaguada no tienen un patrón definido de ocurrencia ni se observa una tendencia del fenómeno en la climatología. Sin embargo, se localizaron dos regiones de generación del evento que condicionan la dirección que seguirá la trayectoria de la vaguada. Una región es en el Pacífico Norte donde se generan vaguadas que viajan hacia el este y que ocurren principalmente en los meses de mayo y octubre. La segunda región es sobre el Golfo de México donde los eventos aquí generados viajan hacia el oeste, estos eventos se desarrollan en su mayoría durante los meses de julio y agosto. Cabe resaltar que ambas regiones se encuentran sobre el mar y no en continente, esto puede deberse a que las condiciones atmosféricas sobre el mar son más estables y varían más lentamente que en continente. Los posibles mecanismos asociados a las zonas de generación de las vaguadas se asocian al rompimiento de ondas de Rossby para las vaguadas que viajan hacia el este, y la TUTT para los eventos que viajan hacia el oeste.

El efecto que generan las vaguadas sobre la precipitación de verano es la inestabilidad de la columna de aire sobre el noroeste de México. Al paso de una vaguada, el aire frío atrapado en el centro de la baja presión desestabiliza el aire en niveles inferiores favoreciendo la convección profunda que permite el desarrollo de nubes de tormenta y, por tanto, aumentando la precipitación sobre la región.

Este trabajo queda como antecedente para caracterizar y entender mejor el fenómeno de vaguadas que ocurren en la tropósfera alta. A pesar de su importante contribución a la precipitación de verano en el noroeste de México, no se le ha prestado la debida atención y se propone realizar un análisis similar al que se presenta en este trabajo para los meses de noviembre a abril. De esta manera se podrían aplicar métodos que por ahora no fue posible pues requieren una serie de tiempo ininterrumpida, métodos como funciones empíricas ortogonales o funciones empíricas ortogonales rotadas. Además, se recomienda hacer
un estudio a mayor escala para conocer las regiones de generación de estos eventos en otras partes del mundo.

- Adams, D. K., and Comrie, A. C. 1997. The north American monsoon. Bulletin of the American Meteorological Society, 78(10), 2197-2213.
- Adams, J. L., and Stensrud, D. J. 2007. Impact of tropical easterly waves on the North American monsoon. Journal of climate, 20(7), 1219-1238. doi: 10.1175/JCLI4071.1.
- Arriaga-Ramírez S. y Cavazos, T. 2010. Regional trends of daily precipitation indices in northwest Mexico and southwest United States. Journal of Geophysical Research. 115, D14111. doi:10.1029/2009JD013248
- Badan-Dangon, A., C. E. Dorman, M. A. Merrifield, and C. D. Winant 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California, J. Geophys. Res., 96(C9), 16877–16896, doi: 10.1029/91JC01433.
- Bieda III, S. W., Castro, C. L., Mullen, S. L., Comrie, A. C., Pytlak, E. 2009. The relationship of transient upper-level troughs to variability of the North American monsoon system. Journal of Climate, 22(15), 4213-4227.
- Castro, C. L., McKee, T. B., Pielke Sr, R. A. 2001. The relationship of the North American monsoon to tropical and North Pacific sea surface temperatures as revealed by observational analyses. Journal of Climate,14(24), 4449-4473.
- Castro, C. L., Pielke Sr, R. A., and Adegoke, J. O. 2007. Investigation of the summer climate of the contiguous United States and Mexico using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). Part I: Model climatology (1950-2002).Journal of Climate, 20(15), 3844-3865., doi: 10.1175/JCLI4211.1.
- Cavazos, T., C. Turrent, and D. P. Lettenmaier 2008. Extreme precipitation trends associated with tropical cyclones in the core of the North American monsoon, Geophys. Res. Lett., 35, L21703, doi:10.1029/2008GL035832.
- Comrie, A. C., and E. C. Glenn, 1998. Principal components-based regionalization of precipitation regimes across the Southwest United States and Northern Mexico, with an application to monsoon precipitation variability. Climate Res., 10,(3)201–215.
- CONABIO. Recuperado en febrero 2016 de: <u>http://www.conabio.gob.mx/informacion/gis/</u>
- Douglas, A. V., Englehart, P. J. 2007. A climatological perspective of transient synoptic features during NAME 2004. Journal of climate, 20(9), 1947-1954.
- Douglas, M. W., and Leal, J. C. 2003. Summertime surges over the Gulf of California: Aspects of their climatology, mean structure, and evolution from radiosonde, NCEP reanalysis, and rainfall data.Weather and forecasting, 18(1), 55-74. doi: 10.1175/1520-0434(2003)018<0055:SSOTGO>2.0.CO;2.
- Encyclopaedia Britannica. Recuperado en noviembre 2015 de: <u>http://global.britannica.com/science/troposphere</u>

- Farfán, L. M., Alfaro, E. J., and Cavazos, T. 2013. Characteristics of tropical cyclones making landfall on the Pacific coast of Mexico: 1970-2010. Atmósfera, 26(2), 163-182.
- Finch, Z. O., and Johnson, R. H. 2010. Observational analysis of an upper-level inverted trough during the 2004 North American Monsoon Experiment. Monthly Weather Review, 138(9), 3540-3555.
- George, J. E., and Gray, W. M. 1976. Tropical cyclone motion and surrounding parameter relationships. Journal of Applied Meteorology,15(12), 1252-1264., doi: 10.1175/1520-0450(1976)015<1252:TCMASP>2.0.CO;2.
- Grise, K. M., Thompson, D. W., and Birner, T. 2010. A global survey of static stability in the stratosphere and upper troposphere. Journal of Climate, 23(9), 2275-2292. doi: 10.1175/2009JCLI3369.1.
- Jiang, H., and Zipser, E. J. 2010. Contribution of tropical cyclones to the global precipitation from eight seasons of TRMM data: Regional, seasonal, and interannual variations. Journal of climate, 23(6), 1526-1543. doi: 10.1175/2009JCLI3303.1. Latorre, C., Penilla, L. 1988. Influencia de los ciclones en la precipitación de Baja California Sur. Atmósfera, 1, (2)99-112.
- Livneh, B., Bohn, T. J., Pierce, D. W., Munoz-Arriola, F., Nijssen, B., Vose, R., ... Brekke, L. 2015. A spatially comprehensive, hydrometeorological data set for Mexico, the US, and Southern Canada 1950– 2013. Scientific data, 2.
- Martinez-Sanchez JN, and Cavazos T 2014. Eastern Tropical Pacific hurricane variability and landfalls on Mexican coasts. Climate Research, 58(3), 221-234.
- Nieto, R., Gimeno, L., de La Torre, L., Ribera, P., Gallego, D., García-Herrera, R., ... Lorente, J. 2005. Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere. Journal of climate, 18(16), 3085-3103.
- NOAA. 2015. Hurricane research división. Recuperado en junio 2015 de: <u>http://www.aoml.noaa.gov/hrd/hurdat/Data\_Storm.html</u>
- NOAA. 2015. Hurricane research division Recuperado en agosto 2015 de: http://www.aoml.noaa.gov/hrd/tcfaq/A10\_esp.html
- Pytlak, E., Goering, M., and Bennett, A. 2005. Upper tropospheric troughs and their interaction with the North American monsoon. In 19th Conference in Hidrology AMS, San Diego, USA.
- Ritchie, E. A., Wood, K. M., Gutzler, D. S., White, S. R. 2011. The influence of eastern Pacific tropical cyclone remnants on the southwestern United States. Monthly Weather Review, 139(1), 192-210.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H. L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., Liu, H. 2010. The NCEP climate forecast system reanalysis. Bulletin of the American Meteorological Society, 91(8), 1015-1057.
- Seastrand, S., Serra, Y., Castro, C., Ritchie, E. 2014. The dominant synoptic-scale modes of North American monsoon precipitation. International Journal of Climatology, 35(8), 2019-2032.
- Seidel, D. J., Y. Zhang, A. Beljaars, J.-C. Golaz, A. R. Jacobson, and B. Medeiros 2012. Climatology of the planetary boundary layer over the continental United States and Europe, J. Geophys. Res., 117 (D17)106, doi:10.1029/2012JD018143.

- Thorncroft, C. D., B. J. Hoskins, and M. E. McIntyre, 1993. Two paradigms of baroclinic-wave life-cycle behaviour. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 119(509), 17-55.
- Turrent, C., Cavazos, T. 2009. Role of the land-sea thermal contrast in the interannual modulation of the North American Monsoon. Geophysical Research Letters, 36(2).
- Turrent, T. C. 2009. Estudio numérico del contraste térmico océano-continente asociado al inicio del Monzón de América del Norte. Tesis de Doctorado en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Turrent Thompson, C., and Cavazos Pérez, M. T. 2012. A numerical investigation of wet and dry onset modes in the North American monsoon core region. Part I: A regional mechanism for interannual variability. Journal of Climate, 25(11), 3953-3969. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00215.1. (ID: 16448)
- UCAR. 2015. Climate data guide. Recuperado en marzo 2015 de: https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/climate-forecast-system-reanalysis-cfsr
- UCAR. 2015. Research data archive. Recuperado en marzo 2015 de: http://rda.ucar.edu/#!pub/cfsr.html
- Whitfield, M. B., Lyons, S. W. 1992. An upper-tropospheric low over Texas during summer. Weather and forecasting, 7(1), 89-106.
- Xue, Z., Liu, J. P. and Ge, Q. 2011. Changes in hydrology and sediment delivery of the Mekong River in the last 50 years: connection to damming, monsoon, and ENSO. Earth Surface Processes and Landforms, 36(3), 296-308. doi:10.1002/esp.2036
- Zhu, C., Cavazos Pérez, M. T., and Lettenmaier, D. P. 2007. Role of antecedent land surface conditions in warm season precipitation over Northwestern Mexico. Journal of Climate, 20(9), 1774-1791. doi:10.1175/JCLI4085.1. (ID: 9138)
- Zhu, C., Leung, L. R., Gochis, D., Qian, Y., Lettenmaier, D. P. 2009. Evaluating the influence of antecedent soil moisture on variability of the North American Monsoon precipitation in the coupled MM5/VIC modeling system. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 1(4).