



BENEMÉRITA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE PUEBLA

FACULTAD DE INGENIERÍA
COLEGIO DE GEOFÍSICA

“ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN DEL
SUELO POR EL IMPACTO DE UN EVENTO
SÍSMICO EN LA REGIÓN DE LA MIXTECA
POBLANA MEDIANTE LA TÉCNICA
INSAR”

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:
JORGE LUIS JIMÉNEZ MORALES

DIRECTOR DE TESIS:
MTRO. JOSÉ CASTILLO ROMÁN

PUEBLA, PUE. SEPTIEMBRE 2020

AGRADECIMIENTOS

BENEMÉRITA UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE PUEBLA

FACULTAD DE INGENIERÍA

COLEGIO DE GEOFÍSICA

“ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN DEL SUELO POR EL IMPACTO DE UN EVENTO SÍSMICO EN LA
REGIÓN DE LA MIXTECA POBLANA MEDIANTE LA TÉCNICA INSAR”

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

JORGE LUIS JIMÉNEZ MORALES

DIRECTOR DE TESIS:

MTRO. JOSÉ CASTILLO ROMÁN

PUEBLA, PUE. SEPTIEMBRE 2020

ÍNDICE

CAPÍTULO I.- INTRODUCCIÓN.....	2
I.1.- Generalidades.....	2
I.2.- Objetivos.....	5
I.3.- Justificación	6
I.4.- Hipótesis.....	7
I.5.- Estructura de la tesis	8
CAPÍTULO II.- MARCO TEÓRICO.....	9
II.1.- Percepción remota	9
II.2.- Radar de Apertura Sintética.	16
II.3.- Interferometría de Radar de Apertura Sintética.....	22
CAPÍTULO III.- SISMOTECTÓNICA DEL ESTADO DE PUEBLA.....	39
III.1.- Geología Regional del Estado de Puebla	39
III.2.- Sismología.....	41
III.3.- Sismicidad de la República Mexicana	55
III.4.- Sismicidad histórica y reciente	56
III. 5.- Peligro sísmico	65
CAPÍTULO IV.- REGIÓN MIXTECA.....	70
IV.1.- Región Mixteca.....	70
IV.2.- Sismicidad de la región mixteca	74
IV.3.- Aplicación de la técnica de Interferogramas en la zona de estudio	76
IV.4.- Análisis e interpretación de los interferogramas	77
IV.5.- Análisis de los daños por el evento sísmico.....	94
Conclusiones.....	100
Recomendaciones	101
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	102
ANEXOS	107

Resumen

México es un país altamente sísmico, por la interacción de cinco placas tectónicas sobre el territorio mexicano y el cinturón de fuego que atraviesa de oeste a este en la región central del país, provocando actividad volcánica y sísmica principalmente. La mayor fuente sísmica del país es producto de la subducción de la placa de cocos respecto con la Norteamérica la cual origina sismos de alta magnitud, que resultan devastadores en regiones cercanas al epicentro y provocan pérdidas económicas al país y atentan contra la integridad física.

Los sismos al liberar energía deforman la superficie terrestre, provocando daños a viviendas y estructuras civiles, especialmente a aquellas que no cuentan con un diseño antisísmico y apego a códigos de construcción sismorresistentes.

El 19 de septiembre de 2017 un sismo M_w 7.1 tuvo epicentro a 12 kilómetros al sureste de Axochiapan Morelos, a 51.1 kilómetros de profundidad. El Servicio Sismológico Nacional (SSN) observó mediante el mecanismo focal que este sismo fue producto de una falla normal, por la interacción de la placa de cocos subduciendo bajo la de Norteamérica.

Para detectar cambios y desplazamientos en la superficie provocados por este evento sísmico se recurrió al procesamiento de imágenes SAR (Radar de Apertura Sintética) de la misión Sentinel 1A de la Agencia Espacial Europea (ESA) mediante la técnica de Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR). Los interferogramas fueron construidos con el software libre Sentinels Application Platform (SNAP), donde se procesaron un total de 24 interferogramas de los cuales se eligieron solo 15, que tenían mejor calidad visual y menor pérdida de señal interferométrica, para un periodo de 2016 – 2019.

A través del análisis de los interferogramas, se determinó la deformación que sufrió la superficie terrestre en cada fase del ciclo sísmico. Esta deformación impacto principalmente en un área de 7,127.65 km² afectando de manera directa a 24 municipios pertenecientes a la región mixteca y valle de Atlixco y Matamoros. Los daños en estos municipios sumaron un total de 14,895 viviendas, es decir el 52.55% del total de las viviendas dañadas en el estado de Puebla.

CAPÍTULO I.- INTRODUCCIÓN

I.1.- Generalidades

Los sismos liberan esfuerzos de manera instantánea acumulados durante la fase inter-sísmica por largos periodos de tiempo. Estos esfuerzos son producto de la interacción de grandes bloques rocosos llamados placas tectónicas.

Un sismo se produce cuando estos esfuerzos superan la resistencia al corte de una zona de falla, produciendo deslizamiento relativo entre los bloques que separa la falla y liberando energía en forma de ondas sísmicas, calor (por fricción) y deformación de las rocas circundantes (González & Fernández, s.f).

La magnitud de un sismo depende del área de falla que rompe (Kanamori & Anderson, 1975), por lo tanto, para conocer la magnitud máxima de un sismo que puede ocurrir en una zona de subducción es fundamental conocer la máxima extensión de la zona sismogénica en esa región (Béjar, 2011). Una zona de subducción se caracteriza por placas tectónicas que se mueven una contra otra, la placa inferior tira de la placa superior hacia abajo en dirección de ella, aumentando la tensión.

Los sismos que se originan por la interacción de las placas tectónicas son fenómenos recurrentes e inestables, que provocan frecuentes desplazamientos por la caída de esfuerzos, acumulación de la deformación seguido de un proceso de relajación asociado a la acumulación de esfuerzos y su gradual deformación. A este proceso se le conoce como ciclo sísmico, característico de las zonas sismogénicas. Los cuatro periodos del ciclo se dividen en inter-sísmico, pre-sísmico, co-sísmico y post-sísmico.

En el periodo inter-sísmico la zona sismogénica permanece bloqueada, lo que genera una acumulación gradual de esfuerzos, en el periodo pre-sísmico los fenómenos físicos se hacen más notorios por el inicio de la deformación de la superficie, en el periodo co-sísmico ocurre la mayor deformación sobre el terreno, ya que la energía que se había acumulado durante decenas o cientos de años repentinamente es liberada en unos instantes y en el periodo post-sísmico la corteza se reajusta por el evento sísmico ocurrido, esta deformación producto del reajuste de la litosfera puede ser por días o incluso meses posteriores al sismo.

La ciudad de Puebla ha sido propensa a la ocurrencia de diferentes sismos específicamente al sur del estado. De acuerdo con el Servicio Sismológico Nacional (2017), en los últimos 100 años han sido cuatro los sismos que han tenido epicentro en el estado de Puebla que han devastado en economía, infraestructura, integridad física y estilo de vida tanto al propio estado como estados colindantes.

El evento sísmico más reciente de magnitud considerable es el del 19 de septiembre de 2017 que dejó un saldo de 369 personas muertas y cerca de 6,000 personas heridas. Este evento sísmico conveniente estudiarlo mediante técnicas de metrología para determinar los desplazamientos provocados a la corteza por la repentina liberación de energía. Una técnica de alta precisión mediante la cual es posible obtener una gran cantidad de información en poco tiempo, menor costo y con mayor cobertura en términos espaciales es la percepción remota, que permite conocer la deformación ocasionada por causas naturales o antropogénicas, fundamental para comprender los procesos que los originan.

Mediante el sensor activo de la percepción remota, se obtienen imágenes SAR en el rango de frecuencias de microondas; proporcionando imágenes que representan propiedades eléctricas y geométricas, sin importar las condiciones climáticas ni hora de captura. A estas imágenes se les realiza un proceso de interferometría que se basa en el cálculo de la diferencia de fase entre dos imágenes SAR para detectar deformaciones con una precisión del nivel de centímetros antes y después del sismo entre dos imágenes SAR distintas, capturadas en distintas fechas y posiciones cercanas, generando un sinnúmero de aplicaciones como en el estudio de deformación de volcanes, hundimientos del terreno en zonas urbanas, en regiones mineras, deformaciones tectónicas y sísmicas.

El primer sismo estudiado a través de InSAR, fue el ocurrido el 28 de junio de 1992 de magnitud 7.4, en Landers, California (Massonnet, y otros, 1993). A partir del sismo de Landers esta técnica ha sido utilizada como herramienta complementaria para el estudio de sismos de magnitud mayor a 5, para determinar la zona que sufrió deformación y cuantificarla.

InSAR da como resultado un interferograma, que es una representación gráfica de la diferencia de fases registrando patrones de franjas, los cuales representan deformación o desplazamiento.

En los interferogramas se buscarán patrones de deformación en cada fase del ciclo sísmico, para poder predecir efectos provocados por la deformación de la superficie y pronosticar eventos sísmicos.

El presente trabajo de investigación está constituido de cinco capítulos, el primero introduce al lector al tema que se abordará, se presentarán los objetivos planteados y una justificación de la importancia de estudiar el tema. En el capítulo dos se detallan conceptos de percepción remota y generalidades de imágenes SAR, así como los pasos para la construcción de un interferograma. El capítulo tres informa sobre la sismotectónica del estado de Puebla. El capítulo cuatro está enfocado al estudio socioeconómico y geológico de la mixteca poblana, análisis interferométrico, peligro sísmico de la zona, se presentarán los resultados de los interferogramas para cada una de las fases del ciclo sísmico y una discusión de estos. Y por último se darán las conclusiones, así como recomendaciones para futuras aplicaciones.

I.2.- Objetivos

General:

- Cuantificar la deformación que sufrió la superficie por el impacto de un sismo magnitud 7.1 utilizando la técnica InSAR para evaluar la factibilidad de aplicación en diferentes fuentes sismogénicas del estado de Puebla.

Específicos:

- Identificar franjas de colores sobre los interferogramas de cada una de las fases del ciclo sísmico para conocer la deformación ocurrida en cada fase.
- Establecer el área de la superficie deformada a través del análisis de la extensión de los patrones de deformación para correlacionar con los daños ocurridos en esta zona.
- Delimitar el área de ruptura que provocó el evento sísmico mediante la comparación de información proporcionada por el Servicio Sismológico Nacional y la técnica InSAR para establecer una fuente sismogénica.

I.3.- Justificación

La superficie terrestre a menudo presenta movimientos ya sea por acción natural como actividad sísmica, volcánica, movimientos de glaciares o por actividades antropogénicas como la extracción de recursos minerales, obras subterráneas o subsidencia del suelo por actividad en los acuíferos.

El estado de Puebla presenta al sur una alta actividad sísmica por la interacción de la placa de cocos subduciendo bajo la de Norteamérica y al centro por el eje Neovolcánico Transversal.

En esta región sur se localizan cuatro fuentes sismogénicas donde ocurrieron sismos de magnitud considerable, la primera fuente se ubica al sureste del estado, donde se registró un sismo de M_w 7.0 el 28 de agosto de 1973. La segunda fuente está ubicada al Oeste de Acatlán de Osorio, donde ocurrió un sismo M_w 7.1 el día 24 de octubre de 1980. La tercera ubicada al suroeste del municipio de Tehuacán, donde ocurrió un sismo el 15 de junio de 1999 de M_w 7.0, por último, al sureste de Axochiapan Morelos se encuentra la cuarta fuente donde el 19 de septiembre de 2017 ocurrió un sismo de M_w 7.1, este evento sísmico al ser el más reciente de magnitud considerable, resulta viable estudiarlo y analizarlo por la disponibilidad de información sísmica, daños provocados e imágenes SAR necesarias para realizar un análisis InSAR e identificar en la fase pre-sísmica patrones de deformación que auxilien en la predicción de efectos provocados por la deformación de la superficie y el pronóstico de futuros eventos sísmicos, en la fase co-sísmica cuantificar y establecer el área deformada y en la fase inter-sísmica y post-sísmica continuar con el monitoreo de la deformación de la superficie por la liberación de energía con el fin de generar estrategias de prevención y mitigación de los daños y reducir el número de personas afectadas ante la ocurrencia de un sismo, así como incentivar a implementar códigos de construcción en viviendas y estructuras en zonas con alto peligro sísmico.

La técnica InSAR permite medir deformaciones del terreno, puede llegar a cubrir tres principales tipos de aplicaciones: la detección y estudio de nuevas deformaciones del terreno, el estudio de aquellas deformaciones de las cuales ya tenemos conocimiento, y una tercera, más ambiciosa, la predicción de los futuros efectos provocados por estas deformaciones (Agudo, y otros, 2005). Esta técnica resulta útil para el monitoreo de la deformación de la superficie terrestre por su alta resolución espacial y temporal. La alta precisión de InSAR es su principal característica por el

empleo de imágenes SAR ya que se ubican en el espectro electromagnético en el rango de las microondas, estas se propagan por la atmósfera.

InSAR es de fácil acceso ya que las imágenes SAR se encuentran disponibles por agencias espaciales como la ESA y la Administración Nacional de la Aeronáutica y del Espacio (NASA) de forma gratuita. Los datos y productos obtenidos por el satélite Sentinel 1-A proporcionados bajo la plataforma de ASF y/o Copernicus son disponibles para cualquier usuario y sector al que pertenezca, solo es necesario registrarse en la plataforma y de esta manera podrá descargar datos e información con los parámetros indicados en la plataforma. Hay una gran variedad de softwares para el procesamiento y análisis de los archivos, el software recomendado para archivos de Sentinel es SNAP, se encuentra disponible y de forma libre en el sitio oficial de la ESA, es ideal para procesar datos SAR. La disponibilidad de archivos y software para el procesamiento aumenta la ventaja de la técnica InSAR frente a otras técnicas de levantamientos cartográficos, ya que lo convierte en una técnica de bajo costo y alta precisión.

I.4.- Hipótesis

La deformación que se observa en el suelo puede alertar por la posible ocurrencia de un sismo de magnitud considerable que ocasione daños y ponga en riesgo la integridad física de la sociedad.

I.5.- Estructura de la tesis

Después de este capítulo introductorio, la presente tesis está constituida por tres capítulos más, donde se establece la siguiente información.

En el capítulo dos, se hace una breve descripción de la teoría que va a formar parte del proyecto con base en el planteamiento del problema. Se explican conceptos de percepción remota, la técnica InSAR, la construcción de los interferogramas y cómo es manipulada para medir hundimientos o levantamientos del suelo.

Posteriormente, la investigación confluye en el análisis de la sismicidad del estado de Puebla, geología del estado de Puebla, los factores que influyen para que el país sea altamente sísmico y generalidades de los sismos.

En el capítulo cuatro se hace una descripción socioeconómica, geológica y sismológica de la mixteca poblana, se presentan los resultados obtenidos en los interferogramas, así como su interpretación, discusión y se realiza un análisis de los daños en la zona que sufrió deformación.

Finalmente, la investigación desemboca en las conclusiones donde de manera breve se presentan cifras de los daños por el impacto de un evento sísmico, se mencionan los municipios más afectados y se hacen recomendaciones sobre estudios de campo en la zona de la mixteca y la aplicación de la técnica InSAR en diferentes zonas del estado de Puebla con el objetivo de prevenir y mitigar los daños ante el impacto de un fenómeno natural.

CAPÍTULO II.- MARCO TEÓRICO

II.1.- Percepción remota

La percepción remota (PR) es una técnica que ayuda a observar, analizar y estudiar características de los espacios terrestres con la finalidad de identificar cambios y modificaciones en la corteza mediante imágenes tomadas vía satélite desde la órbita del planeta Tierra.

Lillesand y Kiefer (1994) indican que la percepción remota es como una ciencia y arte en la obtención de la información de los objetos sin que medie entre el sensor y ellos un contacto directo.

Un sistema de PR requiere esencialmente de una fuente de radiación electromagnética, la cual puede ser de origen natural como el sol, o artificial como antenas emisoras de ondas de radio (Díaz, Quintero, Triana, & Morón, 2014). Esta radiación atraviesa la atmósfera y la señal es capturada por sensores ubicados en plataformas espaciales, obteniendo una imagen en formato digital o analógico. Estas imágenes pueden ser manipuladas por el usuario, quien hará un proceso de tratamiento digital, combinación de bandas espectrales de acuerdo con sus intereses y una interpretación final de los resultados obtenidos. En la figura 2.1.1 se muestra el proceso que debe seguir una onda electromagnética de origen natural, con el fin de obtener una imagen satelital.

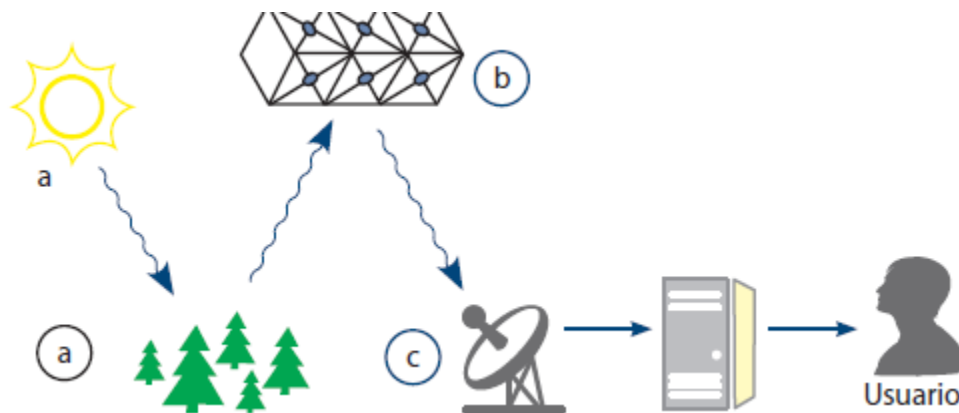


Figura 2.1.1: Proceso para obtener una imagen satelital con fuente de radiación de origen natural (Díaz, Quintero, Triana, & Morón, 2014).

Los sensores de PR se clasifican en pasivos y activos, esta clasificación es de acuerdo con la fuente de radiación que los iluminen (por una fuente de radiación natural o artificial).

Los sensores pasivos son aquellos que miden la energía electromagnética proveniente del sol y que se refleja en la superficie terrestre, únicamente captan la parte del espectro visible (400 – 700 nm). Se le consideran pasivos porque no generan su propia radiación electromagnética. Los satélites que funcionan mediante un principio de sistema pasivo son los siguientes: Landsat, Terra, QuickBird, Spot, Okonos, Sentinel, etc.

Los sensores activos como el radar de apertura sintética (SAR) genera su propia radiación electromagnética, este sensor envía a la superficie señales de microondas (36 – 0.225 GHz) y captan los ecos reflejados por los distintos elementos del suelo, así mismo puede medirse el tiempo de viaje de la onda y determinar la elevación. Mediante este sistema se observan características del suelo que a simple vista son imposibles de identificar. Los satélites que cuentan con este tipo de sistema son: TerrSar, Radarsat, ERS y Sentinel.

Como se explicó anteriormente, los satélites captan la información mediante uno de los dos sistemas (pasivo o activo), convirtiéndolos en una imagen compuestas por pixeles que son pequeñas celdas del mismo tamaño de largo y ancho, cada una contiene un valor numérico que representa la energía reflejada por la superficie terrestre y representa un área geográfica indivisible.

Cuando la imagen satelital es capturada por sensores multiespectrales, es contenida en una matriz de varias dimensiones, en donde el número digital de cada píxel se ubica en una fila, columna y una banda (Pérez & Muñoz, 2006).

Los sensores multiespectrales son capaces de capturar imágenes de varios espectros de luz, pueden llegar a tomar valores de hasta seis bandas espectrales con las que se pueden calcular diferentes índices a través de la combinación de bandas del espectro visible e invisible. Mientras que los sensores hiperespectrales recopilan y procesan información a lo largo de todo el espectro electromagnético que van más allá de lo visible.

Ventajas de las imágenes satelitales

Formato Digital: Las imágenes satelitales deben recibir un tratamiento digital previo a su manipulación para agilizar la interpretación final y poder realizar modelos cuantitativos, y dar soluciones precisas al problema planteado.

Amplia Visión: Gracias a que los satélites registran información fuera del espectro visible, se visualizan características que a simple vista son imposibles de identificar; es el caso del infrarrojo y rayos X.

Un ejemplo es la visualización de la calidad de la vegetación, se requiere de la combinación de las bandas infrarrojo de onda corta (SWIR(1)), infrarrojo cercano (NIR) y azul.

Cobertura global y repetitiva: Los satélites al transitar en la órbita del planeta Tierra, pueden obtener imágenes de manera repetitiva, sin importar condiciones climáticas ni horarios.

Aplicación en diversas áreas y ciencias: La exactitud y calidad de las imágenes satelitales dejan visibles diferentes características de la superficie terrestre, siendo auxiliares en ciencias como la geofísica, geología, biología y actividades como la agricultura.

Gracias a las características de cada uno de los sistemas sensoriales de los satélites es posible diferenciar la información y observar diferentes precisiones.

Resolución de una imagen espacial

Resolución radiométrica: Indica la capacidad del sensor para discriminar niveles o intensidades de radiancia. La energía electromagnética recibida por el sensor, cuando se convierte a nivel digital, necesita un formato binario (número de bits) para codificarse (Pérez & Muñoz, 2006)).

Resolución espacial: La resolución espacial es el área que representa cada píxel, depende del ángulo de visión del sensor. Cuanto menor es el área terrestre representada en un píxel mayores serán los detalles que se capturen y mayor será la resolución espacial.

La resolución espacial juega un papel fundamental condicionando la escala de trabajo y la fiabilidad de la interpretación. De modo que cuanto menor sea el tamaño del píxel menor será la posibilidad de que este sea un compuesto de dos cubiertas fronterizas. Sin embargo, en algunas ocasiones puede ser bueno contar con un tamaño de píxel más grande ya que con ello se reduce la variabilidad de categorías (Pérez y Muñoz, 2006).

El satélite sentinel -1 captura imágenes de la banda C, opera en cuatro modos de imágenes con diferente resolución que van desde 5 metros hasta 400 km de cobertura. Estos modos son:

Wave Mode (WM): método de escaneo caracterizado por el pequeño tamaño de sus imágenes de 20 km X 20 km en intervalos de 100 km a lo largo de la órbita. Estas imágenes poseen una resolución espacial de 5 m X 5 m en rango y azimut respectivamente.

StripMap Mode (SM): este modo de escaneo cubre una longitud de 80 km en dirección de rango. Provee imágenes con una resolución espacial de 5 m X 5 m.

Extra-Wide Mode (EW): cubre una longitud de 400 km en dirección de rango con una baja resolución espacial de 20 m X 40 m en rango y azimut respectivamente.

Interferometric Wide – Swath (IW) combina una larga longitud de 250 km en dirección de rango, resolución espacial moderada de 5 m X 20 m en rango y azimut respectivamente.

(Copernicus, 2019).

Resolución espectral: Indica el ancho y número de bandas espectrales mediante las cuales se registra energía reflejada por el mismo satélite, por lo tanto, el mayor número de bandas proporciona una mayor precisión en el registro de información.

Resolución temporal: Hace énfasis a la frecuencia con la que el satélite pasa por una misma zona geográfica en un determinado tiempo, la resolución temporal está condicionada por el tipo de órbita, velocidad de transito del satélite y ángulo de observación.

Generalidades de la percepción remota

Radiación electromagnética: La radiación electromagnética está compuesta por campos eléctricos y magnéticos, que se propagan a través del espacio en forma de ondas transportadoras de energía. Estas ondas viajan a velocidad de la luz y no necesitan de un medio para transportarse.

La figura 2.1.2 ilustra una serie de ondas electromagnéticas viajando a través del espacio. Los componentes eléctricos y magnéticos están en fase siempre perpendiculares así mismos al igual que perpendiculares a la dirección del viaje. Por esta razón, es más simple pensar en la onda de una entidad simple sin distinguir entre los dos componentes. La orientación de la onda (plano a lo largo del cual viaja) es referido como la polarización. La radiación electromagnética producida naturalmente contiene ondas que son aleatoriamente polarizadas. Fuentes de radiación electromagnéticas construidas por el hombre tales como los sistemas de radar, algunas veces producen ondas con una polarización simple usualmente vertical u horizontal con respecto a la superficie. Algunos tipos de materiales pueden ser distinguidos por su tendencia de polarizar estas ondas (Butler, Mouchot, Barale, & LeBlanc, 1990).

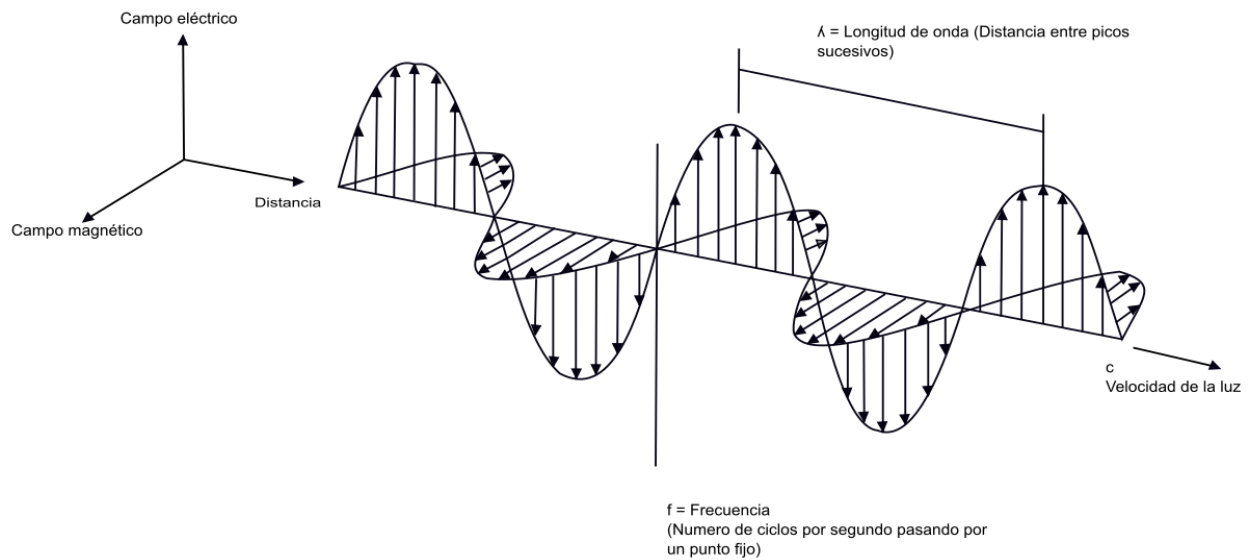


Figura 2.1.2: onda electromagnética y sus componentes (Butler, Mouchot, Barale, & LeBlanc, 1990).

Generalidades de la percepción remota

Espectro Electromagnético

El espectro electromagnético es el conjunto de todos los tipos de radiación electromagnética, organizado por bandas como se muestra en la figura 2.1.3 cada tipo de radiación tiene una frecuencia (f) y longitud de onda (λ) que la caracteriza. El espectro abarca: los rayos gamma, rayos X, ultravioleta, visible, infrarrojo, microondas y las ondas de radio (Santos, 2015).

El espectro electromagnético se extiende desde la radiación de menor a mayor longitud de onda. Mientras más corta es la longitud de onda, más alta es la frecuencia y transmite mayor energía y viceversa mientras más larga es la longitud de onda, la frecuencia es menor y transmite menor energía.

Gracias a los sensores de percepción remota, la señal es capturada en determinados rangos de longitud de onda denominados bandas. En el sistema pasivo, se registran diferentes rangos de longitud de onda en diferentes bandas, las cuales se pueden combinar dependiendo de los rasgos que se desean observar. En el sistema activo solo se registra la energía en una sola banda, ya que solo se capturan microondas.

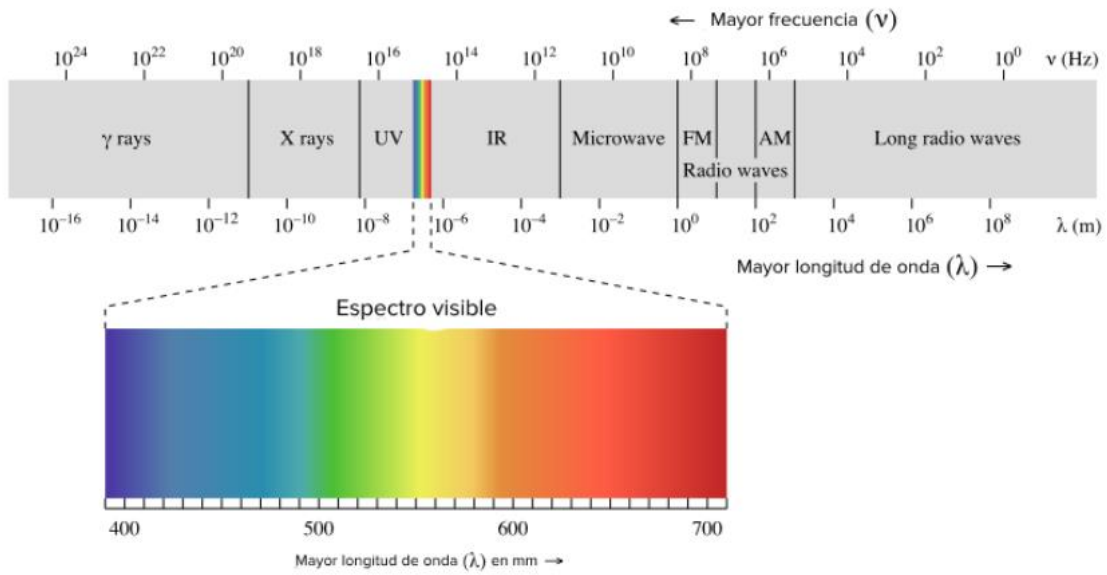


Figura 2.1.3: espectro electromagnético (Luque, 2012).

Las imágenes satelitales capturadas por el sistema pasivo están compuestas por bandas que tienen diferentes rangos de longitud de onda que van de los 400 – 2190 nm al que pertenecen el rango del espectro visible y de ondas infrarrojas. En la tabla 2.1.1 se muestra una clasificación de las bandas pertenecientes a una imagen capturada por el satélite Sentinel 2. Cada banda tiene una determinada longitud de onda y descripción.

<i>Banda</i>	<i>Resolución</i>	<i>Longitud de onda</i>	<i>Descripción</i>
B1	60 m	443 nm	Ultra azul (Costa y Aerosol)
B2	10 m	490 nm	Azul
B3	10 m	560 nm	Verde
B4	10 m	665 nm	Rojo
B5	20 m	705 nm	Visible e infrarrojo cercano (VNIR)
B6	20 m	740 nm	Visible e infrarrojo cercano (VNIR)
B7	20 m	783 nm	Visible e infrarrojo cercano (VNIR)

B8	10 m	842 nm	Visible e infrarrojo cercano (VNIR)
B8a	20 m	865 nm	Visible e infrarrojo cercano (VNIR)
B9	60 m	940 nm	Onda corta infrarroja (SWIR)
B10	60 m	1375 nm	Onda corta infrarroja (SWIR)
B11	20 m	1610 nm	Onda corta infrarroja (SWIR)
B12	20 m	2190 nm	Onda corta infrarroja (SWIR)

Tabla 2.1.1: Bandas pertenecientes a una imagen sentinel 2 del sistema pasivo.

Interacciones de la energía electromagnética con la materia

La energía electromagnética que se encuentra con la materia ya sea sólida, líquida o gaseosa, se le denomina radiación incidente. Las interacciones de esta energía pueden cambiar las siguientes propiedades de dicha radiación incidente: intensidad, dirección, longitud de onda, polarización y fase. La teledetección registra y detecta estos cambios, y los usuarios interpretan las imágenes resultantes y los datos para determinar las características de la materia que ha interactuado con la energía electromagnética incidente (Pérez & Muñoz, 2006).

En la figura 2.1.4 se ilustra las interacciones que provocan los siguientes mecanismos descritos por Pérez & Muñoz (2006):

1. Transmisión: La energía incidente traspasa una sustancia a través de medios de diferentes densidades provoca un cambio en la velocidad de la radiación electromagnética.
2. Absorción: La radiación pasa a incrementar la energía de un objeto.
3. Emisión: La radiación también puede ser emitida por la materia, normalmente a longitudes de onda más larga, en función de su estructura y temperatura.
4. Dispersión: Ocurre cuando la radiación incidente es difundida por los gases que forman la atmósfera. En este proceso no hay absorción de energía y la radiación se dispersa en todas las direcciones.
5. Reflexión: La energía electromagnética es devuelta al espacio, y observada por los sensores satelitales. En esta región las propiedades de reflectividad de la tierra y de la atmósfera

son fundamentales. Existen dos tipos de reflexión: la reflexión especular, ocurre cuando la superficie es lisa y la mayor parte de la energía es reflejada en una dirección única; y la reflexión difusa, ocurre cuando la superficie es rugosa y la energía se refleja en todas direcciones.

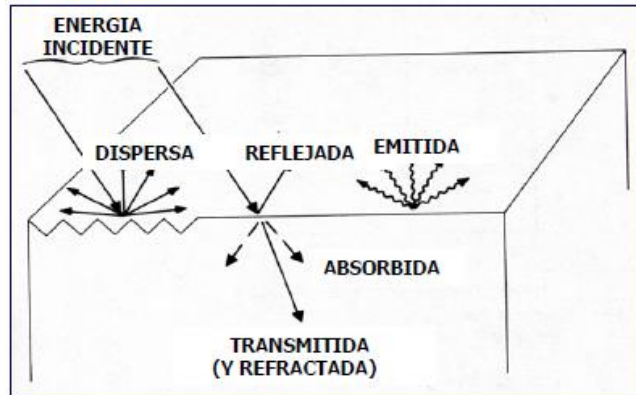


Figura 2.1.4: Procesos de interacción entre la energía electromagnética y la materia (Sabins, 1997).

II.2.- Radar de Apertura Sintética.

Historia de SAR

La técnica Radar de Apertura Sintética (SAR) fue ideada en la década 40 y desarrollada en los años 50 por el ejército de Estados Unidos, con el objetivo de tener una herramienta de reconocimiento aéreo con la capacidad de penetrar las nubes y que no dependiera de la luz solar ni la climatología del sitio.

Carl Wiley en 1951 propuso el principio que, ya que cada objeto observado por el radar describe distintas velocidades respecto a la antena, cada objeto posee su propio desplazamiento de Doppler y por lo tanto un análisis preciso de la frecuencia de las reflexiones del radar permitirían la construcción de imágenes detalladas (Hermosilla, 2016). En junio de 1978 con el lanzamiento del satélite SEASAT de la NASA, se tuvo un avance significativo en la ciencia y tecnología, por ser la primera aplicación civil de SAR con el objetivo del estudio y monitoreo del océano. Antes del lanzamiento del satélite SEASAT el estudio de la tierra se limitaba a ser analizado con imágenes ópticas proporcionadas por el satélite Landsat.

Desde el descubrimiento de la herramienta SAR hasta la actualidad es de gran utilidad en el monitoreo de la tierra y el medio ambiente, tiene una ventaja con otros satélites por su resolución espacial y respuesta a variaciones atmosféricas.

Generalidades del sistema SAR

La geometría con la que trabaja el sistema SAR es diferente a la de las imágenes ópticas como Landsat, SPOT, ASTER, etc. Los satélites que cuentan con tecnología SAR transitan por orbitas polares a una altitud de 500 – 800 km de la superficie y adquieren las imágenes en un ángulo de visión tipo Side (Side-looking), siendo diferente de las imágenes ópticas porque estos satélites trabajan con un ángulo nadir (nadir-looking).

- El satélite SAR es capaz de enviar pulsos electromagnéticos que se propagan en la atmósfera hasta llegar a la superficie terrestre, donde se producen diferentes reflexiones por la interacción con objetos de la superficie. La energía que es capturada por el sensor está ligada a la longitud de onda con la que opera la antena de radar y las propiedades de la superficie que reflejan la energía. El retardo de los pulsos electromagnéticos desde su lanzamiento hasta su reflejo esta dado por la relación propuesta por (Agudo, y otros, 2005) en la ecuación 1.

$$t = \frac{2R}{c} \quad (\text{Ec. 1})$$

donde:

R es la distancia antena – blanco en m.

c es la velocidad de la luz en m/s.

La línea en que se mide la distancia, entre la antena del radar y el objetivo, es conocida como línea de visión o Line Of Sight (LOS). Mientras que el ángulo que se forma con la vertical al LOS, es conocido como ángulo de incidencia o de visión (Santos, 2015). El ángulo de incidencia respecto a la vertical es aproximadamente de 23° para el satélite Sentinel, en la figura 2.2.1 se representa el ángulo side looking que se forma respecto a la vertical.

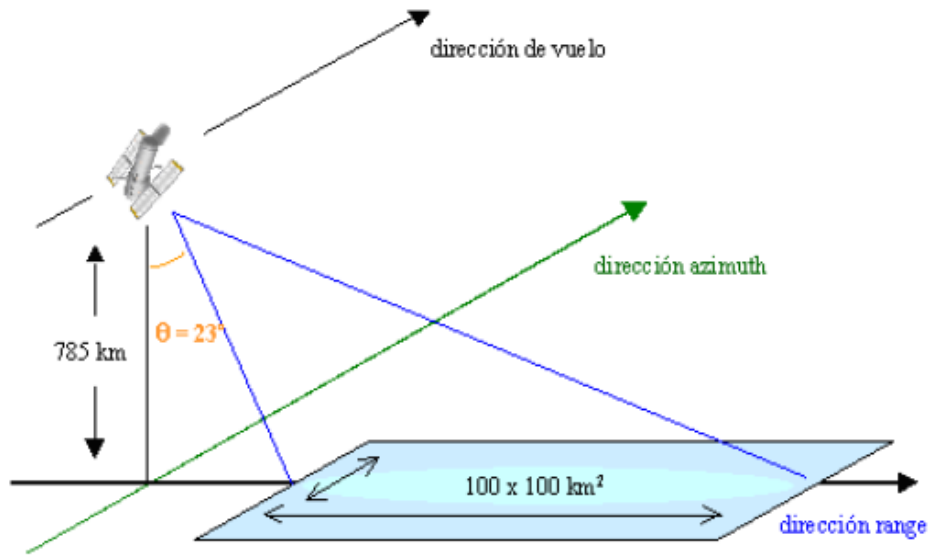


Figura 2.2.1: Modo de captura de una imagen SAR, desde un satélite Sentinel (Agudo, y otros, 2005).

El funcionamiento de un SAR corresponde a la siguiente secuencia:

1. El satélite tiene un sensor SAR que envía pulsos electromagnéticos que impactan en la superficie.
2. Los pulsos electromagnéticos llegan al suelo y se esparce en todas las direcciones.
3. Parte del pulso retorna en dirección al sensor del radar, este proceso se conoce como retrodispersión.
4. El pulso recibido es captado en función de la amplitud, fase, polarización y tiempo de retorno.
5. Estos parámetros son posteriormente procesados en conjunto, al terminar el barrido el sensor conforma una imagen o arreglo de valores de números complejos.

En la figura 2.2.2 se muestra el proceso para la toma de una imagen SAR, donde el satélite envía pulsos electromagnéticos a la superficie, estos son capturados en función de la amplitud, fase, polarización y tiempo de retorno. El satélite sentinel 1 utiliza un ancho de escena de Interferometric Wide swath donde el ancho de la escena observada del barrido utiliza 3 franjas paralelas que dirigen la antena a tres posiciones across – track; a esto se le llama Terrain Observation with Progressive Scans SAR (o TOPSAR). El resultado es un ancho de escena de 250 km con una resolución en Single Look Complex (SLC) de 5 m x 20 m (Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial, 2019)

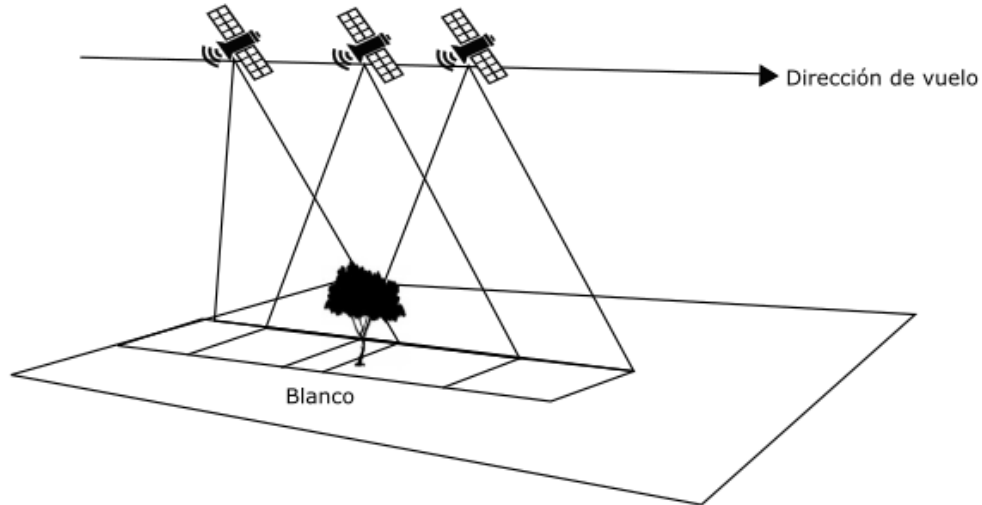


Figura 2.2.2: Proceso para la toma de una imagen SAR Modificado de: (Pérez & Muñoz, 2006).

Tipos de radiación

Los satélites SAR trabajan con ondas de radiación electromagnética para adquirir información de la superficie, estas pertenecen a las microondas en el espectro electromagnético.

Las microondas van de los 36 a los 0.225 GHz, este rango se subdivide en diferentes bandas las cuales se utilizan para distintos propósitos. En la tabla 2.2.1 se establecen las bandas y la frecuencia que representan, así como los satélites en órbita que trabajan bajo la frecuencia de las bandas mencionadas.

Nombre de Banda	Ancho de banda $\lambda(\text{cm})$	Frecuencia $f(\text{GHz})$	Satélite
<i>K</i>	0.83 – 2.75	36 – 10.9	
<i>X</i>	2.75 – 5.21	10.9 – 5.75	X-SAR
<i>C</i>	5.21 – 7.69	5.75 – 3.9	Sentinel 1, ERS, Envisat, Radarsat
<i>S</i>	7.69 – 19.4	3.9 – 1.55	
<i>L</i>	19.4 – 76.9	1.55 – 0.39	J-ERS y ALOS
<i>P</i>	76.9 – 133	0.39 – 0.225	

Tabla 2.2.1: Bandas del espectro de microondas Modificado de: (Hermosilla, 2016).

El ancho de las bandas y la polarización de las ondas determinan los niveles de penetración por el pulso electromagnético. Es dependiente del funcionamiento que se les dará a las imágenes SAR el rango del espectro con el que trabaje cada satélite. Por lo que, a mayor amplitud de la banda, mayor será la penetración en los objetos.

Propiedades de las imágenes SAR: amplitud y fase

Una imagen SAR es considerada como un mosaico compuesta de filas y columnas de pequeños elementos llamados píxeles. Cada píxel representa un área de la superficie terrestre observada y está asociada a un número complejo que describe una amplitud y fase de la energía de microondas emitida por el satélite, reflejada por la superficie y percibida por el sensor.

Una imagen SAR cubre un área de barrido de 100 por 100 km² como se muestra en la figura 2.2.1, y está compuesta por píxeles con dos componentes, la primera es real y la segunda imaginaria de la señal compleja.

La amplitud y fase proporciona información sobre el campo de microondas retro dispersada de cada uno de los puntos dispersores como geología, vegetación y geomorfología.

Amplitud

La imagen de amplitud proporciona información sobre las mediciones de amplitud de la radiación retro – dispersada hacia el radar de los objetos dispersores. La amplitud está en función de la rugosidad del terreno y de las propiedades químicas y dieléctricas que influyen en la fuerza con la que regresan al radar.

En áreas donde las superficies son planas y suaves se concentran amplitudes o intensidades bajas, pues la retrodispersión es menor. Mientras que en zonas donde hay rocas expuestas y zonas urbanas muestran amplitudes mayores porque la rugosidad y retrodispersión del terreno es mayor.

Las imágenes SAR son generalmente observadas en una escala de grises, zonas con alto brillo corresponden a áreas de fuerte retrodispersión, estas imágenes pueden ser utilizadas para

generar mapas de riesgos relacionados con cambios en el terreno ocasionados por inundaciones, incendios, erupciones volcánicas efectos de un suelo dinámico.

Fase

El radar transmite una radiación de energía electromagnética la cual alcanza su objetivo sobre la superficie terrestre para ser reflejada y percibida por el sensor y formar una matriz o arreglo de números complejos. El sistema SAR mide el viaje de ida y vuelta de la onda electromagnética.

Para los dispersores / reflectores a diferentes distancias del radar, presentará diferentes retrasos entre la transmisión y recepción de la energía. La fase es proporcional a la distancia recorrida por la señal de ida y vuelta (2R) de la señal, por lo que suele dividirse entre dos (Santos, 2015).

La imagen de fase contiene dos componentes diferentes: el desplazamiento de fase (phase shift), se produce cuando hay una interacción de la señal radar con el blanco y la fase geométrica Φ_{geom} , relacionada con el doble camino entre la antena y el blanco, en la ecuación 2 se muestra la expresión que representa la fase geométrica (Agudo, y otros, 2005).

$$\Phi_{geom} = \frac{2R}{\lambda} 2\pi = \frac{4\pi R}{\lambda} \quad (\text{Ec. 2})$$

Donde:

R= distancia antena – superficie.

λ = longitud de onda portadora (para sentinel 1 es de 5.6 cm).

En la figura 2.2.3 se representan las componentes de la fase de una señal sinusoidal.

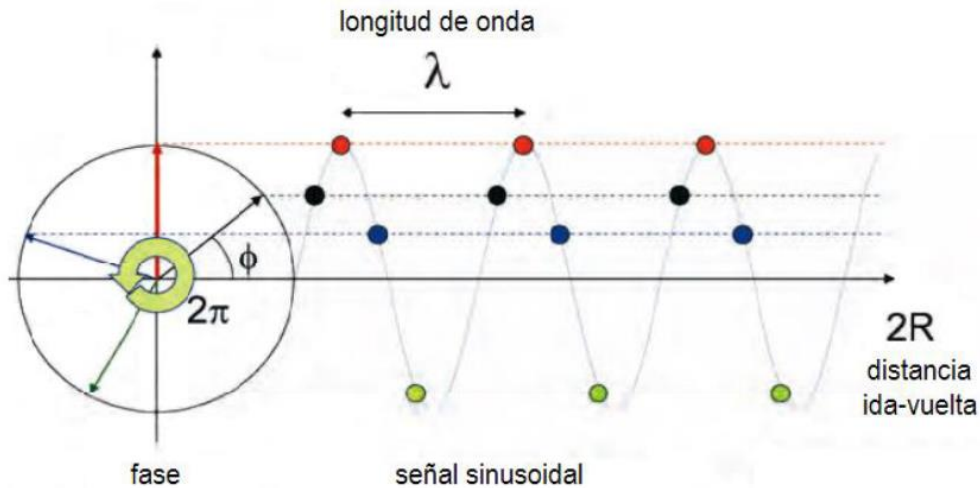


Figura 2.2.3: Representación de una función Φ sinusoidal que es periódica en 2π rad correspondiente a la onda electromagnética que viaja a la superficie, refleja y es capturada por el sensor (European Space Agency (ESA), 2019).

Cada vez que una partícula transita una distancia de 2π , la fase completa un ciclo y vuelve a ser la misma, la fase corresponde a la última fracción del recorrido ida – vuelta, depende de la longitud de onda de cada sensor será de la sensibilidad y resolución SAR. El satélite sentinel 1-A tiene una longitud de onda de 5.6 cm, por lo que da una diferencia de 2.8 cm en la elevación del terreno.

Sentinel 1-A

La misión sentinel 1 comprende una constelación de dos satélites de órbita polar, que operan día y noche realizando imágenes SAR en banda C, lo que les permite obtener imágenes independientemente de las condiciones climáticas (European Space Agency (ESA), 2019).

El satélite sentinel 1-A fue lanzado el 3 de abril de 2014, tiene un periodo de revista de 12 días y seis en conjunto con su gemelo sentinel 1-B que fue puesto en órbita el 15 de abril de 2016.

La operación de sentinel 1 tiene aporte en el monitoreo de hielos marinos, movimientos en la superficie terrestre, monitoreo en subsidencia, socavones o inundaciones.

II.3.- Interferometría de Radar de Apertura Sintética

Principios

La superficie terrestre a menudo sufre cambios, puede ser deformada por causas naturales y/o antropogénicas. Las causas naturales pueden ser: actividad sísmica y volcánica, movimientos de laderas, subsidencia por migración de hidrocarburos, etc. Por causas antropogénicas: extracción de recursos minerales, colapso de obras subterráneas, minas subterráneas, etc. La deformación

puede ser en dirección horizontal y/o vertical, puede ser medida mediante la técnica de Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR), la cual necesita de dos imágenes SAR espacial o temporalmente separadas y con la misma geometría de la órbita (ascendente o descendente). Su precisión se basa en que trabaja en frecuencias de microondas ($1.0 \text{ y } 10^{-3} \text{ cm}$), por lo que un mal clima u horario en la toma de datos no influye en la calidad visual de las imágenes.

Una imagen SAR debe ser escogida como imagen principal (master image) y otra como imagen secundaria (slave image) para poder obtener la topografía de la superficie y patrones de deformación. Se procesa la fase de las dos imágenes de la misma región o escena, estas son combinadas para reconstruir los desplazamientos relativos del terreno; con una precisión centimétrica e incluso milimétrica a lo largo del tiempo ya sea desde días, meses o años (Santos, 2015).

El interferograma SAR es la multiplicación píxel a píxel de la matriz de la imagen principal con la matriz de la imagen secundaria, obteniendo la amplitud de la primera imagen multiplicada con la imagen secundaria y principalmente hace la diferencia entre los valores de fases de ambas imágenes, con una sensibilidad de la medición de la distancia o variación de las distancias. En la figura 2.3.1 se muestra un esquema que presenta la deformación por la diferencia de fases de dos imágenes SAR. La representación gráfica de la diferencia de fases se le conoce como interferogramas, los cuales registran patrones de franjas que representan isocurvas de deformación o desplazamiento, en la ecuación 3 se muestran las componentes que constituyen una fase interferométrica.

$$\Delta\Phi_{\text{Int}} = \Phi_S - \Phi_M = \Phi_{\text{topo}} + \Phi_{\text{Mov}} + \Phi_{\text{Atm}} + \Phi_{\text{Noise}} \quad (\text{Ec. 3})$$

Donde:

Φ_S y Φ_M fase de la imagen slave y master, respectivamente.

Φ_{Topo} componente topográfica.

Φ_{Mov} componente de al movimiento.

Φ_{Atm} componente atmosférica.

Φ_{Noise} ruido de la fase.

Si la variable $\Phi_{\text{Mov}} = 0$ los efectos atmosféricos son despreciables y el movimiento es pequeño, la componente topográfica permite transmitir información topográfica del terreno.

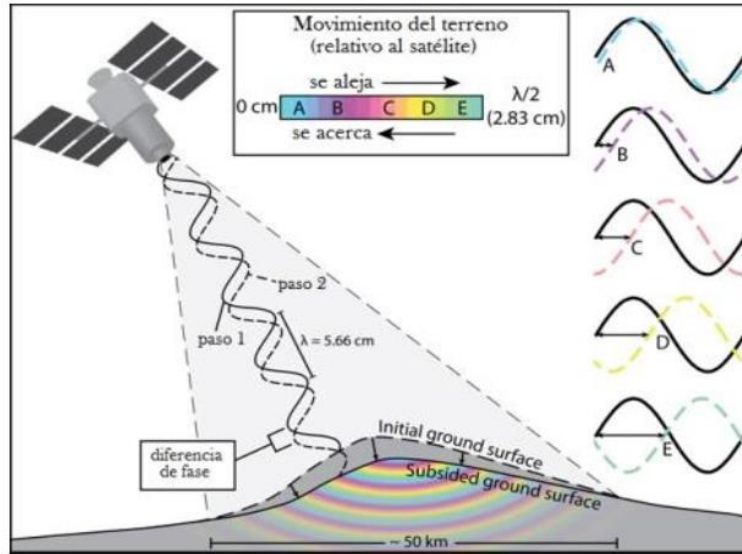


Figura 2.3.1: Esquema en la que se presenta la deformación medida a partir de la diferencia de fase de dos imágenes SAR. Cada franja corresponde a media longitud de onda, para este caso representa 2.8 cm. En la diferencia de fase A, la superficie terrestre no presenta deformación, en la diferencia de fase B, C, D, E existe una deformación diferente de cero (Santos, 2015).

Obtención de una fase interferométrica

Una imagen SAR master está dada por la ecuación 4.

$$Z_M(x) = A^M(x) e^{j\phi_1} \quad (\text{Ec. 4})$$

Una imagen slave está dada por la ecuación 5.

$$Z_S(x) = A^S(x) e^{j\phi_2} \quad (\text{Ec. 5})$$

La fase interferométrica de cada píxel de la imagen SAR dependerá solo de la diferencia en las posiciones del recorrido de cada uno de los SAR's ($r_1 - r_2$), como se representa en la ecuación 6.

$$\phi = \phi_1 - \phi_2 = -\frac{4\pi(r_1 - r_2)}{\lambda} + (\epsilon_1 - \epsilon_2) \quad (\text{Ec. 6})$$

Donde:

ξ = características naturales dispersoras del píxel en estudio.

En repetidas observaciones SAR los valores de ξ no cambian en el intervalo de tiempo durante la adquisición de ambas imágenes, por lo que puede ser simplificada en términos de altitud.

Al asumir esto ($\xi_1 - \xi_2$), se dice que el píxel en estudio conserva coherencia entre una observación y otra, y por lo tanto cualquier contribución a la fase que sea inducida por la naturaleza dispersora de estos puntos no afectara la fase interferométrica, anulando el último término de la ecuación y obteniendo la ecuación 7 (Hermosilla, 2016):

$$\Phi = -\frac{4\pi(r_1-r_2)}{\lambda} \quad (\text{Ec. 7})$$

Los parámetros de la anterior ecuación están dados por una imagen singular, donde el rango de diferencia ($r_1 - r_2$) varía desde pocos metros a cientos de metros, la longitud de onda (λ) varia en el orden de los centímetros siendo considerado como no pertinente para medir diferencias en el orden de precisión que se busca.

Por ello se busca medir la diferencia de fases con la ayuda de la técnica de interferometría entre dos pixeles vecinos $\Delta(r_1 - r_2)$, obteniendo diferencias de fases inferiores a la longitud de onda (λ).

Altitud de Ambigüedad

La altitud de ambigüedad está definida como la diferencia de altitud que genera el cambio de una fase interferométrica de 2π después del alisamiento de los interferogramas. La altitud de ambigüedad es inversamente proporcional a la base perpendicular (Ferretti, Monti, Patri, & Rocca, 2007). Esta altura se puede inferir al aislar el término h tras haber reemplazado el cambio de fase $\Delta\phi$ por 2π obteniendo la ecuación 8 (Hermosilla, 2016):

$$h_a = -\frac{\lambda R \sin \theta}{2B_n} = -\frac{\lambda H \tan \theta}{2B_n} \quad (\text{Ec. 8})$$

Para los satélites sentinel -1, $\lambda = 5.6$ cm, $\theta = 30^\circ$, $H = 693$ km, convirtiendo las unidades a metros y sustituyendo tenemos la ecuación 9.

$$h_a \approx -\frac{(11200)}{B_n} \quad (\text{Ec. 9})$$

En la ecuación final, la altura de ambigüedad posee una relación inversamente proporcional a la longitud de la línea de base (B_n). Lo que a priori indica que los pares interferométricos distanciados por una línea base ($B_n \gg 0$) son buenas opciones para la generación de los DEM's en cambio para pares interferométricos distanciados por una pequeña línea de base entre sí, ($B_n \approx 0$) están mejor situados para un análisis de deformación superficial (Lu & Dzurisin, 2014).

Efecto Speckle

El efecto Speckle o efecto "Sal y Pimienta", llamado así por generar píxeles claros y oscuros que dificultan la interpretación de las imágenes SAR, son generadas por las múltiples reflexiones en la superficie. Este efecto es consecuencia de cuando las señales reflejadas se superponen por muchos pequeños elementos de reflectores/dispersores, relacionada directamente con la rugosidad del suelo.

Una de las diferencias más notables de la apariencia de las imágenes de radar en comparación con las imágenes ópticas es la mala calidad radiométrica, causada por el traslape del efecto Speckle de los datos del radar.

De acuerdo con (Bustos, Palacio, & Frery, s.f) el efecto Speckle está dado por la ecuación 10.

$$\mathbf{I(t)} = \mathbf{S(t)u(t)} \quad (\text{Ec. 10})$$

Donde:

$I(t)$ = es la intensidad observada de píxel localizado en t.

$S(t)$ = es la reflectividad del terreno, como $S(t) = |r(t)|^2$.

$U(t)$ =intensidad desarrollada por el ruido completamente.

El efecto sal y pimienta es un resultado directo del hecho de que la energía incidente es coherente, es decir, tiene una sola frecuencia y el frente de onda llega a un píxel con una sola fase. Con frecuencia, el píxel será una muestra de una gran cantidad de incrementos de reflectores/dispersores; sus retornos se combinan para dar señal recibida resultante para ese píxel como se ilustra en la figura 2.3.2 (Richards, 2009).

Para la correcta interpretación de las imágenes SAR se debe eliminar el ruido, recurriendo a filtros o bien puede ser reducido al promediar diversas imágenes SAR de la misma área, diferente fecha y ángulo de adquisición. El promedio de varias imágenes tiende a cancelar la aleatoriedad de la variabilidad de la amplitud, dejando sin cambios el nivel de amplitud de forma uniforme (Ferretti, Prati, & Rocca, Permanent scatterers in SAR interferometry, 2001)

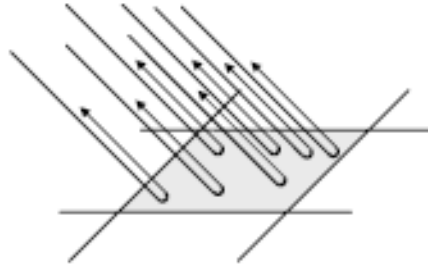


Figura 2.3.2: simulación de la generación del efecto Speckle de una gran cantidad de reflexiones sobre un píxel (Richards, 2009).

Procedimiento para la construcción de un interferograma

Para construir un interferograma se elaboró un diagrama en el cual se debe cumplir con cada una de las etapas para su correcta visualización e interpretación. La metodología comienza con la identificación de la zona de estudio y finaliza con la identificación de patrones de deformación para cada una de las fases del ciclo sísmico. Los interferogramas se procesarán en el software SNAP de la ESA con pares de imágenes SAR.

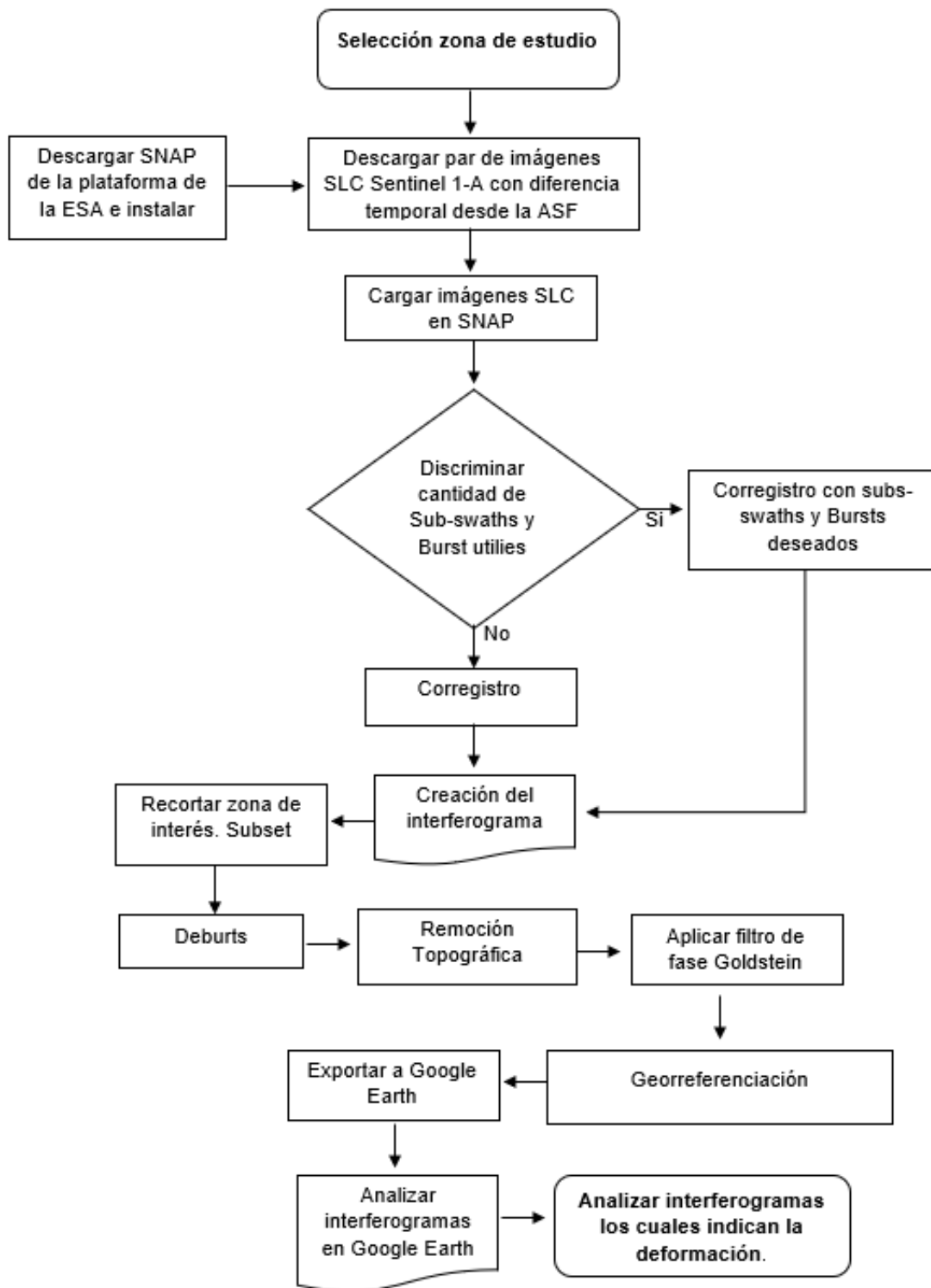


Diagrama 2.3.1: procedimiento a seguir de la técnica InSAR, elaboración propia.

Para la correcta construcción de un interferograma deben seguirse la metodología descrita en el diagrama 2.3.1, cada uno de los pasos se describe a continuación.

Identificar zona de estudio en plataformas de imágenes satelitales tipo SLC

Para la construcción de los interferogramas, fue necesario buscar en la base de datos de la NASA Alaska Satellite Facility o en la base de datos de la ESA Copernicus Open Access Hub, imágenes disponibles para su descarga del área de estudio de tipo Single Look Complex (SLC), RAW, GRD-HD.

Descargar par de imágenes SAR

Una vez identificada la disponibilidad de imágenes satelitales en el área de estudio, es necesario registrarse y obtener un usuario. En la plataforma deben indicarse los parámetros de búsqueda, en caso de contar con un área específica, esta deberá indicarse en el área correspondiente o bien dibujar un recuadro en la zona que se va a estudiar para desplegar las imágenes disponibles del lugar.

De las imágenes SAR disponibles en la plataforma ASF con los parámetros indicados, deben elegirse aquellas que son de la misma área y que la captura ascendente o descendente y polarización sea la misma. Debe considerarse que cada imagen SAR ocupa un espacio de ente 4 – 5 GB, por lo que antes de descargar las imágenes el usuario debe asegurarse tener almacenamiento suficiente en su equipo de cómputo. En la figura 2.3.4 se muestran las imágenes SAR disponibles con parámetros específicos (área, fecha, dirección, extensión), debe elegirse aquella que abarque el área y fecha de interés.

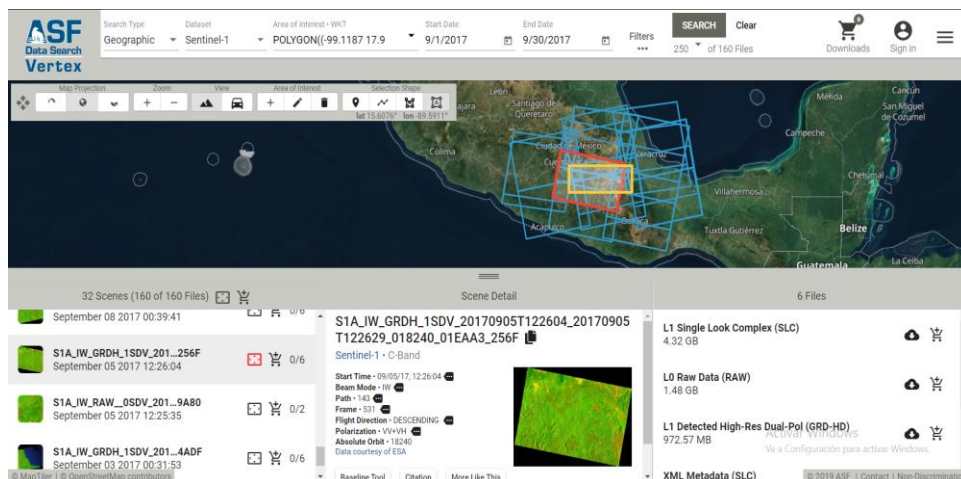


Figura 2.3.4: Imágenes SAR disponibles en el área de estudio. Fuente: ASF Data Search.

Cargar imágenes SAR a SNAP

Una vez que se han obtenido el par de imágenes SAR, estas se abren desde SNAP, el cual descomprimirá ambos archivos por lo que no es necesario realizar este paso al finalizar la descarga, previo a cargar el archivo.

Al cargar el archivo en el software será posible visualizar cada una de las bandas y elementos de las imágenes, se puede identificar que cada uno de los archivos SAR contiene imágenes reales (i), imaginarias (q), bandas de intensidad virtual (Intensity). Las imágenes adquiridas en modo IW se componen de 3 escenas o subswath como se muestra en la figura 2.3.5, llamadas Interferometric Wide swath 1 (IW1), IW2 e IW3, que abarcan desde la escena más cercana al sensor hasta la más lejana respectivamente (Hermosilla, 2016).

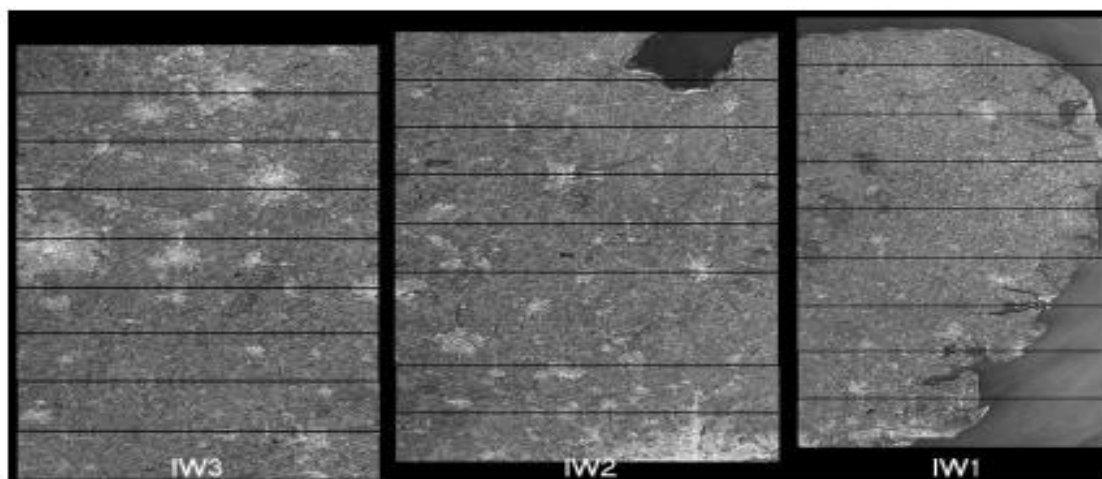


Figura 2.3.5: Interferometric Wide. Bursts (Ráfagas, líneas horizontales) y sub-Swaths (división vertical) (European Space Agency (ESA), s.f).

Corregistro de imágenes

Para la aplicación de la técnica InSAR es necesario realizar este primer paso, en el cual ambas imágenes SAR deben superponerse una con otra, para que los píxeles de ambas imágenes concuerden tanto en rango como azimut. Para este caso se seleccionó el subswath IW2, 3 a 9 Bursts, los cuales son parámetros con los que se limita la zona de interés.

El proceso de corrección permite que los píxeles de la imagen secundaria sean removidos para ser alineados con la imagen principal. En la figura 2.3.6 se muestra la banda Intensity producto del proceso de corrección.

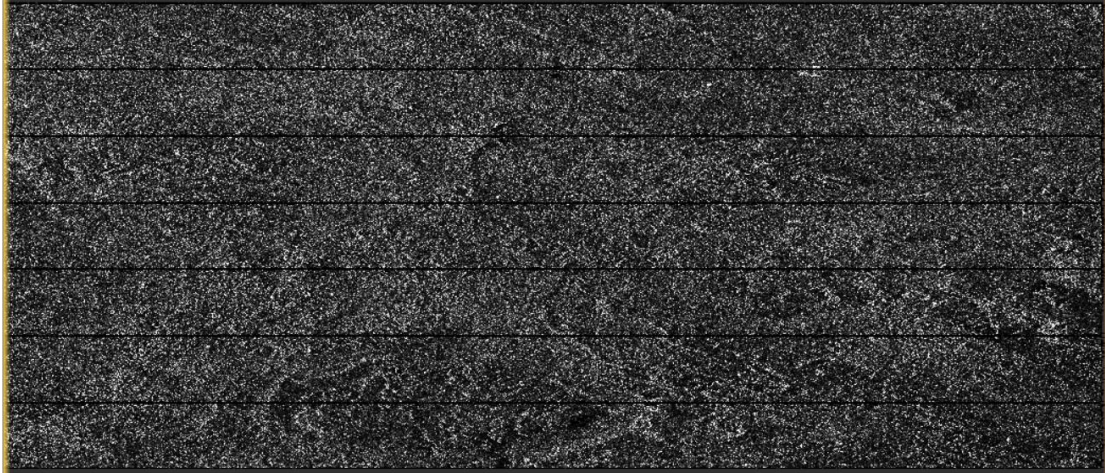


Figura 2.3.6: Banda Intensity producto del proceso de corrección. Generado con SNAP.

Creación de un interferograma

El producto de corrección de las imágenes SAR dará un nuevo archivo, el cual contiene información de la imagen primaria y secundaria, los píxeles de ambas imágenes coinciden tanto en rango como azimut. A partir de la corrección se generará la fase interferométrica, formada mediante la multiplicación cruzada de la imagen principal con el conjugado de la imagen secundaria. Se creará un archivo de salida en el cual en su carpeta de bandas debe visualizarse la banda Phase, con características similares a la figura 2.3.7.

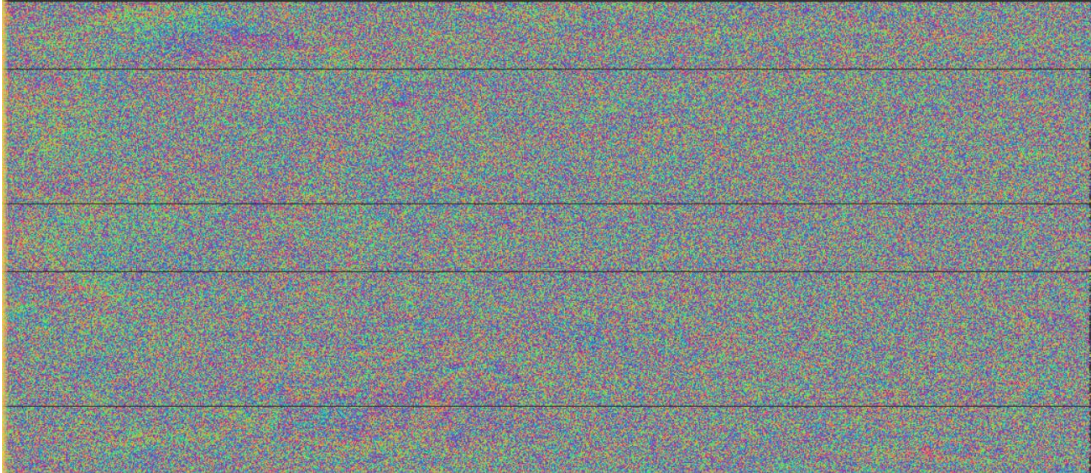


Figura 2.3.7: creación de interferograma sin la aplicación de filtros. Generado con SNAP.

Filtro deburst y merge

Las imágenes SAR del satélite Sentinel 1-A están compuestas por tres sub-swaths, cada sub-swath tiene una serie de ráfagas o Bursts, en los cuales se generan líneas horizontales que representan la división de las ráfagas. La operación deburst elimina las ráfagas que se observan en el interferograma (líneas muy finas). Este proceso permite que se trabaje de una manera más compacta y no representa la pérdida de datos porque el traslapeo en azimut de la imagen es suficiente para tener continuidad del terreno. En la figura 2.3.8 se muestra un interferograma con la aplicación de la operación deburst y merge, se observa que las ráfagas que estaban sobre el interferograma en la figura 2.3.7 han sido eliminadas.

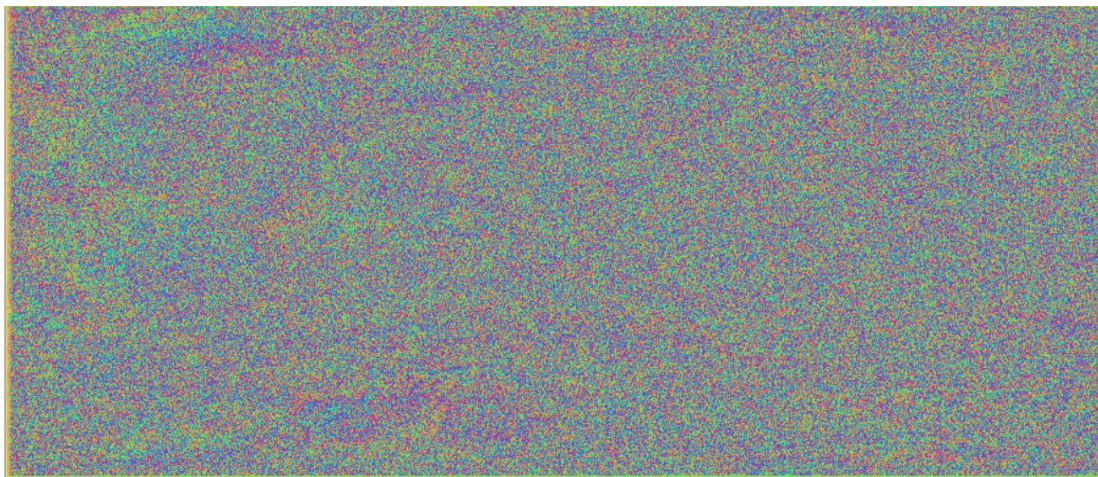


Figura 2.3.8: interferograma con la aplicación de la operación Deburst y Merge. Generado con SNAP.

Eliminación de la fase Topográfica

Se eliminan los efectos producidos por la topografía del terreno en el interferograma. Se utiliza un modelo digital de elevaciones (DEM) generado en un sistema de referencia longitudinal, con el cual se aislará el movimiento inducido entre ambas imágenes SAR.

En este proceso se realiza una transformación geométrica al DEM, de tal forma que se convierte a la geometría del radar, y sus valores de elevación a valores de fase, de esta manera, las franjas topográficas simuladas se restan a la fase interferométrica con corrección orbital (Santos, 2015).

En las figuras 2.3.9 y 2.3.10 se muestran las bandas de elevación y topografía, las cuales son necesarias para eliminar el efecto de topografía y obtener una señal filtrada como se muestra en la figura 2.3.11.

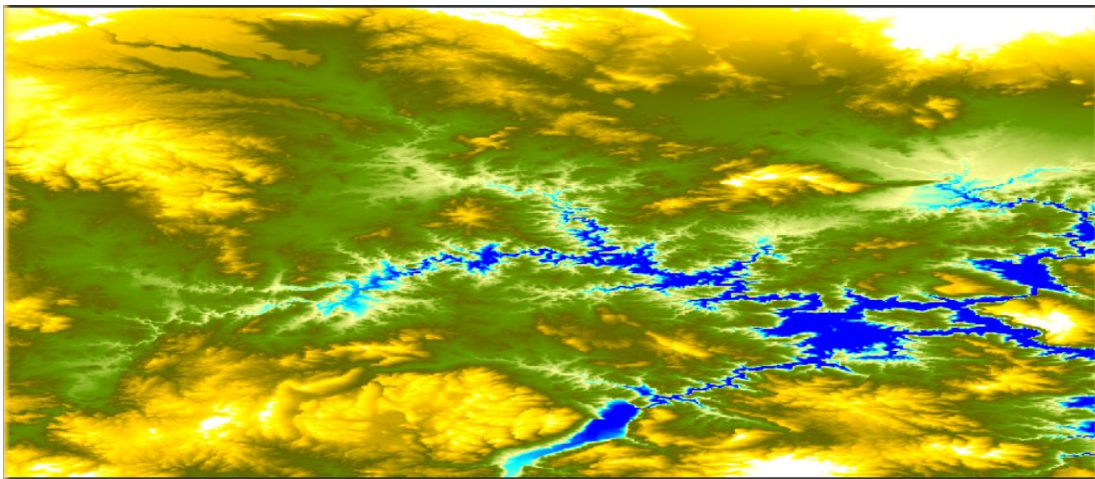


Figura 2.3.9: remoción de la elevación, banda de elevación. Generado con SNAP.

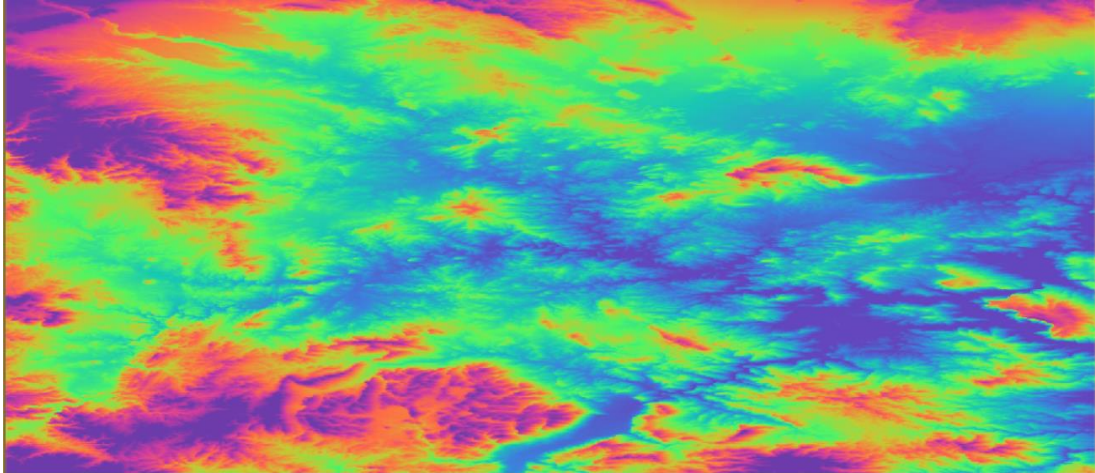


Figura 2.3.10: remoción de la topografía, banda Topophase. Generado con SNAP.

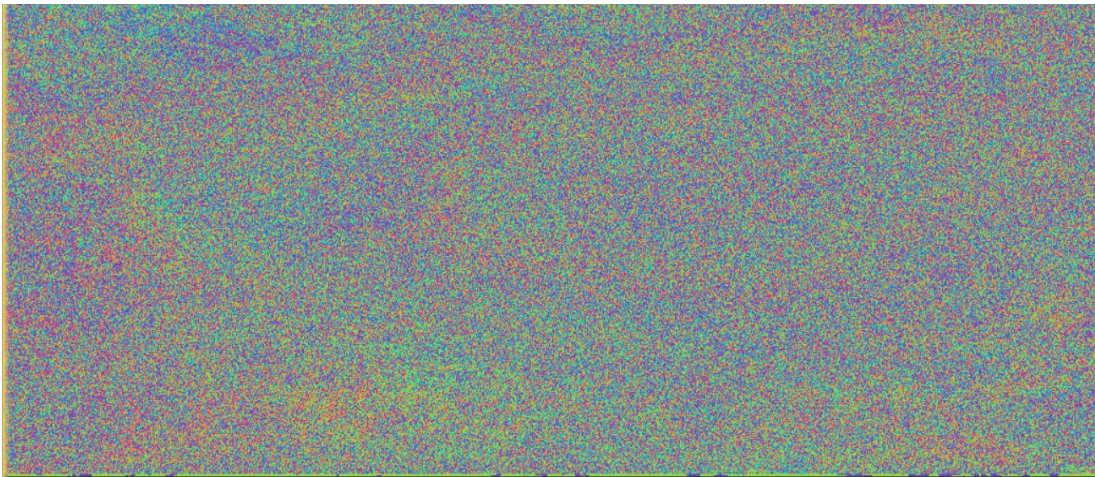


Figura 2.3.11: Interferograma con la aplicación Deburst y eliminación de la fase topográfica. Generado con SNAP.

Eliminar efecto Speckle

Una vez que se ha eliminado la fase topográfica y aplicado la operación deburst, se necesita aplicar un filtro a la fase interferométrica para incrementar la relación señal/ ruido y eliminar el efecto Speckle o sal y pimienta el cual opaca la visibilidad del interferograma.

Goldstein y Werner en 1998 diseñaron un filtro en el que se elimina el efecto sal y pimienta para mejorar la visibilidad de los anillos del interferograma y reducir el ruido inducido por factores externos decorrelacionados. El filtro Goldstein suaviza la fase en regiones con altas correlaciones, mientras resulta inútil en zonas donde la correlación es nula. La figura 2.3.12 muestra un

interferograma con la aplicación de los filtros deburst y merge, eliminación de la fase topográfica y el filtro Goldstein donde se intensificaron los círculos de deformación.

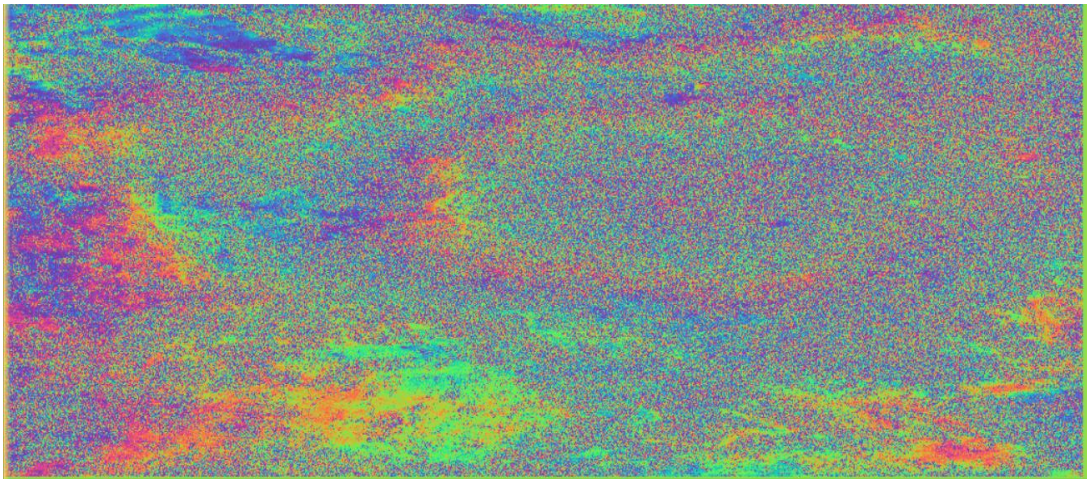


Figura 2.3.12: Interferograma después de aplicar el filtro Goldstein. Generado con el software SNAP.

Georreferenciación del interferograma

En este proceso se alude el posicionamiento de un interferograma en una localización geográfica de acuerdo con un sistema de coordenadas y datos específicos.

Mediante el software SNAP se utiliza el método del algoritmo Range Doppler Terrain Correction Operator para georreferenciar los interferogramas, utilizando la información de vectores del estado de órbita disponible en los metadatos o en la órbita precisa externa, las anotaciones de sincronización del radar, los parámetros de conversión de rango de tierra junto con los datos de referencia de un DEM externo (European Space Agency ESA, 2015).

En la figura 2.3.13, se muestra que el interferograma ha tomado la posición de acuerdo con el sistema georeferenciado, este interferograma ahora puede ser exportado en una extensión KMZ para ser visualizado en Google Earth. La zona en la que se dio la deformación puede identificarse porque está rodeada de franjas de colores que van del violeta al azul.

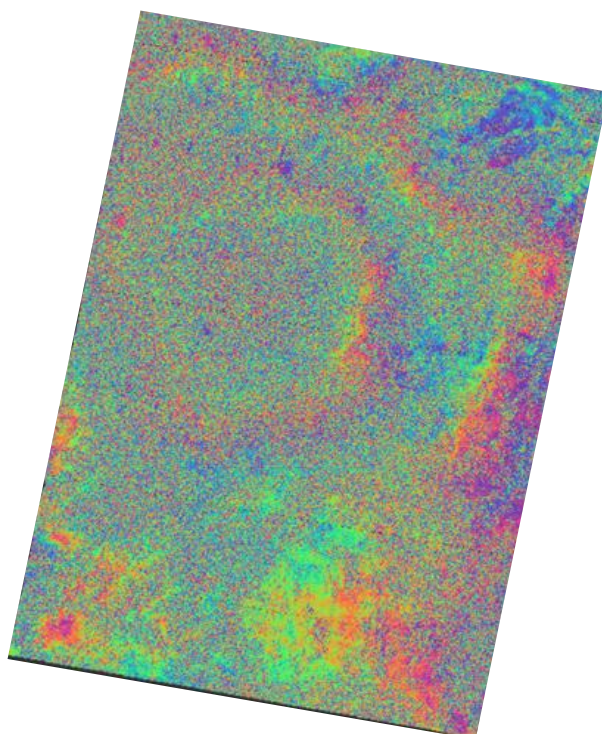


Figura 2.3.13: Interferograma visto desde una posición georreferenciada. Generado con SNAP.

Interpretación de los interferogramas.

Un interferograma se obtiene mediante la superposición de dos imágenes SAR en la cual la diferencia de fases proporciona información sobre los desplazamientos y deformación de la corteza terrestre. Representan deslizamientos en la dirección de línea visada (LOS) como se muestra en la figura 2.3.14, que incluye componentes verticales y horizontales.

La mayoría de los sensores de Sentinel 1-A utilizan ángulos de elevación menores de 45° desde la vertical, y por lo tanto los interferogramas enfocados a estudiar deformaciones de superficie son mucho más sensibles a desplazamientos verticales (Lu & Dzurisin, 2014).

Para tener un indicio de la dirección de deformación, es necesario que las imágenes SAR que construyen el interferograma sean de la misma dirección de vuelo y el análisis interferométrico sea complementado con mediciones GPS o con múltiples combinaciones de interferogramas en diferentes direcciones.

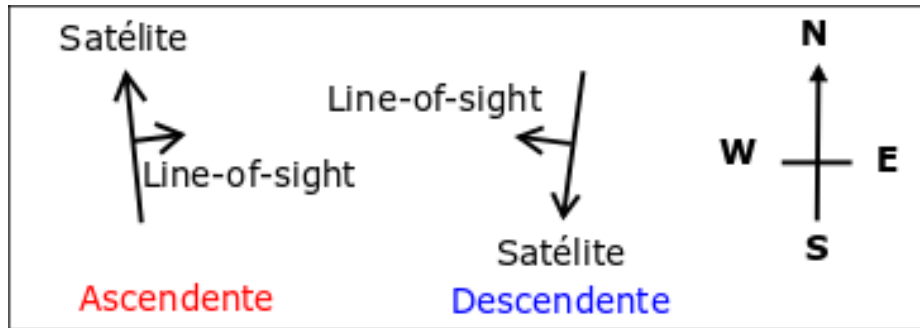


Figura 2.3.14: Dirección ascendente o descendente de la captura de imágenes SAR Modificado de: (Geospatial Information Authority of Japan (GSI), 2004)

Los interferogramas muestran la deformación superficial como un mapa de pseudo colores donde se registran franjas, la frecuencia con la que se presentan obedece a dos razones: la primera relacionada con la línea de visión y la segunda con el movimiento del terreno.

1. Si la línea de visión cambia lejos del satélite las franjas son menos frecuentes y se ven más anchas, o si la línea de visión cambia cerca del satélite las franjas se presentarán con mayor frecuencia delgadas (Tocasuche & Peñaloza, 2018).
2. Si se identifican cambios en el terreno: debido a movimientos suaves, las franjas serán anchas, pero si se presenta un movimiento brusco, las franjas serán más delgadas y continuas (Tocasuche & Peñaloza, 2018)

En la figura 2.3.15 se muestra que los colores aislados en un interferograma no proporcionan información sobre la deformación del suelo, sino los cambios entre ellos representan una fase relativa de deformación del suelo.

Para la interpretación de un interferograma de movimiento, es necesario observar la progresión de los colores para poder discriminar entre un movimiento ascendente (levantamiento) o descendente (subsistencia); progresión que es completamente opuesta para ambos casos.

Si los valores de la fase se dirigen desde el negativo a positivo, se determina que hubo un alejamiento relativo de la superficie con el sensor, debido a un proceso de hundimiento o subsistencia. Caso contrario si los valores de la fase se dirigen desde un número positivo a negativo el orden sugiere un acercamiento a la superficie debido a un proceso de levantamiento. Por cada

ciclo completado se tiene la mitad de la longitud de onda con que trabaja el satélite radar, es decir, 2.8 cm para Sentinel 1-A (Hermosilla, 2016).

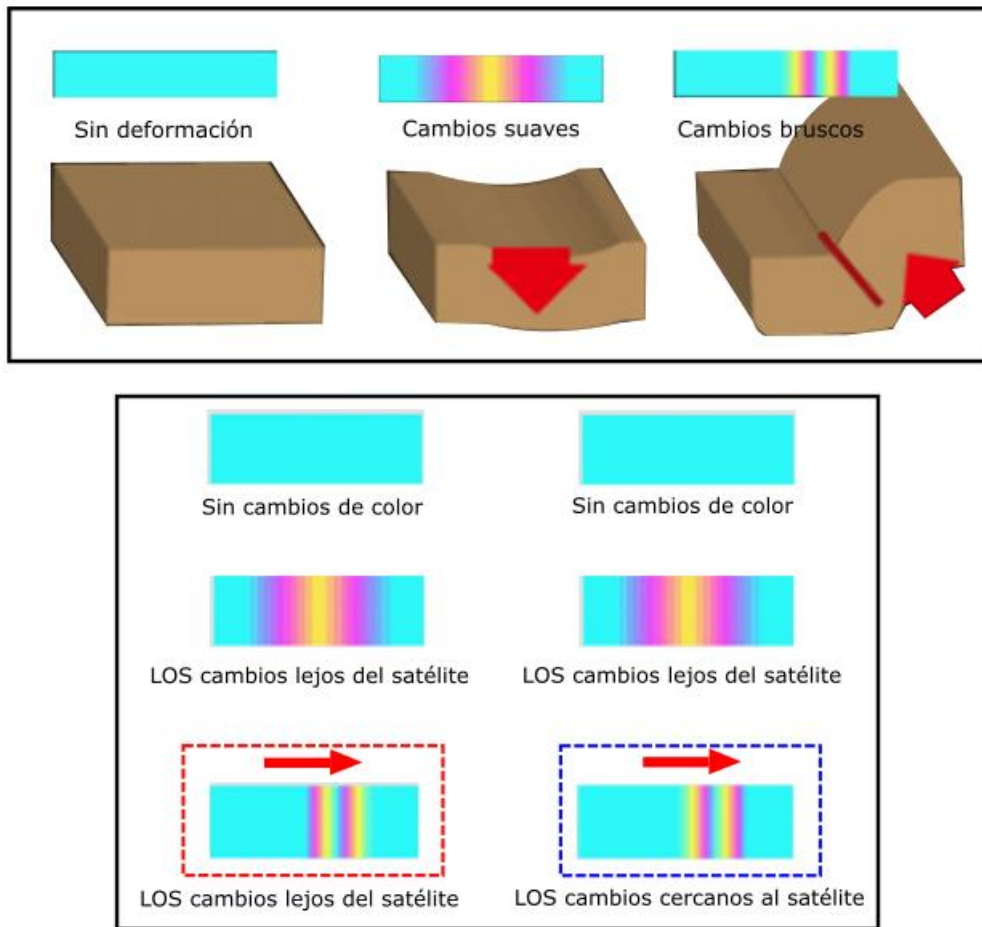


Figura 2.3.15: Visualización de cambios en el terreno, representados en interferogramas de orbita ascendente en recuadro rojo y descendente en recuadro azul Modificado de: (Geospatial Information Authority of Japan (GSI), 2004).

Mediante la identificación de franjas de colores sobre los interferogramas se cuantificará la deformación de la superficie terrestre producida por la liberación de energía sísmica en sus cuatro diferentes fases (inter-sísmica, pre-sísmica, co-sísmico y post-sísmico). Los interferogramas no deberán sobreponerse uno con otro en relación con las fechas de análisis y deberán tener una calidad visual alta, de manera que cada uno de ellos debe estar bien definido.

CAPÍTULO III.- SISMOTECTÓNICA DEL ESTADO DE PUEBLA

III.1.- Geología Regional del Estado de Puebla

La geología del estado de Puebla se divide en tres grandes grupos compuestos por rocas ígneas intrusivas, extrusivas, sedimentarias y metamórficas que van desde la era precámbrica al cenozoico. Los tres grupos de estudio de la geología son la región norte, centro y sur.

En la figura 3.1.1 se muestra la distribución litológica del estado de Puebla, la cual se describe en sus tres regiones por cada una de sus eras, la litología se extiende desde el precámbrico hasta el cenozoico.

La región Norte está compuesta principalmente por rocas sedimentarias y una menor presencia de rocas ígneas intrusivas y extrusivas, que van de las rocas más antiguas del mesozoico a las más recientes del cenozoico.

La era mesozoica aflora desde el jurásico al cretácico. Estos periodos están compuestos principalmente por arenisca – lutita y caliza – lutita. Además, se tiene presencia de granito – diorita y limolita en el jurásico y en el cretácico basalto. El cenozoico aflora desde el terciario al cuaternario. El terciario está compuesto principalmente por lutita – arenisca, el neoceno se compone principalmente por basalto. Y el cuaternario por rocas basalto, pumicita, lacustre y travertino.

En la región central del estado abundan principalmente rocas ígneas intrusivas y extrusivas por la presencia del cinturón volcánico transversal que provocó actividad volcánica sobre el cenozoico (cuaternario y terciario). También hay presencia de rocas sedimentarias que van de la era mesozoica a la cenozoica.

La era mesozoica se extiende desde el jurásico al cretácico. En el jurásico afloran caliza – lutita, granito, arenisca – lutita. En el cretácico afloran rocas sedimentarias como caliza – dolomía, lutita – caliza, conglomerado poligénico – caliza y arenisca – lutita. El cenozoico se extiende desde el terciario al cuaternario. En el terciario aflora el conglomerado monogénico, pórfido andesítico, andesita, lahar, conglomerado poligénico – travertino, riolita, conglomerado poligénico arenisca y limolita. En el neógeno cuaternario afloran principalmente rocas extrusivas como basalto, andesita

– dacita, conglomerado poligénico toba andesítica. En el cuaternario afloran rocas extrusivas como lahar – toba andesítica, toba andesítica, basalto, andesita – dacita, lahar, pumicita y en menor cantidad rocas sedimentarias como lacustre y aluvial.

Al sur del estado la geología está compuesta por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias que se extienden desde el precámbrico al cenozoico.

En el precámbrico afloran rocas metamórficas como granitoides, meta – ignimbrita y meta sedimento. En el paleozoico aflora el meta granito y esquisto en la época cámbrico y devónico. El carbonífero está compuesto por caliza - arenisca y rocas meta volcánicas y granito en el pérmico. En la era mesozoica afloran rocas del jurásico y cretácico. El jurásico se encuentra compuesto por rocas calizas – lutita, granito, arenisca – lutita, arenisca toba andesítica, conglomerado monogenético – arenisca. En el cretácico afloran caliza - dolomía, lutita - arenisca, lutita – caliza, conglomerado poligénico – caliza, caliza – yeso. El cenozoico se compone del periodo terciario y cuaternario. En el terciario afloran rocas toba andesina – andesita, pórfido andesítico, andesita, volcanoclástico – yeso, toba riolítica, diorita, granodiorita, riolita y conglomerado poligénico limolita y toba andesítica. En el cuaternario se compone por aluvial, toba andesítica y lahar.

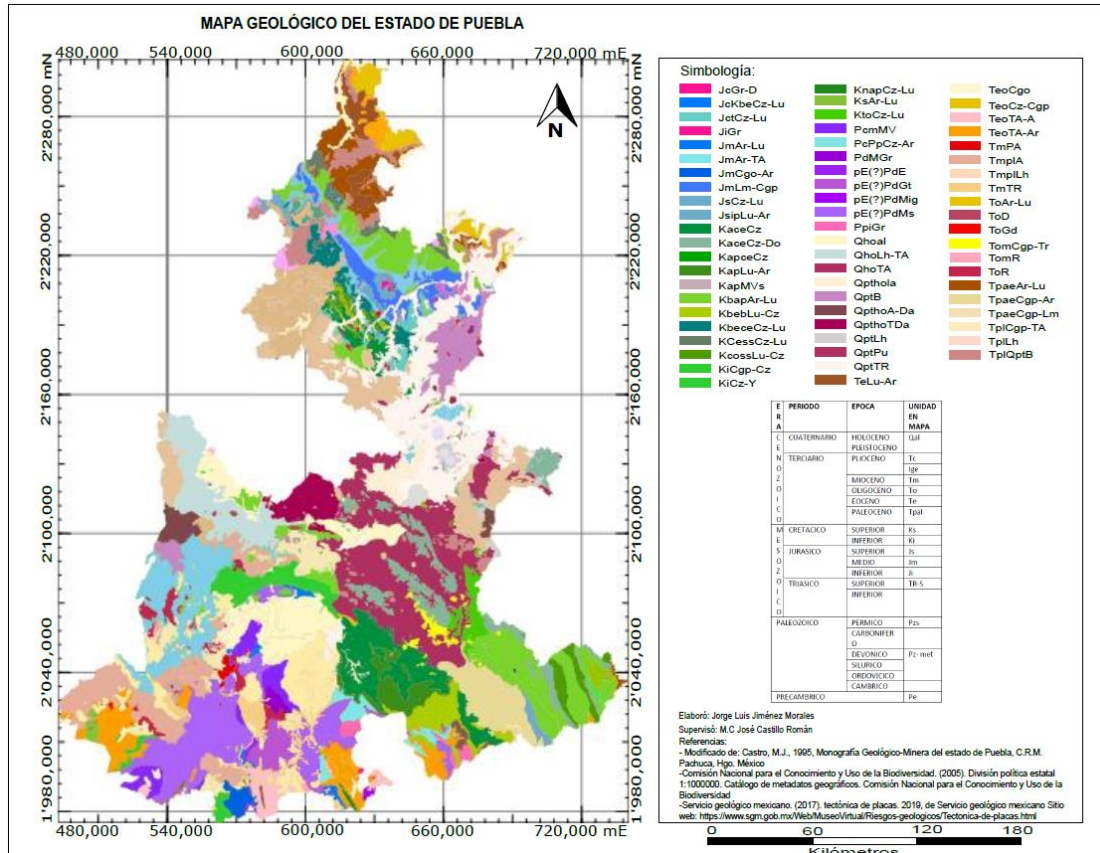


Figura 3.1.1: Mapa de geología regional del estado de Puebla (Servicio Geológico Nacional, 2019).

III.2.- Sismología

Tectónica de placas

La tectónica de placas es una teoría de la tierra que explica acontecimientos geológicos, indica que la capa más externa de la tierra, la litosfera, esta fragmentadas en diversas secciones y unida en forma de rompecabezas, moviéndose de manera pacífica. La litosfera descansa sobre la astenósfera que es semiplástica, más caliente y débil, por lo que se cree que algún tipo de sistema de transferencia de calor dentro de la Tierra, procedente del núcleo y del manto, hace que las placas litosféricas se muevan (Servicio Geológico Mexicano, 2017).

Las secciones fragmentadas de la litosfera reciben el nombre de placas, pueden ser de tipo oceánicas, continentales o mixtas.

El movimiento de las placas no se da de forma uniforme, se tienen zonas donde el movimiento es muy lento, del orden de una centésima de milímetro al año y otras en las cuales el movimiento es muy rápido, de más de 10 cm al año (Servicio Geológico Mexicano, 2017)

La interacción de las placas tectónicas es responsable de diversos fenómenos naturales como: sismos, actividad volcánica, expansión de océanos, surgimiento de montañas y yacimientos mineros y petroleros. Las placas tectónicas más importantes e identificadas son: la africana, antártica, arábiga, caribe, cocos, euroasiática, filipina, Indo australiana, norteamericana, sudamericana y la del pacífico; entre otras, en la figura 3.2.1 se muestra la distribución de las placas tectónicas del mundo.

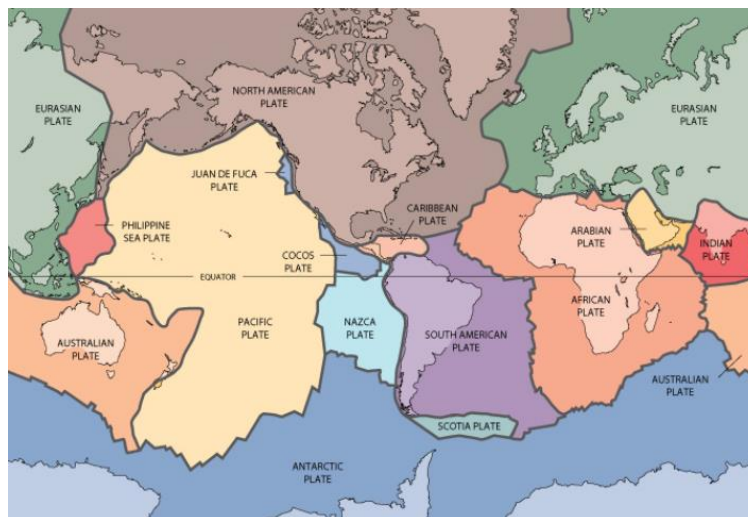


Figura 3.2.1: Placas tectónicas del mundo (Tarbuck, Lutgens, & Tasa, 2005).

Cinturón de fuego del pacífico

El cinturón de fuego es la zona de subducción más importante del mundo tiene una velocidad variable, con intervalos de 2 a 10 cm/año, provocando una intensa actividad sísmica y volcánica, reposa sobre una gran cantidad de placas tectónicas. Entre estas placas tectónicas existe una importante interacción registrando movimientos lentos y la acumulación de energía.

El cinturón volcánico se asocia a la formación de montañas, tiene forma de herradura y una extensión de 40,000 km que va desde Nueva Zelanda hasta el oeste de Sudamérica. Esta zona tiene una gran cantidad de volcanes, representa el 75% de volcanes activos e inactivos, la actividad

sísmica que provoca representa el 90% del total de la sismología internacional. Los sismos producidos por el cinturón de fuego son de baja intensidad, resultando sismos destructivos solo aquellos con se originan por la interacción de las placas tectónicas.

En México el cinturón de fuego está asociado al proceso de subducción de la placa de cocos y la placa de Rivera, deslizándose bajo la placa de Norteamérica. Atraviesa al país de oeste a este en su región central con una franja de 900 km de largo y 130 km de ancho, se extiende desde las islas Revillagigedo del pacifico hasta el estado de Veracruz en el Golfo de México. En esta porción que atraviesa México hay cerca de 40 volcanes algunos de ellos activos y de alto riesgo como el volcán Popocatépetl o el volcán de colima, considerado este último como el volcán de mayor actividad de América del Norte.

Tipos de sismos

Los sismos pueden ser clasificados de acuerdo con sus características de origen (tectónicos, volcánicos o de colapso), por su intensidad (micro sísmicos y macro sísmicos) y por su profundidad (someros, intermedios o profundos). A continuación, se describe cada clasificación de los sismos.

Sismos tectónicos

Los sismos tectónicos se producen por rupturas de grandes dimensiones en la zona de contacto entre las placas tectónicas (sismos interplaca) o en zonas internas de estas (sismos intraplaca), estos sismos se clasifican debido a la interacción de las placas tectónicas en diferentes sentidos.

En la figura 3.2.2 se presenta una zona de subducción y los diferentes sismos que se originan en ella por la dinámica de las placas tectónicas.

Sismos outer rise: son sismos que se originan costa afuera de la fosa oceánica debido a la deformación de las placas tectónicas y a los esfuerzos de flexión sobre ella antes de subdactar. Sismos de baja profundidad menores de 30 km y de magnitud menor a 7.0. En la figura 3.2.2 está representada como la zona A.

Sismos interplaca: son sismos que provocan subducción, presentan mecanismos de falla inversa debido a la acumulación de energía acumulada entre las placas tectónicas a lo largo de sus límites convergentes. En la figura 3.2.2 está representada como la zona B.

Sismos intraplaca oceánica: son sismos producto de la liberación de energía dentro de la placa oceánica subductada debido al peso de la placa y fuerte acoplamiento interplaca. Los sismos originados en esta zona son a profundidades mayores a 60 km hasta la máxima profundidad en que la placa sigue siendo frágil (~700 km). En la figura 3.2.2 está representada como la zona C.

Sismos interplaca continental: son sismos que ocurren dentro de la placa continental, sobre la corteza. Se originan a profundidades menores de 30 km debido a esfuerzos locales y convergencia entre placas. En la figura 3.2.2 está representada como la zona D.

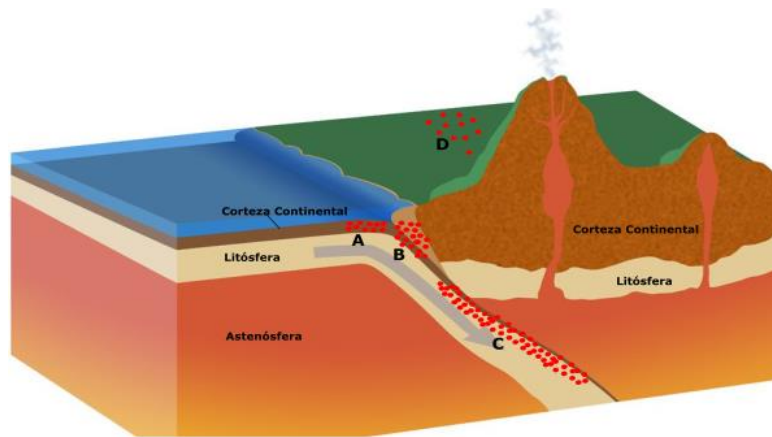


Figura 3.2.2: zona de subducción y tipos de sismos que ocurren en ella Modificado de: (Martins, 2019).

Sismos volcánicos

Los sismos volcánicos son originados por el movimiento de fluidos y gases, generación de fracturas o colapso de cavidades, existen cuatro variedades que se describen a continuación.

- Sismos tipo A: sismos con similitud a los sismos tectónicos, alcanzan una profundidad máxima de 20 kilómetros, están asociados a una fracturación del suelo.
- Sismos tipo B: sismos someros con aumento gradual en sus amplitudes a través del tiempo, se le atribuye a la resonancia en cavidades, conductos y grietas, son eventos de baja frecuencia.

- Tremores armónicos: las vibraciones son continuas, pueden prolongarse por varias horas con una amplitud regular y frecuencia estable.
- Sismos volcánicos explosivos: son sismos que se dan en el momento de una erupción volcánica, la magnitud que alcanza es muy pequeña, siendo perceptible solo a distancias cercanas al aparato volcánico.

Sismos clasificados por profundidad

Una vez que se clasificaron los sismos por su origen e intensidad, también se dividen de acuerdo con la profundidad en la que se sitúa el epicentro. Se consideran someros si ocurren a profundidades menores a los 30 kilómetros, de profundidad intermedia si están en el rango de 30 a 60 kilómetros y profundos si se generan a distancias mayores a 60 kilómetros (Lagos, 2014).

De acuerdo a Lagos (2014) los sismos que ocurren previo a un sismo de magnitud considerable se le conocen como precursores, los movimientos después del sismo principal son llamados réplicas cuyos focos están localizados en el área de ruptura del evento principal o en su periferia, estos sismos suelen ser de menor magnitud al sismo principal, esto se debe a que parte de la energía almacenada en las rocas de la región que rodea la falla alimenta a esta posteriormente; la ocurrencia de réplicas puede durar desde días hasta años, dependiendo de la magnitud del evento principal y del tipo de fuente sísmica.

Ruptura sísmica

La ruptura sísmica es un proceso que libera energía y provoca movimientos y deformación del terreno. La ruptura inicia con el acumulamiento de esfuerzos tectónicos durante largos periodos de tiempo, seguido de una fase de liberación de los esfuerzos y una fase post-sísmica en la que se relajan los esfuerzos acumulados en la fase inicial.

En zonas de subducción se ha descrito como un ciclo sísmico periódico en cuanto al tamaño de los sismos y al intervalo de tiempo entre ellos, estas estimaciones están basadas en registros históricos y geológicos, que tienen poco detalle y son posiblemente incompletos, por lo que es difícilmente afirmar si realmente es regular o por el contrario variable con el tiempo (McCaffrey, 2007).

De acuerdo con (Lay & Terry, 1995) el ciclo sísmico se divide en diversas fases, las cuales se describen a continuación:

- Fase inter-sísmica: en esta fase hay una carga de esfuerzos, la energía se acumula durante decenas a cientos de años. La velocidad de deslizamiento es constante, aunque se han registrado zonas de subducción con velocidad de deslizamiento variable.
- Fase pre-sísmica: fase en la que empiezan a manifestarse varios fenómenos en la superficie como la ausencia o aumento de la actividad sísmica, deformación lenta o rápida durante la cual señales particulares pueden detectarse. En esta fase los sismos que se presentan se llaman precursores porque ocurren poco antes de un sismo de gran magnitud.
- Fase co-sísmica: fase en la que la energía acumulada por un largo periodo de tiempo se libera, es una fase que tiene una corta duración en segundos o minutos, el terreno sufre deformación.
- Fase post-sísmica: fase de relajación, se realiza un ajuste en la corteza debido a la modificación del estado de esfuerzo, esta deformación puede durar semanas o meses después del sismo. Puede llegar a liberarse un porcentaje de momento sísmico comparable al liberado durante el sismo.

Propagación de ondas

Un sismo es generado por fuerzas internas de la corteza terrestre. Al ocurrir un sismo las ondas viajan en todas direcciones con determinados parámetros, a medida que viajan por la Tierra sus propiedades cambian por la inhomogeneidad de la litosfera. Las ondas sísmicas están clasificadas como ondas elásticas porque son tensiones que se propagan a lo largo de un medio elástico, sus propiedades son las mismas que cualquier tipo de onda, en la figura 3.2.3 se muestran las componentes de las ondas sísmicas.

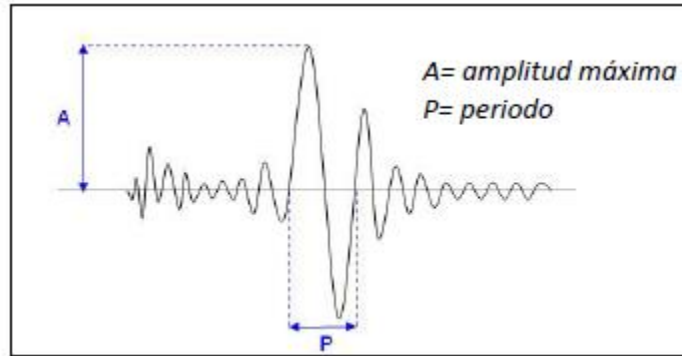


Figura 3.2.3: componente de una onda sísmica (Salinas, 2010).

Las principales componentes de las ondas son la amplitud que es la máxima distancia de la onda respecto a la posición de equilibrio, esta posición está dada por el eje X, el periodo es el tiempo que transcurre entre la emisión de dos ondas consecutivas, es decir, el tiempo que tarda en pasar una onda completa por un punto de referencia, la frecuencia corresponde al inverso del periodo, la longitud de onda es la distancia entre el punto máximo o mínimo de la onda se representa con la letra lambda (λ).

Al impactar un sismo la energía tiene mayor efecto en zonas cercanas al epicentro, en esta región las ondas sísmicas poseen amplitudes altas y periodos cortos, conforme las ondas se alejan del epicentro pierden amplitud y energía.

Las primeras ondas en llegar son las ondas P o primarias, representadas en la figura 3.2.4 que son ondas que comprimen y dilatan el medio en dirección longitudinal, viajan a una velocidad de 1.73 veces de la velocidad S, viajan a través de cualquier tipo de material, las velocidades típicas son de 330 m/s en el aire, 1450 en el agua y cerca de 5000 m/s en granito.

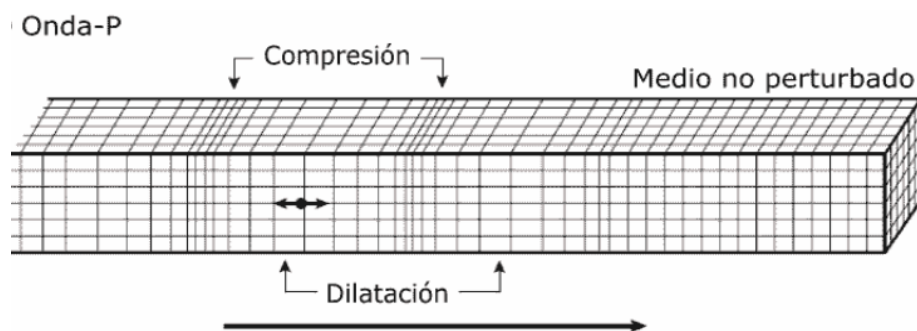


Figura 3.2.4: esquema de propagación de las ondas P (Giner & Molina, 2001).

Las ondas S o secundarias, son ondas transversales o de corte, el suelo es desplazado perpendicularmente a la dirección de propagación, viajando alternadamente de un lado a otro.

Las ondas S son normalmente divididas según su polarización en ondas SH (en el plano horizontal) figura 3.2.5 y ondas SV (en el plano vertical) figura 3.2.6, ambas contenidas en perpendicular a la dirección de propagación del frente de ondas (Stein & Wysession, 2003). La velocidad de la onda S es alrededor del 58% de una onda P, se propagan en medios sólidos debido a que los líquidos no pueden soportar esfuerzos de corte. Su amplitud es mayor que la de la onda P.

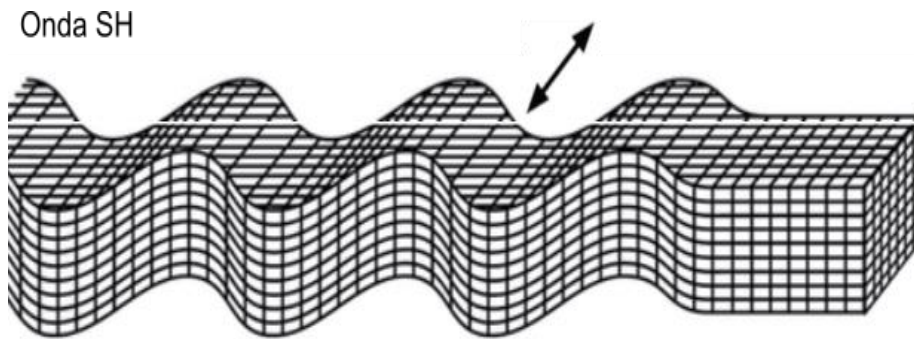


Figura 3.2.5: esquema de propagación de las ondas SH (Mishra, 2018)

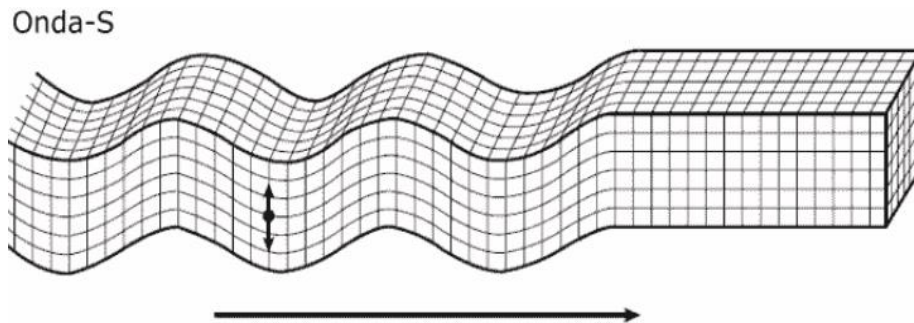


Figura 3.2.6: esquema de propagación de las ondas S (Giner & Molina, 2001).

Las ondas que se desplazan solamente en la capa más externa de la Tierra se llaman ondas superficiales, se caracterizan por tener baja velocidad y frecuencia, pero alta amplitud, estas ondas se dividen en Rayleigh y Love.

Ondas Rayleigh

Onda de superficie que se desplaza en una trayectoria elíptica retrograda en el plano vertical, como se muestra en la figura 3.2.6 contiene la dirección de propagación de la onda. Las ondas

Rayleigh componen la mayor parte de energía registrada como onda superficial. La amplitud disminuye con la profundidad, la velocidad está determinada por las propiedades elásticas del medio.

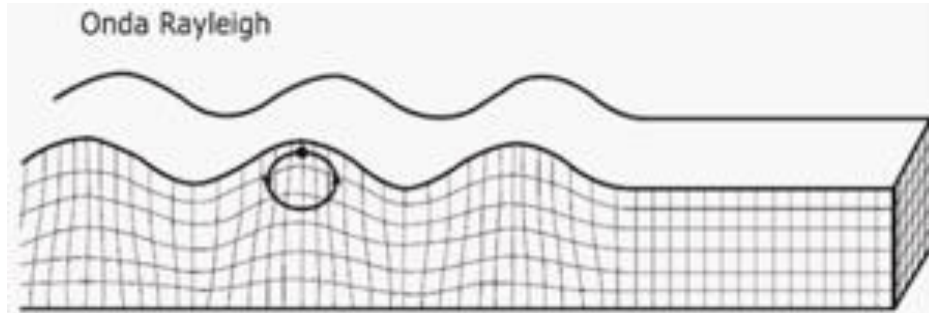


Figura 3.2.7: esquema de propagación de las ondas Rayleigh (Giner & Molina, 2001).

Ondas Love

Las ondas Love son ondas polarizadas horizontalmente, resultado de la interferencia de las ondas S. La velocidad de la propagación de la onda depende de su frecuencia, siendo mayor para frecuencias mayores.

En un sismo las ondas Love causan deslizamientos laterales del terreno, en la figura 3.2.7 se muestra la propagación de las ondas y desplazamientos de un terreno.

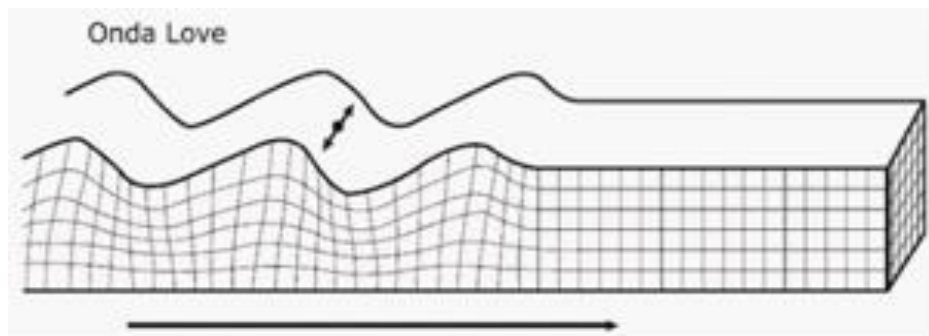


Figura 3.2.8: esquema de propagación de las ondas Love (Giner & Molina, 2001).

Como se indicó en un inicio los sismos provocan la repentina liberación de energía y como consecuencia daños en la superficie terrestre y en viviendas, estructuras y monumentos históricos. Para medir la energía liberada y los daños producidos por el sismo, el hombre ha desarrollado

diferentes técnicas las cuales se describen y actualmente son de vital importancia para analizar y estudiar la actividad sísmica.

Magnitud

El concepto de magnitud fue introducido por Richter en 1935 para comparar la energía liberada en el foco por diferentes sismos. La energía total liberada por un sismo es la suma de la energía transmitida en forma de ondas sísmicas y la disipada mediante otros fenómenos, principalmente en forma de calor (Bozzo & Barbat, 2004). La magnitud de los sismos se mide en escala logarítmica, es una escala abierta ya que no tiene límite superior ni inferior y se expresa con números decimales.

En la actualidad hay diferentes metodologías y datos que se emplean para reportar la magnitud de un sismo. El SSN utiliza la magnitud de coda M_c , para reportar sismos que tienen magnitud menor a 4.5. En magnitud de energía M_e , para sismos mayores a 4.5 con epicentro en la costa de Guerrero y magnitud de amplitud, M_a para México. De manera general los sismos de magnitud mayor de 4.5 se reportan en magnitud de momento, M_w (Servicio Sismológico Nacional, s.f)

- Magnitud local, M_L

En 1935 el sismólogo Charles F. Richter consideró que la amplitud de las ondas sísmicas es prácticamente una medida de la energía total y establece para la magnitud local M_L la ecuación 11 (Bozzo & Barbat, 2004).

$$M_L = \log A - \log A_0 \quad (\text{Ec. 11})$$

Donde:

A es la amplitud máxima registrada

A_0 es la amplitud máxima producida por un sismo patrón.

- Magnitud de coda, M_c

Esta magnitud se obtiene a partir de la duración del registro sísmico. La coda de un sismograma corresponde a la parte tardía de la señal que decrece conforme pasa el tiempo hasta alcanzar una posición inicial. La duración de la coda es proporcional al tamaño de un sismo, aunque puede verse

afectada por el tipo de suelo sobre los que están instalados los sismógrafos, en la figura 3.2.8 se ejemplifica la coda en la que se deben tomar los datos para calcular la magnitud de coda.

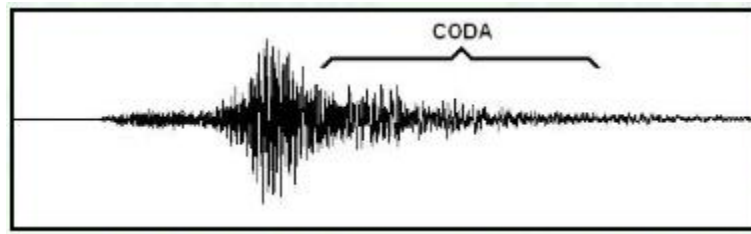


Figura 3.2.9: coda de un sismograma (Departamento de física de la tierra, 2011).

La ecuación empírica de magnitud de Coda fue propuesta por Lee, se expresa en la ecuación 12 (Lee, Bennett, & Meagher, 1972).

$$M_c = a_1 * \log(Z) + a_2 * \Delta + a_3 * h + a_4 \quad (\text{Ec. 12})$$

Donde:

Δ es la distancia epicentral.

h es la profundidad de la fuente.

Z es la coda.

a_1, a_2, a_3, a_4 , son los coeficientes a determinar.

- Magnitud de ondas de cuerpo, m_B

El valor de la magnitud se obtiene a partir de la amplitud máxima observada en los sismogramas, de las ondas de cuerpo (Ondas P). Se basa en la amplitud de ondas de cuerpo con periodos cercanos a 1.0 segundo, con esta magnitud no es posible identificar sismos de magnitud mayores a 6.8 ya que se satura a magnitudes de 6.5 a 6.8 (Servicio Sismológico Nacional, s.f) La magnitud de ondas de cuerpo se expresa en la ecuación 13.

$$M_B = \log(A/T) + Q(D,h) \quad (\text{Ec. 13})$$

Donde:

A es la amplitud.

T es el periodo.

Q es el factor de atenuación en función de la distancia en grados (D).

h es la profundidad.

- Magnitud de ondas superficiales, M_s

El valor de la magnitud se obtiene a partir de la amplitud máxima observada en los sismogramas, de las ondas superficiales (Ondas Rayleigh). Con periodos en el rango de 18 a 22 segundos (Servicio Sismológico Nacional, s.f). Para determinar la magnitud M_s se utiliza la ecuación 14.

$$M_s = \log_{10} \left(\frac{A}{T} \right) + 1.66 \log_{10} D + 3.30 \quad (\text{Ec. 14})$$

Donde:

A es la amplitud horizontal.

T es el periodo.

D es la distancia en grados.

- Magnitud momento, M_w .

Esta magnitud se determina a partir del momento sísmico, que es una cantidad proporcional al área de ruptura (tamaño de la falla geológica que rompió), al deslizamiento que ocurre en la falla y la resistencia del medio al desplazamiento. A diferencia de otras magnitudes, esta magnitud no se satura con valores altos y coincide con los parámetros de la escala de Richter, facilitando la interpretación al reportar un sismo, esta magnitud mide el tamaño de los eventos en términos de la energía liberada (Hanks & Kanamori, 1979)

La cantidad de energía liberada por un sismo visto desde el momento sísmico, se define en la ecuación 15:

$$M_o = DA(\mu) \quad (\text{Ec. 15})$$

Donde:

M_o es el momento sísmico.

D es el desplazamiento promedio de la falla en cm.

A es el área del segmento que se deforma.

μ es la rigidez del medio en dinas /cm².

Los períodos de oscilación de las ondas sísmicas de gran amplitud son proporcionales al momento sísmico (M_0). Por ello se suele medir la magnitud de momento M_w a través de los períodos de oscilación por medio de sismógrafos. La relación entre M_w y M_0 está dada por una fórmula desarrollada por Hiroo Kanamori en el Instituto de Sismología de California su expresión se muestra en la ecuación 16.

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.7 \quad (\text{Ec. 16})$$

- Magnitud energía, M_e

Cantidad de energía irradiada por un sismo en forma de ondas sísmicas. Esta magnitud requiere la suma del flujo de energía sobre un amplio rango de frecuencias generados por un sismo. Para un sismo dado, este valor puede ser diferente al determinado para M_w , pues M_e cuantifica un aspecto diferente del sismo. Calcularlo es laborioso, por lo que generalmente esta magnitud no es calculada por las agencias durante los primeros días de sucedido el sismo (Choy & Boatwright, 1995).

Intensidad

La intensidad de un sismo no está determinada con la magnitud, ya que la intensidad está fundamentada en un análisis empírico de los daños producidos a edificios y estructuras, así como deformaciones al terreno. Hay una diferencia entre magnitud e intensidad, ya que la primera está en relación con la energía liberada y la segunda con la percepción y daños observados (Bozzo & Barbat, 2004).

En 1902, G. Mercalli introduce una nueva escala con 10 grados de intensidad, siendo posteriormente incrementada a 12 por A. Cancani. En 1923 Sieberg publica una escala más detallada, pero basada en el trabajo de Mercalli-Cancani. En 1931 Wood y Newmann proponen una nueva escala, modificando y condensando la escala de Mercalli, Cancani-Sieberg, surgiendo

así la escala Mercalli Modificada (MM). Esta escala de 12 grados expresada en números romanos fue ampliamente utilizada en el mundo. Sin embargo, actualmente se utiliza la escala MSK-1964 elaborada por tres sismólogos europeos: Medvedev, Sponhever y Karnik. Esta escala consta de 12 grados denotados de I a XII, en la tabla 3.2.1 se describen los daños producidos por cada uno de los grados descritos en la escala MSK- 1964 (Vizconde, 2004).

INTENSIDAD	DESCRIPCIÓN
Grado I	El sismo no es percibido por sentidos humanos, solo se detecta y registra por sismógrafos.
Grado II	El sismo es perceptible solamente por personas en reposo, en particular en pisos superiores de edificios.
Grado III	El sismo es percibido por algunas personas en el interior de edificios y solo en cuestiones favorables en el exterior de estos. La vibración percibida es semejante a la causada por el paso de un camión ligero.
Grado IV	El sismo es percibido por personas en el interior de los edificios y por algunas en el exterior. La vibración es comparable a la producida por el paso de un camión pesado de carga. Las ventanas, puertas y vajillas vibran. El mobiliario comienza a moverse.
Grado V	El sismo es percibido en el interior de los edificios por a la mayoría de las personas y por muchas en el exterior. Las construcciones se agitan con una vibración general. Las puertas o ventanas abiertas baten con violencia. La vibración se siente en la construcción como la producida por un objeto pesado arrastrándose.
Grado VI	El sismo es percibido por la mayoría de las personas, tanto dentro como fuera de los edificios. Muchas personas salen a la calle atemorizadas, algunas llegan a perder el equilibrio. Los muebles pesados pueden llegar a moverse.
Grado VII	La mayoría de las personas se aterroriza y corre a la calle. Muchas tienen dificultad para mantenerse en pie. Las vibraciones son sentidas por personas que conducen automóviles. En algunos casos, se producen deslizamientos en las carreteras que transcurren sobre laderas con pendientes pronunciadas; se producen daños en las juntas de las canalizaciones y aparecen fisuras en muros de piedra.

Grado VIII	<p>Miedo y pánico general, incluso en las personas que conducen automóviles.</p> <p>Los muebles, incluso los pesados, se desplazan o vuelcan.</p> <p>Se derrumban muros de piedra.</p> <p>Grietas en el suelo de varios centímetros de ancho</p>
Grado IX	<p>Pánico general.</p> <p>Daños considerables en el mobiliario.</p> <p>Caen monumentos y columnas.</p> <p>Se rompen parcialmente las canalizaciones subterráneas.</p> <p>Se abren grietas en el terreno de hasta 10 centímetros de ancho y de más de 10 centímetros en las laderas y en las márgenes de los ríos.</p> <p>Aparecen numerosas grietas pequeñas en el suelo, desprendimientos de rocas y aludes.</p>
Grado X	<p>Daños peligrosos en presas; daños serios en puentes.</p> <p>Los carriles de las vías férreas se desvían y a veces se ondulan.</p> <p>Las canalizaciones subterráneas son retorcidas o rotas.</p> <p>El pavimento de las calles y el asfalto forman grandes ondulaciones.</p> <p>La mayoría de las construcciones sufre afectaciones y en algunos casos colapsos.</p>
Grado XI	<p>Daños importantes en construcciones, incluso en las bien realizadas, en puentes, presas y líneas de ferrocarril. Las carreteras importantes quedan fuera de servicio.</p> <p>Las canalizaciones subterráneas quedan destruidas.</p> <p>El terreno queda considerablemente deformado tanto por desplazamientos de terrenos y caídas de rocas.</p>
Grado XII	<p>Prácticamente se destruyen o quedan gravemente dañadas todas las estructuras, incluso las subterráneas.</p> <p>La topografía cambia.</p> <p>Grandes grietas en el terreno con importantes desplazamientos horizontales y verticales.</p> <p>Caída de rocas y hundimientos en los escarpes de los valles, producidas en vastas extensiones. Se cierran valles y se transforman en lagos.</p> <p>Aparecen cascadas y se desvían los ríos</p>

Tabla 3.2.1: Resumen de escala MSK 1964, descrita por Medvedev, Sponhever y Karnik. Elaboración propia.

III.3.- Sismicidad de la República Mexicana

La República Mexicana presenta una gran actividad sísmica, debido a la interacción de cinco placas tectónicas que liberan energía mecánica acumulada dentro de la corteza terrestre y entre las zonas de contacto de las placas se forma parte del cinturón de fuego que concentra zonas de subducción, ocasionando actividad sísmica y volcánica, la distribución de las placas tectónicas se muestra en la figura 3.3.1.



Figura 3.3.1 Placas tectónicas que interaccionan en el territorio mexicano (Servicio sismológico Nacional , 2017).

La zona sísmicamente activa se extiende por la costa del Pacífico desde el estado de Jalisco hasta la frontera con Guatemala. Hacia el interior esta zona está limitada al norte por una línea de sismos que pasa por Guadalajara, Puebla y Veracruz (Udias, 1998).

La mayor fuente sísmica en México es producto del proceso de subducción de la placa de cocos bajo la placa norteamericana la cual se mueve con una velocidad de 5 a 7 cm al año, suficiente para acumular energía y originar sismos de alta magnitud. Otra fuente sísmica es por la deformación interna de la placa subducida, produce sismos de menor intensidad que el proceso de subducción, pero de frecuencia similar, presentando un mecanismo focal de tipo extensional (Lermo & Bernal, 2006)

III.4.- Sismicidad histórica y reciente

El estado de Puebla tiene límites al este con Veracruz, al sureste con Oaxaca, al suroeste con Guerrero, al oeste con Morelos, México, Tlaxcala e Hidalgo, por ello resulta conveniente analizar la sismicidad de los anteriores estados en sus fronteras con Puebla, ya que la actividad sísmica no son eventos aislados sino generalizados. Del periodo del 1 de enero de 1900 al 5 de octubre de 2019 el SSN registro 2426 eventos sísmicos con una magnitud de 1.0 a 7.1 escala Richter, con una profundidad de 1 a 175 Km, estos eventos pueden observarse en la figura 3.4.1. Los sismos de mayor intensidad se ubican al sur del estado, producto de fallas intraplaca que presentan movimientos y desplazamiento.

De los eventos sísmicos reportados por el SSN hasta el 2019, su distribución por magnitudes se muestra en la figura 3.4.2. De los cuales el 61% son M_w 3.1 – 3.9, el 31% M_w 1.0 – 3.0, el 7% de M_w 4.0 – 4.9, el 0.37% M_w 5.0 – 5.9, el 0.28% M_w 6.0 – 6.9 y el 0.12% M_w 7.0 – 7.1.

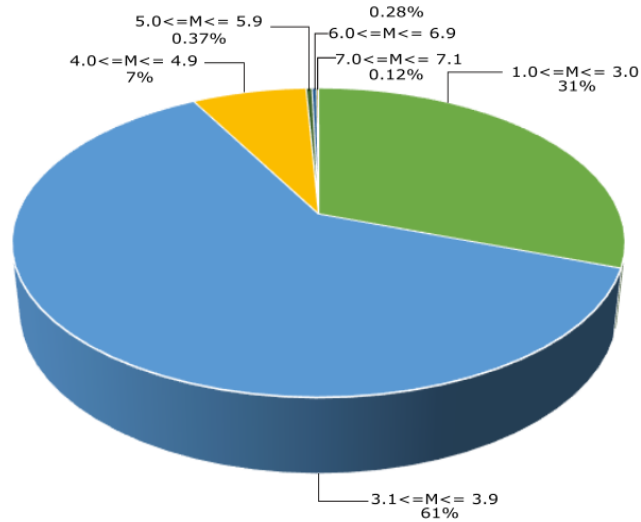


Figura 3.4.2 Distribución porcentual por magnitudes.

En la figura 3.4.3 se muestra un diagrama con la distribución porcentual de los sismos por profundidades, se observa que el 57% de los sismos se localiza en una profundidad de 0 – 35 km, seguido de sismos que tienen una profundidad de 36 – 60 km con el 25% y por último sismos que tienen una profundidad de 61 – 180 km con 18%.

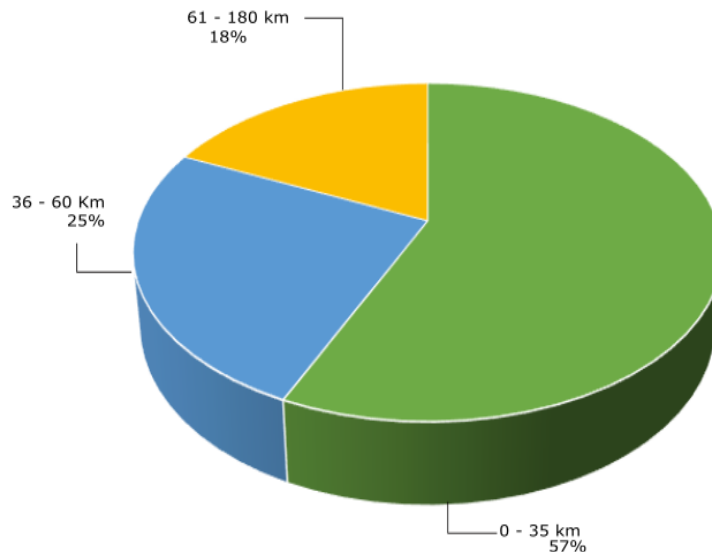


Figura 3.4.3 Distribución porcentual por profundidades.

Los sismos de 1 a 35 kilómetros de profundidad representados en la figura 3.4.4 con esferas verdes, están asociados a actividad de fallas y fracturas, de 36 a 60 kilómetros se relaciona a

fallamiento normal por el rompimiento de la litosfera oceánica subducida, representados con esferas azules y de 61 a más kilómetros correspondiente a zona de subducción dentro de la placa continental representados con esferas moradas. Los grandes sismos también ocurren en el continente con profundidades de unos 60 Km. En este caso los sismos presentan un mecanismo de fallamiento normal que refleja el rompimiento de la litosfera oceánica subducida (Singh, Suárez, & Domínguez, The Oaxaca, México earthquake of 1931: Lithospheric normal faulting in subducted Cocos plate, 1985).

Los círculos rojos de las figuras 3.4.4 representan, 1.- sismo del 28 de agosto de 1973 M_w 7.0, profundidad de 82 Km; 2.- sismo del 24 de octubre de 1980 M_w 7.1, profundidad de 65 Km; 3.- sismo del 15 de junio de 1999 M_w 7.0, profundidad de 63 Km; 4.- sismo del 19 de septiembre de 2017 M_w 7.1, profundidad de 51.1 Km.

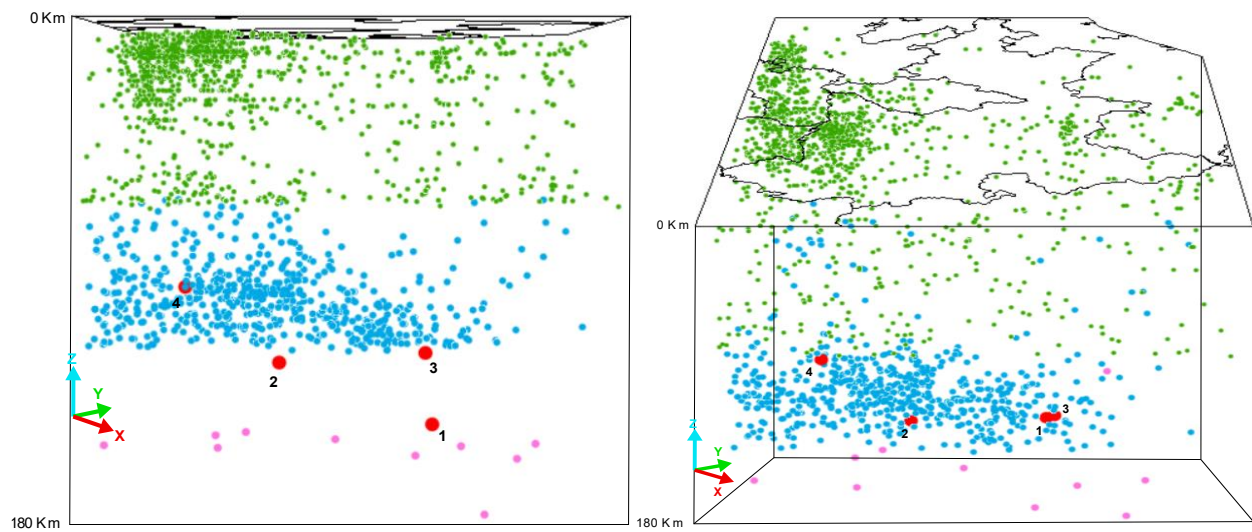


Figura 3.4.4: Modelo tridimensional de la sismicidad en el estado de Puebla.

La sismicidad es recurrente en cada región donde se producen sismos. Los sismos de magnitudes bajas y medias ($M \leq 6$) tiene mayor probabilidad de producirse ($Tr \leq 50$ años), mientras que el episodio de transcurriencia Tr de los sismos de magnitudes superiores ($M \geq 6$) pueden superar los 50 años en cada una de sus fuentes sismogénicas independientemente si es interplaca o intraplaca.

Los eventos sísmicos que han tenido epicentro en el estado de Puebla y han ocasionado daños a estados y ciudades colindantes son:

- Sismo de Serdán, el 03 de octubre de 1864 M_w 7.3.
- Sismo de Orizaba, el 28 de agosto de 1973 M_w 7.0, profundidad de 82 Km.
- Sismo de Huajuapán de León, el 24 de octubre de 1980 M_w 7.1, profundidad de 65 Km.
- Sismo de Tehuacán, el 15 de junio de 1999 M_w 7.0, profundidad de 63 Km.
- Sismo de Chiautla de Tapia, el 19 de septiembre de 2017 M_w 7.1, profundidad de 51.1 Km.

Sismo 03 de octubre de 1864

El día 03 de octubre de 1864 a las 1:54 horas un sismo de M_w 7.3, conocido como temblor de San Gerardo impactó sobre la ya sufrida ciudad de Puebla, como saldo se registró la muerte de 20 personas, entre ellos, varios soldados franceses, no se cuenta con un número estimado de personas heridas (Centro Nacional de Prevención de Desastres, 2019).

Este sismo afectó principalmente la ciudad de México, estados de Veracruz y Puebla. En la ciudad de México se provocaron cuarteaduras en algunas edificaciones, daños en cañerías de la ciudad y en los arcos de Belén. En Veracruz, provocó el derrumbe de la torre de la iglesia de Orizaba, daños en Ciudad Mendoza, Ixtaczoquitlán, Fortín, Nogales y Córdoba.

En la tabla 1 en la sección de anexos se mencionan los daños a edificaciones registrados en la capital poblana producto de este evento sísmico.

Sismo 28 de agosto de 1973 (M_w 7.0)

El día 28 de agosto de 1973 a las 03:45 horas ocurrió un sismo de magnitud M_w 7.0 (m_b 7.3) al sureste del estado de Puebla con coordenadas 18.82 N, 97.47 O (Singh, y otros, 1999), tuvo una profundidad de 82 km asociándolo a la zona de subducción. Este sismo devastó los estados de Puebla, Oaxaca y Veracruz. Terminó con la vida de 539 habitantes y hubo cerca de 1200 heridos, así como afectaciones a edificaciones construidas de manera deficiente, construcciones antiguas y viviendas ordinarias y económicas.

El epicentro se registró en el municipio de Chalchicomula de Sesma (Ciudad Serdán) en el estado de Puebla, quedando el estado completamente devastada junto con el estado de Veracruz por su colindancia.

En la tabla 2 en la sección de anexos se mencionan los daños a edificaciones registrados en la capital poblana producto de este evento sísmico.

En el mapa de isosistas figura 3.4.5 se observa que la intensidad en el epicentro fue de magnitud VIII escala de Mercalli Modificada, afectando a la mayoría de los estados circundantes con una intensidad VII.

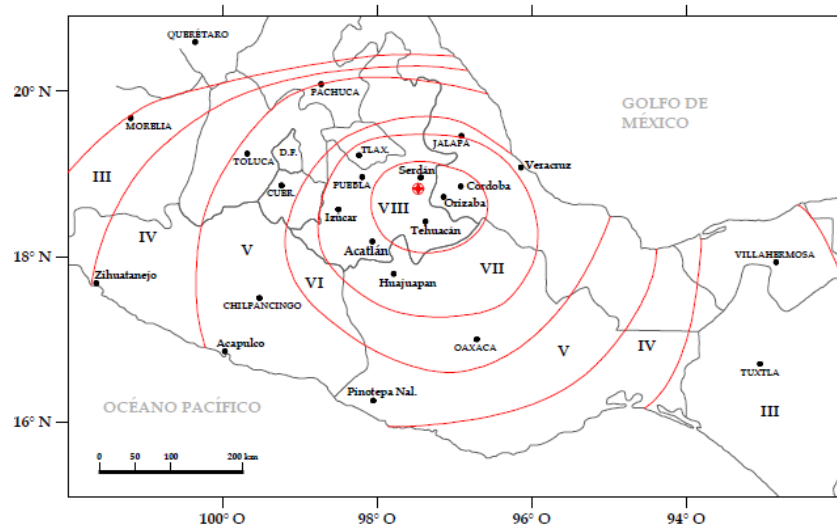


Figura 3.4.5: Mapa de Isosistas sismo 28 de agosto de 1973 (Figueroa, 1974).

Sismo del 24 de octubre de 1980 (M_w 7.1)

El día 24 de octubre de 1980 a las 08:53 horas ocurrió un sismo de magnitud M_w 7.1 (mb, 7.0) al oeste del municipio de Acatlán de Osorio con coordenadas 18.174 N, -98.222 O (Centro Nacional de Prevención de Desastres, 2019) a 65 km de profundidad, dentro de la placa continental. Los estados que resultaron afectados fueron Puebla, Oaxaca, Tlaxcala y Guerrero.

El sismo terminó con la vida de 50 personas, hubo más de 300 heridos, 35,000 afectados y 300 localidades de la Mixteca Poblana devastadas, así como instituciones educativas, centros médicos, iglesias y centros culturales colapsaron (Yamamoto, Jimenez, & Mota, 1984).

Sus efectos fueron devastadores para Huajuapán de León, Oaxaca, población ubicada a 60 Km al sureste del epicentro, dañando el 90% de las construcciones. Las principales construcciones afectadas del municipio de Puebla se mencionan en la tabla 3 en la sección de anexos. De acuerdo con el mapa de isosistas figura 3.4.6 se observa que la intensidad en el epicentro fue de IX escala de Mercalli Modificada y en el municipio de Acatlán de Osorio de intensidad VIII.

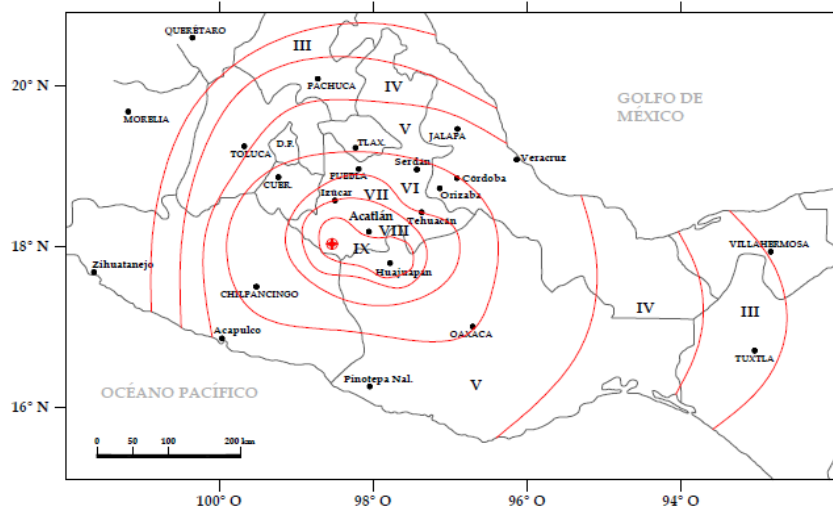


Figura 3.4.6: Mapa de Isosistas sismo 24 de octubre de 1980 (Figueroa, 1974).

Sismo del 15 de junio de 1999 (M_w 7.0)

El día 15 de junio de 1999 a las 15:41 horas ocurrió un sismo de magnitud M_w 7.0 (m_b 6.3), con epicentro a 35 km al suroeste de la ciudad de Tehuacán, Puebla con coordenadas 18.133 N, - 97.539 O (Centro Nacional de Prevención de Desastres, 2019) con un epicentro a una profundidad de 63 km asociándolo a una zona de subducción.

El sismo causó daños a los estados de: Puebla, Oaxaca, Morelos, Tlaxcala, México, Veracruz y Guerrero. Causó afectaciones a construcciones de adobe como: escuelas, centros médicos, iglesias y centros públicos, debido a prácticas constructivas inadecuadas. Las principales construcciones afectadas se mencionan en la tabla 4 en la sección de anexos.

Los mayores daños se produjeron en el estado de Puebla, afectando a construcciones y monumentos históricos. El saldo del sismo fue de 17 muertos y cientos de personas fueron afectadas con pérdidas de viviendas y escuelas (López, Reyes, Duran, Lermo, & Bitrán, 2001)

El sismo registró intensidades de hasta VIII en la escala de Mercalli Modificada entre la zona de Huajuapán y Puebla, tal como se muestra en la figura 3.4.7.

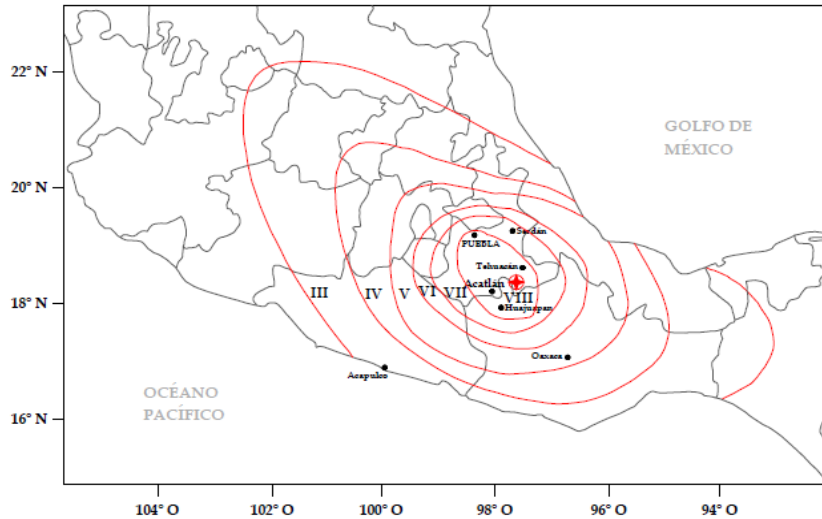


Figura 3.4.7: isosistas del sismo del 15 de junio de 1999 (Gutiérrez, Mapa de intensidades sísmicas del evento del 15 de junio de 1999, Mw 7.0, Tehuacán, Puebla, Memorias, XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 1999).

Sismo 19 de septiembre de 2017 (M_w 7.1)

El día 19 de septiembre a las 13:14 horas ocurrió un sismo de magnitud M_w 7.1 localizado a 12 km al sureste de Axochiapan, Morelos, con coordenadas 18.329 N, -98.671 O (Servicio sismológico Nacional (SSN), 2017), el epicentro fue a 51.1 km de profundidad, fue un sismo interplaca debido a que la placa de cocos subduce bajo la placa Norteamérica.

Los estados afectados fueron: Chiapas, Puebla, México, Morelos, Tlaxcala, Guerrero, Oaxaca y Veracruz. El saldo del sismo fue de 369 personas muertas y cerca de 6,000 personas resultaron heridas. El Gobierno Federal Mexicano (2017) reportó daños en 153,000 viviendas, 13,000 escuelas y 1,225 inmuebles históricos, con gastos en reconstrucción de 39,000 millones de pesos, de los cuales solo se aprobaron en el año 2018 8,792 millones de pesos (Fuerza México, 2019).

En la figura 3.4.8 se muestra un mapa de isostasias, el cual representa la intensidad del sismo en la zona epicentral, esta fue de intensidad VII, extendiéndose alrededor niveles de intensidad menor.

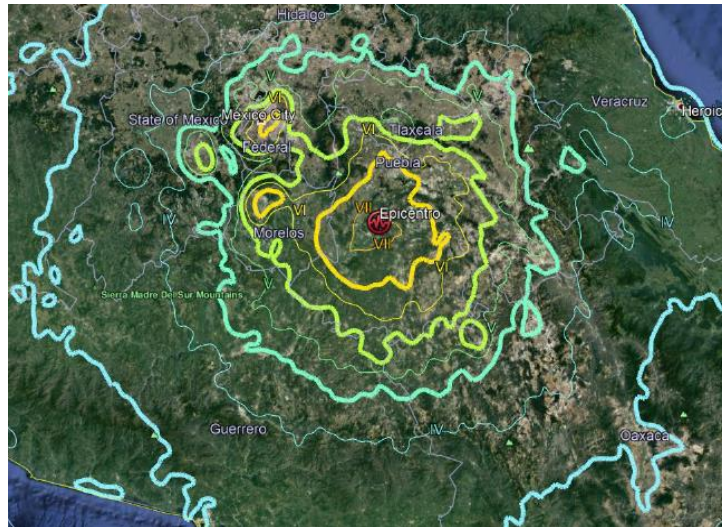


Figura 3.4.8: Mapa de Isosistas para el sismo 19 de septiembre de 2017 (United States Geological Survey, 2017)

En la figura 3.4.9 se muestra un diagrama de la placa de cocos subduciendo bajo la placa Norteamérica, el epicentro del sismo de 19 de septiembre se ubica a 200 kilómetros de la costa de Guerrero a 51.1 kilómetros de profundidad, representado con una estrella roja.

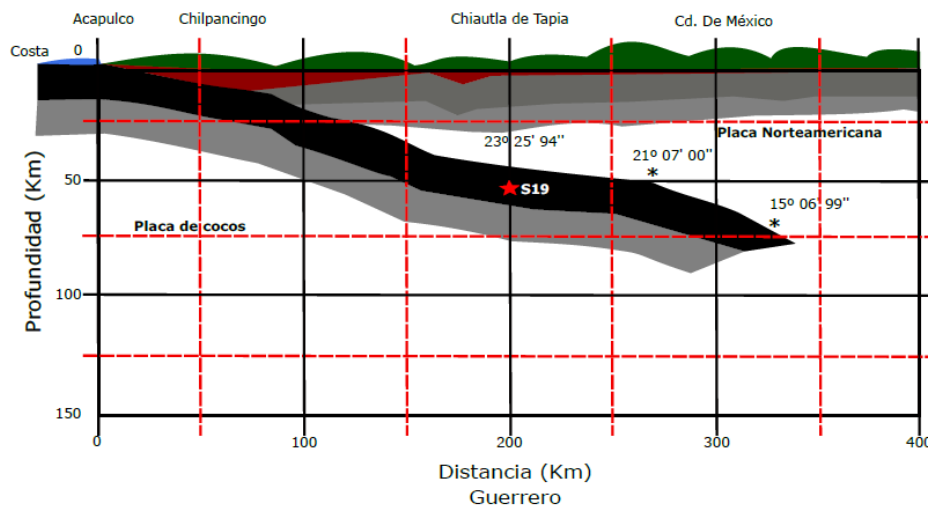


Figura 3.4.9: Diagrama placa de cocos subduciendo bajo la placa norteamericana Modificado de: (Singh & Pardo, Geometry of the Benioff Zone and state of stress in the overriding plate in Central Mexico, 1993)

La interacción de la placa de cocos subduciendo con la de Norteamérica provocó la repentina liberación de energía a través de un evento sísmico, donde se produjo deformación en la superficie terrestre en municipios cercanos al epicentro, daños materiales tanto al estado como a estados colindantes, cuantiosas pérdidas económicas al país y daños a la integridad física.

Mediante el estudio de las fuentes sismogénicas del estado de Puebla, se pretende iniciar el monitoreo InSAR constante de cada una de ellas, en este trabajo se limitará al estudio de la región del evento sísmico del 19 de septiembre de 2017 por la disponibilidad de información tanto sismológica como de imágenes SAR para la elaboración de los interferogramas. El estudio InSAR de las zonas sismogénicas funciona como técnica complementaria para disminuir el riesgo sísmico y debe ser complementado con planes de contingencia y la instalación de estaciones sísmicas de estas zonas, con el fin de alertar a la población de manera oportuna y eficaz sobre la sismicidad del país.

III. 5.- Peligro sísmico

La ocurrencia de un sismo causa excitaciones del terreno que pueden provocar daños en inmuebles e infraestructura de poblaciones completas. En la actualidad se pueden realizar estudios para disminuir los riesgos producidos por estos, es decir tener un plan de contingencia obtenido por medio de la caracterización y análisis de zonas sísmicamente activas.

El peligro sísmico se basa en la probabilidad de que se produzca un sismo en una determinada zona en un periodo de tiempo dado, este concepto no debe confundirse con el riesgo sísmico que se refiere a los daños potenciales provocados a estructuras por sismos. El riesgo depende de la cantidad y tipo de asentamientos humanos del lugar. El tipo de construcción hace que el riesgo varíe, por ejemplo, buenas técnicas de construcción basados en parámetros sísmicos de la zona hacen que el riesgo disminuya.

El principal objetivo de un estudio de peligro sísmico es el de caracterizar, de la manera más precisa posible, los niveles de movimiento del terreno que deberá soportar una determinada estructura. Se busca que el nivel de demanda sísmica se encuentre asociado a un nivel de desempeño de la estructura determinado previamente, de manera que se puedan controlar los daños que ocasionaría el evento sísmico (Quinde & Reinoso, 2016).

Para conocer el peligro sísmico se requiere de un procedimiento complejo, el cual implica contar con información como: tipo de geología, geología estructural, tectónica, sismicidad local y regional de la zona en la que se pretende estudiar el peligro sísmico.

En México se tiene que recurrir a procedimientos probabilísticos debido a que no se cuenta con un catálogo sísmico que cubra periodos suficientemente largos para determinar directamente los periodos de recurrencia característicos de las diferentes zonas sismogénicas. Se tiene para la República Mexicana, un conocimiento de la sismicidad a partir del siglo pasado. Sin embargo, con respecto al S. XIX sólo se conoce de manera general la ocurrencia de eventos de magnitudes 7 en adelante. Para siglos anteriores, la incertidumbre en cuanto número de sismos, su epicentro y profundidad es aún mayor. De ellos solo se tienen referencias históricas, particularmente a partir del S. XVI (Gutiérrez, Guía básica para la elaboración de Atlas Estatales y municipales de Peligros y Riesgos, 2006).

Para la estimación del peligro sísmico se requiere de un análisis de sismicidad local, lo que implica dividir en diferentes secciones al territorio nacional con el fin de analizar a detalle cada región, para poder determinar los efectos producidos en términos de la intensidad sísmica instrumental.

El peligro sísmico se describe mediante indicadores cuantitativos de la probabilidad de ocurrencia en movimientos de distintas intensidades durante lapsos dados (Universidad Nacional Autónoma de México, 2003). Para su cálculo se requiere de la tasa de excedencia $\lambda(M)$, siendo el inverso del periodo de retorno, se define como el número medio de veces, por unidad de tiempo, que ocurre un sismo con magnitud mayor a M (Gutiérrez, Guía básica para la elaboración de Atlas Estatales y municipales de Peligros y Riesgos, 2006).

La tasa de excedencia de magnitud está dada por la ecuación 14:

$$\lambda(M) = \lambda_0 \frac{e^{-\beta M} - e^{-\beta M_{\max}}}{e^{-\beta M_{\min}} - e^{-\beta M_{\max}}} \quad (\text{Ec. 16})$$

Donde:

λ_0 = Tasa de excedencia de la magnitud M_{\min} .

β = Parámetro equivalente al “valor- b” de las relaciones Gutenberg – Richter, pero dado en términos del logaritmo natural.

Hay dos formas mediante las cuales se pueden ilustrar el análisis de la probabilidad ante una amenaza sísmica, la primera es a través del análisis de curvas de peligro, espectros de peligro

uniforme y mapas de amenaza sísmica, donde se muestren los valores como aceleraciones máximas probables en diferentes tiempos de retorno. Estos recursos proporcionan un espectro de diseño en un código de construcción. Uno de los recursos de análisis de peligro sísmico más común es el manual de diseño de obras civiles de la Comisión Federal de Electricidad que contiene una macro regionalización de la república mexicana como se muestran en la figura 3.5.1, comprendida por cuatro zonas con diferentes riesgos sísmicos cada una.

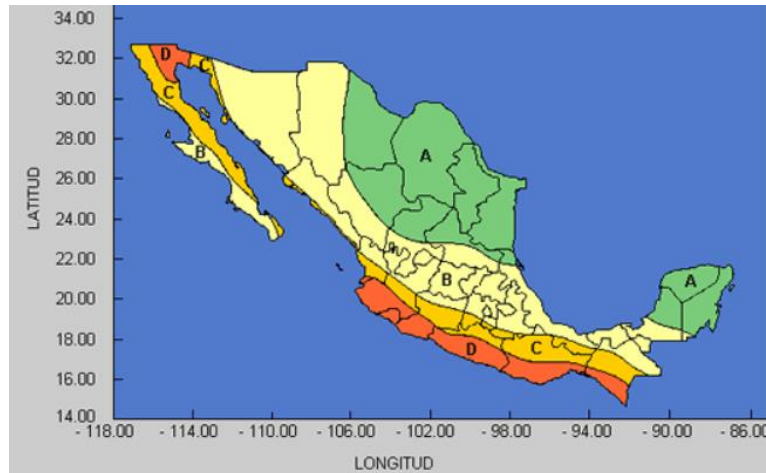


Figura 3.5.1: Regionalización sísmica de la república mexicana (Comisión Federal de Electricidad, 1993).

Donde:

- Zona A: Zona asísmica, es decir no se tienen registros de eventos sísmicos, presenta una estabilidad en la corteza.
- Zonas B y C: Zonas peni sísmicas, hay un riesgo medio a sufrir un evento sísmico, las aceleraciones del suelo no superan el 70% de la aceleración de la gravedad.
- Zona D: Zona sísmica, son sitios donde se han presentado sismos destructivos, la ocurrencia de un sismo en esta zona es muy frecuente y las aceleraciones del suelo pueden sobrepasar el 70% de la aceleración de la gravedad.

La segunda forma de obtener un análisis de probabilidad es mediante el uso del software Crisis 2007 desarrollado por el instituto de Ingeniería de la UNAM por M. Ordaz, A. Aguilar y J. Arboleda. En este software se puede realizar el cálculo de amenaza sísmica que permite definir un modelo

de amenaza probabilística, en el cual se debe ingresar un archivo con las leyes de atenuación a considerar en cada uno de los cálculos.

Este archivo contiene los valores del parámetro de estudio (aceleración o intensidad) en función de magnitudes sísmicas y distancias incrementadas logarítmicamente. Es necesario indicar el periodo estructural al cual corresponden los valores tabulados, la desviación estándar de dichos valores, el tiempo de distancia contemplado para el cálculo (distancia hipo central) y los límites máximo y mínimo del parámetro de estudio.

Una vez analizado el peligro sísmico mediante uno de los indicadores cuantitativos de la probabilidad de ocurrencia, se debe incluir además de la información acerca de las fuentes sísmicas y patrones de atenuación asociados, efectos de la geología local. Por lo tanto, se recomienda la elaboración de una microzonificación sísmica en la que se incluyan modelos de atenuación construidos a partir de información micro sísmica y se definan las zonas de peligro a modo de presentarlas en mapas para planificar el uso de suelo.

El estado de Puebla presenta actividad sísmica activa por su ubicación geográfica, a lo largo de su territorio se encuentran franjas de alta actividad sísmica por la interacción de las placas tectónicas y el cinturón volcánico transversal. Las placas interactúan en diferentes direcciones produciendo deslizamiento y tensiones en distintas zonas de contacto, liberando energía en forma de vibraciones. Las zonas cercanas a las fallas reportan una mayor actividad sísmica local y los volcanes activos del cinturón volcánico transversal entre sus manifestaciones, presentan actividad sísmica, para ambos casos los sismos son de baja magnitud y profundidad somera.

Los sismos provocan daños irreversibles, por la destrucción de edificios, impacto en la economía y estilo de vida de los habitantes, pero también se genera conocimiento de la actividad sísmica, evaluación del peligro y riesgo sísmico, constituyendo una fuente de información vital para la prevención de desastres. De esta manera se generan líneas de investigación para la elaboración de planes de contingencia en zonas donde el riesgo sísmico es mayor, mediante la complementación de atlas de riesgos y planes de contingencia para la evacuación oportuna de zonas sísmicas y acciones a realizar al impactar un sismo. Mediante el riesgo sísmico, se da a conocer las regiones más susceptibles a sufrir desastres, de esta manera se toman acciones

preventivas evitando consecuencias sociales y económicas. Las investigaciones más ambiciosas buscan predecir de manera efectiva las consecuencias por la deformación de la superficie, y mediante estas técnicas reducir el riesgo sísmico al que está expuesto una población.

CAPÍTULO IV.- REGIÓN MIXTECA

IV.1.- Región Mixteca

La mixteca poblana está ubicada al suroeste del Estado de Puebla. En la figura 4.1.1 se muestra su ubicación, está limitando al norte con las regiones de Angelópolis, valle de Serdán, valle de Atlixco y Matamoros, al este con la región de Tehuacán y Sierra Negra, al oeste con los estados de Morelos y Guerrero y al sur con los estados de Guerrero y Oaxaca, comprende un territorio de 8,849.56 km².

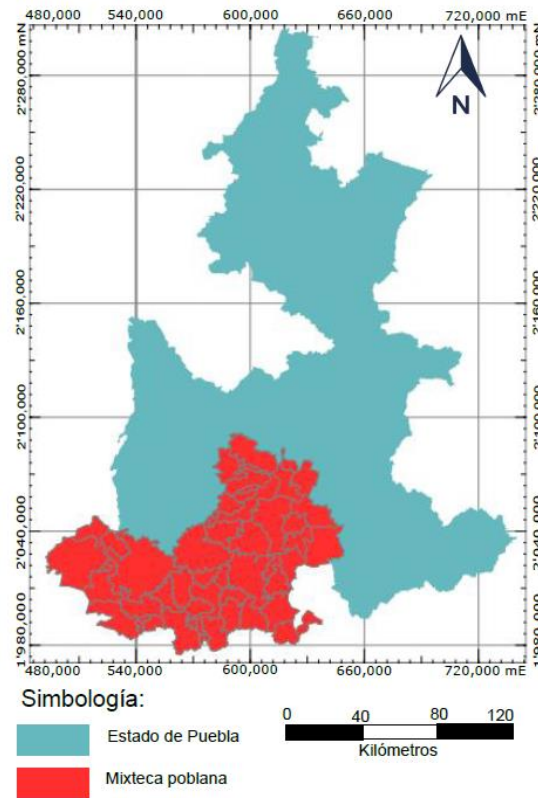


Figura 4.1.1: Región mixteca poblana al SW del estado de Puebla Datos: (Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad, 2008)

Los diferentes grupos sociales de la región son: mixtecos, popolacas y mestizos, dueños cada una de su propia cultura, historia y tradición son, además, todos habitantes de la extensa y mítica mixteca poblana, y comparten un territorio, una historia e identidad grupal (Martínez, 2005).

De acuerdo con estadísticas de INEGI en el año 2015, la región mixteca estaba conformada por 6'168,883 pobladores, distribuidos en 45 municipios y 858 localidades. Lo que significa que la región mixteca representa cerca de 4.17% de la población total del estado.

Esta región, ha sido catalogada como semidesértica, presenta una orografía muy accidentada, difícil para el uso agrícola, hecho agravado por la escasa profundidad de los suelos (Velázquez, 2009).

El crecimiento de esta región es bastante lento, con respecto a otras regiones del estado, se ha reportado que es una región con un alto índice de marginación debido a la baja escolaridad en la población. Las fuentes económicas de la mixteca son: la agricultura, ganadería, tala de árboles, la incipiente explotación minera y el intercambio de divisas.

Debido a que los terrenos de la mixteca son muy accidentados, las posibilidades de expandir los terrenos a la agricultura son mínimas, la mayoría de los terrenos se han destinado al pastoreo de ganado, principalmente de ganado vacuno y caprino.

La explotación minera se da principalmente en el municipio de Tepexi de Rodríguez, donde se extraen mármol, cantera y otros minerales fosilizados, los cuales son muy codiciados para la decoración de casas y centros comerciales, la belleza de la roca de mármol y el aporte a la paleontología por la excelente conservación de fósiles han hecho que se reconozca al municipio de Tepexi como uno de los más importantes a nivel estatal, nacional e internacional.

La región mixteca presenta una gran variedad litológica y prolongada evolución tectónica, sobre esta región se extiende el Complejo Acatlán. Constituida por una secuencia litológica del Paleozoico, sobre la que descansan rocas sedimentarias y continentales del Mesozoico, el cual se encuentra afectado por rocas ígneas intrusivas (granodioritas) del Terciario, las cuales, están cubiertas discordantemente por rocas volcánicas del Cenozoico (Fuentes, 2008).

De acuerdo con (Ortega, 1974) el complejo Acatlán se subdivide en dos subgrupos Petlalcingo y Acateco. El subgrupo Petlalcingo está compuesto por: migmatita Magdalena; diques San Miguel, formación Chazumba, formación Cosoltepec y formación Tecomate. El subgrupo Acateco agrupa a la formación Xayacatlán, granitoides Esperanza y tronco de Totoltepec.

En la figura 4.1.3 se muestra un mapa de composición geológica de la región, en la cual se observa la predominancia de rocas metamórficas como granitoides, meta - sedimentos y meta - volcánicos del precámbrico al paleozoico, en rocas sedimentarias prevalece el conglomerado - poligénico - caliza, lutita - arenisca y caliza del mesozoico, rocas extrusivas como andesita del cenozoico, lahar del mioceno y rocas híbridas como vulcano - clástico - yeso del cenozoico.

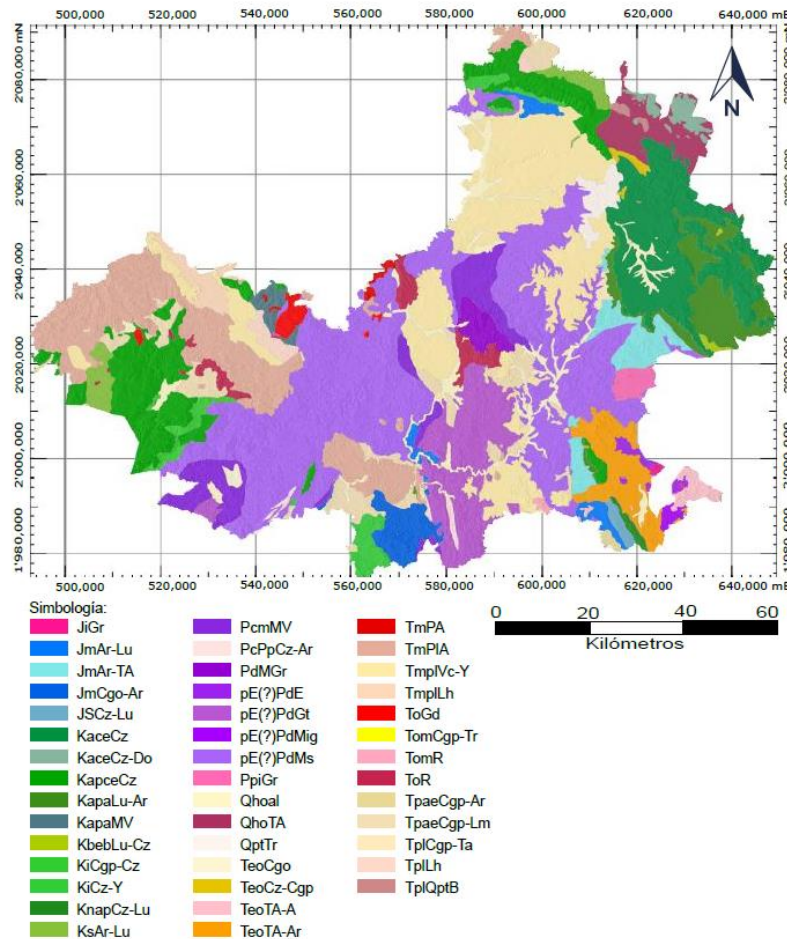


Figura 4.1.3: Mapa geológico de la región VI del estado de Puebla (Servicio Geológico Nacional, 2019)

La mixteca comprende la provincia de la sierra madre del sur que limita al norte con la provincia del eje Neovolcánico transversal, además de tener una geología estructural bastante accidentada por la presencia de diversas fallas normales y pliegues.

Las estructuras geológicas de mayor importancia, tanto por la información geológica como la generación de la actividad sísmica local, son:

Sinclinal Ixcaquixtla: se ubica en el municipio de Ixcaquixtla, tiene una orientación NW de 45° SE buzando hacia el NW, tiene una longitud aproximada de 25 km, involucra a las formaciones San Juan Raya y Miahuatepec (Fuentes, 2008).

Fallas Normales:

Cordón la cuesta: se localiza a 15 km al noreste de Tepexi de Rodríguez, tiene un rumbo NW 50° SE, con echado hacia el SW, con una longitud de 9 km, afecta a la formación Miahuatepec, cayendo el bloque suroeste con respecto al bloque NE (Fuentes, 2008).

Nopala: se localiza a 15 km al suroeste de Tepango, presenta un rumbo NW 25° SE, con echado al NE y una longitud de 6.5 km, el bloque de la formación Miahuatepec cae con respecto a la formación San Juan Raya (Fuentes, 2008).

Tepoxtitlán: se localiza a 4 km al suroeste de Tecolote, presenta una orientación de NW 30° SE, con echado hacia el NE y una extensión de 6 km.

Pila: ubicada a 15 km al sur de Ixcaquixtla con una orientación de NW 35° SE, echado hacia el SW y longitud aproximada de 20 km; pone en contacto a las formaciones Tecomazuchil, Zapotitlán y Miahuatepec (Fuentes, 2008).

Tianguistengo: ubicada al suroeste de Otlaltepec, tiene un rumbo NW 40° SE, con echado al SW y una longitud aproximadamente de 12 km; pone en contacto al complejo Acatlán con el tronco de Totoltepec (Fuentes, 2008).

Petlalcingo: ubicada a 8 km al sureste del municipio de Acatlán de Osorio, tiene una dirección NW 40° SE, con echado al NE y longitud aproximada de 12 km; afecta a las formaciones Tecomazúchil, Miahuatepec y Huajuapán (Fuentes, 2008).

Acatepec: localizada a 10 km al suroeste de San Salvador, tiene un rumbo NW 50° SE, con echado al NE y longitud aproximada de 7 km; pone en contacto al complejo Acatlán con la formación Tecomazúchil.

Actipan: localizada al suroeste de Zapotitlán Salinas, tiene una dirección de NW 15° SE, con echado al SW y una longitud aproximada de 7 km; afecta a rocas del complejo Acatlán y a la formación Huajuapán (Fuentes, 2008).

El mirador: ubicada en los límites de la falla Otlaltepec, tiene un rumbo general NW 65° SE, echado al NW y una longitud aproximada de 22 km; pone en contacto al complejo Acatlán con la formación Tecamazúchil, afectando también a las formaciones San Juan Raya y Miahuatepec (Fuentes, 2008).
Matanza: localizada a 20 Km al noreste de Acatlán de Osorio, tiene una orientación de E 80° W, con echado al N y una longitud aproximada de 11 km; pone en contacto al complejo Acatlán con la formación Tecamazúchil (Fuentes, 2008).

El mirador: localizada a 15 km al sur de Ixcaquixtla tiene orientación SW 65° NE y una longitud de 23 km.

Las fallas normales del área sur del estado de Puebla se originaron en el Neocomiano, por esfuerzos compresivos y distintivos, mientras que los plegamientos se originaron en el jurásico inferior debido a esfuerzos distintivos.

En la figura 4.1.4 se presenta el mapa de lineamientos y estructuras geológicas de la región mixteca, identificadas desde un Modelo Digital de Elevación.

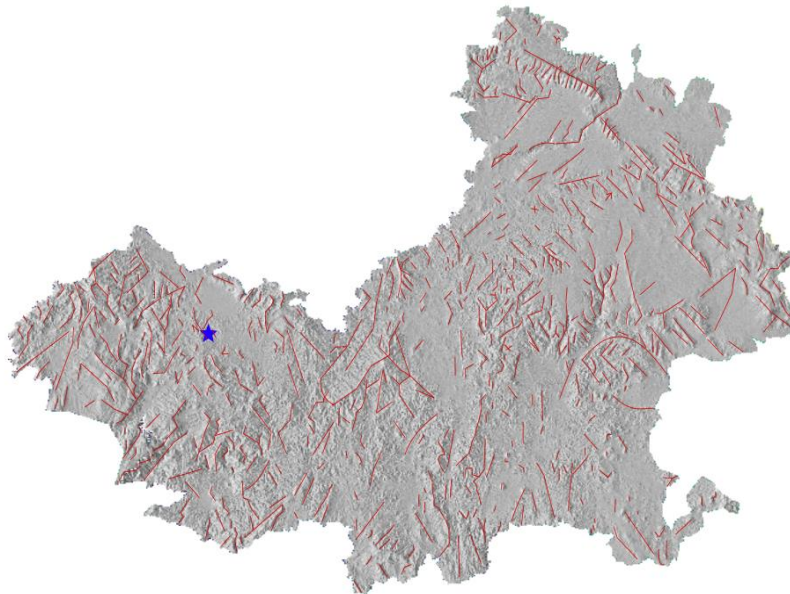


Figura 4.1.4: Mapa de estructuras geológicas y lineamientos vistos a través de elevación digital, la estrella en azul es el epicentro del sismo del 19 de septiembre de 2017. Modelo de elevación digital tomada del sitio USGS.

IV.2.- Sismicidad de la región mixteca

La figura 4.2.1 muestra el mapa de actividad sísmica de la mixteca poblana, donde se puede observar la distribución de epicentros de los sismos. Al norte del estado se concentran sismos de profundidad somera y de baja magnitud, ya que son provocados por la actividad volcánica,

mientras que al sur la sismicidad es provocada por la dinámica de las placas tectónicas, los sismos son de mayor magnitud y profundidad en comparación con los sismos de la zona norte. Al sur del estado se concentra una predominancia de sismos de profundidad intermedia (36 – 60 km) y profundos (60.1 a 156 km), las magnitudes mayores registradas están en los intervalos de M_w 6.5 – 7.1.

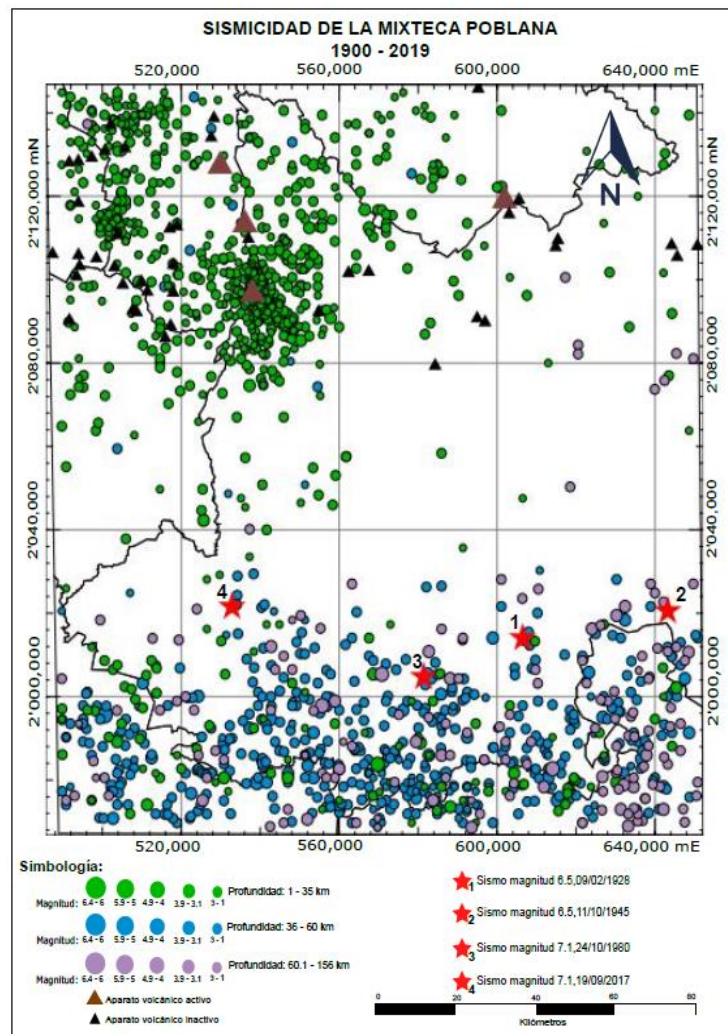


Figura 4.2.1: sismicidad del suroeste del estado de Puebla de 1900 – 2019. Elaboración propia con datos del (Servicio Sismológico Nacional, 2019).

Como se estableció en los objetivos, mediante la técnica InSAR se estimará la deformación que sufrió la superficie terrestre por el impacto de un evento sísmico en la región mixteca, así como establecer el área directa de deformación. La zona de estudio es el epicentro del sismo del 19 de

septiembre de 2017, donde a través de la base de datos de la NASA Alaska Satellite Facility, se obtuvieron imágenes SAR disponibles del área, para la construcción de los interferogramas.

IV.3.- Aplicación de la técnica de Interferogramas en la zona de estudio

Una vez identificada la zona de estudio en las plataformas digitales, como: ASF y/o Copernicus, con los parámetros de búsqueda indicados (fecha, ubicación, etc.), se procede a identificar aquellos que son de la misma dirección, zona de estudio, tipo de producto Single Look Complex (SLC) y modo de adquisición Interferometric Wide (IW).

A partir de esta búsqueda se escogieron imágenes con órbita descendente, ascendente y con doble polarización VV y VH. La resolución espacial de las imágenes SAR es de 20 x 5 m, mientras que la cobertura espacial es de 100 x 100 km y su periodo de visita de 12 días. En la tabla 4.3.1 se muestran las fechas de las imágenes SAR disponibles sobre el área de estudio. Se dividen en cuatro grupos, los cuales son de los años analizados, estos son 2016, 2017, 2018, 2019.

Imágenes disponibles (Año/ Mes / Dia)			
2016 12 03	2017 01 20	2018 01 03	2019 02 27
2016 12 27	2017 02 13	2018 01 27	2019 03 23
	2017 03 09	2018 02 05	2019 09 16
	2017 04 14	2018 02 17	2019 09 28
	2017 05 08	2018 09 12	2019 11 16
	2017 06 25	2018 09 24	2019 11 27
	2017 07 31		
	2017 08 12		
	2017 08 24		
	2017 09 05		
	2017 09 17		
	2017 09 29		
	2017 10 11		
	2017 10 23		
	2017 11 28		

Tabla 4.3.1 Imágenes SAR disponibles en la plataforma ASF.

Para la selección de interferogramas, se realizó un análisis en los parámetros de: coherencia, Línea Base Perpendicular (LBP) y Línea Base Temporal (LBT). Cuando la LBT es bastante grande la señal interferométrica se pierde.

IV.4.- Análisis e interpretación de los interferogramas

En este apartado se muestran los resultados obtenidos en la construcción de interferogramas en el periodo del 03/ 12/ 2016 al 28/ 11/ 2019, para analizar la deformación que sufrió la superficie por un evento sísmico, así como el comportamiento de la superficie antes y después del sismo y el área total que sufrió deformación.

De un total de 25 interferogramas realizados sobre la zona del sismo, se eligieron 15 que presentan mejor calidad visual y disponibilidad de información, de los cuales cinco interferogramas fueron analizados para la fase inter-sísmica y pre-sísmica del 03/12/2016 al 05/09/2017, dos para la fase co-sísmica del 05/09/2017 al 29/10/2017 y ocho para la fase post-sísmica del 29/09/2017 al 28/09/2019.

Para elegir un par interferométrico, se debe tener una alta calidad visual en el interferograma, el cual la mayoría de las veces es afectada cuando la LBT es bastante grande, la señal interferométrica se distorsiona, mostrando patrones poco claros y erróneos.

El promedio de la LBT es de 20 días, en algunos casos el par interferométrico excederá del promedio de días, en donde la señal empezará a distorsionarse.

En la tabla 4.4.2 se presenta una relación con los datos de los pares interferométricos.

Fecha par interferométrico AAAA/ MM/DD	Días LBT	Orbita	Sentinel	Polarización	Fase del ciclo
2016 12 03 – 2016 12 27	24	Descendente	1-A	VV + VH	Inter-sísmica
2017 01 20 – 2017 02 13	24	Descendente	1-A	VV + VH	Inter-sísmica
2017 03 09 – 2017 04 14	36	Descendente	1-A	VV + VH	Inter-sísmica
2017 05 08 – 2017 06 25	48	Descendente	1-A	VV + VH	Inter-sísmica
2017 07 31 – 2017 08 12	12	Descendente	1-A	VV + VH	Inter-sísmica
2017 08 12 – 2017 08 24	12	Descendente	1-A	VV + VH	Inter-sísmica

2017 08 24 – 2017 09 05	12	Descendente	1-A	VV + VH	Pre-sísmico
2017 09 05 – 2017 09 29	24	Descendente	1-A	VV + VH	Co-sísmico
2017 09 17 – 2017 09 29	12	Descendente	1-A	VV + VH	Co-sísmico
2017 09 29 – 2017 10 23	24	Descendente	1-A	VV + VH	Post-sísmico
2017 10 23 – 2017 11 28	36	Descendente	1-A	VV + VH	Post-sísmico
2018 01 03 – 2018 01 27	24	Descendente	1-A	VV + VH	Post-sísmico
2018 02 05 – 2018 02 17	12	Descendente	1-A	VV+ VH	Post-sísmico
2018 09 12 – 2018 09 24	12	Descendente	1-A	VV + VH	Post-sísmico
2019 02 27 – 2019 03 23	24	Descendente	1-A	VV + VH	Post-sísmico
2019 09 16 – 2019 09 28	18	Descendente	1-A	VV + VH	Post-sísmico
2019 11 16 – 2019 11 27	11	Ascendente	1-B	VV	Post-sísmico

Tabla 4.4.1: Relación de pares interferométricos.

Los resultados se presentan clasificados en cada una de las fases que constituyen el ciclo sísmico, en cada fase se indica cuanto se deformó la superficie y el rango de fechas en la que se dio la deformación. Para la cuantificación total de la deformación fue necesario tomar interferogramas de cada una de las fases sin que se superpusieran las fechas, con el fin de evitar tomar una deformación de otra fecha.

Fase inter-sísmica y pre-sísmica:

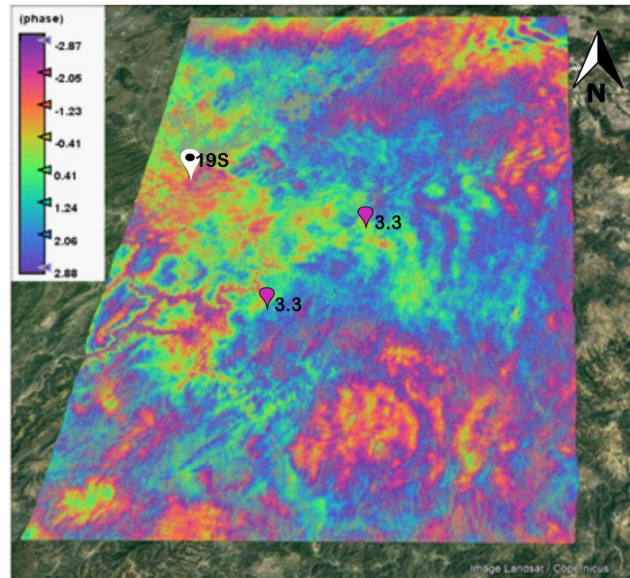


Figura 4.4.1: interferograma con fechas del 3 al 27 de diciembre de 2016.

La figura 4.4.1 muestra un interferograma del 3 al 27 de diciembre de 2016, con un rango de valores en la fase de $(-2.87, 2.88)$. La zona de interés está al noroeste del interferograma identificada con un pin con leyenda 19S, en la que el SSN (2017), reportó como epicentro del evento sísmico M_w 7.1. En el periodo de este interferograma se registraron dos sismos previos magnitud 3.3 los días 20/12/2016 y 26/12/2016 representados con pines rosas en la zona centro del interferograma, en este interferograma no se presentan franjas de colores que indican deformación en la superficie, por lo que se puede decir que las estructuras geológicas estaban en proceso de acumulación de energía y los sismos no lograron deformar la superficie.

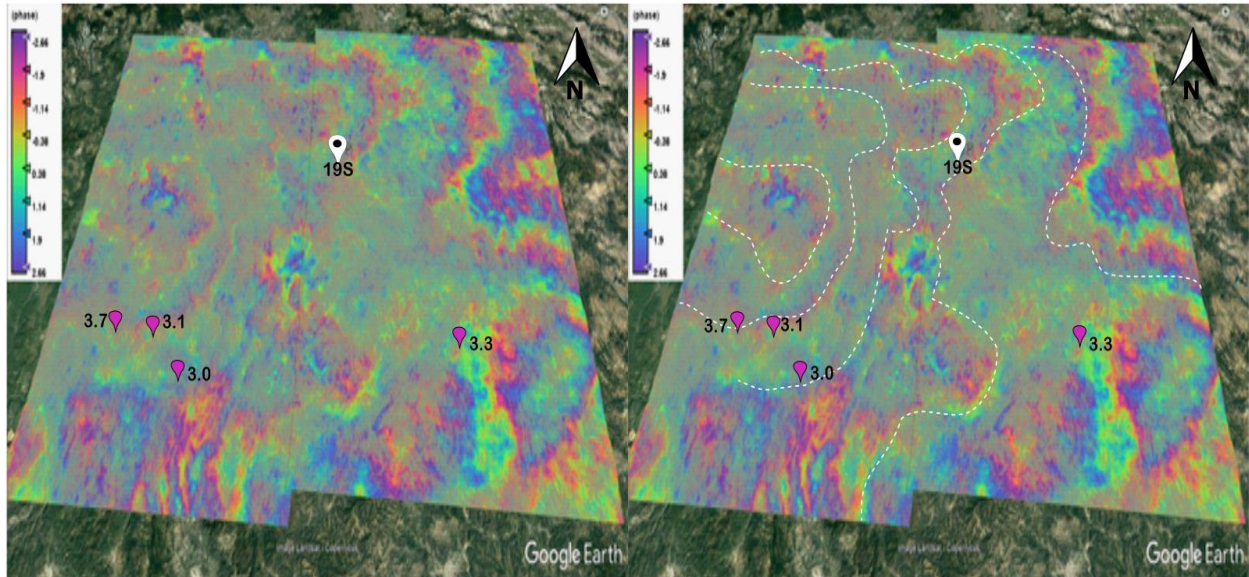


Figura 4.4.2: interferograma con fechas del 31 de julio al 12 agosto de 2017.

La figura 4.4.2 muestra un interferograma del 31 de julio al 12 agosto de 2017, con rangos de valor en la fase de $(-2.66, 2.66)$, como se mencionó en el capítulo dos, si el rango de valores va de negativo a positivo indican un proceso de subducción en sitios donde las franjas de colores (patrones de deformación) presentan un cambio de fase, es decir, van del color violeta al azul. Este interferograma es de 38 días previos al evento sísmico principal, se registraron cuatro sismos previos los días 02/08/2017 magnitud 3.3, 03/08/2017 magnitud 3.7, 05/08/2017 magnitud 3.0 y 05/08/2017 magnitud 3.1. En la zona central del interferograma se observan patrones de deformación rodeando al epicentro del evento sísmico, lo que indica que hubo desplazamientos en la superficie previo al evento sísmico, estos desplazamientos corresponden a la fase inter-sísmica. La formación de cada patrón representa una deformación de ~ 2.8 cm para el satélite Sentinel 1. En este interferograma se observa la presencia de 5 patrones y se resaltan con trayectorias punteadas en la figura derecha. La suma de estos representa una deformación superficial de ~ 14.0 cm.

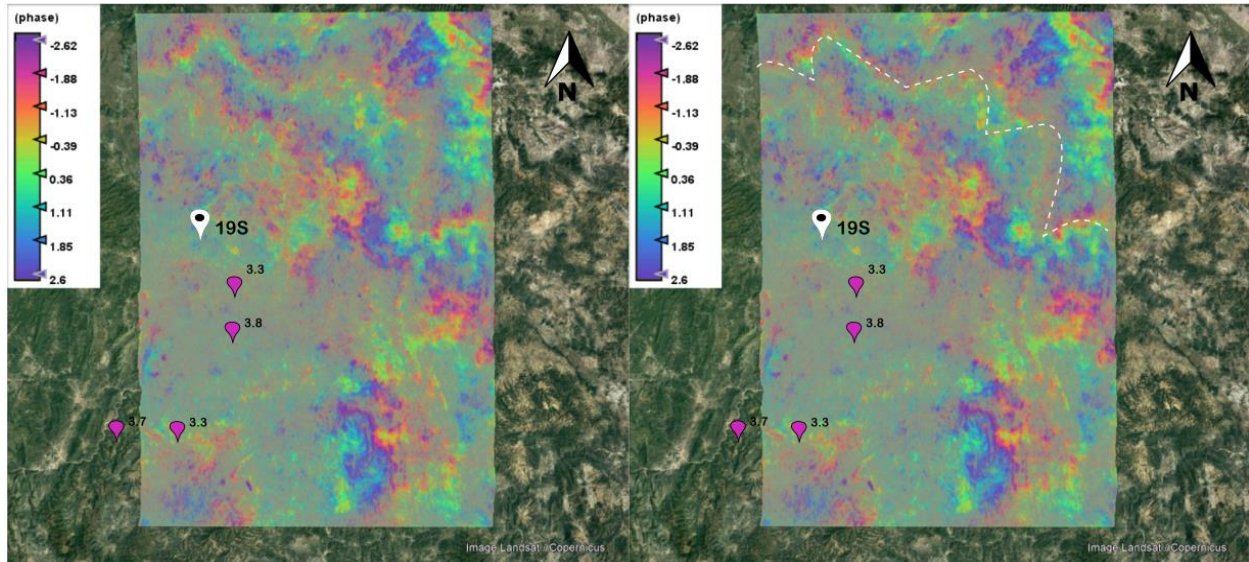


Figura 4.4.3: interferograma con fechas del 12 al 24 de agosto de 2017.

La figura 4.4.3 muestra un interferograma del 12 al 24 de agosto de 2017, con rangos de valor en la fase de $(-2.62, 2.6)$. En este interferograma se registraron cuatro sismos previos los días 16/08/2017 magnitud 3.3, 18/08/2017 magnitud 3.7, 18/08/2017 magnitud 3.8 y el 24/08/2017 magnitud 3.3. Se observa un patrón de deformación en la región norte del interferograma lo que indica que hubo desplazamientos en la superficie. La formación de este patrón representa una deformación de la superficie de ~ 2.8 cm.

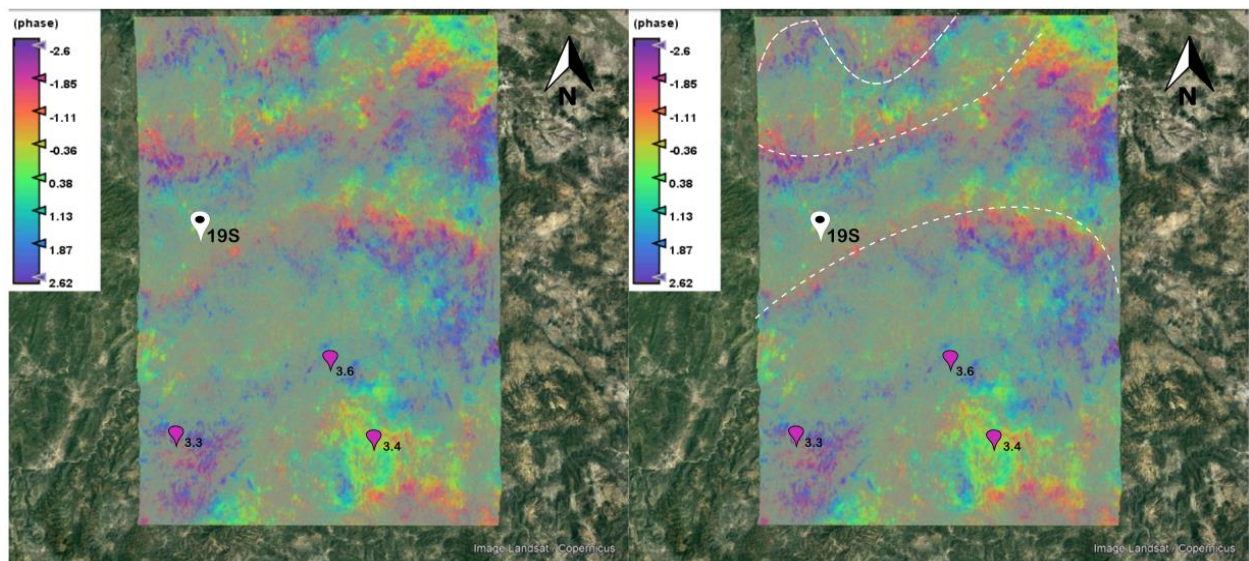


Figura 4.4.4: interferograma con fechas del 24 de agosto al 05 de septiembre de 2017.

La figura 4.4.4 muestra un interferograma del 24 de agosto al 05 de septiembre de 2017, con rangos de valor en fase de (-2.6, 2.62). En el periodo de este interferograma se registraron tres sismos previos los días 24/08/2017 magnitud 3.3, 01/09/2017 magnitud 3.4 y el 01/09/2017 magnitud 3.6 representados con pines rosas. Se observa la formación de tres patrones de deformación indican que la superficie sufrió un desplazamiento de ~ 8.4 cm, estos desplazamientos corresponden a la fase pre-sísmica por ser el interferograma previo al evento principal. Los valores de la fase indican que la deformación fue por un proceso de subducción.

Fase co-sísmica

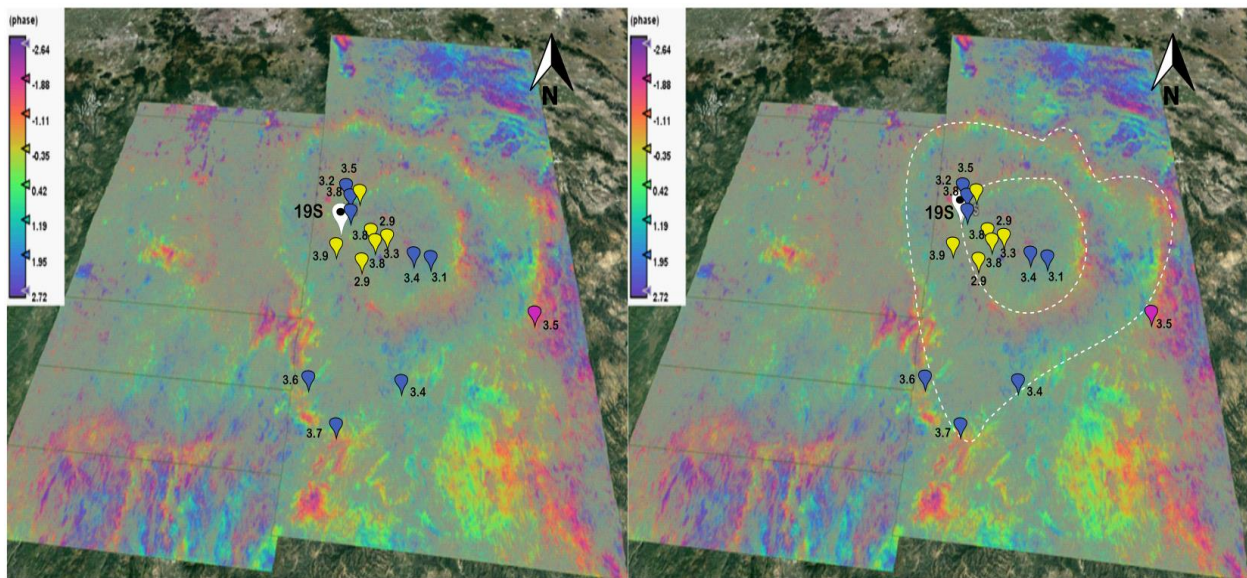


Figura 4.4.5: interferograma con fechas del 5 al 29 de septiembre de 2017.

La figura 4.4.5 muestra un interferograma del 5 al 29 de septiembre de 2017, con rangos de valor en la fase de (-2.64, 2.72). Este interferograma abarca la fecha en la que ocurrió el evento sísmico de mayor magnitud (M_w 7.1).

En el periodo de este interferograma se registraron un sismo previo al evento principal representado con un pin rosa, seis sismos réplicas del día 19/09/2017 representados con pines amarillos y ocho sismos réplicas de días posteriores al 19/09/2017 representados con pines azules, estos sismos se caracterizan por tener una profundidad superior a 40 km y son de un área aledaña a la del sismo M_w 7.1.

Se observa la formación de dos patrones de deformación extendiéndose a lo largo de dos interferogramas de las mismas características. Se muestran los patrones de deformación resaltados con trayectorias puntadas, estos indican que la superficie sufrió una deformación de ~5.6 cm y los valores de las fases indican que fue por un proceso de subducción.

Para caracterizar este sismo, el SSN analiza las formas de las ondas sísmicas generadas, mediante la elaboración de un mecanismo focal que proporciona información importante para sismólogos y geólogos estructurales, esta información revela el epicentro, profundidad de foco, magnitud, orientación del plano de falla y movimiento del sismo.

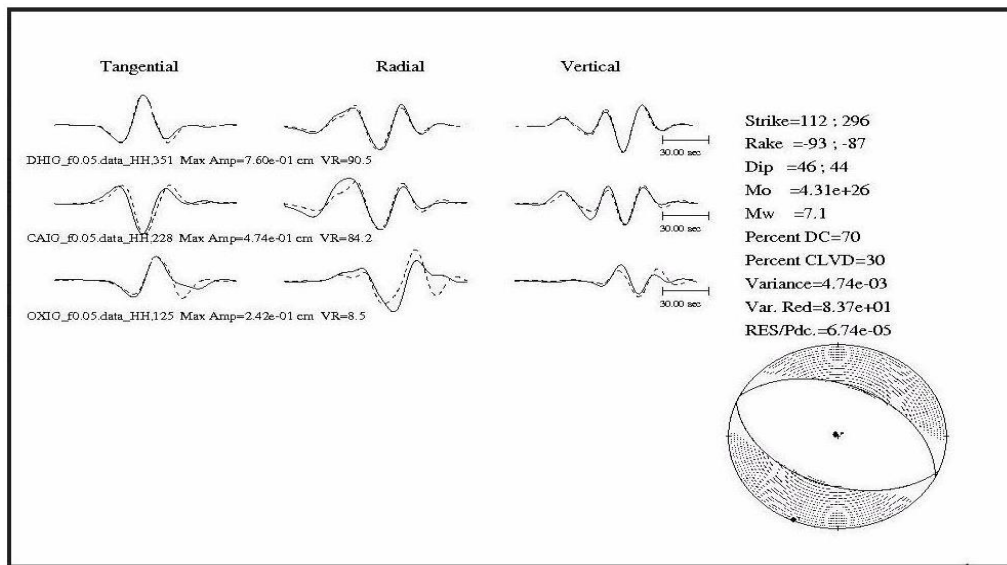


Figura 4.4.6: Mecanismo focal sismo 19 de septiembre de 2017 (Servicio sismológico Nacional (SSN), 2017).

El mecanismo focal del sismo del 19 de septiembre de 2017 muestra una falla de tipo normal (rumbo=112, echado=46, desplazamiento=-93) como se observa en la figura 4.4.6, la cual es característica de un sismo intraplaca. En esta región la placa de cocos subduce por debajo de la placa de Norteamérica (Servicio sismológico Nacional (SSN), 2017).

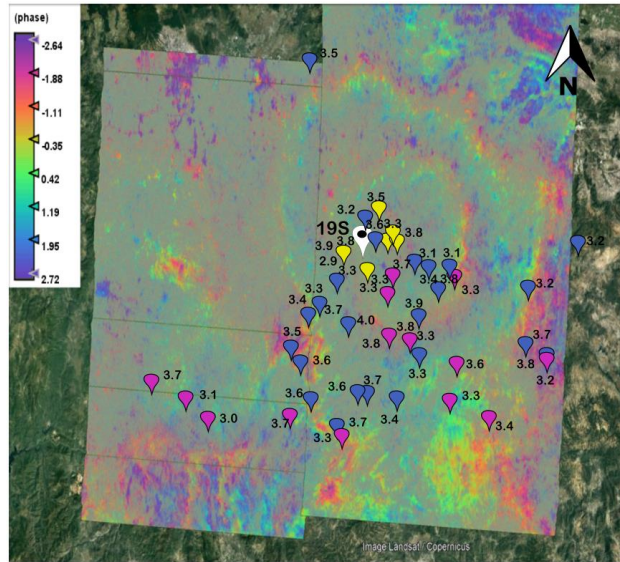


Figura 4.4.7: interferograma con fechas del 5 al 29 de septiembre de 2017.

La figura 4.4.7 muestra el interferograma del 5 al 29 de septiembre de 2017, sobre este se sobrepone los epicentros de los sismos previos y réplicas del evento principal.

Los pines rosas representan sismos previos, la leyenda sobre cada pin representa la magnitud del sismo. El estudio del evento sísmico inició con los sismos previos que son aquellos que se caracterizan por tener una magnitud más pequeña, están en la misma área que el evento principal, tienen una profundidad similar a la del sismo principal y preceden en minutos, días y/o años. Este estudio inició desde el año 2000 al 2015 con sismos de $M_w \geq 5$, de acuerdo con estos parámetros se identificaron dos sismos, el primero en el año 2000 de M_w 6.0 y el segundo en el año 2009 de M_w 5.7. A partir del año 2016 se estudió la actividad sísmica de cualquier magnitud y de profundidad superior a 40 km.

El día 19 de septiembre la sismicidad incrementó, reiniciando con un evento M_w 7.1 a las 13:14 horas. Ese mismo día se registraron seis réplicas hasta las 18:00 horas, cerca del evento principal representados con pines amarillos. Las réplicas registradas días posteriores al 19 de septiembre están representadas con pines azules, las cuales suman 24 sismos réplicas, caracterizándose por ser de magnitud menor al sismo principal y de profundidad mayor a 40 km, correspondientes a sismos intraplaca, finalizando con el sismo del día 21 de enero de 2018 de magnitud 4.0.

Se observa en la figura 4.4.7 que el sismo principal M_w 7.1, los sismos réplicas del mismo día, algunos sismos réplicas de días posteriores al 19 de septiembre y sismos previos tienen epicentro dentro del primer círculo concéntrico, para este caso se le denominará área de ruptura, por ser la zona en la que ocurrió el rompimiento de la litósfera. El segundo círculo que se sitúa circundando al área de ruptura se denominará zona de deformación.

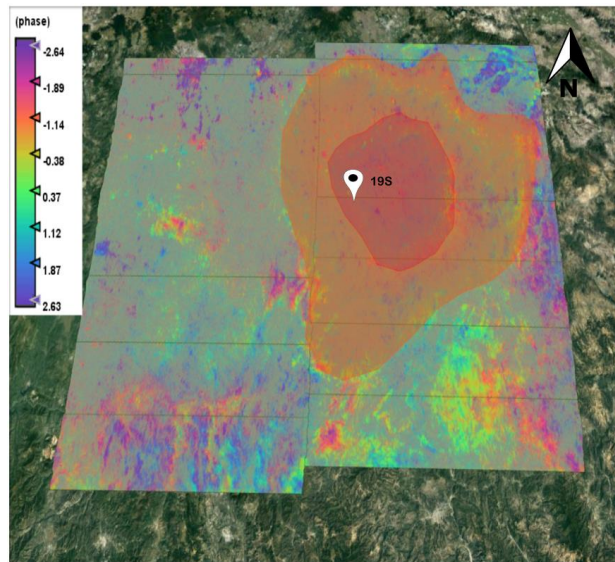


Figura 4.4.8: interferograma con fechas del 5 al 29 de septiembre de 2017.

La figura 4.4.8 muestra la delimitación de la zona de ruptura y de deformación. El área roja (círculo interno) delimita la zona de ruptura, tiene una extensión de 1763.78 Km^2 , en esta área el SSN reportó el evento principal de M_w 7.1. El área naranja (círculo externo) representa la zona de deformación, que comprende un área de 7127.65 Km^2 , esta área representa la superficie que sufrió deformación de manera directa, contiene a la zona de ruptura y se extienden a lo largo de la región mixteca y valle de Atlixco y Matamoros.

Fase post-sísmica

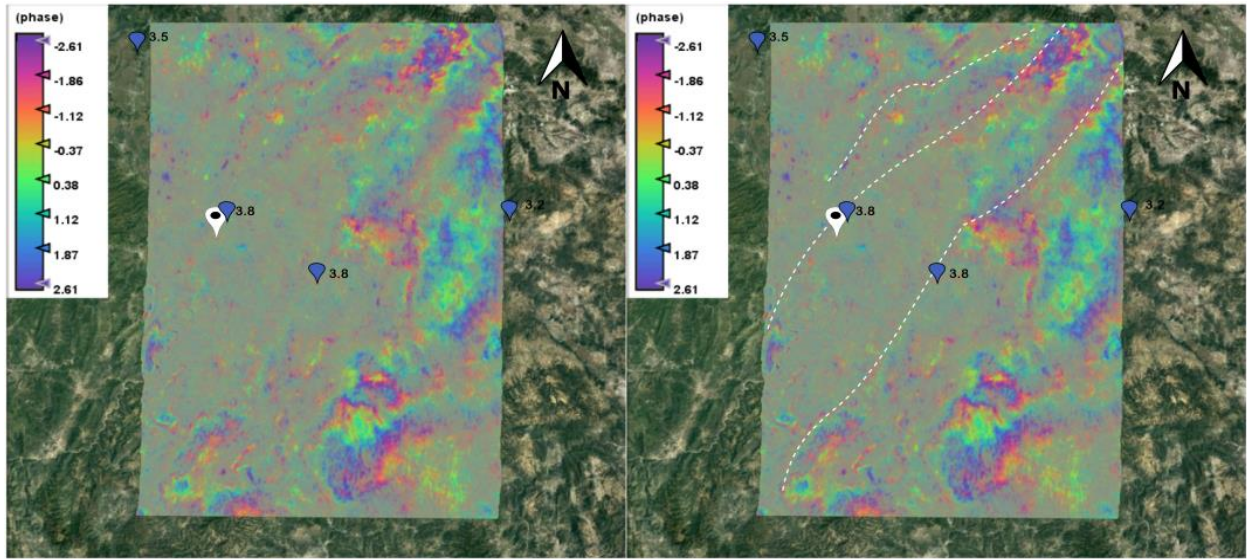


Figura 4.4.9: interferograma con fechas del 29 de septiembre al 23 de octubre del 2017.

La figura 4.4.9 muestra un interferograma del 29 de septiembre al 23 de octubre de 2017, con rangos de valor de fase de $(-2.61, 2.61)$, donde se observan tres patrones de deformación, que se extienden de NE - SW, atraviesan el interferograma de un extremo a otro, se cuantifica una deformación de ~ 8.4 cm, en este interferograma se registraron cuatro sismos réplica los días 29/09/2017 magnitud 3.8, 16/10/2017 magnitud 3.5, 21/10/2017 magnitud 3.2, 21/10/2017 magnitud 3.2. En el interferograma derecho se remarcan estos patrones con trayectorias punteadas. Los valores de las fases indican que el proceso de deformación está en relación con un proceso de subducción.

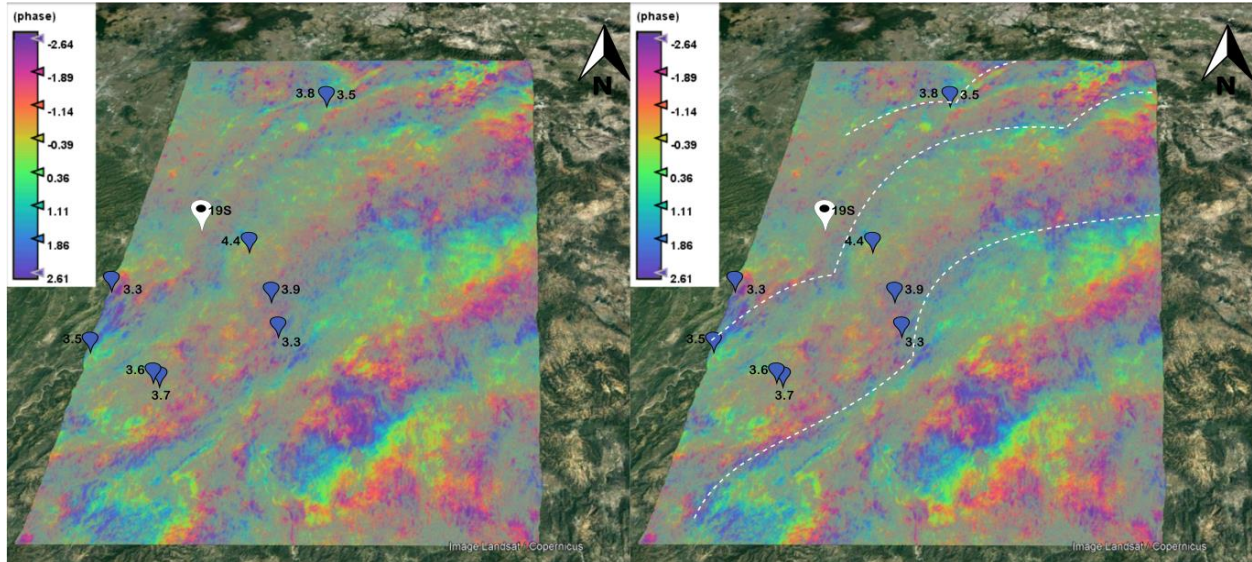


Figura 4.4.10: interferograma con fechas del 23 octubre al 28 de noviembre de 2017.

La figura 4.4.10 muestra un interferograma del 23 de octubre al 28 de noviembre de 2017, con rangos de valor de fase de $(-2.64, 2.61)$, se observan tres patrones de deformación en dirección NE- SW, hacia el área de ruptura del sismo M_w 7.1, este periodo abarca nueve sismos réplicas de los días 24/10/2017 magnitud 3.5, 24/10/2017 magnitud 3.8, 27/10/2017 magnitud 3.7, 01/11/2017 magnitud 4.4, 04/11/2017 magnitud 3.5, 18/11/2017 magnitud 3.3, 22/11/2017 magnitud 3.3, 23/11/2017 magnitud 3.9 y 25/11/2017 magnitud 3.6. En el interferograma derecho se resaltan los patrones de deformación con trayectorias punteadas, estos indican que la superficie se deformó ~ 8.4 cm por un proceso de subducción.

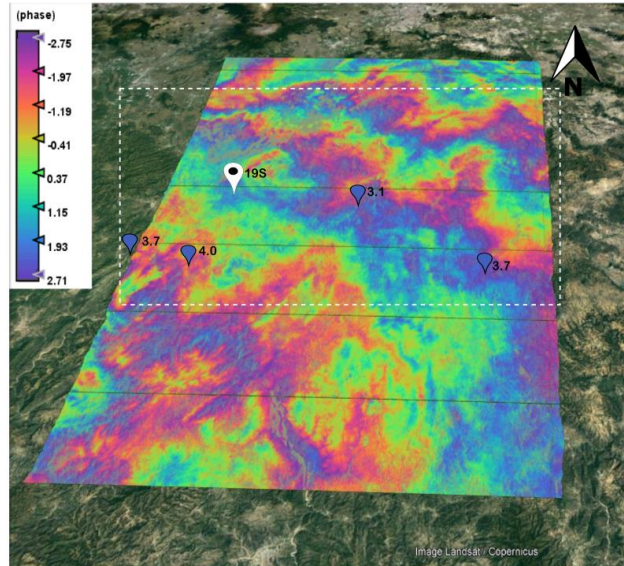


Figura 4.4.11: interferograma con fechas del 22 de diciembre del 2017 al 27 de enero de 2018.

La figura 4.4.11 muestra un interferograma del 22 de diciembre de 2017 al 27 de enero de 2018, con rangos de valor de fase de $(-2.75, 2.71)$, donde se observan dos franjas con dirección NW- SE sobre el área enmarcada, los cuales pueden ser ocasionados por movimientos suaves de la superficie o un cambio en la línea de visión del satélite.

En el intervalo de fechas de este interferograma se consideran cuatro sismos réplicas de los días 28/12/2017 de magnitud 3.7, 01/01/2018 de magnitud 3.7, 21/01/2018 de magnitud 4.0 y 26/01/2018 de magnitud 3.1, ubicados en la parte central del interferograma. Estos sismos no lograron deformar la superficie ya que no se registraron patrones de deformación sobre el interferograma.

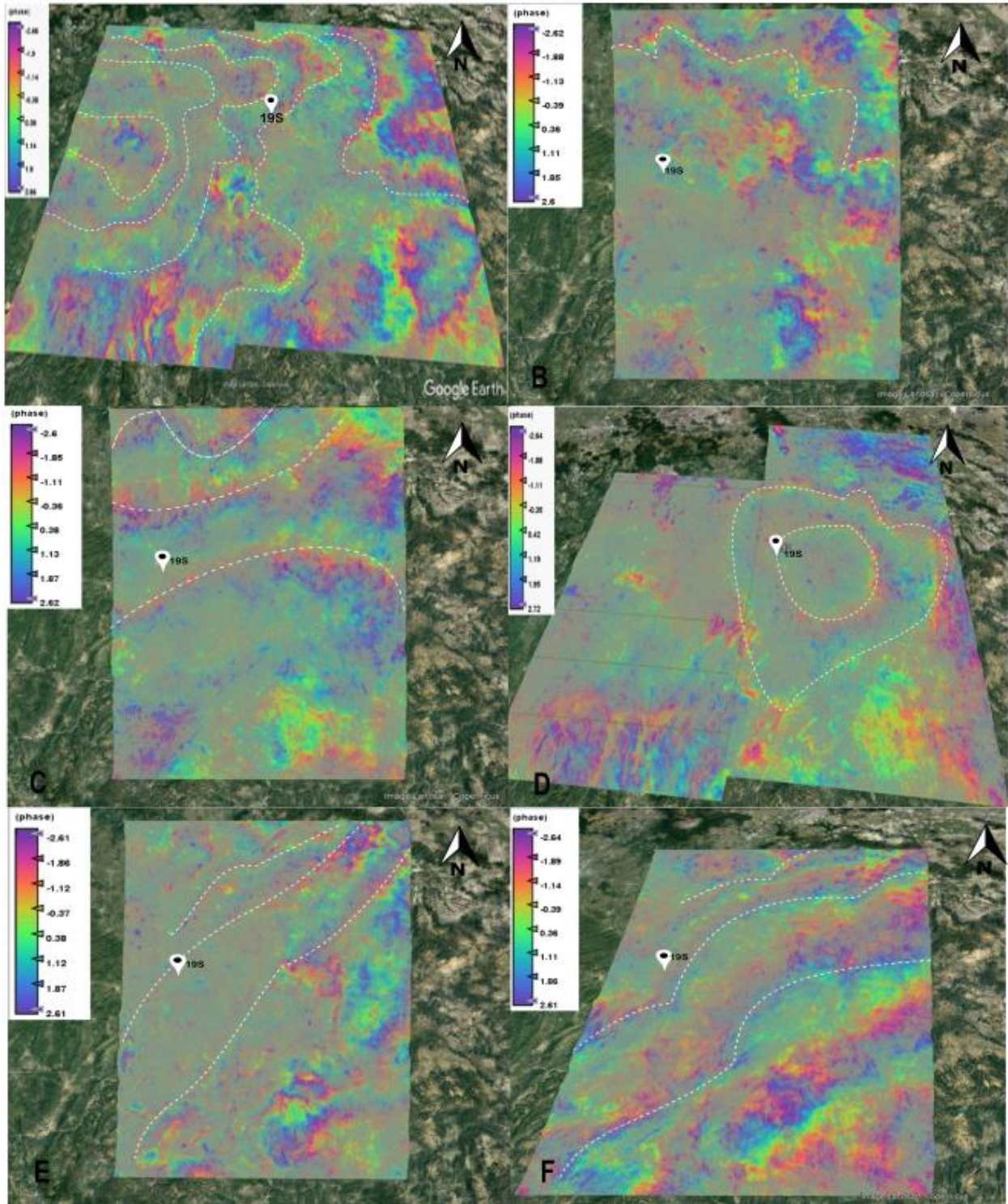
Discusión de los resultados:

De acuerdo con lo observado en los interferogramas, la superficie no presentó deformación en el periodo del 3 de diciembre al 27 de diciembre de 2016, fue hasta el periodo del 20 de enero al 13 de febrero de 2017 que se empezaron a registrar suaves desplazamientos sobre la superficie, que por su mínima deformación resultó difícil cuantificarlo.

En los interferogramas del 31 de julio – 12 de agosto de 2017, 12 de agosto – 24 de agosto de 2017, 24 de agosto – 5 de septiembre de 2017, 05 - 29 de septiembre de 2017, 29 de septiembre

– 23 de octubre de 2017 y 23 de octubre - 28 de noviembre de 2017 se obtuvo información sobre el desplazamiento que sufrió la superficie por el impacto de un sismo en esas fechas. En algunos interferogramas las fechas se sobreponían con otros, es por ello que se eligieron solo aquellos que no se sobrepusieran para poder tener una correcta estimación de la superficie deformada.

Los interferogramas elegidos para cuantificar la deformación de la superficie son los de las figuras 4.4.2, 4.4.3, 4.4.4, 4.4.5, 4.4.9 y 4.4.10, como se representa a continuación.



A) interferograma del 31 de julio al 12 de agosto de 2017. B) interferograma del 12 al 24 de agosto de 2017. C) interferograma del 24 de agosto al 05 de septiembre de 2017. D) interferograma del 05 al 29 de septiembre de 2017. E) interferograma del 29 de septiembre al 23 de octubre de 2017. F) interferograma del 23 de octubre al 28 de noviembre de 2017.

Se recurrieron a interferogramas elaborados para las cuatro fases del ciclo sísmico para cuantificar la deformación superficial total, se obtuvo que en un periodo del 31 de julio al 28 de noviembre de 2017 la superficie tuvo una deformación variable en cada una de las fases del ciclo sísmico. La actividad sísmica del área disminuyó notoriamente con un sismo de magnitud 4.0 el día 21/ 01 / 2018, pero los interferogramas posteriores al 28 de noviembre de 2017 reportaron desplazamientos mínimos, no se observó la formación de patrones bien definidos por lo que la deformación posterior a esta fecha fue difícil de cuantificar.

En la fase inter-sísmica en el interferograma de la figura 4.4.2 se observa que la superficie sufrió deformación de ~ 14.0 cm por la formación de cinco patrones, mientras que en el interferograma de la figura 4.4.3 registró una deformación de ~ 2.8 cm, obteniendo una deformación acumulada de ~ 16.8 cm. La fase pre-sísmica registró una deformación de ~ 8.4 cm observable en el interferograma de la figura 4.4.4 por la formación de tres patrones de deformación. En la fase co-sísmica se registró una deformación de ~ 5.6 cm, observable en el interferograma de la figura 4.4.7, donde se identificaron dos patrones de deformación. En la fase post-sísmica en el interferograma de la figura 4.4.9 se observa que la superficie sufrió deformación en una orientación NE – SW de ~ 8.4 cm, mientras que en el interferograma de la figura 4.4.10 registró una deformación de ~ 8.4 cm. Para la fase post-sísmica se registró una deformación acumulada de ~ 16.8 cm.

La deformación superficial de las cuatro fases del ciclo sísmico, están representadas mediante el gráfico que se presenta en la figura 4.4.12, se observa que la mayor deformación se alcanzó en el periodo del 31 de julio de 2017 al 28 de noviembre de 2017.

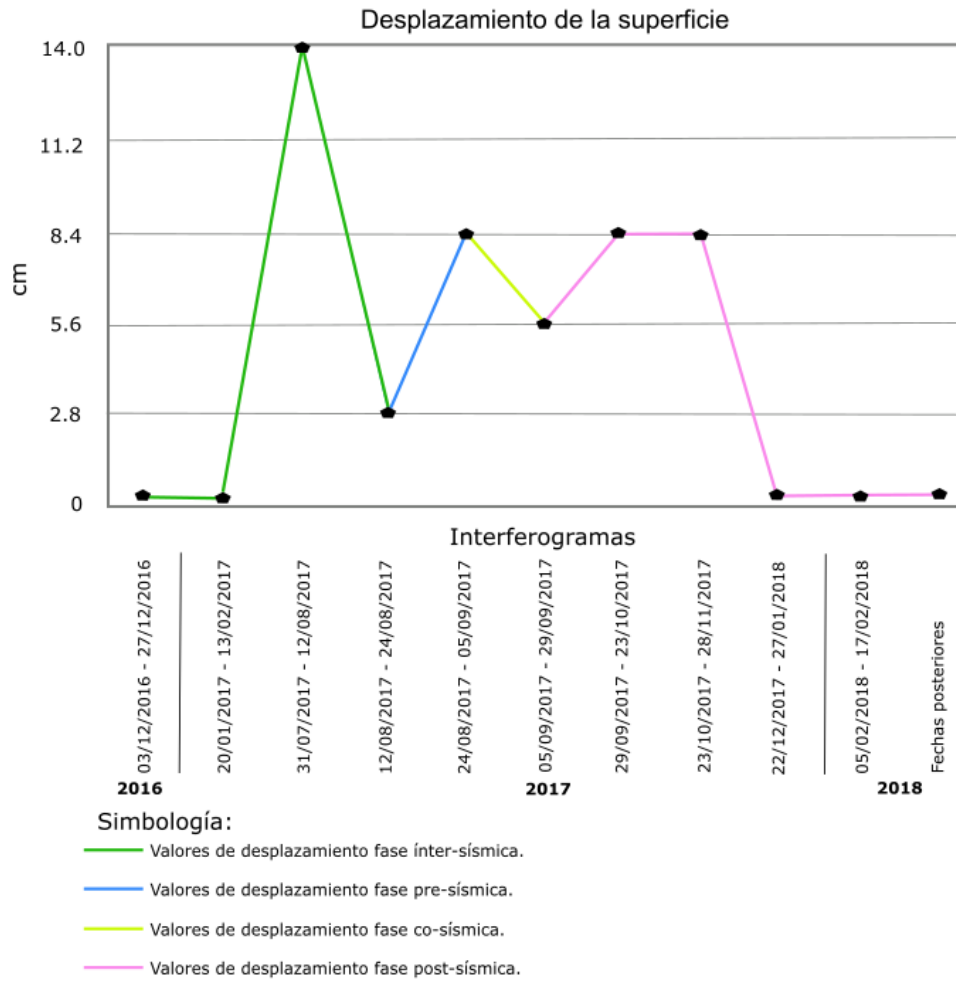


Figura 4.4.12: Valores de desplazamiento de la superficie por un evento sísmico.

A través de la construcción de los interferogramas fue posible identificar la variación de la deformación de la superficie en cada fase sísmica. El primer interferograma en el que se identificó una deformación fue el del 31/07/ 2017 – 12/08/2017, con una deformación de ~14.0 cm, a partir de este interferograma la deformación fue variable, del 12/08/2017 - 24/08/2017 se identificó una deformación de ~2.8 cm, del 05/09/2017 – 29/09/2017 de ~5.6 cm y el los interferogramas del 29/09/2017 – 28/11/2017 se identificó una deformación constante de ~8.4 cm, los interferogramas posteriores a esta fecha reportaron deslizamientos mínimos difíciles de cuantificar.

Al observar el interferograma de la figura 4.4.7, se observa que tanto los sismos precursoros como réplicas se sitúan en su mayoría dentro de la zona de ruptura, estableciendo que esta zona coincide con la ubicación identificada por el SSN.

La zona de deformación que se establece en el interferograma de la figura 4.4.5, abarca 24 municipios del estado de Puebla que presentaron los mayores daños en su infraestructura por su cercanía con el epicentro del sismo. Estos municipios se muestran en la figura 4.4.13.

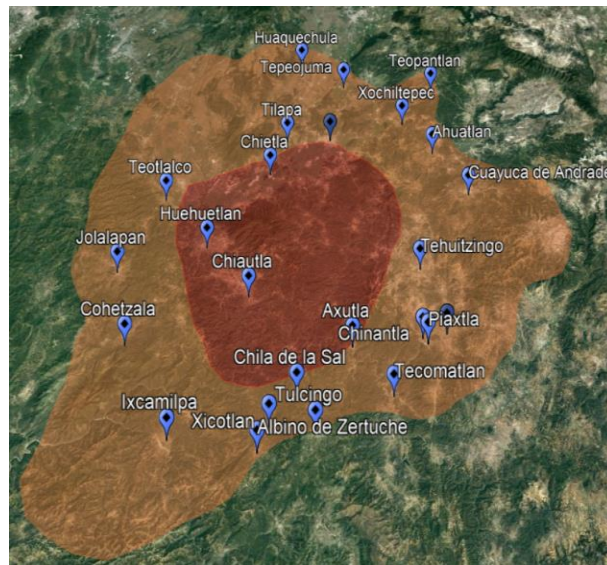


Figura 4.4.13: Municipios de la región de la mixteca y valle de Atlixco y matamoros que están dentro de la zona de deformación.

Una vez analizada la deformación de la superficie por el impacto de una serie de eventos sísmicos, es necesario hacer un estudio del área que resultó afectada por la pérdida de viviendas y daños a la infraestructura. A través del análisis de peligro y riesgo sísmico se identificaron las zonas más vulnerables y que mayores daños registraron.

IV.5.- Análisis de los daños por el evento sísmico

Al suroeste del estado de Puebla se identificó un área de deformación de 7127.65 Km² alrededor del epicentro de un sismo M_w 7.1, en esta área resultaron afectados 24 municipios de la región mixteca y valle de Atlixco y Matamoros. Con un total de 14,895 casas, que representa un 52.55% del total de viviendas reportadas en el estado de Puebla. En la tabla 4.5.1 se presenta una relación de los municipios afectados dentro del área de deformación, el número de viviendas totales, el total de casas que registraron daños tras el impacto del sismo y el porcentaje de viviendas que representa.

Municipio	Inmuebles habitados	Inmuebles dañados	Porcentaje de inmuebles dañados (%)	Zona
Ahuatlán	825	109	13.2	Deformación
Ahuetitla	426	110	25.8	Deformación
Albino Zartuche	468	71	15.2	Deformación
Axutla	269	23	8.6	Ruptura
Chiautla de Tapia	5271	1979	37.5	Ruptura
Chietla	9283	2613	28.1	Ruptura
Chila de la sal	414	124	30.0	Deformación
Chinantla	521	216	41.5	Deformación
Cohetzala	387	313	80.9	Deformación
Cuayuca de Andrade	871	255	29.3	Deformación
Huaquechula	6068	1260	20.8	Deformación
Huehuetlán el Chico	2200	731	33.2	Ruptura
Ixcamilpa de Guerrero	940	466	49.6	Deformación
Izúcar de Matamoros	20010	3211	16.0	Deformación
Jolalpan	3277	981	29.9	Deformación
Piaxtla	1253	116	9.3	Deformación
Tecomatlán	1673	154	9.2	Deformación
Tehuizingo	2869	750	26.1	Deformación
Teotlalco	816	314	38.5	Deformación

Tepeojuma	2244	119	5.3	Deformación
Tilapa	2227	573	25.7	Deformación
Tulcingo	2433	164	6.7	Deformación
Xicotlán	291	115	39.5	Deformación
Xochiltepec	848	128	15.0	Deformación

Tabla 4.5.1: Relación de casas afectadas por el evento sísmico del 19 de septiembre de 2017 y porcentaje respecto al número total de casas de cada municipio (Comisión Estatal para la Reconstrucción, 2018), (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2017).

En la figura 4.5.1 se muestra un gráfico con el porcentaje de viviendas dañadas de los municipios reportados en la tabla 4.5.1, respecto al total de viviendas en cada uno de los municipios pertenecientes a la zona de deformación.

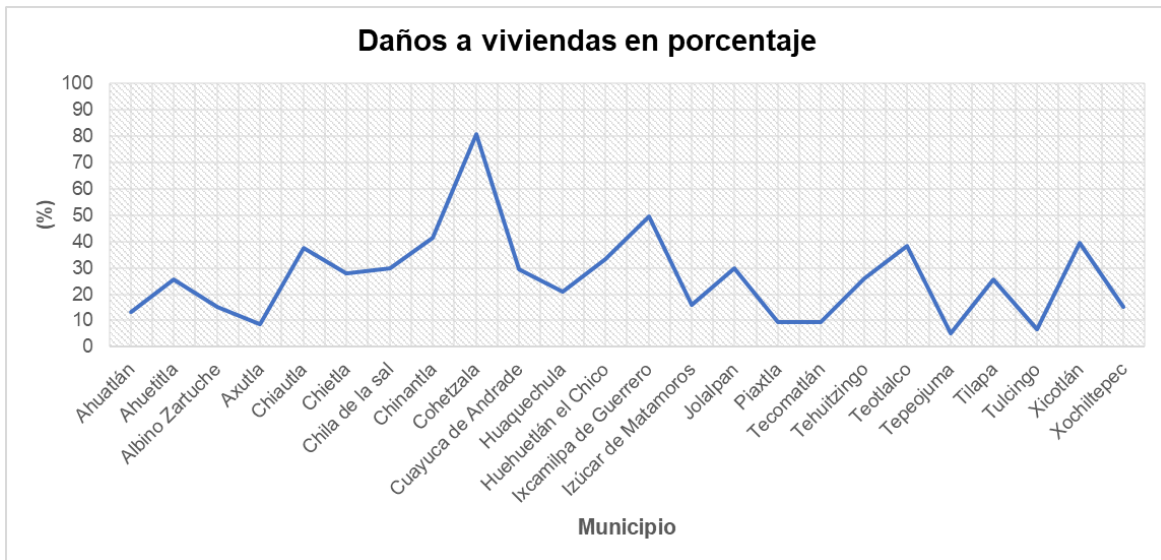


Figura 4.5.1: Porcentaje de viviendas dañadas respecto al total de viviendas para los municipios de la zona de deformación y ruptura.

Con base en las estadísticas el municipio que reporto mayores daños fue Cohetzala con el 80.9% de sus viviendas dañadas, seguido de Ixcamilpa de Guerrero con el 49.6% y Chinantla con el 41.6%. Estos municipios cuentan con una reducida población y viviendas, por lo que el porcentaje de las afectaciones es mayor. Estos municipios están localizados al sur del área de deformación.

Afectaciones en la región mixteca

De la misma manera que se analizó en los municipios constituyentes a la zona de deformación, se analizó la región mixteca y cada uno de los municipios que la constituyen. Se realizó una normalización respecto al municipio que más daños registró, para este caso fue el municipio de Chiautla de Tapia con 1979 viviendas dañadas. Chiautla de Tapia que representa el cien por ciento de los daños y de esta manera se obtuvo una relación lineal con el resto de los municipios.

En la mixteca se registraron un total de 10,825 viviendas dañadas, representando el 38.19% del total de los daños registrados en el estado de Puebla, superado por los municipios pertenecientes a la zona de deformación, observados en la figura 4.4.28. En la tabla 4.5.2 se muestra una relación del número de casas afectadas y municipio de la región de la mixteca perteneciente.

Municipio	Inmuebles habitados	Inmuebles dañados	Porcentaje de inmuebles dañados (%)
Acatlán de Osorio	9567	312	15.8
Ahuehuetitla	497	110	5.6
Albino Zertuche	468	71	3.6
Atexcal	979	112	5.7
Axutla	269	23	1.2
Chiautla	5273	1979	100.0
Chigmecatitlán	353	0	0.0
Chila	1231	179	9.0
Chila de la Sal	414	124	6.3
Chinantla	581	216	10.9
Coatzingo	764	378	19.1
Cohetzala	387	313	15.8
Coyotepec	721	80	4.0
Cuayuca de Andrade	871	255	12.9
Guadalupe	4697	232	11.7
Huatlatlauca	1696	77	3.9

Huehuetlán el Chico	2200	731	36.9
Huehuetlán el Grande	1938	133	6.7
Huitziltepec	1331	126	6.4
Ixcamilpa de Guerrero	941	466	23.5
Ixcaquixtla	2269	100	5.1
Jolalpan	3277	981	49.6
Juan N. Méndez	1358	26	1.3
La Magdalena Tlatlauquitepec	123	9	0.5
Molcaxac	1655	16	0.8
Petlalcingo	2488	163	8.2
Piaxtla	1253	116	5.9
San Jerónimo Xayacatlán	1089	25	1.3
San Juan Atzompa	237	0	0.0
San Miguel Ixtlán	172	2	0.1
San Pablo Anicano	925	129	6.5
San Pedro Yeloixtlahuaca	904	88	4.4
Santa Catarina Tlaltempan	251	68	3.4
Santa Inés Ahuatempan	1707	432	21.8
Tecomatlán	1673	154	7.8
Tehuizingo	2865	750	37.9
Teotlalco	816	314	15.9
Tepexi de Rodríguez	5682	971	49.1
Totoltepec de Guerrero	388	54	2.7
Tulcingo	2437	164	8.3
Tzicatlacoyan	1785	81	4.1

Xayacatlán de Bravo	470	32	1.6
Xicotlán	291	115	5.8
Xochitlán Todos Santos	1626	0	0.0
Zacapala	1246	118	6.0

Tabla 4.5.2: Relación del número de casas afectadas por un evento sísmico y porcentaje con relación al municipio con mayores daños reportados de la región VI de Puebla (Comisión Estatal para la Reconstrucción, 2018), (Instituto Nacional de Estadística y Geografía, 2017)

La figura 4.5.3 muestra un mapa de intensidad de daños de la región mixteca, el municipio que presenta los mayores daños registro fue Chiautla de Tapia, epicentro del sismo M_w 7.1, conforme los municipios se van alejando del epicentro el índice de daños es menor.

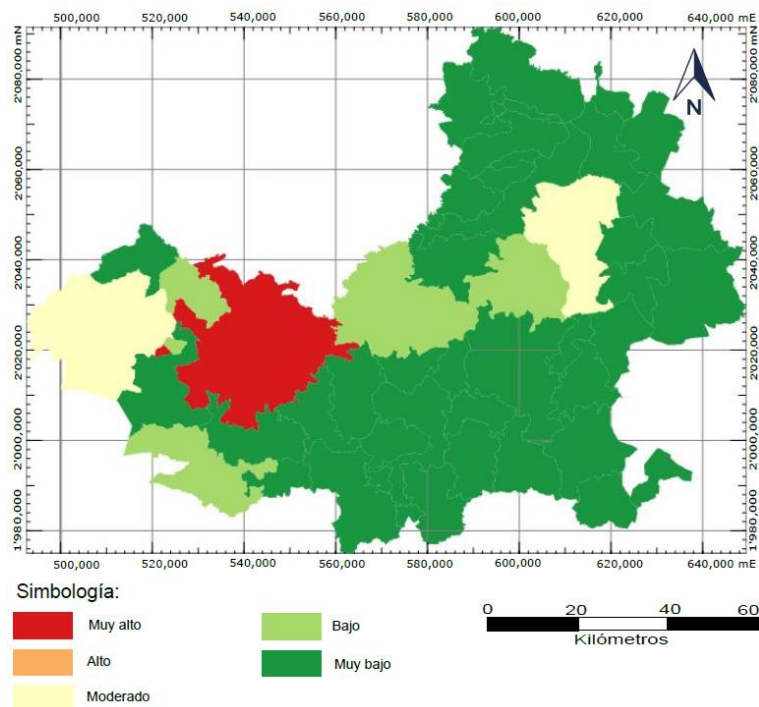


Figura 4.5.3: Mapa de intensidad de daños a municipios de la Mixteca por un evento sísmico, respecto al municipio de mayores daños reportados.

Los daños provocados a viviendas e infraestructura dejaron cuantiosas pérdidas a locatarios, como se mencionó en el capítulo tres, el impacto del sismo dejó un gasto en reconstrucción al país de 39,000 millones de pesos, de los cuales solo se destinaron 8,792 millones de pesos.

El daño a las construcciones de esta región se debe principalmente a que estas fueron elaboradas bajo técnicas de construcción tradicionales y artesanales, con materiales de poca resistencia a actividad sísmica y sin el apego a códigos de construcción y parámetros sísmicos.

Los gastos en reconstrucción hacen que sea más viable la elaboración e implementación de códigos de construcción y elaboración de planes de contingencia de zonas sísmicamente activas, con el fin de evitar el mínimo de pérdidas y daños a construcciones, así como salvaguardar la integridad humana.

En la figura 4.5.4 se muestran daños a viviendas, negocios, centros culturales e infraestructura de la región de la mixteca tras el impacto del evento sísmico M_w 7.1. como se mencionó previamente, solo en la zona de deformación con un área de 7127.65 Km^2 se registró el 52.55% del total de viviendas dañadas del estado de Puebla, el alto impacto fue producto de la cercanía con el epicentro del sismo y las malas técnicas de construcción.



Figura 4.5.4: Daños a edificios habitacionales, históricos y de obra civil, por un evento sísmico M_w 7.1. A) Vivienda devastada en el municipio de Jolalpan Puebla (Macuil, Cabrera, De Jesús, & Viñas, 2017). B) Vivienda devastada en el municipio de Izúcar de Matamoros (Contreras, 2017). C) Bloqueo de la carretera de Chinantla a Tulcingo por deslizamiento de material rocoso (Ambrosio, 2017). D) Vivienda devastada en el municipio de Izúcar de Matamoros (Contreras, 2017). E) Iglesia de Santiago Apóstol en Atzala Puebla, tras el derrumbe por sismo (Guasco, 2017). F) Vivienda devastada en el municipio de Jolalpan Puebla (Macuil, Cabrera, De Jesús, & Viñas, 2017).

Conclusiones

En el presente trabajo de investigación se realizaron levantamientos cartográficos espaciales a través de la técnica InSAR en la región de Chiautla de Tapia para caracterizar y modelar la deformación superficial por el impacto de un evento sísmico. Resulta factible la aplicación de esta técnica por su alta resolución espacial y temporal.

El evento sísmico generó una deformación superficial la cual empezó a hacerse notoria a partir del 31 de julio de 2017 y finalizó el 28 de noviembre del mismo año, originada por un proceso de subducción, producto de la interacción de la placa de cocos subduciendo bajo la de Norteamérica.

La deformación superficial reportada se dio en las cuatro diferentes fases del ciclo sísmico. En la fase inter-sísmica se detectó una deformación acumulada de ~ 16.8 cm, en la fase pre-sísmica se registró una deformación de ~ 8.4 cm, en la fase co-sísmica una deformación de ~ 5.6 cm, en la fase post-sísmica una deformación acumulada de ~ 16.8 cm. En la fase inter - sísmica en los interferogramas previos al 31 de julio de 2017 no se registraron patrones bien definidos sobre los interferogramas y la información SAR se limita a diciembre 2016.

Esta deformación impacto principalmente en un área de $7,127.65 \text{ km}^2$, área conocida como zona de deformación, afectando de manera directa a 24 municipios pertenecientes a la región mixteca y valle de Atlixco y Matamoros. Los daños en estos municipios sumaron un total de 14,895 viviendas, es decir el 52.55% del total de las viviendas dañadas en el estado de Puebla. Los municipios más afectados fueron Cohetzala con el 80.9% del total de sus viviendas, Ixcamilpa de Guerrero con el 49.6% y Chinantla con el 41.5%.

En la región propiamente de la mixteca los daños fueron de 10,825 viviendas, que representa el 38.19% de los daños totales del estado. El municipio que registró mayores daños fue Chiautla de Tapia, municipio donde tuvo lugar el epicentro del sismo $M_w 7.1$ con un total de 1979 viviendas dañadas.

La técnica InSAR puede ser aplicada en diferentes zonas del estado que sufren constantemente deformación por fenómenos naturales y/o antropogénicos. Funciona como herramienta complementaria en la gestión de riesgos en el país, ya que analiza el comportamiento de los deslizamientos y detecta cambios en la superficie a nivel de centímetros.

Recomendaciones

Ampliar el área de estudio en la región de la mixteca mediante la técnica InSAR, para detectar zonas vulnerables a sismicidad tanto local por la presencia de fallas y fracturas en la mixteca como regional por la interacción de las placas tectónicas. Para reducir el riesgo y vulnerabilidad por el impacto de un sismo, se recomienda el cálculo probabilístico del peligro sísmico, para integrar códigos de construcción, considerando parámetros sísmicos en la construcción de viviendas e infraestructura.

Realizar monitoreos InSAR de manera periódica sobre las cuatro zonas sismogénicas del estado de Puebla, para identificar deformaciones en la superficie producto de un proceso de subducción o levantamiento del suelo, con el fin de predecir daños en estas zonas. Si el monitoreo de los interferogramas no revela ningún patrón de deformación, se puede establecer que el suelo está en un periodo de relajación, caso contrario si los interferogramas revelan la formación de patrones se recomienda empezar con un análisis minucioso para tener conocimiento sobre el periodo en el que inicio la deformación y así poder emitir una alerta y estimar la superficie deformada hasta ese momento.

Complementar el monitoreo InSAR con datos de una red sísmica del sur del estado y puntos de control en superficie para detectar el incremento de la energía acumulada en la corteza y pronosticar de manera oportuna eventos sísmicos en las zonas sismogénicas del estado de Puebla para disminuir los riesgos producidos por los sismos al tener un plan de contingencia.

Resulta factible aplicar la técnica InSAR al norte del estado para detectar zonas de hundimiento Kárstico por la extracción desmesurada de agua y movimiento de laderas, en la zona central monitorear los aparatos volcánicos e identificar el comienzo de actividad volcánica y al sur para monitorear la actividad de las cuatro zonas sismogénicas.

Establecer puntos de control para georreferenciar y ortorrectificar un interferograma y obtener mayor precisión en la ubicación del área deformada.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agudo, A., Biescas, E., Monserrat, O., Martínez, J., Crosetto, M., & Herrera, G. (2005). *Aplicaciones de la interferometría SAR para la medida de deformaciones del terreno. 6ª Semana Geomática*. Barcelona.
- Ambrosio, M. (2017). *Por sismo se bloquea carretera de Chinantla a Tulcingo*. Puebla: e-consulta.
- Béjar, M. (2011). *Comportamiento mecánico de la interfase de subducción durante el ciclo sísmico: Estudio mediante la geodesia espacial en el Norte de Chile*. Madrid, España: Universidad Complutense de Madrid, Institut de Physique du Globe de Paris.
- Bozzo, L., & Barbat, A. (2004). *Diseño sismoresistente de edificios técnicas convencionales y avanzadas*. Barcelona: Reverté.
- Bufete de Ingeniería en Telecomunicaciones y Sistemas, S.A. de C.V. (2015). *MDA Radarsat 2. 2019, de Bufete de Ingeniería en Telecomunicaciones y Sistemas, S.A. de C.V.* Obtenido de <http://www.gpo-bits.com.mx/page30.html>
- Bustos, O., Palacio, M., & Frery, A. (s.f). *Filtros interactivos reductores de ruido Speckle en Imágenes*. Revista de Teledetección, vol. 17.
- Butler, M., Mouchot, M., Barale, V., & LeBlanc, C. (1990). *Aplicación de la tecnología de percepción remota a las pesquerías marinas: manual introductorio*. Roma, Italia: FAO Documento Técnico de Pesca.
- Castillo, J. (2005). *Sismotectónica del Estado de Puebla*. Puebla, Pue.
- Centro Nacional de Prevención de Desastres. (2019). *El sismo de Huajuapán en 1980*. Obtenido de Gobierno de México : <https://www.gob.mx/cenapred/articulos/86744>
- Centro Nacional de Prevención de Desastres. (2019). *Sismo de Tehuacán, Puebla, 1999*. Obtenido de Gobierno de México: <https://www.gob.mx/cenapred/articulos/sismo-de-tehuacan-puebla-1999>.
- Choy, G., & Boatwright, C. (1995). *Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress*. J. Geophys. Res.
- Comisión Estatal para la Reconstrucción. (2018). *Viviendas dañadas por el sismo del 19S*. Obtenido de datosabiertos@puebla.gob.mx
- Comisión Federal de Electricidad. (1993). *“Diseño por Sismo”, Manual de Diseño de Obras Civiles*. México: CFE.
- Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad. (2008). *División política estatal 1:250000. Catálogo de metadatos geográficos*. CONABIO.
- Contreras, O. (2017). *Izúcar de los municipios más afectados por sismo en Puebla*. Puebla: El Universal.
- Copernicus. (2019). *Copernicus: Sentinel - 1. The SAR imaging Constellation for Land and Ocean Services*. Obtenido de directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/c-missions/copernicus-sentinel-1

- Departamento de física de la tierra. (2011). *Atenuación sísmica*. Obtenido de <https://webs.ucm.es/info/Geofis/g-atinsis/Linves.htm>
- Díaz, A., Quintero, S., Triana, J., & Morón, D. (2014). *Aproximación a los sistemas de percepción remota en satélites pequeños*. Bogotá Colombia: Escuela de Ingeniería Universidad Sergio Arboleda.
- European Space Agency (ESA). (2019). *Sentinel 1. 2019*. Obtenido de <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/missions/sentinel-1>
- European Space Agency (ESA). (s.f). *InSAR principles: Guidelines for SAR Interferometry processing and interpretation*. Obtenido de http://www.esa.int/About_Us/ESA_Publications/InSAR_Principles_Guidelines_for_SAR_Inteferometry_Processing_and_Interpretation_br_ESA_TM-19
- European Space Agency ESA. (2015). *SNAP*. Obtenido de Array Systems Computing Inc: <http://www.array.ca/> <http://step.esa.int>
- Ferretti, A., Monti, A., Patri, C., & Rocca, F. (2007). *InSAR principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation*. Netherlands: ESA Publication.
- Ferretti, A., Prati, C., & Rocca, F. (2001). *Permanent scatterers in SAR interferometry*. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.
- Figueroa, J. (1974). *Sismicidad en Puebla. Macrosismo del 28 de agosto de 1973*. Serie Azul del Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Fuentes, T. (2008). *Programa de elaboración y actualización de monografías geológico- mineras*. Pachuca, Hgo: Servicio Geológico mexicano.
- Fuerza México. (2019). *Transparencia presupuestaria observatoria del gasto*. Obtenido de Secretaria de Hacienda y crédito Público (SHCP): <https://www.transparenciapresupuestaria.gob.mx/es/PTP/fuerzamexico>
- Geospatial Information Authority of Japan (GSI). (2004). *Monitoring the Earth Deformation from Space*. Obtenido de <http://web.archive.org/web/20151004232737/http://vldb.gsi.go.jp/sokuchi/sar/qanda/qanda-e.html#Q2-1>
- Giner, J., & Molina, S. (2001). *Sismicidad y riesgo sísmico en la C.A.V*. España: ECU.
- González, P., & Fernández, J. (s.f). *Interferometría radar aplicada a terremotos de magnitud moderada en las cordilleras Béticas*. Madrid, España: Universidad de Almería - Almería.
- Guasco, F. (2017). *nce muertos en un bautizo en México al derrumbarse la iglesia por el terremoto. Periódico 20 minutos. municipios. (2017). Registran daños 19 municipios de Puebla por temblor*. Puebla: Municipios.
- Gutiérrez, C. (1999). *Mapa de intensidades sísmicas del evento del 15 de junio de 1999, Mw 7.0, Tehuacán, Puebla, Memorias, XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*. Morelia, Michoacán: Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica.

- Gutiérrez, C. (2006). *Guía básica para la elaboración de Atlas Estatales y municipales de Peligros y Riesgos*. México DF: Centro Nacional de Prevención de Desastres.
- Hanks, T., & Kanamori, H. (1979). *Moment magnitude scale*. Geophys. Res.
- Hermosilla, D. (2016). *Interferometría radar de apertura sintética aplicada al estudio del movimiento en laderas aledañas al volcán Calbuco con ayuda de imágenes Sentinel 1*. Santiago.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía. (2017). *Anuario estadístico y geográfico de Puebla 2017*. México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial. (2019). *Fondo Europeo de Desarrollo Regional*. Obtenido de https://www.inta.es/INTA/en/blogs/copernicus/BlogEntry_1547802440975
- Kanamori, H., & Anderson, D. (1975). *Theoretical basis of some empirical*.
- Lagos, S. (2014). *Instrumentación sísmica en México*. Ciudad de México: Facultad de ingeniería UNAM.
- Lay, T., & Terry, W. (1995). *Modern global seismology*. San Diego California: Academic press.
- Lee, W., Bennett, R., & Meagher, L. (1972). *A method for estimating magnitude of local earthquakes from signal duration*. U.S.G.S Open files report.
- Lermo, J., & Bernal, I. (2006). *Zonificación sísmica del Estado de Tlaxcala, México*. Ciudad de México: Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Lillesand, M., & Kiefer, W. (1994). *Remote sensing and image interpretation*. New York.
- López, O., Reyes, C., Duran, R., Lermo, J., & Bitrán, D. (2001). *Sismo de Oaxaca del 30 de septiembre de 1999*. México: CENAPRED.
- Lu, Z., & Dzurisin, D. (2014). *InSAR Imaging of Aleutian volcanoes from Space*. Springer.
- Luque, J. (2012). *Espectro electromagnético y espectro radiométrico Dialnet*. Obtenido de <https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=5738106>
- Macuil, O., Cabrera, Y., De Jesús, E., & Viñas, J. (2017). *A un mes del 19S, Tochimilco, Jolalpan y Chiautla de Tapia no despiertan de la pesadilla del temblor*. Puebla: Periódico Central.
- Martínez, M. (2005). *La cofradía del santísimo en la regularización de la vida social en los barrios de Izúcar de Matamoros Puebla, de 1850 - 1950*. Puebla, Pue: Benemérita Universidad de Puebla, Facultad de filosofía y letras.
- Martins, A. (2019). *El sorprendente proceso de separación de la corteza terrestre frente a la costa de Portugal (y cómo explica el mayor terremoto de la historia de Europa)*. BBC news.
- Massonnet, D., Rossi, M., Carmona, C., Adragna, F., Peltzer, F., Feigl, F., & Rabaute, T. (1993). *The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry*. Nature.
- McCaffrey, R. (2007). *The Next Great Earth quake*, Science. Obtenido de 515(5819), 1675-1676, doi:10.1126/ science. 1140173. 15, 16

- Mishra, S. (2018). *Which seismic wave is the most dangerous?* Obtenido de <https://www.quora.com/Which-seismic-wave-is-the-most-dangerous-Why>
- Ortega, G. (1974). *Nota preliminar sobre las eclogitas de Acatlán, Puebla*. Sociedad Geológica Mexicana, Boletín.
- Pérez, C., & Muñoz, Á. (2006). *Teledetección nociones y aplicaciones*. Salamanca: Universidad de Salamanca .
- Quinde, P., & Reinoso, E. (2016). *Estudio de peligro sísmico de Ecuador y propuesta de espectros de diseño para la ciudad de Cuenca*. México, DF: Revista de ingeniería sísmica.
- Richards, J. (2009). *Remote sensing with imaging radar (Vol. 1)*. Berlin, Heidelberg: Springer.
- Sabins, F. (1997). *Remote sensing: principles and interpretations*. New York: w.H. Freeman & Company.
- Salinas, G. (2010). *Fundamentos de Sismología*. Ciudad de Mexico: Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Santos, R. (2015). *Interferometría de radar de apertura sintética (InSAR) aplicada a una caldera volcánica: los Humeros Puebla- México*. Ciudad de México: UNAM.
- Servicio Geológico Mexicano. (2017). *Tectónica de placas*. Obtenido de Tectónica de placas. 2019, <https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Riesgos-geologicos/Tectonica-de-placas.html>.
- Servicio Geológico Nacional. (2019). *Continuo Nacional de Geología de la República Mexicana escala 1:250,000*. Obtenido de <https://datos.gob.mx/busca/dataset/cartografia-geologica-de-la-republica-mexicana-escala-1-250000/resource/38c0798e-c801-4d46-95d1-793b720c14af>
- Servicio sismológico Nacional . (2017). *Reporte Especial sismo del día 19 de septiembre de 2017*. Ciudad de México: UNAM.
- Servicio sismológico Nacional (SSN). (2017). *Reporte Especial sismo del día 19 de septiembre de 2017*. Ciudad de Mexico: UNAM.
- Servicio Sismológico Nacional. (2019). *Catálogo de sismos*. Obtenido de www.ssn.unam.mx | contacto@sismologico.unam.mx
- Servicio Sismológico Nacional. (s.f). *Magnitud de un sismo*. Obtenido de <http://www.ssn.unam.mx/jsp/reportesEspeciales/Magnitud-de-un-sismo.pdf>
- Singh, S., & Pardo, M. (1993). *Geometry of the Benioff Zone and state of stress in the overriding plate in Central Mexico*. Geophys. Res.
- Singh, S., Ordaz, M., Pacheco, J., Quass, R., Alcántara, L., Alcocer, S., . . . Ovando, E. (1999). *A Preliminary Report on the Tehuacán, México Earthquake of June 15, 1999 (Mw = 7.0)*. Seismological Research Letters.
- Singh, S., Suárez, G., & Domínguez, T. (1985). *The Oaxaca, México earthquake of 1931: Lithospheric normal faulting in subducted Cocos plate*. Nature 317, 56-58.

- Stein, S., & Wysession, M. (2003). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Berlin, Germany: Blackwell Publishing.
- Tarback, E., Lutgens, F., & Tasa, D. (2005). *Ciencias de la Tierra*. Madrid: Pearson Educación S. A.
- Tocasuche, N., & Peñalosa, L. (2018). *Detección y análisis de deslizamientos utilizando interferometría diferencial (D-InSAR) entre los años 2015 y 2017 en las provincias norte y valderrama del departamento de Boyacá*. Bogotá D.C: Universidad Distrital Francisco José de Caldas.
- Udias, A. (1998). *Introducción: sismicidad y sismotectónica de América Central y del Sur*. Madrid España: Departamento de Geofísica y Meteorología. Universidad Complutense de Madrid.
- United States Geological Survey. (2017). *Earthquake hazards program M7.1 - 1 km E of Ayutla, Mexico*. Obtenido de <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eventpage/us2000ar20/executive#executive>
- Universidad Nacional Autónoma de México. (2003). *Guía metodológica para el análisis del peligro, vulnerabilidad, riesgo y pérdidas causadas por desastres naturales o antropogénicos y su reducción y prevención*. Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Velázquez, D. (2009). *Transfuguismo político y realineamiento electoral en la Sierra Mixteca de Puebla 1989-2004. La construcción de la democracia local*. Obtenido de Universidad Veracruzana Instituto de Investigaciones Histórico-Sociales. : <http://www.inafed.gob.mx/work/enciclopedia/EMM21puebla/municipios/21085a.html>
- Vizconde, A. (2004). *Evaluación de la vulnerabilidad sísmica de un edificio existente: clínica san miguel*. Piura. Piura: Universidad de Piura.
- Yamamoto, J., Jimenez, Z., & Mota, R. (1984). *El temblor de Huajuapán de León, Oaxaca, México, del 24 de octubre de 1980*. Geofísica Internacional.

ANEXOS

Construcción	Municipio
Templo de San Agustín	Puebla
Catedral	Puebla
Templo de Nuestra Señora de la Soledad	Puebla
Templo de la Compañía	Puebla
Templo de San Miguel	Puebla
Templo del Refugio	Puebla
Templo de San Pablito	Puebla
Templo del Corazón de Jesús	Puebla
Templo de San Francisco	Puebla
Templo de la Concordia	Puebla
Templo del Carmen	Puebla
Templo de Santiago	Cholula
Templo San Matías	Puebla
Templo de la Merced	Puebla
Hospital San Pedro	Puebla
Hospital de San Juan de Dios	Atlixco
Hospital de San Roque	Puebla
Palacio Episcopal	Puebla
Colegio del Espíritu Santo	Puebla
Colegio del Seminario	Puebla
Convento de la Concepción	Puebla
Convento de Santa Rosa	Puebla
Convento de San Jerónimo	Puebla
Convento de las Capuchinas	Puebla
Palacio de Gobierno	Puebla
Palacio Municipal	Puebla
Cárcel pública	Puebla

Tabla 1: Edificaciones afectadas por un sismo M_w 7.3, el 03 de octubre de 1864 (Castillo, 2005).

Construcción	Municipio
Ex templo de San Javier	Puebla
Templo de Santa Mónica	Puebla
Templo de San Juan de Dios	Puebla
Templo del Carmen	Puebla
Templo de San Pablo de los Frailes	Puebla

Casa de la Cultura	Puebla
Palacio Federal	Puebla
Museo Bello	Puebla

Tabla 2: Edificaciones afectadas por un sismo de M_w 7.0 el 28 de agosto de 1973 (Castillo, 2005).

Construcción	Municipio
Palacio municipal	Puebla
Catedral Angelopolitana	Puebla
Templo San Matías	Puebla
Templo de San Francisco	Puebla
Templo de San Agustín	Puebla
Procuraduría General de la Justicia	Puebla
Hospital San Alejandro	Puebla

Tabla 3: Edificaciones afectadas por un sismo de M_w 7.1 el 24 de octubre de 1980 (Castillo, 2005).

Construcción	Municipio
Templo de San Agustín	Puebla
Templo de la Compañía	Puebla
Templo San Jerónimo	Puebla
Templo San Francisco	Puebla
Templo San Roque	Puebla
Templo la Luz	Puebla
Edificio Carolino	Puebla
Palacio Municipal	Puebla
Hospital de San Alejandro	Puebla
Hospital de Traumatología	Puebla
Escuela Normal Superior	Puebla
Museo del Ferrocarril	Puebla
Facultad de Medicina BUAP	Puebla

Tabla 4: Edificaciones afectadas por un sismo de M_w 7.0 el 15 de junio de 1999 (Castillo, 2005).