



**Universidad Autónoma de San Luis Potosí**  
**Facultad de Ingeniería**  
**Centro de Investigación y Estudios de Posgrado**

**Análisis espacial del acuífero profundo del valle de San Luis Potosí y su vulnerabilidad al fenómeno de la subsidencia con técnicas InSAR.**

**T E S I S**

Que para obtener el grado de:

**Maestra en tecnología y gestión del agua**

Presenta:

**Ing. María Inés Navarro Hernández**

Asesor:

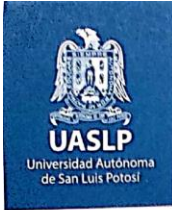
**Dr. Abraham Cárdenas Tristán**

San Luis Potosí, S. L. P.

Septiembre de 2020







18 de junio de 2020

**ING. MARÍA INÉS NAVARRO HERNÁNDEZ  
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por el **Dr. Abraham Cárdenas Tristán**, *Asesor de la Tesis* que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestra en Tecnología y Gestión del Agua**. Me es grato comunicarle que en la Sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 18 de junio del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

**TEMARIO:**

**"Análisis espacial del acuífero profundo del Valle de San Luis Potosí y su vulnerabilidad al fenómeno de la subsidencia con técnicas InSAR"**

Introducción.

1. Características de la cuenca del Valle de San Luis Potosí.
2. Integración de datos espaciales de la hidrogeología del acuífero en la generación de un modelo 3D.
3. Análisis geoestadístico de la evolución de los niveles piezométricos en el Valle de San Luis Potosí.
4. Análisis de la subsidencia en el Valle de San Luis Potosí con imágenes SAR del satélite Sentinel-1 a través de la técnica "Diferencial Interferometric Synthetic Aperture Radar" (DInSAR).
5. Análisis de la subsidencia en el Valle de San Luis Potosí a través de "Coherent Pixel Technique" (CPT) y validación con datos "Global Navigation Satellite System" (GNSS).

Conclusiones.

Referencias.

**"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"**

**ATENTAMENTE**

**M. I. JORGE ALBERTO PÉREZ GONZÁLEZ  
DIRECTOR.**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA  
DE SAN LUIS POTOSÍ  
FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIRECCIÓN

www.uaslp.mx

Copia. Archivo.  
\*etn.

Av. Manuel Nava 8  
Zona Universitaria • CP 78290  
San Luis Potosí, S.L.P.  
tel. (444) 826 2330 al39  
fax (444) 826 2336

"1945-2020: 75 años de formación de profesionales en la Facultad de Ingeniería"



## Agradecimientos

A mi mamá y al señor Travieso, quienes me brindaron su apoyo incondicional en esta etapa académica y profesional. Los quiero mucho.

A mi familia en San Luis, mi tía Claudia, mi tío Jose, mis primos, Bibi, Tato, Emi, y mi abuelita putativa, María, quienes me acompañaron e hicieron que todos los días fueran más fáciles y felices.

A mi familia en Colombia, mi hermano, mis tíos (Consuelo, Luz, Gloria, Betty, Rosa Elsy, Alcides, Oswaldo), mis primos (Meli, Lau, Susy, Víctor, Fran...), a Suri y mis amigos, que aún en la distancia siempre estuvieron presentes.

A mi director de tesis, el Dr. Abraham Cárdenas, por haberme guiado, aconsejado y apoyado en el desarrollo de mi investigación, siempre con una buena actitud y dispuesto a facilitarme las herramientas necesarias para alcanzar los objetivos de este trabajo.

También quiero agradecer a mis asesores (Dr. Hermann, Dr. Óscar y Dra. Sonia), a todos mis profesores del posgrado, así como también a mis compañeros y amigos que hicieron parte de esta aventura.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada.

A mis tutores en la Universidad de Alicante, el Dr. Roberto Tomás y el Dr. Juan Manuel López, por su paciencia y disposición durante el tratamiento y análisis de las imágenes.

Al ingeniero Víctor Hugo Sánchez, por su ayuda con el pos-proceso de los vértices, y al ingeniero José Luis Mata por proveerme fotografías y documentación de la subsidencia en San Luis Potosí.

A la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) por brindarme información técnica acerca del acuífero de San Luis Potosí.



**TABLA DE CONTENIDO.**

<b>INTRODUCCIÓN.</b>	<b>20</b>
<b>1. ANTECEDENTES.</b>	<b>22</b>
<b>1.1. Casos de subsidencia por extracción de agua en acuíferos a nivel mundial.</b>	<b>22</b>
1.1.1. Valle de San Joaquín, California Central.	22
1.1.2. Murcia, España.	23
1.1.3. Ciudades en China.	24
1.1.4. Teherán, Irán.	24
1.1.5. Bologna, Italia.	25
1.2.1. Ciudad de México	29
1.2.2. Toluca.	30
1.2.3. Morelia.	31
1.2.4. Querétaro.	31
1.2.5. Aguascalientes.	31
1.2.6. Subsidencia en San Luis Potosí.	32
<b>2. DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA.</b>	<b>35</b>
<b>3. MARCO TEÓRICO.</b>	<b>36</b>
<b>3.1. Tipos de Subsidencia.</b>	<b>37</b>
3.1.1. Subsidencia Natural.	37
3.1.1.1. Movimientos tectónicos:	37
3.1.1.2. Origen del suelo y procesos erosivos:	37
3.1.2. Subsidencia antropogénica.	38
3.1.3. Subsidencia originada por la extracción de agua desde acuíferos	40
<b>3.2. Métodos de monitoreo y medición de la subsidencia.</b>	<b>42</b>
<b>3.2.1. Técnicas de radar interferométrico de apertura sintética (InSAR) y Sistemas globales de navegación por satélite (GNSS)</b>	<b>44</b>
<b>3.2.2. Interferometría de dispersión persistente (PSI) y técnicas DInSAR en el monitoreo de la subsidencia.</b>	<b>46</b>
<b>3.2.3. Aplicación de las técnicas InSAR, DInSAR y PSInSAR para el estudio y monitoreo de la subsidencia a nivel mundial.</b>	<b>50</b>

3.2.4. Aplicación de las técnicas InSAR, DInSAR y PSInSAR para el estudio y monitoreo de la subsidencia en México.	61
<b>4. HIPÓTESIS.</b>	<b>65</b>
<b>5. OBJETIVOS.</b>	<b>66</b>
5.1. Objetivo general.	66
5.2. Objetivos específicos.	66
<b>6. ESQUEMA DE LA METODOLOGÍA.</b>	<b>67</b>
6.1. Breve descripción de la metodología.	67
<b>CAPÍTULO 1. CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA DEL VALLE DE SAN LUIS POTOSÍ.</b>	<b>69</b>
7.1. Descripción de la zona de estudio: Valle de San Luis Potosí (VSLP).	69
7.2. Clima y precipitación.	70
7.3. Geomorfología.	71
7.4. Características geológicas de la zona del Valle de San Luis Potosí.	71
7.4.1. Geología regional.	72
7.4.2. Geología local.	73
7.4.2.1. Cretácico.	73
7.4.2.1.1 Formación la Peña (Kip).	73
7.4.2.1.2. Formación Cuesta del Cura (Kcc).	74
7.4.2.1.3. Formación Indidura (Ksi).	74
7.4.2.1.4. Formación Caracol (Ksc).	75
7.4.2.2. Cenozoico (Terciario).	76
7.4.2.2.1. Formación Andesita Casita blanca (Tcb).	76
7.4.2.2.2. Formación Ignimbrita Santa María (Tis).	76
7.4.2.2.3. Formación Latita Portezuelo (Tlp).	77
7.4.2.2.4. Formación Riolita San Miguelito (Tsm, Tsma).	78
7.4.2.2.5. Formación Ignimbrita Cantera (Tic)	78
7.4.2.2.6. Formación Riolita Zapote (Tz).	79
7.4.2.2.7. Formación Riolita Panalillo (Tap, Trp).	79
7.4.2.2.8. Formación Conglomerado Halcones (Tcgh).	80
7.4.2.3. Cuaternario.	81



7.4.2.3.1.	Formación Pumicita El desierto (Qd).	81
7.4.2.3.2.	Aluvión (Q).	81
7.4.3.	Geología estructural.	83
7.4.3.1.	Falla Muñoz.	84
7.4.3.2.	Falla Damián Carmona.	84
7.4.3.3.	Falla Aeropuerto.	84
7.4.3.4.	Falla Parque Morales.	85
7.4.3.5.	Falla Museo Regional Potosino.	85
7.4.3.6.	Falla Museo de la Máscara.	85
7.4.3.7.	Falla Iglesia del Espíritu Santo y Museo Federico Silva.	85
7.4.3.8.	Falla San Antonio.	85
7.4.4.	Daños asociados a los hundimientos reportados en el Valle de San Luis Potosí.	86
<b>CAPÍTULO 2. INTEGRACIÓN DE DATOS ESPACIALES SOBRE LA HIDROGEOLOGÍA DEL ACUÍFERO EN LA GENERACIÓN DE UN MODELO 3D.</b>		<b>90</b>
8.1.	Información existente sobre la hidrología de la zona.	90
8.2.	Información existente sobre la hidrogeología de la zona.	94
8.3.	Construcción del modelo 3D de la red de pozos del Valle de San Luis Potosí.	96
<b>CAPÍTULO 3. ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO DE LA EVOLUCIÓN DE LOS NIVELES PIEZOMÉTRICOS EN EL VALLE DE SAN LUIS POTOSÍ.</b>		<b>101</b>
9.1.	La geoestadística como complemento de los GIS y sus aplicaciones.	101
9.1.1.	La variable regionalizada.	102
9.1.2.	El semivariograma y sus componentes.	102
9.1.2.1.	Pepita o nugget	103
9.1.2.2.	Meseta.	104
9.1.2.3.	Rango.	104
9.2.	Interpolación en ArcMAP usando kriging a partir de datos piezométricos.	104
9.3.	Análisis de la evolución del nivel piezométrico para el periodo 1995-2005.	106
9.4.	Análisis de la evolución del nivel piezométrico para el periodo 2007-2017.	112

<b>CAPÍTULO 4. ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA EN EL VALLE DE SAN LUIS POTOSÍ CON</b>	
<b>IMÁGENES SAR DEL SATÉLITE SENTINEL-1 A TRAVÉS DE LA TÉCNICA “DIFERENCIAL</b>	
<b>INTERFEROMETRIC SYNTHETIC APERTURE RADAR” (DInSAR). _____ 119</b>	
<b>10.1. Fundamentos teóricos de la interferometría. _____</b>	<b>119</b>
10.1.1. Radar de apertura sintética (SAR). _____	120
10.1.2. Formación de imágenes SAR. _____	122
10.1.2.1. Longitud de onda: _____	123
10.1.2.2. Polarización: _____	124
10.1.2.3. Ángulo de incidencia: _____	125
10.1.2.4. Aspereza: _____	126
10.1.2.5. Constante dieléctrica. _____	126
10.1.3. Distorsiones geométricas y radiométricas de la señal radar. _____	126
10.1.3.1. Distorsión por distancia oblicua (slant-range distortion): _____	126
10.1.3.2. Inversión por relieve (layover): _____	127
10.1.3.3. Desplazamiento de estructuras (foreshortening): _____	127
10.1.3.4. Sombra (shadows): _____	128
10.1.3.5. Distorsión radiométrica: _____	128
10.1.3.6. Moteado (Speckle): _____	128
10.1.3.6.1. Multilook: _____	129
10.1.3.6.2. Filtración especial: _____	129
10.1.4. Fundamentos de Interferometría (InSAR) _____	129
10.1.5. Fundamentos de Interferometría diferencial (DInSAR). _____	132
10.1.6. Fuentes de errores en la calidad de la fase interferométrica. _____	133
10.1.6.1. Decorrelación temporal: _____	133
10.1.6.2. Decorrelación geométrica o espacial: _____	134
10.1.6.3. Decorrelación volumétrica: _____	134
10.1.6.4. Decorrelación por registro erróneo: _____	134
10.1.6.5. Decorrelación del centroide Doppler: _____	135
10.1.6.6. Errores orbitales: _____	135
10.1.6.7. Objetos o artefactos atmosféricos: _____	135
<b>10.2. Tecnologías geoespaciales para la adquisición de imágenes radar: Sentinel-1. 136</b>	
10.2.1. Modos de adquisición de Sentinel-1. _____	138
10.2.1.1. Stripmap (SM): _____	138
10.2.1.2. Franja interferométrica amplia (IW): _____	139

10.2.1.3.	Franja extra ancha (EW): _____	139
10.2.1.4.	Wave mode (WV): _____	139
10.2.2.	Tipos de productos y niveles de procesamiento. _____	140
10.2.2.1.	Nivel 0: _____	140
10.2.2.2.	Nivel 1: _____	140
10.2.2.3.	Nivel 2: _____	141
10.3.	Software SNAP y sus parámetros espaciales para el tratamiento de imágenes InSAR. _____	141
10.3.1.	Corregistro de imágenes. _____	142
10.3.2.	Formación del interferograma. _____	142
10.3.3.	Deburst. _____	142
10.3.4.	Goldstein phase filtering. _____	143
10.3.5.	Unwrapping o desenrollado de fase. _____	143
10.4.	Análisis del conjunto de datos y detalles del procesamiento. _____	144
<b>CAPÍTULO 5. ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA EN EL VALLE DE SAN LUIS POTOSÍ A TRAVÉS DE “COHERENT PIXELS TECHNIQUE” (CPT) Y VALIDACIÓN CON DATOS “GLOBAL NAVIGATION SATELLITE SYSTEM” (GNSS). _____ 153</b>		
11.1.	Descripción de la técnica CPT. _____	153
11.1.1.	El algoritmo Coherent Pixel Technique. _____	155
11.1.2.	Método de selección del conjunto de interferogramas. _____	156
11.1.2.1.	Triangulación de imagen 3D _____	157
11.1.2.2.	Minimum Spaning Tree (MST) _____	158
11.1.3.	Criterio de selección de pixel. _____	159
11.1.3.1.	Criterio de estabilidad de coherencia. _____	159
11.1.3.2.	Método de la amplitud. _____	160
11.1.4.	Estimación de la deformación lineal. _____	161
11.1.4.1.	Función ajuste del modelo $\Gamma$ . _____	162
11.1.4.2.	Proceso de integración. _____	162
11.1.4.3.	Integración CGM. _____	163
11.1.4.4.	Procesamiento multicapa (multi-layer processing). _____	164
11.1.4.5.	Test de integración. _____	165
11.1.5.	Estimación del término no lineal de deformación. _____	166
11.1.5.1.	Perturbaciones atmosféricas: _____	166
11.1.5.2.	Deformación no lineal: _____	166

<b>11.2. Tecnologías GNSS en la actualidad.</b>	<b>168</b>
11.2.1. GPS.	169
11.2.2. GLONASS.	170
11.2.3. GALILEO.	170
11.2.4. Beidou/COMPASS.	171
11.2.5. Sistemas y señales GNSS.	171
11.2.6. Teoría y errores de GNSS.	172
11.2.7. Red de observación GNSS.	172
<b>11.3. Métodos de Posicionamiento GNSS.</b>	<b>173</b>
11.3.1. Posicionamiento Estático y cinemático.	175
11.3.2. GPS Diferencial (DGPS).	176
11.3.3. Posicionamiento RTK	177
11.3.4. Posicionamiento NRTK.	178
11.3.4.1. Concepto Auxiliar Maestro (MAC):	178
11.3.4.2. Parámetro Flächen-Korrektur (FKP):	179
11.3.4.3. Estación de Referencia Virtual (VRS):	179
11.3.5. Posicionamiento preciso de puntos (PPP).	180
<b>11.4. Instalación de sistema de monitoreo para el análisis de la subsidencia en el VSLP.</b>	<b>181</b>
11.4.1. Receptor de referencia GNSS Trimble Alloy.	181
11.4.2. Antena geodésica Trimble GNSS Ti-V2 Choke Ring.	182
11.4.3. Software Trimble Pivot.	184
11.4.3.1. Aplicaciones en tiempo real:	184
11.4.3.2. Aplicaciones de monitoreo:	184
11.4.3.3. Aplicaciones de Earth Systems:	185
11.4.3.4. Servicios al usuario:	185
11.4.3.5. Aplicaciones de soporte principal:	185
<b>11.5. Análisis del conjunto de datos y detalles del procesamiento CPT.</b>	<b>186</b>
<b>11.6. Resultados CPT y análisis de series de tiempo.</b>	<b>190</b>
<b>11.7. Campaña medición de vértices en el VSLP con receptores GNSS.</b>	<b>196</b>
11.7.1. Post-proceso mediciones GNSS con método estático.	200
<b>11.8. Validación datos CPT a partir de mediciones GNSS.</b>	<b>203</b>

<b>11.9.</b>	<b>Correlación de la subsidencia con la extracción de agua subterránea.</b>	<b>207</b>
<b>11.10.</b>	<b>Correlación de la subsidencia con los decaimientos piezométricos.</b>	<b>209</b>
<b>11.11.</b>	<b>Correlación de la subsidencia con el espesor de suelo blando.</b>	<b>210</b>
<b>CONCLUSIONES.</b>		<b>213</b>
<b>REFERENCIAS.</b>		<b>216</b>
<b>Anexos.</b>		<b>231</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS.

<i>Figura 1. Ciudades del centro de México que padecen hundimientos (Figuroa-miranda et al., 2018).</i> .....	27
<i>Figura 2. Principales sistemas de fallas regionales en el centro de México y su relación con acuíferos sobreexplotados y densidad de pozos de extracción (Figuroa-miranda et al., 2018).</i> .....	28
<i>Figura 3. Tipos y causas de la subsidencia. Modificado a partir de (Darini, 2007).</i> .....	39
<i>Figura 4. Medida de la deformación en la superficie DInSAR (Crosetto et al., 2016).</i> .....	48
<i>Figura 5. Mapa de localización del Valle de San Luis Potosí.</i> .....	69
<i>Figura 6. Climograma del Valle de San Luis Potosí.</i> .....	70
<i>Figura 7. Mapa geológico de la zona de estudio, modificado de INEGI (2017).</i> .....	82
<i>Figura 8. Perfil geológico A-A', modificado de INEGI (2017).</i> .....	83
<i>Figura 9. Mapa de fallas de la zona Metropolitana del Valle de San Luis Potosí (Elaboración propia).</i> .....	86
<i>Figura 10. Daños estructurales en inmuebles (Cortesía Ing. José Mata).</i> .....	87
<i>Figura 11. Mapa de hundimientos reportados en la zona metropolitana del VSLP (Elaboración propia).</i> .....	88
<i>Figura 12. Usos del agua en el valle de San Luis Potosí (CONAGUA, 2015).</i> .....	90
<i>Figura 13. Cuenca hidrográfica de la Zona Urbana del VSLP (Elaboración propia).</i> .....	91
<i>Figura 14. Concesiones de agua subterránea para San Luis Potosí (1994-2019).</i> .....	92
<i>Figura 15. Concesiones agua subterránea para Soledad de Graciano Sánchez (1994-2019).</i> .....	93
<i>Figura 16. Mapa de concesiones totales a partir del 1994 (Elaboración propia).</i> .....	94
<i>Figura 17. Tabla de atributos de la geodatabase BoreholeLog.</i> .....	97
<i>Figura 18. Modelo 3D de zona de estudio y red de pozos con su litología (Elaboración propia).</i> .....	98
<i>Figura 19. Representación 3D del VSLP y red de pozos (Elaboración propia).</i> .....	99
<i>Figura 20. Visualización de la ubicación de zonas con mayor espesor de sedimentos (Elaboración propia).</i> ..	99
<i>Figura 21. Componentes de un semivariograma en su comportamiento típico.</i> .....	103
<i>Figura 22. Histograma de la variable evolución 1995-2005.</i> .....	107
<i>Figura 23. Gráfico 3D del análisis de tendencia para la evolución piezométrica 1995-2005.</i> .....	108
<i>Figura 24. Modelo semivariograma gaussiano para la evolución piezométrica 1995-2005.</i> .....	109
<i>Figura 25. Comparación entre kriging ordinario y kriging simple, evolución 1995-2005.</i> .....	110
<i>Figura 26. Comparación entre kriging ordinario y kriging universal, evolución 1995-2005.</i> .....	111
<i>Figura 27. Mapa de interpolación de la evolución del nivel piezométrico en el Valle de San Luis Potosí para el periodo 1995-2005 (Elaboración propia).</i> .....	112
<i>Figura 28. Histograma de la variable 2007-2017.</i> .....	113
<i>Figura 29. Gráfico 3D del análisis de tendencia para la evolución piezométrica 2007-2017.</i> .....	113
<i>Figura 30. Modelo semivariograma gaussiano para la evolución piezométrica 2007-2017.</i> .....	115
<i>Figura 31. Comparación entre kriging ordinario y kriging simple, evolución 2007-2017.</i> .....	116

<i>Figura 32. Mapa de interpolación de la evolución del nivel piezométrico en el Valle de San Luis Potosí para el periodo 2007-2017 (Elaboración propia).....</i>	<i>117</i>
<i>Figura 33. Configuración geométrica de un sistema SAR (Mora, 2003). .....</i>	<i>122</i>
<i>Figura 34. Diferencias entre bandas C (<math>\lambda = 5\text{cm}</math>) y P (<math>\lambda = 40\text{ cm}</math>) con distintas polarizaciones. Como se observa la banda P tiene mayor penetración en la vegetación, por tanto provee más detalle de la zona. ....</i>	<i>125</i>
<i>Figura 35. Imagen radar con distorsión geométrica de tipo distancia oblicua, en la parte superior puede observarse la imagen distorsionada, mientras que la parte inferior muestra la distancia real luego de haber sido corregida, si se analiza hacia el borde de la imagen las áreas aparecen comprimidas porque estaban más lejos del sensor al momento de la adquisición. Fuente: Natural Resources Canada. ....</i>	<i>127</i>
<i>Figura 36. Distorsión por desplazamiento de estructura, la imagen de la izquierda muestra una topografía más suavizada donde las pendientes están comprimidas, mientras que la imagen de la derecha muestra la topografía real después de haber aplicado una corrección, en esta se puede apreciar que los drenajes están más acentuados porque los fillos en realidad tienen pendientes más pronunciadas. Fuente: NASA.....</i>	<i>128</i>
<i>Figura 37. Configuración geométrica InSAR (Mora, 2003). .....</i>	<i>131</i>
<i>Figura 38. Geometría de la adquisición de una imagen DInSAR para una línea base cero (Blanco-Sánchez, 2009).....</i>	<i>133</i>
<i>Figura 39. Monitoreo de la expansión de una plantación de caucho con Sentinel-2/Sentinel-1 (2015-2017), datos procesador por SIRS (ESA, 2019).....</i>	<i>137</i>
<i>Figura 40. Interferograma procesado por TRE ALTAMIRA, muestra la deformación que ocurrió en el volcán Piton de la Fournaise en mayo del 2015. Las franjas de colores más angostas indican mayor deformación en el cráter, cada franja representa aproximadamente 3 cm (ESA, 2019). .....</i>	<i>138</i>
<i>Figura 41. Resumen ilustrativo de los modos de adquisición de Sentinel-1 (ESA, 2019). .....</i>	<i>139</i>
<i>Figura 42. Gráfico que muestra los conceptos que componen el desenrollado de fase (Fielding, 2017). ....</i>	<i>144</i>
<i>Figura 43. Imagen SAR del 2019 del VSLP con efecto speckel. ....</i>	<i>146</i>
<i>Figura 44. Interferograma generado por SNAP para imágenes del 2019 y 2020.....</i>	<i>147</i>
<i>Figura 45. Interferograma 2019-2020 después de haber aplicado el filtrado Goldstein.....</i>	<i>148</i>
<i>Figura 46. Parámetros del multilook realizado. ....</i>	<i>149</i>
<i>Figura 47. Distribución de los valores de desplazamientos para el interferograma 2019-2020. ....</i>	<i>150</i>
<i>Figura 48. Evolución de la subsidencia en el VSLP para el periodo 2016-2020 con DInSAR (Elaboración propia). .....</i>	<i>152</i>
<i>Figura 49. Esquema general usado en los algoritmos MI DInSAR (Blanco-Sánchez, 2009).....</i>	<i>156</i>
<i>Figura 50. Conjunto de imágenes que presentan dos temporalidades diferentes, en la parte superior los interferogramas se crean a partir de una imagen master, mientras que en la parte superior se combinan entre ellas y así se pueden generar diferentes subconjuntos, con restricciones de temporalidad más acotadas (Blanco-Sánchez, 2009). ....</i>	<i>157</i>

Figura 51. Representación en 3D del espacio ( $B_n$ , $t$ , $fd_c$ ) para 219 interferogramas a través de la triangulación de Delaunay; cada línea azul representa un interferograma y cada punto una imagen (Blanco-Sánchez, 2009).....	158
Figura 52. Mapa de pixeles seleccionados. ....	164
Figura 53. Diagrama de cálculo del componente lineal a través del logaritmo CPT. ....	165
Figura 54. Esquema de la extracción del componente no lineal con CPT. ....	168
Figura 55. Estaciones GNSS en el mundo (Yu et al., 2014). ....	173
Figura 56. Métodos de posicionamiento GNSS.....	175
Figura 57. Posicionamiento DGPS (Awange, 2018). ....	176
Figura 58. Concepto básico de posicionamiento relativo. ....	177
Figura 59. Esquema de la configuración de campo de una estación de referencia virtual (VRS). ....	180
Figura 60. Receptor de referencia GNSS Alloy. ....	182
Figura 61. Antena GNSS Choke ring.....	183
Figura 62. Antena GNSS choke ring. Lugar de instalación, edificio Departamento de física, UASLP. ....	183
Figura 63. Entorno gráfico del software DARES CPT. ....	186
Figura 64. Distribución temporal de las imágenes SAR: .....	188
Figura 65. Mapa de coherencia. ....	189
Figura 66. Mapa de velocidad de deformación en la dirección LOS (Elaboración propia). ....	190
Figura 67. Mapa de subsidencia a lo largo de la falla San José del Terremoto (Elaboración propia). ....	191
Figura 68. Serie de tiempo del vértice V2411154 y fotografía de la falla San José del Terremoto.....	192
Figura 69. Mapa zona de subsidencia Pozo Tangamanga II y su columna estratigráfica (Elaboración propia). .....	193
Figura 70. Serie de tiempo pozo Tangamanga II. ....	194
Figura 71. Mapa de subsidencia de zona pozo CNA-137 y su columna estratigráfica (Elaboración propia)..	195
Figura 72. Serie de tiempo pozo CNA-137. ....	196
Figura 73. Campaña GNSS de abril del 2020 (Elaboración propia). ....	197
Figura 74. Receptor y tableta Trimble R8s.....	198
Figura 75. Vértices medidos en el VSLP. ....	198
Figura 76. Grietas en inmuebles, zona de subsidencia en la Privada el Sauzalito. ....	199
Figura 77. Casas afectadas en Industrial Aviación, Falla Aeropuerto. ....	199
Figura 78. Entorno gráfico TBC.....	200
Figura 79. Entorno gráfico del software ITRF08PR. ....	201
Figura 80.Coordenadas a época 2020. ....	202
Figura 81. Gráfica de la correlación entre la deformación medida por CCPT y GNSS. ....	204
Figura 82.Serie de tiempo CPT y GNSS en el vértice 241154. ....	205



<i>Figura 83. Serie de tiempo CPT y medidas GNSS para el vértice BN11132.....</i>	<i>205</i>
<i>Figura 84. Traza de la falla Aeropuerto identificada por la técnica CPT (Elaboración propia).....</i>	<i>206</i>
<i>Figura 85. Mapa de correlación del volumen de extracción de agua y subsidencia (Elaboración propia). ....</i>	<i>207</i>
<i>Figura 86- Mapa de correlación del descenso de los niveles piezométricos y la subsidencia (Elaboración propia). ....</i>	<i>209</i>
<i>Figura 87. Mapa de correlación de la subsidencia con el espesor de suelo blando (Elaboración propia). ....</i>	<i>211</i>
<i>Figura 88. Perfil deformación CPT en diferentes espesores de suelo blando. ....</i>	<i>212</i>

## **Análisis espacial del acuífero profundo del Valle de San Luis Potosí y su vulnerabilidad al fenómeno de la subsidencia con técnicas InSAR.**

**Resumen:** La subsidencia es un fenómeno que se manifiesta como un asentamiento del terreno en superficie a partir de factores que pueden ser naturales o antrópicos. La subsidencia por la extracción de los acuíferos se ha convertido en un elemento preocupante para las ciudades que lo padecen, ya que ocasiona problemas sociales, medio ambientales y económicos. Las poblaciones alrededor del mundo con mayor índice de subsidencia como Ciudad de México, Murcia y el Valle de San Joaquín que han realizado explotaciones insostenibles de sus recursos hídricos para satisfacer la demanda de agua de la industria, la población y la agricultura, enfrentan las consecuencias de daños estructurales que se traducen en grandes pérdidas económicas. Actualmente se desarrollan técnicas de detección remota como Interferometric Synthetic Aperture Radar (InSAR), Multi-temporal Interferometric Synthetic Aperture Radar (MT-InSAR), Persistent Scatterer Interferometry (PSI), Global Navigation Satellite System (GNSS) para medir las deformaciones del terreno y tener control sobre los asentamientos para tratar de mitigar el impacto negativo sobre las poblaciones. En esta investigación se realizó un análisis espacial de la subsidencia a través de dos técnicas, Differential Interferometric Synthetic Aperture Radar (DInSAR), usando el software SNAP, y PSI, usando Coherent Pixels Technique (CPT). Los resultados de las deformaciones obtenidas se relacionaron con factores determinantes que originan este fenómeno en el Valle de San Luis Potosí, como la composición litológica del acuífero, la cual fue reconstruida a través de un modelo 3D en ArcHydro Groundwater (AHGW), y el estudio de la evolución de los niveles piezométricos para crear un mapa de predicción con análisis geoestadísticos. A partir de esto se llegó a la conclusión de que la subsidencia en la zona metropolitana de San Luis Potosí está concentrada en el centro-norte y el nororiente, además es de carácter diferencial, y tiene dos orígenes diferentes, el primero está dominado por la dinámica de las fallas que atraviesan el valle, y el segundo por decaimiento de los niveles piezométricos que contribuyen a la consolidación de las grandes capas de sedimentos que conforman el relleno del valle, agravado por la heterogeneidad de su basamento. Los hundimientos alcanzan velocidades de deformación de hasta -6 cm/año, y estas mediciones se validaron con

observaciones de vértices usando receptores GNSS, cuya correlación entre ambas técnicas fue de un 98%, garantizando la confiabilidad de la técnica CPT.

**Palabras claves:** Subsidencia, agua subterránea, acuífero, geoestadística, GIS-GNSS. DInSAR, CPT.

## INTRODUCCIÓN.

La subsidencia es un fenómeno que hace referencia al hundimiento o asentamiento de la superficie terrestre en un área extensa, debido a varios factores, que pueden ser naturales o inducida por las distintas actividades antrópicas. Normalmente no ocasiona víctimas mortales, sin embargo, los daños materiales pueden llegar a ser representativos (Zermeña, Esquivel, Hernandez, Mendoza, & Arellano, 2005). El glosario de Geología publicado por el American Geological Institute la describe como:

*“Un movimiento de masa local que implica principalmente el asentamiento o hundimiento gradualmente descendente de la superficie sólida de la Tierra, con pequeña o inexistente componente horizontal y que no ocurre a lo largo de una superficie libre. El movimiento no es restringido en velocidad, magnitud, o área implicada. La subsidencia puede deberse a procesos geológicos naturales o actividades del hombre, tales como la extracción de sólidos, líquidos o gases bajo la superficie y la saturación de algunos tipos de depósitos porosos o sueltos poco húmedos”.*

Este fenómeno es desencadenado mayoritariamente por casos en que se evidencia intervención antrópica, por tanto, ocurre en zonas pobladas, donde se han realizado la mayoría de estudios respecto a ello, ya que se ha convertido en una problemática para las ciudades, especialmente aquellas en donde el agua subterránea es la fuente principal de abastecimiento para las industrias y el consumo humano (Mulas, Aragón, & Ángel, 2011).

La subsidencia se comenzó a considerar como uno de los fenómenos geológicos preocupantes para los seres humanos durante el siglo XX, ya que el incremento de la población desde los comienzos de la era industrial tuvo como consecuencia la concentración de núcleos de habitantes en las principales ciudades que conllevó a un aumento en el consumo del agua y por lo tanto, una mayor necesidad de la explotación intensiva de acuíferos que originó un ascenso del número y superficie de zonas afectadas por subsidencia por causas antrópicas. Hoy en día los movimientos del suelo y la subsidencia son de gran preocupación en términos de gestión de riesgos geológicos para las autoridades responsables y se trabaja

arduamente en el desarrollo de nuevas tecnologías para identificar y amortiguar los efectos negativos que produce (Declercq et al., 2017).

En el mundo hay muchos casos de zonas urbanas y agrícolas que han padecido las implicaciones de este fenómeno durante las últimas décadas. Célebres ejemplos como lo son Ciudad de México, Valle de San Joaquín, Murcia y varias ciudades en China, todas tienen en común la sobre explotación de sus recursos hídricos como el detonante principal (Bolger, Park, Unger, & Sudicky, 2011). México es un país donde su población depende en más de un 60% de la extracción del agua subterránea para poder abastecer a su población; es por eso que varias ciudades en el centro del país sufren de las consecuencias que trae este fenómeno (Figuroa-miranda et al., 2018). Una de ellas es San Luis Potosí, en donde se han presentado abatimientos en los niveles estáticos desde el año 1971, mientras que la subsidencia se ha venido estudiando durante las últimas dos décadas, durante las cuales se ha evidenciado daños estructurales en casas, calles y construcciones históricas, causando impactos económicos considerables, es por esto que se decidió investigar en profundidad este fenómeno, definir cuáles son las causas que lo provocan y qué tan relacionado está con la explotación del agua subterránea. Además, la identificación de las zonas vulnerables puede replantearse como una herramienta para la planeación territorial de los municipios afectados.

El objetivo principal de esta investigación es evaluar los efectos de la explotación del agua subterránea en el Valle de San Luis Potosí sobre el fenómeno de la subsidencia, a través de un análisis espacial y un modelo teórico del acuífero profundo. Conociendo la estratigrafía del acuífero, determinando la variación de los niveles piezométricos a través de análisis geoestadísticos y efectuando procesos de interferometría en el análisis espacial de la subsidencia para poder correlacionar la extracción del recurso hídrico con los hundimientos reportados en superficie. El trabajo lo conforman 5 capítulos, el primero consta de información general acerca de la zona de estudio, en el capítulo 2 se analizará la información hidrogeológica del acuífero para la construcción de un modelo teórico en 3D; el tercer capítulo expone los mapas de predicción construido a partir de la evolución de los niveles estáticos durante el periodo 2007-2017; el capítulo 4 lo compone todo el análisis de imágenes InSAR usando el software SNAP, mientras que el capítulo final es la aplicación de la técnica CPT para el análisis de series de tiempo de la deformación y su validación con GNSS.

## **1. ANTECEDENTES.**

### **1.1. Casos de subsidencia por extracción de agua en acuíferos a nivel mundial.**

La subsidencia por extracción de agua subterránea que afecta importantes ciudades alrededor del mundo como Ciudad de México, Venecia, Valle de San Joaquín, Taipéi, Tokio, Pekín, Murcia, Suzhou, El área de la cuenca Chalco, Valle de Santa Clara, Bangkok, Llanura de Nobi, entre otras (Roberto Tomás, Herrera, & Peña, 2009) (Garzón, 2011). Son muchos de los casos registrado por subsidencia a lo largo de la historia, a continuación, se expondrán los más relevantes causados precisamente por la extracción de agua en el terreno.

#### **1.1.1. Valle de San Joaquín, California Central.**

San Joaquín junto a Ciudad de México son los lugares que ocupan en el primer puesto en todos los casos ocurridos a lo largo de la historia. El valle tiene más de 400 km de largo, 40-90 km de ancho y forma parte de los dos tercios del sur del Valle Central de California. La mitad de este valle, es decir 13.500 km<sup>2</sup> aproximadamente, son tierras agrícolas y el agua subterránea es utilizada para el riego de estos cultivos que suministran el mayor consumo alimenticio del país (Bolger et al., 2011). Hay otros factores que han agudizado la subsidencia en esta zona aparte del bombeo excesivo, tales como la compactación de depósitos de poca humedad que son humedecidos por primera vez donde se da el fenómeno de hidrocompactación, la extracción de petróleo en varios campos de producción, ajustes tectónicos en la zona, levantamiento de las cadenas montañosas circundantes que provocan un hundimiento lento en el fondo del valle (Garzón, 2011).

El Valle de San Joaquín ha estado sujeto a condiciones hidrológicas e hidrogeológicas cambiantes desde que comenzó el desarrollo de la agricultura de regadío en el siglo XIX y desde la Fiebre del Oro de 1849. Este valle tiene importantes preocupaciones sobre el manejo del agua debido a la gran demanda de agua para una creciente población y para el riego intenso. El sistema de agua subterránea de la superficie en la zona ha sufrido cambios drásticos ya que el mayor uso de las aguas subterráneas y superficiales son para el riego y la minería, y aún responde a las tensiones del pasado y presente (Bolger et al., 2011).

El riego con agua subterránea aumentó rápidamente en la década de 1920 y coincide con el comienzo de la compactación del acuífero, incluyendo los lentes de arcilla más superficiales que originaron las primeras subsidencias en el suelo. En 1972 se dio el mayor hundimiento en la historia del Valle de San Joaquín, alcanzando descensos de hasta 8,84 m y 9,05 m en 1982 (Bolger et al., 2011) (Declercq et al., 2017).

Los daños más importantes que ha producido esta subsidencia están relacionados con los asentamientos locales, ya que en general la subsidencia se da de forma lenta y homogénea. Estas afectaciones locales han derivado graves consecuencias para el diseño y mantenimiento de los canales, gastos en reparaciones en los pozos y obligados cambios en las prácticas agrícolas, principalmente en lo que concierne al riego (Garzón, 2011).

### **1.1.2. Murcia, España.**

Esta ciudad se encuentra en la ribera del río Segura, que gracias a sus grandes aportes de sedimentos ha creado extensas áreas de rellenos aluviales que han dado origen a depósitos de llanura de inundación con grandes espesores, formados por gravas, arenas finas, limos y arcillas, material que compone la primera capa de uno de los acuíferos que es de tipo libre, su segundo acuífero se encuentra en profundidad y es de tipo multicapa, ambos acuíferos superior e inferior están conectados por un acuitardo (Abellaneda, 2015).

Murcia se encuentra en una de las zonas más áridas de la península Ibérica, la explotación de los recursos hídricos en esta ciudad comenzó en el siglo XVIII y se acentuó en una primera expansión hacia el siglo XIX, como consecuencia del incremento de la producción agrícola y las demandas de la población que iba en ascenso empezaron a descender los niveles piezométricos. En vista de la crisis que se vino presentando a principios del siglo XX empezaron a regular el uso del agua subterránea, sin embargo, no fue suficiente para contener la proliferación de pozos de extracción a pequeña escala económica realizado por particulares (Abellaneda, 2015).

Los registros de subsidencia muestran valores mayores a los 10 cm que ha desencadenado problemas en edificios, urbanizaciones, instalaciones y obras públicas. Entre 1992 y 1997 se registró un asentamiento de aproximadamente 30 cm (Abellaneda, 2015).

### 1.1.3. Ciudades en China.

China ha enfrentado las consecuencias de este fenómeno desde 1964, cuando se manifestaron los primeros casos de subsidencia en Shanghái. La causa principal se acreditó al rápido desarrollo urbanístico e industrial durante las últimas décadas que afectó a más de 45 ciudades industriales. En China, la subsidencia puede clasificarse según la región geográfica, en tres tipos (Hu, Yue, Wang, & Wang, 2004):

- Regiones costeras y deltas de ríos, sobre las que se desarrollan ciudades como Shanghái, Tianjin, Xuzhou, Wuxi y Hangzhou.
- Regiones planas frente a zonas montañosas, tales como la planicie del norte de China y la planicie de Songliao.
- Regiones de valles y cuencas entre montañas como Xian y Taiyuan.

En todo el territorio chino existe un área cerca de 49000 km<sup>2</sup> donde ocurre subsidencia y las pérdidas económicas anuales relacionadas con este fenómeno superan los 100 millones de dólares. Actualmente, más de once ciudades han acumulado más de un metro en asentamientos, todos estos causados principalmente por la extracción de agua subterránea (Hu et al., 2004).

### 1.1.4. Teherán, Irán.

En Irán la subsidencia es producto de la extracción de agua subterránea y ocurre en varias ciudades como Teherán, Mashhad, Kashmar, Varamin, Kashan, Rafsanjan y otras. Teherán es la ciudad más poblada del país con más de 15 millones de habitantes y ocurre desde los años sesenta. Es un área plana rodeada de montañas localizada al norte de Irán, caracterizada por ser una región árida a semiárida, cuya área de afectación por este fenómeno sobrepasa los 714 km<sup>2</sup>. Estratigráficamente, Teherán está conformada por unidades de depósitos aluviales del cuaternario, que descansan sobre una formación maciza de rocas conglomeráticas que tienen muy baja porosidad junto con otras formaciones del cuaternario, las cuales conforman hidrogeológicamente dos unidades divididas en sistemas de acuíferos (conformado por arenas arcillosas, arenas finas y grava) y acuitardos (arcillas y limos). En la llanura de Teherán existen pozos de extracción de agua a más de 600 m de profundidad y los usos principales del agua son para la agricultura, doméstico e industrial; tan sólo para el 2012,



se habían extraído para ese año 1.9 billones de m<sup>3</sup> del acuífero de Teherán, y el nivel piezométrico disminuye a una tasa de 42 cm/año; lo que da una idea del estrés hídrico bajo el cual se encuentra dicha formación, lo que se ve reflejado directamente en la subsidencia de la superficie (Mahmoudpour, Khamehchiyan, Nikudel, & Ghassemi, 2013).

### **1.1.5. Bologna, Italia.**

En esta ciudad de Italia, el fenómeno de la subsidencia se remonta desde la segunda guerra mundial y es consecuencia de la explotación del agua subterránea. Se han realizado muchos estudios en la zona sobre los efectos que han tenido los asentamientos en los edificios de la zona centro de la ciudad, especialmente en las construcciones históricas. Los asentamientos pueden variar desde los 0.7 m hasta máximo los 4 m (Spacagna, Rasulo, & Modoni, 2017), con una tasa de subsidencia de 1.5 a 2 mm/año.

La ciudad de Bologna se encuentra situada sobre el Valle de Po, el cual es afectado por subsidencia natural a causa de movimientos tectónicos y la compactación de sedimentos, sin embargo, el efecto se agudizó cuando en los años sesenta el crecimiento de la economía requirió que la extracción de agua subterránea aumentara. Estratigráficamente, el valle está compuesto por material aluvial (arena y grava), el cual ha sido aportado principalmente por los ríos Reno y Savena. Hidrogeológicamente, está compuesto por tres acuíferos, el acuífero A, el cual es el más superficial, corresponde a los depósitos aluviales y el acuífero B es una formación muy parecida a esta; mientras que el acuífero C está conformado por sedimentos marinos del mioceno medio (Darini, 2007).

A continuación, se muestra la Tabla 1. En la cual se resumen la información descrita anteriormente para las ciudades más representativas alrededor del mundo que presentan esta problemática, aquí se comparan los usos que se le dan al agua en dichos lugares, el tipo de suelo que compone el acuífero, la subsidencia medida en las últimas décadas; esta puede ser acumulada (en metros) o se puede mostrar como velocidades máximas (cm/año), por último, se contempla cuál es la causa que han encontrado los investigadores que se le puede atribuir al fenómeno presentado en los respectivos lugares.

Tabla 1. Comparación entre ciudades del mundo que presentan subsidencia.

Lugar	Uso del agua	Tipo de Suelo	Subsidencia	Causas
<b>Valle de San Joaquín.</b>	Agrícola.	Lentes de arcilla y aluvial.	Hasta 9.05 m acumulados.	Bombeo, hidro compactación.
<b>Murcia.</b>	Doméstico.	Aluvial.	Hasta 30cm/año.	Bombeo.
<b>Teherán.</b>	Doméstico e industrial.	Aluvial.	Hasta 25 cm/año.	Bombeo.
<b>Bologna.</b>	Doméstico.	Aluvial.	Hasta 4 m acumulados.	Bombeo.

## 1.2. Casos de subsidencia por extracción de agua en acuíferos en México.

A partir de estudios exhaustivos que se han realizado en diferentes ciudades acerca del fenómeno de subsidencia se ha encontrado que por un lado muchos de estos hundimientos están relacionados con la compactación de materiales blandos en sistemas multi-acuíferos que combinados con la extracción de agua subterránea agudiza los efectos del detonante. Sin embargo, en México se ha identificado dos tipos de subsidencia (Figuroa-miranda et al., 2018):

**Subsidencia tipo Ciudad de México:** El fenómeno se presenta con un patrón espacial circular concéntrico a nivel regional, es un comportamiento característico de la consolidación de arcillas altamente compresibles las cuales constituyen sistema acuífero-acuitardo de la cuenca de México.

**Subsidencia tipo control estructural:** Este tipo de subsidencia se reportó desde 1980 en varias ciudades de México que comparte una configuración tectónica similar; especialmente ciudades que se han desarrollado sobre valles tectónicos, caracterizados por ser grabens o fosas rellenas por sedimentos fluvio-lacustres. Es común que los hundimientos de mayor magnitud se den a lo largo de las fallas tectónicas, además la formación de los agrietamientos es controlada también por la heterogeneidad del basamento de la cuenca. Las tasas de hundimiento son variables y controladas no solo por el espesor y las características

geomecánicas de los sedimentos sino también por la tasa de extracción de agua subterránea y recarga del acuífero. En 1980 se identificaron casos relevantes en Morelia y San Luis Potosí, más adelante en la década de 1990 se identificó este mismo fenómeno en otras ciudades como Querétaro y Jocotepec.

Actualmente hay más de 39 ciudades que reportan hundimientos en México, donde el 64% son del tipo control estructural, mientras que el 36% no se ha definido aún. A continuación, se muestra una imagen que localiza las ciudades que presentan el fenómeno de subsidencia y qué tipo.

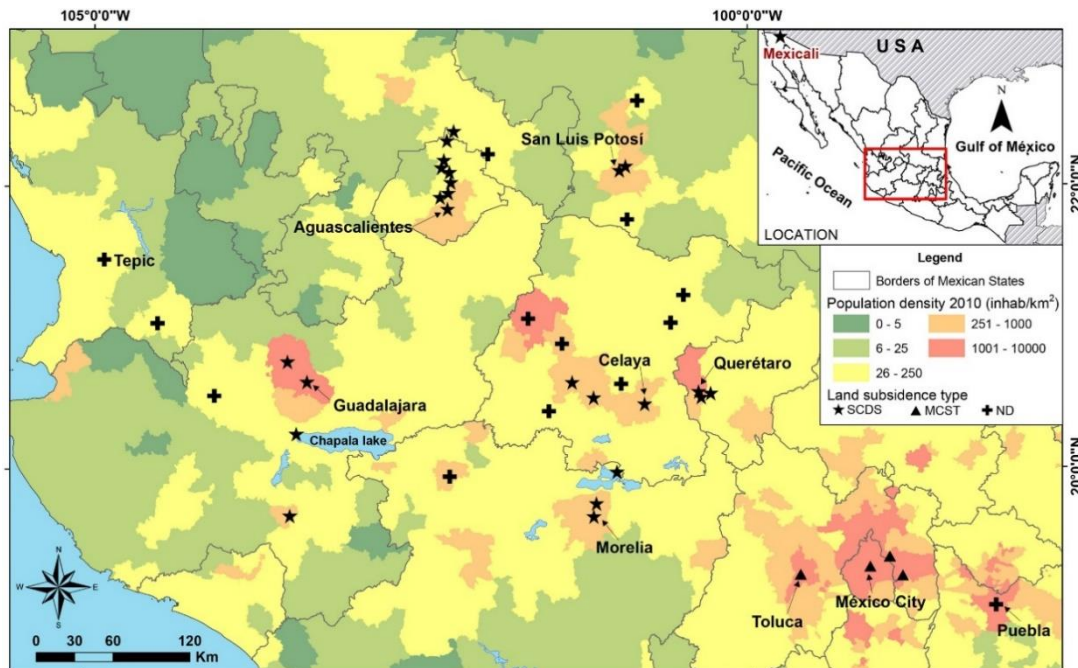


Figura 1. Ciudades del centro de México que padecen hundimientos (Figuroa-miranda et al., 2018).

Como se puede apreciar en la Figura 1, las zonas de ocurrencia de subsidencia corresponden con las ciudades donde hay mayor concentración poblacional. La mayoría son del tipo de control estructural, mientras que sólo México y Toluca son las del primer tipo, ya que ambas ciudades se encuentran sobre estratos de arcilla de gran espesor, los cuales presentan las características de hundimientos concéntricos y menos diferenciados. La cantidad de ciudades reportadas con hundimientos aún es un número subestimado, debido al difícil acceso a los informes locales y nacionales, así como los documentos de evaluación de riesgos del gobierno e investigaciones no publicadas (Figuroa-miranda et al., 2018).

Se sabe que aproximadamente el 66% de las ciudades que padecen hundimientos de tipo estructural están ubicadas sobre acuíferos sobre explotados y coinciden con que el 50% del agua extraída de dichos acuíferos es utilizada para el riego agrícola. Es decir, que la explotación de los acuíferos acentúa el efecto estructural de las fallas sobre los materiales rocosos y cuyo efecto se ve reflejado en superficie. A continuación, se muestra una imagen que relaciona la extracción de agua subterránea con los casos de subsidencia de tipo estructural.

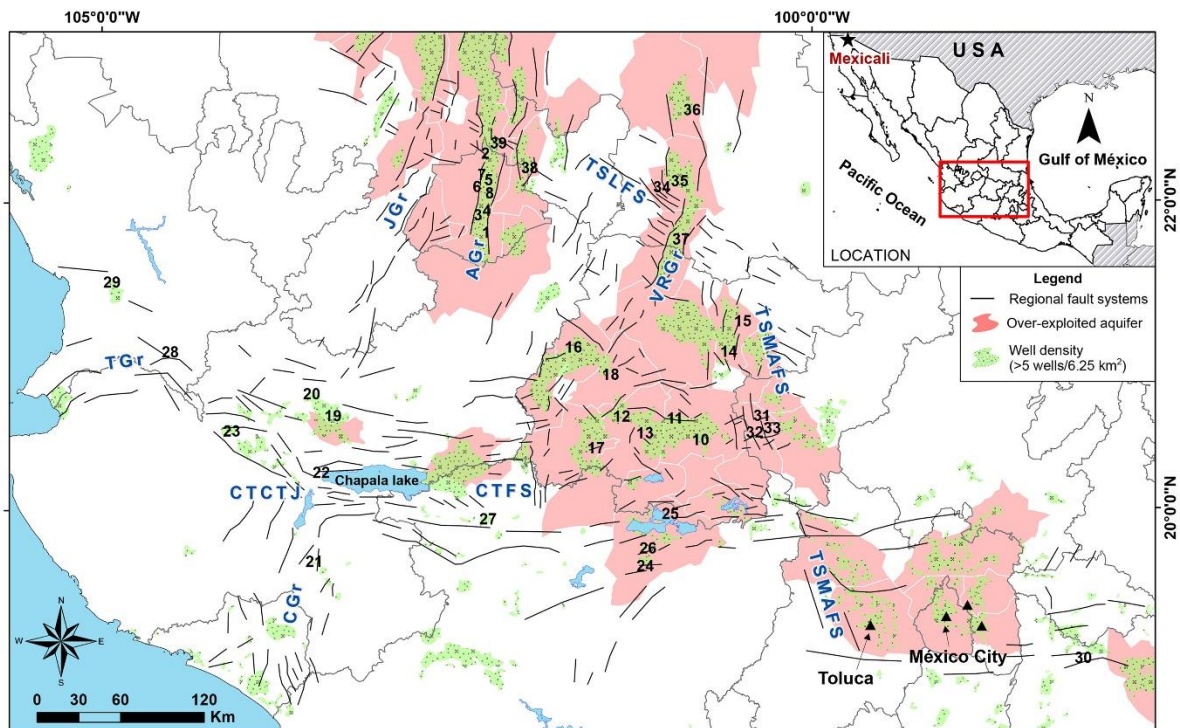


Figura 2. Principales sistemas de fallas regionales en el centro de México y su relación con acuíferos sobreexplotados y densidad de pozos de extracción (Figuerola-miranda et al., 2018).

Como se observa en la Figura 2, los lugares donde hay mayor densidad de pozos de extracción coinciden en la mayoría de los casos presentados con los sistemas de fallas. El intenso bombeo del agua subterránea ha acarreado un descenso en los niveles estáticos con profundidades de hasta 180 m en Aguascalientes; 170 m en Morelia, 70 m en Salamanca y 50 m en San Luis Potosí.

Es importante aclarar que en algunas ciudades, no es tan claro como la subsidencia se asocia a las fallas tectónicas y la sismicidad, por tanto es necesario que se hagan más trabajos de investigación respecto a esto con la ayuda de instrumentación sísmica de baja magnitud, para así poder evaluar la influencia de las fallas tectónicas activas de dichos valles.

El problema principal de las ciudades del centro de México es que están ubicadas sobre depósitos compresibles que tienen un gran espesor; esto debido a las características de las cuencas tectónicas que han favorecido la acumulación de estos grandes volúmenes de material fluvio-lacustre, los cuales juegan un papel crucial en la capacidad de hundimiento del suelo; por ejemplo, ciudades como Aguascalientes asentadas sobre 600 m de material sedimentario; 300 m en Bajío Guanajuatense; 300 m en Querétaro y aproximadamente 500 m en San Luis Potosí. Esto combinado con otros factores que favorecen la subsidencia como: clima árido a semi-árido donde los asentamientos dependen principalmente del agua subterránea; bombeo intensivo que induce el decaimiento del nivel freático; gran espesor de sedimentos compresibles y la existencia de fallas tectónicas y discontinuidades en el basamento de las cuencas (Figueroa-miranda et al., 2018).

### **1.2.1. Ciudad de México**

La subsidencia ha sido uno de los problemas más grave que ha tenido Ciudad de México a lo largo de su historia, y esta ha sido provocada por la extracción del agua subterránea con fines de suministro de agua doméstica e industrial, contando con que es una de las regiones más pobladas del mundo con más de 20 millones de habitantes y representa uno de los mayores valores de subsidencia a nivel mundial (Abellaneda, 2015) (Garzón, 2011).

El material sobre el cual se levanta la ciudad se compone principalmente por sedimentos lacustres y de origen volcánico, como son restos de un antiguo lago, lo comprenden lentes de arcillas cuyo espesor varía entre los 30 y 70 m con alto contenido de agua y deformabilidad, que presentan propiedades mecánicas muy particulares que hacen que el suelo reaccione de esta manera adversa frente al incremento de los esfuerzos (Roberto Tomás et al., 2009).

En un principio, es decir, en la época prehispánica y en la colonial, los habitantes tuvieron que enfrentarse a la consolidación natural de las arcillas a partir de las primeras construcciones y desde entonces se han estado haciendo reconstrucciones y modificaciones que han perdurado hasta nuestros días, debido a que estos asentamientos se acentuaron en el siglo XX cuando la explotación del agua subterránea se hizo más intensa. El hundimiento de la ciudad de México se descubrió en 1891, mediante

mediciones se encontró que la velocidad de hundimiento variaba entre 3 y 5 cm/año. En 1947 las velocidades habían aumentado de 15 a 30 cm/año y recientemente el monitoreo muestra velocidades entre 5 y 7 cm/año (Abellaneda, 2015).

Los problemas causados por la subsidencia comprenden daños en edificios, cimentaciones, pavimentos, sistema de transporte e instalaciones como redes de agua, corriente y saneamiento (Garzón, 2011)

Actualmente la construcción de nuevas fuentes de agua para el abastecimiento de la ciudad y las restricciones de bombeo por parte de legislaciones en el centro de la Ciudad de México redujeron la dependencia de los pozos, lo que hizo que la tasa de subsidencia descendiera considerablemente (5 cm/año) (Abellaneda, 2015).

### **1.2.2. Toluca.**

La cuenca de Toluca se encuentra en un valle que cubre un área aproximada de 2100 km<sup>2</sup>, el cual se encuentra adyacente a la cuenca de México (Calderhead, Therrien, Rivera, Martel, & Garfias, 2011). Debido a su cercanía con Ciudad de México le ha favorecido a su crecimiento industrial. El uso del agua es principalmente para las actividades agrícolas y el abastecimiento municipal, sin embargo, provee el 38% del agua de Ciudad de México a través del Sistema Lerma. Geológicamente, el Valle de Toluca está conformado por una variedad de tipos de rocas, el fondo de la cuenca es roca andesítica cubierta por una capa confinada de arcillas y por las capas del acuífero de la formación Chalma, compuesto por arena, grava y arcilla. Por tanto, su entorno hidrogeológico es complejo y el agua es extraída de tres unidades de acuíferos confinados (Castellazzi et al., 2016).

Toluca enfrenta una problemática de subsidencia importante durante las últimas décadas, relacionada con la extracción de agua subterránea; lo que ha ocasionado que el decaimiento del nivel piezométrico tenga una tasa anual aproximada de 50 cm, y unas tasas de hundimiento en la superficie de hasta 9 cm/año. Desafortunadamente aún no se han producido cambios significativos en las políticas de extracción de agua subterránea para intentar remediar estos efectos (Castellazzi et al., 2016).

### **1.2.3. Morelia.**

Desde 1980, la ciudad de Morelia ha experimentado subsidencia producto de la extracción de agua subterránea que sobrepasa la recarga natural del acuífero (Cigna et al., 2012). Esta ciudad está ubicada en el valle de Guayangero compuesto principalmente por sedimentos lacustres sobre una secuencia de flujos piroclásticos (Castellazzi et al., 2016). En gran parte los hundimientos que se presentan están asociados a la heterogeneidad litológica, las fallas y la extracción de agua, actualmente las tasas de subsidencia son de 4-6 cm/año (Cigna et al., 2012).

### **1.2.4. Querétaro.**

Querétaro está asentada sobre un graben que está delimitado por fallas NS. El basamento de la cuenca lo componen rocas volcánicas extrusivas de composición basaltos fracturados, sobre la cual suprayacen flujos piroclásticos y sedimentos fluviales o lacustres, los cuales componen el sistema de acuíferos que provee a la ciudad de agua (Castellazzi et al., 2016).

La extracción de agua subterránea en esta ciudad empezó en los años setenta y con esto empezó la disminución piezométrica a una tasa aproximada de 3 a 5 m/año, lo que produjo un descenso de hasta 70 m para la década de 1990. A partir el 2000 empezaron a extraer agua del acuífero fracturado a aproximadamente 200 m, el cual se agotó entre 2000 y 2010 y tuvo que empezar a explotarse el otro acuífero granular. Actualmente la tasa de subsidencia de la ciudad de Querétaro es de 3 a 8 cm/año (Ochoa-gonzález, Carreón-freyre, Franceschini, Cerca, & Teatini, 2018).

### **1.2.5. Aguascalientes.**

Aguascalientes se encuentra sobre un graben tectónico que hace parte del sistema de acuíferos Ojocaliente-Aguascalientes-Encarnación, compuesto por acuíferos no confinados que se extienden por tres estados de México (Castellazzi et al., 2016). Geológicamente es una cuenca tipo graben rellena de material sedimentario de composición arena y grava con limo principalmente que reposan sobre un basamento volcánico (Pacheco-martínez et al., 2013).

El bombeo de agua subterránea empezó en la década de 1940 y se intensificó en la década de 1970 como consecuencia de la industrialización. Desde entonces, los niveles

piezométricos han disminuido notablemente alcanzando valores de hasta 180 m (Pacheco-martínez et al., 2013). Estos hundimientos han causado pérdidas económicas por daños a propiedades públicas y privadas. Actualmente tiene una tasa de subsidencia de hasta 8 cm/año.

A continuación, en la Tabla 2, se muestra una comparación de las ciudades mencionadas anteriormente que presentan subsidencia en México.

*Tabla 2. Comparación ciudades de México con subsidencia.*

Ciudad	Uso del agua	Tipo de suelo	subsidencia	Causas
<b>Ciudad de México.</b>	Doméstico e industrial.	Arcillas de hasta 70 m.	Hasta 30 cm/año.	Bombeo.
<b>Toluca.</b>	Doméstico y agrícola.	Arcillas y aluvial.	Hasta 9 cm/año.	Bombeo.
<b>Morelia.</b>	Doméstico.	Lacustres.	Hasta 6 cm/año.	Bombeo y fallas.
<b>Querétaro.</b>	Doméstico e industrial.	Aluvial y lacustre.	Hasta 8 cm/año.	Bombeo.
<b>Aguascalientes.</b>	Doméstico en industrial.	Aluvial.	Hasta 8 cm/año.	Bombeo.

#### 1.2.6. Subsidencia en San Luis Potosí.

Actualmente, la zona metropolitana de San Luis Potosí y Soledad de Graciano Sánchez es la más afectada por el fenómeno de la subsidencia en todo el estado. En 2006 se realizaron estudios detallados en el centro histórico de la ciudad ya que varios edificios estaban afectados por agrietamientos, producto de los hundimientos diferenciados a causa de las fallas en el suelo; lugares emblemáticos como el Museo de la máscara, Museo Regional Potosino, la Iglesia del Espíritu Santo, el Museo Federico Silva tienen afectaciones por consecuencias de este fenómeno.

Estudios geofísicos han apuntado a que los orígenes de fallamiento en el suelo se deben a la compactación de los materiales sedimentarios y la presencia de paleo-cauces rellenos



también con material granular poco consolidado. Concluyeron que existen tres tipos de fallamiento en la ciudad: vertical por esfuerzos de corte, horizontal por esfuerzos de tensión y en escalón por esfuerzos de torsión, estas fallas están influenciadas por varios factores determinantes, entre ellos el descenso del nivel piezométrico que contribuye a la consolidación de los materiales granulares y la irregularidad del basamento de la cuenca (Herrera-Pérez, 2012).

Cuando analizaron los efectos de la subsidencia en las viviendas y otros edificios civiles de la ciudad para determinar el impacto económico, encontraron que existen 1982 inmuebles en riesgo, 282 presentan ya un tipo de daño en la estructura (Herrera-Pérez, 2012). Además de los edificios y viviendas, la red de drenaje y agua potable también se ha visto afectada por este fenómeno. Se han identificado 22 “fallas” las cuales están concentradas en la zona noreste de la ciudad, se estimó que el costo monetario debido al impacto de estas propiedades asciende a los 2.5 millones de dólares (Ortiz-Rodríguez, 2010).

Existe una red de monitoreo de pozos que incluye 74 perforaciones profundas que interceptan el acuífero. La profundidad del nivel estático medida para el primer trimestre de 1998 se encontraba en un rango de 95 a 155 m, los valores más someros se encontraron en los bordes orientales del valle y en la zona norte urbana que es donde existe una menor densidad de pozos, lo que se traduce en menor volumen explotado para esa zona. Tras haber comparado estos datos de piezometría entre los años 1995 y 1998, se llegó a la conclusión de que el abatimiento en el nivel estático registrado fluctuaba entre 0.5 y 4.0 metros para este periodo trianual (CONAGUA, 2015).

Desde el año 1995 se presenta un cono de abatimiento en la ciudad de San Luis Potosí, entre los años 1971 y 1995 el abatimiento de los niveles estáticos fue de 95 m. En el periodo 1995-2001, este cono descendió 25 m más hacia la parte norte principalmente, a pesar de que hubo zonas en las que se mantuvieron constante los niveles (COTAS, 2005).

Para el 1960 el 59% del agua para uso doméstico provenía del agua superficial y el resto se extraía del acuífero, en el 2005, esta cifra había aumentado hasta 92% y sólo el 8% del agua destinada a uso doméstico provenía de los cuerpos hídricos superficiales (COTAS, 2005). El incremento en la extracción de agua subterránea ha sido acelerado; y este pasó de ser de 0.97 m<sup>3</sup>/s en 1970 a 4.1 m<sup>3</sup>/s para el año 2007 (Hergt, Castro, Cardona, & Carrillo,

2009). El volumen de agua extraída para el 2006 fue de 92.2 millones de m<sup>3</sup>/año. Esta se obtuvo a partir de la explotación de 125 fuentes de abastecimiento, las profundidades de estos pozos varían entre los 270 y 700 metros (CONAGUA, 2015).

Hay varios factores que agudizan esta disminución en los niveles piezométricos, una de ellas es el crecimiento poblacional acelerado y la expansión de las actividades agrícolas e industriales. Sin embargo, la baja permeabilidad de los materiales litológicos que bordean el valle, la baja precipitación y alta evaporación de la zona que caracteriza a los climas semiáridos, la erosión y deforestación sumada a la pavimentación de zonas de recarga inciden en el impedimento de la retención e infiltración del agua de escorrentía hacia el acuífero. Esto ha ocasionado que el déficit en el balance hidrológico entre el periodo de 1995 a 2002 haya incrementado de 36 millones de m<sup>3</sup>/año a 42.5 millones de m<sup>3</sup>/año (Noyola, y otros, 2009).

Adicional a esto, en 2019, se realizó un estudio de la subsidencia, aplicando técnicas DInSAR, a través de imágenes Sentinel-1 para el periodo 2014-2019, este estudio mostró valores de subsidencia en el VSLP de hasta 13.4 cm en algunas áreas, es decir, aproximadamente 2.6 cm de deformación por año (Tristán, García, Cárdenas, Ovalle, & Putri, 2020). A pesar de que los efectos de la subsidencia en el VSLP son de importancia, existen pocos estudios para su monitoreo y diagnóstico del origen del fenómeno, la mayoría son estudios geofísicos y geológicos, mientras que hasta la fecha sólo se han realizado dos estudios utilizando técnicas InSAR.

## 2. DESCRIPCIÓN DEL PROBLEMA.

El fenómeno de la subsidencia se presenta en varias ciudades de México y del mundo desde los años 60; sin embargo, en las últimas décadas se han agravado sus efectos a causa de la extracción del agua subterránea en ciudades donde dependen mayormente de estos recursos para abastecer a las comunidades y para poder desarrollar sus actividades agrícolas e industriales. En el Valle de San Luis Potosí, se han presentado descensos del nivel piezométrico de hasta 95 m entre los años 1971 hasta 1995 (COTAS, 2005) en donde el uso del agua está principalmente destinado al sector de abastecimiento público. A pesar de que la subsidencia no ha cobrado vidas humanas hasta el día de hoy, sí tiene un importante impacto en las economías, debido a que anualmente se reportan grandes pérdidas económicas por daños estructurales en construcciones privadas y públicas o construcciones de interés cultural e histórico, como es el caso de San Luis que ha tenido pérdidas de hasta 2.5 millones de dólares (Ortiz, 2010). Por tanto, se hace necesario entender la naturaleza del fenómeno, con el fin de ser capaces de detectar los factores detonantes y las causas que lo originan, para poder predecir su comportamiento y así mitigar los daños en las estructuras y el riesgo que puede presentar para la población civil.

### 3. MARCO TEÓRICO.

En condiciones de equilibrio, toda el agua subterránea de importancia económica está en movimiento desde la zona de recarga a la zona de descarga. Sin embargo, pueden ocurrir cambios en la cantidad de agua en el acuífero como un resultado de un desbalance de los procesos naturales de recarga y descarga. La recarga de un acuífero puede ocurrir por percolación de la lluvia a través de los suelos hasta alcanzar el nivel freático o por infiltración a partir de corrientes de agua superficiales. También sucede por movimientos verticales o laterales desde otro acuífero (Osejo, 1997). Sin embargo, la extracción de los recursos de aguas subterráneas ha llevado a la consolidación de los sistemas acuíferos (acuíferos y acuitardos), ya que, la extracción de aguas subterráneas disminuye la presión del agua intersticial y aumenta el estrés efectivo en los suelos y las rocas, lo que lleva a la consolidación de los acuíferos, provocando un hundimiento gradual de la tierra (Chaussard, Wdowinski, Cabral-cano, & Amelung, 2014). La subsidencia está sujeta a características particulares que definen cada zona, tales como las condiciones geomecánicas e hidrogeológicas, así como el método de explotación que se utiliza; tales elementos condicionan el grado de afectación superficial y la intensidad del proceso a lo largo del tiempo (Mulas, Aragón, & Ángel, 2011).

Entre los efectos negativos que este fenómeno produce se pueden mencionar las modificaciones en los gradientes de los pequeños cuerpos de agua naturales en superficie, así como drenajes artificiales; asentamientos en vías, modificaciones del terreno, colapso de las infraestructuras, modificaciones medioambientales, ya sea la formación de sumideros, cambios en el curso del agua, inundaciones, contaminación de cuerpos de agua, entre otras (Modoni et al., 2013) (Declercq et al., 2017). Por tanto, es esencial identificar patrones de subsidencia y fallas para mitigar los daños futuros y mejorar el manejo del agua subterránea en consecuencia, ya que también implica un cambio físico en gran parte no recuperable dentro del acuífero al afectar su capacidad de almacenar agua para las futuras generaciones (Castellazzi et al., 2016).

### 3.1. Tipos de Subsidencia.

#### 3.1.1. Subsidencia Natural.

La subsidencia natural es aquella que hace referencia a todos los movimientos en la superficie terrestre asociados a procesos geológicos internos. Esta se da de manera muy lenta y es de pequeña magnitud (Abellaneda, 2015). A lo largo de la historia, la subsidencia natural no ha tenido efectos serios ya que se produce a una escala mayor de tiempo geológico (miles de millones de años). Puede ser inducida por dos tipos de procesos (Darini, 2007):

##### 3.1.1.1. *Movimientos tectónicos:*

**Formación de cadenas montañosas u orogénesis:** estos movimientos pueden ser caracterizados también como un proceso de isostasia. La isostasia es un fenómeno de equilibrio gravitacional entre la corteza y el manto superior; lo que sucede durante la orogénesis, es que la corteza aumenta de espesor y rompe dicho equilibrio, para volver alcanzar un nuevo equilibrio ocurren entonces movimientos verticales o subsidencia que se ven reflejados en la superficie (Darini, 2007).

**Vulcanismo:** Este proceso induce asentamientos por el vaciado de la cámara magmática cuando expulsa la roca fundida al exterior, por gravedad entonces, existe un reajuste en los materiales rocosos al interior de la tierra.

**Sismos:** La aplicación repetida del esfuerzo cortante sobre materiales rocosos puede hacer que el suelo eventualmente falle; esto ocurre cuando el exceso de presión de poros no regresa a cero después de cada movimiento y en vez de esto se acumula; entonces la resistencia al esfuerzo cortante disminuye (Darini, 2007).

##### 3.1.1.2. *Origen del suelo y procesos erosivos:*

**Consolidación natural:** Se caracteriza por un movimiento que se da netamente por la acción del peso del material granular o carga geoestática combinado con la variación en el nivel freático. El peso de los depósitos causa que haya una expulsión del agua y reduce el volumen de poros, este es un comportamiento típico de depósitos aluviales y sedimentos marinos (Darini, 2007).

**Procesos químicos y físicos:** Modificaciones en las estructuras del suelo debido a disolución de sales por acción del agua, karstificación y oxidación orgánica; produciendo asentamientos por cambios en la tensión del suelo. La subsidencia por disolución subterránea que se da en rocas carbonáticas y/o que contengan altos porcentajes de halita y yeso, ya que estos materiales resultan ser los más solubles de la corteza terrestre, por tanto, alcanza a formar grandes sistemas de huecos interconectados entre sí cuya deformación y colapso genera hundimientos en superficie. La subsidencia por erosión subterránea, que es un fenómeno conocido como tubificación o piping y se presenta cuando un flujo de agua produce arrastre de partículas de suelo, ocasionando túneles que desencadenan en colapsos del terreno (Darini, 2007).

### **3.1.2. Subsidencia antropogénica.**

La subsidencia exógena es cuando se da un traslado en los sólidos, hay una disminución de la resistencia del suelo, hay aumento en la presión, hay variaciones de humedad y se refiere a los procesos de deformación superficial relacionados con la compactación natural o antrópica (Roberto Tomás et al., 2009).

Dentro de esta hay una sub-clasificación que se refiere al mecanismo que la desencadena, tales como; Las actividades extractivas de minerales en galerías subterráneas, la construcción de túneles, la extracción de fluidos ya sea agua, petróleo o gas acumulados en reservorios subterráneos, el descenso de nivel freático por sequías prolongadas.

La subsidencia por construcción de obras subterráneas o galerías mineras, especialmente en las minas subterráneas de carbón. La subsidencia por compactación que se da por varios factores tales como: carga, drenaje, vibración, por extracción de flujos y por hidrocompactación (Abellaneda, 2015).

A continuación, en la figura 3, se muestra un esquema modificado de (Darini, 2007) en el cual se resume el fenómeno de la subsidencia, sus tipos y causas principales:

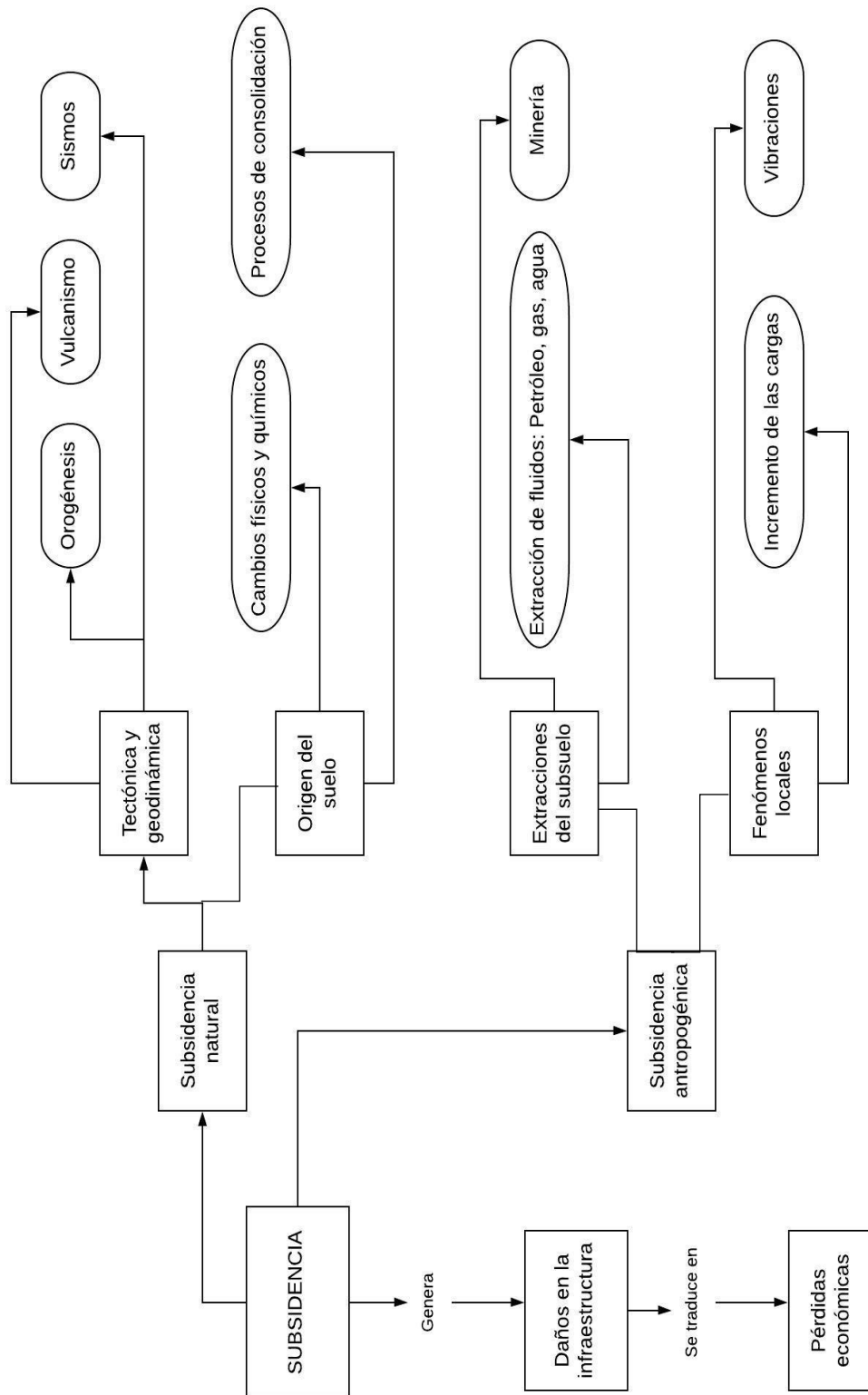


Figura 3. Tipos y causas de la subsidencia. Modificado a partir de (Darini, 2007).

### 3.1.3. Subsidencia originada por la extracción de agua desde acuíferos

La primera vez que se relacionó la subsidencia con la extracción de agua fue en 1908 por Fuller, desde entonces, el interés por estudiar los mecanismos y efectos de la subsidencia asociada a descensos de cabeza piezométrica ha incrementado sustancialmente. El constante interés por este tema se debe a los impactos negativos que la subsidencia del terreno ha generado en la infraestructura y en el desarrollo de las grandes ciudades y últimamente tiene un ingrediente relacionado con la sostenibilidad del recurso hídrico, debido a la creciente demanda del agua que está almacenada en el subsuelo (Garzón, 2011).

Los acuíferos son formaciones geológicas capaces de almacenar y transmitir agua, los acuitardos son aquellas formaciones semipermeables que pueden contener grandes cantidades de agua, sin embargo, la transmiten de manera muy lenta. Los acuíferos pueden ser de tipo confinado cuando las formaciones geológicas están saturadas completamente de agua, por tanto, el acuífero está sometido a una presión de confinamiento superior a la atmosférica. Los acuíferos no confinados o libres son los que no están rodeados por estratos impermeables y el nivel superior de saturación se encuentra a presión atmosférica. Y finalmente, los acuíferos semiconfinados corresponden a aquellos que presentan condiciones similares a las de un confinado pero con la particularidad de que el estrato confinante se trata de un acuitardo y recibe por tanto una recarga a través de él (Abellaneda, 2015).

La extracción de agua de los acuíferos produce descenso en los niveles piezométricos, generando con ellos un aumento de las tensiones efectivas del terreno, que es casi que instantánea en los terrenos no cohesivos, y con un carácter diferido en los terrenos cohesivos, lo que da lugar a cambios de volumen en la profundidad que se traduce a un descenso en la superficie topográfica o subsidencia (Mulas, Aragón, & Ángel, 2011). Sin embargo, hay que tener cuidado ya que no funciona de manera simple para todos los acuíferos, especialmente para los acuíferos confinados, porque el agua que se extrae de estos no proviene del vaciado de la porosidad, debido a que el estrato confinado permanece constantemente saturado de agua, que además está sometida a presiones hidroestáticas, litostáticas y atmosféricas. Así que cuando se extrae agua de un acuífero confinado se está reduciendo la presión intersticial y disminuyendo el nivel piezométrico. Debido a que el acuífero continúa estando bajo la presión litológica suprayacente, se produce un aumento en la tensión efectiva que genera la



consolidación y la reducción de la porosidad. Esta consolidación es lo que precisamente se traduce en la subsidencia de la superficie (Abellaneda, 2015)a.

Para entender cómo los acuíferos confinados liberan agua hay que tener en cuenta que el agua extraída es liberada por la compresión del acuífero y la expansión del agua y que la compresión puede ser permanente (inelástica) o recuperable (elástica). La compactación de acuíferos a diferencia de los acuitardos es principalmente elástica, aunque puede tener un componente inelástico, por ejemplo en arenas angulares y mal gradadas, especialmente arenas micáceas, el componente inelástico puede predominar en la deformación (Garzón, 2011).

Los acuíferos confinados son más o menos comprensibles y elásticos. En general las propiedades de comprensibilidad y elasticidad son de mayor consecuencia en acuíferos con baja permeabilidad, recarga lenta y cabeza alta. En muchos acuíferos ambas propiedades son de suma importancia para el abastecimiento del agua, no sólo por la reducción permanente del almacenamiento, sino también por la reducción temporal como respuesta a las épocas de mínimo uso (Garzón, 2011).

En 1940, Jacob postuló que cuando el agua es removida de un acuífero confinado elástico y la presión decrece, el agua almacenada es derivada de una expansión del agua confinada, de la compresión del acuífero y de la compresión de estratos adyacentes incluidas intercalaciones de arcilla, debido a la baja permeabilidad de las arcillas existe un retraso de tiempo entre la baja de presión dentro del acuífero y la aparición de parte del agua que es desalojada en estas arcillas (Garzón, 2011).

La teoría hidrodinámica de Terzaghi en 1943 sobre la consolidación de los suelos, puede ser útil para explicar los asentamientos en superficie producto de la extracción de aguas subterráneas y está ligado íntimamente con el fenómeno de compactación repetida durante ciclos sucesivos de carga y descarga a través del mismo rango de esfuerzos. La teoría de consolidación establece que un incremento en el esfuerzo aplicado a un estrato de arcilla con comportamiento de acuitardo, será efectivo como una carga de compresión grano a grano tan rápido como la presión de poro pueda decaer hacia el equilibrio con la presión de poro del acuífero adyacente. Por tanto cuando los acuíferos son de tipo interestratificados la compactación depende fuertemente del tiempo, ya que esta no se da hasta que exista una

distribución vertical estable de presión de poros en los acuíferos adyacentes (Modoni et al., 2013).

Cuando el acuitardo es homogéneo y se encuentra en medio de acuíferos con igual presión de poros entre sí, si en un instante de tiempo la cabeza piezométrica desciende en la misma proporción, el tiempo requerido para alcanzar la disipación de exceso de presión de poros depende directamente del volumen de agua expulsado del acuitardo y de la impedancia para el escape del agua. El producto de ambos factores constituye la constante de tiempo del acuitardo (Garzón, 2011).

El drenaje de un acuífero libre no cumple la teoría de consolidación de Terzagui, sin embargo, la subsidencia sí se presenta, ya que el terreno pierde parte de la presión hidroestática intersticial y la fracción sólida de suelo se ve expuesta a mayores tensiones mientras que al tiempo reorganiza la estructura del mismo, para al final adquirir mayor compactación (Abellana, 2015).

La mayoría de los lugares que experimentan hundimientos rápidos se encuentran en depósitos comprensibles o intermedios, es decir depósitos aluviales o lacustres, lahares o areniscas. Esta subsidencia sugiere la consolidación de estratos compresibles profundos, ya sea por bombeo de acuíferos confinados o que existen variaciones locales en la geología superficial, ya que las fallas geológicas preexistentes pueden ser reactivadas durante la extracción del agua e inciden fuertemente en la subsidencia del terreno, agravando el efecto que es provocado (Chaussard et al., 2014).

### **3.2. Métodos de monitoreo y medición de la subsidencia.**

Desde que se comenzó a demostrar la relación que existe entre la extracción del agua del terreno y la subsidencia, surgió la necesidad de buscar métodos y modelos para poder predecir estos asentamientos y contrarrestar el efecto que tiene sobre las poblaciones y el medio ambiente (Mulas, Aragón, & Ángel, 2011).

Actualmente existen varios métodos para registrar las deformaciones del terreno, desde los más clásicos que incluyen calcular las variaciones de las presiones de poro y las variaciones topográficas en superficies, como las técnicas más modernas entre las que se encuentran los GPS, InSAR, y otros métodos de teledetección.

Las medidas de presiones intersticiales se obtienen a través de ensayos, piezómetros y extensómetros. Los parámetros geotécnicos del suelo se calculan a través de los ensayos de laboratorio que permiten recrear las condiciones de la naturaleza para estudiar la respuesta del material consolidado o no consolidado, aplicando una carga cuando este está saturado e inalterado, y viendo cómo reacciona ante distintas cargas con cambios en su presión de poros, de esta manera se consiguen índices de consolidación (Mulas, Aragón, & Ángel, 2011). Para cálculos de la subsidencia por variaciones del nivel freático se debe conocer la superficie piezométrica y su variación en la vertical. Para determinar estas variaciones existen varios métodos, los analíticos y los analógicos. Hasta 2011, el más utilizado es el análisis numérico, ya que permite la modelización del acuífero mediante la discretización del medio físico en un conjunto de intervalos que son resueltos mediante programas informáticos. Así, los sistemas de control instrumental de la subsidencia más utilizados son la red de hilos de nivelación superficial y profunda; GPS combinado con una red de referencias geodésicas; control piezométrico y de subsidencia a través de un dispositivo espacial; sistema de láser aerotransportado que registra los movimientos verticales con una precisión milimétrica y medidas en un corto periodo de tiempo, incluyendo el procesamiento de los datos; el sistema de auscultación de la deformación en tiempo real continuo DGPS, con precisiones de milímetros y cortos periodos de tiempo, también es muy útil para investigar desastres naturales, de manera que esta tecnología es la combinación del GPS y el sistema ruso GLONASS (Mulas, Aragón, & Ángel, 2011).

Existen varias técnicas de teledetección espacial que pueden utilizarse para estudiar la explotación de las aguas subterráneas y la subsidencia asociada a esta, sin tener que recurrir a extensas campañas de datos de campo, empleando así imágenes multiespectrales de radar y gravimetría. Sin embargo, la tarea más difícil relacionada con estos estudios es reducir la incertidumbre a niveles aceptables mediante un análisis más cuidadoso de la información existente que suele ser incompleta debido a la gran extensión y profundidad de los depósitos y la duración del fenómeno en el tiempo. Los datos confiables representan todavía un desafío importante en la hidrogeología, aunque es importante resaltar que las herramientas de observación y toma de datos de campo pueden completar esta información en la mayoría de los casos de manera satisfactoria (Castellazzi et al., 2016) (Modoni et al., 2013). A continuación, se dará una revisión a los aspectos más relevantes de dichas técnicas que

resultan ser muy eficaces en el monitoreo de los movimientos progresivos del terreno (Castellazzi et al., 2016).

### **3.2.1. Técnicas de radar interferométrico de apertura sintética (InSAR) y Sistemas globales de navegación por satélite (GNSS)**

Los GNSS consisten en una constelación de satélites que se usan para transmitir señales y así obtener el posicionamiento y localización de cualquier punto en el globo terrestre. Este sistema determina coordenadas geográficas y altitud de un punto dado y sus principales fines son la navegación, el transporte, la localización geodésica, el tratamiento de datos hidrográficos, agrícolas, entre otros. El posicionamiento GPS se basa en la intersección de tres vectores que corresponden a distancias desde un punto cualquier del que se quieren obtener coordenadas hasta tres satélites de los cuales se conocen sus posiciones, así el dicho punto estará localizado en la intersección de las tres esferas de radio conocido (distancias) (Abellaneda, 2015).

Por otro lado, un interferograma es la diferencia de fase de dos imágenes que se calcula como la multiplicación de la imagen compleja de referencia (master) por la conjugada compleja (slave). Así, esta no depende de las características de inflexión del terreno que se suponen constantes en el tiempo, sino, que depende de la diferencia de las distancias recorridas en las dos imágenes. La diferencia de fases es una suma compleja de varias distribuciones, estas distribuciones se deben a las diferencias geométricas de las dos imágenes, de la topografía, de la deformación del terreno y de las condiciones de la atmósfera en el momento que se obtiene la imagen (Abellaneda, 2015).

A través de la técnica InSAR se determinan pequeños retrasos o adelantos que se producen en las ondas radar emitidas y recibidas desde un satélite o avión en dos instantes distintos. A partir de estos retrasos diferenciales entre cada par de imágenes comparadas (pixel a pixel), se produce un patrón de interferencia que es proporcional al cambio de la distancia entre la posición del satélite y el terreno, con esto se puede determinar los cambios topográficos con un resolución milimétrica y su evolución en el tiempo (Declercq et al., 2017) (Chaussard et al., 2014).

Existen otras técnicas más precisas que comparten el mismo fundamento como MT-InSAR y la interferometría de dispersión persistente (PSI) que permite también medir deformaciones en el terreno con precisión milimétrica, pero a diferencia de la InSAR proporciona series temporales de desplazamientos para cada dispersor durante todo el periodo en que se hace la adquisición de la imagen, así permite la posibilidad de estudiar la variación de los patrones de movimiento del suelo tanto en el tiempo como en el espacio (Declercq et al., 2017).

Las principales limitaciones que presenta las técnicas de interferometría SAR (InSAR) son la decorrelación (geométrica) de las superficies de tierra cubiertas de vegetación, la incoherencia causada por grandes separaciones de órbitas satelitales entre las dos imágenes o dos adquisiciones, que es conocido también como línea de base; la decorrelación (temporal) de largos periodos entre dos adquisiciones, ruido y penetración del radar a través del medio de dispersión (heterogeneidades en la tropósfera) (Strozzi, Caduff, Wegmüller, Raetzo, & Hauser, 2017). Los resultados con esta técnica son coherentes mientras que las características del área que se esté estudiando no cambian en ambas imágenes (Radutu, Nedelcu, & Gogu, 2017).

A diferencia de InSAR, la técnica DInSAR utiliza más pares de imágenes SAR adquiridas con la misma geometría (o un interferograma SAR y un DEM) para eliminar varios factores como el error topográfico y el efecto atmosférico desde la fase interferométrica. La eliminación de estos factores permite generar un mapa de deformación para el área de estudio de manera más coherente. Debido a que el efecto atmosférico no está presente en la fase interferométrica diferencial, DInSAR no es útil para mediciones de desplazamiento precisas, sin embargo, se puede usar para medir el desplazamiento total entre dos puntos (Radutu et al., 2017).

Para corregir la fase atmosférica residual, errores del DEM, entre otros, se desarrolló la técnica PS-InSAR. Cuya principal diferencia con sus antecesoras es el desarrollo de múltiples interferogramas de SAR para identificar la red de dispersores persistentes (PS) y con esto, desarrollar series de tiempo de desplazamiento o deformaciones en la superficie, los PSI no son más que objetos que permanecen estables durante todo el periodo de adquisiciones de datos SAR. Las mediciones se realizan en la línea de visión (LOS) y son relativas a un punto

que se preselecciona como estable y no se mueve. El mapa de velocidad se obtendrá calculando secuencialmente el desplazamiento relativo entre un objeto y un punto de referencia durante el periodo en que se analiza. Las ventajas de este método son la eliminación de los errores producto de la fase atmosférica, y el uso de todos los datos de radas disponibles independientemente de la línea de base geométrica y precisión a nivel milimétrico (Radutu et al., 2017).

### 3.2.2. Interferometría de dispersión persistente (PSI) y técnicas DInSAR en el monitoreo de la subsidencia.

La interferometría de dispersión persistente (PSI) es una técnica de detección remota que es capaz de medir y monitorear desplazamientos en la superficie terrestre a lo largo del tiempo; esta técnica pertenece al conjunto de técnicas basadas en el Radar de Apertura Sintética Interferométrica Diferencial (DInSAR). Dichas técnicas mencionadas consisten en obtener información que está contenida en la fase de radar de al menos dos imágenes SAR que han sido adquiridas en diferentes fechas pero que pertenecen a la misma área. Esta adquisición normalmente se obtiene con el mismo sensor o con sensores que compartan las mismas características. A continuación, se explicará el principio que rige la técnica DInSAR (Crosetto, Monserrat, Cuevas-gonzález, Devanthéry, & Crippa, 2016).

Considerando la huella o la marca de un solo pixel en la superficie “P” el sensor adquiere una primera imagen SAR a partir de una posición de satélite “M” para así medir una fase  $\varphi_M$ , tal como se muestra en la siguiente ecuación:

$$\varphi_M = \varphi_{geom-M} + \varphi_{scatt-M} = \frac{4 \cdot \pi \cdot MP}{\lambda} + \varphi_{scatt-M}$$

#### *Ecuación 1.*

En donde, MP es la distancia del sensor al punto P,  $\varphi_{scatt}$  es el cambio de fase que es generado durante la interacción entre las microondas y el punto P,  $\lambda$  es la longitud de onda del radar, y el factor  $4 \cdot \pi$  está relacionado con la trayectoria de los dos viajes: radar-punto P-radar. Ahora, suponiendo que el sensor adquiere una segunda imagen desde una posición de satélite “S”, midiendo la fase  $\varphi_S$  sobre la misma huella o marca de píxeles P, entonces:

$$\varphi_S = \varphi_{geom-S} + \varphi_{scatt-S} = \frac{4 \cdot \pi \cdot MP}{\lambda} + \varphi_{scatt-S}$$

*Ecuación 2.*

La técnica de Interferometría SAR (InSAR) consiste entonces en medir la diferencia de fases de  $\varphi_S - \varphi_M$ , la cual descrita matemáticamente sería descrita por la siguiente ecuación final:

$$\Delta\varphi_{Int} = \varphi_S - \varphi_M = \frac{SP - MP}{\frac{\lambda}{4 \cdot \pi}} + \varphi_{scatt-S} - \varphi_{scatt-M}$$

*Ecuación 3.*

La ecuación anterior se denomina fase interferométrica y está relacionada con la diferencia de la distancia  $SP-MP$ , que es fundamental para la generación del Modelo digital de elevación (DEM), o, dicho de otro modo, para construir la topografía de la superficie. La sensibilidad que posea InSAR a la topografía depende de la línea de base  $SM$  y más específicamente en la proyección de la  $SM$  en la dirección perpendicular a la línea de visión del SAR. En el caso de la medición de la deformación DInSAR, considerando una huella de un solo píxel “P”, una primera adquisición desde la posición del satélite “M” y una fase  $\varphi_M$  que ya se mostró anteriormente cómo se calcula según la ecuación 1. Entonces, asumiendo que el punto en superficie se mueve desde  $P$  a  $P'$  y que posteriormente, el sensor adquiere una segunda imagen desde la posición del satélite  $S$ , el  $\varphi_S$  estimado se calcula por la siguiente ecuación (Crosetto et al., 2016):

$$\varphi_S = \varphi_{geom-S} + \varphi_{scatt-S} = \frac{4 \cdot \pi \cdot SP'}{\lambda} + \varphi_{scatt-S}$$

*Ecuación 4.*

La imagen a continuación describe gráficamente el fundamento de la deformación medida a través de InSAR y lo que se pretende medir con la ecuación anterior:

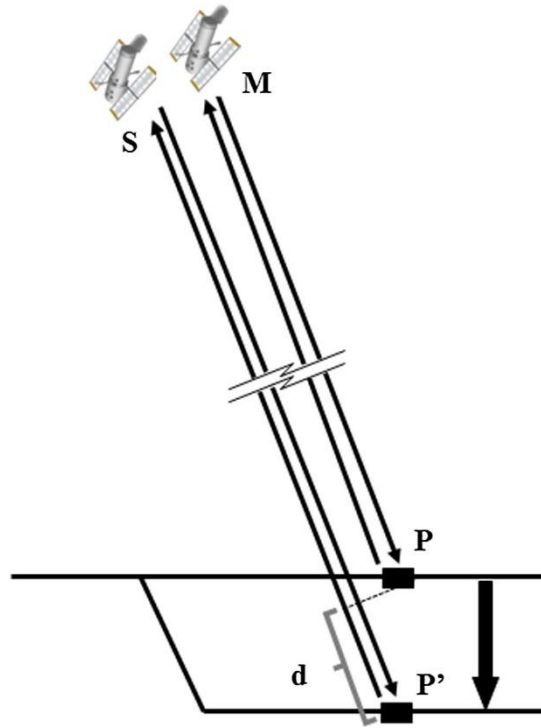


Figura 4. Medida de la deformación en la superficie DInSAR (Crosetto et al., 2016).

Así, la fase interferométrica teniendo en cuenta la deformación estaría dada por la siguiente ecuación:

$$\Delta\varphi_{Int} = \varphi_S - \varphi_M = \frac{SP' - MP}{\frac{\lambda}{4 \cdot \pi}} + \varphi_{scatt-s} - \varphi_{scatt-M}$$

*Ecuación 5.*

Luego, sumando y restando el término  $\frac{SP' - MP}{\frac{\lambda}{4 \cdot \pi}}$  se obtiene la siguiente ecuación:

$$\Delta\varphi_{Int} = \varphi_S - \varphi_M = \frac{SP - MP}{\frac{\lambda}{4 \cdot \pi}} + \frac{SP' - SP}{\frac{\lambda}{4 \cdot \pi}} + \varphi_{scatt-s} - \varphi_{scatt-M}$$

*Ecuación 6.*

En donde, el primer término es el componente de la fase topográfica  $\varphi_{Topo}$  que incluye el componente de la fase elipsoidal de referencia, mientras que el segundo término es el componente de la fase de desplazamiento  $\varphi_{Displ}$ , el cual está relacionado con el desplazamiento de la línea de visión (LOS) como se muestra en la Figura 4 (Crosetto et al., 2016). Si se supone que los dos últimos términos de la ecuación se cancelan, y en caso de



que exista un DEM disponible de la zona donde se tomó la imagen, entonces  $\varphi_{Topo}$  se puede simular y se puede restar de  $\Delta\varphi_{Int}$ , así, se obtiene entonces la fase DInSAR  $\Delta\varphi_{D-Int}$ :

$$\Delta\varphi_{D-Int} = \Delta\varphi_{Int} - \varphi_{Topo-simu} = \varphi_{Displ}$$

*Ecuación 7.*

En donde,  $\varphi_{Topo-simu}$  es el componente topográfico simulado que contiene implícitamente un componente de fase en la superficie plana de la tierra. Hay que tener en cuenta que los errores orbitales afectan al  $\varphi_{Topo-simu}$ , incluso si el aplanamiento no se realiza explícitamente. Esta ecuación describe resumidamente el principio del funcionamiento de las técnicas DInSAR, con la cual se puede calcular los desplazamientos de una zona donde se toman dos imágenes complejas de tipo SAR y ha sido ampliamente utilizado durante las últimas tres décadas para estudios de vulcanología, desplazamientos y estudios del terreno y levantamiento (Crosetto et al., 2016).

Es importante tener en cuenta otros errores en el cálculo de la interferometría, tales como el componente topográfico residual, el componente de la fase atmosférica y el componente de la fase debido a los errores orbitales (errores que afectan la posición de las imágenes  $M$  y  $S$ ) y el ruido de la fase (Ecuación 8.). Para lograr la separación de las otras componentes de la fase, es necesario analizar los pixeles caracterizados por pequeños ruidos de fase, los cuales se relacionan normalmente con dos tipos de reflectores: aquellos en los que la respuesta del radar está dominada por un objeto reflectante fuerte que es constante en el tiempo (Dispensor permanente,  $PS$ ) y aquellos en los que la respuesta es constante en el tiempo pero se debe a diferentes objetos dispersos pequeños distribuidos ( $DS$ ) (Crosetto et al., 2016). En la siguiente ecuación se muestran las diferentes contribuciones de la fase que componen a un interferograma (Declercq et al., 2017):

$$\varphi = \varphi_{def} + \varphi_{orbit} + \varphi_{topo} + \varphi_{atm} + \varphi_{ruido}$$

*Ecuación 8.*

La  $\varphi_{def}$  corresponde al desplazamiento relativo del objeto reflectante; la  $\varphi_{orbit}$  es la contribución debido a errores orbitales y se considera insignificante cuando se usan órbitas precisas. El  $\varphi_{topo}$  es el error topográfico como se había mencionado antes y la  $\varphi_{atm}$  es la fase que se le atribuye a la toma atmosférica; por último el  $\varphi_{ruido}$  puede ser irrelevante en

caso de que exista un buen dispersor (alta amplitud de onda) (Declercq et al., 2017). Como se puede observar, el interferograma estará conformado dependiendo de las fases que se pueden remover según la técnica empleada, es decir, entre más sofisticada, la ecuación tendrá menos componentes, ya que la mayoría de los errores son corregidos y se pueden omitir dichas componentes de la fase. Es común dejar la expresión de la ecuación 8 en términos del desplazamiento y la topografía, así, el error topográfico se corrige con un DEM y al final, la fase quedará en términos de  $\varphi_{def}$ .

Recapitulando que PSI es una clase específica de técnicas DInSAR que tiene en cuenta múltiples imágenes SAR adquiridas en la misma área y procedimientos para el procesamiento y análisis de datos para separar la fase de la deformación de las otras componentes de fases (Guoqing & Jingqin, 2008). La PSI tiene en cuenta a los dispersores permanentes y los resultados de los análisis realizados a través de esta técnica incluyen series de tiempo de deformación y velocidad de deformación estimada sobre los PS y DS analizados; además también puede calcular el error topográfico residual (RTE) que es la diferencia entre la altura real del centro de la fase de dispersión de un PS determinado y la altura del DEM en ese mismo punto. El RTE es un parámetro esencial para lograr una geocodificación PS precisa (Crosetto et al., 2016).

### **3.2.3. Aplicación de las técnicas InSAR, DInSAR y PSInSAR para el estudio y monitoreo de la subsidencia a nivel mundial.**

Se han empleado técnicas diferenciales interferométricas de SAR para estudiar la subsidencia como consecuencia de la extracción del agua subterránea en varios lugares del mundo, especialmente en aquellos donde las condiciones climáticas son más extremas, es decir, climas áridos, caracterizados por una elevada evaporación y pocas precipitaciones que han orillado a que las comunidades dependan únicamente de las reservas de agua subterránea, lo cual ha desencadenado la explotación de los acuíferos disponibles.

En 2009, en la llanura costera de Venecia, Italia, se construyó un mapa de subsidencia para la década de 1992 a 2002, empleando el Sistema de monitoreo Integrado de Subsidencia (SIMS), que combina medidas de desplazamiento obtenidas por nivelación de alta precisión, datos GPS e interferometría de radar de apertura sintética (InSAR). Para aplicar el SIMS lo

primero que se debe hacer es validación cruzada de mediciones, luego seleccionar un punto de referencia en común, cuya estabilidad o tendencia es conocida durante años (cambios en el punto de referencia y eliminación de valores atípicos a través de métodos estadísticos puede ayudar a la homogenización de los datos), de esta manera, las tasas de hundimiento que se obtienen se comparan utilizando un número significativo de puntos. Los conjuntos de datos tomados por diferentes técnicas, teniendo en cuenta la densidad espacial, ya que la información obtenida de SAR tiene órdenes de magnitudes superiores a los que se miden en la tierra. Los datos SAR además son filtrados mediante geoestadística, usando un modelo de autocorrelación a partir del efecto “nugget” en los semivariogramas, esto para reducir la incoherencia de los datos medidos. Al final, la base de datos general se interpola mediante un kriging. Al final del estudio encontraron tasas máximas de subsidencia de 10 mm/año, estos hundimientos no están únicamente relacionados con la extracción de agua subterránea; sino que también otras causas como la tectónica, la consolidación diferencial de depósitos del Pleistoceno y Holoceno, la recuperación de tierras pantanosas y el crecimiento de las áreas de zonas urbanas han tenido efectos sobre este fenómeno (Tosi, Teatini, Carbognin, & Brancolini, 2009).

En 2010, en Bangkok, se hacían estudios relacionados con la medición de la subsidencia entre el 2005 a 2009, utilizando el método de PSI con series temporales de imágenes SAR (MTInSAR) ya que los puntos de monitoreo que son adquiridos a través de InSAR tienen tres veces más densidad que los disponibles en la red de nivelación, además son más uniformemente distribuidos lo cual disminuye el sesgo de las áreas inaccesibles. Las imágenes se generaron a partir de Radarsat-1, usando el software DORIS que combina el algoritmo de la línea base (BS) más el PSI con el método StaMPS y encontraron tasas de subsidencia máxima de hasta 15 mm/año (Aobpaet, Cuenca, Hooper, & Trisirisatayawong, 2010).

En 2011, se realizó un monitoreo de la subsidencia por explotación de agua subterránea en Suzhou, China utilizando la técnica de análisis de objetivo de punto interferométrico (IPTA) a través de 34 escenas SAR del satélite ERS-1/2, del periodo que comprende 1992 a 2000. El algoritmo IPTA toma píxeles asociados a un punto que puede permanecer estable por años, así las señales de estos objetivos permanecerán coherentes independiente del retardo de tiempo, obteniendo más precisión. Suzhou es una ciudad que se encuentra sobre

la región del delta del río Yangtze, debido a que es un lugar húmedo y lluvioso, la vegetación es espesa; por tanto la decorrelación temporal en imágenes de banda C se dificulta para la interferometría tradicional (InSAR), esta es la razón principal por la que aplican el método IPTA, con la que obtuvieron una tasas de subsidencia de hasta 33 mm/año; estos datos fueron validados con medidas de nivelación (Zhang, Zhang, Wu, Lu, & Guangtong, 2011).

Para el año 2013, monitorearon la presa La Pedrera, ubicada en Alicante, España; aplicando la técnica Coherent Pixel Technique (CPT), la cual es una técnica avanzada de DInSAR y que además hace parte también de la categoría de la interferometría de Dispersión Persistente (PSI) entre el período de 1995 a 2010; con la que procesaron imágenes de los satélites TerraSAR-X y ERS / ENVISAT-ASAR. La ruta de procesamiento que realiza CPT se divide en dos pasos principales, que corresponden primero a la extracción de desplazamientos lineales, el cual incluye la estimación simultánea del desplazamiento de la velocidad media y el error del Modelo de Elevación Digital (DEM), se calcula ajustando una función que sólo aplica a los píxeles coherentes (CP). El segundo paso, es extraer los desplazamientos no lineales aplicando un filtrado espacio-temporal sucesivo, para remover los objetos atmosféricos y los componentes de resolución espacial baja y alta de desplazamiento no lineal. Con esta técnica y para el periodo comprendido entre 1995-2010 encontraron un desplazamiento máximo de 13 cm, concluyendo que es una técnica efectiva para calcular las deformaciones en conjunto con otras técnicas instrumentales como nivelación, extensómetros e inclinómetros (R Tomás, Cano, García-barba, Vicente, & Herrera, 2013).

En este mismo año, en el valle de Guadalentín, al sur de España; se hizo un estudio sobre el sistema de acuíferos que conforman la región de Lorca – Totana – Alhama de Murcia, a través de la técnica PSInSAR y utilizando líneas de base SB o SBAS, las cuales requieren de pocas decenas de imágenes SAR, permitiendo un análisis estadístico de cientos de interferogramas para delimitar con precisión la deformación de la superficie estudiada. En esta investigación aplican un método rápido y simple de filtrado para alcanzar una precisión suficiente en la cuantificación de los parámetros más relevantes, analizando 9 imágenes de ENVISAT/ASAR entre 2004 y 2005, a través del software DIAPASON desarrollado por la Agencia Espacial Francesa. El proceso de filtrado consiste en dos pasos, en el primero se eliminaron los errores de las imprecisiones orbitales y retrasos en la fase atmosférica a gran

escala, mientras que en el segundo paso se aplicó a una escala más pequeña, para aislar el ruido atmosférico a pequeña escala y la señal de deformación de la subsidencia. Con este análisis encontraron que la tasa máxima obtenida en el sistema del acuífero de Lorca es de 0.49 mm/día y esto lo relacionaron con que a principio de 2004 hubo un decaimiento en el nivel freático de más de 40 m, de no considerar dicho evento, la tasa máxima se calculó de 7,3 cm/año (Rigo, Béjar-pizarro, & Martínez-díaz, 2013).

En 2014, en el municipio de Delta, Grecia; se publicó un estudio para analizar las deformaciones relacionadas con procesos geológicos e hidrogeológicos (extracción de agua subterránea). Usando un conjunto de 42 imágenes SAR en banda C (longitud de onda de 5.6 cm y frecuencia de 5.3 GHz) adquiridas entre abril de 1995 hasta enero de 2001 a través de los satélites ERS1/2 y se procesaron usando el enfoque de Producto de área amplia (WAP), el cual incluye la mitigación de los efectos de la tropósfera mediante la inclusión de un modelo meteorológico numérico (PNT), a través de la técnica PSInSAR (identificaron casi 500 PS en la zona urbana), finalmente encontrando tasas máximas de subsidencia de 4.5 cm/año (Raspini, Loupasakis, Rozos, Adam, & Moretti, 2014).

También en el 2014, en la cuenca de Bandung en Indonesia, la subsidencia ha ocasionado agrietamiento en infraestructuras hasta cambios en los cauces de los ríos y mayor extensión de áreas de inundación. Desde el 2000 se ha venido monitoreando este fenómeno a través de estaciones GPS. En la búsqueda de más datos geodésicos, recurrieron a la técnica InSAR para completar la información recolectada a través de los puntos de levantamiento GPS. En este estudio usaron datos SAR de la banda L, adquiridos por JERS-1 y ALOS y han aplicado métodos de análisis de series de tiempo a través de datos ALOS PALSAR adquiridos entre 2007 y 2011 y de ENVISAT ASAR entre 2002 y 2008. Para mapear la deformación utilizaron el software GEOS-ATSA desarrollad por el grupo GEOS de la Universidad de Nueva Gales del Sur para el análisis de series temporales de InSAR, este software tiene sus bases en GEO-PSI con la diferencia que usa un módulo de extensión para identificar candidatos DS (dispersores distribuidos) y extraer sus mejores valores de fase en cada adquisición; para obtener los candidatos DS y su fase óptima utilizaron SqueeSAR y fueron calculados pixel por pixel. Al comparar los datos SAR con GPS encontraron que la deformación era común, sin embargo, las mediciones de ENVISAT ASAR arrojaron una mayor correlación con las mediciones GPS respecto a los datos ALOS PALSAR. Finalmente,

al comparar los datos con el decaimiento de los niveles piezométricos encontraron que una reducción de 1 m en el nivel del agua subterránea provocaba una subsidencia de 20-23 mm/año (Ge, Ng, Li, Abidin, & Gumilar, 2014).

Para este mismo año en Orihuela, España, se publicó un estudio donde proponen una metodología para crear mapas de subsidencia, que está basada en el análisis geoestadístico de los datos PSI. Las mediciones de la deformación obtenida a partir de la interferometría de dispersión persistente se interpolan a través de la simulación secuencia gaussiana (SGS) y de esta manera se calculan múltiples realizaciones con igual probabilidad de subsidencia. Los datos PSI fueron obtenidos de procesar las bandas C SLC SAR, adquiridas por los satélites ERS-1/2 y ENVISAT ASAR de la Agencia Espacial Europea, para los periodos 1995 a 2005 y 2004 a 2008. Como resultado final concluyeron que los resultados derivados de mapas de actividad de subsidencia para identificar áreas críticas donde pueden producirse daños no pueden explotarse de manera aislada, ya que hay otros factores de acondicionamiento como la geología y la explotación del agua subterránea, y estos deben combinarse con la información obtenida del análisis geoestadístico del PSI (Sanabria, Guardiola-albert, & Herrera, 2013).

Para el año 2016, en Cataluña, España, publicaron un estudio para medir y monitorear deformaciones con interferometría de dispersión persistente usando imágenes del satélite Sentinel-1, las mejoras de estas imágenes comprenden amplia cobertura y alto tiempo de revisión. Este estudio principalmente busca resaltar que la banda C interferométrica de Sentinel que fue lanzado el 3 de abril del 2014 ofrece mejoras respecto a los sensores de banda C de satélites anteriores como ERS-1/2, Envisat y Radarsat, las cuales pueden cubrir un área de hasta 250 km por 180 km y tienen un ciclo de revisión de 12 días, además de que los datos generados por este satélite, que pertenece a la Agencia Espacial Europea, son gratuitos (Devanthéry, Crosetto, Cuevas-gonzález, & Monserrat, 2016).

En 2016, también se publicó un estudio para la Provincia de Yazd, en Irán Central, en donde se investigó el comportamiento espacial y temporal de las deformaciones en la superficie a través de la generación de 43 interferogramas diferenciales dentro del periodo del 26 de marzo de 2003 y el 20 de diciembre de 2006. Usando 10 imágenes de ENVISAT SAR en órbitas descendentes; en esta metodología, los interferogramas se corrigieron para la

fase de separación orbital, usando órbitas satelitales DEOS y para el error topográfico un Modelo digital de elevación SRTM. Al final, solo 19 interferogramas tuvieron alto coeficiente de correlación y estos fueron elegidos para el análisis de series de tiempo; las estadísticas de R-Square y RMSE (Root Mean Squared Error) fueron de utilidad para evaluar el grado de ajuste lineal y la correlación entre los valores de respuesta y los valores predichos. Como resultado se encontró una tasa máxima anual de hundimientos de 120 mm/año, y tres patrones distintos con diferentes valores de velocidades de subsidencia. Las regiones agrícolas planas compuestas por arcillas mostraron una subsidencia de tipo lineal según el análisis de series temporales, mientras que las regiones con dunas de arena tienen comportamiento periódico, es decir, que existe una compensación durante las épocas de lluvias para estas últimas zonas (Amighpey & Arabi, 2016).

En 2017, al sur de la llanura baja de Liaohe, China, se hizo un estudio de monitoreo de la subsidencia a través de la técnica PSInSAR, esta llanura es una zona industrial que se combina con otras actividades económicas como la exploración de petróleo y gas, la agricultura y producción de sal; la combinación de todos estos factores puede haber contribuido a la deformación que se presenta en la superficie. Para superar las limitaciones de InSAR en las zonas donde la vegetación es espesa, se aplicó la técnica PSI, ya que la llanura comprende en gran parte marismas y humedales. Además de esto, se hizo uso de la banda L de los datos ALOS/PALSAR, los cuales comprenden la longitud de onda más larga que es capaz de recuperar valores de subsidencia en terrenos con vegetación de manera más eficaz. Como resultado, detectaron tres áreas de hundimientos, ubicadas en los campos petroleros, en las zonas de producción de sal y en las zonas costeras (relacionado con extracción de agua subterránea). Y las tasas de subsidencia oscilan entre los 50 mm/año hasta los 236 mm/año, este hundimiento es de carácter no lineal (Sun et al., 2017).

También, para 2018 en Bélgica se realizó un estudio en Merchtem a 25 km de Bruselas, en donde aplican la técnica de Radar de Apertura Sintética Interferométrica Multitemporal (MT.InSAR) que permite tomar mediciones con precisión milimétrica. MT-InSAR (PSI, SBAS, SqueedSAR) y que a diferencia de InSAR y DInSAR proporciona series temporales de desplazamientos para cada dispersor durante todo el período de adquisición, por tanto, permite estudiar la variación de los patrones del suelo tanto en el tiempo como en el espacio. Esta técnica se dispuso con la finalidad de analizar la subsidencia relacionada a la extracción

de agua en el acuífero profundo con rocas del Cámbrico-Silúrico, es importante mencionar, que la zona de interés es explotada por tres importantes cervecerías que bombean el agua subterránea para sus procesos de producción. La zona ha sido monitoreada con imágenes SAR del satélite ERS desde el 1992; con las mediciones más recientes de PSI (2011-2014) encontraron que existe una tasa de hundimiento de 3mm/año y que está concentrada principalmente alrededor de las áreas donde las cervecerías extraen agua subterránea, debido a que no se notaron cambios significativos en otras zonas, donde incluso se ha registrado a partir de piezómetros recarga del acuífero, elevando los niveles de nivel freático hasta 3mm/año (Declercq et al., 2017).

En 2018, en Costa del Sol, en la provincia de Málaga, España, se realizaron estudios donde aplicaron la técnica MT-InSAR a un conjunto de datos del satélite SAR ERS-1/2 para el periodo de 1992-2000, ENVISAT (2003-2009) y Sentinel-1/B (2014-2018); usando el método de Stanford para dispersores persistentes con interferometría multitemporal (StaMPS MT-InSAR). Para analizar la subsidencia por extracción de agua subterránea durante un lapso de 30 años; lo que encontraron en esta investigación fue una deformación acumulada de 102 mm con tasas de hundimientos de hasta 6 mm/año en el periodo de 1992-2000 y 11 mm/año en el periodo de 2003-2009, en efecto, notaron que existe una correlación temporal entre la subsidencia y los niveles piezométricos del acuífero confinado, de esta manera, pueden explicar que la disminución de las presiones intersticiales derivadas de la explotación del acuífero ha tenido como consecuencia deformaciones en la superficie del terreno (Ruiz-armenteros et al., 2018). En este mismo año, también se realizó un estudio en Costa del Sol en la zona de Terremolinos, que se abastece por un acuífero kárstico confinado, la subsidencia causada por la extracción de agua de este acuífero fue monitoreada a través de la técnica InSAR usando los sensores del Satélite ERS-1/2 para el periodo de 1992-2000 y Envisat para 2003-2009, durante todo el periodo hubo un descenso de hasta 140 m en los niveles piezométricos del agua confinada que se reflejó en hundimientos superficiales con tasas de hasta 11 mm/año (Ruiz-Constán et al., 2018).

En este estudio se procesaron los datos SAR con dos softwares; StaMPS y SARPROZ. Los datos de ENVISAT ERS ½ fueron procesados con la versión extendida StaMPS-MTI que consiste en un método combinado MT-InSAR, el cual permite la identificación de pixeles de PS y SDPF. Para los datos de Sentinel-1A/B hicieron uso del método de PSI aplicado en



SAPROZ con el cual se calculó la pantalla de fase atmosférica para mejorar la calidad de la señal de fase (Ruiz-armenteros et al., 2018).

Por otro lado, en la Provincia de Java Occidental, Indonesia, se realizaron investigaciones en la ciudad de Bandung durante los últimos 20 años para estimar la correlación que existe entre la extracción de agua subterránea y los hundimientos en superficie. Para esta investigación, se hizo uso del conjunto de datos que provee los satélites Sentinel-1 y ALOS-2 en un periodo de septiembre de 2014 hasta julio de 2017. A través de los datos InSAR con registros de nivel freático, llegaron a la conclusión de que en esta zona por cada 20 mm de hundimientos en la superficie corresponde a la reducción en 1 m en el nivel del agua subterránea. Los datos de Sentinel-1 se tomaron de la banda 24C (orb-98) en modo ascendente para 4 de mayo del 2015 hasta 17 de enero del 2017, y Sentinel-1 (orb-149) en modo descendente para 7 de mayo del 2015 hasta 8 de enero de 2017; todas las imágenes se obtuvieron en polarización simple VV, mientras que las de ALOS-2 de banda 12L se capturaron en polarización HH. Como resultado encontraron una tasas de subsidencia de hasta 15 cm/año, sin embargo, concluyeron que se necesitan más datos estadísticos y estudios futuros para determinar cuál es el factor dominante en cada zona de subsidencia por la el cual ocurre este fenómenos, sea por uso industrial, agrícola, actividades residenciales, etc (Du et al., 2018).

También en 2018, en la ciudad de Yangon, Myanmar (Birmania) se realizó un monitoreo de la subsidencia a través de la técnica de PSI usando datos de Sentinel-1. Yangon se encuentra en una zona de delta y al estar edificada sobre depósitos c cuaternarios altamente comprensibles, la extracción de agua subterránea en esta sabana ha desencadenado el fenómeno de subsidencia en superficie. Para este estudio se utilizaron datos en el periodo comprendido de diciembre de 2015 y abril de 2017. La estimación del parámetro interferométrico se realizó con Antares, el cual es una versión adaptada de un software de interferometría de dispersión persistente de Delft (PSI) desarrollado en 2014 y usando un conjunto de 33 imágenes SAR. Los resultado obtenido a través de la medición de aproximadamente 200,000 PS indican que existe una tasa de deformación de hasta 120 mm/año (principalmente en zonas donde hay depósitos aluviales) y que esta tasa puede variar dependiendo de la zona (lugares donde los materiales están consolidados y hay menor

extracción de agua, presentan tasas muy bajas de subsidencia) (Horst, Rutten, Giesen, & Hanssen, 2018).

En 2019, se publicó un estudio en Beijing, China, donde hacen uso de la técnica de Radar de Apertura Sintética interferométrica de pequeños lineamientos (SBAS-InSAR) para la medición de la subsidencia con precisión milimétrica; este método tiene como base la técnica PSI. Al ser una técnica que se sobrepone a la influencia en los retrasos de tiempo, de espacio y atmosféricos, y que reconoce los píxeles con buena coherencia sin presentar una fuerte retrodispersión para obtener una medición de la deformación de manera más continua, la hace más adecuada para el monitoreo de superficies que presentan deformaciones lentas. La subsidencia en esta ciudad de más de 21 millones de habitantes surge de la explotación del agua subterránea para suplir las necesidades de su población y sus industrias. Los mapas de deformación para la llanura de Beijing se obtuvieron a partir de 47 imágenes de radar de apertura sintética avanzada (ASAR) de ENVISAT (2010-2015) y 48 imágenes de RADARSAT-2 (2003-2010) de mediciones de SAR; para el procesamiento de estos datos usaron el software GAMMA desarrollado por la Universidad de Zurich, al final obtuvieron tasas de subsidencia de hasta 122 mm/año (Zhou et al., 2019). En este mismo año, también se publicó un estudio sobre la llanura de Beijing, donde se procesaron 46 imágenes RADARSAT-2 dentro del periodo de 2011 a 2015; a través del método optimizado de interferometría de Small Baseline Subset (SBAS), con la finalidad de analizar la dinámica espacial y temporal de la subsidencia en Beijing. La técnica de SBAS tiene como ventaja minimizar la decorrelación al reducir los errores de desenvolvimiento y el ruido de decorrelación basado en pequeñas líneas de bases espaciales y temporales. SBAS genera interferogramas a partir de imágenes de radar en intervalos cortos con pequeñas diferencias en los ángulos de incidencia. Para el procesamiento de las imágenes utilizaron el método de Stanford para dispersores persistentes (StaMPS), el cual está basado en imágenes con firma única que identifican píxeles de fase filtrada (SFP) que muestran decorrelación baja. Con esto generan alta resolución espacial al permitir la identificación de píxeles SFP aislados que están rodeados de píxeles decorrelacionados. Se usaron filtros de paso alto para desenvolver las fases interferométricas con el fin de eliminar los errores residuales espaciales y para eliminar el error orbital se evaluó el análisis multi-resolución Wavelet. Hay que tener en cuenta que el error orbital se caracteriza por una longitud de onda larga que afecta a todo el

interferograma; mientras que el error del DEM y el ruido de decorrelación tienen longitudes de onda más cortas, haciendo que el error orbital se pueda identificar y eliminar de manera más sencilla. Al final, luego de identificar 235,653 puntos de dispersión persistente (PS) se encontró una tasa máxima de deformación de 141 mm/año (muy cercana a la del estudio mencionado anteriormente cuya tasa máxima fue de 122 mm/año) (B. Chen et al., 2019).

En Teherán, Irán, 2019, se realizó un estudio para la estimación de la subsidencia producto de las extracciones excesivas de agua subterránea, usando la técnica PS-InSAR, analizando datos de series temporales a partir de Sentinel-1A que abarcan un periodo de 2014 a 2017 y datos de ENVISAT-ASAR desde 2004 hasta 2010. Los investigadores encontraron que la técnica PS-InSAR no funciona bien para los datos de ENVISAT-ASAR, debido a la mala selección de puntos PS. Por tanto, en el artículo proponen un nuevo método de PSI iterativo (IPSI) con el fin de aumentar los puntos de PS que se pierden. Al comparar los resultados de Sentinel-1A y ENVISAT-ASAR encontraron una gran correlación, que les da confiabilidad en ambos métodos que fueron aplicados; además, dichos métodos fueron validados con medidas de tasa de subsidencia obtenidas de nivelación precisa y observaciones GPS. La técnica PSI iterativo se utiliza cuando PS-InSAR empieza a tener dificultades con datos que tienen brechas temporales relativamente grandes, por tanto, su confiabilidad disminuye, debido a la pérdida de puntos PS. Con la iteración se toman muchos puntos candidatos en función del análisis de su amplitud luego se empiezan a eliminar los que generan ruido en la coherencia temporal dentro de un proceso iterativo. Como resultado, encontraron que la deformación acumulado en el periodo de estudio fue de un máximo de 39,6 cm por Sentinel-1A (2014-2017) en la zona SW de Teherán, mientras que para ENVISAT-ASAR (2004-2010) fue de 88.4 cm (Foroughnia, Nemati, Maghsoudi, & Perissin, 2019).

A continuación, en la Tabla 3, se muestra un resumen de las técnicas InSAR utilizadas en la última década, con su respectivo año, país y autores; todas estas mencionadas con más detalle en los párrafos anteriores. En esta tabla, se puede observar cómo hasta la fecha existe una gran de técnicas que se derivan de la tecnología InSAR, y que con el pasar del tiempo se han desarrollan nuevos algoritmos que son capaces de perfeccionar los análisis de las imágenes interferométricas, con la finalidad de poder obtener mediciones de las deformaciones muchos más precisos.

Tabla 3. Resumen técnicas InSAR utilizadas en la última década.

Año	Lugar	Técnica usada	Autores
2009	Venecia, It.	SIMS + InSAR.	Tosi, Teatini, Carbognin, & Brancolini.
2010	Bangkok, Th.	PSI + MT InSAR.	Aobpaet, Cuenca, Hooper, & Trisirisatayawong.
2011	Suzhou, Cn.	IPTA.	Zhang, Zhang, Wu, Lu, & Guangtong.
2013	Alicante, Es.	CPT	R Tomás, Cano, García-barba, Vicente, & Herrera.
2013	Guadalentin, Es.	PS InSAR.	Rigo, Béjar-pizarro, & Martínez-díaz.
2014	Delta, Gr.	PS InSAR + PNT.	Raspini, Loupasakis, Rozos, Adam, & Moretti.
2014	Bandung, Id.	InSAR + SqueeSAR.	Ge, Ng, Li, Abidin, & Gumilar.
2014	Orihuela, Es.	PS InSAR + SGS.	Sanabria, Guardiola-albert, & Herrera.
2016	Cataluña, Es.	PS InSAR.	Devanthéry, Crosetto, Cuevas-gonzález, & Monserrat.
2016	Yazd, Ir.	PS InSAR.	Amighpey & Arabi.
2017	Liahoe. Cn.	PS InSAR.	Sun et al.
2018	Merchtem, Be.	MT InSAR + PSI.	Declercq et al.
2018	Costa del Sol, Es.	MT InSAR + PSI.	Ruiz-Constán et al.
2018	Yangon, Mm.	PSI.	Horst, Rutten, Giesen, & Hanssen.
2019	Beijing, Cn.	PSI + SBAS.	B. Chen et al.
2019	Teherán, Ir.	PS InSAR.	Foroughnia, Nemati, Maghsoudi, & Perissin.

### **3.2.4. Aplicación de las técnicas InSAR, DInSAR y PSInSAR para el estudio y monitoreo de la subsidencia en México.**

En 2010, en el Valle de Toluca, realizaron una simulación de la subsidencia regional usando InSAR y datos de campo tomados con extensómetros y pozos de monitoreo. En este estudio, además, hacen hincapié en la limitación que representa la escasez de datos para las aplicaciones de modelos y confiabilidad de sus predicciones, debido a que la implementación de redes de extensómetros resulta muy costoso, es común que los datos se encuentren incompleto, por tanto, InSAR representa una tecnología que proporciona muy buenos datos para calibrar modelos de subsidencia para estos casos en donde la información disponible de campo es precaria. Principalmente usaron imágenes SAR para estimar y disminuir la incertidumbre asociada con valores de almacenamiento específico; estos mapas de interferogramas son útiles para localizar regiones de compactación y cuantificar la subsidencia; usando la técnica DInSAR de imágenes obtenidas de los satélites ERS-1, ENVISAT y RADARSAT-1 entre 1996 y 2008. Como resultaron obtuvieron tasa de hundimiento de hasta 28 cm/año en el periodo estudiado, encontrando además que estas mediciones coinciden con los datos de extensometría y los del modelo numérico de compactación HGS (modelo de flujo y transporte de agua subterránea de elementos finitos HydroGeoSphere) (Calderhead et al., 2011).

En 2011, se realizó un estudio en Ciudad de México con la técnica PSI para estudiar la subsidencia. Para esto, analizaron 23 imágenes SAR del satélite Envisat entre enero de 2004 y julio de 2006. Con esto encontraron una tendencia máxima en la subsidencia de 300 mm/año tal y como habían encontrado estudios realizados anteriormente. La ventaja de aplicar PSI es que es capaz de revelar detalles espaciales críticos que no son observables con InSAR estándar y los interferogramas fueron generados a partir del software DORIS. Estos datos fueron validados con nueve estaciones continuas de GPS, cuyos datos fueron procesados con el software GYPSI-OASIS. Con el análisis de PSI se encontró que las tasas de hundimiento aumentan hacia el este y hacia el centro de la cuenca, justo donde el paquete de sedimentos ricos en arcillas es más grueso, esto sucede porque al tener las arcillas un comportamiento inelástico, pueden sufrir compactación irreversible, debido a que las tensiones aplicadas durante la extracción de agua son más fuertes que las de

preconsolidación, entonces las partículas se reorganizan para transferir la carga adicional y esto puede debilitar los enlaces químicos, reduciendo de manera permanente la capacidad de almacenamiento del agua subterránea. Al validar y calibrar los datos a través de RMS (diferencia de raíz cuadrática media) encontraron que la técnica PSI tiene la mitad del error del GPS para el periodo de 2 años, mientras que para el resto los valores resultaron muy cercanos (Osmano, Dixon, Wdowinski, Cabral-cano, & Jiang, 2011).

Para este mismo año, en el Valle de Mexicali, realizaron un estudio para detectar y monitorear la subsidencia producida por la extracción de fluidos geotermales en el campo geotérmico de Cerro Prieto, el cual ha alcanzado una tasa de hundimiento de hasta 18 cm/año; para esto, se adquirieron 27 imágenes SAR entre el periodo 2003 a 2007 tomadas por el satélite ENVISAT y encontraron mayor decorrelación en las zonas donde hay intensa vegetación, es decir, que estas condiciones del terreno desfavorecen las mediciones de DInSAR. El procesamiento de la interferometría se realizó con el software DORIS y para la filtración y desenrollado de la fase interferométrica usaron SNAPHU el cual viene incorporado en DORIS. Como resultado encontraron que los datos de DInSAR reportan desplazamientos verticales acorde con los reportados por instrumentos geotécnicos; la discrepancia que existe entre ambos es principalmente por la diferencia en la resolución espacial (Sarychikhina, Glowacka, Vidal, & Ramírez, 2011).

En el 2012, se realizó un monitoreo de la subsidencia en la ciudad de Morelia, para investigar patrones espaciales y temporales, en este estudio hicieron uso de 23 imágenes radar adquiridas por el sensor ASAR del satélite ENVISAT que funcionan en la banda C para el periodo de 2003 a 2010. El procesamiento de la técnica PSI e InSAR fue realizado con el software GAMMA SAR y DORIS. Con el análisis de series de tiempo seleccionadas del PSI encontraron que la tasa de deformación varía entre 0 y 2 mm/año, sin embargo a lo largo de las fallas más importantes se encontraron tasas de subsidencia mayor a 15 mm/año, en este estudio la correlación entre los descensos de los niveles piezométricos de los pozos y los valores de subsidencia medidos fue muy débil, es decir, que la deformación está más relacionada con la tectónica del terreno, estos valores además fueron validados con datos de mediciones GPS que aunque estuvieron muy cercanos hubo, sin embargo, discrepancia, la cual se le atribuye a periodos de tiempo de observación diferentes (Cigna et al., 2012).

En 2014, se hizo un estudio de la subsidencia para el centro de México a través de un análisis de serie de tiempo InSAR-SB; para esto, utilizaron más de 600 imágenes SAR adquiridas por el satélite ALOS PALSAR en el periodo entre 2007 y 2011, cubriendo las ciudades de Veracruz, Xalapa, Toluca, Querétaro, San Luis de la Paz, San Luis Potosí, Morelia, Celaya, Irapuato, Aguascalientes, Colima y Tepic. Las imágenes fueron procesadas a través del software ROI\_PAC para producir más de 3000 interferogramas y construir así una serie de tiempo para el área de estudio. Como resultado detectaron subsidencia en 21 ubicaciones, de las cuales 17 ocurren en áreas urbanas o cercanas a estas. Las causas de los hundimientos son varias, la subsidencia de tasas rápidas está relacionada con la consolidación natural de depósitos del holoceno; mientras que las tasas con menor velocidad están relacionadas con la extracción de agua subterránea en centro urbanos y agrícolas y afecta a la mayoría de las ciudades estudiadas; en algunas ciudades existe una correlación entre los hundimientos y la ubicación de las fallas, es decir, que algunos límites están controlados por fallas y por la distribución de sedimentos comprensibles. En conclusión, se observaron tasas verticales lineales de más de 30 cm/año en Ciudad de México por ejemplo, y en otras ubicaciones las tasas varían de 5 a 10 cm/año, estas ciudades fueron categorizadas según los siguientes tipos de subsidencia: subsidencia rápida a gran escala; subsidencia rápida a escala local y hundimiento lento y desigual; la causa principal de las deformaciones sigue siendo la extracción de agua subterránea para actividades agrícolas y urbanas (Chaussard et al., 2014).

Para el 2015, en Ciudad de México realizaron otro estudio de subsidencia usando la técnica SBAS intermitente (ISBAS) a través de 143 interferogramas de imágenes obtenidas por SENTINEL-1 para el periodo comprendido entre el 3 de octubre del 2014 y el 7 de mayo del 2015 utilizando TOPS (Terrain observation with progressive scans in azimuth). Los datos del análisis arrojaron que existe en algunos lugares de Ciudad de México tasas de subsidencia superiores a 24 cm/año y al compararlo con tasas históricas realizadas con ENVISAT 2004-2006 y 2002-2007 encontraron que concuerdan con estas velocidades. Este artículo, además, demuestra el potencial de las imágenes Sentinel-1 IW TOPS para procesar con la técnica DInSAR un área amplia y diversa en aspectos de topografía y cobertura del suelo (Sowter et al., 2016).

En 2017, en el Valle de Toluca, se realizó un análisis de la subsidencia usando 93 conjuntos de imágenes SAR; el algoritmo SBAS-InSAR se aplicó en 33 imágenes Envisat

ASAR, 19 imágenes de Radarsar-2 y 41 imágenes de Sentinel-1A (IW) para producir series de tiempo y construir mapas de subsidencia tratando de obtener la mayor cobertura espacial posible. La técnica PSI sólo fue aplicada a los datos de Sentinel-1A para el periodo más reciente. Al final del análisis encontraron una tasa media de deformación de aproximadamente 77 mm/año, las tasas más altas de subsidencia se ubicaron a lo largo del corredor industrial de Toluca y está relacionado con la disminución regional del nivel de agua subterránea que varía entre los 50 y 80 cm/año. Concluyeron también que los datos de Sentinel-1 IW son buenos para aplicarlos en esta investigación gracias a que su ruta de repetición orbital de 12 días ayuda a resolver la ambigüedad de fase durante la fase PSI / tiempo de desplazamiento / inversión de tiempo. Sin embargo, PSI es más sensible que SBAS a los errores de inversión cuando las tasas de desplazamiento son importantes o no lineales, además la densidad temporal de Sentinel-1 permite detectar fallas derivadas de PSI en periodos de tiempo más cortos (meses), siendo esto de gran importancia para las zonas urbanas, ya que se podrían detectar fracturas en su etapa más temprana (Castellazzi, Gar, Martel, Brouard, & Rivera, 2017).

A continuación, se muestra la Tabla 4, en donde se hace una comparación de las técnicas InSAR que se han usado durante la última década en diferentes ciudades de México mencionadas en los párrafos anteriores.

*Tabla 4. Comparación técnicas InSAR ciudades de México.*

Año	Lugar	Técnica	Autores
<b>2010.</b>	Valle de Toluca.	DInSAR.	Calderhead et al.
<b>2011</b>	Ciudad de México.	PS InSAR.	Osmano, Dixon, Wdowinski, Cabral-cano, & Jiang.
<b>2011</b>	Valle de Mexicali.	DInSAR.	Sarychikhina, Glowacka, Vidal, & Ramírez.
<b>2012</b>	Morelia.	PS InSAR.	Cigna et al.
<b>2014</b>	Centro de México.	InSAR + SB.	Chaussard et al.
<b>2015</b>	Ciudad de México.	ISBAS - InSAR	Sowter et al.



#### **4. HIPÓTESIS.**

El análisis espacial de la distribución de la subsidencia en el valle de San Luis Potosí a partir de técnicas como la interferometría, geoestadística y sensores GNSS podrá permitir un diagnóstico más cercano sobre la explotación del agua subterránea y el descenso de los niveles estáticos del acuífero profundo y sus efectos al fenómeno de subsidencia que se está presentando en la ciudad.

## **5. OBJETIVOS.**

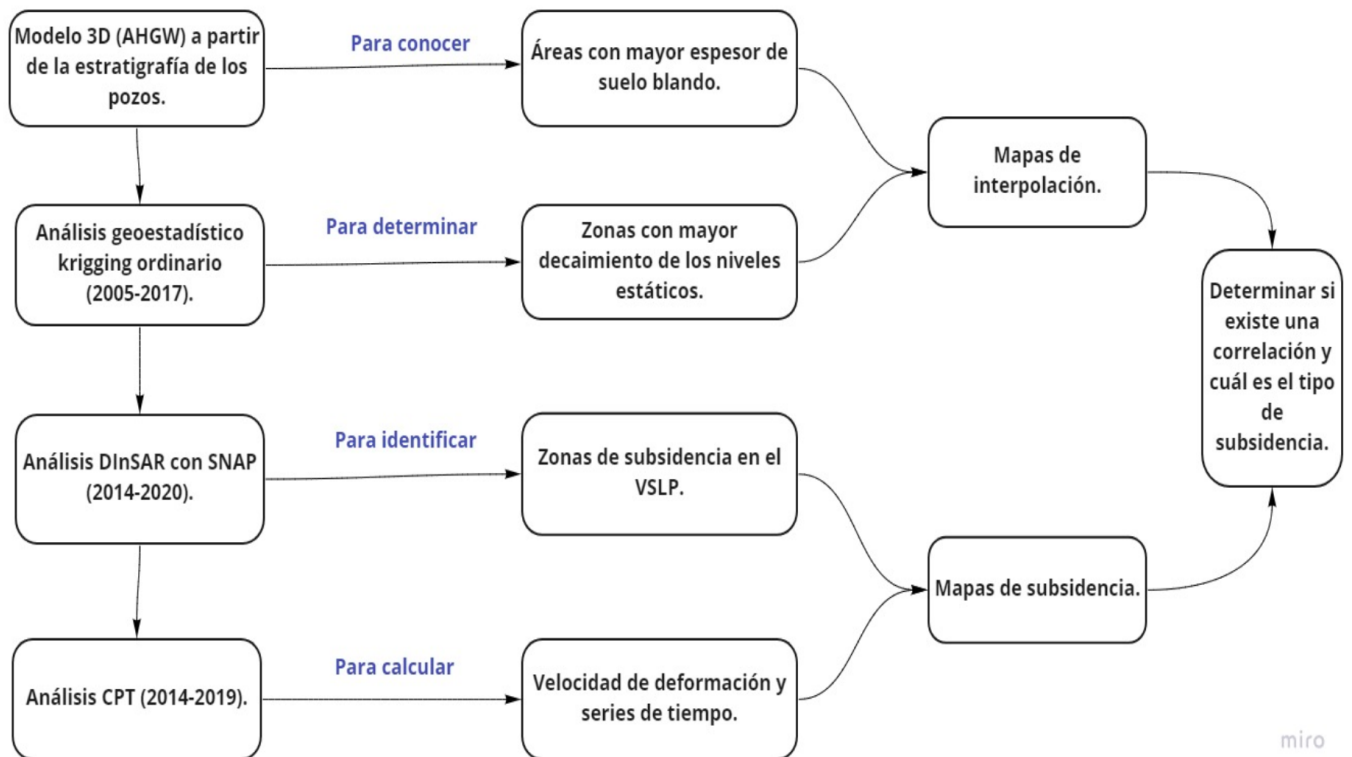
### **5.1. Objetivo general.**

Evaluar los efectos de la extracción del agua subterránea sobre el fenómeno de la subsidencia en el Valle de San Luis Potosí, a través de un análisis espacial y un modelo teórico del acuífero profundo usando SIG, SIG-GNSS y técnicas InSAR.

### **5.2. Objetivos específicos.**

- 5.2.1.** Conocer sobre la estratigrafía del acuífero profundo a través de un modelado espacial, según los niveles piezométricos de los pozos de extracción del Valle de San Luis Potosí.
- 5.2.2.** Analizar el efecto de la subsidencia a través de un análisis de series de tiempo con imágenes SAR del satélite SENTINEL.
- 5.2.3.** Efectuar procesos de interferometría con el software CPT (Coherent Pixels Technique) para evaluación de la subsidencia sobre el Valle de San Luis Potosí.
- 5.2.4.** Efectuar una correlación entre la extracción del agua subterránea, el descenso de los niveles estáticos, el espesor del suelo blando contra la incidencia de hundimiento registrada en la superficie del Valle de San Luis Potosí.

## 6. ESQUEMA DE LA METODOLOGÍA.



### 6.1. Breve descripción de la metodología.

En el esquema de la metodología se resume brevemente las etapas, que además corresponden con los capítulos de esta investigación, mediante las cuales se consiguió alcanzar el objetivo principal. Así, en primero lugar, partiendo de una base de datos donde se contempla la información detallada de los núcleos de perforación de 135 pozos, distribuidos en el VSLP, se construyó una modelo (aproximación) en 3D con la herramienta ArcHydro Groundwater, para conocer cómo es la configuración espacial del subsuelo y las rocas que conforman el acuífero, así, se pudo determinar cuáles son las zonas donde hay mayor espesor de suelo blando, es decir, los materiales rocosos correspondientes a los depósitos del graben que son más deformables.

En una segunda etapa, a partir de una base de datos de las mediciones históricas (2005-2017) de los niveles estáticos para 23 pozos, se consiguió realizar un análisis geoestadístico,

a través de un kriging ordinario para construir finalmente mapas de interpolación que ayudaron a determinar en qué zonas hay mayor decaimiento piezométrico.

En la tercera etapa se realizaron los primeros análisis con interferometría, a través de la técnica DInSAR, usando el software SNAP, con esto se obtuvo una primera aproximación de las zonas donde está ocurriendo la subsidencia, analizando imágenes SAR comprendidas entre los años 2014 y 2020.

En la última etapa, se hizo un análisis de interferometría más avanzado, haciendo uso de la técnica CPT, la cual es capaz de medir la velocidad de las deformaciones lineales y no lineales, calculando además series de tiempo, con esto, se obtuvieron mediciones más concretas y se pudo observar en zonas específicas cómo es el comportamiento en el tiempo de la subsidencia, para facilitar la determinación de los tipos de subsidencia que se presentan actualmente en el VSLP.

Una vez obtenidos los resultados de cada etapa se construyeron mapas que combinan la información para poder observar espacialmente cómo es la correlación de este fenómeno, con los volúmenes de extracción, también con los descensos de niveles estáticos del acuífero y con el tipo de material rocoso que conforma el valle de San Luis Potosí.

## CAPÍTULO 1. CARACTERÍSTICAS DE LA CUENCA DEL VALLE DE SAN LUIS POTOSÍ.

### 7.1. Descripción de la zona de estudio: Valle de San Luis Potosí (VSLP).

El valle de SLP se encuentra en la plateau central mexicano, en la provincia fisiológica entre la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre occidental. Tiene una altitud aproximada de 1850 msnm y ocupa una extensión de 1980 km<sup>2</sup>. El valle se encuentra sobre un graben tectónico, el cual es la expresión de fallamiento más importante en la zona. Este valle está rodeado hacia el occidente por la Sierra de San Miguelito y al este por la Sierra de Álvarez (Flores-márquez, Ledesma, & Arango-galván, 2011).

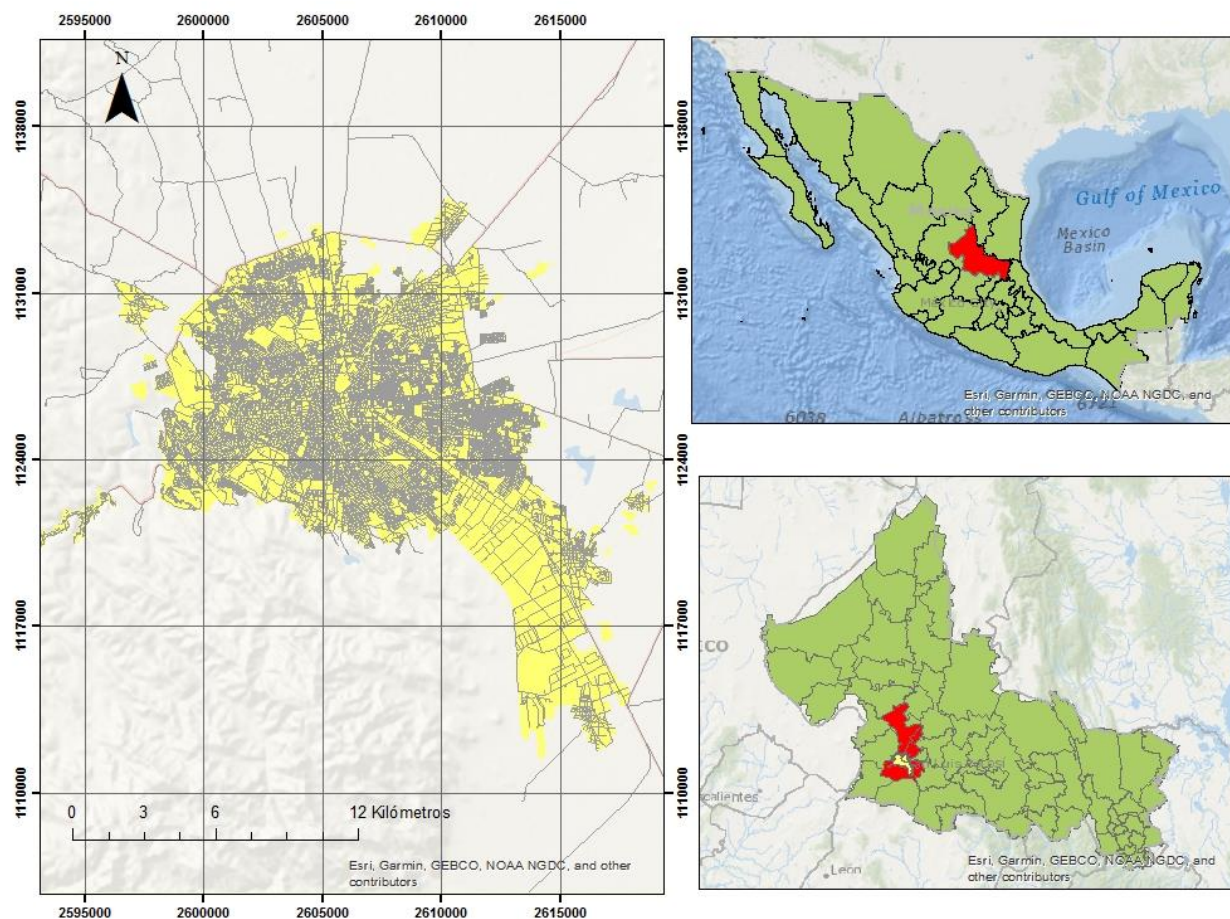


Figura 5. Mapa de localización del Valle de San Luis Potosí.

Esta cuenca se ubica en la parte suroeste del estado de San Luis Potosí (Figura 5) Dentro del área abarcada por este valle se encuentran total o parcialmente los municipios de San Luis

Potosí, Soledad de Graciano Sánchez, Mexquitic de Carmona y Cerro de San Pedro (Martínez-Hernández, 2008), los cuales conforman una población de 1'221.556 a la fecha.

## 7.2. Clima y precipitación.

El clima que predomina en el VSLP pertenece al grupo de “Climas secos”, dentro del cual se han identificados dos subtipos: “Semiseco templado”, el cual predomina en la zona occidental hacia las zonas montañosas de mayor altitud que conforman la Sierra de San Miguelito; el segundo subtipo es el seco “Seco semicálido”, predominando en la zona sur a sureste del valle, en donde se ubica la zona metropolitana principalmente. Ambos subtipos de clima presentan lluvias durante el verano y una precipitación de has el 10% durante el invierno (Martínez-Banda, 2005). La temperatura media anual es de 17.5° C, con una precipitación de aproximadamente 402 mm al año y su evaporación media anual de 2038.7 mm, confirma un tipo de clima seco o semi-árido donde la evaporación es superior a la precipitación (Martínez-Hernández, 2008).

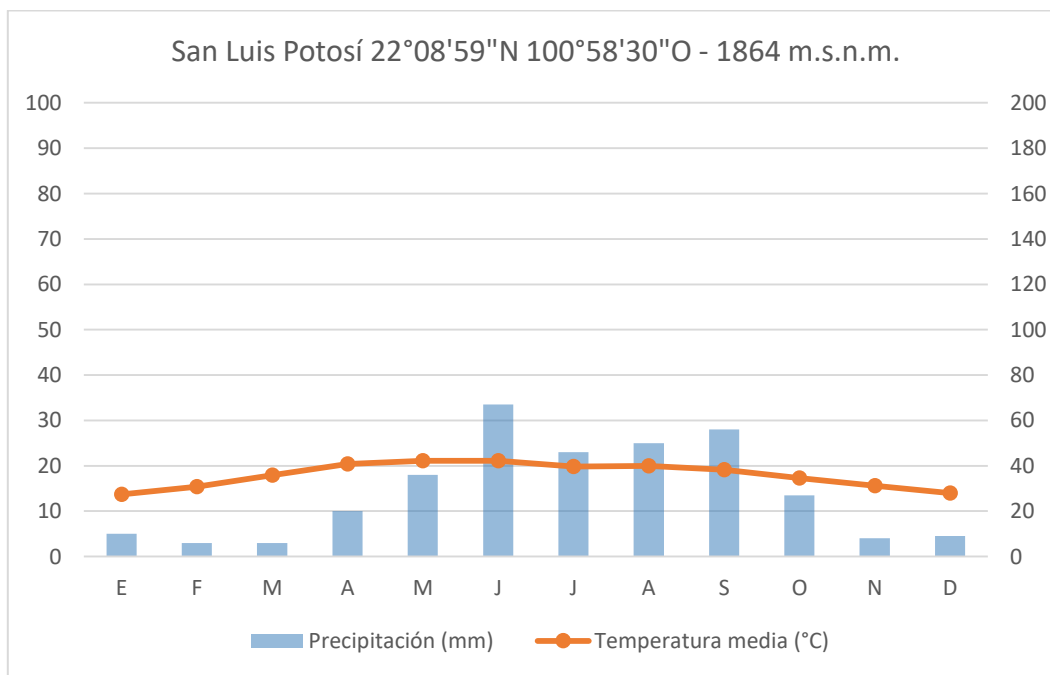


Figura 6. Climograma del Valle de San Luis Potosí.

Como se observa en la Figura 6, el verano es el mes más cálido es julio y coincide precisamente con una de las mayores precipitación dentro del Valle, mientras que en los

meses más fríos (noviembre a enero) la precipitación es la mínima. El periodo de lluvias que va desde mayo hasta octubre acumula el 82% de las precipitaciones anuales (Anexo1.)

### **7.3. Geomorfología.**

El valle y la topografía a su alrededor componen un relieve bastante contrastado, que va desde las pendientes abruptas en las zonas más altas de la Sierra, pasando por pendientes suavizadas hasta el valle que es el rasgo morfológico que predomina en la zona metropolitana.

Las sierras es uno de los elementos orográficos dentro de los cuales se clasifican la Sierra de San Miguelito, ubicada al SW de la zona de estudio, a este sistema montañoso lo caracterizan cerros en forma de domos con elevaciones que alcanzan los 2800 msnm, cuyas pendientes pueden superar los 45°. Esta unidad geomorfológica cuenta con un drenaje de tipo dendrítico y enrejado, mientras que el cerro de San Pedro tiene una configuración de drenaje dendrítica a subdendrítica, definidas por la litología y el control estructural propio de cada unidad (Martínez-Banda, 2005).

El valle por su parte, tiene una forma irregular y está delimitado por los flancos de las sierras en dirección NE y SW, las pendientes son muy suaves y la altitud puede variar entre 1850 a 1900 msnm. Muy cerca de las pendientes pronunciadas, hacia los límites del valle, se encuentra una zona conocida como pie de monte, constituida ya por sedimentos de tipo aluvión y en donde los drenajes son en su mayoría paralelos (Martínez-Banda, 2005).

### **7.4. Características geológicas de la zona del Valle de San Luis Potosí.**

Geológicamente posee un origen tectónico, su formación precede de una fosa limitada por fallas escalonadas de rumbo N-S. Esta fosa con el paso de los años fue rellenada por sedimentos aluviales, lacustres y de material piroclástico. La actividad volcánica de la que surgió este material piroclástico no afectó las características principales del relieve, por lo que las cuencas hidrográficas que se formaron en el terciario se conservaron (CONAGUA, 2015).

Las rocas que conforman las sierras que delimitan el valle, son de origen ígneo y efusivo de edad terciaria, acompañadas de material piroclástico como ignimbritas, tobas, brechas de composición principalmente riolítica, constituyendo el límite occidental de la cuenca. Esta secuencia de rocas ígneas se encuentra suprayaciendo a rocas sedimentarias marinas del cretácico superior (CONAGUA, 2015).

A partir de cortes litológicos de pozos e información obtenida a partir de sondeos geofísicos se determinó que el espesor de los materiales granulares que rellenan la fosa o graben es del orden de los 50 a 300 m y el espesor del material volcánico varía entre los 400 y 500 m.

#### **7.4.1. Geología regional.**

La zona de estudio se encuentra dentro de la provincia geológica denominada “Faja Ignimbérica Mexicana”. A nivel regional se observan afloramientos de rocas sedimentarias, intrusivas y volcánicas, con edades que van desde el Cretácico inferior hasta el cuaternario. Rocas sedimentarias de ambiente marino pertenecientes al Mesozoico se depositaron sobre la plataforma Valles-San Luis y sobre la cuenca del centro de México, conocido como la zona pre-arrecifal. Las rocas del cretácico rodean la zona de estudio, ubicadas principalmente hacia el NE en la Sierra San Pedro, y están representadas por la Formación Hendidura y la Formación Cuesta del Cura, mientras que en dirección NW aflora la Formación Caracol, perteneciente a este periodo geológico. El resto de las rocas conforman una faja volcánica de composición félsica en su mayoría y que se extiende desde la Faja Volcánica Transmexicana en el sur, hasta los Estados Unidos, dentro de la cual se encuentra la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental (Martínez-Banda, 2005).

El campo volcánico de San Luis Potosí tiene una edad que varía entre los 26 y 44 Ma (millones de años) y pertenece a la Provincia Fisiográfica de la Sierra Madre Occidental. Las rocas que conforman a este cinturón comprenden domos riolíticos y riolíticos, así como extensos flujos piroclásticos de composición riolítica. Esta secuencia volcánica se deposita de manera discordante sobre los sedimentos marinos del cretácico y sobre sedimentos continentales con edades del Paleoceno-Eoceno correspondientes a la formación Cenicera. La firma tectónica del Cenozoico al cual pertenecen dichas rocas ígneas volcánicas es de carácter extensional, produciendo como consecuencia una serie de fosas y pilares tectónicos,



delimitados por fallas normales con rotación de bloques, con una inclinación dominante y regional entre 15° y 20° NE (Martínez-Banda, 2005).

#### **7.4.2. Geología local.**

A continuación, se describirán brevemente las principales unidades litológicas que conforman el área del Valle de San Luis Potosí, en función de su edad geológica. El valle está conformado principalmente por rocas volcánicas de terciario y sedimentos no consolidados del cuaternario que corresponden al relleno del graben. Hacia las zonas más extremas pueden existir afloramientos que corresponden a la secuencia sedimentaria marina del Cretácico.

##### **7.4.2.1. Cretácico.**

Las formaciones que afloran correspondiente a este tiempo geológicos son la Formación La Peña (Kip), Formación Cuesta del Cura (Kcc), Formación Indidura (Kid) y la Formación Caracol (Ksc). Como se observa en el mapa geológico de la zona (Figura 7.) estas rocas están aflorando en la Sierra de Álvarez y el Cerro de San Pedro, es decir zonas montañosas que rodean el valle, a excepción de la Formación Caracol, la cual, eventualmente presenta afloramientos en la zona occidental de la cuenca (Martínez-Hernández, 2008).

###### **7.4.2.1.1 Formación la Peña (Kip).**

- **Definición:** Fue descrita en 1936 por Imlay, R.W. en la Hacienda La Peña, sobre el flanco occidental de la Sierra de Parras. Imlay la divide en dos miembros, un miembro inferior donde se encuentra la mayor parte de esta formación y que corresponde a calizas de color gris oscuro, intercaladas con lutitas y un miembro superior que consiste en capas delgadas de calizas y lutitas estratificadas (Aguillón-Robles, 1983).
- **Distribución:** esta formación aflora en un cerro pequeño, al norte de un poblado de nombre San Antonio y corresponde a la hoja “Espíritu Santo”.
- **Litología y espesor:** consiste una caliza microcristalina de color gris oscuro, los estratos tienen un espesor de 10 a 30 cm. Cuando está meteorizada tiene un color gris amarillo y un olor fétido. Esta roca eventualmente puede presentar lentes de

pedernal y pequeñas concreciones de hematita y vetitas de calcita de color blanco.

- Relación estratigráfica: Sólo presenta una relación estratigráfica con la formación Caracol, a través de un contacto fallado (falla inversa) en donde la formación La Peña suprayace a la formación Caracol (Aguillón-Robles, 1983).
- Edad: en 1949, Humphrey le dio una edad Aptiano (125-113 Ma).

#### 7.4.2.1.2. Formación Cuesta del Cura (Kcc).

- Definición: descrita en 1936 por Imlay, en la Sierra de Parras. En este lugar aflora junto a la formación Indidura y la caliza Aurora. Se presenta como calizas de color gris oscuro a negro con estratificación ondulante, puede mostrar intercalación con caliza arcillosa y laminaciones de lutita (Aguillón-Robles, 1983).
- Distribución: En el área donde se describe hay dos afloramientos, uno al NW del poblado El Alegre y otro al SE del poblado La Tinaja.
- Litología y espesor: Se presenta como calizas en estratos delgados que alcanzan los 10 cm de espesor, cuando está fresca su color es gris claro, microcristalina, con bandas de lentes de pedernal negro y estratificación ondulante y rítmica en conjunto. Además, eventualmente aparece con vetillas de calcita blanca que la cortan en todas las direcciones. El espesor total de esta formación es desconocido, ya que no aflora su base (Aguillón-Robles, 1983).
- Relaciones estratigráficas: Esta formación subyace a la formación Indidura, a través de un contacto concordante y ligeramente transicional.
- Edad: La edad que se le atribuye aproximadamente es Albiano-Cenomaniano (113-100.5 Ma).

#### 7.4.2.1.3. Formación Indidura (Ksi).

- Definición: descrita en 1936 por Kelly, W.A. en la región de Delicias-Coach, le dio este nombre a lutitas, calizas resquebrajadas que contienen fósiles del Cenomaniano y Turoniano (Aguillón-Robles, 1983).
- Distribución: Tiene un área amplia de distribución, sin embargo, sus mayores afloramientos se encuentran en el límite poniente en los lados norte y sur de la

carretera San Luis Potosí – Zacatecas, y también al poniente del poblado de Pinos, se han encontrado afloramientos también al sur del poblado La Estrella y a la altura de Arroyo Hondo y Purísima (Aguillón-Robles, 1983).

- Litología y espesor: Esta caliza se presenta en estratos de 10 a 40 cm, es de color gris oscuro a negro, y un poco carbonosa, cuando empieza a meteorizarse puede adquirir un color gris crema. Está intercalada con estratos de otra caliza lajosa y arcillosa con espesores de 5-10 cm, y también con pequeños estratos de limolita violácea. Eventualmente puede contener nódulos y bandas de pedernal negro, así como también venillas de calcita blanca entre las fracturas y los planos de estratificación. En la sección del área Peñón Blanco puede alcanzar los 353 m de espesor (Aguillón-Robles, 1983).
- Relaciones estratigráficas: suprayace a la formación Cuesta del Cura y subyace la formación Caracol, ambos contactos son concordantes y ligeramente transicionales.
- Edad: Su edad corresponde al Turoniano o turionense (94-89.8 Ma).

#### 7.4.2.1.4. Formación Caracol (Ksc).

- Definición: Descrita por Imlay en 1936, en el arroyo de Caracol, que se encuentra en la Sierra de San Ángel, en la parte oriental de la Sierra de Parras. En este punto aflora como una serie de tobas desvitrificadas, lutitas y calizas, sobre la formación Indidura (Aguillón-Robles, 1983).
- Distribución: Tiene una distribución amplia en el área, puede aflorar en las laderas de los cerros o como pequeñas ventanas en diferentes arroyos. Y hacia la base de la Sierra San Miguelito (Rocha-Miranda, 2005).
- Litología y espesor: Consiste en lutitas de color gris verdoso, físciles, las cuales intemperizan a un color café rojizo. Presenta una gran variedad de estructuras menores como rizaduras de corriente, rizaduras de oscilación, crestas, moldes de canaladuras, moldes de estrías de corriente y huellas de animales. Su espesor es desconocido debido a que está altamente plegada y cubierta casi en su totalidad.
- Relaciones estratigráficas: Suprayace a la formación Indidura a través de un contacto concordante ligeramente transicional, y subyace discordantemente a la

Riolita Quelital, sedimentos terciarios continentales, ignimbritas y lavas riolíticas del terciario (Rocha-Miranda, 2005).

- Edad: Su edad puede estar entre el Coniciano-Maastrichtiano (89.8-66 Ma.).

#### 7.4.2.2. *Cenozoico (Terciario).*

##### 7.4.2.2.1. *Formación Andesita Casita blanca (Tcb).*

- Definición: Fue descrita en 1978 por Labarthe y Tristán en las inmediaciones de la ranchería Casita Blanca, al norte del poblado de Ahualulco (Aguillón-Robles, 1983). Se define como una roca volcánica de color gris oscuro verdoso, de textura porfirítica, con fenocristales de biotita y plagioclasa que tienen un tamaño de 1 a 2 mm.
- Distribución: Esta unidad litológica aflora en las inmediaciones de la zona de estudio como pequeñas ventanas aisladas hacia el oriente. Mientras que dentro del área de interés aflora en el extremo con dirección NW (Martínez-Banda, 2005).
- Litología y espesor: Esta roca es de color gris oscuro con un 5-10% de fenocristales de biotita y hornblenda y 5% de plagioclasa en una matriz microporfirítica que contiene vesículas rellenas de calcedonia y pequeñas vetas de calcita blanca; según análisis químicos se trata de una andesita basáltica (Aguillón-Robles, 1983).
- Relaciones estratigráficas: Se encuentra sobreyaciendo los sedimentos marinos del Mesozoico (formación Caracol) y está subyaciendo las unidades volcánicas del Terciario (riolita Panalillo) de manera discordante (Aguillón-Robles, 1983).
- Edad: Tiene una edad determinada por el método K/Ar de aproximadamente 44.1 Ma, por tanto se clasifica según su edad dentro del Eoceno (Martínez-Banda, 2005).

##### 7.4.2.2.2. *Formación Ignimbrita Santa María (Tis).*

- Definición: Lleva este nombre porque fue descrita por primera vez en un afloramiento ubicado en el municipio de Santa María del Río, al norte de la zona de interés, por Labarthe y Tristán en 1980 (Martínez-Esparza, 2008).
- Distribución: Aflora en las partes bajas de la Sierra de San Miguelito.

- Litología y espesor: Corresponde a un flujo de cenizas bien consolidado, de color gris rosáceo a rojizo, su textura es porfirítica con fenocristales de cuarzo y sanidina; además contiene abundante magnetita que en su mayoría se ha alterado hasta convertirse en hematita como mineral accesorio, todos estos cristales están embebidos en una matriz desvitrificada compuesta también de pómez colapsada. Su espesor varía entre los 70 y 270 m.
- Relaciones estratigráficas: Sobreyace de manera discordante a la Formación Indidura, Formación Caracol y Andesita Casita Blanca, y subyace de manera discordante a la Latita Portezuelo, Traquita Ojo Caliente y Riolita San Miguelito (Martínez-Banda, 2005)..
- Edad: En la escala del tiempo geológico esta unidad se encuentra dentro del oligoceno (34-23 Ma).

#### 7.4.2.2.3. Formación Latita Portezuelo (Tlp).

- Definición: Fue descrita por primera vez por Labarthe y Tristán en 1978, en el poblado de Portezuelo, en el Municipio de Cerro de San Pedro (Puente-Castillo, 2014).
- Distribución: Está ampliamente distribuida en la zona de estudio, pero principalmente se encuentra hacia el NE del arroyo El Palmarito y en las cercanías del Santuario de la iglesia del Desierto.
- Litología y espesor: La Latita Portezuelo tiene su origen en un derrame lávico en domos, por lo que es meramente extrusiva, tiene un color café-grisáceo, su textura es holocristalina, porfídica, con fenocristales de sanidina, andesina y cuarzo, embebidos en una matriz afanítica. Tiene como minerales accesorios abundante magnetita, zircón y apatita (Rocha-Miranda, 2005).
- Relaciones estratigráficas: Esta unidad sobreyace de manera discordante a la Formación Cenicera, Ignimbrita Santa María y Traquita Ojo Caliente, mientras que subyace de manera discordante a la Riolita de San Miguelito, Ignimbrita Potrero, Ignimbrita Cantera, y algunas veces a los ambos miembros de la Riolita Panalillo y el Basalto Cabras (Martínez-Banda, 2005).

- Edad: Esta unidad geológica pertenece al oligoceno (31 Ma.) (Puente-Castillo, 2014).

#### 7.4.2.2.4. *Formación Riolita San Miguelito (Tsm, Tsma).*

- Definición: Fue descrita por primera vez por Labarthe y Tristán en 1978, en la estribación de la Sierra de San Miguelito, bordeando el valle de la ciudad de San Luis Potosí (Puente-Castillo, 2014).
- Distribución: Es la roca que más abunda dentro de la zona de estudio, haciendo honor a su nombre es la litología predominante de la Sierra San Miguelito.
- Litología y espesor: Su color es gris claro, con textura porfírica, cuyos fenocristales son de cuarzo y sanidina, embebidos en una matriz fina. En algunas zonas, esta riolita puede presentar una alteración hidrotermal (Rocha-Miranda, 2005). Su espesor es del orden de los 90 m.
- Relaciones estratigráficas: Sobreyace de manera concordante a la latita porfírica y subyace de manera concordante a la Ignimbrita Cantera e Ignimbrita Panalillo. Su espesor es de aproximadamente 450 m (Martínez-Esparza, 2008).
- Edad: Su edad la ubica dentro del oligoceno (30.1 Ma) (Martínez-Banda, 2005).

#### 7.4.2.2.5. *Formación Ignimbrita Cantera (Tic)*

- Definición: Fue descrita por primera vez por Labarthe y Tristán en 1978, en el arroyo de la Cantera, a 2.5 km del NE del poblado Los Arroyos (Aguillón-Robles, 1983).
- Distribución: Aflora hacia la parte oriental de la Sierra San Miguelito. También aparece sobre la carretera que va hacia Guadalajara. Midiendo hasta 12 km en su parte más larga y 10 km en su parte más angosta (Aguillón-Robles, 1983).
- Litología y espesor: Esta roca es de color rosado, de textura porfírica con fenocristales de cuarzo, ortoclasa y sanidina de tamaños que varían entre 2 y 4 mm, embebidos en una matriz criptocristalina que puede contener vidrio; eventualmente puede presentar piedra pómez colapsada y fuerte alteración hidrotermal. Al microscopio se clasifica como una Ignimbrita riolítica. Su espesor es muy variable, va desde los 65 m hasta los 200 m (Aguillón-Robles, 1983).

- Relaciones estratigráficas: Sobreyace de manera concordante a la riolita San Miguelito y Latita Portezuelo; y subyace al miembro inferior de la Riolita Panalillo y en ocasiones discordante al conglomerado Halcones (Puente-Castillo, 2014).
- Edad: pertenece al oligoceno (29 Ma) (Martínez-Banda, 2005).

#### 7.4.2.2.6. *Formación Riolita Zapote (Tz).*

- Definición: Fue descrita por primera vez por Labarthe y Tristán en 1978, considerando su localidad tipo en el parteaguas entre los arroyos de La Laja y El Zapote en la Sierra de San Miguelito (Martínez-Esparza, 2008).
- Distribución: Aflora en la zona SW de la Sierra San Miguelito.
- Litología y espesor: se trata de un flujo de lava, la cual presenta en su base una zona de brecha con un espesor de 50 m, conformada con fragmentos de la misma roca. Su color es gris claro, microcristalina con fenocristales de cuarzo, sanidina y puede presentar óxidos de hierro. Esta unidad puede alcanzar un espesor de hasta 380 m (Martínez-Banda, 2005).
- Relaciones estratigráficas: sobreyace de manera discordante a la Ignimbrita Cantera.
- Edad: Su edad geológica la ubica dentro del oligoceno (27 Ma) (Martínez-Esparza, 2008).

#### 7.4.2.2.7. *Formación Riolita Panalillo (Tap, Trp).*

- Definición: Fue descrita por primera vez por Labarthe y Tristán en 1978 en las cercanías del poblado Panalillo a 15 km al oriente de la ciudad de San Luis Potosí; se ha dividido en tres miembros el inferior que corresponde a un toba depositada por el aire que rellena principalmente cuencas pequeñas, el miembro medio es una ignimbrita de color café con abundantes fragmentos de piedra pómez en una matriz fina y desvitrificada; el miembro superior corresponde a una riolita esferolítica con matriz fina y abundantes vesículas rellenas de cuarzo y calcedonia (Aguillón-Robles, 1983).
- Distribución: el miembro superior (Trp) e inferior (Tap), ambos pertenecientes al oligoceno, siendo el miembro superior el que aflora en mayor proporción y

hacia la parte NW de la zona de estudio. El área de afloramiento puede llegar a conformar mesetas y otros afloramientos pequeños pueden estar cubriendo algunos cerros (Aguillón-Robles, 1983).

- Litología y espesor: El miembro inferior es de color crema amarillo, el tamaño del grano puede variar de fino a arenoso y presenta fenocristales de cuarzo y sanidina con un tamaño entre 1 y 3 mm, embebidos en una matriz muy fina. El miembro superior por su parte, consiste en un flujo piroclástico riolítico bien consolidado, de color café, textura porfirítica con fenocristales de cuarzo y sanidina con un tamaño entre 1 y 3 mm, envueltos en una matriz parcialmente desvitrificada. La característica principal con la que se reconoce este miembro es que tiene una cantidad importante de esferulitas rellenas de calcedonia y cuarzo con feldespatos en menor proporción. Su espesor es de 10 a 30 m.
- Relaciones estratigráficas: Sobreyace discordantemente a la Ignimbrita Cantera, Riolita San Miguelito, Andesita Casita Blanca y a la Formación Caracol, y en la parte norte subyace al Basalto Cabras.
- Edad: Pertenece al oligoceno superior (26.8 Ma) (Aguillón-Robles, 1983).

#### 7.4.2.2.8. Formación Conglomerado Halcones (Tcgh).

- Definición: Fue descrita por primera vez por Labarthe y Jiménez en 1992, se designa a los conglomerados que se encuentran cubriendo las rocas volcánicas (Puente-Castillo, 2014)
- Distribución: Aflora hacia el norte y hacia el centro de la zona.
- Litología y espesor: Se trata de un conglomerado pobremente consolidado, sin gradación, con cantos redondeados e hasta 60 cm de diámetro y en ocasiones puede presentar horizontes de gravas y gravillas (Rocha-Miranda, 2005).
- Relaciones estratigráficas: Se encuentra suprayaciendo a todas las rocas volcánicas de manera discordante.
  - Edad: no se ha determinado su edad, pero por la relación estratigráfica respecto a las demás formaciones, se cree que pertenece al Terciario tardío.



### 7.4.2.3. Cuaternario.

#### 7.4.2.3.1. Formación Pumicita El desierto (Qd).

- Definición: Fue descrita por primera vez por Labarthe y Tristán en 1979.
- Distribución: Aflora de forma aislada en la zona de estudio, hacia el sur de la Iglesia del Desierto, cerca del panteón de Pozuelos, a 300 m del club de tiro Halcones (Puente-Castillo, 2014).
- Litología y espesor: Se reconoce por ser un horizonte de ceniza volcánica de 0.5 a 2.5 m de espesor y puede presentar estratificación cruzada. Esta unidad puede contener hacia su base lentes pequeños de grava, cuyos fragmentos corresponden a rocas riolíticas que fueron depositadas por el agua en pequeñas depresiones.
- Relaciones estratigráficas: están suprayaciendo de manera discordante a un suelo residual de cenizas, estas cenizas pertenecen a las caídas de cenizas del Volcán de Fuego de Colima (Ochoa-González, Carreón-Freyer, Franceschini, Cerca, & Teatini, 2018).
- Edad: Corresponde dentro del cuaternario al pleistoceno reciente (Martínez-Banda, 2005).

#### 7.4.2.3.2. Aluvión (Q).

- Definición: Fue descrita por primera vez por Labarthe y Tristán en 1980.
- Distribución: Este es el material que más predomina en la superficie del valle.
- Litología y espesor: está constituido por gravas, arenas, limos y arcillas. También pueden presentarse conglomerados con clastos de hasta 50 cm de origen ígneo o sedimentario, los cuales tienen una mala clasificación y están poco consolidados (Ochoa-González, Carreón-Freyer, Franceschini, Cerca, & Teatini, 2018).

Relaciones estratigráficas: suprayacen a las rocas volcánicas y también al conglomerado.

- Edad: Cuaternario (Puente-Castillo, 2014).

La información litológica mencionada anteriormente se presenta resumida en el mapa geológico de la zona (Figura 7). Donde se puede observar que la zona metropolitana se encuentra casi en su totalidad sobre los depósitos cuaternarios (aluvión y conglomerados);

además, las rocas más viejas del cretácico limitan hacia el oriente (Sierra Madre Oriental), mientras que las rocas volcánicas del terciario limitan por el occidente (Sierra de San Miguelito).

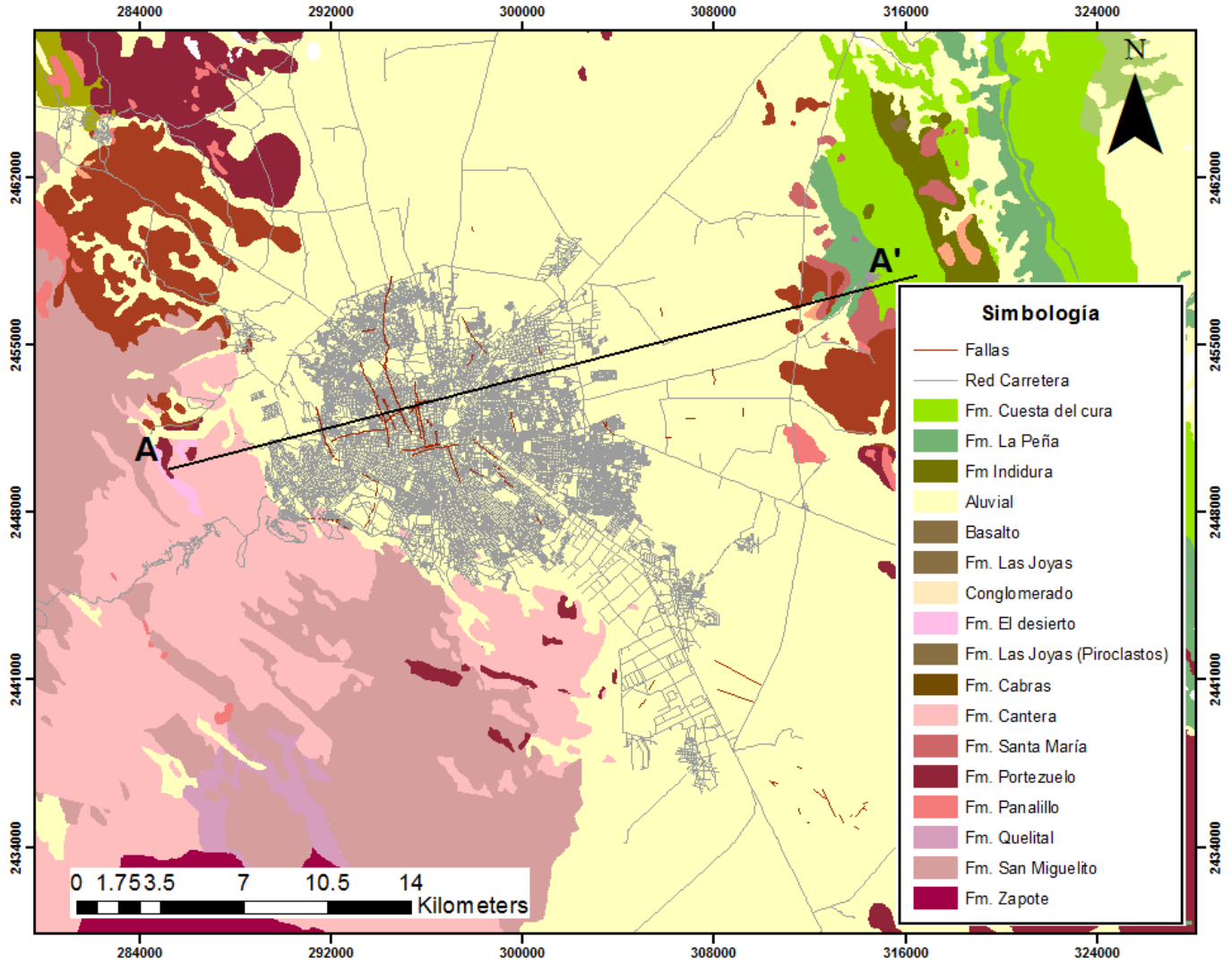


Figura 7. Mapa geológico de la zona de estudio, modificado de INEGI (2017).

La configuración estratigráfica y tectónica del fondo del valle se representa de manera conceptual en el perfil A-A' de la Figura 8. Este perfil tiene sentido SW-NE, el respectivo corte se puede apreciar en el mapa geológico de la Figura 8. En este perfil se puede observar que hacia el centro los depósitos aluviales son más espesos, ya que en este punto el valle es más profundo, también se identifican las fallas normales típicas de una cuenca tipo graben. Además, se aprecia que el basamento son las rocas más viejas que pertenecen al cuaternario, y cabe destacar que estas rocas no son aptas para formar acuíferos, por tanto, el acuífero del

VSLP se encuentra alojado en las rocas volcánicas y en los sedimentos más jóvenes que rellenan el valle.

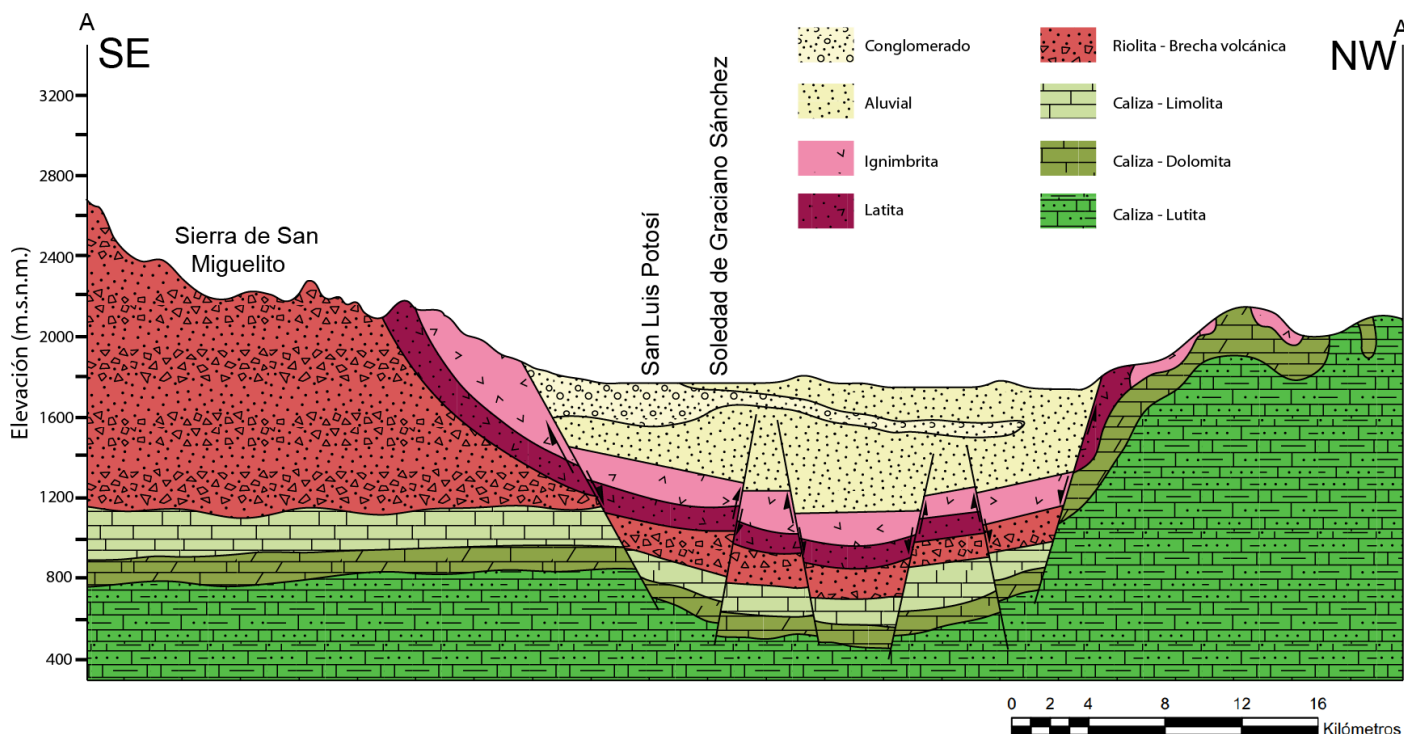


Figura 8. Perfil geológico A-A', modificado de INEGI (2017).

### 7.4.3. Geología estructural.

En la zona de estudio se pueden diferenciar claramente dos episodios tectónicos, los cuales se ven evidenciados en dos rasgos estructurales, el primero consiste en los sinclinales y anticlinales, el segundo está determinado por una serie de fosas y pilares tectónicos. A finales de cretácico superior y principios de cenozoico (anteriormente llamado terciario) por efectos de la orogenia de Laramide que produce esfuerzos de compresión con dirección NW-SE y pliegues secundarios de tipo “chevron”, forman plegamientos regionales SW-NE en consecuencia de dichos esfuerzos compresivos, estas expresiones estructurales se pueden evidenciar en las secuencias sedimentarias de origen marino, como por ejemplo la Formación Caracol y otras rocas sedimentarias marinas en el Cerro de San Pedro, así mismo, también se puede observar en algunos paquetes de rocas volcánicas de la Sierra San Miguelito (Martínez-Hernández, 2008).

En el oligoceno ocurre un segundo evento tectónico, pero esta vez son esfuerzos de distensión, los cuales dieron origen a un sistema de fallas y fracturas con orientación NW-

SE y NE-SW, el cual es el responsable de la creación del sistema de fosas y pilares tectónicos. En este evento se crearon importantes depresiones al interior de la cuenca, como lo son la fosa de Villa de Reyes que ocupa un área de 90 Km<sup>2</sup> aproximadamente y la depresión de San Luis, cuya extensión es de unos 450 km<sup>2</sup> (Martínez-Banda, 2005; Martínez-Hernández, 2008).

En los párrafos anteriores se da una visión general de la geología estructural regional de la zona de estudio. A continuación se describirán en breve las fallas y agrietamientos más importante que se presentan en el valle de San Luis Potosí, o lo que corresponde a la geología estructural local (IMPLAN, 2006).

#### **7.4.3.1. Falla Muñoz.**

El sentido de esta falla es NW, la zona de principal afectación en su extremo sur se ubica a partir de la Av. Nicolás Zapata hasta el Bulevar Río Santiago, los puntos más críticos se han localizado en las privadas ubicadas sobre la calle de Terrazas. Otras colonias afectadas son, La Huerta, Arboledas de Tequisquiapan, El cortijo y los Reyes. Estos agrietamientos se pueden presentar algunas veces de manera puntual o aislados (Ortiz-Rodríguez, 2010).

#### **7.4.3.2. Falla Damián Carmona.**

Esta falla se presenta en sentido N10°-15°W. Es una de las que atraviesan el centro histórico de la ciudad de San Luis Potosí y pertenece al sistema de fallamiento NW-SE. Inicia en el extremo sur desde la calle Álvaro Obregón a la altura del edificio Ipiña y se extiende hasta la Av. Hernán Cortés hacia el norte. Las expresiones estructurales principales de esta falla son grietas de extensión, levantamiento y hundimiento en las calles y el piso de las casas, rotura de tuberías de distribución de agua y drenaje. Su monitoreo ha cobrado importancia porque ha provocado afectaciones en los edificios históricos de la ciudad (IMPLAN, 2006).

#### **7.4.3.3. Falla Aeropuerto.**

Tiene una dirección NS en su parte norte y al sur cambia el rumbo N-NW. El segmento de mayor importancia se encuentra en la colonia Aeropuerto, que le da el nombre. Presenta comúnmente estructuras de tipo tensión y subsidencia por extensión. Rotura de pisos y paredes, de túneles y drenaje. Las grietas de tensión son paralelas y escalonadas (Ortiz-Rodríguez, 2010).

#### **7.4.3.4. *Falla Parque Morales.***

Presenta una dirección N75°-80°E. Empieza en la calle Arista frente al pozo del parque Morales, hace parte del sistema de agrietamientos y fallas en sentido EW. Tiene una longitud aproximada de 6 km. Las expresiones estructurales se caracterizan por agrietamientos en paredes y pisos, con hundimientos en los techos de las casas (IMPLAN, 2006).

#### **7.4.3.5. *Falla Museo Regional Potosino.***

Tiene una dirección N70°-80°E y E-W. Con principales afectaciones en el centro histórico de la ciudad. Los daños presentados son agrietamientos en los inmuebles, en pisos, ventanas y paredes. Afectan al Museo Regional y la Capilla de Aranzazu (Ortiz-Rodríguez, 2010).

#### **7.4.3.6. *Falla Museo de la Máscara.***

El rumbo de esta falla es N80°E y ha afectado a lo largo de la historia al museo de la Máscara y la oficina de Telégrafos, en el centro histórico de la ciudad. Está asociada al sistema de fallas E-W y NW-SE. Los agrietamientos se manifiestan en el piso, en el techo, y en las paredes de los inmuebles, éstas grietas son principalmente del tipo torsión (IMPLAN, 2006).

#### **7.4.3.7. *Falla Iglesia del Espíritu Santo y Museo Federico Silva.***

Presenta un rumbo de N10°-15°W, afectando lo lugares que le dan el nombre y que se ubican en el centro de la ciudad. Las expresiones estructurales principales son agrietamientos lo cuales son de tipo esfuerzos de tensión en algunos casos. Estas grietas en la iglesia se relacionan al desplazamiento vertical de una falla geológica y pertenece al sistema de fallas NW-SE (IMPLAN, 2006; Ortiz-Rodríguez, 2010).

#### **7.4.3.8. *Falla San Antonio.***

Esta falla se ubica en el municipio de Soledad de Graciano Sánchez y su orientación es NW-SE. Se extiende desde la Av. Tenochtitlán al SE, hasta la Av. Valentín Amador al NW. Las expresiones estructurales son grietas de tensión en las ventanas y puertas (Ortiz-Rodríguez, 2010).

A continuación, se muestra el mapa de las principales fallas que se presentan en la superficie de la zona urbana del valle de San Luis Potosí.

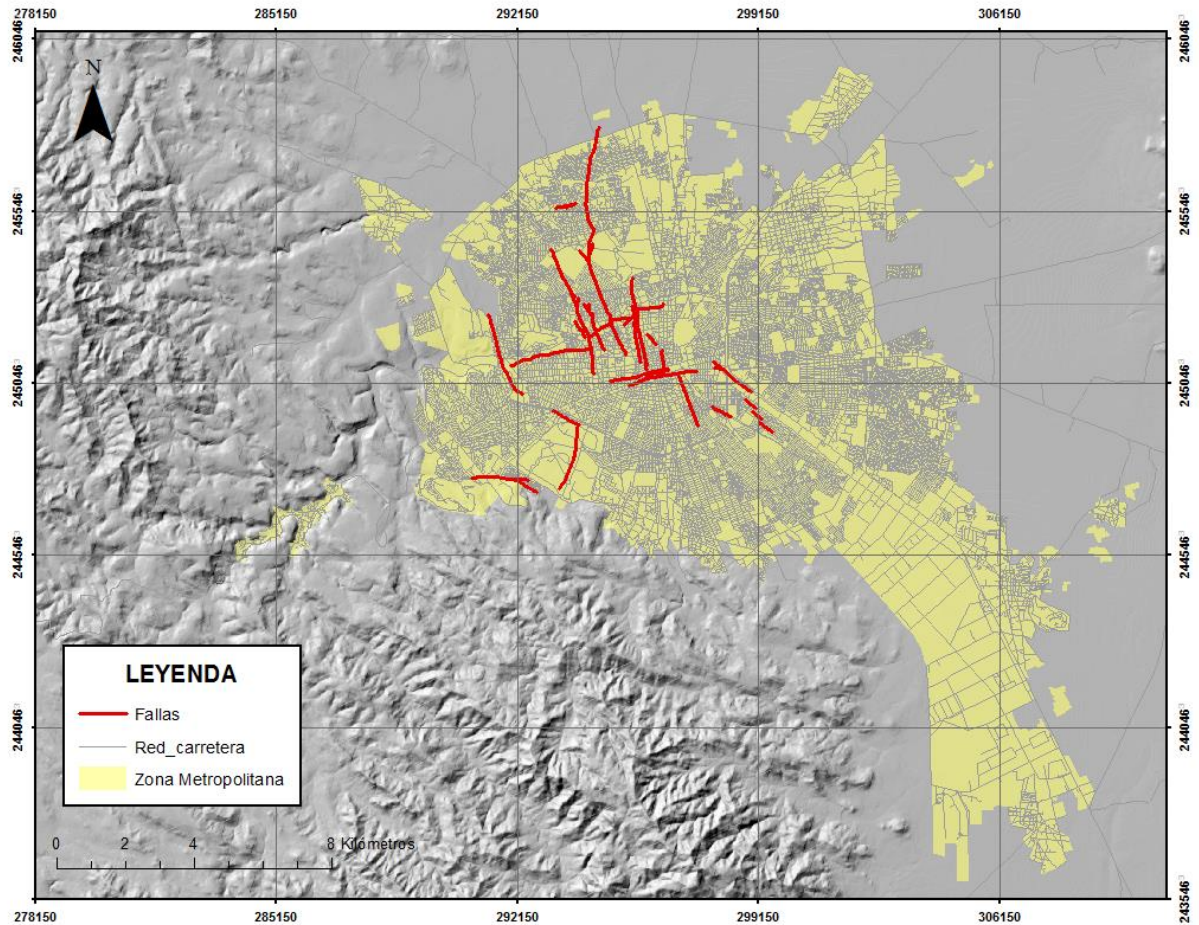


Figura 9. Mapa de fallas de la zona Metropolitana del Valle de San Luis Potosí (Elaboración propia).

#### 7.4.4. Daños asociados a los hundimientos reportados en el Valle de San Luis Potosí.

Para 2010 se realizó un estudio para evaluar los daños relacionados con el fenómeno de la subsidencia en San Luis Potosí y Soledad de Graciano Sánchez, con el propósito de mejorar la gestión del riesgo en ambos municipios. Esta estimación se basó en la metodología Blong, la cual ha sido adaptada a México para calcular el efecto económico que ha tenido sobre los inmuebles de la ciudad (Julio-Miranda, Órtiz-Rodríguez, Palacio-Aponte, López-Doncel, & Baroboza-Gudiño, 2012). Los efectos estructurales que ha tenido este fenómeno principalmente son pavimentos y tuberías de drenajes rotas, agrietamiento de paredes, pisos y techos de edificios, algunos de estos catalogados como patrimonio, tal como se puede observar en la Figura 10.

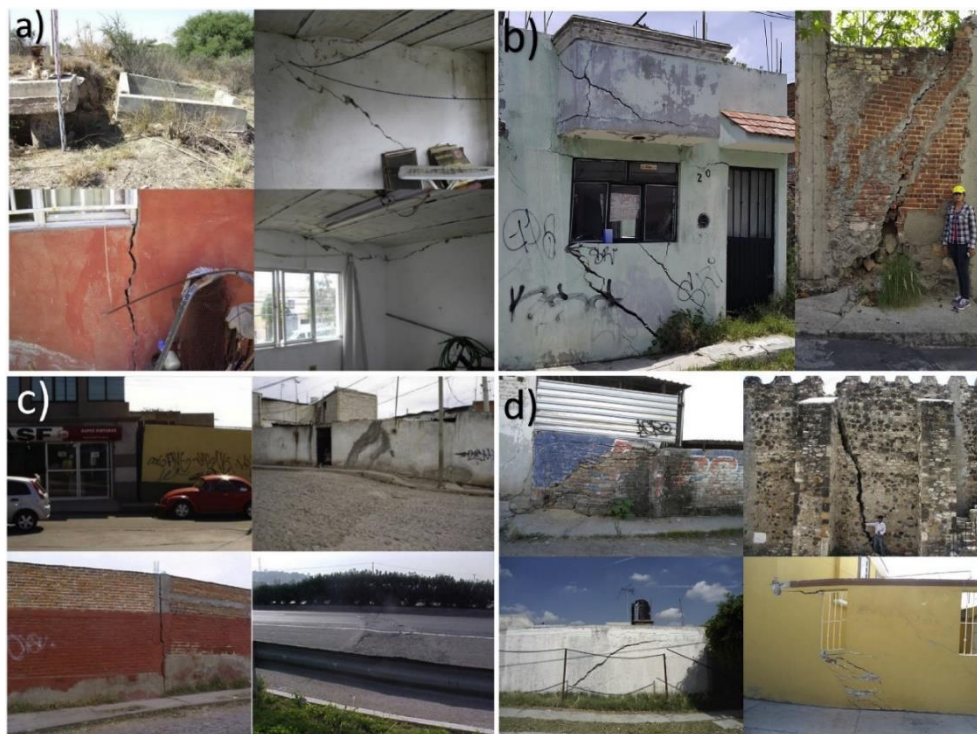


Figura 10. Daños estructurales en inmuebles (Cortesía Ing. José Mata).

Para 2010, el número aproximado de casas en San Luis Potosí y Soledad ascendía a 220,245, de las cuales 1,982 se encontraban en zonas de riesgo, y 1,784 mostraban daños estructurales visibles, es decir el 0.85% del total de las casas que suman ambos municipios. De las viviendas que se encuentran afectadas, el 27% presentaron daños bajos, el 33% moderados, el 21% altos, el 15% graves, mientras que el 4% han tenido que ser demolidas por el riesgo que representaban. El daño equivalente en costo monetaria es de USD 2'516,944 (Julio-Miranda et al., 2012). Actualmente, han registrado 22 fracturas, las cuales se muestran en la Figura 9.

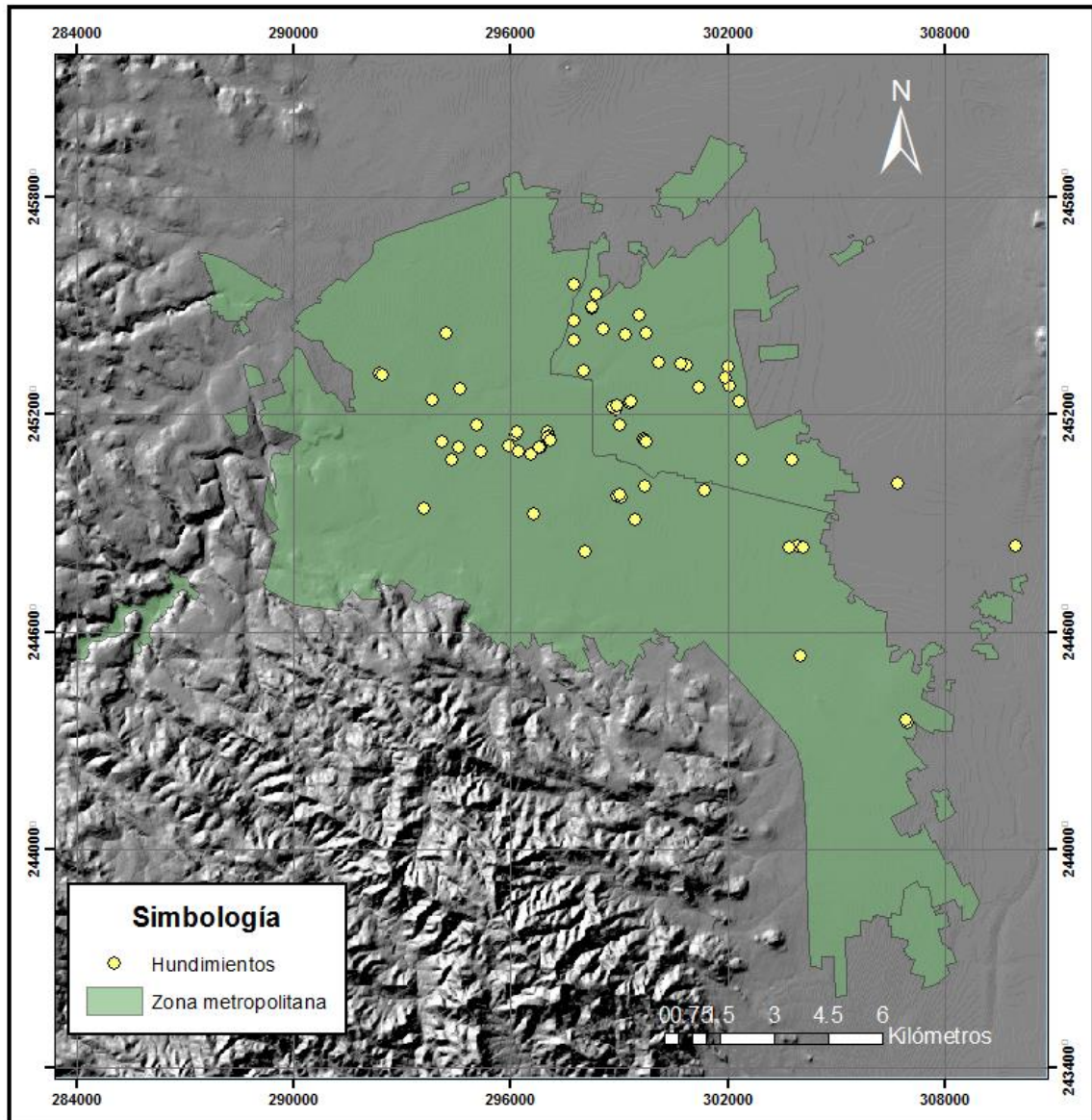


Figura 11. Mapa de hundimientos reportados en la zona metropolitana del VSLP (Elaboración propia)..

Durante las últimas décadas las autoridades de gestión del riesgo le han dado un seguimiento a los hundimientos que se identifican en la ciudad, estas afectaciones están distribuidas por la zona metropolitana y se concentran hacia el centro y norte de la ciudad, coincidiendo con las colonias de mayor densidad poblacional. Una de las zonas más afectadas por los hundimientos es las casas en la colonia Aeropuerto, SJ. Buenavista, Morales, S. Antonio y Muñoz (Julio-Miranda et al., 2012).

Si se observa el mapa de las fallas correspondiente a la Figura 9, y se compara con la distribución de los hundimientos en la Figura 11 se percibe que no todos los hundimientos



están asociados estrictamente a un agrietamiento o una falla, con esto, se puede empezar a especular que el origen de la subsidencia es multifactorial, y, que en algunas zonas la combinación del efecto de la geología estructural del valle combinada con la extracción del agua subterránea puede estar desencadenando esta subsidencia, mientras que en otros lugares los hundimientos están asociados a algo más que la dinámica estructural de la zona de estudio, y esta podría ser la configuración litológica del material que rellena el graben sobre el cual está construida la ciudad de San Luis Potosí y Soledad de Graciano Sánchez. Esto es lo que se trató de determinar en los siguientes capítulos.

## CAPÍTULO 2. INTEGRACIÓN DE DATOS ESPACIALES SOBRE LA HIDROGEOLOGÍA DEL ACUÍFERO EN LA GENERACIÓN DE UN MODELO 3D.

### 8.1. Información existente sobre la hidrología de la zona.

La cuenca hidrológica que delimita el acuífero de San Luis Potosí tiene una extensión de 1980 km<sup>2</sup> y se encuentra en la zona centro occidental del estado de San Luis Potosí. Dentro de esta delimitación se encuentra el municipio de Soledad, la mayor parte de los municipios de San Luis Potosí y Cerro de San Pedro y una pequeña fracción de los municipios de Mexquitic de Carmona, Ahualulco y Villa de Zaragoza (CONAGUA, 2015).

En el VSLP hay 1'200,000 personas que habitan la zona metropolitana de San Luis Potosí, Soledad y Cerro de San Pedro, con un crecimiento anual 2.2%. El 84% de la población se abastece de 126 pozos y el 16% que resta, se abastece de la planta potabilizadora de Los Filtros, agua proveniente de las presas San José, El Peaje y el Potosino, con 3.25 m<sup>3</sup>/s de producción. Actualmente hay 153.42 millones m<sup>3</sup> anuales concesionados, mientras que el volumen de la recarga anual corresponde a 78.1 millones de m<sup>3</sup> aproximadamente, es decir que la explotación del acuífero está a una relación 2:1 y con un déficit de -75.32 millones de m<sup>3</sup> (CONAGUA, 2015).

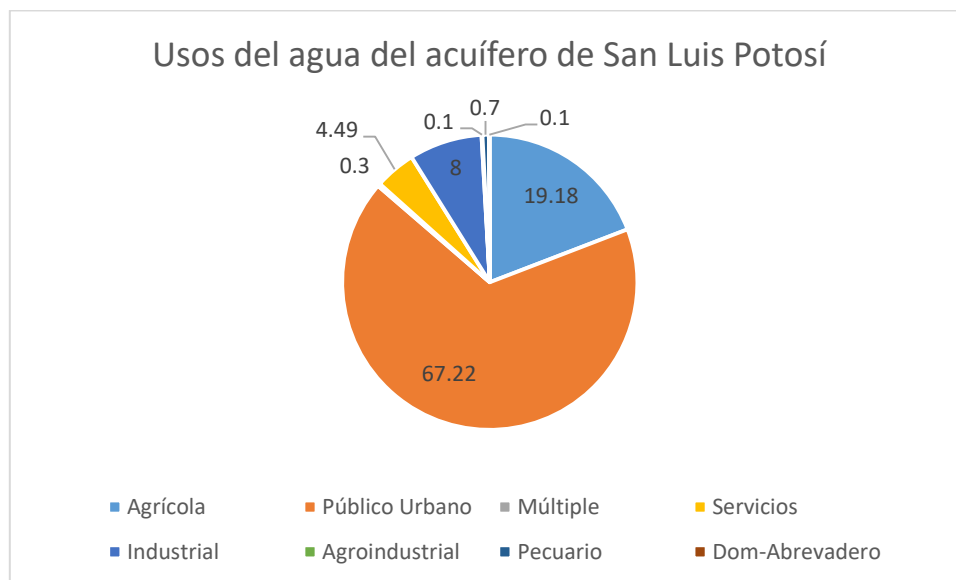


Figura 12. Usos del agua en el valle de San Luis Potosí (CONAGUA, 2015).

En la figura anterior se muestra los usos del agua en el valle de San Luis Potosí, aquí se puede observar que la mayor parte está destinada para abastecer el sector público urbano, seguido por el sector agrícola e industrial Figura 12.

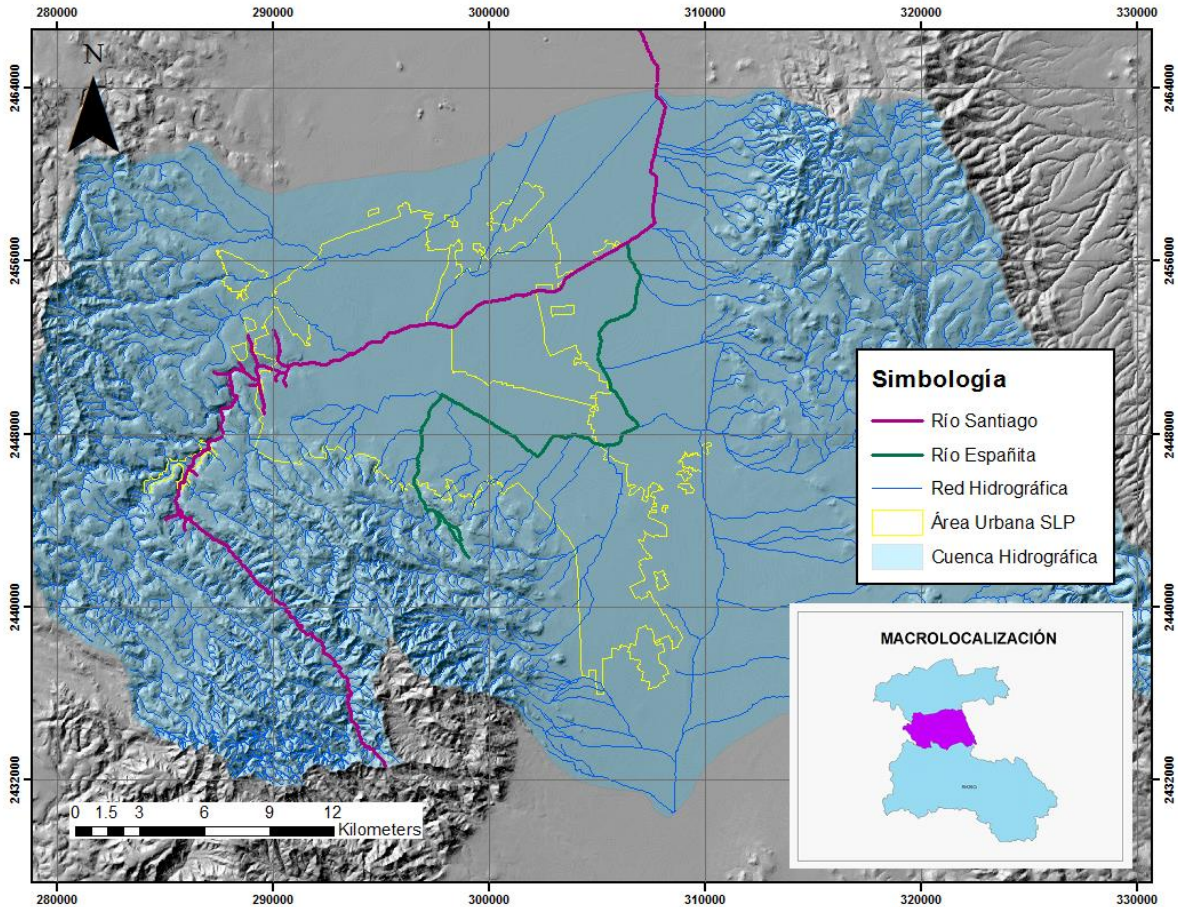


Figura 13. Cuenca hidrográfica de la Zona Urbana del VSLP (Elaboración propia).

La región hidrológica en la que se encuentra el acuífero de San Luis Potosí corresponde a la RH-37, la cual es denominada El Salado, más una pequeña porción al sur de la zona que se encuentra comprendida dentro de la región RH-26 denominada “El Panuco”. La unión de ambas zonas se muestra en la Figura 13 en la sección de la macro localización. Esta se caracteriza por ser una cuenca cuyo drenaje es de tipo endorreico. Dentro de la zona hidrológica se encuentra la cuenca del río Santiago, que corresponde al colector o drenaje principal, este se forma a partir de los escurrimientos que provienen de las sierras situadas al occidente y suroccidente de la ciudad de San Luis Potosí. Sobre el curso del río Santiago están construidas las presas San José y El Peaje. Fisiográficamente conforma a una parte de la Provincia de la Mesa central, la cual corresponde a una cuenca cuya elevación del valle es

en promedio 1840 msnm, delimitado occidentalmente por sierras con topografía escarpada y altura de hasta 2700 msnm y al oriente sierras con alturas de hasta 2200 msnm (CONAGUA, 2015). La Figura 13 muestra una delimitación de la cuenca de la zona de estudio. Los escurrimientos son de tipo efímeros y de carácter torrencial, esto es debido a las características de los climas secos, el patrón de los escurrimientos es dendrítico, tal como se observa en la Figura 13.

El registro público de derechos de agua (REPDA), que pertenece a la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) se encarga de otorgar seguridad jurídica a los usuarios de aguas nacionales y sus bienes públicos inherentes. Este registro cuenta con un acceso online libre para acceder a la base de datos de registros inscritos actualizada. Aquí aparecerá información para aprovechamientos superficiales, subterráneos, descargas residuales y zonas federales, en donde pueden aplicarse filtros de búsqueda como organismo de cuenca, región hidrológica, estado, municipio o alcaldía, rango de nivel concesionado ( $m^3/año$ ), uso que ampara el título y acuífero homologado.

Para este estudio, se seleccionaron los aprovechamientos subterráneos, ya que el máximo interés es la información que se encuentra relacionada con el acuífero que abastece a los municipios de San Luis Potosí y Soledad de Graciano Sánchez. A continuación, se muestran las gráficas de los aprovechamientos a lo largo de los años.

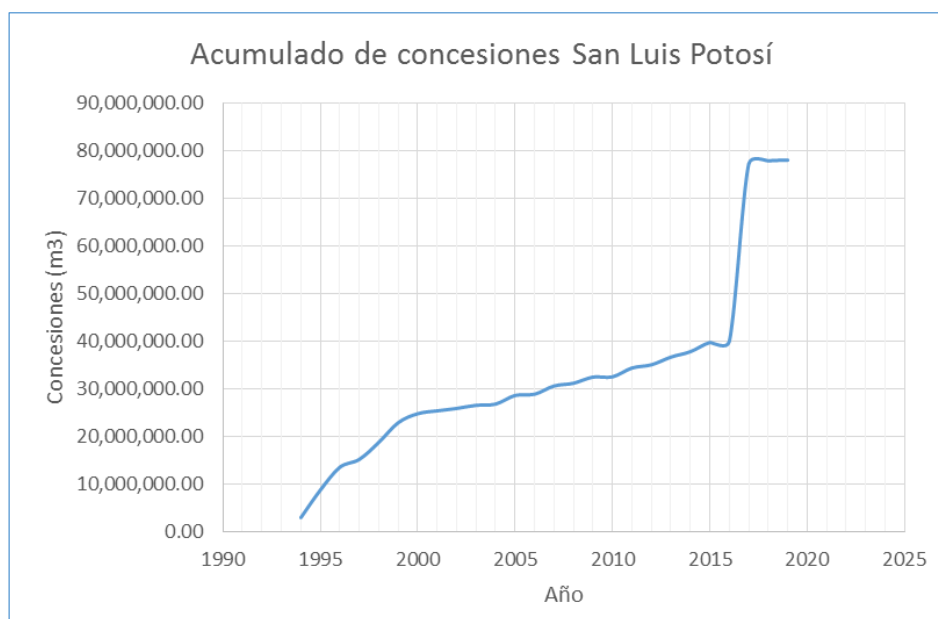


Figura 14. Concesiones de agua subterránea para San Luis Potosí (1994-2019).

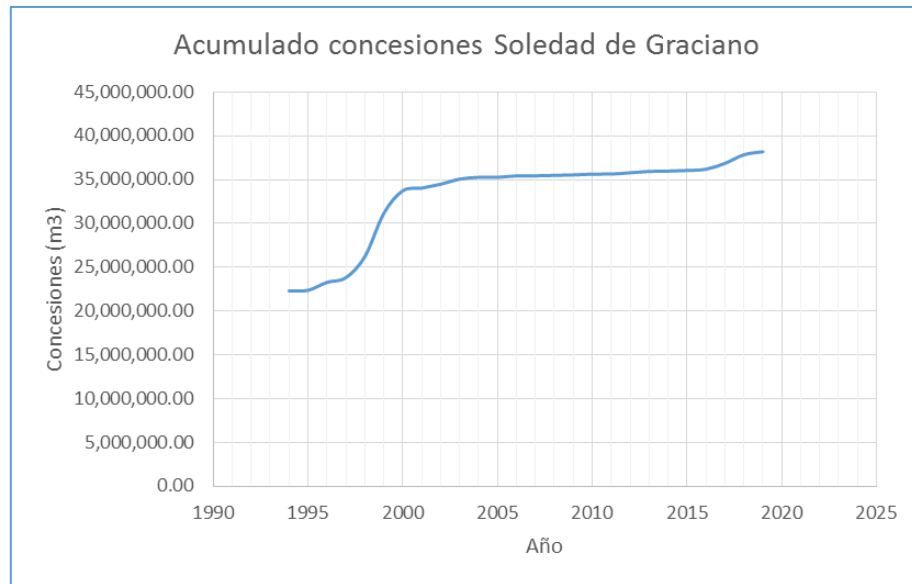


Figura 15. Concesiones agua subterránea para Soledad de Graciano Sánchez (1994-2019).

Como se puede observar en la Figura 14 y la Figura 15, el volumen de aguas subterráneas concedido ha ido en aumento a medida que la ciudad ha tenido mayor auge económico, industrial y poblacional. Actualmente, los volúmenes más grandes son para uso público urbano y pertenecen en su mayoría a Interapas, el aumento significativo de estas cifras se contempla muy claramente en la Figura 15, en donde para el 2017 se percibe cómo los volúmenes concesionados se ven disparados para el municipio de San Luis Potosí, con un permiso a nombre del organismo intermunicipal metropolitano de agua potable por más de 45,000,000 de m<sup>3</sup> para uso público-urbano.

En la Figura 16 se observa un mapa donde se muestra la ubicación de los pozos de extracción concesionados a partir del 1994. Estas concesiones suman más de mil pozos, pero no quiere decir que actualmente estén todas activas, ya que es más bien un registro histórico de los últimos 15 años; recordando que actualmente existen activos en toda la zona metropolitana un poco menos de 200 pozos “autorizados”. Como se observa en este mapa, ha existido una concentración de extracciones hacia la zona noroeste, que es donde se ubican las antiguas y una parte de la actividad agrícola actual, sin embargo, no son estos las concesiones con mayor cantidad de volumen a disposición. Es evidente que las concesiones de mayor volumen son las ubicadas dentro de la zona metropolitana destinadas al abastecimiento de la ciudadanía. Así como también, es importante resaltar que los pozos con

mayor extracción de volúmenes de agua se encuentran en Soledad de Graciano Sánchez, hacia la zona centro – oriental de la ciudad de San Luis Potosí.

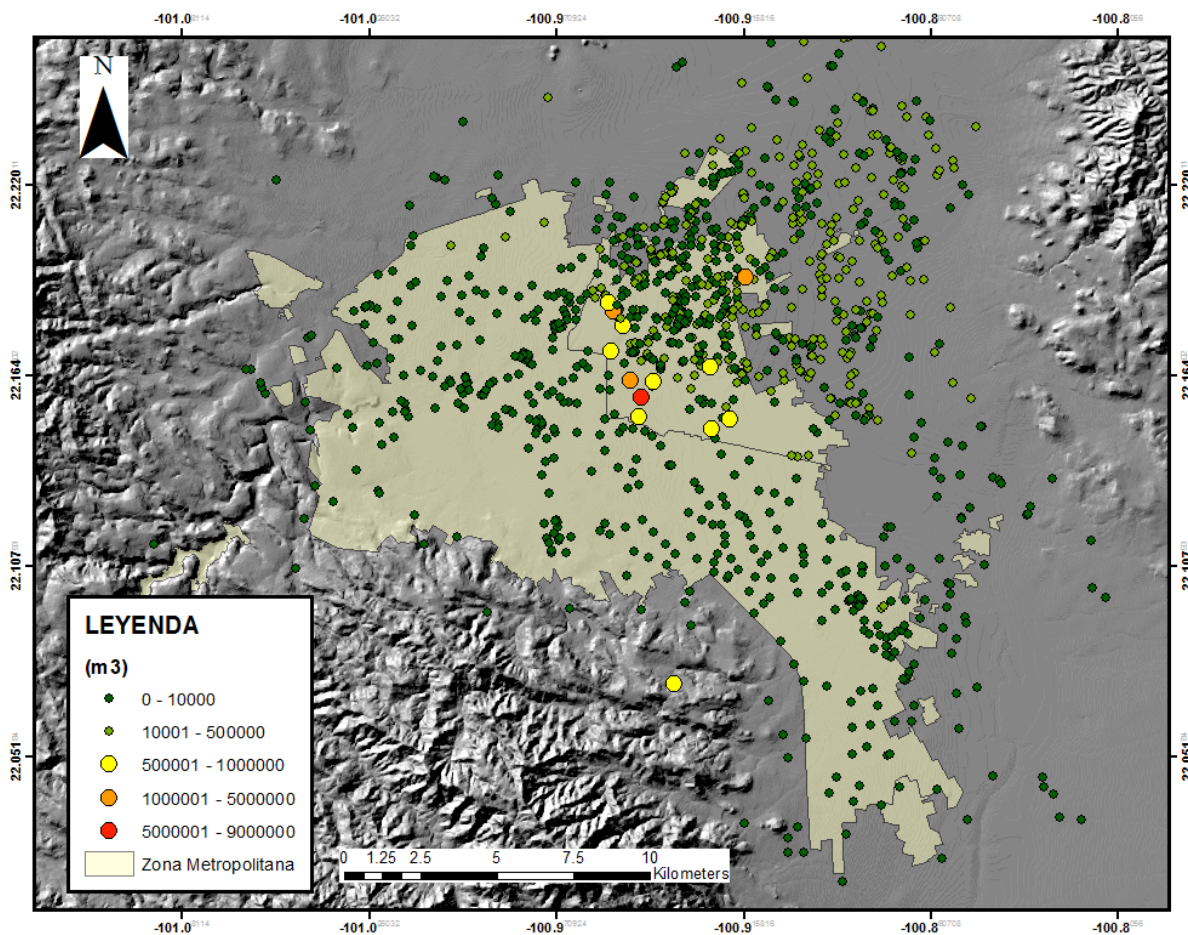


Figura 16. Mapa de concesiones totales a partir del 1994 (Elaboración propia).

## 8.2. Información existente sobre la hidrogeología de la zona.

A partir de la explotación del acuífero del valle de San Luis Potosí se han registrado dos niveles piezométricos claramente diferenciados, de lo anterior se infieren dos unidades hidrogeológicas diferentes. La más somera se compone de un complejo de acuíferos interconectados entre sí, con características en común como su heterogeneidad y anisotropía, estos se comportan dependiendo de la zona como libres o semiconfinados. La interdependencia y la dirección de flujo única y bien definida, así como otras características comunes que presentan este conjunto de unidades hacen que se consideren como un acuífero que abarca una superficie de 230 km<sup>2</sup> y está constituido principalmente por sedimentos

granulares de origen aluvial y con un espesor que varía entre los 4 y 60 m. Los niveles piezométricos se encuentran más superficiales en la zona urbana y al suroeste de la Delegación de Pozos, este nivel aumenta en dirección este hasta alcanzar profundidades de 40 m. Este acuífero más superficial recibe recarga natural por infiltración de los escurrimientos que descienden de la sierra de San Miguelito hacia el oeste y suroeste (CONAGUA, 2015).

El acuífero somero está descrito como un medio granular que lo conforman material de origen aluvial, compuesto por gravas arenas y limos semiconsolidados, mientras que el acuífero profundo litológicamente son rocas de origen volcánico en un medio fracturado (Noyola, y otros, 2009).

Ambos sistemas de acuíferos se encuentran separados por una capa de arenisca fina compacta, es decir, poco permeable, la cual confina al acuífero inferior. Sobre esta capa se han realizado pruebas de recuperación y abatimiento para determinar su conductividad hidráulica. Estas pruebas se realizaron en piezómetros instalados y fueron analizadas a través del método de Hvorslev, mediante el cual se obtuvo valores aproximados de  $1 \times 10^{-9} \text{ m/s}$  (CONAGUA, 2015).

La sección superior del acuífero profundo está constituida por un material granular que se encuentra entre los 100 y 150 m de profundidad y tiene un espesor entre 100 a 200 m que corresponde al material de relleno de la fosa tectónica que formó el valle, sus valores de rendimiento se encuentran entre  $0.003$  y  $0.035 \text{ m}^3/\text{s}$  (Carrillo, 1992).

La sección inferior está constituida por la Latita Portezuelo fuertemente fracturada, la cual al disgregarse mecánicamente aporta material granular a la sección suprayacente. Otras formaciones volcánicas como la Riolita de Panalillo y la Ignimbrita Cantera en medios fracturados también conforman una parte del acuífero y junto con la Latita Portezuelo tienen valores de rendimiento con rangos que van desde los  $0.005 \text{ m}^3/\text{s}$  hasta  $0.055 \text{ m}^3/\text{s}$  (Carrillo, 1992). Estas aguas tienen una edad entre los 5300 a 6300 años, lo cual es un indicador de que la dinámica de recarga es lenta. Las rocas ígneas no desempeñan un papel como confinantes, ya que presentan un sistema de fracturamiento vertical bien desarrollado, es decir, que tiene una permeabilidad secundaria, lo que le otorga aptitudes para almacenar agua en los espacios vacíos que se forman por las fracturas.

### 8.3. Construcción del modelo 3D de la red de pozos del Valle de San Luis Potosí.

Para construir la red de pozos de la zona de estudio en 3D, se utilizó la descripción litológica de los núcleos de perforación de 135 pozos repartidos en el VSLP. Consecuentemente se descargó y se obtuvo la licencia gratuita del complemento de ArcMap, Arc Hydro Groundwater (AHGW); esta es una herramienta que se usa para diseñar geodatabases y representar información de los acuíferos estudiados. Este complemento es capaz de modelar datos y ayuda a archivar, visualizar y analizar datos multidimensionales de agua subterránea, incluye también la representación de componentes de acuíferos, tales como, perforaciones, modelos hidrogeológicos en 3D, información temporal y datos de modelos de simulación (Aquaveo; ESRI, 2019).

Previo a la construcción de una red de pozos en un modelador como AHGW, es necesario preparar algunos insumos. En primer lugar, se descargó un modelo digital de elevación (DEM) de la zona de estudio a 15 m de precisión. En segundo lugar, la información de la estratigrafía de los pozos se organizó en tres archivos en formato texto; denominados “Wells”, en este archivo se contempla la información básica de cada uno de los 135 pozos, como el código del pozo, y sus respectivas coordenadas. Un segundo archivo de nombre “Boreholes” contiene la información detallada de la litología, aquí va descrito la elevación del pozo, la longitud de cada una de las diferentes litologías encontradas a lo largo de cada pozo, las unidades de medición en que se va a construir el pozo en 3D (metros) y el código de la unidad estratigráfica a la que pertenece el tramo de roca o suelo. Por último, un tercer archivo denominado “HGUs”, en este archivo van contempladas las unidades litológicas que conforman el subsuelo de la zona de estudio, para este caso en particular, se definieron tres unidades: aluvión (material de relleno del graben), rocas ígneas (ignimbritas, latitas y riolitas) y secuencia de rocas sedimentarias (aquí se incluyen todas las rocas que pertenecen al cretácico y que tienen origen en los sedimentos marinos, tales como, areniscas y calizas pertenecientes a la Formación Caracol, tal como se describió en el capítulo 1).

Para poder visualizar la información de los pozos, es necesario hacerlo a través de la aplicación ArcScene, que se encuentra dentro del paquete de ArcMap. A través de esta aplicación se puede desplegar y procesar los datos de las litologías creando una geodatabase a partir del complemento AHGW. Dentro del conjunto de herramientas, existe la opción



“Create Blank AHGW Geodatabase”, con esto se crearon tres bases de datos partiendo de los archivos de textos mencionados anteriormente (Wells, Boreholes y HGUs), pero están en blanco; por tanto, es necesario importar la información de los archivos de texto e incorporarlos a dichas geodatabases.

Las geodatabases creadas llevan los nombres de BoreLine (donde aparece la información de las coordenadas de los pozos); HydrogeologicUnit (El nombre y código de cada una de las unidades litológicas) y Boreholelog (aquí apareceren los ítems WellID el cual relaciona el HydroID con el pozo correspondiente; TopElev y BottomElev es la información que define la elevación superior e inferior del segmento de perforación presentado por cada registro; el HGUID se relaciona con el HydroID de la unidad litológica definida en la tabla HydrogeologicalUnit. En la Figura 17 se puede observar la tabla de atributos una vez se ha creado la geodatabase y después de que se le han incorporado la información contenida en los archivos de texto, se ha usado como ejemplo la base de datos “Boreholelog”.

OBJECTID *	WellID	RefElev	FromDepth	ToDepth	TopElev	BottomElev	ElevUnits
1	6693	1827	0	112	1827	1715	metros
2	6693	1827	112	200	1715	1627	metros
3	6373	1822	0	80	1822	1742	metros
4	6373	1822	80	250	1742	1572	metros
5	6126	1820	0	200	1820	1620	metros
6	6822	1830	0	126	1830	1704	metros
7	6822	1830	126	177	1704	1653	metros
8	6822	1830	177	250	1653	1580	metros
9	6369	1828	0	250	1828	1578	metros
10	6374	1820	0	100	1820	1720	metros
11	6374	1820	100	250	1720	1570	metros
12	6511	1851	0	250	1851	1601	metros
13	6511	1851	250	500	1601	1351	metros

Figura 17. Tabla de atributos de la geodatabase BoreholeLog.

Una vez se hayan cargado las geodatabases, aparecen los pozos distribuidos en la zona de estudio, a continuación, hay que editar las propiedades de los pozos en la herramienta Borehole/well editor. Mediante la cual se pueden escoger los colores que se van a asignar a cada una de las unidades litológicas, en este caso, se escogieron los mismos colores que muestran estas rocas en el mapa geológico y perfiles que se muestran en el capítulo 1, de

forma que hay que tener en cuenta que estos colores se seleccionan en función de las edades geológicas; por tanto, el aluvión se muestra de color amarillo, las rocas ígneas de color rosado y las rocas que pertenecen a la secuencia sedimentaria son de color verde, así como se puede observar en la figura a continuación.

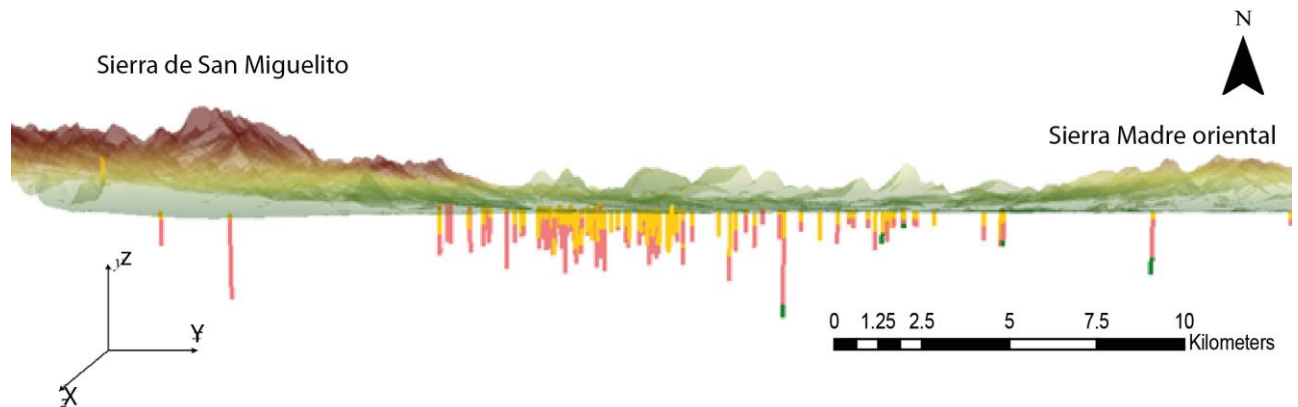


Figura 18. Modelo 3D de zona de estudio y red de pozos con su litología (Elaboración propia).

Como se observa en la Figura 18, el subsuelo del VSLP está compuesto en la mayoría por un primer paquete de sedimentos o material de relleno que corresponden al aluvión, seguido por las rocas ígneas y sólo en los pozos que han alcanzado mayor profundidad se puede apreciar la presencia de las rocas sedimentarias que corresponden a las rocas más viejas. Es importante observar como las perforaciones que se encuentran en la zona montañosa de la Sierra de San Miguelito, hacia el occidente del área de estudio, están constituida enteramente por rocas volcánicas que afloran desde la superficie; así, también se puede observar que las rocas sedimentarias aparecen hacia el oriente, entre más proximidad haya hacia la Sierra Madre oriental, que como ya se mencionó en el capítulo 1 está conformada por la secuencia sedimentaria de origen marino.

ArcScene permite una visualización en tres dimensiones de la información de la red de pozos y su correspondiente DEM, sin embargo, tiene algunas limitaciones, y es que no es posible agregar información importante en la construcción de mapas como lo es la escala, el norte, leyenda, esta herramienta funciona más para facilitar la visualización de los datos, por tanto, a continuación se observan una vista desde otro ángulo de la zona de estudio, donde se ha sobrepuesto la delimitación urbana de los municipios San Luis Potosí y Soledad de Graciano Sánchez, como se observa en la Figura 19.

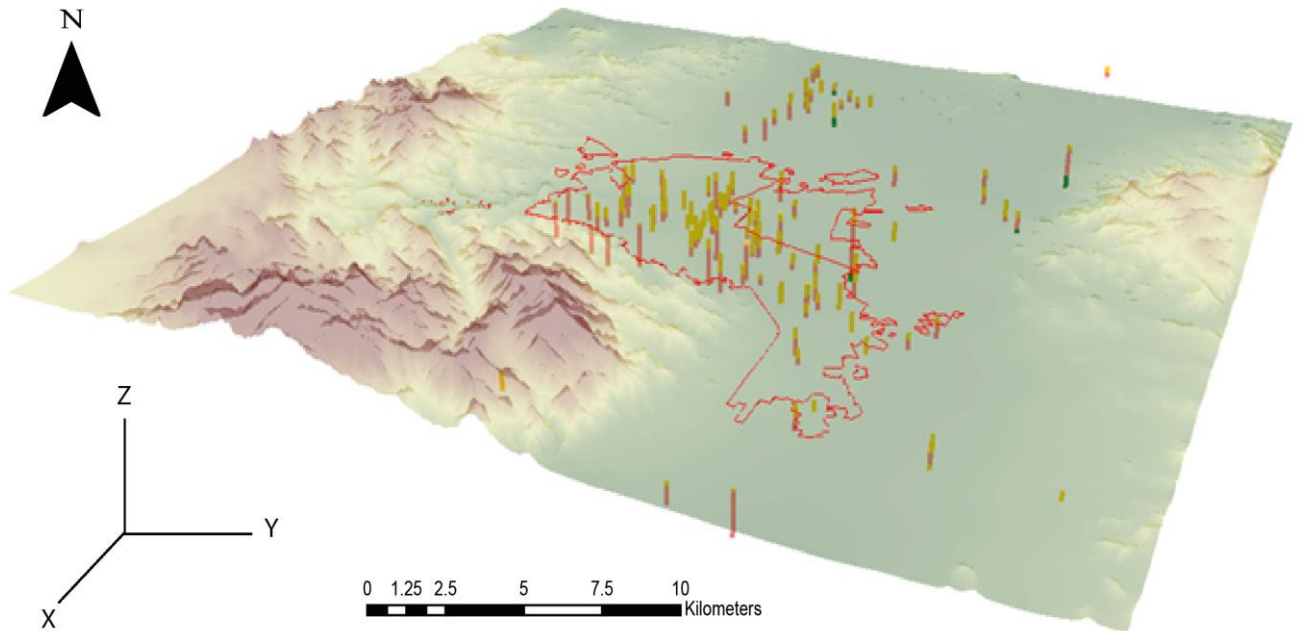


Figura 19. Representación 3D del VSLP y red de pozos (Elaboración propia).

Al aumentar la transparencia en el DEM se puede observar cómo es la litología de las perforaciones, esto facilita la identificación de las zonas en donde el paquete que corresponde al relleno de sedimentos tiene mayor espesor.

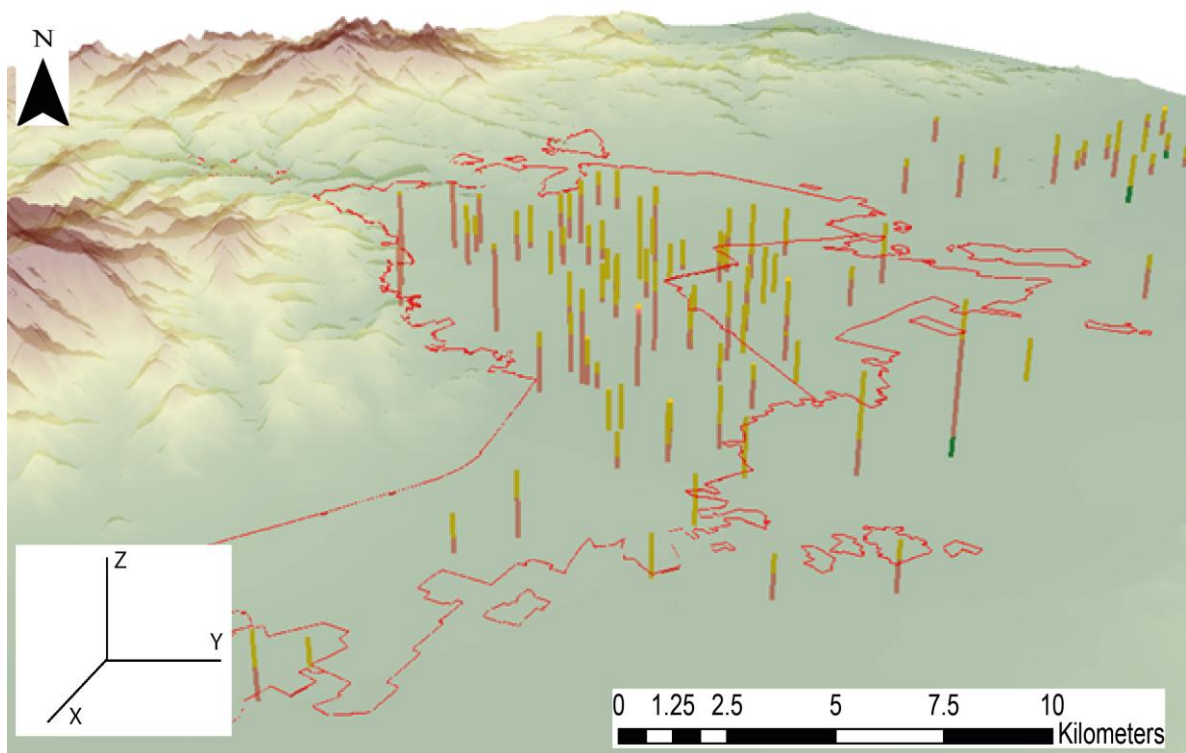


Figura 20. Visualización de la ubicación de zonas con mayor espesor de sedimentos (Elaboración propia).

Así, en la Figura 20, se ha resaltado las zonas donde los sedimentos con mayor profundidad se concentran. Esto es desde el centro de la ciudad hacia las inmediaciones con el municipio de Soledad de Graciano Sánchez. Es muy importante conocer dónde se ubica el mayor espesor de sedimentos, porque el acuífero responderá de manera diferente de acuerdo a su relación presión hidroestática/presión litológica, cuando los sedimentos que lo conforman son más deformables, como es el caso de este relleno constituido de arenas, gravas, limos y arcillas, no consolidados, o pobremente consolidados.

## **CAPÍTULO 3. ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO DE LA EVOLUCIÓN DE LOS NIVELES PIEZOMÉTRICOS EN EL VALLE DE SAN LUIS POTOSÍ.**

### **9.1. La geoestadística como complemento de los GIS y sus aplicaciones.**

Desde los años setenta, surge la geoestadística como una ciencia que se encarga del estudio de fenómenos con correlación espacial, con el propósito de poder predecir los valores de las variables en sitios donde no se realizó muestreo o lugares de los cuales no se tienen datos. La base del análisis geoestadístico es la determinación de la estructura de correlación entre los datos y su uso en la predicción a través de métodos como kriging y cokriging (Giraldo, 2011).

En un principio, los sistemas de información geográfica estaban limitados, ya que eran casi exclusivamente determinísticos y se asumía que los datos que se insertaban eran exactos, es decir, no consideraban la variación. En muchas aplicaciones, esta aproximación no siempre es sensible, por lo que es mejor considerar la variación del atributo en términos de una superficie ruidosa, esta superficie es construida por interpolación. Los métodos estadísticos utilizan las teorías estocásticas para la interpolación y para la distribución de la incertidumbre. Un aspecto importante de la geoestadística es que usa las estructuras de auto covariancia espacial, representadas por semivariogramas, que indica el grado de similitud de los valores que pertenecen a una variable regionalizada, teniendo en cuenta la distancia que se encuentra ese atributo respecto a otros que influyen sobre él. Para poder predecir la interpolación de los valores en los puntos que no fueron muestreados, la geoestadística se apoya en el método de Kriging (Burrough P. A., 2001). La importancia de la geoestadística combinada con los SIG es principalmente poder interpolar los datos de puntos a áreas, la estimación de la propagación del error y los rangos de certidumbre para los modelos espaciales y temporales, reduciendo el número de datos y generalización.

A lo largo de la historia de la geoestadística se han utilizado ampliamente los métodos geoestadísticos para analizar procesos espaciales y más recientemente procesos espaciotemporales en casi todas las ciencias aplicadas, como por ejemplo la hidrogeología,

la ingeniería ambiental en estudios de concentraciones de contaminantes (aire, agua, suelo); en meteorología para predicciones climáticas, etc. (De Iaco, Palma, & Posa, 2015).

### 9.1.1. La variable regionalizada.

La variable regionalizada es una función aleatoria que representa la variación en un espacio de cierta magnitud que está asociada o que es una característica que pertenece a un fenómeno natural. Esta variable se mide en el espacio y presenta una estructura de correlación. Puede definirse como un proceso estocástico con dominio contenido en un espacio euclidiano dimensional  $R^d$  (Giraldo, 2011).

$$\{Z(x): x \in D \subset R^d\}$$

Si  $d = 2$ ,  $Z(x)$  puede asociarse como una variable que es medida en un punto  $x$  del plano y puede verse como una medición de una variable aleatoria en un punto  $x$  de una región de estudio. En caso de que estas mediciones se hagan sobre una superficie, entonces  $Z(x)$  se interpreta como una variable aleatoria asociada a ese punto del plano, donde  $x$  representa las coordenadas (planas o geográficas) y  $Z$  es la variable de cada una de ellas (Giraldo, 2011).

La variable regionalizada posee dos componentes, aleatorio (local) y estructural (regional), esto es porque cada punto muestra una situación particular (aleatorio), pero los puntos en conjunto indican un panorama más generalizado (estructural). Esta variable debe cumplir con dos condiciones, la primera es que no sea matematizable, es decir, que el dato no es exacto y depende de los circundantes, además debe tener una variación regional o conjunta no aleatoria, es decir, que hay cambios inesperados en ciertos espacios, en donde no se puede predecir su comportamiento o el valor que tomará en el siguiente evento.

### 9.1.2. El semivariograma y sus componentes.

El semivariograma es una función que permite analizar el comportamiento espacial de una variable dentro de un área. El semivariograma experimental está definido por la siguiente expresión matemática (Giraldo, 2011):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{\gamma=1}^{N(h)} [Z(X_i + h) - Z(X_i)]^2$$

*Ecuación 9. Semivariograma.*

En donde,  $Z(X_i)$  es el valor de la variable en un sitio  $x$ ;  $Z(X_i + h)$  es otro valor muestral separado del anterior por una distancia  $h$  y  $N$  Es el número de parejas que se encuentran separadas por dicha distancia.

La función de semivarianza se calcula para varias distancias  $h$ . Así, el semivariograma experimental corresponde a una distancia promedio entre parejas de sitios dentro de cada intervalo y no a una distancia  $h$  específica. Para su interpretación se parte del criterio que a menor distancia entre los sitios hay mayor correlación espacial entre los valores muestrales (Giraldo, 2011).

A continuación, en la Figura 21, se explicará las partes principales que componen a un semivariograma:

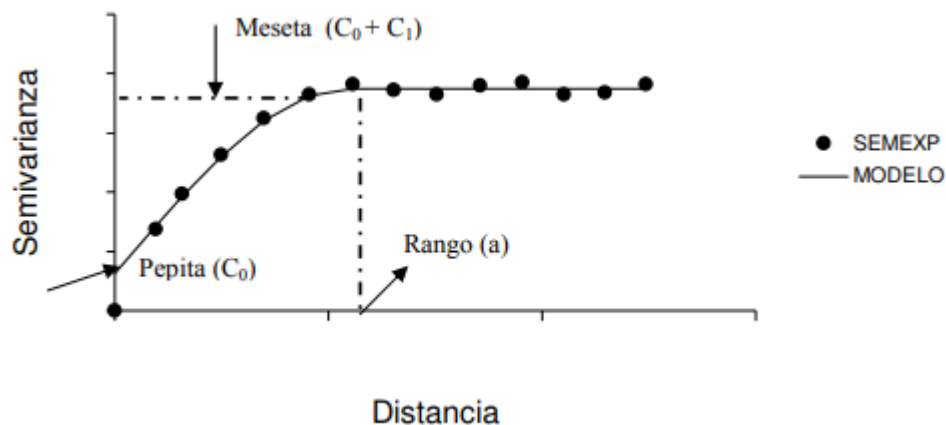


Figura 21. Componentes de un semivariograma en su comportamiento típico.

#### 9.1.2.1. *Pepita o nugget*

Se denota por la letra  $C_0$  y representa una discontinuidad puntual del semivariograma en el origen. Es la intersección de la curva del semivariograma con el eje de las ordenadas. Cuando este valor no se encuentra en el origen  $(0,0)$  se puede interpretar como un error o inconsistencia en las mediciones, es normal que esta aparezca, ya que existen errores inminentes que se arrastran desde las mediciones de las muestras. Es importante, que el nugget no represente más del 50% de la meseta, ya que se tendría mayor variabilidad que correlación en el fenómeno y las predicciones obtenidas pueden ser muy imprecisas (Giraldo, 2011).

### 9.1.2.2. *Meseta.*

Es la cota superior del semivariograma o el límite cuando la distancia  $h$  tiende al infinito. Sin embargo, la meseta puede ser o no finita. Los semivariogramas que tienen meseta finita cumplen con la hipótesis de estacionariedad fuerte, mientras que cuando no es finita cumple con la hipótesis intrínseca. La meseta se denota por la letra  $C$  o  $C_1$  (Giraldo, 2011).

### 9.1.2.3. *Rango.*

Es la distancia a partir de la cual dos valores muestrales son independientes. El rango es la zona de influencia, cuando es alcanzado se debe de seguir haciendo cálculos ya que seguirá dando el mismo valor de la meseta. Entre más pequeño sea el rango más cerca se está del modelo de independencia espacial. Se denota por la letra “ $a$ ” (Giraldo, 2011).

## 9.2. **Interpolación en ArcMAP usando kriging a partir de datos piezométricos.**

A pesar de que en la historia se han usado varios interpoladores matemáticos y regresiones para hacer mapas a partir de datos dispersos; ninguno proporciona estimaciones sólidas de los errores en sus interpolaciones como el kriging. Este término fue introducido por primera vez por P. Carlier, reconociendo los aportes científicos de DG Kirge para estimar las concentraciones de oro y otros metales en los yacimientos. En 1963 Matheron introduce el término en su tesis doctoral dentro del marco general de la teoría de los procesos aleatorios, así como otros científicos como Kolmogorov, Wold y Wiener, quienes se habían acercado al kriging en el tiempo, más no en el espacio (Oliver & Webster, 2015).

Kriging es una técnica de interpolación geoestadística que devuelve la mejor predicción imparcial lineal de los datos intermedios y evita los efectos de agrupación. Este método supone que los datos se generan a partir de la distribución gaussiana con la estructura de correlación definida por el semivariograma estimado (Zou et al., 2015). El kriging ordinario no requiere información más allá de la medida y sus coordenadas geográficas, se basa en el supuesto de que la variación es aleatoria y espacialmente dependiente, y que el proceso aleatorio es intrínsecamente estacionario, con una medida constante y una varianza que depende solo de la separación de la distancia y de la dirección entre los lugares, más no en la



posición absoluta. La predicción del kriging es una suma lineal de datos que pueden tener una, dos o tres dimensiones (Oliver & Webster, 2015).

Suponiendo que los valores de una variable aleatoria  $Z$ , se ha registrado los siguientes puntos de muestreo,  $X_1, X_2, \dots, X_N$  para dar  $N$  datos,  $z(X_i), i = 1, 2, \dots, N$ . Para kriging puntual, se predice  $Z$  en cualquier punto nuevo  $X_0$ , a través de la ecuación:

$$Z(X_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(X_i),$$

Donde  $\lambda_i$  son los pesos, para poder garantizar que la estimación sea imparcial, dichos pesos deben sumar 1.

$$\sum_{i=1}^{norte} \lambda_{y0} = 1$$

La diferencia esperada es  $E[Z(x_0) - z(x_0)] = 0$  y la varianza de la predicción viene dada por:

$$Var [Z(x_0)] = E[\{Z(x_0) - z(x_0)\}^2] = 2 \sum_{i=1}^N \lambda_i \gamma(x_i - x_0) - \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \lambda_i \lambda_j \gamma(x_i - x_j)$$

***Ecuación 10. Varianza de predicción del método kriging.***

Donde  $\gamma(x_i - x_0)$  es la semivarianza de  $Z$  entre el punto de muestreo  $x_i$  y el punto objetivo  $x_0$ , y la cantidad  $\gamma(x_i - x_j)$  es la semivarianza entre  $i$ -enésimo y  $j$ -enésimo punto de muestreo. Estas semivarianzas se derivan del modelo de variograma, para garantizar que las varianzas no sean negativas. Si un punto objetivo es también un punto de muestreo, el kriging devuelve el valor observado y la varianza de estimación será cero (Oliver & Webster, 2015).

Kriging y cokriging son métodos geoestadísticos que usa un conjunto de herramientas geoestadísticas para predecir los valores en lugares donde no se hizo muestreo. Es importante resaltar que para poder modelar con estos métodos, primero hay que verificar que los datos cumplan con las condiciones, analizando aspectos como: distribución normal sin tendencia, histograma y gráfico QQ normal, para así poder determinar mejor manera de modelar la estructura espacial de los datos, es decir, qué tipo de semivariograma (esférico, exponencial,

etc.) y a partir de este poder seleccionar el método kriging más idóneo (Chabala, Mulolwa, & Lungu, 2017).

Para fines de esta investigación, en este capítulo se describirán dos análisis geoestadísticos, el primero es un análisis de la evolución piezométrica de los años 1995 a 2005; el segundo, corresponde al análisis de la evolución piezométrica para el periodo que comprende 2007 a 2017. La información de campo que fundamenta dichos análisis estadísticos fue facilitada por CONAGUA, sin embargo, las mediciones piezométricas para el año 2017 se encuentran en la página oficial del INEGI, en un estudio hidrogeológico del acuífero de San Luis Potosí.

En segunda instancia, se prepararon dos bases de datos, que incluyen las medidas de los cambios piezométricos para ambos periodos; esta base de datos contiene información de las coordenadas en UTM, y los niveles estáticos para cada pozo en ambos años, en el análisis del 1995-2005 se usaron 22 pozos, mientras que para el periodo 2007-2017 se usaron 24 pozos. La tercera fase de este análisis comprende hacer un análisis exploratorio de la variable evolución del nivel piezométrico, por ejemplo, observar la distribución de los datos, ya que, en caso de no tener una tendencia normal, se hará necesario realizar algunas transformaciones para conseguir este comportamiento.

La cuarta fase es la aplicación de los métodos geoestadísticos, para esto, hay que realizar un análisis estructural, es decir, estudiar el semivariograma de la variable primaria, escoger el que mejor se ajuste y posteriormente qué tipo de Kriging se ajusta mejor al comportamiento de los datos. En la etapa final o la quinta fase, una vez determinado el mejor método para simular los datos, se construye el mapa de predicción espacial a través de la herramienta de geoestadística de ArcGIS y a partir de aquí se hacen las interpretaciones pertinentes acerca del fenómeno.

### **9.3. Análisis de la evolución del nivel piezométrico para el periodo 1995-2005.**

Como se había mencionado anteriormente, para este primer análisis que comprende un periodo de diez años, se utilizaron 22 pozos distribuidos en el Valle de San Luis Potosí. Es pertinente realizar un estudio exploratorio de los datos, en este caso, de la variable que contiene los cambios en el nivel piezométrico entre 1995 y 2005. Para esto, se utilizó el

complemento geostatistical analysis de ArcMap; generando un histograma, como se muestran la Figura 22. En donde, en la esquina superior derecha aparecen los valores para las medidas de tendencia central, medidas de asimetría y curtosis.

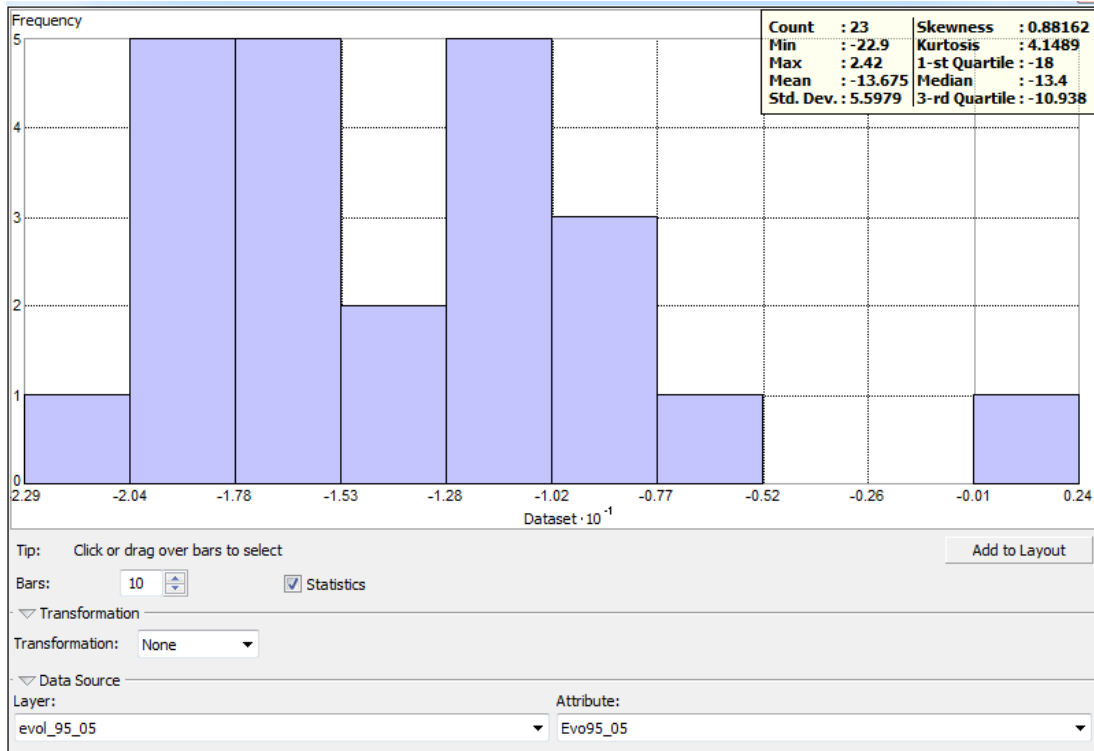


Figura 22. Histograma de la variable evolución 1995-2005.

Como se observa en el histograma, si pudiera construirse una curva, esta sería del tipo leptocúrtica, es decir, un poco picuda, que se traduce en datos más homogéneos, esto se puede validar con el valor de la curtosis que es de 4.14, lo que quiere decir que está muy cerca de 3, que es el valor de homogeneidad definido por ArcMap (otros softwares definen la homogeneidad en cero). Por otro lado, el sesgo es de 0.881, este valor al estar cerca de cero, puede decirse que es un sesgo bajo; sin embargo, al ser positivo, indica que la asimetría se encuentra hacia la derecha de la curva o del histograma.

Seguidamente, se realiza un análisis de tendencia, el cual, consiste en un gráfico en tres dimensiones de los datos de la variable estudiada. En la Figura 23, se puede observar cómo están distribuidos estos valores, que además se encuentran proyectados en cada uno de los ejes, con esto, se pueden observar las proyecciones de las tendencias (línea azul y línea verde).

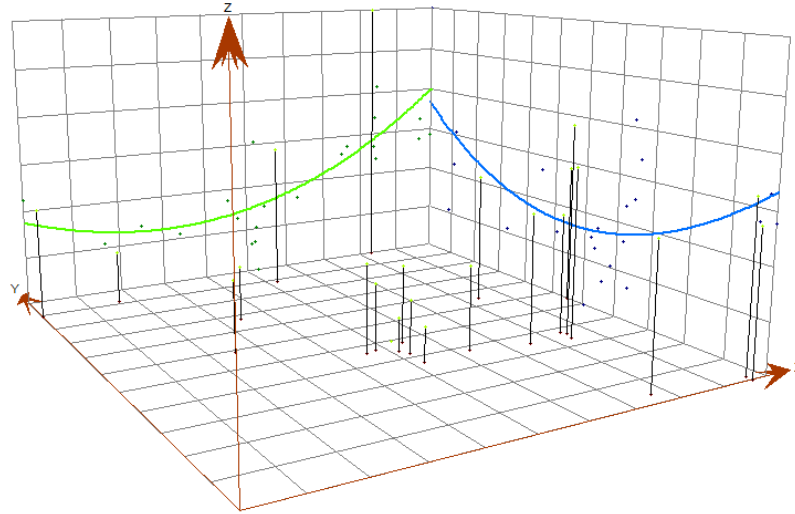


Figura 23. Gráfico 3D del análisis de tendencia para la evolución piezométrica 1995-2005.

Para la proyección de plano XZ (línea verde) se nota que la tendencia aumenta de oeste a este, es decir que a partir de esta información se puede empezar a deducir, que los decaimientos piezométricos se encuentran hacia la parte este y central de la zona de estudio. Por otro lado, respecto la proyección del plano YZ (línea azul) se observa una deriva significativa y mayor dispersión, que indica que los principales decaimientos se encuentran en la parte central, mientras que al norte y al sur el nivel se mantiene estable o aumenta.

A continuación, se procede a realizar un kriging simple, para el cual no se hizo ningún tipo de transformación con la finalidad de normalizar los datos, ni fue necesario eliminar ninguna tendencia. El kriging simple es un método en el cual debe conocerse el valor de la media, en este caso ese valor es de -13.7; también requiere conocer la covarianza, sin embargo, la desventaja de este tipo de kriging es que arroja resultados muy generalizados. Para este análisis con kriging simple, el modelo de semivariograma que mejor se ajustó a los datos fue el gaussiano (este modelo se utiliza comúnmente en datos con distribución normal), además se tuvo en cuenta la anisotropía. Para seleccionar cuál es el modelo de semivariograma que mejor se ajusta a los datos, el software hace una comparación de los valores de nugget, meseta y rango para cada uno de los modelos posibles. Esta comparación se puede observar en la Tabla 5, en donde se aprecia que el modelo que tiene menor rango es el gaussiano (17134.07), esto quiere decir que alcanza la meseta más rápido, lo que se traduce en que a una distancia menor alcanza su máxima varianza.

Tabla 5. Componentes del semivariograma y sus valores para cada modelo.

Modelo	Nugget	Meseta	Rango
<b>Circular.</b>	7.631	37.812	19356.03
<b>Esférico.</b>	7.612	40.1858	23649.13
<b>Exponencial.</b>	6.338	36.236	23649.13
<b>Gaussiano.</b>	6.477	46.5356	17134.07

En la Figura 24, a continuación se observa el semivariograma, que ajusta sus datos al modelo gaussiano.

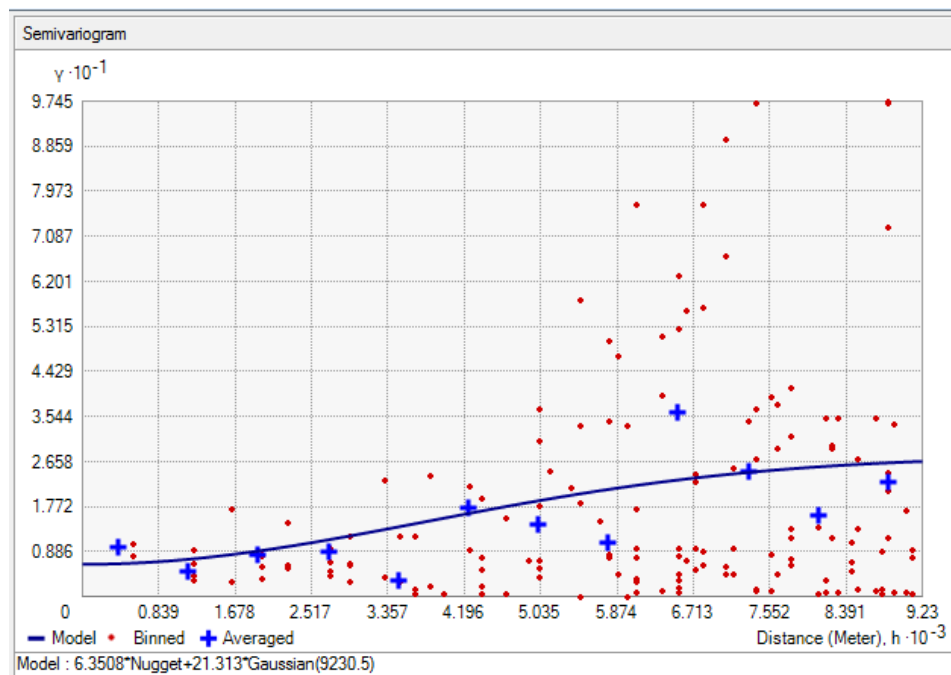


Figura 24. Modelo semivariograma gaussiano para la evolución piezométrica 1995-2005.

Después de realizar kriging simple, se construyó un kriging ordinario, para el que se mantuvo el mismo modelo de semivariograma tipo gaussiano; el kriging ordinario a diferencia del simple, no requiere conocer la media, pero sí que esta sea constante; otra diferencia es que utiliza ecuaciones más compleja para su construcción y genera información más detallada, a pesar de exagerar los datos atípicos y presentando como consecuencia efectos de “ojos de buey” en los resultados de la interpolación. Por último, se realizó también

un kriging universal teniendo en cuenta la deriva de primer y segundo orden como se observó en el diagrama de tendencias, este tipo de kriging es similar al kriging ordinario, con la diferencia de que tiene en cuenta la tendencia de los datos, así esta es sustraída de los resultados. La desventaja de este tipo de kriging es que es más estricto que los anteriores, por tanto, no interpola zonas donde no hay datos, esto supone un problema para la zona de estudio, ya hay muy poca información hacia el occidente del VSLP, por tanto, esta superficie carece de interpolación.

Al completar la construcción de los tres tipos de kriging, es necesario hacer una comparación entre los valores de la media, la media cuadrática, la media estandarizada, el error cuadrático medio, y el error promedio estándar, para así poder discriminar cuál es el método con el que se obtienen los mejores resultados, o en otras palabras, cuál método ofrece una interpolación mejor. Al comprar en primer lugar, el kriging simple con el kriging ordinario, se obtuvo que el ordinario muestra mejores resultados en sus predicciones a pesar de que las diferencias son mínimas, ya que al comparar la media, la que más se acerca a cero es la del ordinario, es decir, es menos disperso, ambos tienen error cuadrático positivo, lo que quiere decir que están subvalorando los datos de la predicción, sin embargo, el ordinario se acerca más a la unidad, al igual que su error promedio estándar. Los valores mencionados anteriormente aparecen en la Figura 25.

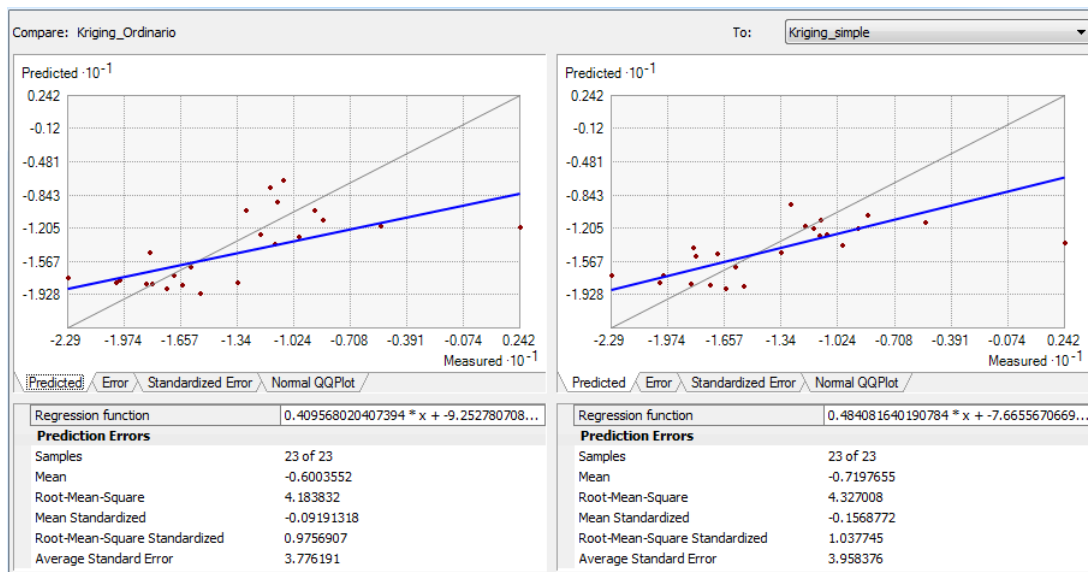


Figura 25. Comparación entre kriging ordinario y kriging simple, evolución 1995-2005.

Por otro lado, al comparar, el kriging ordinario con el kriging universal, se concluyó que el ordinario presenta también mejores resultados en la media, en el error medio cuadrático, en la media estandarizada y en el error promedio estándar, como se contempla en la Figura 26.

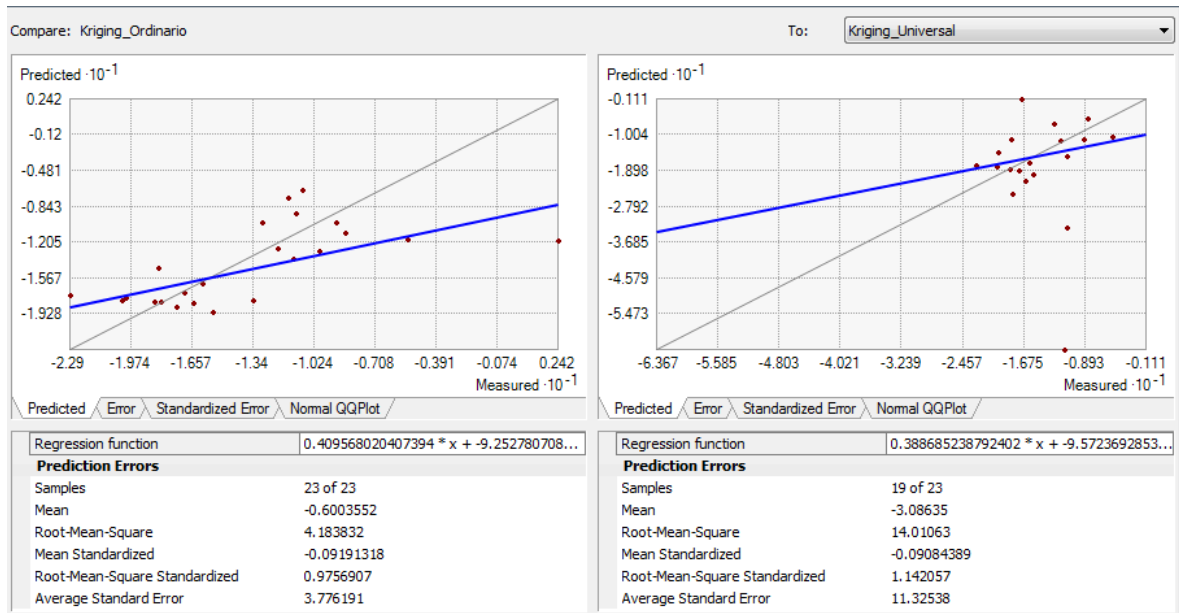


Figura 26. Comparación entre kriging ordinario y kriging universal, evolución 1995-2005.

En la Figura 27, a continuación, se muestra el mapa de los cambios o la evolución del nivel piezométrico del valle de San Luis Potosí, con kriging ordinario. Como se puede observar, hay una concentración de puntos de pozos de los cuales se tienen mediciones piezométricas para ambos años (1995 y 2005) en la parte central, esto tiene como consecuencia que el error de predicción se propague hacia el occidente que es donde hay menos información disponible, por tanto, la estimación del kriging es más cortante hacia ese extremo. Por otro lado, a partir de estos resultados, se puede confirmar lo que se había inferido del análisis de tendencia en la etapa de exploración de los datos, y es que la zona donde hay más decaimiento piezométrico es en la zona central y la recuperación del nivel estático en los años se da más hacia el noreste de la zona de estudio. Esto puede atribuirse a que durante esta década muchos pozos agrícolas que se encontraban hacia el noreste se cerraron debido a la disminución de la necesidad de agua de riego como consecuencia del crecimiento de la cabecera municipal. Así, al disminuir la actividad agrícola en esa zona,

pudo ser un escenario favorable para la recuperación de los niveles estáticos del acuífero en esta área.

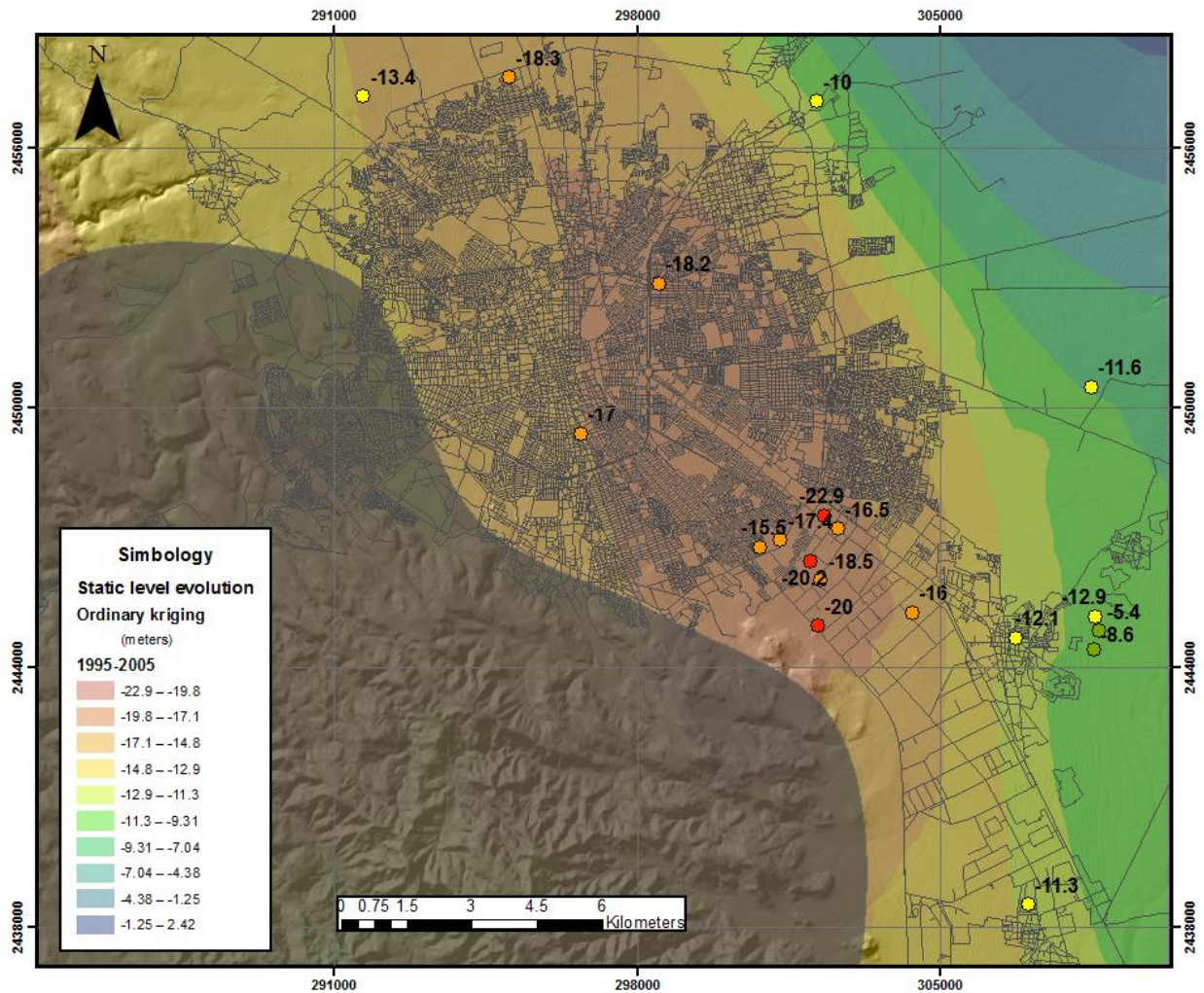


Figura 27. Mapa de interpolación de la evolución del nivel piezométrico en el Valle de San Luis Potosí para el periodo 1995-2005 (Elaboración propia).

#### 9.4. Análisis de la evolución del nivel piezométrico para el periodo 2007-2017.

Para el primer análisis que comprende un periodo de diez años, se utilizaron 24 pozos distribuidos en el Valle de San Luis Potosí. En la realización del estudio exploratorio de los datos de la variable nivel piezométrico entre 2007 y 2017, se utilizó el complemento geostatistical analysis de ArcMap; generando un histograma, como se muestran la Figura 28. En donde, en la esquina superior derecha aparecen los valores para las medidas de tendencia central, medidas de asimetría y curtosis.



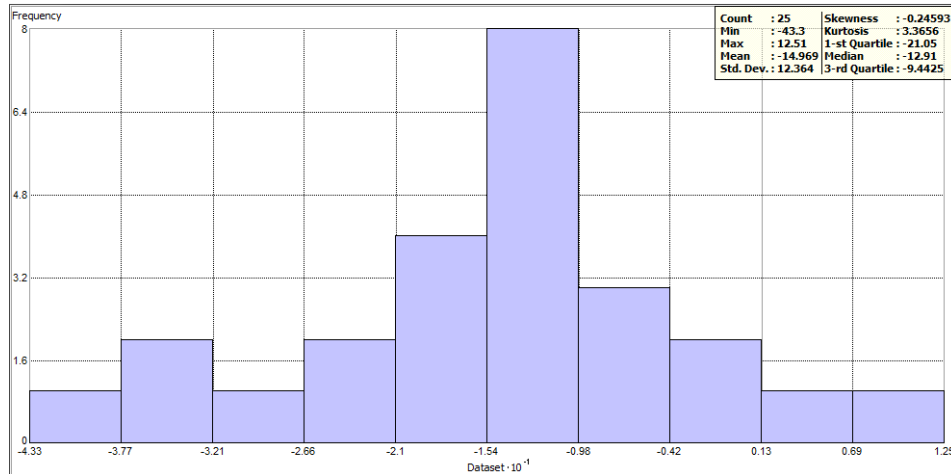


Figura 28. Histograma de la variable 2007-2017.

Al observar el histograma, se nota que, si pudiera construirse una curva, esta sería del tipo leptocúrtica, es decir, un poco picuda, que se traduce en datos más homogéneos, esto se puede validar con el valor de la curtosis que es de 3.36, lo que quiere decir que está muy cerca de 3, que es el valor de homogeneidad definido por ArcMap (otros softwares definen la homogeneidad en cero). Por otro lado, el sesgo es de -0.246, este valor al estar cerca de cero, puede decirse que es un sesgo bajo; sin embargo y al ser negativo, indica que la asimetría se encuentra hacia la izquierda de la curva o del histograma.

Al realizar un análisis de tendencia, el cual, consiste en un gráfico en tres dimensiones de los datos de la variable estudiada (Figura 29), se puede observar cómo están distribuidos estos valores, que además se encuentran proyectados en cada uno de los ejes.

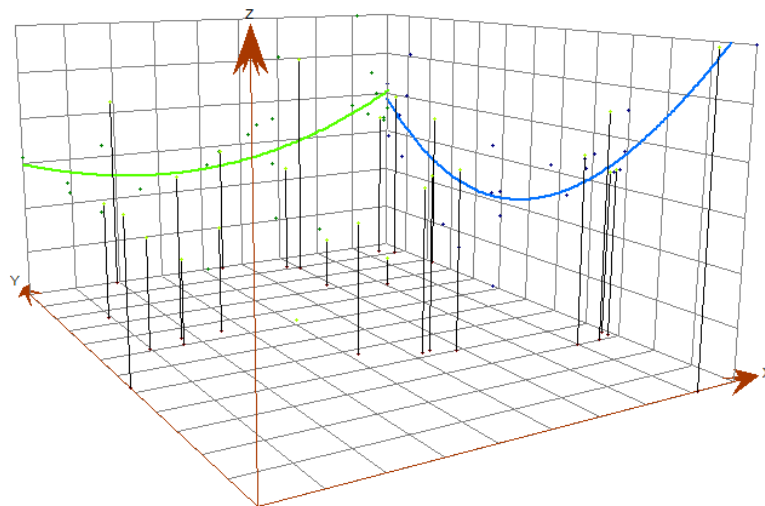


Figura 29. Gráfico 3D del análisis de tendencia para la evolución piezométrica 2007-2017.

Para la proyección de plano XZ (línea verde) se nota que la tendencia aumenta de oeste a este, es decir que a partir de esta información se puede empezar a deducir, que los decaimientos piezométricos se encuentran hacia la parte este y central de la zona de estudio. Por otro lado, respecto la proyección del plano YZ (línea azul) se observa una deriva significativa y mayor dispersión, que indica que los principales decaimientos se encuentran en la parte central, mientras que hacia el sur los niveles estáticos se recuperan considerablemente.

Para seleccionar cuál es el modelo de semivariograma que mejor se ajusta a los datos, el software hace una comparación de los valores de nugget, meseta y rango para cada uno de los modelos posibles. Esta comparación se puede observar en la Tabla 6Tabla 5, en donde se aprecia que el modelo que tiene menor rango es el gaussiano (8479.26), esto quiere decir que alcanza la meseta más rápido, lo que se traduce en que a una distancia menor alcanza su máxima varianza.

Tabla 6. Componentes del semivariograma y sus valores para cada modelo.

Modelo	Nugget	Meseta	Rango
<b>Circular.</b>	38.548	169.280	11903.37
<b>Esférico.</b>	34.103	168.292	12373.77
<b>Exponencial.</b>	14.638	192.068	13501.26
<b>Gaussiano.</b>	43.427	149.2930	8479.87

A continuación, se procede a realizar un kriging simple, para el cual no se hizo ningún tipo de transformación con la finalidad de normalizar los datos, ni fue necesario eliminar ninguna tendencia. Para este análisis con kriging simple, el modelo de semivariograma que mejor se ajustó a los datos fue el gaussiano, tal como se muestra en la Figura 30, También se tuvo en cuenta la anisotropía.

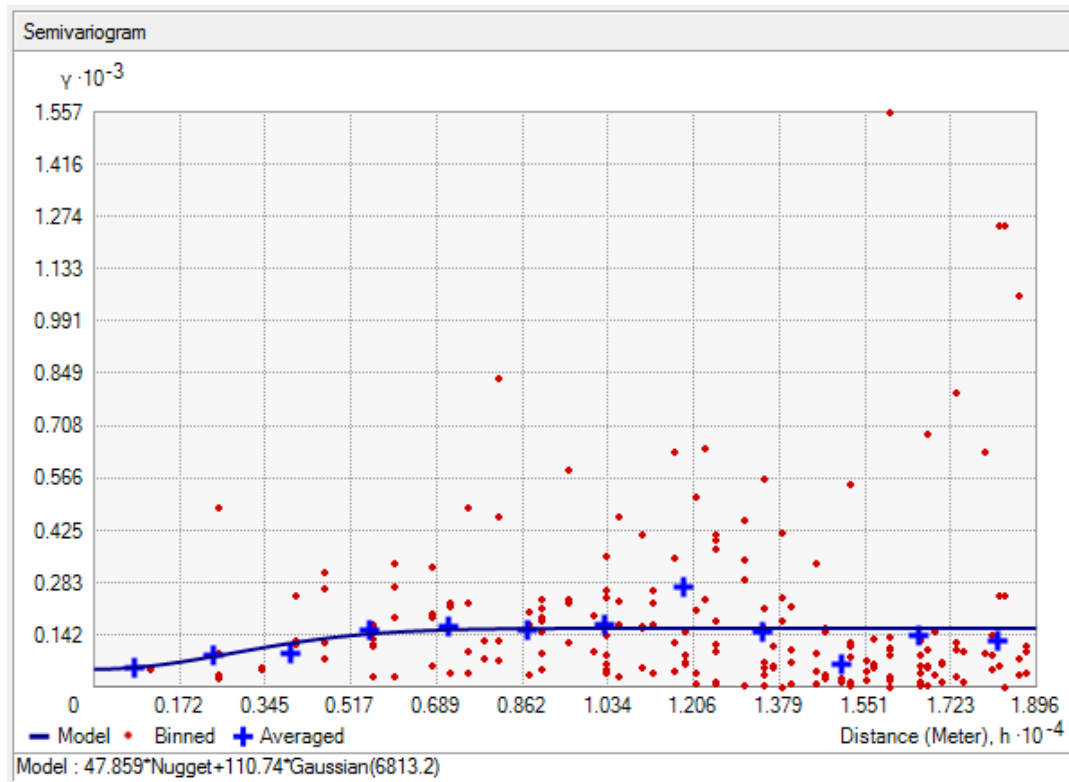


Figura 30. Modelo semivariograma gaussiano para la evolución piezométrica 2007-2017.

Después de realizar kriging simple, se construyó un kriging ordinario, para el que se mantuvo el mismo modelo de semivariograma tipo gaussiano; el kriging ordinario a diferencia del simple, no requiere conocer la media, pero sí que esta sea constante. Por último se realizó también un kriging universal teniendo en cuenta la deriva de primer y segundo orden como se observó en el diagrama de tendencias. Al completar la construcción de los tres tipos de kriging, se hizo una comparación entre los valores de la media, la media cuadrática, la media estandarizada, el error cuadrático medio, y el error promedio estándar, para así poder discriminar cuál es el método con el que se obtienen los mejores resultados, o en otras palabras, cuál método ofrece una interpolación mejor. Al comprar en primer lugar, el kriging simple con el kriging ordinario, se obtuvo que el ordinario muestra mejores resultados en sus predicciones, ya que al comparar la media, la que más se acerca a cero es la del ordinario, es decir, es menos disperso, por otro lado, ambos tienen error cuadrático positivo, lo que quiere decir que están subvalorando los datos de la predicción, sin embargo, el ordinario se acerca más a la unidad, al igual que su error promedio estándar. Los valores mencionados anteriormente aparecen en la Figura 31.

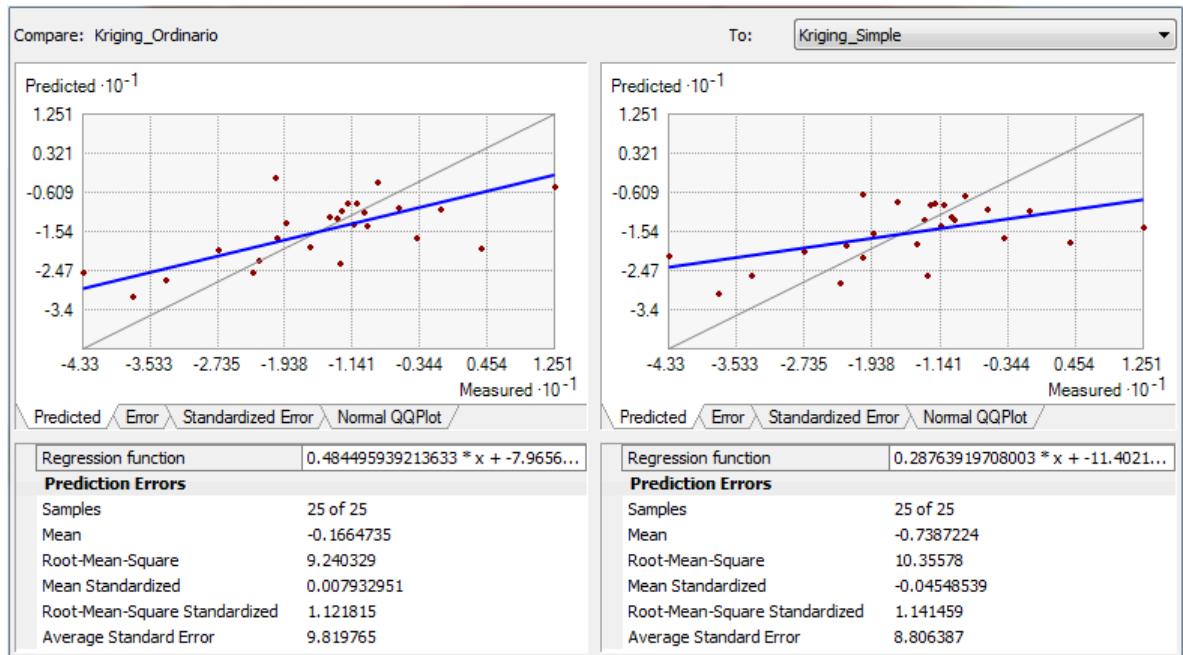


Figura 31. Comparación entre kriging ordinario y kriging simple, evolución 2007-2017.

Por otro lado, al comparar, el kriging ordinario con el kriging universal, se concluyó que el ordinario supera por mucho los resultados del kriging universal en la media, en el error medio cuadrático, en la media estandarizada y en el error promedio estándar.

En la Figura 32, se observa el mapa de estimación de los cambios o la evolución del nivel piezométrico del valle de San Luis Potosí, con kriging ordinario.

A partir del mapa de interpolación construido con kriging ordinario (ver Figura 32), se aprecia que hay una concentración de puntos de pozos de los cuales se tienen mediciones piezométricas para los años 2007 y 2017 en la parte centro-oriental, esto tiene como consecuencia que el error de predicción se propague hacia el occidente y suroccidente que es donde hay menos información disponible, por tanto, la predicción del kriging es más cortante hacia ese extremo. Por otro lado, a partir de estos resultados, se puede confirmar lo que se había inferido del análisis de tendencia en la etapa de exploración de los datos, y es que la zona donde hay más decaimiento piezométrico es en la zona central-oriental (principalmente la mancha urbana) y la recuperación del nivel estático en estos años se da más hacia el noreste y sureste de la zona de estudio.

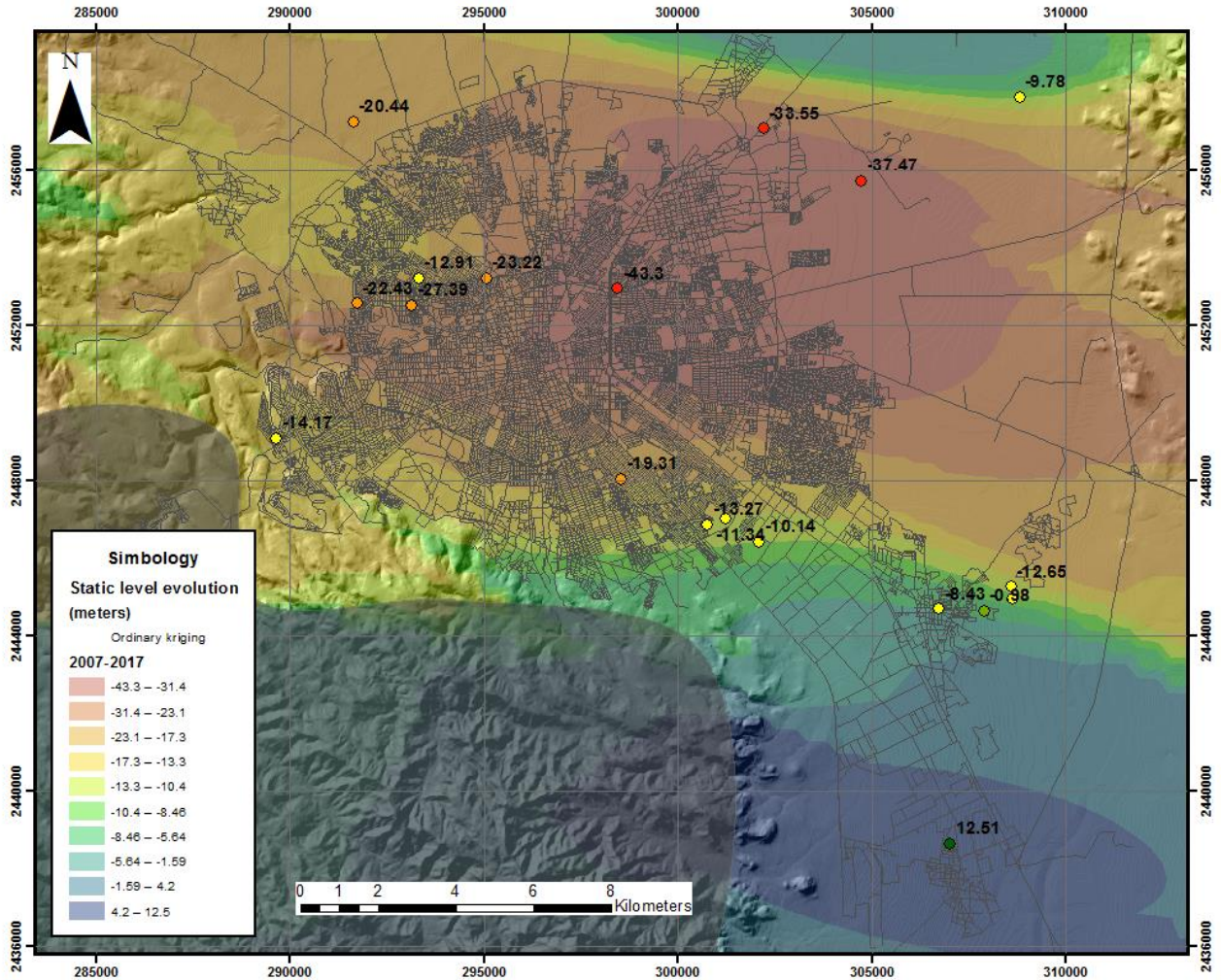


Figura 32. Mapa de interpolación de la evolución del nivel piezométrico en el Valle de San Luis Potosí para el periodo 2007-2017 (Elaboración propia).

Al comparar estos resultados con los de 1995-2005, se observa que la mancha del decaimiento de los niveles estáticos se mantiene hacia el centro de la zona metropolitana del Valle de San Luis Potosí y que afecta también al municipio de Soledad De Graciano Sánchez; con la diferencia de que ésta zona de influencia está migrando un poco hacia el oriente, posiblemente se deba al incremento acelerado de la población durante la última década. Por otro lado, esta zona donde se encuentran los mayores decaimientos en los niveles piezométricos coincide con la zona donde existe mayor espesor de materiales deformables (depósitos cuaternarios de arena, limo y arcilla, pobremente o no consolidados) tal cómo se contempla en el modelo 3D que se construyó en el capítulo 2 a partir de las descripciones litológicas de los núcleos de perforación para algunos pozos dentro de la zona de estudio. Esta conclusión es sumamente importante, ya que, al combinar ambos factores, se puede

tener un escenario propicio para que se presente el fenómeno subsidencia en la superficie en las áreas señaladas.

## CAPÍTULO 4. ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA EN EL VALLE DE SAN LUIS POTOSÍ CON IMÁGENES SAR DEL SATÉLITE SENTINEL-1 A TRAVÉS DE LA TÉCNICA “DIFERENTIAL INTERFEROMETRIC SYNTHETIC APERTURE RADAR” (DInSAR).

### 10.1. Fundamentos teóricos de la interferometría.

Los sensores remotos son en pocas palabras una ciencia que se encarga de adquirir información acerca de las propiedades de objetos sin la necesidad de estar en contacto con ellos (Blanco-Sánchez, 2009). Para esto, es necesario disponer de sensores que sean capaces de detectar variaciones en la retrodispersión que puedan emitir dichos objetos; es decir, que esta técnica consiste en medir magnitudes físicas, como lo es, el campo electromagnético, que posteriormente deben ser procesadas e interpretadas mediante modelos matemáticos para obtener información sobre los objetos de interés (Roberto Tomás, 2008).

Los sensores remotos se dividen en dos categorías: pasivos y activos según la fuente de energía electromagnética. Los pasivos miden la energía emitida por la tierra o la atmósfera o la energía que es reflejada por otras fuentes como el sol, estos pueden ser, ópticos, térmicos o radiómetros (Blanco-Sánchez, 2009). Por otro lado, los sensores activos emiten su propia energía y miden la retrodispersión de la misma sobre los objetos observados, la ráfaga o señal emitida son ondas de tipo microondas, y el espectro que es medido es la porción de esa señal que es reflejada de vuelta. En la Tabla 7. Ventajas y desventajas de los sensores activos., se comparan las ventajas y desventajas para los sensores activos.

*Tabla 7. Ventajas y desventajas de los sensores activos.*

Ventajas	Desventajas
<ul style="list-style-type: none"> <li>-Funcionan durante el día y la noche sin importar las condiciones climatológicas.</li> <li>-Penetran vegetación y suelos.</li> <li>-Son sensibles a las propiedades dieléctricas (por ejemplo: agua congelada y agua descongelada).</li> <li>-Son sensibles a la estructura de los componentes de la superficie (distancia, rugosidad, humedad.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>-La información algunas veces puede ser difícil de interpretar.</li> <li>-Presencia de moteado o efecto sal y pimienta (speckel).</li> <li>-Presenta distorsiones en áreas donde hay topografía. (Hay que hacer correcciones topográficas).</li> </ul>

Como base teórica, los sensores remotos usan diferentes partes del espectro electromagnético, por ejemplo, los sensores ópticos miden longitudes de onda que van aproximadamente entre 0.4 a 3 micrómetros; mientras que los radares miden longitudes de onda de algunos centímetros. Estos sensores, activos o pasivos adquieren mediciones precisas de parámetros terrestres, como la cobertura de las nubes o nubosidad, temperatura del océano, topografía y deformación del terreno. Y posee un gran número de aplicaciones en distintos campos de la ciencia e investigación, especialmente para la predicción, monitoreo y estudio del medio ambiente y riesgos naturales (Mora, 2003).

### **10.1.1. Radar de apertura sintética (SAR).**

El concepto de radar de apertura sintética fue introducido la primera vez por Carl Wiley en 1951 y la primera imagen SAR fue obtenida por la Universidad de Michigan en 1958 (Blanco-Sánchez, 2009). SAR consiste en construir una antena directiva que combina los ecos de señal recibido en distintas posiciones, para esto se aprovecha el movimiento de la plataforma en donde va montado el radar, es decir, mide la distancia entre la plataforma móvil y el terreno. Así, el radar transmite pulsos con cierta frecuencia de repetición (PRF) y recibe los ecos que son reflejados por retrodispersión y que contienen la información sobre el área observada. Esta información es almacenada en una matriz 2D que posteriormente es procesada para obtener una matriz compleja cuya amplitud representa valores de reflectividad, es decir, una imagen SAR (Blanco-Sánchez, 2009). Es necesario aclarar que existen dos tipos de radar, los que forman imágenes (tienen una visión lateral, por ejemplo SAR) y los que no forman imágenes (incluye altímetros, si tienen una visión hacia abajo no podrá formar imágenes porque no puede diferenciar entre dos puntos diferentes en la superficie, debido a que el eco reflejado llega al mismo tiempo a la antena) (Podest, 2017).

El primer satélite con un sensor SAR fue lanzado en junio de 1978 y su misión era estudiar los océanos. Posteriormente la NASA lanzó otras misiones parecidas a SeaSAR y que operaban también en la banda L de nombre SIR-A y SIR-B (Shuttle Imaging Radar). En 1989 un satélite de nombre Magellan obtuvo un mapa del 98% de la superficie de Venus con una resolución de 150 metros entre los años 1990 a 1992. Más adelante la Agencia Espacial Europea (ESA) lanzó su primera misión SAR que operaba en banda C de nombre ERS-1 para el 1991, como su vida útil era de 5 años, en 1995 fue lanzado su gemelo ERS-2 que operó



hasta el 2000, ambos satélites obtuvieron imágenes con un día de retraso entre ambos ciclos de repetición. Los japoneses también lanzaron su propia misión SAR de nombre JERS para el 1992 que operaba en la banda L; mientras que la NASA puso en órbita para 1994 un nuevo radar de SIR-C que operaba en tres bandas (L, C y X) permitiendo adquirir información de una combinación de datos de múltiple frecuencia. Canadá también se sumó a los países con misiones SAR en 1995 con su satélite RADARSAR, pero al igual que JERS tuvo problemas con el control de su órbita. Finalmente todos estos estudios con SAR e interferometría acabaron con la misión SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) lanzada en febrero del 2000 con la que se construyó un mapa topográfico del continente americano y más adelante del planeta (Mora, 2003). Hoy en día, existe nuevas misiones como ALOS PALSAR (misión japonesa en 2006), TerraSAR-X (misión alemana lanzada en 2007, su gemelo TanDEM-X fue lanzado en 2010), RISAT-1 (misión de la India lanzado en 2012), SENTINEL 1A-1B (misión de la ESA, lanzada en 2014 y 2016 respectivamente) y se planea el lanzamiento de una nueva misión para el 2021, de nombre NISAR, que operará en las bandas L y S; los datos será de disponibilidad libre y gratuita, y tendrá una gran variedad de aplicaciones científicas en hidrología y reservorios subsuperficiales como dirección de la inundación, cambios en niveles de agua en áreas urbanas y forestales, inundación causada por huracanes y tifones, inundación causada por escorrentía y deshielo; secuestro de CO<sub>2</sub>, almacenamiento de gas subterráneo, terremotos ocasionados por producción acuífera, estimación del equivalente en agua de la nieve según la cuenca de aguas subterráneas, entre otros (Podest, 2017).

Los componentes básicos de una antena son: un transmisor que genera pulsos de microondas proyectados por una antena en forma de abanico; La antena que recibe una porción de la energía que es reflejada, midiendo el tiempo demora entre la transmisión de pulso y la recepción de la señal retrodispersada, de esta manera, puede determinar la distancia y la ubicación de los objetos en superficie; por último debe tener un receptor de señales y un sistema electrónico para grabar y procesar datos.

Cada pixel en la imagen radar representa una cantidad compleja de energía reflejada, la magnitud de cada pixel por su parte contiene la información de la intensidad de la señal que es reflejada. El ancho de la banda (ancho de iluminación) es inversamente proporcional al largo de la “apertura” de la antena, es decir que una antena más larga tiene un ancho de iluminación más angosto y por tanto una resolución más alta. Sin embargo es muy difícil

tener antenas muy largas en el espacio, pero para solucionar esto, se han creado las antenas sintéticas (SAR), la cual puede simular o sintetizar una antena más larga utilizando el movimiento de la plataforma, esto le permite adquirir imágenes de alta resolución utilizando pequeñas antenas en conjunto que a través de procesamientos de cambios por efecto Doppler que están asociados con el movimiento de la plataforma en la que se desplaza el sensor (Podest, 2017).

En la Figura 33. Configuración geométrica de un sistema SAR (Mora, 2003). Se presenta la configuración geométrica del sistema SAR y su medida de la coherencia de la señal que le permite obtener imágenes complejas de alta resolución espacial de observaciones en el terreno en la dirección azimutal ( $x$ ) y el rango ( $r$ ). La mayoría de SAR mide la amplitud, que está relacionada con el coeficiente de retrodispersión de la superficie; y la fase, que contiene información acerca de la distancia de la señal emitida entre el terreno y la plataforma (Mora, 2003).

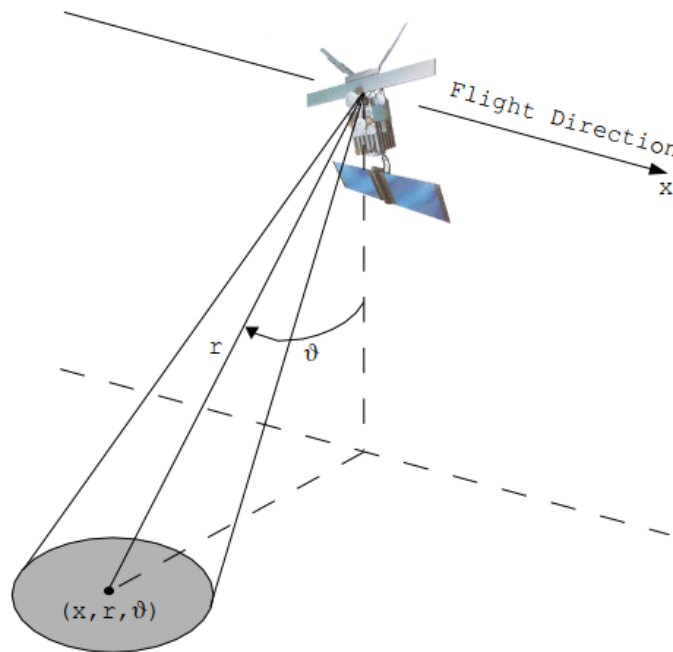


Figura 33. Configuración geométrica de un sistema SAR (Mora, 2003).

### 10.1.2. Formación de imágenes SAR.

Como se ha visto, la plataforma SAR se mueve a lo largo de una dirección azimutal ( $x$ ) mientras transmite pulsos en la dirección del rango ( $r$ ). Así, la imagen SAR será una proyección del plano de adquisición del sensor o distancia oblicua (slant-range) de los objetos

en la superficie de la tierra, el plano (ground-range). El área que es escaneada por el satélite se denomina “swath” o franja y corresponde a una franja a lo largo de la órbita que es igual a la “huella” en la dirección del alcance (Blanco-Sánchez, 2009). La amplitud es la intensidad de la señal, conocido también como el coeficiente retrodispersado; este es expresado en decibeles, los valores pueden variar desde -25 db (áreas de poca retrodispersión) hasta 1db (áreas con mucha retrodispersión). La fase, es en cambio, la posición de un punto en el tiempo de un ciclo de onda y normalmente se mide en radianes. La diferencia de fase entre dos imágenes se conoce como interferograma.

Las características de la señal retro dispersada están regidas por los parámetros del radar y de la superficie; a continuación, se mencionarán las características del radar:

#### 10.1.2.1. Longitud de onda:

La longitud de onda ( $\lambda$ ) es una relación entre la velocidad de la luz y la frecuencia de la onda. En la Tabla 8. Longitudes comúnmente utilizadas en radar. se muestran las bandas que pueden tener un sensor SAR y su respectiva longitud de onda (Podest, 2017).

Tabla 8. Longitudes comúnmente utilizadas en radar.

Banda	Longitud de onda (cm)	Frecuencia (GHz)
<b>Ka</b>	0.8 – 1.1	40 – 26.5
<b>K</b>	1.1 – 1.7	26.5 – 18.0
<b>Ku</b>	1.7 – 2.4	18.0 – 12.5
<b>X</b>	2.4 – 3.8	12.5 – 8
<b>C</b>	3.8 – 7.5	8 – 4
<b>S</b>	7.5 – 15	4 – 2
<b>L</b>	15 – 30	2 – 1
<b>P</b>	30 – 100	1 – 0.3

La longitud de onda define la interacción que existe entre la señal con la superficie o el medio; mientras más larga es  $\lambda$ , mayor es la penetración del haz emitido en el medio. Si el objeto observado es aproximadamente del tamaño de la onda, habrá interacción, si  $\lambda$  es mucho más larga que el objeto, entonces la interacción es mínima o nula, es decir, el objeto aparece liso en la imagen; por ejemplo, superficies con altura de 5 cm tienen poca

retrodispersión para sensores con banda L, ya que su  $\lambda$  es de 15 a 30 cm, como resultado, esta superficie aparecerá oscura, pero si la banda es una banda X cuya  $\lambda$  es de 2.4 cm, este mismo objeto aparecerá brillante. En la tabla se muestran las bandas que pueden tener un sensor SAR y su respectiva longitud de onda (Podest, 2017).

Las letras de las bandas fueron seleccionadas arbitrariamente por seguridad militar durante el desarrollo del radar. En la Tabla 9. Banda en radares y sus aplicaciones. Se puede observar las bandas según su rango de frecuencia y las aplicaciones que tienen en la actualidad.

*Tabla 9. Banda en radares y sus aplicaciones.*

Banda	Rango de frecuencia	Aplicaciones
<b>VHF</b>	300 KHz – 300 MHz	Follaje, biomasa, penetración suelo.
<b>P</b>	300 MHz – 16 Hz	Biomasa, humedad del suelo.
<b>L</b>	1 GHz – 2 GHz	Forestal, humedad suelo, agricultura.
<b>C</b>	4 GHz – 8 GHz	Océano, agricultura.
<b>X</b>	8 GHz – 12 GHz	Alta resolución, océano y agricultura.
<b>Ku</b>	16 GHz – 18 GHz	Glaciología (mapa cobertura de nieve).
<b>Ka</b>	27 GHz – 47 GHz	Radar de alta resolución.

En geomorfología, la banda L y C pueden detectar rasgos de antiguos patrones de drenajes que no son visibles en imágenes ópticas, debido a la cobertura de suelo o vegetal que puede existir. La banda L es capaz de penetrar en más de 1 m en suelos secos y en la nieve hasta 23 cm, esta banda es muy apta para estudiar humedales (zonas inundadas), ya que es ideal para identificar vegetación inundada en los trópicos (Podest, 2017).

#### **10.1.2.2. Polarización:**

Se refiere al plano de propagación del campo eléctrico de la señal, independientemente de  $\lambda$ , las señales pueden ser transmitidas y/o recibidas en diferentes polarizaciones, actualmente se usan las siguientes combinaciones:

HH: Transmite horizontal / recibe horizontal.

HV: Transmite horizontal / recibe vertical. (Cruzada).

VH: Transmite vertical / recibe horizontal. (Cruzada).

VV: Transmite vertical / recibe vertical.

Existe una configuración de polarización denominada Quad-Pol que es capaz de tomar mediciones en las cuatro polarizaciones, esto supone una ventaja, porque se pueden caracterizar estructuras más complejas en la superficie, debido a que la polarización provee información relacionada con los componentes verticales y horizontales de la superficie (Podest, 2017). La Figura 34 muestra cómo la diversidad de polarizaciones y el ancho de la banda puede proveer información acerca de la zona de estudio.

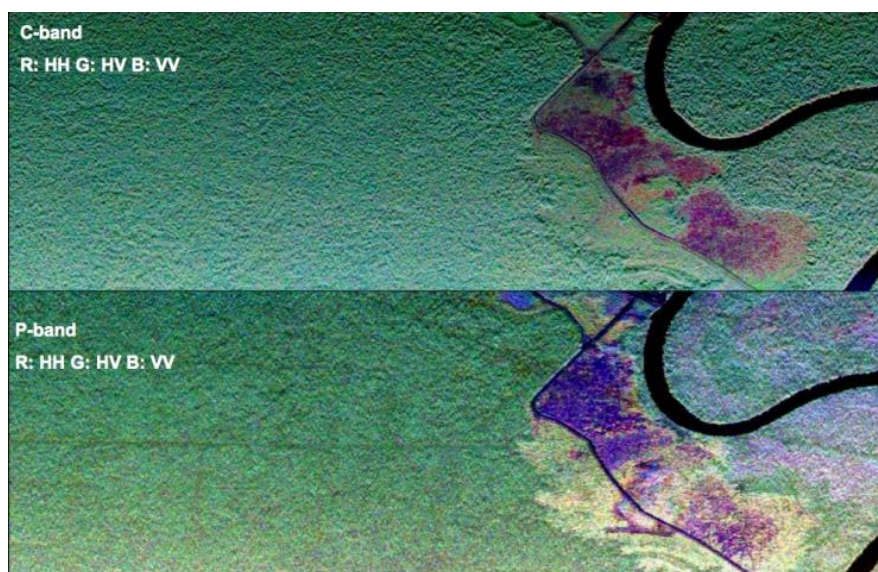


Figura 34. Diferencias entre bandas C ( $\lambda = 5\text{ cm}$ ) y P ( $\lambda = 40\text{ cm}$ ) con distintas polarizaciones. Como se observa la banda P tiene mayor penetración en la vegetación, por tanto provee más detalle de la zona.

### 10.1.2.3. Ángulo de incidencia:

Es el ángulo que existe entre la dirección de iluminación del radar y la vertical de la superficie del terreno. Tiene un incremento que va desde la franja más cercana al radar hacia el lado de la franja más lejano. Cuando los ángulos son más pequeños hay mayor penetración, la retrodispersión es más alta y como resultado los tonos son más brillantes, a medida que el ángulo aumenta hay menos retrodispersión porque la superficie parece más lisa.

Hasta ahora se han mencionado las características relacionadas con la configuración del radar, a continuación, se mencionarán características de la superficie y cómo estas afectan la señal retrodispersada.

#### **10.1.2.4. *Aspereza:***

Está relacionada con la rugosidad de la superficie, es decir, las variaciones promedio en altura) y comprende un factor dominante en determinar los tonos de las imágenes, estas variaciones en general son en centímetros; cuando las superficies son más ásperas los tonos son más brillantes (Podest, 2017).

#### **10.1.2.5. *Constante dieléctrica.***

Las propiedades dieléctricas de un material influyen en la capacidad de absorber energía de las microondas, por tanto, afecta la dispersión. Esta constante es un indicador de reflectividad y conductividad. Entre mayor sea la constante dieléctrica mayor será la retrodispersión. Por ejemplo, los materiales secos tienen un constante eléctrica que varía entre 3 y 8, mientras que los líquidos varían entre 40 – 80; así, la humedad en el suelo y la vegetación influyen en la intensidad de la reflectividad, a mayor humedad hay más reflectividad y menos penetración; en cambio cuando la constante eléctrica es menor, hay mayor energía de radar absorbida y la superficie se verá más oscura. Como el hielo tiene mucha menos conductividad eléctrica respecto al agua, las imágenes en latitudes norte sufren un cambio considerable en su reflectividad durante la transición en primavera, y es importante tener en cuenta esto durante la interpretación (Podest, 2017).

### **10.1.3. Distorsiones geométricas y radiométricas de la señal radar.**

Las imágenes SAR experimentan distorsiones geométricas debido a la adquisición inclinada de los datos, la información que se utiliza para generar la imagen consiste en distancias a los objetos y no en coordenadas espaciales de los mismos (Roberto Tomás, 2008).

#### **10.1.3.1. *Distorsión por distancia oblicua (slant-range distortion):***

Esta distorsión se presenta por la naturaleza del radar y consiste en la distancia entre la señal y el sensor, esta distancia no es verdadera, por lo tanto produce una variación en la escala, las áreas que se encuentran más cerca al radar se ven más comprimidas y las áreas que están más distantes se ven más elongadas. Esto se corrige mediante cálculos trigonométricos, en la Figura 35 se puede observar un ejemplo de esta distorsión geométrica.

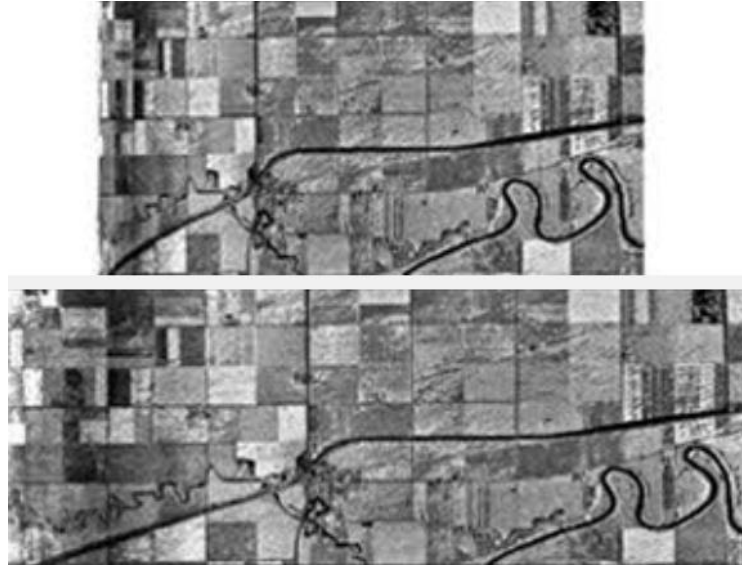


Figura 35. Imagen radar con distorsión geométrica de tipo distancia oblicua, en la parte superior puede observarse la imagen distorsionada, mientras que la parte inferior muestra la distancia real luego de haber sido corregida, si se analiza hacia el borde de la imagen las áreas aparecen comprimidas porque estaban más lejos del sensor al momento de la adquisición. Fuente: Natural Resources Canada.

#### **10.1.3.2. Inversión por relieve (layover):**

Esta distorsión geométrica ocurre cuando la imagen se invierte en presencia de relieves elevados con pendientes superiores al ángulo de observación del satélite (Roberto Tomás, 2008). Por ejemplo, la señal llega primero a la cima de la montaña antes que a la base de la montaña, sin embargo, esto puede corregirse con el uso de un DEM.

#### **10.1.3.3. Desplazamiento de estructuras (foreshortening):**

Se trata de la expansión o contracción de la celda de resolución en función de la pendiente de la escena. Ocurre cuando la señal llega a la base de una estructura alta que está orientada hacia el radar, como el radar mira de lado, entonces la distancia entre la base y la cima parece ser más pequeña de lo que es en realidad, es decir, las pendientes están comprimidas, esto también puede corregirse con un DEM (Podest, 2017). En la Figura 36 puede apreciarse este fenómeno y su corrección.

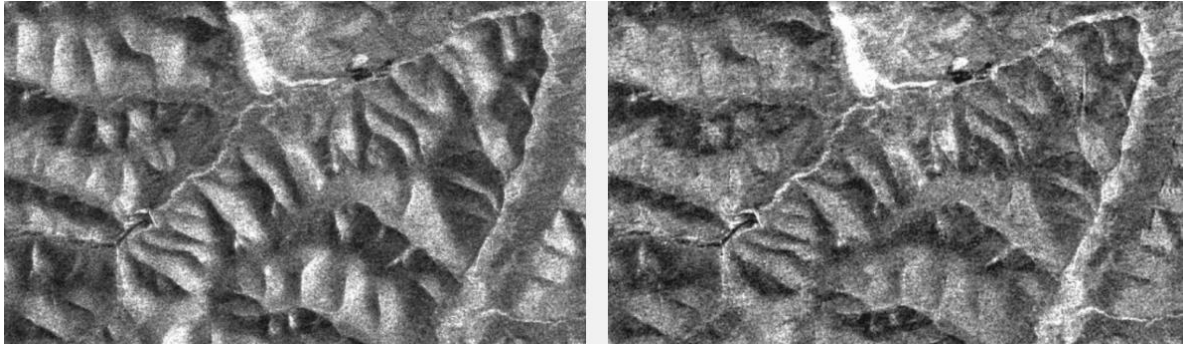


Figura 36. Distorsión por desplazamiento de estructura, la imagen de la izquierda muestra una topografía más suavizada donde las pendientes están comprimidas, mientras que la imagen de la derecha muestra la topografía real después de haber aplicado una corrección, en esta se puede apreciar que los drenajes están más acentuados porque los filos en realidad tienen pendientes más pronunciadas. Fuente: NASA.

#### 10.1.3.4. **Sombra (shadows):**

Cuando en la escena hay existencia de topografía demasiado compleja la señal del radar no puede llegar o ver detrás de la montaña u otra estructura que sea muy alta, es decir, la pendiente del terreno es menor o igual al ángulo de observación del satélite menos  $\pi/2$ , por consecuencia, estas áreas aparecen oscuras. Para corregir esto, algunos usuarios aplican una interpolación mientras que otros asumen estas áreas como zonas donde no hay datos (Podest, 2017).

#### 10.1.3.5. **Distorsión radiométrica:**

Cuando el radar emite la señal hay un patrón por parte de la antena donde está concentrado la mayor parte de la energía, por lo general es en la parte central del área de iluminación, mientras que en las áreas aledañas habrá menos energía, este efecto también es conocido como “patrón de antena” y a partir de este resultan áreas más brillantes en el centro de la imagen y áreas más oscuras en las esquinas de la imagen. Esto se puede corregir siempre y cuando se conozca el patrón de la antena. Sin embargo existen otros efectos como lo son el moteado (speckel) o también conocido como efecto sal y pimienta (Podest, 2017).

#### 10.1.3.6. **Moteado (Speckle):**

Es un ruido granular que se debe a que dentro el área de iluminación hay diferentes objetos que dispersan la señal de radar y estos objetos varían de área en área. Las dimensiones de la celda de resolución son demasiado grandes en comparación con la longitud de la onda, por tanto, el campo de dispersión para un pixel puede verse originado por la contribución de muchas ondas elementales dispersas. Al ser las imágenes radar de coherencia monocromática



hace que todas esas ondas elementales interfieran entre ellas mismas de manera constructiva y destructiva, esta es la razón principal por la cual la imagen se ve granulada (Blanco-Sánchez, 2009). Cuando este efecto está muy acentuado puede hacerse más difícil la interpretación de la imagen. A continuación, se mencionan dos formas de reducir el speckle.

#### *10.1.3.6.1. Multilook:*

Se trata de dividir el haz del radar en varios sub-haces que son más angosto. Si se toma el promedio (sumar los haces y luego promediar sus valores) de estos “looks” puede reducir el efecto granulado, sin embargo, también se reduce la resolución de la imagen (Podest, 2017). El multilook resulta ser un procedimiento muy útil para mejorar la calidad de la fase interferométrica para un valor de coherencia dado, entre más looks sean utilizados mejora calidad de la fase será obtenida (Mora, 2003).

#### *10.1.3.6.2. Filtración especial:*

Se define una ventana ya sea de 3x3 o de 5x5, mientras más grande sea esta ventana más se verá reducido el speckle, dentro de cada ventana a continuación se aplica un cálculo matemático dependiendo del filtro escogido, el pixel adquirirá un nuevo valor, esta medida también reduce la resolución de la imagen (Podest, 2017).

Es preferible usar el método de multilook, debido a que los filtros alteran el valor original de los pixeles de la imagen.

### **10.1.4. Fundamentos de Interferometría (InSAR)**

InSAR es una técnica utilizada para reconstruir la topografía de una escena que es observada por un sensor radar, combinando dos imágenes SAR adquiridas desde dos posiciones distintas. La teoría puede dividirse en dos pasos (Blanco-Sánchez, 2009).

Primero, dos imágenes SAR son adquiridas desde diferentes posiciones orbitales, la fase de cada pixel para cada imagen puede expresarse así (Mora, 2003):

$$\phi_1 = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot r_1 + \phi_{scattering1}$$

*Ecuación 11.*

$$\phi_2 = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot r_2 + \phi_{scattering2}$$

*Ecuación 12.*

Si las características del terreno no han cambiado en ambas imágenes, entonces el término que corresponde a la retrodispersión debería ser muy similar (Mora, 2003):

$$\phi_{scattering1} \approx \phi_{scattering2}$$

*Ecuación 13.*

Entonces, si se sustrae la fase de ambas imágenes se obtendría de esta manera la fase interferométrica.

$$\Psi_{int} = \phi_1 - \phi_2 \approx \frac{4\pi}{\lambda} (r_2 - r_1)$$

*Ecuación 14.*

El término de la fase interferométrica es conocido como interferograma. Teóricamente, esta expresión dependería únicamente del factor de la distancia; sin embargo, existen otros parámetros que conforman la fase tales como la topografía del terreno. Si se quisiera mostrar una ecuación que incluyera todos los factores que conforman un interferograma de dos adquisiciones sería la siguiente (Mora, 2003):

$$\Psi_{int} = \frac{4\pi}{\lambda r_0} \cdot \frac{B_n \cdot \Delta r}{\tan \alpha} + \frac{4\pi}{\lambda r_0} \cdot \frac{B_n \cdot \Delta h}{\sin \alpha} + \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \Delta \rho + \Delta \Psi_{atmos} + \Psi_{noise}$$

*Ecuación 15.*

En donde cada variable significa lo siguiente:

$\lambda$  = Longitud de onda electromagnética.

$r_0$  = Distancia entre la plataforma y el terreno.

$\alpha$  = Ángulo de incidencia de la señal respecto al suelo.

$B_n$  = Línea de base perpendicular (baseline). Es la distancia entre las dos adquisiciones InSAR en dirección perpendicular al ángulo de incidencia.

$\Delta r$  = Incremento de la distancia plataforma-suelo entre dos puntos dentro de la imagen.

$\Delta h$  = Incremento topográfico entre dos puntos dentro de la imagen.

$\Delta\rho$ = Incremento de la deformación en la dirección oblicua (slant-range) entre dos puntos dentro de la imagen. Como se muestra en la Figura 37.

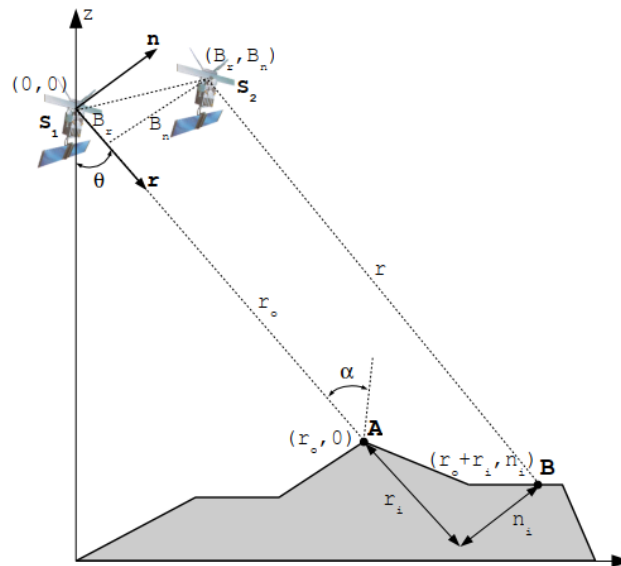


Figura 37. Configuración geométrica InSAR (Mora, 2003).

De manera general, la ecuación descompone la fase en cinco términos; el primero es el de tierra plana (flat Earth), que depende de la distancia  $\Delta r$  y es único para cada interferograma; el segundo término es la topografía, contiene información sobre la topografía de la escena  $\Delta h$  y se depende de la línea de base  $B_n$ ; el tercer término hace referencia a la deformación  $\Delta\rho$  que ha ocurrido durante el intervalo de tiempo que separa a ambas adquisiciones; el cuarto término es el factor atmosférico  $\Delta\Psi_{atmos}$  que es causado por cambios en las condiciones atmosférica al momento de adquirir cada una de las imágenes; el último término es el ruido  $\Psi_{noise}$  que agrupa otros factores que puedan afectar la calidad de la fase interferométrica (Roberto Tomás, 2008).

Al ser el interferograma complejo, las fases están confinadas entre el intervalo  $[-\pi, \pi]$ , es lo que se conoce como datos o fases envueltas o enrolladas; esto produce que la topografía de la escena esté representada en franjas que son al final ciclos de  $2\pi$ . Para poder obtener valores absolutos es necesario desenrollar el interferograma, más adelante se mencionarán algunas técnicas o algoritmos usados para desenrollar la fase. Después de tener la fase desenrollada, será necesario geocodificar los resultados, es decir, proyectar el mapa de altitud de coordenadas radar en la superficie de la tierra, o en otras palabras, crear un Modelo Digital

de Elevación DEM (Blanco-Sánchez, 2009). Esto representa una ventaja, porque InSAR puede generar mapas topográficos de áreas extensas con muy buena precisión (Mora, 2003).

### 10.1.5. Fundamentos de Interferometría diferencial (DInSAR).

A diferencia de InSAR, esta técnica tiene como objetivo cancelar o minimizar los términos de la fase interferométrica, para extraer aquellos que estén relacionados a la deformación del terreno (Mora, 2003).

Recordando que el desplazamiento es cómo ha cambiado la altura entre dos imágenes y su expresión es la siguiente:

$$\phi_{def} = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \rho$$

*Ecuación 16.*

Es importante tener en cuenta que esta deformación que se encuentra incluida en la fase, es la deformación en dirección del rango, pues sólo es posible medir los movimientos en la dirección de la línea de visión (LOS) (Blanco-Sánchez, 2009). Recordando que los componentes de la fase interferométrica son:

$$\phi = \phi_{def} + \phi_{orbit} + \phi_{topo} + \phi_{atm} + \phi_{ruído}$$

*Ecuación 17.*

Para poder calcular la deformación se hace necesario aislar el término topográfico  $\phi_{topo}$  de la ecuación 17, esto se hace a través de una topografía conocida y para esto existen varias alternativas, sin embargo, la más frecuente es hacer uso de un DEM externo y de este modo sintetizar el término topográfico de la ecuación. No obstante, es muy probable que el DEM utilizado contenga imprecisiones o errores, por tanto, la topografía no quedaría cancelada por completo, entonces surge un nuevo término que depende de las inexactitudes del DEM; y se conoce como error DEM o  $\varepsilon$  (Blanco-Sánchez, 2009). Ahora la expresión de la fase interferométrica quedaría expresada de la siguiente manera:

$$\phi = \phi_{DEM_{error}} + \phi_{def} = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{B_n}{r_0 \sin \theta} \cdot \Delta \varepsilon + \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \rho$$

*Ecuación 18.*

Existen tres métodos convencionales para generar interferogramas diferenciales, los cuales son, el método de la línea base corta, el método de las tres imágenes y el método de las dos imágenes con un modelo digital del terreno DEM que sea externo (Roberto Tomás, 2008). La Figura 38, muestra un esquema de la configuración DInSAR.

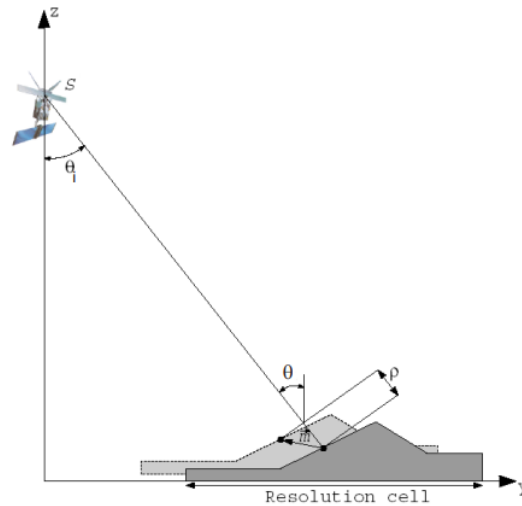


Figura 38. Geometría de la adquisición de una imagen DInSAR para una línea base cero (Blanco-Sánchez, 2009).

#### 10.1.6. Fuentes de errores en la calidad de la fase interferométrica.

La coherencia es un concepto que puede ser usado como una medida de la calidad de la fase interferométrica, esta es una herramienta para medir que tan coherentes o parecidas son dos imágenes SAR que generan un interferograma, entre más información compartan ambas imágenes, más alta será su coherencia. Estos valores varían entre 0 y 1, los valores de coherencia que se acerquen a 0 representan ruido en el interferograma y por lo general son áreas oscuras, mientras que los valores que se acercan a 1 corresponde a una alta correlación entre las imágenes y son áreas brillantes, donde el terreno se ha mantenido electromagnéticamente estable (Mora, 2003). La coherencia puede expresarse como el producto de todas las fuentes de decorrelación que se mencionarán a continuación:

##### 10.1.6.1. Decorrelación temporal:

Cancelar los términos de retrodispersión en la fase interferométrica sería ideal si las características del terreno no cambiaran en el tiempo que transcurre entre ambas adquisiciones, sin embargo, es difícil que no eso ocurra, ya que, la erosión, los cultivos, los cambios en la humedad producen una degradación en la calidad de la fase. El mejor escenario

para el mapeo topográfico son las adquisiciones simultáneas como se realizó en la misión SRTM, en la que sobre un trasbordador se colocaron dos antenas separadas por un mástil de 60 m de largo. De lo contrario cuando se generan mapas de deformación del terreno, es preferible que no exista entre ellas un intervalo de tiempo muy grande (Mora, 2003).

#### **10.1.6.2. Decorrelación geométrica o espacial:**

Una imagen InSAR se forma a partir de dos escenas, sin embargo, cuando se toma la segunda escena, esta se hace desde ángulos diferentes de incidencia debido a la línea de base perpendicular; este cambio en el ángulo de incidencia produce que el desplazamiento sea relativo entre los espectros de rango de ambas imágenes, lo que conlleva a una decorrelación geométrica. Hay que tener en cuenta que sólo el espectro común entre ambas imágenes resultará útil para generar un interferograma, si se aumenta la línea de base espacial, el desplazamiento espectral también aumenta, cuando este cambio es muy grande, entonces se alcanza la línea de base crítica, y en este punto, la información interferométrica se pierde por completo. Por ejemplo, para los satélites ERS la línea de base crítica es de 1200 m en terreno plano, sin embargo, después de 600 m ya se han reportado dificultades para generar interferogramas (Mora, 2003).

#### **10.1.6.3. Decorrelación volumétrica:**

Si la retrodispersión proviene de objetos dentro de la celda de resolución con distintas alturas, entonces empiezan a haber efectos de volumen. Cuando los puntos de retrodispersión tienen la misma altura y no hay penetración electromagnética entonces la celda de resolución estaría libre de dispersión de volumen, sin embargo, no sucede así, porque las diferentes alturas producen un cambio espectral en la dirección de la altura (Mora, 2003).

#### **10.1.6.4. Decorrelación por registro erróneo:**

Esto sucede durante el corregistro que se hace antes de la formación del interferograma, durante esta etapa la superposición de las cuadrículas en rango y azimut, la certidumbre en el corregistro debe ser de 0.96 para poder realizar el interferograma, de lo contrario estos errores pueden inducir a una rampa de fase artificial (Blanco-Sánchez, 2009).

#### **10.1.6.5. Decorrelación del centroide Doppler:**

Este es el equivalente azimutal de la correlación espacial y es causado por las diferencias en el centroide Doppler de cada una de las adquisiciones, lo que genera un cambio de frecuencia en el espectro de azimut de una imagen a la otra. Así como se corrige el rango en la decorrelación geométrica a través de un filtrado, se puede realizar también un filtrado de azimut para seleccionar la banda común en ambas escenas (Blanco-Sánchez, 2009).

#### **10.1.6.6. Errores orbitales:**

Son errores durante la determinación de las coordenadas de las órbitas de los satélites, necesarios para corregir los efectos de tierra plana. DInSAR requiere de conocer con precisión los vectores de posición del satélite para determinar el vector de línea de base interferométrica y generar un producto con datos de referencia, sin embargo, los errores en los vectores de estado orbital se pueden tratar como una fase de referencia residual en el interferograma, porque pueden interpretarse erróneamente como topografía, deformación a gran escala u objetos atmosféricos (Blanco-Sánchez, 2009).

#### **10.1.6.7. Objetos o artefactos atmosféricos:**

Las diferentes capas que conforman la atmósfera y los objetos que se puedan encontrar en ella distorsionan el índice de refracción de las ondas. Esto modifica la velocidad de propagación y conlleva a un retraso en el término de la fase interferométrica, lo que implica una desestimación de la deformación. Las fuentes de este retraso pueden provenir de la temperatura, presión, vapor de agua, entre otros, por tanto, es difícil calcular su contribución a la fase con precisión. Esta es la razón por la que la ventana de correlación típica de los efectos atmosféricos o bien conocido como la pantalla de la fase atmosférica se considera de 1 km, pero pueden existir fenómenos altamente localizados que reduzcan este valor. Este componente es muy importante, porque cuando se usa un único interferograma, los artefactos atmosféricos pueden enmascarar la deformación, especialmente si se está interesado en medir un movimiento lento que produzca cambios pequeños en la fase; una opción para superar este problema es combinar varios resultados de deformación de la velocidad lineal calculada con diferentes interferogramas diferenciales, tal como lo hacen algunas técnicas como MInSAR o imágenes múltiples aprovechan su comportamiento temporal aleatorio para tratar de minimizar su efecto (Blanco-Sánchez, 2009).

Como pequeña conclusión, las limitaciones más importantes en la técnica DInSAR son los artefactos atmosféricos, aun cuando se trabaja con línea de base corta y un alto número de looks (parámetros óptimos), si se reduce la línea de base o los looks, la calidad de las mediciones de deformación podría reducirse drásticamente; por tanto, esta técnica es posible pero bajo ciertas condiciones específicas (Mora, 2003).

## 10.2. Tecnologías geoespaciales para la adquisición de imágenes radar: Sentinel-1.

SENTINEL-1 es una misión de imágenes SAR que hace adquisiciones continuas las 24 horas, esta misión proporciona un mejor tiempo de revisado, cobertura geográfica y difusión rápida de los datos para apoyar estudios y monitoreos en el océano, la tierra y para servicios de emergencia como pueden ser desastres naturales (ESA, 2019). A continuación, en la Tabla 10 se muestran las características técnicas de este sensor (Podest & NASA, 2017).

*Tabla 10. Características técnicas de Sentinel-1.*

Nombre del Sensor	Sentinel-1
<b>Agencia</b>	European Space Agency (ESA)
<b>Instrumento</b>	Banda-C SAR (5.4 GHz)
<b>Ángulo de incidencia</b>	15° - 45°
<b>Polarización</b>	(VV y VH) o (HH y HV)
<b>Altura del sensor</b>	693 km
<b>Órbita</b>	Sincronización solar
<b>Ciclo de repetición de órbita</b>	12 días
<b>Resolución</b>	5m x 20 m
<b>Ancho de franja</b>	250 km (modo IWS)
<b>Hora local media</b>	6:00 AM descendiente
<b>Fecha de lanzamiento</b>	3 de abril del 2014
<b>Vida útil</b>	7 años

SENTINEL-1 tiene muchas aplicaciones como el monitoreo de superficies en continentes, donde desempeña un papel importante en el manejo forestal sostenible y cambio climático, en la clasificación de tipo de bosque, estimación de la biomasa y detección de



perturbaciones; también puede mapear las cicatrices de incendios forestales y estimación de las emisiones de carbono. En la agricultura es usado para monitorear las propiedades del suelo, predecir cosechas, monitorear cambios estacionales, cambios en la producción agrícola y degradación del suelo, toda esta información puede dar pie para implementar políticas para el desarrollo sostenible (Figura 39). En el mapeo de la deformación urbana se pueden detectar movimientos en la superficie con precisión mm/año, para monitorear hundimientos en el terreno, lo cual es el objetivo principal de este trabajo (ESA, 2019).

Existen otras aplicaciones en el océano como el monitoreo de glaciales, para ayudar a la navegación segura durante todo el año en zonas árticas y sub-árticas, determinando información sobre la concentración, extensión, tipo, espesor y velocidad de deriva del hielo. A partir del monitoreo del hielo en el océano también se puede evaluar impactos ambientales. También se ha hecho monitoreo por contaminación por hidrocarburos en el mar, analizando la propagación de los derrames de petróleo y la búsqueda de reservas al resaltar la filtración natural en el fondo del océano, esto puede indicar una pista para la prospección de este hidrocarburo. Dentro de este tema, también podría resaltarse la sensibilidad de SAR a los patrones de rugosidad de la superficie del océano para analizar la dirección de los vientos marinos y construir un modelo y mapas de las olas que ayude a determinar la dirección, la longitud y la altura (ESA, 2019).

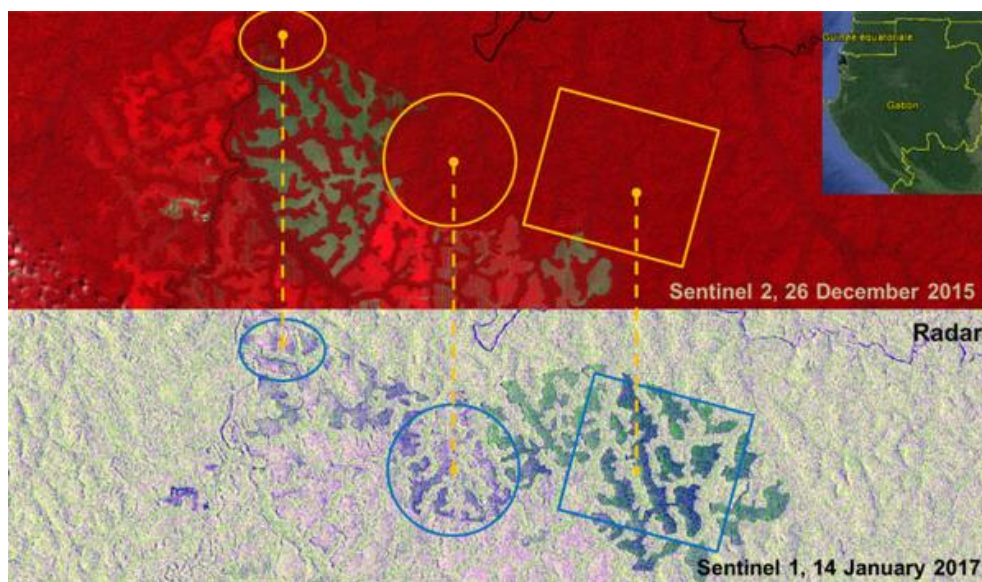


Figura 39. Monitoreo de la expansión de una plantación de caucho con Sentinel-2/Sentinel-1 (2015-2017), datos procesador por SIRS (ESA, 2019).

Otras de las grandes aplicaciones de SAR es la gestión del riesgo, jugando un papel importante en el monitoreo de emergencias, tales como inundaciones, evaluando la extensión de las áreas inundadas; a través, de la generación de DEM de alta resolución creados a través de los modos interferométricos de SENTINEL-1 se puede realizar análisis de escorrentía e inundación en áreas donde no se tenían antes datos de elevación. En el modo de franja interferométrica se pueden descubrir fallas activas y estudiar riesgos potenciales para la supervisión de terremotos a gran escala. Por último, la interferometría SAR puede ubicar áreas propensas a deslizamiento de tierras y proporcionar una alerta temprana de posibles desastres, así como el monitoreo de volcanes, estudiando el levantamiento previo a la erupción y la contracción volcánica posterior, un monitoreo InSAR puede ayudar a detectar los primeros signos de los niveles crecientes de actividad volcánica, terremotos anteriores y otros percusores que pueden indicar erupciones (Figura 1Figura 40) (ESA, 2019).

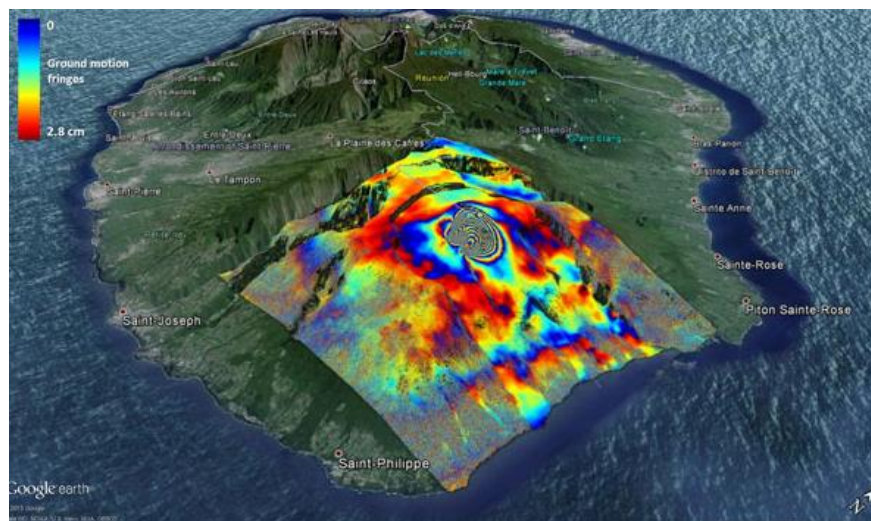


Figura 40. Interferograma procesado por TRE ALTAMIRA, muestra la deformación que ocurrió en el volcán Piton de la Fournaise en mayo del 2015. Las franjas de colores más angostas indican mayor deformación en el cráter, cada franja representa aproximadamente 3 cm (ESA, 2019).

## 10.2.1. Modos de adquisición de Sentinel-1.

### 10.2.1.1. Stripmap (SM):

Modo de imagen de mapa de franjas SAR estándar, en donde la franja de la tierra se ilumina con una secuencia continua de pulsos, mientras que el haz de la antena apunta a un azimut fijo y un ángulo de elevación. Se usa por pedido y circunstancias especiales, por ejemplo, para desastres naturales, tiene una franja de cobertura de 80 km y una resolución espacial de 5m x 5m (ESA, 2019). Ver Figura 41.

### 10.2.1.2. Franja interferométrica amplia (IW):

Sus siglas en inglés indican “Interferometric wide swath”. Estos datos se obtienen a partir de tres franjas, mediante la técnica de imagen de observación de terreno con SAR progresivo (TOPSAR) y es el modo de adquisición principalmente usado en continentes. Se usa para observaciones rutinarias sobre tierra. Tiene una franja de cobertura de 250 km y una resolución espacial de 5 m x 20 m (ESA, 2019). Ver Figura 41.

### 10.2.1.3. Franja extra ancha (EW):

Sus siglas en inglés indican “Extra wide swath”. Los datos se obtienen a partir de cinco franjas usando la técnica de imagen TOPSAR. Estos datos son utilizados para estudios de hielo marino, zonas polares, ciertas áreas marítimas, monitoreo de derrames de petróleo y servicios de seguridad. Tiene una gran franja de cobertura de 400 km pero su resolución espacial es más baja que los otros modos, y es de 25 m x 100 m (ESA, 2019). Ver Figura 41.

### 10.2.1.4. Wave mode (WV):

Los datos son adquiridos en pequeñas escenas de mapas de franjas con intervalos regulares de 100 km a lo largo de la pista (track). Estas escenas son obtenidas alternando un ángulo de incidencia cercano con uno lejano. Se utilizan para observaciones rutinarias sobre el océano. Tienen una franja de cobertura de 20 km y una resolución espacial de 5 m x 5 m.

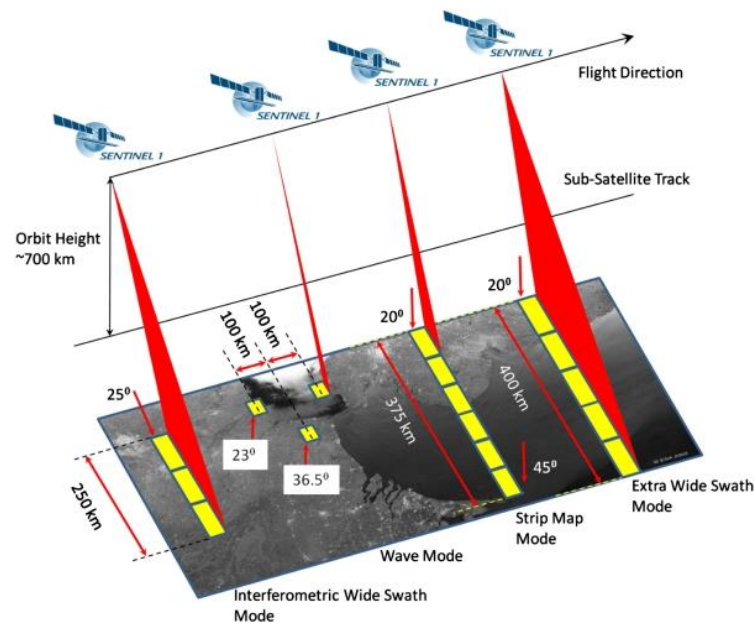


Figura 41. Resumen ilustrativo de los modos de adquisición de Sentinel-1 (ESA, 2019).

A continuación, en la Tabla 11 se muestra una tabla donde relaciona los modos que ofrece Sentinel-1 y las aplicaciones que tiene cada uno de estos.

Tabla 11. Relación de los modos Sentinel-1 con sus aplicaciones (ESA, 2019).

APLICACIONES	Modo		
	SM	IW	EW
Ártico y hielo marino		X	X
Vigilancia de buques en mar abierto		X	X
Monitoreo de la contaminación por hidrocarburos		X	X
Vientos marinos		X	X
Silvicultura		X	
Agricultura		X	
Mapeo de deformación urbana		X	
Monitoreo por inundaciones	X	X	
Análisis de terremotos	X	X	
Deslizamientos y volcanes	X		

### 10.2.2. Tipos de productos y niveles de procesamiento.

Los datos adquiridos por Sentinel-1 en modo SM, IW y EW generan productos con tres niveles de procesamiento (nivel 0, nivel 1 y nivel 2) que se describirán a continuación:

#### 10.2.2.1. Nivel 0:

Son datos sin ningún tipo de procesamiento que necesitan ser descomprimidos y procesados. Se comprimen usando la cuantificación adaptativa de bloque dinámico flexible (FDBAQ); los datos de este nivel incluyen ruido, calibración interna, paquetes de fuente de eco, información de órbita y altitud. Son almacenados en archivos a largo plazo, pudiéndose así procesar durante la vida útil de la misión y durante 25 años después del final de las operaciones. Estos productos están disponibles solo para los modos SM, IW y EW (ESA, 2019).

#### 10.2.2.2. Nivel 1:

Estos son los productos destinados a la mayoría de los usuarios de datos. Se transforman desde el nivel 0 a través del Instrument Processing Facility (IPF) mediante la aplicación de

varios algoritmos. Los datos de nivel 1 pueden procesarse en productos Single Look Complex (SLC) y en Ground Range Detected (GRD) (ESA, 2019).

Single Look Complex (SLC): consisten en datos SAR enfocados, geo-referenciados, usando datos de órbita y altitud del satélite, provistos en geometría de rango inclinado; que contienen corrección para el retraso bi-estático azimutal, el patrón de la antena y la pérdida de dispersión de alcance. Preservan la información relevante a la fase, por esto, son importantes para hacer interferometría (ESA, 2019).

Ground Range Detected (GRD): Son datos SAR enfocados que se han detectado y proyectado al alcance del suelo utilizando el modelo elipsoidal WGS84. La proyección del elipsoide de los productos GRD se corrige utilizando la altura del terreno especificada en la anotación general del producto. En este tipo de datos, los valores de pixel representan la amplitud detectada y la información de fase se pierde (ESA, 2019).

#### **10.2.2.3. Nivel 2:**

Son productos geofísicos geo-localizados que se derivan del nivel 1. Se conocen como Level-2 Ocean (OCN) y están específicamente enfocados para estudios de viento, olas y corrientes de océanos. Pueden contener los siguientes componentes geofísicos: Campo de viento del océano (OWI), espectros de oleaje oceánico (OSW), velocidad radial de superficie (RVL) (ESA, 2019).

### **10.3. Software SNAP y sus parámetros espaciales para el tratamiento de imágenes InSAR.**

Es un software gratis y de código abierto desarrollado por la Agencia Espacial Europea (ESA) para procesar y analizar los datos de Sentinel-1, este software incluye herramientas de calibración, filtro de ruido “speckle”, corrección de terreno, producción de mosaicos, polarimetría, interferometría, clasificación, entre otros (Podest & NASA, 2017). Y también trabaja en conjunto con otras misiones como TerraSAR, RADARSAT, ENVISAT, MODIS, Lansat, SPOT, ALOS; por tanto, es capaz de soportar datos de otros sensores como ERS-1, ALOSPALSAR, TerraSAR-X, COSMO, SkyMed y RADARSAT-2, entre otros (Guerrero & Hernandez, 2017). En los siguientes apartados se presentan los pasos que se siguen para

la generación de interferogramas y un mapa de deformación o desplazamiento usando el software SNAP.

### **10.3.1. Corregistro de imágenes.**

En este paso se cargan las dos imágenes que conformarán el interferograma, una de ellas será la imagen master o maestra (M) y la otra será la imagen esclava (S), ambas imágenes deben estar en formato SLC, que como se mencionó antes, es el formato que contiene la información de la fase, por tanto, es idóneo para construir interferogramas. Los datos de la imagen esclava se convertirán en un subconjunto de la geometría de la imagen maestra, estas serán georreferenciadas y superpuestas, para la interpolación de datos, se toma por defecto un modelo digital de elevación de SRTM. En esta etapa además, se debe escoger una de las 3 bandas o subswath, seleccionando la banda en la que se encuentre la zona de interés (Guerrero & Hernandez, 2017). Para este proyecto, en las imágenes descendientes, el Valle de San Luis Potosí se encontraba dentro de la banda IW1.

### **10.3.2. Formación del interferograma.**

En esta etapa se sustrae la fase topográfica, el objetivo es obtener la fase entre la imagen maestra y la imagen esclava en cada pixel, estas diferencias están relacionadas con las variaciones de elevación en la escena. La formación del interferograma MS se puede codificar en bytes al multiplicar las fases ( $2\pi$ ) por 256. Como resultado se obtiene un interferograma, el cual es un patrón de franjas que contiene información sobre la geometría; los colores representan los ciclos de la fase interferométrica. Los rangos de la magnitud del interferograma son valores de coherencia, los cuales dan una idea de la confiabilidad de los datos, esta coherencia se visualiza en tonalidades de blanco y negro, en donde los valores cercanos a 0 están en tonos más oscuros y corresponden a valores bajo de coherencia, mientras que los valores cercano a 1 aparecen en tono blanco y representan la máxima coherencia (Guerrero & Hernandez, 2017).

### **10.3.3. Deburst.**

El deburst es el tratamiento que se le da a las ráfagas observadas en los interferogramas. Estas ráfagas se consideran como una imagen independiente que para las imágenes IW tienen una duración de 2.75 segundos y una superposición de ráfagas de ente 50-100 muestras

(Guerrero & Hernandez, 2017). En la banda fase del deburst desaparecen dichas ráfagas (burst), es decir, que se crea un mosaico (Podest & NASA, 2017).

#### **10.3.4. Goldstein phase filtering.**

Este filtro es una técnica de pre-procesamiento para reducir el ruido de la fase interferométrica y facilitar el desenrollado en términos de precisión. Consiste en un algoritmo adaptativo no lineal que permite que las franjas interferométricas se acentúen y se vuelvan más nítidas, es decir, que reduce el efecto de “speckle” (Guerrero & Hernandez, 2017). Trae por defecto el valor de 1.0, sin embargo, puede aumentarse según la preferencia. Para interpretar estas bandas, se debe tener en cuenta que donde se vean más franjas es porque la deformación que hubo fue mayor (Fielding, 2017).

#### **10.3.5. Unwrapping o desenrollado de fase.**

En SNAP, este proceso se hace a través del algoritmo SNAPHU (Statistical-cost, Network-Flow Algorithm for Phase Unwrapping), el cual fue desarrollado por un estudiante de doctorado de Stanford, que permite procesar la fase interferométrica buscando estimar de manera congruente los valores que se ajusten estadísticamente como máximos probables a partir de una matriz bidimensional de fase (Guerrero & Hernandez, 2017). A modo de interpretación, en un interferograma envuelto, cada franja corresponde a un valor de  $4\pi/\lambda$  debido a la deformación de onda de la superficie. Como se sabe, para Sentinel-1 la longitud de onda “ $\lambda$ ” es de 6 cm en su banda-C, por tanto, cada franja interferométrica es de aproximadamente 3 cm o lo que es lo mismo a decir, la mitad de su longitud de onda; en este orden de ideas, si se cuentan las franjas que aparecen en un interferograma envuelto o enrollado se puede saber cuánta deformación hubo en el área. Es importante tener en cuenta que esta deformación es la que ocurrió en dirección del radar o lo que es lo mismo a decir en la dirección del rango (Fielding, 2017).

Cuando la fase está enrollada, en vez de tener la fase absoluta lo que se obtienen son sus valores principales, los cuales se definen como restos de fase como se muestra en la Figura 42. Después de la resta del máximo múltiplo de  $2\pi$ , el cual es menor o igual a los valores de fase más una sustracción adicional de una cantidad  $\pi$  que puede ser detectada y almacenada; así, el intervalo principal correspondiente será el conjunto de todos los valores principales

entre  $(-\pi, \pi)$ . Los principales valores de la fase se conocen como el valor del módulo  $2\pi$  (fase envuelta) es decir, el resultado del envolvimiento o enrollado de la fase alrededor de un intervalo con longitud  $2\pi$  que es el ciclo completo de una onda; así, el desenrollado es en realidad el proceso contrario, la recuperación de la fase absoluta a partir de la fase enrollada, es decir, la recuperación de los ciclos de fase que se han perdido previamente, eliminando la ambigüedad múltiple  $2\pi$  (C. W. Chen & Zebker, 2002).

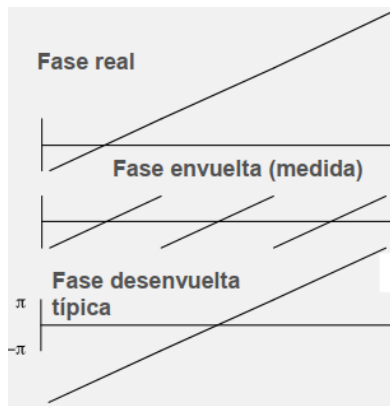


Figura 42. Gráfico que muestra los conceptos que componen el desenrollado de fase (Fielding, 2017).

Este algoritmo se compone por tres modelos estadísticos integrados con distintos enfoques, datos topográficos, datos de deformación y smooth generic data. Diseñado para interferometría SAR, cuya finalidad es obtener valores de topografía, deformación o velocidad a través de interferogramas (Guerrero & Hernandez, 2017).

#### 10.4. Análisis del conjunto de datos y detalles del procesamiento.

Para preparar el procesamiento de las imágenes SENTINEL-1 en esta investigación, se descargaron 5 imágenes SLC, todas con dirección de vuelo descendente; las especificaciones de estas imágenes se contemplan en la Tabla 12. Estas imágenes son gratis y fueron descargadas desde el sitio web *Alaska satellite facility* (ASF) que pertenece a la NASA, y básicamente se trata de un repositorio de datos satelitales accesibles para todos aquellos interesados en investigaciones a fines y sus aplicaciones. Esta página tiene una sección de *find data vértice*, en donde se puede dibujar un rectángulo que contenga la zona de interés de la que se requiera imágenes satelitales, seguido de esto, se debe definir un periodo de tiempo, la polarización, el tipo de producto, la dirección de vuelo; así, con esto, el gestor de búsqueda



nos arrojará las imágenes disponibles para el satélite elegido y con las características predefinidas en los filtros de búsqueda. Una vez identificadas las imágenes SAR que se implementarán en el procesamiento, es necesario descargarlas, pero para esto debe haberse creado con anticipación un perfil en el *earth data login*. Cada imagen tiene un tamaño aproximado de 4.5 GB, no es necesario descomprimir los archivos para poder procesarlos mediante el software SNAP.

Tabla 12. Características imágenes SAR de Sentinel-1 utilizadas en el procesamiento de DInSAR con SNAP para el periodo 2016-2020.

Date	Beam mode	Path	Frame	Flight Direction	Polarization	Absolute orbit
12/03/2016	IW	114	519	Descending	VV	10336
31/03/2017	IW	114	517	Descending	VV+VH	15936
26/03/2018	IW	114	516	Descending	VV+VH	21186
21/03/2019	IW	114	516	Descending	VV+VH	26436
27/03/2020	IW	114	516	Descending	VV+VH	31861

Una vez estén descargadas las imágenes SAR, se procede a crear pares de interferogramas con una línea de base anual, en otras palabras, se construyeron los siguientes interferogramas 2016-2017, 2017-2018, 2018-2019 y 2019-2020, con la finalidad de observar de qué manera ha avanzado el fenómeno durante los últimos cuatro años espacialmente. Aclarando que se usaron imágenes de la misma época del año (mes de marzo), para reducir el efecto que puede tener un acuífero elástico durante las épocas de lluvia en las que puede producirse una recuperación en los niveles piezométricos que puede reflejarse en un aumento, aunque pequeño, de la superficie del suelo. También es importante mencionar que a pesar de que Sentinel-1 es una misión que fue lanzada en 2014, todas las imágenes que se encuentran entre 2014 y 2015 poseen una configuración del track distintas a las de 2016 en adelante, y en cada una de ellas, al menos una parte de la zona de estudio queda por fuera de las escena, con lo que sería necesario hacer dos interferogramas para cada año, en vez de uno; esto también dificulta en SNAP la construcción de interferogramas de la misma zona con diferente configuración del track durante la adquisición.

En este procesamiento DInSAR, se usó la versión 7.0 del software SNAP (última versión para la fecha) desarrollado como se mencionó anteriormente, por la ESA, y de acceso libre.

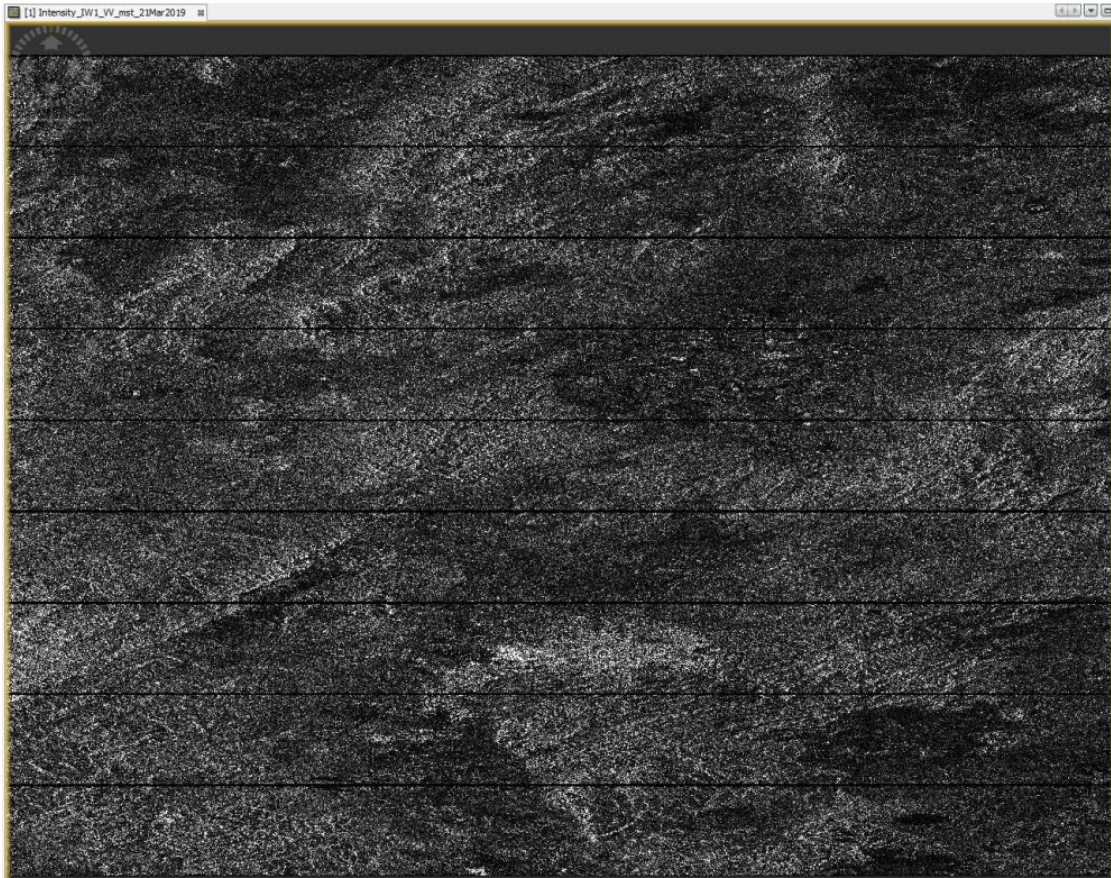


Figura 43. Imagen SAR del 2019 del VSLP con efecto speckel.

Para empezar hay que cargar las imágenes SAR a partir de las cuales se quiere construir un interferograma, como se mencionó antes, no es necesario descomprimir dichos productos. A continuación, en la herramienta de radar se procede a realizar el correregistro de ambas imágenes, en esta fase, se escogerá cuál es la imagen maestra y cuál es la esclava; en el read 1 hay que seleccionar la imagen más vieja, y en el read 2 se selecciona la imagen más reciente. En el *TOPSAR-split* se debe escoger para ambas imágenes el IW, que sería la franja donde se encuentra el área de estudios, estas imágenes manejan tres IW, para este caso en particular el VSLP se encontraba dentro del IW1, y en ambas imágenes se seleccionó la polarización VV. Una vez esté completado el correregistro, se debe verificar las bandas que se generan para cada imagen, éstas tendrán un aspecto como se muestra en la Figura 43. Típica visualización de una imagen SAR con moteado o *speckel*.

El siguiente paso es generar el interferograma a partir de ambas imágenes correregistradas de las cuales se crea un archivo único que las contiene a ambas y a sus respectivas bandas de polarización VV, esto se hace a través de la herramienta radar-productos-formación de

interferograma. Este es el proceso que más se tarda el software en realizar, si se tiene una computadora común con alrededor de 16 GB de memoria RAM puede tardar aproximadamente media hora, pero si se cuenta con un servidor potente, esto puede llevarle 5 minutos, debido a que las imágenes SAR tienen gran tamaño.

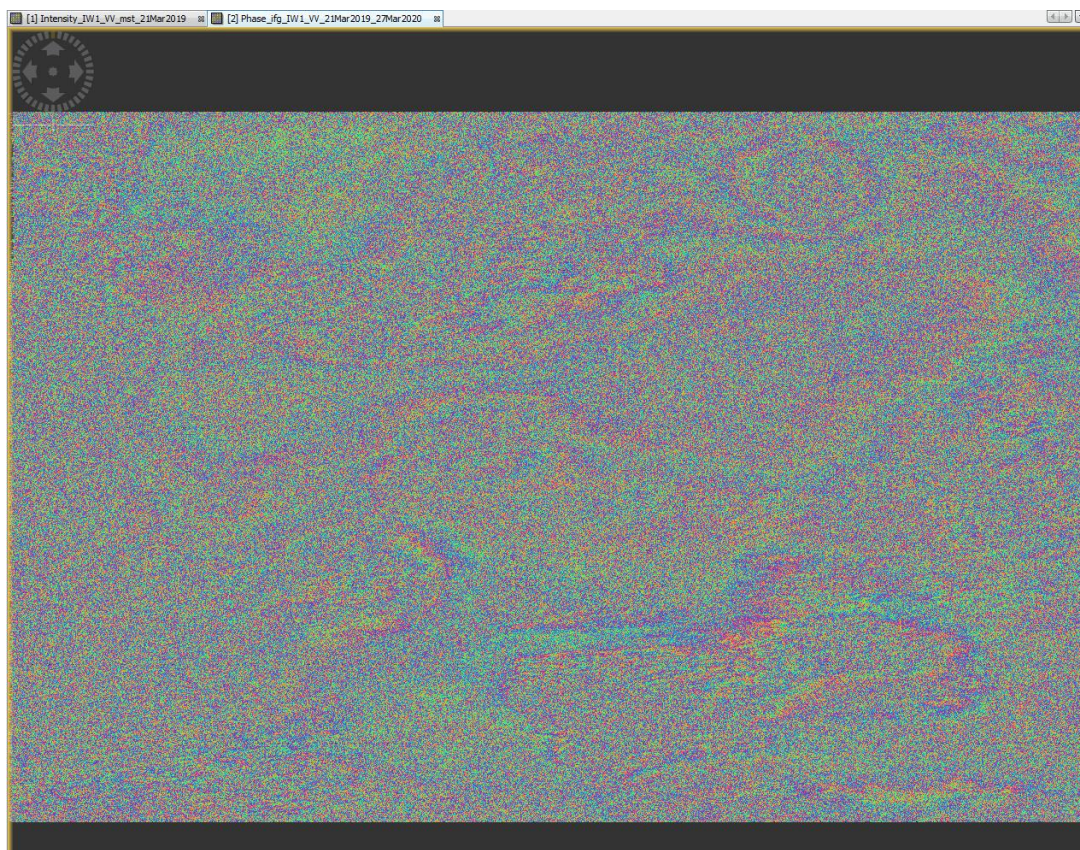


Figura 44. Interferograma generado por SNAP para imágenes del 2019 y 2020.

El interferograma generado se puede observar en la Figura 44. Como se aprecia, ya aparecen las ráfagas de colores, cuando estas se encuentran más juntas entre sí significan que hay mayor deformación, también se puede notar que el efecto moteado continúa en la imagen.

Una vez esté construido el interferograma se realiza el debrust con la finalidad de reducir o mejorar las ráfagas generadas que se observan en la imagen anterior. Posterior a esto, se hace la corrección topográfica, con lo que se obtendrá un producto DInSAR. Esto se ejecuta a través de la herramienta *Radar-Interferometric-Products-Topographic Phase Removal*; en la primera pestaña, se deberá cargar el archivo del debrust generado anteriormente y en la segunda pestaña se podrá escoger el DEM con el que se desee hacer la extracción topográfica, para este caso se escogió el DEM SRTM de 3 segundos que es descargado de manera

automática por el software SNAP, sin embargo, existe la opción de seleccionar y cargar un DEM externo si es de preferencia.

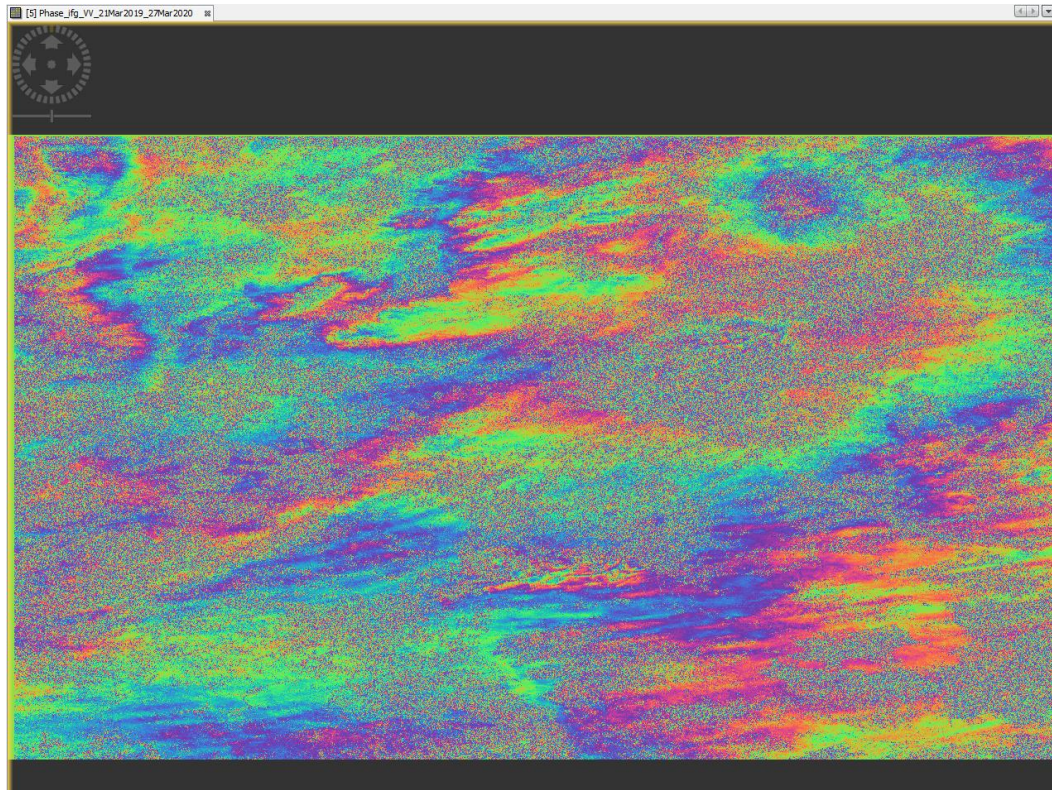


Figura 45. Interferograma 2019-2020 después de haber aplicado el filtrado Goldstein.

Al terminar de remover la fase topográfica, es necesario realizar un filtrado de tipo Goldstein, como se había explicado anteriormente en este capítulo, este filtro se utiliza para reducir el ruido de la fase interferométrica y facilitar el desenrollado en términos de precisión. Este algoritmo permite que las franjas interferométricas se acentúen y se vuelvan más nítidas, es decir, que reduce el efecto de moteado, como se observa en la Figura 45. En algunas zonas se redujo el speckle y se resaltaron, recordando que, para interpretar estas bandas, se debe tener en cuenta que donde se vean más franjas es porque la deformación que hubo fue mayor. A continuación, se realiza el proceso de multilook con la configuración que se muestra en la Figura 46.

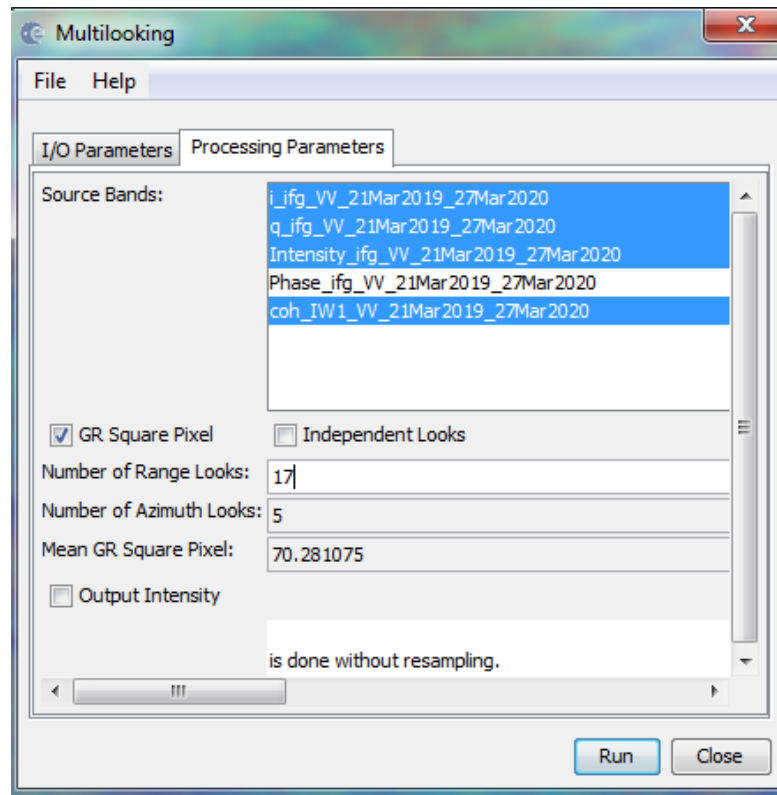


Figura 46. Parámetros del multilook realizado.

Tal como se muestra en la figura anterior, dentro de los parámetros, se escogieron todas las fuentes de bandas ahí seleccionadas (i, q, intensidad y coherencia) sin embargo, no se selecciona la fase, porque esta se deja para un proceso futuro donde se le dará el tratamiento para lograr el desenrollado.

Antes de hacer el desenrollado de la fase, es necesario convertir la banda i del interferograma a través de la herramienta *Raster-Data Conversion-Complex i and q to Phase*, con esto, se crea una banda virtual de la fase. Una vez se tiene esta banda virtual, hay que descargar a través de la página de la ESA la aplicación de *Snaphu*, ya que no viene integrada en el software SNAP. Este algoritmo se usa para hacer el desenrollado de la fase virtual calculada anteriormente. Es necesario copiar la carpeta de la aplicación en el espacio donde se está trabajando. Seguidamente, en SNAP, se sigue la ruta *Radar-Interferometric-Unwrapping-Snaphu Export*, con esta herramienta se exporta la fase, se debe escoger como modelo estocástico el *Smooth* y darle un nombre donde se guardarán los archivos. Luego hay que ir a la carpeta donde se encuentran los ficheros exportados y son copiados dentro de la carpeta de la aplicación *Snaphu* que lleva por nombre *bin*, aquí aparecerá un archivo cuya

extensión es .CONF, este archivo debe abrirse a través de bloc de notas y se copiará el comando para llamar a *Snaphu*, este comando se pegará en CMD sólo después de haber llamado a *Snaphu* en el entorno de CMD. El desenrollado tarda unos minutos en completarse y al finalizar se crea un nuevo fichero nombrado como Unw\_Phase [...] el cual debe abrirse en SNAP a través de la herramienta *Open product*.

Una vez cargado el archivo generado por *Snaphu*, se sigue la ruta *Radar-interferometric-products-phase to displacement*, con esto se consigue traducir la fase desenrollada en valores de desplazamiento o deformación. Una vez terminado se procede a hacer la corrección geométrica de este desplazamiento a través de la herramienta Geometric-Terrain Correction-Range Doople Terrain Correction, como producto ya se visualiza una nueva banda de nombre “desplazamiento” que al abrir muestra una imagen en una paleta de colores con su respectiva deformación. Hacia el panel izquierdo superior de la interfaz de SNAP aparecerá una curva donde se ve cómo es la distribución de los valores de desplazamientos y a que gama de colores corresponde en la banda de desplazamiento desplegada, aquí se puede observar cuál es el valor máximo y el valor mínimo obtenido mediante DInSAR (Figura 47).

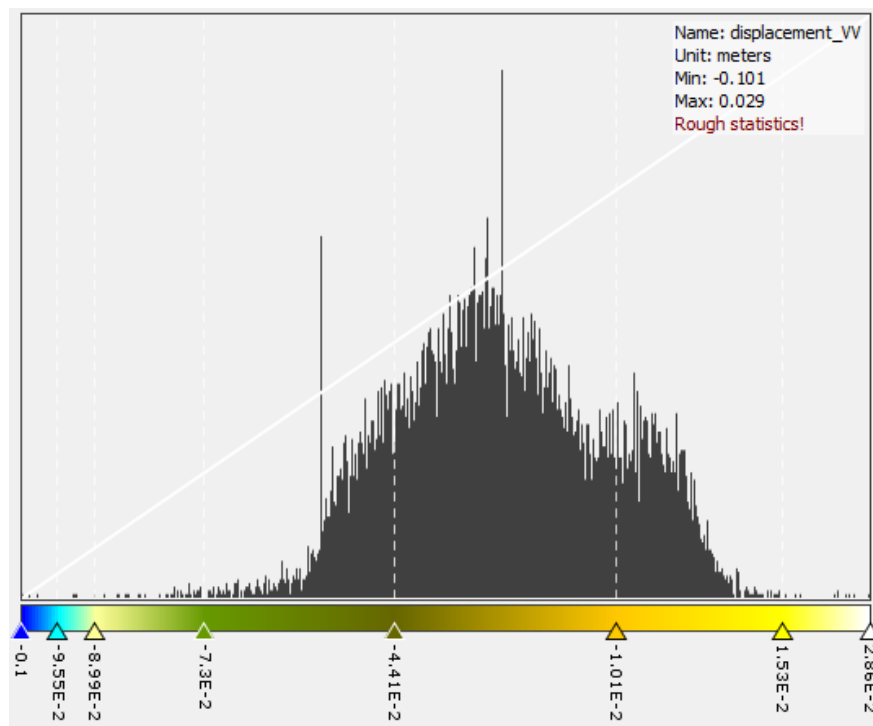


Figura 47. Distribución de los valores de desplazamientos para el interferograma 2019-2020.

Como se puede observar en la figura anterior, los datos tienen una distribución casi normal, el valor mínimo es de -0.101 m y el valor máximo de desplazamiento es de 0.029 m, esto quiere decir, que el máximo de hundimientos para ese periodo es de aproximadamente 10 cm, y que hubo levantamientos cerca de los 3 cm. Por otro lado, la mayoría de las deformaciones se encuentran en un rango entre -1.01 cm y -4.4 cm según la gráfica de distribución.

Si se analiza que para un año se tuvo una deformación máxima de -10 cm este dato puede parecer alarmante respecto a las condiciones reales de la zona de estudio, donde en efecto es poco probable tener hundimientos de esta magnitud sólo para el transcurso de un año, por tanto, aquí es importante tener en cuenta que el proceso realizado es DInSAR, y que SNAP no considera la fase atmosférica del interferograma, sino que únicamente tiene en cuenta la extracción de la fase topográfica con ayuda de un DEM. Como se muestra en los interferogramas construidos durante el periodo 2016-2020 (Figura 48).

En estas imágenes los artefactos atmosféricos (ruido) pueden estar enmascarando los resultados de los hundimientos y de los levantamientos, ya que al cambiar el índice de difracción en donde se mueve la onda, disminuyendo la velocidad con que regresa, puede interpretarse como un hundimiento en algunas zonas. Esta es la razón principal por la cual se realizó un análisis de las imágenes Sentinel-1 con la técnica CPT en el capítulo 5, la cual sí considera la influencia de la fase atmosférica en el procesamiento.

Como se aprecia en la Figura 48, las manchas rojas y naranjadas que hacen referencia a la zona de subsidencia varían mucho en tamaño y ubicación año con año, esto se debe muy probablemente a que no se hizo un filtrado de atmósfera, como ha explicado anteriormente. Sin embargo, se puede concluir que la zona más afectada por los hundimientos se mantiene en el tiempo y los municipios de San Luis y Soledad de Graciano Sánchez aparecen afectados, hacia la parte central y occidental. A pesar de que SNAP y su técnica de DInSAR no es muy exacta en el cálculo de las deformaciones, debido a que únicamente realiza interferogramas sueltos, y para tener buena certidumbre de los resultados se requiere que las imágenes adquiridas se obtengan bajo muy buenas condiciones climáticas y atmosféricas, nos puede brindar una idea aproximada de cómo son las deformaciones y cuáles son las zonas más afectadas.

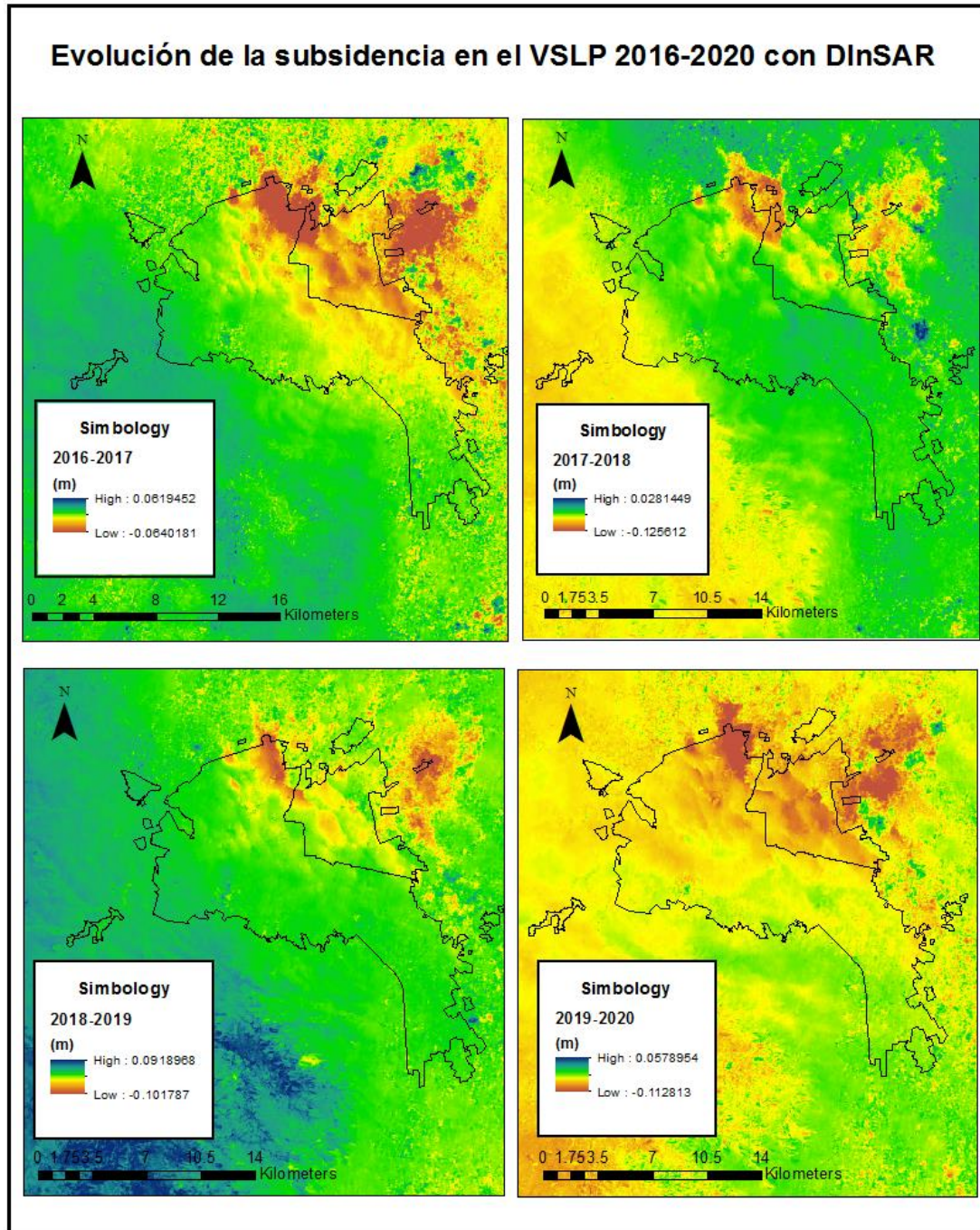


Figura 48. Evolución de la subsidencia en el VSLP para el periodo 2016-2020 con DInSAR (Elaboración propia).

Estos resultados son importantes, ya pueden asociarse con los resultados que se han obtenido en los capítulos 2 y 3 en donde las zonas con mayor espesor de sedimentos altamente deformables y en dónde actualmente existe mayores decaimientos de los niveles piezométricos del acuífero están coincidiendo con estas zonas en donde la interferometría diferencial está mostrando mayores magnitudes de hundimientos dentro del VSLP.



## CAPÍTULO 5. ANÁLISIS DE LA SUBSIDENCIA EN EL VALLE DE SAN LUIS POTOSÍ A TRAVÉS DE “COHERENT PIXELS TECHNIQUE” (CPT) Y VALIDACIÓN CON DATOS “GLOBAL NAVIGATION SATELLITE SYSTEM” (GNSS).

### 11.1. Descripción de la técnica CPT.

Como se ha mencionado en capítulos anteriores, un radar de apertura sintética (SAR) es un sensor que está habilitado para adquirir imágenes de alta resolución desde las plataformas espaciales donde se encuentran instalados, independiente de las condiciones atmosféricas y de si haya o no luz solar en el momento de la adquisición. El siguiente nivel en la tecnología SAR es el desarrollo de la técnica de interferometría diferencial (DInSAR), la cual se ha aplicado en el capítulo anterior para medir la deformación en el Valle de San Luis Potosí, a través del software SNAP desarrollado por la ESA. En investigaciones anteriores alrededor del mundo y durante los últimos años, esta técnica ha arrojado buenos resultados para el análisis de las deformaciones terrestre y se ha aplicado en distintas disciplinas como la vulcanología, sismología y por supuesto, la subsidencia antropogénica. Un interferograma diferencial se diferencia del interferograma común porque su componente topográfico ha sido removido, esto se hace calculando el ruido producto de la topografía a partir de un DEM preexistente, con el cual es corregida la fase topográfica. Sin embargo, la fase interferométrica está compuesta de otros términos que pueden contener información oculta deseada, lo ideal es que durante las técnicas de procesamiento se pueda aislar únicamente el término de deformación del resto del conjunto que conforma la fase interferométrica. La ecuación 19 muestra los términos que componen la fase (Blanco-Sánchez, Mallorquí, Duque, & Monells, 2008):

$$\phi(T, B_n, \Delta f_{dc}) = \frac{4\pi}{\lambda_k} \cdot (v \cdot T + \beta) + \frac{4\pi}{\lambda_k} \frac{B_n}{r_0 \sin \theta} \cdot \varepsilon - \frac{2\pi}{v_s} \Delta f_{dc} \cdot az + n_{atm} + n$$

*Ecuación 19. Términos que componen la fase interferométrica.*

En donde,  $\phi$  es la fase interferométrica en un pixel,  $\lambda_k$  la longitud de onda,  $T$  y  $B_n(T)$  son respectivamente la línea base temporal y perpendicular, es decir, el intervalo que existe entre ambas adquisiciones y la separación espacial de las dos órbitas;  $v$  es la velocidad de deformación,  $\beta$  es la deformación no lineal,  $r_0$  es la distancia del objetivo del sensor o el

rango,  $\theta$  es el ángulo de incidencia local,  $\varepsilon$  es el error DEM,  $v_s$  es la velocidad del sensor,  $\Delta f_{dc}$  es la diferencia del centroide Doppler entre las dos imágenes del interferograma,  $az$  es la posición de azimut del dispersor (PS) con respecto al centro del pixel,  $n_{atm}$  corresponde a los objetos de la fase atmosférica y  $n$  es el ruido de la decorrelación (Blanco-Sánchez et al., 2008).

El primer término de la ecuación consiste en la contribución de la fase interferométrica a la deformación y está compuesta en dos términos; deformación lineal y otro no lineal. El segundo término representa la fase debido a la topografía no compensada durante la formación del interferograma, es decir, las imprecisiones del DEM producen como consecuencia una fase residual topográfica que es conocida también como error DEM, esto depende de la separación de la línea de base espacial (LOS) y entre mayor sea la separación de las órbitas, más sensible es la fase topográfica a tener errores. El tercer término, que es la fase del centroide Doppler, únicamente es utilizado para trabajar con PS. El cuarto término es la pantalla de fase atmosférica y esta es causada por las diferentes condiciones de propagación atmosférica en ambas imágenes, por ejemplo, la velocidad de las olas puede causar algo similar a lo que se conoce como topografía fantasma. El último término incluye todas las fuentes de decorrelación o degradación de la calidad de la fase, esto incluye el ruido causado por fuentes de error que tienen una longitud de correlación pequeña, de todos los más importantes son la línea de base o decorrelación geométrica que es producto de la diferencia en los ángulos de incidencia de ambas adquisiciones, el efecto se acentúa con la longitud de LOS, ya que entre más grande sea la LOS se producirán interferogramas inservibles. Por otro lado, está la decorrelación temporal que es causada por los cambios en el terreno, los cuales afectan las características de retrodispersión de la superficie y su efecto se acentúa con la línea de base temporal, debido a que entre más pase el tiempo es más probable que se presenten cambios en el terreno (Blanco-Sánchez et al., 2008).

En la búsqueda de mejorar las limitaciones que presentaba DInSAR se empezó a desarrollar lo que se conoce como algoritmos DInSAR de imágenes múltiples o MI DInSAR. El objetivo de esta técnica es observar el área de interés por un largo tiempo y adquirir de manera regular un número considerado de imágenes SAR, para construir un conjunto de interferogramas que contengan información sobre la evolución de la deformación en dicha área de estudio. Como consecuencia, lo que se obtendrá al combinar estas imágenes es un

conjunto de adquisiciones maestro y esclavo que incluirá información sobre el incremento positivo o negativo de la deformación. Esta técnica presenta varias ventajas respecto a su antecesora, tales como, poder tener una diversidad de línea de base temporal y espacial que sirve para estimar correctamente la topografía residual y el componente lineal de la deformación, esto también puede ser útil para recuperar el término no lineal de la deformación; y poder minimizar el efecto de los artefactos atmosféricos en la estimación de la deformación respecto a tener un interferograma único (Blanco-Sánchez, 2009).

Coherent Pixel Technique (CPT) es un algoritmo que desarrolló la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC) como un método para poder medir los movimientos lineales y no lineales de un conjunto de interferogramas diferenciales y que pertenece a los algoritmos utilizados en MT InSAR. Esta técnica es capaz de extraer el error del DEM para cada pixel (m), el término de deformación lineal (cm/año), la deformación absoluta de cada pixel (m), y la pantalla de fase atmosférica de cada imagen (rad) (Domínguez, Romero, Carrasco, Martínez, & Mallorquí, 2004). El funcionamiento del algoritmo CPT se puede dividir en cuatro fases principales, las dos primeras constituyen a la generación de un conjunto de interferogramas y la selección de píxeles de calidad, de esta manera se selecciona de manera adecuada los datos a procesar de todos lo que hay disponibles. Los dos últimos pasos comprenden el método por el cual CPT extrae la información que es útil, es decir, la serie temporal de deformación a partir de los interferogramas diferenciales, y los términos lineales y no lineales que se calculan por separado, pero que a su vez resultan ser complementarios (Blanco-Sánchez et al., 2008). A continuación, se describen brevemente los pasos que sigue CPT para el procesamiento de los interferogramas y la extracción de la deformación lineal y no lineal.

#### **11.1.1. El algoritmo Coherent Pixel Technique.**

Como se ha mencionado anteriormente, este algoritmo se puede dividir en dos partes principales, la extracción de los componentes de la deformación lineal y no lineal. El primer término lineal se refiere a la velocidad media y el error topográfico DEM, este puede calcularse a través de un ajuste en una función modelo sobre los píxeles que se seleccionan con anticipación utilizando criterios de coherencia. El segundo componente que es el no lineal, puede estimarse mediante un filtro espacio-temporal y el uso de SVD (descomposición

de valores singulares) esto permite trabajar con grupo de imágenes desconectados, por ejemplo, datos de sensores diferentes, proporcionando una solución de norma mínima, con SVD se calcula la contribución de movimiento de cada imagen individual a partir de los componentes de movimiento de los interferogramas (Mora, 2003). La Figura 49 muestra un esquema del procedimiento que usan algoritmos de este tipo para el procesamiento de imágenes SAR.

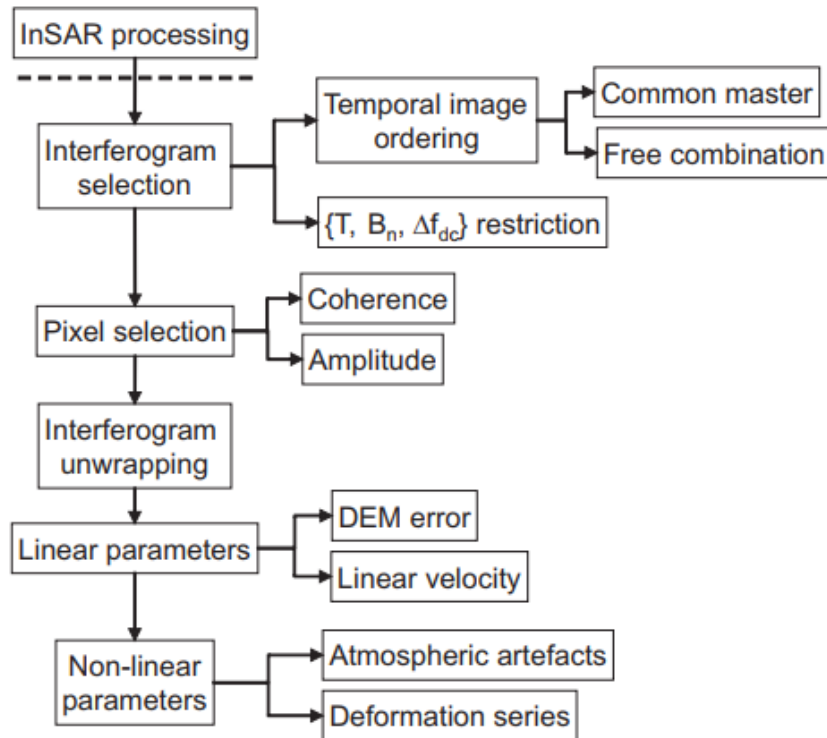


Figura 49. Esquema general usado en los algoritmos MI DInSAR (Blanco-Sánchez, 2009).

### 11.1.2. Método de selección del conjunto de interferogramas.

Lo primero que hay que hacer para crear el conjunto de interferogramas es realizar todas las combinaciones posibles entre las imágenes disponibles. De este proceso resultarán algunas combinaciones inservibles o descartables, ya sea porque tengan líneas de bases temporales o espaciales muy grandes o frecuencias del centroide Doppler que son incompatibles para determinados pares de imágenes (Figura 50). CPT utiliza la triangulación 3D de Delaunay para optimizar este proceso de selección, esta triangulación relaciona todas las imágenes con las líneas de bases espaciales y temporales mínimas y la diferencia del centroide Doppler que maximiza la calidad de fase de los interferogramas generados. Como

los triángulos no pueden traslaparse entre sí, como consecuencia el número de interferogramas se ve reducido. En esta sección el objetivo es seleccionar la mejor combinación de imágenes que resulten en interferogramas con la mejor coherencia, encontrando el mejor árbol de expansión mínima o Minimum Spanning Tree (MST), de la triangulación 3D, en donde la coherencia se usa para calcular una función que minimizará el proceso de selección. Un MST garantizará que el conjunto de interferogramas resultante conecta todas las imágenes disponible con la ruta óptima (Blanco-Sánchez et al., 2008)

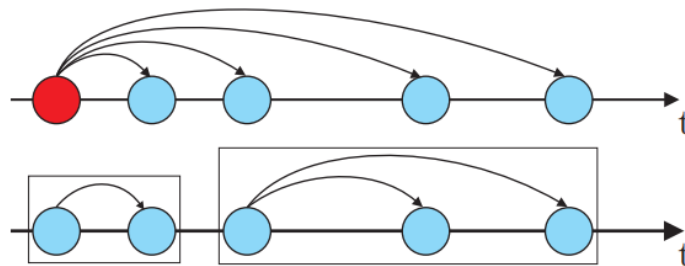


Figura 50. Conjunto de imágenes que presentan dos temporalidades diferentes, en la parte superior los interferogramas se crean a partir de una imagen master, mientras que en la parte superior se combinan entre ellas y así se pueden generar diferentes subconjuntos, con restricciones de temporalidad más acotadas (Blanco-Sánchez, 2009).

### 11.1.2.1. Triangulación de imagen 3D

El objetivo del método de selección del conjunto de interferogramas es seleccionar el número mínimo de interferogramas que tenga la mejor calidad en general, es decir, una alta coherencia y distribuciones uniformes. Para esto, todas las imágenes disponibles se colocan dentro del espacio 3D, cuyos ejes están conformados por la línea de base espacial (baseline,  $B_n$ ), el tiempo de adquisición de las imágenes (time,  $t$ ) y la frecuencia Doppler ( $f_{dc}$ ), como se muestra en la Figura 51. Para la línea de base espacial se utiliza una imagen de referencia para calcular los valores de  $B_n$ , esta es la imagen que se usa como referencia en el proceso de corrección también, a partir de este punto, se realiza una triangulación 3D de Delaunay de las imágenes disponibles en el espacio ( $B_n$ ,  $t$ ,  $f_{dc}$ ), así, cada arco que conecta un par de imágenes representa un interferograma.

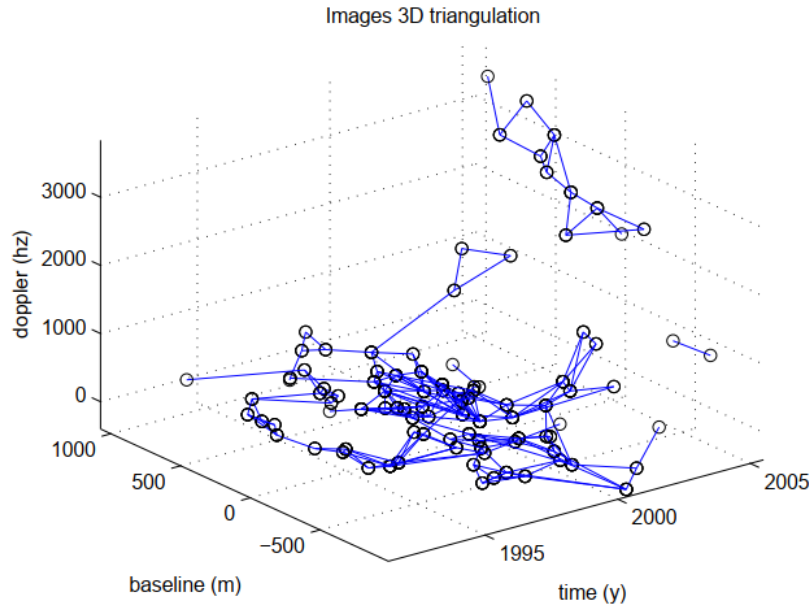


Figura 51. Representación en 3D del espacio  $(B_n, t, f_{dc})$  para 219 interferogramas a través de la triangulación de Delaunay; cada línea azul representa un interferograma y cada punto una imagen (Blanco-Sánchez, 2009)

El objetivo principal de la triangulación es reducir la gran cantidad de interferogramas que se realizan partiendo de todas las combinaciones posibles, para así reducir el tiempo de cálculo. Con esta selección se consigue minimizar las líneas de bases temporales espaciales, así como la diferencia de frecuencia Doppler, lo que favorece a una disminución en la decorrelación. Después de ejecutar la triangulación sólo se seleccionarán aquellos interferogramas con una línea de base espacial, una línea de base temporal y una diferencia de frecuencia Doppler que estén por debajo de un valor límite dado. A partir de estos valores específicos se obtendrán también cierto número de subconjuntos de imágenes (Blanco-Sánchez, 2009).

#### 11.1.2.2. *Minimum Spanning Tree (MST)*

Aun después de la triangulación 3D se seguirá teniendo un conjunto de interferogramas grandes, por tanto, se realiza otra selección, cuyo objetivo es obtener el mejor conjunto de interferogramas en función de su calidad y cancelar la información que resulte redundante. Hay que tener en cuenta que la redundancia en este caso no es mala, ya que entre más interferogramas se tengan, habrá mayor información a disposición, sin embargo, por cuestiones de tiempo de procesamiento, se busca optimizar este conjunto final.

En esta sección el objetivo es encontrar el árbol de expansión mínimo (MST) de la triangulación 3D. Se sabe que la triangulación 3D representa un árbol, o una red de nodos conectados, donde se asigna un peso para cada conexión, en donde los nodos corresponden a las imágenes, los arcos o líneas que unen estos nodos representan los interferogramas y la calidad de los interferogramas vendría siendo la función de costo. Por tanto, el árbol de expansión mínima es la ruta que conecta todos los nodos que tienen la menor suma de pesos entre todas las rutas posibles y la función de costo de cada arco se modela en función de la coherencia geométrica  $\gamma_{geom}$  y los factores de decorrelación del centroide Doppler  $\gamma_{dc}$ , como se muestra en la ecuación 20 (Blanco-Sánchez, 2009):

$$f_{cost} = (1 - \gamma_{geom}) \cdot (1 - \gamma_{dc})$$

*Ecuación 20. Función costo.*

En la anterior ecuación el factor de decorrelación temporal es omitido debido a la dificultad de estimar la constante de descomposición que depende del objetivo observado, para remediar como se fija una línea de base temporal máxima se supone que la decorrelación temporal se reduce en los interferogramas seleccionados por MST (Blanco-Sánchez, 2009).

### **11.1.3. Criterio de selección de pixel.**

No existe una uniformidad de calidad de fase para todos los píxeles del interferograma, debido a que las fuentes de decorrelación dependen de varios factores, tales como las características del terreno, las edificaciones, cambios en las actividades humanas o la ocurrencia de desastres naturales. A causa de esto, el algoritmo diferencial no puede hacerse sobre todos los píxeles, así que, es necesario seleccionar dentro del área de estudio algunos píxeles confiables de todos los que componen el conjunto interferométrico. Para la selección de píxeles se utilizan dos criterios que estiman la calidad de fase: la estabilidad de coherencia y la dispersión de la amplitud (Blanco-Sánchez et al., 2008).

#### **11.1.3.1. Criterio de estabilidad de coherencia.**

Este criterio es un estimador de la calidad de fase, y se basa en un promedio o “multilook” de la fase interferométrica, sin embargo, la desventaja que ofrece es que la resolución espacial se reduce, dependiendo del factor de multilook (10, 25, 80). Este método está soportado en la estabilidad de los píxeles del conjunto de interferogramas, usando curvas

que relacionen la coherencia con la desviación estándar de la fase para cada valor de multilook seleccionado. Cuando se escoge un valor umbral de la coherencia que garantiza una calidad de fase mínima, entonces el criterio selecciona todos aquellos píxeles que cumplan este umbral dentro de un cierto porcentaje de interferogramas (Duque, Mallorqui, Blanco, & Monells, 2007). Recordando del capítulo anterior que la coherencia se calcula después de que se haya eliminado las franjas relacionadas con la topografía y la tierra plana, por lo que puede considerarse un buen estimador (Mora, 2003).

### ***11.1.3.2. Método de la amplitud.***

Este enfoque calcula la desviación estándar de cada pixel a partir de la estabilidad de su amplitud temporal, preservando su resolución espacial máxima, con la finalidad de encontrar dispersores persistentes (PS). A diferencia del método de la estabilidad de coherencia que busca objetos distribuidos que sean estables. Un dispersor persistente es una estructura que tiene una respuesta isotópica ideal, es decir, que no se ve afectado por la geometría, por el centroide Doppler, ni por la decorrelación temporal, por ejemplo, este puede tratarse de un edificio, una esquina, una estatua o una roca en particular. La estabilidad de la fase de un pixel puede ser asociado a su dispersión, y para una alta relación señal-ruido, esta señal se puede asociar a la amplitud de la dispersión del pixel, como se muestra en la ecuación 21 (Blanco-Sánchez et al., 2008):

$$\sigma_{\phi} \approx \frac{\sigma_A}{m_A} \equiv D_A$$

#### ***Ecuación 21. Ecuación del estimador la dispersión de la amplitud.***

En donde,  $\sigma_{\phi}$  es la dispersión de la fase,  $m_A$  es la media y  $\sigma_A$  es la desviación estándar de los valores de amplitud del pixel. Cuanto mayor sea el número de imágenes que se utilicen, más confiable resultará el análisis estadístico, para esto, es recomendable por lo menos usar 30 escenas. Durante el proceso, en general, se consideran aquellos objetos que presenten un  $D_A$  menos a 0.25. Y es necesario que antes de que se haga el análisis estadístico ya se haya completado la corrección radiométrica de las imágenes. La ventaja que presenta sobre el criterio de coherencia es que el promedio (multilook) puede causar la pérdida de dispersiones aisladas, las cuales pueden ser detectadas a través del criterio de amplitud, el cual además es recomendable usarse en escenarios urbanos, ya que facilita la ubicación de PS; la desventaja



de este criterio de amplitud es que si se tiene un número pequeño de escenas, el estimador  $D_A$  no es confiable (Blanco-Sánchez et al., 2008).

Es importante considerar que algunos de los píxeles seleccionados en este paso pueden ser descartados si más adelante no se ajustan al modelo lineal; el tamaño de la ventana espacial que es utilizada para calcular la coherencia es lo que establece la resolución final de los mapas de deformación, un ejemplo de este tamaño de ventana puede ser 4x16 o 5x25 (rango por azimuth), hay que tener en cuenta que si las dimensiones de la ventana son demasiado pequeñas, entonces, la coherencia calculada sobreestimaré la calidad de la fase (Mora, 2003).

#### **11.1.4. Estimación de la deformación lineal.**

Como existen diferentes desfases entre el conjunto del interferograma, es difícil usar la fase de píxeles, ya que estas compensaciones se pueden calcular en áreas estables de alta coherencia que no hayan sido afectadas por la deformación o por objetos atmosféricos. Sin embargo, para el caso contrario, CPT ha solucionado este problema mediante la triangulación de Delaunay para quitar el efecto de compensación, como se explicó anteriormente; y para reducir los efectos atmosféricos, se establece una longitud de arco máxima al momento de realizar la triangulación, esta distancia máxima establecida entre los nodos conectados depende del valor asumido para la distancia de decorrelación de la atmosfera, la cual toma el valor generalmente de 1 km (Blanco-Sánchez et al., 2008). La ventaja de la triangulación es que se omite el proceso de desenrollamiento de la fase inicial (unwrapping) la fase de los arcos que relacionan los nodos de triangulación son los incrementos de dichos nodos, y estos se ajustan a un modelo lineal, el cual incluye el incremento de la velocidad lineal de deformación, el incremento del error DEM y la diferencia Doppler entre nodos. A continuación se sigue un proceso de integración a través del Método de gradiente conjugado (CGM) para dar valores absolutos, esto para poder nivelar correctamente los valores de velocidad y error DEM a partir de los valores que se conocen con precisión. Y para finalizar, se hace un procesamiento de múltiples capas con el objetivo de mejorar la calidad de los datos, las capas de pixel son agregadas iterativamente y de manera sucesiva; de esta manera las capas que tienen menor calidad se complementan con los resultados obtenidos con las que tienen mayor calidad. Y es así como se puede estimar la confiabilidad de la velocidad

lineal y las series de tiempo para cada pixel (Duque et al., 2007). A continuación, se mencionarán brevemente los pasos que se siguen para la extracción del componente lineal:

#### 11.1.4.1. Función ajuste del modelo $\Gamma$ .

Esta función “ $\Gamma$ ” se utiliza para calcular los valores de velocidad lineal de la deformación del nodo “ $\Delta v$ ”, error DEM del nodo “ $\Delta \varepsilon$ ”, posición de subpixel de objetivo azimut “ $\Delta \xi$ ” (término de fase proporcional al centroide Doppler y la distancia de desacoplamiento máximo del PS) minimizando dicha función que se define para cada arco como se expresa en la ecuación. La minimización  $\Gamma$  se emplea utilizando el método del gradiente conjugado (MCG) que aumenta la precisión y velocidad de procesamiento, donde se prueba un vector con valores de prueba para cada uno de los parámetros establecidos en la triangulación Delaunay (Blanco-Sánchez, 2009).

$$\Gamma(arc_{m,n}; T, B_n, \Delta f_{dc}, \Delta v, \Delta \varepsilon, \Delta \xi) = \sum_{i=1}^N \left| \exp[-j(\Delta \phi_i(arc_{m,n}))] - \exp[-j(\Delta \phi_{i,model}(arc_{m,n}))] \right|^2$$

*Ecuación 22. Función de ajuste de modelo  $\Gamma$ .*

La minimización de  $\Gamma$  proporciona un par de valores de velocidad y de error DEM, incluyendo las fases aleatorias; por tanto, es necesario evaluar la calidad de las soluciones para poder descartar aquellas que sean incorrectas. De manera similar como lo hace la función de coherencia que se mueve en el intervalo [0,1], en donde el 1 es el valor donde el modelo se ajusta perfectamente a los datos, mientras que 0 se refiere a decorrelación total. Así los arcos que presenten un valor que se encuentra por debajo de cierto umbral o límite serán rechazados y no harán parte del proceso de integración (Blanco-Sánchez, 2009).

#### 11.1.4.2. Proceso de integración.

Luego de haber calculado  $\{\Delta v, \Delta \varepsilon, \Delta \xi\}$ , se hace necesario realizar un proceso de integración para poder obtener los valores absolutos para cada uno de los pixeles seleccionados de los arcos que pasaron los filtros. Para esto es necesario que exista de manera preliminar una red de arcos densa y de calidad para estimar mejor los parámetros lineales para cada punto, esto se lleva a cabo a través de varias estrategias como se describirá a continuación.

#### 11.1.4.3. Integración CGM.

En un principio la integración se basaba en un algoritmo de tipo región en crecimiento (RG). En donde el punto de partida era un o varios puntos de referencia que tenían al coherencia y se denominan “semilla”. A partir de estos, todas las rutas que cubren los pixeles seleccionados se extienden a través de aquellas relaciones que superen el umbral de coherencia del modelo, sin embargo, estos algoritmos presentaban dos problemas principales y eran que dependían de la ruta y eran lentos. Para optimizar esto se implementó el algoritmo de integración basado en el gradiente conjugado (CGM), en donde la solución no depende de la ruta y, es más rápida que la RG porque se basa en la minimización del error medio de todos los valores absolutos. Este algoritmo parte de una matriz diagonal “C” que contiene los valores de cada arco de dimensiones  $M \times N$  (donde M es el número de relaciones y N es el número de pixeles) pasando por algunas transformaciones y a través de un proceso de búsqueda reiterativo, como producto final genera un vector  $x$  que representa los valores absolutos lineales de los parámetros  $\{\Delta v, \Delta \epsilon, \Delta \xi\}$  (Blanco-Sánchez, 2009).

Los valores de velocidad de la “semilla” corresponderán a puntos cuyo comportamiento de la deformación es conocido, por ejemplo, un pixel estable sería un candidato idóneo. Con respecto al error DEM los valores de la semilla tienen que seleccionarse de puntos donde se conoce con precisión el DEM empleado para extraer la topografía, para esto, es recomendable elegir áreas planas, que son lugares donde la precisión del DEM es mayor, asumiendo que la topografía residual está muy cerca de cero (Blanco-Sánchez, 2009).

Para poder realizar un buen proceso de integración es prescindible tener arcos de alta calidad y alta densidad de arco espacial. Muy parecido a los requisitos que se exigen para la semilla y su ubicación, pues es importante que el punto de referencia tenga un valor confiable, sino la calidad del arco entre este y sus vecinos será baja y como consecuencia conllevará a la propagación de errores de estimación. También, los errores de estimación se reducirán si el punto de referencia está dentro un área densa y altamente coherente; lo que sucede al tener áreas de poca densidad aumentará la posibilidad de que al triangular los pixeles elegidos algunas áreas pueden quedar aisladas o conectadas con el resto con arcos de baja calidad. En esta situación puede suceder que al integrar los incrementos para obtener la velocidad

absoluta y el error DEM pueden aparecer desplazamientos incorrectos desencadenando una estimación desacertada en desplazamientos absolutos (Blanco-Sánchez, 2009).

#### 11.1.4.4. *Procesamiento multicapa (multi-layer processing).*

Como se ha mencionado antes, la precisión de los valores  $\{\Delta u, \Delta \varepsilon, \Delta \xi\}$  depende de la calidad y la densidad de los píxeles seleccionados y sus arcos correspondientes. El procesamiento multicapa se aplica para permitir que los píxeles de menor calidad se beneficien de la mayor precisión en la estimación de los parámetros de píxeles. Durante este procesamiento, los píxeles seleccionados se dividen en diferentes capas según su calidad con respecto a la coherencia y el valor de dispersión de amplitud. Luego, a partir de la capa superior el bloque lineal se ejecuta iterativamente agregando capas sucesivas, por lo que los valores absolutos de  $\{\Delta u, \Delta \varepsilon, \Delta \xi\}$  obtenidos en cada capa actúan como valores semilla para el siguiente proceso de integración (Blanco-Sánchez, 2009).

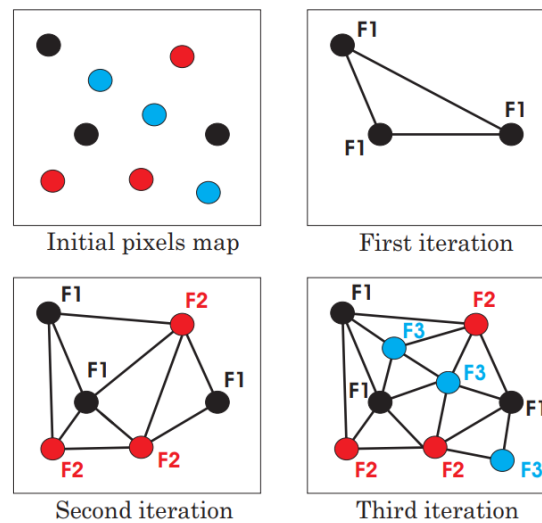


Figura 52. Mapa de píxeles seleccionados.

En la Figura 52 se muestra un mapa de píxeles y cómo va evolucionando con cada iteración, los píxeles de mejor calidad son los negros, los de calidad media son rojos y los de baja calidad en azul. El procesamiento multicapa mejor los resultados lineales y aumenta la densidad de píxeles mientras le da una etiqueta de calidad a cada uno. Este ejemplo es con tres capas que corresponde a cada iteración, al final de las iteraciones se obtienen los mapas absolutos  $\{\Delta u, \Delta \varepsilon, \Delta \xi\}$  de todos los píxeles seleccionados. Como se puede observar todas las capas se benefician del procedimiento iterativo, porque la capa de mejor calidad no se

contamina con la de peor calidad, y esta última se beneficia de la mejor estimación que se obtiene de la primera (Blanco-Sánchez, 2009).

#### 11.1.4.5. Test de integración.

Después de haber calculado los parámetros lineales  $\{v, \epsilon, \xi\}$  de los pixeles seleccionados, se realiza un prueba o test de calidad sobre los valores estimados para así evaluar los errores que pudieron presentarse durante la integración. Como los pixeles se seleccionan a partir de un valor umbral en el porcentaje de interferogramas de calidad, algunos pixeles seleccionados de interferogramas de baja coherencia pueden incluirse en el proceso de cálculo de los parámetros lineales, así que, para evitar considerarlos se evalúa el esfuerzo residual entre los incrementos de los parámetros lineales que se calculan a través de la minimización  $\Gamma$  y los valores absolutos de la integración, estableciendo un valor máximo para cada uno de ellos, con lo que se descartan todas las relaciones que superen cualquiera de estos umbrales establecidos (Blanco-Sánchez, 2009).

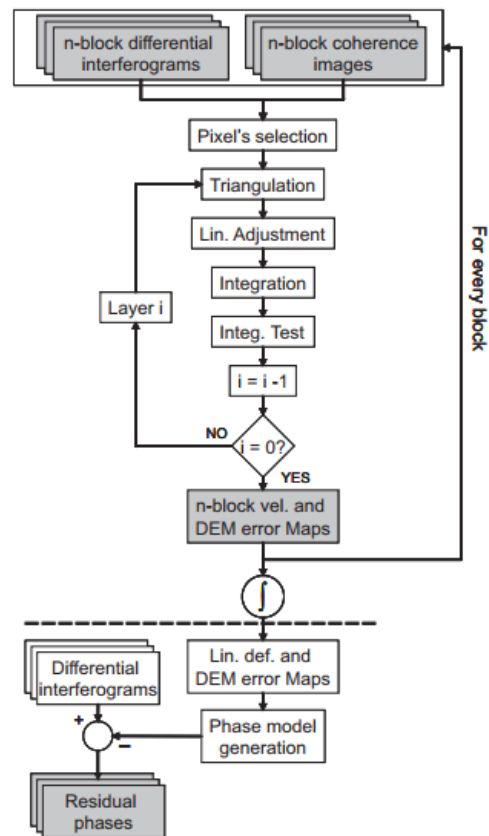


Figura 53. Diagrama de cálculo del componente lineal a través del logaritmo CPT.

### 11.1.5. Estimación del término no lineal de deformación.

Al finalizar el cálculo de la componente lineal se obtendrán tres resultados que son la deformación lineal, el mapa de error DEM y la posición azimutal de cada subpixel de objetivo, como se describió en el apartado anterior. Estos productos son útiles para limpiar la fase diferencial, extrayendo los términos no lineales, para esto, en primer lugar hay que calcular los residuos de la fase  $\phi^k$  restando los términos de la fase lineal que se calcularon previamente de las fases interferométricas originales. Las fases residuales se calculan únicamente en los pixeles coherentes que se han seleccionado en las distintas pruebas de calidad. Luego de esto, los residuos de la fase pueden expresarse como se muestra en la ecuación 23. (Blanco-Sánchez, 2009).

$$\phi_{residue}^k(T_i, x, y) = \phi_{atmos}^k(T_i, x, y) + \phi_{nonlinear}^k(T_i, x, y) + \phi_{noise}^k(T_i, x, y)$$

*Ecuación 23. Términos que componen la fase residual.*

Los términos más importantes de esta ecuación son los artefactos atmosféricos  $\phi_{atmos}^k$  y las deformaciones no lineales  $\phi_{nonlinear}^k$ . Ambos se pueden separar debido a sus diferentes características de frecuencia en el espacio y el tiempo como se explicará más adelante.

#### 11.1.5.1. Perturbaciones atmosféricas:

Este término se considera como una señal de baja frecuencia espacial en cada imagen, debido a que su distancia de correlación es aproximadamente 1 km, como se había mencionado en el capítulo 3. No obstante, para cada fecha de adquisición, las condiciones atmosféricas pueden considerarse aleatorias, por tanto, puede modelarse como un proceso blanco en el tiempo.

#### 11.1.5.2. Deformación no lineal:

Este término tiene una ventana de correlación más estrecha que los objetos atmosféricos y un comportamiento de señal de paso bajo en el tiempo.

Las combinaciones de filtros temporales y espaciales, pueden extraer las pantallas de la fase atmosférica para cada imagen y los términos no lineales de deformación (Domínguez et al., 2004).

El primer paso es realizar un filtro de paso bajo, aplicando una ventana promedio bidimensional de 1 km x 1 km, esta es la distancia de correlación típica de la atmósfera; dicho filtro se aplicará únicamente a los píxeles seleccionados. Cuando se ha aplicado varios filtros a un interferograma este se hace más fácil de desenrollar, existen diferentes métodos de “unwrapping” como el crecimiento regional (RG) el cual depende de la ruta, por lo que depende mucho de la calidad de los píxeles y su distribución espacial: el método de los cuadrados mínimos medios ponderados (WLMS), pero no funciona con puntos dispersos, por último, el método del gradiente conjugado (MCG), el cual sí funciona para puntos dispersos, por tanto, se realiza una interpolación a partir de la fase residual de píxeles seleccionados, de esta manera, entre mayor sea la densidad de los píxeles coherentes, mejor será su rendimiento (Blanco-Sánchez, 2009).

Cuando se conoce la pantalla de fase atmosférica se puede proceder a eliminarla de las fases recuperadas con el SVD (descomposición de valores singulares) que es la factorización de la matriz del componente residual. Teniendo la información temporal absoluta se puede aplicar un filtro temporal de paso alto para reducir la contribución atmosférica y aislar la deformación no lineal de baja resolución espacial (SLR). Luego, se aplica un filtro triangular de ancho variable, donde el mayor reto es definir la frecuencia límite o de corte para discriminar el desplazamiento atmosférico del desplazamiento no lineal, ya que los artefactos atmosféricos pueden aparecer en todas las frecuencias, muchas veces el valor de la frecuencia escogido se hace en una función del patrón de deformación detectado. El procedimiento a seguir es obtener la componente de deformación no lineal de alta resolución espacial (SHR), aplicando un filtrado de manera similar a como se ha obtenido la componente atmosférica y la componente no lineal SLR (desenrollado +SVD + filtrado temporal) (Blanco-Sánchez, 2009).

Al finalizar, la evolución de la deformación temporal se obtiene sumando los tres componentes estimados: la deformación lineal, los términos de deformación no lineal SLR y SHR. La Figura 54 muestra un esquema de este procedimiento.

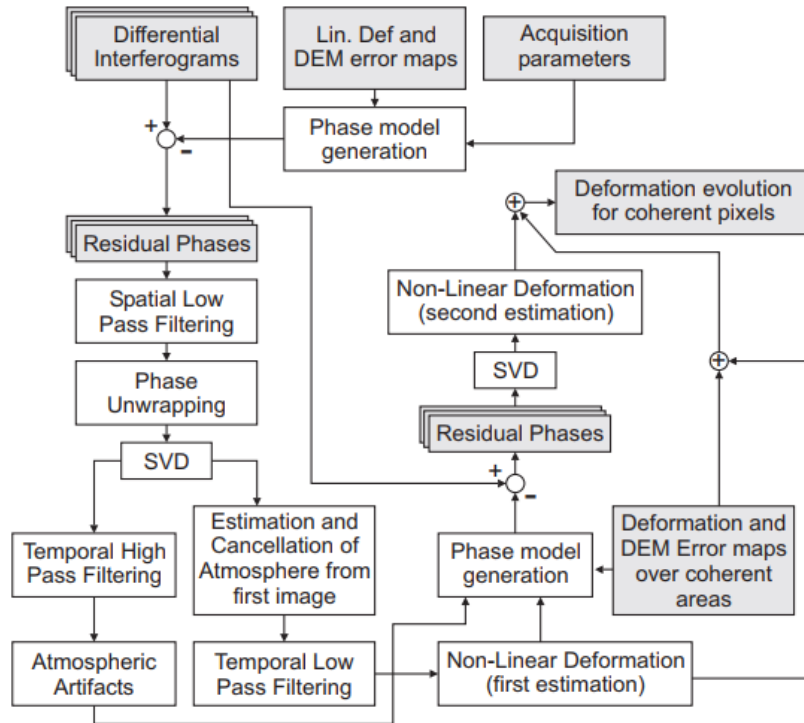


Figura 54. Esquema de la extracción del componente no lineal con CPT.

## 11.2. Tecnologías GNSS en la actualidad.

GPS ha proporcionado alta precisión, flexibilidad a la navegación, el posicionamiento y contribuciones a distintas áreas del conocimiento científicos desde que entró en funcionamiento a principios de la década de los 90, cuando se estableció por primera vez el límite de la placa Pacífico y América del Norte gracias a la matriz geodésica GPS permanente (PGGA), monitoreando continuamente la deformación de la corteza, esto permitió obtener los primeros detalles espacio-temporales de los movimientos antes, durante y después de un terremoto (Jin, Feng, & Gleason, 2011).

Los sistemas mundiales de navegación por satélite (GNSS) iniciaron su operación en 1995 con el popular GPS que pertenece a los Estados Unidos. En un principio estos sistemas no estaban destinados originalmente a ser explotados con fines científicos. Actualmente, sus señales de radio se basan en la modulación de la fase de una onda portadora en banda L (1-2 GHz) mediante un código PRN con una frecuencia cercana a 1 MHz. La demodulación de este código es lo que permite medir la distancia entre los satélites transmisores y el usuario con una precisión de pocos metros. Cuando apareció la idea de medir directamente la fase de



la onda portadora, con una frecuencia mil veces mayor a esta, los usuarios equipados con receptores específicos han tenido acceso a mediciones de precisión milimétrica; a partir de esto, la ciencia se ha beneficiado de estas observaciones que le son provistas cada vez desde un número mayor de constelaciones satelitales como GLONASS (Rusia), Galileo (Europa) o Beidou (China) y han convertido las mediciones GNSS en una técnica geodésica precisa y ampliamente explotada para múltiples propósitos científicos (Perosanz, 2019) como se observa en la Tabla 13.

Uno de los principales problemas que enfrenta GNSS es la ruta múltiple de superficie, el cual es una de las fuentes de error más importante para la navegación y posicionamiento. Sin embargo, estos retrasos múltiples producto de las refracciones que sufre la señal de microondas en la atmósfera, actualmente pueden usarse para detectar los entornos de la superficie de la tierra, es decir, proporcionan información sobre cantidad de vapor de agua estratosférico, temperatura, presión, parámetros de tropopausa, contenido de electrones ionosféricos (TEC) y perfil de densidad electrónica, estas señales GNSS reflejadas del océano y de la tierra también puede ayudar a determinar la altura del océano, la humedad del suelo, el hielo y el grosor de la nieve; la técnica que se encarga a fondo de estudiar estas señales se denomina reflectometría GNSS (Jin & Komjathy, 2010).

Tabla 13. Detalles de señal y altura de órbita para diferentes GNSS.

Sistema	Satélites en operación	Régimen	Altura de órbita	Señal
<b>GPS</b>	31	MEO	20180 km	L1 C/A, L2C, L5, L1C
<b>GLONASS</b>	24	MEO	19130 km	L1OF, L2OF, L3OC.
<b>Galileo</b>	22	MEO	23222 km	E1, E5a, E5b.
		GEO	35786 km	
<b>Beidou</b>	33	IGSO	35786 km	B1I, B2I, B3I, B1C, B2a.
		MEO	21528 km	

### 11.2.1. GPS.

A principios de los años sesenta, organizaciones gubernamentales estaban interesadas en desarrollar un sistema satelital para determinar la posición. Este proyecto estuvo a cargo del departamento de defensas (DOD), el departamento de transporte (DOT) y la NASA. Lo

que se pretendía era crear un sistema que tuviera cobertura global, que funcionara independientemente de las condiciones climáticas, que tuviera disponibles plataformas altamente dinámicas y con gran precisión. El primer sistema de navegación estuvo conformado por apenas cinco satélites, el cual, fue utilizado inicialmente por la Marina de los Estados Unidos; sin embargo, en principio sólo podían tener un dato de navegación por hora, hasta que en 1967, la Marina desarrolló la sincronización satelital, demostrando que se pueden colocar relojes precisos en el espacio. En 1973, fue creado el primer Sistema de Navegación de Defensa (DNSS) que fue denominado como Navstar o Navstar-GPS. En 1983, se emitió una directiva para que GPS estuviera disponible gratuitamente para uso civil y fue hasta 1994 cuando se lanzó el satélite número 24 cuando GPS estuvo operando completamente (Yu et al., 2014).

### **11.2.2. GLONASS.**

Este sistema de navegación satelital, operaba completamente desde 1995, pero fue suspendido y operó parcialmente después del colapso de la URSS para ser retomada en completo funcionamiento por Rusia hasta el 2010 con 24 satélites. Los satélites están distribuidos en tres planos orbitales con un radio igual de 25,500 km y 65° inclinado. Estos satélites transmite señales en las bandas L1 y L2, utilizando la técnica de División de acceso múltiple de frecuencia (FDMA) para el método de acceso al canal (Yu et al., 2014).

### **11.2.3. GALILEO.**

Este proyecto surgió con la política de que los países europeos se independizaran en el contexto de navegación por satélite de Estados Unidos, quien junto a Rusia y su constelación GLONASS lo tenían monopolizado y técnicamente ambos podían ser activados sólo por sus respectivas naciones, lo que hacía a los países europeos vulnerables. Desde que dio inicio GALILEO, se pretendía que tuviera una precisión mayor a GPS y a GLONASS, así fue como en marzo de 2002 la Unión Europea de la mano de la ESA acordaron dar inicio a este proyecto que se espera esté completamente funcional para el 2020. La diferencia entre este sistema y GPS y GLONASS es que está diseñado específicamente para fines civiles y comerciales. Actualmente hay dos bancos de pruebas satelitales operando, que transmiten en las bandas L1, E5 y E6. La constelación completa estará compuesta por 30 satélites distribuidos en tres planos orbitales (56 inclinaciones) a una altitud de 29,600 km, cada satélite girará alrededor

de la tierra cada dos horas y las señales serán transmitidas en las bandas mencionadas anteriormente, admitiendo 10 señales de navegación diferentes de servicio abierto (OS) y seguridad de vida (SOL), servicios comerciales y públicos regulados (Yu et al., 2014).

#### **11.2.4. Beidou/COMPASS.**

China está desarrollando su propio GNSS de nombre Beidou o BDS que se espera esté completado en el año 2020. Para cuando esté operando completamente tendrá 35 satélites, de los cuales 5 en órbita terrestre geostacionaria (GEO) y 30 en órbita terrestre media (MEO). Las señales se transmitirán por las bandas E1, E2, E5 y E6, posiblemente superpuestas con algunas frecuencias de GALILEO. Estas señales serán moduladas por codificación de desplazamiento de fase binaria (BPSK) y se transmiten a partir de técnicas CDMA. Al igual que GALILEO y GPS, Beidou ofrecerá diferentes servicios, que incluyen una señal estándar para usuarios civiles y una señal más precisa y encriptada para usos reservados (Yu et al., 2014).

#### **11.2.5. Sistemas y señales GNSS.**

La tecnología GNSS consiste en un segmento del espacio que tiene una constelación de satélites en la órbita media de la tierra (MEO) a una altura de aproximadamente 20,000 km o más, las estaciones que corresponden al *segmento de control* funcionan para monitorear, controlar y actualizar la constelación de satélites así como el *segmento de usuario*, este último, por su parte consiste en receptores que proveen información sobre la posición, velocidad y tiempo (PVT) de los usuarios móviles y estáticos alrededor del globo, todo el tiempo, usando al menos cuatro satélites de la constelación (Yu et al., 2014).

El *segmento espacial*, consiste en una constelación de satélites que están equipados con carga útil de navegación, relojes atómicos precisos, antenas de navegación, determinación y control térmico, subsistema de propulsión, y de órbita, subsistemas de seguimiento, telemetría y de potencia. Por último, el *segmento de aumento* que incluye equipos con elementos locales, como pseudolitos o geo-satélites que permiten nuevos servicios o rendimiento mejorado, por ejemplo, GPS diferencial (DGPS), GPS de área local (LGPS), GPS de área amplia (WGPS), entre otros (Yu et al., 2014).

### 11.2.6. Teoría y errores de GNSS.

El principio básico para calcular la posición, velocidad y tiempo (PVT) es la triangulación. Para esto, es necesario tener al menos cuatro satélites para calcular cuatro incógnitas (tres coordenadas de posición y un error de reloj). El segmento de usuario realiza dos mediciones de las señales GNSS, luego compara el código que recibe con una copia que es generada localmente para poder calcular el retraso de la transmisión entre el satélite y el receptor, esto se conoce como *pseudo-rango*. Dicho pseudo-rango usa cuatro o más satélites para determinar la posición del usuario a través de las efemérides del mensaje de navegación. Existe además otro método de nombre *fase portadora* que tiene precisión milimétrica, en el cual se obtiene la diferencia de fase entre la señal portadora recibida y la una señal generada por el receptor en la misma frecuencia, sin embargo, no contiene la precisión del pseudo-rango (Yu et al., 2014).

Los errores de GNSS son errores en el cálculo de PVT y son debido a la estructura GNSS. En el segmento espacial la fuente de error se encuentra en la estabilidad del reloj del satélite, las perturbaciones y la disponibilidad del satélite. En el segmento de control hay errores en la predicción de efemérides; el segmento de usuario contribuye a errores en el retraso ionosféricos y troposférico, ruido del receptor, ruta múltiple y posicionamiento en interiores.

### 11.2.7. Red de observación GNSS.

El servicio internacional de GNSS cuyas siglas en inglés son IGS, fue establecido en 1993 por la Asociación internacional de Geodesia (IAG) quienes se encargan de coordinar una red mundial de estaciones de rastreos permanentes con más de 350 estaciones GPS, financiadas y operadas por distintas organizaciones, cuyo fin es proporcionar productos de alta calidad para uso en investigación en ciencias de la tierra, aplicaciones de navegación y divulgación educativa. En la Figura 55 se muestra la distribución de las estaciones GNSS en el mundo (Yu et al., 2014).

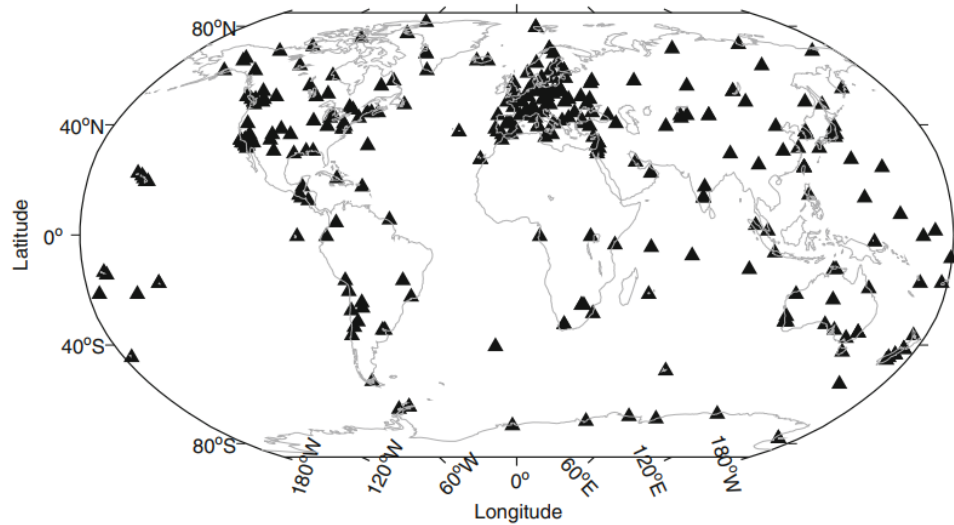


Figura 55. Estaciones GNSS en el mundo (Yu et al., 2014).

### 11.3. Métodos de Posicionamiento GNSS.

Alrededor del mundo, se utilizan GNSS para monitorear la deformación en tiempo real de edificios, ferrocarriles, puentes y deslizamientos de tierra. El desarrollo de estas tecnologías ha crecido exponencialmente durante los últimos años, por ejemplo, la frecuencia de monitoreo con receptores GPS aumentó de 10 Hz a 100 Hz entre 1997 y 2006 (Shen et al., 2019). GNSS es una herramienta efectiva para monitorear los desplazamientos de objetos con alta precisión, incluso existen ya una gran variedad de estudios científicos que consisten en predecir terremotos por medio de resultados que se obtienen a partir de mediciones GNSS (Gümüş & Selbesoğlu, 2019). GNSS puede ser utilizado para dar soporte a programas en la planeación de la gestión del riesgo de desastres naturales como ciclones, sequías, volcanes, inundaciones, deslizamientos de tierra y terremotos a través de redes GNSS en tiempo real que monitoreen estos fenómenos naturales. Una red de geo-sensores consiste en miles de sensores o “nodos” que pueden estar fijos o ser móviles, que monitorean y procesan datos, y que además, son capaces de comunicarse entre sí y transferir datos a una estación central a través de comunicación inalámbrica (Awange, 2018).

Los pseudo-rangos y las fases portadoras son las observaciones GNSS básicas utilizadas para el posicionamiento, las ecuaciones fundamentales se muestran a continuación:

$$R_i = \rho + c\delta t_r - c\delta t^s - \delta I_{\Phi_i} + \delta_{trop} + \delta M_R + \varepsilon_{Ri}$$

*Ecuación 24. Ecuación de observaciones de pseudo-rango para GNSS*

$$\Phi_i = \rho + C\delta t_r - C\delta t^s + \delta I_{\Phi_i} + \delta_{trop} - \lambda_i N_i + \delta M_{\Phi} + \varepsilon_{\Phi_i}$$

*Ecuación 25. Ecuación de observaciones de fase portadora para GNSS.*

Donde  $i$  representa la  $i$ -ésima frecuencia;  $\lambda_i$  es la longitud de onda de la fase portadora;  $R_i$  es la observación del pseudo-rango;  $c$  es la velocidad de la luz en el vacío;  $\delta t_r$  es el error del reloj del receptor;  $\delta t^s$  es el error del error satelital;  $\Phi_i$  es la observación de la fase portadora;  $\rho$  es la distancia geométrica entre el receptor y el satélite;  $\delta_{trop}$  es el retraso troposférico entre el receptor y el satélite;  $N_i$  es la ambigüedad entera;  $\delta M_R$  es el error de pseudo-rango multi-ruta;  $\delta I_{\Phi_i}$  es el retraso de la ionósfera entre el receptor y el satélite;  $\delta M_{\Phi}$  es el error multi-trayecto de la fase portadora;  $\varepsilon_{Ri}$  es el ruido de medición aleatoria del pseudo-rango;  $\varepsilon_{\Phi_i}$  es el ruido de medición aleatoria de la fase portadora (Shen et al., 2019).

Hay varios métodos de posicionamiento para realizar observaciones de estaciones de referencia múltiple basada en modelos de corrección, el método de posicionamiento clásico RTK (cinemática en tiempo real) se basa en una sola estación de referencia única y las correcciones se obtienen a partir de esta estación, a diferencia del enfoque de la red cinemática en tiempo real (NRTK) que tiene estaciones de referencias múltiples (Gümüş & Selbesoğlu, 2019). La distancia que debe existir entre la estación de referencia y el móvil debe ser menor a 15 km debido a que los errores aumentan con la distancia para el posicionamiento de RTK, mientras que NRTK puede disminuir estos errores al recibir información de múltiples estaciones de referencia. Con este fundamento, se crearon las redes de estaciones de referencias que operan continuamente (CORS). Cuando se tienen datos de posicionamiento en tiempo real, las correcciones temporales y atmosféricas se calculan a través de cualquiera de estos tres métodos: la estación de referencia virtual (VRS), el concepto auxiliar maestro (MAC) y el parámetro Flächen Korrektur (FKP). No obstante, antes de calcular las correcciones se debe hacer un proceso de filtrado para los datos de baja calidad obtenidos de diferentes estaciones (Gümüş & Selbesoğlu, 2019). En este apartado también se mencionarán otros métodos como PPP y medición de desplazamiento directo.

En la Figura 56, a continuación, se muestran los tipos de métodos de posicionamiento GNSS resumidos, se percibe que existen dos grandes categorías, los absolutos y los relativos,

cada uno tiene a su vez unas subdivisiones que varían según las características de adquisición de los datos.

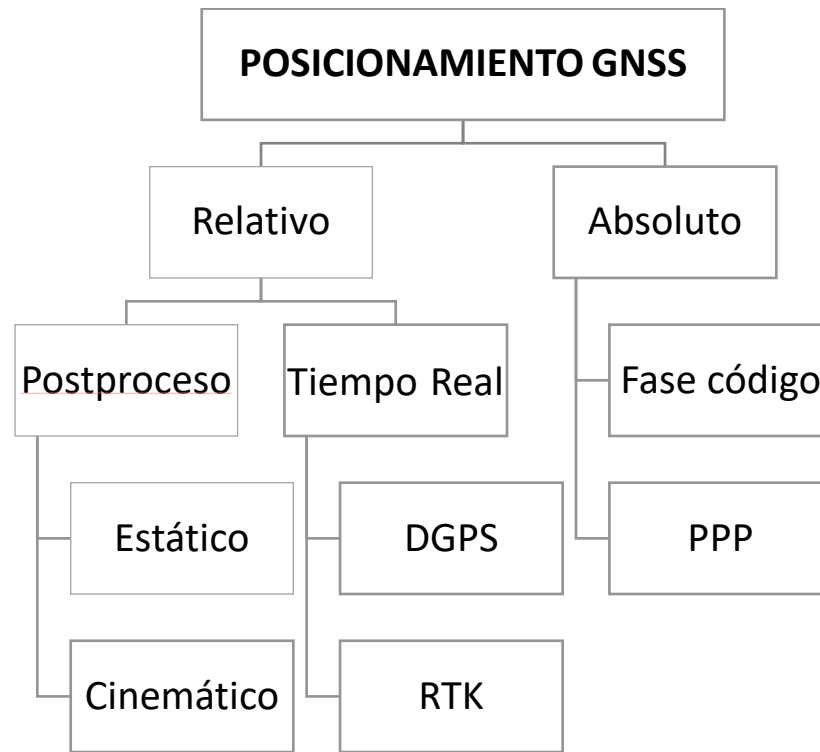


Figura 56. Métodos de posicionamiento GNSS.

### 11.3.1. Posicionamiento Estático y cinemático.

El posicionamiento estático es aquel en donde se coloca un receptor sobre un trípode en un punto de interés y se toman medidas. Este receptor estacionario toma las reservas de un mínimo de cuatro satélites cada 10 segundos (o según lo establecido por el usuario), durante una hora o más con la finalidad de conseguir una posición más precisa, de lo que es posible con una lectura instantánea independiente. Durante este tiempo, se espera que el número de satélites permanezca de 4 o más, con una lectura PDOP adecuada, para poder tener una solución mejorada de la ambigüedad desconocida  $N$  y mejores soluciones de posición  $X_r$ ,  $Y_r$ ,  $Z_r$ . Para el procesamiento cinemático, la antena se mueve a bordo de un poste, un bote o un vehículo. En este método existen más puntos desconocidos ya que el receptor está en movimiento y no es necesario dejar grabando al receptor durante más de una hora (Awange, 2018).

### 11.3.2. GPS Diferencial (DGPS).

Es importante mencionar que los métodos de punto absoluto, mencionados en el apartado anterior, no son adecuados para aplicaciones que requieren alta precisión, como el monitoreo de deformación, por ejemplo, en presas, debido a los errores que contienen, para mejorarlos, es necesario utilizar el modo relativo o diferencial. DGPS es una de las técnicas que más se utiliza para modelar errores de posicionamiento y así poder mejorar la precisión de las soluciones finales. Aquí, los pseudorngos de código se miden simultáneamente por dos receptores, en donde, uno de ellos (el receptor A) ocupa una estación de referencia conocida, como se muestra en la Figura 57.

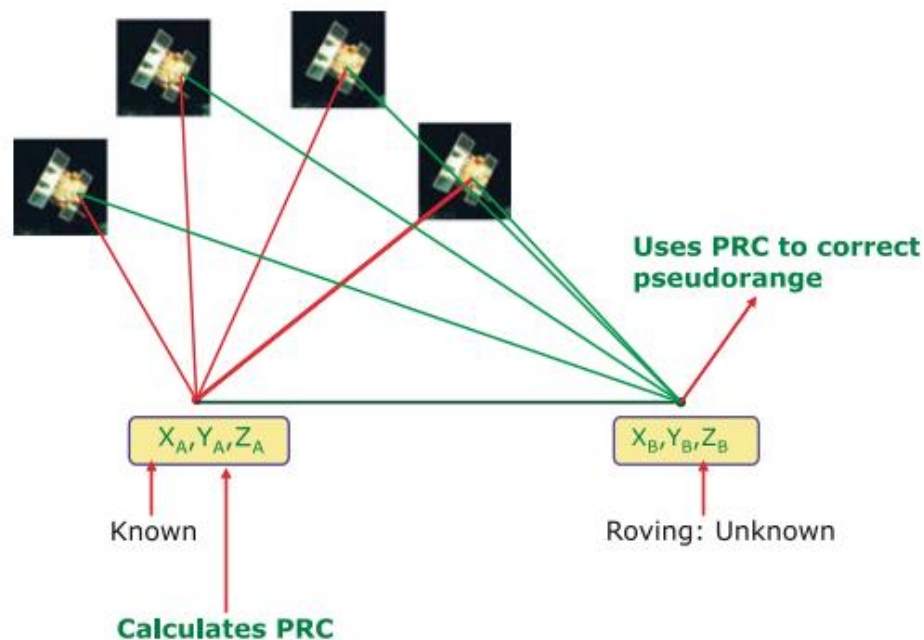


Figura 57. Posicionamiento DGPS (Awange, 2018).

El otro receptor B, es el que tiene una posición desconocida (roving). Las pseudo-distancias medidas en la estación A se comparan con los valores reales calculados a partir de las posiciones de los satélites y receptores a través de una fórmula. La diferencia entre los valores medidos y los calculados proporcionan las correcciones de pseudo-rngos PRC que se envían del receptor A al receptor B, a través de un enlace de comunicación para corregir los pseudo-rngos, suponiendo que las estaciones están lo suficientemente cercas para que los mismos errores que afectan a A también afecten a B, esto es porque las condiciones



atmosféricas deberían ser las mismas para ambos si están cerca. Las posiciones DGPS se obtiene en tiempo real, con precisión a nivel de decímetro (Awange, 2018).

### 11.3.3. Posicionamiento RTK

Una red RTK es una red de estaciones permanentes GNSS, cuyos datos se utilizan para generar correcciones para móviles ubicados dentro de la red; con esto, es posible realizar posicionamientos en tiempo real y pos-procesamiento en todo un país o una región sin necesidad de un receptor maestro, obteniendo una alta precisión en función de un equipo móvil (Paolo Dabove & Di Pietra, 2019). En RTK, las coordenadas del punto objetivo se determinan calculando el vector de línea de base entre el punto objetivo y el punto de referencia; este punto de referencia, a menudo se determina con precisión por GNSS u otros métodos. El posicionamiento relativo por su parte, requiere de la observación simultánea del objetivo y los puntos de referencia, este concepto se muestra en la Figura 58, en donde A es el punto de referencia, B un punto desconocido y  $b_{AB}$  es el vector de línea de base.

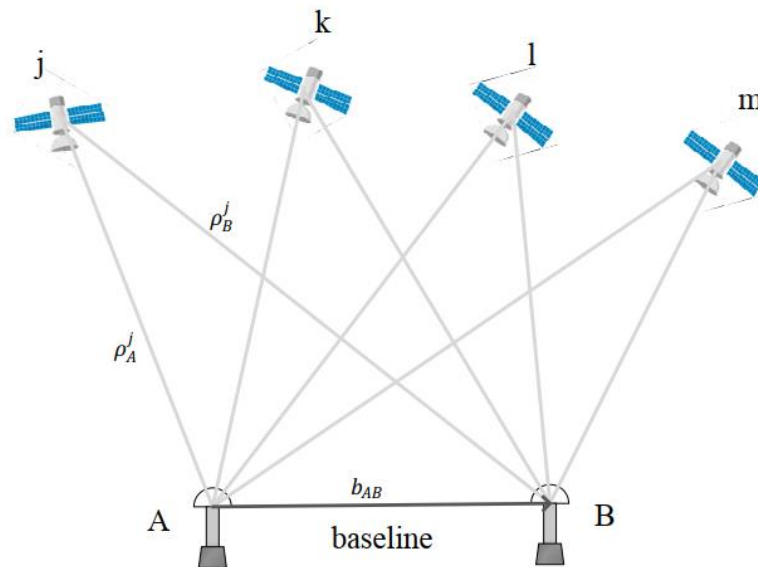


Figura 58. Concepto básico de posicionamiento relativo.

Las limitaciones de este método principalmente son: la estación de referencia debe instalarse en un lugar estable, si esta está en la zona de deformación, el método falla; el proceso de operación es complicado, debe ser operado por profesionales en ciencias geomáticas o topografía; las estaciones de referencia y móviles deben observarse al mismo tiempo, de lo contrario no se obtienen resultados; la calidad de observación de la estación

base no puede garantizarse por completo, lo que afecta la precisión de posicionamiento del móvil: el receptor de la estación de referencia aumenta los costos de monitoreo; la precisión de posicionamiento del móvil depende de la distancia a la estación de referencia (Shen et al., 2019).

#### **11.3.4. Posicionamiento NRTK.**

La red cinemática en tiempo real (NRTK) es una tecnología de posicionamiento basada en una fase portadora de alta precisión y en tiempo real; el modelo de corrección de error regional se calcula usando datos de estaciones de referencia de operación continua (CORS). Actualmente, NRTK, funciona en varios países como Alemania, España, Inglaterra, Australia, algunas áreas de Estados Unidos, etc. La distancia que existe entre las estaciones es aproximadamente entre 40-50 km, para redes a nivel nacional pueden estar entre los 100 y 150 km (Paolo Dabove & Di Pietra, 2019).

La infraestructura que conforma esta red está compuesta de tres segmentos. En primer lugar las redes GNSS CORS, conformada por receptores distribuidos por todo el territorio. En segundo lugar, debe existir un centro de control que recopila y procesa los datos de las CORS y difunde las correcciones diferenciales (corrige ambigüedades para cada estación permanente y calcula los retrasos ionosféricos y troposféricos usando diferentes modelos de interpolación), estos datos corregidos pueden usarse en tiempo real o pueden ser almacenados juntos a los datos en bruto para procesamientos posteriores, o para crear un RINEX virtual. El último componente de la NRTK son los productos generados por el centro de control que pueden enviarse a los usuarios (P. Dabove, 2019).

En función del tipo de receptor (multi-frecuencia o frecuencia única de bajo costo) y la antena (parche, mercado masivo o geodésico) se pueden obtener diferentes niveles de precisión en tiempo real, dependiendo también por supuesto del tamaño de la red. Los métodos para realizar las correcciones se mencionan a continuación.

##### **11.3.4.1. Concepto Auxiliar Maestro (MAC):**

En este método el usuario envía su posición al centro de procesamiento de datos, este centro determina la estación de referencia más cercana a la posición del usuario como la estación de referencia principal. Las correcciones se calculan utilizando la estación de

referencia principal y las estaciones de referencia auxiliares circundantes y se envían a través de internet. Las ventajas de este método son que utiliza una comunicación unidireccional, como no es un modelo complejo no hay mucha exigencia en el procesamiento de los datos a nivel informático; sus desventajas principales es que los errores que dependen de la distancia se modelan solo para medir el tiempo y sólo se envían las diferencias de observación (Gümüş & Selbesoğlu, 2019).

#### **11.3.4.2. *Parámetro Flächen-Korrektur (FKP):***

En este método los coeficientes de corrección se calculan para el área alrededor de la ubicación de la estación de referencia utilizando funciones lineales muy simples y se transmiten al usuario. El software móvil calcula las correcciones usando dichos coeficientes de corrección. Las ventajas de este método es que utiliza comunicación unidireccional, el número de usuarios concurrentes no está limitado, no es un modelo complejo y no exige mucha potencia informática. Las desventajas es que no es totalmente compatible con el formato RTCM (Gümüş & Selbesoğlu, 2019).

#### **11.3.4.3. *Estación de Referencia Virtual (VRS):***

En este método, el software de red modela y también interpola todos los sesgos en la posición del receptor móvil, como si vinieran de una estación maestra real existente. Para este caso, el móvil debe transmitir al centro de control su posición aproximada, puede ser a través de un mensaje NMEA (National Marine Electronics Association) y puede recibir las correcciones que se aplican de manera sencilla (P. Dabove, 2019). Las ventajas de este método es que es compatible con los formatos RTCM 2.3 y RTCM 3.1; el modelado de la ionósfera y tropósfera es realizado por el centro de procesamiento de datos y las correcciones se optimizan constantemente para cada usuario. Como desventaja que presenta es que el número de usuarios simultáneos es limitado y depende de la capacidad del servidor, se utiliza comunicación bidireccional y además es necesario reiniciar y llegar al estado de corrección cuando se aleja una cierta distancia de la estación de referencia virtual (Gümüş & Selbesoğlu, 2019).

La configuración VRS se muestra en la Figura 59. Donde A, B y C son estaciones de referencia, R es la estación móvil, V denota el VRS (Shen et al., 2019).

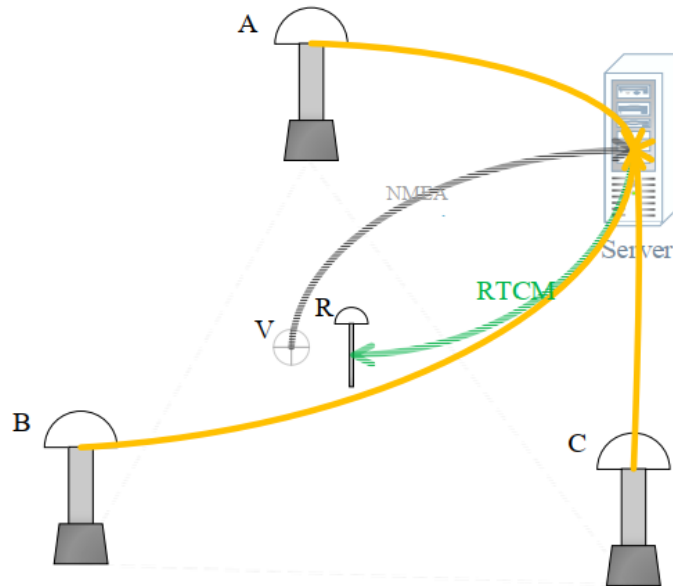


Figura 59. Esquema de la configuración de campo de una estación de referencia virtual (VRS).

Los servicios de NRTK generalmente son proporcionados por proveedores de servicios en forma de arrendamientos. En comparación con el RTK tradicional presenta algunas ventajas como: los usuarios no necesitan configurar una estación de referencia, la operación es más simple y rápida; todos los usuarios usan un marco de referencia unificado; la cobertura de NRTK es más amplia que la RTK; tiene modelado de red para corrección atmosférica; si hay problema con alguna estación de referencia el servicio puede seguir estando disponible; esta tecnología tiene mayor confiabilidad y disponibilidad (Shen et al., 2019).

### 11.3.5. Posicionamiento preciso de puntos (PPP).

Esta tecnología funciona desde 1990 y es un enfoque que realiza una determinación precisa de la posición utilizando un solo receptor sin hacer uso de una estación de referencia. Esta técnica es útil especialmente en zonas donde no hay una estructura de red GNSS, en entornos aislados, ya sean forestales o alta mar; para monitorear terremotos, volcanes y estudios de movimientos de mareas; así mismo, sus principales desventajas es que contiene errores inherentes a la señal GNSS, y al tener un único receptor no puede modelar los errores como en una técnica diferencial, la desventaja más importante de este método es que requiere de tiempos de convergencia largos para poder garantizar una posición certera, por lo general son necesarias más de dos horas de observación, para receptores de doble frecuencia.

#### **11.4. Instalación de sistema de monitoreo para el análisis de la subsidencia en el VSLP.**

A través de un proyecto financiado por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) desarrollado por el Instituto de Física en conjunto con la Facultad de Ingeniería de la Universidad Autónoma de San Luis Potosí, se da inicio a la creación de un sistema en red para el monitoreo de la subsidencia en el VSLP. Hacia mediados del mes de julio del 2019 se adquirió la primera estación de referencia, instalada en el edificio del departamento de Física de la UASLP y proveída por la empresa Trimble, a continuación se describirán los principales componentes físicos e informáticos (hardware y software) implicados en la instalación de esta tecnología.

##### **11.4.1. Receptor de referencia GNSS Trimble Alloy.**

Fue lanzado al mercado en enero del 2018, funciona en cualquier entorno y en cualquier parte del mundo, se puede utilizar como receptor de campaña para el procesamiento posterior, como receptor de estación de referencia de funcionamiento continuo (CORS) o como estación base portátil para aplicaciones de cinemática en tiempo real (RTK), también como una estación de referencia científica (Figura 60). Este receptor puede derivar su posición absoluta con precisión de nivel centimétrico en tiempo real, cuando se combina con la tecnología de monitoreo Sentry de Trimble, puede notificar automáticamente al operador sobre cualquier cambio de estado, incluidos movimientos de posición (Trimble, n.d.-a). A continuación, se mencionan las características del receptor:

- Esta tecnología de seguimiento GNSS proporciona un poder de monitoreo y procesamiento.
- El monitoreo GNSS admite todas las constelaciones GNSS conocidas y planificadas.
- La pantalla tiene ángulo reversible y múltiples conectores para configurar y leer en cualquier lugar.
- Las baterías son dobles intercambiables con carga integrada.



Figura 60. Receptor de referencia GNSS Alloy.

Este receptor tiene integrado Trimble RTX, lo que significa que en cualquier parte del mundo recibirá correcciones GNSS a través de la banda L o IP/celular. El servicio de corrección Trimble RTX es una tecnología de corrección de GNSS de alta precisión, la cual funciona al combinar datos en tiempo real con innovadores algoritmos de posicionamiento y compresión. Esta tecnología utiliza correcciones GNSS en tiempo real de una red global de estaciones de referencia para calcular las posiciones de nivel centimétrico en función de la órbita del satélite y reloj sin el uso de la infraestructura RTK diferencial basada en la estación de referencia tradicional. Así que mientras que las soluciones estándar autónomas de GNSS proporcionan precisiones a escala de 1 m, RTX lo hace a nivel de centímetro (Trimble, n.d.-a).

#### 11.4.2. Antena geodésica Trimble GNSS Ti-V2 Choke Ring.

El diseño de esta antena en forma de anillo de estrangulamiento “choke ring” (Figura 61 y Figura 62) la hace eficaz para reducir la intensidad de la mayoría de las señales de múltiples rutas. A continuación se mencionarán sus características principales (Trimble, n.d.-b):

- Recepción de señal mejorada en entornos con señales hostiles.
- Soporte completo de GNSS (GPS, GLONASS, Galileo, Beidou y QZSS).
- Diseño científico del Laboratorio de Propulsión a Chorro (JPL).

- Extensas pruebas de rotación de precisión: garantiza una excentricidad del centro de fase de 2 mm o mejor y una repetición del centro de fase de menos de 1 mm.
- Filtrado Japonés LTE.



*Figura 61. Antena GNSS Choke ring.*

Esta antena fue diseñada a mediados de 1980. Utiliza el diseño de JPL considerado estándar en planos de tierra de antenas geodésicas científicas. Además, usa un sistema electrónico para mejorar la amplificación de bajo ruido y el rastreo GNSS. Esta antena incluye un elemento de antena cúbica dipolo DM que es exclusivo de Trimble. El elemento DM actúa como control en los modelos de antena relacionados y ofrece una estabilidad a largo plazo. Esta tecnología está garantizada con una excentricidad del centro de fase de no más de 2 mm, a través de pruebas de rotación de precisión (Trimble, n.d.-b).



*Figura 62. Antena GNSS choke ring. Lugar de instalación, edificio Departamento de física, UASLP.*

### 11.4.3. Software Trimble Pivot.

Este software es la base de las aplicaciones de infraestructura, es decir, para configurar el hardware. Tiene dos versiones para aplicaciones móviles: Pivot Admin y Pivot Field, disponibles para que los usuarios de dispositivos móviles descarguen instantáneamente y accedan a información del sistema, como estado, tiempo de ejecución y condiciones de la atmósfera (Trimble, n.d.-c). Las características generales se mencionan a continuación:

- Admite aplicaciones móviles para sistemas operativos Android o Apple iOS.
- Plataforma común para mejorar el rendimiento del sistema.
- Arquitectura totalmente integrada para configuraciones de sistemas simplificadas.
- Plataforma única para mantener la coherencia de la versión en múltiples aplicaciones.
- Minimiza el tiempo y el esfuerzo para implementar actualizaciones de software.
- Escalable y flexible, reduce la complejidad y aumenta la productividad.

Pivot tiene varias aplicaciones que pueden combinarse para crear soluciones completas que satisfagan los requisitos específicos de aplicaciones individuales, las cuales se mencionan brevemente a continuación:

#### 11.4.3.1. *Aplicaciones en tiempo real:*

Incluye VRS Net App, que genera datos de corrección precisas en cm para un red densa; Dynamic Control App, supervisa y controla todas las conexiones del receptor a través de múltiples administradores de dispositivos; Aplicación de procesamiento en línea, que permite el procesamiento en línea autorizado y la entrega de datos de campo; Aplicación SparseVRS, genera datos de corrección para soluciones de posicionamiento precisas de nivel sub-dm (4 pulgadas) en una red dispersa; Aplicación de comunicación de móvil, para crear la base de la comunicación con Pivot Mobile Apps y permite que la configuración de la información se muestre en dispositivos móviles compatibles (Trimble, n.d.-c).

#### 11.4.3.2. *Aplicaciones de monitoreo:*

Incluye Trimble 4D Control, para combinar GNSS y datos ópticos en un solo proyecto con mediciones precisas y análisis de datos detallados; Aplicación High Rise, supervisa



estructuras de gran altura durante la construcción a través de GNSS y sensores de inclinación; Aplicación Integrity Manager, proporciona motores de procesamiento posterior y en tiempo real para monitorear estaciones de referencia GNSS; Aplicación Pivot RTX, la cual realiza el monitoreo de integridad de posición absoluta en tiempo real basado en la tecnología RTX; Aplicación Pivor RTX-PP, realiza también monitoreo de integridad de posición absoluta, pero en modo de postprocesamiento basado en la tecnología RTX; Aplicación Rover Integrity, realiza el rendimiento de los rovers permanentes en una red basada en cadenas NMEA entrantes (Trimble, n.d.-c).

#### ***11.4.3.3. Aplicaciones de Earth Systems:***

Incluye Atmosphere App, que sirve para calcular los valores de IPWV y TEC a partir de datos GNSS recopilados, incluyendo información meteorológica de varias fuentes de datos; Aplicación Ionosphere, proporciona actividad de la ionósfera e información de centelleo para estaciones CORS individuales o redes GNSS; Aplicación SeismoGeodetic, combina datos de acelerómetros y GNSS en un filtro Kalman para producir datos de desplazamiento de alta velocidad (200 sps) (Trimble, n.d.-c).

#### ***11.4.3.4. Servicios al usuario:***

Incluye Aplicación de contabilidad que proporciona la información relevante de la cuenta, como el número de usuarios registrados, contratos y suscripciones; Aplicación Data Shop, incluye el módulo de referencia Data Shop que se usa para generar y descargar datos de corrección para un CORS o un VRS en un periodo determinado; Aplicación iScope, proporciona una visión general de los rovers iScope presentados en un mapa para permitir al operador administrar los rovers conectados y permitir a los usuarios revisar las sesiones de encuestas; Aplicación NTRIP Caster, sirve para administrar los múltiples NTRIP Casters (Trimble, n.d.-c).

#### ***11.4.3.5. Aplicaciones de soporte principal:***

Incluye Aplicación de descarga de Ephemeris, la cual gestiona el sondeo de todos los datos de información de órbita relevantes y los pone a disposición de todas las demás aplicaciones basadas en la plataforma Pivot; la Aplicación Streaming Manager, que controla y administra varias secuencias de datos entrantes y salientes y por último, la Aplicación de configurador de instrumentos, la cual controla instrumentos de alta precisión, como

receptores GNSS, y también realiza actualizaciones de firmware a través del software (Trimble, n.d.-c).

### 11.5. Análisis del conjunto de datos y detalles del procesamiento CPT.

Como se ha mencionado anteriormente a lo largo de este capítulo, para el procesamiento de las imágenes SAR que corresponden a la zona de estudio de esta investigación se utilizó el software Coherent Pixel Technique (CPT) desarrollado por la Universidad Politécnica de Cataluña en asociación con una empresa española de nombre DARES. CPT actualmente está creado para Linux y exige una computadora de gran capacidad de almacenamiento y procesado, ya que cada imagen de SENTINEL-1 tiene un tamaño aproximado de 7 GB; para esto, se estableció una conexión remota con el servidor de la Universidad de Alicante, quienes desarrollan en conjunto otros proyectos de interferometría con la UPC. En la Figura 63 se muestra en el entorno gráfico de dicho software.

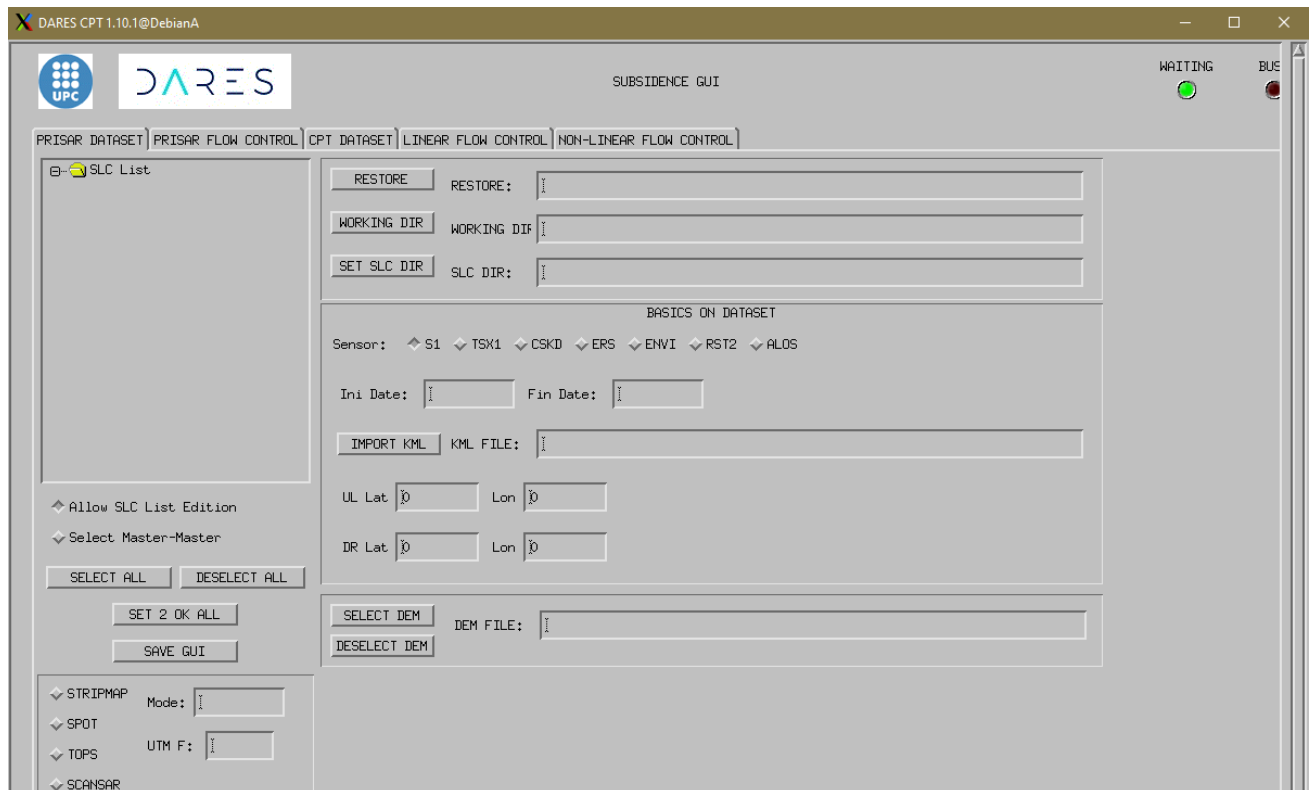


Figura 63. Entorno gráfico del software DARES CPT.

Es necesario que antes de iniciar el procesamiento, todas aquellas imágenes que tengan doble polarización “dual-pol” (VV+VH) les sea eliminado uno de los canales, para dejar

únicamente el canal VV, tal como se procedió en este caso, ya que la versión del software trabaja con un tipo de polarización “single-pol”. Es importante que todas las imágenes SLC estén descomprimidas y deben ser nombradas según su fecha de adquisición de la siguiente manera: AAAAMMDD.sen1.

CPT consta de 5 etapas como se observa en la figura anterior, la primera lleva por nombre PRISAR DATASET, en esta sección se selecciona la carpeta donde se guardarán todos los archivos generados, el conjunto de imágenes SLC, un archivo con extensión .kml que corresponde a la zona de estudio, preferiblemente que tenga un contorno de polígono y un archivo DEM necesario para el correregistro, en este caso, se usó un DEM de 15 m de precisión descargado a través de la página oficial de INEGI, expresado en coordenadas UTM y de forma rectangular, CPT admite dos formatos: -GeoTIFF y .dat, para este procesado fue necesario convertir el archivo GeoTIFF a .dat utilizando el software ENVI.

La segunda pestaña o etapa de nombre PRISAR FLOW CONTROL, es donde se definen los parámetros para generar los interferogramas diferenciales, necesarios para calcular la componente lineal de deformación. Esto incluye una serie de pasos los cuales son: extracción de parámetros, geo2SAR y corte del DEM (aquí se calcula la ubicación de la zona de interés en las imágenes SLC y recorta únicamente la porción que corresponde, así no tiene que procesar la imagen completa), Orb time ref (esta información es descargada automáticamente vía online de las páginas de la ESA correspondientes al sensor). Correregistro (aquí se calcula el desplazamiento que existe entre las imágenes, maestra-esclava), lista de interferogramas (identifica todas las posibles combinaciones de imágenes que debe realizar para los interferogramas), interferometría (realiza los interferogramas diferenciales) y por último la geo-codificación.

En este trabajo se seleccionaron 112 imágenes SLC (Single Look Complex) SAR, adquiridas por el satélite SENTINEL-1 de la Agencia Espacial Europea, estas imágenes corresponden al periodo entre el 25 de octubre del 2014 hasta el 28 de noviembre del 2019. El software CPT realizó un compilado de 2118 interferogramas posibles a través del proceso de triangulación de Delaunay. Para esto, se definió una línea de base temporal de 365 días, una línea de base espacial de 100 metros y una ventana de multilooks de 3x15 m. La distribución en número de imágenes según la fecha se puede observar en la Figura 64, donde

se nota que entre 2015 y 2016 hay una menor densidad de imágenes disponibles, mientras que esta aumenta considerablemente para el periodo 2017 al 2019, esto está relacionado con el lanzamiento de SENTINEL-B.

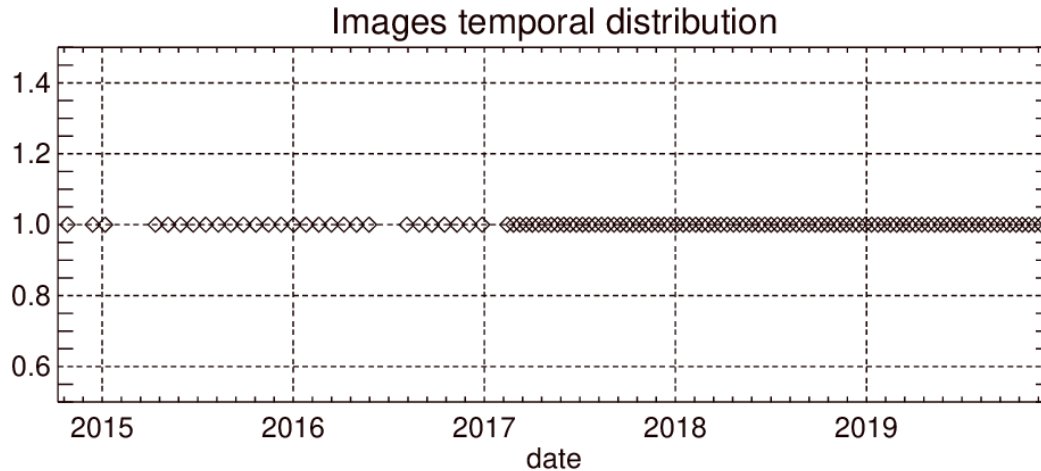


Figura 64. Distribución temporal de las imágenes SAR:

La tercera etapa, nombrada CPT DATASET, en donde una vez estén construidos todos los interferogramas diferenciales se proceda con la selección del conjunto de datos para empezar a aplicar la técnica de CPT, en este apartado, el software solicita otro archivo .kml; el archivo que debe escogerse en esta sección es aquel que contenga las semillas “seed”, es decir, un polígono de la zona de interés donde se hayan colocado una o más chinchetas que correspondan a aquellos lugares donde se tenga certeza que la velocidad de deformación es nula, así CPT escogerá los puntos coherentes más cercanos a estas semillas. En el caso del VSLP se ubicaron cinco semillas en la zona de montañas que rodea la ciudad, una semilla en el centro comercial Citadella y una semilla en el edificio EME ya que estos tienen cimientos con pilotes para asegurar la estabilidad.

En la cuarta etapa, LINEAR FLOW CONTROL se realiza el cálculo de la componente lineal, a través de una serie de pasos: selección de píxeles (aquí hay que definir el método por el cual se seleccionarán los píxeles y el umbral de coherencia para los PS, en este caso, se limitó que seleccionara sólo PS con una coherencia mayor o igual a 0,6 en más del 50% de los interferogramas, linear link wise (aquí se determinan los parámetros para la triangulación que genera los enlaces entre los píxeles seleccionado y el número máximo de enlaces, la minimización o el ajuste lineal a cada enlace, la eliminación de enlaces de mala

calidad y la integración de los resultados utilizando las semillas como referencias), resultados de la geo-codificación (usa el error DEM que resulta de los datos o el DEM disponible) y exportación de los resultados (permite la opción de generar un archivo shapefile y un .csv para los resultados del procesamiento). En la que se puede observar el mapa de coherencia (blanco y negro) (ver Figura 65), aquí se observa que las zonas más brillantes son aquellas que tienen valores cercanos a 1, y corresponde a la zona urbanizada, edificios y casas presentan menos cambios con el paso de tiempo, mientras que las zonas más oscuras corresponden a la vegetación y las montañas. Por otro lado, en la imagen de la derecha, se puede apreciar que la mayoría de los PS encontrados en el mapa de coherencia tienen valores entre 0.2 y 0.4 (ver Figura 65), desde aquí se puede asumir que el mapa final no tendrá una gran densidad de puntos.

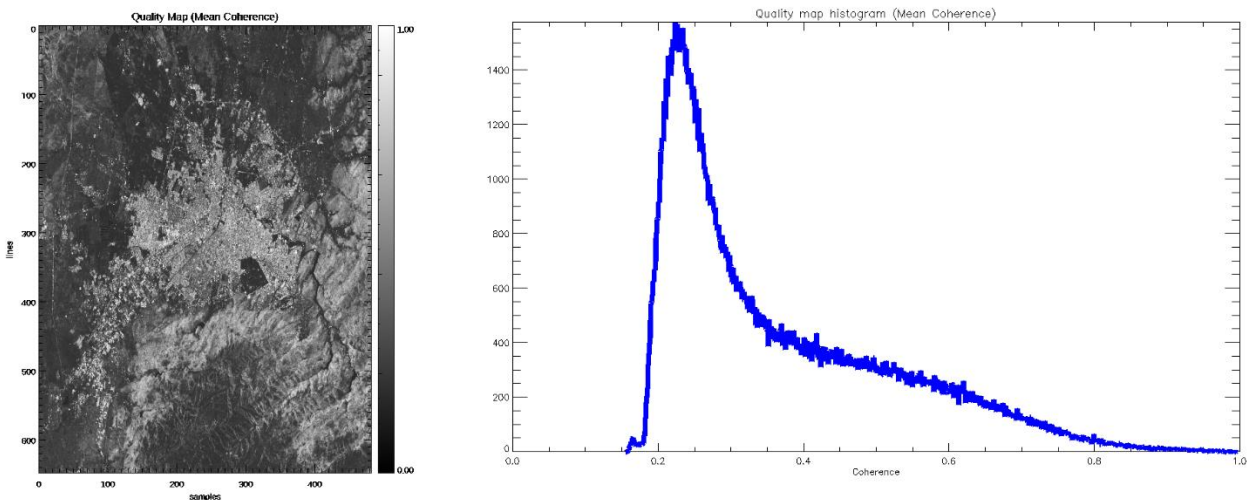


Figura 65. Mapa de coherencia.

La quinta y última etapa es NON-LINEAR FLOW CONTROL, en donde se calcula la componente no lineal de deformación; para esta etapa necesitará los resultados obtenidos de la componente lineal y luego realizará el conjunto del filtrados espacio temporales sobre los residuos de la componente lineal de deformación, como resultado de esta etapa se obtiene un archivo a partir del cual se pueden construir las series de tiempo de la velocidad de deformación para cada imagen SLC. En el siguiente apartado se mostrarán los resultados espaciales de la deformación, la velocidad de esta deformación representada en series de tiempo, así como el análisis de algunos PS dentro del VSLP.

### 11.6. Resultados CPT y análisis de series de tiempo.

En la Figura 66 se muestra el mapa de la velocidad de deformación en la dirección LOS para el Valle de San Luis Potosí, en un rango con cuatro clases de colores, todo lo que está en naranja y rojo representa velocidades negativas o hundimientos, mientras que los PS de color verde representan velocidades positivas o levantamientos, es decir, aumento en el nivel del suelo.

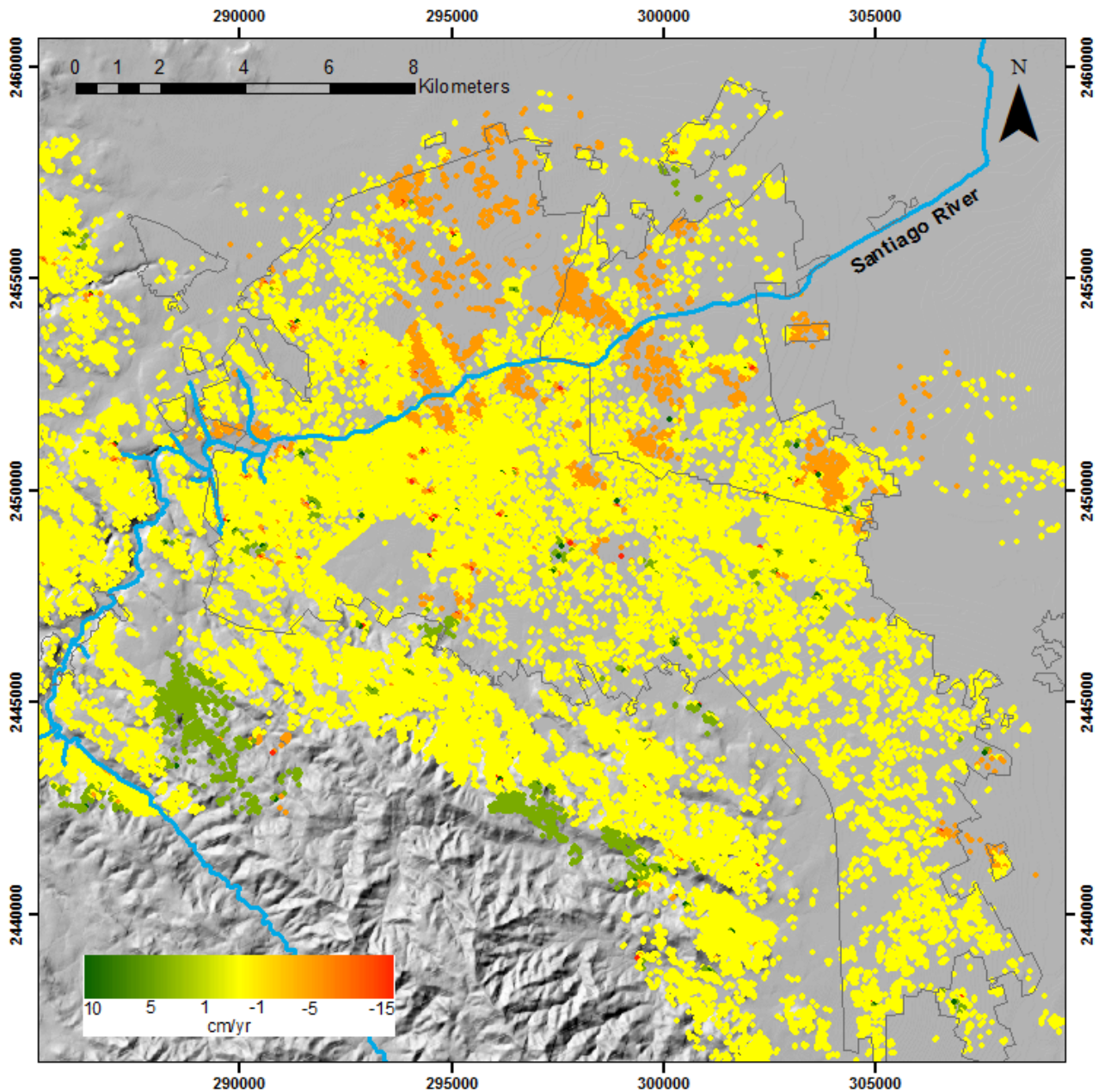


Figura 66. Mapa de velocidad de deformación en la dirección LOS (Elaboración propia).

En amarillo están representados todos los PS que tienen una velocidad estable, la cual, se encuentra entre -1 y 1 cm/año, esta velocidad de “estabilidad” se define a partir de la desviación estándar de la velocidad de deformación de todos los PS calculados. Aquí se puede notar que los colores verdes en efecto corresponden a la zona montañosa que se ubica al poniente de la zona Metropolitana, la Sierra de San Miguelito, las causas de este levantamiento están relacionadas muy posiblemente con la geodinámica del centro de México, donde un borde de subducción que delimita el margen occidental de cara al Pacífico puede ocasionar el empuje o crecimiento de las cadenas montañosas. Por otro lado, las zonas de subsidencia están hacia el centro y norte de la ciudad, afectando a ambos municipios. A continuación, se analizará si la subsidencia está relacionada netamente con la dinámica estructural al interior del valle (fallas) o si se relaciona más con la extracción de agua subterránea y los decaimientos piezométricos en donde hay mayor espesor de materiales deformables, como se ha analizado en los capítulos anteriores.

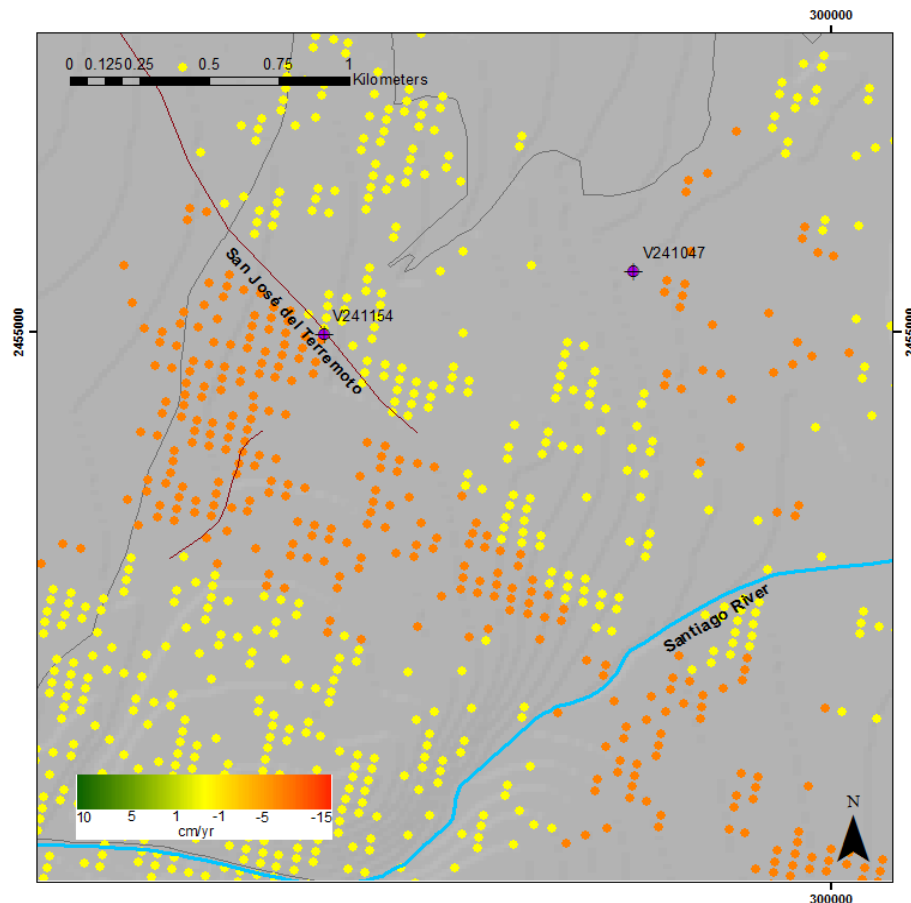


Figura 67. Mapa de subsidencia a lo largo de la falla San José del Terremoto (Elaboración propia).

En la Figura 67 se observa como la técnica CPT detecta la traza de la falla que afecta la colonia Villa de San Lorenzo, al norte de la ciudad de San Luis Potosí. Esta traza ha sido definida por el instituto de Geología y personal de la facultad de ingeniería de la UASLP, sin embargo, aquí se expone un trayecto que aún no ha sido cartografiado, esto puede considerarse como una de las ventajas de InSAR, dado que es una herramienta que funciona para complementar la cartografía de expresiones estructurales como es el caso de esta falla. A continuación, en la Figura 68 se observa la serie de tiempo de los PS que están cerca del vértice V2411154, que se encuentra justo en el flanco donde se está hundiendo la calle.

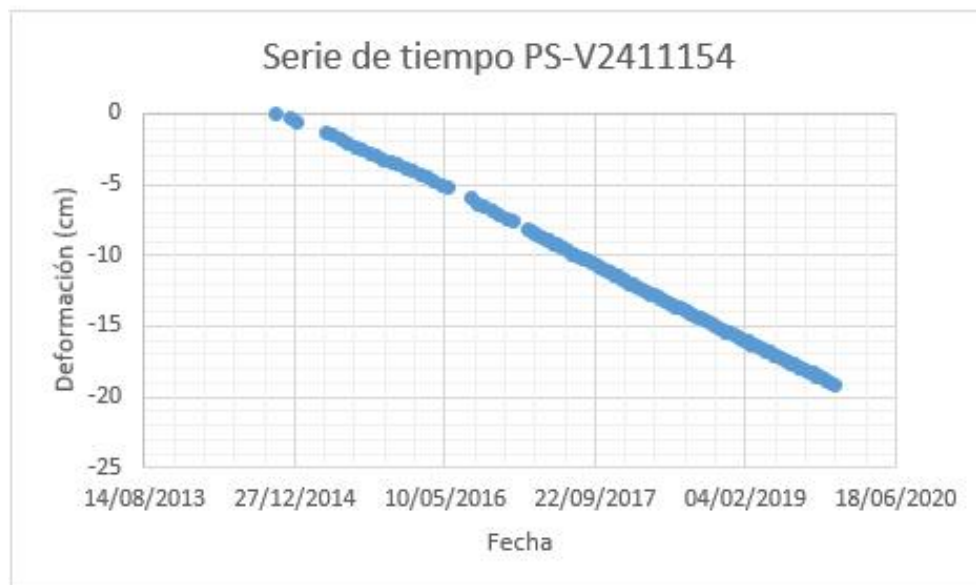


Figura 68. Serie de tiempo del vértice V2411154 y fotografía de la falla San José del Terremoto.



Aquí la serie de tiempo muestra las deformaciones lineales, de manera que este punto se ha hundido más de 20 cm durante los últimos seis años, y se evidencia en la deformación de la calle como muestra la fotografía de la zona que circunda el vértice. A partir de los análisis de esta zona en particular, se puede decir que una parte de la subsidencia está dominada por las fallas que se han formado al interior del graben y que se reflejan en la superficie. Sin embargo, es importante mencionar que la explotación del agua subterránea también puede acelerar los efectos de movimientos en superficie a causa de estas fallas y de la heterogeneidad del basamento de la cuenca.

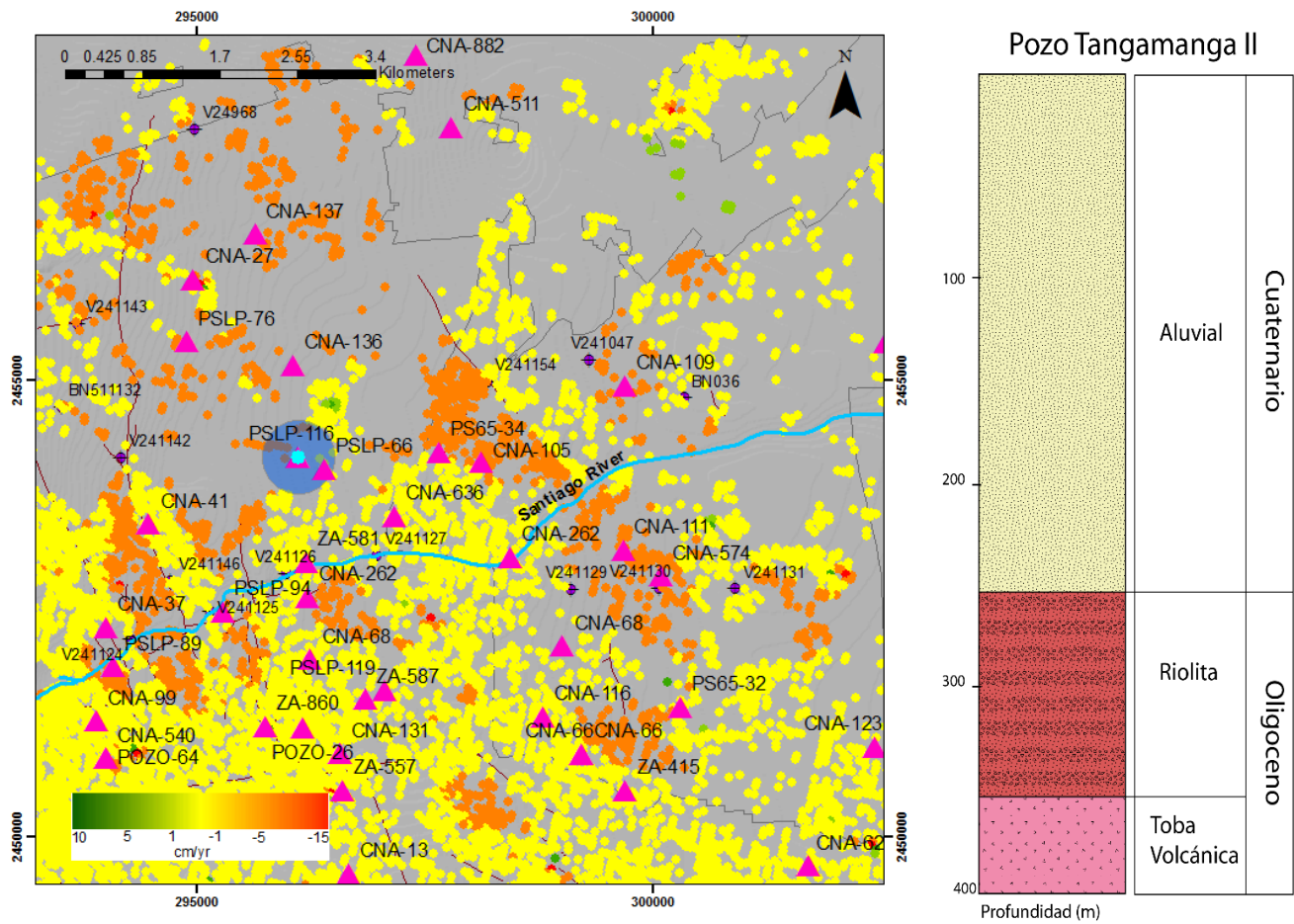


Figura 69. Mapa zona de subsidencia Pozo Tangamanga II y su columna estratigráfica (Elaboración propia).

El otro caso es la subsidencia diferencial que no está relacionada a las fallas, como es el ejemplo de los PS que se encuentran alrededor del pozo PSLP-116 (Figura 69), el cual está ubicado en el parque Tangamanga II, como se observa en el mapa de subsidencia, alrededor de este pozo se presenta hundimiento y si se relaciona con la información de la columna

estratigráfica, se confirma que es una zona donde hay una capa de al menos 200 m de espesor de materiales aluviales, lo que se traduce en materiales deformables. A continuación, en la Figura 70, se muestra la serie de tiempo relacionado a este pozo, en donde las deformaciones de los últimos 6 años han alcanzado los 6 cm de subsidencia.

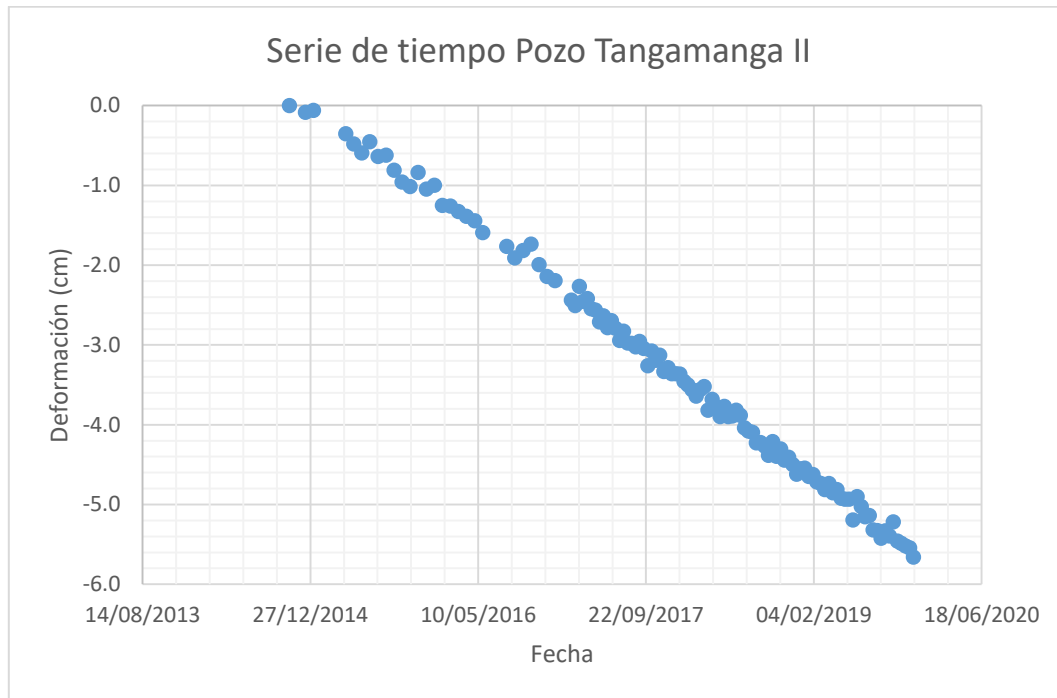


Figura 70. Serie de tiempo pozo Tangamanga II.

Recapitulando los resultados del capítulo 3, en el cual se realizaron análisis geoestadísticos para predecir en qué zonas de la zona metropolitana del Valle de San Luis Potosí existen mayores decaimientos en los niveles piezométricos del acuífero profundo; se obtuvieron que las zonas más críticas se encuentran en el centro y norte, esto coincide a su vez, con las zonas de subsidencia que ha generado CPT a través del análisis de las imágenes radar. Las fallas, a su vez, están concentradas en el centro y sus expresiones en superficie se evidencian claramente en el centro histórico, las colonias que atraviesa la falla aeropuerto y algunos tramos de la canalización del Río Santiago.

A continuación, se analiza otra zona donde la subsidencia tampoco está relacionada con fallas. Como se puede ver en la Figura 71, el pozo CNA-137 se encuentra más al norte del pozo ubicado en el parque Tangamanga II, al observar la columna estratigráfica correspondiente, se nota que al igual que el pozo PSLP-116, el subsuelo en esta zona comprende grandes estratos de materiales deformables como arcillas, limos, arenas, de más

de 300 m de espesor. Aquí es claro que el fenómeno está relacionado fuertemente con la naturaleza de los materiales de relleno de la cuenca en esa zona, que además coinciden con los mayores cambios negativos en el nivel estático del acuífero.

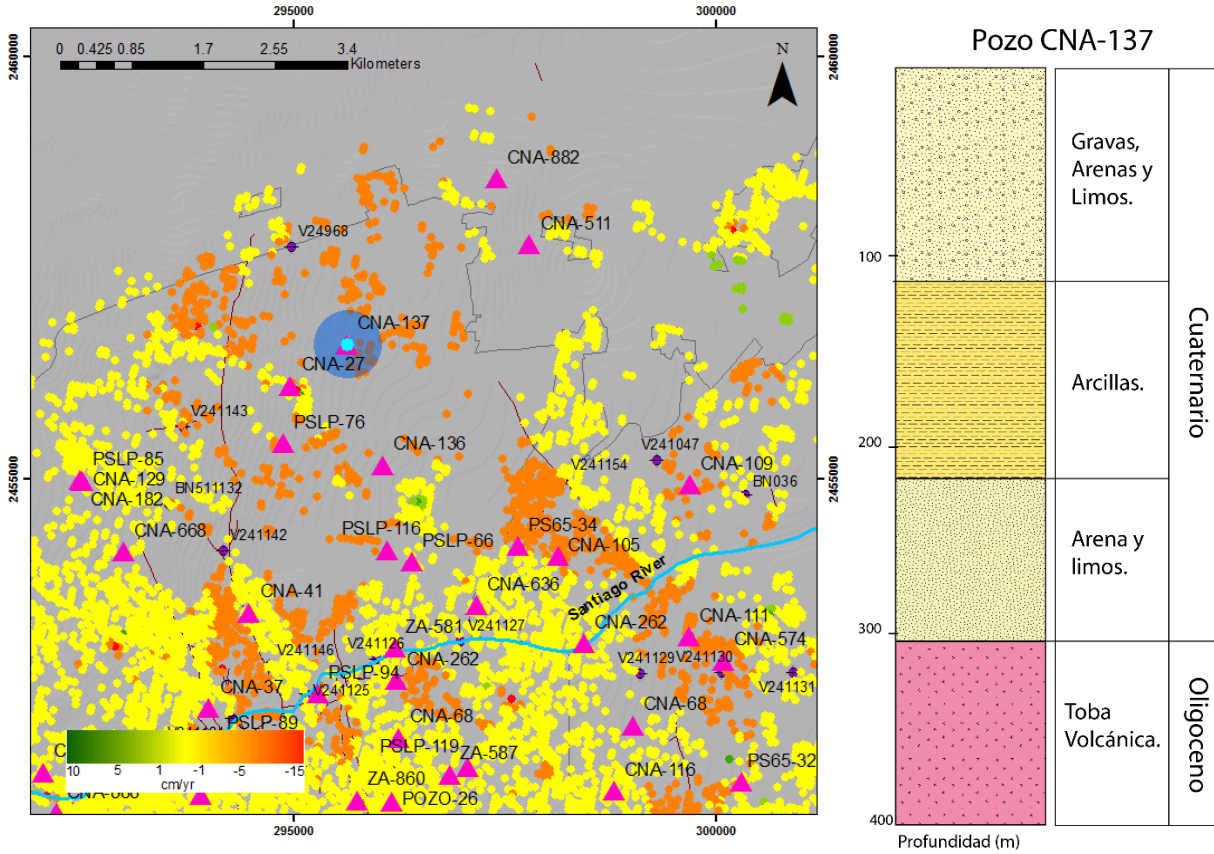


Figura 71. Mapa de subsidencia de zona pozo CNA-137 y su columna estratigráfica (Elaboración propia).

Respecto a la serie de tiempo que se muestra en la Figura 72, se observa que es muy parecida a la del pozo anterior. En los últimos seis años ha acumulado hundimientos de más de 12 cm, el doble que en la zona del Parque Tangamanga II, pero es importante anotar, que en esta zona los materiales deformables comprenden 100 metros más que en el pozo PSLP-116. Con esto se confirma la fuerte correlación que existe entre la calidad de los materiales del subsuelo y la subsidencia que se presenta. También es importante comentar que, la subsidencia que se da por las fallas que existen al interior del valle, presenta valores de hundimientos mayores, por ejemplo, el de la falla de San José del Terremoto supera los 20 cm, dentro de esta categoría, el fenómeno es más localizado y puntual, además los daños estructurales que se presentan son más evidentes y más críticos, mientras que la subsidencia que se relaciona por la sobre explotación del agua subterránea combinada con la naturaleza

de los materiales, es más lenta y más zonificada, abarcando áreas más extensas, y sus consecuencias en las estructuras es menos crítica y abrupta.

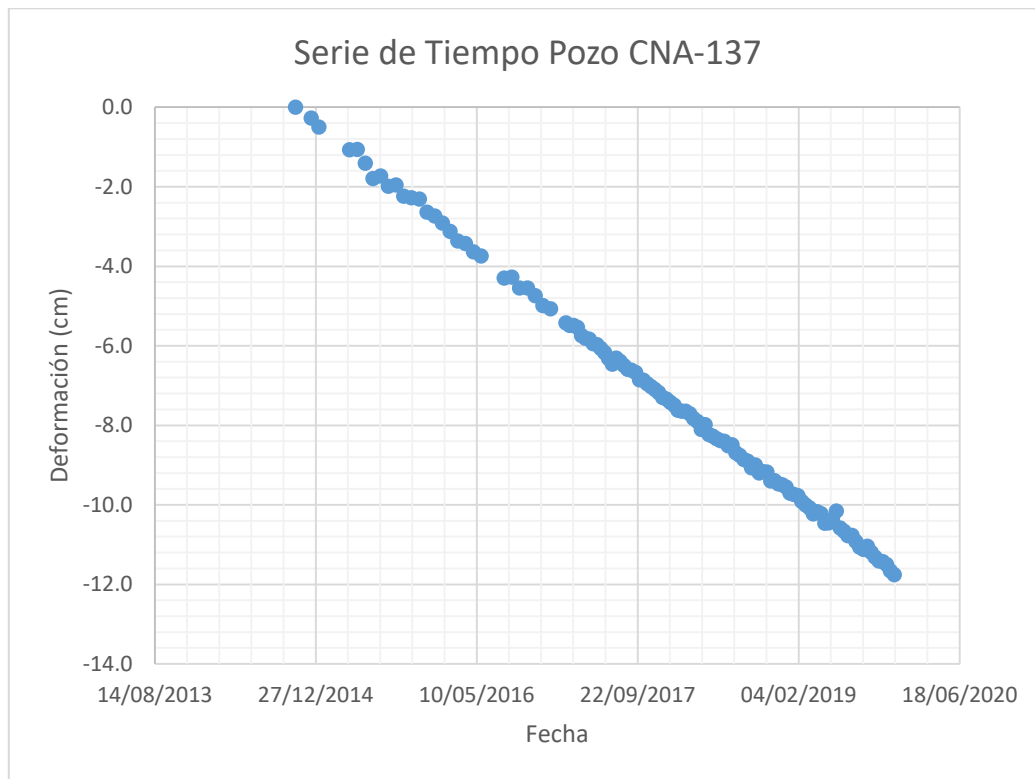


Figura 72. Serie de tiempo pozo CNA-137.

### 11.7. Campaña medición de vértices en el VSLP con receptores GNSS.

En 2014, el INEGI en conjunto con la Facultad de Ingeniería de la UASLP realizaron una campaña de medición de vértices con GPS en lugares donde se habían detectado de manera puntual, hundimientos y deformaciones en las estructuras de casas, edificios, calles y andenes. A partir de los resultados anteriores de las zonas donde hay subsidencia según la técnica CPT, las cuales también se muestran en los interferogramas realizados con SNAP, se seleccionaron 17 puntos para analizar la evolución de la deformación durante los últimos 6 años. Los vértices escogidos se muestran en la Figura 73.

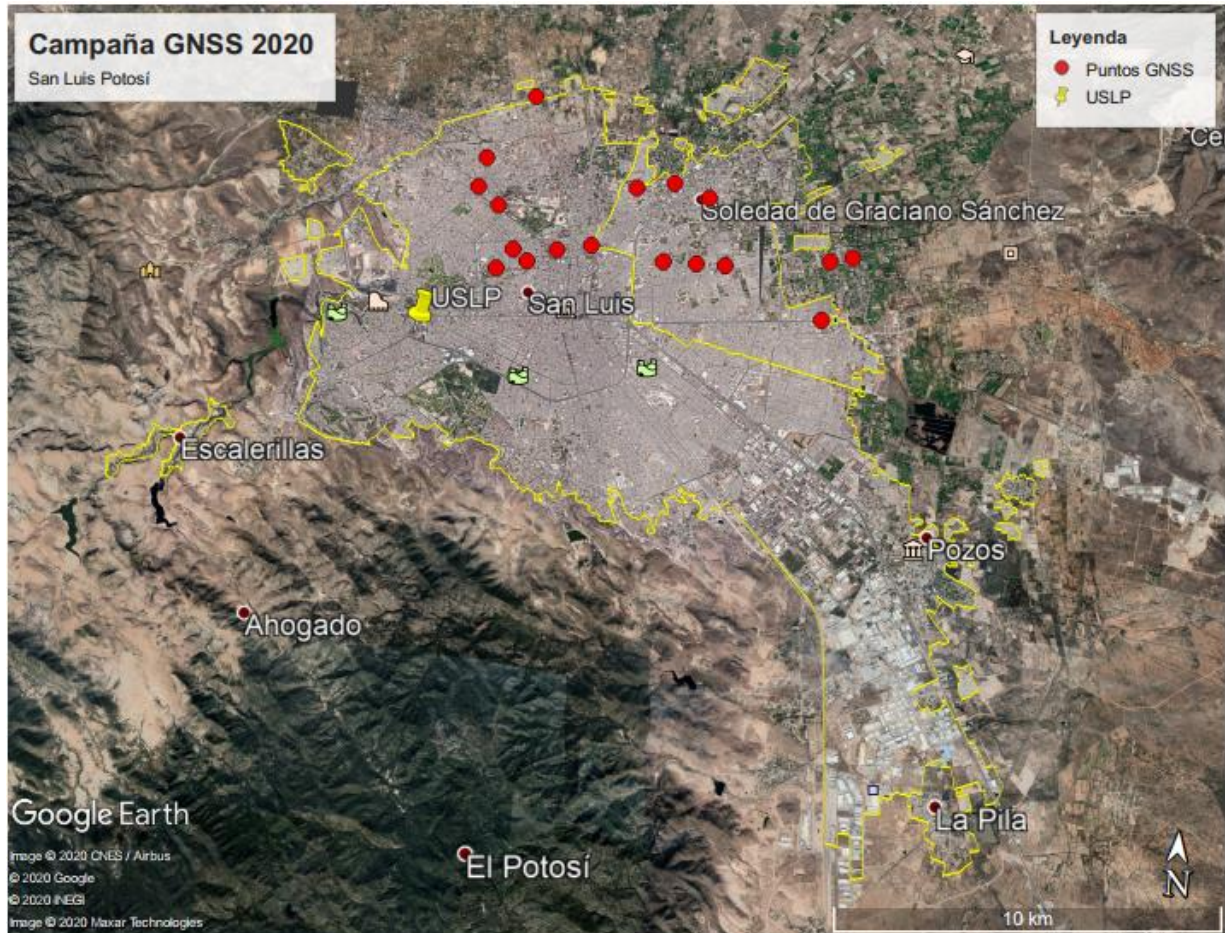


Figura 73. Campaña GNSS de abril del 2020 (Elaboración propia).

Como se observa en la figura anterior, todos los puntos están localizados en la zona norte y nororiental del VSLP incluyendo ambos municipios, San Luis Potosí y Soledad de Graciano Sánchez. Las mediciones de los vértices se hicieron con método estático, durante 2 horas o 2 horas y media en los lugares que se encontraban rodeados de árboles o muy cercanos a edificio. El equipo que se utilizó para estas mediciones fue un Trimble R8s, el cual es un equipo de doble frecuencia y multi-constelación (Figura 74).

Durante las mediciones de todos los puntos, el número de satélites disponibles variaba entre 12 y 18, y los valores de PDOP oscilaron entre 1.1 hasta 2.4 para el valor de más baja calidad. La altura se midió desde el suelo hasta la base de la antena, la cual tenía un radio de 0.095 m y fue una altura de tipo inclinada. Las imágenes a continuación corresponden a algunos lugares donde se encuentran los vértices o placas del INEGI.



Figura 74. Receptor y tableta Trimble R8s.



Figura 75. Vértices medidos en el VSLP.

En la Figura 75, A corresponde a un vértice en una zona rural vía Cerro de San Pedro, B se encuentra frente a la iglesia del Saucito, C está entre Bulevar Río Santiago y Acceso Norte, D en una privada de Soledad de Graciano Sánchez y E en la colonia Industrial Aviación en San Luis Potosí.

En la privada Sauzalito, uno de los lugares donde se ha reportado inundaciones debido a los hundimientos, se encontraron agrietamientos en las paredes de los edificios, en los marcos de las ventanas, así como también grietas en los andenes, como se observa en la Figura 76.



Figura 76. Grietas en inmuebles, zona de subsidencia en la Privada el Sauzalito.

Durante la campaña también se observaron algunas expresiones estructurales de la falla aeropuerto en la colonia que lleva este mismo nombre, dentro de las Privadas se manifiesta en forma de escalones, lo que ocasiona hundimiento de las casas, grietas, rompimiento y colapso de muros en los casos más graves, como se puede apreciar en la Figura 77.



Figura 77. Casas afectadas en Industrial Aviación, Falla Aeropuerto.

### 11.7.1. Post-proceso mediciones GNSS con método estático.

Una vez se tienen las mediciones de los vértices a través del receptor, es necesario esperar al menos 15 días para que las efemérides finales de GPS y de GLONAS estén listas. El post-proceso de los vértices se realizó a través del software Trimble Business Center en su versión 5.10. En la Figura 78 se observa el entorno del software.

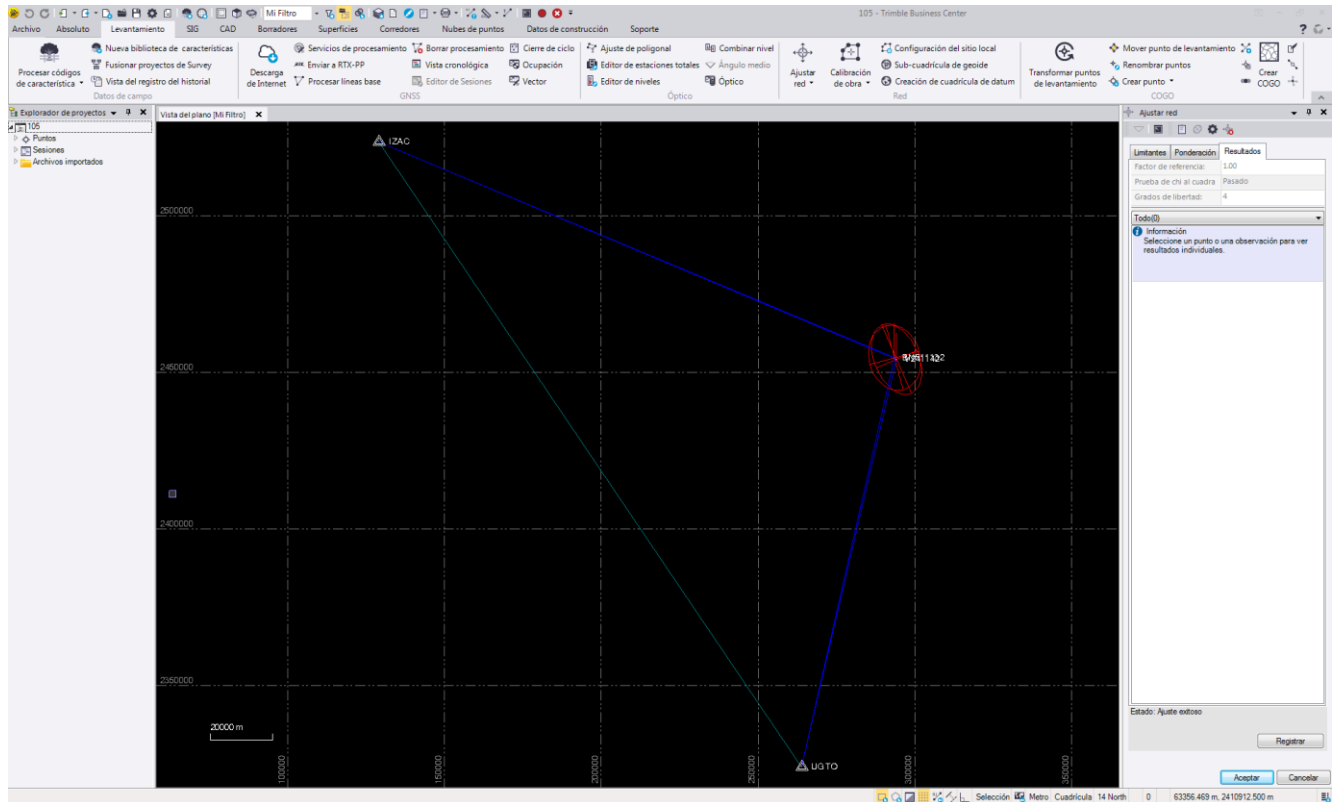


Figura 78. Entorno gráfico TBC.

Inicialmente se debe configurar la cuadrícula, en donde se define el sistema de coordenadas. Como el caso en específico es un procesamiento riguroso, para obtener la mejor precisión en la altura, es necesario instalar el modelo geoidal GM10 (México 2010) y trabajar en el sistema de coordenadas con transformación de datum “ITRF” y método de datum “Molodensky”. Una vez se tenga configurado el sistema de coordenadas, se importan los datos brutos que recolectó el receptor GNSS, es importante verificar la información de cada vértice, confirmar que la altura de la antena es el valor que se anotó en la bitácora y el método con el que se midió (ejemplo: centro tope protector) automáticamente TBC identificará el



modelo de la colectora y hará la conversión de la altura inclinada con respecto a las especificaciones técnicas del modelo R8s.

Seguidamente, se importan los datos de las estaciones que conforman la RGNA (Red Geodésica Nacional Activa), de la cual se seleccionaron las estaciones de Zacatecas y Guanajuato, porque son las más cercanas a San Luis Potosí y porque son zonas en donde no se ha detectado problemas de subsidencia que pueda afectar las lecturas en la altura de cada estación permanente. Los datos se descargan directamente desde la página de INEGI, seleccionando la fecha y las horas en las que se estuvo recolectando la información.

Es necesario extrapolar las coordenadas de las estaciones de referencia, según el modelo a la época, como este modelo data del 2010 y las mediciones se hicieron en 2020, de manera que hay que considerar el movimiento de la placa tectónica, por tanto, las coordenadas que aparecen para las estaciones permanentes de Zacatecas y Guanajuato no se reconfiguran según las contempladas en el calendario de INEGI. Sino que para esto, es necesario utilizar el software ITRF08PR (ver Figura 79.) que se encuentra disponible para su descarga en la página de INEGI.



Figura 79. Entorno gráfico del software ITRF08PR.

En el módulo A se debe poner la época actual aplicando la siguiente ecuación:

$$\text{Época} = (\text{año actual}) + \left( \frac{\text{día Juliano}}{\text{número de días del año}} \right) = 2020 + \left( \frac{108}{366} \right) = 2020.2951$$

**Ecuación 26. Extrapolación coordenadas a época actual.**

Al dar aceptar aparecerán las coordenadas para cada estación de referencia, éstas son las que deben introducirse en TBC (Figura 80).

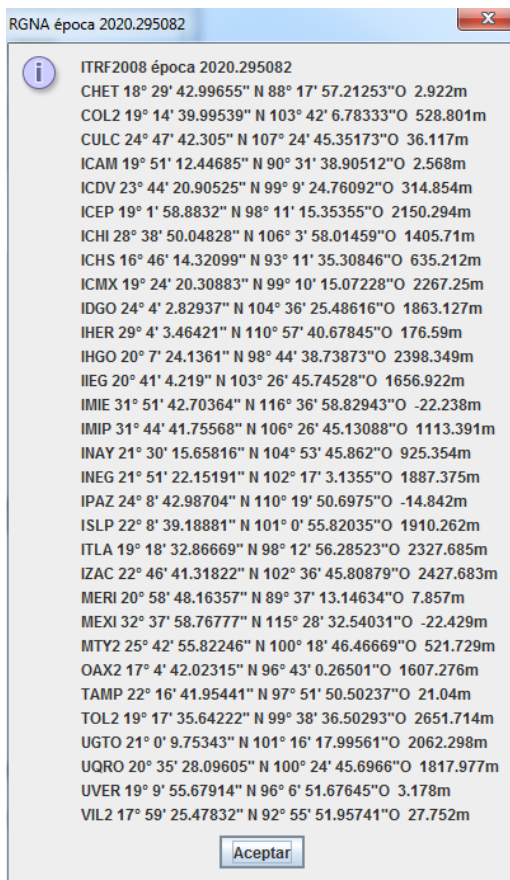


Figura 80. Coordenadas a época 2020.

Una vez corregidas las coordenadas es necesario importar las efemérides finales, TBC realiza esta acción de manera automática, descargando los valores desde la IGS. En este punto, se tiene todos los insumos necesarios para realizar el procesamiento de las líneas bases, no es necesario procesar los vectores que resultan entre las estaciones permanentes, por tanto, estos son descartados antes de iniciar el procesamiento. Después de procesar las líneas bases y asegurarse de que todas estén dentro de los márgenes de error permitidos, se procede a realizar el ajuste de la red. Cuando el ajuste es completado hay que verificar en la

pestaña de resultados que el factor de referencia esté cerca de 1 y que la prueba de “chi al cuadrado” esté pasada, esto nos da confianza acerca del cálculo de los resultados.

Por último, se solicita al TBC el informe de ajuste de red, en donde se contemplará detalladamente la información acerca del procesamiento de los vértices junto con sus coordenadas calculadas y sus respectivos errores asociados. Una vez se obtengan las coordenadas de los puntos de interés, entonces es necesario regresar al módulo B del software de INEGI para regresar las coordenadas a la época 2010. Para esto, hay que introducir las coordenadas calculadas por TBC y el cálculo de la época 2020, y el software arrojará las coordenadas finales que se utilizaron para la validación de CPT.

### **11.8. Validación datos CPT a partir de mediciones GNSS.**

Es importante recordar que los satélites no toman la información de manera perpendicular a la superficie de la tierra, sino que tiene un ángulo de inclinación, por tanto InSAR mide en la dirección LOS, sabiendo que Sentinel-1 tiene un ángulo de aproximadamente  $34^\circ$ , entonces es necesario hacer una conversión trigonométrica para poder traer los datos GNSS a la medida de la dirección LOS, para equiparar los valores y poder compararlos. Esta conversión se hace a través de la siguiente ecuación.

$$\text{Def en dirección LOS} = \text{medida GNSS} * \cos(34.245)$$

*Ecuación 26. Conversión a deformación en dirección LOS.*

Finalmente, una vez se tenga el valor de los vértices y se efectúa dicha conversión estarán listos para poder enfrentarlos a los resultados por posicionamiento, por consiguiente, es necesario realizar una análisis buffer de los PS que se encuentran alrededor de estos vértices, con un radio de 150 m, ya que en varios casos los PS no coinciden justamente con el vértice, de esta manera se obtienen toda la información de las medidas de deformación de cada uno de los PS incluidos en la zona de influencia. Estas medidas de deformación acumulada durante el periodo (2014-2019) son promediadas para obtener un valor final que se comparará gráficamente con la deformación acumulada medida con GNSS (Figura 81).

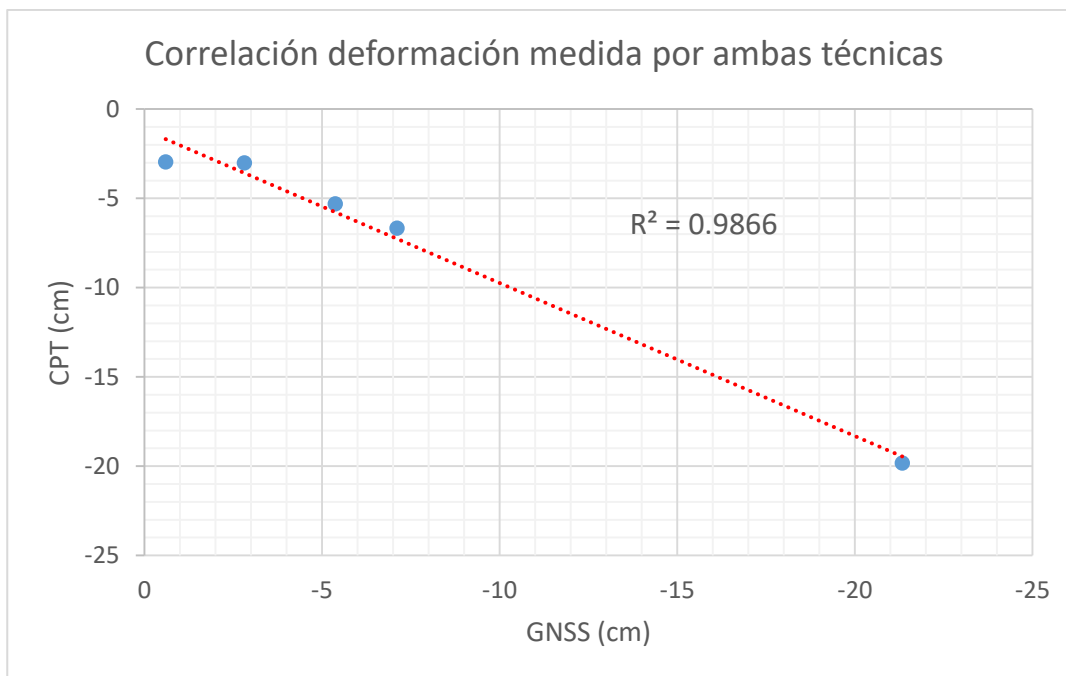


Figura 81. Gráfica de la correlación entre la deformación medida por CCPT y GNSS.

Como se observa en la gráfica de la correlación (Figura 81), el valor de la  $R^2$  es de 0.9866, un valor muy cercano a 1, lo que indica una correlación fuerte entre ambas mediciones. A partir de estos resultados, se puede concluir que hay poca variabilidad entre ambas técnicas, lo que nos ofrece una confiabilidad en las mediciones realizadas con CPT, la cual a pesar de ser una tecnología remota puede ofrecer una muy buena precisión en el estudio de las deformaciones, en este caso, la subsidencia en áreas urbanas de la Zona metropolitana de San Luis Potosí.

A continuación, se mostrarán dos gráficos donde se comparan las series de tiempo de la deformación con las mediciones de los vértices GNSS.

En la Figura 82. Se observa algunos valores en el tiempo resultados de la media de los PS que se encuentran en la zona de influencia alrededor del vértice 241154, se escogieron 7 del total de las mediciones que conforman la serie de tiempo, para poder representar de una manera más sencilla la desviación estándar de dichas deformaciones, cuyos valores varían entre 0.03 y 0.28. En la Figura 83 se muestra la serie de tiempo completa para el vértice BN11132.

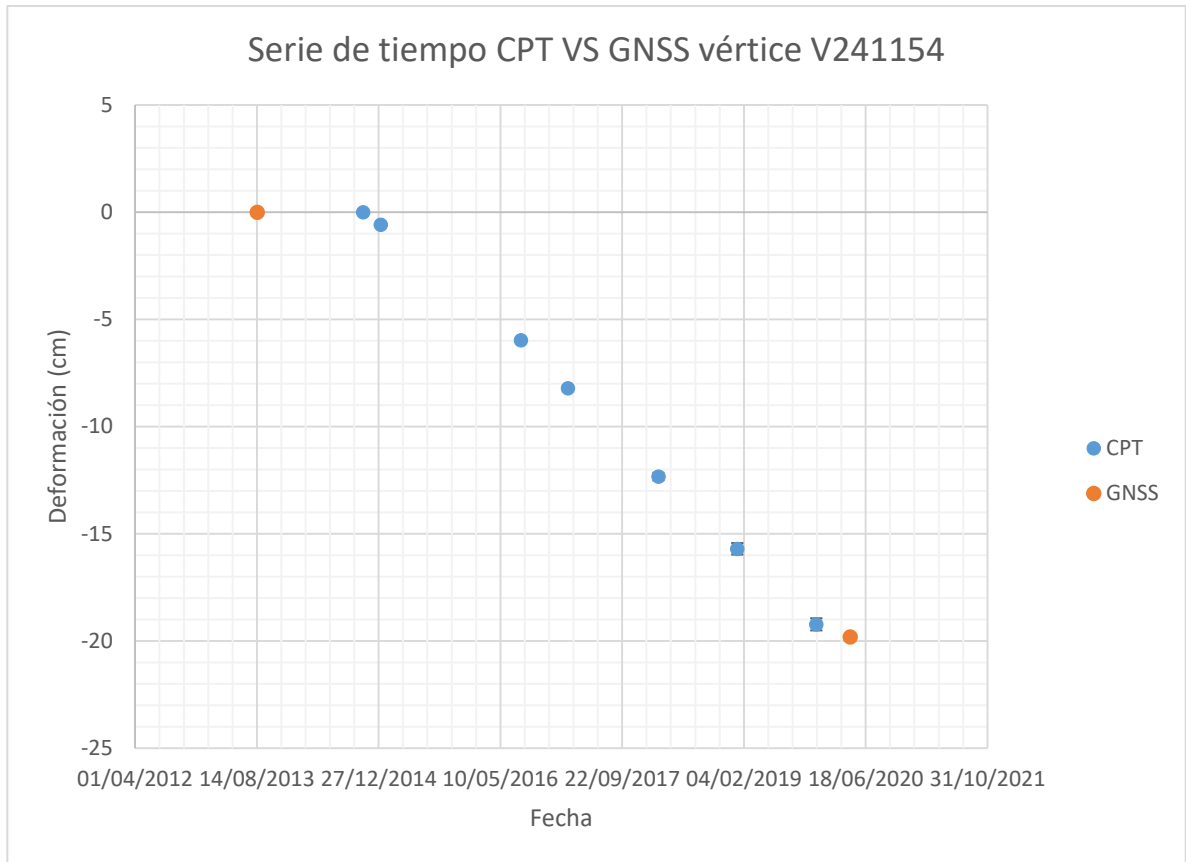


Figura 82. Serie de tiempo CPT y GNSS en el vértice 241154.

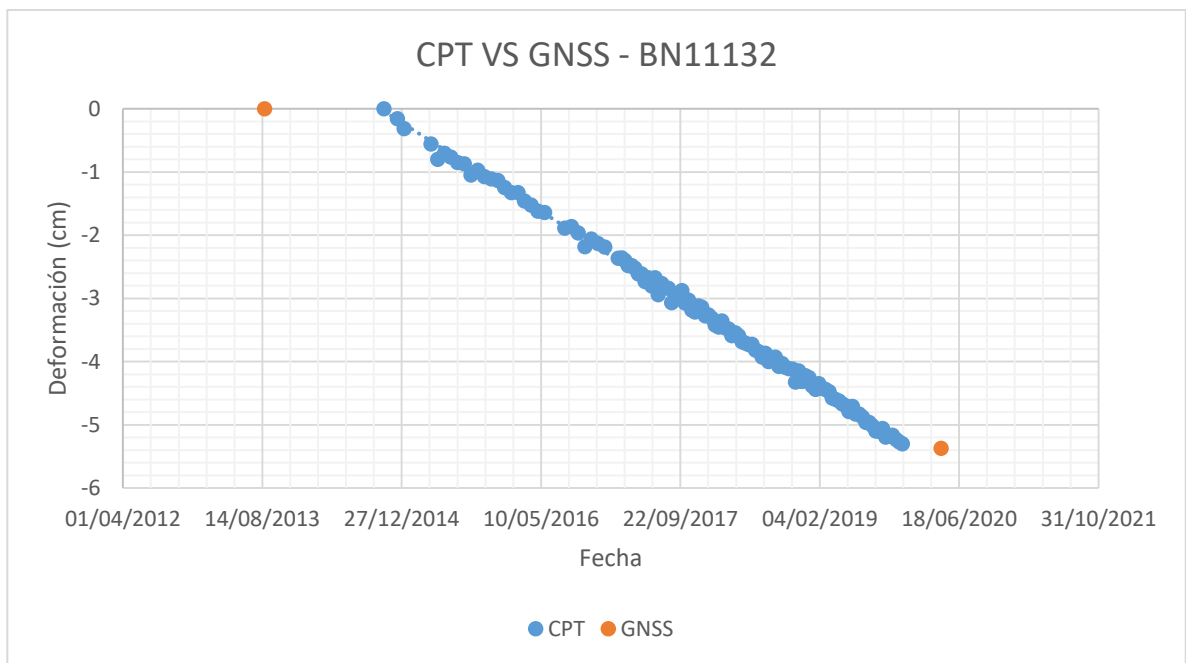


Figura 83. Serie de tiempo CPT y medidas GNSS para el vértice BN11132.

Como se observa en la figura anterior, el valor inicial del GNSS es a mediados del 2013, mientras que las mediciones de CPT inician en 2014, esto representa un desfase que también se percibe al final de la serie, ya que las imágenes InSAR se analizaron hasta noviembre del 2019, mientras que la segunda medición de los vértices se realizó en abril del 2020. A pesar de esto, se puede observar que la tendencia de la serie de tiempo se acerca a la deformación de las últimas mediciones con el método estático GNSS.

Como actividad final, se realizó una prueba de la precisión para el receptor GNSS en la falla aeropuerto. En donde se midieron un punto en cada uno de los flancos de la traza de la falla, separados por un escalón de aproximadamente 70 cm, medido con GNSS, que se ha estado hundiendo durante al menos los últimos 20 años.

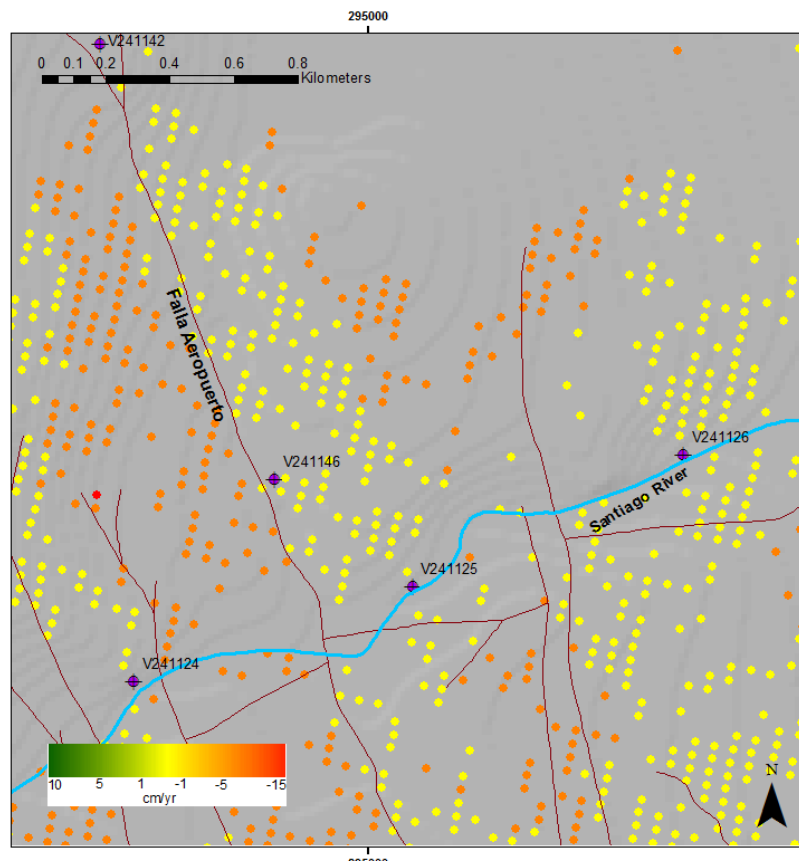


Figura 84. Trazo de la falla Aeropuerto identificada por la técnica CPT (Elaboración propia)..

Se puede observar en la Figura 84 como los resultados del análisis CPT son coherentes con la traza de la falla Aeropuerto que se ha venido monitoreando por Protección Civil y el Instituto de Geología de la UASLP. En esta imagen, los PS en naranjado coinciden con toda

la zona de hundimientos, mientras que en amarillo se encuentran las zonas más estables y menos afectadas, justo donde está ubicado uno de los vértices (241146), la segunda medición que se realizó fue a unos 30 m de este vértice, ubicado en la zona de influencia de la falla y donde existe una subsidencia importante, como se mostró anteriormente en la Figura 77 en donde se contemplan las afectaciones a las calles, muros y casas atravesadas por la falla Aeropuerto.

### 11.9. Correlación de la subsidencia con la extracción de agua subterránea.

Como se había mencionado en el capítulo 2. La mayor densidad de pozos donde se han concedido permisos para la extracción de agua se encuentra concentrada en el municipio de Soledad de Graciano Sánchez, como se observa en la Figura 85.

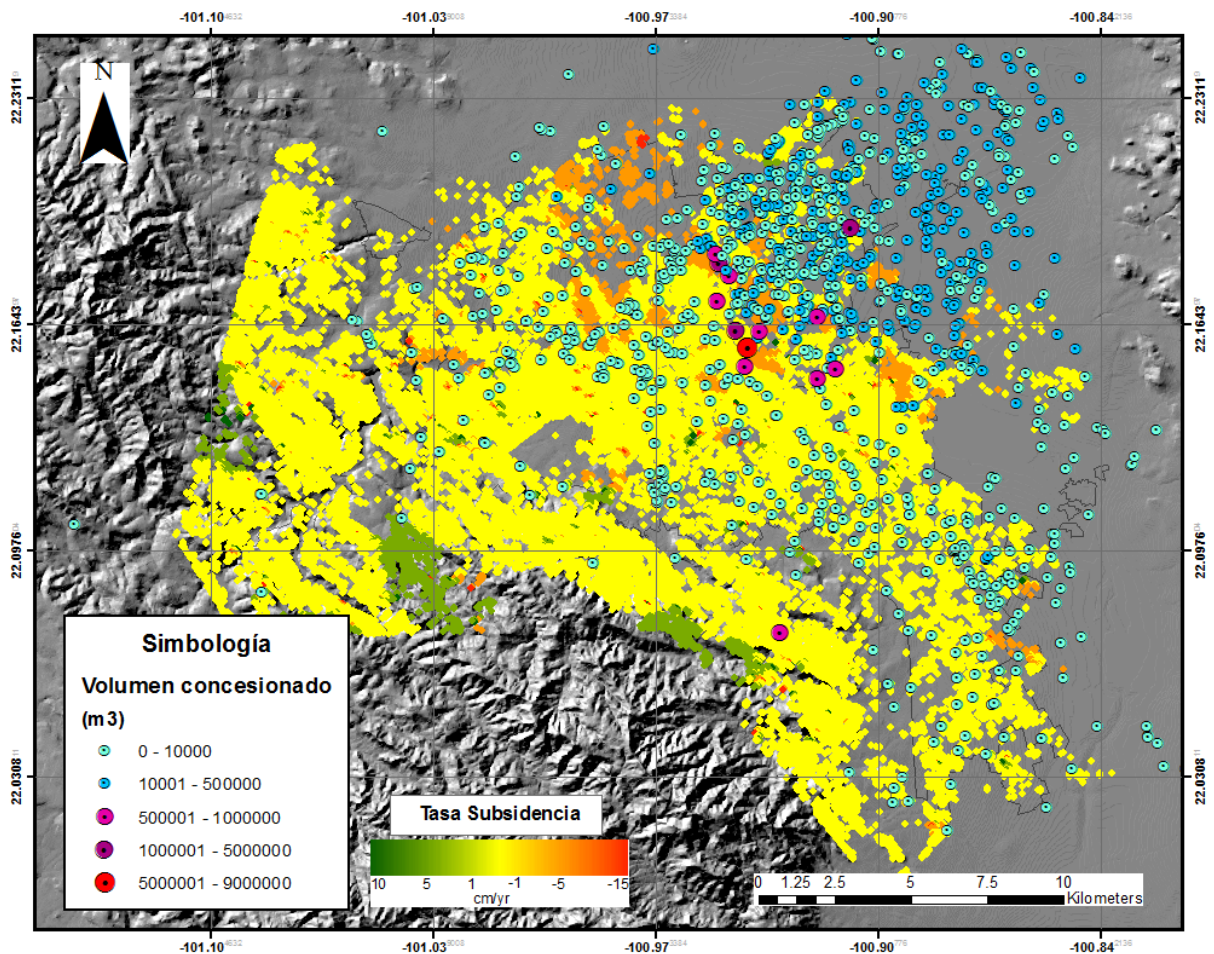


Figura 85. Mapa de correlación del volumen de extracción de agua y subsidencia (Elaboración propia).

En este mapa (ver Figura 85) en el cual se combinan los datos recopilados tanto como de San Luis Potosí, así como del municipio de Soledad de Graciano Sánchez, se observa que los pozos de color azul son los que reportan menor volumen de extracción anual (de 0 a 500,000 m<sup>3</sup>) pero dominan en cantidad y se concentran hacia la zona norte y nororiente del área metropolitana. Es posible que muchos de estos pozos no estén activos actualmente, ya que en un principio estaban destinados al riego de las zonas agrícolas y a medida de que la urbe se va expandiendo, muchos son cerrados para abrir otro en sus inmediaciones o cambian el tipo de uso en su concesión. A pesar de que aquí se muestran más de 1000 pozos porque incluyen todas las concesiones otorgadas durante las últimas tres décadas, en la actualidad se encuentran activos “oficialmente” un poco menos de 200 pozos; es difícil conocer con exactitud cómo es el verdadero comportamiento de las extracciones ya que lo bombeos clandestinos no son considerados en esta recopilación de datos históricos.

Se observa también que las mayores extracciones de color rojo, morado y fucsia con valores de volumen concesionado de 500,000 a 9'000,000 de m<sup>3</sup> son pocas en comparación con las de los demás rango de extracción y estas particularmente están ubicadas en el centro de la ciudad y su uso principalmente se deriva a lo público y doméstico, el cual supera por mucho el volumen de agua que es utilizado en la zona industrial (ubicada al sur de la ciudad).

Ahora, al sobreponer los datos de las extracciones de agua sobre el mapa de subsidencia, se observa que coinciden en dos aspectos; primero las zonas donde se reportan mayor densidad de concesiones otorgadas concuerda con zonas de subsidencia que no están relacionadas netamente a las fallas; segundo, las zonas donde actualmente hay mayor extracción de agua también coinciden en algunas partes con estas zonas donde los hundimientos son lentos y no están relacionados directamente con los movimientos estructurales típicos de cuencas de graben, con lo que se puede concluir que sí está relacionado el volumen de extracción de agua subterránea con las deformaciones verticales que actualmente se presentan en la zona metropolitana del valle de San Luis Potosí y que afecta en mayor medida al municipio de Soledad de Graciano Sánchez.



### 11.10. Correlación de la subsidencia con los decaimientos piezométricos.

La Figura 86, en este caso en particular se percibe que tiene mucha relación con lo mencionado en la correlación anterior; como se observa, los mayores decaimientos en los niveles estáticos corresponden a las zonas donde se había mostrado en la Figura 85, que hay mayor densidad de concesiones y en donde se ubican los pozos con mayor volumen extraído. Por tanto, se puede afirmar que los bombeos más exhaustivos están relacionados con la disminución del nivel piezométrico.

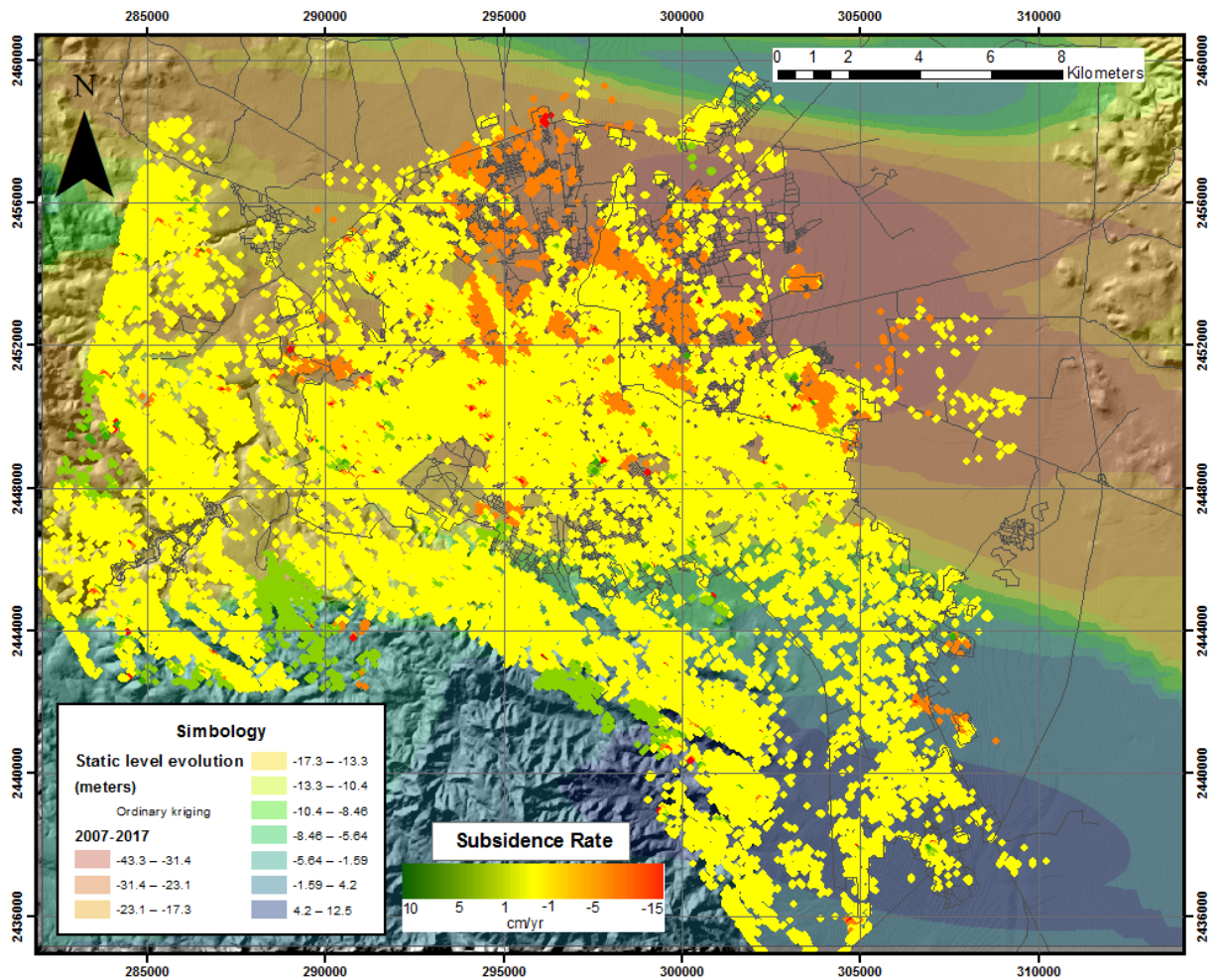


Figura 86- Mapa de correlación del descenso de los niveles piezométricos y la subsidencia (Elaboración propia).

Respecto a las zonas de subsidencia, se percibe que estos decaimientos también coinciden con las zonas más destacadas en donde se evidencia este fenómeno. Es importante aclarar que la interpolación de este mapa sólo se hizo con 24 pozos, por tanto puede haber

zonas de propagación de errores en el cálculo de las áreas estimadas, lo ideal sería realizar una interpolación con un número mayor de pozos para obtener una mejor aproximación. Sin embargo, con esta información limitada se puede decir que existe una correlación entre los descensos de los niveles estáticos con la subsidencia y que este fenómeno sí está relacionado con la explotación del acuífero, siendo así, una de las causas de la subsidencia que no tiene origen en las fallas que se encuentran al interior del valle.

### 11.11. Correlación de la subsidencia con el espesor de suelo blando.

El tercer factor que es clave para determinar el origen la subsidencia, es la naturaleza de las rocas que conforman el acuífero y de estas dependerá la respuesta mecánica al aumento del estrés efectivo de los materiales litológicos. Como es sabido, el acuífero del VSLP se encuentra sobre una espesa capa de sedimentos aluviales de diferente granulometría y que puedo alcanzar hasta los 600 m de profundidad, en las zonas donde la cuenca es más profunda. Para explicar esto se hizo un análisis de la siguiente fórmula, la cual es utilizada comúnmente en el cálculo de los asentamientos. Estos asentamientos se calculan considerando tres parámetros: el primero es el aumento del estado de tensión, el segundo es el espesor del suelo potencialmente deformable y por último un módulo de deformación que relaciona los parámetros anteriores (Tomas, Herrera, Cooksley, & Mulas, 2011). Si se considera que las variaciones en el cambio de tensión se deben a los cambios en el nivel piezométrico, como se muestra en los mapas de los apartados anteriores, entonces la relación se puede escribir como:

$$\Delta D = \Delta h \times D \times S_{sk} = \Delta h \times S_k$$

*Ecuación 37.*

En donde,  $\Delta D$  es el asentamiento de una capa deformable de tantos metros de espesor ( $D$ ) que se da por la disminución del nivel estático de  $\Delta h$  (“altura” en metros);  $S_{sk}$  es el coeficiente de almacenamiento (adimensional) que representa qué tan deformable es una capa de sedimentos por ejemplo y  $S_k$  es el coeficiente de almacenamiento específico ( $m^{-1}$ ) (Tomas et al., 2011).

A partir de esta relación matemática se puede afirmar que si hay un descenso el nivel estático habrá un aumento de la tensión, y que la deformación total depende de qué tan

deformable es una capa litológica (coeficiente de almacenamiento). En la Figura 87, se observa una distribución del espesor de suelo blando, es decir el suelo que es más susceptible a la deformación cuando la tensión es aumentada.

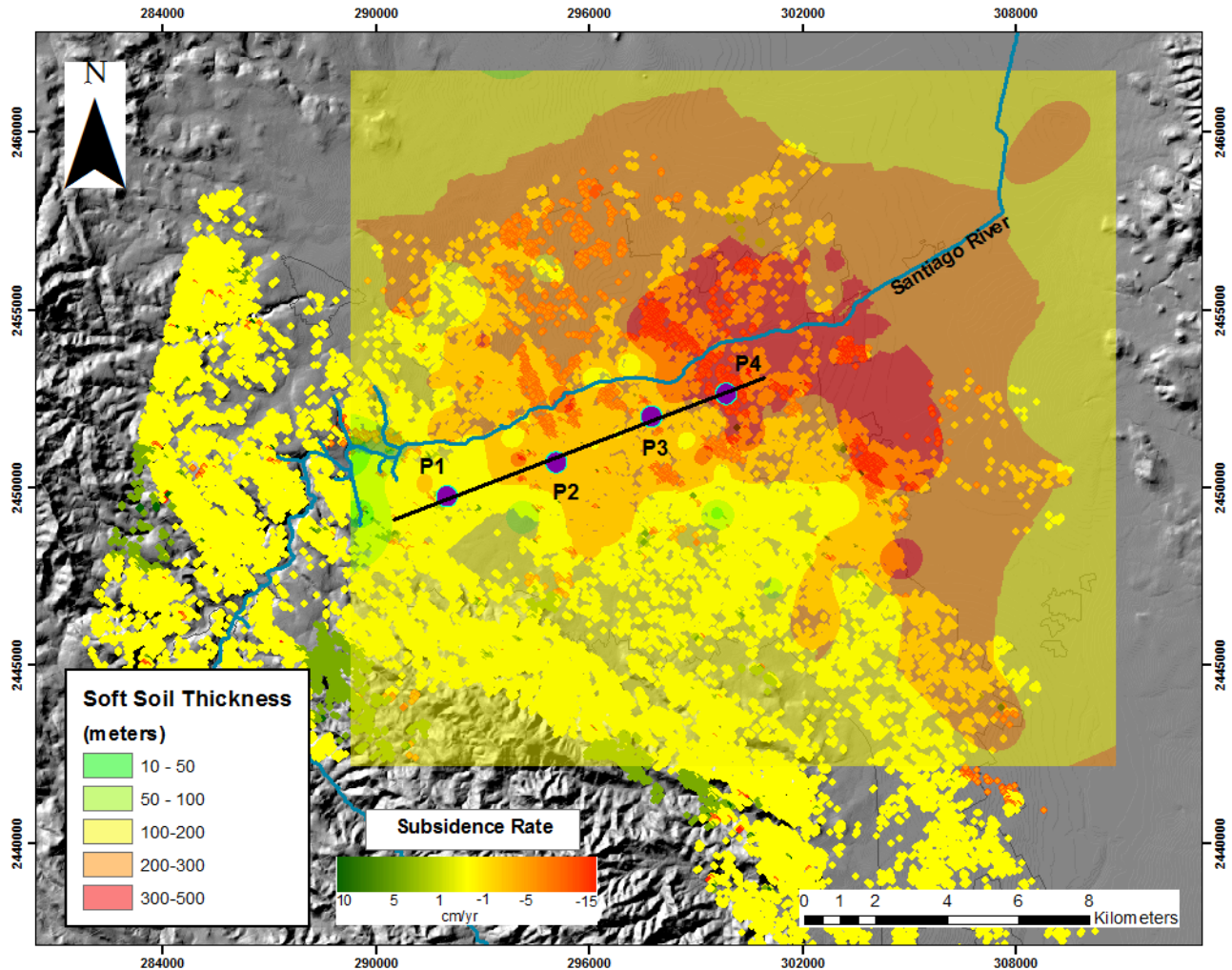


Figura 87. Mapa de correlación de la subsidencia con el espesor de suelo blando (Elaboración propia).

En el mapa de la Figura 87, se observa que el espesor de suelo blando es mayor en el centro del valle, donde el graben es más profundo, esto tiene mucha lógica porque hacia los extremos está limitado por las Sierras las cuales se componen de rocas volcánicas y sedimentarias que son más competentes que los sedimentos pobremente consolidados que han rellenado el graben durante el cuaternario. Al comparar estos resultados de los suelos más deformables con las zonas de subsidencia, se encontró que coinciden, para esto, se construyó un corte que va del punto P1 al P4 (ver Figura 87) con los valores de velocidad de

deformación generados a partir del análisis CPT y calculados a través de 4 análisis buffer con un diámetro de 300 m. Dicho perfil, se representa a continuación en la

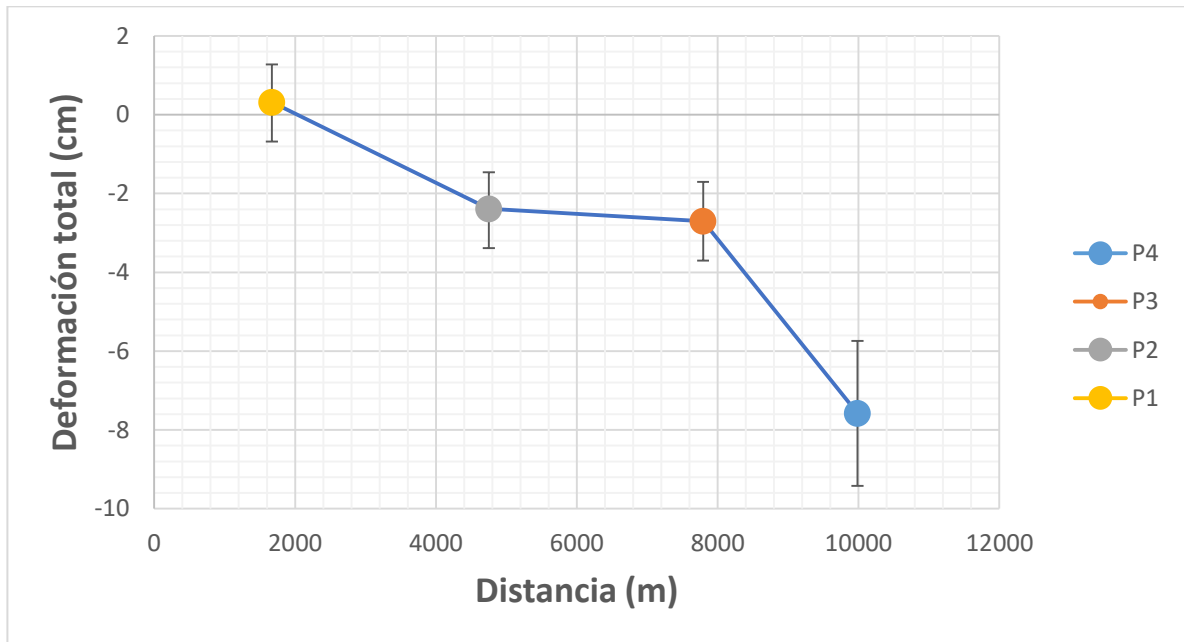


Figura 88. Perfil deformación CPT en diferentes espesores de suelo blando.

Como se observa en Figura 88, las deformaciones obtenidas con el análisis CPT coinciden con que a mayor espesor de suelo blando el valor de la subsidencia aumenta. Por ejemplo, el punto P1 que está en la zona amarilla (zona estable, es decir que no se mueve o se mueve muy poco en el tiempo) y que además está más cerca de la Sierra de San Miguelito, por lo que tiene menor espesor de suelo blando, sus valores de deformación son muy cercanos al cero. Mientras que los puntos P2 y P3 que están más cerca de la zona central del VSLP, es decir donde la cuenca es más profunda y tiene espesores de sedimento mayores, estos puntos tienen valores de subsidencia que alcanzan los 8 cm de deformación acumulada (2014-2016).

Con esto se concluye que sí existe una correlación con el espesor de suelo blando y la subsidencia y que a su vez se relaciona con la extracción de agua, un factor que influye en el aumento de los asentamientos, ya que las variaciones de cambios de tensión se relaciona con las variaciones de los niveles piezométricos.

## CONCLUSIONES.

Al culminar este proyecto se llegó a la conclusión de que la extracción de agua en el valle de San Luis Potosí está relacionada con los decaimientos de los niveles estáticos o los niveles piezométricos del acuífero y que este a su vez genera un aumento de tensión en los materiales rocosos, por tanto, las zonas que están conformadas por sedimentos que son más deformables tienden a producir mayores asentamientos en la superficie, es decir, que a mayor espesor de los suelos blandos se producirán mayores deformaciones o mayor subsidencia.

También se concluyó que la subsidencia en el VSLP tiene dos orígenes, o en otras palabras es de dos tipos, el primero que se relaciona con las fallas normales que se generan por la configuración tectónica del graben y son las causantes de los hundimientos de mayor magnitud, es un fenómeno más localizado y se presentan de manera más abrupta afectando las obras civiles de la ciudad; mientras que los movimientos asociados a la deformación por extracción de agua generan una subsidencia que es más lenta y de menor magnitud, pero que a su vez está más extendida o distribuida, especialmente en las zona norte y nororiental del VSLP, en donde, como se ha mencionado anteriormente, se encuentran los mayores espesores de sedimentos y los mayores decaimientos piezométricos.

Es importante realizar un seguimiento y monitoreo de los recursos hídricos con los que se abastece una ciudad o región determinada, ya que esto facilitará a la autoridades encargadas de la gestión y la administración del agua a tomar decisiones técnicas en la asignación de un uso sostenible al recurso; y así contar con mejores estrategias para afrontar y superar problemas de tipo de desabastecimiento que pueden acentuarse a partir del crecimiento de las poblaciones y evolucionar hacia la explotación de los acuíferos, que al combinarse con otros factores locales generan otros fenómenos que representan una amenaza para la población civil, como lo es la subsidencia.

El conocimiento de la geología y estratigrafía del acuífero profundo, es clave para determinar sus características hidrogeológicas como heterogeneidad, anisotropía y tipo de acuífero. Para definir zonas de infiltración y recargar que ayudará a tomar decisiones en la planeación territorial de las ciudades. Comprender la naturaleza geológica de los materiales, nos dará una idea de sus características mecánicas y cómo estos responden ante los esfuerzos

continuos, cuando hay una pérdida en la presión hidrostática. Por tanto, la herramienta de AHGW facilitó a través de un modelo 3D cómo era la distribución de los componentes litológicos del acuífero de San Luis Potosí, para analizar de manera multidimensional el subsuelo, obteniendo un entendimiento espacial de la información contenida en las perforaciones. A partir de esto, se pudo concluir que en las zonas donde hay mayor espesor de sedimentos, los cuales son los elementos geológicos más deformables que conforman el acuífero, se ubican en el centro y norte de la ciudad de San Luis Potosí, incluyendo algunas zonas del occidente y norte de Soledad de Graciano Sánchez.

Conociendo cuáles son las zonas más vulnerables a deformarse con la pérdida de la presión hidrostática, el siguiente paso a analizar fueron los lugares donde esta presión podría estar aumentando, es decir, zonas con mayor decaimiento piezométrico. Como bien se detalló en el capítulo 3, este análisis se llevó a cabo a través de herramientas geoestadísticas. Y se concluyó que los descensos en los niveles estáticos del acuífero coinciden en su mayoría con las áreas en donde hay mayor espesor de sedimentos del cuaternario, los mapas de predicción muestran zonas críticas en el centro y el nororiente de la ciudad. Sin embargo, es importante mencionar, que para realizar una mejor predicción de esta variable, lo ideal sería poder disponer de un mayor número de datos de las lecturas piezométricas de los pozos distribuidos en la zona metropolitana a través del tiempo. Entonces, a partir de este punto, ya se tienen dos factores determinantes que al combinarse pueden generar un escenario propicio para que se produzca subsidencia en la superficie de las áreas señaladas.

Un primer análisis espacial de la subsidencia que se hizo con el software SNAP a través de la técnica DInSAR para el periodo 2016-2020, mostró hundimientos en las zonas centro, y nororiente de la ciudad, coincidiendo justamente con las áreas de mayor decaimiento piezométrico y mayores espesores de sedimentos deformables. Sin embargo, es importante tener en cuenta que el valor de las deformaciones con esta técnica puede no ser muy confiable, ya que DInSAR no considera la fase atmosférica del interferograma, por tanto, el ruido proveniente de los artefactos atmosféricos puede crear un enmascaramiento de los resultados, es decir, al cambiar la velocidad de la onda, puede interpretar los tiempos de retorno como un hundimientos o levantamientos no reales. A pesar de esto, SNAP nos ayuda a darnos una idea de cómo se distribuye el fenómeno en la zona de estudio.

Para mejorar los resultados, se recurrió a una técnica más avanzada, conocida como CPT. La cual, provee mejoras en el análisis de los interferogramas, además es capaz de filtrar el ruido atmosférico y los movimientos no lineales. Con esta técnica también se puede estudiar el comportamiento de la deformación a través de series de tiempo. CPT mostró resultados muy parecidos respecto a la ubicación de las zonas de subsidencia, coincidiendo en gran medida con DInSAR. Sin embargo, con esta técnica, se pudo discriminar que no toda la subsidencia está relacionada con las zonas donde se encuentran mayores sedimentos deformables, sino que hay un componente estructural como otro factor dominante en los hundimientos, se observó con el análisis CPT claramente la traza de las fallas más importantes que atraviesan a la zona metropolitana. Así, a partir de esto se concluyó que la subsidencia en San Luis Potosí es diferencial y de dos tipos; una relacionada directamente con las fallas que son productos de la configuración tectónica del valle, y otra causada por los descensos en los niveles piezométricos que contribuyen a la consolidación de los materiales granulares y deformables junto a la heterogeneidad de su basamento de la cuenca.

Finalmente, es imprescindible poder validar las mediciones de las tecnologías remotas a partir de otra técnica. Esto se realizó con la medida de vértices geodésicos distribuidos en la ciudad, los receptores GNSS mostraron una correlación de hasta el 98% con respecto a las mediciones realizadas con CPT. Esto nos da un buen intervalo de confianza respecto a los resultados obtenidos con interferometría. Posicionando a estas técnicas remotas como una alternativa más económica y más poderosa, ya que puede proveer decenas y centenas de miles de puntos medidos en una zona específica en mucho menos tiempo y con menos inversión económica que implicaría realizar una campaña con método estático y receptoras GNSS.

## REFERENCIAS.

- Abellaneda, M. (2015). *Estudio y Análisis de la Subsidencia del terreno en la Cuenca del Alto Guadalentín. Investigaciones previas, evolución, causas y consecuencias.* Universidad de Alicante.
- Aguillón-Robles, A. (1983). *Cartografía geológica de las hojas Espíritu Santo, Pinos, El Obraje, Ojuelos Edos. de San Luis Potosí, Jalisco, Guanajuato y Zacatecas.* San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Álvarez, A. (1997). Gestión del agua subterránea en la sabana de Bogotá. *Revista Geológica Colombiana*, 81-101.
- Alvarez, B., Ramos, J., Santacruz, G., Morán, J., Carranco, S., & Noyola, C. (2013). Subsidence associated with land use changes in urban aquifers with intensive extraction. *Natural Science*, 291-295.
- Amighpey, M., & Arabi, S. (2016). Remote Sensing Applications : Society and Environment Studying land subsidence in Yazd province , Iran , by integration of InSAR and levelling measurements. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 4, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2016.04.001>
- Aobpaet, A., Cuenca, M. C., Hooper, A., & Trisirisatayawong, I. (2010). *LAND SUBSIDENCE EVALUATION USING INSAR TIME SERIES ANALYSIS IN. 2009(March).*
- Aquaveo; ESRI. *ARC HYDRO GROUNDWATER TUTORIALS.* , (2019).
- Awange, J. L. (2018). GNSS Enviromental Sensing: Revolutionizing Enviromental



- Monitoring. In *Environmental Science and Engineering (Subseries: Environmental Science)*. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-88256-5\\_2](https://doi.org/10.1007/978-3-540-88256-5_2)
- Blanco-Sánchez, P. (2009). SAR Differential Interferometry for deformation monitoring under a multi-frequency approach. *Universidad Politécnica de Cataluña*, (November), 216.
- Blanco-Sánchez, P., Mallorquí, J., Duque, S., & Monells, D. (2008). The Coherent Pixels Technique (CPT): An Advanced DInSAR Technique for Nonlinear Deformation Monitoring. *Pure and Applied Geophysics*, 165, 1167–1193. <https://doi.org/10.1007/s00024-008-0352-6>
- Bolger, B. L., Park, Y., Unger, A. J. A., & Sudicky, E. A. (2011). Simulating the pre-development hydrologic conditions in the San Joaquin. *Journal of Hydrology*, 411(3–4), 322–330. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.10.013>
- Burrough P. A. (2001). GIS and geostatistics: Essential partners for spatial analysis. *Environmental and Ecological Statistics*, 8(4), 361–377.
- Calderhead, A. I., Therrien, R., Rivera, A., Martel, R., & Garfias, J. (2011). Advances in Water Resources Simulating pumping-induced regional land subsidence with the use of InSAR and field data in the Toluca Valley, Mexico. *Advances in Water Resources*, 34(1), 83–97. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.09.017>
- Carrillo, J. (1992). *The Hydrogeology of the San Luis Potosí Area*. Mexico: University of London.
- Castellazzi, P., Arroyo-domínguez, N., Martel, R., Calderhead, A. I., Normand, J. C. L., Gárfias, J., & Rivera, A. (2016). Land subsidence in major cities of Central Mexico :

- Interpreting InSAR-derived land subsidence mapping with hydrogeological data. *International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation*, 47, 102–111. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.12.002>
- Castellazzi, P., Gar, J., Martel, R., Brouard, C., & Rivera, A. (2017). *InSAR to support sustainable urbanization over compacting aquifers : The case of Toluca Valley , Mexico*. 63(July), 33–44. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.06.011>
- Chabala, L. M., Mulolwa, A., & Lungu, O. (2017). Application of Ordinary Kriging in Mapping Soil Organic Carbon in Zambia. *Pedosphere*, 27(2), 338–343. [https://doi.org/10.1016/S1002-0160\(17\)60321-7](https://doi.org/10.1016/S1002-0160(17)60321-7)
- Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-cano, E., & Amelung, F. (2014). Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series. *Remote Sensing of Environment*, 140, 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.038>
- Chen, B., Gong, H., Lei, K., Li, J., Zhou, C., & Gao, M. (2019). Land subsidence lagging quantification in the main exploration aquifer layers in Beijing plain , China. *Int J Appl Earth Obs Geoinformation*, 75(November 2018), 54–67. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.09.003>
- Chen, C. W., & Zebker, H. A. (2002). Phase unwrapping for large SAR interferograms: Statistical segmentation and generalized network models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 40(8), 1709–1719. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.802453>
- Cigna, F., Osmano, B., Cabral-cano, E., Dixon, T. H., Ávila-olivera, J. A., Garduño-monroy, V. H., ... Wdowinski, S. (2012). *Remote Sensing of Environment Monitoring land*

- subsidence and its induced geological hazard with Synthetic Aperture Radar Interferometry: A case study in Morelia , Mexico.* 117, 146–161.  
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.09.005>
- CONAGUA. (2015). *Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero San Luis Potosí (2411) Estado de San Luis Potosí.* San Luis Potosí.
- COTAS. (2005). *Estudio técnico Respecto a las condiciones Geohidrológicas y Sociales del acuífero 2411 "San Luis Potosí" en el estado de San Luis Potosí.* San Luis Potosí: Comisión Nacional del Agua y Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales.
- Crosetto, M., Monserrat, O., Cuevas-gonzález, M., Devanthéry, N., & Crippa, B. (2016). Persistent Scatterer Interferometry : A review. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 115, 78–89. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2015.10.011>
- Dabove, P. (2019). The usability of GNSS mass-market receivers for cadastral surveys considering RTK and NRTK techniques. *Geodesy and Geodynamics*, 10(4), 282–289. <https://doi.org/10.1016/j.geog.2019.04.006>
- Dabove, Paolo, & Di Pietra, V. (2019). Towards high accuracy GNSS real-time positioning with smartphones. *Advances in Space Research*, 63(1), 94–102. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2018.08.025>
- Darini, G. (2007). *Land subsidence due to groundwater withdrawal : the case of Bologna.*
- De Iaco, S., Palma, M., & Posa, D. (2015). Spatio-temporal geostatistical modeling for French fertility predictions. *Spatial Statistics*, 14, 546–562. <https://doi.org/10.1016/j.spasta.2015.10.002>
- Declercq, P., Gerard, P., Pirard, E., Perissin, D., Walstra, J., & Devleeschouwer, X. (2017).

- Subsidence related to groundwater pumping for breweries in Merchtem area ( Belgium ), highlighted by Persistent Scatterer Interferometry. *Int J Appl Earth Obs Geoinformation*, 63(July), 178–185. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2017.07.012>
- Devanthery, N., Crosetto, M., Cuevas-gonzález, M., & Monserrat, O. (2016). Deformation monitoring using Persistent Scatterer Interferometry and Sentinel-1 SAR data. *Procedia - Procedia Computer Science*, 100, 1121–1126. <https://doi.org/10.1016/j.procs.2016.09.263>
- Domínguez, J., Romero, R., Carrasco, D., Martínez, A., & Mallorquí, J. J. (2004). *ADVANCED DINSAR BASED ON COHERENT PIXELS: DEVELOPMENT AND RESULTS USING CPT TECHNIQUE*. (1), 1–6.
- Du, Z., Ge, L., Ng, A. H., Zhu, Q., Yang, X., & Li, L. (2018). Correlating the subsidence pattern and land use in Bandung , Indonesia with both Sentinel-1 / 2 and ALOS-2 satellite images. *Int J Appl Earth Obs Geoinformation*, 67(January), 54–68. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.01.001>
- Duque, S., Mallorqui, J. J., Blanco, P., & Monells, D. (2007). Application of the Coherent Pixels Technique ( CPT ) to urban monitoring. *IEEE*.
- ESA. (7 de Octubre de 2019). *European Space Agency*. Obtenido de esa Sentinel Online: <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar>
- Fielding, E. (2017). Introducción a la Interferometría SAR Objetivos de Aprendizaje. <https://Arset.Gsfc.Nasa.Gov/Disasters/Webinars/Intro-SAR>.
- Figueroa-miranda, S., Tuxpan-vargas, J., Ramos-leal, J. A., Hernández-madrugal, V. M., Villaseñor-reyes, C. I., Aplicadas, D. D. G., ... Potosí, S. L. (2018). Land subsidence

- by groundwater over-exploitation from aquifers in tectonic valleys of Central Mexico : A review. *Engineering Geology*, 246(December 2017), 91–106.  
<https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.09.023>
- Flores, L., Khon, I., & Aragon, C. (2011). Sustainable geohydrological model of San Luis Potosí aquifer, Mexico. *Geofísica internacional*, 425-438.
- Flores-márquez, E. L., Ledesma, I. K., & Arango-galván, C. (2011). *Sustainable geohydrological model of San Luis Potosí aquifer , Mexico*. 425–438.
- Foroughnia, F., Nemati, S., Maghsoudi, Y., & Perissin, D. (2019). An iterative PS-InSAR method for the analysis of large spatio-temporal baseline data stacks for land subsidence estimation. *Int J Appl Earth Obs Geoinformation*, 74(October 2018), 248–258.  
<https://doi.org/10.1016/j.jag.2018.09.018>
- Garzón, J. C. (2011). *EVALUACIÓN DE ASENTAMIENTOS POR CONSOLIDACIÓN GENERADA POR DESCENSO DEL NIVEL FREÁTICO*. Universidad Nacional de Colombia.
- Ge, L., Ng, A. H., Li, X., Abidin, H. Z., & Gumilar, I. (2014). Remote Sensing of Environment Land subsidence characteristics of Bandung Basin as revealed by ENVISAT ASAR and ALOS PALSAR interferometry. *Remote Sensing of Environment*, 154, 46–60. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.08.004>
- Giraldo, R. (2011). Introducción a la geoestadística. *Universidad Nacional de Colombia*, 94.  
<https://doi.org/10.1007/s10113-014-0627-7>
- Guerrero, C., & Hernandez, P. (2017). *Determinación de un modelo digital de elevación a partir de imagenes de radar Sentinel-1 usando interferometría SAR*. 123. Retrieved

from

<http://repository.udistrital.edu.co/bitstream/11349/5915/1/HernandezCardenasPaolaAndrea2017.pdf>

Gümüş, K., & Selbesoğlu, M. O. (2019). Evaluation of NRTK GNSS positioning methods for displacement detection by a newly designed displacement monitoring system. *Measurement: Journal of the International Measurement Confederation*, 142, 131–137.

<https://doi.org/10.1016/j.measurement.2019.04.041>

Guoqing, Y., & Jingqin, M. (2008). *D-InSAR Technique for Land Subsidence Monitoring*. 15(4), 239–243.

Hergt, T., Castro, J., Cardona, A., & Carrillo, J. (2009). Análisis multivariado en la definición de sistemas de flujo de agua subterránea en San Luis Potosí, México. *Ingeniería hidráulica en México*.

Herrera-Pérez, I. (2012). *ANÁLISIS DE LA SUSCEPTIBILIDAD A LA SUBSIDENCIA EN EL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ (MÉXICO)*. UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ FACULTAD.

Horst, T. Van Der, Rutten, M. M., Giesen, N. C. Van De, & Hanssen, R. F. (2018). Monitoring land subsidence in Yangon, Myanmar using Sentinel-1 persistent scatterer interferometry and assessment of driving mechanisms. *Remote Sensing of Environment*, 217(July), 101–110. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2018.08.004>

Hu, R. L., Yue, Z. Q., Wang, L. C., & Wang, S. J. (2004). *Review on current status and challenging issues of land subsidence in China*. 76, 65–77. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.06.006>

- IMPLAN. (2006). Situación urbana actual y sus perspectivas. In *Plan Parcial de conservación del centro histórico de San Luis Potosí*.
- Jin, S., Feng, G. P., & Gleason, S. (2011). Remote sensing using GNSS signals: Current status and future directions. *Advances in Space Research*, 47(10), 1645–1653. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.01.036>
- Jin, S., & Komjathy, A. (2010). GNSS reflectometry and remote sensing: New objectives and results. *Advances in Space Research*, 46(2), 111–117. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.01.014>
- Julio-Miranda, P., Órtiz-Rodríguez, A., Palacio-Aponte, A., López-Doncel, R., & Baroboza-Gudiño, R. (2012). *Damage assessment associated with land subsidence metropolitan area , Mexico , elements for risk*. 751–765. <https://doi.org/10.1007/s11069-012-0269-3>
- Mahmoudpour, M., Khomehchiyan, M., Nikudel, M. R., & Ghassemi, M. R. (2013). *Characterization of regional land subsidence induced by groundwater withdrawals in Tehran , Iran*. 3(2), 49–62.
- Martínez-Banda, L. (2005). *IDENTIFICACIÓN DE LA CONTAMINACIÓN DIFUSA EN EL ACUÍFERO SOMERO DE LA CIUDAD DE SAN LUIS POTOSÍ* . Univerisidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Martínez, S., Escolero, O., & Kralisch, S. (2010). Water management in San Luis Potosí Metropolitan Area, Mexico. *International journa of water resource and development*, 459-475.

- Martínez-Esparza, G. (2008). *Geoquímica del vulcanismo básico-intermedio desde el eoceno al reciente: su importancia en la evolución del campo volcánico de San Luis Potosí*. San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Martínez-Hernández, J. (2008). *IDENTIFICACIÓN DE LA RECARGA NATURAL E INDUCIDA EN LA CUENCA DE SAN LUIS POTOSÍ*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Modoni, G., Darini, G., Spacagna, R. L., Saroli, M., Russo, G., & Croce, P. (2013). Spatial analysis of land subsidence induced by groundwater withdrawal. *Engineering Geology*, 167, 59–71. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.10.014>
- Mora, O. (2003). Advanced differential SAR techniques for detection of terrain and building displacements. *Uninversidad Politécnica de Cataluña*, 182.
- Mulas, j., Aragón, R., & Ángel, A. (2011). *La subsidencia del terreno en la ciudad y área metropolitana de Murcia: Modelización, seguimiento y control*. Murcia: Instituto geológico y minero de España.
- Noyola, M., Ramos, J., Domínguez, E., Pineda, L., López, H., & Carvajal, N. (2009). Factores que dan origen al minado de acuíferos en ambientes áridos: caso Valle de San Luis Potosí. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 395-410.
- Ochoa-gonzález, G. H., Carreón-freyre, D., Franceschini, A., Cerca, M., & Teatini, P. (2018). Overexploitation of groundwater resources in the faulted basin of Querétaro , Mexico : A 3D deformation and stress analysis. *Engineering Geology*, 245(January), 192–206. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.08.014>
- Oliver, A. M., & Webster, R. (2015). *Basic Steps in Geostatistics:The Variogram and*



- Kriging*. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-15865-5>
- Ortiz-Rodríguez, A. (2010). *Análisis del impacto ocasionado por el fenómeno de subsidencia en la zona metropolitana de San Luis Potosí-Soledad de Graciano Sánchez, México*. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Osejo, A. A. (1997). *Gestión del Agua Subterránea en la Sabana de Bogotá*. (22), 81–101.
- Osmano, B., Dixon, T. H., Wdowinski, S., Cabral-cano, E., & Jiang, Y. (2011). *Mexico City subsidence observed with persistent scatterer InSAR*. 13, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2010.05.009>
- Pacheco-martínez, J., Hernandez-marín, M., Burbey, T. J., González-cervantes, N., Ortíz-lozano, J. Á., Zermeño-de-leon, M. E., & Solís-pinto, A. (2013). Land subsidence and ground failure associated to groundwater exploitation in the Aguascalientes Valley , México. *Engineering Geology*, 164, 172–186. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.06.015>
- Perosanz, F. (2019). GNSS: A revolution for precise geopositioning. *Comptes Rendus Physique*, 20(3), 171–175. <https://doi.org/10.1016/j.crhy.2019.05.018>
- Podest, E. (2017). *Conceptos Básicos del Radar de Apertura Sintética ( Synthetic Aperture Radar o SAR ) Objetivos de Aprendizaje*.
- Podest, E., & NASA. (2017). *Procesamiento y Análisis de Imágenes SAR*. <https://arset.gsfc.nasa.gov/disasters/webinars/intro-sar>. Retrieved from <https://arset.gsfc.nasa.gov/disasters/webinars/intro-sar>

- Puente-Castillo, W. (2014). *Estudio geotécnico y de peligro geomorfológico de una porción de la Sierra de San Miguelito, SLP*. San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Radutu, A., Nedelcu, I., & Gogu, C. R. (2017). ScienceDirect ScienceDirect An overview of ground surface displacements generated by groundwater dynamics , revealed by InSAR techniques. *Procedia Engineering*, 209, 119–126. <https://doi.org/10.1016/j.proeng.2017.11.137>
- Raspini, F., Loupasakis, C., Rozos, D., Adam, N., & Moretti, S. (2014). Ground subsidence phenomena in the Delta municipality region ( Northern Greece ): Geotechnical modeling and validation with Persistent Scatterer Interferometry. *International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation*, 28, 78–89. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2013.11.010>
- Rigo, A., Béjar-pizarro, M., & Martínez-díaz, J. (2013). Monitoring of Guadalentín valley ( southern Spain ) through a fast SAR Interferometry method. *Journal of Applied Geophysics*, 91, 39–48. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.02.001>
- Rocha-Miranda, M. (2005). *Análisis de la evolución volcánica-tectónica del semigraben de Bledos, SLP, México*. San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Ruiz-armenteros, A. M., Lazecky, M., Ruiz-constán, A., Bakoň, M., Sanz, C., Galdeano, D., ... Perissin, D. (2018). Monitoring continuous subsidence in the Costa del Sol ( Málaga province , southern Spanish coast ) using ERS-1 / 2 , Envisat , and Sentinel-1A / B SAR interferometry. *Procedia Computer Science*, 138, 354–361. <https://doi.org/10.1016/j.procs.2018.10.050>

- Ruiz-Constán, A., Ruiz-Armenteros, A. M., Martos-Rosillo, S., Galindo-Zaldívar, J., Lazecky, M., García, M., ... Luque-Espinar, J. A. (2018). SAR interferometry monitoring of subsidence in a detritic basin related to water depletion in the underlying con fi ned carbonate aquifer ( Torremolinos , southern Spain ). *Science of the Total Environment*, 636(May), 670–687. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.04.280>
- Sanabria, M. P., Guardiola-albert, C., & Herrera, G. (2013). *Subsidence activity maps derived from DInSAR data : Orihuela case study* Subsidence activity maps derived from DInSAR data : Orihuela case study. (October). <https://doi.org/10.5194/nhessd-1-5365-2013>
- Sarychikhina, O., Glowacka, E., Vidal, F. S., & Ramírez, J. (2011). *Aplicación de DInSAR a los estudios de subsidencia en el Valle de Mexicali*.
- Shen, N., Chen, L., Liu, J., Wang, L., Tao, T., Wu, D., & Chen, R. (2019). A review of Global Navigation Satellite System (GNSS)-based dynamic monitoring technologies for structural health monitoring. *Remote Sensing*, 11(9), 1–49. <https://doi.org/10.3390/rs11091001>
- Sowter, A., Bin, M., Amat, C., Cigna, F., Marsh, S., & Athab, A. (2016). Mexico City land subsidence in 2014 – 2015 with Sentinel-1 IW TOPS : Results using the Intermittent SBAS ( ISBAS ) technique. *International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation*, 52, 230–242. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2016.06.015>
- Spacagna, R. L., Rasulo, A., & Modoni, G. (2017). *Geostatistical Analysis of Settlements Induced by Groundwater Extraction* Geostatistical analysis of settlements induced by groundwater extraction The principal consequence of the rapid evolution of the population , intensive urbaniza-. (November 2018). <https://doi.org/10.1007/978-3-319->

62401-3

Strozzi, T., Caduff, R., Wegmüller, U., Raetzo, H., & Hauser, M. (2017). Remote Sensing of Environment Widespread surface subsidence measured with satellite SAR interferometry in the Swiss alpine range associated with the construction of the Gotthard Base Tunnel. *Remote Sensing of Environment*, 190, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.12.007>

Sun, H., Zhang, Q., Zhao, C., Yang, C., Sun, Q., & Chen, W. (2017). Remote Sensing of Environment Monitoring land subsidence in the southern part of the lower Liaohe plain , China with a multi-track PS-InSAR technique. *Remote Sensing of Environment*, 188, 73–84. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.10.037>

Tomas, R., Herrera, G., Cooksley, G., & Mulas, J. (2011). Persistent Scatterer Interferometry subsidence data exploitation using spatial tools: The Vega Media of the Segura River Basin case study. *Journal of Hydrology*, 400(3–4), 411–428. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.01.057>

Tomás, R., Cano, M., García-barba, J., Vicente, F., & Herrera, G. (2013). Monitoring an earth fi ll dam using differential SAR interferometry : La Pedrera dam , Alicante , Spain. *Engineering Geology*, 157, 21–32. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.01.022>

Tomás, Roberto. (2008). Estudio de la subsidencia de la ciudad de Murcia mediante interferometría SAR diferencial avanzada. *Universidad de Alicante*, 296.

Tomás, Roberto, Herrera, G., & Peña, F. (2009). Subsidencia del terreno. *Enseñanzas de Las Ciencias de La Tierra*, 17, 295–302.

Tosi, L., Teatini, P., Carbognin, L., & Brancolini, G. (2009). Tectonophysics Using high

- resolution data to reveal depth-dependent mechanisms that drive land subsidence : The Venice coast , Italy. *Tectonophysics*, 474(1–2), 271–284.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.026>
- Trimble. (n.d.-a). Trimble Alloy GNSS Reference Receiver. Retrieved November 11, 2019, from <https://www.trimble.com/Real-Time-Networks/Trimble-Alloy.aspx>
- Trimble. (n.d.-b). Trimble GNSS Ti-V2 Choke Ring Geodetic Antenna v2. Retrieved November 11, 2019, from <https://www.trimble.com/Real-Time-Networks/Trimble-Choke-Ring-Antenna.aspx>
- Trimble. (n.d.-c). Trimble Pivot Platform. Retrieved November 12, 2019, from <https://www.trimble.com/Real-Time-Networks/Trimble-Pivot-Platform.aspx>
- Tristán, A. C., García, M. D. R., Cárdenas, O. R., Ovalle, A. G. C., & Putri, R. F. (2020). Analysis of sinking incidence in the San Luis Potosí Valley, México. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 451(1). <https://doi.org/10.1088/1755-1315/451/1/012009>
- Yu, K., Rizos, C., Burrage, D., Dempster, A. G., Zhang, K., & Markgraf, M. (2014). GNSS remote sensing: Theory, Methods and Applications. In *Tijdschrift voor Urologie* (Vol. 2014). <https://doi.org/10.1186/1687-6180-2014-158>
- Yves, P., Gerard, P., Pirard, E., Walstra, J., & Devleeschouwer. (2017). Subsidence related to groundwater pumping for breweries in Merchtem area (Belgium), highlighted by Persistent Scatterer Interferometry. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 178-185.
- Zermeña, M., Esquivel, R., Hernandez, A., Mendoza, E., & Arellano, J. (2005). Influencia De La Extraccion Del Agua En La Subsidencia YAgrietamiento de la ciudad de Aguascalientes. *Investigación y Ciencia de La Universidad Autónoma de*

*Aguascalientes*, 15–22.

Zhang, Y., Zhang, J., Wu, H., Lu, Z., & Guangtong, S. (2011). Monitoring of urban subsidence with SAR interferometric point target analysis : A case study in Suzhou , China. *International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation*, 13(5), 812–818. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2011.05.003>

Zhou, C., Gong, H., Chen, B., Li, X., Li, J., & Wang, X. (2019). Quantifying the contribution of multiple factors to land subsidence in the Beijing Plain , China with machine learning technology. *Geomorphology*, 335. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.03.017>

Zou, L., Kent, J., Lam, N. S., Cai, H., Qiang, Y., & Li, K. (2015). *Evaluating Land Subsidence Rates and Their Implications for Land Loss in the Lower Mississippi River Basin*. 1–15. <https://doi.org/10.3390/w8010010>

**Anexos.**

	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Temperatura media (°C)	13.7	15.4	17.9	20.4	21.1	21.1	19.8	20	19.1	17.3	15.6	14
Temperatura min. (°C)	5.3	6.5	8.7	11	12.3	13.4	12.7	12.7	12.6	10.1	7.5	5.9
Temperatura máx. (°C)	22.2	24.4	27.2	29.8	30	28.9	27	27.3	25.7	24.6	23.8	22.2
Temperatura media (°F)	56.7	59.7	64.2	68.7	70.0	70.0	67.6	68.0	66.4	63.1	60.1	57.2
Temperatura min. (°F)	41.5	43.7	47.7	51.8	54.1	56.1	54.9	54.9	54.7	50.2	45.5	42.6
Temperatura máx. (°F)	72.0	75.9	81.0	85.6	86.0	84.0	80.6	81.1	78.3	76.3	74.8	72.0
Precipitación (mm)	10	6	6	20	36	67	46	50	56	27	8	9

*Tabla 1. Valores de precipitación y temperatura mensuales para el Valle de San Luis Potosí.*