

LA RED GEODESICA DEL VOLCAN POPOCATEPETL PARA EL MONITOREO DE LA ACTIVIDAD VOLCANICA

S. de la Cruz-Reyna^{1,2}, H. Nolasco^{1*}, E. Ramos², J. L. Degollado³, F. J. Castillo³, C. Velázquez³, A. Medrano³, H. González³, H. Romero³ y D. A. Castellanos³

RESUMEN

Uno de los métodos más utilizados para la detección temprana de cambios en el estado de actividad de un volcán, que pudieran llegar a traducirse en un proceso eruptivo de carácter destructivo, es el método geodésico para la medición de deformaciones de los edificios volcánicos. Aquí se describen la metodología y los resultados de las observaciones geodésicas realizadas en el volcán Popocatepetl desde principios de 1992 utilizando métodos de triangulación e inclinometría, y se evalúan los resultados en términos del riesgo volcánico.

1. INTRODUCCION

La posibilidad de actividad volcánica eruptiva representa una amenaza permanente para las vidas y las propiedades de personas que viven en zonas vulnerables a los diversos agentes perturbadores que pueden derivarse de las erupciones

En México existen numerosos volcanes que pueden considerarse "activos", es decir, que tienen el potencial de iniciar un nuevo episodio eruptivo en cualquier momento. Entre ellos, destacan 14 volcanes que han mostrado actividad eruptiva en tiempos históricos (1 e , en los últimos 500 años). Por la naturaleza fértil de los terrenos volcánicos, múltiples centros poblacionales se han asentado alrededor de estos centros volcánicos, por lo que la cantidad de población expuesta representa un alto porcentaje de la población del país, y se mantiene creciendo

Por otro lado, este riesgo puede mitigarse a través de la preparación, entendida como la capacidad de prevención y respuesta ante el fenómeno. En lo que respecta a la prevención, uno de los factores básicos que la definen es la cuantificación de la probabilidad de ocurrencia de un fenómeno eruptivo de carácter destructivo. La determinación de esta probabilidad al corto plazo y su actualización continua puede lograrse a través del monitoreo y vigilancia de los volcanes. El monitoreo implica la observación continua y persistente de diversos parámetros, principalmente sísmológicos, geodésicos y geoquímicos que, en el caso de un cambio en el estado interno del volcán, pueden fluctuar significativamente. Si estas fluctuaciones pueden ser identificadas como precursoras de una erupción, y se consigue poner en marcha un mecanismo de respuesta encaminado a la protección de la población, se habrán alcanzado los objetivos de la vigilancia volcánica (Barberi, et al , 1990) y la efectiva reducción del riesgo a través de la disminución de la vulnerabilidad. El análisis complementado de todas las observables mencionadas permite obtener un diagnóstico de la evolución de la actividad volcánica. En particular, existen en la literatura científica

¹ Departamento de Sismología y Vulcanología, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México

² Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED).

³ Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.

* Dirección actual, Dirección General de Regularización Territorial, DDF.

numerosos ejemplos de aplicaciones de métodos geodésicos para la evaluación del riesgo volcánico (ver por ejemplo, Yokoyama, 1974; Dzurisin, et al, 1980; Tryggvason, 1987; Ishihara, 1990)

Entre los volcanes que han mostrado actividad en tiempos recientes está el Popocatepetl (19.02° N, 96.82° W), ubicado en el extremo meridional de la sierra Nevada. Es la segunda montaña más alta del país con 5450 msnm, y está clasificado como un estrato-volcán andesítico-dacítico. Su actividad más reciente se reporta entre los años de 1920 y 1927, consistiendo esta de explosiones en el cráter, fumarolas y nubes de ceniza (Waitz, 1920b; Camacho, 1925; Boudal, y Robin, 1989), similar a la que se ha venido desarrollando desde principios de 1993. A lo largo de su historia eruptiva, este volcán ha mostrado un amplio espectro de modalidades eruptivas. Sus manifestaciones han sido desde mínimas, como la actividad desarrollada a finales de 1994, principios de 1995, a intermedias (fases plintanas) y hasta eventos paroxismales del tipo Bezymianny o Monte St. Helens (Robin y Boudal, 1987).

El monitoreo geodésico basa su aplicabilidad y efectividad en la hipótesis de que una erupción grande será precedida por deformaciones significativas del edificio volcánico, generadas por la presión de intrusiones magmáticas o de sus volátiles asociados. Por lo general, estas deformaciones pueden representarse por medio de funciones que describen los desplazamientos en el interior y las fronteras de un sólido elástico con alguna fuente interna, puntual o lineal de presión (Mogi, 1958; Yokoyama, 1971, 1974, 1993). De acuerdo con un modelo de semiespacio elástico, cuanto mayor sea la presión en la fuente mayor será la deformación anómala, y mientras más profunda sea la fuente, mayor será la extensión horizontal de las deformaciones. De allí que la inversión de datos de deformación superficial, puede dar alguna información sobre la profundidad y naturaleza de la fuente. Bajo este marco conceptual, sólo aquellos procesos que involucren la incorporación de cantidades suficientes de masa y energía en el interior del volcán como para producir erupciones de magnitud considerable originarán deformaciones de amplitud y extensión lo suficientemente grandes para ser reconocidas como posibles precursores de actividad eruptiva peligrosa.

El presente documento describe los trabajos correspondientes a las etapas de diseño, pre-análisis, reconocimiento, monumentación, observaciones y cálculos de campo y gabinete realizados para el establecimiento de una red de triangulación en el volcán Popocatepetl con el fin de evaluar deformaciones de su estructura. La colocación física de las marcas permanentes fue realizada durante los días 25 de febrero, 11 de marzo de 1992 y octubre de 1994. Así mismo se describen las observaciones realizadas con esa red y los resultados obtenidos. Se describen también los resultados obtenidos con los inclinómetros electrónicos donados por el USGS. Todos estos resultados se discuten a la luz de la actividad volcánica observada.

2. CONSIDERACIONES TEORICAS

Las deformaciones del terreno relacionadas con la actividad volcánica pueden ser provocadas por diferentes causas, entre las cuales cabe mencionar la intrusión o desplazamientos de magma, la deflación o inflación de este debido a fenómenos de calentamiento, degasificación o enfriamiento, y la expansión, contracción o redistribución de cuerpos de agua o productos geotermales. Estos movimientos pueden ser evaluados como cambios en las coordenadas verticales y horizontales de los puntos que forman el edificio volcánico y se traducen como levantamiento o inflación del terreno o bien como hundimiento o deflación del cuerpo del volcán. Dependen de la localización de la fuente de presión con respecto a los sitios donde se toman las medidas, así como de la forma, el tamaño y la orientación de esta. También dependen de los cambios que presente la fuente de presión en un período determinado de tiempo.

La inversión de los datos de deformación obtenidos en la superficie permite en principio una estimación (sujeta desde luego a las dificultades inherentes a la no-unicidad de las soluciones inversas) de probables soluciones de la magnitud y profundidad de la fuente de presión que origina la deformación. Uno de los primeros modelos para resolver el problema directo (es decir, dada la fuente de presión, calcular las deformaciones del terreno) fue propuesto por Mogi (1958) para fuentes isotrópicas. Posteriormente este modelo fue modificado para otras formas de fuente de presión por Yokoyama (1971, 1974). Las Figuras 1 y 2 muestran la dependencia de los desplazamientos horizontal y vertical

en la superficie de un semiespacio elástico, como función de la distancia radial y de la profundidad de la fuente, para un modelo de Mogi descrito por las relaciones

$$dh = (3R^3P/4q) \cdot d/(f^2 + d^2)^{3/2} \quad (1)$$

$$dv = (3R^3P/4q) \cdot f/(f^2 + d^2)^{3/2} \quad (2)$$

donde dh y dv son los desplazamientos horizontal y vertical respectivamente, R es el radio de la fuente esférica de presión, P es el exceso de presión en la fuente, q es la rigidez del material elástico que conforma el semiespacio, d es la distancia radial horizontal al centro de presión y f es la profundidad del mismo. En esta forma, el uso de estas expresiones implica que $f \ll d$. La magnitud de la componente radial del vector de inclinación del terreno ds (Figura 3) puede calcularse fácilmente derivando dv respecto a d

$$ds = (-9R^3P/4q) \cdot fd/(f^2 + d^2)^{5/2} \quad (3)$$

En las Figuras 1, 2 y 3 se han utilizado valores de presión, de dimensión de la fuente de presión (i.e. de la cámara magmática) y de la rigidez del medio, que podrían considerarse más realistas para el caso del Popocatepetl, en base a argumentos sismológicos y geoquímicos. En los ejemplos ilustrados, los valores utilizados son:

- Radio de la fuente esférica de presión. $R=500\text{m}$ (equivalente a un volumen de magma de 0.52 km^3).
- Presión en el cuerpo magmático (en exceso sobre la presión litostática) $P=100 \text{ bar} \approx 10^7 \text{ Pa}$.
- Rigidez de la roca volcánica: $q=0.5 \times 10^{11} \text{ dinas/cm}^2 \approx 5 \times 10^9 \text{ Pa}$

Los valores de presión y volumen de la cámara magmática utilizados en este ejemplo corresponden a un escenario que puede involucrar una erupción pliniana con índice de explosividad volcánica (VEI) alrededor de 4, dependiendo de la intensidad (razón de emisión) con que se desarrollara la actividad. Claramente, situaciones de mayor riesgo, que involucren volúmenes más grandes de magma y presiones más altas, producirán deformaciones proporcionalmente mayores que las mostradas en las figuras.

En las Figuras 1, 2 y 3 se muestran los desplazamientos y las inclinaciones radiales con estos parámetros para cinco distintas profundidades de la fuente (1, 2, 3, 5 y 8 km). De la inspección de las gráficas, se hace evidente que los desplazamientos horizontales se distribuyen sobre una distancia considerable para profundidades grandes y tienden a concentrarse más cerca del epicentro de la fuente para profundidades más someras.

Para la configuración de parámetros propuesta, las mejores resoluciones para la profundidad de la fuente a partir de la medida de desplazamientos horizontales, se tienen para el rango 1 a 6 km de distancia radial desde el cráter, asumiendo que este representa el epicentro de la fuente de presión. En lo que respecta a los desplazamientos verticales, el rango de distancias epicentrales en los que se tiene resolución se reduce a 2 km. Para el caso de la resolución de las inclinaciones, los máximos valores se obtienen a distancias radiales entre 0.5 y 2.5 km del epicentro de presión. Estos resultados se discuten con mayor detalle más adelante, en relación con el diseño de la red geodésica del Popocatepetl.

Las Figuras 1 y 2 representan los desplazamientos *absolutos* esperados, como función de la distancia radial al epicentro de la fuente de presión y de su profundidad. Son los desplazamientos que podrían medirse desde un sistema de referencia que no se deformara con el volcán, como podrían ser los resultados de métodos de interferometría por GPS. Si los métodos empleados utilizan mediciones relativas entre distintos puntos del volcán (por ejemplo triangulación, nivelación, etc.), entonces es necesario tomar las diferencias entre los desplazamientos entre los puntos de medida y los puntos de referencia, que también pueden estar situados en regiones que se deformen. Esto se logra tomando las diferencias de las ecuaciones de Mogi, evaluadas en los sitios de medida y las evaluadas en los sitios de base o referencia

Si denotamos como a la distancia entre el epicentro de presión y las estaciones de medida (i.e. los vértices P), y b la distancia entre el mismo epicentro y las estaciones de la línea base o de referencia, los desplazamientos diferenciales entre los puntos a distancias a y b están dados por.

$$ddh = (3R^3P/4q) [a/(f^2+a^2)^{3/2} - b/(f^2+b^2)^{3/2}] \quad (4)$$

$$ddv = (3R^3P/4q) [f/(f^2+a^2)^{3/2} - f/(f^2+b^2)^{3/2}] \quad (5)$$

Las Figuras 4 y 5 muestran estos desplazamientos diferenciales para valores de a y b comúnmente utilizados en el control geodésico del Popocatepetl, como se discute más adelante. En este caso las distancias epicentrales a y b son fijas y se grafican los desplazamientos como función de la profundidad de la fuente.

3. METODOS UTILIZADOS PARA LA MEDIDA DE LA DEFORMACION

El objetivo central de los métodos utilizados es medir con la mayor precisión y reproducibilidad posible las deformaciones del terreno asociadas al fenómeno volcánico, que se traducen en cambios en las coordenadas espaciales de los puntos de medida, e inclinaciones del terreno, así como la rapidez con que ocurren estos cambios, e interpretarlos en términos de modelos de fuentes de presión móviles o estáticas para, en conjunto con otras mediciones geofísicas y geoquímicas, establecer el potencial eruptivo del volcán.

Para evaluar los cambios que existen en la posición espacial de puntos en la superficie terrestre, se hace uso de varias técnicas tanto instrumentales como topográficas y geodésicas, que permiten obtener la variación en el tiempo de la posición relativa de estas coordenadas. El proceso consiste básicamente en efectuar mediciones periódicas sobre marcas permanentes establecidas en el edificio volcánico o en sus alrededores, utilizando las técnicas adecuadas con los lineamientos apropiados, realizando estas con la frecuencia que indiquen los cambios observados y el riesgo a que se considere esté sometida la población (De la Cruz-Reyna y Ramos, 1992).

La determinación de las deformaciones incluye medidas de las componentes horizontales y verticales de los desplazamientos. Para el caso de las primeras se utilizan técnicas topográficas consistentes en redes de triangulación, trilateración, triangulateración y poligonación y para las segundas se utilizan métodos de nivelación, mediante redes cuyas características satisfagan el orden de precisión requerido en este tipo de control (Sundquist y Tryggvason, 1982; SPP, 1985, Van Der Laat, 1987). En lo concerniente a la inclinación del terreno, este puede determinarse esencialmente por dos métodos: a través de dispositivos electrónicos (inclinómetros) o por medio de métodos topográficos de inclinometría seca (Van Der Laat, 1987).

Por otra parte, la precisión en las observaciones es parte esencial para poder evaluar satisfactoriamente estos desplazamientos en términos del riesgo volcánico. Para las mediciones de desplazamiento horizontal se requiere una precisión mínima de una parte en cien mil, mientras que para las observaciones verticales se requiere una exactitud de $0.004 \text{ m.} \times (r \text{ km})^{1/2}$, siendo ($r \text{ km}$) el número de kilómetros de longitud de la red de nivelación (SPP, 1985). En lo concerniente a la inclinación del terreno es recomendable una precisión de por lo menos $10 \mu\text{radianes}$ en el campo cercano (dentro de unos 2 km de distancia radial al epicentro de presión), y por lo menos de $1 \mu\text{radian}$ para lograr resoluciones significativas a distancias mayores.

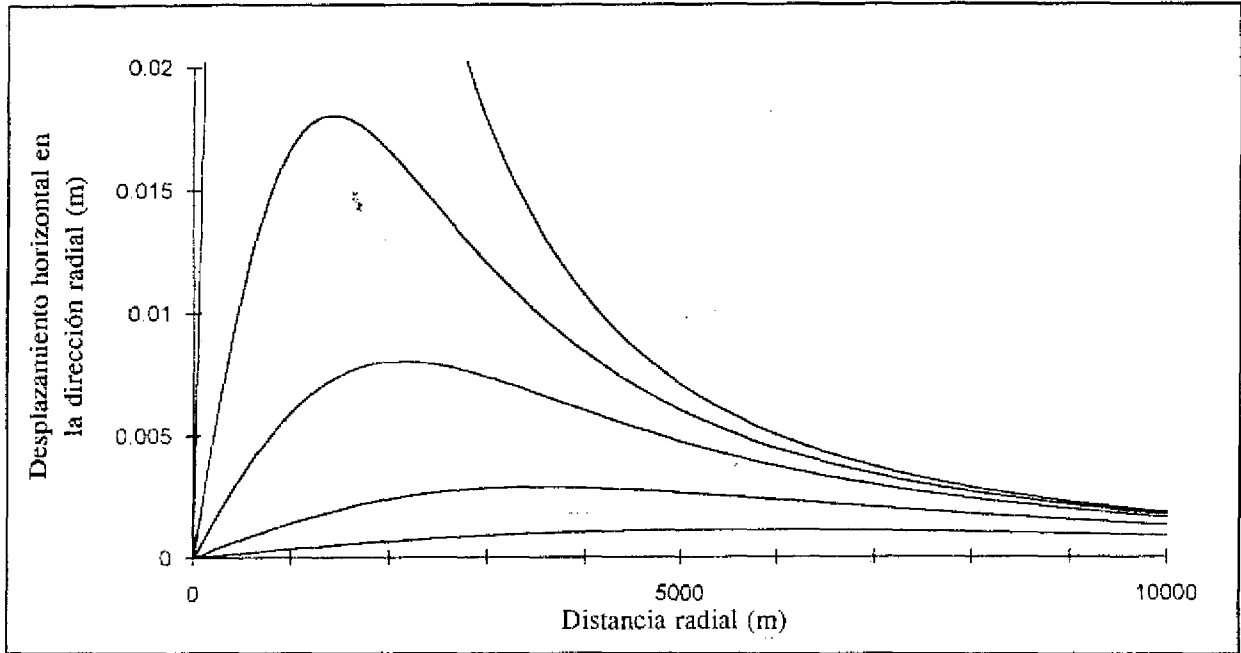


Figura 1

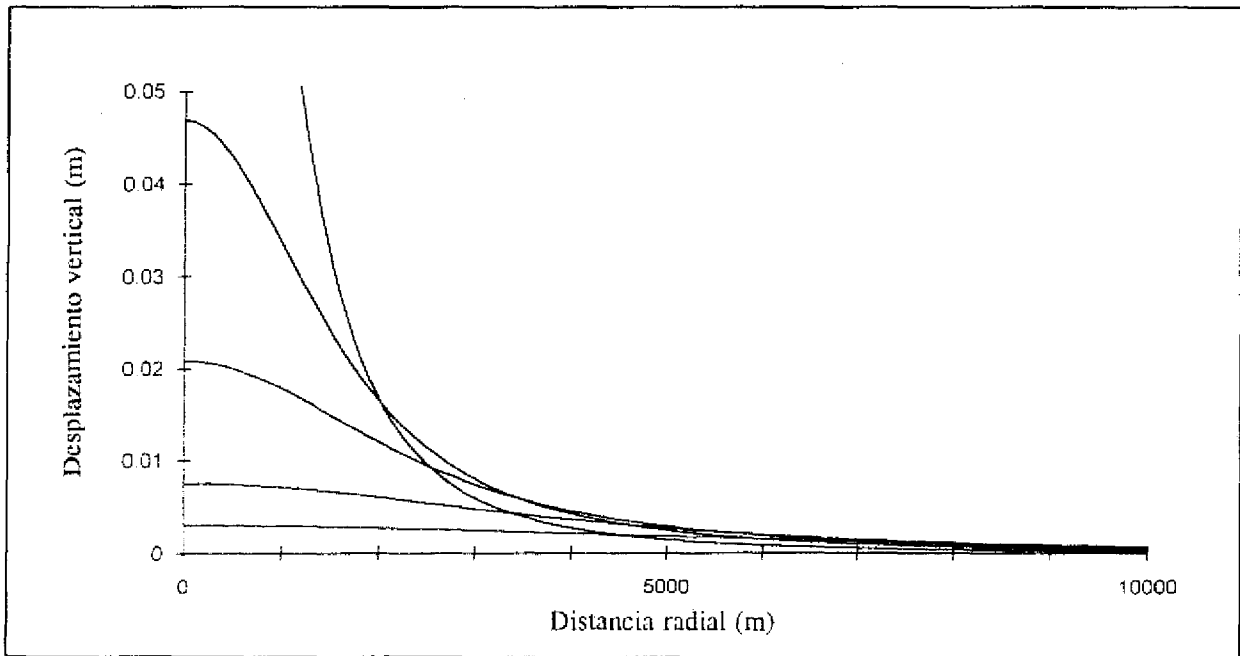


Figura 2

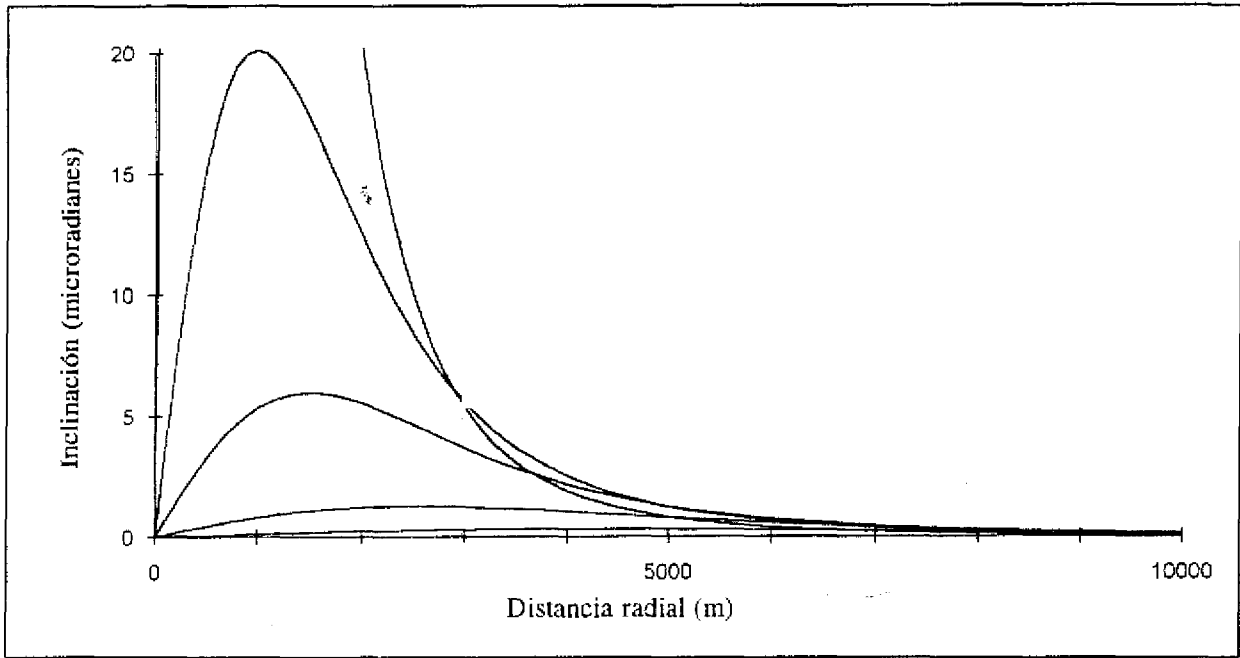


Figura 3

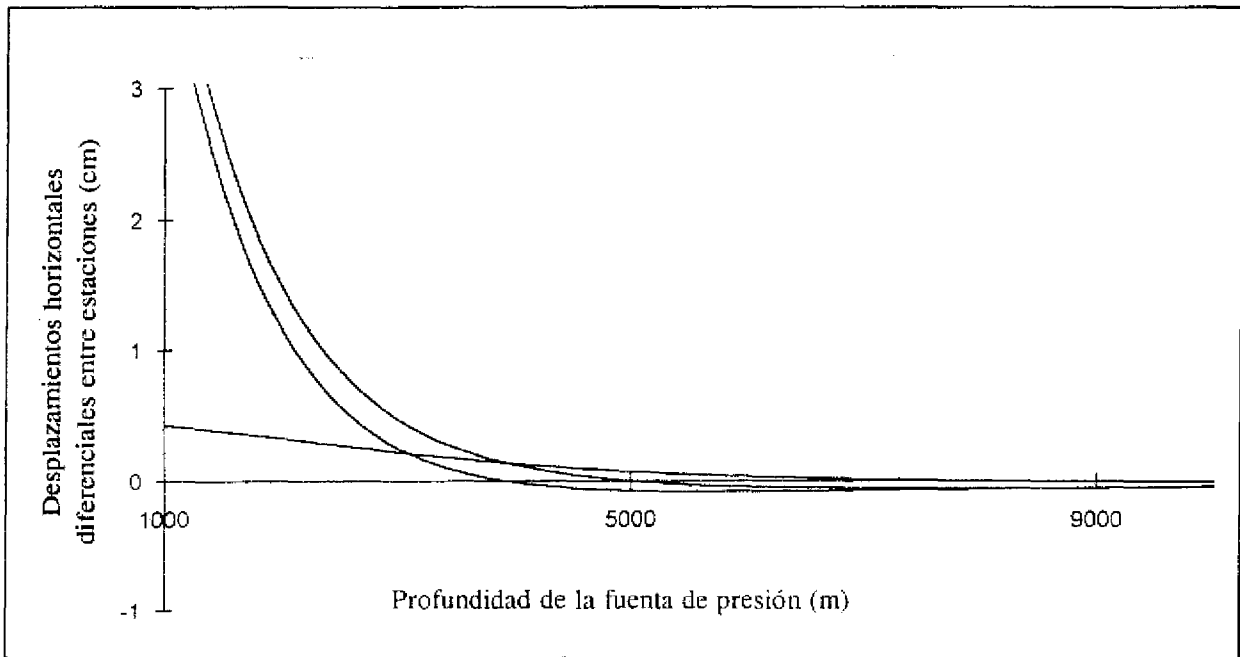


Figura 4

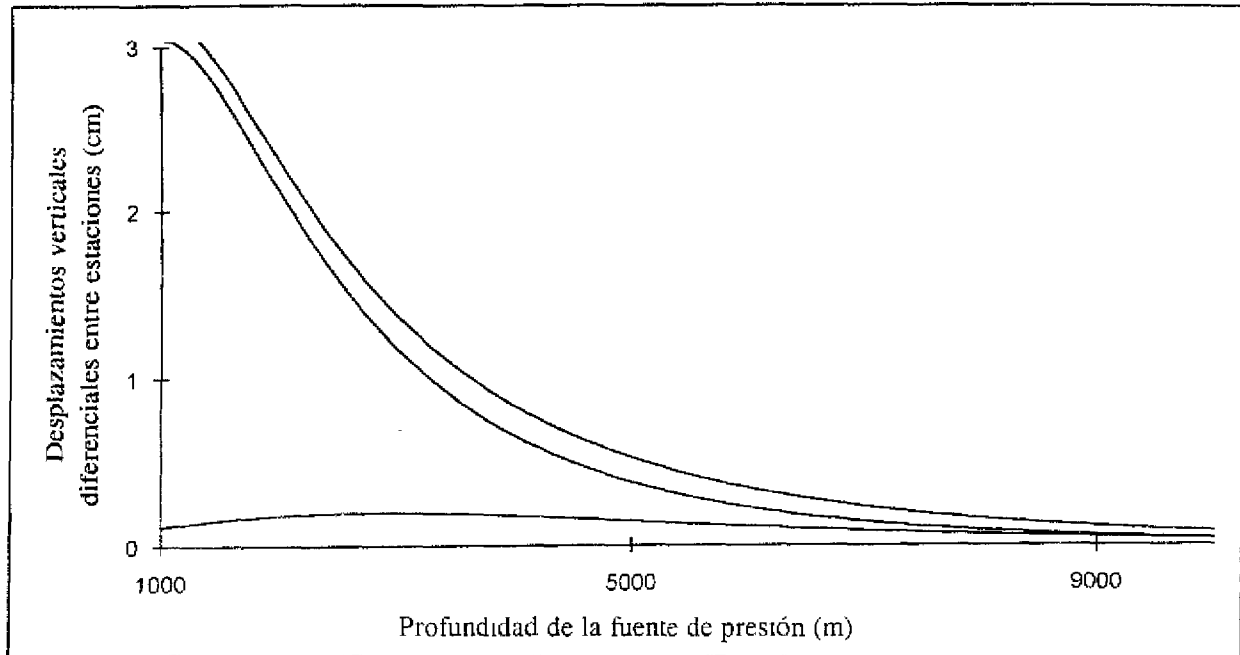


Figura 5

4. CRITERIOS DE DISEÑO DE LAS REDES GEODESICAS

Las Figuras 1 a 5 muestran las magnitudes de las deformaciones esperadas en un semiespacio elástico con una fuente esférica de presión a una cierta profundidad. Si bien esto parece representar una imagen poco exacta del volcán, los criterios de Mogi han demostrado ser una herramienta sumamente poderosa para el diseño de redes para el monitoreo geodésico de volcanes. Aunque la geometría misma del volcán y las heterogeneidades del terreno puedan modificar los resultados de un modelo de Mogi, estas variaciones no son lo suficientemente grandes para alterar significativamente las deformaciones observadas, y por ende los criterios de diseño. Los modelos de Mogi siguen siendo universalmente utilizados para interpretar las deformaciones del terreno en función de fuentes internas de presión.

Las Figuras 1 a 5 fueron construidas en base a un modelo que, como se menciona anteriormente, podría corresponder al escenario de una erupción de moderada a grande. Fuentes de presión más pequeñas, que podrían escapar a la detección geodésica, tendrían menor relevancia en los aspectos de riesgo. Por otro lado, si el diseño propuesto detecta las deformaciones generadas por el modelo propuesto, lo hará de mejor manera para fuentes de presión correspondientes a escenarios de erupciones mayores.

La inspección de las figuras muestra que los desplazamientos horizontales máximos para la fuente propuesta (radio: 500 m, presión: 100 bar, rigidez del medio 0.5×10^{11} dinas/cm²) ocurren en el rango de los 2000 metros de distancia radial al epicentro de la fuente de presión y profundidades hasta de 3000m para esta. Para profundidades mayores, el desplazamiento horizontal varía muy poco con la distancia epicentral. Los desplazamientos verticales evidentemente son máximos en el epicentro de la fuente de presión, y decrecen rápidamente con la distancia radial. Para distancias epicentrales radiales mayores de 3000 metros, los desplazamientos para las distintas profundidades de la fuente de presión se hacen muy similares y prácticamente indistinguibles.

Las inclinaciones, dadas por la relación 3 y mostradas en la Figura 3, tienen valores máximos a una distancia epicentral de 1500 a 2000 m. A distancias epicentrales mayores de 4500 m, las inclinaciones para las distintas profundidades de la fuente son muy pequeñas (2μ radianes o menos) y se confunden entre ellas. De aquí se concluye que la región óptima para situar inclinómetros de cualquier tipo ("secos" o electrónicos) es en el rango de 1000 a 3000 ó 4000 metros como máximo de distancia epicentral, ya que de otra manera los métodos de inclinometría carecen de resolución

Los métodos de triangulación implican la medida de distancias y ángulos entre puntos cercanos y lejanos al cráter (que se asume como epicentro). Si los puntos o líneas de referencia son suficientemente lejanos, puede suponerseles fijos e inmóviles, y aplicar las relaciones 1 y 2 directamente para evaluar desplazamientos en el campo cercano. Por otro lado, grandes distancias entre la línea de base o referencia involucran mayores errores en las medidas de distancias y ángulos. Lo ideal es entonces un compromiso de distancias suficientemente grandes entre la línea de referencia y los vértices de medida para permitir un contraste significativo entre los desplazamientos diferenciales del terreno, pero no tanto para introducir errores serios de camino óptico, turbulencia atmosférica y otras fuentes de ruido que afecten la medida de los ángulos y distancias y que empeoran con la distancia.

En el caso del Popocatepetl, se ha escogido como línea base de referencia la que va de Paso de Cortés a Cerro Tlamacas, y como vértices de medida (vértices P, como se definen más adelante), a varios sitios sobre el flanco norte del cono volcánico cuya distancia epicentral promedia 1500 m. Las Figuras 4 y 5 muestran los desplazamientos diferenciales esperados entre los vértices P y los extremos de la línea base para distintas profundidades de la fuente de presión. De la inspección de esas figuras se concluye que si los métodos utilizados tienen una resolución para los desplazamientos horizontales de 1 cm, las deformaciones originadas por la fuente de presión aquí modelada podrán ser detectadas cuando esta alcance una profundidad de unos 2.5 km o menor (bajo la curva de nivel de la red geodésica). Evidentemente fuentes mayores podrán ser detectadas a profundidades mayores.

Cabe señalar que con la red funcional actual, con distancias entre la línea base y los vértices P en el rango de los 2 a 3 km, y tomando en cuenta que la resolución del equipo utilizado es de 1 parte en 100,000, la resolución esperada es del orden de 2 a 3 cm para mediciones individuales. Sin embargo, la realización de numerosas mediciones en cada sesión de campo, ha permitido obtener un grado de reproducibilidad mayor, que se manifiesta en la baja desviación estándar alrededor de la media de las medidas repetidas, la cual se reduce por lo general a 1 cm. No obstante, actualmente se está desarrollando una extensión al método de triangulación que permitirá aumentar aun más la resolución por medio de la medida diferencial de desplazamientos verticales entre la línea base y los vértices P.

5. APLICACIONES EN EL POPOCATEPETL: ESTABLECIMIENTO DE LA RED DE TRIANGULACION EN EL VOLCAN

Se ha establecido una red de triangulación en el volcán Popocatepetl, similar en características a las instaladas para los mismos fines en otros dos volcanes de México, el volcán de Fuego de Colima (Nolasco, et. al., 1993, 1994), como parte de un dispositivo de monitoreo y vigilancia más amplio que permita detectar con anticipación suficiente las manifestaciones que preceden a un evento eruptivo, y en el Tacaná, con los mismos objetivos (Nolasco, et. al., en preparación). Las etapas realizadas dentro de este programa comprenden:

a.) Diseño y pre-análisis; b.) Reconocimiento y Monumentación; c.) Observaciones y Cálculos de Campo; d.) Cálculos de Gabinete (ajustes), e.) Evaluación e Interpretación de los datos; y f.) Memoria de los trabajos.

Para la primera etapa, se hizo un reconocimiento del volcán y se buscaron los lugares más propicios para el establecimiento de la red. Se localizaron los sitios que cumplieron con tres características principales: Primera, que

permitieran, mediante medidas tomadas desde estos y las ecuaciones de Mogi, la modelación de la fuente de presión, esto es que satisficieran los criterios de diseño detallados en el párrafo anterior. Segunda, que cumplieran con las normas establecidas para servir como vértices de una red de triangulación y, tercera, que se encontraran en lugares razonablemente accesibles, que facilitaran la reocupación de la red, aun en condiciones desfavorables y que implicaran una exposición a un nivel de riesgo aceptable a los operadores de campo.

Las estaciones cercanas al epicentro de presión (vértices P) fueron situadas en cinco lugares altos, fácilmente identificables, relativamente accesibles y en terreno firme y bien cimentado (Figura 6). Allí se construyeron monumentos consistentes de mojoneras de concreto, cada una con un tornillo fijo vertical sobre el cual se fija la base basculante de los árboles de prismas reflectores (Figura 7). En forma repetitiva se miden las distancias y los ángulos desde los extremos de la línea base a cada uno de esos vértices P.

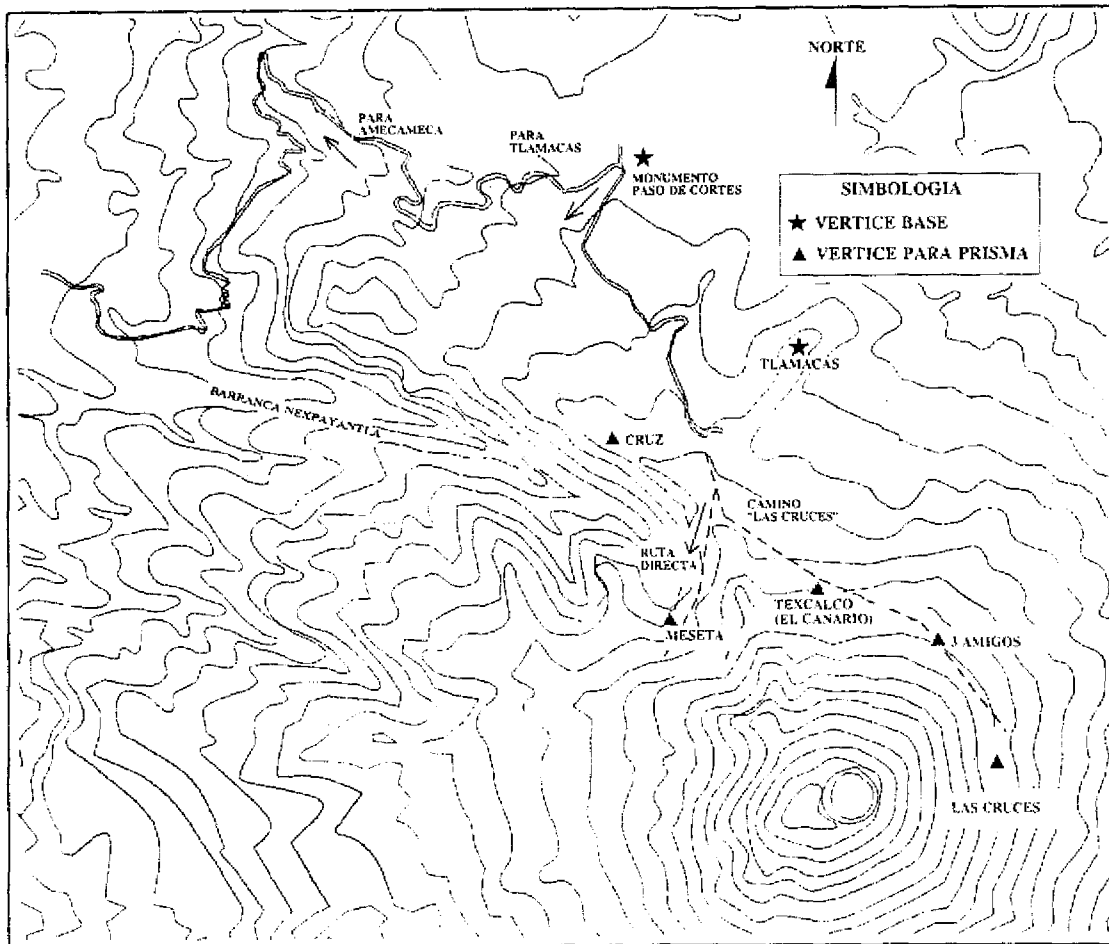


Figura 6

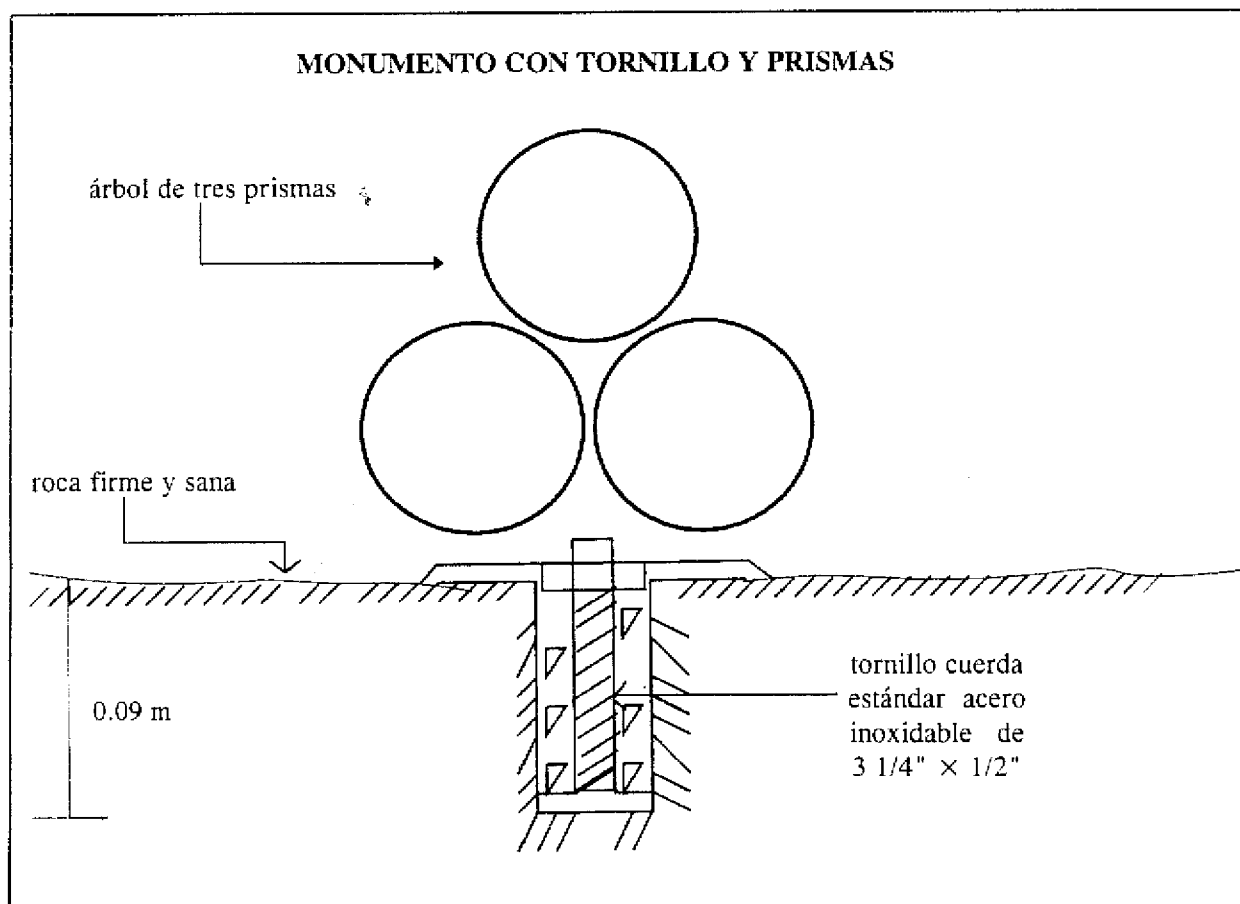


Figura 7

6. DESCRIPCION DE LA LINEA BASE

La línea base tiene una longitud de unos 2.9 km, con un rumbo aproximado SE 45°. Está definida en uno de sus extremos por una marca en forma de cruz, de 5 centímetros por cada brazo, grabada con cincel en el cuerpo que forma la base del monumento de concreto del "Paso de Cortés", en su extremo suroeste, a una distancia de 60 centímetros de donde se encuentra el bajo-relieve que representa la entrada de Hernán Cortés al Valle de México (ver Figura 8). Este vértice se denominó así mismo "Paso de Cortés". Se localiza en el kilómetro 21 de la carretera Amecameca - Tlamanca, a 3980 metros de altitud y sus coordenadas son 19.0854° N, 98.6455° W.

El segundo extremo que define la línea se ubica en la base de una de las antenas de televisión que se encuentran en otra estación repetidora enclavada en la cumbre del "Cerro Tlamanca" (19.0659° N, 98.6287° W), a unos metros de la estación sísmológica PPM. El vértice se localiza en el extremo suroeste de la base perteneciente a la antena de mayor altura y consiste en una marca en forma de cruz, de 5 centímetros por cada brazo, grabada con cincel en el cuerpo de concreto que sirve como sostén a la estructura de la antena. El cuerpo de concreto es monolítico y tiene unas dimensiones tales (aproximadamente el volumen de un edificio de 1 piso de altura) que se puede asegurar con toda certeza su estabilidad. A este vértice se le dio el nombre de "Tlamanca".

Posteriormente a la definición de la red geodésica, fue construida otra torre de microondas que obstaculizó las visuales entre el vértice Tlamacas y algunos de los vértices P. Por ello hubo que definir un vértice auxiliar en la esquina sureste de la misma base de concreto donde se encuentra el vértice Tlamacas. A este vértice auxiliar se le denominó Tlamacas 1 y las medidas que desde allí se realizan pueden ligarse a las de la línea base original mediante ángulo y distancia. En la Figura 9 se muestra la posición exacta de las marcas correspondientes a estos vértices, así como las distancias horizontales con que se referenciaron los vértices a las esquinas de la estructura de concreto.

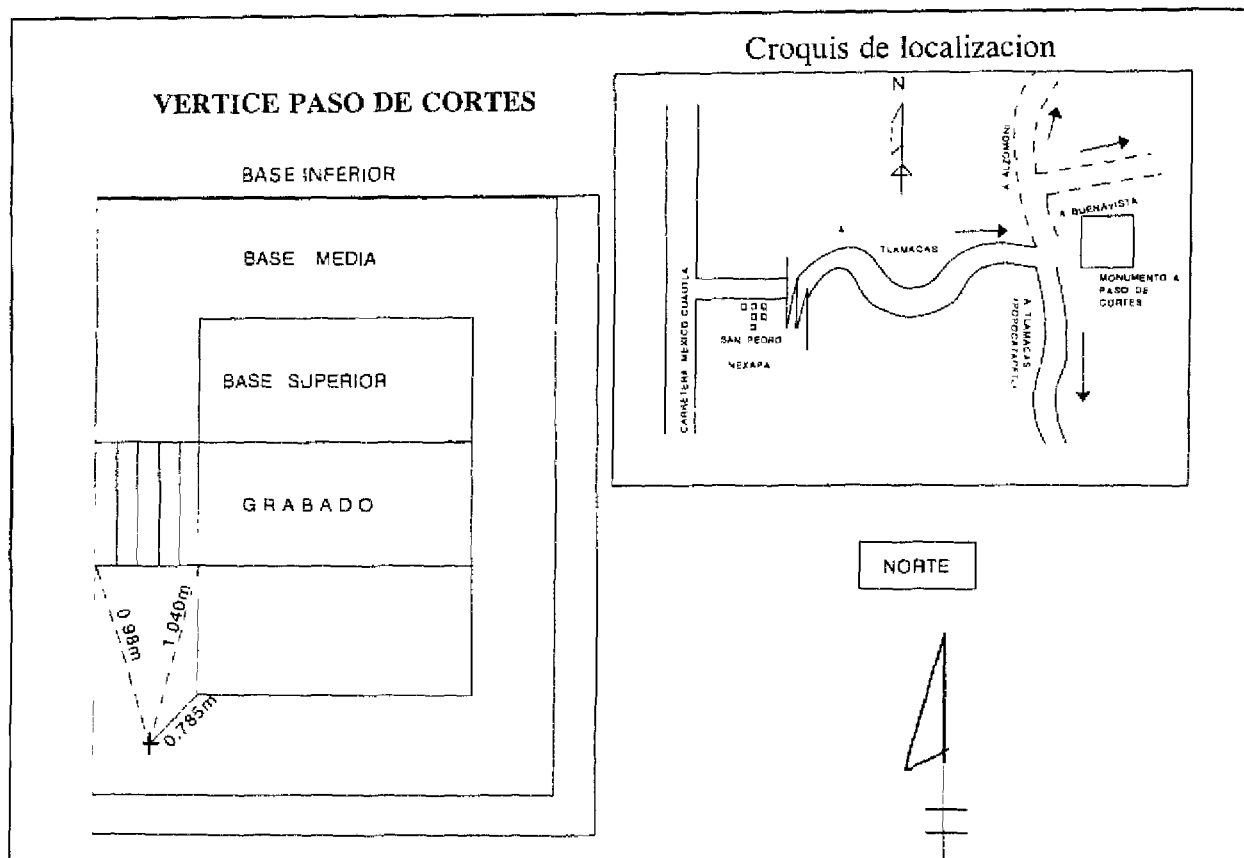


Figura 8

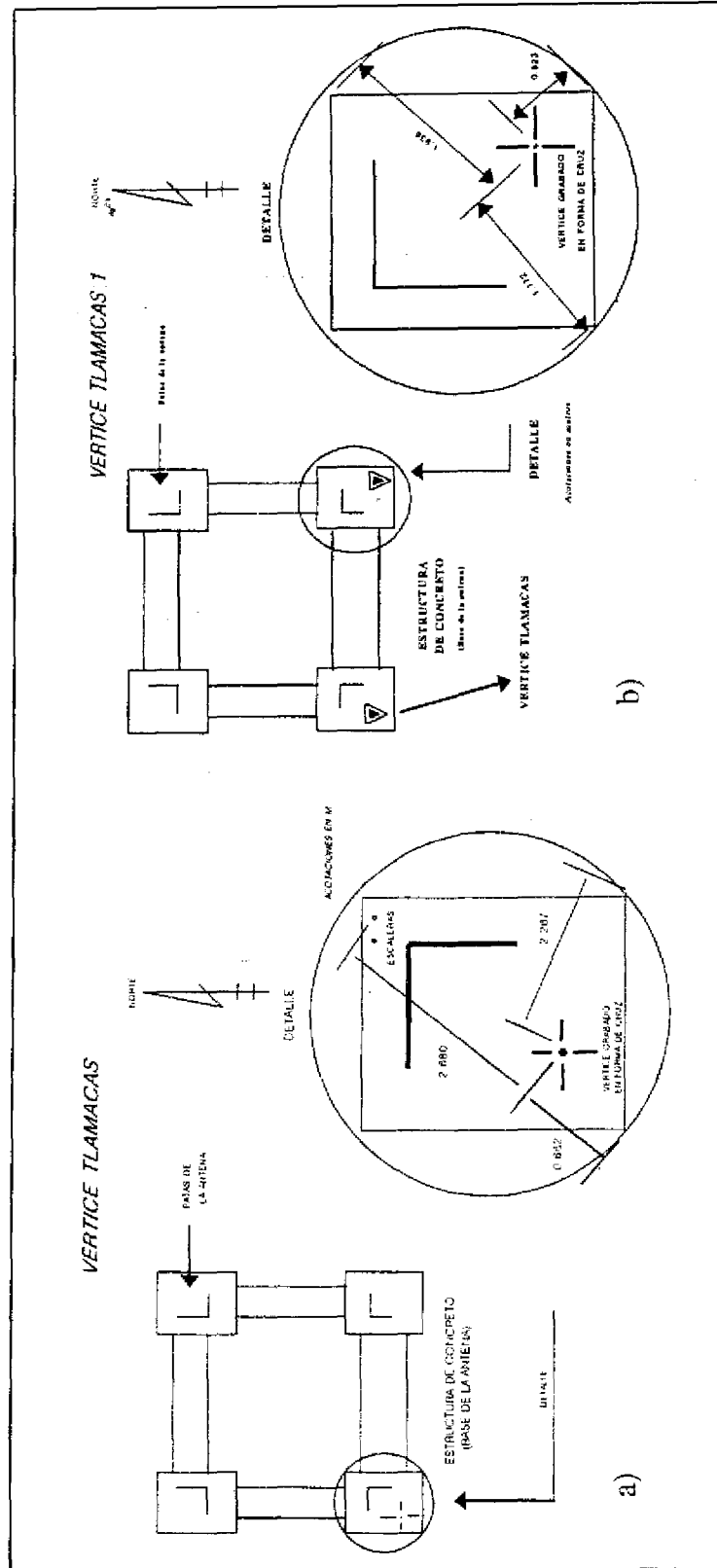


Figura 9