



7
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

"ESTUDIOS TOPOGRAFICOS DE DEFORMACION
EN EL VOLCAN POPOCATEPETL"

FALLA DE ORIGEN

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO TOPOGrafo GEODESTA

P R E S E N T A:

MARCO ANTONIO VILLARREAL OCAMPO

DIRECTOR DE TESIS:

DRA. ANA LILLIAN MARTIN



MEXICO, D. F.

1985



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-1-150/95

Señor
MARCO ANTONIO VILLARREAL OCAMPO
Presente.

En atención a su solicitud me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor **DRA. ANA LILLIAN MARTIN DEL POZO**, que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de **INGENIERO TOPOGRAFO Y GEODESTA**.

**"ESTUDIOS TOPOGRAFICOS DE DEFORMACION EN EL VOLCAN
POPOCATEPETL"**

- INTRODUCCION**
- I. METODOLOGIA TOPOGRAFICA**
- II. OPERACIONES DE CAMPO**
- III. PROCESAMIENTO DE DATOS**
- IV. DISCUSION DE RESULTADOS**
- V. CONCLUSIONES**
- REFERENCIAS**
- APENDICE DE TERMINOS**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar Examen Profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, 13 de septiembre de 1995
EL DIRECTOR

ING. JOSE MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS/GMP*nl

AGRADECIMIENTOS.

El presente trabajo se llevo a cabo con el apoyo de una beca del proyecto CONACYT 1659 - TS209 denominado " ESTUDIOS DEL VULCANISMO MONOGENETICO " a cargo de la Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo.

Hago patente mi agradecimiento a las siguientes personas e instituciones :

Dra. Ana Lillian Martin Del Pozzo, por la dirección y asesoría general de esta tesis.

Ing. Ubertino González González de la Facultad de Ingeniería de la UNAM por la asesoría en esta tesis y por las facilidades brindadas en el préstamo del equipo topográfico de dicha facultad.

Al Gabinete de Topografía de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, por las facilidades en el préstamo del equipo de nivelación empleado en esta tesis.

Al Instituto de Geofísica de la UNAM, por su apoyo en el préstamo de vehículos y equipo de cómputo.

A MIS PADRES.

A MIS HERMANOS.

Como una humilde muestra de mi infinito agradecimiento por todo el apoyo y comprensión que cariñosamente me brindaron durante toda mi vida estudiantil.

! Muchas gracias ;

MARCO ANTONIO VILLARREAL, OCAMPO

Septiembre, 1995.

I N D I C E .

INTRODUCCION.	2
LOCALIZACION.	6
ACTIVIDAD VOLCANICA.	6
GENERALIDADES SOBRE DEFORMACION VOLCANICA.	7
CAPITULO 1.	
I. METODOLOGIA TOPOGRAFICA.	10
1.1. INCLINOMETRIA SECA (método tradicional).	11
1.2. NIVELACION DE PRECISION.	17
1.3. INCLINOMETRIA SECA (método trigonométrico).	23
CAPITULO 2.	
II. OPERACIONES DE CAMPO.	31
II.1. RECONOCIMIENTO.	31
II.2. LOCALIZACION.	33
II.3. MONUMENTACION Y LEVANTAMIENTO DE LAS ESTACIONES DE INCLINOMETRIA.	35
II.4. DESCRIPCION DE LAS ESTACIONES.	36
II.5. CALCULO DE LOS INCLINOMETROS.	40

CAPITULO 3.

III.	PROCESAMIENTO DE DATOS.	44
III.1.	INCLINOMETRO # 0.	47
III.2.	INCLINOMETRO # 1.	47
III.3.	INCLINOMETRO # 2.	47
III.4.	LINEA DE NIVELACION.	56
III.5.	MODELOS DE DEFORMACION.	60
III.6.	MODELO DE MOGI 1958.	62
III.7.	MODELO DE YOKOYAMA 1971.	63
III.8.	APLICACION DE LOS MODELOS DE MOGI Y YOKOYAMA A LOS DATOS DEL VOLCAN POPOCATEPETI..	65

CAPITULO 4.

IV.	DISCUSION DE RESULTADOS.	82
IV.1.	INCLINOMETROS SECOS.	85
IV.2.	LINEA DE NIVELACION.	93
IV.3.	MODELOS DE DEFORMACION.	98

CAPITULO 5.

V.	CONCLUSIONES.	103
	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.	108
	APENDICE DE TERMINOS.	117

I N T R O D U C C I O N .

" Esa mujer era una diosa que cometió un crimen, por lo que fué muerta y para siempre obligada a permanecer en ese lugar; Popocatépetl, siendo su amante, no quiso abandonar a su amada y permaneció a su lado dando rienda suelta a su dolor; por tiempos derramaba lágrimas ardientes que invadían los campos como corrientes de lava y de su pecho salían suspiros profundos y gemidos formidables que hacían retemblar la tierra..."

Poema Azteca.

INTRODUCCION.

Los desastres naturales, entre los que se encuentra la actividad volcánica, han cobrado un gran número de vidas y provocado cuantiosas pérdidas materiales. Por esta razón, son necesarios los estudios de monitoreo volcánico a fin de evitar mayores desastres.

El volcán Popocatépetl ha presentado actividad histórica. Esto hace que el volcán sea potencialmente peligroso para los densos núcleos de población que se encuentran a su alrededor, tales como las ciudades de México, Puebla, Atlixco, entre otras. En este trabajo se presentan los estudios topográficos que se han realizado en el Popocatépetl para el monitoreo de deformación, entre Abril de 1994 y Marzo de 1995. Los métodos de monitoreo tratados en esta tesis consisten en el empleo de nivelación de precisión, aplicada en la medición de una línea de nivelación y tres estaciones de inclinometría seca (nivelación de circuito). El objetivo de los estudios topográficos es el de aportar información referente a la deformación del terreno en la zona Norte del Popocatépetl. La interpretación de esta información sirve para conocer y comprender el estado de actividad del volcán. También en este trabajo se instalaron tres nuevas estaciones de inclinometría seca en la zona Este del Popocatépetl, con el propósito de obtener una mayor información de este cuerpo volcánico. Por último, se aplicaron los modelos de deformación de Mogi 1958 y Yokoyama 1971 a los datos de deformación de la zona Norte, a fin de conocer la fuente de presión que los produce.

Debido a que los cambios internos de un volcán pueden manifestarse en la superficie como deformaciones, es preciso determinar las magnitudes de las mismas. Básicamente las mediciones de deformación consisten en la

determinación de desplazamientos horizontales o verticales entre dos puntos. Posteriormente, los desplazamientos se ajustan estadísticamente (teoría de los errores) para conseguir una mejor precisión en los datos de las mediciones. En este aspecto, la topografía y la geodesia son técnicas que debido a su rapidez y alcance permiten obtener información relativamente económica y efectiva del comportamiento volcánico, de ahí su importancia en los estudios vulcanológicos. Algunos de los métodos con los que se pueden cuantificar las deformaciones (topográficas, geodesicas y geofísicas) se dividen en dos grupos, mostrados en la figura 1.

<p style="text-align: center;">VERTICALES</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Nivelación de precisión. - Nivelación trigonométrica - Inclínometría seca. - Mareografía. - Gravimetría.
<p style="text-align: center;">HORIZONTALES</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Triángulaciones. - Trilateraciones. - Triángulateraciones. - Extensómetros. - Posicionamiento por satélite.

FIGURA 1. Clasificación de los métodos utilizados para estudios de deformación.

La topografía tiene la capacidad de representar cualquier forma del relieve, para ello sólo se necesita realizar una serie de operaciones y

medidas para recabar la información concerniente a la forma del cuerpo a representar. Dicha representación se puede realizar en proyección horizontal, vertical o en ambas, y puede ser referida u orientada en un contexto global o particular. Así, la orientación puede ser : Magnética, astronómica o relativa.

En México la topografía tiene un amplio campo de acción. Es en las variadas formas que integran el relieve donde se aplica la topografía para posteriormente plasmarlo sobre un plano. Sobre los planos se planificará el racional aprovechamiento del relieve en proyectos de desarrollo social o simplemente se pueden estudiar los fenómenos físicos que ocurren en él. Esta última actividad es la que desempeñan muchos investigadores de la actividad volcánica en el mundo. De la variedad de geofomas que posee nuestro país sobresale la grandeza e imponente presencia de LOS VOLCANES.

En México existen un gran número de volcanes, algunos de los cuales han presentado erupciones en tiempos recientes. Los volcanes más importantes se encuentran ubicados en la zona central del país conocida como Cordillera Neovolcánica o faja Transvolcánica. La Cordillera Neovolcánica es una ancha faja de aproximadamente 1000 Km de largo y de 80 a 100 Km de ancho, que se extiende sobre el paralelo 19 ° de latitud Norte desde el Océano Pacífico al Golfo de México (FIG. 2). En esta cordillera se localizan la gran mayoría de los volcanes del país (incluyendo los más activos), tales como : Nevado de Colima, Volcán de Fuego de Colima, Jorullo, Coboruco, Pico de Tancitaro, Volcán Parícutín, Nevado de Toluca, Xitle, Ajusco, Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Malinche, Citlaltépetl, Coñre de Perote y San Martín Tuxtla entre otros. Los volcanes antes mencionados son sólo los más notables, pero en realidad existen un gran número de ellos. Por los efectos y riesgos que representan los volcanes, el vulcanismo debe ser tratado con mucha atención.

La topografía juega un papel importante en el monitoreo volcánico, ya que mediante operaciones topográficas, adaptadas para este propósito, se han podido detectar alteraciones en el terreno debidas a la actividad volcánica.

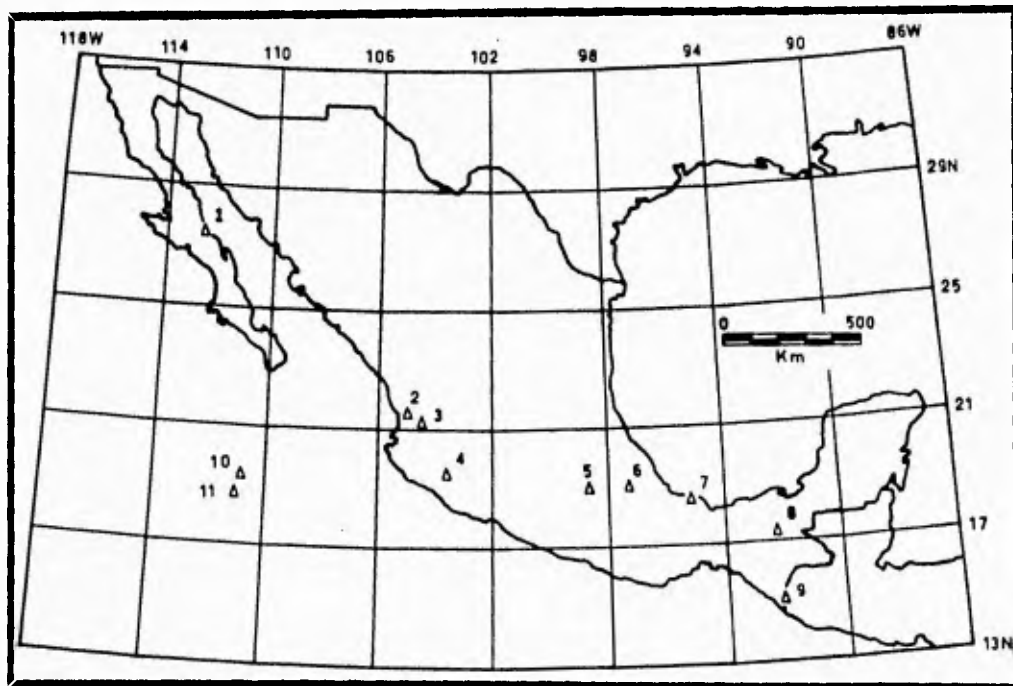


FIGURA 2. Distribución de los volcanes más importantes del país : 1) Tres Virgenes, 2) Sanganguey, 3) Ceboruco, 4) Colima, 5) Popocatepetl, 6) Pico de Orizaba, 7) San Martín Tuxtla, 8) Chichón, 9) Tacaná, 10) Evermann y 11) Bárcena.

Los cambios topográficos producidos por actividad volcánica son interpretados e integrados a los resultados de estudios de otras áreas, para determinar el comportamiento del volcán. Ante esta situación la representación topográfica de una zona volcánica es relevante e indispensable para realizar estudios efectivos de monitoreo volcánico.

La convivencia con los volcanes es inevitable. Desgraciadamente los volcanes más peligrosos se encuentran rodeados de densos núcleos de población, como son las ciudades de Colima, Distrito Federal, Cuantla, Puebla, Atlixco, Guadalajara, Orizaba, Tlaxcala, entre otras. Esta situación es delicada porque existe un riesgo potencial, como lo ha mostrado la actividad del volcán de Fuego de Colima en 1991 (Martin Del Pozzo, et al 1995) y 1994 y la del mismo volcán Popocatépetl en Diciembre de 1994 y principios de 1995.

LOCALIZACION.

El volcán Popocatépetl con sus 5452 msnm es la segunda elevación del país y la quinta de Norteamérica. Se encuentra ubicado en la zona central del Cinturón Volcánico, teniendo como coordenadas geográficas : 19° 01' 17" de Latitud Norte y 98° 37' 34" de Longitud Oeste del Meridiano de Greenwich. Por su ubicación, como límite natural entre los estados de México, Puebla y Morelos, se encuentra cerca de varias concentraciones de población como Puebla, Cuantla, Tlaxcala y el Distrito Federal, todas en un radio menor a los 70 Km .

ACTIVIDAD VOLCANICA.

Popocatépetl proviene del Nahuatl y significa : " Montaña que Humen". Antes del año 1354 se le conocía con el nombre de Xallineheca que quiere decir " Arena que se Levanta " o también como Xalliquehuac, " El que Arroja Ceniza " (Casanova, 1987).

El volcán Popocatépetl es un " Estratovolcán ", que se encuentra

constituido por una alternación de lavas, brechas y depósitos piroclásticos tanto de caída libre como de flujo. Presenta la forma de un gran cono truncado, con un cráter de sección elíptica oblicua alineada de Noreste a Suroeste. El Popocatepetl se formó sobre los restos del antiguo volcán Nexpayantla, después de que éste se destruyó parcialmente por una gran erupción (Robin and Boudal, 1987). La actividad del Popocatepetl ha sido intensa en tiempos históricos. Las erupciones han sido acompañadas de emisiones de gas, cenizas y ruidos subterráneos. Entre las erupciones más recientes del Popocatepetl se pueden citar las de 1530 a 1539, cuyas emisiones de cenizas afectaron las poblaciones de Huejotzingo, Cholula y Tlaxcala. Durante las erupciones de 1684 y 1720 se registró caída de cenizas en la ciudad de Puebla (Martín Del Pozzo, et al 1995). Entre 1919 y 1925 ocurrieron erupciones en las que se presentaron columnas de gas y cenizas. Finalmente, desde Diciembre de 1994 hasta la fecha, el volcán Popocatepetl se ha mantenido emitiendo columnas de gas y nubes de cenizas.

GENERALIDADES SOBRE DEFORMACION VOLCANICA.

La actividad ~~magnética~~ preruptiva provoca generalmente una presión en la superficie, la cual se manifiesta como una inflación. Cuando esta presión disminuye, se presenta una deflación. Ambos fenómenos son cuantificables en términos de expansión y contracción de distancias, levantamientos o hundimientos respecto a niveles base y como inclinación de las laderas de un volcán. La inyección de ~~magma~~ a la cámara o al conducto volcánico, genera un levantamiento o inflación. Por su parte, una deflación esta asociada con una liberación de la presión interna, ya sea mediante una erupción, por

desgasificación del magma o bien por el desvío del magma a través de fisuras (Dieterich and Decker, 1975). Las causas mencionadas no son las únicas que pueden producir deformación, ya que también podría ser provocado por cambios geotermales, fracturas, movimientos tectónicos, factores climáticos, cambios hidrotermales, etc.

Existen varios parámetros que son utilizados para estudiar el comportamiento de un volcán y pronosticar su actividad, entre ellos se encuentran los en listados a continuación :

- 1 - Sismicidad.
- 2 - Deformaciones del suelo (Determinaciones Topográficas).
- 3 - Cambios visuales.
- 4 - Cambios térmicos.
- 5 - Cambios en los gases volcánicos.
- 6 - Cambios en la gravedad. (Determinaciones Geodesicas).
- 7 - Cambios magnéticos.
- 8 - Cambios eléctricos.

Todos los signos de actividad volcánica enlistados, excepto los visuales, se detectan empleando técnicas de medición e instrumentos de precisión.

Por último, lo que permite determinar si existe o no deformación es el procesamiento e interpretación de los resultados.

C A P I T U L O 1**M E T O D O L O G I A****T O P O G R A F I C A**

" Las obras de Dios en la naturaleza, no son nuestras obras. Los métodos o herramientas que empleamos para conocerlas no tienen relación alguna con la amplitud, la profundidad, la grandeza e inescrutabilidad de dichas obras, que encierran sus secretos en un abismo mas hondo que el más profundo pozo..."

Marco Antonio Villarreal O.

I. METODOLOGIA TOPOGRAFICA.

Existen varios métodos para detectar las deformaciones producidas por la actividad volcánica. En esta tesis se mencionarán los métodos topográficos, porque son los más sencillos de establecer y su costo es relativamente bajo, lo que los hace accesibles a países como el nuestro.

Entre Abril de 1994 y Marzo de 1995 se realizaron seis campañas de medición en la ladera norte del volcán Popocatepetl. Las mediciones se efectuaron en tres estaciones de inclinometría seca y una línea de nivelación de aproximadamente 1500 metros de longitud. Las estaciones de inclinometría seca y los bancos de nivel de la línea de nivelación, que fueron empleados para continuar los estudios de monitoreo, fueron establecidos y monumentados desde 1989 (Martin Del Pozzo, et al 1992).

Cuando existen cambios en un área volcánica activa, estos pueden ser verticales, horizontales o de ambos tipos. Existen varios métodos que permiten obtener, con los requerimientos de precisión necesarios, las magnitudes de estos desplazamientos. En el presente capítulo se tratarán, las metodologías y técnicas utilizadas en esta tesis para la determinación de desplazamientos verticales en el volcán Popocatepetl. En el estudio de la deformación del terreno en áreas volcánicas, la selección adecuada de la técnica de medición es primordial para obtener resultados que sirvan en la evaluación del estado activo de un cuerpo volcánico. En la zona norte del volcán Popocatepetl las técnicas empleadas fueron las de nivelación de precisión e inclinometría seca. También se tratará, aunque no se empleo en el Popocatepetl, la inclinometría seca con nivelación trigonométrica, como una metodología alterna, precisa y práctica en terrenos topográficamente difíciles.

1.1. INCLINOMETRIA SECA.

Método Tradicional.

Este método de vigilancia volcánica fue desarrollada por D. B. Jackson (1968) y consiste en un arreglo de bancos de nivel por los que se pasa una nivelación de precisión utilizando un nivel geodesico Wild N - 3 y estatales (miras verticales) de material invar. Los cambios en el terreno se detectan mediante la medición de pares de bancos separados entre sí por una distancia, la cual estará en función del relieve. Estos inclinómetros se miden en diferentes períodos para obtener las variaciones temporales de deformación.

La configuración de una estación de inclinometría seca consiste en un triángulo equilátero de aproximadamente 40 m por lado con un vértice colocado en la dirección sur. Se selecciona un punto que se encuentre aproximadamente en el centro de la zona de trabajo para estacionar el tránsito o teodolito, se nivela y se fija el limbo en "ceros" visando en la dirección sur. Sobre esta dirección se mide una distancia de 23.094 m y se coloca la mojonera que representará físicamente al vértice " X ". Los siguientes dos puntos se colocan de igual forma, midiendo únicamente 120 ° para cada uno a partir del primero (FIG. 1.1).

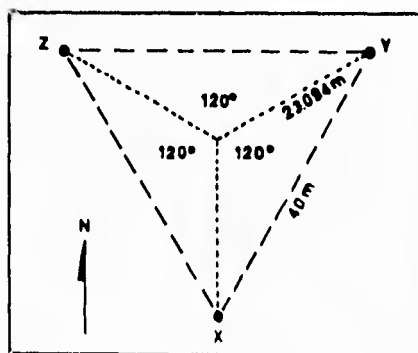


FIGURA 1.1. Representación gráfica de una estación de inclinometría seca.

Una vez lograda la configuración, se llamarán a los vértices X, Y y Z en el sentido contrario al del movimiento de las manecillas del reloj. El centro puede quedar marcado mediante una estaca para ser localizado en posteriores mediciones.

Los bancos de nivel pueden constar de una placa metálica o varilla colocada en el centro de la mojonera o empotrada en roca (FIG. 1.2a). Su instalación se recomienda en roca, pero en caso de ser imposible, se cava un hoyo de 30 cm de diámetro por 50 cm de profundidad. Se clava una varilla de 1.5 a 2 mts hasta que comience a resistir el fuerte martilleo. En caso de ser necesario se hundirán mas varillas atornilladas a las anteriores por medio de una abrazadera metálica (FIG. 1.2b).

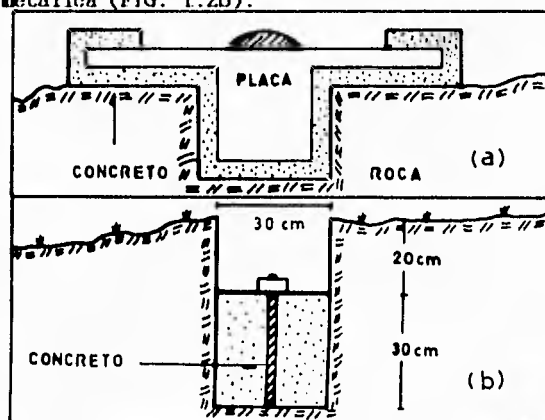


FIGURA 1.2.: a) Banco de nivel de placa empotrada en roca.
b) banco de nivel en material no consolidado.

1.1.1. FORMA DE LECTURA.

Cuando se utiliza solamente una mira vertical, el procedimiento que se emplea es el siguiente : estando el nivel perfectamente nivelado al centro del área de trabajo se coloca la mira en el vértice " Y ". En ésta se realiza la lectura del hilo medio aproximando con el micrómetro, la cuña central a la

lectura cerrada más próxima. Se anota la lectura marcada y la proporcionada por el micrómetro (FIG. 1.3).

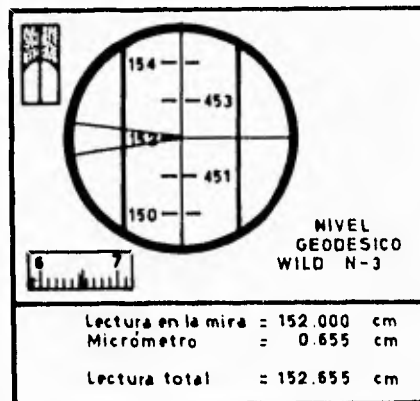


FIGURA 1.3. Forma de lectura sobre la mira vertical con el nivel WILD N - 3.

Trasladando la mira al vértice " X " se repite la misma acción que en " Y ", pero en dos ocasiones. Se realizan dos lecturas con el mismo cuidado, anotando la lectura de la mira y el micrómetro. Se cambia nuevamente la mira a " Y ", donde se efectúan dos lecturas con el mismo procedimiento. Por último, para cerrar esta serie, que se llamará Y - X, se toma una tercer lectura en el vértice " X ". Al final se tienen tres lecturas para cada vértice de esta serie. Dichas lecturas no deberán diferir entre ellas más de $5 \times 10^{-05} \text{ m}$, en caso de presentarse diferencias mayores, se realizaran más lecturas en el vértice que presente esta situación. Si las lecturas se encuentran dentro del rango de tolerancia permitido, se continua con la serie X - Z .

La última lectura tomada en " X " de la serie Y - X pasa a ser la primera en " X " de la serie X-Z . Se comienza tomando dos lecturas en " Z " repitiendo el procedimiento ya mencionado; cambiando la mira al vértice " X " se hacen también dos lecturas. Para terminar, estando la mira en " Z ", se

hace una lectura, con lo que se completa la serie para tener nuevamente tres lecturas para cada vértice de la serie. Si la condición de control de lecturas no es superado, se prosigue con la serie $Z - Y$.

La última lectura de "Z" en la serie $X - Z$ será la primera lectura de "Z" en la serie $Z - Y$. Procediendo en la forma descrita, se hacen dos lecturas en "Y", dos lecturas en "Z" y una lectura mas en el vértice "Y" para cerrar la serie. Nuevamente se checa la condición de diferencias entre las lecturas de cada vértice, la cual no deberá exceder de $5 \times 10^{-05} \text{ m}$. En caso de necesitarse mas lecturas se pueden tomar sobre los vértices que presenten mayor variación. Finalmente, no se debe olvidar hacer coincidir los meniscos del nivel cada vez que se realice una lectura (FIG. 1.4).

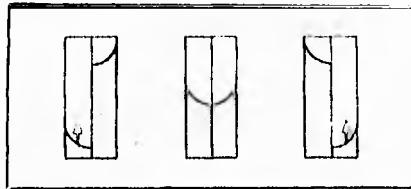


FIGURA 1.4. Coincidencia de meniscos del nivel tubular al realizar las lecturas.

I.1.2. FORMA DE CALCULO.

Una vez terminadas las series se obtienen los desniveles individuales de los pares de lecturas de cada una de las series ($Y - X$, $X - Z$ y $Z - Y$). Se promedian dichos desniveles para obtener el desnivel de cada serie. El siguiente paso es determinar el error de cierre, para esto se suman algebraicamente los desniveles de las series $Y - X$ y $X - Z$. El resultado es el desnivel $Z - Y$ calculado, que al sumarlo con el desnivel $Z - Y$ observado, proporcionará el error de cierre. El valor absoluto del error dividido entre tres, será la corrección que se aplicará a los desniveles de

las series, tomando en cuenta el siguiente criterio : si el error es positivo se restará a cada desnivel el valor de la corrección, si el error es negativo se sumará el valor de la corrección a los desniveles. Con la operación anterior se obtendrán las lecturas de los desniveles ajustadas.

Los desniveles obtenidos hasta aquí representan valores temporales de deformación, los cuales sí son comparados con lecturas realizadas en fechas previas permiten calcular el vector de inclinación que presenta el plano conformado por los tres vértices del inclinómetro. Para obtener la magnitud y dirección del vector de inclinación se calculan las diferencias entre los desniveles actuales y los desniveles previos. Las diferencias obtenidas son los cambios mostrados por la estación en dos fecha consecutivas de medición. Estas son integradas a las fórmulas de Eaton 1959 (FIG. 1.5) para obtener la magnitud y dirección del vector de inclinación. Los pasos hasta aquí descritos son los procedimientos que se siguen para el cálculo de una estación de inclinometría seca, un ejemplo de todo el seguimiento de cálculo se puede apreciar en el Figura 1.6 .

$V_y = [A (Y - X) - B (X - Z)] 1000$	
$V_x = [C (Y - X) + D (X - Z)] 1000$	
Donde : A =	$\frac{- 10 \text{ Cos } \theta}{L_y \text{ Sen } (\theta - \theta)}$
	B = $\frac{10 \text{ Cos } \theta}{L_z \text{ Sen } (\theta - \theta)}$
	C = $\frac{10 \text{ Sen } \theta}{L_y \text{ Sen } (\theta - \theta)}$
	D = $\frac{10 \text{ Sen } \theta}{L_z \text{ Sen } (\theta - \theta)}$
Magnitud.	Dirección.
$M = (V_x^2 + V_y^2)^{1/2}$	$Az = \text{Arc Tan } (V_x / V_y)$

FIGURA 1.5. Fórmulas de J.P. Eaton (1959) para determinar la magnitud y dirección del vector de inclinación.

ESTACION : GEOGRAFIA
 FECHA : 19 MAYO 1994
 NIVEL : MARCO A. VILLARREAL
 CALCULO : MARCO A. VILLARREAL
 LUGAR : JARDINES DEL INSTITUTO DE GEOGRAFIA

U.N.A.M.
 INSTITUTO DE GEOPISICA
 VULCANOLOGIA

1 - LECTURAS

Y	DIFERENCIAS cm	X
185.444	28.375	137.069
185.442	28.375	137.067
185.443	28.374	137.069
PROM =	28.37467 cm	

X	DIFERENCIAS cm	Z
137.069	-42.321	179.39
137.07	-42.323	179.393
137.067	-42.322	179.389
PROM =	-42.322 cm	

Z	DIFERENCIAS cm	Y
179.389	13.952	185.437
179.391	13.952	185.439
179.392	13.951	185.441
PROM =	13.95187 cm	

4 - COMPARACION

MAYO 94	Cambio cm	MARZO 94
Y-X 28.37322	0.01882	28.3544
X-Z -42.32345	-0.00985	-42.3136
Z-Y 13.95022	-0.00928	13.9595

2 - ERROR DE CIERRE

Y-X = 28.37467 cm
 X-Z = -42.322 cm
 Z-Y cal= -13.94733 cm
 Z-Y obs= 13.95187 cm
 Error = 0.00434 cm
 Correc = 0.00145 cm

3 - LECTURAS AJUSTADAS

Y-X = 28.37322 cm
 X-Z = -42.32345 cm
 Z-Y = 13.95022 cm

5 - CALCULO DEL VECTOR

V (Y) = 8.72 μ rad.
 V (X) = 1.86 μ rad.
 MAG. = 8.916 μ rad.
 Az = 12° 02' 27.24"

FIGURA 1.6. Ejemplificación del cálculo de una estación de inclinometría seca.

1.2. NIVELACION DE PRECISION.

La nivelación geométrica es una técnica que se emplea para determinar las elevaciones de puntos colocados sobre la superficie de la tierra. Se parte de la obtención del desnivel entre dos puntos, considerando a uno de ellos como fijo y de cota conocida. Así, las elevaciones de puntos sobre la tierra se pueden determinar en forma absoluta, si están referidos a la superficie de nivel absoluta que es el nivel medio del mar, o en forma relativa si se encuentran referidos a cualquier superficie de nivel arbitraria.

Generalmente, en los trabajos profesionales y en los estudios científicos, como los realizados en la vigilancia del volcán Popocatepetl, se acostumbra referenciar los bancos de nivel al datum del nivel medio del mar (snm). Considerando que las superficies de nivel son equidistantes entre sí, entonces, el desnivel entre dos puntos será la distancia vertical entre las superficies de nivel que pasan por dichos puntos (FIG. 1.7).

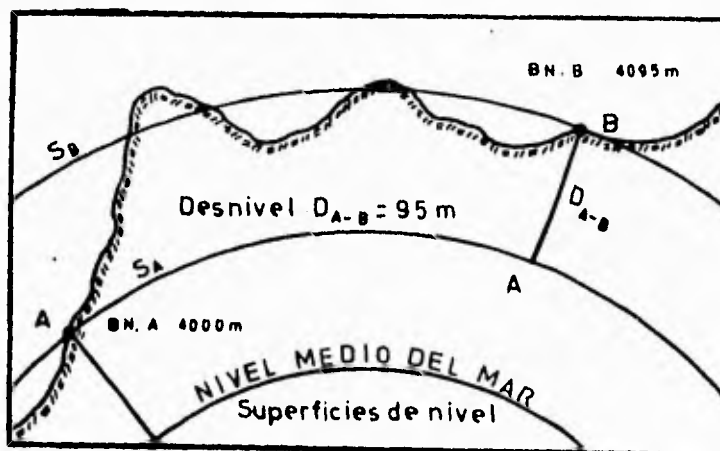


FIGURA 1.7. Superficies de nivel empleadas como referencia en la nivelación geométrica.

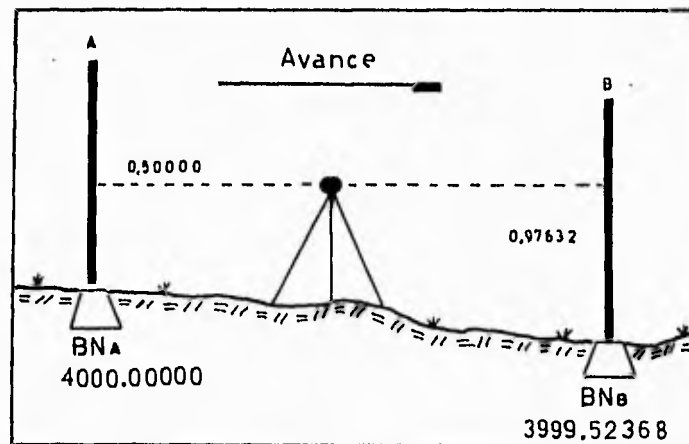
I.2.1. PROCEDIMIENTOS DE CAMPO.

Método empleando una mira vertical.

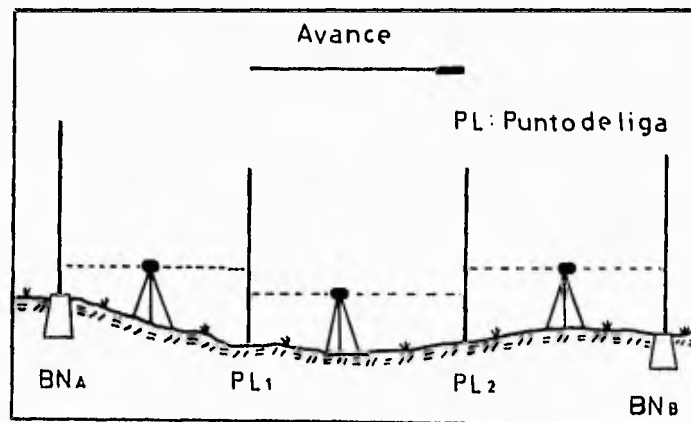
El procedimiento que se sigue en campo para efectuar la nivelación de precisión cuando se usa una mira es el siguiente :

El instrumento se estaciona y se nivela a la mitad del sector inicial de la línea. El sitio donde se coloca el nivel dependerá de la inclinación que presente el terreno donde se trabaja. Colocando la mira en el banco de partida, se dirige la visual hacia ésta y se hace coincidir los meniscos del nivel tubular. Para hacer la lectura se debe llevar, con ayuda del micrómetro, el hilo horizontal a la lectura cerrada más próxima sobre la escala A de la mira. Se hace la lectura del hilo medio anotándolo junto con el valor proporcionado por el micrómetro. Sobre la misma cara A se realizan las lecturas de los hilos superior e inferior, aproximando cada uno a la lectura cerrada próxima, para esto se emplea el micrómetro cuya lectura se agregará a su hilo respectivo. Acto seguido, con ayuda del tornillo del movimiento tangencial, se visa la cara B de la mira haciendo coincidir los meniscos. Se realizan lecturas de los tres hilos agregando a todos su correspondiente valor proporcionado por el micrómetro. Hechas todas las lecturas, se obtiene el promedio de los hilos superior e inferior de ambas caras. Estos promedios se comparan con los hilos medios respectivos y no deberán diferir de 5×10^{-5} m. Se comprueba también que la diferencia entre los hilos medios de la cara A y B no exceda a 301.5 cm con ± 0.05 cm de tolerancia. En caso de que alguna de las diferencias no cumplan las condiciones indicadas, se desechan y se repite el proceso. Si se cumplen estas condiciones, se mueve la mira hacia el primer punto de liga (PL) procurando siempre que la distancia del instrumento a la

mira de adelante sea lo más parecida a la distancia de la mira de atrás. Estando la mira en el PL de adelante se repite el mismo procedimiento, chequeando que se cumplan las condiciones de lectura (FIG. 1.8 a). En la forma descrita se continua el recorrido de la línea hasta llegar al siguiente banco de nivel (FIG. 1.8b).



(A)



(B)

FIGURA 1.8 : a) Representación de un nivelación diferencial.
b) Representación de una nivelación compuesta.

Terminado el primer recorrido, se deberá complementar éste con un recorrido de la misma línea, pero en el sentido contrario al primero y siguiendo el mismo procedimiento. Al término de los dos recorridos el error de cierre de la nivelación deberá estar dentro de la tolerancia para circuitos de nivelación de precisión dada por la siguiente expresión :

$$0.002 \text{ m } \sqrt{K} \quad K = \text{distancia de la línea en kms.}$$

Para obtener el desnivel entre los bancos de nivel medidos, se suman por separado los hilos medios de las lecturas atrás y los de las lecturas adelante, tanto del recorrido de ida como el de regreso. Las diferencias de las sumatorias de cada recorrido será el desnivel. Al promedio de los dos desniveles obtenidos, se le aplican algunas correcciones con el fin de mejorar la precisión del valor obtenido (VER APENDICE A).

I.2.2. EQUIPO.

En los estudios de deformación de la zona norte del Popocatepetl, tanto en la nivelación de precisión como en la inclinometría seca, se ha utilizado el nivel geodesico WILD N - 3 (FIG. 1.9), una mira vertical de material invar (estadál) modelo GPLE - 3N y dos sapos. Este equipo permite determinar la inclinación con una precisión de $\pm 10 \mu\text{rads}$ ($\mu\text{rad} = 1 \text{ mm}$ de inclinación en un kilometro de distancia) (Yamashita, 1993).

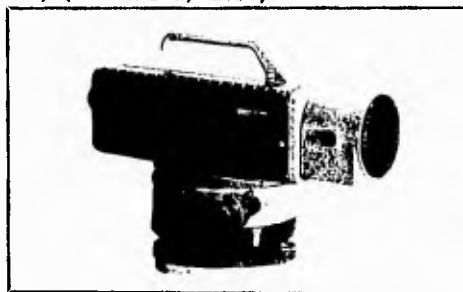


FIGURA 1.9. Nivel geodesico WILD N - 3.

El nivel WILD N - 3 presenta características que lo han marcado como el instrumento ideal para el estudio de deformación en áreas volcánicas (Leica, 1993) (FIG. 1.10).

Desviación estándar para 1 km de nivelación doble : ± 0.2 mm
Anteojo : Óptica pánfocal, imagen real y directa.
Distancia mínima de enfoque : 45 cm
Precisión de la medición : $0.5'' \pm 0.4\%$ de la inclinación medida.
Margen de la temperatura de funcionamiento : -30°C a $+60^{\circ}\text{C}$
Margen del micrómetro de placa planoparalela :
Margen = 10 mm Intervalo = 0.1 mm Estimación = 0.01 mm

FIGURA 1.10. Características del nivel geodesico WILD N - 3.

Por su parte la mira vertical modelo GPLE - 3N está conformada por una banda de material invar, doble cara, graduada en centímetros y de tres metros de largo. Se encuentra fijamente sujeta a un sólo cuerpo metálico de perfil de aluminio a prueba de torsión, rematado con bases de metal para mayor firmeza de toda la mira (Leica, 1993). Su principal cualidad es la de poseer un coeficiente de deformación térmica muy bajo (1μ por 1°C). Finalmente, los soportes para la mira (sapos) son una sola pieza de metal pesado que ofrecen una base segura sobre la que se puede girar libremente la mira.

1.2.3. MONUMENTACION.

En los estudios de deformación volcánica es muy importante la buena selección del método de evaluación, así como, el equipo y el sitio donde se aplica el estudio. Para que todo funcione adecuadamente se requiere de bancos y vértices de nivelación estables y confiables. La necesidad de asegurar que cualquier cambio detectado refleje la actividad del cuerpo estudiado y no cambios ajenos a éste, hace que la tarea de instalación de los bancos se

atención con extremo cuidado.

Para la selección del lugar de instalación se deben considerar las estructuras geológicas existentes en la zona, de tal modo que se pueda cubrir la mayor parte del cuerpo volcánico. Los sitios deberán ser accesibles y seguros tanto para el personal como para los bancos, esto es, deben estar protegidos contra productos volcánicos tales como: Flujos de lodo, caída de cenizas, etc (Doukas and Ewert, 1993). Debe ser un lugar bien drenado y alejado de la acción humana o animal.

En las áreas volcánicas existen materiales sólidos (roca) y materiales no consolidados (cenizas) sobre los que se pueden instalar los bancos. De los dos materiales, los bancos colocados sobre roca son los más fáciles de instalar, además de ser más estables. En roca se emplean tornillos de anclaje de acero inoxidable de 10 cm de largo con diámetro de $\frac{1}{2}$ pulgada (FIG. 1.11a) o bien tornillos de anclaje de 5 cm de largo con un centímetro de diámetro. Estos últimos se utilizaron en dos de los tres inclinómetros de la parte norte del Popocatepetl, por tener la propiedad de permitir perforar la roca con el extremo dentado del mismo tornillo (FIG. 1.11b). Esto ahorra tiempo y gastos en otras herramientas.

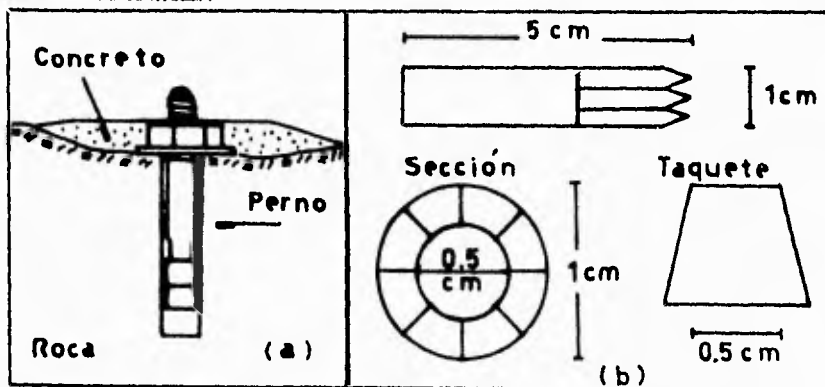


FIGURA 1.11. a y b : Tornillos de anclaje empleados en roca.

1.3. (INCLINOMETRO SECA).

Método Trigonométrico.

Este método de vigilancia volcánica no fue empleado en el Popocatepetl. Sin embargo, considerando lo práctica que es la inclinometría seca utilizando nivelación trigonométrica, será tratada en este capítulo como una metodología alterna a la inclinometría con nivel.

La dificultad que algunas veces presentan las áreas volcánicas, el transporte de las estorbosas miras y la limitación del equipo de nivelación a sitios generalmente planos, provocaron la búsqueda de un método más práctico, capaz de proporcionar la precisión requerida por los trabajos de vigilancia de deformación en zonas volcánicas. Este método presenta algunas ventajas y desventajas con respecto al método tradicional (FIG. 1.12), pero en términos generales el sistema es más compacto, fácil de operar y transportar en terrenos remotos y requiere de menos tiempo en la operación (Ewert, 1993).

CUADRO COMPARATIVO DE LOS METODOS DE INCLINOMETRIA SECA.

METODO TRIGONOMETRICO.	METODO GEOMETRICO.
Ventajas : Portátil, mayor flexibilidad en la topografía, arreglos de mayor área, el mismo equipo se emplea en triangulaciones.	Ventajas : Fácil y sencillo de operar, equipo menos costoso, se puede emplear para nivelación de precisión.
Desventajas : Poco menos preciso, equipo más caro, reducción de datos un poco más complicada.	Desventajas : Miras estorbosas, arreglos limitados a sitios planos difíciles de encontrar en áreas volcánicas.

FIGURA 1.12. Comparación de los métodos de nivelación geométrica y trigonométrica empleados en inclinometría seca.

1.3.1. FORMA DE LECTURA.

Para la medición se requiere de tres prismas que sirven como reflectores en la medición electrónica de distancias (MED). Dichos prismas son colocados en cada uno de los vértices que conforman el inclinómetro (X, Y y Z).

Se nivela perfectamente el teodolito - distanciometro en el centro del inclinómetro, el cual se trabajará como un circuito de nivelación. Se realizan lecturas alternadas entre los vértices de la serie Y-X, X-Z, y Z-Y hasta completar tres lecturas por vértice en cada serie. Cada lectura consiste en la medición de los ángulos cenitales directo e inverso, así como la distancia inclinada entre el instrumento y el prisma. Se promedian los ángulos de cada lectura y se obtiene la respectiva diferencia angular de la serie que se trate. No deberá existir una diferencia mayor de dos segundos entre las lecturas de cada vértice, en caso de ser mayor la diferencia se tomaran mas lecturas hasta lograr medidas consistentes. Cuando el inclinómetro ha sido completado se suman los promedios de las diferencias angulares para obtener el cierre de campo (FIG. 1.13), que sirve únicamente para medir la consistencia de las lecturas. En la práctica se consideran como buenos los datos cuando la suma de las diferencias es menor o igual a 1 segundo (Léwert, 1993). En caso de que sea superado este rango de tolerancia, se tienen que repetir todas las lecturas del inclinómetro.

1.3.2. FORMA DE CALCULO.

El proceso de cálculo en este método es un poco más complicado que en el método tradicional. Las lecturas de los ángulos se promedian para cada

vértice. Se calculan los desniveles entre el instrumento y los prismas, para ello se toma el coseno del ángulo cenital y se multiplica por la distancia inclinada. De este cálculo se obtienen las diferencias $Y - X$, $X - Z$ y $Z - Y$.

LECTURAS					
PRISMA Y	DIFERENCIAS (Y - X)	PRISMA X	PRISMA Z	DIFERENCIAS (Z - Y)	PRISMA Y
90° 37' 10.7"	- 02' 32.4"	90° 39' 42.9"	90° 25' 50.9"	- 11' 18.3"	90° 37' 10.2"
90° 37' 09.7"	- 02' 33.0"	90° 39' 42.7"	90° 25' 51.3"	- 11' 17.9"	90° 37' 09.2"
90° 37' 10.4"	- 02' 32.1"	90° 39' 42.5"	90° 25' 51.5"	- 11' 17.7"	90° 37' 09.2"
90° 37' 10.3"	- 02' 32.4"	90° 39' 42.7"	90° 25' 51.5"	- 11' 18.3"	90° 37' 09.5"
Dist. = 22.960 m		Dist. = 22.943 m	Dist. = 23.043 m		Dist. = 22.960 m
PRISMA X	DIFERENCIAS (X - Z)	PRISMA Z	Cierre de campo = (Y-X) + (X-Z) + (Z-Y) = + 0.4 " 0.4 " en una distancia de 23 m equivale a un cierre de aproximadamente 0.00004 m		
90° 39' 42.5"	13' 51.6"	90° 25' 50.9"			
90° 39' 42.3"	13' 50.4"	90° 25' 51.9"			
90° 39' 42.2"	13' 51.3"	90° 25' 50.9"			
90° 39' 42.3"	13' 51.1"	90° 25' 51.2"			
Dist. = 22.943 m		Dist. = 23.043 m			

FIGURA 1.13. Determinación del cierre de campo en el método de nivelación trigonométrica.

Sumando algebraicamente los resultados de las series $Y - X$ y $X - Z$ obtendremos un valor de $Z - Y$ calculado, el cual al compararlo con el valor de $Z - Y$ observado proporcionará el error de cierre. El valor absoluto del cociente del error entre tres, es la corrección que se aplicará a cada una de las diferencias ($Y - X$, $X - Z$ y $Z - Y$), siguiendo el mismo criterio que en el método tradicional (FIG. 1.15). Una vez ajustadas las lecturas se comparan con lecturas previas para obtener los cambios mostrados por el inclinómetro, dichos cambios se someten a las ecuaciones del figura 1.14 para obtener el vector de inclinación.

$$V_y = \left[\frac{\cos \theta}{L_y \sin(\theta - \theta)} (Y - X) - \frac{\cos \theta}{L_z \sin(\theta - \theta)} (X - Z) \right] 1\,000\,000$$

$$V_x = \left[\frac{-\sin \theta}{L_y \sin(\theta - \theta)} (Y - X) + \frac{\sin \theta}{L_z \sin(\theta - \theta)} (X - Z) \right] 1\,000\,000$$

Magnitud. **Dirección.**
 $M = (V_x^2 + V_y^2)^{1/2}$ $Az = \text{Arc Tan}(V_x / V_y)$

FIGURA 1.14. Fórmulas de J.P. Eaton (1959) para la determinación del vector de inclinación en el método trigonométrico.

CALCULO DE DIFERENCIAS DE NIVEL.	ERROR DE CIERRE :																				
<p style="text-align: center;">Lado Y - X.</p> Prisma Y. 22.960 Cos 90°39'10.3" = -0.24826 m Prisma X. 22.943 Cos 90°39'42.7" = -0.26502 m DIFERENCIA (Y - X) = 0.01676 m <p style="text-align: center;">Lados X - Z.</p> Prisma X. 22.943 Cos 90°39'42.3" = -0.26498 m Prisma Z. 23.043 Cos 90°25'51.2" = -0.17329 m DIFERENCIA (X - Z) = -0.09169 m <p style="text-align: center;">Lado Z - Y.</p> Prisma Z. 23.043 Cos 90°25'51.5" = -0.17333 m Prisma Y. 22.960 Cos 90°37'09.5" = -0.24817 m DIFERENCIA (Z - Y) = 0.07484 m	Desnivel Z - Y Obs. = 0.07484 m Desnivel Z - Y Cal. = 0.07493 m Error = 0.0001 m <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th></th> <th style="text-align: center;">L. ACT.</th> <th style="text-align: center;">DIF.</th> <th style="text-align: center;">L. PRE.</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td></td> <td style="text-align: center;">06/JUL/94</td> <td style="text-align: center;">m</td> <td style="text-align: center;">07/ABR/94</td> </tr> <tr> <td>Y-X</td> <td style="text-align: center;">0.01679</td> <td style="text-align: center;">-0.00009</td> <td style="text-align: center;">0.01687</td> </tr> <tr> <td>X-Z</td> <td style="text-align: center;">-0.09166</td> <td style="text-align: center;">0.00014</td> <td style="text-align: center;">-0.09181</td> </tr> <tr> <td>Z-Y</td> <td style="text-align: center;">0.07487</td> <td style="text-align: center;">-0.00001</td> <td style="text-align: center;">0.07488</td> </tr> </tbody> </table> <p style="text-align: center;">CALCULO DEL VECTOR.</p> Datos : Ly = 40.97 m Lz = 40.36 m θ = 46 ° θ = 102 ° Vy = - 2.4 μrad Vx = 5.6 μrad Magnitud = 5.8 μrad Azimuth = 66.8 °		L. ACT.	DIF.	L. PRE.		06/JUL/94	m	07/ABR/94	Y-X	0.01679	-0.00009	0.01687	X-Z	-0.09166	0.00014	-0.09181	Z-Y	0.07487	-0.00001	0.07488
	L. ACT.	DIF.	L. PRE.																		
	06/JUL/94	m	07/ABR/94																		
Y-X	0.01679	-0.00009	0.01687																		
X-Z	-0.09166	0.00014	-0.09181																		
Z-Y	0.07487	-0.00001	0.07488																		

FIGURA 1.15. Cálculo de un inclinómetro con el método trigonométrico.

1.3.3. EQUIPO.

Para realizar la nivelación trigonométrica se recomienda el uso de estaciones totales, o bien teodolitos y distancionetros electrónicos, entre los que se encuentran los WILD T - 1000, T - 1600, T - 2000, T - 2002 o T - 3000 (FIG. 1.16), combinados con distancionetros Wild DI - 3000, DIOR 3002. También pueden emplearse los teodolitos motorizados Wild TM 3000V, TM 3000D y TM3000L, además de tres prismas. Este equipo a sido empleado con buenos resultados en observatorios vulcanológicos como el Cascades y Hawaii en Estados Unidos (Ewert, 1993).

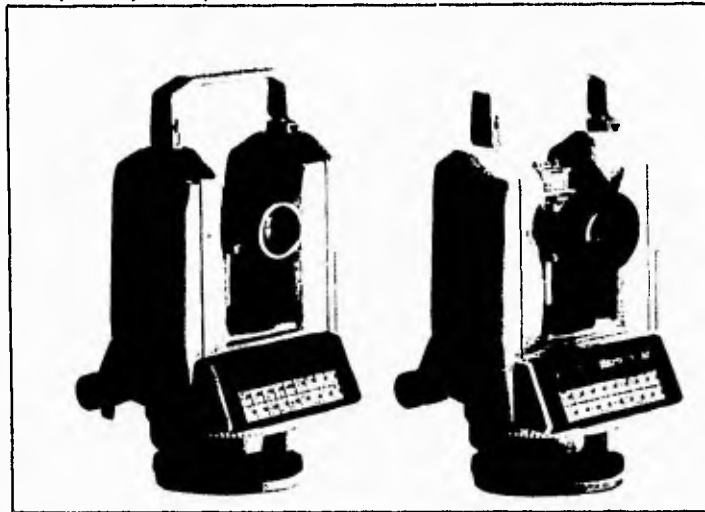


FIGURA 1.16. Teodolitos electrónicos Wild para nivelación trigonométrica.

Las especificaciones de los teodolitos indican que la desviación estándar en la medida de ángulos es de ± 0.5 segundos. Por su parte el distancionetro mide distancias exactas dentro del rango de ± 3 m con ± 2 ppm. En cuanto a los prismas, se usa uno para cada vértice, cuando las condiciones son favorables y en distancias no superiores a 100 metros (Ewert, 1993).

Las capacidades del equipo utilizado en este método permiten mas libertades sobre la topografía del terreno para instalar una estación de inclinometría seca. Aquí la orientación del inclinómetro se puede adaptar a la estructura volcánica que se estudia debido a que no se limita a áreas planas, así, dos de los vértices del triángulo se alinean en forma radial al cráter o punto de emisión y el tercero en el lugar que más convenga (Ewert, 1993).

Al igual que en el método tradicional, los vértices se denominan con las letras X, Y y Z en el movimiento contrario al de las manecillas del reloj, siendo X el vértice que se encuentra más al sur. Los lados del triángulo deben ser medidos para emplearlos en el cálculo del vector de inclinación.

En cuanto a la forma de monumentar los vértices, se sigue el mismo trabajo que en la instalación de monumentos en nivelación, sólo que aquí se busca adaptar un diseño para que se puedan sujetar los prismas a los tornillos de anclaje. Así, para instalar una estación con prismas se requiere que los tornillos de anclaje o varillas sobresalgan de la superficie en la que han sido colocados de tal forma que se puedan afianzar a ellos los prismas (FIG. 1.17a y 1.17b).

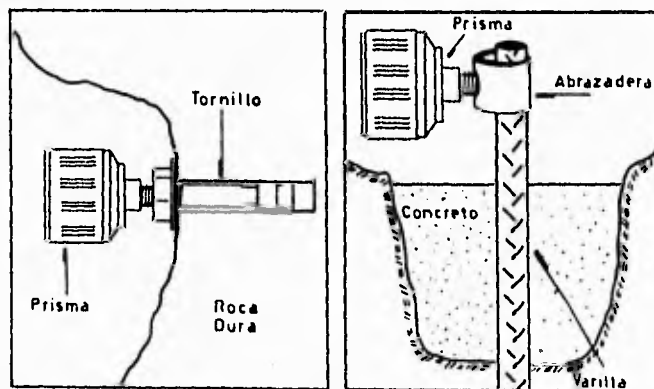


FIGURA 1.17. a y b : Monumentación de los vértices para la nivelación trigonométrica.

Por último las técnicas de medición, monumentación, así como el seguimiento descrita en la elección e instalación de las estaciones de deformación, son sólo una forma indicativa. La manera en como se deberá vigilar la deformación de un cuerpo volcánico siempre estará definida por las condiciones y situación propias del volcán, así como las posibilidades financieras.

FALLA DE ORIGEN

C A P I T U L O 2

O P E R A C I O N E S

D E

C A M P O

" El trabajo de la naturaleza en sus más profundos laboratorios es un secreto para nosotros; sólo vemos los resultados de fuerzas poderosísimas que en ocasiones levantan montañas desde los abismos, en otras las desmoronan hasta convertirlas en añicos, y a menudo cambian en pocas horas el aspecto de regiones enteras..."

Christian Satorius.

II. OPERACIONES DE CAMPO.

Las operaciones de campo llevadas a cabo en la zona norte del volcán Popocatepetl, durante el periodo comprendido entre Abril de 1994 y Marzo de 1995, fueron las de nivelación de precisión e inclinometría seca. Durante este tiempo se midieron, en seis ocasiones, tanto la línea de nivelación como las tres estaciones de inclinometría seca, establecidas en esta ladera norte del Popocatepetl desde el año de 1981 (Martín Del Pozzo, et al 1992). La línea de nivelación y los inclinómetros secos se midieron aplicando la metodología tratada en el capítulo I de esta tesis.

La necesidad de una mayor zona de estudio en el volcán Popocatepetl ha llevado a extender los estudios topográficos de deformación hacia la parte Sureste - Noreste de este cuerpo volcánico. En esta zona se instalaron tres estaciones de inclinometría seca. Con estas nuevas estaciones de deformación se pretende tener una mayor información del comportamiento de esta parte del Popocatepetl, por tratarse de una zona de mayor riesgo en caso de erupciones de magnitud superior a las de cenizas que se han presentado recientemente.

II.1. RECONOCIMIENTO.

Esta etapa contempla las operaciones de campo, necesarias para la localización de los sitios adecuados para la instalación de vértices y bancos de control permanentes. La búsqueda de sitios adecuados para la instalación resulta complicada debido a que la zona sur y oriental del Popocatepetl muestra laderas de pendientes pronunciadas, de difícil acceso por lo abrupto de su topografía y presenta abundante vegetación por encontrarse dentro de los límites del bosque.

La selección de los lugares de instalación se definió en base a los siguientes criterios :

- 1 - Seguridad para el personal y las estaciones de inclinometría.
- 2 - Accesibilidad y escaso tránsito humano y animal.
- 3 - Relación con el comportamiento del volcán.
- 4 - Estabilidad.
- 5 - Cercanía al cráter del Popocatepetl.

La buena elección de sitios adecuados para la instalación es primordial para obtener los mejores resultados en deformación. En el caso de las estaciones de inclinometría seca de la zona Este, la elección de los sitios se realizó según las recomendaciones del método de inclinometría seca.

Con el objeto de encontrar los sitios adecuados, se realizaron dos recorridos de reconocimiento : El primero del Suroeste al Sureste y el segundo del Sureste al Noreste cubriendo un área extensa del Popocatepetl. Los recorridos se realizaron sobre las brechas (algunas de ellas abandonadas) utilizadas por los madereros de la región, pasando por los pueblos de Ecatzingo, Tetela del volcán, Tochimilco, San Baltazar, Santiago Xalitzintla, San Nicolas de los Ranchos, entre otros. Los sitios más adecuados se encontraron sobre una brecha que comunica a los poblados de San Baltazar y Santiago Xalitzintla, la cual se acerca a una distancia de 6 kilómetros del cráter. Los lugares fueron ubicados sobre una carta (INIG), escala 1 : 50 000 con ayuda del Scout GPS Trimble Navigation, el cual proporcionó las coordenadas de las estaciones con una precisión de \pm 100 metros (FIG. 2.1).

ESTACION	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD	DISTANCIA
INCLINOMETRO # 3	19° 00' 49"	98° 32' 15"	2900 m	9.5 Km
INCLINOMETRO # 4	19° 03' 11"	98° 33' 32"	3150 m	8.0 Km
INCLINOMETRO # 5	19° 03' 36"	98° 34' 15"	3090 m	5.5 Km

FIGURA 2.1. Coordenadas de las estaciones de inclinometría en la zona Este del Popocatepetl.

II.2. LOCALIZACION.

El inclinómetro número 3 se encuentra a 15 kilómetros al Noroeste del pueblo de San Baltazar. Siguiendo en camioneta la antigua brecha utilizada por los madereros de la zona, se llega de San Baltazar al inclinómetro 3 en 40 minutos aproximadamente. Los inclinómetros 4 y 5 se encuentran sobre el mismo camino a unos 10 - 15 kilómetros del poblado de Santiago Xalitzintla y a 20 Km al Noroeste del inclinómetro 3. A los inclinómetros 4 y 5 es más fácil llegar por Paso de Cortés; siguiendo la terracería que lleva a Santiago Xalitzintla hasta la desviación que se encuentra 4 kilómetros antes llegar al pueblo. Continuando por esta brecha se puede llegar también al inclinómetro 3. El trayecto de Paso de Cortés al inclinómetro 5 es de 45 a 50 minutos, parte sobre terracería en buen estado y parte sobre brecha. El inclinómetro 4 se localiza a unos 3 kilómetros al Sureste del inclinómetro 5. A éste se llega siguiendo durante 15 minutos la misma brecha. El trayecto del inclinómetro 4 al inclinómetro 3 se recorre en aproximadamente una hora (FIG. 2.2). Es difícil dar una adecuada descripción de las rutas de acceso a las estaciones de inclinometría, debido a que en esta área se encuentran decenas de caminos que suelen confundir si no se cuenta con la experiencia necesaria, por lo anterior en el mapa de la figura 2.2 se muestra el camino y los puntos de estación lo más aproximado posible.

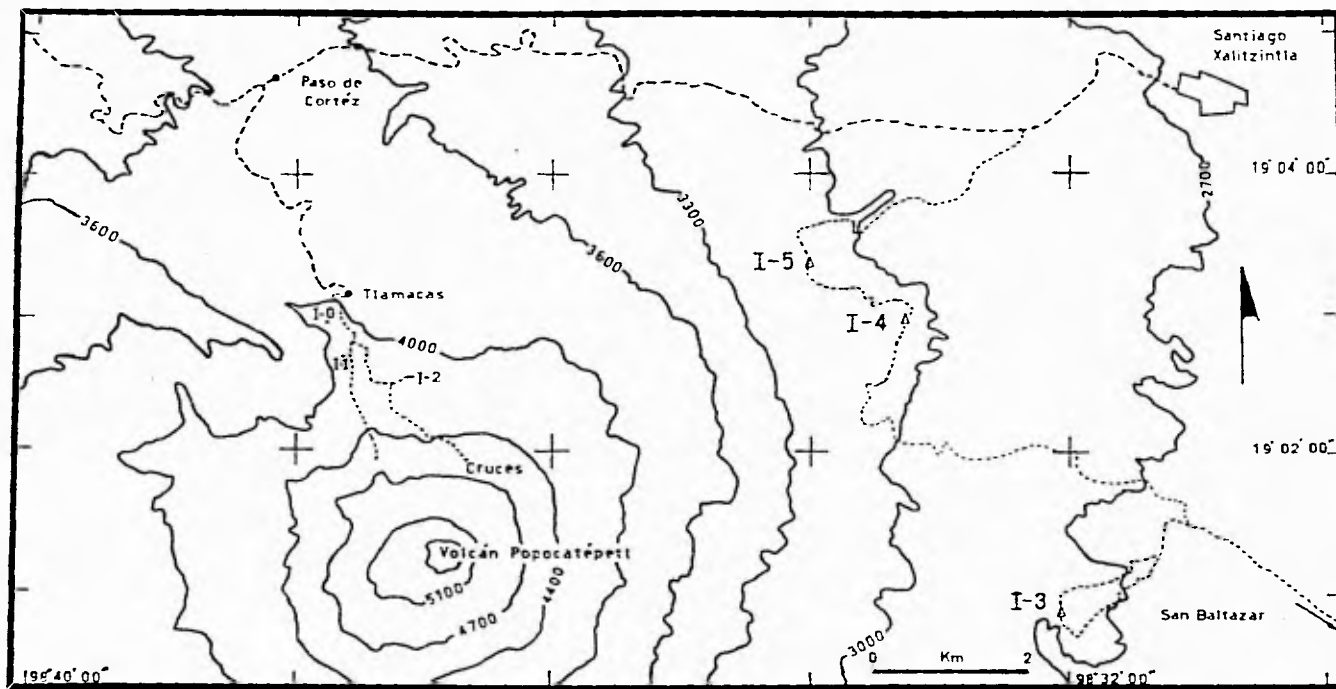


FIGURA 2.2. Mapa de localización de los inclinómetros secos de la zona oriental del Volcán Popocatepetl.

11.3. MONUMENTACION Y LEVANTAMIENTO DE LAS ESTACIONES DE INCLINOMETRÍA.

Esta etapa comprende el establecimiento de los vértices y bancos de nivel permanentes; esta tarea es muy importante por que de la firmeza y estabilidad de las marcas dependerá la consecución de información fiel sobre el comportamiento deformativo del área de estudio.

Debido a que en los sitios elegidos no se encontraron afloramientos o flujos de lava para colocar las marcas de los inclinómetros, se recurrió al empleo de varillas y concreto para este fin. Se emplearon en la monumentación 18 varillas de 1.3 metros de largo por tres octavos de pulgada de diámetro, un bulto de cemento, uno de grava, dos de arena, 60 litros de agua, así como 9 tornillos de acero de 4 pulgadas de largo por $\frac{1}{2}$ pulgada de diámetro (FIG.2.3).

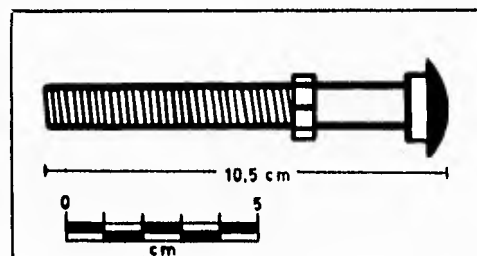


FIGURA 2.3. Tornillos empleados como vértices en los inclinómetros de la zona Este del Popocatepetl.

El equipo empleado en el levantamiento consistió en un tránsito Luft con aproximación al minuto, N o 555 769 propiedad del Gabinete de Topografía de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, una cinta de acero de 30 metros y dos plomadas de 18 onzas. También se emplearon el alfiler geodésico WILF N o 3 N o 698 908 68 propiedad del mismo Gabinete de Topografía y la mira GPLE - 3N propiedad del Instituto de Geofísica.

II.4. DESCRIPCIÓN DE LAS ESTACIONES.

Los inclinómetros secos consisten en triángulos de 30 a 40 metros de longitud por lado, cuyos vértices son monumentos de concreto de 15 X 15 X 50 cm. Se utilizaron dos varillas por vértice, empotradas en el centro para mayor estabilidad de las marcas. Para la monumentación se cavaron hoyos de 50 cm de profundidad. Las varillas fueron enterradas 70 cm a partir del fondo. Se realizaron dobleces de 10 cm a los extremos libres de las varilla de tal modo que entre ambas abrazaran al tornillo que serviría de vértice. Finalmente, los hoyos se cubrieron completamente de concreto hasta el ras del terreno, sobresaliendo de éste el tornillo (FIG. 2.4).

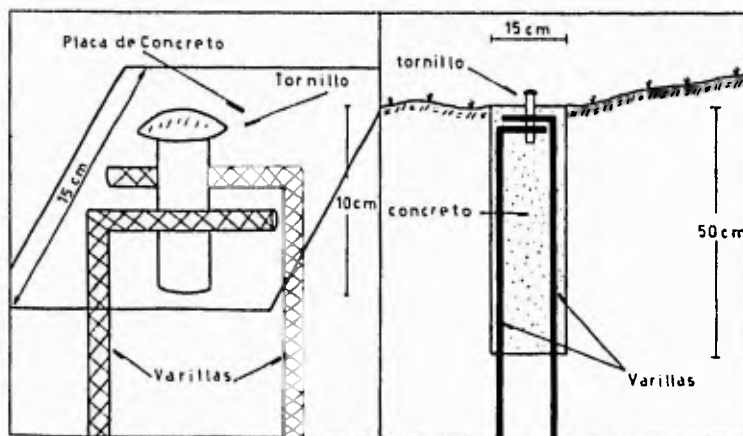


FIGURA 2.4. Croquis de los monumentos hechos para los vértices de los inclinómetros de la zona Este del Popocatepetl.

II.4.1. INCLINOMETRO 3.

Este inclinómetro se encuentra a 9.5 kilómetros al Sureste del cráter del Popocatepetl. Se trata de un lugar plano rodeado de pinos de unos 15 o 20 metros de alto (FIG. 2.5). Los datos recabados de este inclinómetro (FIG. 2.6)

muestran que de los tres inclinómetros instalados éste es el que más se acerca a la configuración ideal.

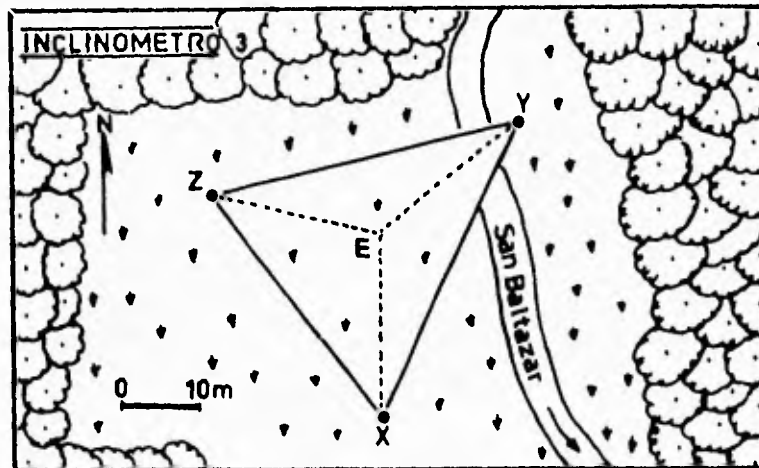


FIGURA 2.5. Croquis del sitio de instalación del inclinómetro # 3.

EST.	P.V.	ANGULO	RUMBO	DISTANCIA
E	X	00 ° 00 '	SUR	22.962 m
	Z	112 ° 45 '	NW 67 °	22.912 m
	Y	240 ° 00 '	NE 60 °	23.102 m

FIGURA 2.6. Datos del levantamiento del inclinómetro seco # 3.

II.4.2. INCLINOMETRO 4.

Esta estación es la que se encuentra a mayor altura (3150 msnm) de las tres, a unos 8 kilómetros al Noreste del cráter. Está instalado sobre unas lomas que son el principio de una pequeña barranca de 20 metros de profundidad (FIG. 2.7). La configuración presentada por esta estación se debe a que los

desniveles entre las lomas superaban la longitud de la mira, por lo que tuvo que ser movido para que todos sus vértices quedaran aproximadamente al mismo nivel (FIG. 2.8).

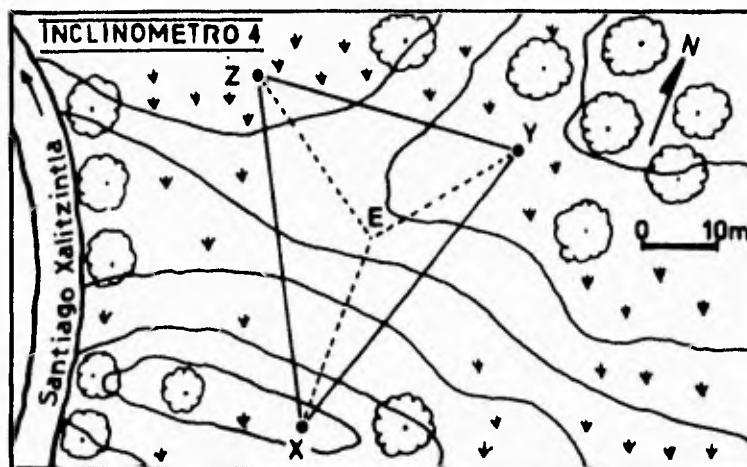


FIGURA 2.7. Croquis del sitio de instalación del inclinómetro # 4.

EST	P.V.	ANGULO	RUMBO	DISTANCIA
E	X	00 ° 00 '	SW 20 °	26.782 m
	Y	110 ° 05 '	NE 70 °	22.660 m
	Z	214 ° 55 '	NW 35 °	26.130 m

FIGURA 2.8. Datos del levantamiento del inclinómetro seco # 4.

II.4.3. INCLINOMETRO 5.

De las tres estaciones instaladas, el inclinómetro 5 es el más cercano al volcán. Se encuentra a 5.5 kilómetros al Noreste de este cuerpo (FIG. 2.9). El lugar donde está instalado este inclinómetro es ligeramente inclinado. En

este inclinómetro no se emplearon rocas en la instalación por que las existentes presentaron inestabilidad. Debido a la inclinación presentada por esta zona, no se pudo adoptar la configuración ideal para este inclinómetro (FIG. 2.10), pero a cambio se logro abarcar un poco más de área de estudio.

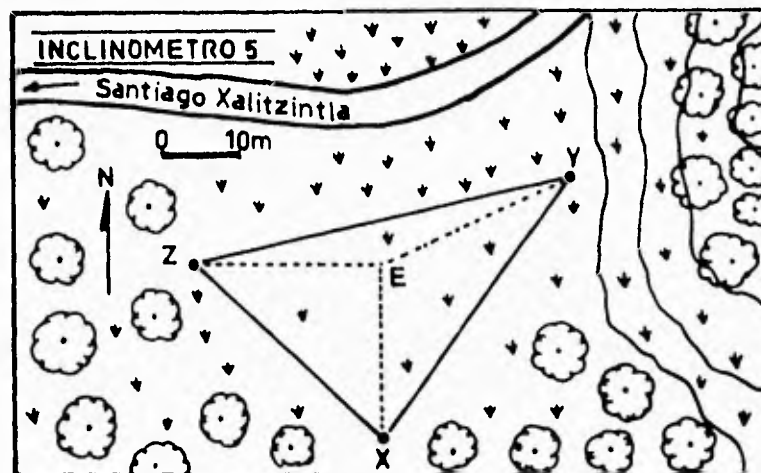


FIGURA 2.9. Croquis del sitio de instalación del inclinómetro # 5.

EST.	P.V.	ANGULO	RUMBO	DISTANCIA
E	X	00 ° 00 '	SUR	22.906 m
	Y	245 ° 08 '	NE 65 °	27.359 m
	Z	90 ° 11 '	ORSTE	24.624 m

FIGURA 2.10. Datos del levantamiento del inclinómetro seco # 5.

Los ángulos y las distancias mostrados en las Figuras 2.6, 2.8 y 2.10 fueron medidos en tres ocasiones desde la parte central del inclinómetro. Estos datos servirán para calcular los elementos de cada inclinómetro.

11.5. CALCULO DE LOS INCLINOMETROS.

El cálculo de los inclinómetros consiste básicamente en :

1 - Cálculo de los ángulos \emptyset y θ , así como las distancias LY y LZ (FIG. 2.11).

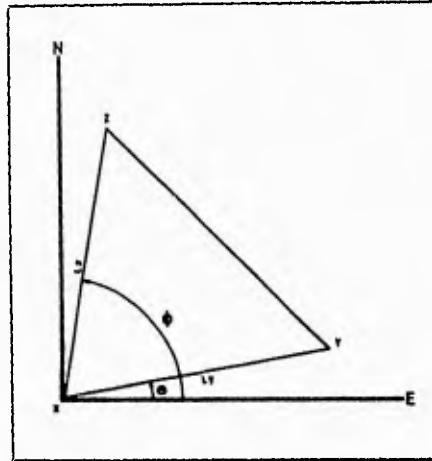


FIGURA 2.11. Elementos de una estación de inclinometría seca.

2 - Cálculo de las constantes A, B, C y D de las fórmulas de inclinación (FIG. 2.12) correspondientes a cada inclinómetro. Se emplean en este cálculo los valores de \emptyset , θ , LY y LZ obtenidos del cálculo anterior.

$$V_y = [A (Y - X) - B (X - Z)] 1.000$$

$$V_x = [C (Y - X) + D (X - Z)] 1.000$$

Donde :

$$A = \frac{-10 \cos \emptyset}{L_y \text{ Sen } (\emptyset - \theta)}$$

$$B = \frac{10 \cos \theta}{L_z \text{ Sen } (\emptyset - \theta)}$$

$$C = \frac{10 \text{ Sen } \emptyset}{L_y \text{ Sen } (\emptyset - \theta)}$$

$$D = \frac{10 \text{ Sen } \theta}{L_z \text{ Sen } (\emptyset - \theta)}$$

FIGURA 2.12. Fórmulas de inclinación de J. P. Eaton (1959).

Las constantes A, B, C y D mostradas en las fórmulas de la Figura 2.12 se calculan solamente una vez y se emplean para el cálculo de los vectores de inclinación de cualquier medición subsecuente.

El cálculo de θ , θ , L_Y y L_Z se realiza a partir de los datos del levantamiento en campo. Por su parte el valor de las constantes A, B, C y D se calcula empleando los valores obtenidos para θ , θ , L_Y y L_Z . Como se puede apreciar en las fórmulas (VER FIG. 2.12), el cálculo de los elementos de los inclinómetros es muy sencillo y no requiere de mayor explicación, por ello en la figura 2.13, únicamente se exponen los resultados y la configuración final que asumieron dichos inclinómetros, así como los valores de las constantes correspondientes a cada inclinómetro (FIG. 2.14).

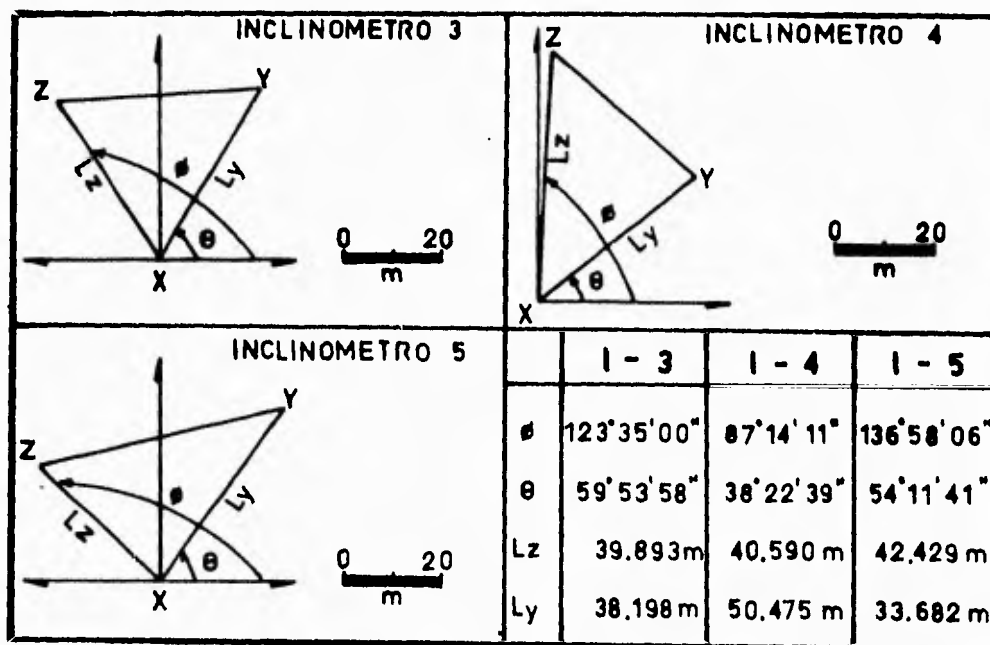


FIGURA 2.13. Configuración y resultados de campo de los inclinómetros 3, 4 y 5.

CONSTANTE	INCLINOMETRO 3	INCLINOMETRO 4	INCLINOMETRO 5
A	0.154 69	0.015 77	0.173 66
B	0.146 47	0.206 23	0.175 08
C	0.232 98	0.320 76	0.162 12
D	0.252 67	0.163 33	0.242 71

FIGURA 2.14. Valores de las constantes correspondientes a los inclinómetros 3, 4 y 5.

Se realizaron las primeras lecturas de desnivel en los inclinómetros de la zona oriente durante Marzo de 1995. El procedimiento utilizado para el circuito de nivelación de los inclinómetros 3, 4 y 5 es el mismo que se ha descrito en el capítulo 1. Se emplearon en esta medición el Nivel Geodesico WILD N - 3 N 9 de serie 698 909 68, propiedad del Gabinete de Topografía de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, y una mira vertical (estadál). Los desniveles obtenidos en esta operación fueron posteriormente ajustados en gabinete. Los resultados finales se pueden ver en la figura 2.15 en el cual se aprecian los desniveles Y - X, X - Z y Z - Y de cada inclinómetro.

DESNIVEL	INCLINOMETRO 3	INCLINOMETRO 4	INCLINOMETRO 5
Y - X	- 119.246 06 cm	26.352 45 cm	51.776 00 cm
X - Z	- 25.207 51 cm	- 64.514 22 cm	- 115.765 16 cm
Z - Y	144.455 57 cm	38.161 78 cm	63.989 17 cm

FIGURA 2.15. Desniveles de los inclinómetros de la zona Este correspondientes a Marzo de 1995.

C A P I T U L O 3

P R O C E S A M I E N T O

D E

D A T O S

" La naturaleza está escrita en ese gran libro que siempre está ante nuestros ojos - El Universo -, pero no lo podemos entender si no aprendemos primero el lenguaje y comprendemos los símbolos en los que está escrito. El libro está escrito en lenguaje matemático y los símbolos son triángulos, círculos y otras figuras geométricas, sin cuya ayuda es imposible comprender una sola palabra; sin ello, uno vaga sin esperanza en un oscuro laberinto...

Galileo Galilei.

III. PROCESAMIENTO DE DATOS.

En este capítulo se presenta el procesamiento de los datos obtenidos en los estudios de deformación, llevados a cabo en la zona Norte del volcán Popocatepetl. Se emplearon en estos estudios tres estaciones de inclinometría seca y una línea de nivelación, conformada esta última por cinco bancos de nivel y una longitud aproximada de 1500 metros (FIG. 3.1). Tanto la línea de nivelación como las estaciones de inclinometría se instalaron desde 1989 (Martín Del Pozzo, et al 1992). Sobre éstas se continuó el trabajo de medición entre Abril de 1994 y Marzo de 1995, durante este período se llevaron a cabo seis campañas de medición en los meses de Abril, Julio, Agosto y Noviembre de 1994, así como en Enero y Marzo de 1995.

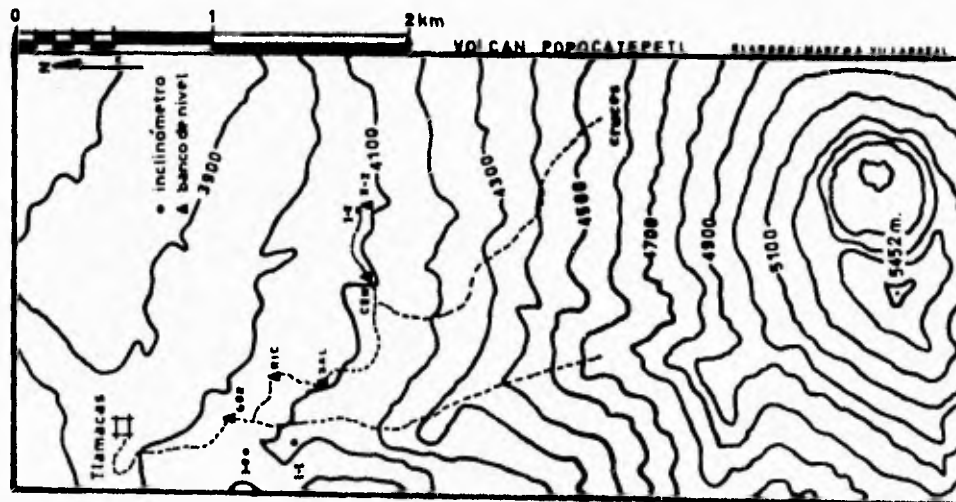


FIGURA 3.1. Mapa de localización de los inclinómetros y bancos de nivel de la zona Norte del Volcán Popocatepetl.

En general, después de las mediciones de campo y los respectivos controles en la calidad de los cierres, se pasa a la etapa de procesamiento de los datos, cuyo objetivo es determinar magnitudes de desplazamiento vertical en cada uno de los inclinómetros y bancos de nivel. En este estudio, para campañas consecutivas de medición, se obtuvieron diferencias de nivel. Estas diferencias al ser temporales, dan la posibilidad de interpretar la velocidad y aceleración de las deformaciones detectadas.

La comparación de dos dimensiones verticales en inclinometría da como resultado una inclinación, la cual puede ser expresada en forma vectorial. Los vectores de inclinación se grafican espacialmente en un mapa de la zona. La dirección del vector resultante indica la tendencia de la inclinación y su magnitud se expresa en microradianes (µrad). Un patrón vectorial con vectores de inclinación apuntando hacia el centro de deformación se interpreta como una deflación, mientras que con los vectores apuntando hacia afuera se considera como una inflación.

Todos los datos recabados durante estas seis campañas fueron procesados para su posterior interpretación. El procesamiento consistió en recheckar todos los cálculos realizados en el campo para eliminar la posibilidad de error en el registro de los datos. Una vez hecha la revisión, se procedió a calcular los vectores de inclinación (magnitud y dirección) para el caso de las estaciones de inclinometría seca. Para la línea de nivelación se calcularon los desniveles y las alturas de cada banco de nivel que la conforman. Todos los cálculos se realizaron con ayuda de un programa elaborado en la hoja de cálculo Quattro PRO.

Los inclinómetros secos de la ladera Norte del Popocatepetl, se encuentran numerados con : 0, 1 y 2, siendo el inclinómetro 2 el más cercano

al volcán (2.5 Km aprox.). La línea de nivelación se encuentra integrada por los bancos de nivel (BN) denominados :

- BN. GORDITAS
- BN. RICARDO
- BN. SALVADOR
- BN. CENTRO y
- BN. X - 2

Las estaciones de inclinometría seca y los bancos de nivel de la línea de nivelación están referidos geográficamente. Las coordenadas geográficas de cada inclinómetro y banco de nivel (FIG. 3.2), se obtuvieron empleando un receptor Scout G.P.S. Trimble Navigation, propiedad del Instituto de Geofísica de la UNAM. Este receptor permite la obtención de las coordenadas geográficas (Latitud, Longitud y Elevación) con una precisión de ± 100 metros .

PUNTO	LATITUD	LONGITUD	ALTITUD
INCLINOMETRO 0	19° 03' 03.1"	98° 38' 08.8"	4140 m
INCLINOMETRO 1	19° 02' 58.1"	98° 38' 07.9"	4170 m
INCLINOMETRO 2	19° 02' 43.1"	98° 37' 44.2"	4100 m
BN. GORDITAS	19° 03' 10.0"	98° 38' 02.8"	4000 m
BN. RICARDO	19° 02' 59.9"	98° 37' 59.3"	4030 m
BN. SALVADOR	19° 02' 55.2"	98° 37' 58.7"	4044 m
BN. CENTRO	19° 02' 44.2"	98° 37' 51.6"	4085 m
BN. X-2	19° 02' 43.1"	98° 37' 44.2"	4100 m
T L A M A C A S	19° 03' 27.9"	98° 38' 10.1"	3930 m

FIGURA 3.2. Coordenadas geográficas de las estaciones de inclinometría y bancos de nivel de la zona norte del Popocatepetl.

III.1. INCLINOMETRO # 0.

El inclinómetro 0 se localiza a 3.8 kilómetros al Noroeste del cráter del Popocatepetl y a medio kilómetro al Suroeste del albergue de Tlamacas. Se encuentra instalado sobre el cascarón del antiguo volcán Nexpayantla, a una altura de 4140 metros sobre el nivel medio del mar (FIG. 3.3). En las figuras correspondientes a los inclinómetros se agregan, además del mapa de localización, las gráficas de comportamiento vectorial y las fechas de medición (FIG. 3.3).

III.2. INCLINOMETRO # 1.

Este inclinómetro se localiza a 3.3 kilómetros al Noroeste del cráter y 0.9 kilómetros al Suroeste de Tlamacas. Está establecido, al igual que el inclinómetro 0, en la parte alta del cascarón del antiguo volcán Nexpayantla, a una altura de 4170 msnm y a escasos metros de la barranca que lleva el mismo nombre (FIG. 3.4).

III.3. INCLINOMETRO # 2.

Este inclinómetro es el más importante de los tres, porque muestra en mayor medida los cambios topográficos de la zona norte del volcán. Se encuentra localizado a 2.5 kilómetros al Noroeste del cráter y a 1.5 kilómetros al Sureste del albergue de Tlamacas. Está instalado a unos 200 metros al Este de la desviación a las "cruces" (camino al cráter), al lado de la barranca la "espinera" y a una altura de 4100 msnm. (FIG. 3.5).

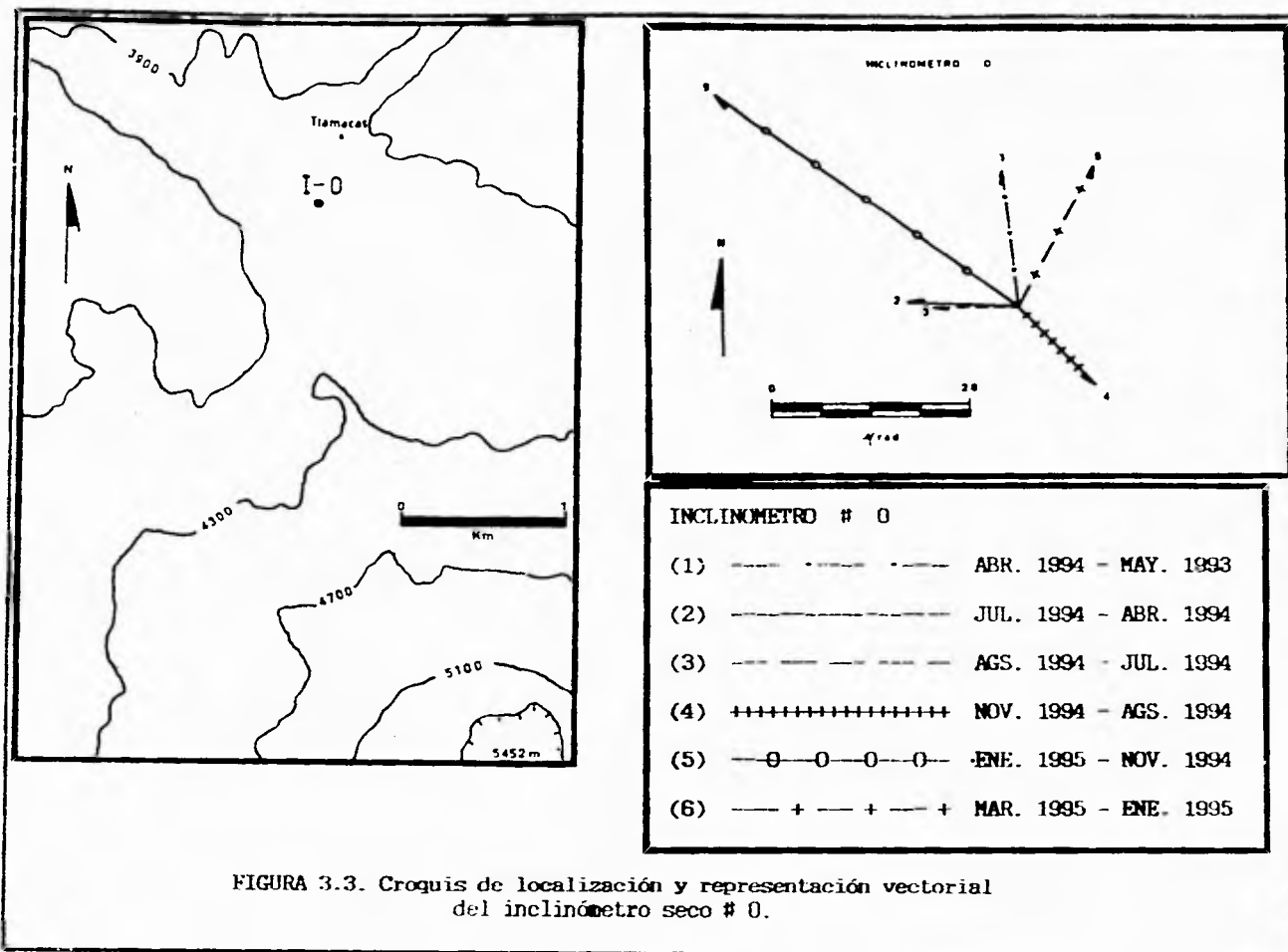


FIGURA 3.3. Croquis de localización y representación vectorial del inclinómetro seco # 0.

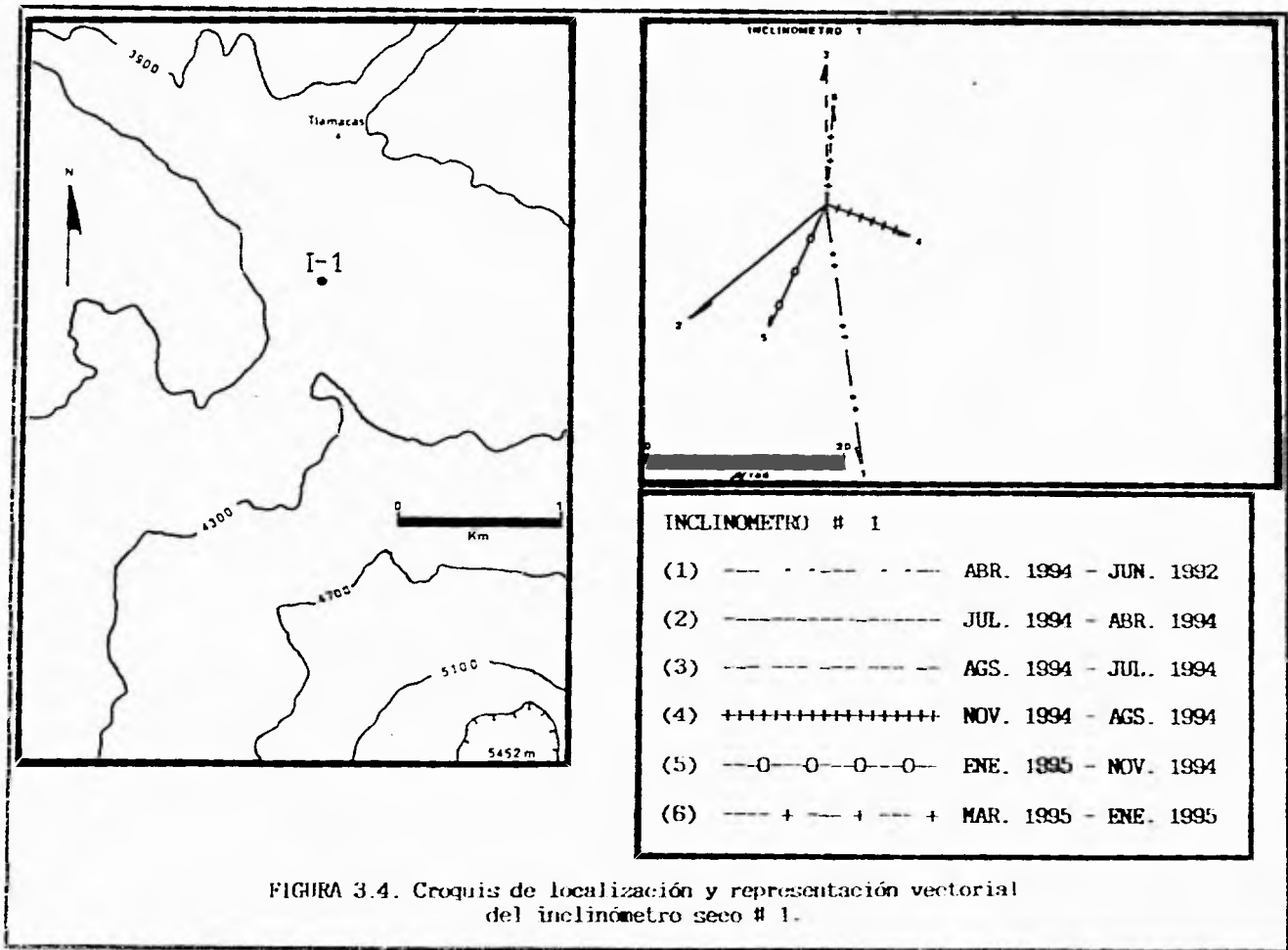
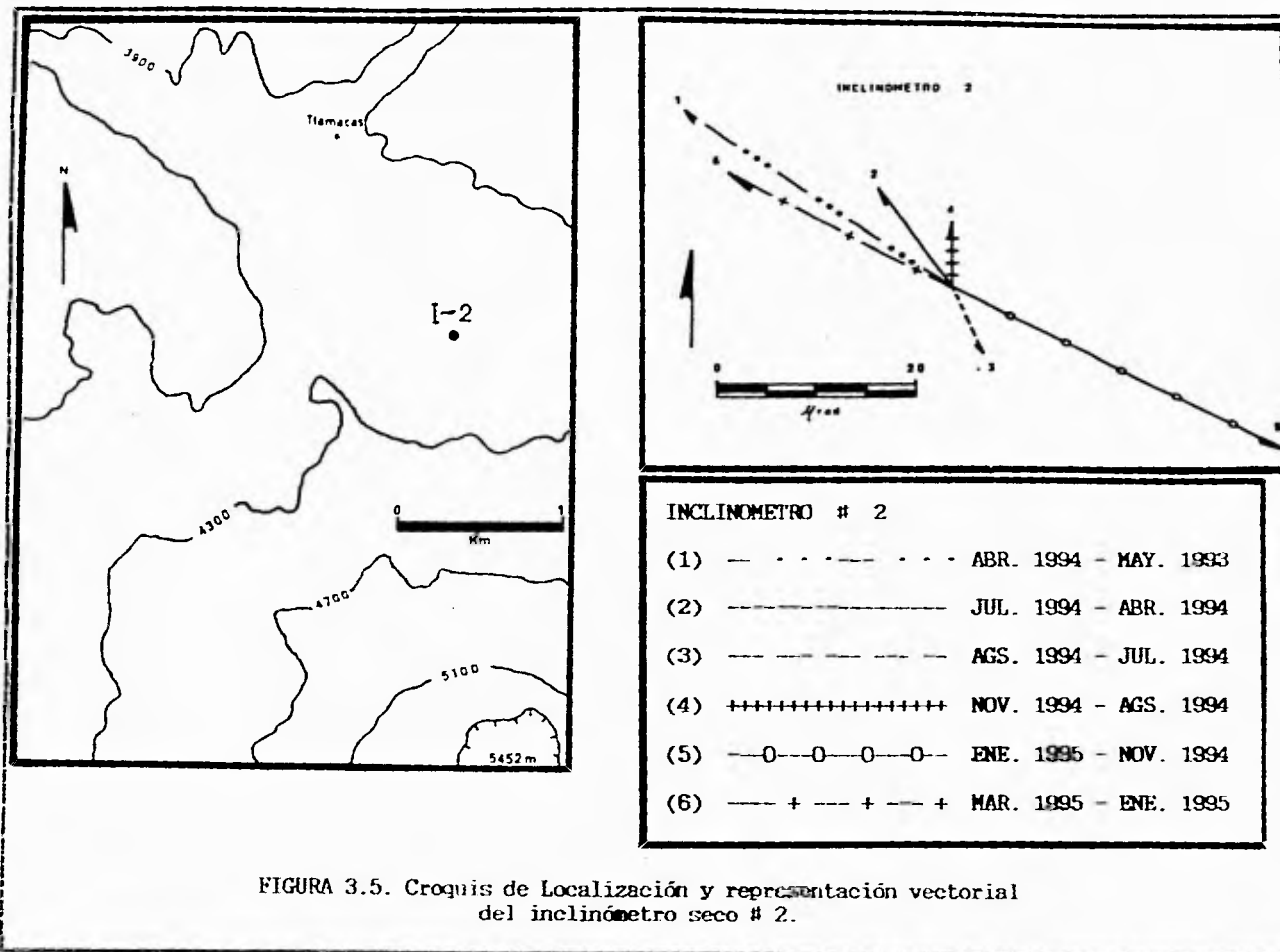


FIGURA 3.4. Croquis de localización y representación vectorial del inclinómetro seco # 1.



En la ladera norte del Popocatepetl se han aplicado las técnicas de nivelación de precisión e inclinometría seca para determinar desplazamientos verticales. El procesamiento de la información recopilada durante las seis campañas de medición se llevo a cabo en dos etapas : Una en campo y la otra en gabinete.

En las estaciones de inclinometría seca se efectuaron un mínimo de 15 lecturas por vértice, de las lecturas se obtuvieron los promedios respectivos a cada vértice. Con el apoyo de un programa de calculadora se determino el error de cierre de la estación, así también se realizo un cálculo preliminar de los vectores de inclinación. Cuando el cierre superaba la tolerancia de ± 1 mm, se tomaban lecturas adicionales hasta obtener una consistencia de las mismas. El trabajo de gabinete consistió en recheckar las lecturas de los vértices que integran las tres estaciones de inclinometría seca. Una vez revisados todos los cálculos realizados en campo, se capturaron en una hoja de cálculo para determinar los vectores de inclinación definitivos. En el cálculo de los vectores de inclinación se emplearon las fórmulas de inclinación de Eaton (1959) (FIG. 3.6), cuyas constantes (FIG. 3.7) fueron calculadas desde la instalación de las estaciones en 1989 (Martín Del Pozzo, et al 1992).

$V_y = \left[\frac{-10 \cos \theta}{L_y \sin(\theta - \theta)} (Y - X) - \frac{10 \cos \theta}{L_z \sin(\theta - \theta)} (X - Z) \right] 1000$	
$V_x = \left[\frac{10 \sin \theta}{L_y \sin(\theta - \theta)} (Y - X) + \frac{10 \sin \theta}{L_z \sin(\theta - \theta)} (X - Z) \right] 1000$	
<p>Magnitud.</p>	<p>Dirección.</p>
$M = (V_x^2 + V_y^2)^{1/2}$	$\Delta\theta = \text{Arc Tan} (V_x / V_y)$

FIGURA 3.6. Fórmulas de inclinación de Eaton 1959

INCLINOMETRO 0.	A = 0.392 42	B = 0.135 80
	C = 0.429 51	D = 0.631 65
INCLINOMETRO 1.	A = 0.084 14	B = 0.275 55
	C = 0.531 27	D = 0.275 55
INCLINOMETRO 2.	A = -0.740 76	B = 0.564 26
	C = 1.232 83	D = 0.564 26

FIGURA 3.7. Constantes para los inclinómetros secos de la zona norte del volcán Popocatépetl.

Para el cálculo de los vectores de inclinación, se ajustaron los desniveles obtenidos en las series que conforman cada inclinómetro. Para esto se siguió la metodología tratada en el capítulo 1. Una vez ajustados los desniveles, se compararon con los desniveles de fechas anteriores para determinar los cambios presentados por la estación entre fechas consecutivas de medición. Los cambios resultantes representan en las fórmulas de inclinación los factores (Y-X) y (X-Z). El factor (Z-Y) no se incluye en las fórmulas por estar considerado en los dos anteriores. Se aplicaron las fórmulas de inclinación a los cambios obtenidos de cada etapa para determinar la magnitud y dirección del vector de inclinación resultante.

El procesamiento de los inclinómetros de la zona norte del Popocatépetl se puede apreciar en las figuras : 3.8, 3.9 y 3.10. En estas figuras, se exponen únicamente los cálculos correspondientes a la obtención de los cambios entre fechas consecutivas de medición, así como la determinación de la magnitud y dirección de los vectores resultantes de inclinación.

INCLINOMETRO # 0				
07/APR/94 LECTURA	Cambio (cm.)	15/MAY/93 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR	
Y-X = 277.10800	0.02818	277.07982	V (y) = 13.88 μ rad.	
X-Z = -138.78700	-0.02138	-138.74584	V (x) = -1.39 μ rad.	
Z-Y = -138.30900	0.02810	-138.33510	MAG. = 14.03 μ rad.	
			Az = 354 ° 19 ' 11 "	
04/JUL/94 LECTURA	Cambio (cm.)	07/APR/94 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR	
Y-X = 277.10342	-0.00458	277.10800	V (y) = 0.18 μ rad.	
X-Z = -138.78158	-0.01458	-138.78700	V (x) = -11.18 μ rad.	
Z-Y = -138.32183	-0.01283	-138.30900	MAG. = 11.18 μ rad.	
			Az = 270 ° 58 ' 11 "	
16/AGS/94 LECTURA	Cambio (cm.)	04/JUL/94 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR	
Y-X = 277.09964	-0.00378	277.10342	V (y) = 0.01 μ rad.	
X-Z = -138.79261	-0.01103	-138.78158	V (x) = -8.59 μ rad.	
Z-Y = -138.30703	0.01480	-138.32183	MAG. = 8.59 μ rad.	
			Az = 270 ° 05 ' 49 "	
22/NOV/94 LECTURA	Cambio (cm.)	16/AGS/94 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR	
Y-X = 277.08628	-0.01336	277.09964	V (y) = -8.10 μ rad.	
X-Z = -138.77156	0.02105	-138.79261	V (x) = 7.56 μ rad.	
Z-Y = -138.31472	-0.00789	-138.30703	MAG. = 11.08 μ rad.	
			Az = 136 ° 58 ' 54 "	
13/ENE/95 LECTURA	Cambio (cm.)	22/NOV/94 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR	
Y-X = 277.11793	0.03165	277.08628	V (y) = 21.91 μ rad.	
X-Z = -138.84147	-0.06991	-138.77156	V (x) = -30.57 μ rad.	
Z-Y = -138.27647	0.03825	-138.31472	MAG. = 37.81 μ rad.	
			Az = 305 ° 38 ' 18 "	
12/MAR/95 LECTURA	Cambio (cm.)	13/ENE/95 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR	
Y-X = 277.15113	0.03320	277.11793	V (y) = 14.48 μ rad.	
X-Z = -138.85213	-0.01086	-138.84147	V (x) = 7.53 μ rad.	
Z-Y = -138.29900	-0.02253	-138.27647	MAG. = 16.32 μ rad.	
			Az = 27 ° 28 ' 42 "	

FIGURA 3.8. Resultados de inclinación obtenidos en el inclinómetro # 0.

INCLINOMETRO # 1				
07/APR/94 LECTURA	Cambio (cm.)	13/JUN/92 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR	
Y-X = 227.57408	-0.03893	227.81101	V (y) =	-28.53 μ rad.
X-Z = -258.82287	0.08499	-258.90768	V (x) =	3.80 μ rad.
Z-Y = 29.24858	0.11058	29.13800	MAG. =	28.80 μ rad.
			Az =	171 ° 50 ' 57 "
04/JUL/94 LECTURA	Cambio (cm.)	07/APR/94 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR	
Y-X = 227.53250	-0.04158	227.57408	V (y) =	-11.40 μ rad.
X-Z = -258.79400	0.02887	-258.82287	V (x) =	-14.19 μ rad.
Z-Y = 29.26150	0.01292	29.24858	MAG. =	18.20 μ rad.
			Az =	231 ° 13 ' 33 "
16/AGS/94 LECTURA	Cambio (cm.)	04/JUL/94 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR	
Y-X = 227.55800	0.02350	227.53250	V (y) =	14.51 μ rad.
X-Z = -258.83950	-0.04550	-258.79400	V (x) =	-0.05 μ rad.
Z-Y = 29.28350	0.02200	29.26150	MAG. =	14.51 μ rad.
			Az =	359 ° 47 ' 31 "
22/NOV/94 LECTURA	Cambio (cm.)	13/AGS/94 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR	
Y-X = 227.56467	0.00887	227.55800	V (y) =	-3.04 μ rad.
X-Z = -258.82583	0.01367	-258.83950	V (x) =	8.37 μ rad.
Z-Y = 29.26117	-0.02233	29.28350	MAG. =	8.91 μ rad.
			Az =	109 ° 56 ' 18 "
13/ENE/95 LECTURA	Cambio (cm.)	22/NOV/94 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR	
Y-X = 227.53458	-0.03009	227.56467	V (y) =	-12.56 μ rad.
X-Z = -258.78942	0.03841	-258.82583	V (x) =	-5.95 μ rad.
Z-Y = 29.25483	-0.00834	29.26117	MAG. =	13.90 μ rad.
			Az =	205 ° 16 ' 42 "
12/MAR/95 LECTURA	Cambio (cm.)	13/ENE/95 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR	
Y-X = 227.55215	0.01757	227.53458	V (y) =	10.20 μ rad.
X-Z = -258.82108	-0.03164	-258.78942	V (x) =	0.62 μ rad.
Z-Y = 29.28891	0.01408	29.25483	MAG. =	10.22 μ rad.
			Az =	03 ° 27 ' 28 "

FIGURA 3.9. Resultados de inclinación obtenidos en el inclinómetro # 1.

INCLINOMETRO # 2			
07/APR/94 LECTURA	Cambio (cm)	15/AGS/93 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR
Y-X = 101.31253	-0.01782	101.33035	V (y) = 18.01 μ rad
X-Z = 132.86928	-0.00852	132.87780	V (x) = -26.78 μ rad
Z-Y = -233.98180	0.02834	-234.00814	MAG. = 32.27 μ rad
			Az = 303 ° 55 ' 18 "
04/JUL/94 LECTURA	Cambio (cm)	07/APR/94 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR
Y-X = 101.31807	0.00554	101.31253	V (y) = 10.12 μ rad
X-Z = 132.84407	-0.02521	132.86928	V (x) = -7.40 μ rad
Z-Y = -233.98213	0.01987	-233.98180	MAG. = 12.54 μ rad
			Az = 323 ° 50 ' 45 "
16/AGS/94 LECTURA	Cambio (cm)	04/JUL/94 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR
Y-X = 101.31033	-0.00774	101.31807	V (y) = -6.83 μ rad
X-Z = 132.86633	0.02228	132.84407	V (x) = 3.02 μ rad
Z-Y = -233.97687	-0.01454	-233.98213	MAG. = 7.47 μ rad
			Az = 156 ° 25 ' 50 "
22/NOV/94 LECTURA	Cambio (cm)	16/AGS/94 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR
Y-X = 101.32400	0.01387	101.31033	V (y) = 6.71 μ rad
X-Z = 132.83650	-0.02983	132.86633	V (x) = 0.02 μ rad
Z-Y = -233.98050	0.01817	-233.97687	MAG. = 6.71 μ rad
			Az = 00 ° 10 ' 43 "
13/ENE/95 LECTURA	Cambio (cm)	22/NOV/94 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR
Y-X = 101.35783	0.03383	101.32400	V (y) = -16.78 μ rad
X-Z = 132.82183	-0.01487	132.83650	V (x) = 33.43 μ rad
Z-Y = -233.97987	-0.01917	-233.98050	MAG. = 37.41 μ rad
			Az = 118 ° 39 ' 29 "
12/MAR/95 LECTURA	Cambio (cm)	13/ENE/95 LECTURA	CALCULO DEL VECTOR
Y-X = 101.33630	-0.02153	101.35783	V (y) = 11.82 μ rad
X-Z = 132.82950	0.00787	132.82183	V (x) = -22.21 μ rad
Z-Y = -233.98580	0.01387	-233.97987	MAG. = 25.07 μ rad
			Az = 297 ° 36 ' 51 "

FIGURA 3.10. Resultados de inclinación obtenidos en el inclinómetro # 2.

III.4. LÍNEA DE NIVELACION.

La línea de nivelación consta de cinco bancos de nivel, distribuidos en una distancia aproximada de 1.5 kilómetros. Se extienden de Noroeste a Sureste en forma radial al cráter (FIG. 3.11), siguiendo el camino que lleva de Tlamacas a las "Cruces" (Martin Del Pozzo, et al 1992).

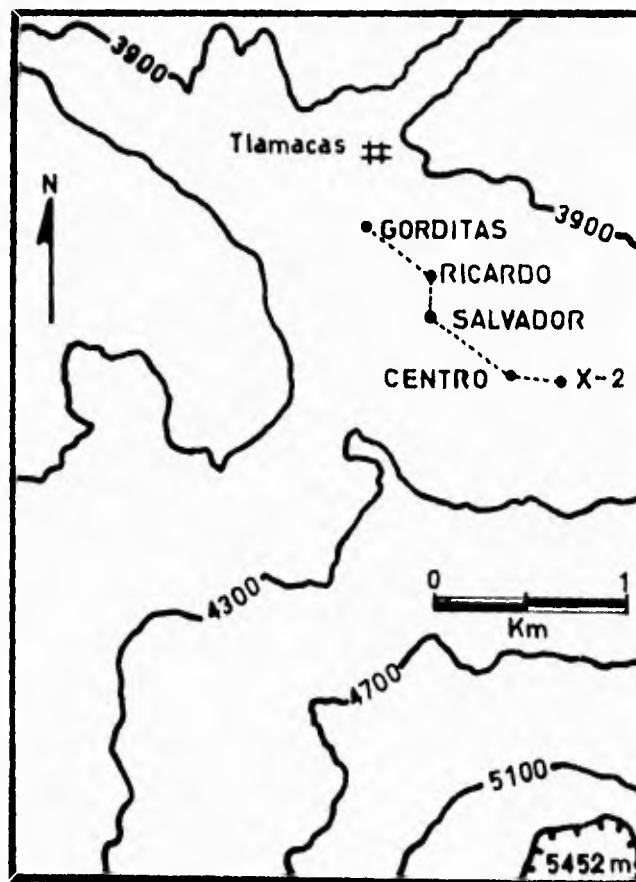


FIGURA 3.11. Croquis de localización de los bancos de nivel que conforman la línea de nivelación.

Todos los bancos de nivel de la línea se localizan sobre el camino que lleva de Tlanacas a las "Cruces", excepto el BN. X-2 que se localiza a unos 200 metros al Este de la desviación que lleva al cráter, vía las "Cruces". En la figura 3.12 se pueden ver la longitud de cada segmento de la línea, así como la dirección seguida por cada uno.

SEGMENTOS	LONGITUD	DIRECCION
BN. GORDITAS - BN. RICARDO	410 m	NOROESTE - SURESTE
BN. RICARDO - BN. SALVADOR	250 m	NORTE - SUR
BN. SALVADOR - BN. CENTRO	576 m	NOROESTE - SURESTE
BN. CENTRO - BN. X-2	220 m	OESTE - ESTE

FIGURA 3.12. Segmentos que integran la línea de nivelación.

La línea de nivelación es un elemento efectivo de vigilancia volcánica cuando se encuentra en las proximidades del cuerpo estudiado. Los bancos instalados en la zona norte del volcán Popocatepetl se encuentran a una distancia aceptable para los fines perseguidos. Las distancias a las que se localizan los bancos de nivel del cráter se pueden ver en la figura 3.13.

BANCO DE NIVEL	DISTANCIA
GORDITAS	3840 m
RICARDO	3340 m
SALVADOR	2950 m
CENTRO	2640 m
X - 2	2510 m

FIGURA 3.13. Distancias de los bancos de nivel respecto al cráter.

El Procesamiento de la información proporcionada por la línea de nivelación tuvo un seguimiento semejante al efectuado a los inclinómetros secos. La metodología seguida en la línea de nivelación ya ha sido descrita ampliamente en el capítulo 1. En cada estación se realizaron lecturas de los tres hilos agregando, a cada uno, su correspondiente lectura del micrómetro. Esta operación se efectuó en ambas caras de la mira para tener un mayor control de la nivelación. En todas las lecturas se llevo el control de las tolerancias permitidas por el método. Cuando las lecturas sobrepasaban las tolerancias se repetían todas las lecturas de la estación.

Los cinco bancos nivel que conforman la línea la dividen en cuatro segmentos. Estos segmentos fueron nivelados conjuntamente en una mismo recorrido, para después ser complementados con una nivelación en la dirección contraria. Cuando se llegaba a un banco de nivel, se revisaban todas las anotaciones de la libreta. Una vez chequeados los datos, se calculaba el desnivel previo del segmento tratado. Esta misma acción se realizaba en cada segmento de la línea, todos siguiendo un mismo sentido de recorrido.

Terminado el primer recorrido de la línea, se complemento con un recorrido de regreso repitiendo las mismas operaciones. Completados ambos recorridos, se chequearon los cierres de los cuatro segmentos. La tolerancia de cierre permitida en este trabajo fue de ± 2 mm. En caso de superarse esta tolerancia, se realizaba un recorrido extra para dar consistencia a la nivelación. Cabe mencionar que de las seis etapas de medición en tres (Abril, Agosto y Enero), la línea de nivelación se comenzó en el BN. GORDITAS. En las etapas restantes (Julio, Noviembre y Marzo), el recorrido de la nivelación partió del BN. X-2, esto con el fin de evitar la ambigüedad en las lecturas.

Una vez en gabinete, para obtener el desnivel definitivo, se calcularon

los promedios de los desniveles de cada segmento. Al desnivel promedio se le aplicaron las correcciones de temperatura, curvatura, refracción, etc. (VER APENDICE A), así como también se emplearon criterios estadísticos para desechar observaciones dudosas, todo con el propósito de mejorar la calidad del resultado. Finalmente, los desniveles se compararon con los obtenidos en fechas anteriores y sus variaciones fueron graficadas para su interpretación.

En la tabla de la figura 3.14 se muestran los desniveles registrados durante las seis etapas de medición, efectuadas entre Abril de 1994 y Marzo de 1995.

Nota : Todos los desniveles están dados en metros.

FECHAS	GOR - RIC	RIC - SAL	SAL - CEN	CEN - X-2
ABR 1994	30.847	13.825	36.536	14.681
JUL 1994	30.847	13.826	36.537	14.682
AGS 1994	30.845	13.823	36.533	14.681
NOV 1994	30.845	13.823	36.532	14.678
ENE 1995	30.843	13.823	36.537	14.681
MAR 1995	30.843	13.823	36.533	14.680

FIGURA 3.14. Desniveles temporales de los segmentos que conforman la línea de nivelación.

III.5. MODELOS DE DEFORMACION.

Los modelos de deformación son una herramienta matemática que se ha aplicado a volcanes activos con el objeto de modelar teóricamente la forma, dimensión, profundidad y posición de sus fuentes de presión. En la superficie que rodea a los volcanes activos se producen desplazamientos verticales y horizontales que pueden ser apreciados en dos temporadas consecutivas de medición. Los desplazamientos generados por actividad volcánica son utilizados para realizar aproximaciones iterativas en forma inversa, esto es, que a partir de los cambios mostrados por la superficie se pueden estimar los datos referentes a la fuente de presión que los produce.

Como ya se ha mencionado, la deformación del terreno en áreas volcánicas tiene su origen en la inyección o movimiento de masas magnéticas bajo o dentro del cuerpo volcánico. Una inyección generalmente produce una inflación en el cuerpo del volcán y en su área circundante, tal inflación puede ser temporal o mantenerse durante un largo período. Una disminución de los esfuerzos internos del cuerpo volcánico, debido a erupciones o migraciones del magma por fisuras, pueden dar como resultado una deflación. En general, el área de deformación estará en función del tamaño, forma y profundidad de la fuente de presión. Las intrusiones magnéticas son la causa más común de deformación del terreno, aunque la magnitud de la deformación medida en la superficie no siempre es provocada por actividad volcánica. Otras posibles causas de deformación podrían ser (Newhall, 1982) :

- Factores climáticos.
- Cambios de volumen del cuerpo magnético.
- Cambios hidrotermales.

- Tipo de inyección magmática.
- Expansión del magma debido a calentamiento.
- Calentamiento e incremento de la presión de las aguas subterráneas.
- Expansión termal de las rocas.
- Esfuerzos tectónicos regionales.
- Cambios geotermales.

Con el fin de estimar las características de las fuentes de presión se han considerado las siguientes suposiciones mecánicas de la deformación :

- 1 - La corteza terrestre es un cuerpo ideal elástico.
- 2 - La deformación de la corteza es causada por una fuente de presión hidrostática localizada en el interior de la corteza terrestre.

En la primera suposición, la repentina deformación de la corteza terrestre en el momento de una erupción es debida a la naturaleza elástica de la misma, aunque en tiempos prolongados de deformación la corteza tiende a mostrar un comportamiento elástico-viscoso (Mogi, 1958). Para la segunda suposición, la deformación calculada del cuerpo es causada por el cambio de presión hidrostática de una esfera sólida ubicada en el interior de la corteza (Mogi, 1958).

Existen varios modelos para estimar una fuente de presión, muchos de ellos son casi exclusivos del cuerpo volcánico estudiado, pero hay otros que se adaptan aproximadamente a una gran mayoría de volcanes, tal es el caso de los modelos de Mogi (1958) y de Yokoyama (1971). Estos modelos serán tratados en el presente trabajo, ya que tienen la característica común de considerar una esfera de presión hidrostática como fuente de deformación.

III.6. MODELO DE MOGI (1958).

Kiyoo Mogi desarrollo un modelo teórico para la localización en profundidad y tamaño de las fuentes de presión. Las expresiones matemáticas que describen este modelo se basan en la predicción de la respuesta de la superficie de un medio-espacio perfectamente elástico y homogéneo a procesos que suceden dentro de él. El modelo asume que un pequeño cuerpo esférico incrementa o decrementa su volumen a cierta profundidad. Las ecuaciones describen los desplazamientos radiales respecto a la fuente de deformación (FIG. 3.15), los cuales son inversamente proporcionales al cuadrado de la distancia inclinada a la fuente de presión (Mogi, 1958).

Mogi es el primero en aplicar la teoría elástica a los datos de deformación observados en varios volcanes, comparando la relación observada entre los desplazamientos verticales y horizontales y la distancia radial desde el punto origen localizado sobre la fuente de presión.

$dV = \frac{3 R^3 P}{4\mu} \frac{F}{(F^2 + D^2)^{3/2}}$ $dH = \frac{3 R^3 P}{4\mu} \frac{D}{(F^2 + D^2)^{3/2}}$ <p>Donde :</p> <p>dV : Desplazamientos verticales en la superficie en m. dH : Desplazamientos horizontales en la superficie en m. P : Es la presión de la cámara en N m⁻². μ : Rigidez de la corteza en N m⁻². R : Radio de la esfera en m. D : Distancia radial desde el origen sobre la superficie en m. F : Profundidad de la cámara en m.</p>

FIGURA 3.15. Fórmulas de Mogi (1958)

El modelo propuesto por Mogi supone una fuente esférica de presión cuyo radio " R " es pequeño comparado con la profundidad " F ", bajo la superficie, a la que se encuentra. Este modelo ubica una esfera simétrica al eje que pasa por su centro, de tal modo que se puedan considerar los desplazamientos como radiales al cuerpo volcánico (FIG. 3.16).

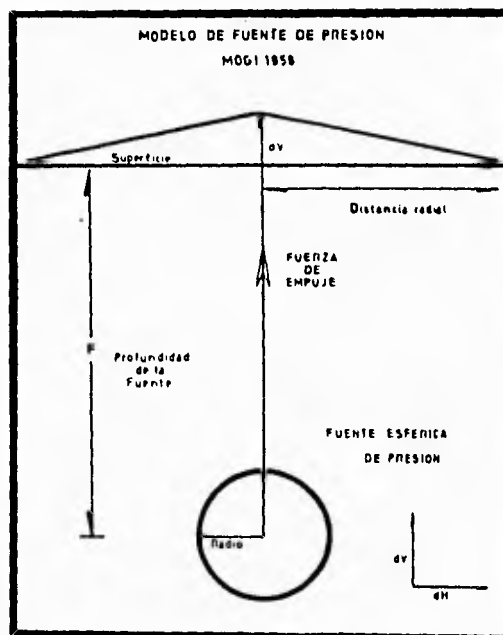


FIGURA 3.16. Representación gráfica del modelo de Mogi 1958.

III.7. MODELO DE YOKOYAMA (1971).

Izami Yokoyama adoptó un modelo alternativo al de Mogi, en el cual la fuente de presión se somete a las siguientes consideraciones (Yokoyama, 1971) :

- 1 - La distribución de la presión esta expresada en armónicos esféricos.
- 2 - Si el eje polar de los armónicos esféricos coincide con la vertical y el radio de la esfera es relativamente pequeño, el modelo corresponderá a un ascenso o descenso de la fuerza de empuje.

En el punto dos se indica que este modelo esta caracterizado por una fuerza de empuje o jalón unidireccional, debida a movimientos de magma en la parte superior del conducto volcánico. Se puede apreciar que en los dos modelos se utiliza una fuerza sencilla, la cual es la forma más simple en que se pueden expresar las reacciones de la superficie causadas a profundidades cortas. Los desplazamientos verticales y horizontales debidos a la presión de la fuente están dados por las expresiones siguientes :

$$\begin{aligned}
 dV &= \frac{-R^2 P}{6\mu} \left[\frac{3}{(F^2 + D^2)^{1/2}} + \frac{2F^2}{(F^2 + D^2)^{3/2}} \right] + \\
 &+ \frac{R^4 P}{6\mu} \left[\frac{2}{7F^2 (F^2 + D^2)^{1/2}} + \frac{2}{7(F^2 + D^2)^{3/2}} - \frac{5(2F^2 - D^2)}{21(F^2 + D^2)^{5/2}} \right] \\
 dH &= \frac{-R^2 P}{18\mu} \left[\frac{6FD}{(F^2 + D^2)^{3/2}} - \frac{3(F - (F^2 + D^2)^{1/2})}{R(F^2 + D^2)^{1/2}} \right] - \\
 &- \frac{R^4 P}{126\mu} \left[\frac{18FD}{(F^2 + D^2)^{3/2}} + \frac{2}{F(F^2 + D^2)^{3/2}} - \frac{2F - (F^2 + D^2)^{1/2}}{F^2 D (F^2 + D^2)^{1/2}} \right]
 \end{aligned}$$

FIGURA 3.17. Fórmulas de Yokoyama (1971).

Las variables empleadas en las expresiones del modelo de Yokoyama (1971) tiene el mismo significado que tienen las variables del modelo de Mogi (1958).

Una vez obtenidas las elevaciones de los bancos de nivel, se calcularon los desplazamientos verticales entre temporadas consecutivas (FIG. 3.19). Los desplazamientos verticales presentados por los bancos de nivel en las etapas de evaluación se emplearon en las expresiones de los modelos de Mogi y Yokoyama para modelar la fuente de presión del Popocatepetl.

TABLA DE DESPLAZAMIENTOS VERTICALES.

Período de evaluación : Abril de 1994 a Marzo de 1995.

BANCO	ABRIL	DIF.	JULIO	DIF.	AGOSTO
GORDITAS	4000.000	0.000 m	4000.000	0.000 m	4000.000
RICARDO	4030.847	0.000 m	4030.847	0.002 m	4030.845
SALVADOR	4044.672	0.001 m	4044.673	0.005 m	4044.668
CENTRO	4081.207	0.003 m	4081.210	0.009 m	4081.201
X - 2	4095.888	0.004 m	4095.892	0.010 m	4095.882
BANCO	AGOSTO	DIF.	NOVIEMBRE	DIF m	ENERO 95
GORDITAS	4000.000	0.000 m	4000.000	0.000 m	4000.000
RICARDO	4030.845	0.000 m	4030.845	0.002 m	4030.843
SALVADOR	4044.668	0.000 m	4044.668	0.002 m	4044.666
CENTRO	4081.201	0.001 m	4081.200	0.003 m	4081.203
X - 2	4095.882	0.004 m	4095.878	0.006 m	4095.884
BANCO	ENERO 95	DIF.	MARZO 95		
GORDITAS	4000.000	0.000 m	4000.000		
RICARDO	4030.843	0.000 m	4030.843		
SALVADOR	4044.666	0.000 m	4044.666		
CENTRO	4081.203	0.004 m	4081.199		
X - 2	4095.884	0.005 m	4095.879		

FIGURA 3.19. Desplazamientos verticales registrados en los bancos de nivel de la línea de nivelación.

Las expresiones dadas por los modelos Mogi y Yokoyama permiten estimar las características de una fuente de presión a partir de desplazamientos verticales y horizontales. Para el caso del Popocatépetl sólo se cuenta con información vertical, por lo que únicamente se utilizaron las expresiones de desplazamiento vertical de ambos modelos.

Como ya se ha mencionado antes, la estimación de la fuente de presión consiste básicamente en realizar una serie de aproximaciones iterativas, partiendo de unos valores iniciales de radio (R), presión (P), profundidad (F), distancia radial (D) y de rigidez de corteza (μ). En la tabla de desplazamientos verticales (VER FIG. 3.19), se puede apreciar que las variaciones máximas acumuladas se presentan en el banco X-2, que es el más cercano al cráter (2.5 km). A partir de este banco las variaciones tienden a descender en los bancos más distantes del cráter. Tomando como base las variaciones máximas mostradas en el banco X-2, la primera aproximación se enfocará en calcular valores que se acerquen o se asemejen a las variaciones observadas en este banco. Para comenzar a modelar la fuente de presión del volcán Popocatépetl se asume la siguiente serie de datos iniciales (FIG. 3.20).

VALORES INICIALES.	
F =	500 m
P =	$400 \times 10^5 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$
R =	500 m
D =	2510 m
$\mu =$	$3 \times 10^{10} \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$
* 1 BAR =	$10^5 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$

FIGURA 3.20. Valores iniciales de modelación.

Estos datos iniciales se encuentran sustentados en la experiencia mostrada por los modelos de deformación cuando han sido aplicados a otros volcanes activos de características semejantes al Popocatepetl, tales como el Usu y el Sakurajima en Japón (Mogi, 1958) y el volcán de Colima en México (Nolasco, et. al 1994).

En la primera iteración se buscó un rango profundidad, en el que pudiera encontrarse la fuente que produce los desplazamientos verticales en la zona norte del Popocatepetl. Para esto se mantuvieron constantes μ (valor estándar de rigidez de la corteza), la presión P y la distancia radial D . Se hizo variar el radio R en razón de 250 metros y la profundidad F en razón de 500 metros para el modelo de Yokoyama. Para el modelo de Mogi la razón de variación fue de 250 m tanto para el radio como para la profundidad. Las razones de variación de radio y profundidad, dadas para la primera iteración en los modelos, se deben principalmente a cuestiones numéricas, ya que el empleo de variaciones de radio y profundidad inferiores a 250 m hacen difícil el manejo de los valores de desplazamiento vertical generados por los modelos. Por otro lado, el empleo de variaciones mayores a 500 m generan valores que no permiten apreciar adecuadamente el desarrollo asumido por los valores de desplazamiento al ir variando la profundidad de la fuente de presión. Por esta razón, el empleo de variaciones diferentes a las mencionadas resulto poco factible, además de que esta primera iteración es un poco burda ya que sólo se trato de establecer un rango de profundidad para ubicar la fuente de presión.

Sustituyendo los datos iniciales (VER FIG. 3.20), en las expresiones de Mogi y Yokoyama se obtuvieron tablas de desplazamiento vertical (dV) de ambos modelos. En la figura 3.21 se muestran los valores dV para el modelo de Yokoyama, mientras que en la figura 3.22 los valores dV para el modelo de Mogi.

MODELOS DE DEFORMACION DE AREAS VOLCANICAS	
MODELO USADO : MODELO DE YOKOYAMA 1971	
ELABORO :	MARCO ANTONIO VILLARREAL O.
FILE NAME :	YOKOYAMA.WQ1
FECHA :	OCTUBRE 1994
AREA : VOLCAN POPOCATEPETL	

Se utilizo una presión P = 400 Bars

Los desplazamientos dV estan dados en metros

DEPTH	A	B	C	D	E	F	G
	R=500 dV	R=750 dV	R=1000 dV	R=1250 dV	R=1500 dV	R=1750 dV	R=2000 dV
500	0.058	0.113	0.158	0.154	0.084	-0.168	-0.599
1000	0.083	0.138	0.233	0.340	0.447	0.540	0.604
1500	0.084	0.142	0.247	0.375	0.521	0.879	0.840
2000	0.083	0.141	0.247	0.380	0.538	0.718	0.911
2500	0.081	0.136	0.240	0.372	0.530	0.713	0.917
3000	0.058	0.130	0.230	0.357	0.511	0.690	0.892
3500	0.055	0.123	0.217	0.338	0.485	0.657	0.853
4000	0.051	0.115	0.204	0.319	0.457	0.620	0.807
4500	0.048	0.108	0.192	0.299	0.430	0.584	0.780
5000	0.045	0.101	0.180	0.281	0.404	0.549	0.715
5500	0.042	0.095	0.189	0.264	0.379	0.516	0.673
6000	0.040	0.089	0.159	0.248	0.357	0.486	0.633
6500	0.037	0.084	0.150	0.234	0.337	0.458	0.597
7000	0.035	0.080	0.141	0.221	0.318	0.432	0.564
7500	0.033	0.075	0.134	0.209	0.301	0.409	0.534
8000	0.032	0.071	0.127	0.198	0.285	0.388	0.507
8500	0.030	0.068	0.121	0.188	0.271	0.369	0.482
9000	0.029	0.065	0.115	0.179	0.258	0.352	0.459
9500	0.027	0.062	0.110	0.171	0.247	0.335	0.438
10000	0.026	0.059	0.105	0.164	0.236	0.321	0.419
10500	0.025	0.058	0.100	0.157	0.228	0.307	0.401
11000	0.024	0.054	0.098	0.150	0.218	0.294	0.385
11500	0.023	0.052	0.092	0.144	0.208	0.283	0.369
12000	0.022	0.050	0.089	0.139	0.200	0.272	0.355
12500	0.021	0.048	0.088	0.134	0.192	0.262	0.342
13000	0.021	0.046	0.083	0.129	0.186	0.253	0.330
13500	0.020	0.045	0.080	0.124	0.179	0.244	0.318
14000	0.019	0.043	0.077	0.120	0.173	0.238	0.308
14500	0.019	0.042	0.074	0.116	0.168	0.228	0.298
15000	0.018	0.041	0.072	0.113	0.162	0.221	0.288
15500	0.017	0.039	0.070	0.109	0.157	0.214	0.280
16000	0.017	0.038	0.068	0.106	0.153	0.208	0.271
16500	0.016	0.037	0.066	0.103	0.148	0.202	0.263
17000	0.016	0.036	0.064	0.100	0.144	0.196	0.256
17500	0.016	0.035	0.062	0.097	0.140	0.191	0.249
18000	0.015	0.034	0.061	0.095	0.136	0.186	0.242
18500	0.015	0.033	0.059	0.092	0.133	0.181	0.236
19000	0.014	0.032	0.058	0.090	0.129	0.176	0.230
19500	0.014	0.032	0.056	0.088	0.126	0.172	0.224
20000	0.014	0.031	0.055	0.086	0.123	0.168	0.219

FIGURA 3.21. Valores dV calculados para el modelo de Yokoyama.

MODELOS DE DEFORMACION DEL TERRENO EN AREAS VOLCANICAS							
MODELO DE MOGI 1958							
ELABORADO POR : MARCO A. VILLARREAL OCAMPO							
FILE NAME : MOGIPRE.WQ1							
AREA DE ESTUDIO : VOLCAN POPOCATEPETL				FECHA : MARZO 1995			
Los valores de dV están dados en pulgadas							
F DEPTH	A MOGI dV R=500	B MOGI dV R=750	C MOGI dV R=1000	D MOGI dV R=1250	E MOGI dV R=1500	F MOGI dV R=1750	G MOGI dV R=2000
500	0.00337	0.01137	0.02694	0.05262	0.09092	0.14438	0.21552
750	0.00500	0.01600	0.03800	0.07400	0.12800	0.20300	0.30300
1000	0.00600	0.02000	0.04600	0.09000	0.15600	0.24800	0.37000
1250	0.00700	0.02200	0.05200	0.10200	0.17600	0.27900	0.41700
1500	0.00700	0.02300	0.05500	0.10800	0.18700	0.29700	0.44400
1750	0.00700	0.02400	0.05700	0.11100	0.19200	0.30500	0.45500
2000	0.00700	0.02400	0.05700	0.11100	0.19100	0.30400	0.45300
2250	0.00700	0.02300	0.05500	0.10800	0.18700	0.29700	0.44300
2500	0.00700	0.02200	0.05300	0.10400	0.18000	0.28600	0.42600
2750	0.00600	0.02100	0.05100	0.09900	0.17100	0.27200	0.40800
3000	0.00600	0.02000	0.04800	0.09400	0.16200	0.25700	0.38400
3250	0.00600	0.01900	0.04500	0.08800	0.15200	0.24200	0.36100
3500	0.00500	0.01800	0.04200	0.08200	0.14300	0.22600	0.33800
3750	0.00500	0.01700	0.03900	0.07700	0.13300	0.21200	0.31600
4000	0.00500	0.01600	0.03700	0.07200	0.12400	0.19700	0.29500
4250	0.00400	0.01400	0.03400	0.06700	0.11600	0.18400	0.27500
4500	0.00400	0.01400	0.03200	0.06300	0.10600	0.17200	0.25600
4750	0.00400	0.01300	0.03000	0.05800	0.10100	0.16000	0.23900
5000	0.00300	0.01200	0.02800	0.05500	0.09400	0.15000	0.22300
5250	0.00300	0.01100	0.02600	0.05100	0.08800	0.14000	0.20900
5500	0.00300	0.01000	0.02400	0.04800	0.08200	0.13100	0.19500
5750	0.00300	0.01000	0.02300	0.04500	0.07700	0.12300	0.18300
6000	0.00300	0.00900	0.02100	0.04200	0.07200	0.11500	0.17200
6250	0.00300	0.00900	0.02000	0.03900	0.06800	0.10800	0.16100
6500	0.00200	0.00800	0.01900	0.03700	0.06400	0.10200	0.15200
6750	0.00200	0.00800	0.01800	0.03500	0.06000	0.09800	0.14300
7000	0.00200	0.00700	0.01700	0.03300	0.05700	0.09000	0.13400
7250	0.00200	0.00700	0.01600	0.03100	0.05400	0.08500	0.12700
7500	0.00200	0.00600	0.01500	0.02900	0.05100	0.08000	0.12000
7750	0.00200	0.00600	0.01400	0.02800	0.04800	0.07600	0.11400
8000	0.00200	0.00600	0.01300	0.02600	0.04500	0.07200	0.10800
8250	0.00200	0.00500	0.01300	0.02500	0.04300	0.06800	0.10200
8500	0.00200	0.00500	0.01200	0.02400	0.04100	0.06500	0.09700
8750	0.00100	0.00500	0.01200	0.02200	0.03900	0.06200	0.09200
9000	0.00100	0.00500	0.01100	0.02100	0.03700	0.05900	0.08800
9250	0.00100	0.00400	0.01000	0.02000	0.03500	0.05600	0.08300
9500	0.00100	0.00400	0.01000	0.01900	0.03400	0.05300	0.08000
9750	0.00100	0.00400	0.00900	0.01900	0.03200	0.05100	0.07600
10000	0.00100	0.00400	0.00900	0.01800	0.03100	0.04900	0.07300
10250	0.00100	0.00400	0.00900	0.01700	0.02900	0.04600	0.06900

FIGURA 3.22. Valores dV calculados para el modelo de Mogi

Los valores dV , hasta aquí calculados representan los desplazamientos verticales máximos a radios y profundidades diferentes. Estos valores fueron comparados con los desplazamientos observados en el Popocatépetl para elegir la combinación de radio, profundidad y presión que mejor se ajustara a los datos de la línea de nivelación. Con el modelo de Yokoyama se hicieron cálculos hasta los 20 Km de profundidad (VER FIG.3.21) y en ningún caso mostró valores de desplazamiento que se ajustaran a los obtenidos en el Popocatépetl.

Por otro lado, la tabla de valores proporcionada por el modelo de Mogi (VER FIG. 3.22) presenta en su columna A ($R = 500$ m) varios valores cercanos a las máximas variaciones mostradas en cinco de las seis campañas de medición. Los valores más aceptables de esta columna se encuentran entre los 3000 y 5000 metros de profundidad, tomando como base los 4000 msnm que es la altura a la que se encuentra la línea de nivelación. Se consideran como aceptables por ubicarse a una profundidad semejante a la que se han registrado recientemente los sismos del Popocatépetl (Valdés, et al 1995). Con lo anterior, el modelo de Mogi muestra ser el más adecuado para continuar con la modelación de la fuente de deformación del volcán Popocatépetl.

Aun cuando los desplazamientos obtenidos en las etapas de medición representan dos tipos de deformación (inflación y deflación), estos se pueden modelar juntos debido a que : 1) Presentan desplazamientos muy semejantes entre ellos y 2) Los modelos sólo buscan encontrar la dimensión de la fuente de presión que producen los cambios en la superficie, sin importar si se trata de una deflación, inflación o de desplazamientos horizontales.

Hasta esta etapa del procesamiento se ha establecido una combinación de radio, presión y profundidad. Ahora sólo resta ajustar esta combinación a cada etapa de medición. Para encontrar el modelo que represente las variaciones

FALLA DE ORIGEN

mostradas por la línea de nivelación, se calcularon modelos de deformación para una profundidad de 3000, 4000 y 5000 metros, adecuando en cada caso la presión de la fuente. La razón por la que se calcularon los modelos a estas profundidades se encuentra sustentada en los estudios sismológicos realizados en la zona norte del Popocatepetl, estudios que establecieron que los sismos registrados en este volcán se ubicaron en un rango de profundidad de 4000 a 6000 metros, tomando como referencia los 4000 msnm (Valdés, et al 1995).

Se emplearon como constantes, en este cálculo de modelos, los valores de radio $R = 500$ metros y $\mu = 3 \times 10^{10} \text{ N m}^{-2}$. Para el modelo a 3000 m de profundidad se empleó una presión $P = 300$ Bar, por ser el valor que más se ajustó a esta profundidad, y un rango de profundidad (F) entre los 2900 y 3100 m. Con estos parámetros se pudieron representar los desplazamientos de los períodos: Abril-Julio, Agosto-Noviembre y Enero-Marzo (FIG. 3.23). A su vez, estos desplazamientos permitieron graficar las curvas de deformación correspondientes a este modelo (FIG. 3.24 a).

Para el modelo a 4000 m de profundidad se emplearon los mismos valores de radio y rigidez de corteza. La presión se incremento a 400 Bar para que se ajustara a la profundidad y se estableció el rango de profundidad entre los 3900 - 4100 m. Con estos valores se obtuvieron los desplazamientos (FIG.3.23) que generaron las curvas de deformación que se pueden ver en la figura 3.24 b.

Finalmente, en el modelo de Mogi a 5000 m se emplearon los valores de radio = 500 m, una rigidez $\mu = 3 \times 10^{10} \text{ N m}^{-2}$, una presión de 550 Bar y un rango de 4900 a 5100 m de profundidad. Con estos parámetros se obtuvieron los desplazamientos (FIG. 3.23) que, al igual que los otros dos modelos, se ajustaron a los desplazamientos observados en campo y sirvieron también para graficar sus correspondientes curvas de deformación (FIG. 3.24 c).

FALLA DE ORIGEN

MODELO DE MCGI 1958												
PERIODOS DE MODELACION : ABRIL - JULIO 1994, AGOSTO - NOVIEMBRE 1994 Y ENERO - MARZO 1995.												
DISTANCIA	A	B	C	D	A	B	C	D	A	B	C	D
	R = 500 F = 3000 P=300 BAR δv	R = 500 F = 2900 P=300 BAR δv	R = 500 F = 3100 P=300 BAR δv	R = 500 F = 2950 P=300 BAR δv	R = 500 F = 4050 P=400 BAR δv	R = 500 F = 4000 P=400 BAR δv	R = 500 F = 4100 P=400 BAR δv	R = 500 F = 3900 P=400 BAR δv	R = 500 F = 5050 P=500 BAR δv	R = 500 F = 5000 P=500 BAR δv	R = 500 F = 5100 P=500 BAR δv	R = 500 F = 4900 P=500 BAR δv
2500	0.00472	0.00484	0.00480	0.00478	0.00470	0.00476	0.00483	0.00490	0.00441	0.00447	0.00435	0.00480
2600	0.00460	0.00480	0.00439	0.00455	0.00454	0.00480	0.00448	0.00473	0.00431	0.00438	0.00425	0.00449
2700	0.00428	0.00437	0.00418	0.00432	0.00439	0.00445	0.00433	0.00457	0.00420	0.00426	0.00415	0.00437
2800	0.00407	0.00415	0.00399	0.00411	0.00424	0.00430	0.00419	0.00441	0.00410	0.00415	0.00405	0.00426
2900	0.00387	0.00394	0.00380	0.00391	0.00410	0.00415	0.00405	0.00425	0.00400	0.00405	0.00395	0.00415
3000	0.00368	0.00374	0.00362	0.00371	0.00395	0.00400	0.00391	0.00409	0.00389	0.00394	0.00385	0.00404
3100	0.00350	0.00355	0.00345	0.00353	0.00382	0.00388	0.00377	0.00394	0.00379	0.00384	0.00375	0.00393
3200	0.00333	0.00338	0.00329	0.00335	0.00368	0.00372	0.00364	0.00380	0.00369	0.00373	0.00365	0.00382
3300	0.00317	0.00321	0.00313	0.00319	0.00355	0.00359	0.00352	0.00368	0.00359	0.00363	0.00358	0.00371
3400	0.00302	0.00305	0.00298	0.00303	0.00342	0.00348	0.00339	0.00352	0.00350	0.00353	0.00348	0.00361
3500	0.00287	0.00290	0.00284	0.00288	0.00330	0.00333	0.00327	0.00339	0.00340	0.00344	0.00337	0.00351
3600	0.00273	0.00275	0.00271	0.00274	0.00318	0.00321	0.00316	0.00328	0.00331	0.00334	0.00328	0.00341
3700	0.00260	0.00262	0.00258	0.00261	0.00307	0.00309	0.00304	0.00314	0.00322	0.00325	0.00319	0.00331
3800	0.00248	0.00249	0.00246	0.00248	0.00298	0.00298	0.00293	0.00302	0.00313	0.00315	0.00310	0.00321
3900	0.00238	0.00237	0.00235	0.00237	0.00285	0.00287	0.00283	0.00291	0.00304	0.00306	0.00301	0.00312
4000	0.00225	0.00225	0.00224	0.00225	0.00274	0.00276	0.00273	0.00280	0.00295	0.00298	0.00293	0.00303

FIGURA 3.23. Valores de desplazamientos vertical para los modelos del volcán Popocatepetl a 3000, 4000 y 5000 metros de profundidad.

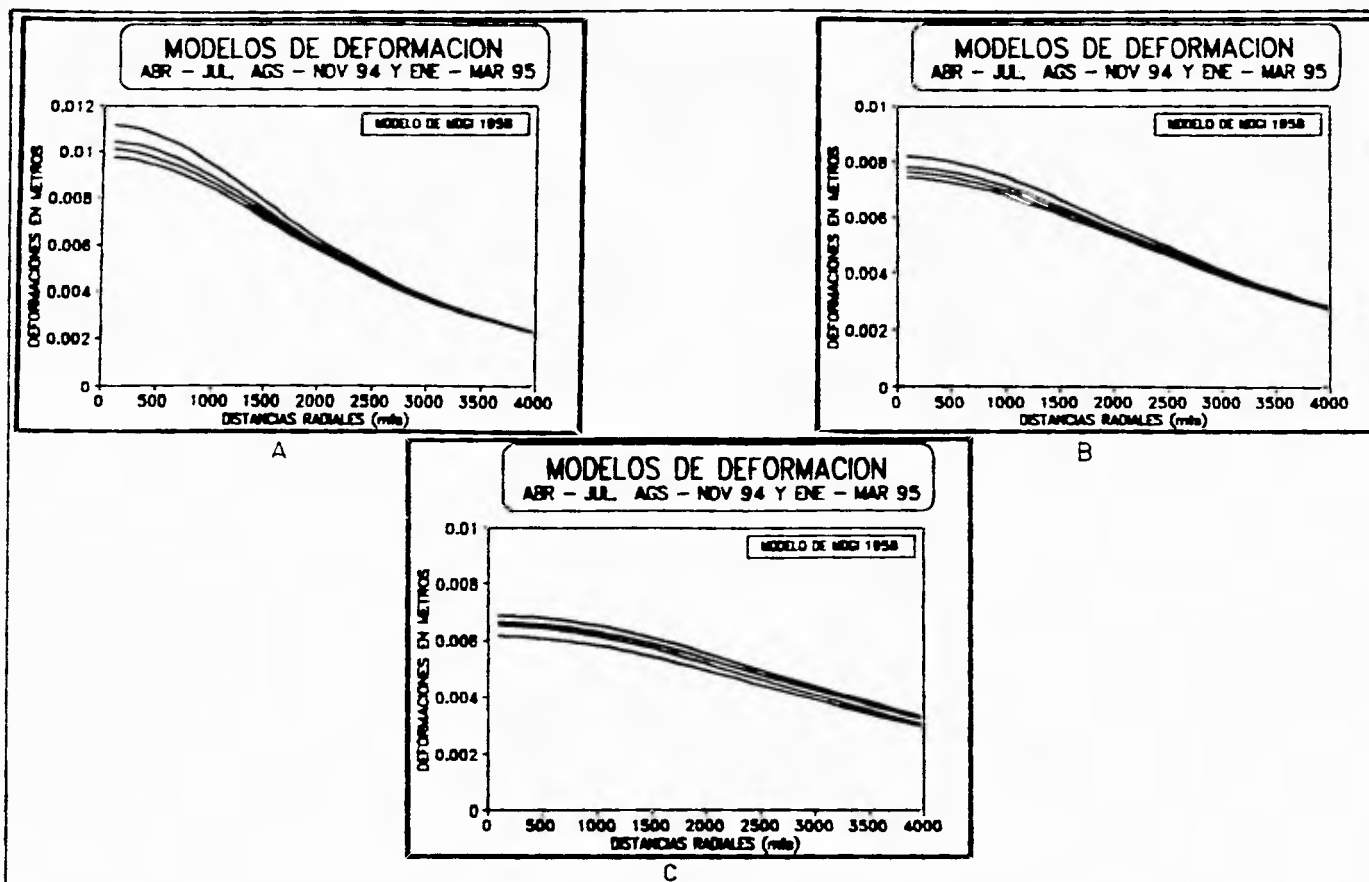


FIGURA 3.24. Modelos de deformación para el volcán Popocatepetl :
A) 3000, B) 4000 y C) 5000 metros de profundidad.

Analizando las gráficas representativas de las curvas de deformación (VER FIG. 3.24 a,b,c) se puede elegir el modelo más adecuado para explicar el comportamiento de los desplazamientos en los periodos de Abril - Julio 1994, Agosto - Noviembre 1994 y Enero - Marzo 1995.

La gráfica del modelo de Mogi a 5000 m muestra curvas de deformación que presentan un radio de curvatura demasiado grande, razón por la que tienen un comportamiento alargado, aparentando ser producidas por una fuente de presión muy grande. La gráfica del modelo de Mogi a 3000 m presenta el caso contrario, un radio de curvatura pequeño que provoca que las curvas de deformación representen grandes deformaciones, como si se tratara de una fuente de presión que se encuentra muy cercana a la superficie. Por estas razones, el modelo que parece ser el más adecuado para continuar con las iteraciones de modelación es el de Mogi a 4000 m de profundidad, tomando como base los 4000 msnm.

Una vez encontrado el modelo para representar a los periodos de Abril - Julio 1994, Agosto - Noviembre 1994 y Enero - Marzo 1995, se emplearon los mismos elementos de este modelo para explicar los comportamientos del terreno, presentados durante los periodos de Julio - Agosto y Noviembre - Enero, en los cuales se presentó una deflación y una inflación respectivamente.

En el periodo de Julio a Agosto de 1994 el máximo desplazamiento fue de 10 mm en deflación. Para explicar este comportamiento del terreno, se usaron los valores de radio = 500 metros, la constante $\mu = 3 \times 10^{10} \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$, un rango de profundidad de 3900 a 4100 m y una presión de 850 bars. Con estos parámetros se encontró el modelo representativo de esta deformación (FIG. 3.25). Al graficar los valores de desplazamiento correspondientes al periodo de Julio - Agosto, se apreció que las curvas de deformación se adecuaron a los desplazamientos observados en la línea de nivelación (FIG. 3.26).

MODELO DE MOGI 1958 PROFUNDIDAD : 4000 m				
FECHA : JULIO 94 - AGOSTO 94				
dV : Desplazamientos en metros				
DISTANCIA	A	B	C	D
	R = 500 F = 4050 P=850 BAR dV	R = 500 F = 4000 P=850 BAR dV	R = 500 F = 4100 P=850 BAR dV	R = 500 F = 3900 P=850 BAR dV
2500	0.00988	0.01012	0.00983	0.01042
2600	0.00965	0.00979	0.00952	0.01008
2700	0.00933	0.00945	0.00921	0.00971
2800	0.00901	0.00913	0.00890	0.00938
2900	0.00870	0.00881	0.00860	0.00902
3000	0.00840	0.00850	0.00831	0.00870
3100	0.00811	0.00820	0.00802	0.00838
3200	0.00782	0.00790	0.00774	0.00807
3300	0.00754	0.00762	0.00747	0.00777
3400	0.00728	0.00734	0.00721	0.00748
3500	0.00701	0.00708	0.00695	0.00720
3600	0.00678	0.00682	0.00670	0.00693
3700	0.00652	0.00657	0.00647	0.00667
3800	0.00628	0.00633	0.00623	0.00642
3900	0.00605	0.00609	0.00601	0.00617
4000	0.00583	0.00587	0.00579	0.00594

FIGURA 3.25. Modelo de Mogi para el periodo de JULIO - AGOSTO 1994.

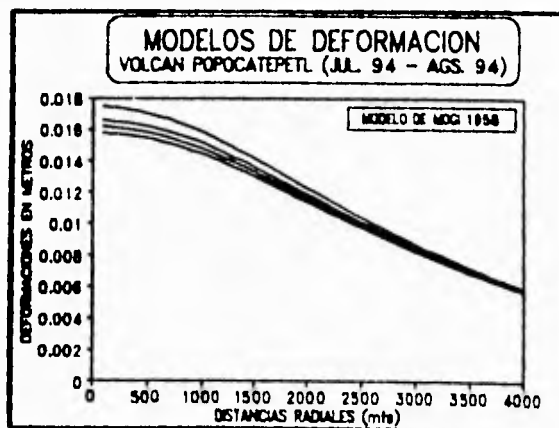


FIGURA 3.26. Gráfico correspondiente al periodo de JULIO - AGOSTO de 1994.

Para concluir con el procesamiento de los modelos, se buscó un modelo que se ajustara a los desplazamientos verticales que se registraron durante Noviembre, 94 y Enero, 95. En este período el desplazamiento máximo fue de 6 mm en inflación. La variación no fue muy grande por lo que no resulto difícil encontrar el modelo adecuado para explicar este comportamiento del terreno. Se empleo un radio de 500 m, $\mu = 3 \times 10^{-10} \text{ N m}^{-2}$, a un rango de profundidad de 3900 a 4100 m, nuevamente tomando como base los 4000 msnm y la presión se estableció en 550 Bars para ajustarla a la profundidad. Con estos parámetros se calcularon los desplazamientos verticales para este período (FIG. 3.27), mismos que fueron empleados para graficar las curvas de deformación y cuyo comportamiento se ajusto a los datos observados en campo (FIG. 3.28).

MODELO DE MOGI 1958 PROFUNDIDAD : 4000 m				
FECHA : NOVIEMBRE 94 - ENERO 95				
dV : Desplazamientos en metros				
DISTANCIA	A R = 500 F = 4000 P=550 BAR dV	B R = 500 F = 3900 P=550 BAR dV	C R = 500 F = 4100 P=550 BAR dV	D R = 500 F = 3950 P=550 BAR dV
2500	0.00655	0.00674	0.00636	0.00665
2600	0.00633	0.00651	0.00616	0.00642
2700	0.00612	0.00628	0.00596	0.00620
2800	0.00591	0.00606	0.00576	0.00598
2900	0.00570	0.00584	0.00556	0.00577
3000	0.00550	0.00563	0.00537	0.00556
3100	0.00530	0.00542	0.00519	0.00536
3200	0.00511	0.00522	0.00501	0.00517
3300	0.00493	0.00503	0.00483	0.00498
3400	0.00475	0.00484	0.00466	0.00480
3500	0.00456	0.00466	0.00450	0.00462
3600	0.00441	0.00448	0.00434	0.00445
3700	0.00425	0.00431	0.00418	0.00428
3800	0.00409	0.00415	0.00403	0.00412
3900	0.00394	0.00400	0.00389	0.00397
4000	0.00380	0.00384	0.00375	0.00382

FIGURA 3.27. Modelo de Mogi para el periodo de NOVIEMBRE 94 - ENERO 95.

FALLA DE ORIGEN

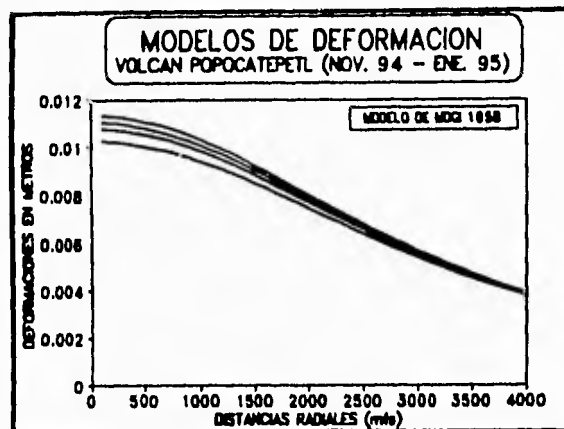


FIGURA 3.28. Gráfica correspondiente al período de Noviembre 94 - Enero 95.

El procesamiento de las iteraciones de modelación, hasta aquí presentado, permite asumir que la fuente de presión teórica (FIG. 3.30), que produce las deformaciones de la ladera norte de Popocatepetl presenta las siguientes características (FIG. 3.29) :

FUENTE DE PRESION DEL VOLCAN POPOCATEPETL.

RADIO (R) = 500 metros.
 PROFUNDIDAD (F) = 4000 metros *
 PRESION (P) = 400 - 850 BAR * *

* Tomando como base los 4000 metros sobre el nivel medio del mar.

** 1 BAR es igual a $10^5 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$, o bien a 1 atmósfera.

FIGURA 3.29. Características de la fuente de presión del volcán Popocatepetl.

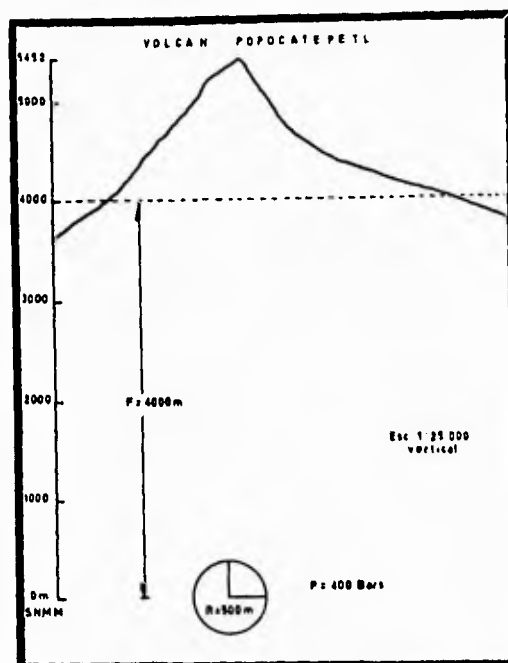


FIGURA 3.30. Modelo de Mogi a 4000 metros de profundidad para el volcán Popocatepetl, tomando como base los 4000 mSNM.

Como se ha podido ver hasta ahora, en forma práctica se pueden generar familias de curvas haciendo las combinaciones o variaciones de presión, radio, profundidad, etc.. Con esto es posible generar diferentes funciones para la inclinación y las diferencias de nivel. Los resultados colectados en campo se comparan con las familias de curvas y se escoge la que tiene mayor correlación estadística. Así, dicha curva sugiere determinada profundidad y tamaño para la fuente de deformación en estudio.

Por último, los modelos de Yokoyama y Mogi son sólo una opción de muchos otros modelos que existen. Es posible emplear otros modelos con formas verticales como conductos magnéticos u horizontales como diques, también es

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

posible incluir heterogeneidades estructurales o inelásticidades de la corteza terrestre a las funciones, lo cual será, evidentemente, mucho más complicado por incluir en el modelo otras características de la corteza terrestre (Van der Laan, 1986). En general, la elección de un modelo dependerá de las características propias del volcán estudiado.

C A P I T U L O 4**D I S C U S I O N****D E****R E S U L T A D O S**

" Porque, al fin, ¿ Que es el hombre en la naturaleza ? Un nada frente al infinito, un todo frente a la nada, un medio entre nada y todo. Infinitamente alejado de comprender los extremos, el fin de las cosas y su principio son para él invenciblemente ocultos en un secreto impenetrable, igualmente incapaz de ver la nada de donde él ha salido y el infinito de donde él es absorbido. . . "

Blaise Pascal

I V. DISCUSION DE RESULTADOS.

La discusión de resultados consiste en dar una explicación de la posible causa del comportamiento del terreno en el área norte del volcán Popocatepetl. Para el Popocatepetl, se hará una discusión de los resultados obtenidos en su ladera norte desde dos enfoques : Inclinometría seca y línea de nivelación. También se hará una discusión de los resultados obtenidos con los modelos empleados para la modelación de la fuente de presión del volcán Popocatepetl.

Durante los estudios realizados en la zona norte del Popocatepetl entre Abril de 1994 y Marzo de 1995 se observaron en el terreno tres etapas de comportamiento (deflación - inflación - deflación), las cuales representan el estado activo del volcán en este período. La primera etapa está comprendida entre Abril y Noviembre del 94, en la cual tanto los bancos de nivel (FIG 4.1) como los inclinómetros presentaban una notable deflación. Esta deflación llevo a ser mínima en el mes de noviembre cuando en los inclinómetros se obtuvieron vectores de inclinación de menos de 10 μ rad, los cuales se pueden considerar como poco significativos ya que se encuentran dentro del rango de error del método y equipo de nivelación empleado (Yanashita and Kaiser, 1993) (FIG.4.2).

Sin embargo, durante la segunda etapa, comprendida entre Noviembre de 1994 y Enero de 1995, se presentaron incrementos inflacionarios en los tres inclinómetros, pero en mayor medida en los inclinómetros 0 y 2 donde los vectores sobrepasaron los 30 μ rad (FIG. 4.2). En los bancos de nivel que se encuentran más cerca del cráter, principalmente en los bancos CENTRO y X-2, también se presentaron desplazamientos ascendentes, registrándose en ellos 5 y 3 mm de inflación, respectivamente (FIG. 4.1). En esta etapa se presentó el inicio de las emisiones de cenizas (21 de Diciembre de 1994), por lo que es

FALLA DE ORIGEN

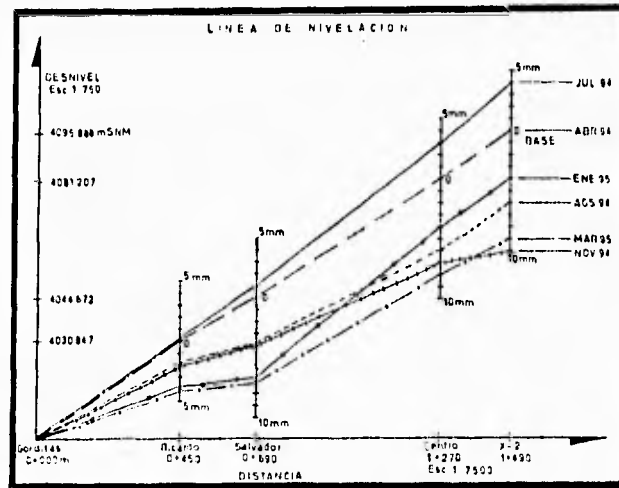


FIGURA 4.1. Comportamiento de los bancos de nivel entre Abril, 94 y Mar, 95.

posible que este incremento en la actividad del Popocatepetl este directamente relacionada con lo observado en los inclinómetros y bancos de nivel que presentaron en esta etapa sus valores de desplazamiento vertical más altos.

La tercera etapa está comprendida entre Enero y Marzo de 1995. En esta etapa se presentó una ligera deflación, tanto en los bancos de nivel como en los inclinómetros. Los bancos de nivel CENTRO y X-2, así como el inclinómetro 2, los cuales por encontrarse más cerca del centro de emisión del Popocatepetl presentaron un descenso más lento (FIG. 4.2).

Hasta aquí se ha realizado una discusión generalizada de los estudios realizados en el Popocatepetl, por lo que a continuación se hará una discusión particular del comportamiento presentado por los bancos de nivel y los inclinómetros con el propósito de detallar dicho comportamiento.

FALLA DE ORIGEN

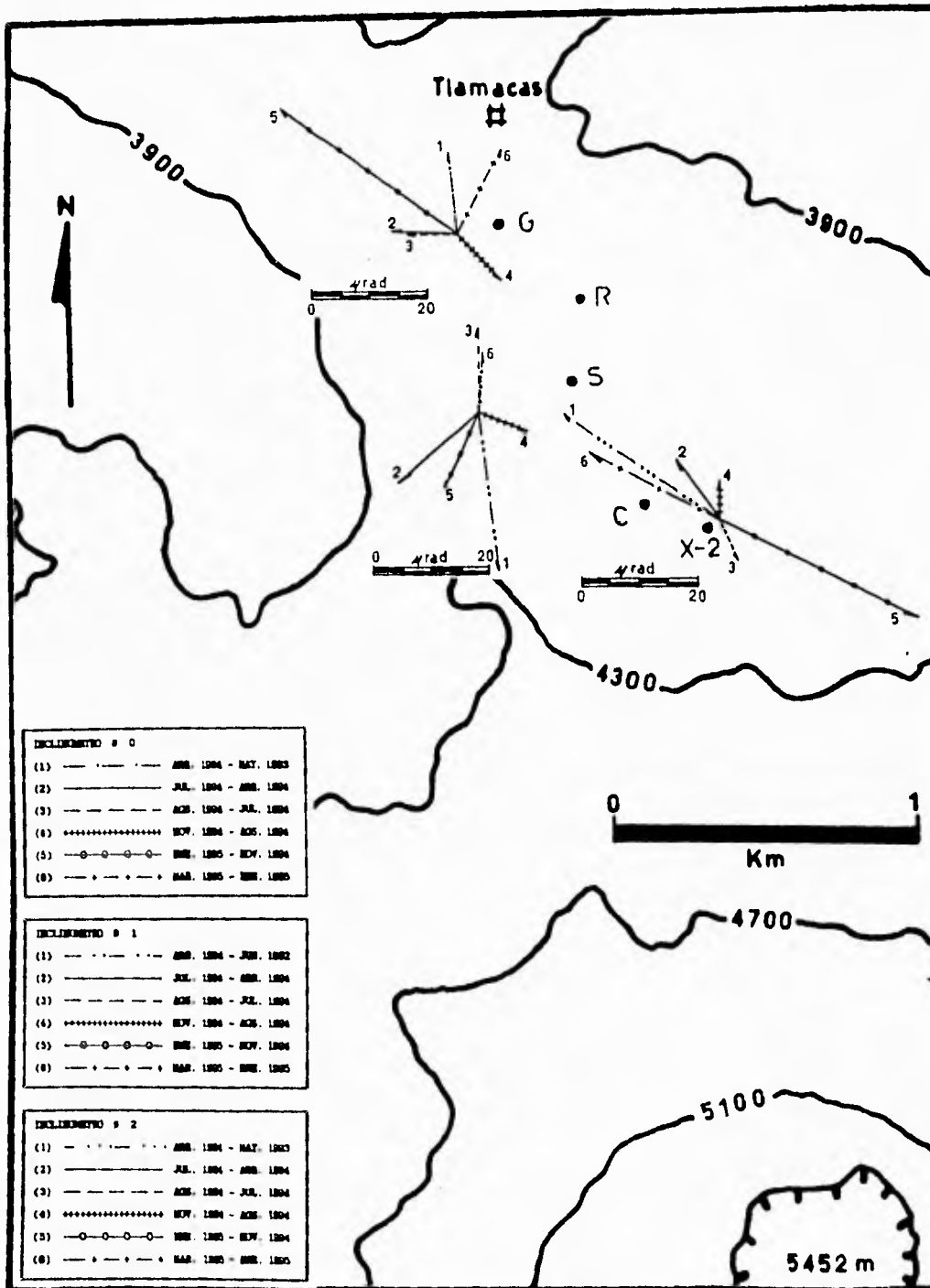


FIGURA 4.2. Estaciones de inclinometría seca y bancos de nivel de la zona norte del Popocatepetl.

IV.1. INCLINOMETROS SECOS.

En términos generales las tres estaciones de inclinometría mostraron los cambios en los periodos en que se incrementaba o decrecía la actividad del Popocatepetl (FIG. 4.3).

RESULTADOS DE INCLINOMETRIA SECA DEL VOLCAN POPOCATEPETL.

INCLINOMETRO # 0		INCLINOMETRO # 1		INCLINOMETRO # 2	
ABR 1994	14.03 μ rad 354.32 ° Az	ABR 1994	26.80 μ rad 171.85 ° Az	ABR 1994	32.27 μ rad 303.92 ° Az
JUL 1994	11.18 μ rad 270.94 ° Az	JUL 1994	18.20 μ rad 235.22 ° Az	JUL 1994	12.53 μ rad 323.85 ° Az
AGS 1994	8.59 μ rad 270.10 ° Az	AGS 1994	14.51 μ rad 359.79 ° Az	AGS 1994	13.43 μ rad 303.43 ° Az
NOV 1994	11.08 μ rad 136.98 ° Az	NOV 1994	8.91 μ rad 109.94 ° Az	NOV 1994	6.71 μ rad 0.17 ° Az
ENE 1995	37.61 μ rad 305.63 ° Az	ENE 1995	13.90 μ rad 25.32 ° Az	ENE 1995	37.41 μ rad 116.65 ° Az
MAR 1995	16.31 μ rad 27.47 ° Az	MAR 1995	10.21 μ rad 3.46 ° Az	MAR 1995	25.07 μ rad 297.61 ° Az

FIGURA 4.3. Inclinómetros secos de la zona norte del Popocatepetl.

IV.1.1. INCLINOMETRO # 0.

Antes del inicio de las erupciones de cenizas de Diciembre de 1994, los vectores de inclinación observados en este inclinómetro mostraban magnitudes de inflación con tendencia descendente (FIG. 4.4).

Los cambios de inclinación registrados en este inclinómetro fueron de : 14 μ rad de inflación entre Mayo del 93 y Abril del 94. De Abril a Julio del 94 se mantuvo la inflación, aunque con una intensidad menor, siendo en esta

FALLA DE ORIGEN

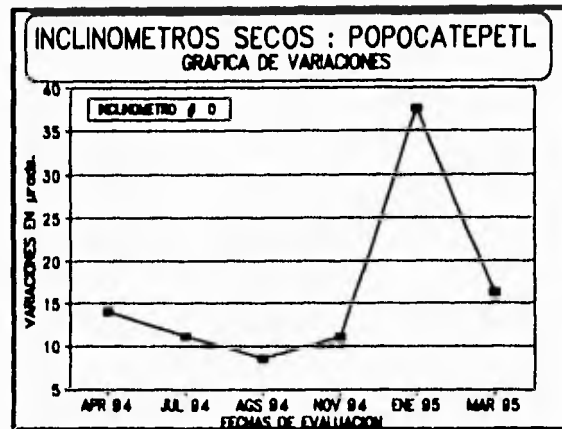


FIGURA 4.4. Gráfica de variaciones de inclinación del inclinómetro # 0.

ocasión de 11 μ rad de magnitud. Durante Julio y Agosto del 94 también se obtuvo una disminución de la inflación al registrarse una magnitud de 8 μ rad. Sin embargo, en el período de Agosto a Noviembre del 94 se obtuvieron 11 μ rad de magnitud, valor que contrasta con la tendencia que venían mostrando los vectores de períodos anteriores, pero es posible que la causa de este aumento se debiera al incremento de la actividad fumarólica o al movimiento de material magnético en la época en que se realizaron las mediciones (en el mes de Noviembre). Durante la campaña de Enero de 1995 se pudo determinar que se había presentado una inflación en el área ocupada por este inclinómetro. En esta ocasión se registro una magnitud de 37.6 μ rad, además de observarse en la estructura geológica donde está colocado, una serie de pequeños agrietamientos (desplazamientos horizontales), posiblemente causados por la actividad sísmica que se mantuvo durante fines de Diciembre del 94 y principios de Enero del 95, que fue el período en que se iniciaron las emisiones de cenizas. Por último,

FALLA DE ORIGEN

durante la etapa de medición realizada en Marzo de 1995 se observó una notable disminución de la inclinación, obteniéndose una magnitud de 16 μ rad, provocado por de un descenso en la actividad volcánica.

IV.1.2. INCLINOMETRO N 9 1.

El inclinómetro 1 presento una situación semejante a la del inclinómetro 0, por que también mostraba una tendencia de inclinación descendente. Desde principios de 1994 y hasta Noviembre del mismo año se habían registrado en este inclinómetro vectores de inclinación que indicaban una apreciable disminución en la inclinación del terreno (FIG. 4.5).

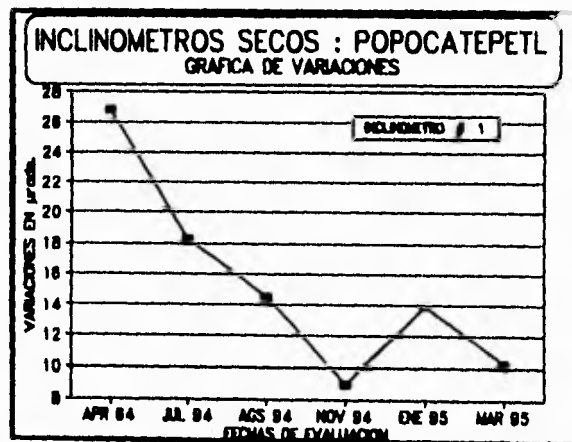


FIGURA 4.5. Gráfica de variación de inclinación del inclinómetro # 1.

Los valores de inclinación obtenidos en este inclinómetro fueron los siguientes :

Entre Julio del 92 y Abril del 94 se registraron 26 μ rad de magnitud en la inclinación, provocados por una inflación del terreno en el lugar ocupado

FALLA DE ORIGEN

por este inclinómetro. Entre Abril y Julio del 94 se presentó un descenso, al reducirse la magnitud inflacionaria a 18 μ rad. El descenso se mantuvo durante los periodos de Julio - Agosto y Agosto - Noviembre, periodos en los cuales se observaron vectores de inflación de 14 y 8 μ rad respectivamente. Para el periodo de Noviembre de 1994 a Enero de 1995, en este inclinómetro se observó un incremento de la inflación (este periodo coincide con el inicio de las emisiones de cenizas), aunque menor si se compara con los inclinómetros 0 y 2, siendo su magnitud de 13.9 μ rad. El descenso de la actividad mostrada por el Popocatepetl hacia finales de Febrero y principios de Marzo de 1995 también se manifestó en este inclinómetro, el cual mostró una ligera disminución de 13 a 10 μ rad.

IV.1.3. INCLINOMETRO N o 2

El inclinómetro 2 presenta el mismo patrón de comportamiento que el de los inclinómetros 0 y 1. La evaluación de la deformación en este inclinómetro representa una situación importante, ya que está instalado muy cerca a la zona del cráter donde se encuentra el centro de emisión (2.5 Km), donde hasta ahora se han presentado las emisiones de cenizas. En este inclinómetro se han podido apreciar más los cambios en el terreno provocados, por los incrementos o descensos en la actividad del Popocatepetl presentados durante el periodo de evaluación que abarca este trabajo (FIG. 4.6).

Entre Agosto de 1993 y Abril de 1994, se registraron 32 μ rad de inclinación producidos por una inflación de la ladera norte del Popocatepetl. De Abril a Julio del 94 la inflación disminuyó considerable, al descender de 32 a sólo 12 μ rad. Durante Julio y Agosto se presentó un ligero incremento en

FALLA DE ORIGEN

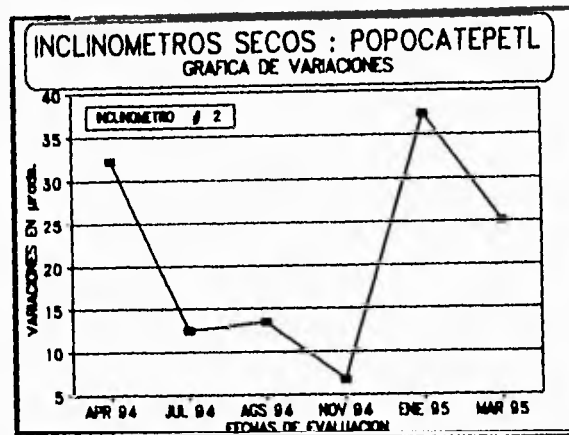


FIGURA 4.6. Gráfica de variación de inclinación del inclinómetro # 2.

la inflación, subiendo ésta a 13 μ rad, este cambio coincidió con un aumento en la actividad fumarólica. Durante Agosto y Noviembre se obtuvo la mínima inclinación en este inclinómetro, al registrarse una magnitud de sólo 6 μ rad. En el período de Noviembre 94 a Enero del 95 este inclinómetro también reflejó el aumento en la actividad presentada por el Popocatepetl en Diciembre, al incrementar su magnitud de 6 a 37 μ rad. Finalmente, en Marzo de 1995 la inflación bajo a 25 μ rad. En este caso la disminución no fue tan notoria como en los otros inclinómetros, debido a su cercanía con el volcán.

Las magnitudes de inclinación mostradas por los tres inclinómetros durante el período de Abril 94 - Marzo 95, así como el patrón direccional de los vectores de deformación, hacen suponer que se presentó un movimiento de material en la parte norte del Popocatepetl. Dicho movimiento provocó una inflación de esta área, misma que comenzó a disminuir a partir de Abril del 94. Esta disminución posiblemente se debió a la cristalización o migración del material, lo cual propició que el terreno comenzara a desinflarse (FIG.4.7).

FALLA DE ORIGEN

Por otro lado, los valores registrados por los inclinómetros en el período de Agosto a Noviembre de 1994 comenzaron a mostrar un incremento. Esto puede indicar un nuevo movimiento de material magnético o a un incremento en las fumarolas emitidas por el volcán a partir de Noviembre de 1994. Si se considera que se trata de un movimiento de material magnético, dicho movimiento se presentó en la dirección norte, porque en el inclinómetro 0 se observaron algunos desplazamientos horizontales en la estructura geológica en la que se encuentra instalado producidos, posiblemente, por este movimiento del material magnético (FIG.4.7).

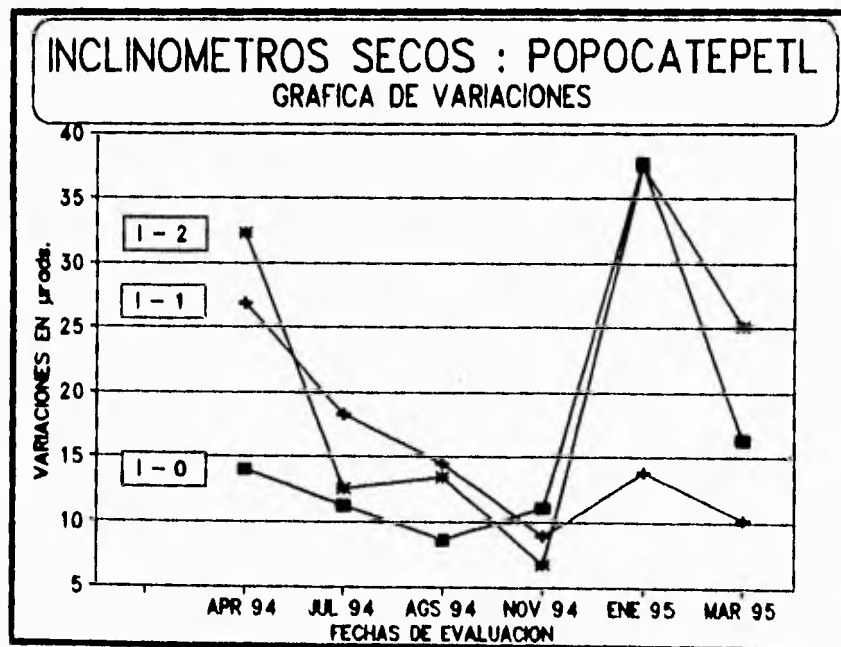


FIGURA 4.7. Magnitudes de inclinación de los inclinómetros secos

IV.1.4. COMPORTAMIENTO VECTORIAL DE LAS ESTACIONES DE INCLINOMETRIA SECA.

En una estación de inclinometría seca es importante el análisis del patrón de distribución que presentan sus vectores de inclinación. La importancia de este análisis radica en la representación gráfica, la cual aporta información sobre el comportamiento de la inclinación en la zona de estudio. La interpretación del patrón direccional de un inclinómetro seco, es lo que permite obtener información acerca de la posible ubicación de la fuente de deformación.

En los inclinómetros de la zona norte del Popocatepetl se ha observado que los vectores de inclinación se distribuyen, en su mayoría, entre los cuadrantes Noreste y Noroeste (FIG. 4.8). Individualmente, los inclinómetros presentan casi el mismo comportamiento, excepto el inclinómetro # 1, el cual distribuye sus vectores de inclinación en varias direcciones (FIG. 4.8). El comportamiento presentado por el inclinómetro # 1, es posible que se deba al movimiento de material magnético a través de alguna fisura existente entre este inclinómetro y el inclinómetro # 0 (FIG. 4.8). La explicación se apoya en la dirección mostrada por los vectores de estos inclinómetros y en la posición geográfica que guardan entre ellos, aunque existe la posibilidad de que estos se vean afectados por las condiciones climáticas. Sin embargo, el estricto control de cierre en las mediciones hace que los datos sean muy confiables. Por otra parte, los vectores que presentan los inclinómetros # 0 y # 2 apuntan, en su mayoría, en la dirección Noroeste con respecto al cráter del volcán (FIG. 4.8). El patrón asumido por los vectores de inclinación en estos inclinómetros permiten suponer que la fuente de presión que deforma la ladera norte del Popocatepetl se ubica bajo el cráter del volcán (FIG. 4.8).

IV.2. LINEA DE NIVELACION.

La línea de nivelación, que cubre aproximadamente 1500 metros de la ladera Norte del Popocatepetl, se extiende de NW a SE y se encuentra conformada por los segmentos enlistados a continuación :

BN. GORDITAS	-	BN. RICARDO
BN. RICARDO	-	BN. SALVADOR
BN. SALVADOR	-	BN. CENTRO
BN. CENTRO	-	BN. X-2

Los segmentos mencionados fueron medidos en seis ocasiones entre Abril de 1994 y Marzo de 1995. De las seis etapas, sólo la correspondiente al mes de Abril de 1994 quedo incompleta por problemas en el tiempo, en esa ocasión se midieron únicamente los segmentos BN. Gorditas - BN. Ricardo y BN. Centro - BN. X-2 . El resto de las etapas : Julio, Agosto, Noviembre, Enero y Marzo, fueron totalmente completadas.

La línea de nivelación, al igual que las estaciones de inclinometria, se ha mantenido en estrecha relación con la actividad mostrada por el volcán Popocatepetl, principalmente en los segmentos BN. SALVADOR - BN. CENTRO y BN. CENTRO - BN. X-2, que son los más cercanos al cráter del Popocatepetl (2.5 - 3 Kms aprox.). Todos los cambios presentados por los desniveles de los cuatro segmentos son inferiores a 5 mm entre fechas consecutivas (FIG. 4.9). En algunos casos se han presentado diferencias nulas entre una fecha y otra, como lo muestran los tramos de BN. GORDITAS - BN. RICARDO y BN. RICARDO - BN. SALVADOR, que son los más distantes del cráter (hasta 4 Km) (FIG. 4.9).

FALLA DE ORIGEN

TABLA DE DESNIVELES DE LOS SEGMENTOS DE LA LINEA DE NIVELACION

FECHAS	GDR - RIC	RIC - SAL	SAL - CEN	CEN - X-2
ABR 1994	30.847 0 mm	13.825 0 mm	36.536 0 mm	14.681 0 mm
JUL 1994	30.847 0 mm	13.826 +1 mm	36.537 +1 mm	14.682 +1 mm
AGS 1994	30.845 -2 mm	13.823 -3 mm	36.533 -4 mm	14.681 -1 mm
NOV 1994	30.845 0 mm	13.823 0 mm	36.532 -1 mm	14.678 -3 mm
ENE 1995	30.843 -2 mm	13.823 0 mm	36.537 +5 mm	14.681 +3 mm
MAR 1995	30.843 0 mm	13.823 0 mm	36.533 -4 mm	14.680 -1 mm

FIGURA 4.9. Desniveles temporales de la línea de nivelación.

Nota : Los desniveles están dados en metros, los valores que se encuentran al lado de cada desnivel corresponden a las diferencias milimétricas entre fechas consecutivas.

IV.2.1. SEGMENTOS 1 Y 2 : BN. GORDITAS - BN. RICARDO - BN. SALVADOR.

Estos segmentos son los que inician la línea de nivelación. Durante las etapas de evaluación estos segmentos no han presentado cambios significativos en sus desniveles. La máxima variación registrada en estos dos segmentos fue de 3 mm entre Julio y Agosto de 1994 en el segmento BN. RICARDO - BN. SALVADOR, período en el cual se presentó un descenso de la inflación en la ladera norte, misma que se pudo comprobar con los resultados de inclinación obtenidos en las estaciones de inclinometría. Aun cuando los cambios mostrados por estos segmentos son pequeños, debido a la distancia a la que se encuentran los bancos de la fuente de deformación (entre 3 y 4 Km del cráter), no han dejado de reflejar las variaciones del terreno producidos por cambios en la actividad del Popocatepetl. En la representación de las variaciones milimétricas de desnivel que presentan estos segmentos (FIG. 4.10 a y 4.10 b), se puede apreciar la tendencia descendente que mostraba la inflación del

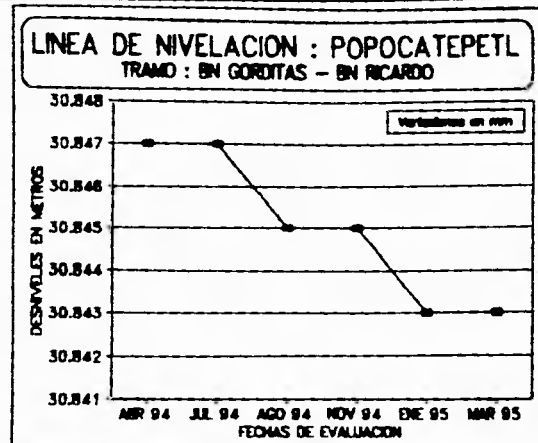
FALLA DE ORIGEN

terreno en esta zona desde Julio del 94. En este caso, la distancia que separa a los bancos de la fuente de deformación provoca que estos segmentos no se vean afectados por deformaciones pequeñas, por esta razón se pueden ver algunas fechas sin cambio alguno en estos segmentos.

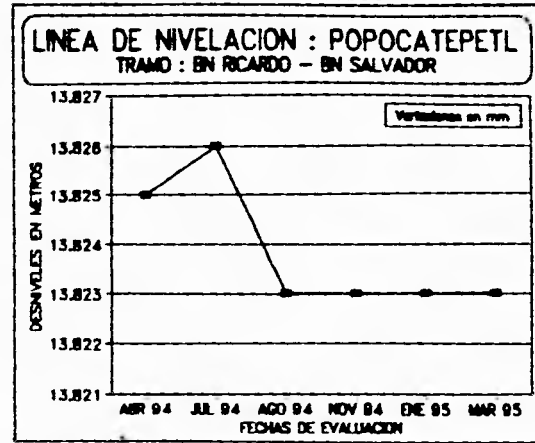
IV.2.2. SEGMENTOS 3 Y 4 : BN. SALVADOR - BN. CENTRO - BN. X - 2.

Estos segmentos, contrariamente a los dos anteriores, muestran más los ascensos y descensos de la actividad volcánica del Popocatepetl debido a la importante posición geográfica que guardan respecto al cráter (de 2.5 a 3 km). En las gráficas correspondientes a estos segmentos (FIG. 4.10 c y 4.10 d), se puede apreciar la tendencia descendente que mostraba la inflación en la ladera norte del volcán hasta Noviembre de 1994. La máxima inflación registrada por estos segmentos fue de 5 mm entre Noviembre de 1994 y Enero de 1995 en el tramo BN. SALVADOR - BN. CENTRO, que es justo el período en que se presentó la transición del estado fumarólico al de emisión de cenizas, el 21 de Diciembre de 1994. Esta inflación descendió 4 de los 5 mm entre Enero y Marzo de 1995. Como se puede observar, los incrementos inflacionarios más notables que se registraron en la línea de nivelación corresponden a la etapa de medición realizada en el mes de Enero de 1995, período al que le corresponden 5 mm en inflación. Las altas diferencias milimétricas registradas en los segmentos BN. SALVADOR - BN. CENTRO y BN. CENTRO - BN. X - 2, así como los elevados valores de inclinación observados en el inclinómetro # 2, permiten suponer que la fuente de deformación que produce los desplazamientos verticales de la zona norte se encuentra bajo el cráter del Popocatepetl.

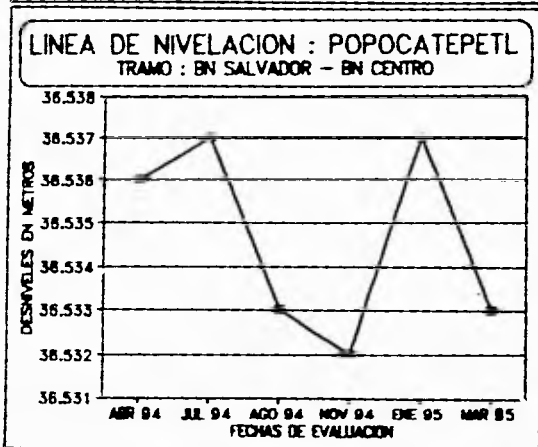
FALLA DE ORIGEN



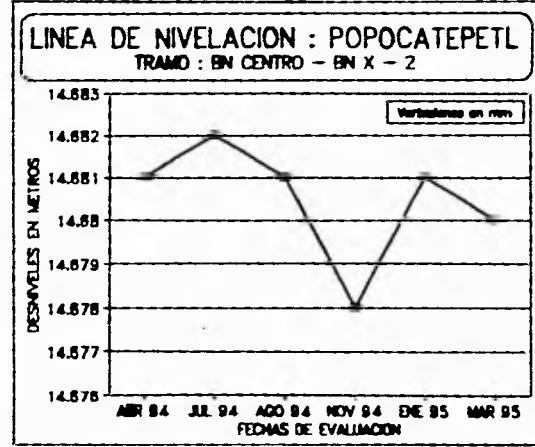
a



b



c



d

FIGURA 4.10. Comportamiento de los desniveles de los segmentos de la línea de nivelación.

La explicación que se puede dar a las variaciones presentadas por la línea de nivelación es que, posiblemente se deban a un movimiento de material que se presentó hasta Abril de 1994 y que en Diciembre del mismo año se ha vuelto a presentar en la zona ocupada por los inclinómetros y la línea de nivelación. Es muy posible que el movimiento de material fuera profundo, por lo que los segmentos que se encuentran más distantes del cráter no sufrieron grandes variaciones. Sin embargo, gracias a que los inclinómetros son mucho más sensibles que la línea de nivelación (Precisión de 1 mm en un Km para los inclinómetros vs. 4 mm en un Km de la línea de nivelación) se pudieron detectar los cambios en el terreno producidos por este nuevo movimiento de material magnético.

Finalmente, las fechas en que se ha medido la línea de nivelación son las mismas en las que se midieron los inclinómetros, con lo que se ha podido comprobar la veracidad de los cambios sufridos por el terreno.

FALLA DE ORIGEN

IV.3. MODELOS DE DEFORMACION.

Uno de los principales objetivos de efectuar las etapas de medición de desplazamiento vertical en el volcán Popocatepetl, fue el de someter los datos recolectados a un modelo de deformación apropiado, con el propósito de obtener información sobre la fuente de deformación que genera dichos desplazamientos.

En el presente trabajo se ha utilizado el modelo de Mogi a tres profundidades diferentes : 3000, 4000 y 5000 metros, medidos a partir de la base de los 4000 metros smn, altura a la que se encuentra establecida la línea de nivelación del Popocatepetl. Dichos valores han sido empleados en otros volcanes activos del mundo, como el Usa en Japón (Mogi, 1958) y el volcán de Fuego de Colima (Nolasco, et al 1994). Según los estudios realizados sobre deformación en el mundo, estas profundidades se consideran como el rango apropiado para la ubicación de fuentes de presión en estratovolcanes. Otra razón, para el empleo de estas profundidades, se encuentra sustentada en los resultados de los estudios sismológicos realizados en la ladera norte del Popocatepetl, los cuales establecen que la mayoría de los sismos registrados en el Popocatepetl durante el inicio de las emisiones de cenizas, en diciembre de 1994 se ubicaron en un rango de profundidad de 3000 a los 6000 metros de profundidad (Valdés, 1995), tomando como base los mismos 4000 msnm (FIG.4.11).

Las curvas de deformación generadas para el Popocatepetl por los modelos a estas profundidades se adaptan numérica y gráficamente a los datos de desplazamiento vertical obtenidos en la línea de nivelación. Se analizaron las gráficas representativas de las profundidades : 3000, 4000 y 5000 m, con el propósito de seleccionar el modelo que se adaptara adecuadamente al comportamiento del terreno en el Popocatepetl durante 1994 y 1995 (FIG.4.12).

FALLA DE ORIGEN

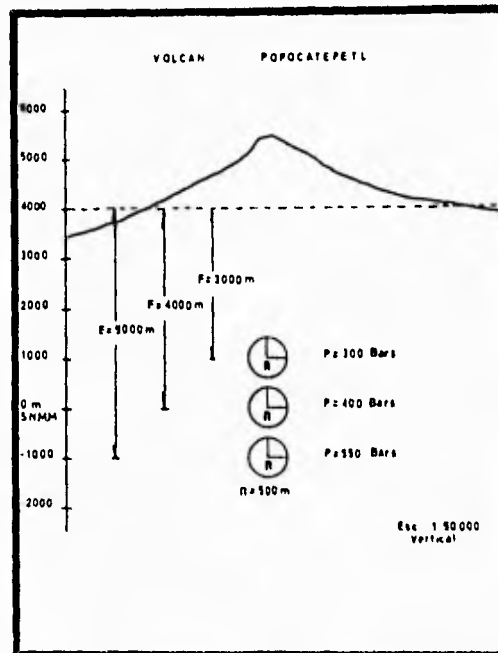
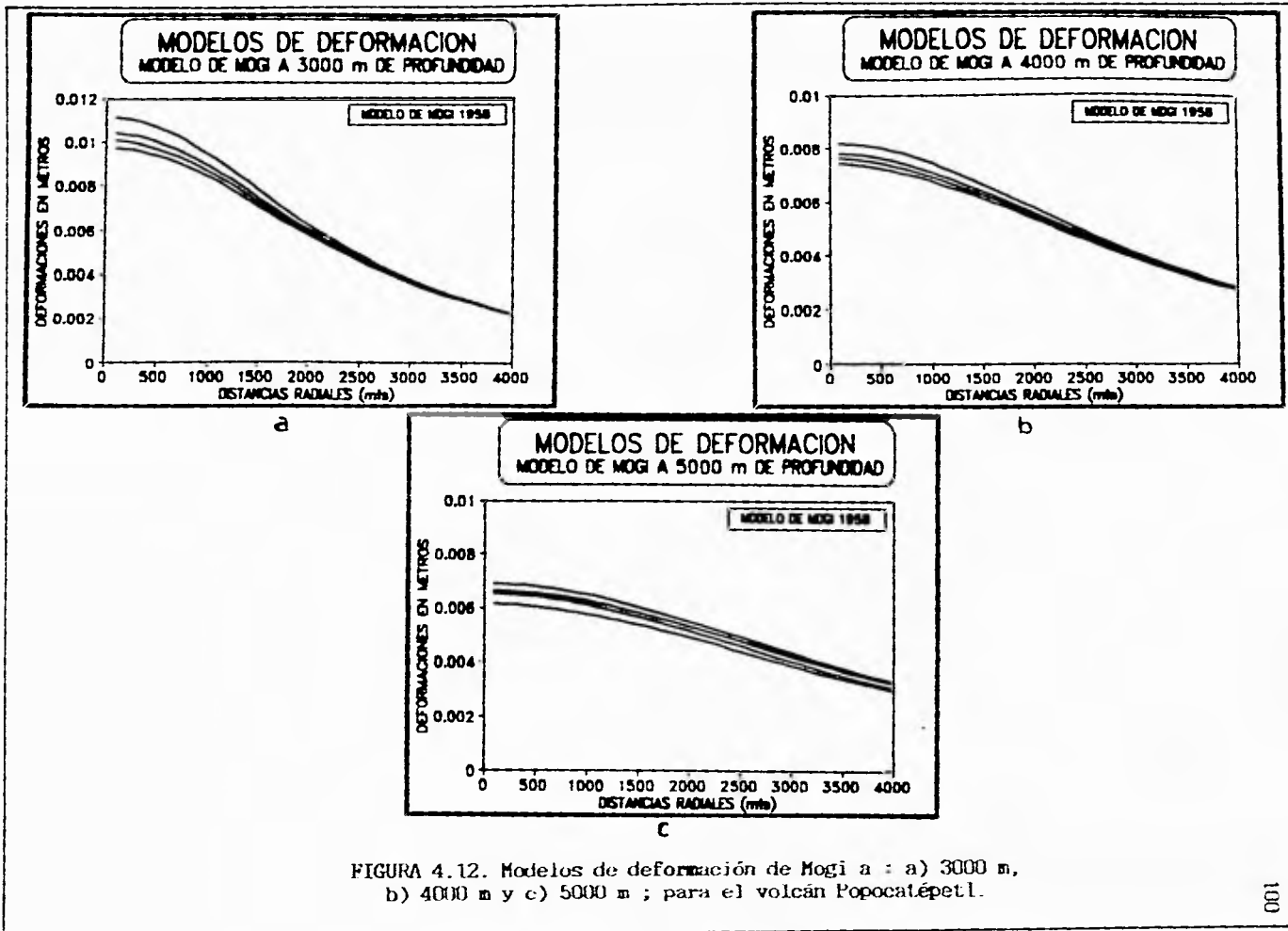


FIGURA 4.11. Modelos de Mogi (1958) empleados en el volcán Popocatepetl.

IV.3.1. DISCUSION DE LOS MODELOS GENERADOS.

En las curvas de deformación generadas por el modelo de Mogi a 5000 metros de profundidad, se observó que éstas se extienden sobre un área muy extensa. Esto es consecuencia de poseer un radio de curvatura grande, dando la apariencia de que los desplazamientos verticales son producidos por una fuente de deformación muy grande y lejana a la superficie, situación que no es cierta para el caso del Popocatepetl. Por lo anterior se ha descartado a este modelo como representativo de la deformación observada en las etapas de medición. En cuanto a los modelos de Mogi a 3000 y 4000 metros de profundidad, éstos podrían

FALLA DE ORIGEN



representar el comportamiento del terreno en el Popocatepetl, debido a que se ajustan más a los datos de desplazamiento vertical aportados por la línea de nivelación. Sin embargo, el modelo a 4000 metros se adapta aun más a los datos de campo que el modelo a 3000 metros, ya que este último presenta curvas de deformación que parecen ser generadas por una fuente de presión pequeña, pero muy cercana a la superficie. Finalmente, lo que propicio que se inclinara la elección hacia el modelo de Mogi a 4000 metros fue que éste ubicaba la fuente de presión en un rango de profundidad semejante al que los estudios sismológicos establecieron como el límite en el que se estaban presentando los sismos, en la zona norte del volcán. De esta manera se puede decir que la fuente de presión del Popocatepetl presenta las características siguientes :

RADIO (R) = 500 metros.

PROFUNDIDAD (F) = 4000 metros *

PRESION (P) = 400 - 850 BAR * *

* Tomando como base los 4000 metros sobre el nivel medio del mar.

* * 1 BAR es igual a $10^5 \text{ N} \cdot \text{m}^{-2}$, o bien a una atmósfera.

C A P I T U L O 5

C O N C L U S I O N E S

" ; Ya palabras no son : Son realidades :
La tierra se agita convulsa, y en la hondura de
sus entrañas mugiente se desata el trueno;
zigzaguean en el cielo los rayos igniscentes; el
polvo se levanta en raudos torbellinos; soplan
furibundostados los vientos en remolinos de
combate feroz y el cielo y el mar combaten en
lucha confundidos..."

El Prometeo de Esquilo.

V. CONCLUSIONES.

A lo largo de este trabajo se realizaron estudios topográficos tendientes a encontrar elementos que sirvieran para la interpretación y posible previsión de actividad volcánica. Las conclusiones a las que se han llegado son expuestas a continuación :

A) Durante los estudios de deformación realizados en la zona norte del volcán Popocatepetl entre Abril de 1994 y Marzo de 1995 se observaron en el terreno tres fases de comportamiento :

La primera fase comprende el periodo de Abril a Noviembre de 1994. En esta fase los inclinómetros secos y los bancos de nivel mostraban en sus vectores y desplazamientos una notable deflación. En el mes de Noviembre se registraron en los inclinómetros vectores de inclinación inferiores a 10 μ rad, mismos que pueden considerarse poco significativos por encontrarse dentro del rango de error del método y equipo empleados en estos estudios. Los bancos de nivel comenzaron a presentar poca variación a partir del mes de Agosto, esto debido a que son menos sensibles que los inclinómetros (sensibilidad : 1 mm en un Km para los inclinómetros vs. 4 mm en un Km para los bancos de nivel) y en consecuencia no se ven afectados por los pequeños cambios que detectan los inclinómetros.

La segunda fase está comprendida entre Noviembre de 1994 y Enero de 1995. En esta fase se observaron incrementos inflacionarios, principalmente en los inclinómetros 0 y 1, los cuales registraron vectores de inclinación superiores a 30 μ rad. De igual forma los bancos de nivel CENTRO y X-2 (los más cercanos al cráter) registraron desplazamientos verticales de 5 y 3 mm

respectivamente. Dentro de esta fase se presentó el inicio de las emisiones de cenizas (21 de Diciembre de 1994), por lo que se considera que los valores obtenidos en los inclinómetros y bancos mencionados se encuentran relacionados con este incremento de la actividad volcánica.

La tercera fase se encuentra comprendida entre Enero y Marzo de 1995. En esta fase se presentó una ligera deflación, tanto en los bancos de nivel como en los inclinómetros 0 y 1. Los bancos de nivel CENTRO, X-2 y el inclinómetro 2 presentaron un descenso más lento debido a su cercanía con el cráter. Los bancos de nivel GORDITAS, RICARDO y SALVADOR se mantuvieron sin grandes variaciones durante el período de evaluación que abarcan estos estudios por encontrarse más distantes del cráter que los bancos CENTRO y X-2. Durante esta misma fase se observó una disminución en la frecuencia de emisión de cenizas.

B) Se aplicó el modelo de Mogi (1958) en la modelación de la fuente de deformación del volcán Popocatepetl. Con el propósito de establecer una combinación de elementos (Radio, Presión y Profundidad) que se ajustara a los valores de desplazamiento vertical observados en este volcán se emplearon tres series de parámetros diferentes, expuestas a continuación :

Para el volcán Popocatepetl se emplearon modelos a 3000, 4000 y 5000 metros de profundidad, un radio constante de 500 metros y se adaptó la presión de la fuente en cada caso. Estos parámetros generaron curvas de deformación que al ser analizadas permitieron hacer la elección adecuada para la fuente de deformación del Popocatepetl. Al analizar las curvas de deformación se observó que las curvas del modelo a 3000 m de profundidad presentaban deformaciones que superaban a las observadas en campo. Por su parte, el modelo a 5000 m de profundidad presentaba deformaciones inferiores a las observadas en campo. De

esta manera, las curvas generadas por el modelo a 4000 m de profundidad fueron las que se ajustaron adecuadamente a los desplazamientos verticales observados en campo. Además del correcto ajuste con los datos, la elección del modelo a 4000 m de profundidad (Radio = 500 m y Presión = 400 Bars) concuerda con los estudios sismológicos realizados en la zona norte del Popocatepetl, dichos estudios establecen que los sismos registrados en la zona entre Diciembre de 1994 y Enero de 1995 (Valdés, et al 1995) se localizan a una profundidad de 4000 a 6000 metros, tomando como base los 4000 msnm. Como se puede ver dicha profundidad es muy semejante a la que establece el modelo de Mogi para ubicar la fuente de deformación del volcán Popocatepetl.

C) Se establecieron tres estaciones de inclinometría seca en la parte oriental del volcán Popocatepetl. Estas estaciones de inclinometría son confiables, ya que sus vértices fueron firmemente monumentados al terreno, además de haberse logrado una mejor configuración y vértices más óptimos para la nivelación de precisión. También se realizaron las primeras mediciones de cada inclinómetro, correspondientes al mes de Marzo de 1995.

D) Se han presentado los resultados obtenidos en las seis etapas de medición, llevadas a cabo en el volcán Popocatepetl durante el periodo de Abril de 1994 a Marzo de 1995. Así, también se han presentado los métodos topográficos de inclinometría seca y nivelación de precisión, los cuales se emplearon en estos estudios. De la aplicación de estos métodos en el volcán Popocatepetl se concluye que éstos permiten obtener precisiones del orden de 1 a 2 mm de desplazamiento vertical, para la línea de nivelación y de 15 grads, para las estaciones de inclinometría seca.

FALLA DE ORIGEN

E) Ha quedado de manifiesto que dentro del monitoreo volcánico, los estudios topográficos y geodesicos de deformación son herramientas útiles e indispensables para conocer el comportamiento de un volcán. En esto radica la importancia de la continuidad de los mismos y de que deben preservarse en combinación con los estudios de gases y muestras de manantiales. Con ello se conseguirán dos objetivos :

- 1) Obtener información actual del comportamiento volcánico.
- 2) Servir posteriormente como información histórica del volcán en estudios permanentes.

F) Se presentaron los modelos de Yokoyama (1971) y Mogi (1958), empleados para determinar la fuente de presión que produce los desplazamientos verticales en la ladera Norte del volcán Popocatepetl. Del tratamiento de los datos obtenidos en las etapas de medición con estos modelos se concluye que, el modelo de Mogi de (1958) es el más adecuado para conseguir este fin.

H) De las conclusiones expuestas resalta la importancia de los trabajos topográficos y geodesicos en la evaluación del monitoreo volcánico, por lo que éste es un campo en el que los Ingenieros Topógrafos y Geodestas pueden aportar sus conocimientos en la planeación y mejoramiento de técnicas que ayuden a obtener información fiel del comportamiento de los volcanes del país.

R E F E R E N C I A S

B I B L I O G R A F I C A S

REFERENCIAS CITADAS.

1 - CASANOVA BECERRA, J. M., 1987. POPOCATEPETL. GUIA TURISTICA, DEPORTIVA E HISTORICA. SECRETARIA GENERAL AUXILIAR. U N A M. P. 3.

2 - DIETERICH H. J. AND DECKER, R. W. , 1975. FINITE ELEMENT MODELING OF SURFACE DEFORMATION ASSOCIATED WITH VOLCANISM. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH. VOL 80. N º 29. P. 4094 - 4102.

3 - DOUKAS, M. P. Y EWERT, J. W., 1993. INSTALACION DE MARCAS Y REFLECTORES PERMANENTES PARA REDES GEODESICAS DE DEFORMACION. VIGILANDO VOLCANES : TECNICAS Y ESTRATEGIAS EMPLEADAS POR EL PERSONAL DEL OBSERVATORIO VULCANOLOGICO DE CASCADES 1980 - 1990. BOLETIN 1986 DEL SERVICIO GEOLOGICO DE LOS ESTADOS UNIDOS. DEPARTAMENTO DEL INTERIOR. P. 125 - 134.

4 - EATON, J. P., 1959. A PORTABLE WATER - TUBE TILTMETER. BULLETIN OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA. VOL 49. N º 4. P. 301 - 316 .

5 - EWERT, J. W., 1993. UN METODO DE NIVELACION TRIGONOMETRICA DE MONTAJE UNICO PARA VIGILAR CAMBIOS EN LA INCLINACION DEL SUELO. VIGILANDO VOLCANES : TECNICAS Y ESTRATEGIAS EMPLEADAS POR EL PERSONAL DEL OBSERVATORIO VULCANOLOGICO DE CASCADES 1980 - 90. BOLETIN 1986 DEL SERVICIO GEOLOGICO DE LOS ESTADOS UNIDOS. DEPARTAMENTO DEL INTERIOR. P. 163 - 170.

6 - LEICA, 1993. INSTRUMENTOS GEODESICOS. NIVEL GEODESICO WILD N - 3. LEICA HEERBRUGG AG, CH - 9435, HEERBRUGG, SUIZA. P. 33 - 34.

7 - MARTIN DEL POZZO, A. L., PANOHAYA, J. AND PEREZ, G., 1992. DEFORMATION STUDIES ON POPOCATEPETL AND COLIMA VOLCANOES, MEXICO. VOLCANO DEFORMATION WORKSHOP. LAUGAR, ICELAND.

8 - MARTIN DEL POZZO, A. L., CORDOVA, C. AND LOPEZ J., 1995. VOLCANIC IMPACT ON THE SOUTHERN BASIN OF MEXICO DURING THE HOLOCENE. QUATERNARY RESEARCH. IN PRESS.

9 - MOGI, K., 1958. RELATIONS BETWEEN THE ERUPTIONS OF VARIOUS VOLCANOES AND THE DEFORMATIONS OF THE GROUND SURFACES AROUND THEM. BULLETIN OF THE EARTHQUAKE RESEARCH INSTITUTE. VOL 36 . P. 99 - 134.

10 - NEWHALL, C. G., 1982. PREDICTION OF VOLCANIC ERUPTIONS AT MOUNT ST HELENS AND LONG VALLEY, CALIFORNIA. PROCEEDINGS OF THE FIRST SEMINAR WORKSHOP ON PHILIPPINE VOLCANOES AND VOLCANIC TERRANES, QUEZON CITY, THE PHILIPPINES. P. 23 - 53.

11 - NOLASCO CHAVEZ, H., ESPINDOLA C., V., DE LA CRUZ REINA, S. 1994. NIVELACION EN EL VOLCAN DE FUEGO DE COLIMA, PRIMERAS EVALUACIONES. REVISTA DE INGENIERIA. VOL. LXIV. 43 - 60.

12 - ROBIN, C. AND BOUDAL, C., 1987. A GIGANT BEZYMIANNY - TYPE EVENT AT THE BEGINNING OF MODERN POPOCATEPETL VOLCANO. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. N o 31. P. 115 - 130.

13 - VALDES, C., GONZALEZ, G., ARCINIEGA, A., GUZMAN, M., NAVA, E., GUTIERRES, C. Y SANTOYO, M., 1995. SISMICIDAD DEL VOLCAN POPOCATEPETL A PARTIR DEL 21 DE DICIEMBRE DE 1994 AL 30 DE MARZO DE 1995. ESTUDIOS DEL VOLCAN POPOCATEPETL. CENAPRED. EN PRENSA.

14 - VAN DER LAAT, R., 1986. METODOLOGIAS GEODESICAS PARA LA PREDICCION Y VIGILANCIA DE ACTIVIDAD VOLCANICA : SU APLICACION EN COSTA RICA. MEMORIAS REVISTA CIF. SIMPOSIO SOBRE NEOTECTONICA Y RIESGO VOLCANICO, BOGOTA COLOMBIA. P. 90 - 102.

15 - YAMASHITA, K. M., 1993. NIVELACION DE MONTAJE UNICO PARA VIGILAR EL DESPLAZAMIENTO VERTICAL EN LOS VOLCANES DE LOS CASCADES. VIGILANDO VOLCANES : TECNICAS Y ESTRATEGIAS EMPLEADAS POR EL PERSONAL DEL OBSERVATORIO VULCANOLOGICO DE CASCADES, 1980 - 90. BOLETIN 1986 DEL SERVICIO GEOLOGICO DE LOS ESTADOS UNIDOS. DEPARTAMENTO DEL INTERIOR. P. 155 - 161.

16 - YAMASHITA, K. M. AND KAISER, W. P., 1993. EL USO DE PROCEDIMIENTOS DE NIVELACION GEODESICA DE PRIMER ORDEN, CLASE II PARA VIGILAR DESPLAZAMIENTO VERTICAL. VIGILANDO VOLCANES : TECNICAS Y ESTRATEGIAS EMPLEADAS POR EL PERSONAL DEL OBSERVATORIO VULCANOLOGICO DE CASCADES, 1980 - 90. BOLETIN 1986 DEL SERVICIO GEOLOGICO DE LOS ESTADOS UNIDOS. DEPARTAMENTO DEL INTERIOR. P. 147 - 154.

17 - YOKOYAMA, I., 1971. CRUSTAL DEFORMATIONS ASSOCIATED WITH VOLCANIC ACTIVITIES. JOURNAL OF PHYSICS OF THE EARTH. VOL 19. N o 30. P. 37 - 44.

REFERENCIAS COMPLEMENTARIAS .

- 1 - ANDERSON, J. Y MIKHAIL, E., 1988. INTRODUCCION A LA TOPOGRAFIA. MEDICION DE LA DISTANCIA VERTICAL : NIVELACION. EDITORIAL MCGRAW HILL. TRADUCCION DE SANTIAGO MARTINEZ HERNANDEZ. P. 128 - 189.
- 2 - BALLESTEROS TENA, N., 1984. NIVELACION DIFERENCIAL. NIVELACION DE PRECISION. TOPOGRAFIA. EDITORIAL LIMUSA. P. 277 - 290.
- 3 - BANKS, N. G., 1984. MEASURING AND INTERPRETING DEFORMATION OF VOLCANOES. UNESCO, TRAINING COURSE. LEGASPI CITY, MANILA PHILIPPINES. P. 2-3.
- 4 - BANKS, N. G., CARVAJAL, C., MORA, H. AND TRYGGVASON, E., 1990. DEFORMATION MONITORING AT NEVADO DEL RUIZ, COLOMBIA OCTOBER 1985 - MARCH 1988. JOURNAL VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. VOL 41. P. 289 - 295.
- 5 - BLINK, G., OTWAY, P. AND SCOTT, B. J., 1986. DEFORMATION MONITORING OF MT. EREBUS, ANTARTICA. 1980 - 1985. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. P. 555 - 559.
- 6 - BONASIA, V. AND PINGUE, F., 1981. GROUND DEFORMATIONS ON MT. VESUVIUS FROM 1977 TO 1981. OSSERVATORIO VESUVIANO, EROCIANO, NAPOLI, ITALY. BULLETIN VOLCANOLOGY. VOL. 44 . P. 513 - 520.
- 7 - BOSSLER, J. AND KELM, R., 1973. OPTIMAL DESIGN GEODETIC NETS. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH. VOL 78. N ° 26. P. 5887 - 5897.
- 8 - BOUDAL, C. AND ROBIN, C. , 1987. VOLCAN POPOCATEPETL : RECENTE ERUPTIVE HISTORY AND POTENTIAL HAZARDS AND RISKS IN FUTURE ERUPTIONS. IAVCEI PROCEEDINGS IN VOLCANOLOGY 1. P. 110 - 128.
- 9 - CORTINI, L., CILENTO, A., RULLO, F., 1991. VERTICAL MOVEMENTS IN THE CAMPI FLEGREI CALDERA, AS A CHAOTIC DYNAMIC PHENOMENON. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. VOL. 48. P. 103 - 113.

10 - DE NATALE, G. AND FOLCO, P., 1993. GROUND DEFORMATIONS IN COLLAPSED CALDERA STRUCTURES. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. N. 9 57. P. 19 - 36.

11 - DVORAK, J. J. AND OKAMURA, A. T., 1985. VARIATIONS IN TILT RATE AND HARMONIC TREMOR AMPLITUDE DURING THE JANUARY - AUGUST 1983 EAST FIFT ERUPTIONS OF KILAUEA VOLCANO, HAWAII. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. P. 249 - 271.

12 - DZURISIN, D., EWERT, J. W., 1993. INCLINOMETRO SECC PARA LA VIGILANCIA VOLCANICA : LECCIONES DEL MONTE ST. HELENS. VIGILANCIA VOLCANES : TECNICAS Y ESTRATEGIAS EMPLEADAS POR EL PERSONAL DEL OBSERVATORIO VULCANOLOGICO DE CASCADES, 1980 - 1990. BOLETIN 1996 DEL SERVICIO GEOLOGICO DE LOS ESTADOS UNIDOS. DEPARTAMENTO DEL INTERIOR. P. 75 - 99.

13 - FEDOTOV, S. A., GORELCHIK, V. AND ZHARINOV, N., 1992. DEFORMATION, EARTHQUAKES AND MECHANISM OF ACTIVITY OF KLYUCHEVSKOY VOLCANO. PROCEEDINGS IN VOLCANOLOGY IAVCEI. VOL 3. P. 20 - 40.

14 - FERNANDEZ, BARQUERO, BARBOSA, VAN DER LAAT Y MARINO, 1993. ESTADO DE LOS VOLCANES DE COSTA RICA DURANTE 1991. FACULTAD DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y EL MAR. OBSERVATORIO VULCANOLOGICO Y SISMOLOGICO DE COSTA RICA. UNIVERSIDAD NACIONAL. BOLETIN 22. P. 5 - 30.

15 - FERRI, M., GRIMALDI, M. AND LUONGO, G., 1988. VERTICAL GROUND DEFORMATION ON VULCANO, AEOLIAN ISLANDS, SOUTHER ITALY : OBSERVATIONS AND INTERPRETATIONS 1976 - 1986. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. VOL. 35. P. 141 - 150.

16 - FERRUCCI, F., KASA, R., GAUDIOSI, G. AZZORO, R. AND IMFOSA, E., 1993. MT. ETNA : A MODEL FOR THE 1989 ERUPTION. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. VOL 56. P. 35 - 56.

17 - GONZALEZ, G., MARTIN DEL POZCO, A. E., FANCHAZA, J. Y LE GANTE, J. A., 1993. ESTUDIO DE SISMICIDAD Y DEFORMACION DEL VOLCAN DE COLIMA DEBANTE LA CRISIS DE ABRIL DE 1991. GEOFISICA INTERNACIONAL. VOL 32. N. 1. P. 271 - 282.

FALLA DE ORIGEN

18 - GREEN, H. G., TIFFIN, D. I. AND Mc KEE, C. O., 1986. STRUCTURAL DEFORMATION AND SEDIMENTATION IN AN ACTIVE CALDERA RABAU, PAPAUA NEW GUINEA. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. VOL 30. P. 327 - 356.

19 - GUDMUNDSSON, OSKARSSON, GRONVOLD, SAEMUDSSON, SIGURDSSON, ESTEFANSSON GISLASON, EINARSSON, BRANDSDOTTIR, LARSEN, JOHANNESON AND THORDARSON, 1992. THE 1991 ERUPTION OF HEKLA VOLCANO, ICELAND. BULLETIN OF VOLCANOLOGY. N º 54. P. 238- 246.

20 - HIGASHIDA MIYABARA, S., 1972. TOPOGRAFIA GENERAL. ALTIMETRIA. EDITADO EN AV. REPUBLICAS 69 COL. PORTALES MEXICO, D.F.. P. 131 - 194.

21 - HORDY, R. L., 1971. INFLUENCE OF GRAVITY VARIATIONS ON AUTOMATIC LEVELING INSTRUMENTS. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH. VOL 76. N º 17. P. 3922 - 3931.

22 - INOUCHI, N., YOSHIMURA, A. AND IMAKIIRE, T., 1987. GROUND TILT OBSERVATION BY MEANS OF A LONG WATER-TUBE TILTMETER IN OMAEZAKI, SHIZUOKA PREFECTURE, JAPAN. BULLETIN OF THE GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE. VOL XXXII. MINISTRY OF CONSTRUCTION JAPAN. P. 41 - 50.

23 - INSTITUTO DE ASTRONOMIA , 1994. ANUARIO DEL OBSERVATORIO ASTRONOMICO NACIONAL. POSICIONES GEOGRAFICAS. U N A M . EDICION CXIV. P. 221.

24 - KAMO I. AND ISHIHARA K., 1937. A PRELIMINARY EXPERIMENT ON AUTOMATED JUDGEMENT OF THE STATES OF ERUPTIVE ACTIVITY USING TILTMETER RECORDS AT SAKURAJIMA VOLCANO, JAPAN. VOLCANIC HAZARDS IAVCEI PROCEEDINGS IN VOLCANOLOGY. P. 584 - 598

25 - LENAT, J. F., 1986. PATTERNS OF VOLCANIC ACTIVITY OF PITON DE LA FOURNAISE. A SYNTHESIS BASED ON MONITORING DATE BETWEEN 1980 - 85 AND ON HISTORIC RECORD SINCE 1930. VOLCANIC HAZARDS IAVCEI PROCEEDINGS IN VOLCANOLOGY 1. P. 312 - 337.

26 - Mc KEE, C. O. AND DOWENSTEIN, P. L., 1985. SEISMIC AND GROUND DEFORMATION CRISES AT RABAU CALDEFA : PRELUDE TO AN ERUPTION P. VOLCANOLOGICAL OBSERVATORY, RABAU, PAPAUA NEW GUINEA. P. 399 - 411.

27 - MOGGIUSI, F. J. AND GARRELLI, M. H., 1993. DIGITAL TOPOGRAPHY OF VOLCANOES FROM RADAR INTERFEROMETRY : AN EXAMPLE FROM MT. VESUVIUS, ITALY. BULLETIN OF VOLCANOLOGY. PLANETARY, GEOSCIENCES, DEPARTMENT OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS. SOEST, UNIVERSITY OF HAWAII, HONOLULU. P. 50 - 115.

28 - OIKAWA, J., IDA, Y., YAMAOKA, K., WATANABE, H., FUKUYAMA, E. AND SATO, K., 1991. GROUND DEFORMATION ASSOCIATED WITH VOLCANIC TREMORS AT IZU-OSHIMA VOLCANO. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS. VOL. 18. N ° 3. P. 443 - 446.

29 - PUNONGHAYAN, G. AND AMBUBUYOG, R., 1991. LESSONS FROM A MAJOR ERUPTION MT. PINATUBO, PHILIPPINES. EOS TRANSACTIONS. AMERICAN GEOPHYSICAL UNION. VOL 72 . P. 545 - 552 Y 554.

30 - SIGNORET, P. AND BORELLI, N., 1992. DEFORMATION MONITORING OF A HYDROELECTRIC RESERVOIRS SURROUNDINGS IN ITALY. LEICA HEERBRUGG AG, SWITZERLAND. ENTE NAZIONALE ENERGIA ELETTRICA. DIREZIONE PRODUZIONE E TRASMISSIONE TORINO, ITALY. P. 1 - 5.

31 - SANDERSON, T. J., BERRINO, G., CORRADO G. AND GRIMALDI, M., 1983. GROUND DEFORMATION AND GRAVITY CHANGES ACCOMPANYING THE MARCH 1981 ERUPTION OF MOUNT ETNA. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. P. 299 - 315.

32 - SAVAGE, J. C., AND PRESCOTT, W. H., 1973. PRECISION OF GEODOLITE DISTANCE MEASUREMENTS FOR DETERMINING FAULT MOVEMENTS. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH. VOL. 78. N ° 26. P. 6001 - 6008.

33 - SEVILLA, M. J. AND ROMERO, P., 1991. GROUND DEFORMATION CONTROL BY STATISTICAL ANALYSIS OF A GEODETIC NETWORK IN THE CALDERA OF TRIDE. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. N ° 47. P. 65 - 74.

34 - TAMAYO, J. L., 1949. GEOGRAFIA GENERAL DE MEXICO. GEOGRAFIA FISICA. VULCANOLOGIA. TOMO I. P. 159 - 259.

35 - TILLING, R. I., BANKS, N. G., HARLOW, D. H. AND EWERT, J. W., 1984. VOLCANO MONITORING AND SHORT-TERM FORECASTS. U.S.A. GEOLOGICAL SURVEY. PUBLICATION OF THE DEPARTMENT OF THE INTERIOR. P. 51 - 80.

36 - TILLING, R. I., 1984. MONITORING ACTIVE VOLCANOES. DEPARTMENT OF THE INTERIOR. GEOLOGICAL SURVEY, U S A . P. 1023 - 1087.

37 - TRYGGVASON, E., 1988. MEASUREMENT OF SURFACE DEFORMATION IN ICELAND BY PRECISION LEVELING. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH. VOL. 73. N º 23. P. 7039 - 7050.

38 - TRYGGVASON, E., 1986. MULTIPLE MAGMA RESERVOIRS IN A RIFT ZONE VOLCANO : GROUND DEFORMATION AND MAGMA TRANSPORT DURING THE SEPTEMBER 1984 ERUPTION OF KRAFLA, ICELAND. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. Nº 28 . P. 1 - 44 .

39 - TRYGGVASON, E., 1988. MEASUREMENTS OF GROUND DEFORMATIONS ON ACTIVE VOLCANOES. CURSO DE VULCANOLOGIA BASICA. CEPREDENAC, OBSERVATORIO VULCANOLOGICO Y SISMOLOGICO DE COSTA RICA, UNIVERSIDAD NACIONAL . P. 1 - 31.

40 - TRYGGVASON, E., 1989. GROUND DEFORMATION IN ASKJA, ICELAND : ITS SOURCE AND POSSIBLE RELATION TO FLOW OF THE MANTLE PLUMA. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. VOL 39. P. 61 - 71.

41 - URRUTIA FUCUGAUCHI, J. Y MARTIN DEL POZZO, A. L., 1990. LAS ERUPCIONES VOLCANICAS Y EL VOLCAN POPOCATEPETL. LABORATORIO DE PALEOMAGNETISMO Y SECCION DE VULCANOLOGIA. INSTITUTO DE GEOFISICA. U N A M . P. 1 - 20.

42 - VAN DER LAAT, R., 1982. EL INCLINOMETRO SECO UN VIGILANTE DE LA DEFORMACION LIGADA AL VULCANISMO ACTIVO EN HAWAII. TRADUCCION DEL ORIGINAL DE YAMASHITA M. K. DEL OBSERVATORIO VULCANOLOGICO DE HAWAII, SERVICIO GEOLOGICO DE E. U. . UNACORI. BOLETIN DE VULCANOLOGIA. N º 12 . P. 11 - 17.

43 - VAN DER LAAT, R., 1991. APUNTES SOBRE DEFORMACION VOLCANICA. TERCER CURSO REGIONAL SOBRE METODOLOGIAS EMPLEADAS EN VIGILANCIA DE ACTIVIDAD VOLCANICA. OBSERVATORIO VULCANOLOGICO Y SISMOLOGICO DE COSTA RICA. UNIVERSIDAD NACIONAL . P. 1 - 24.

44 - VAN DER LAAT, R., 1991. PRIMER CURSO REGIONAL SOBRE METODOLOGIAS EMPLEADAS EN LA VIGILANCIA DE ACTIVIDAD VOLCANICA. OBSERVATORIO VULCANOLOGICO Y SISMOLOGICO DE COSTA RICA. P. 1 - 3.

45 - VAN DER LAAT, MARINO Y OBALDIA. 1993. DESPLAZAMIENTOS HORIZONTALES EN LA CIMA DEL VOLCAN IRAZU EN COSTA RICA, ENTRE MARZO 1991 Y ABRIL 1992. 50 AÑOS DEL VOLCAN PARICUTIN. REUNION INTERNACIONAL, URUAPAN MICHOACAN. MEXICO.

46 - YOKOYAMA, I., 1974. A MODEL FOR THE CRUSTAL DEFORMATION AROUND VOLCANOES. JOURNAL PHISYCS EARTH. VOL. 19, # 3. P. 199 - 207.

47 - YOKOYAMA, I., 1986. CRUSTAL DEFORMATIONS CAUSED BY THE 1914 ERUPTION OF SAKURAJIMA VOLCANO, JAPAN AND ITS SECULAR CHANGES. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCHS. VOL 30 . P. 283 - 302.

48 - YOSHIKI IDA, J.O., YAMAOKA, K., WATANABE, H., SATO, K., FUKUYAMA, E., 1991. GROUND DEFORMATION ASSOCIATED WITH VOLCANIC TREMOR AT IZU - OSHIMA VOLCANO. GEOPHYSICAL RESEARCH LETTER. VOL 18, N o 3. P. 443 - 446.

49 - YOSHIMURA, Y., 1987. ON THE DETECTION OF CRUSTAL MOVEMENT BY VLBI MEASUREMENTS. BULLETIN OF THE GEOGRAPHICAL SURVEY INSTITUTE. VOL. XXXII. MINISTRY OF CONSTRUCTION JAPAN. P. 30 - 40.

50 - ZLOTNICKI, J. C., BACHELERY, P. AND BLUM, P. A., 1990. ERUPTIVE MECHANISM ON PITON DE LA FOURNAISE VOLCANO ASSOCIATED WITH THE DECEMBER 4, 1983 AND JANUARY 18, 1984 ERUPTIONS FROM GROUND DEFORMATION MONITORING AND PHOTOGRAMMETRIC SURVEYS. JOURNAL OF VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL RESEARCH. N o 40. P. 197 - 217.

A P E N D I C E A

* A J U S T E S .

* T E R M I N O S .

APENDICE A.

A - 1. CHEQUEO DEL NIVEL GEODESICO N - 3.

El nivel N - 3 es un instrumento delicado y muy sensible, por lo que debe ser revisado y ajustado, en caso de ser necesario; esto debe hacerse antes de iniciar un trabajo de nivelación, o en caso de haber sufrido algún golpe o bien, después de haber sido transportado.

Para realizar la verificación y ajuste del directriz de nivel, también conocida como : horizontalidad de línea de puntería; se mide una distancia de 60 metros sobre una superficie mas o menos plana y se divide en tres partes iguales, con esta operación se tendrán cuatro vértices que denominaremos 1, 2, 3 y 4 (FIG. A-1).

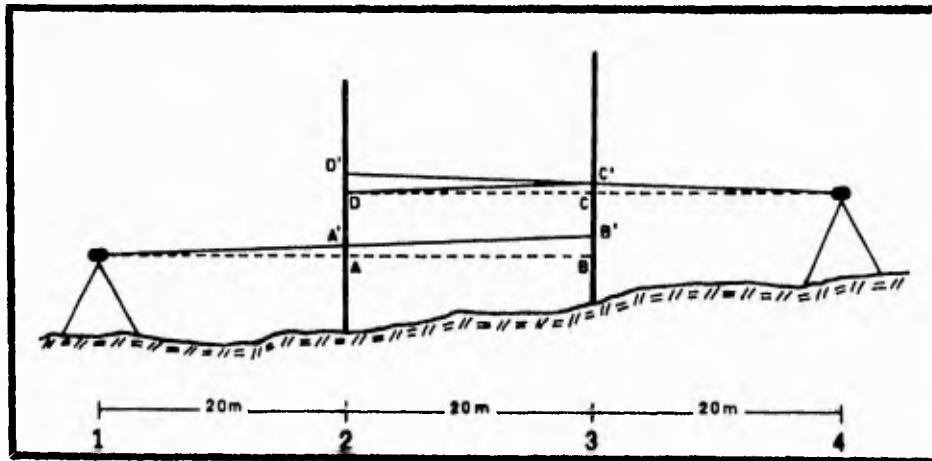


FIGURA A - 1. Ajuste del Nivel Geodesico Wild N-3.

Se coloca una mira en los vértices 2 y 3, estado el instrumento en el vértice 1 se hacen lecturas de hilo medio en ambas miras, después, se pasa el

instrumento al vértice 4 y se repite la misma operación.

Es necesario centrar cuidadosamente el nivel tórico al obtener las lecturas A' de la mira en 2 y B' de la mira en 3, así como las lecturas C' de la mira en 3 y D' de la mira en 2 desde el vértice 4.

Si el instrumento no está desajustado, entonces deberá cumplirse la siguiente condición, la cual se deduce de la figura (A-1) :

$$D - A = C - B$$

Si no se cumple con la condición, entonces se formará un ángulo entre la línea de puntería y el plano horizontal.

Si trazamos una recta paralela a la línea A' - B' que pase por C', ésta cortará a la mira 2 en D, cota que indica una puntería horizontal desde el vértice 4, analizando la figura se puede obtener la siguiente relación :

$$D - A' = C' - B'$$

De donde despejando D se tiene :

$$D = A' + C' - B'$$

Si D' difiere de D en más de 1 mm a 30 m de distancia, se deberá de repetir las mediciones para verificar. En caso de subsistir esta diferencia se procede a ajustar la línea de puntería como sigue :

1 - Se afloja el tornillo de sujeción de la cubierta protectora del objetivo, más o menos media vuelta.

2 - Se inscribe en el micrómetro la parte decimal de la lectura D (milímetros

y fracciones de milímetro).

3 - Se mantiene nivelada la burbuja del nivel tubular mientras se gira la cubierta protectora del objetivo hasta obtener la otra parte de la lectura de D (metros, decímetros y centímetros).

4 - Se aprieta el tornillo de sujeción.

5 - Se comprueba nuevamente hasta que se cumpla con la condición establecida para D.

A - 2. COMPROBACION Y AJUSTE DEL NIVEL ESFERICO.

Para realizar esta operación se coloca el instrumento y se nivela con los tornillos nivelantes, se coloca el anteojo en dirección a dos tornillos nivelantes.

Se gira el anteojo 180 °, si la burbuja permanece centrada , entonces el instrumento no requiere ningún ajuste, en caso contrario se procede a ajustarlo de la siguiente manera :

1 - Se desliza la mitad del desplazamiento con los tornillos de corrección y la otra mitad con los tornillos de nivelación.

2 - Se comprueba y ajusta tantas veces como sea necesario.

A - 3. COMPROBACION Y AJUSTE DE LA NIVELETA DE LA MIRA.

Con la ayuda de una plomada se coloca en forma vertical y se mantiene firme, se examina la burbuja de la niveleta, si se mantiene centrada estará correcta, en caso contrario se ajusta del siguiente modo :

1 - Con los tornillos de sujeción se lleva la burbuja al centro.

3. Se ajusta tantas veces como sea necesario.

Las operaciones antes mencionadas deberán realizarse antes de cada trabajo o cuando se crea necesario.

A - 4. CORRECCION POR CURVATURA Y REFRACCION.

Esta corrección se aplica al desnivel cuando las visuales hacia atrás (positiva) y hacia adelante (negativa) difieran en longitud. Esta corrección se debe hacer al desnivel calculo debido a que las visuales pasan por diferentes capas atmosféricas, además de verse afectadas por la curvatura terrestre. Esta corrección se puede evitar, simplemente hay que procurar en el trabajo de campo que el instrumento se encuentre colocado a una distancia equidistante de las miras en cada una de las estaciones.

La corrección por curvatura y refracción se obtiene de la siguiente ecuación :

$$C_c = 67.6 D^2$$

Donde :

C_c : Corrección por curvatura y refracción en mm

D : Distancia del instrumento a la mira en Km

A - 5. CORRECCION POR LONGITUD DE LA MIRA.

Esta corrección se debe aplicar cuando la mira empleada en la nivelación no tenga realmente la longitud indicada en sus graduaciones. Para llevarla a efecto se debe realizar la estandarización de las miras con el fin de conocer su longitud real. Dicha estandarización se realiza a cierta temperatura.

FALLA DE ORIGEN

efectuando varias comprobaciones; esta actividad la deben realizar técnicos especializados y con equipo adecuado. Una vez obtenida la estandarización se tendrá la corrección por metro nominal, la cual al multiplicarla por el desnivel proporcionara la corrección final.

La corrección se calcula a partir de la expresión siguiente :

$$C_L = D (e).$$

Donde :

C_L : Corrección por longitud de la mira.

D : Desnivel.

e : Exceso, diferencia de la longitud real de la mira respecto a la longitud nominal; el signo será positivo cuando exceda la longitud de la original y negativo en caso contrario. Esta dado en mm .

A - 6. CORRECCION POR TEMPERATURA.

Esta corrección se aplica al desnivel obtenido cuando se realiza la nivelación a una temperatura diferente a la que fueron calibradas las miras. Para realizar esta corrección se debe anotar la temperatura al inicio, durante el desarrollo y al final de la nivelación, con un termómetro que este en contacto con la faja de metal invar de la mira. Para calcular esta corrección se necesita conocer los valores de temperatura a los que se estandarizaron las miras, así como el coeficiente de expansión del material invar.

La corrección se calcula por medio de la ecuación siguiente :

$$C_t = (T_m - T_s)(D)(C_e)$$

Donde :

Ct : Corrección por temperatura.

Tm : Temperatura promedio en la nivelación.

Ts : Temperatura estándar de la mira.

D : Desnivel.

Ce : Coeficiente de expansión.

A - 7. GLOSARIO.

BRECHAS. Son rocas compuestas por fragmentos angulados.

CALDERA. Es un cuerpo depresivo extenso de forma aproximadamente circular, su diámetro esta comprendido entre los dos kilómetros, la depresión puede ser producida por colapso o por explosión de la cima de un volcán.

CENIZAS. Es material piroclástico no consolidado consistente en fragmentos de menos de 4 mm de diámetro.

CONO VOLCANICO. Es el resultado de la acumulación del material expulsado alrededor del orificio de salida y la forma es determinada por las proporciones de lava y elementos piroclásticos en el material de su composición.

CORTEZA. Es la parte de la capa terrestre que se encuentra sobre la discontinuidad de Mohorovicic.

CRATER. Es una depresión de escarpadas paredes ubicada en la parte superior, o en la ladera de un cono volcánico, es por donde es expulsado el material volcánico.

DIQUE. Es un cuerpo de roca ígnea en forma tubular que atraviesa las estructuras de roca adyacentes.

ESCURIA. Es un tipo de basalto de expulsión volcánica.

ESTRATOVOLCAN. Son los cuerpos que se forman por erupciones alternantes de lavas y materiales piroclásticos. Sus formas cónicas y gran elevación son debidas a la alta viscosidad del magma y la tasa de emisión o de salida. El tipo de actividad de estos volcanes frecuentemente incluye cenizas o material de caída, flujos piroclásticos, en lo que constituyen fenómenos marcadamente explosivos y destructores.

EXTENSOMETRO. Instrumento para medición de distancias cortas (generalmente < 50 metros) con elevadísima precisión. El tipo convencional es fundamentalmente una regla invar graduada, donde se mide expansión - contracción del terreno en un micrómetro mecánico o electrónico.

FALLA. Es una fractura o zona fracturada a lo largo de la cual se han estado desplazando los lados, uno en relación con el otro.

FUMAROLA. Es un orificio por el cual se emiten humo o vapor.

HITO. Monumentos o mojones construidos como puntos de referencia para la determinación de su posición relativa (horizontal o vertical), dentro de un sistema de coordenadas; se acostumbra a llamar Bench Mark (BM) a los hitos de altitud conocida.

INCLINOMETRIA. Técnica utilizada en estudios de deformación, que combina distancias horizontales y verticales para la obtención de valores angulares de

basculamiento o inclinación de la área de medición. En la práctica consiste en polígonos o figuras simplificadas de nivelación de precisión.

LAHAR. Es un flujo torrencial de escombros volcánicos saturados de agua que bajan por las laderas del volcán respondiendo a la fuerza de gravedad produciendo aludes de lodo.

MAGMA. Roca fundida asociada con gases, incluyendo gases como los existentes en interior de la tierra.

MICRORADIAN. Es una medida angular que corresponde aproximadamente a un milímetro vertical en un kilómetro horizontal de distancia. Su valor es 10^{-6} radianes.

MICROSTRAIN. Unidad de medición de esfuerzos de expansión y contracción de la corteza terrestre, consiste en una ppm o un mm de desplazamiento por kilómetro de distancia.

PTROCLASTOS. Es un término general, aplicado a el material volcánico (cenizas, etc.), el cual es proyectado explosivamente desde el orificio volcánico.

SOLFATARA. Es un orificio volcánico desde el cual únicamente son emitidos gases.

FALLA DE ORIGEN