

01125  
4 1



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

" NIVELACION EN EL VOLCAN DE FUEGO DE  
COLIMA "

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE  
INGENIERO TOPOGRAFO Y GEODESTA  
PRESENTA:

JOSE LUIS DEGOLLADO ZALDIVAR



DIRECTOR DE TESIS:  
DR. SERVANDO DE LA CRUZ REYNA

MEXICO, D. F.

2003



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**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.

**TESIS  
FALLA  
DE  
ORIGEN**



SECRETARÍA NACIONAL  
DE EDUCACIÓN  
MEXICO

2

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
FING/DCTG/SEAC/UTIT/ 065/96

Señor  
**JOSÉ LUIS DEGOLLADO ZALDIVAR**  
Presente

En atención a su solicitud me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor DR. **SERVANDO DE LA CRUZ REYNA**, que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tema de tesis de su examen profesional de **INGENIERO TOPÓGRAFO Y GEODESTA**.

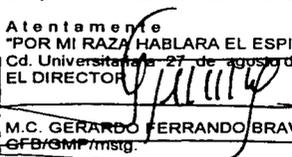
**"NIVELACIÓN EN EL VOLCAN DE FUEGO DE COLIMA"**

- INTRODUCCIÓN**
- I. DISEÑO DE LA RED DE NIVELACIÓN**
  - II. DETERMINACIÓN DE LOS DESPLAZAMIENTOS VERTICALES**
  - III. MÉTODO DE TRIGGVANSON**
  - IV. PROCESADO Y ANÁLISIS DE LOS DATOS**
  - V. CONCLUSIONES Y COMENTARIOS**
- BIBLIOGRAFÍA**

Ruego a ustedes 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 les recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que deberán 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 27 de agosto de 2002.  
EL DIRECTOR

  
M.C. GERARDO FERRANDO BRAVO  
GFB/GMP/misg

**DEDICATORIA:**

**A mi Madre Olga Zaldívar Ortiz con profundo cariño y admiración.**

**A mis Hermanos Sandra y Daniel por todos aquellos momentos de alegrías y tristezas.**

**A mi Esposa Isela Arriaga con todo mi Amor.**

**A mis Hijos Luisito y Karlita por que ellos son mi inspiración para seguir adelante.**

**A la Memoria de mi Padre José Luis Degollado Flores que en donde quiera que este siempre lo recordare.**

# ÍNDICE

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

4

INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I DISEÑO DE LA LÍNEA DE NIVELACIÓN.	6
I.1. Modelo de Mogi.	9
I.2. Modelo de Yokoyama.	15
CAPÍTULO II DETERMINACIÓN DE LOS DESPLAZAMIENTOS VERTICALES.	17
II.1. Nivelación.	25
CAPÍTULO III MÉTODO DE TRYGGVASON.	41
III.1. Antecedentes.	42
III.2. Metodología de las observaciones.	43
CAPÍTULO IV PROCESADO Y ANÁLISIS DE LOS DATOS.	51
IV.1. Análisis de los datos aplicando la nivelación tradicional.	53
IV.2. Análisis de los datos aplicando el método de Tryggvason.	58
IV.3. Comparación de los datos de la nivelación Tradicional con los del método de Tryggvason.	61
CAPÍTULO V DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.	72
ANEXO A	74
ANEXO B	77
ANEXO C	81
BIBLIOGRAFÍA.	90

## INTRODUCCIÓN.

El objetivo principal de esta tesis es dar a conocer un nuevo método de nivelación desarrollado por Eystein Tryggvason en la zona volcánica de Askja, Islandia. Por su precisión alcanzada supera a los métodos "De los tres hilos" o "Americano" y "Del Micrómetro".

En ocasiones se imponen exigencias exageradas a la precisión de las mediciones, lo que no corresponde a la necesidad ni a las posibilidades reales. Sin embargo, una precisión excesiva en las mediciones es indeseable al igual que una baja precisión, ya que conduce a un aumento en el volumen y en los plazos de realización de los trabajos y de su costo.

El estudio de la calidad de las mediciones geodésicas, de las leyes de aparición e influencia de los pequeños errores inevitables, la elaboración de reglas y métodos para estimar y realizar los cálculos con la precisión necesaria de los métodos que permitan obtener, con gastos mínimos, los mejores resultados finales, constituye el principal objetivo del método propuesto en este trabajo.

Explícitamente, el nuevo método de nivelación, desarrollado por Degollado, Nolasco y Castillo, en el Volcán de Colima, se aplica para obtener los valores más reales de una posible deformación en el área de estudio.

El Volcán de Fuego de Colima ( $19^{\circ} 31' 39''$  N,  $103^{\circ} 36' 56''$  W; Fig. 1) considerado como el más activo del país, en tiempos históricos, desde 1560 hasta 1997 han ocurrido cerca de 29 eventos eruptivos importantes, de los cuales seis pueden clasificarse como erupciones explosivas de magnitud considerable ( $VEI=4$ ; índice de explosividad volcánica nivel 4 Newhall & Self, 1982;). Los depósitos geológicos de erupciones prehistóricas sugieren la ocurrencia de actividad similar en el pasado y por lo menos un evento paroxísmal que algunos autores sitúan hace 4500 años (Luhr y Carmichael, 1980, 1981, 1982 y 1988) y otros hace 10000 años (Robin et al., 1987). Este evento se manifestó como una gran erupción lateral, del tipo Monte Santa Elena, la cuál produjo una avalancha con un volumen estimado entre 10 y 20 kilómetros cúbicos que cubrió una extensión de 1500 kilómetros cuadrados al sur del volcán (Luhr y Carmichael, 1991).

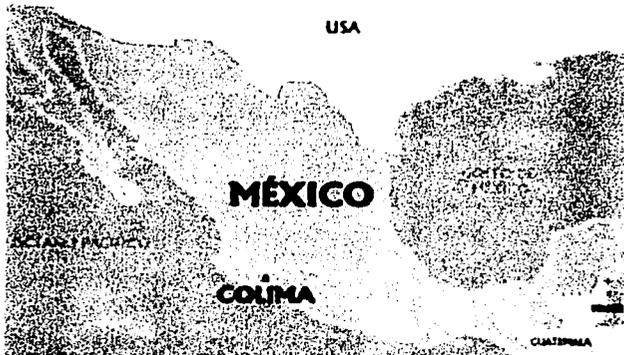


Fig. 1 Volcán de Fuego de Colima (Cortesía del OVC)

El análisis de la actividad pasada muestra que no existen patrones regulares en la ocurrencia de erupciones que permitan la predicción en base únicamente a la historia. Con los datos existentes sólo permiten determinar parámetros que describen la distribución estadística de la duración de los intervalos entre erupciones y, si bien es posible calcular probabilidades a partir de ellos y construir modelos de patrones de actividad, de ninguna manera es posible predecir, con certeza, la ocurrencia de eventos individuales a partir de este tipo de información (De la Cruz, 1993).

La tecnología actual ha permitido desarrollar instrumentos de detección capaces de registrar una serie de fenómenos, generalmente imperceptibles por otros medios, que normalmente preceden a una erupción. Estas manifestaciones son producidas por la acumulación de material magmático rico en volátiles bajo el volcán y son reconocibles si se cuenta con la instrumentación adecuada. Los fenómenos detectables que comúnmente preceden a una erupción son :

- a) Diferentes tipos de actividad microsísmica bajo o cerca del volcán.
- b) Deformaciones del edificio volcánico y sus alrededores.
- c) Los cambios en los campos de gravedad, geomagnético y geoelectrico.

d) Anomalías geoquímicas en fumarolas o en manantiales asociados al volcán.

Si éstas fluctuaciones pueden ser identificadas como precursoras de una erupción, y se consigue poner en marcha un mecanismo de respuesta encaminado a la protección de la población, se habrán alcanzado los objetivos de la vigilancia volcánica y la efectiva reducción del riesgo a través de la disminución de la vulnerabilidad. El análisis complementado de todas las observables mencionadas permite obtener un diagnóstico de la evolución de la actividad volcánica. En particular, existe en la literatura científica numerosos ejemplos de aplicaciones de métodos geodésicos para la evaluación del riesgo volcánico (e.g. Yokoyama, 1974; Dzurisin, et al., 1980; Tryggvason, 1987; Ishihara, 1990).

Debido a esto y al riesgo que conlleva, se ha establecido entre otros métodos un monitoreo mediante redes geodésicas, que permiten medir las deformaciones del terreno. En total se han llevado a cabo 5 etapas de nivelación sobre la línea establecida en el volcán, entre Junio de 1992 y Mayo de 1996. En las dos primeras etapas sólo se midieron 6 de los 8 bancos de nivel que componen la línea de nivelación; en las tres últimas etapas se ha logrado medir toda la línea. Es importante mencionar que durante la segunda etapa de nivelación se cometieron serios errores en el registro de campo, dando como consecuencia la eliminación total de la segunda etapa de medición. Sobre la línea de nivelación existen 4 bancos adicionales utilizados para conformar la geometría de 2 inclinómetros secos, así como una red de trilateración de 6 vértices, tres de los cuales se ubican sobre el cuerpo del edificio volcánico (Fig. 2)

Durante el trabajo desarrollado en la primera etapa de medición se emplearon los métodos "De los tres hilos" o "Americano" y "Del Micrómetro". Su uso combinado permitió la obtención de 6 desniveles para cada tramo nivelado, observándose una desviación estándar máxima de 0.00871 mm y mínima de 0.00122 mm.

En los resultados obtenidos se observa que si bien se satisfacen los lineamientos requeridos para una nivelación de precisión, no todos los valores obtenidos para cada tramo se mantienen dentro de la tolerancia establecida. Por ello se buscó un criterio de desecho (National Oceanic and Atmospheric Administration of USA, NOAA 1989).

En la segunda, tercera y cuarta etapa se aplicó un nuevo método que permite asegurar que los desniveles obtenidos estén dentro de la categoría correspondiente a una nivelación de

primer orden, clase 1. La nivelación se realizó por el método desarrollado por Tryggvason (1989), lo que permitió obtener desviaciones estándar del orden de 0.22 mm a 1.69 mm como máximo para cada tramo medido. Fue necesario aplicar correcciones atmosféricas tales como corrección por refracción y por dilatación y contracción de la banda invar de la mira, entre las más importantes. La corrección por refracción resultó ser  $R=0.08$  mm, por lo que el error sistemático es considerable en líneas en donde la longitud es muy grande. El error producido por la dilatación y contracción de la banda invar de la mira fue determinado en  $\pm 0.0006$  mm/m, no excediendo los  $\pm 0.5$  mm al realizar la medición de toda la Línea.

Al realizar el análisis de los desplazamientos observamos que estos probablemente no resultan en forma directa de deformaciones elásticas inducidas por movimiento o traslado de magma en el interior del volcán, sino que es más probable que estén controlados por una falla o un sistema de fallas locales.

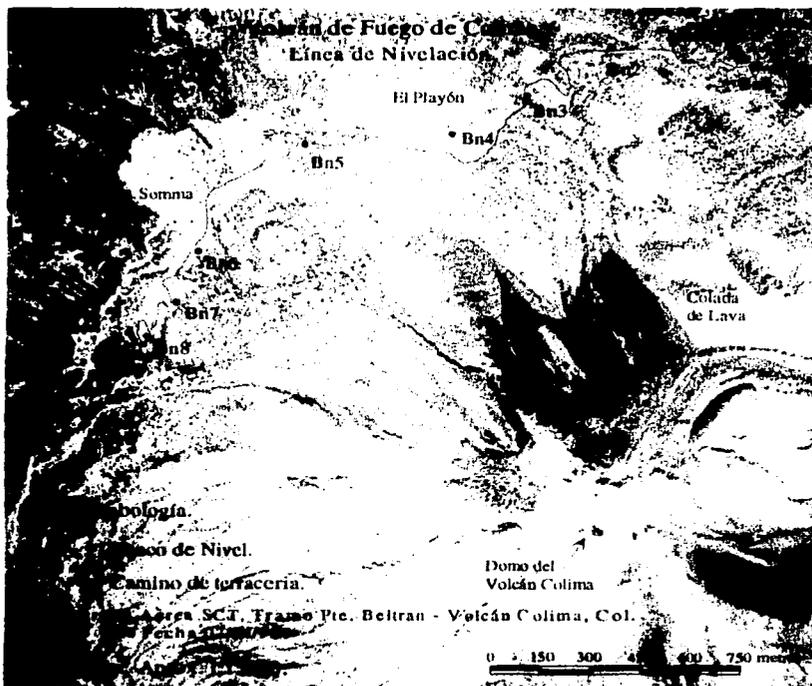


Fig. 2 Línea de Nivelación establecida en el Volcán de Fuego de Colima.

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

## CAPITULO I.

### DISEÑO DE LA LÍNEA DE NIVELACIÓN.

Las deformaciones del terreno relacionadas con la actividad volcánica pueden originarse por diferentes causas, entre las cuales cabe mencionar la intrusión o desplazamiento de magma, la deflación o inflación de éste debido a fenómenos de calentamiento, degasificación o enfriamiento, y la expansión, contracción o redistribución de cuerpos de agua o productos geotermales. Éstos movimientos pueden ser evaluados como cambios en las coordenadas verticales y horizontales o de las inclinaciones de los puntos que forman el edificio volcánico y se traducen en términos generales como deformación elástica de inflación del terreno o deflación del cuerpo del volcán. También pueden producirse por el desplazamiento horizontal y vertical de una falla o un sistema de fallas.

La deformación de un edificio volcánico es compleja, y varía de un punto a otro. Para ubicar los sitios más adecuados para medir, i.e. , donde las deformaciones son máximas, los puntos de control deben estar emplazados en los sitios seleccionados de acuerdo a los máximos desplazamientos radiales arrojados de las gráficas construidas mediante modelos adecuados, de los cuales uno puede suponer posibles orígenes del tipo de presión que dan como resultado las deformaciones asociadas a la actividad. La inversión de los datos de deformación obtenidos en la superficie mediante técnicas topográficas en este caso la nivelación, nos permite en principio una estimación (sujeta desde luego a las dificultades inherentes de la no-unicidad de las soluciones inversas) de hallar probables soluciones que nos den una idea de la magnitud y profundidad de la fuente de presión que origina la deformación; cuando esta es de tipo elástico.

Deformaciones del terreno acompañadas por grandes erupciones de Estratovolcanes como es el caso del Volcán de Colima, han demostrado ser del tipo elásticas excepto en las regiones más cercanas a los cráteres, en donde la deformación es permanente (Yokoyama, 1971). El análisis de deformación de algunos volcanes, tal como Kilauea y Sakurazima ubicados en Hawaii y Japón respectivamente, han dado algunas respuestas para el entendimiento de los procesos de la actividad volcánica y de su estructura interna.

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

El estudio de las deformaciones mediante mediciones precisas juega un papel importante en el análisis dinámico de zonas geológicamente activas, esto con el fin de monitorear y prevenir una posible catástrofe. En particular, los métodos de medición se pueden aplicar en zonas con riesgo volcánico.

El volcán de Colima, es una zona de alto riesgo, en el cual numerosos estudios geológicos y geofísicos han sido realizados; en este tipo de trabajo el estudio de las deformaciones mediante análisis de primer orden y líneas de precisión parece ser una herramienta casi esencial en este tipo de trabajo. En este contexto en el año de 1988, se inició la instalación de una red de control y una línea de nivelación en el flanco Norte del Volcán en la zona denominada "El Playón" Fig. 2 (De la Cruz et al. 1988).

El Instituto de Geofísica de la UNAM ha desarrollado un proyecto general que incluye las técnicas topográficas de precisión, las observaciones repetitivas sobre los puntos de control engloba varios años de trabajo de campo para poder modelar los principales mecanismos que dan origen a una posible erupción.

En fechas más recientes, el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) en conjunto con el Instituto de Geofísica han realizado la construcción de nuevos puntos los cuales forman parte de la red de trilateración, además del mejoramiento de las técnicas de observación y cálculos. En una primera etapa se realizó el reconocimiento de campo, el diseño, determinación y señalización de los puntos de control.

En años recientes, han aparecido un gran número de trabajos referidos al diseño de redes geodésicas, con el objetivo de optimizarlas, considerando la precisión, confiabilidad y costo; teniendo en cuenta el propósito principal para el cual han sido diseñadas. En muchos casos son redes, a las cuales llamaremos Estáticas, en donde la característica principal es que la superficie en donde están establecidas se supone que permanece invariable con el tiempo, es decir, no se deforma. Estas son las clásicas redes geodésicas las cuales sirven como una base para las aplicaciones cartográficas. Pero en lugares, en donde no se puede asegurar la estabilidad y el factor para considerar una superficie deformable nos da la pauta a seguir para establecer redes geodésicas las cuales deben ser confiables en la observación de las deformaciones. Al considerar una superficie deformable llamaremos redes dinámicas al diseño de las redes que se utilizan en estas zonas.

El diseño de las redes antes descritas, en la mayoría de los casos tienen problemas entre los más importantes para la nivelación son: precisar el banco que será el nivel de referencia al cual lo consideramos como fijo, determinar el tamaño del error estándar producido por las observaciones para no confundirlo con la deformación generada por el proceso geológico en estudio. En algunos casos es suficiente con determinar los parámetros del vector  $X$  con su matriz de varianza-covarianza  $\Sigma_{xx}$  del mejor conjunto de observaciones  $l$ , en otros casos también es interesante que estos parámetros dependan del tiempo, en otras palabras necesitamos velocidades  $\dot{X}$  y aceleraciones  $\ddot{X}$ .

En una primera fase, el problema precisa en la configuración de la red, la cual, debe servir de control básico para la detección de posibles movimientos del terreno en la zona de estudio. Una vez definidas las características de nuestro problema, debemos planear la configuración de la red considerando su medida, número de puntos y su más adecuada distribución, no solamente las redes deben tener formas geométricas bien definidas, sino que se deben adaptar a la topografía del terreno.

Es necesario delimitar la zona que se va a investigar; esta debe ser relativamente pequeña comparada con una red nacional, debe incluir regiones con diferentes estructuras geológicas, que en algunos casos sirven como referencia. Es necesario que el número de puntos sea lo suficientemente denso para obtener una buena cobertura de la zona, y su distribución debe ser tal que por lo menos dos puntos sean colocados en cada región para poder diferenciar movimientos locales originados por el asentamiento de los monumentos o que en realidad sean desplazamientos originados por una actividad volcánica.

A continuación se explican dos modelos utilizados para complementar el diseño de la red de nivelación establecida en el Volcán de Fuego de Colima.

### I.1.- MODELO DE MOGI.

El modelo de Mogi (1958) es simple y adecuado para modelar las deformaciones elásticas de la superficie en áreas volcánicas. El origen de la deformación es simulada como una fuente de presión hidrostática incrustada en un semi - espacio elástico homogéneo. La fuente de presión se considera como un núcleo de esfuerzos, i.e., una fuente puntual con expansión radial, similar a la inflación de una cavidad esférica. Una fuente finita se puede aproximar satisfactoriamente mediante una fuente puntual, previendo que la dimensión de la fuente es menor con respecto a la profundidad de la misma.

De acuerdo con Mogi, las deformaciones en la superficie terrestre reflejan los cambios de presión hidrostática provocados por una fuente esférica situada a cierta profundidad. En la figura 4 se ilustra la geometría del modelo de Mogi donde " f " es la profundidad del centro de la esfera para el caso del Volcán de Colima se toma como referencia la superficie sobre la cual se están determinando los desplazamientos una altitud promedio de aproximadamente 3150 msnm,

" a " es el radio de la esfera y " A " el punto de la superficie (banco de nivel) colocado exactamente sobre el centro de la fuente (Fig. 3).

Mogi obtiene las siguientes expresiones para los desplazamientos horizontales ( $\Delta d$ ) y verticales ( $\Delta h$ ) para puntos situados a una distancia horizontal radial  $d$  del punto A y donde  $a/f < 1$ .

$$\Delta d = \frac{3a^3 P}{4\mu} \cdot \frac{d}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (1)$$

$$\Delta h = \frac{3a^3 P}{4\mu} \cdot \frac{f}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (2)$$

donde, además de las cantidades ya mencionadas, se tiene que  $P$ , es la sobrepresión (en exceso a la hidrostática) en la esfera y  $\mu$  es la rigidez de la corteza terrestre. La forma en que la presión se distribuye en la esfera se expresa en función de los polinomios asociados de Legendre,  $P_0^0(\cos \theta)$  o armónicos esféricos de orden cero, correspondientes a una sobrepresión hidrostática. llamandose por ello a este tipo de fuente de presión explosiva o implosiva.

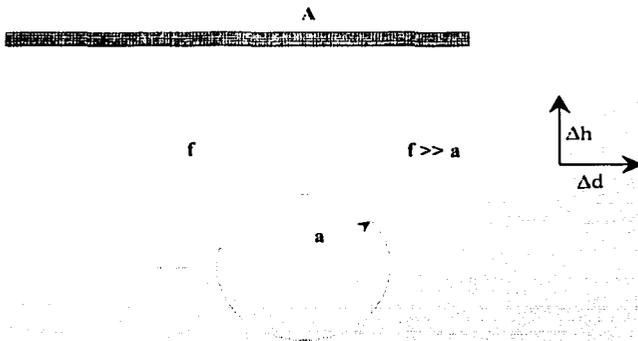


Fig. 3.—Geometría del Modelo de Mogi, en el se observa una esfera de radio "a" a una profundidad "f" del centro de la esfera, tomando como referencia la superficie en donde se ubican los puntos de observación "A", considerando que la profundidad es mucho menor que el radio de la esfera, además se muestra el sentido de las deformaciones  $\Delta h$  para la componente vertical y  $\Delta d$  para la componente horizontal.

Debido a que los desplazamientos dependen de los valores de  $a$ ,  $P$  y  $\mu$  que en general son desconocidos,  $\Delta d$  y  $\Delta h$  se discuten en términos de sus razones respecto a  $\Delta h_0$ , el cual representa el valor de  $\Delta h$  de la ecuación (2) evaluado en  $d=0$ ; i.e.  $\Delta h_0 = \frac{3a^3P}{4\mu f^2}$  (3)

la ecuación (3) nos sirve para normalizar las ecuaciones  $\Delta d$  y  $\Delta h$  con respecto a  $\Delta h_0$ , de lo que obtenemos las siguientes ecuaciones:

$$\frac{\Delta d}{\Delta h_0} = \frac{f^2 d}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (1-a)$$

$$\frac{\Delta h}{\Delta h_0} = \frac{f^3}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (2-a)$$

La gráfica de estos desplazamientos contra la distancia - expresada en términos de  $f$  - se muestran en la figura 4.



**Fig. 4.—Gráfica de los desplazamientos  $\Delta d$  y  $\Delta h$  obtenidos con el modelo de Mogi.  
(Modificado de Fiske y Kinoshita, 1969).**

A partir del modelo de Mogi se pueden obtener las cantidades relacionadas con los desplazamientos para puntos situados a una distancia  $d$  (Ishihara, 1990).

la magnitud de la componente radial del vector de inclinación del terreno  $\delta$ , puede calcularse derivando  $\Delta d$  respecto a  $d$ :

$$\delta = \frac{3a^3 P}{4\mu} \cdot \frac{3fd}{(f^2 + d^2)^{3/2}} \quad (4)$$

Las gráficas del **Anexo A** muestran las curvas de la deformación esperada en un semi-espacio elástico con una fuente esférica de presión a una cierta profundidad. Si bien esto parece representar una imagen poco exacta del volcán, los criterios de Mogi han demostrado ser una herramienta poderosa para el diseño de redes de monitoreo geodésico de volcanes activos. Aunque la geometría propia del volcán y la heterogeneidad del terreno puedan modificar los resultados del modelo de Mogi, éstas variaciones no son lo suficientemente grandes para alterar significativamente las deformaciones observadas, y por ende los criterios de diseño. Los modelos de Mogi siguen siendo universalmente utilizados para interpretar las deformaciones elásticas del terreno en función de fuentes internas de presión.

En el caso del volcán de Colima se puede suponer por las características de su última erupción explosiva en 1913 (VEI=4), que el tamaño del recipiente magmático vaciado es probablemente comparable al del Volcán Chichonal en el estado de Chiapas (Lat. 17.36° N, Lon. 99.23° W). El volumen estimado de éste es del orden de 0.3 km<sup>3</sup> (De la Cruz Reyna et al., 1985; Luhr et al., 1992). El radio (a) que corresponde es de alrededor de 430 m. En lo referente a la constante de lamé o rigidez de la corteza terrestre ( $\mu$ ) se puede considerar un valor de  $5 \times 10$  Pascales (Pa), considerando que el valor medio de la rigidez de la corteza fracturada en el área volcánica es algo menor que el promedio. Para erupciones no explosivas se ha encontrado que el exceso de presión en el recipiente magmático dentro de la etapa pre-eruptiva de determinados volcanes ha sido estimado entre 13 y 23 MegaPascales (MPa) (Stasiuk et al., 1993), lo que nos hace suponer que para una erupción explosiva del Volcán de Colima se tendrían como límites razonables para la presión valores que podrían estar en 20 MPa como mínimo.

Las gráficas del **Anexo A**, fueron construidas en base a las consideraciones propuestas en el párrafo anterior que, podría corresponder al escenario de una erupción del volcán de moderada a grande. Las gráficas antes mencionadas son un ejemplo de lo que se esperaría

observar para una presión de 10 MPa ó 100 bar, de 20 MPa y de 100 MPa ó 1000 bar (1 Kbar).

Fuentes de presión más pequeñas, escaparían a la detección geodésica, tendrían menor relevancia en los aspectos de riesgo. Por otro lado, si el diseño propuesto detecta las deformaciones generadas por el modelo presentado, lo hará de mejor manera para fuentes de presión correspondientes a escenarios de erupciones mayores.

La inspección de las gráficas muestra que no es de utilidad en ningún caso, colocar vértices de la red encima de donde se supone la fuente de presión (A), ya que independientemente de las dificultades logísticas que esto implicaría, que los cambios más significativos de la pendiente de las curvas  $\Delta d$  y  $\Delta h$  como función de  $d$  empezaría a partir de los 400 m aproximadamente en dirección radial, para ambos desplazamientos.

La distancia radial máxima que permite obtener el monitoreo de los desplazamientos mediante métodos topográficos, depende del valor del exceso de sobrepresión (i.e. presión en exceso a la litostática) que se considere.

Se observa que para una presión de 10 MPa, esta distancia va de los 700 m hasta los 1200 m aproximadamente, mientras que para una presión de 20 MPa, esta distancia oscila entre los 1200 y 2300 m, dependiendo de la longitud que tengan los lados de la trilateración y de la profundidad supuesta de la fuente.

Para una presión de 100 MPa la distancia radial horizontal máxima se ubica alrededor de 4000 m, por lo tanto se asegura que salvo vértices que sirvan para el control o liga a redes de trilateración de primer orden previamente establecidas, los puntos que definen la red deben estar preferentemente comprendidos en el rango de 500 a 4000 m. Los vértices de la red de trilateración en el Volcán de Colima se colocaron siguiendo estos lineamientos y la estación más cercana se encuentra a 800 m aprox. del centro del cráter, que es el punto superior donde se supone la cámara magmática; el vértice más lejano está ubicado a una distancia aproximada de 2300 m de este punto (Nolasco et. al., 1993).

La precisión necesaria para una trilateración de primer orden, clase única es de 1:100,000, lo que significa que para las distancias que existen entre vértices inmediatos de la red, comprendidas entre los 900 y 2400 m como máximo, se puede llegar a apreciar (siguiendo

los criterios adecuados) un desplazamiento desde 0.009 hasta 0.020 m como mínimo para cada lado medido.

De las gráficas del **Anexo A**, se infiere que, las redes establecidas permitirán apreciar las deformaciones horizontales producidas por una cámara de hasta 0.5 Km de profundidad, con una presión de 10 MPa, mientras que para un recipiente magmático con una presión de 20 MPa, serán apreciables las deformaciones horizontales producidas si este está colocado a 1 Km por debajo de la superficie. Si se considera la presión equivalente a 1 Kbar, la red de monitoreo nos permitirá detectar deformaciones horizontales si la cámara se encuentra hasta 5 km de profundidad.

Para la cuantificación de los desplazamientos verticales se estableció una línea de nivelación, la que se ubicó a una distancia radial en promedio de 1600 m a partir del centro del cráter; la línea de nivelación se colocó alrededor del edificio volcánico, con bancos de nivel a cada 500 m aproximadamente.

Se observa de las gráficas que con el rango de distancias donde se encuentra establecida la línea, podemos detectar los desplazamientos verticales producidos por una cámara de 1 km de profundidad con una presión de 10 MPa. Para un recipiente magmático con una presión de 20 MPa serán apreciables las deformaciones en la componente vertical inducidas por éste si se encuentra a una profundidad de 2 km, mientras que, para una cámara con una presión de 100 MPa se apreciarán las deformaciones producidas por ésta ubicada a 5 km de profundidad.

## I.2.- MODELO DE YOKOYAMA (1971).

En este modelo se sigue considerando una fuente de presión esférica en un semi - espacio elástico y homogéneo, pero ahora corresponde a una fuerza de empuje hacia arriba o hacia abajo. La distribución de presión se expresa en términos del armónico esférico de orden superior  $P_1^0(\cos\theta)$ . Este modelo simula una fuerza de empuje debida al movimiento ascendente del magma en el extremo superior de un conducto volcánico.

Los desplazamientos en la superficie del terreno para puntos situados a una distancia  $d$  de la fuente son los siguientes:

$$\Delta d = \frac{a^2 P}{18\mu} \left[ \frac{6Fd}{(F^2 + a^2)^{3/2}} - \frac{3(F - (F^2 + a^2)^{1/2})}{d(F^2 + a^2)^{1/2}} \right] + \frac{a^2 P}{126\mu} \left[ \frac{19Fd}{(F^2 + a^2)^{3/2}} - \frac{2d}{F(F^2 + a^2)^{3/2}} + \frac{2(F - (F^2 + a^2)^{1/2})}{F^2(F^2 + a^2)^{1/2}} \right]$$

$$\Delta h = \frac{a^2 P}{6\mu} \left[ \frac{3}{(F^2 + a^2)^{3/2}} + \frac{2F^2}{(F^2 + a^2)^{3/2}} \right] + \frac{a^2 P}{6\mu} \left[ \frac{2}{7F^2(F^2 + a^2)^{3/2}} + \frac{2}{7(F^2 + a^2)^{3/2}} - \frac{5(2F^2 - R^2)}{21(F^2 + a^2)^{3/2}} \right]$$

donde  $F$ , profundidad de la fuente;  $a$ , radio de la esfera;  $P$ , cambio de presión hidrostática y  $\mu$ , rigidez de la corteza.

Los desplazamientos horizontales y verticales en la superficie exactamente por encima del centro de la fuente esférica son:

$$\Delta d_0 = 0$$

$$\Delta h_0 = -\frac{5 a^2 P}{6 F \mu} \quad (F \gg a)$$

En la figura (5) se muestran los desplazamientos verticales y horizontales (referidos a  $\Delta h_0$ ) graficados con respecto al parámetro adimensional  $d/F$  (La razón de la distancia a la profundidad de la fuente).

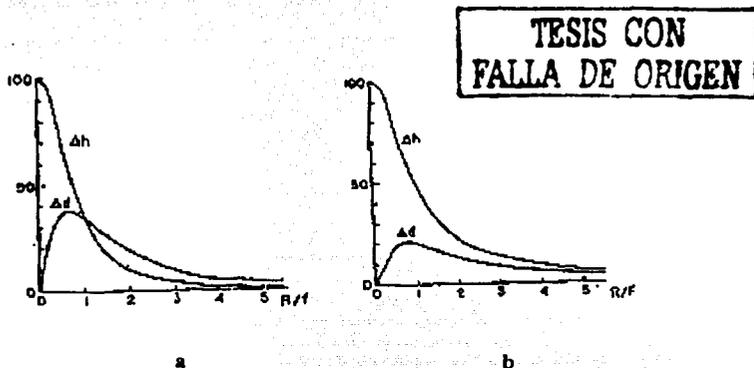


Fig. 5.—Desplazamientos vertical y horizontal de la superficie debida a dos tipos de presión  
a).-  $m=0, n=0$  y b).-  $m=0, n=1$ .

## CAPITULO II.

### DETERMINACIÓN DE LOS DESPLAZAMIENTOS VERTICALES.

Desde hace tiempo, la habilidad para localizar puntos separados sobre la superficie de la tierra ha sido de vital importancia para el hombre en el ámbito comercial y en aspectos militares. Posicionamientos precisos han desarrollado un importante incremento en la construcción, navegación, y la predicción y monitoreo de cambios en la topografía del terreno. Para proporcionar posiciones precisas sobre todo el globo terrestre, es importante un conocimiento detallado acerca de la medida y forma de la tierra. La búsqueda de este conocimiento es el principal objetivo de la Geodesia.

Tradicionalmente, los puntos sobre la superficie de la tierra han sido localizados por posiciones geográficas y elevaciones. La posición geográfica (Latitud y Longitud) es determinada por técnicas topográficas y geodésicas tales como posicionamiento astronómico, triangulación, trilateración y poligonación, con las cuales se determinan distancias horizontales y direcciones entre puntos. Las elevaciones son obtenidas por técnicas que determinan las diferencias verticales entre puntos. Estas incluyen nivelación diferencial, nivelación trigonométrica y la observación de cambios en la presión atmosférica. Técnicas modernas tales como el posicionamiento por medio de satélites artificiales y sistemas inerciales determinan distancias geométricas en tres dimensiones, que pueden ser transformadas para determinar posiciones geográficas y elevaciones sobre un elipsoide.

Todas las redes de control tienen un factor común por que las mediciones están realizadas con equipos orientados sobre el campo de gravedad de la tierra. Un sistema interconectado de puntos, a cada uno de los cuales se le asigna una elevación referida a una superficie común, se llama red de control vertical. Desde el pasado, la nivelación de 1er. orden ha proporcionado, y continua proporcionando, el medio más exacto para la medición precisa de diferencias verticales, una red vertical típica consiste de líneas de puntos de control, los cuales son recorridos uno a uno por la nivelación.

Para establecer una red lo suficientemente precisa a escala nacional, las técnicas topográficas deben ser de calidad geodésica, esto implica el empleo de equipo de precisión,

mantener un alto grado de precisión en áreas extensamente largas y definir adecuadamente el campo de gravedad.

Para comenzar el trabajo sobre las redes de nivelación se debe establecer a cual sistema de referencia serán reducidos los datos. El primer paso es tomar las lecturas del nivel y un par de miras, todas las mediciones son relativas a la dirección de la gravedad. El segundo paso es minimizar las discrepancias de los resultados obtenidos por nivelación a lo largo de las diferentes rutas entre los dos puntos. Para éste proceso, es necesario aplicar ajustes a los datos observados y un apropiado sistema de alturas debe ser seleccionado para explicar la irregularidad del campo de gravedad. El tercer paso es para definir el Datum en donde las alturas serán referenciadas.

*Alturas Ortométricas.*- La altura ortométrica  $H_i^o$  de un punto  $P_i$  es definida como la distancia geométrica entre el geode y el punto, medido a lo largo de la línea de la plomada de  $P_i$  (Fig. 6)

La ecuación para  $H_i^o$  es:

$$H_i^o = \int_{P_i}^{P_i} dh' \tag{II.1}$$

Donde la integral es llevada a lo largo de la línea de la plomada, realizando la sustitución de  $dh'$  por  $\delta W = -g\delta h$  (II.2) y denotando la gravedad a lo largo de la línea de la plomada por  $g_i$  se obtiene: o sea que  $W = -g$

$$H_i^o = -\int_{P_i}^{P_i} \frac{dW}{g} = \int_{P_i}^{P_i} \frac{dC}{g} = \int_{P_i}^{P_i} \frac{g}{g} dl \tag{II.3}$$

la ecuación para realizar el cálculo de la altura ortométrica seguida directamente del valor promedio del teorema de las integrales, en este contexto, implica que existe un valor de gravedad  $\bar{g}_i$  entre el geode y  $P_i$  tal que  $H_i^o = \frac{1}{\bar{g}_i} \int_{P_i}^{P_i} g dl$  (II.4)

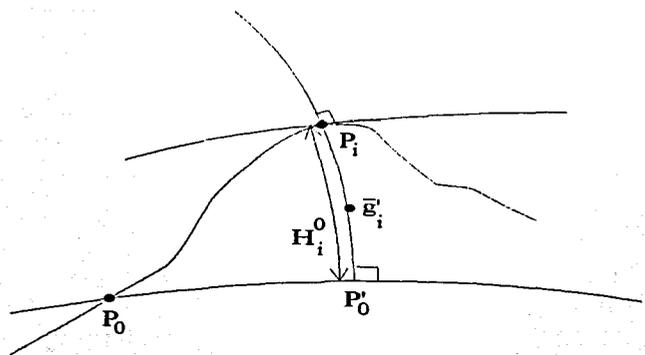


Fig. 6.— Altura ortométrica. Vanícek 1980.

$\bar{g}_i$  es el valor promedio de la gravedad en la línea de la plomada. Por lo que finalmente obtenemos:

$$H_i^0 = C_i / \bar{g}_i \tag{II.5}$$

donde  $C_i$  es el número geopotencial de  $P_i$ . Es difícil determinar el valor de  $\bar{g}_i$  por que el valor de  $g_i$  a lo largo de la línea de la plomada no es conocido, esto debido a que la distribución de la densidad en el interior de la tierra es desconocido. Existen numerosos métodos para aproximar el valor de  $\bar{g}_i$ , cada uno de los cuales tiene un uso especial para la altura ortométrica. Los métodos fueron propuestos por Niethammer, Mader y Helmert. Los métodos mencionados anteriormente son sólo aproximaciones, el más usado en la práctica es el propuesto por Helmert.

El método de Helmert esta definido como:

$$H_i^H = C_i / g_i^H \tag{II.6}$$

donde el valor  $g_i^H$  de la gravedad es evaluada como:

$$g_i'' = g_i + 0.0424H_i, \quad (11.7)$$

en el cual  $g_i$  es el valor de la gravedad en el punto  $P_i$  sobre la superficie de la tierra.

La nivelación es afectada por el campo de gravedad terrestre. Para demostrarlo, consideremos una línea de nivelación de el punto  $P_0$  ubicado en el nivel hacia un punto  $P_i$  en lo alto de una montaña (Fig. 7).

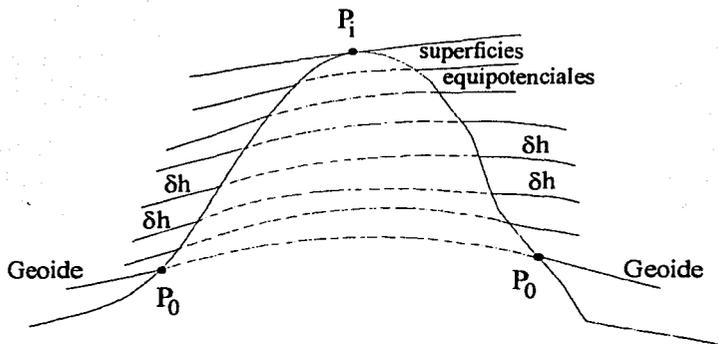


Fig. 7.— Nivelación. Vanícek 1980.

Las superficies equipotenciales son mostradas de forma irregular i.e. no paralelas entre sí. Asumiendo que la primera ruta de nivelación cuesta arriba es la del lado izquierdo y la segunda ruta hacia arriba la del lado derecho de la montaña. Para cada una de las dos rutas de nivelación, el incremento de la altura  $\delta h$  es obtenida como la diferencia entre la lectura de la mira trasera y la lectura en la mira delantera. La altura sobre el punto  $P_i$  "sobre el nivel del mar" es obtenida sumando todos los incrementos de la altura,  $\delta h$  primero del lado izquierdo y después los del lado derecho de la montaña. Dos valores serán obtenidos: hay gran separación  $\delta h$  entre las superficies equipotenciales del lado derecho y la del lado izquierdo. Por lo que la siguiente pregunta es obligada ¿Cuál de los dos valores debe ser usado para la altura de  $P_i$  ?

La ambigüedad puede ser eliminada convirtiendo el recorrido de la nivelación dependiente del resultado dentro de un único recorrido independiente de las diferencias de altura; con esto se obtiene una variedad de recorridos para llegar al mismo punto, con un mismo resultado. La diferencia de potencial entre dos superficies equipotenciales continuas se puede expresar como:

$$\delta W = -g\delta h \quad (II.2)$$

Solo una superficie equipotencial pasa a través de un punto, por lo tanto, existe un solo valor de potencial  $W$  asociado con cada punto. Por consiguiente, el potencial de gravedad representa una posible solución para definir una única posición vertical.

Si el espaciamento local de la superficie equipotencial (diferencia de altura nivelada)  $\delta h$  es medida — Ahora denotaremos la diferencia de altura observada como  $\delta l$  — y el valor de gravedad  $g$  conocido en el mismo punto, la diferencia de potencial es evaluada de (II.2)

En vez del potencial  $W_i$  de un punto  $P_i$ , es mejor usar el número geopotencial  $C_i$  introducido por Tardi [Baeschlin, 1960]. Este es definido como la diferencia negativa del potencial entre el punto  $P_i$  y el geode:

$$C_i = -(W_i - W_0) = \int_{P_0}^{P_i} g \, dl = \int_{P_0}^{P_i} g' \, dh' \quad (II.8)$$

Donde la integración expresa la diferencia del potencial a lo largo del terreno ( $dl$ ) entre el geode y el punto  $P_i$  ó a lo largo de la línea de la plomada ( $dh'$ ) del punto  $P_i$ . De igual manera, la diferencia de números geopotenciales entre los puntos  $P_i$  y  $P_j$  es simplemente:

$$\Delta C_{ij} = \int_{P_j}^{P_i} g \, dl \quad (II.9)$$

Las unidades para los números geopotenciales adoptados por la asamblea general de la International Association of Geodesy (IAG) en Roma en el mes de Septiembre de 1954 son Kilogram metros. La razón de esta convención es que el valor numérico del número geopotencial en estas unidades será aproximadamente igual a la altura  $H$  de el punto sobre el nivel del mar en metros; esto es,  $C \approx 0.98 H$ . Los números geopotenciales tienen varias propiedades:

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

La primera de todas, los números geopotenciales son únicos para cada punto. También como el potencial de la gravedad es irrotacional, la integral sobre un circuito cerrado  $\odot$  es cero, es decir:

$$\oint_{\odot} dC = \oint_{\odot} g dl = 0 \quad (\text{II.10})$$

Lo mencionado en el párrafo anterior, evidentemente no es cierto para las diferencias de alturas realizadas mediante la nivelación. De forma más detallada, los números geopotenciales son positivos sobre el geoide, cero en el geoide, negativos por debajo del geoide y, constantes sobre la misma superficie equipotencial. Finalmente, una diferencia del número geopotencial se evaluará de observaciones realizadas solamente sobre la superficie de la tierra.

En la práctica  $l$  y  $g$  no son función continua de la posición. Por consiguiente, las integrales de las ecuaciones anteriores no se pueden evaluar analíticamente, por lo que es necesario recurrir a la medición de los valores de  $g$  y  $\delta l$  a lo largo de la ruta de la nivelación.

De esto tenemos que:

$$\Delta C_{ij} \equiv \sum_{k=1}^j \overline{g_k} \delta l_k \quad (\text{II.11})$$

Donde:

$$\overline{g_k} = \frac{1}{2} (g_{k-1} + g_k) \quad (\text{II.12})$$

$\delta l_k$  es la diferencia de nivel entre bancos contiguos, y  $g_k$  es el valor de la gravedad observada en el banco de nivel  $K$ -ésimo.

Desde un punto de vista práctico, no es necesario obtener los valores de gravedad  $g$  en cada banco de nivel. Sólo se requiere que  $g$  sea conocida con suficiente precisión en la ruta de la nivelación. Los errores debidos al espaciamiento de las medidas de gravedad ó a la imprecisión de los valores obtenidos de la gravedad se han evaluado por varios investigadores e.g. Helmert [1880] y Levallois [1964], ellos encontraron que el espaciamiento correspondiente a los bancos de nivel para las diferencias de nivel  $\delta l$  y la medición precisa de los valores de gravedad están dictaminadas por las irregularidades tanto del terreno como las del campo de gravedad.

Para eliminar el error de los números geopotenciales los cuales no están expresados en unidades de longitud, se han introducido las alturas dinámicas  $H^D$ . Estas se obtienen

dividiendo el número geopotencial por una constante de gravedad  $g_R$  i.e.,  $H_i^D = C_i / g_R$ . Aquí,  $g_R$  es considerada como el valor de la gravedad normal sobre un elipsoide para una latitud seleccionada  $\phi_R$ , por lo que  $g_R$  representa aproximadamente el valor promedio de la gravedad en la zona de estudio.

El Datum para las alturas Dinámicas es también el geoido. Sin embargo, debe tenerse cuidado para no interpretar las alturas dinámicas de un punto como la distancia geométrica entre el geoido y el punto; (Fig. 8),  $l_1 \neq l_2 \neq l_3$ , pero  $H_1^D = H_2^D = H_3^D = H^D$ . Por otro lado, las alturas dinámicas son usadas como números geopotenciales para varios proyectos (tales como proyectos meteorológicos, monitoreo de zonas geologicamente activas) donde se requiere información del medio ambiente físico.

La diferencia de alturas dinámicas  $\Delta H_V^D$  entre dos puntos  $P_1, P_2$ , esta definida como

$$\Delta H_V^D = H_1^D - H_2^D = \frac{C_1}{g_R} - \frac{C_2}{g_R} = \frac{\Delta C_V}{g_R} \quad (\text{II.13})$$

otra forma más practica para la diferencia de alturas dinámicas es obtenida mediante la diferencia de alturas en la nivelación  $\Delta l_V$  más una corrección, la ecuación es la siguiente:

$$\Delta H_V^D = \Delta l_V + DC_V \quad (\text{II.14})$$

la corrección dinámica  $DC_V$  es obtenida como sigue:

$$DC_V = \sum_{K=1}^J \frac{\overline{g_K} - g_R}{g_R} \delta l_K \quad (\text{II.15})$$

Para evaluar esta corrección, no es necesario tener valores de gravedad en cada uno de los bancos de nivel; el criterio para el espaciamento de la medición de los valores de gravedad así como la precisión es el mismo como en el caso de los números geopotenciales, mencionados anteriormente.

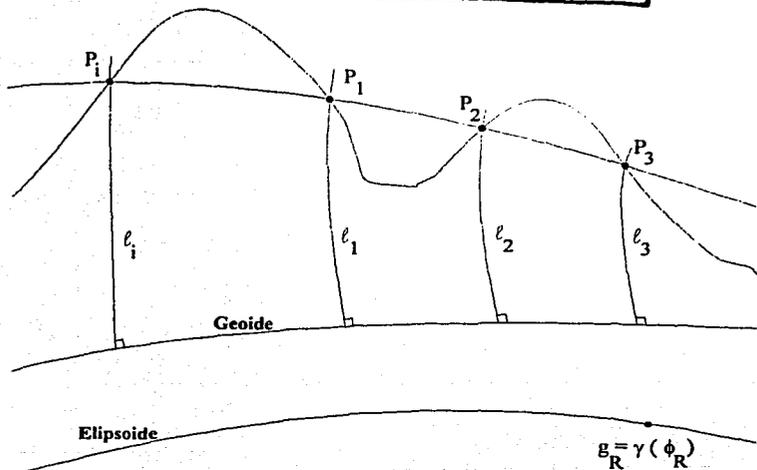


Fig. 8.— Alturas dinámicas. Vanček 1980.

El Geoide también es la superficie de referencia para las Alturas Dinámicas.  
 $g_R$  representa el valor promedio aproximado de la gravedad en la zona de estudio.

Como ya se ha mencionado con anterioridad, las anomalías en el campo de gravedad afectan los resultados obtenidos con la nivelación, por lo que una zona geológicamente activa en este caso la zona del Volcán de Colima, la cámara magmática genera perturbación al campo de gravedad de la zona por lo que es necesario tener datos de gravedad en la zona de estudio.

## II. 1.- NIVELACIÓN.

En una amplia red de control vertical, la nivelación geodésica es la técnica que provee la diferencia de elevación más real entre los puntos de control. Esta es una forma de nivelación precisa donde instrumentos calibrados, observaciones y procedimientos rigurosos limitan la magnitud del error. En el siguiente trabajo se discuten los procedimientos para efectuar la nivelación, principales fuentes de error y tolerancias.

A lo largo de cada línea de la red de control vertical, la nivelación es conducida en incrementos llamadas secciones. Cada sección es una serie continua de pasos, realizados entre dos puntos de control permanentes. Una serie de observación consiste en una mira soportada en la parte de atrás, otra mira soportada en la parte delantera y un instrumento de nivelación localizado en medio de los dos puntos. (Fig. 9).

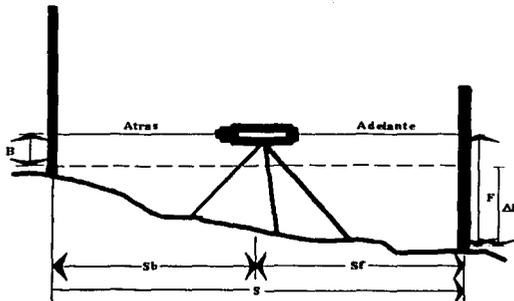


Fig. 9.— Sección de nivelación,  $\Delta h = B - F$  y  $S = S_b + S_f$ . NOAA 1981.

Dos alturas son medidas mediante el instrumento y las miras localizadas en los extremos, la diferencia de estas alturas da como resultado el desnivel entre los dos puntos medidos. La

suma de las diferencias de elevación a lo largo de toda la sección de la línea es el desnivel entre los dos puntos de control (Fig. 10).

Tres condiciones debe satisfacer este procedimiento para poder asegurar una medición precisa de los desniveles entre los puntos.

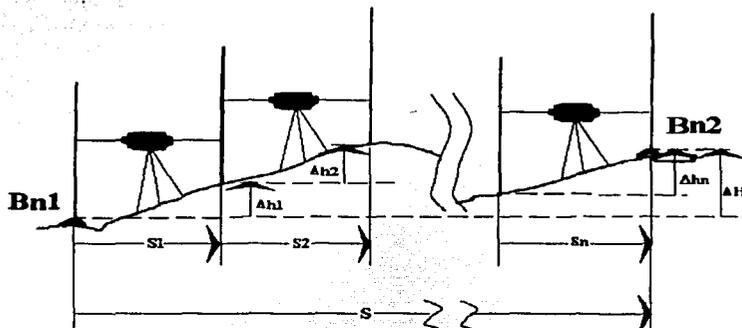


Fig. 10.— Línea de nivelación,  $\Delta H = \Delta h_1 + \Delta h_2 + \dots + \Delta h_n$  y  $S = S_1 + S_2 + \dots + S_n$ . NOAA 1981.

Primero, la línea de visión del instrumento hacia las miras, debe ser paralela a la superficie equipotencial de referencia en todo el tiempo de medición. Segundo, los valores observados sobre las escalas de las miras deben indicar precisamente la altura sobre el punto, y tercero, los puntos en cuestión deben ser estables con respecto a la topografía.

Las condiciones mencionadas anteriormente no pueden ser satisfechas perfectamente en el mundo real, sin embargo, estos pueden ser reducidos conociendo la fuente de error que los origina. La nivelación es clasificada por la magnitud del error total obtenido durante toda la medición de la red.

*Fuentes de error.* El error puede ser clasificado como error aleatorio y error sistemático. El error aleatorio en la nivelación es el resultado de efectos imprevisibles tales como variación en los instrumentos, el medio ambiente y el procedimiento de nivelación en campo. El error aleatorio no puede ser completamente eliminado, aunque se puede minimizar. Por lo tanto,

representa el nivel de ruido, el límite con el cual la nivelación puede medir las diferencias de elevación.

El error sistemático representa el efecto de imprecisiones consistentes en los instrumentos o en el procedimiento de llevar a cabo la nivelación. Esto también resulta de efectos consistentes del medio ambiente, no siempre previstos. Aunque el error sistemático puede ser pequeño en una sola medición, este es acumulable cuando la medición se realiza bajo las mismas circunstancias. En consecuencia, esto puede resultar en una significativa discrepancia en los desniveles medidos entre dos puntos de control mediante diferentes métodos de nivelación o rutas. Para obtener precisión en los desniveles, los errores sistemáticos deben ser eliminados, además de aplicar correcciones a los datos.

Las fuentes de error en la nivelación se pueden clasificar en tres grupos: los que afectan la línea de la visual, los que afectan las alturas observadas y los errores humanos. La línea de la visual no puede estar perfectamente a nivel debido a las imperfecciones en el instrumento, refracción, curvatura y marea terrestre. Las alturas observadas no son precisas por las imperfecciones en la escala de las miras y por el giro de la mira al momento que esta pasa de ser el punto delantero al punto trasero. Además de esto, una relación perfectamente estable no puede ser mantenida entre el equipo de medición y la topografía del lugar, por los efectos del medio ambiente hacia el equipo. Los errores humanos pueden ocurrir en cualquier momento de la medición, por lo que es importante estar siempre atentos a la hora de registrar los datos.

*Instrumentos de Nivelación.* El instrumento usado para la nivelación geodésica debe proporcionar una superficie consistentemente horizontal. La calidad del instrumento determina la sustentabilidad de varios ordenes y clases de nivelación.

La línea de visión para ser horizontal debe ser perpendicular a la dirección de la gravedad, en el eje vertical del instrumento. Si la línea de visión no es horizontal, el ángulo con el cual esta se desvía de la horizontal causa un error en cada observación (Fig. 11). Este ángulo es conocido como error de colimación

El error de colimación puede ser limitado usando un instrumento con un buen diseño, en nuestro caso el trabajo se ha realizado con un nivel de precisión N-3 de Leica. (NOAA, 1981)

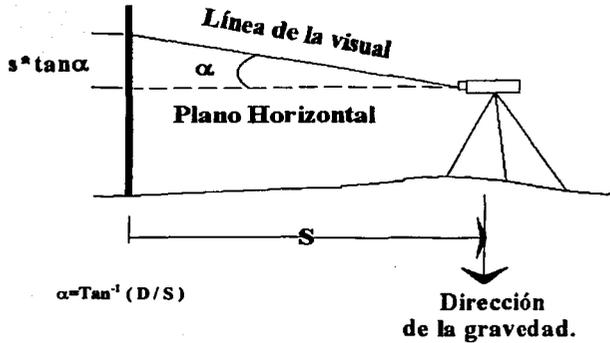


Fig. 11.— Efecto del error de colimación,  $\alpha$ . NOAA 1981.

El ángulo debe ser medido y ajustado según especificaciones del fabricante. El efecto del error de colimación en cada observación puede ser reducido limitando la distancia de los brazos. Además si la distancia de los brazos es la misma en cada medición, los errores resultantes provenientes del error de colimación tienden a ser iguales. Por lo tanto ellos se cancelan cuando el punto delantero es restado del punto trasero para calcular la diferencia de elevación (Fig. 12).

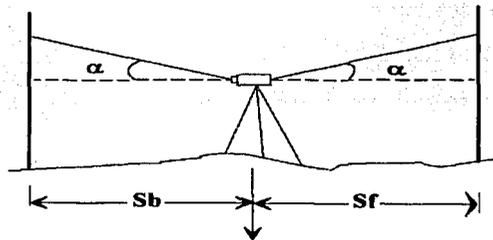


Fig. 12.— Cancelación del error de Colimación en una serie de observación donde  $S_b = S_f$ . NOAA

El error de colimación no debe cambiar cuando el instrumento es nuevamente enfocado o rotado sobre su eje vertical. Una diferencia permanente entre los errores de colimación de los puntos traseros y delanteros causa una acumulación sistemática del error (Fig. 13).

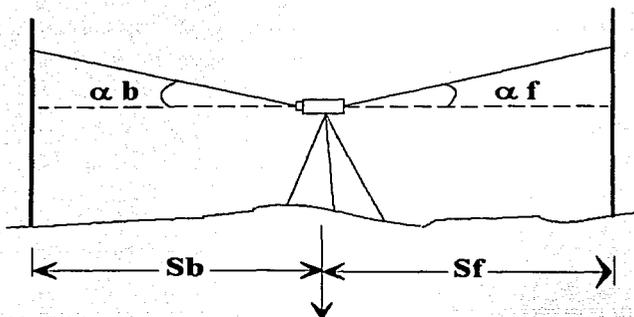


Fig. 13.— El error de colimación no es eliminado en brazos de igual distancia.  $S_b = S_f$  sin embargo  $\alpha_b \neq \alpha_f$ . NOAA 1981.

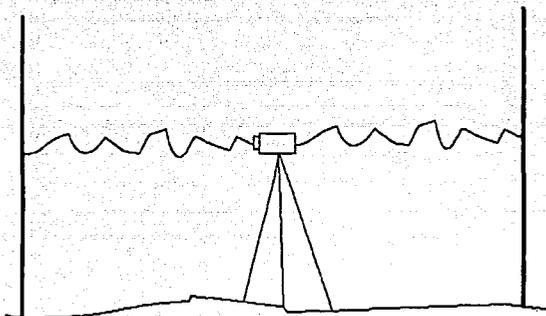
Para prevenir errores muy grandes el nivel esférico sobre el instrumento debe estar propiamente ajustado. En un instrumento de nivelación, el error causado por la imprecisión del centrado de la burbuja puede llegar a ser sistemático si la burbuja se ve afectada por una fuente de calor en una sola dirección. Una sombrilla para proteger al instrumento debe reducir este efecto.

Otro efecto sobre la línea de visión resulta de la no habilidad del humano para repetir una lectura sobre el mismo punto. Imperfecciones en el instrumento y la refracción atmosférica pueden contribuir a este efecto, combinado con la imperfección del ojo humano, lo que genera el error.

La magnitud de este tipo de error es reducido mediante el uso de un instrumento de precisión con un micrómetro y una retícula que ha sido ajustada para moverse paralelamente llamada placa plano-paralela. Limitando la distancia de la visual y el movimiento del instrumento puede también reducir la magnitud del error.

*Refracción.* Las variaciones en la densidad atmosférica tiende a refractar o curvar la línea de la visual en la dirección del incremento de la densidad del aire. Estas variaciones parece ser primeramente una función del gradiente de temperatura del aire.

La refracción es más notable cuando la línea de la visual pasa a través de las fluctuaciones de la densidad del aire, como cuando " las ondas de calor" son observadas. Las graduaciones en las miras parecen moverse arriba y abajo rápidamente. Este fenómeno, llamado reverberación (Fig. 14), hace difícil la intersección precisa de las escalas, lo que incrementa el error de la no habilidad del humano para colocar la línea de la visual dos veces en el mismo punto. Esto puede ser reducido acortando los brazos del tramo de nivelación o, en algunos casos, aumentando la altura de la línea de la visual.



**Fig. 14.— Reverberación. NOAA 1981.**  
Visual que pasa a través de las fluctuaciones de la densidad del aire,  
como cuando se observan las ondas de calor.

Si la reverberación es observada o no, la línea de la visual puede ser refractada. El error causado por la refracción se incrementa proporcionalmente con el cuadrado de la distancia de la visual. Las condiciones atmosféricas no siempre son las mismas a lo largo de la línea de la visual. El aire cerca de la superficie cambia en densidad más rápidamente que el aire situado a 1m o más sobre la superficie. Esto puede ser visualizado, imaginando las capas de aire de igual densidad, conformando la topografía. Sobre un terreno inclinado, si los brazos están puestos a

la misma distancia, las condiciones atmosféricas a lo largo del brazo delantero son diferentes a lo largo del brazo trasero (Fig. 15) Porque la visual del brazo delantero pasa a través de grandes cambios en la densidad del aire, siendo refractado en mayor cantidad. Entonces el error de refracción aumenta con los cambios de elevación.

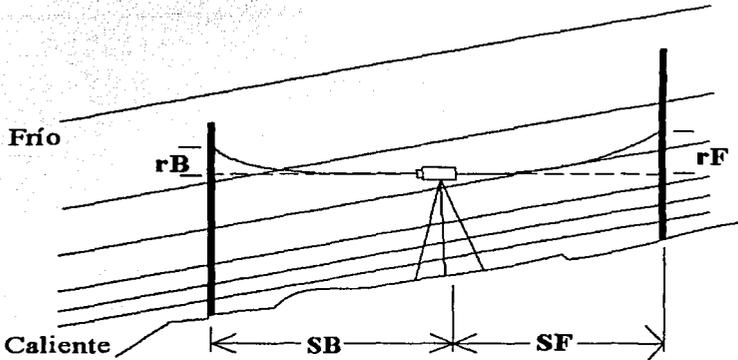


Fig. 15.— Error de refracción,  $r$  no se elimina sobre un terreno inclinado con brazos iguales  
Donde:  $r_B \neq r_F$  a la vez que  $S_B = S_F$ . NOAA 1981.

Los resultados de la nivelación pueden ser corregidos mínimamente por refracción si las condiciones atmosféricas son determinadas y registradas con las observaciones. De algunos modelos matemáticos que intentan predecir el error por refracción, lo más apropiado es que las diferencias en la temperatura del aire sean medidas precisamente durante cada serie de observación.

Dos tipos de refracción no pueden ser corregidas, la primera cambios en la densidad del aire y segunda una reverberación que se mueve lentamente. Por lo consiguiente, las situaciones que causan estas deben ser evitadas en la nivelación. Si la línea de la visual pasa muy cerca de la superficie o de un objeto intermedio, los cambios en la densidad del aire causan que la línea sea refractada en forma imprevisible. Similarmente, cuando el aire cerca de la superficie es más frío que el aire arriba de este, las capas de aire relativamente estables pueden moverse

lentamente cruzando la línea de la visual, causando un gran período de reverberación. La graduación sobre las miras parecen moverse arriba y abajo, pero muy lentamente de tal forma que una serie completa puede ser observada y verificada antes de que el movimiento sea detectado. Las observaciones pueden ser significativamente e imprevisiblemente afectadas por la reverberación no visible. Este efecto usualmente ocurre en la noche cuando el aire está calmado.

*Curvatura.* El instrumento y las miras están orientados en la dirección de la gravedad, para medir las diferencias de elevación con respecto a la misma superficie de referencia. Cuando el instrumento está a nivel y es rotado para que la línea de la visual interseque la graduación en cada una de las miras, la línea de la visual debe generar un plano horizontal. Este sería paralelo a la superficie equipotencial si el campo de gravedad, en cada serie, también definiera un plano. Pero este no es el caso, ya que el campo de gravedad define una superficie curva. Como resultado, una pequeña cantidad por el error de curvatura es introducida en cada observación (Fig. 16)

El error por curvatura es proporcional a el cuadrado de la distancia del instrumento a la mira. Asumiendo que la superficie equipotencial está eventualmente curvada, el error por curvatura puede ser reducido colocando los brazos casi a la misma distancia de separación. Si los brazos están casi balanceados, dentro de una tolerancia, la corrección por curvatura no necesita ser forzosamente aplicada a la nivelación.

La superficie definida por el campo de gravedad no es siempre curvada, mínimas diferencias en el error por curvatura en cada serie se acumulan sistemáticamente en la nivelación llevada a cabo sobre grandes cambios de elevación, particularmente en la dirección norte - sur (NOAA 1981).

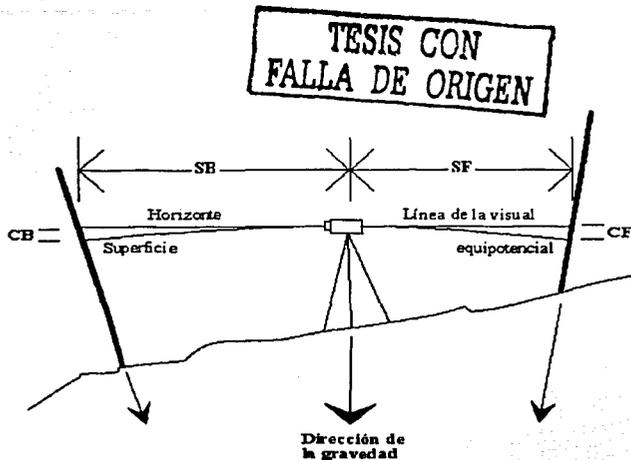


Fig. 16.— Error por curvatura, donde la línea de la visual no es paralela a la superficie equipotencial, esta se elimina si  $S_B = S_F$ . NOAA 1981.

*Marea Terrestre.* Debido a que los instrumentos de nivelación y las miras están orientados en la dirección del campo de gravedad, después que la curvatura ha sido tomada en cuenta, la diferencia de elevación de cada sección es calculada a lo largo de una ruta sobre superficies aproximadamente paralelas a una equipotencial. Sin embargo, el sol y la luna crean una marea terrestre que periódicamente distorsiona la superficie de la tierra, generalmente más en dirección del ecuador que en los polos. (NOAA 1981).

La distorsión es denominada una deflexión y esta descrita por la resultante de dos vectores. La componente vertical afecta solo la magnitud de la gravedad a lo largo de la ruta de nivelación, resultando un efecto insignificante sobre la diferencia de elevación. La componente horizontal, actúa a  $90^\circ$  sobre la superficie equipotencial, resultando en un pequeño error, especialmente si la sección esta orientada en una línea con el sol, luna y el polo norte o polo sur. El error acumulado es significativo en las líneas de nivelación orientadas norte- sur, particularmente en latitudes medias. Para eliminar este, una corrección debe ser aplicada.

*Miras.* Para observar alturas precisas en los puntos en los cuales las miras están apoyadas, una relación precisa debe mantenerse entre las miras y la superficie equipotencial, y entre las miras y las escalas montadas sobre o dentro de estas.

La primera relación es la verticalidad o el alineamiento de la mira con la dirección de la gravedad. Si estas no están bien alineadas, un error es introducido en cada observación. Aunque el error puede ser pequeño, este se acumula sistemáticamente con cambios de elevación, especialmente sobre terrenos inclinados donde las observaciones son realizadas alternadamente sobre la escala mayor y menor de la mira. (Figs. 17, 18, 19). El error es eliminado solamente con el uso de una niveleta empotrada en la mira.

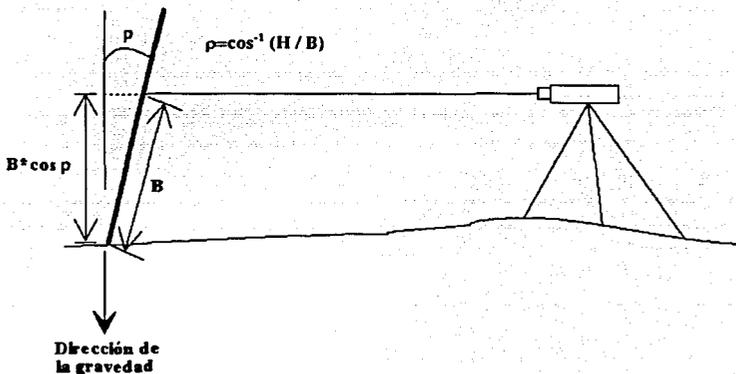


Fig. 17.— Error en la mira no vertical,  $\rho$ , al observar una altura,  $B$ .

La segunda relación depende de la exactitud con la que las escalas están manufacturadas y montadas dentro o sobre las miras. Si las graduaciones no son exactamente marcadas sobre la escala del cero o si la escala cambia durante la nivelación, el error puede acumularse en las

observaciones. Para limitar el error, las miras deben estar bien diseñadas, periódicamente calibradas, y usadas adecuadamente.

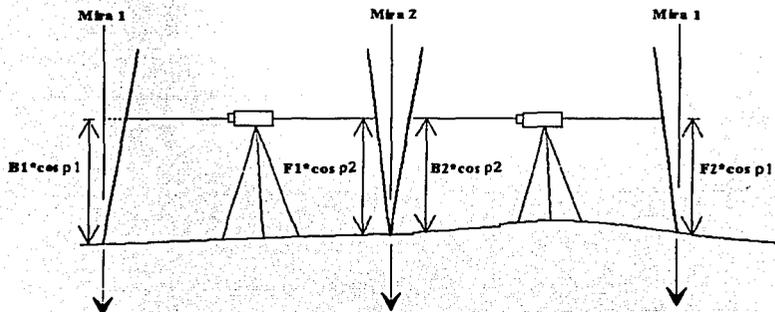


Fig. 18.— El error de la no verticalidad de las miras es sistemático y pequeño en terrenos planos entonces se tiene que  $B_1 \cong F_2$  y  $F_1 \cong B_2$ . NOAA 1981.

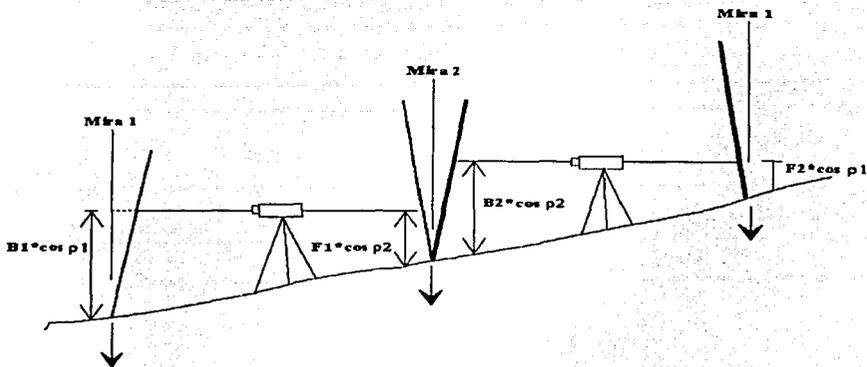


Fig. 19.— El error de la no verticalidad de las miras se acumula en terrenos inclinados entonces se tiene que  $B_1 \neq F_2$  y  $F_1 \neq B_2$ . NOAA 1981.

El error de índice, es la diferencia en altura de la escala cero de la graduación a la base de la mira, representando una porción constante de el error en los valores de la escala. El error de índice puede ser eliminado realizando un número igual de series para cada sección, así usando la misma mira sobre cada banco de nivel durante la nivelación, esto es cerrar el circuito con la misma mira con que se parte. (Este error también puede ser eliminado si solamente una mira es usada, si las correcciones de calibración son aplicadas.)

Los errores de verticalidad y graduación causan errores sistemáticos acumulándose en mayor cantidad con los cambios de elevación. Para una mayor exactitud en los resultados, los valores de la escala observados en la mira deben ser corregidos y estandarizados con respecto a la National Standard of length. Donde las escalas están sujetas a una expansión térmica y el coeficiente de expansión es medido. Durante la nivelación las temperaturas en las escalas deben ser medidas.

*Estabilidad.* Durante cada serie de observación, el instrumento y las miras pueden cambiar de elevación debido al asentamiento causado por el tipo de terreno. Para minimizar el error de tal movimiento, es necesario que la serie de observación sea casi simultánea en el punto trasero y delantero.

El error sistemático como resultado de movimientos consistentes de el instrumento puede ser eliminado por el uso de uno de los tres procedimientos de observación, nivelación con micrómetro, nivelación de los tres hilos y nivelación de Tryggvason. En un procedimiento, conocido como “nivelación con micrómetro”, dos diferencias de elevación son medidas en cada punto durante cada serie. Si el instrumento se asienta significativamente durante la medición o en ambas mediciones, las observaciones no permanecerán dentro de un límite impuesto sobre las diferencias entre los resultados. Promediando los resultados algún error sistemático prácticamente se elimina.

Otro procedimiento, “nivelación de los tres hilos”, la primera lectura de la serie es realizada sobre el punto trasero en los números impares y sobre el punto delantero en los números pares. El asentamiento consistente del instrumento causara que los resultados de la serie impar sean demasiado grandes y los resultados de la serie par sean demasiado pequeños por una valor similar. Así, sobre una sección con un número igual de series, los errores contiguos se cancelan.

El tercer procedimiento es el propuesto por Tryggvason y al cual se le ha llamado "Nivelación de Tryggvason", en el capítulo tres de este trabajo se describe su metodología. Ocho diferencias de elevación son medidas en cada punto durante cada serie (Tryggvason, 1989). Si el instrumento sufre un deslizamiento significativo en el lapso de la serie de medición, los desniveles obtenidos rebasaran los límites de las diferencias entre los desniveles, por lo que en este caso una nueva serie de observación será realizada una vez más.

El movimiento de las miras es minimizado emplazando los puntos de giro sobre partes del terreno lo suficientemente estables, para tal propósito se utilizan bases pesadas que aseguran la estabilidad del punto denominadas sapos, tortugas y otros. Si las miras están descansando sobre los puntos por 20 segundos antes de realizar la observación, algún pequeño movimiento puede ser ignorado. Promediando los resultados de una doble nivelación, realizada en direcciones opuestas la acumulación de errores sistemáticos como resultado de movimientos consistentes son prácticamente eliminados.

*Errores humanos.* Errores que resultan de las fallas en los procedimientos especificados anteriormente son llamadas equivocaciones. En la nivelación, una brigada con experiencia que garantice el trabajo puede ser considerada prácticamente libre de errores. Solo una atención meticulosa y detallada, combinada con escrupulosas verificaciones y varias comprobaciones, pueden garantizar la precisión.

Errores humanos aleatorias son usualmente grandes y ocurren durante un paso en el procedimiento de la observación. Estas incluyen (1) equivocación en la lectura o en el registro de las lecturas, (2) observación de las miras en el orden equivocado, (3) impropia nivelación del instrumento, (4) movimientos injustificables del instrumento o de los puntos durante las series de observación (5) inadecuada posición o la no verticalidad de las miras, y (6) movimientos incorrectos del punto delantero entre las series de observación. Las primeras cuatro equivocaciones pueden ser detectadas y eliminadas con seguridad mediante el uso de la doble graduación de las miras, registro electrónico de la información y los procedimientos usando el micrómetro mencionados anteriormente. Si las dos últimas equivocaciones, no son reportadas por el personal responsable de las miras, estas pueden ser detectadas solamente comparando repetidas nivelaciones de la sección.

Las errores humanos sistemáticos son más difíciles de detectar. Estos son principalmente causados por la falta de mantenimiento al instrumento y las miras. Por ejemplo si la verificación de la colimación y el ajuste de la misma no son correctamente realizados, el uso de un instrumento incorrectamente ajustado, pueden introducir errores indetectables en cada serie de observación, pero acumulativos sobre la línea de nivelación. Igualmente, si las niveletas no están propiamente ajustadas, el error puede acumularse. Si una mira esta pandeada o de otra forma dañada, previos valores de calibración no pueden ser aplicados y los datos no podrán ser corregidos con seguridad.

*Tolerancias para un Nivelación Geodésica.* Para producir elevaciones fiables, los resultados de la nivelación geodésica deben satisfacer apropiadamente la precisión estándar para la clase y orden de un levantamiento de control vertical. Estos estándares están atendidos en tres formas mientras se realiza la nivelación: primero, una brigada de nivelación bien organizada y entrenada en la realización del trabajo; segundo, selección de equipo lo suficientemente preciso y propiamente calibrado; tercero, aplicación de una rutina de observación y registro que limitara la acumulación del error.

Clasificación de redes de control vertical (tabla 2-1) y rigurosas tolerancias para lograr la precisión estándar (tabla 2-2) son mostradas.

# TESIS CON FALLA DE ORIGEN

**Tabla 2-1.— Clasificación de redes de control vertical (NOAA 1981)**

	Primer orden		Segundo orden		Tercer orden	
	Clase I	Clase II	Clase I	Clase II		
<b>Uso Principal</b>	<b>Red básica A</b>		<b>Control de Área</b>		<b>Control local</b>	
<b>Espaciamiento de la Línea.</b>						
Red Nacional	100-300 Km	50-100 Km	20-50 Km	10-25 Km	Según sea necesario	
Red Metropolitana	2-8 Km	2-8 Km	0.5-1 Km	Según sea necesario	Según sea necesario	
<b>Máxima longitud de la línea de nivelación entre cruces.</b>						
	300 Km Ida y regreso	100 Km Ida y regreso 25 Km Solo ida	50 Km Ida y regreso	50 Km Ida y regreso 10 Km Solo ida	25 Km Ida y regreso	
<b>Espaciamiento entre los puntos de control.</b>						
	Promedio 1.6 Km Máximo 3 Km	Promedio 1.6 Km Máximo 3 Km	Máximo 3 Km	Máximo 3 Km	Según sea necesario	

La línea de nivelación es considerada como un control local, cumpliendo con las características, tolerancias y precisiones de una red de 1er. orden, clase I.

**Tabla 2-2.— Tolerancias para una nivelación geodésica. (NOAA 1981)**

# TESIS CON FALLA DE ORIGEN

	Primer Orden Clase I	Primer Orden Clase II	Segundo Orden Clase I	Segundo Orden Clase II	Tercer Orden
<b>Línea de la visual.</b>					
Máxima distancia de los brazos de adelante y atrás	50 m	60 m	60 m	70 m	90 m
<b>Máxima desigualdad en los brazos de adelante y atrás</b>					
por acre	± 2.0 m	± 5.0 m	± 5.0 m	± 10.0 m	± 10.0 m
por sección	± 4.0 m	± 10.0 m	± 10.0 m	± 10.0 m	± 10.0 m
<b>Instrumento de nivelación.</b>					
<b>Máximo error de colimación</b>					
una sola línea de la visual	± 10" 0 (C ≤ ± 0.05 mm / m)				— —
promedio de dos líneas de visual	± 4" 0 (C ≤ ± 0.02 mm / m)				— —
Máxima diferencia angular en dos líneas de visual	± 40" 0 (Q ≤ ± 0.20 mm / m)				— —
Precisión de centrado	± 0" .25	± 0" .25	± 0" .50	± 0" .50	— —
Mínima lectura	± 0.1 mm Micrómetro requerido	± 0.1 mm Micrómetro requerido	± 0.3 mm	± 0.5 mm	— —
<b>Niras</b>					
Precisión en la verticalidad	± 10.0 seg	± 10.0 seg	± 10.0 seg	± 10.0 seg	— —
Máxima unidad de la escala	1.0 cm	1.0 cm	1.0 cm	1.0 cm	— —
Precisión en la calibración	± 0.05 mm	± 0.05 mm	± 0.05 mm	± 0.05 mm	— —
<b>Tolerancias en la diferencia de elevación observada antes de la corrección, durante la observación atrás y adelante</b>					
En la sección	± 0.40 mm	± 1.00 mm	— —	— —	— —
Doble nivelación de una sección menor a 0.10 Km	± 0.95 mm	± 1.26 mm	± 1.90 mm	± 2.53 mm	± 3.79 mm
Doble nivelación de una sección de longitud K en Km ( $T \cdot \sqrt{K}$ ) en mm	$T \pm 3.0$	$T \pm 4.0$	$T \pm 6.0$	$T \pm 8.0$	$T \pm 12.0$
<b>Para una sección menor a 0.10 Km, K=0.10</b>					
<b>Tres o más nivelaciones de una sección.</b>					
<b>Número de nivelaciones</b>					
3	$T \pm 2.10$	$T \pm 2.81$	$T \pm 4.21$	$T \pm 5.63$	$T \pm 8.44$
4	$T \pm 2.33$	$T \pm 3.10$	$T \pm 4.66$	$T \pm 6.23$	$T \pm 9.34$
5	$T \pm 2.48$	$T \pm 3.31$	$T \pm 4.96$	$T \pm 6.64$	$T \pm 9.95$
6	$T \pm 2.59$	$T \pm 3.46$	$T \pm 5.19$	$T \pm 6.94$	$T \pm 10.40$
7	$T \pm 2.68$	$T \pm 3.58$	$T \pm 5.36$	$T \pm 7.18$	$T \pm 10.70$
8	$T \pm 2.75$	$T \pm 3.67$	$T \pm 5.51$	$T \pm 7.36$	$T \pm 11.00$
<b>Cruento de nivelación con una longitud K, comenzando y finalizando en el mismo punto</b>					
( $T \cdot \sqrt{K}$ ) en mm	$T \pm 4.0$	$T \pm 5.0$	$T \pm 6.0$	$T \pm 8.0$	$T \pm 12.0$

### **CAPITULO III.**

#### **MÉTODO DE TRYGGVASON.**

**E**l trabajo desarrollado en el Volcán de Fuego de Colima, requeria de un método rápido, y a la vez lo más preciso posible, por tal motivo, se decidió experimentar con el método de nivelación propuesto por Eystein Tryggvason del Nordic Volcanological Institute, perteneciente a la Universidad de Islandia.

Este método permite obtener desviaciones estándar del orden de 0.22 mm a 1.69 mm como máximo para cada tramo medido entre bancos de nivel. La separación de éstos es de aproximadamente 500 m. Las precisiones logradas se encuentran muy por arriba de las obtenidas por métodos tradicionales, así como la eficiencia y rapidez para detectar posibles errores de observación o del anotador.

### III.1.- ANTECEDENTES.

Nivelaciones de precisión se han realizado en la región de Askja, Islandia desde 1966. Este trabajo tiene el propósito de detectar y observar la deformación de la superficie provocada por actividad volcánica. Cinco líneas de nivelación están localizadas sobre lavas postglaciales. Cuatro de ellas están ubicadas en áreas de fracturamiento tectónico donde los desplazamientos horizontales y verticales son observados. La dirección de estas líneas fueron aproximadamente perpendiculares a la dirección principal de las fallas. La línea restante esta situada en la zona central de Islandia sobre la lava de Askja eruptada en 1961.

Cada línea fue marcada mediante un número determinado de bancos de nivel, consistentes de una varilla con cabeza semi-esférica de 3.8 cm de diámetro. Estas varillas fueron emplazadas sobre una superficie de lava la cual es inmóvil y bien solidificada. Orificios de 10-15 cm de profundidad y 3.5 cm de diámetro fueron perforados en la lava.

La nivelación se llevó a cabo con un nivel N-3 de Wild y dos miras invar de 3 m marca Kern. Las nivelaciones corridas sobre las 5 líneas se efectuaron en condiciones adversas. Se puede asumir que el error estándar de la nivelación en Askja no es mayor que  $0.2 \text{ mm} \cdot L$ , donde L es la raíz cuadrada de la distancia en Km, y para el error estándar de la diferencia entre dos nivelaciones efectuadas en las mismas condiciones y con los mismos pesos es de  $0.3 \text{ mm} \cdot L$  (Tryggvason, 1989).

La precisión obtenida de la deformación de la superficie en estudio es estimada por Tryggvason aplicando un riguroso tratamiento estadístico a los datos observados.

En conclusión, las mediciones de deformación en Askja en un período de 23 años (66 a 89), han demostrado convincentemente que el volcán está deformándose continuamente a una razón que ha excedido las 10 ppm por año durante el período de estudio. Durante el cual se han registrado dos periodos de inflación y uno de deflación (Tryggvason, 1989).

### **III. 2.- METODOLOGÍA DE LAS OBSERVACIONES.**

Actualmente el uso del micrómetro es el procedimiento más preciso para realizar una nivelación geodésica. Las lecturas son realizadas directamente en el micrómetro del instrumento, el cual provee resultados más precisos que los obtenidos mediante la estimación con el procedimiento de los tres hilos.

El objetivo del procedimiento descrito a continuación es la medición de cuatro diferencias de nivel para cada sección de nivelación y con esto poder obtener un mayor número de datos y así estimar con mucha mayor exactitud los desplazamientos verticales que pudieran resultar de una posible deformación del edificio volcánico y sus alrededores.

Las primeras dos diferencias son medidas de atrás hacia adelante y las otras dos diferencias de adelante hacia atrás. Por lo tanto, cuatro corridas son completadas en direcciones opuestas, es decir dos de ida y dos de regreso para cada tramo de nivelación, por lo que cada sección es nivelada cuatro veces simultáneamente.

Cuando este procedimiento es usado en la nivelación de una línea en una sola dirección (únicamente de ida) algunas veces es llamada doble-nivelación simultánea. Esta es usada para algún orden y clase de levantamiento variando las tolerancias especificadas en la tabla II.2.

Para lograr las cuatro lecturas en cada punto auxiliar (estación de la mira) es necesario utilizar miras graduadas al medio centímetro. Las dos miras son necesarias, no sólo para obtener una mayor eficiencia sino también poder realizar observaciones simultáneas del punto de atrás y del punto de adelante. La constante de las miras deben diferir para permitir una verificación matemática y asegurar que las miras están siendo observadas en el orden correcto. Durante cada estación del instrumento, ocho lecturas deben ser registradas.

El procedimiento en campo es el siguiente:

1.- Al comienzo de cada día, realizar el registro de campo con los siguientes datos:

- a) Fecha.
- b) Instrumento utilizado y número de serie,
- c) Tipo de miras y número de serie,
- d) Tiempo local de la zona de trabajo y hora de comienzo,

- e) Temperatura,
- f) Factor de colimación de la última verificación,
- g) Iniciales del observador, apuntador y estadaleros.

2.- Establecer una distancia equilibrada entre la mira de atrás, el instrumento y la mira de adelante. Verificar el paralaje. Usando el instrumento, verificar que las miras estén a plomo.

Nota : Revisar que el punto de control corresponda al que se tiene anotado en la libreta, así como el registro de las condiciones atmosféricas.

Para medir la distancia entre el punto en que está estacionado el instrumento y la mira se utilizan los trazos cortos estadimétricos horizontales visibles en el campo del anteojo. Colocar con el botón del micrómetro el trazo estadimétrico superior de la graduación izquierda de la mira y anotar la lectura de la mira y del micrómetro (A1). A continuación se repite la misma operación para el trazo estadimétrico inferior y se efectúa la lectura (A2). La diferencia de las dos lecturas (A1 - A2) expresada en centímetros, es decir la sección interceptada de la mira L, multiplicada por 100 y sumada al valor de la corrección K proporciona la distancia.

Ejemplo:

A1=	126.64 cm
A2=	101.88 cm
A1-A2=	24.76 cm (sección interceptada)
100 *L=	24.80 m
K=	0.70 m (diagrama 1)
D=	24.10 m

### 3.- Mira Trasera, escala menor:

En el caso del nivel de precisión N-3 de Leica, para la puesta en coincidencia de los dos extremos de la burbuja en el ocular, se utiliza el botón para basculamiento. Si los dos extremos de la burbuja se encuentran fuera del campo visual, una flecha indica con toda claridad en que sentido debe girarse este botón para poner la burbuja en coincidencia (Fig. 19). El botón para basculamiento tiene una graduación

# TESIS CON FALLA DE ORIGEN

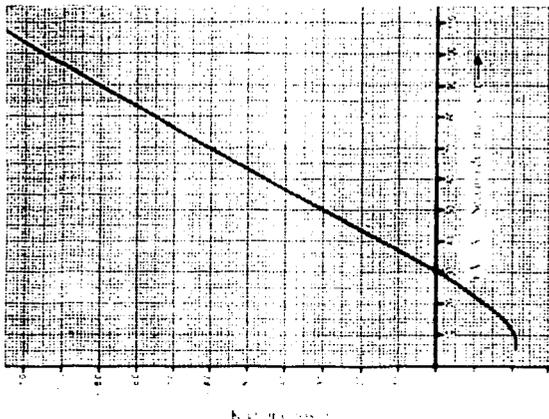


Diagrama I.—Corrección K. (Leica, 1991)

(Fig. 20) con 50 intervalos por giro total. Un giro completo corresponde a un cambio de inclinación del anteojo de alrededor de 0.50 mm por m a saber  $103''$  (nota: la inclinación en seg. de arco es equivalente al número de intervalos multiplicado por 2.06). En una escala a la derecha del ocular del anteojo se ve el número de vueltas completas.

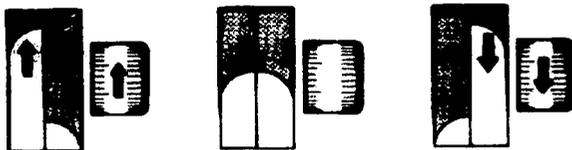
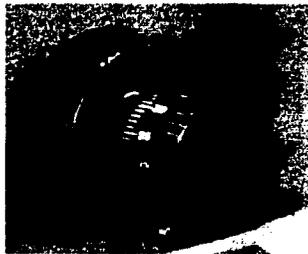


Fig. 19.—Sentido de rotación del botón para basculamiento. (Leica, 1991)

El micrómetro de placa planoparalela está unido sólidamente al cuerpo del anteojo. El micrómetro está constituido por una placa planoparalela de cristal, colocada delante del objetivo y protegida contra el polvo por un vidrio de protección. Girando el botón del micrómetro, la lámina de caras planoparalelas colocada en su montura bascula sobre su eje horizontal y se obtiene un desplazamiento paralelo de la línea de puntería hacia arriba o abajo. La amplitud del desplazamiento es de 10 mm para el modelo estándar. El valor de este desplazamiento es leído directamente a 0.1 mm y estimado a 0.01 mm, en una escala grabada en vidrio que es observada en el ocular (Fig. 20).

Con ayuda del botón del micrómetro colocar exactamente simétrico, entre los trazos



**Fig. 20.—Botón para basculamiento 11, con graduación 20 e índice 21.  
Nivel N-3 de Leica. (Leica, 1991)**

cuneiformes de la retícula, uno de los trazos de la graduación de la mira, y con el tornillo de movimiento fino desplazarlo hacia el interior hasta que el trazo toque prácticamente los hilos superior e inferior. Anotar el número de los centímetros de dicho trazo y añadirle como parte decimal la lectura efectuada en el ocular del micrómetro (Fig. 21). Después de anotar la lectura de la mira, controlar que la burbuja se encuentre siempre exactamente en coincidencia. Como cada mira tiene una división izquierda y una división derecha, efectuar las ocho lecturas para las visuales delanteras y traseras, de manera que estas lecturas sean simétricas en el tiempo.

4.- Realizando el procedimiento descrito en el paso 3 haga tangencia en la escala menor de la mira pero ahora registrando la lectura tomada en el medio centímetro y anotando la lectura del micrómetro.

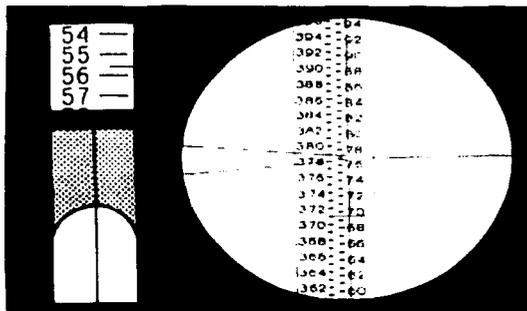


Fig. 21.—Lectura de la mira y el micrómetro. A la derecha: campo visual del N3 con lectura de la mira con los trazos cuneiformes de la retícula: 77 cm, a la izquierda: lectura del micrómetro: 0.556 cm. Lectura total: 77.556 cm.

5.- Mira Delantera, escala menor:

Gira el instrumento para visar la mira delantera, toma lectura de esta en el centímetro y la lectura del micrómetro. Inmediatamente después registra la lectura al medio centímetro con su correspondiente lectura en el micrómetro.

6.- Mira Delantera, escala mayor:

En la misma posición del instrumento una vez que fueron tomadas las lecturas en la mira delantera en su graduación menor, realiza la tangencia ahora en la graduación mayor en el centímetro, posteriormente toma la lectura en el medio centímetro.

7.- Mira Trasera, escala mayor:

Nuevamente gira el instrumento para realizar la lectura en la mira trasera en su escala mayor. Recuerda que primero se toma la lectura en el centímetro y después en el medio centímetro, así como su lectura correspondiente en el micrómetro.

Con esto se termina la serie de observación para una sección de la nivelación.

8.- Ahora es el momento de revisar los desniveles obtenidos. Se ha propuesto el siguiente registro para anotar las lecturas correspondientes a cada observación:

TRAMO	+ED	+MD	-ED	-MD	-Ei	-Mi	+Ei	+Mi

Donde:

- +ED →Lectura atrás centímetro escala menor.
- +MD →Lectura atrás medio centímetro escala menor.
- ED →Lectura adelante centímetro escala menor.
- MD →Lectura adelante medio centímetro escala menor.
- Ei →Lectura adelante centímetro escala mayor.
- Mi →Lectura adelante medio centímetro escala mayor.
- +Ei →Lectura atrás centímetro escala mayor.
- +Mi →Lectura atrás medio centímetro escala mayor.

Como se pueden dar cuenta la escala menor siempre esta ubicada a la derecha del observador (esto es viendo la mira de frente) y la escala mayor a la izquierda. Por tal motivo hemos designado a la escala menor Derecha (D) y a la escala mayor Izquierda (I).

Para obtener los desniveles solo hace falta realizar las diferencias de atrás con las de adelante con su respectiva escala y la lectura efectuada al centímetro o al medio centímetro.

Ejemplo del Registro de Campo:

Observador: José Luis Degollado Zaldivar. Equipo: Nivel de Precisión Wild N-3 y Miras Invar de 3m de longitud marca Carl Zeiss graduadas al medio centímetro. Fecha: 1 Junio de 1996. Volcán de Fuego de Colima. Hora: 11:50 a.m. T=19°C								
	A	B	C	D	E	F	G	H
TRAMO	+ED	+MD	-ED	-MD	-Ei	-Mi	+Ei	+Mi
<b>Bn 2+500</b>								
<b>-PL 39</b>	776570	777049	1104969	1105478	498721	499229	170329	170808
<b>DN=</b>			1.64200	1.64215			-1.64196	-1.64211

El desnivel se calcula como sigue:

$$\begin{aligned}
 C-A &= DN1 \\
 D-B &= DN2 \\
 G-E &= DN3 \\
 H-F &= DN4
 \end{aligned}$$

La diferencia entre desniveles no debe ser mayor a 0.4 mm, si este fuera el caso otra serie de observación es registrada, hasta alcanzar la tolerancia establecida.

Con este procedimiento de nivelación se asegura una desviación estándar de 0.04mm para cada sección de la nivelación.

El procedimiento propuesto por Tryggvason se puede resumir de la siguiente manera:

Una nivelación de precisión más o menos convencional se ha llevado acabo en el Volcán de Fuego de Colima. El equipo utilizado para realizar la nivelación de 1er orden fue el siguiente:

- Nivel de precisión Wild N3.
- Dos miras invar de 3m de longitud graduadas al medio centímetro marca Carl Zeiss.
- Termómetro Ultimeter.
- Sombrilla.
- Dos sapos o tortugas.

El procedimiento propuesto por Tryggvason usando la secuencia de Atrás-Adelante-Adelante-Atrás se ha usado generalmente en la línea de nivelación en ambas direcciones,

teniendo el cuidado de que las miras sean intercambiadas. La secuencia de las lecturas es como sigue:

1. Atrás	Centímetro	Escala Menor.
2. Atrás	Medio Centímetro	Escala Menor.
3. Adelante	Centímetro	Escala Menor.
4. Adelante	Medio Centímetro	Escala Menor.
5. Adelante	Centímetro	Escala Mayor.
6. Adelante	Medio Centímetro	Escala Mayor.
7. Atrás	Centímetro	Escala Mayor.
8. Atrás	Medio Centímetro	Escala Mayor.

Es importante mencionar que el procedimiento propuesto por Tryggvason se modificó de acuerdo a las necesidades, haciéndolo más rápido, pero conservando las precisiones y desviaciones estándar obtenidas por Tryggvason.

La modificación sólo se ha efectuado en el orden de las lecturas, por lo que nuestras observaciones son realizadas de la siguiente forma:

1. Atrás	Centímetro	Escala Menor.
2. Atrás	Medio Centímetro	Escala Menor.
3. Atrás	Centímetro	Escala Mayor.
4. Atrás	Medio Centímetro	Escala Mayor.
5. Adelante	Centímetro	Escala Menor.
6. Adelante	Medio Centímetro	Escala Menor.
7. Adelante	Centímetro	Escala Mayor.
8. Adelante	Medio Centímetro	Escala Mayor.

Nota: El registro de campo se conserva, debiendo tener cuidado con el registro de las observaciones, ya que las lecturas obtenidas del punto de atrás en la escala mayor son anotadas hasta el final del registro.

## CAPITULO IV.

### PROCESADO Y ANÁLISIS DE LOS DATOS.

Las mediciones desempeñan un papel muy importante en todas las áreas, son la base del estudio cartográfico y geodésico de la superficie terrestre y de otros planetas. Los métodos y técnicas de medición son desarrollados por la geodesia, astronomía práctica, gravimetría, fotogrametría, geodesia espacial y otras ciencias.

La medición de cualquier magnitud se analiza desde dos puntos de vista cuantitativo y cualitativo. El cuantitativo refleja el valor numérico de la magnitud medida y el cualitativo caracteriza la precisión de la medición. Con el desarrollo de la ciencia y la técnica, en particular de la geodesia, se eleva la precisión de las mediciones y perfeccionan los métodos de su elaboración matemática. En las mediciones no debe haber equivocaciones ni descuidos, ya que estos se traducen en errores. Para evitarlos, se efectúan no menos de dos mediciones de cada magnitud y, además, se recurre a las relaciones matemáticas entre las magnitudes medidas (por ejemplo, la igualdad a  $180^\circ$  de la suma de los ángulos en un triángulo plano, la igualdad a cero de la suma de los desniveles en un circuito de nivelación, etc).

Aún en el trabajo más cuidadoso las mediciones realizadas repetidamente de cualquier magnitud constante presentan siempre dispersión de los resultados. La medición de magnitudes enlazadas entre sí matemáticamente presentan ciertos errores de cierre. El orden de la magnitud de los errores de cierre y de las divergencias entre los resultados de las mediciones repetidas debe corresponder a la precisión de las mediciones, lo cual es indicio de la ausencia de grandes errores en las mediciones.

La circunstancia de que, aún al no haber grandes errores, los resultados de las mediciones repetidas siempre divergen entre sí dentro de ciertos límites, se debe a que cualquier medición siempre acarrea pequeños errores inevitables, es decir, ciertas desviaciones de los resultados de las mediciones con respecto a los valores exactos de las magnitudes medidas (errores de observación, imperfecciones en la fabricación y ajuste de los instrumentos, etc.). Es por ello que los errores inevitables siempre están presentes en las mediciones, pero,

dentro de lo posible, habrá que disminuir su influencia sobre los resultados obtenidos por medio de una adecuada combinación de metodologías.

En lo que se refiere a la precisión de las mediciones y de su elaboración matemática, se debe prestar atención a una importante circunstancia. En ocasiones se imponen exigencias exageradas a la precisión de las mediciones, lo que no corresponde a la necesidad ni a las posibilidades reales. Sin embargo, una precisión excesiva en las mediciones es indeseable al igual que una precisión insuficiente ó baja, ya que conduce a un aumento en el volumen y en los plazos de realización de los trabajos y de su costo. Por esta razón es preciso determinar la precisión óptima, es decir, la necesaria y suficiente en las mediciones y en la elaboración de sus resultados.

El estudio de la calidad en las mediciones geodésicas, de las leyes de aparición e influencia de los pequeños errores inevitables, la elaboración de reglas y métodos para estimar y realizar cálculos con la precisión necesaria de los métodos que permitan obtener, con gastos mínimos en el cálculo, los mejores resultados finales, constituye una de las tareas fundamentales en la elaboración matemática de las mediciones geodésicas.

#### **IV.1.- ANÁLISIS DE LOS DATOS APLICANDO LA NIVELACIÓN TRADICIONAL.**

Repetidas mediciones sobre la línea de nivelación ubicada en el Volcán de Fuego de Colima (Fig. 22), se han llevado a cabo desde el verano de 1992 hasta el verano de 1996, esto es con el fin de recopilar información sobre el estado interno del volcán.

La línea de nivelación consta de 8 bancos de nivel (Fig. 22), de los cuales sólo se midieron seis en la primera etapa. A partir de la segunda etapa en el verano de 1994 se logró realizar la medición de los ocho bancos que comprende el total de la línea.

Es importante mencionar que durante la segunda etapa de nivelación en el verano de 1993, se cometieron serios errores en el trabajo de campo, al momento de realizar el recorrido de la línea de nivelación los bancos de nivel no fueron tocados, es decir, falta la lectura del punto de adelante (banco de nivel) para poder obtener la diferencia de nivel entre bancos contiguos. Dichos errores arrojaron desniveles que no concuerdan con la realidad que guarda el volcán, desechando en su totalidad la segunda etapa de nivelación.

Todo lo anterior llevó a realizar un ajuste en las etapas de nivelación, quedando de la siguiente manera:

<b>Antes de detectarse el error</b>				<b>Después de detectarse el error</b>	
<b>Primera</b>	<b>Etapas</b>	<b>Verano</b>	<b>1992</b>	<b>Primera</b>	
<b>Segunda</b>	<b>Etapas</b>	<b>Verano</b>	<b>1993</b>	<b>(Eliminada)</b>	
<b>Tercera</b>	<b>Etapas</b>	<b>Verano</b>	<b>1994</b>	<b>Segunda</b>	
<b>Cuarta</b>	<b>Etapas</b>	<b>Verano</b>	<b>1995</b>	<b>Tercera</b>	
<b>Quinta</b>	<b>Etapas</b>	<b>Verano</b>	<b>1996</b>	<b>Cuarta</b>	

Nota: Antes de detectar los errores en la etapa de 1993 se manejaban 5 etapas de nivelación.

En la primera etapa de medición se aplicaron las metodologías consideradas como tradicionales, estas son: El método de los tres hilos (americano) y el del micrómetro.

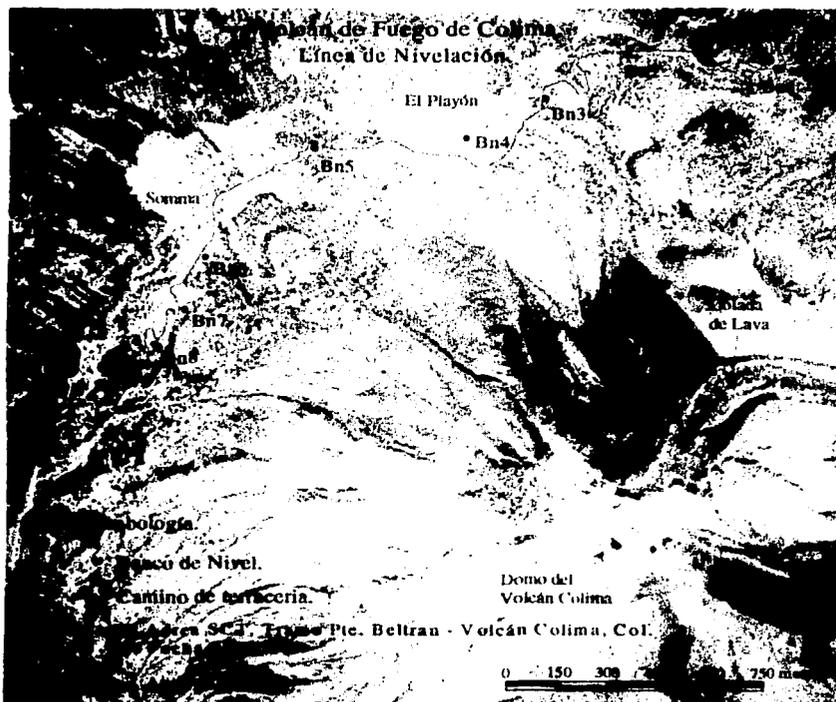


Fig. 22.— Línea de Nivelación en el Volcán de Fuego de Colima.

El procedimiento de los tres hilos nos permite obtener diferencias con una precisión suficiente para un levantamiento de segundo orden clase I o de un orden menor. Durante cada observación 6 lecturas deben ser realizadas.

Para verificar la precisión de la serie de observación, se debe realizar el siguiente cálculo:

Llamemos  $S_u$  a la lectura del hilo superior,  $S_m$  a la lectura del hilo medio y  $S_i$  a la lectura del hilo inferior. Los valores obtenidos de las diferencias entre  $S_u - S_m$  y  $S_m - S_i$  no deberá ser mayor a 2mm, si éste fuera el caso la serie de observaciones se repite.

El desnivel para cada sección nivelada, es la diferencia entre el promedio de la lectura de los tres hilos de atrás y el promedio de la lectura de los tres hilos de adelante. El registro de las observaciones en campo es el siguiente:

#### ***Método del micrómetro.***

Para las nivelaciones de primer orden clase uno, el uso del micrómetro, es la técnica más precisa para obtenerlos. Se registran dos lecturas en cada observación.

Las lecturas en las miras se realizan de la siguiente manera:

La lectura en la mira se realiza colocando los trazos cuneiformes de la retícula en uno de los óvalos de la mira a lo que se le suma la lectura en el micrómetro del instrumento. La diferencia de nivel se realiza restando la lectura de atrás menos la lectura de adelante, dicho valor no debe ser mayor a la constante de las miras, ya que la precisión de la nivelación esta en función de esta diferencia. Si este fuera el caso la serie de observación se repite.

El uso de las miras graduadas con dos escalas diferentes es importante ya que estas nos permiten una verificación matemática y con esto asegurar que las miras son observadas en el orden correcto.

El registro de las observaciones, así como, los resultados obtenidos con las metodologías antes descritas se presentan en la tabla IV.1.1. **Anexo B**, la cual muestra sólo el desnivel obtenido entre el BN1 y el BN2 de la primera etapa.

La aplicación de los métodos antes mencionados tienen el inconveniente de arrojar desniveles con diferente precisión. Como se puede observar en las gráficas del **Anexo B** la dispersión de los desniveles obtenidos por ambos métodos es considerable, por lo que fue necesario aplicar un criterio de desecho de donde se obtuvieron los valores más probables de cada desnivel.

El criterio de desecho que se utilizó fue por que es fácil de utilizar y muy preciso al momento de realizar la elección de los valores a desechar, éste método es propuesto por la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), el cual toma como tolerancia la diferencia máxima permisible para el orden y clase del levantamiento, la cual esta dada por la siguiente ecuación:

$$T \times \sqrt{K}$$

Donde .- **T** es el factor de la tabla II.1 para el orden y clase del levantamiento.

**K** es la longitud de la sección en Km.

Por ejemplo, si la distancia de la sección nivelada es de 1.6 km y el levantamiento es de primer orden clase I, la tolerancia es  $3mm \times \sqrt{1.6} = \pm 3.79mm$

A continuación se describe la metodología para realizar el desecho de los valores que se encuentran fuera de tolerancia:

- I. Calcular el promedio de la sección nivelada, tomando en cuenta todos los valores obtenidos, por lo regular para el caso en estudio de 6 a 8 valores.
- II. Realizar la diferencia entre el promedio y cada observación.
- III. Revisar las diferencias obtenidas en el paso II y compararlas con la tolerancia obtenida por la ecuación  $T \times \sqrt{K}$ . Tomando en cuenta que el factor de T también involucra las veces que fue nivelada la sección.
- IV. Si al momento de comparar las diferencias obtenidas con la tolerancia, una de éstas es mayor, se elimina el valor o los valores que fueron mayores que la tolerancia establecida y se prosigue con el criterio. Ahora, si todos los valores están dentro de tolerancia se asegura que tenemos el valor más fiable del desnivel medido reiteradamente y con igual precisión.
- V. Eliminados los valores que exceden la tolerancia, se obtiene un nuevo promedio con los valores restantes, por lo que se regresa al paso II.

El criterio de eliminación de la NOAA es simple pero riguroso. Este se basa en los procedimientos para estimar de manera probabilística un valor aproximado de la esperanza matemática, obtenido como la media aritmética, es decir, un valor  $\bar{x}$ . Como base de solución

de la tarea planteada utilizamos el método de intervalos de confianza ó límites de confianza. La esencia de este método consiste en lo siguiente:

Imponiéndose una probabilidad fiducial  $\beta$ , se determinan los intervalos de confianza que se marcan a ambos lados de  $\bar{x}$ , dentro de los cuales se encuentra el valor  $\bar{X}$  con una probabilidad  $\beta$ . En el método de eliminación propuesto, el intervalo de confianza esta proporcionado por la tolerancia y la probabilidad  $\beta$  es la precisión deseada para el tramo de nivelación. Por lo tanto estamos seguros de obtener un tramo de nivelación con la precisión y tolerancias requeridas, de acuerdo a la calidad de los datos obtenidos en campo.

En la tabla IV.1.2. del Anexo C, se muestran todos los desniveles correspondientes a la primera etapa de nivelación, la aplicación del criterio de desecho con el cual se obtienen los valores más probables, así como, la precisión lograda en cada tramo nivelado.

Como se puede observar en la tabla IV.1.2., siempre existe la eliminación de dos valores, los cuales corresponden a los desniveles obtenidos con el método de los tres hilos, ya que estos son de una precisión inferior a la obtenida con el método del micrómetro. En el caso de eliminar más de dos valores, corresponden a desniveles obtenidos con el método del micrómetro, que se encuentran fuera de tolerancia, probablemente por la acumulación de errores en las observaciones.

Las precisiones obtenidas en esta primera etapa son variadas, puesto que van desde un 1er. orden clase I hasta el 3er. Orden, esto es debido a la combinación de métodos de los cuales se obtienen resultados con diferentes pesos ó a la falta de control en la tolerancia del desnivel obtenido en cada sección, lo que ocasiona que los desniveles se disparen.

Con la aplicación del criterio de desecho, se asegura que los desniveles obtenidos con el método de los tres hilos son eliminados, por lo que consideramos que la variación en la precisión es causada por la falta de control en la tolerancia de las observaciones, lo que origina desniveles erróneos con diferencias de hasta 24.28 mm como máximo o en el peor de los casos la baja precisión lograda en dos de los tramos de la línea para esta primera etapa.

## **IV. 2.- ANÁLISIS DE LOS DATOS APLICANDO EL MÉTODO DE TRYGGVASON.**

Con el fin de saber distinguir los desplazamientos observados en el volcán, se aplicó un nuevo método de nivelación el cual fue propuesto por Eysteinn Tryggvason del Nordic Volcanological Institute, de la Universidad de Islandia, cuya metodología y antecedentes fueron desarrollados en el capítulo III.

Los resultados obtenidos con el método de Tryggvason son lo suficientemente estables y precisos, como se observa en la gráfica IV.2.1 del **Anexo C**, donde se muestran las observaciones de cada tramo de la nivelación para la segunda, tercera y cuarta etapa.

En la gráfica IV.2.1. las fluctuaciones de los desniveles observados es prácticamente nula, es fácil determinar aquel o aquellos valores que salen fuera de la tendencia del valor del desnivel promedio, por lo que estos valores no serán tomados en cuenta cuando se realice la media aritmética para obtener el valor más probable de la observación.

Aunque el método de Tryggvason es lo suficientemente preciso, se decidió emplear el criterio de desecho de la NOAA para poder eliminar con seguridad las observaciones que están fuera de la tolerancia establecida; demostrando que las observaciones no eliminadas corresponden a una nivelación de 1er. Orden Clase I.

En las tablas IV.2.1., IV.2.2. y IV.2.3. del **Anexo C** se muestran los resultados de la aplicación del criterio de desecho, de donde se aprecia que sólo 5 observaciones fueron eliminados de un total de 168.

Los valores eliminados en su mayoría se encuentran en el tramo del BN1 al BN2, esto es debido a que en esta parte de la línea de nivelación la topografía del terreno es muy accidentada por lo que aún con el control de los desniveles para cada estación existen observaciones fuera de tolerancia que se escapan al observador.

La habilidad en el manejo de la nueva metodología se hizo presente en la rapidez de realizar los trabajos de campo, ya que en el mismo tiempo en que se realizó la medición completa de la línea antes sólo se realizaba la medición de 6 bancos.

El análisis de los desniveles de las 2ª etapa (año 1994), 3ª etapa (año 1995) y 4ª etapa (año 1996) muestra que los mayores cambios observados en el área de estudio se encuentra en los tramos Bn6-Bn7 y Bn7-Bn8; en donde el desplazamiento entre la 2a. y 4a. etapa fue de 13.76 mm, observándose un cambio de elevación en sentido positivo en el tramo Bn6-Bn7. En el caso del tramo Bn7-Bn8 el desplazamiento registrado es contrario al movimiento en el tramo anterior (Bn6-Bn7), puesto que se observa una subsidencia de 17.37 mm durante el mismo periodo.

Otro desplazamiento importante es el observado en el tramo Bn4-Bn5, en donde se presenta una subsidencia de 16.38mm durante el periodo de la 2a. a la 3a. etapa, año de '94 y '95 respectivamente. Una subsidencia menor en el orden de 10 mm y 11.08 mm son registrados para el tramo Bn1-Bn2 y Bn2-Bn3 respectivamente durante el mismo periodo. En lo que respecta a los tramos restantes el desplazamiento vertical se puede considerar prácticamente nulo.

A manera de resumen se muestra la tabla IV.2.4. para observar de manera simple los cambios de elevación observados el Volcán de Colima durante el periodo de 1994/96.

Es importante tener en cuenta que para obtener el desplazamiento vertical entre cada una de las etapas mencionadas se ha tomado como la elevación base a las mediciones realizadas en el año de '94 (2a. etapa de medición).

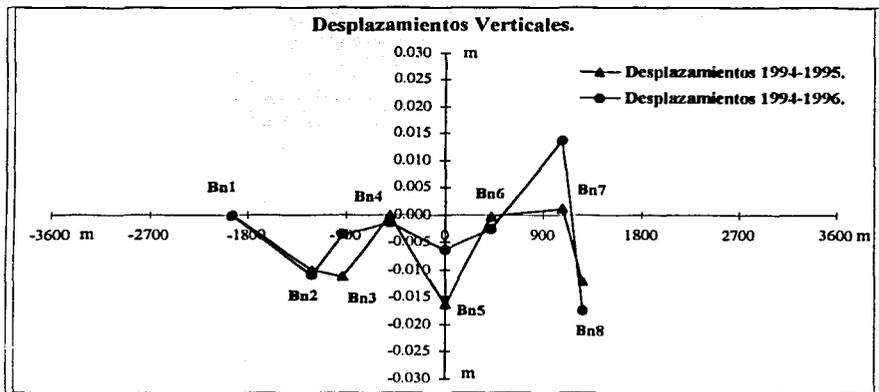
**Tabla IV.2.4.— Cambios de elevación registrados en el Volcán de Colima.**

PERÍODO 1994-1995 (2a. y 3a. Etapas)	DESPLAZAMIENTO OBSERVADO	CAMBIO DE ELEVACIÓN: POSITIVO O NEGATIVO
Bn1-Bn2	-10.00 mm	Negativo
Bn2-Bn3	-11.08 mm	Negativo
Bn3-Bn4	0.00 mm	-----
Bn4-Bn5	-16.37 mm	Negativo
Bn5-Bn6	-0.17 mm	-----
Bn6-Bn7	1.20 mm	Positivo
Bn7-Bn8	-11.98 mm	Negativo

PERÍODO 1994-1996 (2a. y 4a. Etapa)	DESPLAZAMIENTO OBSERVADO	CAMBIO DE ELEVACIÓN: POSITIVO O NEGATIVO
Bn1-Bn2	-10.97 mm	Negativo
Bn2-Bn3	-3.55 mm	Positivo
Bn3-Bn4	-1.32 mm	Negativo
Bn4-Bn5	-6.37 mm	Negativo
Bn5-Bn6	-2.48 mm	Positivo
Bn6-Bn7	13.78 mm	Positivo
Bn7-Bn8	-17.37 mm	Negativo

Como se puede observar de la tabla (IV.2.4) a lo largo de la línea de nivelación predomina la subsidencia, sin embargo existe un tramo ( Bn6-Bn7 ) en donde el cambio de elevación positiva es significativa.

En la gráfica IV.2.2. se muestra el perfil de los desplazamientos.



**Gráfica IV.2.2.— Perfil de los desplazamientos observados en los periodos de 1994/ 95 y 1994/ 96. Tomando como cota de referencia a los desniveles obtenidos en el año de 1994. El origen del sistema esta en el Bn5.**

### IV. 3.- COMPARACIÓN DE LOS DATOS DE NIVELACIÓN TRADICIONAL CON LOS DEL MÉTODO DE TRYGGVASON.

Para realizar la comparación de las nivelaciones realizadas entre el año de 1992 y 1996 fue necesario aplicar a los desniveles de cada tramo en cada una de las etapas las correcciones atmosféricas, e.g. Refracción, dilatación de la banda invar de la mira, entre las más importantes.

Para realizar la corrección del efecto de la refracción se aplico la ecuación desarrollada por T.J. Kukamäki en 1937. La corrección para una estación del instrumento es:

$$R = A \times L^2 \times \Delta h \times \Delta t \quad (\text{Kukamäki, 1937})$$

Donde:

**L** es la distancia del instrumento a la mira, en metros;

**Δh** es la diferencia de elevación, en metros;

**Δt** es la diferencia de temperaturas en grados Celsius. Tomada en dos elevaciones **Z<sub>1</sub>** y **Z<sub>2</sub>** sobre el terreno; y

**A** es una función dependiente sobre una temperatura asumida de la función ( $t=a+bz^c$ ), **A** puede ser considerada como constante, calculándose de la siguiente manera:

$$A = \frac{4.76 \times 10^{-4}}{Z_1^c - Z_2^c} \left[ \frac{1}{c+1} (Z_1^{c+1} - Z_2^{c+1}) - Z_0^c (Z_1 - Z_2) \right]$$

Donde:

**Z<sub>0</sub>** es la altura del instrumento, usualmente **Z<sub>1</sub>=0.50 m** y **Z<sub>2</sub>=2.50 m** alturas sobre el terreno.

Típicamente, **c** toma un valor igual a  $-1/3$  durante el día. Por ejemplo para **Z<sub>1</sub>=0.50 m**, **Z<sub>0</sub>=1.50 m** y **Z<sub>2</sub>=2.50 m**, **A** toma un valor de  $-6.46 \times 10^{-5} \text{ mm}/(\text{m}^3 \text{ } ^\circ\text{C})$ . Además para **L=50 m**, **Δh=2.0 m** y **Δt=-0.25 °C**, hemos obtenido que **R=0.08 mm**. El principal problema con la

aplicación de esta corrección está en obtener el valor para el gradiente de temperatura  $\Delta t$ , éste puede ser medido en el campo o estimado de datos meteorológicos.

La corrección a los desniveles es demasiado pequeña, por lo que solo es significativa en líneas de nivelación demasiado largas, por lo tanto en ésta línea en donde la longitud no excede los 5 kms., se considera que el error sistemático provocado por la refracción es prácticamente nulo. En lo referente al error producido por la expansión de la banda invar de la mira, obtenemos que el promedio es de  $\pm 0.006$  mm/m, el cual no excede los  $\pm 0.5$  mm al final de la línea nivelada.

Una vez encontrado que los errores mencionados anteriormente no influyen en los desniveles se procede a comparar los desniveles obtenidos en cada una de las diferentes etapas de nivelación. Como se ha observado en las gráficas IV.1.1. **Anexo B** y IV.2.1. **Anexo C**, la estabilidad de los datos con métodos tradicionales y método de Tryggvason son diferentes, por un lado los desniveles obtenidos con métodos tradicionales (3 hilos y micrómetro) son muy dispersos, mientras que con el método de Tryggvason son muy estables.

La eliminación de observaciones realizadas con métodos tradicionales es mucho mayor (13 de 30) que la eliminación de observaciones realizadas con el método de Tryggvason, (2 de 56).

Las desviaciones promedio de los tramos medidos con los métodos tradicionales son mucho más grandes y de varias precisiones, mientras que con la metodología de Tryggvason las desviaciones son menores y con la misma precisión, lo que mantiene la estabilidad del método. En la tabla IV.3.1. se muestran las desviaciones promedio para cada tramo nivelado en las diferentes etapas de medición, así como el número de observaciones tomadas cuenta para obtenerla.

En la tabla IV.3.1. se observa que la 1a. etapa es de una precisión inferior que el resto de las demás etapas, no cuenta con la medición de todos los bancos de la línea, lo que da como resultado que ésta primera etapa no sea tomada cuenta para realizar el análisis de los desplazamientos.

**Tabla IV.3.1.—Desviaciones promedio para cada tramo nivelado en la 1a., 2a., 3a. y 4a. etapa.**

Tramo	1a. Etapa 1992		2a. Etapa 1994		3a. etapa 1995		4a. Etapa 1996	
	$\sigma$ mm	No.Obs.	$\sigma$ mm	No. Obs.	$\sigma$ mm	No. Obs.	$\sigma$ mm	No.Obs.
Bn1-Bn2	1.22	4	1.04	7	0.51	6	0.73	7
Bn2-Bn3	4.80	3	1.69	7	0.60	8	0.33	8
Bn3-Bn4	8.71	4	0.48	8	0.72	8	0.27	8
Bn4-Bn5	2.03	2	0.31	8	0.67	8	0.66	8
Bn5-Bn6	1.27	4	0.49	8	0.44	8	1.15	8
Bn6-Bn7	-----	-----	0.45	8	0.69	8	0.70	8
Bn7-Bn8	-----	-----	0.34	8	0.22	8	0.53	8

Por todo lo anterior, se toma como nivel de referencia a los desniveles obtenidos con la nivelación realizada en el año de 1994, por lo que todos los desplazamientos verticales son referidos a esta línea base.

La evaluación de la precisión de las mediciones para la 2ª, 3ª y 4ª etapa ha mostrado que el error medio cuadrático de la nivelación varía de  $\pm 0.22$  a  $\pm 1.69$  mm/km.

Al realizar el análisis de los desplazamientos, observamos que estos no se deben a deformaciones elásticas que pudieran asociarse al movimiento o inyección de magma a la cámara magmática de acuerdo al modelo de Mogi. Al parecer las deformaciones observadas están más bien controlados por una falla o un sistema de fallas. Para confirmar la hipótesis de que los desplazamientos son provocados por algún tipo de fallamientos, se toma de base la información sísmológica proveniente de la última erupción de tipo freático en Julio de 1994, y freático posterior.

El nuevo periodo de intranquilidad comenzó el 4 de Julio de 1994, cuando un enjambre sísmico con hipocentros en el rango de profundidad de 3-6 Km fueron registrados. Durante un periodo de 6 horas fueron registrados 26 eventos. Otros dos enjambres sísmicos fueron observados entre el 13 y 16 y entre el 17 y 21 de julio. La actividad sísmica culmina con una fuerte explosión freática el 21 de Julio a las 20:30 horas tiempo local, la cual produjo derrumbes así como caída de ceniza de material no juvenil en dirección Sur - Este del Volcán.

Para algunos eventos registrados se reportaron mecanismos focales, notando que en mayor grado los eventos de tipo tectónico muestran un fallamiento de tipo inverso. En el caso de los eventos tipo B, en su solución se observa principalmente fallamiento inverso pero también algunos mecanismos de un fallamiento normal. Eventos generados por una explosión interna también están presentes registrándose una compresión en todas las estaciones sismológicas de la red que monitorea al Volcán de Colima. [ Jiménez et. al., 1994 ].

Con la información recabada se propone aquí un modelo sencillo de un sistema de fallas causantes de los desplazamientos verticales observados en el Volcán de Colima.

Para modelar las gráficas del desplazamiento vertical en fallas normales o inversas, explicaremos un poco la teoría propuesta por Freud & Barnett (1976).

Freud & Barnett (1976) obtienen un análisis de la deformación en dos dimensiones de la superficie debida a un fallamiento de tipo inverso o normal en un semi - espacio uniforme, usando la teoría de la función analítica de una variable compleja. Singh & Gary (1986) obtienen la expresión integral para la función imaginaria del esfuerzo en un medio libre de dos dimensiones debido a varias fuentes. Tomando los resultados antes mencionados Rani, Singh & Gary (1991) obtienen las expresiones para los desplazamientos y esfuerzos en un semi-espacio homogéneo, isotrópico, perfectamente elástico. Las expresiones fueron evaluadas analíticamente obteniendo los desplazamientos y esfuerzos para cualquier punto del semi-espacio. Los resultados son usados para realizar el cálculo del campo de desplazamientos debidos a un fallamiento de tipo inverso o normal en un semi-espacio uniforme. En la Fig. 23 se muestra la geometría del fallamiento inverso, normal y lateral.

Como se ha mencionado, la solución de los mecanismos focales dan como resultado fallamientos de tipo inverso y normal. Por esta razón aplicaremos las ecuaciones para construir las gráficas en 2D de la deformación asociada a un fallamiento de tipo inverso o normal.

El cálculo de los desplazamientos post-sísmicos en un fallamiento lateral ha mostrado que el desplazamiento vertical es insignificante y que el desplazamiento horizontal es casi similar como el desplazamiento co-sísmico (Ting-Ton Yu et al. 1996). Las fallas de tipo lateral sólo producen desplazamientos horizontales, que son más fáciles de interpretar por otros métodos e.g. EDM.

Los modelos de dislocación de fallamientos son frecuentemente usados para explicar la deformación co-sísmica observada. En la Fig. 24 se muestra la geometría del modelo aplicado, en donde tomamos el eje X1 a lo largo de la dirección de la falla y el eje X3 verticalmente hacia abajo, la curva del desplazamiento debido a un fallamiento inverso o normal con un ancho finito en dos dimensiones emplazado en un semi-espacio uniforme ( $X_3 > 0$ ) fueron obtenidas por Rani & Singh (1993).

Las ecuaciones obtenidas por Rani & Singh son aplicadas para realizar las gráficas del desplazamiento vertical en la zona del Volcán de Colima.

Las ecuaciones de Rani & Singh (1993) son:

$$U_1 = 0$$

$$U_2 = \frac{b}{\pi} \cdot \left[ \cos \delta \cdot \tan^{-1} \left( \frac{x_2 - s \cdot \cos \delta}{s \cdot \sin \delta} \right) + \sin \delta \cdot (s - x_2 \cdot \cos \delta) \cdot \frac{s}{(x_2 - s \cdot \cos \delta)^2 + s^2 \cdot \sin^2 \delta} \right] \Bigg|_{s_1}^{s_2}$$

$$U_3 = \frac{b}{\pi} \cdot \left[ \sin \delta \cdot \tan^{-1} \left( \frac{x_2 - s \cdot \cos \delta}{s \cdot \sin \delta} \right) + x_2 \cdot \sin^2 \delta \cdot \frac{s}{(x_2 - s \cdot \cos \delta)^2 + s^2 \cdot \sin^2 \delta} \right] \Bigg|_{s_1}^{s_2}$$

Donde:

**U2** es el desplazamiento horizontal ( $U_2/b$ ) con una distancia apartir de la falla ( $x_2$ ) para un ángulo  $\delta$ .

**U3** es el desplazamiento vertical con una distancia apartir de la falla ( $x_2$ ) para un ángulo  $\delta$ .

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

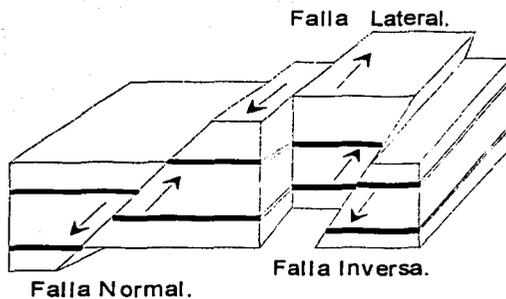


Fig. 23.—Tres tipos de fallamientos básicos Normal, Inverso y Lateral

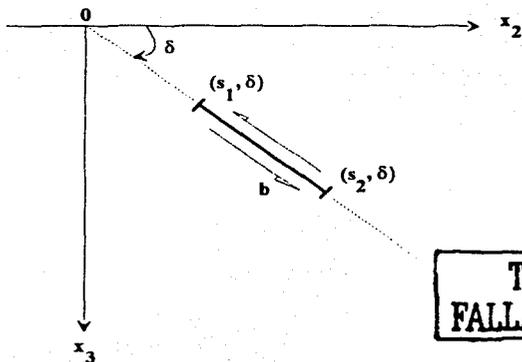


Fig. 24.—Geometría del modelo de Singh y Rani.

$b$  es la magnitud de la dislocación (magnitud del desplazamiento).

$\delta$  es el ángulo de inclinación de la falla medido apartir del horizonte.

Para el caso que estamos estudiando hemos tomado como origen del sistema el Bn5.

La ecuación utilizada en nuestro caso es la U3 puesto que sólo se tienen desplazamientos verticales. De acuerdo con el patrón de desplazamientos observados en la zona de estudio, se propone la existencia de un sistema de tres fallas, dos con características de falla normal y una inversa.

Usualmente la deformación del terreno involucra modelos no-únicos y caracterizados por un gran número de parámetros (e.g. Modelo de Mogi, Okada y otros). Es visto que el problema numérico inverso puede ser difícil de resolver con gran precisión mediante la aplicación de métodos basados en una linealización del problema original o aplicando un procedimiento tradicional de prueba y error. En el modelado de los datos de la deformación del terreno, por ejemplo, significa que no se puede dar una solución final o única sobre la localización de la fuente de deformación.

Para realizar el estudio se dividió en tres períodos la observación de los desplazamientos, estos son:

- a) Desplazamiento en el período de 1994/ 95,
- b) Desplazamientos en el período de 1995/ 96, y
- c) Desplazamiento resultante de la suma del primer período con el segundo período (1994/ 96).

Los parámetros para construir la gráfica de la deformación en el primer período son los siguientes:

$x_2$  tiene un rango igual a  $x_2 = -3600, -3599 \dots 3600$ .

Magnitud del desplazamiento.-

- |                   |                  |
|-------------------|------------------|
| 1a. Falla Normal  | $b_1 = 0.050$ m. |
| 2a. Falla Inversa | $b_2 = 0.035$ m. |
| 3a. Falla Normal  | $b_3 = 0.062$ m. |

TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN

Ángulo de inclinación ( $\delta$ ) medido apartir del horizonte.-

1a. Falla  $d=100^\circ$ .

2a. Falla  $d1=85^\circ$ .

3a. Falla  $d2=110^\circ$ .

Localización de la falla apartir del origen Bn5.-

1a. Falla localizada a 450 m con un ancho ( $L$ ;  $L=s_2 - s_1$ ) de 1500 m y  $s_1 \leq s \leq s_2$ .

$$U(x2) = r(x2 - 450,100) - r(x2 - 450,1600)$$

2a. Falla localizada a -900 m con un ancho de 1200 m,

$$V(x2) = h(x2 + 900,200) - h(x2 + 900,1400)$$

3a. Falla localizada a 1600 m con un ancho de 900 m,

$$Y(x2) = w(x2 - 1600,100) - w(x2 - 1600,1000)$$

Para obtener el efecto producido por estos tres fallamientos realizamos la suma de cada fallamiento:

$$Z(x2) = U(x2) + V(x2) + Y(x2)$$

En la gráfica IV.3.1. se observa la curva resultante, así como las diferencias de nivel registradas durante el primer periodo.

Los parámetros para la construcción de la gráfica de deformaciones para el segundo periodo son:

$$x2 = -3600, -3599 \dots 3600.$$

Magnitud del desplazamiento.-

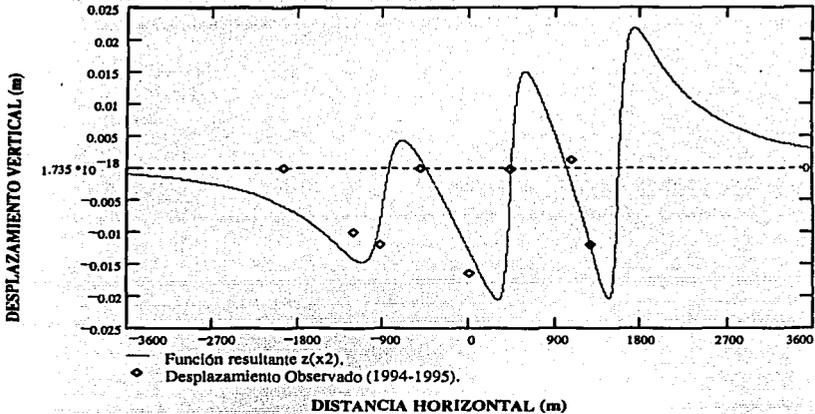
1a. Falla Normal  $c1=0.020$  m.

2a. Falla Inversa  $c2=0.015$  m.

3a. Falla Normal  $c3=0.035$  m.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Los ángulos de inclinación ( $\delta$ ) así como el resto de los parámetros ( $b$  y  $L$ ) permanecen constantes por tratarse de los mismos fallamientos.



**Gráfica IV.3.1.—Desplazamiento vertical esperado para  $x_2$  con  $d=100^\circ$ ,  $d_1=85^\circ$  y  $d_2=110^\circ$  en el primer periodo.**

La resultante de los tres fallamientos se obtiene realizando la suma de cada uno de los efectos generados por cada falla, esto es:

$$Z_1(x_2) = U_1(x_2) + V_1(x_2) + Y_1(x_2)$$

de donde se obtiene la gráfica IV.3.2. en la cual se presenta la resultante y los desplazamientos observados en el segundo periodo.

La magnitud de la dislocación en cada una de las fallas no fue originada por un sólo sismo, sino que es el resultado de un número indeterminado de sismos durante el primer y segundo periodo, una fluencia asísmica en la falla también es posible. El mayor

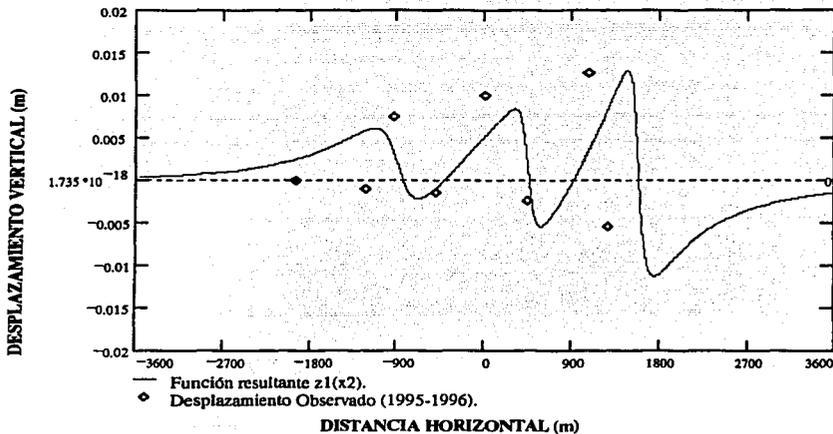
TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

desplazamiento de las fallas es en el primer período, probablemente por el episodio eruptivo de julio de 1994, mientras que en el segundo periodo la magnitud de la dislocación es mucho menor, registrándose una baja en la sismicidad.

Para obtener la gráfica resultante de los dos períodos analizados, se suman los desplazamientos teóricos del primer período con los desplazamientos teóricos del segundo período de donde resulta la gráfica de la deformación esperada para el tercer período (1994/96), esto es:

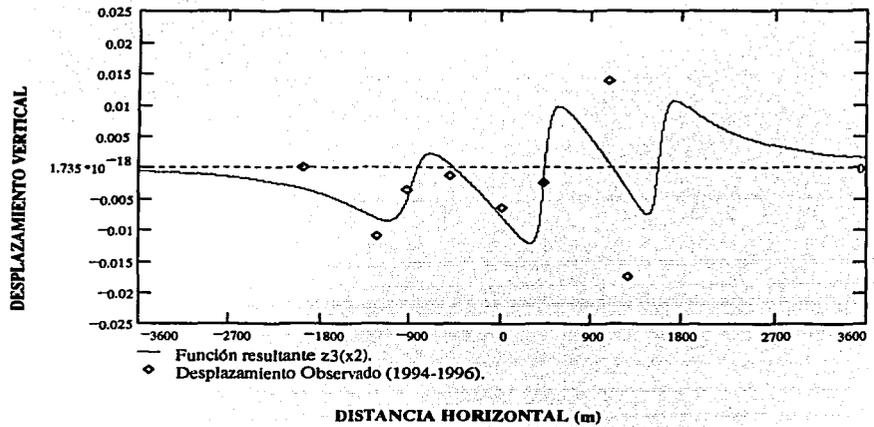
Primer período +	Segundo periodo =	Resultante
1994/ 95	1995/ 96	1994/ 96

En la gráfica IV.3.3. se muestra la resultante de la deformación y los desplazamientos medidos entre 1994 y 1996.



**Gráfica IV.3.2.—Desplazamiento vertical esperado para  $x_2$  con  $d=100^\circ$ ,  $d_1=85^\circ$  y  $d_2=130^\circ$  en el segundo periodo.**

Como se observa en la gráfica IV.3.3. la curva generada de forma analítica se ajusta de manera aceptable a los desplazamientos observados en campo, obtenidos mediante la nivelación.



**Gráfica IV.3.2.—Desplazamiento vertical resultante  $Z_3(x_2)=Z(x_2)+Z_1(x_2)$ .**

## CAPITULO V.

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

La nivelación compuesta es el método más efectivo para la determinación de alturas relativas. El método de Tryggvason ha mejorado los procedimientos para suprimir errores y ha incrementado la precisión para la nivelación de 1er. orden, clase I; con respecto a los métodos considerados como tradicionales. La desviación estándar de los tramos de la línea nivelada va de 0.22 mm a 1.69 mm como máximo.

Los errores aleatorios dependen principalmente de la longitud de la línea nivelada (e.g. el efecto de la refracción); incrementándose con la raíz cuadrada de el número de estaciones (i.e. puestas de aparato). En cada estación la longitud de los brazos es en el orden de 50 m aprox., obteniendo una precisión en la diferencia de las lecturas de  $\pm 0.04$  mm.

Los errores sistemáticos varían de  $10^{-5}$  h a  $10^{-6}$  h, donde h es la diferencia de nivel entre dos bancos contiguos. En el caso de el error provocado por la expansión de la banda invar de la mira, obtenemos que el promedio para cada observación de la mira es de  $\pm 0.006$  mm/m, el cual no excede los  $\pm 0.50$  mm al final de la línea. Por otro lado, el error producido por el efecto de la refracción Degollado ha obtenido que  $R=0.08$  mm, el principal problema de ésta corrección es obtener el valor para el gradiente de la temperatura  $\Delta t$ .

De la modelación aplicada a los desplazamientos Degollado obtiene que: Los cambios de altura medidos en los bancos de nivel en el periodo de 1994/ 96 son provocados por un sistema de tres fallas con características de dos fallamientos normales y uno inverso.

El movimiento en el periodo de 94/ 95 en donde se observa un mayor desplazamiento en las fallas, se correlaciona con un aumento en la sismicidad, que culminó con el evento explosivo de Julio de 1994.

Una baja importante en la sismicidad es observada en el periodo de 95/ 96, lo que se refleja en un pequeño desplazamiento en las fallas.

El desplazamiento observado en las fallas se debe probablemente a los desplazamientos acumulados en un número no determinado de sismos.

Los presentes estudios son un dispositivo de monitoreo y vigilancia que permitirá detectar con anticipación suficiente las manifestaciones que proceden a una erupción y así dotar a las autoridades de protección civil de un mecanismo de toma de decisiones que permita mitigar lo más posible, los efectos de una posible actividad volcánica de mediana a grande.

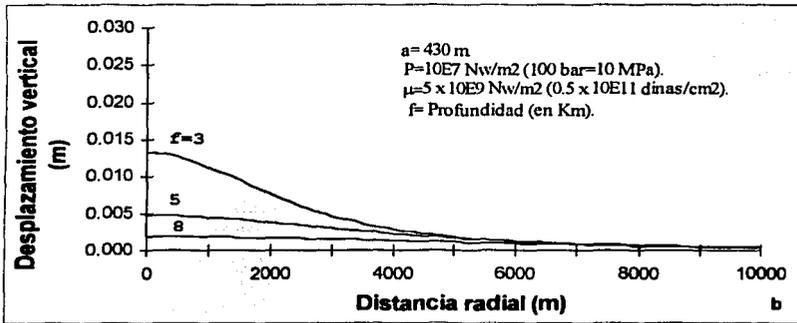
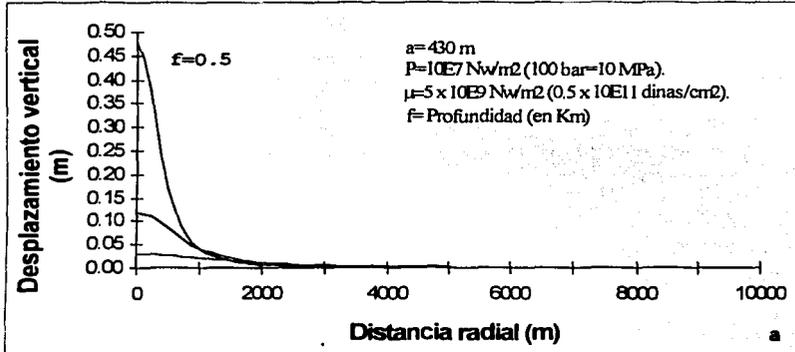
Por todo lo anterior es conveniente continuar con la ampliación de la línea de nivelación y reocuparla por lo menos una vez al año.

En lo referente al método aplicado, resultó ser una poderosa herramienta para el trabajo desarrollado en campo por su fácil manejo, rapidez en la toma de las lecturas y revisión de la serie de observación, así como la precisión alcanzada.

Además, frecuentemente los procesos de deformación son analizados con modelos estáticos. En algunos casos este procedimiento es justificado, en particular si la deformación ocurrida es un evento singular. Sin embargo en los volcanes y en el caso con los movimientos de corteza, la deformación es un proceso continuo, por lo que el análisis mediante modelos dinámicos es más realista con el problema porque el factor tiempo es considerado como una parte esencial del modelo.

**ANEXO A.**

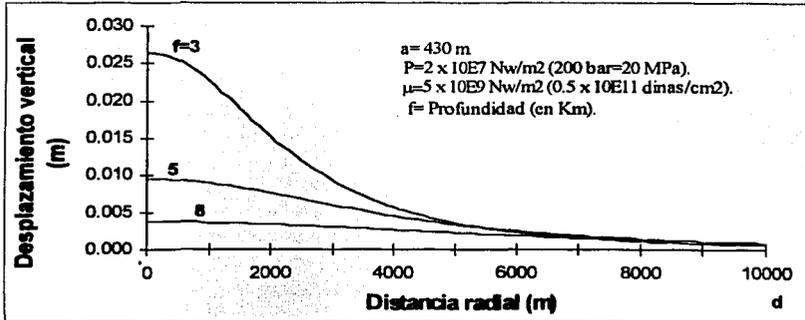
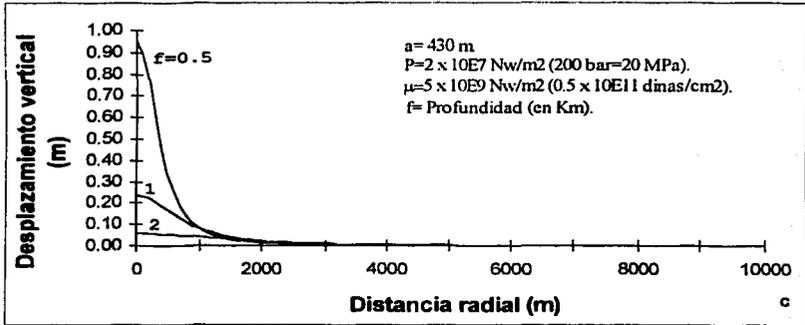
**CURVAS DE DESPLAZAMIENTO VERTICAL PARA VARIAS PROFUNDIDADES.**



Curvas de desplazamiento vertical para varias profundidades con una Fuente de Presión de 10MPa. a y b.

## ANEXO A.

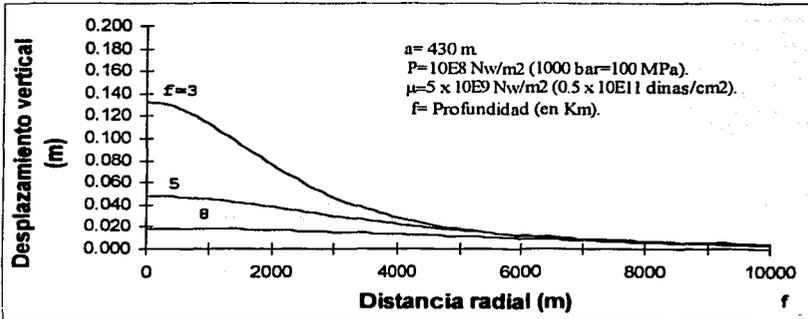
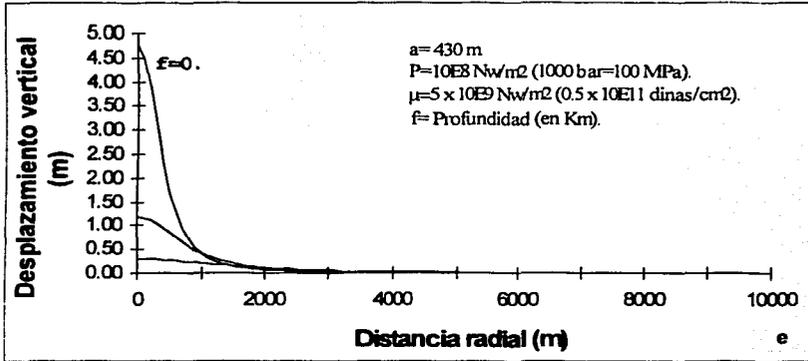
**CURVAS DE DESPLAZAMIENTO VERTICAL PARA VARIAS PROFUNDIDADES.**



Curvas de desplazamiento vertical para varias profundidades  
con una Fuente de Presión de 20MPa. c y d.

## ANEXO A.

### CURVAS DE DESPLAZAMIENTO VERTICAL PARA VARIAS PROFUNDIDADES.



Curvas de desplazamiento vertical para varias profundidades con una Fuente de Presión de 100MPa. e y f.

# TESTIS CON FALLA DE ORIGEN

**Anexo B**

NIVELACION DE PRECISION REALIZADA EN EL VOLCAN DE FUEGO DE COLIMA.  
 1a. ETAPA, JUNIO DE 1992.  
 TRAAYO PLAYON-SOMA (Km 0-800 A 2-900).  
 LEVANTO: NECTOR NOLASCO (IGF DE LA UNAM, VULCANOLOGIA)

NIVEL: WILD N 3 (No. 899968, FAC. INGENIERIA, UNAM).  
 MIRAS: DE 3 ML. DE UNA SOLA PIEZA.  
 GRADUACION AL 6.5 CM., Nos. 7383 y 7386.

**LECTURAS ATRAS**

PTO	INTERV	DI	PROMEDIO	SUMA DI	MEC DTA	MEC D B
BNC1	0 713					
	0 322	0 361				
	0 311	0 361	0 2300	0 761	0 2562	0 2360
PL1	11 388					
	11 177	0 211				
	18 474	0 213	11 13613	0 426	11 13873	11 14679
PL2	11 143					
	11 097	0 123				
	11 387	0 123	11 49900	0 234	11 49900	11 49900
PL3	11 743					
	11 377	0 138				
	11 448	0 129	11 37313	0 239	11 38180	11 37617
PL4	11 391					
	11 137	0 118				
	11 177	0 100	11 28367	0 212	11 29082	11 28610
PL5	0 977					
	7 776	0 200				
	7 478	0 207	7 71567	0 397	7 6127	7 73987
PL6	0 608					
	0 407	0 147				
	0 126	0 141	0 40147	0 314	0 40137	0 40632
PL7	0 748					
	0 367	0 184				
	0 111	0 184	0 36197	0 360	0 36023	0 37231
PL8	0 770					
	0 412	0 150				
	0 274	0 137	0 43147	0 301	0 44103	0 43007
PL9	0 371					
	0 187	0 108				
	0 090	0 108	0 18200	0 372	0 18143	0 18630
PL10	0 777					
	0 386	0 271				
	0 026	0 272	0 40147	0 743	0 41409	0 40101
PL11	0 333					
	0 348	0 137				
	0 113	0 138	0 34567	0 373	0 33082	0 34340
PL12	0 908					
	0 734	0 124				
	0 061	0 127	0 70433	0 247	0 77064	0 70311
PL13	0 763					
	0 487	0 272				
	0 218	0 277	0 48833	0 322	0 49340	0 48771
PL14	0 272					
	0 367	0 287				
	0 139	0 286	0 36133	0 413	0 33932	0 36430
PL15	0 484					
	0 334	0 120				
	0 147	0 148	0 33433	0 390	0 31897	0 33137
PL16	0 427					
	0 271	0 222				
	0 123	0 132	0 17300	0 304	0 20871	0 17482
PL17	0 716					
	0 360	0 224				
	0 000	0 224	0 36080	0 464	0 40019	0 39921
BNC2	0 711					
	0 140	0 126				
	0 444	0 127	0 13667	0 273	0 13991	0 14141

Σ = 136 6020      136 5870      136 5924  
 ΣDI = 40 9783      40 9783      40 9200  
 DIF.NIVEL BNC1-BNC2 = 28.28453      28.21180

**LECTURAS ADELANTE**

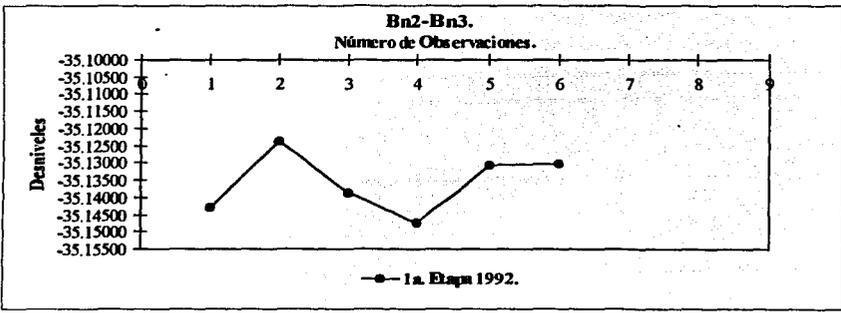
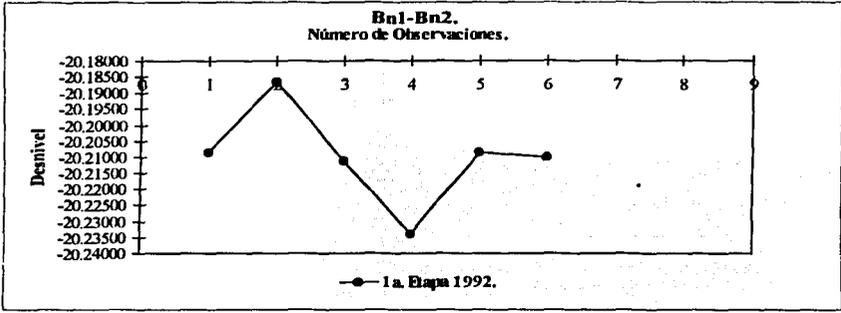
PTO	INTERV	DI	PROMEDIO	SUMA DI	MEC DTA	MEC D B
BANCO DE NIVEL DE ENLICE						
ENTRADA PLAYON	9 874					
	9 728	0 342				
	9 174	0 348	9 73660	0 486	9 73776	9 73776
AL BANCO DE NIVEL 0-500 (BNC2)	0 734					
	0 492	0 120				
	0 436	0 120	0 49500	0 378	0 49626	0 49626
PL2	0 40					
	0 363	0 103				
	0 22	0 103	0 36300	0 210	0 36177	0 36377
PL4	0 183					
	0 093	0 090				
	0 093	0 090	0 09200	0 180	0 10137	0 09183
PL5	0 272					
	0 126	0 118				
	0 019	0 117	0 12647	0 223	0 12991	0 12461
PL6	10 729					
	10 364	0 162				
	10 060	0 164	10 34413	0 308	10 33617	10 34093
PL7	10 871					
	10 323	0 147				
	10 176	0 146	10 32273	0 293	10 34970	10 33760
PL8	10 874					
	10 473	0 221				
	10 433	0 220	10 47313	0 461	10 47270	10 46718
PL9	10 741					
	10 176	0 167				
	10 009	0 167	10 37533	0 352	10 39230	10 38748
PL10	10 708					
	10 091	0 211				
	10 183	0 210	10 09213	0 421	10 30290	10 40929
PL11	0 774					
	7 737	0 417				
	7 299	0 418	7 73667	0 872	7 74310	7 73807
PL12	10 296					
	10 063	0 129				
	10 233	0 130	10 06067	0 259	10 40891	10 40200
PL13	10 297					
	10 623	0 160				
	10 471	0 162	10 61767	0 360	10 64019	10 63421
PL14	10 099					
	10 702	0 193				
	10 211	0 194	10 70467	0 387	10 69967	10 70313
PL15	10 387					
	10 713	0 131				
	10 424	0 131	10 71333	0 263	10 74993	10 74489
PL16	10 824					
	10 707	0 149				
	10 130	0 151	10 70200	0 304	10 69922	10 70401
PL17	10 933					
	10 747	0 168				
	10 517	0 160	10 74633	0 378	10 73790	10 74327
BNC1	7 716					
	0 963	0 281				
	0 700	0 281	0 96300	0 170	0 97964	0 98441

Σ = 176 8744      176 9113      176 9324

Tabla IV 11 - Registro de campo año 1992

**ANEXO B.**

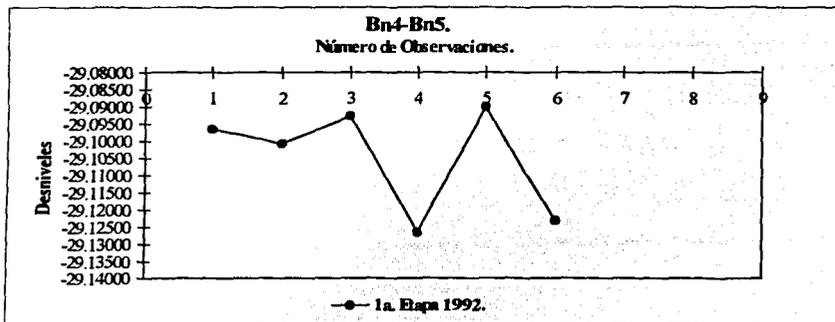
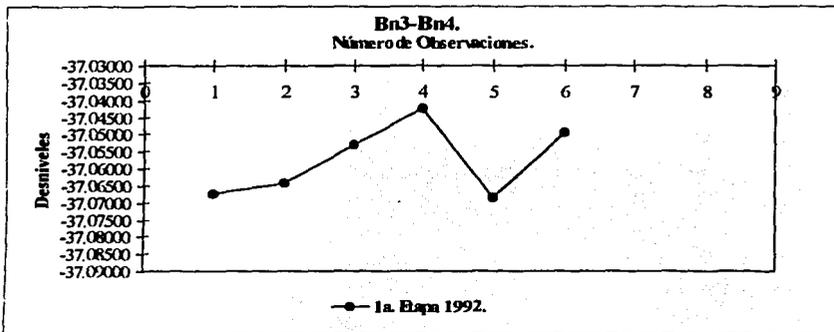
**DESNIVELES OBTENIDOS CON MÉTODOS TRADICIONALES (TRES HILOS Y MICRÓMETRO).**



**Desniveles obtenidos con métodos tradicionales. Obsérvese la Dispersión de los desniveles observados en campo.**

## ANEXO B.

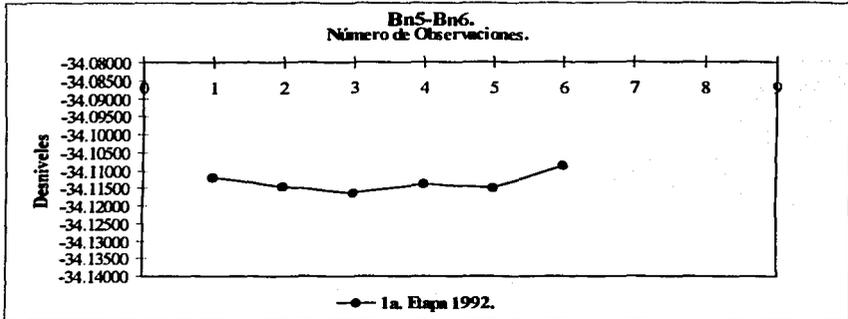
DESNIVELES OBTENIDOS CON MÉTODOS TRADICIONALES (TRES HILOS Y MICRÓMETRO).



Desniveles obtenidos en la primera etapa con métodos tradicionales. Obsérvese la Dispersión de los desniveles obtenidos en campo.

**ANEXO B.**

**DESNIVELES OBTENIDOS CON MÉTODOS TRADICIONALES (TRES HILOS Y MICRÓMETRO).**

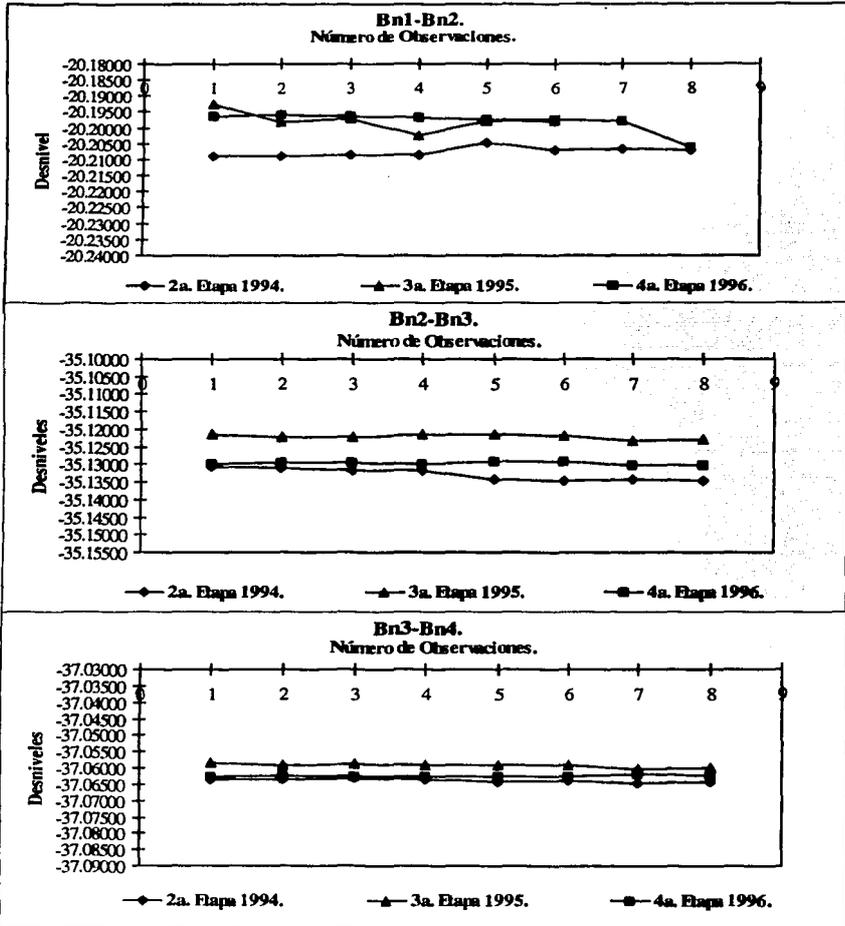


**Desniveles obtenidos en la primera etapa con métodos tradicionales. Obsérvese la Dispersión de los desniveles obtenidos en campo.**

## ANEXO C.

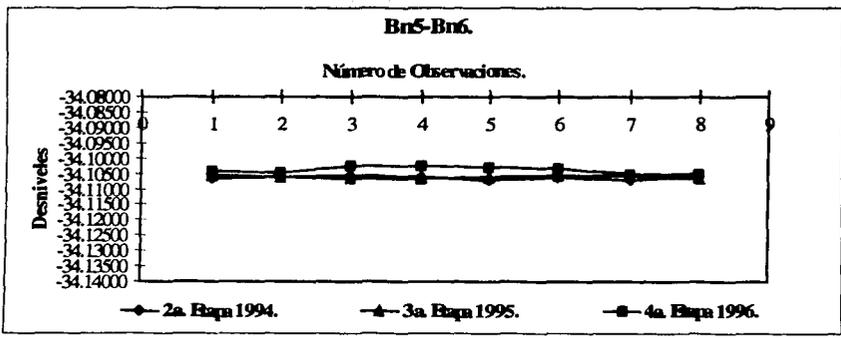
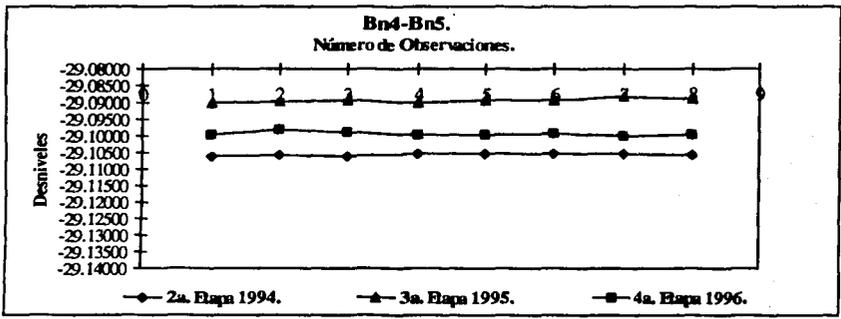
DESNIVELES OBTENIDOS CON EL MÉTODO DE TRYGGVASON.

**Gráfica IV.2.1.**—En estas gráficas se observa la estabilidad de los desniveles observados en la segunda, tercera y cuarta etapa para los diferentes tramos de la línea de nivelación, obtenidos con el método de Tryggvason.



### ANEXO C.

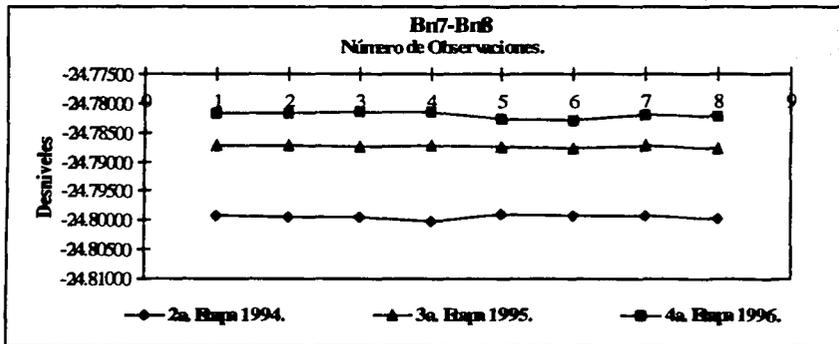
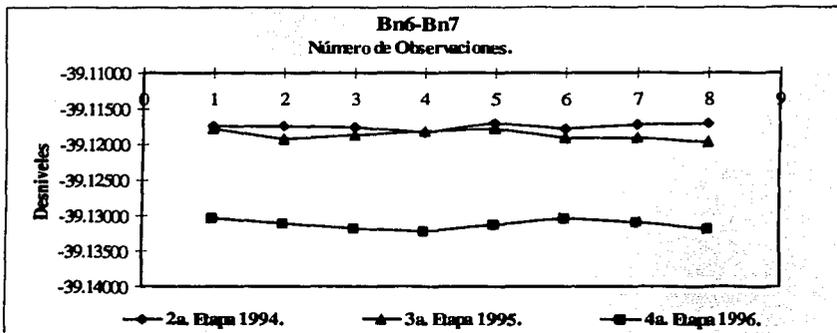
DESNIVELES OBTENIDOS CON EL MÉTODO DE TRYGGVASON.



Gráfica IV.2.1.—En estas gráficas se observa la estabilidad de los desniveles observados en la segunda, tercera y cuarta etapa para los diferentes tramos de la línea de nivelación, obtenidos con el método de Tryggvason.

**ANEXO C.**

DESNIVELES OBTENIDOS CON EL MÉTODO DE TRYGGVASON.



Gráfica IV.2.1.—En estas gráficas se observa la estabilidad de los desniveles observados en la segunda, tercera y cuarta etapa para los diferentes tramos de la línea de nivelación, obtenidos con el método de Tryggvason.

# TESIS CON FALLA DE ORIGEN

## ANEXO C.

NIVELACION REALIZADA MEDIANTE EL MÉTODO PROPUESTO POR TRIGONOSOM.  
 APLICACIÓN DEL CRITERIO DE DEBECHI 2a ETAPA DE NIVELACION MAYO 1994.  
 (Según "Geodetic leveling", NOAA manual NOS 9833)  
 José Luis Degollado Zaldívar, Instituto de Geofísica, UNAM

TABLA QUE RESUME LOS DESNIVELSES MAS PROBABLES Y  
 VALORES RECHAZADOS DE LAS OBSERVACIONES.

TRAMO	DIFERENCIAS	VALORES MAS FIABLES DE LAS OBSERVACIONES			
OBS.	BN1-BN2	X- <i>xi</i> (mm)	BN1-BN2	X'- <i>xi</i>	(X'- <i>xi</i> ) <sup>2</sup>
1	-20 20904	1.61	-20 20904	0 061206	0 0666145
2	-20 20886	1.43	-20 20886	0 061026	0 0666105
3	-20 20834	0 91	-20 20834	0 060506	0 0666026
4	-20 20834	0 91	-20 20834	0 060506	0 0666026
5	-20 21463	-2 30 B			
6	-20 20679	-0 64	-20 20679	-0 061044	0 0666109
7	-20 20664	-0 79	-20 20664	-0 061194	0 0666143
8	-20 20683	-0 60	-20 20683	-0 061104	0 0666101
X=	-20 20743		X'=-20 20783	Sum(X'- <i>xi</i> ) <sup>2</sup> =	0 66667
Km=	0 77				

Tolerancia= 2.63 mm T=3.0, K=0.77

BN1-BN2

Desniv= -20.20783

Dev. Est. = 0.001044

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

OBS.	BN2-BN3	X- <i>xi</i> (mm)	BN2-BN3	(X'- <i>xi</i> )	(X'- <i>xi</i> ) <sup>2</sup>
1	-35 13043	-2 44 B			
2	-35 13108	-1 79	-35 13108	-0 062137	0 0666005
3	-35 13168	-1 19	-35 13168	-0 061537	0 0666002
4	-35 13154	-1 33	-35 13154	-0 061677	0 0666003
5	-35 13434	-1 47	-35 13434	-0 061123	0 0666001
6	-35 13474	1 87	-35 13474	0 061523	0 0666002
7	-35 13436	1 49	-35 13436	0 061143	0 0666001
8	-35 13478	1 91	-35 13478	0 061563	0 0666002
X=	-35 13287		X'=-35 13322	Sum(X'- <i>xi</i> ) <sup>2</sup> =	0 666617
Km=	0 61				

Tolerancia= 3.34 mm T=3.0, K=0.61

BN2-BN3

Desniv= -35.13322

Dev. Est. = 0.00149

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

OBS.	BN3-BN4	X- <i>xi</i> (mm)	(X'- <i>xi</i> ) <sup>2</sup>	
1	-37 06358	-0 060284	0 0666060	
2	-37 06360	-0 060244	0 0666006	
3	-37 06307	-0 060774	0 0666060	
4	-37 06357	-0 060274	0 0666007	
5	-37 06410	0 060256	0 0666007	
6	-37 06393	0 060866	0 0666001	
7	-37 06458	0 060736	0 0666054	
8	-37 06432	0 060476	0 0666023	
X=	-37.06384		Sum(X'- <i>xi</i> ) <sup>2</sup> =	0 6666164
Km=	0 74			

Tolerancia= 3.56 mm T=3.0, K=0.74

BN3-BN4

Desniv= -37.06384

Dev. Est. = 0.00048

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

OBS.	BN4-BN5	X- <i>xi</i> (mm)	(X'- <i>xi</i> ) <sup>2</sup>	
1	-29 10625	0 060531	0 0666028	
2	-29 10570	-0 060319	0 0666000	
3	-29 10605	0 060331	0 0666011	
4	-29 10538	-0 060339	0 0666011	
5	-29 10548	-0 060239	0 0666006	
6	-29 10551	-0 060209	0 0666004	
7	-29 10552	-0 060199	0 0666004	
8	-29 10586	0 060141	0 0666002	
X=	-29.10572		Sum(X'- <i>xi</i> ) <sup>2</sup> =	0 6666067
Km=	0 59			

Tolerancia= 2.39 mm T=3.0, K=0.59

BN4-BN5

Desniv= -29.10572

Dev. Est. = 0.00031

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

Tabla IV.2.1 - Desniveles segunda etapa 1994.

## ANEXO C.

NIVELACIÓN REALIZADA MEDIANTE EL MÉTODO PROPUESTO POR TRIGONISACION.  
 APLICACIÓN DEL CRITERIO DE DESECH. 2a ETAPA DE NIVELACIÓN MAYO 1994.  
 (Según "Geodetic leveling", NOAA manual NOS NGSS3)  
 José Luis Degollado Zaldivar, Instituto de Geofísica, UNAM

TABLA QUE RESUME LOS DESNIVELES MAS PROBABLES Y  
 VALORES RECHAZADOS DE LAS OBSERVACIONES.

TRAMO DIFERENCIAS VALORES MAS FIABLES DE LAS OBSERVACIONES

OBS.	BNS-BN6	X-st (mm)	(X-st) <sup>2</sup>
1	-34 10643	0 000138	0 0000002
2	-34 10666	-0 000232	0 0000005
3	-34 10573	-0 000562	0 0000032
4	-34 10603	-0 000282	0 0000008
5	-34 10688	0 000588	0 0000035
6	-34 10626	-0 000032	0 0000000
7	-34 10710	0 000608	0 0000065
8	-34 10587	-0 000422	0 0000018
X=	-34.10629	Sum(X-st) <sup>2</sup> =	0 0000015
$K_{0.95}$	0.52		

Tolerancia= 2.16 mm T=3.0, K=0.52

BNS-BN6

Desv. Est.= -34 10629

Desv. Est.= 0.00048

PRECISION LOGRADA: 1er. orden, clase I.

OBS.	BNS-BN7	X-st (mm)	(X-st) <sup>2</sup>
1	-39 11750	0 000030	0 0000000
2	-39 11734	-0 000130	0 0000002
3	-39 11751	0 000040	0 0000000
4	-39 11813	0 000870	0 0000076
5	-39 11700	-0 000470	0 0000022
6	-39 11784	0 000370	0 0000014
7	-39 11724	-0 000230	0 0000005
8	-39 11690	-0 000480	0 0000023
X=	-39.11747	Sum(X-st) <sup>2</sup> =	0 0000042
$K_{0.95}$	1.18		

Tolerancia= 3.26 mm T=3.0, K=1.18

BNS-BN6

Desv. Est.= -39 11747

Desv. Est.= 0.00045

PRECISION LOGRADA: 1er. orden, clase I.

OBS.	BN7-BN8	X-st (mm)	(X-st) <sup>2</sup>
1	-24 79913	-0 000251	0 0000006
2	-24 79945	0 000049	0 0000000
3	-24 79939	-0 000011	0 0000000
4	-24 80011	0 000709	0 0000050
5	-24 79906	-0 000341	0 0000012
6	-24 79933	-0 000071	0 0000001
7	-24 79914	-0 000261	0 0000007
8	-24 79958	0 000179	0 0000003
X=	-24.79940	Sum(X-st) <sup>2</sup> =	0 0000079
$K_{0.95}$	0.38		

Tolerancia= 1.85 mm T=3.0, K=0.38

BNS-BN6

Desv. Est.= -24 79940

Desv. Est.= 0.00034

PRECISION LOGRADA: 1er. orden, clase I.

TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN

## ANEXO C.

MEJORA REALIZADA MEDIANTE EL MÉTODO PROPUESTO POR TRYGGVASON.  
 APLICACIÓN DEL CRITERIO DE DESECH 3a ETAPA DE NIVELACIÓN MAYO 1995.  
 (Según "Geodetic levelling", NOAA manual NOS NGSSB)  
 José Luis Dugellado Zaldivar, Instituto de Geofísica, UNAM

TABLA QUE RESUME LOS DESNIVEL MAX PROBABLES Y  
 VALORES RECHAZADOS DE LAS OBSERVACIONES.

TRAMO		DIFERENCIAS	VALORES MAS FIABLES DE LAS OBSERVACIONES		
OBS.	BN1-BN2	X-til (mm)	BN1-BN2	X-til	(X-til)^2
1	-20 19261	-5 14 B			
2	-20 19824	0 49	-20 19824	0 000408	0 000001 1
3	-20 19692	-0 83	-20 19692	-0 000912	0 000008 3
4	-20 20242	4 67 B			
5	-20 19288	0 09	-20 19288	0 000081	0 000000 5
6	-20 19797	0 22	-20 19797	0 0001 38	0 000000 2
7	-20 19834	0 59	-20 19834	0 000308	0 000000 26
8	-20 19768	-0 07	-20 19768	-0 0001 52	0 000000 02
X=	-20 19775		X=	-20 19783	0 000001 30
Km=	0 76				

Tolerancia= 2.62 mm T=3.0, K=0.76

BN1-BN2

Desnivel= -20.19783

Dev. Est.= 0.00047

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I

OBS.	BN2-BN3	X-til (mm)	(X-til)^2
1	-35 12159	-0 0003125	0 00000010
2	-35 12221	0 0006875	0 00000000
3	-35 12233	0 0001875	0 00000004
4	-35 12161	-0 00050125	0 00000025
5	-35 12159	-0 0003125	0 000000 10
6	-35 12179	-0 0003125	0 000000 12
7	-35 12117	0 00102875	0 000001 06
8	-35 12281	0 00066875	0 000000 45
X=	-35.12214	Sum(X-til)^2=	0 000000 23
Km=	0 61		

Tolerancia= 2.34 mm T=3.0, K=0.61

BN2-BN3

Desnivel= -35.12214

Dev. Est.= 0.00040

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I

OBS.	BN3-BN4	X-til (mm)	(X-til)^2
1	-37 05825	-0 001062	0 000001 13
2	-37 05928	-0 000012	0 00000000
3	-37 05869	-0 000622	0 00000039
4	-37 05925	-0 000062	0 00000000
5	-37 05923	-0 000082	0 00000001
6	-37 05918	-0 0001 32	0 000000 02
7	-37 06050	0 001 188	0 000001 41
8	-37 06012	0 000008	0 000000 05
X=	-37.05931	Sum(X-til)^2=	0 000003 61
Km=	0 71		

Tolerancia= 2.53 mm T=3.0, K=0.71

BN3-BN4

Desnivel= -37.05931

Dev. Est.= 0.00073

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I

OBS.	BN4-BN5	X-til (mm)	(X-til)^2
1	-29 08908	0 0001 34	0 000000 54
2	-29 08977	0 0004 34	0 000001 88
3	-29 08938	0 0000 34	0 000000 00
4	-29 09018	0 0008 34	0 000000 70
5	-29 08919	-0 0001 56	0 000000 02
6	-29 08908	-0 0002 66	0 000000 07
7	-29 08913	-0 0001 16	0 000000 18
8	-29 08906	-0 0001 86	0 000000 15
X=	-29.08935	Sum(X-til)^2=	0 000003 14
Km=	0 62		

Tolerancia= 2.56 mm T=3.0, K=0.62

BN4-BN5

Desnivel= -29.08935

Dev. Est.= 0.00067

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

# ANEXO C.

NIVELACIÓN REALIZADA MEDIANTE EL MÉTODO PROPUESTO POR TRYGGVASON.  
 APLICACIÓN DEL CRITERIO DE DESECH 3a ETAPA DE NIVELACIÓN MAYO 1995.  
 (Según "Geodesia levelling", NOAA manual NGS NG53)  
 José Luis Depolledo Zaldívar, Instituto de Geofísica, UNAM

TABLA QUE RESUME LOS DESNIVELES MAS PROBABLES Y VALORES RECHAZADOS DE LAS OBSERVACIONES.

TRAMO	DIFERENCIAS	VALORES MAS FIABLES DE LAS OBSERVACIONES	
OBS.	BNS-BN6	X- $\bar{x}$ (mm)	(X- $\bar{x}$ ) <sup>2</sup>
1	-34 10584	-0.002282	0.00000518
2	-34 10696	-0.003662	0.00001340
3	-34 10636	0.002238	0.00000496
4	-34 10678	0.003658	0.00001333
5	-34 10578	0.004058	0.00001646
6	-34 10547	-0.004653	0.00002143
7	-34 10511	-0.004922	0.00002415
8	-34 10650	0.004838	0.00002319
X=	-34 10612	Sum(X- $\bar{x}$ ) <sup>2</sup> =	0.0000135
$K_{95}$ =	0.54		

Tolerancia= 2.70 mm T=3.0, K=0.54

BNS-BN6

Desv. est.= -34 10612

Desv. Est.= 0.00044

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

OBS.	BNS-BN7	X- $\bar{x}$ (mm)	(X- $\bar{x}$ ) <sup>2</sup>
1	-39 11784	-0.000830	0.00000069
2	-39 11921	0.003560	0.00001261
3	-39 11865	-0.000020	0.00000000
4	-39 11815	-0.000520	0.00000027
5	-39 11773	-0.000940	0.00000088
6	-39 11909	0.004420	0.00001948
7	-39 11913	0.000460	0.00000021
8	-39 11954	0.000870	0.00000076
X=	-39 11867	Sum(X- $\bar{x}$ ) <sup>2</sup> =	0.00000310
$K_{95}$ =	1.20		

Tolerancia= 3.29 mm T=3.0, K=1.20

BNS-BN6

Desv. est.= -39 11867

Desv. Est.= 0.00049

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

OBS.	BN7-BN8	X- $\bar{x}$ (mm)	(X- $\bar{x}$ ) <sup>2</sup>
1	-24 78712	-0.000302	0.00000009
2	-24 78727	-0.000152	0.00000002
3	-24 78752	0.000098	0.00000001
4	-24 78726	-0.000162	0.00000003
5	-24 78747	0.000048	0.00000000
6	-24 78753	0.000128	0.00000011
7	-24 78730	-0.000122	0.00000002
8	-24 78769	0.000268	0.00000007
X=	-24 78742	Sum(X- $\bar{x}$ ) <sup>2</sup> =	0.00000035
$K_{95}$ =	0.36		

Tolerancia= 1.80 mm T=3.0, K=0.36

BNS-BN6

Desv. est.= -24 78742

Desv. Est.= 0.00023

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN

NIVELACIÓN REALIZADA MEDIANTE EL MÉTODO PROPUESTO POR TRIGLIASON.  
 APLICACIÓN DEL CRITERIO DE DESECH 4a ETAPA DE NIVELACIÓN JUNIO 1996.  
 (Según "Geodetic leveling", NOAA manual NOS NG83)  
 José Luis Drogollado Zaldivar, Instituto de Geofísica, UNAM

TABLA QUE RESUME LOS DESNIVELES MAS PROBABLES Y  
 VALORES RECHAZADOS DE LAS OBSERVACIONES.

OBS.	TRAMO	DIFERENCIAS	VALORES MAS FIABLES DE LAS OBSERVACIONES
	BN1-BN2	X-ai (mm)	BN1-BN2 X-ai (N-ai)*2
1	-20 19636	-1 73	-0 0000000
2	-20 19660	-2 03	-0 0000000
3	-20 19630	-1 73	-0 0000000
4	-20 19668	-1 35	-0 0000000
5	-20 19728	-0 45	-0 0000000
6	-20 19748	-0 55	-0 0000000
7	-20 19778	-0 25	-0 0000000
8	-20 20013	R 12 R	
X=	-20 19603		Sum(X-ai)*2=
Km=	0 74		0 0000019

Tolerancia= 2.58 mm T=3.0, K=0.74

BN1-BN2

Desnivel= -20.19607

Desv. Est.= 0.00073

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

OBS.	BN2-BN3	X-ai (mm)	(X-ai)*2
1	-35 12969	-0 0002250	0 0000000
2	-35 12966	-0 0000750	0 0000000
3	-35 12951	-0 00015750	0 0000000
4	-35 12969	0 00002250	0 0000000
5	-35 12928	-0 00038750	0 0000015
6	-35 12919	-0 00047750	0 0000023
7	-35 13003	0 00040250	0 0000016
8	-35 13003	0 00038250	0 0000015
X=	-35.12947		Sum(X-ai)*2=
Km=	0 61		0 0000008

Tolerancia= 2.34 mm T=3.0, K=0.61

BN2-BN3

Desnivel= -35.12967

Desv. Est.= 0.00013

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

OBS.	BN3-BN4	X-ai (mm)	(X-ai)*2
1	-37 06263	-0 000150	0 0000000
2	-37 06230	-0 000220	0 0000005
3	-37 06257	0 0004050	0 0000000
4	-37 06269	0 000170	0 0000003
5	-37 06264	0 000120	0 0000001
6	-37 06383	0 000310	0 0000010
7	-37 06196	-0 000560	0 0000031
8	-37 06250	-0 000020	0 0000000
X=	-37.06253		Sum(X-ai)*2=
Km=	0 71		0 0000003

Tolerancia= 2.53 mm T=3.0, K=0.71

BN3-BN4

Desnivel= -37.06252

Desv. Est.= 0.00021

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

OBS.	BN4-BN5	X-ai (mm)	(X-ai)*2
1	-29 09943	0 0000085	0 0000000
2	-29 09922	-0 001425	0 0000035
3	-29 09899	-0 000355	0 0000013
4	-29 09970	0 000355	0 0000013
5	-29 09967	0 000325	0 0000011
6	-29 09926	-0 0003085	0 0000010
7	-29 10009	0 000345	0 0000016
8	-29 09970	0 000355	0 0000013
X=	-29 09938		Sum(X-ai)*2=
Km=	0 57		0 0000010

Tolerancia= 2.16 mm T=3.0, K=0.57

BN4-BN5

Desnivel= -29.09935

Desv. Est.= 0.00046

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN

## ANEXO C.

NIVELACIÓN REALIZADA MEDIANTE EL MÉTODO PROPUESTO POR TRIGUIGUAN  
 APLICACIÓN DEL CRITERIO DE DESECH 4a ETAPA DE NIVELACIÓN JUNIO 1996.  
 (Según "Geodetic leveling", NOAA manual NOS, NGS)  
 José Luis Degollado Zaldivar, Instituto de Geofísica, UNAM

Tabla QUE RESUME LOS DESNIVELES MAS PROBABLES Y  
 VALORES RECHAZADOS DE LAS OBSERVACIONES.

TRAMO		DIFERENCIAS		VALORES MAS FIABLES DE LAS OBSERVACIONES	
OBS.	BN6-BN6	X-rt (mm)	(X-rt) <sup>2</sup>		
1	-34 10426	0 000446	0 00000020		
2	-34 10491	0 001196	0 00000130		
3	-34 10261	-0 001201	0 00000115		
4	-34 10259	-0 001224	0 00000130		
5	-34 10273	-0 001084	0 00000117		
6	-34 10318	-0 000634	0 00000040		
7	-34 10310	0 001286	0 00000165		
8	-34 10513	0 001316	0 00000173		
X=	-34 10381	Sum(X-rt) <sup>2</sup> =	0 00000931		
K <sub>0.5</sub> =	0.5				
Tolerancia=		2.14 mm	T=3.0, K=0.51		
BNS-BN6					
Desnivel=	-34.10381				
Dev. Est.=	0.00115				

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

OBS.	BN6-BN7	X-rt (mm)	(X-rt) <sup>2</sup>		
1	-39 13030	-0 000950	0 00000090		
2	-39 13110	-0 000150	0 00000002		
3	-39 13184	0 000590	0 00000035		
4	-39 13220	0 000950	0 00000090		
5	-39 13134	0 000690	0 00000049		
6	-39 13041	-0 000840	0 00000071		
7	-39 13092	-0 000330	0 00000011		
8	-39 13189	0 000640	0 00000041		
X=	-39 13128	Sum(X-rt) <sup>2</sup> =	0 00000341		
K <sub>0.5</sub> =	0.5				
Tolerancia=		3.24 mm	T=3.0, K=1.17		
BNS-BN6					
Desnivel=	-39.13128				
Dev. Est.=	0.00070				

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

OBS.	BN7-BN8	X-rt (mm)	(X-rt) <sup>2</sup>		
1	-24 78182	-0 000238	0 00000004		
2	-24 78169	-0 000318	0 00000011		
3	-24 78148	-0 000548	0 00000030		
4	-24 78144	-0 000588	0 00000035		
5	-24 78275	0 000722	0 00000052		
6	-24 78282	0 000792	0 00000063		
7	-24 78205	0 000323	0 00000010		
8	-24 78217	0 000142	0 00000002		
X=	-24 78203	Sum(X-rt) <sup>2</sup> =	0 00000197		
K <sub>0.5</sub> =	0.5				
Tolerancia=		1.75 mm	T=3.0, K=3.4		
BNS-BN6					
Desnivel=	-24.78203				
Dev. Est.=	0.00053				

PRECISIÓN LOGRADA: 1er. orden, clase I.

TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN

## BIBLIOGRAFÍA.

- A. Ababa (1976): *Propagation of error in precise levelling and its bearing on the assessment of recent crustal movements*. Bull. Géodésique, 50 (4): 323-329.
- G. Bomford (1980): *Geodesy*. Clarendon Press-Oxford, United Kingdom: 197-253.
- V. Bolshakov & P. Gaidáyev (1989): *Teoría de la elaboración matemática de mediciones geodésicas*. Mir, Moscú, pp. 397.
- M. A. Chinnery (1961): *The deformation of the ground around surface faults*. Bull. Seism. Soc. Am., 51 (3): 355-372.
- S. De la Cruz (1993): *Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima volcano, Mexico*. J. Volcanol. Geotherm. Res., 55: 51-68.
- S. V. Enman & A. P. Raizman (1988): *The regularity of vertical crustal movements of the western slopes of the Peter the great range*. Jour. Geod. 10: 213-220.
- L.B. Freud & D.M. Barnett (1976): *A two-dimensional analysis of surface deformation due to Dip-Slip faulting*. Bull. Seism. Soc. Am., 66 (3): 667-675.
- R. Holdahl (1981): *A model of temperature stratification for correction of leveling refraction*. Bull. Géodésique,
- K. Hurst & R. Bilham (1986): *Hidrostatic levels in precision geodesy and crustal deformation measurement*. Jour. Geophys. Res., 91 (89): 9202-9216.
- A. Klebleyev & S.A. Martynosky (1988): *Study of recent crustal movements on Apsheron peninsula by geodetic methods*. Jour. Geod. 10: 207-212.
- Leica S.A. de C.V. (1991): *Manual de empleo Wild N-3*. Leica Heerbrugg AG, CH-9435, Heerbrugg Suiza: 11, 16 y 30.
- A. A. Loskutov, M.V. Shoulmin & V.I. Kaftan (1988): *Physical correlation of repeated geodetic measurements*. Jour. Geod., 10: 139-146.
- F. Medina<sup>T</sup>, J.M. Espindola, M. de la Fuente & M. Mena (1996): *A gravity model of the Colima, Mexico region*. Geofísica Internacional, 35 (4): 409-414.
- K. Mogi (1958): *Relations of the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground around them*. Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univ., 36: 98-134.
- J.B. Murray & J.E. Guest (1982). *Vertical ground deformation on Mount Etna, 1975-1980*. Bull. Geol. Soc. Am., 93: 1160-1175.
- M. M. Nassar & M.S. Elhosseney (1987): *The need for a better defined Egyptian geodetic datum for geodynamics studies*. Jour. Geod., 7: 267-281.

- W. Niemeier (1981): *Statistical tests for detecting movements in repeatedly measured geodetic networks*. Tectonophysics, 71: 335-351.
- H. Nolasco, S. De la Cruz & V.H. Espindola (1994): *Nivelación en el volcán de fuego de Colima, primeras evaluaciones*. Revista Ingeniería., XIV (1): 43-60.
- H. Nolasco, S. De la Cruz, V.H. Espindola, M. Mena, A. Cortez & C. Navarro (1993): *Reporte de la etapa de monumentación en el volcán de Colima con el fin de evaluar deformaciones de corteza terrestre*. Revista Ingeniería., LXIV (1): 59-64.
- G. Nunnari, G. Puglisi & S. Maugeri (1995): *An optimisation approach for the inversion of ground deformation data*. Tiré à part des cahiers du centre Européen de Géodynamique et de Séismologie. Vol. 8.
- S. Rani & S.J. Singh (1992): *Static deformation of a uniform half-space due to long dip-slip fault*. J. Geophys. Int., 109: 469-476.
- J.C. Savage & I. M. Haste (1966): *Surface deformation associated with dip-slip faulting*. Jour. Geophys. Res., 71 (20): 4897-4904.
- M.C. Schomaker & R. Moore (1981): *Manual of geodetic leveling*. NOAA, NOS NGS 3: pp. 250.
- M. J. Sevilla, M. D. Martin & A. G. Camacho (1986): *Data analysis and adjustment of the first geodetic surveys in the caldera of Teide, Tenerife, Canary Islands*. Tectonophysics, 130: 213-234.
- M. J. Sevilla & M. D. Martin (1986): *Geodetic Network desing for crustal deformation studies in the Caldera of Teide area*. Tectonophysics, 130: 235-248.
- S. J. Singh & S. Rani (1993): *Crustal deformation associated with two-dimensional Thrust faulting*. J. Phys. Earth., 41: 87-101.
- S. Stein (1991): *Introduction to seismology, earthquakes and earth structure*. Department of Geological Sciences, Northwestern University, pp. 554.
- L. Thome & C. W. Terry (1995): *Modern global seismology*. Academic Press, United Kingdom, pp. 521.
- T. To Yu, J. B. Rundle & J. fernández (1996): *Surface deformation due to a strike-slip fault in an elastic gravitational layer overlaying a viscoelastic gravitational half-space*. Jour. Geophys. Res., 101 (B2): 3199-3214.
- E. Tryggvason (1968): *Measurement of surface deformation in Iceland by precise levelling*. Jour. Geophys. Res., 73 (22): 7039-7050.
- E. Tryggvason (1987): *Myvant lake level observations 1984 – 1986 and ground deformation during Krafla eruption*. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 31: 131-138.
- E. Tryggvason (1989): *Measurement of ground deformation in Askja 1966 – 1989*. Nordical Volcanological Institute 8904, University of Iceland: 1-53.

- E. Tryggvason (1994): *Surface deformation at the Krafla volcano, North Iceland, 1982 – 1992*. Bull. Volcanol., 56: 98-107.
- P. Vaníček & D. Christodulidis (1974). *A method for the evaluation of vertical crustal movement from scattered geodetic relevelings*. Can. J. Earth Sci., 11 (5): 605-610.
- P. Vaníček, R. O. Castle & E. I. Balazs (1980). *Geodetic leveling and its applications*. Rev. Geophys. Space Phys., 18 (2): 505-524.
- P. Vyskocil (1987): *Recommendations on the project of monitoring of crustal movements in the western part of the Aswan region in Egypt*. Jour. geod., 7: 257-259.
- J. B. Walsh (1969): *Dip angle of faults as calculated from surface deformation*. Jour. Geophys. Res., 74 (8): 2070-2080.
- W. M. Welsch (1986): *Some aspects of the analysis of geodetic strain observations in kinematic models*. Tectonophysics, 130: 437-458.
- X. Yang, P. M. Davis, P. T. Delaney & A. T. Okamura: *Geodetic analysis of dike intrusion and motion of the magma reservoir beneath the summit of Kilauea volcano, Hawaii: 1970-1985*.
- I. Yokoyama (1971): *A model for the crustal deformations around volcanoes*. Jour. Physics earth., 19 (3): 199-207.
- I. Yokoyama (1974): *Crustal deformations associated with volcanic activities*. tectonophysics, 23: 349-360.