

Obtención de correcciones de estación para redes sismológicas locales; correcciones para la red *RESCO* de Colima

F. A. Nava¹ y R. E. García-Arthur

División Ciencias de la Tierra, CICESE, Ensenada, B. C., México.

¹ *En licencia del Instituto de Geofísica UNAM, México.*

Recibido: 15 de abril, 1993; aceptado: 10 de septiembre, 1993.

RESUMEN

La correcta localización de los hipocentros sísmicos es esencial para los estudios de microsismicidad que se llevan a cabo con base en datos de redes sismológicas locales. La distribución espacio-temporal de las fuentes sísmicas refleja la distribución y la evolución de esfuerzos en volcanes y fallas activas, y aporta información importante para la evaluación de riesgos.

Las redes sismológicas que localizan con programas que suponen modelos de velocidades homogéneos lateralmente, particularmente aquellas situadas en regiones de topografía accidentada, requieren de correcciones de estación para la obtención de localizaciones precisas. Se presenta un método para la obtención de correcciones de estación para redes locales, basado en una determinación preliminar a partir de tiempos de arribo de señales tele sísmicas, modificada mediante prueba y error y ajuste promedio en localizaciones de sismos locales.

El método se aplica a la obtención de correcciones para las estaciones de la Red Sismológica de Colima que monitorean la actividad sísmica asociada con el Volcán de Fuego. Estas correcciones tienen valores de -0.200 s a +0.360 s y, aplicadas a la localización de 30 sismos volcánicos someros, reducen los errores totales promedio hipocentrales de 0.092 km a 0.063 km, los de tiempo origen de 0.038 s a 0.026 s, y aumentan considerablemente la estabilidad y robustez de las localizaciones.

PALABRAS CLAVE: Localización, redes sismológicas, Volcán de Fuego (Colima).

ABSTRACT

Correct location of seismic hypocenters is essential for microseismicity studies based on local seismological network data. The spatio-temporal distribution of the seismic sources reflects the stress distribution and evolution in volcanoes and active faults, and gives important information for hazard assessment.

Seismological networks that do locations based on a laterally homogeneous velocity model, particularly when located in regions of abrupt topography, require station corrections for precise hypocentral locations. A method is presented for obtaining station corrections for local seismological networks, based on a preliminary determination from teleseismic signal arrival times, modified by trial and error and fitting of mean residuals from local earthquake locations.

The method is applied to obtaining corrections for the stations of the Colima Seismological Network (RESCO) which monitors the seismic activity of the Fuego Volcano. These corrections range from -0.200 s to +0.360 s and, when applied to the location of 30 shallow volcanic earthquakes, reduce the total hypocentral errors from 0.092 km to 0.063 km, the origin time ones from 0.038 s to 0.026 s, and considerably increase the location stability and robustness.

KEY WORDS: Location, seismological networks, Fuego (Colima) volcano.

INTRODUCCION

México es un país con alta actividad sísmica y volcánica. Es por eso que se hace indispensable estudiar el origen, desarrollo y efectos de estos fenómenos para tratar de mitigar el riesgo y sus posibles efectos destructivos para la población.

En las regiones occidental y noroccidental de México, se localizan las regiones sismogénicas más importantes y varios de los volcanes de más alto riesgo del país. En estas regiones de topografía típicamente muy accidentada, es de primordial importancia el uso de redes sismológicas locales, permanentes o temporales, para el estudio de microsismicidad. Entre las aplicaciones típicas de estas redes destacan: los estudios de detalle para la identificación de fallas activas y de sus características, así como el monitoreo de

zonas de quietud, los estudios de réplicas, y el monitoreo de sismicidad volcánica.

Estas aplicaciones requieren localizar los sismos con gran precisión, y la topografía accidentada, así como los cambios litológicos que a menudo se asocian con ésta, requieren generalmente de la aplicación de correcciones de estación a los tiempos de arribo de fases sísmicas observados.

La localización confiable de sismos volcánicos es de gran importancia porque determina dónde se encuentran concentraciones de esfuerzo. Estas concentraciones, o la ausencia de ellas, puede dar información respecto a algunos aspectos del proceso volcánico, por ejemplo: lineamientos de hipocentros pueden señalar el camino de ascenso del magma o delinear fracturas que pueden contribuir a

la alimentación de magma o que han sido activadas por ésta; concentraciones superficiales pueden indicar sitios donde existe posibilidad de rupturas; actividad somera cercana al cráter puede estar relacionada con procesos de degasificación del magma; zonas de quietud en medio de otras activas pueden señalar regiones donde el material no es capaz de mantener esfuerzos cortantes, como pueden ser la cámara magmática o conductos profundos.

Entre los volcanes activos de México destaca el Volcán de Colima o Volcán de Fuego (Figura 1), situado en el extremo oeste del Eje Volcánico Mexicano, que en los últimos 400 años ha presentado 29 episodios eruptivos y es considerado como el más activo de México (Medina, 1983, 1985; Castellanos *et al.*, 1989).

El volcán de Colima se yergue sobre los restos del Volcán Paleofuego, el cual fue destruido hace más de 4000 años por una gran erupción explosiva. El material colapsado de este edificio volcánico fue de al menos 10 km³ y cubrió una área aproximada de 1000 km² al sur del volcán. (Robin *et al.*, 1987; Luhr y Presteggaard, 1988). Actualmente existen poblaciones, con aproximadamente un cuarto de millón de habitantes, que se encuentran asentadas sobre estos depósitos de avalancha, por lo que un evento explosivo similar podría tener catastróficos resultados, a menos que se tomen medidas apropiadas.

LA ACTIVIDAD DE 1991 DEL VOLCAN DE FUEGO

Después de 15 años de aparente quietud sísmica, durante dos de los cuales estuvo monitoreado por la red sis-

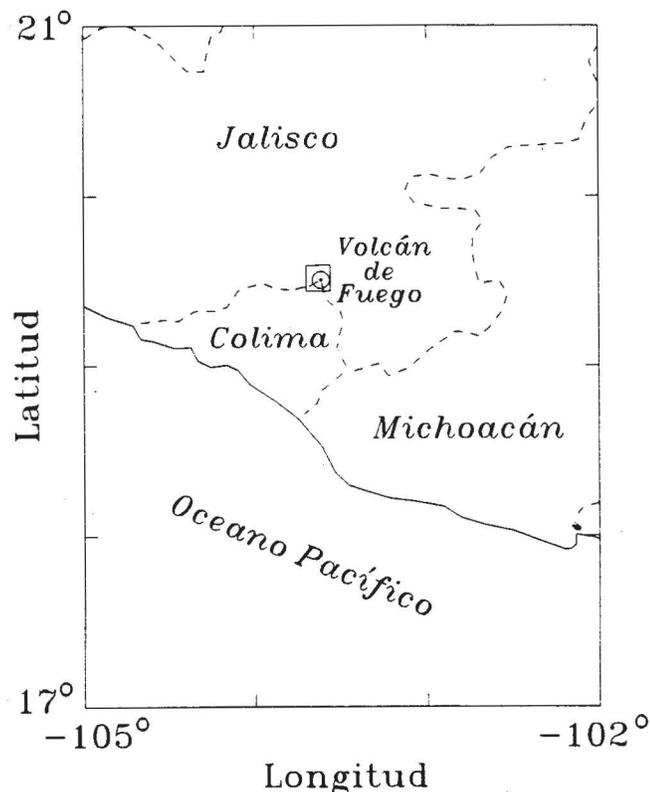


Fig. 1. Localización del Volcán de Fuego de Colima. El recuadro corresponde al área mostrada en la Figura 2.

mológica RESCO, el volcán de Colima presentó fuerte actividad microsísmica de tipo volcánico durante un episodio eruptivo que comenzó el 14 de febrero de 1991. Esta actividad incluyó cinco crisis (episodios de sismicidad mucho más alta que la normal y comienzo súbito) durante las cuales se llegó a registrar más de 100 eventos por día; la gran mayoría de estos de tipo B (Minakami, 1974).

Los focos sísmicos fueron en su gran mayoría someros (0.0 a 5.45 km de profundidad con una profundidad media de 1.8 km), situados al N del cráter del Volcán de Fuego, bajo la silla que une a éste con el aparentemente extinto Nevado de Colima. La sismicidad estuvo concentrada alrededor del cráter durante la primera parte del episodio, que concluyó con el colapso parcial de un nuevo lóbulo escoriáceo que apareció al SW de la antigua cima del domo, tras una marcada concentración temporal de la sismicidad (discutida más abajo), el 1 de marzo. Este colapso ocurrió el 16 de abril, después de algunos sismos relativamente grandes y someros; produjo importantes avalanchas acompañadas por sismos someros y voluminosas nubes de polvo y originó un hueco por el cual tuvo lugar flujo de lava de bloques (Núñez-Cornú *et al.*, 1993); durante este tiempo, la sismicidad se volvió más dispersa bajo la silla.

Para el mes de septiembre del mismo año terminó la actividad efusiva y la ocurrencia de sismos de tipo volcánico decreció considerablemente, con lo cual se consideró terminado el episodio eruptivo (Núñez-Cornú *et al.*, 1993).

En los registros de tambor fueron identificadas 132 avalanchas, y registrados algunos episodios de tremor no localizable (Núñez-Cornú *et al.*, 1993). De los varios miles de sismos registrados, se pudo identificar sólo 1086; de éstos, por razones que se exponen más adelante, solamente fue posible localizar con alto grado de confiabilidad y precisión 30 eventos someros, utilizando el programa LOCA para asegurar la confiabilidad, aplicando las correcciones de estación cuya obtención se describe a continuación.

ANTECEDENTES Y LA RED RESCO

El Volcán Colima fue monitoreado en forma esporádica desde 1975 con estaciones sísmicas portátiles. Este monitoreo eventual dejó de practicarse cuando se creó en 1989 la Red Sísmica de Colima (RESCO) (Castellanos *et al.*, 1989, 1990); actualmente la red cuenta con 7 estaciones que cubren gran parte del aparato volcánico. En la Figura 2 se muestra en detalle la ubicación actual de las estaciones con respecto al volcán, a excepción de las estaciones EZV1 y EZV2 que se encuentran a 35 y 40 km al sur y SW del cráter, respectivamente.

Durante el periodo eruptivo de 1991, la separación típica entre las estaciones cercanas al volcán era de 1.5 km, y las distancias típicas de los hipocentros de los eventos volcánicos someros a las estaciones eran de 2.9 a 8.6 km, por lo que la localización hipocentral requería la utilización de un programa de localización de sismos locales. Para obtener localizaciones confiables, refinando en forma interactiva localizaciones preliminares automáticas, se utilizó el

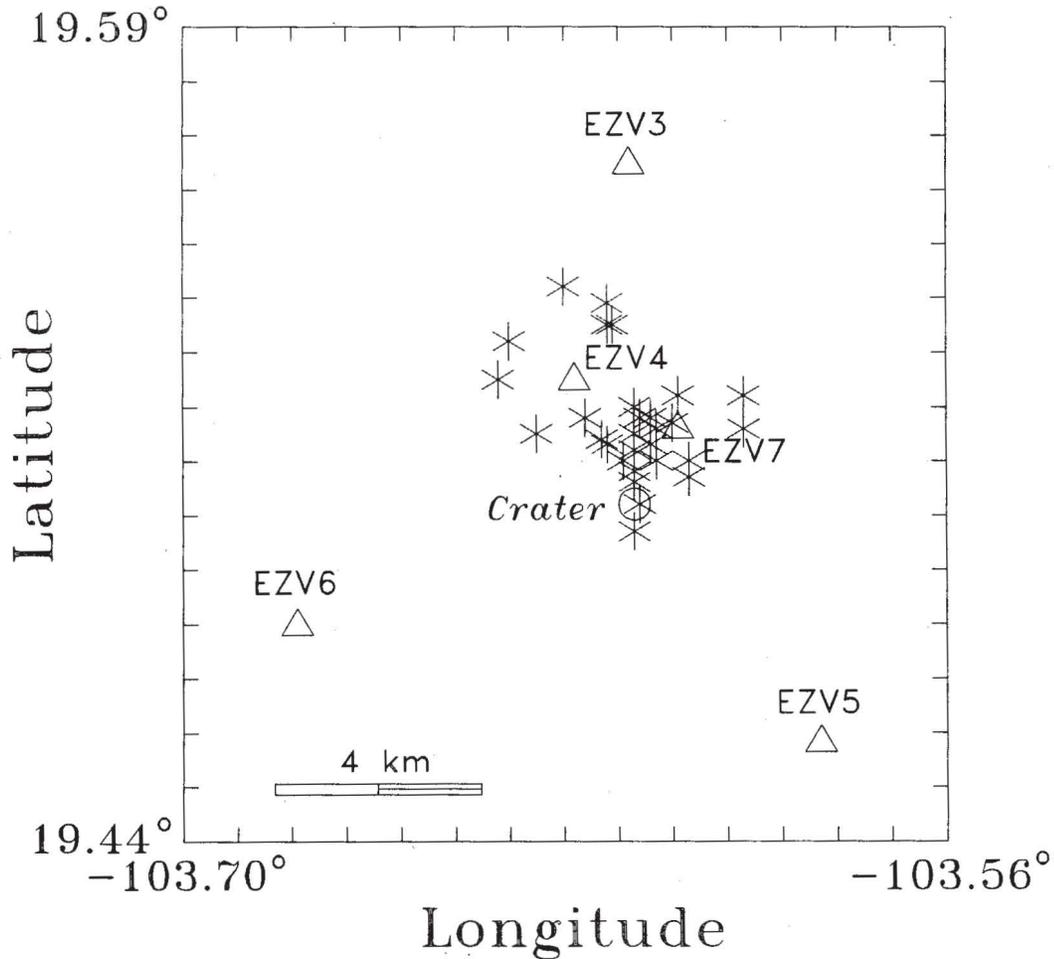


Fig. 2. Estaciones de la Red Sísmica de Colima RESCO (triángulos) situadas cerca del cráter del Volcán de Fuego (círculo). Epicentros (asteriscos) de los sismos localizados empleando las correcciones de estación.

programa LOCA que fue desarrollado originalmente para estudiar la sismicidad local de esta región (Nava, 1992). Las determinaciones epicentrales obtenidas usando LOCA fueron checadas con las obtenidas independientemente utilizando el programa HYPO71 (Lee and Lahr, 1978), obteniéndose buena concordancia.

Como no se conoce aún la estructura de velocidades sísmicas para el volcán de Colima, se decidió considerar al medio de propagación como un semiespacio uniforme, con velocidades P y S de 2.6 y 1.5 km/s, respectivamente (Jiménez *et al.*, 1990). Se consideró que dicha falta de conocimientos hace que no valga la pena la utilización de modelos complicados, que generalmente requieren de engorrosos métodos numéricos de trazado de rayos, para la localización hypocentral. Como los sismos localizados se encuentran dentro de la red, el uso de un modelo de capas no cambia esencialmente los resultados epicentrales; por tratarse de sismos someros, la estructura a profundidad tampoco influye mayormente.

Se escogió el programa para computadora personal LOCA (Nava, 1992) para hacer localizaciones detalladas de sismos someros, por las siguientes razones:

- a) Obtiene localizaciones automáticas mediante ajuste de mínimos cuadrados a tiempos de arribo o tiempos S-P por medio de iteraciones sucesivas amortiguadas en el dominio de distancias. Estas localizaciones son usualmente una buena aproximación a las localizaciones definitivas obtenidas interactivamente con el mismo programa.
- b) Aparte de listar tiempos de arribo, distancias y residuales, LOCA presenta gráficamente círculos que representan la intersección de las semiesferas con radios correspondientes a las distancias hipocentrales, con un plano horizontal a la profundidad de la fuente (Figura 3). Esta representación permite juzgar qué tan buena es la localización, en función del agrupamiento de las intersecciones, del grado de perpendicularidad o tangencia de las intersecciones de los círculos, del número e importancia de círculos correspondientes a tiempos S-P, etc.
- c) Permite modificar interactivamente el hipocentro, para dar mayor o menor peso a lecturas o estaciones determinadas, según la experiencia del sismólogo. Estas modificaciones permiten también explorar el espacio de resi-

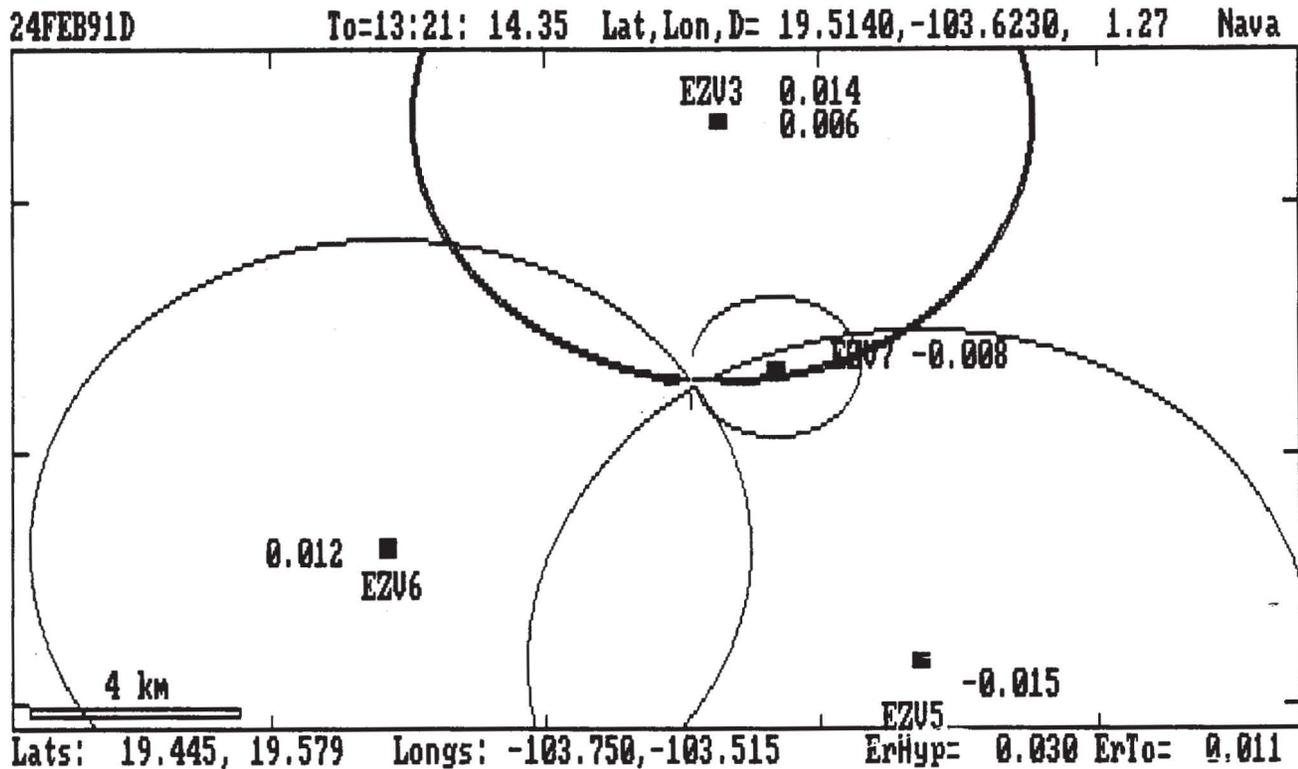


Fig. 3. Ejemplo de localización mediante LOCA de un evento volcánico. La impresión de pantalla muestra arriba: identificación y datos de tiempo origen e hipocentro del evento; abajo: límites de la gráfica y errores totales hipocentral (km) y de tiempo origen (s); en la gráfica: estaciones (cuadrados) con su identificación y sus correspondientes residuos (s), para EZV3 el residuo inferior corresponde a S-P, círculos proyecciones de las semiesferas determinadas por tiempos de arribo o tiempos S-P y un plano a la profundidad hipocentral, el epicentro (cruz) en la intersección de los círculos.

duales para determinar las características del mínimo escogido y la posible presencia de otros mínimos vecinos.

- d) El análisis de la solución gráfica y de los residuales permite descubrir posibles errores en las determinaciones de tiempos de arribo; releer estos tiempos y corregirlos puede hacerse cómoda y fácilmente mediante el propio editor de archivos de LOCA.
- e) Loca aplica correcciones por elevación de las estaciones y permite el uso de correcciones de estación. Las elevaciones de las estaciones de RESCO van desde los 500 MSNM (EZV1), hasta los 4100 MSNM (EZV3) (Figura 4); LOCA no admite profundidades negativas, por lo que se consideró la altura del cráter como nivel de referencia (profundidad 0).

Como se mencionó arriba, de los miles de eventos volcánicos registrados sólo fue posible localizar satisfactoriamente 30; la gran mayoría fue imposible de identificar en 3 o más estaciones, y para muchos de los eventos identificables las primeras fases estaban ocultas en el ruido. Para eventos de tipo B (Minakami, 1974) los arribos emergentes

(Figura 5), a los que llamamos "fases de preparación" (interpretables como sucesión de rupturas de poca energía que, produciendo concentraciones de esfuerzo, conducen al episodio principal de liberación de energía del sismo), llegaron a complicar tanto la identificación del primer arribo de P directa, que fue imposible localizar satisfactoriamente muchos eventos.

Otra complicación fue la presencia de varias fases de ondas de cuerpo que dificultaban la determinación inambigua de S, aún para eventos de tipo A (Minakami, 1974), como los mostrados en la Figura 6 para las estaciones EZV7 y EZV4; en los eventos mayores la determinación de la verdadera S fue más difícil aun debido a la saturación de los sismogramas.

Es importante señalar que sismos volcánicos registrados en las estaciones más cercanas al cráter como de tipo A, por ejemplo en EZV7 de la Figura 6, aparecen en estaciones más distantes como de tipo B, EZV6 y EZV5 de la misma Figura 6; esto indica que la apariencia de sismos de tipo B puede deberse a atenuación de las altas frecuencias por el material del edificio volcánico y no a propiedades especiales de la fuente sísmica.

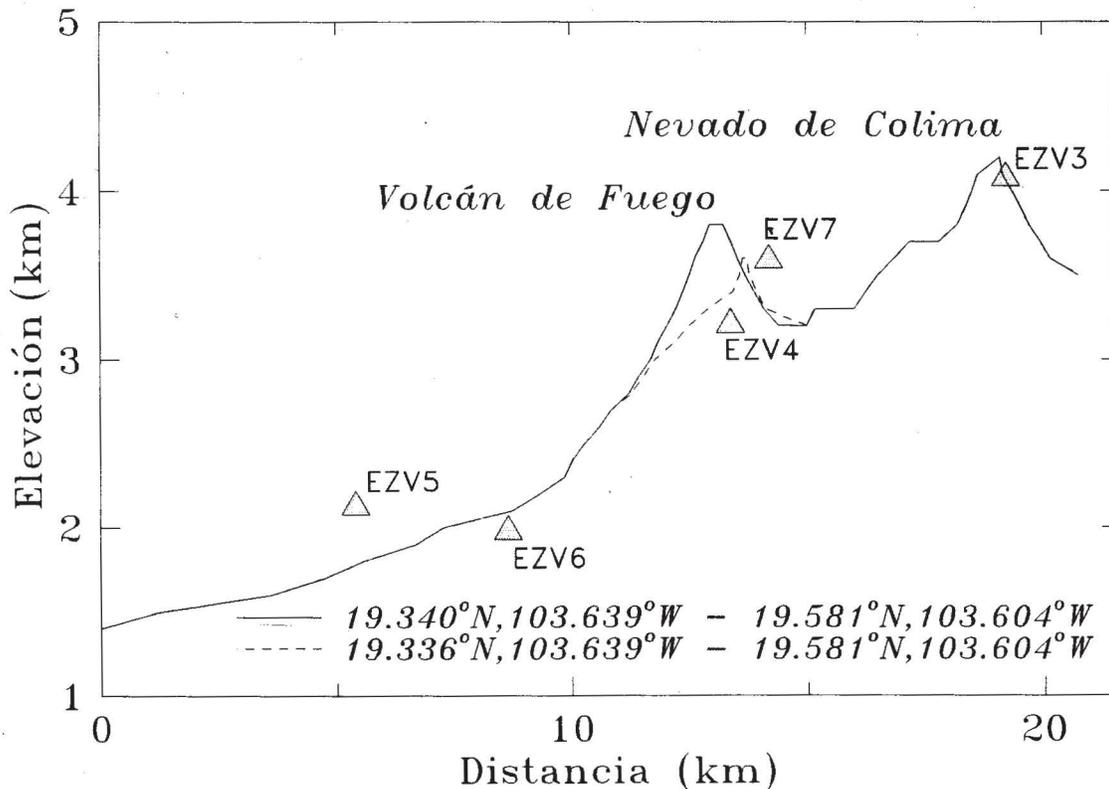


Fig. 4. Perfiles topográficos que muestran la ubicación de las estaciones de RESCO con respecto a los volcanes Fuego y Nevado.

Cuando las localizaciones, hechas incluyendo el modelo de velocidades más apropiado y correcciones por elevación, dan residuales sistemáticamente grandes (siempre del mismo signo) para alguna estación, restar a los tiempos de arribo de dicha estación un promedio de estos residuales permite reducir el error total de la localización. Estas cantidades que modifican sistemáticamente los datos, y que corrigen por todas las imponderables que afectan los tiempos de arribo, se conocen como *correcciones de estación*.

Para el caso de la red local alrededor del Volcán de Colima, entre las posibles causas de diferencias sistemáticas entre los tiempos de recorrido teóricos y los observados se encuentran, seguramente:

- * Efectos de litología local, que presenta marcadas diferencias entre unas y otras estaciones, por lo que el modelo de velocidades no puede ser apropiado para todas, lo que afecta tiempos de recorrido y corrección por elevación. Las estaciones EZV3 (Nevado), EZV4 (Soma), y EZV7 (Volcancito) están situadas sobre roca volcánica, existiendo entre ellas barrancas semirellenas de material piroclástico; mientras que EZV1 (Alcomún), EZV2 (Cerro grande), EZV5 (Fresnal) y EZV6 (Yerbabuena) se encuentran asentadas en el Graben de Colima, cuya litología se describe en la Tabla 1.
- * Efectos de la topografía que impide en algunos casos las trayectorias directas entre fuente y estación supuestas por los programas de localización. Como ejemplo puede

citarse la trayectoria entre las fuentes situadas cerca de la cima del Volcán de Fuego y la Estación EZV3 (Figura 4).

Idealmente, las correcciones de estación deben hacerse a partir de eventos bien localizados, que pueden ser de fuente controlada (desafortunadamente sólo superficiales) o localizados independiente y satisfactoriamente con un número suficiente de otras estaciones; desafortunadamente, no siempre se cuenta con eventos de calibración, por lo que es necesario recurrir a técnicas iterativas de *bootstrapping* o apoyarse en otros tipos de observaciones, medios utilizados en este trabajo.

Las localizaciones hipocentrales hechas sin correcciones de estación, aún aquellas de los sismos con fases más legibles cuyas lecturas fueron checadas cuidadosa e independientemente por diferentes lecturistas, arrojaban residuos muy altos, y presentaban gran inestabilidad y poca definición. Estos problemas indicaban la insuficiencia de las correcciones por elevación de las estaciones, ya que éstas no toman en cuenta diferencias locales de la litología ni variaciones sistemáticas de las trayectorias de las ondas sísmicas.

Por tanto, fue necesario abocarse a determinar correcciones de estación para RESCO antes de proceder a localizar los eventos volcánicos del episodio eruptivo de 1991 del Volcán de Colima.

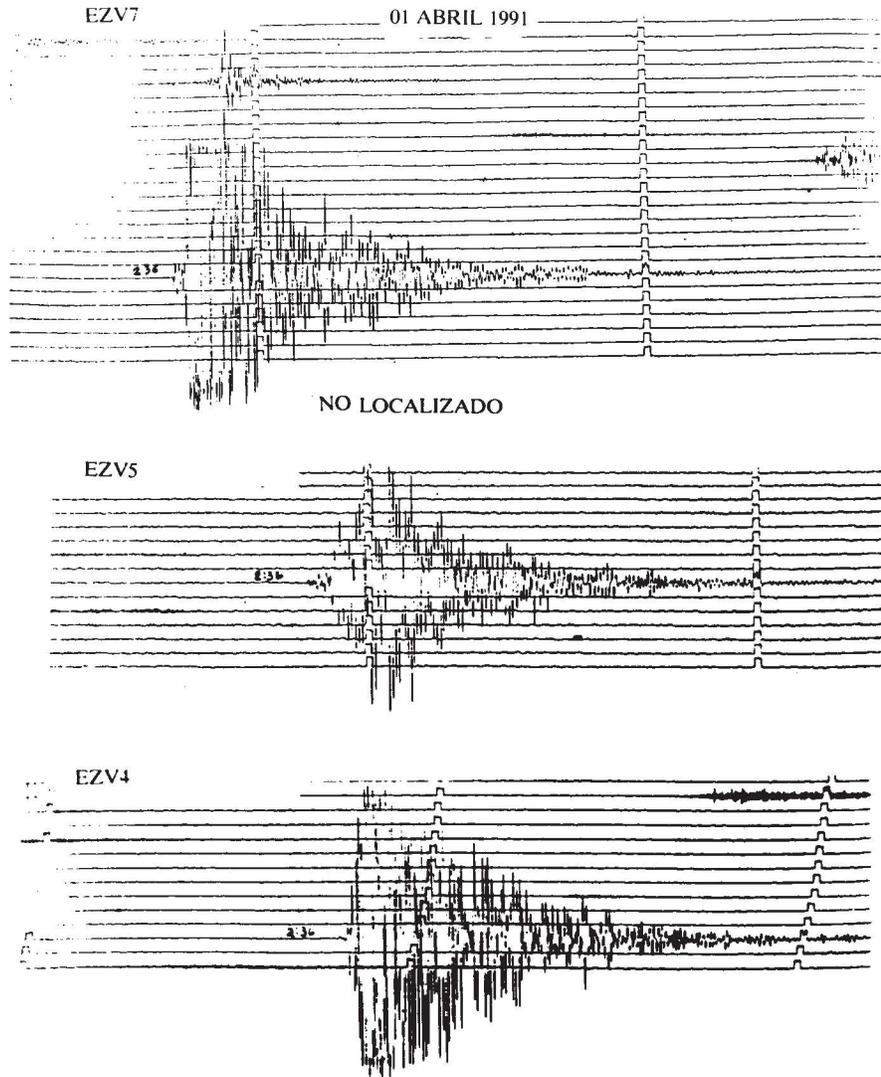


Fig. 5. Sismogramas de un evento volcánico que muestran los arribos emergentes denominados *fases de preparación* en EZV5 y EZV4.

OBTENCION DE CORRECCIONES DE ESTACION

El primer paso para obtener las correcciones de estación se dió mediante el uso de registros de ondas telesísmicas cuyos frentes de onda pueden considerarse aproximadamente planos con respecto a las dimensiones de la red.

Si un frente de onda tal incidiera normalmente a la superficie, el tiempo de arribo a todas las estaciones, corregido por elevación, debería ser el mismo, y los residuales observados darían inmediatamente las correcciones de estación necesarias.

Para un frente de onda plano, que viaja con velocidad α e inclinación $\eta^{(n)}$ (Figura 7) el tiempo de arribo a la estación k , corregido por el efecto de la elevación de ésta, está dado por:

$$t_k^{(n)} = t_k^\circ + \frac{h_k \sin \eta^{(n)}}{\alpha} \quad (1)$$

donde t_k° es el tiempo observado y h_k es la elevación de la estación con respecto al nivel de referencia N_r . El tiempo corregido es el tiempo de arribo si la estación se encontrara situada en el nivel de referencia (triángulo vacío en la Figura 7) en vez de a la altura h_k (triángulo sombreado).

Si el frente de onda en cuestión llega a la estación j al tiempo (corregido) $t_j^{(n)}$, su tiempo de arribo a la estación i está dado por

$$t_i^{(n)} = t_j^{(n)} + \frac{\Delta X_{ij}^{(n)}}{V^{(n)}} + \epsilon_j^{(n)} \quad (2)$$

donde

$$\Delta X_{ij}^{(n)} = R_{ij} \cos(\theta^{(n)} - \gamma_{ij}) \quad (3)$$

es la separación entre estas estaciones en la dirección perpendicular al frente de onda, R_{ij} es la distancia y γ_{ij} el

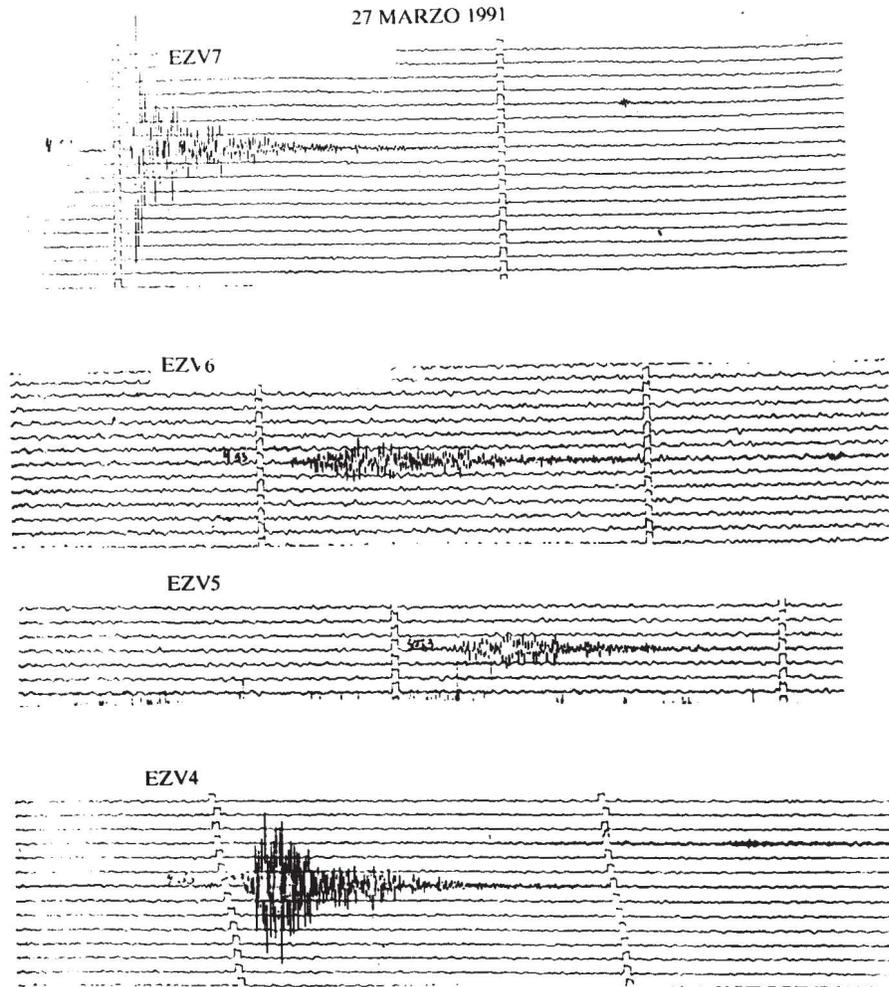


Fig. 6. Apariencia de un mismo evento como tipo A en las estaciones cercanas a la fuente (EZV7 y EZV4), y como tipo B en estaciones más lejanas de ella (EZV5 y EZV6).

azimut entre ellas, y $\theta^{(n)}$ es el azimut de propagación del frente de onda.

La velocidad aparente del frente de onda en la dirección de propagación está dada por

$$V^{(n)} = \frac{\Delta X_{ij}^{(n)}}{t_i^{(n)} - t_j^{(n)}} = \frac{\alpha}{\cos \eta^{(n)}} \quad (4)$$

Finalmente, el residuo $\epsilon_j^{(n)}$ es el error que debe anular (o minimizar) la corrección de estación.

El superíndice n indica el número de iteración, ya que los valores iniciales $\eta^{(0)}$ (obtenidos de $V^{(0)}$ dado por las tablas de Herrin (1968)) y $\theta^{(0)}$ son aproximados, además de que la corrección por elevación puede ser también fuente de error por la incertidumbre en α ; por lo que el sistema de ecuaciones determinado por (2) se evalúa iterativamente, ajustando velocidad aparente y azimut por mínimos cuadrados hasta lograr convergencia.

El valor resultante de ϵ_j , es la corrección por estación apropiada al telesismo utilizado. Diferentes telesismos re-

sultan en valores ligeramente distintos de corrección para cada estación, por lo que las correcciones se determinan promediando estos valores; cada valor puede ponderarse según la claridad de los arribos y la velocidad aparente del frente de onda.

Por último, esas correcciones se aplican a la localización de sismos locales que presenten fases claras y confiables. Las ondas generadas por fuentes locales siguen trayectorias, determinadas por la topografía y la litología locales, que no corresponden generalmente con las de las ondas telesísmicas, por lo que aún pueden presentarse errores sistemáticos (aunque ya mucho más pequeños). Para cada localización, LOCA calcula correcciones por elevación que dependen de las trayectorias de rayo desde la fuente hasta cada estación, haciendo, de hecho, localización tridimensional y mostrando cada vez los residuales.

Con base en los residuales para cada estación de estas localizaciones de sismos locales, se hace iterativamente modificaciones menores a las correcciones hasta obtener los valores finales de las correcciones de estación. Las modificaciones se hacen de la siguiente manera:

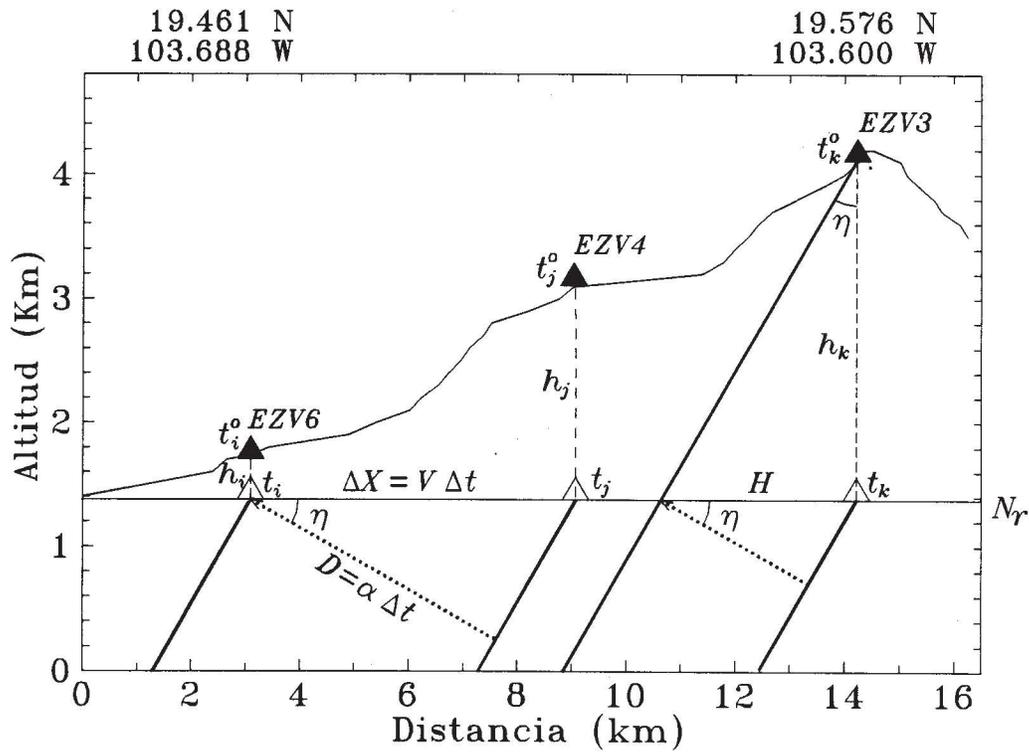


Fig. 7. Perfil topográfico que ilustra un frente de onda plano, atravesando un medio de velocidad α con velocidad aparente V , así como la posición equivalente de las estaciones sísmicas tras la corrección por la elevación y las variables utilizadas en el texto.

Tabla 1

Litología local en las estaciones sismológicas de RESCO

ROCA	DENSIDAD (g/cc)	VEL.ONDA P (km/s)	VEL.ONDA S (km/s)	PROF. (km)	ESPESOR (km)
Sedimentos*	2.24	0.3-0.8	0.1-0.5	0-0.9	0.9
Piroclastos poco consolidados**	2.			2	1-2
Calizas**	2.8	3.5-6.5	1.8-3.8	3	1.-3
Basamento granfítico**		4.6-7.0	2.5-4.0	>4	

* (Allan, J.F., 1985)

** (Medina et. al., 1993)

i. Las correcciones de estación se modifican, en forma amortiguada según sus residuales promedio. El amortiguamiento usado debe ser bastante grande (~0.1-0.2) para evitar oscilaciones o posibles divergencias en la solución; de hecho, sólo el o los residuales que tengan valores absolutos muy por encima de lo aceptable ($\geq 0.02s$) producirán una modificación significativa.

ii. Utilizando las nuevas correcciones se vuelven a localizar los sismos locales y se obtienen nuevos residuales promedio. Estos nuevos residuales deben ser menores que los del paso anterior.

iii. Si los residuales se encuentran por arriba del nivel aceptable (determinado éste por el posible error de lectura,

que depende del tipo y de la calidad de los sismogramas) se regresa al paso i. para una nueva iteración.

Naturalmente este proceso iterativo requiere, para evitar errores sistemáticos que puedan sesgar los valores finales, de valores iniciales para las correcciones que se encuentren cercanos a los correctos. Por esta causa el uso de sismos locales se apoya en las correcciones preliminares obtenidas a partir de telesismos.

Hacer este proceso utilizando como valores iniciales las correcciones aproximadas determinadas a partir de telesismos simplifica la obtención de valores, a la vez que ayuda a evitar errores sistemáticos en las correcciones que puedan sesgar la determinación de tiempo origen.

APLICACION Y RESULTADOS

El método expuesto se aplicó a la determinación de correcciones de estación para RESCO utilizando datos de 10 telesismos provenientes en su mayoría de Centro y Sudamérica, y los datos de sismos volcánicos someros locales. Aunque estas correcciones se determinaron para ser usadas con el programa LOCA, son aplicables a cualquier otro programa de localización que incluya corrección propia por elevación de estación.

El uso de telesismos determinó mayormente los valores de las correcciones, siendo las correcciones con base en sismos locales del orden de $\pm 0.05s$. No fué aparente dependencia azimutal alguna en las correcciones, ni siquiera durante la primera parte de la determinación, basada en telesismos.

Las correcciones finales de estación mostradas en la Tabla 2, van desde -0.200 hasta +0.360, valores que no son particularmente grandes comparados con los típicos para redes microsísmicas locales donde la litología y topografía tienen cambios significativos. Por ejemplo, González (1986), estimó correcciones de estación para un arreglo local de 13 estaciones ubicadas en el Valle de Mexicali, B.C. Los valores que obtuvo están en un rango de -0.02 s a +0.20 s con un promedio de 0.03 seg. Para una red microsísmica de cinco estaciones operada en Mesa de Andrade, B.C.S., González *et al.*, (1984), determinaron una corrección de estación de -0.7 seg para 2 estaciones colocadas sobre afloramientos rocosos, en las cuales se observaban arribos sistemáticamente tempranos con respecto a los de las demás estaciones situadas sobre sedimentos del Delta del Río Colorado. Para localizar los mismos sismos volcánicos estudiados aquí, utilizando HYPO71 y un modelo de capas, Valencia *et al.* (1991) utilizaron correcciones de estación de -0.70s a +0.95s.

Utilizando las correcciones de estación finales se procedió a obtener localizaciones definitivas de los hipocentros de los sismos volcánicos con el programa LOCA. Fueron obtenidas 30 localizaciones confiables con residuales muy pequeños y magnífica estabilidad; los epicentros se encuentran dentro del arreglo de 7 estaciones y se utilizó al menos una lectura de la fase S en 28 de estos eventos.

Tabla 2

Correcciones de estación para la red sísmológica RESCO

ESTACION	CORRECCIÓN (s)
EZV1	0.350
EZV2	0.360
EZV3	-0.200
EZV4	-0.100
EZV5	-0.120
EZV6	-0.170
EZV7	-0.128

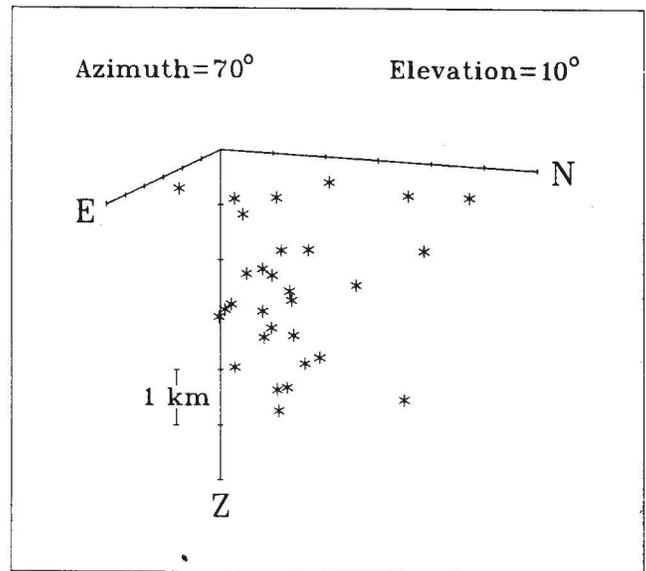


Fig. 8. Distribución hipocentral de sismos someros ocurridos en el Volcán de Fuego de Colima, del 24 de febrero al 8 de abril de 1991, observada desde el azimut 60° a un ángulo sobre el horizonte de 10°.

La distribución hipocentral se muestra en la Figura 8, observada desde el N60°E a una elevación de 10° y la epicentral aparece en la Figura 2. La mayoría de los epicentros está agrupada al N del cráter en un área de aproximadamente 2 km de diámetro; los hipocentros abarcan de 0.00 a 5.45 km de profundidad con respecto al nivel de cráter, con una media de 1.80 km.

Los residuos promedio para la localización fueron de 0.026 s para los arribos P, los errores totales hipocentral y

temporal promedio fueron de 0.063 km y 0.026 s, respectivamente. Los residuales y errores correspondientes resultantes de localizar sin aplicar las correcciones fueron 0.040s, 0.092 km y 0.038 s, respectivamente.

Es importante señalar que la aplicación de correcciones de estación no sólo da menores residuales, sino que hace que las localizaciones sean más robustas y estables; 6 de las localizaciones automáticas hechas sin correcciones divergen si el hipocentro y el tiempo origen iniciales están lejos de los correctos, y su espacio de soluciones (del error espacial cuadrático) presenta a veces mínimos no localizados y/o mínimos locales.

Comparación de los epicentros localizados usando LOCA con los obtenidos utilizando HYPO71 mostró pequeñas diferencias de .01 a .24 km en longitud y de .00 a .25 km en latitud.

Resultados de la interpretación de las localizaciones de los eventos someros del episodio eruptivo de 1991 del Volcán de Fuego, se presentan en Núñez-Cornú *et al.* (1993).

CONCLUSIONES

Las correcciones de estación obtenidas en este trabajo (Tabla 2), con valores de -0.200 s a +0.360 s, permitieron obtener localizaciones confiables y satisfactorias, con las cuales se pudo determinar la distribución de fuentes sísmicas en el aparato volcánico para el episodio observado.

Estas correcciones pueden aplicarse, naturalmente, a la localización de futuros sismos que ocurran en el Volcán de Colima. También sirven como guía respecto al posible tamaño que puede esperarse para correcciones para redes locales operando en otros volcanes.

El método utilizado para obtener las correcciones es aplicable a cualquier otra red sísmica local; actualmente está siendo implementado para la red RESNOM que opera el CICESE en el norte de Baja California.

AGRADECIMIENTOS

La red RESCO es operada por Gabriel Reyes, Gilberto Ornelas, Ariel Ramírez y Héctor Tamez. Francisco Núñez-Cornú y Zenón Jiménez aportaron útiles discusiones y comentarios. Agradecemos a dos árbitros anónimos sus atinadas observaciones.

BIBLIOGRAFIA

ALLAN, J. 1985. Sediment depth in the Northern Colima Graben from 3-D Interpretation of Gravity. *Geofis. Int.*, 25, 21-30.

CASTELLANOS-GUZMAN, A., G. ORNELAS-ARCINIEGA, A. RAMIREZ-VAZQUEZ, G. REYES-DAVILA, J. HERRERA, J. PEREZ, H. TAMEZ, S. DE LA CRUZ-REYNA, J. M. ESPINDOLA, Z.

JIMENEZ y M. MENA, 1989. Desarrollo de una Red Sismológica Telemétrica para la vigilancia del Volcán de Colima. *GEOS* 9, 221-227.

CASTELLANOS, G., G. ORNELAS-ARCINIEGA, A. RAMIREZ-VAZQUEZ, G. REYES-DAVILA, H. TAMEZ-GONZALEZ, Z. JIMENEZ, F. NUÑEZ-CORNU, J. M. ESPINDOLA, A. NAVA, S. DE LA CRUZ-REYNA, M. MENA, N. SEGOVIA y B. MARQUEZ, 1990. RESCO: Avances y perspectivas de un sistema de monitoreo vulcanológico en Colima: Segunda Reunión Nacional "Volcán de Colima" y 1a. Reunión Internacional de Vulcanología 1/1990, Colima, col. México. Abstracts, 32.

GONZALEZ, J., F. NAVA y C. REYES, 1984. Foreshock and aftershock activity of the 1976 Mesa de Andrade, Mexico, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 74, 223-233.

GONZALEZ-GARCIA, J., 1986. Sismotectónica del Valle de Mexicali, 1977-1980, Tesis de Maestría, CICESE, 110 pp.

HERRIN, E., 1968. Seismological tables for P phases. *Bull. Seism. Soc. Amer.* 58, 1193-1241.

JIMENEZ, Z., L. GONZALEZ, J. M. ESPINDOLA, G. CASTELLANOS, J. HERRERA, G. ORNELAS, J. PEREZ, G. REYES, A. RAMIREZ y H. TAMEZ, 1989. Actividad sísmica registrada en la región del Volcán de Colima durante dos campañas realizadas en los años de 1987 y 1988; *GEOS*, II-9, 213-220.

LEE, W. y J. LAHR, 1978. HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquakes; U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 75-311, 59pp.

LUHR, J. y K. PRESTEGAARD, (1988), Caldera Formation at Volcan Colima, Mexico, by a large holocene volcanic debris avalanche. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 35, 335-348.

MEDINA, F. 1983. Analysis of the eruptive history of the Volcán de Colima, Mexico (1560-1980). *Geofis. Int.* 22, 157-168.

MEDINA, F., 1985. On the volcanic activity and large earthquakes in Colima Area, Mexico. *Geofis. Int.*, 24, 701-708

MEDINA, F., J. M. ESPINDOLA, S. AYALA, M. MENA, T. GONZALEZ-M. y M. DE LA FUENTE, 1993. Aspectos generales de la tectónica del graben de Colima, México. *Geofis. Int.*, sometido.

MINAKAMI, T., 1974. Seismology of volcanoes in Japan. Developments in Solid Earth. *Geophysics*, 6, 1-27.

NAVA, F., 1992. Interactive local earthquake location on PC. *Computers and Geosciences*, 18, 627-664.

NUÑEZ-CORNU, F., F. NAVA, S. DE LA CRUZ-REYNA, Z. JIMENEZ, C. VALENCIA y R. GARCIA-ARTHUR, 1993. Seismic activity related to the 1991 eruption of Colima Volcano, Mexico. *Bull. Volcan.*, *aceptado*.

ROBIN, C., P. MOSSAND, G. CAMUS, J. CANTAGREL, A. GOURGAUD y P. VINCENT, 1987. Eruptive history of the Colima volcanic complex (México). *J. Volcanol. Geotherm Res.*, 31, 99-113.

VALENCIA, C., F. NUÑEZ-CORNU y Z. JIMENEZ, 1991. Análisis de la sismicidad del Volcán de Colima a partir de un modelo de capas planas. Tercera Reunión Nacional "Volcán de Colima". Segunda Reunión Internacional de Vulcanología.

F. A. Nava¹ y R. E. García-Arthur
División Ciencias de la Tierra, CICESE.
Km. 107, Carretera Tijuana-Ensenada
Apartado Postal 2732
Ensenada, Baja California, México.
¹ En licencia del IGF, UNAM.