

# SEISMICITY AND ARRIVAL-TIME RESIDUALS FROM THE VICTORIA EARTHQUAKE OF JUNE 9, 1980

V. Wong and J. Frez

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada  
Ensenada, Baja California, México

## Abstract

We have studied hypocenter distribution in space and time of the aftershock activity from the Victoria Earthquake of June 9, 1980. We conclude that the main event excited aftershocks in several pre-existing nests at the northwest end of the Cerro Prieto Fault, but no significant activity occurred at the immediate neighborhood of the main event. The depth of the aftershocks increases with the distance from the northwest end of the fault and this feature might be related with the higher temperatures and the spreading center located between the ends of the Imperial and Cerro Prieto Faults.

The significance of the arrival-times residuals for local and regional stations is discussed both for P and S-waves and the importance of obtaining station corrections is emphasized. The non-uniqueness in determining a structure which minimizes the residuals is illustrated. We present two different structures which satisfy the local data.

## Introduction

On June 9, 1980 an earthquake of magnitude 6.1 (Caltech) occurred about 50 kilometers to the southeast of Mexicali, B.C., Mexico. The event was located near the northwest end of the Cerro Prieto Fault. This fault is a part of the San Andreas System. It extends northwest from the shore of the California Gulf as far as a quaternary volcanic cone, the Cerro Prieto Volcano. This end of the Cerro Prieto Fault is connected with the southeast end of the Imperial Fault by complex tectonic features which are interpreted as a spreading center (Lomnitz et al, 1970; Elders et al, 1972).

A few hours after the main event, a local network of 6 seismological stations were put in place and began to monitor the aftershock activity. This work is the result of a common effort of the Institute of Geophysics and Planetary Physics (IGPP) at the University of California at San Diego and the Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C. (CICESE). The local network was composed of high-gain stations with either analogical (smoked paper) or digital recording. These stations are the same or very similar to the ones previously used in this area (Albores et al, 1980; Majer et al, 1980). Additional data was provided by 3 stations from RESNOR, the regional network that CICESE maintains to study the seismicity of the northwest of Mexico. Figure 1 shows the location of the stations used in this study. The local network operated for about 6 days until June 15, 1980.

## Location of the Main Shock and Related Focal Mechanism

All the hypocenters reported here were located by using the program HYPO 71 (Lee and Lahr, 1975). The regional data used for locating the main event consisted of readings of P-wave arrivals from the Caltech-USCGS Southern California network, from a few strong motion stations operated jointly by the Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) and IGPP, and three stations from RESNOR. We had several difficulties in estimating the hypocenter of the main event. First, there was an azimuthal gap of almost 180°; second, station corrections were not known, specially for the stations operating in Mexico. We estimated the station corrections by using well-recorded aftershocks of this event and of the Mexicali earthquake of October 15, 1979 (Chávez and González, 1981). The result of several numerical tests puts the hypocenter at about  $32^{\circ}13' \pm 2'N$ ,  $115^{\circ}03' \pm 2'W$ , focal depth of  $12 \text{ km} \pm 4 \text{ km}$ , origin time at  $03:28:19.7 \pm 0.7$ .

We used 75 teleseismic observations of compressional or dilatational first motions of P-waves. The solution of the focal mechanism is well constrained and gives a vertical fault with a strike of about  $305^{\circ}$  and right-lateral motion. The solution may allow the presence of a small dip in the fault, but no dip-component of the motion.

Foreshock activity was recorded by RESNOR, with a couple of events during the first days of June and at least 7 shocks in the focal area of the main event on June 7.

## Aftershock Seismicity

All sufficiently recorded events were located. Both P and S phases were used when available. Given preliminary locations, we then used the arrival-time residuals to edit the data.

It is difficult to assess the accuracy of the locations, especially considering that only 4-8 stations were used in the calculations. To minimize the errors, we selected those cases where the distributions of the stations was nearly uniform in azimuth and the arrival-time residuals were well-behaved. Additionally, we made several numerical experiments to test the effect of using different structures and initial solutions in the hypocenter determinations. The results of these experiments show that individual solutions may vary up to distances of about 4 km; however, the general patterns reported here are quite stable.

The aftershock epicenters (Figure 1) appear to

occupy two regions of high activity. One is concentrated as a nest in the neighborhood of the station SON. The other spreads from the northwest end of the Cerro Prieto Fault toward the southeast end of the Imperial Fault and may be composed by a sequence of several nests. Figure 1 also indicates a gap in the aftershock activity between the locations of the main event and the regions described above. Independent hypocenter determinations made by Caltech indicate that very few events occurred in this gap. Therefore, this feature can be considered real.

The epicentral distribution shown in Figure 1 follows the general pattern of the seismicity recorded in the Imperial Valley where the seismic activity tends to concentrate at the offsets in the major strike-slip faults of the region (Johnson, 1979). Particularly, the aftershock distribution of Figure 1 is similar to results obtained from microseismicity studies of the northwest end of the Cerro Prieto Fault (Reyes, 1979; Albores et al, 1980).

A vertical profile along the Cerro Prieto Fault (Figure 2.b) shows that the two regions with large number of aftershocks occur at different depths, the activity becoming deeper as we go away from the northwest end of the fault. The determination of hypocenter depth is structure dependent; however, numerical experiments suggest that the general trend shown in Figure 2.b is real although the computed depths may vary when dissimilar structures are used in the hypocenter locations. The same change in depth for the seismicity near the northeast end of the Cerro Prieto Fault has been reported by Reyes (1979). The study of the aftershock sequence of the Mexicali earthquake of October 15, 1979 also indicates an analogous behavior (Chávez and González, 1981), i.e. a decrease in the depth of the aftershocks at the ends of the faults, in this case, the Imperial Fault.

In Figure 2.a, we can see the position of the epicenters in relation to time. Due to instrumental problems, we started to locate the aftershocks 24 hours after the occurrence of the main event. Determinations made by Caltech partially cover this gap by locating 23 aftershocks in this interval of time. Three of these aftershocks are estimated to be very near the main event, all the others being in the regions of high seismicity defined above. The migration of aftershocks shown in Figure 2.a starts at the northwest end of the Cerro Prieto Fault, then the activity propagates—with increasing depth—to the southeast, and finally the end of the fault becomes predominantly active again. Chávez and González (1981) report also a systematic migration in the position of the aftershocks for the Mexicali earthquake of October 15, 1979; they found that the activity sequentially covers the entire Imperial Fault.

Summarizing, we believe that the main event excited aftershocks in several pre-existing nests at the northwest end of the Cerro Prieto Fault, but not significant activity at the immediate neighborhood of the main event. The change in depth of the aftershock activity might be related with higher temperatures at the end of the fault,

i.e., near a postulated spreading center. A further interpretation of these results as well as those regarding the time migration of aftershocks of the earthquakes in this area is a matter of further research.

### The Analysis of Arrival-Time Residuals

Regional Data. We use arrival-time observations from both the Caltech-USCGS Southern California network and the aftershock sequences of two main events; the Mexicali earthquake of October 15, 1979 (62 aftershocks) and the Victoria earthquake of June 9, 1980 (12 aftershocks). In general, the hypocenters were located by arrival times from 10-25 stations. The azimuthal gap for these determinations was about 90°; structure-2 (see Table 1) was used in these calculations. Other published structures (Kanamory and Hadley, 1975; Johnson and Hadley, 1976; Ebel et al, 1978; Reyes 1979) did not fit the data so well.

The station corrections were obtained by averaging the arrival-time residuals. These corrections are of three types: a) Negative corrections for near stations (epicentral distances less than 50 km) which are situated over a granitic surface geology; examples of stations and residuals of this class are AMS (-0.50), SUP(-0.35), SGL(-0.40), CH2(-0.25), QKP(-0.40). b) Positive corrections for near stations which are situated over sediments in or near the Imperial Valley; examples are BON(+0.40), BSC(+0.30), VER(+0.35), TYL(+0.25). c) Positive corrections for stations situated near the Pacific coast in the Peninsula Ranges; examples are BAR(+0.50), PLM(+0.70), IKP(+0.25), TRI(+1.50). The results for stations in the Peninsula Ranges might be due to a more continental structure with lower crustal velocities and a thicker crust in comparison to the structure existing in the Imperial Valley which is thought to be more oceanic and/or tectonic.

We found differences in the corrections obtained from both sets of aftershocks. The corrections obtained from the Victoria earthquake are larger in about 0.10 sec - 0.15 sec; also, the standard deviations of the residuals of this aftershock sequence (0.15 sec - 0.25 sec) are larger than the ones corresponding to the aftershocks of the Mexicali earthquake (0.10 sec or less). These larger residuals for the aftershock sequence of the Victoria earthquake could be due to larger heterogeneity or poor quality of the data. Presently, we do not have a clear opinion concerning this point.

We used the station corrections obtained from the aftershocks of the Mexicali earthquake in the locations of the main event, but we did not have corrections for two stations RAB and VPL, both located in Mexico in the Peninsula Ranges. The arrival times of these two stations seems to be incompatible with the others, except if we apply large positive corrections (about +1.30 sec) to RAB and VPL.

In Figure 3, we can see the arrival-time residuals of S-waves for the aftershocks of the Mexicali earthquake; the residuals are plotted as a function of the epicentral distance. Two

features should be mentioned. First, we can see an earlier arrival for the first 50 km and with a slope of 0.10 sec/km. This feature is also present in similar figures corresponding to aftershocks of the Victoria earthquake which show the same arrival at distances less than 25 km and with more dispersion. The physical meaning of these arrivals will be discussed in future papers. Here, we want to emphasize the risk in locating hypocenters with first arrivals of S-waves, especially when they belong to only a few near stations.

Local Data. A rather large number of aftershocks of the Victoria earthquake can be located if we are constrained to use only local data (epicentral distances less than about 25 km). Again, structure-2 fitted well the P and S-observations if a ratio of P to S-velocities are fixed at about 1.73. Structure-1 was also used in these determinations, but here we need a velocity ratio of about 2.2 for stations with epicentral distances less than 10 km and about 1.80 for more distant stations. Wadati diagrams support this second value, but, again, scattered points indicate greater values for nearer stations. The main difference between structure-1 and structure-2 is the presence of sediments. They are equivalent because they produce similar behavior of the residuals as well as similar seismicity distributions. For a lateral homogeneous earth and uniform station distribution about the focus, the location of the epicenter is not structure dependent. However, the estimates for the focal depth and the origin time may present a trade-off. The hypocenter will be estimated deeper for structures with lower mean velocities and a consequent change in the origin time will follow. Results from numerical experiments indicate that our estimates of focal depths may vary about 4 km depending on the structure we are using, even with acceptable station distribution about the epicenters.

#### Other Results

We were not able to obtain composite focal mechanism for the nests that are observed in Figure 1 and 2. Uncertainties found in the instrumental phase of several stations of our network account for this situation. Similar uncertainties precluded us to study the magnitude distribution of the sequence of aftershocks. We think that is important to test if the focal mechanisms obtained previously in this area (Reyes, 1979; Albores, et al, 1980) coincide with the ones for similar nests and corresponding to the aftershock sequence of the Victoria earthquake. Further research is being made in this regard.

Visual inspection of seismograms shows the seismic waves undergo a strong attenuation of the high-frequency components of the spectrum when the path passes through the region around the northwest end of the Cerro Prieto Fault. Observations from TYL indicate that the southern limit of the attenuating structure is at about 32°21'N, but we were unable to estimate a northern limit to this region. Late wave-arrivals also show attenuation of the high-frequency components.

#### Conclusions

Our study is a part of an effort to use the

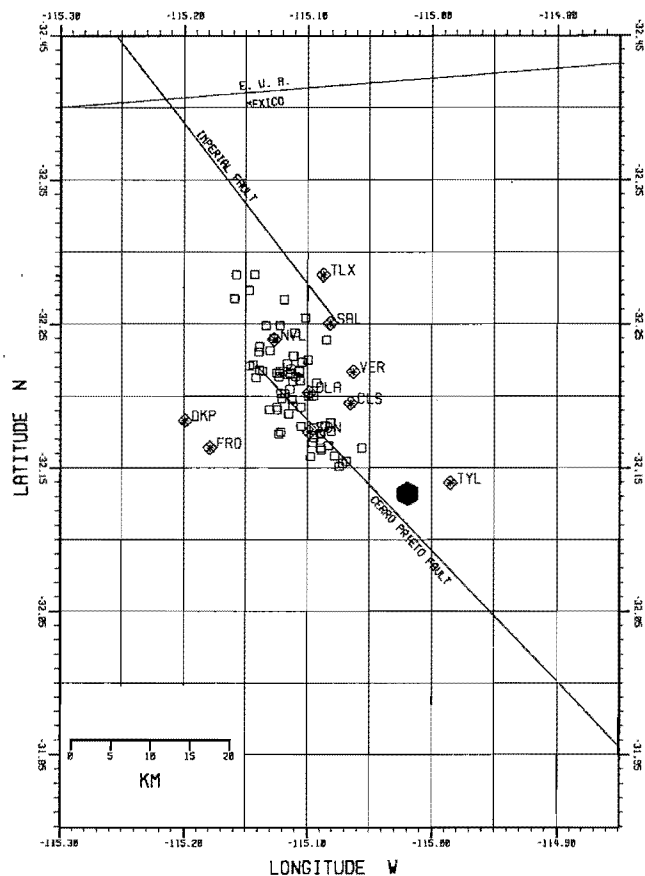
seismicity of the region near and between the ends of the Imperial and Cerro Prieto faults to study the structure and tectonics of the diverse parts of this region. We report preliminary determinations of station corrections, a structure which seems to satisfy the data quite well and, for a major earthquake on this area, the hypocenter, focal mechanism and the aftershock distribution in space as well as in time. The importance of using aftershock sequences of large earthquakes consists of providing us with data to determine accurate station corrections in this area. The complementary use of the observations of aftershock sequences as well as the continuous monitoring of microseismic activity will allow us to attack the more difficult problem of the lateral heterogeneous structure of this region.

#### Acknowledgments

The authors wish to express their gratitude to the numerous investigators of the IGPP, at the UCSD, and CICESE who provided data, advice, and discussions through this study, particularly to M. Reichle, R. Simons, D. Chávez, J. González, A. Reyes and F. Suárez.

#### References

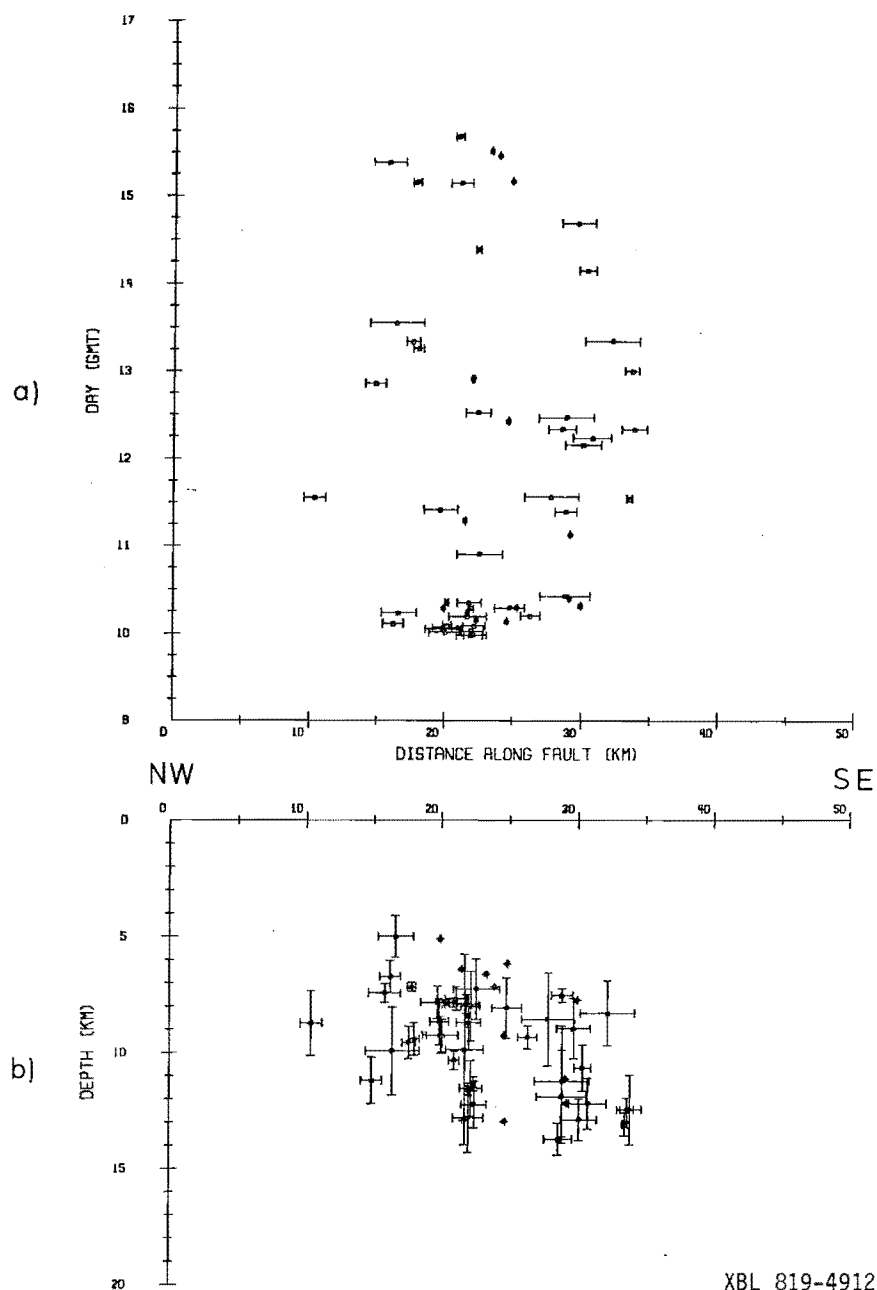
- Albores, A., A. Reyes, J.N. Brune, J. González, L. Garcilazo and F. Suárez. (1980) "Seismicity studies in the region of the Cerro Prieto geothermal field" *Geothermics*, Vol. 9, pp 65-77.
- Chávez, D., and J. González (1981) "The Mexicali earthquake of October 15, 1979" (in preparation)
- Ebel, J.E., L.J. Burdick and G.S. Stewart (1978) "The source mechanism of the August 7, 1966 El Golfo Earthquake", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 68, pp. 1281-1292.
- Elders, W.A., R.W. Rex, T. Meidar, P.T. Robinson, and S. Biehler (1972) "Crustal spreading in Southern California", *Science*, Vol. 178, pp. 15-24.
- Johnson, C.E. (1979) "Seismotectonics of the Imperial Valley of Southern California", Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Johnson, C.E. and D.M. Hadley (1976) "Tectonic implications of the Brawley earthquake swarm, Imperial Valley, California, January 1975", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 66, pp. 1133-1144.
- Kanamori, H. and D.M. Hadley (1975) "Crustal structure and temporal velocity change in Southern California", *Pure and Appl. Geophys.* Vol. 113, pp. 257-280.
- Lee, W.H.K. and J.C. Lahr (1975) "HYPO 71: A computer program for determining hypocenters magnitude and first motion pattern of earthquake" *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*
- Lomnitz, C., F. Mooser, C.R. Allen, J.N. Brune, and W. Thatcher (1970) "Seismicity and tectonics of the Northern Gulf of California region, Mexico. Preliminary results." *Geof. Int.*, Vol. 10, pp. 37-48.
- Majer, E.L., T.V. McEvilly, A. Albores, and S. Diaz (1980) "Seismological studies at Cerro Prieto", *Geothermics*, Vol. 9, pp. 79-88



XBL 819-4914

Figure 1. Map of seismograph stations (local network) and epicenter of the main event and aftershocks. The solid diamond represents the epicenter of the main event.

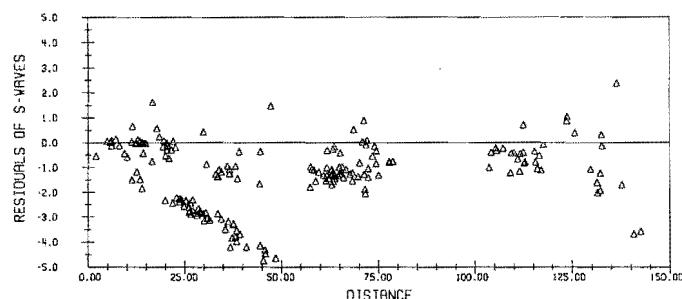
Figura 1: Mapa de las estaciones sismográficas (red local) y epicentro del evento principal y réplicas. El diamante sólido representa el epicentro del evento principal.



XBL 819-4912

Figure 2. (a) Aftershock distribution in time and space (distance along the Cerro Prieto fault). (b) Cross-section of aftershock activity along the fault.

Figura 2: (a) Distribución de réplicas en tiempo y espacio (distancia a lo largo de la falla de Cerro Prieto). (b) Corte transversal de la actividad de réplica a lo largo de la falla.



XBL 819-4913

Figure 3. Arrival time residuals for S-waves as a function of epicentral distance for aftershocks of the Mexicali earthquake of October 15, 1979.

Figura 3: Residuos de tiempos de llegada para ondas S en función de la distancia epicentral para réplicas del sismo de Mexicali del 15 de octubre de 1979.

Table 1. Layered structures mentioned in this study.

Tabla 1: Estructuras en capas mencionadas en este estudio.

| <u>Structure-1</u> |                             | <u>Structure-2</u> |                             |
|--------------------|-----------------------------|--------------------|-----------------------------|
| <u>Depth</u><br>km | <u>P-Velocity</u><br>km/sec | <u>Depth</u><br>km | <u>P-Velocity</u><br>km/sec |
| 0.000              | 4.500                       | 0.000              | 2.000                       |
| 7.000              | 6.500                       | 2.700              | 4.000                       |
| 20.000             | 8.000                       | 8.000              | 6.000                       |
|                    |                             | 14.000             | 7.200                       |
|                    |                             | 20.000             | 7.700                       |

Table 2. Location of seismological stations mentioned in this study.

Tabla 2: Localización de estaciones sismológicas mencionadas en este estudio.

| <u>STATION</u> | <u>LATITUDE</u> | <u>LONGITUDE</u> |
|----------------|-----------------|------------------|
| AMS            | 33°08.48'N      | 115°15.25'W      |
| BON            | 32°41.67'N      | 115°16.11'W      |
| BSC            | 32°43.49'N      | 115°02.64'W      |
| CH2            | 33°17.77'N      | 115°20.17'W      |
| CLS            | 32°19.50'N      | 115°06.50'W      |
| FRO            | 32°16.37'N      | 115°17.88'W      |
| IKP            | 32°38.93'N      | 116°06.48'W      |
| NVL            | 32°23.91'N      | 115°12.66'W      |
| OLA            | 32°20.25'N      | 115°09.38'W      |
| PLM            | 33°21.21'N      | 116°51.70'W      |
| RAB            | 31°41.42'N      | 115°54.32'W      |
| QKP            | 32°18.30'N      | 115°19.92'W      |
| SGL            | 33°38.95'N      | 115°43.52'W      |
| SON            | 32°17.50'N      | 115°09.83'W      |
| SUP            | 32°57.31'N      | 115°49.43'W      |
| TLX            | 32°28.39'N      | 115°08.71'W      |
| TRI            | 31°53.00'N      | 116°39.85'W      |
| TYL            | 32°13.95'N      | 114°58.70'W      |
| VER            | 32°21.67'N      | 115°06.32'W      |
| VPL            | 32°22.30'N      | 116°35.84'W      |

# SISMICIDAD Y RESIDUOS DE TIEMPOS DE LLEGADA DEL TERREMOTO VICTORIA DEL 9 DE JUNIO DE 1980

## RESUMEN

Hemos estudiado la distribución en espacio y tiempo de hipocentros de réplicas del sismo Victoria del 9 de junio de 1980. Concluimos que el evento principal excitó las réplicas en varios nidos pre-existentes sobre el extremo noroeste de la falla de Cerro Prieto, pero no hubo actividad significativa en la vecindad inmediata del evento principal. La profundidad de las réplicas aumenta con la distancia desde el extremo noroeste de la falla, característica que podría relacionarse con las temperaturas más altas y el centro de dispersión localizado entre los extremos de las fallas Imperial y Cerro Prieto.

Se discute el significado de los residuos de tiempos de llegada, tanto para las ondas P como S, en estaciones locales y regionales, y se enfatiza la importancia de hacer correcciones de estación. Se ilustra la no unicidad en la determinación de la estructura que minimice los residuos. Se presentan dos estructuras diferentes que satisfacen los datos locales.

## INTRODUCCION

El 9 de junio de 1980 tuvo lugar un sismo de magnitud 6.1 (Caltech) a unos 50 kilómetros al sudeste de Mexicali, Baja California, México. El evento se localizó cerca del extremo noroeste de la falla de Cerro Prieto. Esta falla es parte del sistema de San Andrés. Se extiende desde la costa del Golfo de California hacia el noroeste hasta el volcán Cuaternario de Cerro Prieto. Este extremo de la falla de Cerro Prieto se conecta con el extremo sudeste de la Falla Imperial por medio de estructuras tectónicas complejas que se interpretan como un centro de dispersión (Lomnitz et al., 1970; Elders et al., 1972).

Pocas horas después del evento principal, se estableció una red local de 6 estaciones sísmológicas que comenzó a monitorear la actividad de réplicas. Dicho trabajo fue resultado de un esfuerzo conjunto del Institute of Geophysics and Planetary Physics (IGPP) de la Universidad de California en San Diego y el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, (CICESE). La red local se compuso de estaciones de elevada ganancia con registradores analógicos (papel ahumado), o digitales. Estas estaciones son las mismas o similares a las utilizadas previamente en esta zona (Albores et al., 1980; Majer et al., 1980). Tres estaciones de RESNOR, la red regional que CICESE mantiene para estudiar la sismicidad del noroeste de México, proveyeron datos adicionales. La Figura 1 muestra la ubicación de las estaciones utilizadas en este estudio. La red local operó durante aproximadamente 6 días, hasta el 15 de junio de 1980.

## UBICACION DEL SISMO PRINCIPAL Y MECANISMO FOCAL RELACIONADO

Todos los hipocentros que se informan aquí

fueron localizados mediante el uso del programa HIPO 71 (Lee y Lahr, 1975). Los datos regionales utilizados para ubicar el evento principal consistieron en lecturas de las llegadas de ondas P de la red de Caltech/USCGS del Sur de California, de unas pocas estaciones de movimientos fuertes operadas conjuntamente por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y IGPP, y de tres estaciones de RESNOR. Tuvimos varias dificultades para estimar el hipocentro del evento principal. Primero, hubo falta de datos sobre un sector azimutal de casi 180°; segundo, se desconocían las correcciones de estación, especialmente para las estaciones que operaban en México. Las correcciones de estación fueron estimadas utilizando réplicas bien registradas de este evento y del sismo de Mexicali del 15 de octubre de 1979 (Chávez y González, 1981). El resultado de varias pruebas numéricas ubicó el hipocentro cerca de  $32^{\circ} 13' \pm 2' N$ ,  $115^{\circ} 03' \pm 2' W$ , profundidad focal de  $12 \text{ km} \pm 4 \text{ km}$ , tiempo de origen  $03:23:19.7 \pm 0.7$ .

Utilizamos 75 observaciones telesísmicas de primeros movimientos compresionales o dilatacionales de ondas P. La solución del mecanismo focal está bien constreñida y da una falla vertical con un rumbo de aproximadamente  $305^{\circ}$  y movimiento lateral derecho. La solución permite la presencia de un pequeño buzamiento en la falla, pero el movimiento no tuvo una componente en la dirección del buzamiento.

Actividad previa al sismo fue registrada por RESNOR, con un par de eventos durante los primeros días de junio, y por lo menos 7 movimientos en el área focal del evento principal del 9 de junio.

## SISMICIDAD DE REPLICAS

Se localizaron todos los eventos suficientemente registrados. Se utilizaron ambas fases, la P y la S, cuando estuvieron disponibles. Teniendo las ubicaciones preliminares, utilizamos los residuos de tiempos de llegada para editar los datos.

Resulta difícil evaluar la precisión de las localizaciones, especialmente considerando que se utilizaron en estos cálculos sólo 4-8 estaciones. Para minimizar los errores, seleccionamos aquellos casos donde la distribución de las estaciones era bastante uniforme en azimuth y donde los residuos de tiempos de llegada se comportaron bien. Además, realizamos varios experimentos numéricos para probar el efecto de utilizar diferentes estructuras y soluciones iniciales en las determinaciones de hipocentro. Los resultados de dichos experimentos muestran que las soluciones individuales pueden variar hasta distancias de alrededor de 4 km; sin embargo, los patrones generales descritos aquí son muy estables.

Los epicentros de las réplicas (Figura 1) parecen ocupar dos zonas de gran actividad. Una

se concentra como un nido en las vecindades de la estación SON. La otra se extiende desde el extremo noroeste de la Falla de Cerro Prieto hacia el extremo sudeste de la Falla Imperial y puede estar formada por una secuencia de varios nidos. La Figura 1 también indica una región sin actividad de réplicas entre las ubicaciones del evento principal y las regiones descritas arriba. Determinaciones independientes del hipocentro realizadas por Caltech demostraron que en esta región ocurrieron muy pocos eventos. Por lo tanto esta característica puede considerarse verdadera.

La distribución epicentral que se observa en la Figura 1 sigue el patrón general de sismicidad registrado en el Valle Imperial, donde la actividad sísmica tiende a concentrarse en los desalineamientos en las principales fallas de deslizamiento de rumbo de la región (Johnson, 1979). Particularmente, la distribución de las réplicas de la Figura 1 es similar a los resultados obtenidos de los estudios de microsismicidad del extremo noroeste de la falla de Cerro Prieto (Reyes, 1979; Albores et al., 1980).

Un perfil vertical a lo largo de la Falla de Cerro Prieto (Figura 2b) muestra que las dos regiones con un gran número de réplicas están a diferentes profundidades, volviéndose más profunda la actividad a medida que nos alejamos del extremo noroeste de la falla. La determinación de la profundidad del hipocentro depende de la estructura; sin embargo, experimentos numéricos sugieren que la tendencia general que se observa en la Figura 2b es verdadera aunque las profundidades computadas puedan variar cuando se utilizan estructuras disímiles para calcular la ubicación del hipocentro. Reyes (1979) indicó el mismo cambio en profundidad para la sismicidad cercana al extremo noroeste de la Falla de Cerro Prieto. El estudio de la secuencia de réplicas del sismo de Mexicali del 15 de octubre de 1979 también indica un comportamiento análogo (Chávez y González, 1981), i.e. una disminución en la profundidad de las réplicas en los extremos de las fallas, en este caso, la Falla Imperial.

En la Figura 2b podemos ver la posición de los epicentros en relación al tiempo. Debido a problemas de instrumentación, comenzamos a localizar las réplicas 24 horas después de ocurrido el evento principal. Las determinaciones efectuadas por Caltech cubren parcialmente este período, ubicando 23 réplicas en este intervalo de tiempo. Se estima que tres de dichas réplicas están próximas al evento principal, estando todas las otras en las regiones de alta sismicidad definidas arriba. La migración de las réplicas que se observa en la Figura 2a comienza en el extremo noroeste de la Falla de Cerro Prieto, propagándose con incremento de la profundidad -- hacia el sudeste, y finalmente el extremo de la falla se vuelve predominantemente activo nuevamente. Chávez y González (1981) también reportan una migración sistemática en la posición de las réplicas para el sismo de Mexicali del 15 de octubre de 1979; ellos encontraron que la actividad cubre secuencialmente la entera Falla Imperial.

Resumiendo, creemos que el evento principal excitó réplicas en varios nidos pre-existentes en el extremo noroeste de la Falla de Cerro Prieto

pero no una actividad significativa en la vecindad inmediata del evento principal. El cambio de profundidad de la actividad de réplica podría relacionarse con temperaturas más altas hacia el extremo de la falla; i.e. cerca del postulado centro de dispersión. Una interpretación más detallada de estos resultados así como de aquellos referentes a la migración temporal de las réplicas de los sismos de esta área, sería el objeto de una investigación adicional.

#### EL ANALISIS DE RESIDUOS DE TIEMPOS DE LLEGADA

Datos regionales. Se utilizaron observaciones de tiempos de llegada de la red Caltech-USCGS del Sur de California y las secuencias de réplicas de dos eventos principales, el sismo de Mexicali del 15 de octubre de 1979 (62 réplicas) y el sismo Victoria del 9 de junio de 1980 (12 réplicas). En general, los hipocentros se ubicaron usando tiempos de llegada de 10-25 estaciones. La falta de datos azimutales para dichas determinaciones fue de alrededor de 90°. En estos cálculos se usó la estructura 2 (ver Tabla 1). Otras estructuras publicadas no se ajustan tan bien a los datos (Kanamory y Hardley, 1975; Johnson y Hadley, 1976; Ebel et al., 1978; Reyes, 1979).

Las correcciones de estación se obtuvieron promediando los residuos de tiempo de llegada. Estas correcciones son de tres tipos: (a) correcciones negativas para estaciones cercanas (distancias epicentrales menores de 50 km) que se sitúan sobre roca granítica; ejemplos de estaciones y residuos de esta clase son AMS (-0.50), SUP (-0.35), SGL (-0.40), CH2 (-0.25), QKP (-0.40). (b) Correcciones positivas para estaciones cercanas localizadas sobre sedimentos en o próximas al Valle Imperial, como son BON (+0.40), BSC (+0.30), VER (+0.35), TYL (+0.25). (c) Correcciones positivas para estaciones ubicadas cerca de la costa del Pacífico, en las Sierras de la Península; como son BAR (+0.50), PLM (+0.70), IKP (+0.25), TRI (+1.50). Los resultados para las estaciones de las Sierras de la Península podrían deberse a una estructura más continental, con velocidades corticales más bajas y una corteza más espesa en comparación con la estructura existente en el Valle Imperial, que se piensa es más oceánica y/o tectónica.

Encontramos diferencias en las correcciones obtenidas a partir de ambos conjuntos de réplicas. Las correcciones que se obtuvieron del sismo Victoria son alrededor de 0.10 - 0.15 sec mayores; también, la desviación estándar de los residuos de esta secuencia de réplicas (0.15 - 0.25 sec) son mayores que las que corresponden a las réplicas del sismo de Mexicali (0.10 sec o menos). Dichos residuos mayores para la secuencia de réplicas del sismo Victoria pueden deberse a una mayor heterogeneidad o a datos de pobre calidad. Actualmente, no tenemos una opinión clara en lo concerniente a este punto.

Utilizamos las correcciones de estación obtenidas de las réplicas del sismo de Mexicali en la ubicación del evento principal, pero no obtuvimos correcciones para las estaciones RAB y VPL, ambas ubicadas en México en las Sierras de la Península. Los tiempos de llegada de estas dos esta-

ciones parecen ser incompatibles con los otros a menos que apliquemos correcciones positivas mayores (alrededor de + 1.30 sec) a RAB y VPL.

En la Figura 3 podemos observar los residuos de tiempos de llegada de ondas S para las réplicas del sismo de Mexicali; los residuos están graficados en función de la distancia epicentral. Deberían mencionarse dos características. Primero, podemos observar un arribo adelantado para los primeros 50 km y con una pendiente de 0.10 sec/km. Esta característica está también presente en figuras similares correspondientes a réplicas del sismo Victoria que muestran el mismo arribo a distancias menores de 25 km y con más dispersión. En futuros trabajos se discutirá el significado físico de estos arribos. Aquí, queremos recalcar el riesgo de ubicar hipocentros usando los primeros arribos de ondas S, especialmente cuando los mismos pertenecen solamente a estaciones próximas.

Datos locales. Si nos circunscribimos a utilizar sólo datos locales, pueden ubicarse un número bastante grande de réplicas del sismo Victoria (distancias epicentrales menores de 25 km). De nuevo, la estructura 2 ajustó bien las observaciones de ondas P y S si la razón de velocidades de ondas P a ondas S se fija en aproximadamente 1.73. También se utilizó la estructura 1 en estas determinaciones, pero para este caso se necesitó un cociente de velocidades de alrededor de 2.2 para estaciones con distancias epicentrales menores de 10 km, y de alrededor de 1.80 para estaciones más distantes. Los diagramas de Wadati apoyan este segundo valor, pero, nuevamente, los puntos dispersos indican valores mayores para estaciones más cercanas. La diferencia principal entre las estructuras 1 y 2 es la presencia de sedimentos. Las estructuras son equivalentes porque producen un comportamiento similar de los residuos así como similares distribuciones de sismicidad. Para una tierra lateral homogénea y una distribución uniforme de estaciones alrededor del foco, la ubicación del epicentro no depende de la estructura. Sin embargo, el aumento en la precisión de la estimación de la profundidad local es a costo de la reducción de la precisión de la medida del tiempo de origen. El hipocentro se estimará a mayor profundidad para estructuras con velocidades medias más bajas y con un consecuente cambio en el tiempo de origen. Resultados de experimentos numéricos indican que nuestras estimaciones sobre profundidades focales pueden variar alrededor de 4 km dependiendo de la estructura utilizada, aun con una aceptable distribución de estaciones sobre los epicentros.

#### OTROS RESULTADOS

No hemos podido obtener un mecanismo focal

compuesto para los nidos que se observan en las Figuras 1 y 2. Esto se debe a incertidumbres en la fase instrumental encontradas en varias de las estaciones de nuestra red. Incertidumbres similares nos imposibilitan estudiar la distribución de magnitud de la secuencia de réplicas. Pensamos que es importante probar si los mecanismos focales obtenidos previamente en esta zona (Reyes, 1979; Albores et al., 1980) coinciden con los correspondientes a nidos similares correspondientes a la secuencia de réplicas del sismo Victoria. A este respecto se efectuará una investigación adicional.

Una inspección visual de simogramas muestra que los componentes de alta frecuencia del espectro de ondas sísmicas padecen una fuerte atenuación cuando la trayectoria pasa a través de la zona vecina al extremo noroeste de la Falla de Cerro Prieto. Observaciones desde TYL indican que el límite sur de la estructura atenuante está alrededor de 32°21'N pero no hemos podido estimar un límite norte para dicha región. Llegadas de ondas tardías también muestran atenuación de los componentes de alta frecuencia.

#### CONCLUSIONES

Nuestro estudio es parte de un esfuerzo para utilizar la sismicidad de la región cercana a y entre los extremos de las fallas Imperial y de Cerro Prieto para estudiar la estructura y tectónica de las diversas partes de esta región. Se discuten determinaciones preliminares de las correcciones de estación, una estructura que parece satisfacer bastante bien los datos y, para un sismo mayor en esta zona, el hipocentro, mecanismo focal y la distribución de réplicas en espacio así como en tiempo. La importancia de utilizar secuencias de réplicas de grandes sismos consiste en proveernos con datos para determinar correcciones precisas de estación en esta zona. El uso complementario de las observaciones de secuencias de réplica, así como el monitoreo continuo de actividad microsísmica, nos permitirá atacar el problema más difícil de la estructura lateral heterogénea de esta región.

#### AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su gratitud a los numerosos investigadores del IGPP, del UCSD y CICESE que proporcionaron datos, consejos y discusiones durante este estudio, particularmente a M. Reichle, R. Simons, D. Chávez, J. González, A. Reyes y F. Suárez.