



UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA

FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

DETERMINACION DE LOS PARAMETROS DE FUENTE DEL SISMO
DEL 22 DE DICIEMBRE DE 1964 ($M_s = 6.2$, $M_b = 5.4$),
QUE OCURRIO FRENTE A LA BAHIA TODOS SANTOS, B.C. MEXICO



TESIS
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
OCEANOLOGO

PRESENTA

Francisco Javier Cruces Granados

ENSENADA, B.C. ABRIL DE 1990

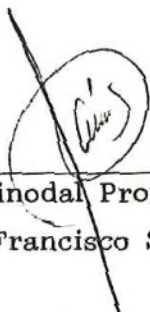
DETERMINACION DE LOS PARAMETROS DE FUENTE DEL SISMO DEL 22 DE
DICIEMBRE DE 1964 ($M_s = 6.2$, $M_b = 5.4$), QUE OCURRIO FRENTE A LA
BAHIA TODOS SANTOS, B.C., MEXICO.

T E S I S
QUE PRESENTA:
FRANCISCO JAVIER CRUCES GRANADOS

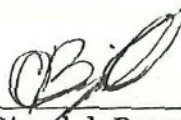
Aprobada por:



Presidente del Jurado
Dr. Cecilio J. Rebollar Bustamante



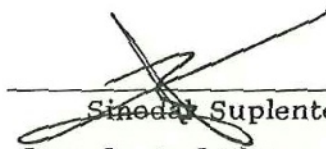
Sinodal Propietario
M.C. Francisco Suárez Vidal



Sinodal Propietario
M.C. César C. Barajas Olalde



Sinodal Suplente
Oc. Jose Luis Ferman Almada



Sinodal Suplente
Ing. Jorge Ledesma Vazquez

DEDICATORIA

A MI MADRE Y PADRE
POR UNIR LO MEJOR DE SUS ENSEÑANZAS
Y COMPARTIRLAS CONMIGO.

A MIS HERMANOS QUE VIENEN A SER
EL COMPLEMENTO DE ESAS ENSEÑANZAS.

Al DR. JAIME GONZALEZ RUIZ (q.e.p.d).

AGRADECIMIENTOS

Al Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada por brindarme las facilidades y apoyo para la realización de ésta Tesis.

A mi Director de Tesis; Dr. Cecilio J. Rebollar por su valioso soporte y consejos en la realización de este trabajo.

A mis Sinodales ; M.C. César C. Barajas O., M.C. Francisco Suárez V., Oc. Jose L. Ferman A. e Ing. Jorge Ledesma V., por el tiempo y sugerencias prestadas a este trabajo.

A mis amigotes ; Gallo, Cerrillo, Bosco y Chuy.

A mis Profesores y compañeros de la Facultad de Ciencias Marinas.

Al Grupo de Sismotectónica; Araceli, Tonatiuh y Mary.

A mis amigos Sismologos y Geofisicos; Luis, Edipson, Silvio, Jose, Addier y Noel y por supuesto a las Majas.

Todas las cosas por su inmortal poder,
Cerca o lejos, ocultamente estan
Entrelazadas unas con otras, de tal
Manera, que no puedes arrancar
Una Flor sin afectar a una Estrella.

INDICE

I. INTRODUCCION.....	6
II. OBJETIVOS.....	7
III. MAGNITUD SUPERFICIAL M_s Y DE ONDAS DE CUERPO M_b	8
IV. SOLUCION DE PLANO DE FALLA UTILIZANDO PRIMEROS ARRIBOS DE LA ONDA P Y LA ONDA DE CUERPO	14
V. MODELADO DE ONDAS DE CUERPO.....	25
VI. RESULTADOS DE MODELADO	33
VII. DISCUSIONES Y CONCLUSIONES.....	46
VIII. BIBLIOGRAFIA.....	50
IX. APENDICE.....	55

LISTA DE FIGURAS.

FIGURA 1.	AREA DE ESTUDIO	5
FIGURA 2.	SISMICIDAD EN EL INTERVALO 1981-88 DEL BORDE CONTINENTAL INTERNO	6
FIGURA 3.	REPRESENTACION IDEALIZADA DE UNA FALLA DE RUMBO LATERAL	16
FIGURA 4.	ANGULO DE POLARIZACION DE LA ONDA S	20
FIGURA 5.	SOLUCION DEL PLANO DE FALLA DEL SISMO DEL 22 DE DICIEMBRE DE 1964 ...	24
FIGURA 6.	SISTEMA DE COORDENADAS PARA LA FORMULACION DE LA DISLOCACION	28
FIGURA 7.	REPRESENTACION ESQUEMATICA DE LA ECUACION UTILIZADA	31
FIGURA 8.	REPRESENTACION DEL COMPORTAMIENTO DE LAS ONDAS DE CUERPO	32
FIGURA 9.	FUNCION DE TIEMPO	35
FIGURA 10.	TRAYECTORIA DE LOS RAYOS	36
FIGURA 11.	COMPARACION DE LOS SISMOGRAMAS OBSERVADOS Y SINTETICOS DEL EVENTO ...	42
FIGURA 12.	GRAFICA DEL Log Mo VS. Ms COMO FUNCION DE LOS ESFUERZOS APARENTES ...	45

LISTA DE TABLAS

TABLA I.-	LISTA DE ESTACIONES Y DATOS PARA EL CALCULO DE Ms.	11
TABLA II.-	ESTACIONES Y PARAMETROS UTILIZADOS PARA DETERMINAR Mb.	13
TABLA III.-	DATOS UTILIZADOS PARA LA DETERMINACION DEL MECANISMO FOCAL	17
TABLA IV.-	DATOS Y RESULTADOS DEL ANGULO DE POLARIZACION DE LA ONDA S	21
TABLA V.-	REDES DE ESTACIONES UTILIZADAS	37
TABLA VI.-	PARAMETROS ADICIONADOS AL PRIMER ARCHIVO	38
TABLA VII.-	PARAMETROS DE FUENTE OBTENIDOS	41
TABLA VIII.-	VALORES UTILIZADOS PARA LA DETERMINACION DEL MOMENTO SISMICO	43

I INTRODUCCION

Los estudios de sismotectónica en el norte de la Península de Baja California, en general, se limitan a una descripción cualitativa de los mecanismos de falla, basados en las polaridades de los primeros arribos de ondas P. Un estudio detallado de la fuente sísmica requiere, además, de la cuantificación de los siguientes parámetros: geometría, profundidad, momento sísmico, complejidad y/o multiplicidad de la fuente y caída de esfuerzos.

El marco tectónico en el Borde Continental Interno es complejo y está relacionado con la interacción de tipo transcurrente de las placas del Pacífico y Norteamérica (Figura 1), algunos investigadores postulan que una proporción significativa del movimiento relativo entre estas dos placas (de un 20% a un 30%), se lleva a cabo en las fallas de las costas del sur de California y norte de Baja California [Anderson, 1979; Weldon y Sieh, 1985; Weldon y Humphreys, 1986]. Sin embargo, otros investigadores proponen razones de deslizamiento menores en éstas fallas [Bird y Rosentock, 1984].

El Borde Continental Interno del sur de California y Norte de Baja California está limitado al norte por la provincia de las Cordilleras Transversas (Transverse Ranges) y al sur por La Bahía Sebastián Vizcaíno. Esta región está dominada por fallas de rumbo y normales con orientación noroeste. La historia tectónica del Borde Continental se extiende desde antes del Jurásico, la evolución tectónica del Borde Continental Interno

ha sido complicada, evolucionando de una frontera de placas convergentes a una frontera de placas de tipo transcurrente, debido a la subducción de la placa Farallon (Atwater, 1970). De los sistemas de fallas más importantes del Borde Continental, los siguientes sobresalen por su importancia:

- 1) SISTEMA CORONADO BANK-AGUA BLANCA
- 2) SISTEMA DEPRESION DE SAN DIEGO-MAXIMINOS Y
- 3) SISTEMA SAN CLEMENTE-SAN ISIDRO.

Los primeros dos sistemas de falla tienden a converger frente a la Bahía Todos Santos, para formar la zona de fallas de Agua Blanca (Figura 1). La falla San Clemente continúa con una tendencia sureste frente a la costa de Baja California (Legg, 1985). Debido a la dificultad de calcular por medios indirectos las razones de deslizamiento en las fallas de la costa, no es posible decir con certeza cuál falla tiene un mayor deslizamiento.

La mayoría de estas fallas, con tendencia noroeste, están bien definidas al sur de la latitud 33° N. Sin embargo, a medida que se acercan a la latitud 33° N, éstas tienden hacia el noroeste y de ahí en adelante son inferidas (Figura 1).

La sismicidad de 1932 a 1978 en el Borde Continental Interno fué descrita por Legg (1980), quien encontró una agrupación espacial de sismicidad que parece coincidir con la mayoría de las fallas de tendencia noroeste del Borde Continental Interno.

Una asociación entre sismicidad y estructuras geológicas es sólo posible mediante localizaciones epicentrales precisas y el conocimiento de la forma de ruptura de los sismos. La mayoría de las soluciones de mecanismos focales de eventos en la zona de estudio son escasos y se encuentran al norte de la latitud 32.5°N . Se observa que estas soluciones son en su mayoría fallas de rumbo, lateral derecho y normales (Legg, 1980).

La Figura 2 muestra la sismicidad localizada en el Borde Continental Interno por la Red Sísmica del Norte de Baja California (RESNOR) y complementados con las estaciones RAB, ZAR, DES. Debido a que los eventos están fuera de la red, la profundidad se fijó a 8 kilómetros y tienen errores entre 5 y 10 kilómetros y no se puede asociar con exactitud a una falla determinada. Sin embargo, dan una idea de la actividad sísmica de esta región.

Este sismo ocurrió a 50 km al oeste de la Bahía Todos Santos, el 22 de Diciembre de 1964 a las 22:54:36.30 (T.M.G), con coordenadas 31.8° latitud norte y 117.12° longitud oeste (Figura 1). La localización epicentral reportada para este evento por la U.S.C.G.S., presenta una incertidumbre de $\pm 15\text{km}$. (Legg y Kennedy 1979).

Este sismo de magnitudes $M_s = 6.2$, $M_b = 5.4$, las cuales fueron calculadas en este trabajo, es el más grande registrado en la región del Borde Continental Interno del Norte de Baja California. Este fué registrado por estaciones de la red mundial, principalmente en el continente Americano.

El estudio de este sismo es importante debido al rápido crecimiento demográfico en las costas del estado, para lo cual se tiene que determinar el riesgo sísmico regional del Norte de Baja California.

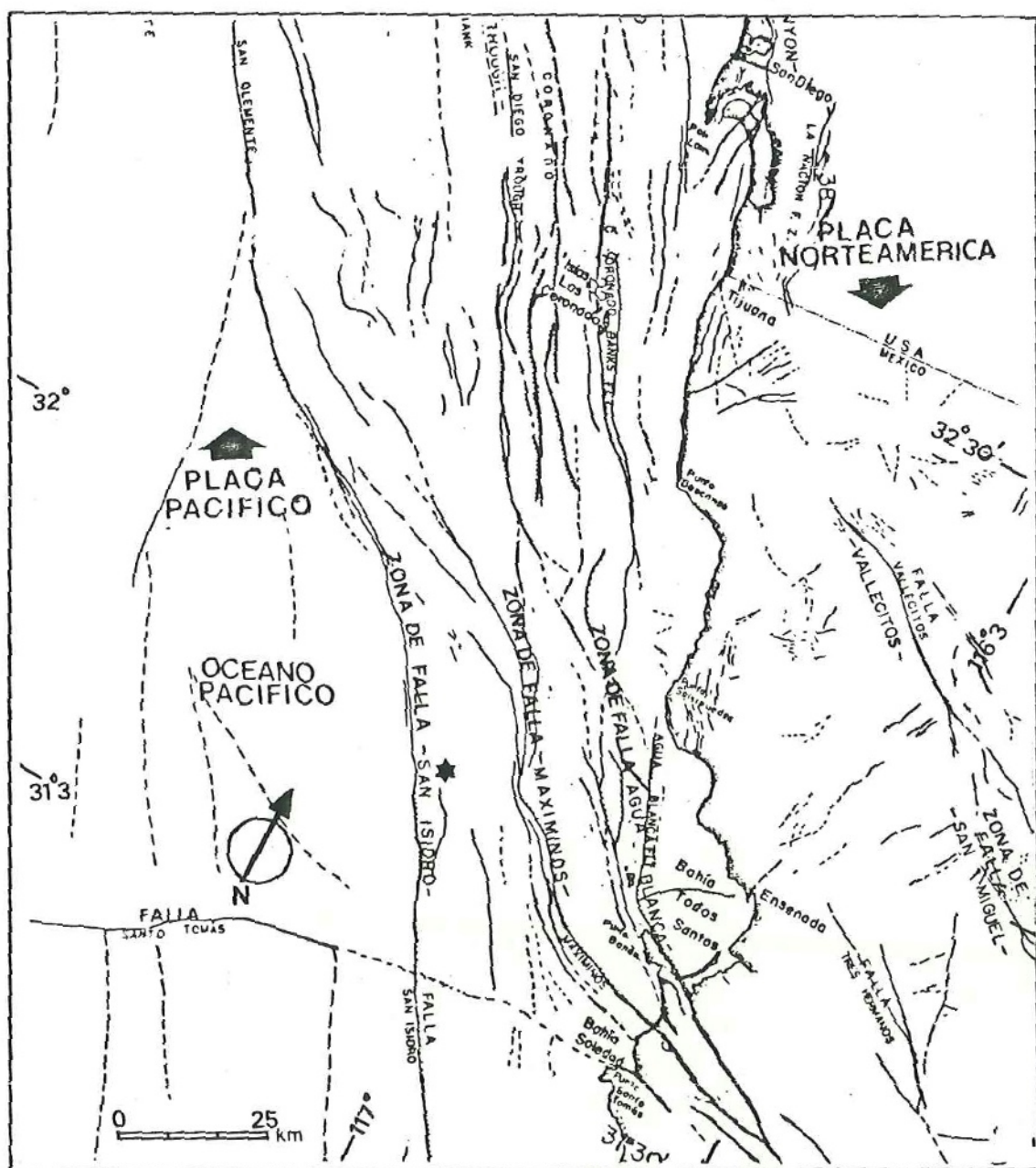


Fig. 1.- Area de estudio, con los principales rasgos tectonicos del Borde Continental Interno del Norte de Baja California . El asterisco marca el epicentro (Modificado de Legg y Kennedy, 1979).

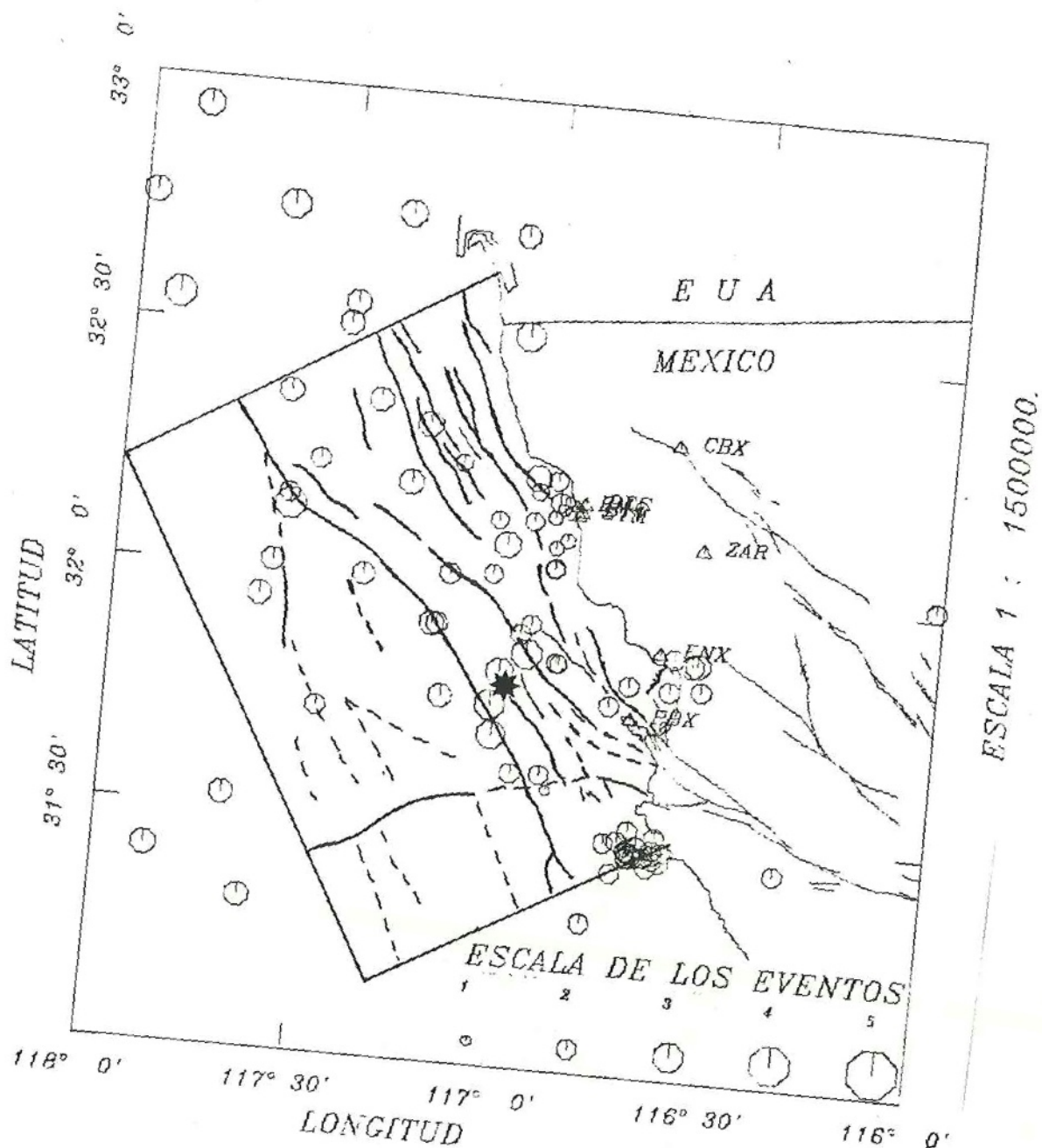


Fig. 2 .- Sismicidad detectada durante el intervalo de 1981 a 1988 en el Borde Continental Interno del Norte de Baja California, la estrella representa el evento a estudiar. Las magnitudes varían entre 1 y 5.

II OBJETIVOS

Determinar los parámetros focales del temblor ($M_s=6.2$, $M_b=5.4$), ocurrido el 22 de Diciembre de 1964, frente a la Bahía Todos Santos en la costa noroccidental de Baja California. Estos parámetros incluyen; magnitud, geometría de la falla, momento sísmico, profundidad del sismo, esfuerzos aparentes y complejidad de la fuente. Además se discute el significado tectónico del temblor y su relación estructural con las fallas del Borde Continental Interno así como la sismicidad reciente localizada en esta área.

III MAGNITUD SUPERFICIAL M_s Y DE ONDAS DE CUERPO M_b .

La magnitud de un terremoto fué descrita por Richter, (1935), como la razón del logaritmo de base diez de la máxima amplitud observada (A) en un sismograma de un sismo seleccionado como estandar a una distancia dada y registrado en un sismógrafo de torsión, conocido como Wood-Anderson. Las constantes de el sismografo son; período de 0.8 segundos, magnificación de 2800 y un factor de amortiguamiento de 0.8. Esta escala de magnitud se conoce como magnitud local (M_L).

La escala de magnitudes basadas en ondas superficiales a distancias telesísmicas fue desarrollada por Gutenberg y Richter (1936). Gutenberg, (1945) dedujo la siguiente fórmula :

$$M_s = \log A + 1.656 \log \Delta + 1.818 \quad (1)$$

Esta relacion es válida para sismos someros a distancias epicentrales que varían entre 15 y 130 grados del epicentro. Muchas fórmulas se han propuesto para calcular la magnitud superficial desde la desarrollada por Gutenberg (1945). Estas fueron resumidas por Vanek y otros (1962) en la siguiente expresión :

$$M_s = \log_{10}(A/T)_{\max} + 1.66 \log \Delta + 3.3 \quad (2)$$

Donde $A_{\max}$, es la máxima amplitud (en milímetros) de las ondas superficiales medidas en la componente vertical de un sismograma de periodo largo, T es el período (en segundos) y Δ es la distancia epicentral (en grados).

Magnitud superficial (M_s): Esta magnitud se obtiene utilizando las ondas superficiales, este tipo de ondas se propagan en la superficie, esto es, su amplitud es máxima en la superficie y nula a grandes profundidades. El procedimiento para obtener M_s se da a continuación:

- 1) Del sismograma de periodo largo se lee la máxima amplitud pico a pico (2A) de la traza de las ondas superficiales (en milímetros), se transforma a nanómetros μ (multiplicando por 10^6). Una vez obtenido este resultado, se divide entre la magnificación del sismógrafo, obteniéndose así, el valor real de $A_{\max}$ en nanómetros.
- 2) El período (en segundos) se obtiene midiendo a partir de donde comienza la amplitud máxima de las ondas superficiales.

Una vez obtenidos estos dos parámetros, se substituye en la ecuación (2), esta operación se realiza para cada registro. Para esta tesis se utilizaron 29 observaciones, las cuales dieron como resultado una magnitud $M_s = 6.24 \pm 0.263/\sqrt{29}$, donde el error es el error estandar de la media. La lista de estaciones y los datos utilizados en este cálculo se presentan en la Tabla I.

TABLA I.- LISTA DE ESTACIONES Y DATOS PARA EL CALCULO DE M_s

ESTACION	2A(mm)	$A_{max}(\mu)$	T (seg)	A_{max}/T	Δ°	M_s
ATL	105.00	70.00	14.40	4.86	27.60	6.3786
ATU	125.00	8.33	20.57	0.40	101.56	6.2385
BOZ	345.00	57.50	11.59	4.96	14.42	5.9194
CAR	65.50	10.91	18.26	0.59	50.87	5.9090
COL	117.00	39.00	12.96	3.00	38.12	6.4100
COR	154.50	103.00	15.95	6.45	13.65	5.9943
ESK	26.00	17.33	17.39	0.99	76.53	6.4256
FLO	449.50	166.50	12.71	13.09	22.87	6.6736
GDH	57.00	38.00	16.28	2.33	51.32	6.5072
GEO	123.00	82.00	17.82	4.60	33.22	6.4883
GIE	35.50	23.66	19.56	1.20	41.14	6.0623
GUA	12.50	8.33	32.37	0.25	89.59	5.9514
LPA	8.50	5.66	21.73	0.26	86.58	5.9323
LPS	17.00	11.33	29.78	0.38	30.93	5.3669
LPZ	191.50	63.83	10.78	5.92	28.53	6.4902
LUB	365.00	121.66	20.68	5.88	12.97	5.9170
MDS	252.00	84.00	19.09	4.40	24.26	6.2423
NNA	51.50	8.58	21.37	0.39	58.17	5.8161
OGD	156.00	52.00	13.63	3.81	35.13	6.4473
OXF	182.50	60.83	18.62	3.26	23.33	6.0848
PTO	18.50	12.33	17.39	0.70	81.99	6.3275
QUI	43.50	14.50	28.69	0.50	48.44	5.8010
SCP	169.50	113.00	11.65	9.69	32.66	6.8000
SJG	34.00	22.66	21.49	1.05	47.78	6.1105
STU	31.00	20.66	18.26	1.13	86.58	6.5697
TOL	35.10	11.70	16.70	0.70	85.52	6.3227
WES	149.50	49.83	18.17	2.74	37.63	6.3535

Magnitud de ondas de cuerpo (M_b) : Para calcular la magnitud de ondas de cuerpo, se utilizó la fórmula descrita por Gutenberg y Richter (1958):

$$M_b = n^{-1} \sum_1^n [Q(\Delta_i, h) + q_i] - 3 \quad (3)$$

Donde $Q(\Delta_i, h)$ es el factor profundidad-distancia (Richter, 1958 pp.688), q_i es el logaritmo base diez de la amplitud máxima en nanómetros, dividido entre el período de la i -ésima estación q_i ($(\log_{10} A_{max}/T_i)$). Esta fórmula es válida, sólo, cuando se cuenta con un número de observaciones (n) mayor o igual a 3, suponiendo que la amplitud se mide en el sismograma de la componente vertical de período corto.

La magnitud de ondas de cuerpo resultante considerando cinco observaciones fué :

$$M_b = 5.39 \pm .448/\sqrt{5}$$

Los datos y las estaciones usadas se muestran en la Tabla II.

**TABLA II.- ESTACIONES Y PARAMETROS UTILIZADOS PARA DETERMINAR
LA MAGNITUD DE LAS ONDAS DE CUERPO**

ESTACION	A_{max}/T	q_i	$Q(\Delta, h)$	$Q(\Delta, h) + q_i$
ATL	0.1337	-0.8738	6.5	5.6262
COL	0.0888	-1.0515	6.5	5.4485
MDS	1.0938	0.0389	6.5	6.5389
OXF	0.5205	-0.2836	6.4	6.1164
SJG	0.3052	-0.5154	6.7	6.2346

IV SOLUCION DEL PLANO DE FALLA UTILIZANDO PRIMEROS ARRIBOS DE LA ONDA P Y LA POLARIZACION DE LA ONDA S.

La solución del mecanismo focal es una manera de determinar la orientación espacial de la falla que genera un sismo. Aún cuando hay una ambigüedad en la elección del plano falla, ya que el mecanismo focal genera dos planos, existen otras evidencias, tales como estructuras geológicas superficiales en la parte del continente y estudios geofísicos en la parte del oceano, que nos ayudan a eliminar esta ambigüedad. La solución del mecanismo focal es a menudo una forma indirecta en la investigación de las direcciones de los esfuerzos principales en una región.

Supongamos que se tiene un plano de falla vertical visto en planta, en el cual ocurre un movimiento de deslizamiento lateral derecho, como se muestra en la Figura 3a. La onda P generada, aparecerá inicialmente, como una dilatación al observador X y como una compresión al observador Y. De hecho en los cuadrantes I y III de la Figura 3b, la onda P arriba como una compresión y en los cuadrantes II y IV, la onda P arriba como una dilatación. Estos cuadrantes están separados por dos planos ortogonales (Figura 3b). A lo largo o cerca de estos planos nodales el arribo de la onda P es debil o no muy claro.

Uno de estos planos es el plano de falla y el otro es el plano auxiliar orientado normal al primer plano. La orientación de estos planos se determina graficando la polaridad de los primeros arribos de las ondas P en una proyección estereográfica, despues se separan compresiones de dilataciones

trazando un plano, despues se traza otro plano que sea ortogonal al primer plano trazado (para ver detalles de la técnica consúltese a Ragan, 1973). Los datos utilizados para determinar el mecanismo focal de este sismo se muestran en la Tabla III, y su proyección estereográfica en la Figura 5.

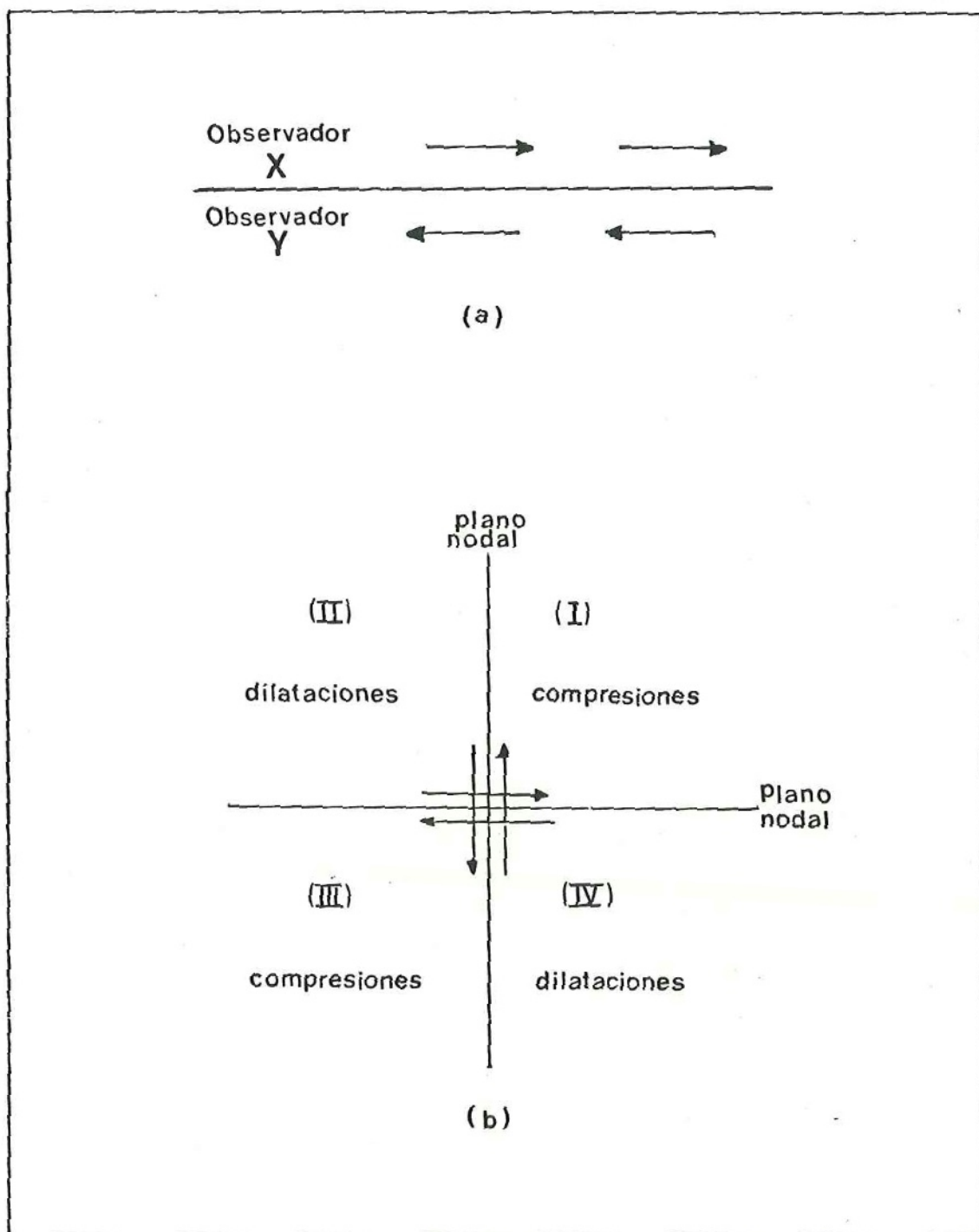


Fig. 3.- (a) Representación idealizada de una falla lateral derecha. (b)

El par doble representando la ruptura de esta falla.

**TABLA III.- DATOS UTILIZADOS PARA LA DETERMINACION DEL
MECANISMO FOCAL EN BASE A LOS PRIMEROS ARRIBOS DE LA ONDA P.**

ESTACION	P.C	P.L	C/D	i	Δ	AZIMUT
ALQ	C	C	C	47.30	9.45	67.78
ATL	C	-	C	29.00	27.60	77.76
BKS	D	-	D	47.50	7.38	326.67
BOZ	D	-	D	46.00	14.40	15.63
DAL	-	C	C	43.01	12.95	84.10
FLO	-	C	C	33.04	22.87	76.11
GOL	-	C	C	46.80	12.37	47.17
GSC	-	D	D	47.80	3.50	4.22
LUB	C	C	C	46.80	12.97	78.06
MDS	C	C	C	30.80	24.46	54.05
OTT	D	-	D	27.90	34.70	54.94
OXF	C	C	C	32.00	23.30	75.84
PHC	D	D	D	36.70	20.38	340.92
RCD	D	D	D	43.80	16.42	37.81
RES	-	D	D	25.60	44.36	8.26
SHA	-	C	C	30.80	24.77	84.89
SJG	C	-	C	29.40	47.78	93.95
TUC	C	C	C	47.70	5.41	82.93

P.C = período corto, P.L = período largo.

C = compresión, D = dilatación, i = ángulo de incidencia

Δ° = distancia epicentral

Para calcular el mecanismo focal a partir de las ondas S, se utilizan eventos ocurridos en la corteza en un rango de distancias epicentrales que varían entre 44 y 80 grados. En este rango el movimiento de las ondas S en la superficie libre es lineal. La forma de la onda S en los sismogramas de la componente vertical, norte-sur y este-oeste están en fase ó fuera de fase 180 grados (Nuttli, 1961; Nuttli y Withemore, 1962). A distancias epicentrales menores de 44 grados las componentes vertical, radial y tangencial en la superficie libre ya no son lineales (Nuttli, 1961).

A distancias epicentrales mayores de 80 grados surgen interferencias debido a los arribos de las fases de ondas ScS, SKS, SP ó SKKS. El método para construir el mecanismo focal a partir del ángulo de polarización ϵ (ángulo con el que la onda S incide en la superficie), es el siguiente (Figura 4):

Se leen las amplitudes en los sismogramas de las tres componentes a una misma amplificación, al mismo tiempo de arribo y lo más cercano posible al arribo de la onda S. Una vez obtenidas las amplitudes se marca el azimut de la estación sobre el perímetro de la red de área de igual proyección y se rota el estereograma hasta que la estación quede a lo largo de cualquiera de los azimuts, 0°, 90°, 180°, ó 270°; entonces se miden los grados del ángulo de incidencia del centro de la esfera hacia afuera y se marca un punto. Este punto es la intersección del rayo S en el hemisferio inferior de la esfera focal. En este punto se traza una pequeña línea haciendo un ángulo (ϵ) con respecto al azimut de la estación. El ángulo de polarización (ϵ) el cual está definido como :

$$\tan \epsilon = U_{SH} / U_{SV}, \quad (4)$$

donde U_{SH} es la amplitud de la onda SH y U_{SV} es la amplitud de la onda SV. Este ángulo resultante es perpendicular a los planos nodales.

Debido a la interacción de las ondas S con la superficie libre, Stauder y Bollinger (1964), calcularon el ángulo de polarización (ϵ) de la siguiente forma:

$$\tan \epsilon = \tan \gamma \cos j_0 \quad (5)$$

donde $\tan \gamma = (-U_T / U_R)$, j_0 es el ángulo de incidencia de la onda S en la superficie libre y U_T y U_R son las componentes tangencial y radial respectivamente calculadas mediante la siguiente transformación:

$$U_R = -\cos \theta U_N - \sin \theta U_E \quad (6)$$

$$U_T = \sin \theta U_N - \cos \theta U_E, \quad (7)$$

donde U_N y U_E son las componentes norte-sur y este-oeste. U_R y U_T son positivas en la dirección norte y este respectivamente. La Tabla IV muestra las estaciones utilizadas para este cálculo y los datos obtenidos de la polarización de las ondas S descritas anteriormente.

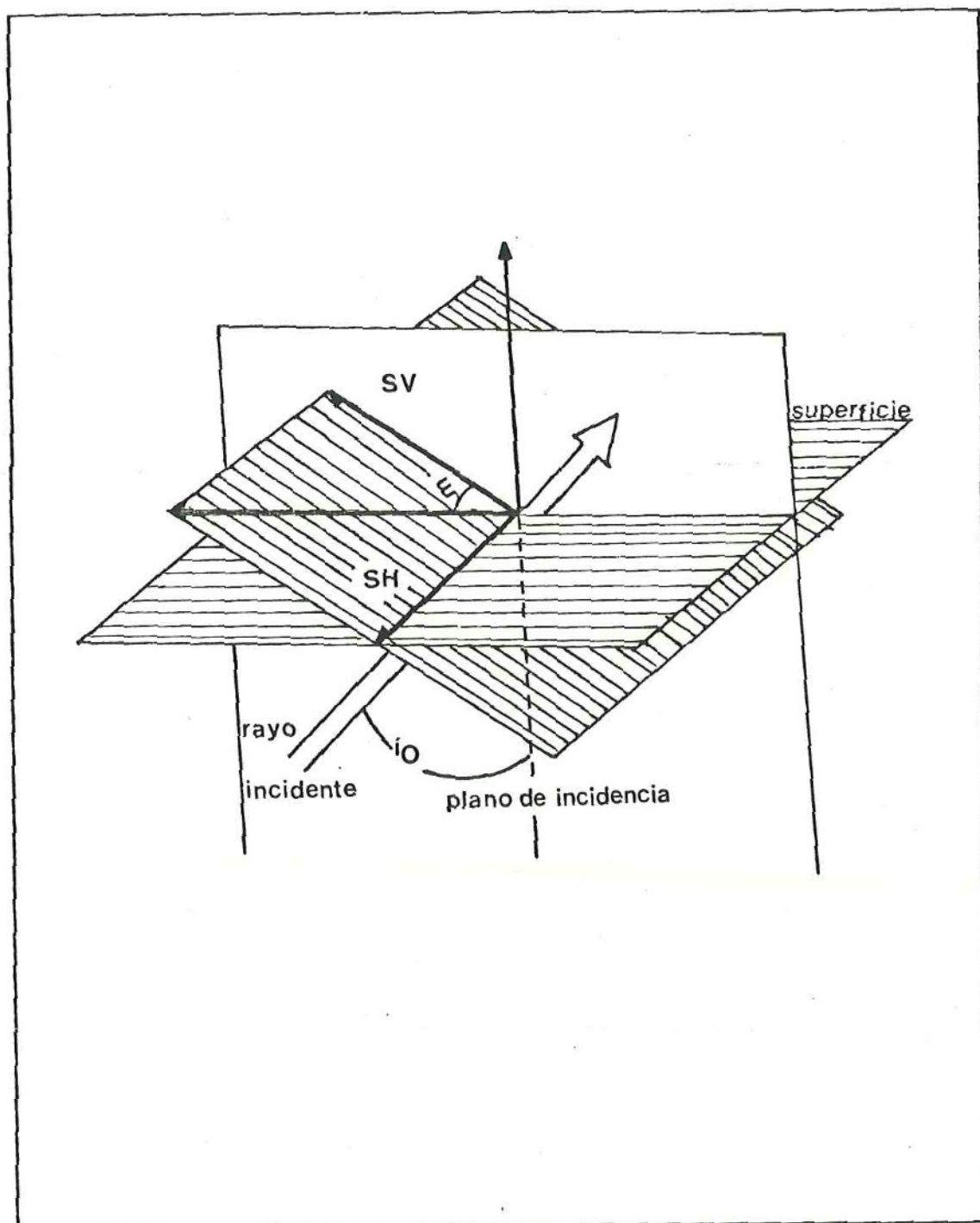


Fig. 4.- El ángulo de polarización (ϵ) de la onda S, la componente SV está en el plano vertical de incidencia. (Tomado de Kasahara, 1981).

**TABLA IV.- DATOS Y RESULTADOS PARA CALCULO DEL ANGULO DE
POLARIZACION DE LA ONDA S**

ESTACION	AZIMUT	DISTANCIA	i	ε	MAGNIFICACION
CAR	103.11	50.07	24.00	63.17	3000
RES	8.26	44.36	25.60	50.06	1500
COL	339.36	38.12	27.20	52.78	1500
CMC	1.31	36.09	27.70	27.90	3000
OGD	62.59	35.13	32.00	53.78	1500
BLA	69.64	30.59	28.70	57.32	3000

La solución del plano de falla final se obtuvo combinando la polaridad de los primeros arribos de las ondas P y el ángulo de polarización ϵ de las ondas S. Los planos obtenidos tienen las siguientes orientaciones (Figura 5).

$$N\ 36^{\circ}\ E, \ \delta = 80^{\circ}$$

$$N\ 56^{\circ}\ W, \ \delta = 78^{\circ}$$

Se escogió el segundo plano, como el plano de falla, debido a que éste concuerda con la orientación general del sistema de fallas del Borde Continental. Además este plano satisface la condición de perpendicularidad del ángulo de polarización de las ondas S. La orientación de los ejes de presión y tensión son :

$$S9^{\circ}E, \ \delta = 6^{\circ} \text{ y } S73^{\circ}W, \ \delta = 16^{\circ}$$

El ángulo formado entre la dirección del rumbo y la dirección del desplazamiento se denomina ángulo de deslizamiento (λ), los valores entre los que oscila este ángulo de acuerdo a la convención utilizada por Aki y Richards (1980), son de $-\pi$ a π y para el caso de una falla de rumbo pura el valor de este ángulo es cero, ahora si el valor de λ va de $-\pi$ a 0 la falla es de tipo normal y si el valor va de π a 0 la falla será de tipo inversa. Entre más cercano este el valor a cero, la falla será denominada como falla de rumbo con una componente normal o inversa de acuerdo al

signo que preceda al valor del ángulo obtenido. El valor calculado en este trabajo fué $\lambda = -8^\circ$, por lo tanto se trata de una falla de rumbo con una pequeña componente normal.

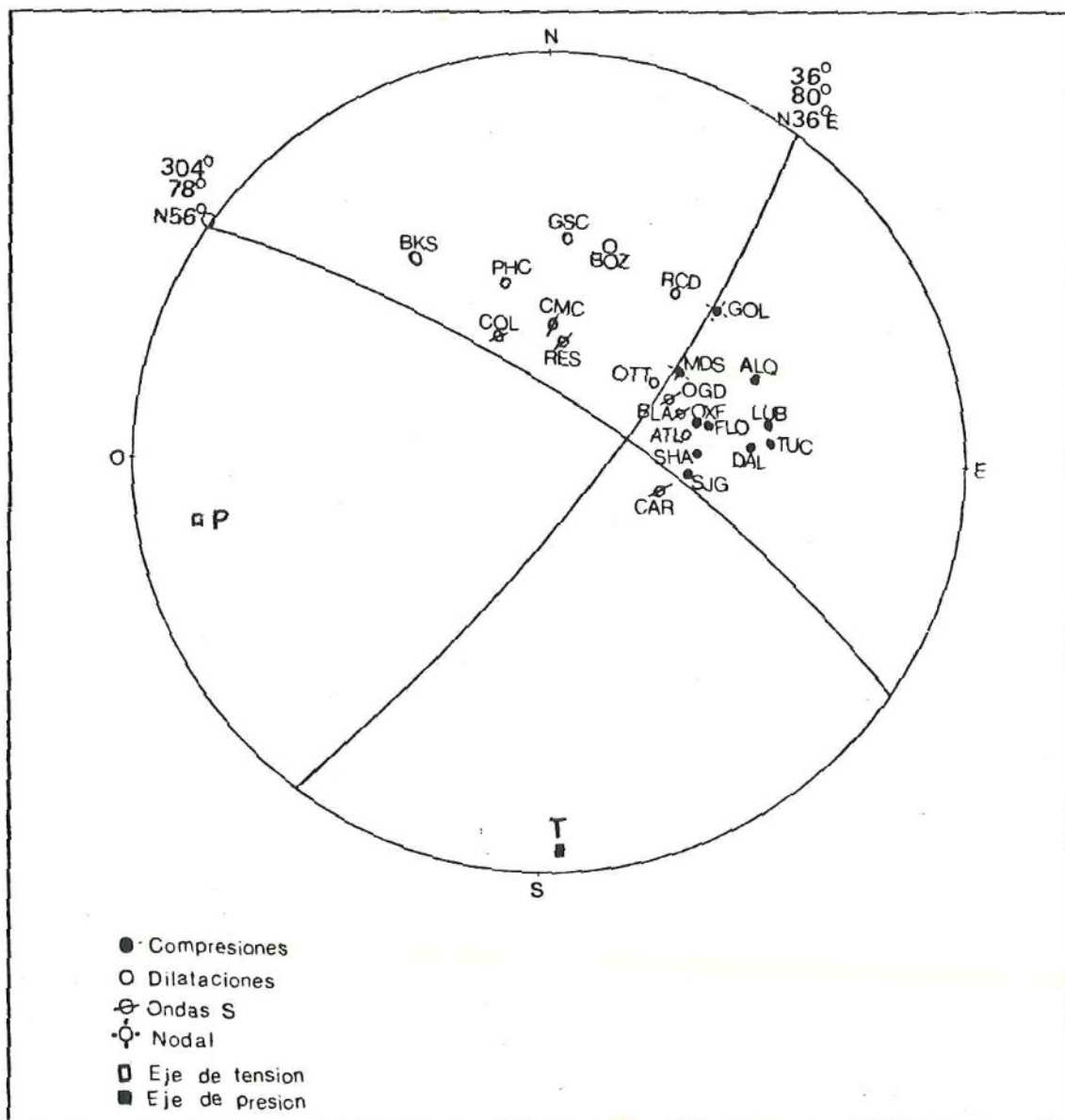


Fig. 5.- Solución del mecanismo focal del sismo del 22 de Diciembre de 1964, en el cual se combinaron los primeros arribos de las ondas P así como el ángulo de polarización de las ondas S, las barras pequeñas indican la polarización de las ondas S. Se escogió el plano $N56^{\circ}E$ como el plano de falla de este evento.

V MODELADO DE ONDAS DE CUERPO

En esta sección se analizan las formas de onda del evento del 22 de Diciembre de 1964 ($M_s=6.2$, $m_b=5.4$), utilizando la técnica desarrollada por Helmberger (1974); Langston y Helmberger (1975).

La determinación de los parámetros de fuente de este sismo, se llevaron a cabo, comparando visualmente las ondas SV observadas en los sismogramas de período largo, con las sintéticas, éstas últimas fueron generadas por un modelo teórico propuesto en este trabajo. Para éste fin, se utilizó el programa desarrollado por Langston y Helmberger (1975). Este programa construye los sismogramas sintéticos utilizando la teoría generalizada de rayos, suponiendo que los sismogramas son generados por dislocaciones, las cuales son causadas por movimientos a lo largo de las fallas, o zonas de corteza sometida a grandes y/o constantes esfuerzos. Las expresiones analíticas completas para una dislocación con orientación arbitraria en un medio estratificado, pueden obtenerse del trabajo de Helmberger (1974). Una de las suposiciones más importantes en esta técnica es que el sismo es somero, es decir, el sismo a modelar debe tener una profundidad menor de 100 km. Usando estos conceptos, se especifica totalmente el problema del cálculo de desplazamientos elásticos debidos a una dislocación.

Los potenciales, de los cuales se obtiene el campo de desplazamientos generado por un par doble de fuerzas en un medio elástico infinito están dados por :

Para ondas P :

$$\Phi = M_0 / 4\pi\rho \sum_{j=1}^3 A_j(\theta, \lambda, \delta) C_j(\epsilon, P, \eta) H[t - (R/\alpha)]/R \quad (8)$$

Para ondas SV :

$$\Omega = M_0 / 4\pi\rho \sum_{j=1}^3 A_j(\theta, \lambda, \delta) D_j(\epsilon, P, \eta) H[t - (R/\beta)]/R \quad (9)$$

Para ondas SH :

$$\chi^s = M_0 / 4\pi\rho \sum_{j=1}^2 A_{(j+3)}(\theta, \lambda, \delta) E_j(\epsilon, P, \eta) H[t - (R/\beta)]/R \quad (10)$$

donde :

ϕ, Ω, χ , son los potenciales para los desplazamientos

R = trayectoria que recorre el rayo

M_0 = momento sísmico propuesto

$H\left(t - \frac{R}{V}\right)$ = función escalon retardada por el tiempo de viaje de R/V .

ρ = densidad

θ = rumbo de la falla

δ = echado de la falla

λ = ángulo de deslizamiento de la falla

α = velocidad de la onda P

β = velocidad de la onda S

A_j = patrón de radiación horizontal

C_j, D_j, E_j = patrones de radiación vertical

En la Figura 6 se muestra el sistema de coordenadas utilizado para la formulación de la dislocación.

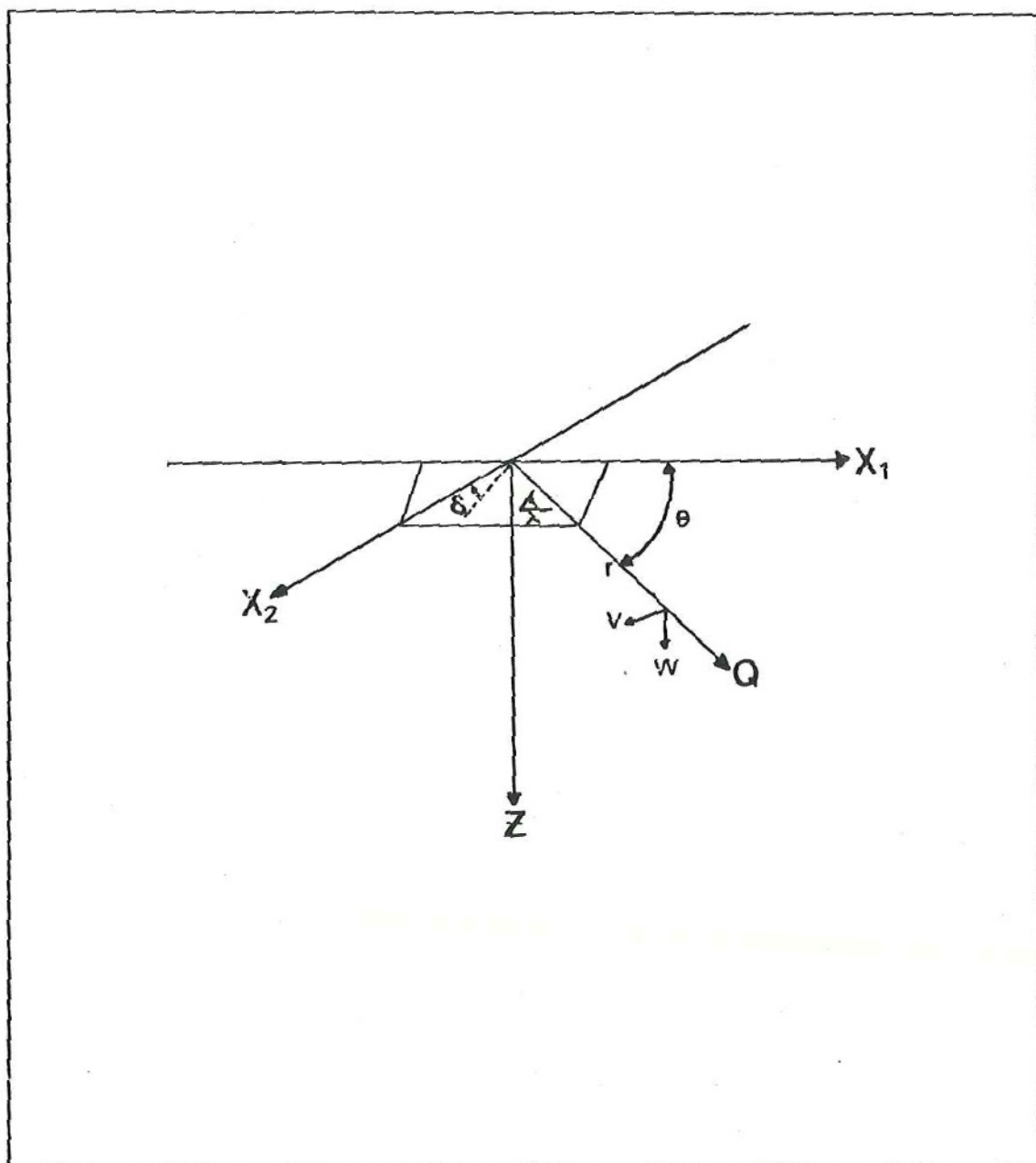


Fig. 6.- Sistema de coordenadas para la formulacion de la dislocacion.
 X_1 , X_2 y Z son las componentes N-S, E-O y vertical, y Q , V , W , son los vectores de desplazamiento

En el cálculo del desplazamiento en una estación receptora, se toma en cuenta el efecto de la superficie libre, esto complica las expresiones (8), (9) y (10), en las cuales, se reemplaza los parámetros de rayo η y P por los coeficientes de reflexión R_{pz} y R_{pr} .

Otro factor de corrección es $1/R$ el cual representa la dispersión geométrica debido al gradiente de velocidades.

La forma final de un registro en las estaciones está regido por tres factores fundamentales, los cuales son: las características de la fuente $S(t)$, las propiedades elásticas del medio por donde se propaga la onda $Q(t)$ y la respuesta del instrumento $I(t)$.

Tomando en cuenta estos factores, se puede calcular la respuesta total de una estación receptora (en el campo lejano) para las tres fases de la onda P o S , mediante la siguiente relación

$$W(t) = R_{sz}[\dot{\phi} + R_{ss}\dot{\phi} \cdot H(t - \Delta t_1) + (R_{ps} \eta_s / \eta_p) \dot{\Omega} \cdot H(t - \Delta t_2)] * S(t) * I(t) * Q(t) \quad (11)$$

Esta relación está representada esquemáticamente en la Figura 7. Como un ejemplo, el cálculo de los desplazamientos de las ondas P generadas por una falla transcurrente sin la respuesta del sismografo, se describen en forma detallada en el apéndice.

La construcción de los sismogramas sintéticos puede ser complejo o simple dependiendo del rango epicentral. En la Figura 8 se muestra la división de la Tierra en las cuatro regiones que a continuación se describen.

En el rango telesísmicos de 28° a 90° los efectos de la propagación de las ondas a través de la Tierra son despreciables; más allá de 90° , el núcleo de la Tierra produce una zona de sombra. En el rango de 12° a 28° las ondas directas son reflejadas por el manto superior. A distancias menores de 12° el efecto de la corteza es significativo en la forma de onda debido a las variaciones laterales. En rangos aún más pequeños, nos introducimos en el campo local donde los términos de la fuente del campo cercano y los detalles finos del afallamiento se tornan muy importantes.

En resumen, entre más cerca se encuentre el receptor de la fuente el cálculo de los sismogramas sintéticos se vuelve más complejo.

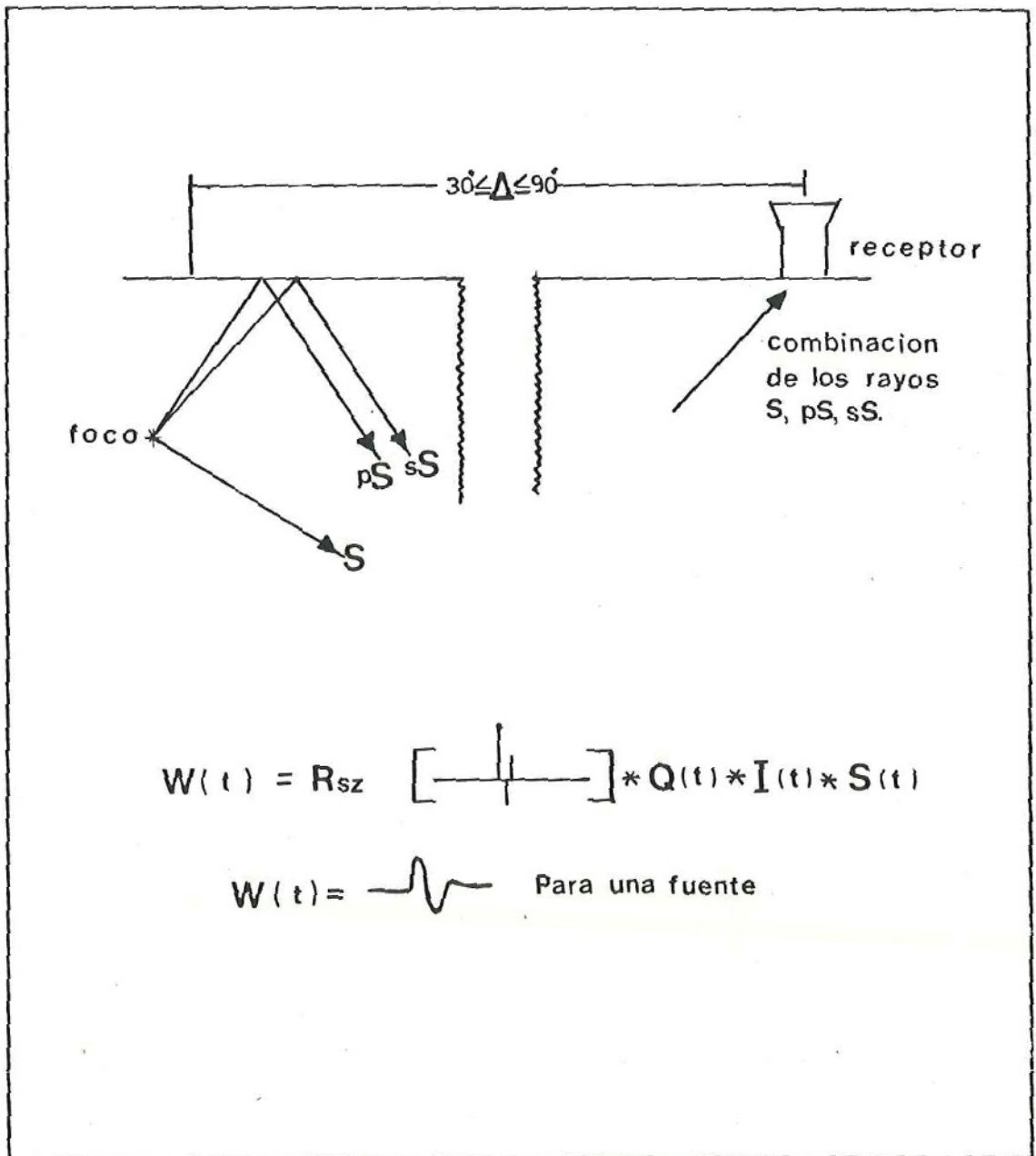


Fig. 7.- Representación esquemática de la ecuación 11, donde se observa la forma en la que arriban las fases a un receptor y los desplazamientos sin la respuesta del aparato y con la respuesta de este.

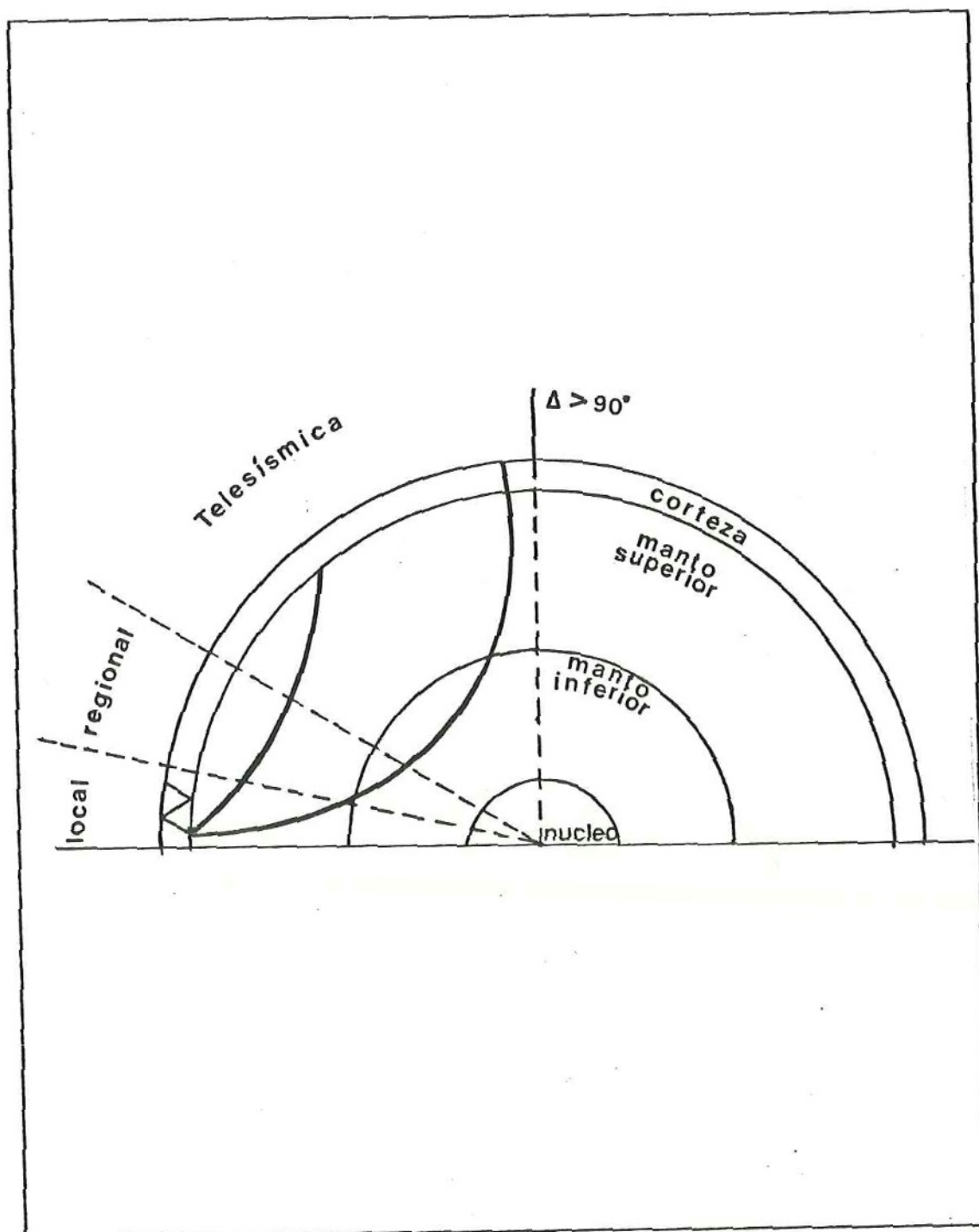


Fig. 8.- Representación esquemática del comportamiento de las ondas en el interior de la tierra a diferentes rangos epicentrales.

VI RESULTADOS DEL MODELADO

En este estudio las formas de onda S, pS y sS fueron calculadas en el dominio del tiempo, estas fases proporcionan información de la fuente y de este modo, se simulan los procesos de ruptura.

Para este trabajo, se utilizaron ondas SV registradas a distancias telesísmicas en instrumentos de período largo de la W.W.S.S.N. y de la "Canadian Seismic Network" (C.S.N.). La Tabla V muestra las estaciones utilizadas. Los registros observados fueron digitizados e interpolados a dos muestras por segundo.

El programa principal, el cual calcula la convolución de los operadores a distancias telesísmicas, es alimentado por dos archivos de datos. El primer archivo ya existente contiene los siguientes parámetros: factor de corrección geométrica, respuesta del instrumento, a este archivo se le adicionan los datos de las estaciones : distancia, azimuth, parámetro de rayo, magnificación, las velocidades de las ondas de cuerpo, modelo de capas y el arreglo de rayos (Tabla VI).

El segundo archivo de entrada se lee directamente por la terminal, las opciones son: tipo de componente (vertical, radial y transversal), tipo de onda (P, SV y SH), tipo de fuente (circular, puntual y unilateral), respuesta con o sin instrumento, factor de atenuación, geometría de la falla, profundidad, momento sísmico y función de tiempo. La función de tiempo en este trabajo fué un trapecioide de área unitaria definida por

tres parámetros δ_1 , δ_2 y δ_3 . Estas representan el tiempo de inicio de ruptura (rise time), tiempo de ruptura (rupture time) y tiempo que tarda la ruptura en decaer (roll-off time history) respectivamente, Figura 9 .

Los valores de densidad y velocidades de las ondas P y S se tomaron a partir de un promedio de los valores dados por [Nava y Brune, 1983; Rebollar, 1985; Pacheco y Nabelek, 1988]. Los valores del parámetro de rayo se obtuvieron de la tabla calculada por Langston y Helmberger (1975). La magnificación del instrumento se obtiene de los registros.

El modelo utilizado fué una capa sobre un semiespacio ya que en este rango de distancias las formas de onda son más sensibles a la fuente. La dislocación se ubicó en la segunda capa o semiespacio, la trayectoria de los rayos y su comportamiento se muestran en la Figura 10.

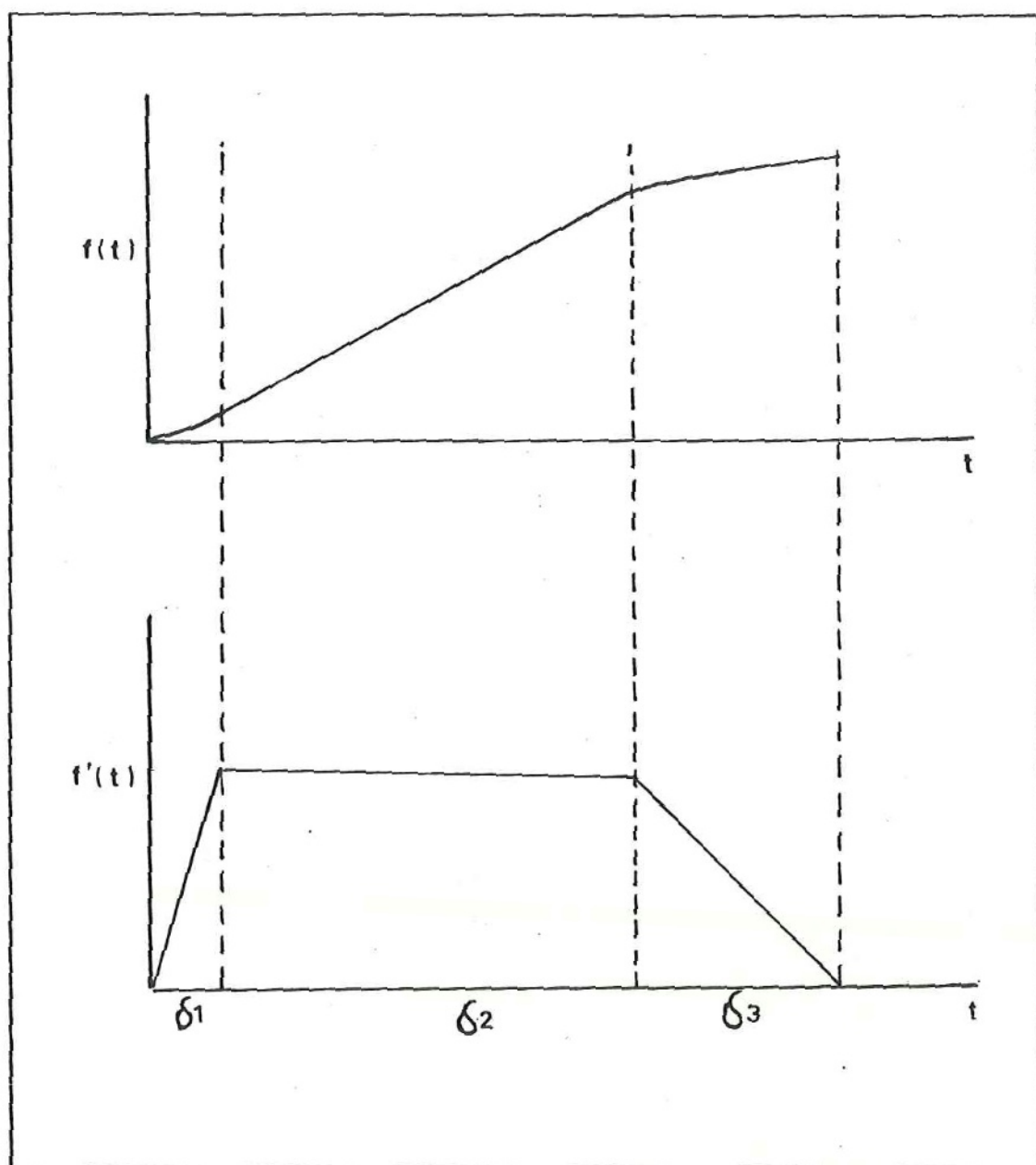


Fig. 9.- Funcion de tiempo resultante de este evento, donde se observa el comportamiento del tiempo de inicio de ruptura δ_1 , tiempo de ruptura δ_2 y tiempo que tarda en decaer δ_3 .

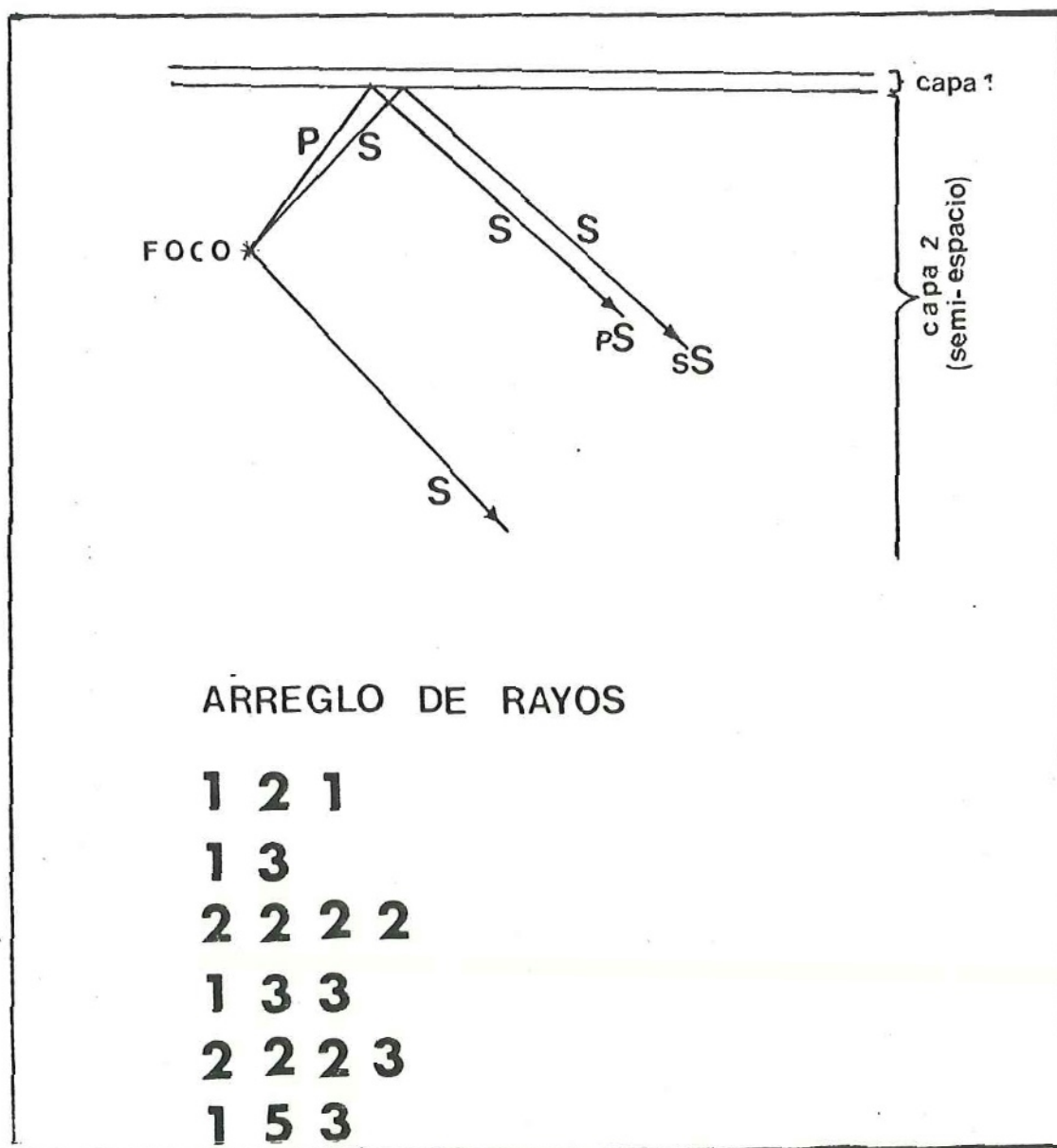


Fig. 10.- Comportamiento y trayectoria de los rayos, las ondas S estan representadas por el numero 3 y las ondas P por el numero 5, los numeros 1 y 2 de la primera columna de cada renglon representan el numero de trayectorias de los rayos.

**TABLA V.- REDES DE ESTACIONES Y DISTANCIAS DE LAS ONDAS A
MODELAR.**

ESTACION	AZIMUT	DISTANCIA	RED	TIPO DE ONDA
CAR	103.11	50.07	WWSSN	SV
RES	8.26	44.36	CSN	SV
COL	339.36	38.12	WWSSN	SV
CMC	1.31	36.09	WWSSN	SV
OGD	62.59	35.13	WWSSN	SV
BLA	69.54	30.59	WWSSN	SV

TABLA VI.- PARAMETROS QUE SE LE ADICIONARON AL PRIMER ARCHIVO
DE ENTRADA.

ESTACION	Δ	AZIMUT	P.R.	α	β	MAGNIFICACION
CAR	50.870	103.11	0.1140	6.000	3.500	3000
BLA	30.590	69.64	0.1390	6.000	3.500	3000
CHC	36.090	1.31	0.1312	6.000	3.500	3000
COL	38.120	339.36	0.1290	6.000	3.500	1500
OGD	35.130	62.59	0.1330	6.000	3.500	1500
RES	44.360	8.26	0.1230	6.000	3.500	1500

Δ = distancia epicentral en grados

P.R. = parámetro de rayo; α = Velocidad de la onda P (km/seg).

β = velocidad de la onda S (km/seg).

En este modelado la función de tiempo fué un trapezoide, donde el primer impulso δ_1 , resultó ser sensitivo a cambios de aproximadamente 2 ó menos segundos, Sin embargo, los sintéticos fueron insensitivos a la duración de la segunda rampa δ_2 , por esta razón se tomó como un trapezoide.

La función de tiempo resultante fué : $\delta_1 = 1$, $\delta_2 = 6$, $\delta_3 = 3$. Por lo tanto la duración total fue $T_0 = \frac{1}{2}\delta_1 + \delta_2 + \frac{1}{2}\delta_3 = 8$ segundos.

Para obtener esta función se empezó a variar la profundidad y momento sísmico, ya que si se agregaba otra fuente, la forma de onda que se generaba difería demasiado con los registros observados. Es por ésto, que solo se variaron los parámetros antes mencionados.

Después de modificar ligeramente la geometría de la solución del plano de falla y haber utilizado un factor de atenuación de 4 (Pacheco y Nabelek, 1988), se obtuvieron los resultado de parámetros de la fuente que se muestran en la Tabla VII.

Estos parámetros se obtuvieron por ensayo y error, hasta obtener un ajuste razonable en los sismogramas sintéticos y observados (Figura 11).

Momento sísmico; es un parámetro fundamental que se usa para medir la fuerza de un sismo causado por el deslizamiento a lo largo de una falla. Para evaluar el momento sísmico de este evento, se compararon las amplitudes de los sismogramas sintéticos generados por el modelo teórico propuesto y las amplitudes reales observadas en los sismogramas mediante la siguiente relación :

$$\frac{M_o}{M_{OT}} = \frac{A_o}{A_{OT}}$$

Donde :

M_o = momento sísmico observado (a calcular).

M_{OT} = momento sísmico del modelo propuesto.(dinas-cm)

A_o = amplitud de la onda SV observada (en micrones).

A_{OT} = amplitud de la onda SV del sintético (en micrones).

Los valores de M_o calculados en cada estación y el promedio resultante se muestran en la Tabla VIII.

TABLA VII.- PARAMETROS DE FUENTE OBTENIDOS EN ESTE TRABAJO,
PARA EL SISMO DEL 22 DE DICIEMBRE DE 1964

NUMERO DE FUENTES	1
FACTOR DE ATENUACION	4
RUMBO DE LA FALLA	309°
ECHADO DE LA FALLA	76°
ANGULO DE DESLIZAMIENTO	-8°
PROFUNDIDAD	8 km
MOMENTO SISMICO	$1.7 \times 10^{25} \text{ dynas-cm}$
FUNCION DE TIEMPO	$\delta_1 = 1 \quad \delta_2 = 6 \quad \delta_3 = 3$
TIEMPO DE RUPTURA	$T_0 = 8 \text{ segundos}$
ESFUERZOS APARENTES	20 bar
MAGNITUD SUPERFICIAL	6.2
MAGNITUD DE ONDAS DE CUERPO	5.4

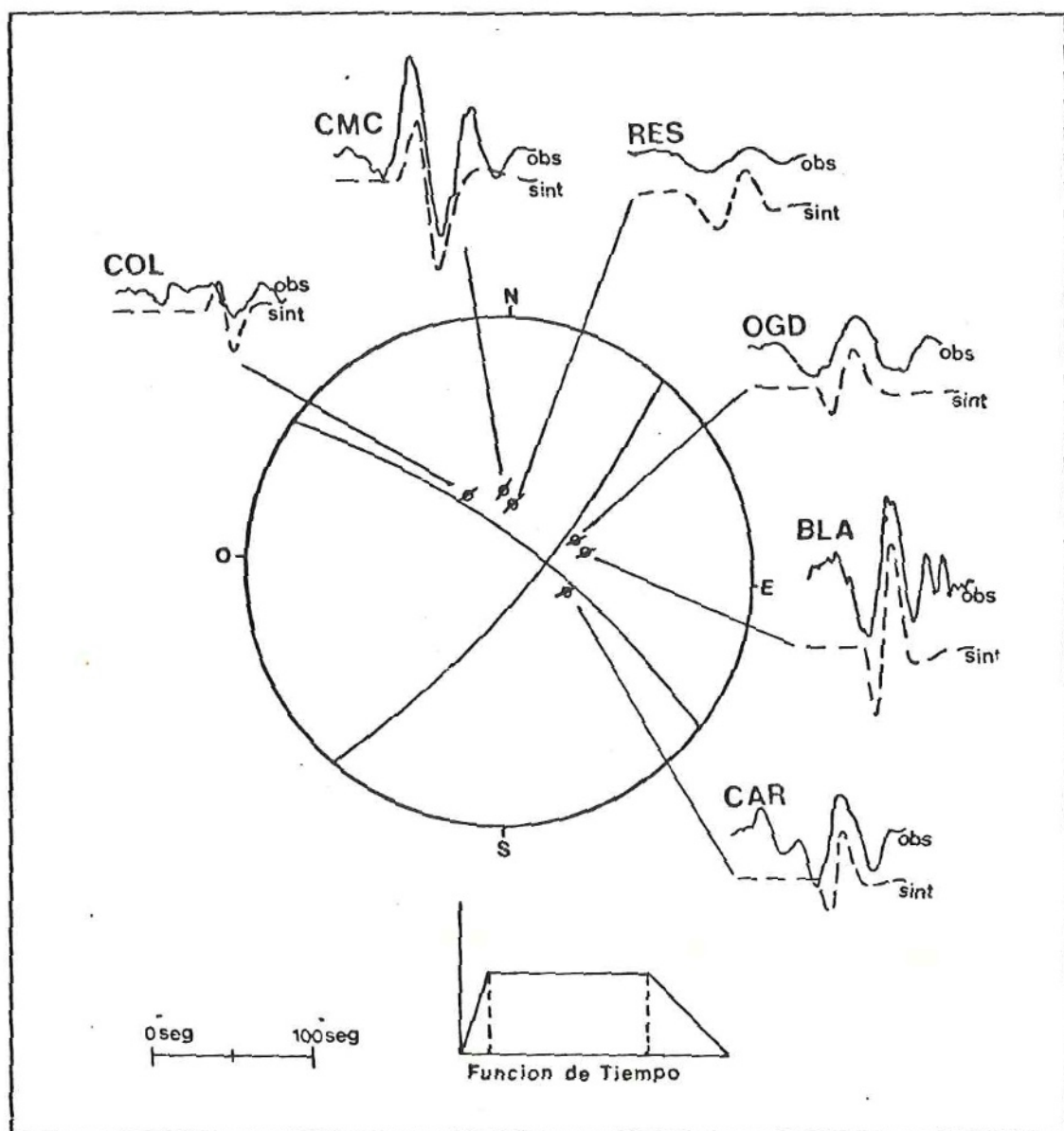


Fig. 11. Comparación de los sismogramas observados y sintéticos del evento ocurrido el 22 de Diciembre de 1964 y la solución del plano de falla en el hemisferio inferior. La función de tiempo y escala se muestran en la parte inferior. Las barras representan el ángulo de polarización de las ondas S.

TABLA VIII.- VALORES UTILIZADOS PARA LA DETERMINACION DEL
MOMENTO SISMICO.

ESTACION	Ao OBSERVADA	Aot CALCULADA	Mot PROPUESTO	Mo OBSERVADO
COL	4.5×10^{-6}	25.2×10^{-6}	0.9×10^{26}	1.6×10^{25}
OGD	5.8×10^{-6}	28.7×10^{-6}	0.9×10^{26}	1.8×10^{25}
RES	1.8×10^{-3}	23.0×10^{-6}	0.9×10^{26}	1.0×10^{25}
CAR	5.0×10^{-6}	23.2×10^{-6}	0.9×10^{26}	1.9×10^{25}
BLA	6.8×10^{-6}	33.6×10^{-6}	0.9×10^{26}	1.8×10^{25}
CMC	7.5×10^{-6}	27.1×10^{-6}	0.9×10^{26}	2.5×10^{25}

Los valores del momento sísmico están expresados en dinas-cm

Los valores de las amplitudes están expresados en micrones

El promedio de los momentos sísmicos es : 1.7×10^{25} dinas-cm.

Una vez obtenidos los valores de M_0 y M_s se utilizó la relación empírica $\log M_0 \sim \frac{3}{2} M_s$ propuesta por Kanamori y Anderson (1975) en función de los esfuerzos aparentes. Al ubicar el evento estudiado en la gráfica, es posible obtener empíricamente los esfuerzos aparentes. El valor estimado para este sismo fué de 20 bares (Figura 12). Este valor nos sugiere que este evento cae dentro de la categoría de los sismos que ocurren entre la frontera de dos placas (evento interplaca). Por otro lado, los eventos intraplacas se caracterizan por tener valores de esfuerzos aparentes mayores de aproximadamente 50 bares (Kanamori y Anderson 1975).

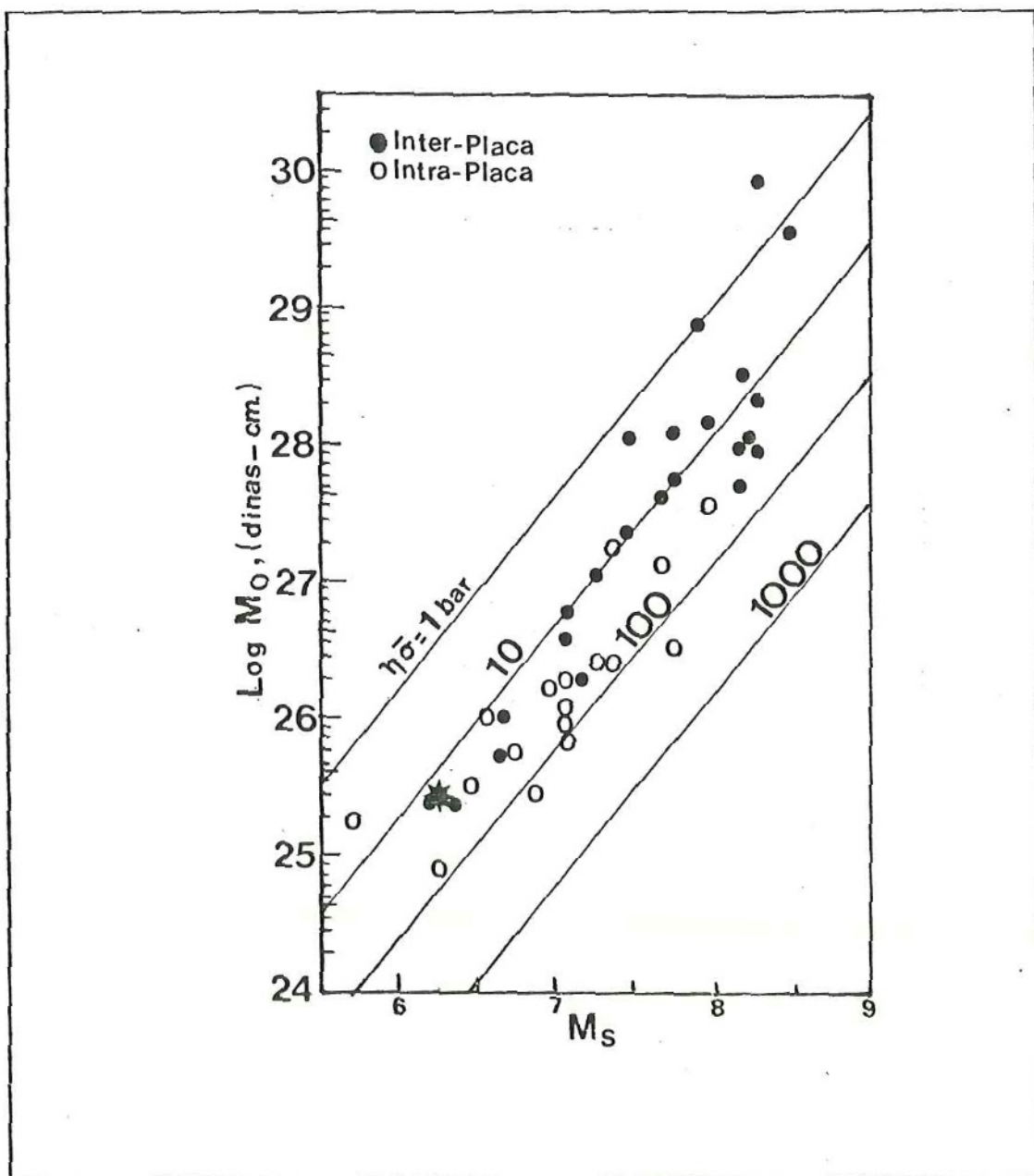


Fig. 12.- Gráfica del logaritmo del momento sísmico contra la magnitud superficial como función de los esfuerzos aparentes. La estrella es el sismo bajo estudio. Las rectas representan los esfuerzos aparentes constantes. (Tomado de Kanamori y Anderson, 1975)

VII DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

La solución del mecanismo de falla del evento estudiado, resultó ser una falla de rumbo lateral derecha, con una pequeña componente vertical. La dirección del esfuerzo principal, σ_1 , está aproximadamente en la dirección norte-sur y concuerdan con los obtenidos por [Legg, 1980; Rebollar y Reichle, 1987; Hawkson y Jones, 1988; Frez y Gonzalez, 1989]. En general las características de las direcciones de los esfuerzos concuerdan con las expresiones tectónicas de la región, dominadas, por el movimiento relativo de las placas del Pacífico y Norteamérica.

El mecanismo focal calculado en este trabajo difiere del obtenido por Legg (1980). para este mismo evento. Las diferencias en las orientaciones son de aproximadamente 30° . Estas diferencias de los planos de falla se deben a que en el estudio realizado por Legg (1980), solo se utilizaron datos de primeros arribos. En nuestro caso como complemento a los primeros arribos, también se utilizó la polarización de las ondas S y el modelado sintético de éstas.

Por la dirección elegida del plano de falla, este sismo puede asociarse a alguno de los ramales que conectan la falla Agua Blanca, con los sistemas San Clemente-San Isidro y/o Depresión de San Diego-Maximinos propuestos por Legg y Ortega (1978), quienes además observaron la presencia de escarpes en la falla San Isidro a 65 km. al oeste de Ensenada, la presencia de estos escarpes causados por algunas fallas sugiere una actividad sísmica reciente, como podría ser la de este sismo así como el ocurrido el 31 de

Marzo de 1979 ($M_L \approx 4.7$) en esta misma zona del Borde Continental Interno (Legg, 1980), Esta actividad sísmica es una consecuencia del complejo patrón de deformación que ocurre en el norte de Baja California y sur de California. No se puede precisar con exactitud cual falla originó este sismo, sin embargo, por la orientación del plano de falla elegido se puede descartar la posibilidad de que la falla que origino este sismo sea la de San Isidro o Maximinos. Debido a que las localizaciones epicentrales en el Borde Continental Interno, presentan una incertidumbre considerable en la localización. Esto se debe a la falta de una buena cobertura azimutal de las estaciones, ya que este evento fué registrado principalmente por la red mundial.

El evento principal fué un sismo de magnitud moderada y causó pocos daños debido principalmente al escaso desarrollo urbano de la región en la década de los sesentas. Este sismo y la actividad detectada por la Red Sísmica del Norte de Baja California (RESNOR), demuestra que las fallas del Borde Continental de California son sismogénéticas y pueden significar un riesgo sísmico significativo para las ciudades de Ensenada, Tijuana y San Diego. Este evento tuvo una escasa actividad de réplicas características de esta region [Legg, 1980; Wong et. al., 1987]

La relación entre la caída de esfuerzos y los esfuerzos aparentes (Savage y Hastie 1971) es:

$$\Delta \sigma_{app} \leq \frac{1}{2} \Delta \sigma.$$

Donde los esfuerzos aparentes son el producto de la eficiencia sísmica η por el promedio de la suma del esfuerzo inicial σ_1 , antes de la ruptura, y el esfuerzo final σ_2 (después de la ruptura). La caída de esfuerzos, $\Delta\sigma$, es la diferencia del esfuerzo inicial menos el esfuerzo final. Por lo tanto, si el esfuerzo final es cero, los esfuerzos aparentes son la mitad de la caída de esfuerzos, es decir,

$$2\Delta\sigma_{app} \sim \Delta\sigma$$

Los esfuerzos aparentes calculados indirectamente fueron 20 bares, por lo tanto, la caída de esfuerzos es aproximadamente 40 bares, si suponemos que el esfuerzo final σ_2 es cero. Este valor de la caída de esfuerzos se encuentra dentro del rango de valores estimados para la región, por; Thatcher y Hanks, 1973; Rebollar y otros, 1982; Rebollar, 1985; y Pacheco y Nabelek, 1988. Este valor de la caída de esfuerzos es una consecuencia de la larga duración de la función de tiempo (Helmberger y Burdick 1979) y sugiere una liberación lenta de la energía sísmica.

La profundidad de este sismo fué de 8 ± 2 km con un momento sísmico de 1.7×10^{25} dinas-cm y una magnitud M_s de 6.2 ($M_b = 5.4$). La profundidad nos indica que las deformaciones se llevan a cabo en la corteza y son similares a las profundidades de los sismos del Macizo rocoso de Baja California. Esto nos indica que la región se encuentra bajo un tectónismo activo, lo cuál se infiere de la actividad sísmica que se registra.

Los parámetros de este sismo, sintetizados en la Tabla VII, tienen un menor rango de incertidumbre, debido a que se utilizaron 3 técnicas diferentes para la obtención de los parámetros de fuente.

VIII BIBLIOGRAFIA

- Anderson, J.G.**, (1979). Estimating The Seismicity From Gelologic Structure for Seismic Risk Studies, *Bull. Seis. Soc. Am.*, vol. 69, pp. 135-158.
- Aki, K. y Richards, P.G.**, (1980). *Quantitative Seismology Theory and Methods*. Freeman and Co. pp. 932.
- Atwater, T.**, (1970). Implications of the Plate Tectonics for the Cenozoic Evolution of Western North America, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 81, pp. 3515-3536.
- Bird, P. y Rosentock, R.W.**, (1984). Kinematic of Crust and mantle flow in Southern California, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 95, pp. 946-957.
- Frez, J. y Gonzalez, J.J.**, (1989). Sismicidad y Mecanismos Focales en el Valle Mexicali-Imperial (1973-1985), *Geofis. Int.*, Vol. 28-4, pp. 643-691.
- Gutenberg, B.**, (1945). Amplitudes of Surface Waves and Magnitudes of Shallow Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 35, pp. 3-12.
- Gutenberg, B. y Richter, C.F.**, (1936). On Seismic Waves (third paper), *G. Beitr.*, Vol. 49, pp. 73-131.
- Hawkson, E. y Jones, L.M.**, (1988). The July 1986 Oceanside ($M_L \approx 5.3$) Earthquake Sequence in the Continental Borderland, Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 78, No. 6, pp. 1885-1906.
- Helmberger, D.V.**, (1974). Generalized Ray Theory for Shear Dislocations Sources, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 64, pp. 45-64

- Helmberger, D.V. y Burdick, L.J., (1979).** Synthetic Seismograms, Seismological Laboratory, California Institute of Technology, Contribution No. 3137. pp. 417-442.
- Helmberger, D.V. y Malone, S.D., (1975).** Modeling Local Earthquakes as Shear Dislocations in a Layered Half-space, *J. Geophys. R.*, Vol. 80, pp. 4881-4888.
- Herrmann, R.B., (1975).** Student's Guide to the Use of P and S Wave Data for Focal Mechanism Determination, *Earthquakes Notes.*, Vol. 46, No. 4, pp. 29-39.
- Kanamori, H. and Anderson, D.L., (1975).** Theoretical Basis of the Some Empirical Relations in Seismology, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 65, No. 5, pp. 1073-1095.
- Kasahara, K., (1981).** Earthquake Mechanics, Cambridge University Press. USA, 241 p.
- Langston, C. and Helmberger, D.V., (1975).** A Procedure for Modelling Shallow Dislocations Sources, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 42, pp. 117-130.
- Legg, M.R., (1980).** Seismicity and Tectonics of the Inner Continental Borderland of Southern California and Northern Baja California, Mexico, M.D. Thesis, *University of California at San Diego.*
- Legg, M.R., (1985).** Geologic Structure and Tectonics of the Inner Continental Borderland offshore Northern Baja California, Mexico, Ph.D. Thesis, *University of California at Santa Barbara.*

- Legg, M.R. y Kennedy, M.P., (1979).** *Faulting offshore San Diego and Northern Baja California, Earthquakes and Other Perils San Diego Region, Geol. Soc. Amer., Annual Meeting Guide Book, pp. 29-46.*
- Legg, M.R. y Ortega, V.W., (1978).** New Evidence for Major Faulting in the Inner Borderland of Northern Baja California, Mexico, Abstract en EOS, 59, 1134.
- Nava, F.A. y Brune, J.N., (1983).** Source Mechanism and Surface Wave Excitation for Two Earthquakes in Northern Baja California, Geophys. J. R. Astr. Soc., Vol. 73, pp. 739-763.
- Nuttli, O.W., (1961).** The effect of the Earth's Surface on the S Wave Particle Motion, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 51, pp. 237-246.
- Nuttli, O.W. y Whitmore, J.D., (1962).** On the Determination of the Polarization Angle of the S Wave, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 52, pp. 95-107.
- Pacheco, J. y Nabelek, J., (1988).** Source Mechanism of Three Moderate California Earthquakes of July 1986. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 78, No. 6, pp. 1907-1929.
- Ragan, D.M., (1973).** *Estructural Geology. An Introduction to Geometrical Techniques*, John Wiley & Sons.
- Rebollar, C.J., (1985).** Sources Parameters of the Ensenada Bay Earthquake, Mexico, *Canadian Journal of Earth Sciences.*, Vol. 22, No. 1, pp. 126-132.

- Rebollar, C.J. y Reichle, M.S., (1987).** Analysis of the Seismicity Detected in 1982-1984 in the Northern Peninsular Ranges of Baja California, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 77, No. 1, pp. 173-183.
- Rebollar, C.J., Reyes, A. y Reichle, M., (1982).** Estudio del Enjambre de San Quintin, Baja California, Mexico, Ocurrido Durante 1975, Geofis. Int., Vol. 21-4, pp. 331-358.
- Richter, C.F., (1958).** Elementary Seismology, W.H. Freeman, San Francisco. 768 pp.
- Savage, J.C. y Hastie, L.M., (1971).** The Relation Between Apparent Stress and Strees Drop, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 61, pp. 1381-1388.
- Stauder, W. y Bollinger, G.A., (1964).** The S Wave Project for Focal Mechanism Studies. Earthquakes of 1962, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 54, pp. 2199-2208.
- Tatcher, W. y Hanks, T.C., (1973).** Source Parameters of Southern California Earthquakes, J. Geophys. R., Vol. 78, pp. 8547-8576.
- Vanek, J., Zatopek, A., Karnik, V., Kondorskaya, N.V., Riznichenko, Yu, V., Savarensky, Ye. F., Solov'ev, S.L and Shebalin, N.V., (1962).** Standarization of Magnitude Scales, Bull. (Izvest.) Acad. Sci. U.S.S.R., Geophys. Ser., 2, 108.
- Weldom, R.J. II and Humphreys, E., (1986).** A Kinematic Model of Southern California, Tectonics, Vol. 5, pp. 33-48.

Weldon, R.J. II and Sieh, K.E., (1985). Holocene Rate of Slip and Tectonic Recurrence Interval for Large Earthquakes of the San Andreas Fault, El Cajon Pass, Southern California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 96, pp. 793-812.

Wong, O.V., Legg, M., Suarez, V.F., (1987). Sismicidad y Tectónica de la Margen Continental del Sur de California (USA) y Baja California Norte (MEXICO), *Geof. Int.*, Vol. 26-3, pp. 459-478.

IX APENDICE

Calculo de amplitud de la onda directa P, en la superficie libre, sin el efecto del sismografo, para el caso de una falla de rumbo pura.

$$\text{Rumbo } (\theta) = 0^\circ, \quad \text{Echado } (\delta) = 90^\circ, \quad \text{ángulo de deslizamiento } (\lambda) = 180^\circ$$

$$\text{Azimuth } (\phi_s) = 45^\circ, \quad R_{PZ} = -0.316, \quad \text{Distancia } (\Delta) = 80^\circ$$

$$P = 0.050 \text{ seg/Km}, \quad 1/R = 4.4 \times 10^{-10} \text{ cm}^{-1}$$

Los valores de P y 1/R se tomaron de Langston y Helmberger, (1975, pag. 124).

Modelo de corteza :

$$\alpha = 3.5 \text{ Km/seg} \quad \beta = 6.0 \text{ Km/seg} \quad \rho = 2.7 \text{ gr/cm}^3$$

Para la onda directa P tenemos :

$$W(t) = R_{PZ}[\dot{\phi}], \quad \text{donde} \quad \dot{\phi} = d\phi/dt \quad (12)$$

derivando obtenemos :

$$W(t) = M_0/4\pi\rho R_{PZ}\{A_1(\theta, \lambda, \delta)C_1 + A_2C_2 + A_3C_3\}\dot{D}[t - (R/\alpha)] \quad (13)$$

Para una falla de rumbo tenemos que :

$$A_2 = A_3 = 0 \quad \text{y} \quad A_1 = \pm \sin 2\theta = \pm 1$$

$$C_1 = -P^2 = 2.5 \times 10^{-8} \text{ seg}^2 \text{ cm}^{-2}$$

Sustituyendo en la ecuación y adoptando las unidades de Helmberger y Malone (1975), obtenemos finalmente el desplazamiento :

$$w(t) = (M_0 \times 10^{-20} / 4\pi\rho)(-0.316)(\pm 1)(-2.5 \times 10^{-3} \text{ seg/Km})(0.25 \text{ seg}^{-2})(4.4 \times 10^{-8} \text{ Km}^{-1})$$

$$w(t) = 8.69 \times 10^{-9} (M_0 \times 10^{-20} / 4\pi\rho) \text{ cm.}$$

$$w(t) = (2.56 \times 10^{-30}) M_0 = 2.56 \times 10^{-4} \text{ cm.}$$