

03077 3  
24



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Unidad Académica de los Ciclos Profesional y Posgrado  
del Colegio de Ciencias y Humanidades  
Instituto de Geofísica  
Posgrado en Geofísica

SISMOTECTÓNICA DEL ÁREA DE  
SUBDUCCIÓN DE KAMCHATKA

T E S I S

que para optar al grado de  
MAESTRO EN SISMOLOGÍA Y  
FÍSICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA  
P R E S E N T A:  
ALEXEI VLADIMIROVICH GORBATOV

Ciudad Universitaria

Octubre, 1993

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional  
Autónoma de México



## **UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso**

### **DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## RESUMEN

Se presentan los resultados obtenidos del análisis de los parámetros focales de los sismos más importantes y de la distribución de la sismicidad de magnitud equivalente a  $M_s \geq 1$  ocurrida en la zona de subducción de Kamchatka de 1962 a 1992. Además, se recopiló el catálogo de los eventos de interplaca  $m_b \geq 6$  de 1737 a 1992. Con base en éste catálogo, se realizó el análisis de acoplamiento y liberación de la energía sísmica,  $W_i$ , en el área de subducción de Kamchatka.

Los mecanismos focales obtenidos mediante la inversión de las ondas de volumen P y SH, de los reportes de centroide de momento HARVARD y utilizando las polaridades de las primeras llegadas de ondas P, muestran que el ángulo de subducción de la zona de Kamchatka es constante hasta la entrada en la trinchera de Kamchatka de los montes marinos de Emperador. La trinchera Aleutiana, en ésta su parte más occidental, funciona como falla lateral izquierda. Destaca también la presencia de una zona sísmica doble que se observa mas claramente entre los  $51^{\circ}N$  y  $54^{\circ}N$ .

El análisis de la distribución de los eventos muestra un cambio del ángulo de subducción en la zona de subducción de montes marinos de Emperador. Existen dos posibilidades para explicar el carácter de la zona de transición : mediante doblamiento de la placa o mediante una falla de tijera. Los mecanismos focales determinados para los eventos en esta área no revelan la presencia de grandes deformaciones relacionadas con fallamiento activo. Por esto, se puede suponer que posiblemente el cambio ocurre como una contorsión sin fallamiento activo.

Los resultados del análisis de acoplamiento y la liberación de energía sísmica  $W_i$  indican que la entrada en el área de subducción de Kamchatka de los montes marinos de Emperador y la dorsal de Shatsky influyen sobre la sismicidad de área. Esto se refleja en una disminución de la energía sísmica  $W_i$  y profundidad máxima de sismicidad. El cálculo del parámetro térmico indica que el cambio de la profundidad máxima de sismicidad a lo largo de la zona de subducción esta relacionado con el cambio de la edad de la placa oceánica y la velocidad de convergencia entre las placas de Norteamérica y del Pacífico.

## INDICE

	Página
I. Introducción	1
II. Marco tectónico de Kamchatka	2
II.1 Revisión tectónica	2
II.2 Fallamiento del área	2
II.3 Antecedentes paleomagnéticos	6
II.4 Volcanismo de Kamchatka	6
II.5 Antecedentes sísmicos	12
III. Datos utilizados	14
III.1 El análisis de los datos	14
IV. Distribución de la Sismicidad	21
V. Metodología	25
V.1 Inversión de ondas de volumen	25
V.2 JHD	25
VI. Inversión de ondas de volumen de sismos importantes	26
VI.1 Datos utilizados	26
VI.2 Resultados de inversión	27
VII. Distribución de los mecanismos focales modelados con la profundidad	35
IIIX. Relocalización de los hipocentros	35
IIIX.1 Datos utilizados	37
IIIX.2 Resultados	37
IX. Análisis de la relación de los mecanismos focales con el cambio del ángulo de subducción	40
X. El parámetro térmico, la energía acumulativa y el parámetro de acoplamiento	46
XI. Discusión de resultados	55
XI.1 Cambio del ángulo de subducción	55
XI.2 La zona sísmica doble	58

<b>XI.3 Parámetro térmico, la energía acumulativa y el parámetro de acoplamiento</b>	<b>61</b>
<b>Conclusiones</b>	<b>62</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	<b>64</b>
<b>Apéndice I</b>	<b>70</b>
<b>Apéndice II</b>	<b>83</b>
<b>Apéndice III</b>	<b>106</b>

## **I. Introducción**

La estructura y la configuración general de la zona de subducción de la península de Kamchatka fueron estudiadas en los trabajos de Fedotov et al. [1974; 1977] y como una recopilación de los trabajos previos por Fedotov et al. [1985]; estos autores utilizaron el catálogo de la red local de Kamchatka de 1962 a 1981. En ese trabajo se define un modelo general de la configuración de la zona de Wadati-Benioff de Kamchatka. Se identifica el cambio del ángulo de subducción de la placa del Pacífico ( $55.5^{\circ}\text{E}, 161^{\circ}\text{N}$ ) y, además, se reporta la posible presencia de una zona sísmica doble para la zona de subducción de Kamchatka. La representación en general de los esfuerzos en la placa subducida ha sido considerada por Zobin [1990]. Zobin [1990] menciona que según Fujita and Kanamori [1981] dichos esfuerzos corresponden a una zona sísmica doble, pero la falta de resolución de sus datos no permite identificarla con claridad.

El objetivo de este trabajo es determinar en forma detallada la morfología de la zona de subducción de Kamchatka ( $150^{\circ}\text{-}170^{\circ}\text{E}, 50^{\circ}\text{-}60^{\circ}\text{N}$ ), utilizando datos registrados por las redes locales y telesísmicas. En particular, se pone énfasis en precisar como se lleva a cabo el cambio del ángulo de subducción sugerido por Fedotov [1985] en la zona de estudio, su configuración y el carácter. Se busca, además, verificar la existencia y las características de la zona sísmica doble cuya posible presencia fue sugerida en los trabajos de Fedotov et al. [1985] y Zobin [1990]. Además, se analiza el parámetro de acoplamiento entre las placas de Kamchatka y Pacífico y la influencia de la subducción de la dorsal de Shatsky y de los montes marinos de Emperador con la sismicidad en esta área.

## **II. Marco tectónico de Kamchatka**

### **II.1 Revisión tectónica**

La península de Kamchatka está ubicada en la parte noroeste del océano Pacífico. Al oeste de la península está el mar de Okhotsk y en el lado norponiente el mar de Bering. Kamchatka pertenece a la placa de Norte América y su zona de subducción a lo largo del Pacífico es una de las más activas en el mundo (Figura 1). La trinchera Kuriles - Kamchatka se extiende desde el estrecho Sangarsky hasta el estrecho Kamchatsky. Su longitud medida por la isobata de 6000 metros es de aproximadamente 2000 kilómetros. La profundidad máxima de la trinchera es 10,542 metros. Hacia el suroeste, la trinchera Kuriles - Kamchatka se une con la trinchera de Japón a un ángulo de  $130^{\circ}$  y en el norte con la trinchera Aleutiana a un ángulo de casi  $90^{\circ}$  (Geologicheskoe stroenie SSSR, 1968). El movimiento relativo entre la placa del Pacífico y de Norteamérica a lo largo de la trinchera Aleutiana en esta parte es lateral izquierdo.

La zona de subducción de Kamchatka se caracteriza por un volcanismo activo de carácter calcalcalino que es común en las zonas de subducción. Cerca de la esquina de la unión de las trincheras Aleutiana y de Kamchatka ( $164^{\circ}\text{E}, 54^{\circ}\text{N}$ ) entran los montes marinos del Emperador. Las flechas en la Figura 1 indican el movimiento relativo entre la placa del Pacífico y la placa Norteamericana, donde la velocidad de convergencia varía de 74.3 mm/a en la parte norte, a 76.9 mm/a en la parte del sur (DeMets et al., 1991).

### **II.2 Fallamiento del área**

En varios trabajos acerca de la geología continental de Kamchatka, se indica la presencia de varios tipos de fallamiento. Por ejemplo en Geologicheskoe stroenie SSSR V.3 [1968] y en Geology of Pacific mobile belt and Pacific Ocean V.2 [1978] se muestra el mapa estructural - geológico (Figura 2 y Figura 3 respectivamente) donde se muestran las fallas transversales y paralelas a lo largo de la península. Sin embargo, la ausencia de la sismicidad indica que este fallamiento no es activo.

En la Figura 4, tomada de Selivestrov [1983], se presentan las fallas en la zona de unión de las trincheras de Kamchatka y las Aleutianas. El fallamiento en esta zona es relativamente denso y las direcciones preferidas coinciden aproximadamente con la

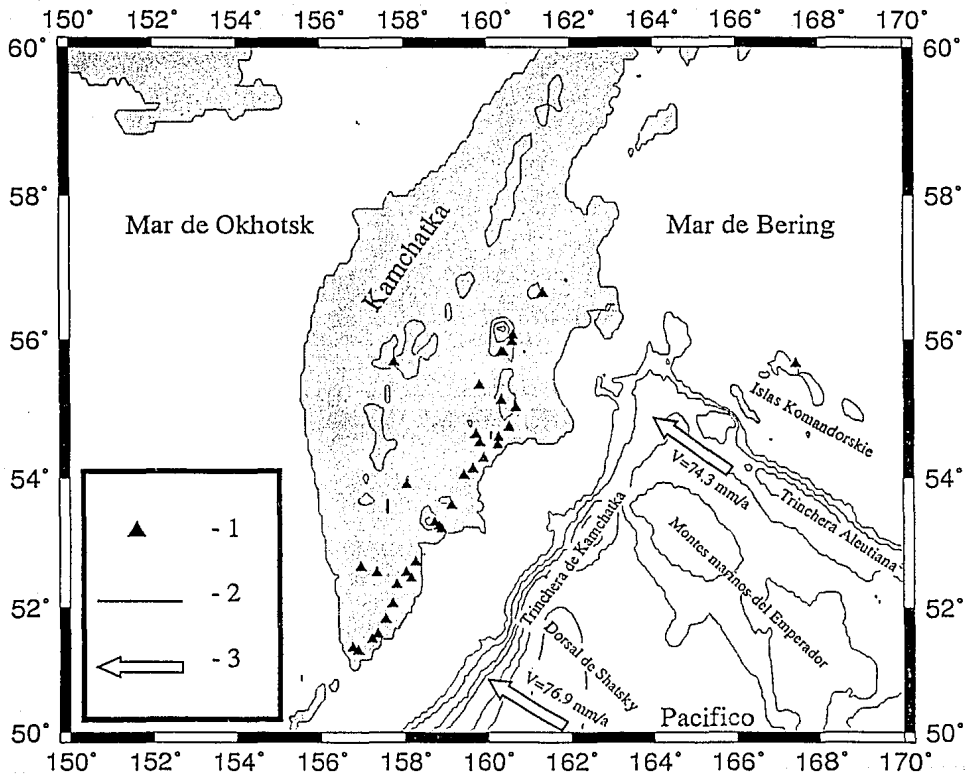


Fig.1 Esquema tectónica de la zona de subducción de Kamchatka, 1) volcanes, 2) curvas de isopropfundidad, 3) vector del movimiento relativo entre las placas de Norteamérica y Pacífico.



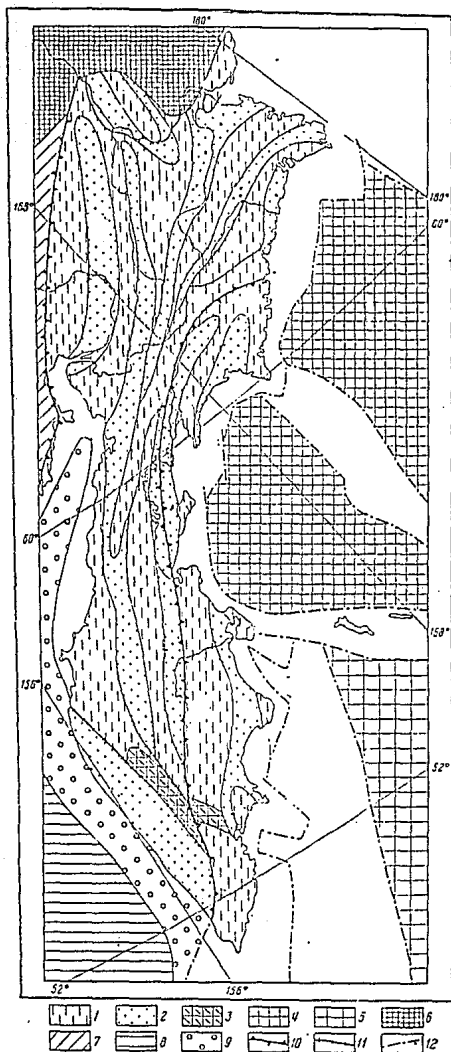


Fig.2 Esquema de las divisiones tectónicas, 1) anticlinales, 2) sinclinales, 3) el macizo Kamchatsky y bloque Ganalsky, 4) macizo de corteza oceánica, 5) plataforma del Pacífico, 6) sistema de los pliegues de Chukotka, 7) macizo Kolimo - Omolsky, 8) macizo central de Okhotsk, 9) prolongación del depresión de Bolsheretz, 10) fallas profundas, 11) las fallas por la frontera del macizo Kamchatsky, 12) fallas abajo del nivel del océano. (Geologicheskoe Stroenie SSSR, 1968).

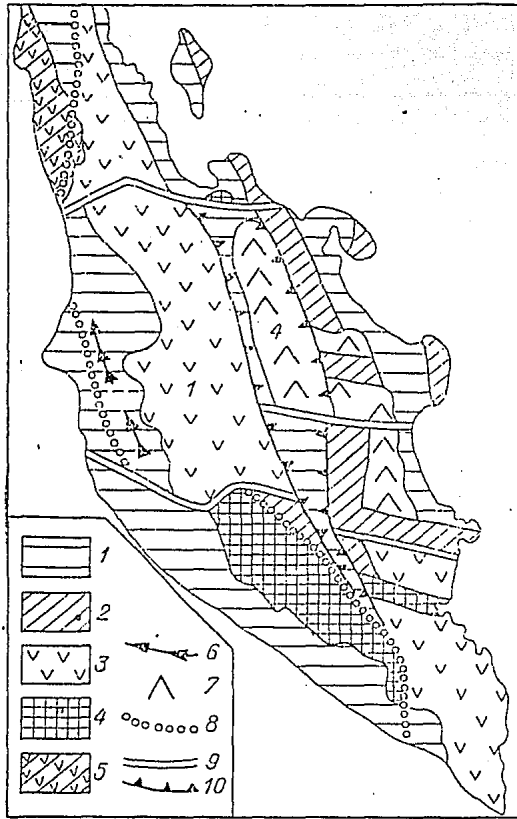


Fig.3 Esquema estructural - geológica, 1) depresiones de Paleogeno - Neogeno, 2 - 5 Levantamientos : 2) Cretasico temprano, 3) volcanicos de Neogeno - Cuaternario, 4) metamórficos, 5) Paleogeno, 6) volcanes alcalinos del Neogeno, 7) volcanes del Cuaternario, 8) basaltos, 9) fallas, 10) rift central de Kamchatka, (Geology of Pacific mobile belt and Pacific ocean, 1978).

dirección de la trinchera Aleutiana, o forman con ella un ángulo de entre  $15^{\circ}$  a  $60^{\circ}$ , que puede significar que la mayor parte de las fallas también de tipo lateral.

### **II.3 Antecedentes paleomagnéticos**

Las edades del piso oceánico en la trinchera de Kamchatka no están bien determinados debido a la ausencia de datos magnéticos en la región (Isezaki and Miki, 1978). La columna estratigráfica de la perforación 192 del Deep Sea Drilling Project (Figura 4) se presenta en la Figura 5. La edad de los basaltos de la placa oceánica en esta perforación son aproximadamente de 70 m.a. El esquema en la Figura 6 muestra las isocronas para la corteza oceánica tomados de los datos de Cande [1989]. Estos datos son producto de la extrapolación de los datos del Deep Sea Drilling Project (DSDP) y anomalías magnéticas localizadas en las partes cercanas de esta región (Isezaki and Miki, 1978). Las isocronas indican que la edad del piso oceánico varía aproximadamente de 67 m.a. en la parte norte de la zona de subducción hasta 83 m.a. en la parte sur.

Los estudios paleomagnéticos y geológicos de las rocas de edades Paleoceno - Eoceno ubicadas en el oeste de la península de Kamchatka y las islas Komandorskie indican que después del Eoceno ocurrieron grandes cambios en la configuración de la zona de subducción de Kamchatka (Figura 7) (Bazhenov et al., 1991). Los datos muestran que las rocas de edades Paleoceno - Eoceno ubicadas en oeste de la península de Kamchatka se formaron más al sur de su localización presente. Después del Eoceno, empezó el desplazamiento y rotación de dichas áreas. La península de Kronotsky rotó en sentido contrario de los manecillas del reloj  $\sim 67^{\circ} \pm 12^{\circ}$  y la isla Medny rotó en sentido de los manecillas del reloj  $\sim 70^{\circ} \pm 14^{\circ}$  (Bazhenov et al., 1991).

### **II.4 Volcanismo de Kamchatka**

La geología continental indica que esta área es una zona de subducción con volcanismo activo y variable por lo menos desde el Cretácico - Paleoceno, (Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis, 1990). En la Figura 8 se presenta un mapa geológico donde se observa la evolución de la faja volcánica en función del tiempo, que ha cambiado su ubicación desde el noroeste de la península hasta la costa del océano Pacífico. Probablemente, esta migración se produjo debido a un cambio de localización

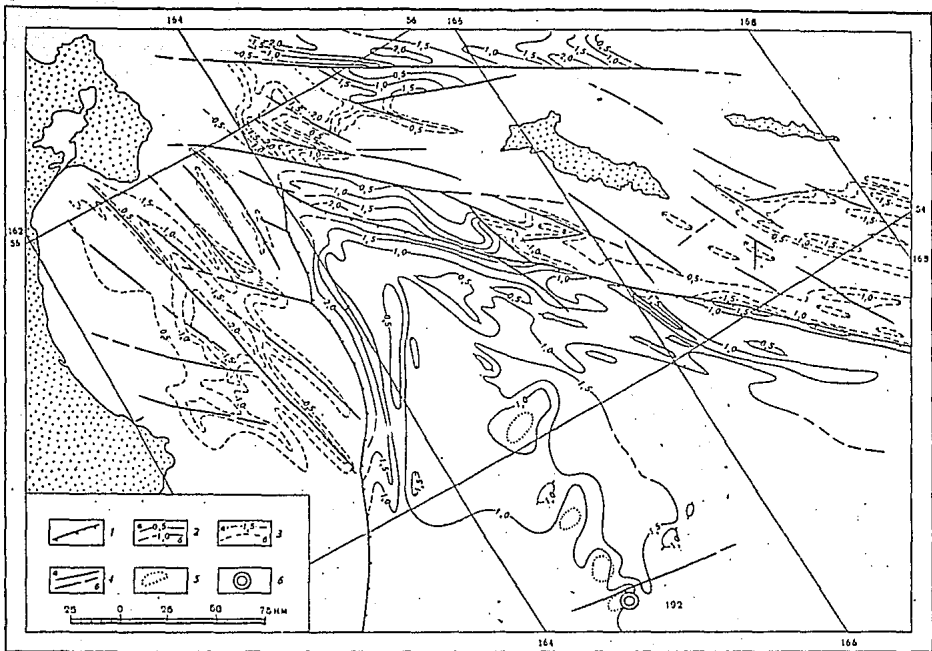


Fig.4 Fallas y espesores sedimentarios, 1) ejes de las trincheras, 2) isopacas de sedimentos a) determinados, b) interpretados; 3) isopacas de los sedimentos poco deformados a) determinados, b) interpretados; 4) ejes de discontinuidades relacionados con las fallas a) determinadas, b) interpretadas; 5) grandes levantamientos de topografía; 6) perforación 192 (Deep Sea Drilling Project), ( Selivestrov, 1983).

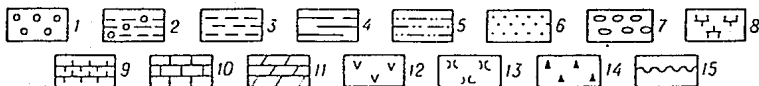
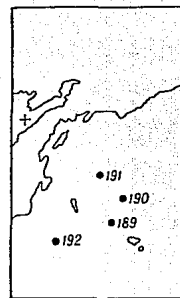
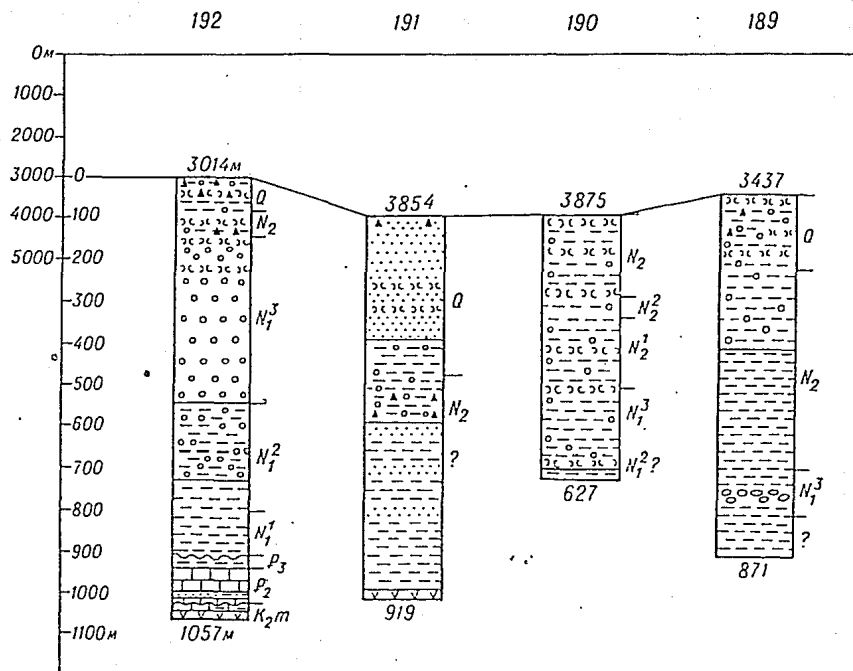


Fig.5 Estratigrafía de los perforaciones del Deep Sea Drilling Project, 1) diatomita, limos ; 2) diatomita, arcilla; 3) arcilla; 4) lutitas, arcilla; 5) lutitas; 6) areniscas; 7) conglomerados; 8) limos; 9) yeso; 10) caliza; 11) dolomitas; 12) basaltos; 13) polvo volcanico; 14) rocas glaciales; 15) ondulitas, ( Geology of Pacific mobile belt and Pacific Ocean, 1978).

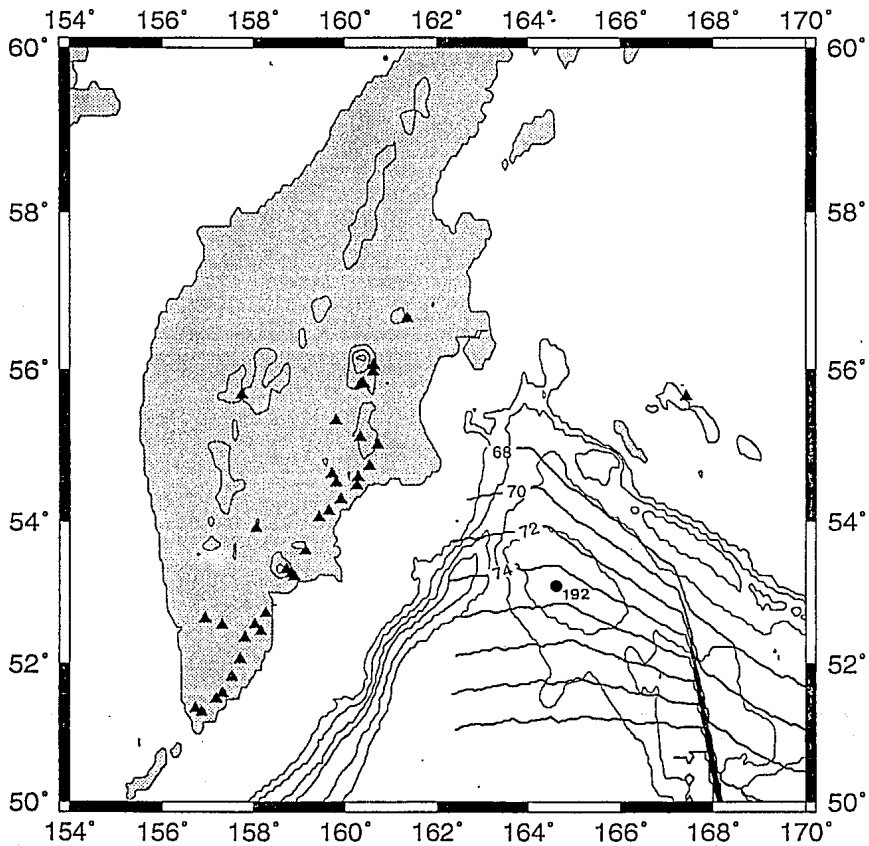


Fig.6 Esquema de las edades del piso oceánico (Cande, 1989). Los números son edades en m.a. Otros símbolos como en la Fig.2

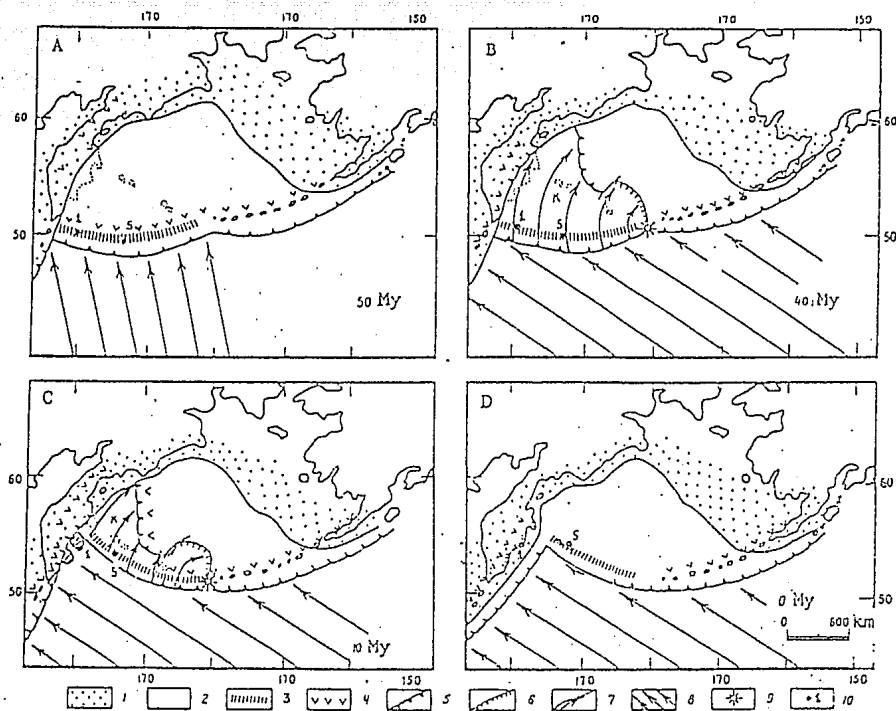


Fig.7 Esquema cinemático para la zona de las islas Komandorskie (K): 1) corteza continental, 2) corteza oceánica, 3) arco de las Kronotskiy - Komandorskie, 4) volcanismo activo, 5) zona de subducción, 6) zona de cabalgadura, 7) zona de fallamiento, 8) movimiento relativo de la placa del Pacífico relativo a la placa de la Norte América, 9) polo de rotación de la zona de las islas Komandorskie, 10) áreas de muestreo, donde 1 es la península de Kronotskiy y 5 es la isla Medny, (Bazhenov et al, 1991).

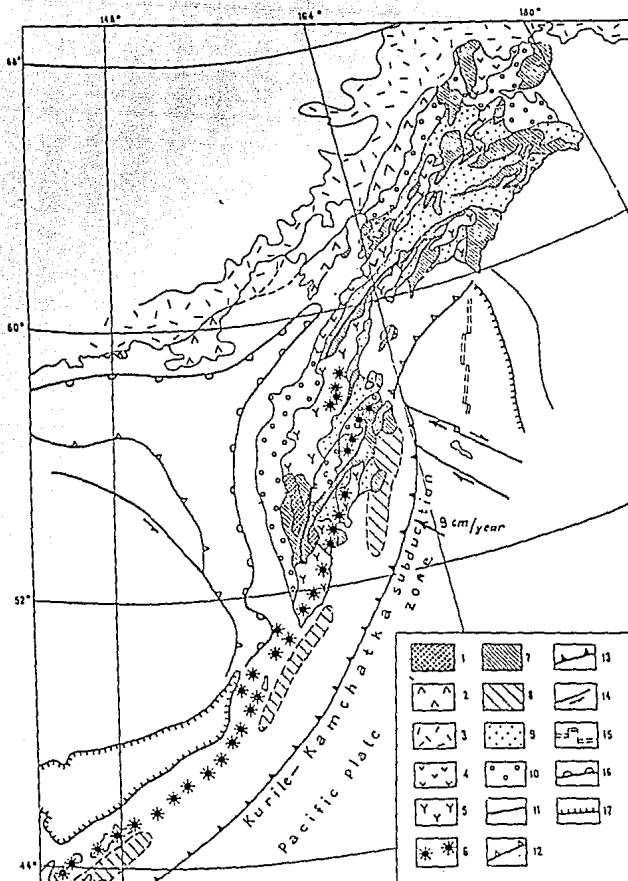


Fig.8 Mapa tectonogeológico del área Koryak - Kamchatka, 1) bloque antiguo; 2) volcanes del Jurásico - Cretácico; 3) volcanes del Cretasico medio; 4) volcanes Cretasico tardío - Paleogeno; 5) volcanes de Neogeno; 6) volcanes activos; 7) terrenos exóticos; 8) terrenos exóticos producidos; 9) flysh; 10) depresión Cenozoica; 11) fallas inversas; 12) zona de subducción fósil; 13) zona de subducción activa; 14) fallas transformadas; 15) dorsal fósil; 16) frontera de la depresión de Okhotsk; 17) frontera de la corteza oceánica; ( Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis,1990).



y configuración de la zona de subducción. Se interpreta que existió una zona de subducción fósil en la costa del mar de Bering, que probablemente produjo este volcanismo al noroeste de la península (Geology of the USSR: A Plate-Tectonic Synthesis ,1990).

## **II.5 Antecedentes sísmicos**

La zona de subducción de Kamchatka es una de las regiones sísmicas más activas del mundo. Sobre la sismicidad histórica de esta región existen diversos trabajos (Fedotov, 1972; Fedotov et al, 1977). El análisis de los sismos históricos hecho por Fedotov et al. [1980] trata de encontrar tendencias en la actividad sísmica con el fin de predecir eventos grandes por medio del análisis de los eventos históricos de Kamchatka desde 1904 a 1978. Las características de los sismos grandes se analizaron en los trabajos de Aptekman [1971], y Zobin et al. [1987;1988] donde los autores presentan los mecanismos focales de los sismos mas importantes ocurridos entre 1962 y 1986.

La sismicidad de profundidad somera ha sido analizada por Baranov [1980] y Baranov et al. [1989], quienes proponen un modelo mecánico de la zona de subducción y la relación entre los eventos de profundidad somera de trasarco con los grandes eventos en la zona de acoplamiento. Este modelo representa el margen continental de la zona de subducción como las teclas de un piano, las cuales determinan la distribución de los sismos.

La distribución de actividad sísmica contemporánea de la zona de subducción de Kamchatka se analiza en varios trabajos de Fedotov et al. [1974;1977] y como una recopilación de los trabajos previos por Fedotov et al. [1985], quienes la representan como líneas de isoprofundidad de la zona de Wadati-Benioff ( Figura 9). Este trabajo incluye los resultados anteriores de investigación sobre la zona de subducción y su relación con el volcanismo activo y el análisis de todos los datos instrumentales de la red sismológica local desde año 1962 hasta 1981. En ese mismo trabajo, se sugiere la presencia de una zona sísmica doble en esta área. Zobin [1990] muestra los esfuerzos promedios en la placa subducida y nota que para la zona sísmica doble la superficie superior se caracteriza por eventos de esfuerzos compresionales mientras que la superficie inferior por eventos de esfuerzos tensionales.

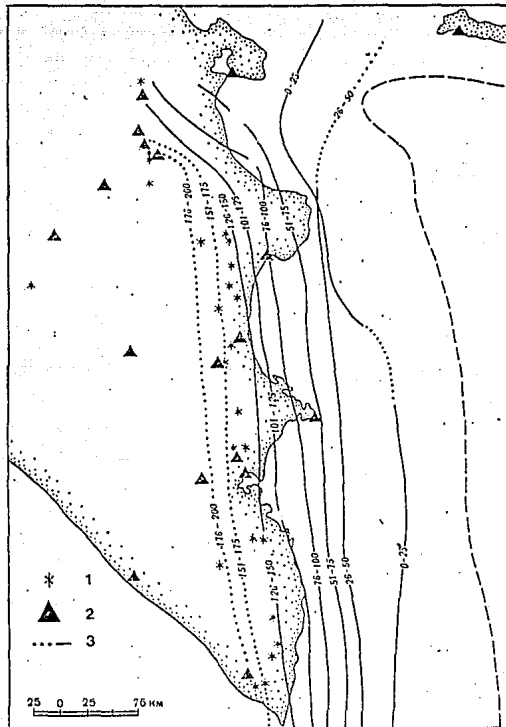


Fig.9 Esquema con las líneas de isoprofundidad de la zona de Wadati-Benioff, 1) volcanes; 2) estaciones sísmológicas; 3) líneas de isoprofundidad; ( Fedotov et al., 1985).

### III. Datos utilizados

Para el estudio de los problemas planteados en este trabajo se hace uso los siguientes datos:

1) Catálogo de los eventos con los tiempos de las fases (1980 -1987) de NEIC (National Earthquake Information Center) y de ISC (International Seismological Centre) publicadas en el disco compacto NEIC-ISC: Associated Phase & Comment Data versión 1.0., (Figura 10)

2) Los sismogramas digitales publicados por el NEIC en los discos compactos "Earthquake Digital Data", que contienen los registros grabados por las diferentes redes sismológicas digitales instaladas a nivel mundial.

3) El catálogo de los hipocentros de los eventos de Kamchatka (1962-1990) de la red local facilitado por Evgeny Gordeev (Instituto de Volcanología de Kamchatka) (Figura 11).

4) Los sismogramas analógicos WWSSN (World-Wide Standardized Seismograph Network)(1964-1980), que fueron copiados en el NEIC, Denver Federal Center, Colorado, E.U.A.

5) El catálogo de sismos con magnitud  $M_s \geq 6.0$  para la zona de subducción de Kamchatka desde el año 1737 hasta 1992, recopilados del catálogo de los datos históricos facilitado por Evgeny Gordeev (Instituto de Volcanología de Kamchatka) y del catalogo de PDE (Preliminar Determination Epicenters).

#### III.1 El análisis de los datos

Para determinar la completitud y homogeneidad de los catálogos de sismicidad de NEIC y de la red local de Kamchatka, se determinó la relación de magnitud vs.  $\log(n)$ , para el catalogo del NEIC (Figura 12) y para el catalogo de la red local de Kamchatka (Figura 13), donde  $n$  es el numero de los eventos. Las magnitudes en el catálogo de la red local de Kamchatka están reportados en clase **K**. Para tener una estimación de las magnitudes de los eventos, los reportes de clase **K** se convirtieron en magnitudes  $M_s$  utilizando la relación obtenida en el trabajo de Haturin [1974], donde ésta relación se representa como

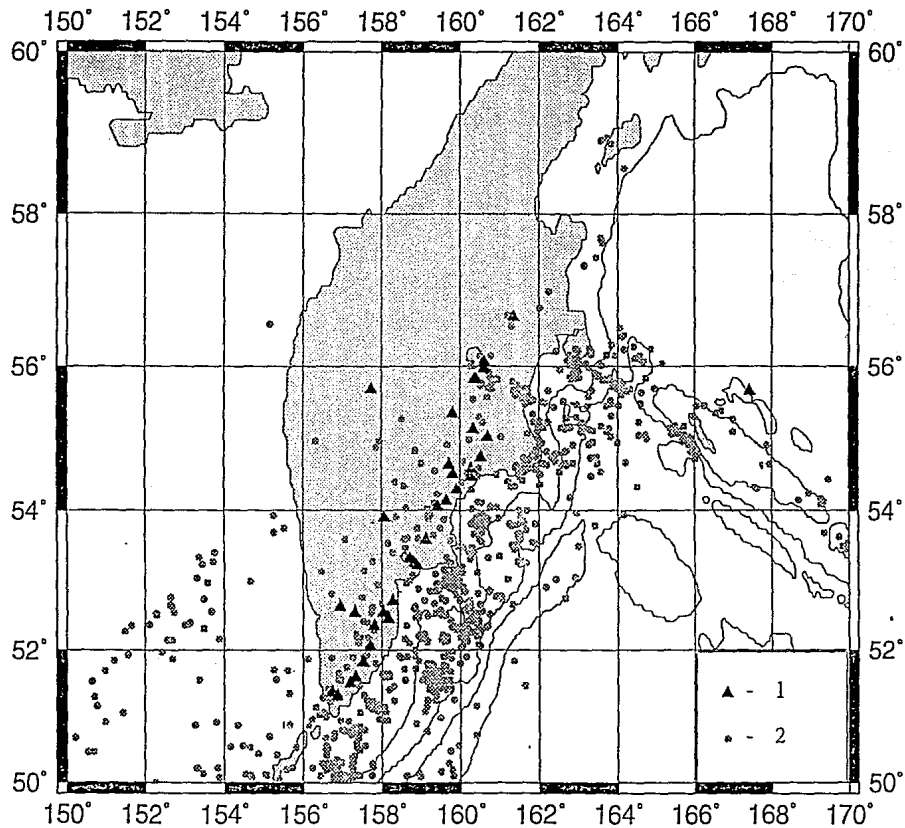


Fig.10 Distribución de los epicentros de eventos reportados por ISC-NEIC;  
1) volcanes, 2) epicentros de los eventos

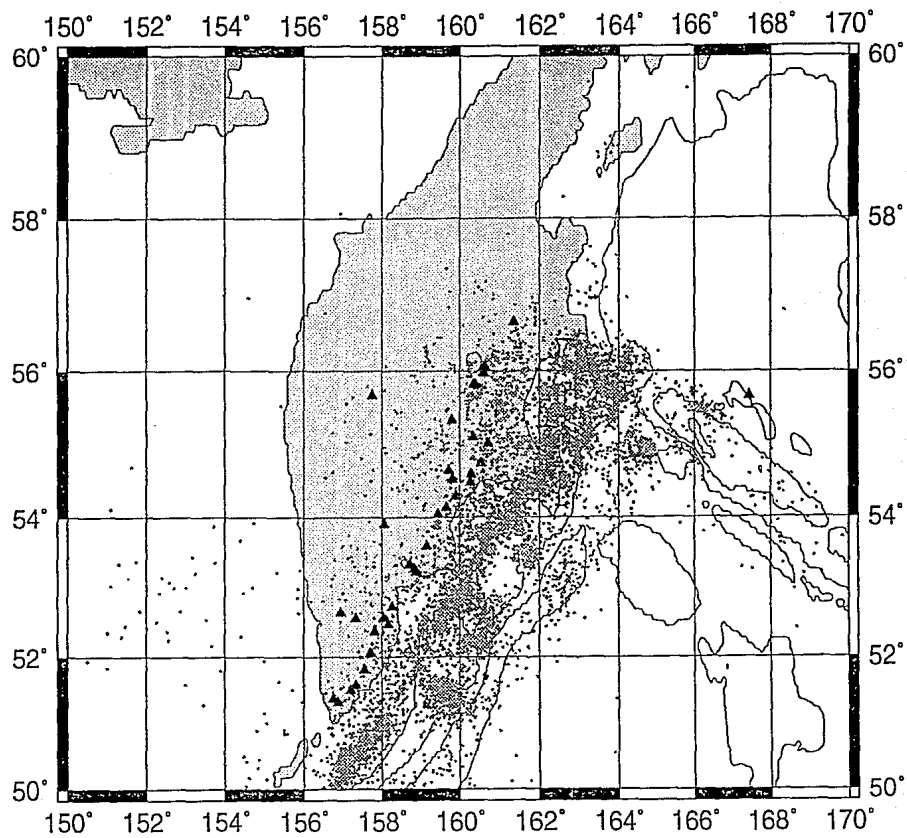


Fig.11 Distribución de los epicentros de eventos reportados por la red local de Kamchatka; símbolos como en la Fig.10.

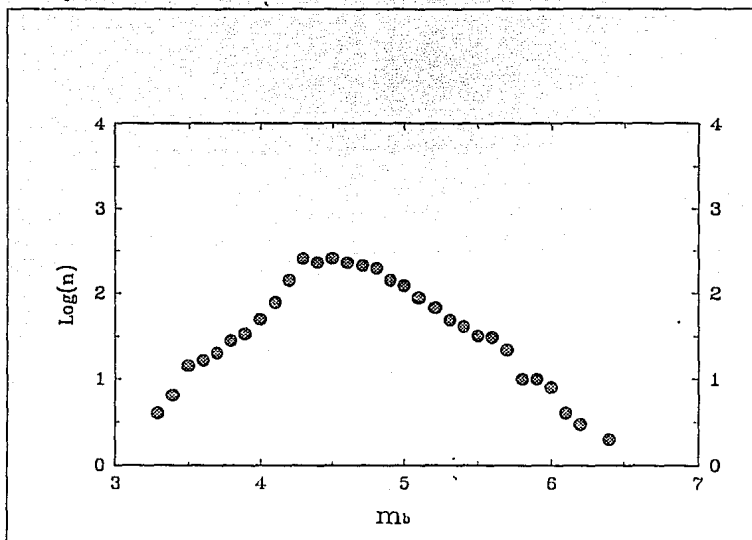


Fig.12 Relación magnitud vs. logaritmo del número acumulativo de eventos para el catalogo de ISC-NEIC (1964-1987) muestra la completitud del catalogo en el rango de los magnitudes. La parte lineal desde  $m_b=4.8$  indica que desde esta magnitud el catalogo esta completo.

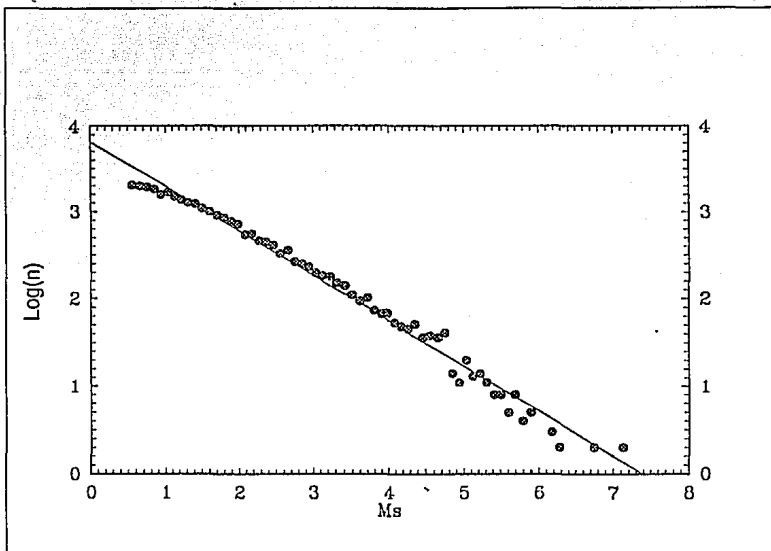


Fig.13 Relación magnitud vs. logaritmo del número acumulativo de eventos para el catalogo de la red local de Kamchatka (1962-1992) muestra la completitud del catalogo en el rango de magnitudes indicado. La parte lineal desde  $M_s=1$  indica que a partir de esta magnitud el catalogo esta completo.

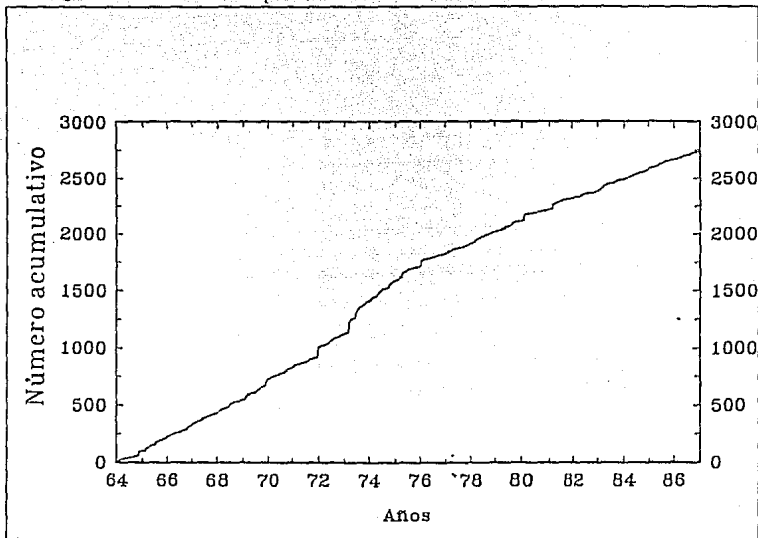


Fig.14 Suma acumulativa de los eventos del catálogo de ISC-NEIC durante el período 1964-1987. El cambio de la linealidad aparentemente en el año 1972 indica que desde este año era incluido más eventos reportados.



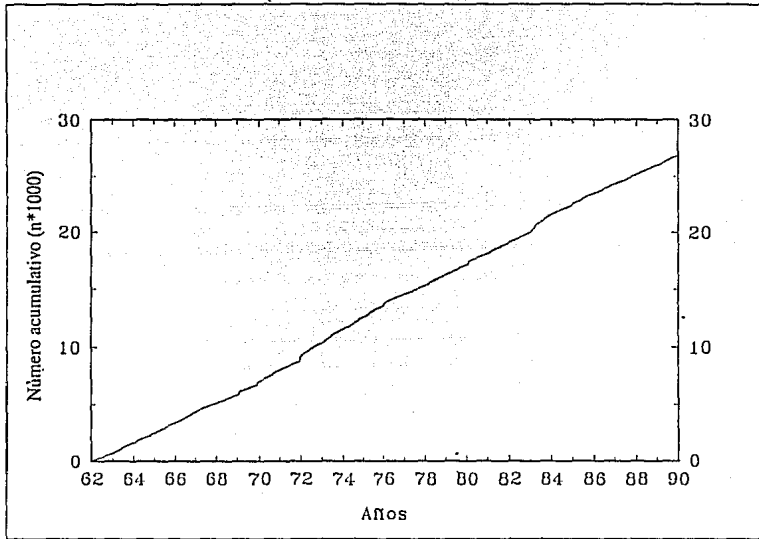


Fig.15 Suma acumulativa de los eventos del catalogo de la red local de Kamchatka durante el periodo 1962-1992. La linealidad muestra que el catalogo es homogéneo.

$$M_s = \frac{K-7.6}{1.05} - 0.3$$

Los resultados confirman que el catálogo de la red local de Kamchatka es suficientemente completo para magnitudes equivalentes a  $M_s \geq 1$  (Figura 13). Para el catálogo del NEIC la grafica de magnitud vs.  $\log(n)$  indica que el catálogo es completo a partir de magnitud  $m_b > 4.8$  (Figura 12).

Además, se graficó la suma acumulativa de los eventos reportados para todo el catalogo del NEIC y catálogo de la red local que muestran las Figuras 14 y 15 respectivamente. Los resultados para el catálogo del NEIC confirman que durante el tiempo del registro ocurrieron algunos cambios en la red mundial, en el año 1973 (Figura 14). El catálogo de la red local de Kamchatka es homogéneo durante todo el tiempo del registro, de 1962 a 1990 (Figura 15).

#### IV. Distribución de la Sismicidad

Para evaluar la distribución de la sismicidad en el área de la subducción de Kamchatka, se utilizó el catalogo de la red local de Kamchatka por ser más completo en el rango de magnitudes y en el tiempo. Además, es el que tiene mejor calidad de localizaciones en la parte continental de la península.

Las características de distribución de la sismicidad del área de subducción se presentan en planta (Figura 11) y en corte Z-Z' (Figura 17) a lo largo de la trinchera de Kamchatka. El corte Z-Z' de los datos locales (Figura 17), mostrado en la Figura 16, indica que la profundidad y configuración de la zona de Wadati-Benioff varia a lo largo de la trinchera de Kamchatka. El cambio más notable de estas características ocurre entre el lugar de entrada de los montes marinos de Emperador y la trinchera Aleutiana. Como característica general de la zona de subducción, la profundidad máxima de la sismicidad disminuye desde 500 km en el sur de la zona a ~ 100 km en la zona de la trinchera Aleutiana.

Los perfiles de la Figura 16 que se muestran en la Figura I del Apéndice I muestran más detalladamente la estructura de la zona de Wadati-Benioff. Para la construcción de los perfiles se seleccionó un grupo de eventos del catálogo de la

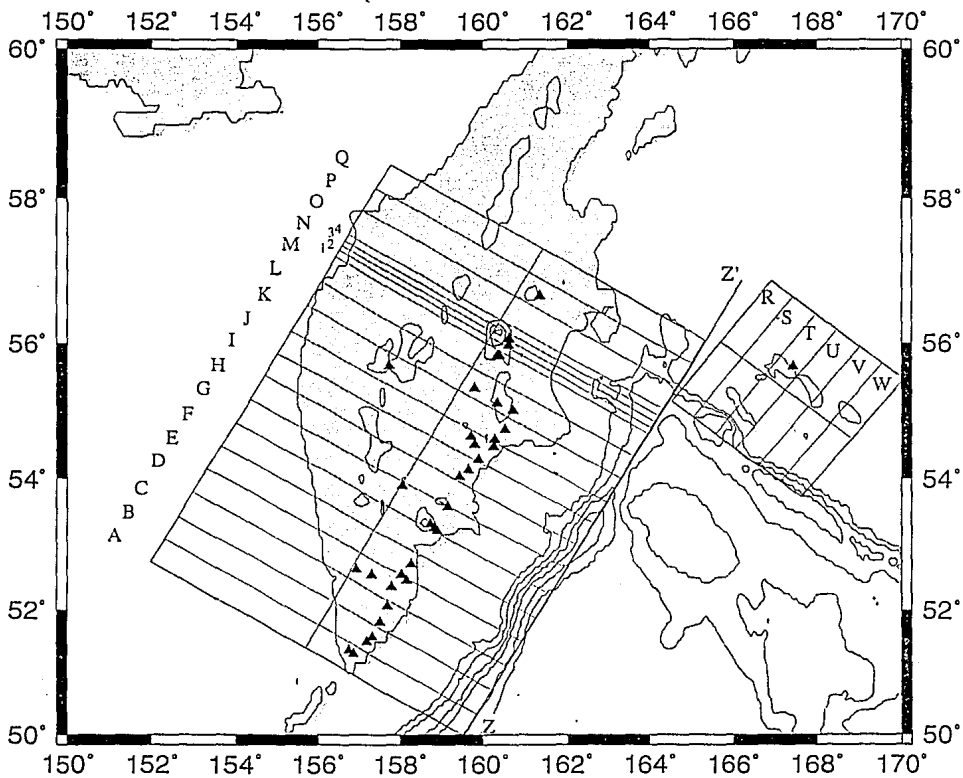


Fig.16 Esquema de la configuración de los cortes y ejes de proyección de los hipocentros de los eventos.

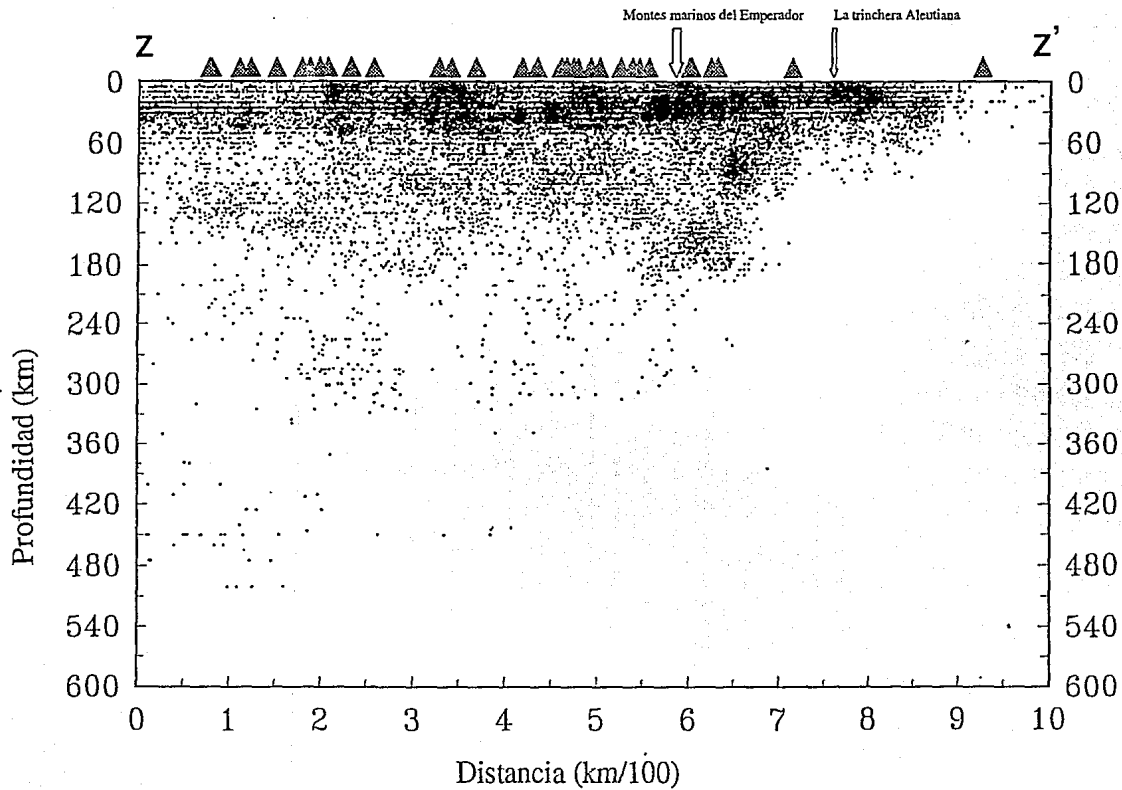


Fig.17 La distribución de los sismos por la profundidad a lo largo de la trinchera de Kamchatka. La proyección realizada sobre la eje Z-Z' cuya localización muestra en la Figura 16.

sismicidad de la red local, incluyendo solo aquellos con los errores de determinación de hipocentro más confiable en el plano (no más de 5 km) y de profundidad (no más de 10 km); cada corte tiene una anchura de 40 km.

En los perfiles D,E,F,G,H, que se muestran en la Figura 1 del Apéndice I, se notan dos zonas sísmicas, que desaparecen en los perfiles I,K,L y M donde se subducen los montes marinos de Emperador hasta la trinchera Aleutiana. La presencia de esta zona sísmica doble se nota más claramente en el área donde la red sísmica local tiene una mejor cobertura. La zona doble no puede distinguirse al sur del área que cubre la red, debido probablemente a la configuración de las estaciones sísmicas que influye en la precisión de los hipocentros. Las dos capas sísmicas pueden ser identificadas como una zona sísmica doble que se encuentra también a lo largo de la zona de subducción de las islas Kuriles (Veith, 1977; Stauder and Mualchin, 1976), Japón (Hasegawa et al., 1978; 1979; Suzuki et al., 1983) y las islas Aleutianas (Engdahl and Scholtz, 1977; House and Jacob, 1983). La posible presencia de una zona doble en Kamchatka también se menciona en el trabajo de Fedotov et al [1985], Zobin [1990].

El perfil N (Figura 2 del Apéndice I) muestra que la distribución de la sismicidad se hace más dispersa y ancha que el resto de los perfiles a una profundidad de ~ 100 km. Posiblemente, este fenómeno ocurre por el cambio del ángulo de subducción de la placa. La división por perfiles más detallados, con una anchura de 10 km se muestra en la Figura 2 en el Apéndice I, donde se ve que estos perfiles tienen un ángulo de inclinación diferente entre sí.

Como ya fue mencionado, la precisión en la determinación de los hipocentros disminuye en esta zona donde están los perfiles en la trinchera Aleutiana ya que están fuera de la red. Por lo tanto, disminuye el número de eventos de calidad suficiente para determinar la configuración de la zona de Wadati-Benioff (Perfiles R-W Figura 1 en Apéndice I). Además, en esta área no existen eventos profundos ( $h > 100$  km). La sismicidad somera que se nota en esta área posiblemente puede relacionarse con el fallamiento activo cortical que existe en esta zona (Selivestrov, 1983).

## **V. Metodología**

Para definir con mejor precisión la geometría y el estado de esfuerzos en la zona de subducción fue necesario evaluar los sismos seleccionados, determinando los mecanismos focales y la profundidad focal utilizando una inversión formal de las ondas de volumen (Nábelek, 1984) y mejorar la calidad de la localización hipocentral con la técnica JHD (Joint Hypocenter Determination) de Dewey (1971).

### **V.1 Inversión de Ondas de Volumen**

La técnica de la inversión de ondas de volumen (Nábelek, 1984) está implementada en el programa BWIDC (Body Waves Inversion Double Couple) de Nábelek [1984]. BWIDC permite la inversión de ondas de volumen de sismos registrados en el rango de distancias telesísmicas ( $30^{\circ} \leq \Delta \leq 90^{\circ}$ ). La robustez de este método radica en la sensibilidad de las formas de ondas de volumen a la profundidad, duración, momento sísmico y orientación de los planos nodales. La fuente del sismo es representada como una fuente puntual de un doble par de fuerzas con una función del tiempo parametrizada por el mecanismo focal, la profundidad del centroide y la amplitud de la función de tiempo de la fuente. La respuesta de la estructura en la fuente y en la estación puede variarse desde un modelo de semiespacio hasta un modelo de 6 capas. El efecto de directividad de la fuente también puede incluirse en la inversión.

El programa utilizado, BWIDC (Nábelek, 1984), adecua el modelo de la fuente iterativamente, a fin de determinar el mejor ajuste por mínimos cuadrados entre las formas de ondas de los sismogramas sintéticos y observados. Los resultados de la inversión son la profundidad centroidal de hipocentro, el momento sísmico, el mecanismo focal y la función de tiempo de la fuente.

### **V.2 JHD**

El algoritmo de JHD (Joint Hypocenter Determination) (Dewey, 1971) permite mejorar las localizaciones hipocentrales relativas de eventos sísmicos. Se fundamenta en el análisis sistemático e iterativo de las diferencias existentes entre los tiempos de llegada teórico y observado de las diferentes fases utilizadas en estaciones sismológicas. Esta evaluación se realiza mediante el cálculo simultáneo de todos los hipocentros de un

grupo de sismos, con el fin de eliminar de una manera estadística óptima, los valores anómalos en las lecturas de los tiempos de viaje observados. Para establecer la solución, el programa puede operar en la modalidad de evento maestro bien localizado o con estaciones-fases que se estima que siempre pueden ser bien identificadas como calibración.

## **VI. Inversión de las Ondas de Volumen de sismos importantes**

Para controlar las profundidades focales y el estado de esfuerzos de la placa de subducción fueron seleccionados los eventos con  $m_b \geq 5.5$  que cubren homogéneamente la área de subducción de Kamchatka. Los epicentros de los eventos se tomaron para la inversión como fuerón reportados en el catálogo de la red local de Kamchatka, considerando que dicho catálogo tiene más precisión que los epicentros determinados por estaciones telúsmicas.

En la inversión de las ondas de volumen con el programa BWIDC se tomaron los siguientes consideraciones: el modelo de corteza terrestre en la región de la fuente y debajo de cada una de las estaciones fue aproximado como una capa sobre un semiespacio con una velocidad de ondas compresionales de acuerdo a Balesta et al. [1985], para la zona de subducción de Kamchatka y 6 km/s por debajo de las estaciones sismológicas, un coeficiente de Poisson de 0.25 y una densidad de 2.6 g/cm<sup>3</sup>.

La atenuación anelástica a lo largo de la propagación fue parametrizada utilizando un  $t^* = 1$  s para las ondas P, y un  $t^* = 4$  s para las ondas SH (Langston y Helmberger, 1975). Las amplitudes de las ondas se normalizaron con una magnificación de 1500 y una distancia epicentral de 40°. Las componentes horizontales de las ondas S se rotaron para obtener las componentes radial (SV) y transversal (SH).

### **VI.1 Datos utilizados**

Para la inversión de las formas de ondas, se utilizaron las siguientes fuentes de información:

Sismogramas digitales publicados por el NEIC en los discos compactos "Earthquake Digital Data", Para la inversión se tomaron principalmente los datos digitales de las redes de estaciones SRO, ASRO y DWSSN. La respuesta de estos

equipos es muy similar, y para los instrumentos de período largo tienen una ganancia máxima a un período de 28 s. Los instrumentos de WWSSN tienen una respuesta máxima cercana a un período de 15 s.

Los sismogramas analógicos de la red WWSSN ("World Wide Standardized Seismograph Network"), fueron recopilados en el Denver Federal Center (USGS) y digitalizados manualmente. Para remover de los sismogramas las tendencias de período largo y las desviaciones verticales, algunos registros se filtraron con un filtro pasa-alta de Butterworth de tres polos y fase cero, con un período de corte de 60 s.

## **VI.2 Resultados de inversión**

Como el resultado de la inversión de las ondas de volumen con el método de Nábelek [1984], fueron redeterminadas las profundidades y mecanismos focales de 22 eventos con magnitud  $m_b \geq 5.5$ . Estos sismos cubren homogéneamente la zona de subducción de Kamchatka, excepto la parte Norte entre las coordenadas  $158^\circ$ - $162^\circ$  de longitud Este y  $54^\circ$ - $57^\circ$  de latitud Norte donde no hay eventos grandes con registros adecuados a distancias teleseísmicas. Los eventos modelados se presentan la Tabla 1 y Figura 18. Los resultados de la inversión de cada evento en particular se presentan en el Apéndice II.

La ubicación del área de estudio permite tener una buena cobertura azimutal de estaciones sismológicas que facilita el proceso de inversión y permite tener un buen control para la mayoría de los mecanismos focales. La calidad de los sismogramas utilizados en la modelación de los sismos puede considerarse como buena, con una relación señal-ruido aceptable para todos los eventos modelados. El tiempo de las primeras llegadas de la onda P en la inversión esta controlada con el tiempo observado con los registros del período corto o reportado en el boletín del International Seismological Centre (ISC).

Los mecanismos de los eventos localizados cerca de la trinchera Aleutiana (eventos 6,8,16 de la Figura 18 y en la Tabla 1) corresponden a un tipo de fallamiento predominantemente lateral izquierdo, sobre un plano casi vertical que está de acuerdo a la representación tectónica de la trinchera Aleutiana.

El ajuste entre los sismogramas observadas y sintéticos para el evento del 9 de



**Tabla 1. Eventos modelados con la inversión de las ondas de volumen**

No.	Fecha	Lat °N	Lon °E	Prof Km.	$\phi^0$	$\beta^0$	$\lambda^0$	T	$M_0$
1	64.03.18	52.43	153.79	436.76	46.9	83.96	-63.4	4	17.30
2	71.11.24	52.77	159.66	95.41	165.0	10.00	40.40	12	521.00
3	72.05.27	54.87	156.48	417.6	22.9	77.9	-92.8	4	3.85
4	75.08.23	54.53	160.35	151.19	122.3	29.8	0.88	4	6.94
5	77.09.21	51.63	155.37	262.3	46.9	70.6	-88.8	6	18.80
6	79.11.09	55.66	164.12	31.01	75.61	53.79	49.84	3	3.19
7	80.03.22	55.60	161.82	76.57	68.82	57.53	74.09	4.5	6.44
8	82.05.31	55.07	165.48	14.11	24.08	-62.55	176.47	6	38.60
9	82.09.26	50.27	158.62	31.25	232.81	85.25	-44.77	1.4	0.47
10	82.11.14	52.84	158.98	88.08	46.59	72.49	-91.36	4	1.06
11	83.01.05	54.66	163.01	30.37	9.19	75.07	99.19	4	4.19
12	83.04.04	52.95	160.02	57.3	22.89	55.99	100.92	6	5.27
13	83.07.24	53.77	158.62	177.71	217.39	80.67	102.86	4	13.80
14	84.03.26	56.34	162.95	21.53	83.78	67.41	90.53	4	0.74
15	84.07.27	52.96	161.35	31.99	106.55	35.51	56.13	4	1.65
16	84.12.28	56.17	163.50	8.81	360.93	77.37	33.41	8	160.00
17	85.03.06	55.09	162.48	44.26	34.08	58.88	95.43	4	3.30
18	85.05.19	53.54	160.65	55.08	39.94	57.82	85.23	4	3.60
19	85.05.25	53.95	161.14	56.12	231.86	50.75	-105.48	6	3.66
20	86.03.02	51.47	157.43	96.12	19.27	64.56	-85.57	4	1.85
21	86.04.01	54.44	161.96	43.92	60.4	56.38	79.42	4	1.58
22	86.05.02	55.07	163.85	7.7	159.98	67.54	-124.37	4	12.70

$\phi$  - azimut

$\beta$  - buzamiento del plano

$\lambda$  - ángulo de deslizamiento (rake)

T - duración de la función de tiempo en segundos

$M_0$  - momento sísmico en newton\*metro\*10<sup>17</sup>

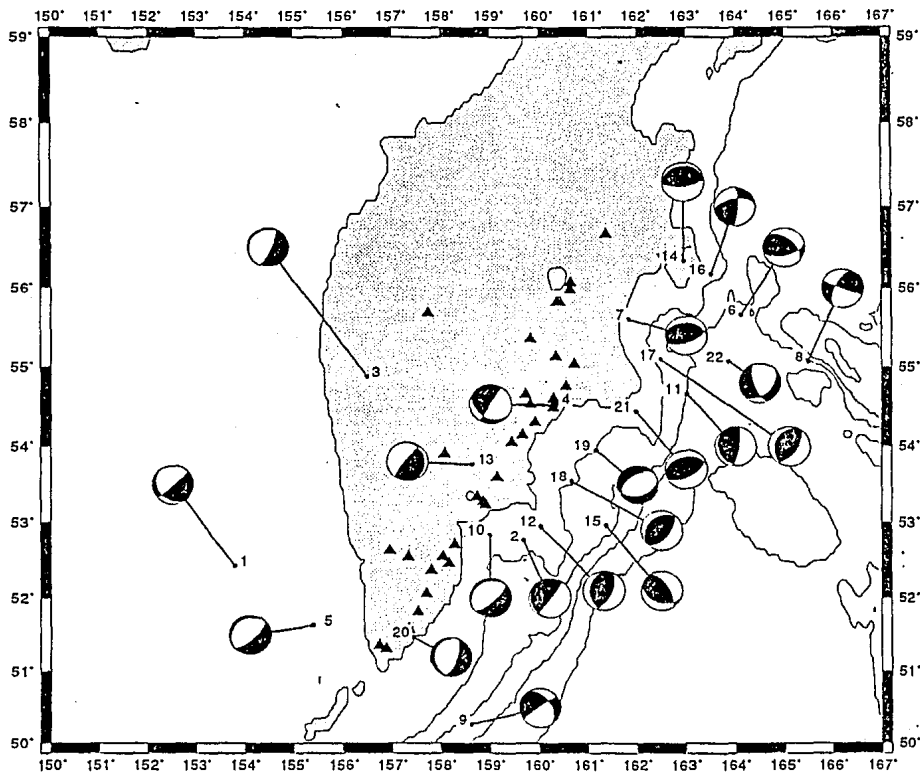


Fig.18 Epicentros de los sismos y los mecanismos focales redeterminados con la modelación de las ondas del volumen. Los números indican el número del evento en la Tabla 1. Los mecanismos están proyectados en un hemisferio inferior donde los cuadrantes negros y blancos representan compresión y dilatación respectivamente.

diciembre de 1979 (No.6 en la Tabla 1) es bueno. A pesar de no tener una cobertura azimutal muy buena de las estaciones sismológicas, los resultados obtenidos presentan un aceptable grado de confiabilidad.

El evento del 31 de mayo de 1982 (No.8 en la Tabla 1) tiene una buena cobertura azimutal de las estaciones sismológicas que permite controlar bien el mecanismo focal. El ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos se puede considerar como buena, aunque en los registros observados de las ondas SH se nota la reverberación a partir de unos 30 s después de la primera llegada de la onda SH. Esta señal posiblemente corresponde a la influencia de la estructura cortical, tomando en cuenta que el evento es bastante somero (14 km de profundidad).

El ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos para el evento del 28 de enero de 1984 (No.18 en la Tabla 1) es bueno. La cobertura azimutal es también buena pues permite controlar bien el mecanismo focal.

El evento del 26 de marzo de 1984 (No.14 en la Tabla 1 y la Figura 18) se localiza en la parte continental de la península Yst-Kamchatsky. El mecanismo focal resultante de la modelación corresponde a un tipo de fallamiento compresivo. Tomando en cuenta, que el sismo se localiza bastante lejos de la trinchera (aproximadamente 200 km) y su profundidad es 21 km, se puede asumir que este sismo también es cortical. La calidad del ajuste entre las formas de las ondas P y SH se puede considerar como buena. El único aspecto que pudiese considerarse como negativo en este caso, se refiere a la falta de cobertura azimutal de las estaciones sismológicas. Sin embargo la estación GUMO que se identifica como nodal ayuda a restringir el mecanismo focal, que permite considerar que los resultados obtenidos presentan un aceptable grado de confiabilidad.

El sismo del 22 de marzo de 1980 (No.7 en la Tabla 1) se localiza en el área de la bahía Kamchatsky (Figura 18) a una profundidad de 76 km. El mecanismo focal suministrado por la inversión corresponde a un fallamiento compresional. La orientación del azimut del mecanismo focal no es común para la zona de subducción de Kamchatka. Probablemente esto está relacionado con el proceso del cambio del ángulo de subducción que se sugiere en el trabajo de Fedotov [1985] y se nota en los perfiles N,O,P,Q (Figura 1 en el Apéndice I). La buena cobertura azimutal de las estaciones sismológicas permite controlar bien el mecanismo focal. El ajuste entre los sismogramas observados y

sintéticos se puede considerar como buena.

El evento del 2 de mayo de 1986 (No.22 en la Tabla 1) sucede dentro de la trinchera de Kamchatka cerca de la unión con la trinchera Aleutiana. El mecanismo focal resultante de la modelación corresponde a un tipo de fallamiento tensional con la profundidad de 7.7 km. La cobertura azimutal de las estaciones sismológicas es muy buena y permite restringir bien los planos nodales del mecanismo focal. El ajuste de las formas de las ondas SH es mejor que de las ondas P. Esto sucede porque a partir de aproximadamente 30 s después de la primera llegada de la onda P se nota una fase muy impulsiva. Posiblemente esta señal corresponde a la influencia de la estructura cortical inclinada de la placa subducida en los eventos someros en las zonas de subducción (Wiens, 1989).

Los eventos 1,3,5,10,13,20 (Figura 18, Figura 19 y en la Tabla 1) se localizan a profundidades mayores de 70 km. Los mecanismos focales de estos eventos son compresionales, con los ejes de compresión orientados a lo largo del buzamiento de la subducción de la placa y los azimutes están orientados perpendicularmente al vector de la convergencia de la placa. Estas características comunes permiten agruparlos.

El evento del 18 de marzo de 1964 (No.1 en la Figura 18 y la Tabla 1) sucede en el área del mar de Okhotsk. El mecanismo focal suministrado por la inversión es compresional a lo largo del buzamiento de la subducción de la placa. Las estaciones sismológicas CMC y BKS permiten restringir muy bien el plano nodal del mecanismo focal. La calidad de los registros utilizados es buena, aun cuando la relación señal-ruido en algunas estaciones es baja. Debido a la gran profundidad del evento (437 km) ha sido necesario modelar aproximadamente 150 s del registro. Sin embargo el ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos se puede considerar como buena.

El epicentro del sismo del 27 de mayo de 1972 (No.3 en la Figura 18 y la Tabla 1) se localiza en la parte occidental de la península de Kamchatka. La buena cobertura de las estaciones sismológicas y en particular la estación GUA, que se identifica como nodal, permite controlar muy bien el mecanismo focal. La calidad de los registros de las ondas P y SH se puede considerar como de regular a buena, ya que la relación señal-ruido es diferente para las estaciones. Debido a la gran profundidad del evento (417 km) ha sido también necesario modelar aproximadamente 150 s del registro. El ajuste entre

los sismogramas observadas y sintéticos se puede considerar como de regular a buena, porque el producto final de la modelación está ligado a la calidad de los sismogramas utilizados en la inversión.

El sismo del 21 de septiembre de 1977 (No.5 en la Figura 18 y la Tabla 1) tiene el epicentro en la zona del mar de Okhotsk. A pesar de que en la inversión se utilizan solamente seis estaciones sismológicas, su cobertura azimutal permite restringir muy bien el mecanismo focal. La calidad de los registros de las ondas P y SH se puede considerar como buena, ya que la relación señal-ruido es relativamente alta excepto el registro de la onda SH de la estación DAV. Se decidió incluir este registro en la inversión para cubrir la falta en la cobertura azimutal. Sin embargo la calidad del ajuste entre las formas de las ondas P y SH puede considerarse como buena.

El epicentro del evento del 14 de noviembre de 1982 (No.10 en la Figura 18 y la Tabla 1) se ubica en el área de bahía de Avachinsky. La buena cobertura azimutal de las estaciones sismológicas permite controlar bien el mecanismo focal. Además la relación señal-ruido es relativamente alta, que permite ajustar bien los sismogramas sintéticos con los observados.

El sismo del 24 de julio de 1983 (No.13 en la Figura 18 y la Tabla 1) ocurrió en la parte oriental de la península de Kamchatka. La buena cobertura azimutal de las estaciones sismológicas permite controlar bien el mecanismo focal. Las estaciones TATO y GAC que están cerca del plano nodal del mecanismo focal permiten restringirlo bien. Además la relación señal-ruido es relativamente baja, que permite ajustar bien las formas de las ondas P y SH de los sismogramas sintéticos con los observados.

El epicentro del evento del 2 de mayo de 1986 (No.20 en la Figura 18 y la Tabla 1) se localiza en la zona costera del parte sur de la península de Kamchatka. Teniendo en cuenta la buena cobertura azimutal de las estaciones sismológicas y la alta relación señal-ruido existente se puede considerar que los resultados obtenidos presentan un buen grado de confiabilidad con buen ajuste de los sismogramas observados y sintéticos.

Los eventos 11,12,17,18,21 (Figura 18 y la Tabla 1) están localizados de 30 km a 50 km de profundidad, y están distribuidos a lo largo de la zona de subducción a una distancia aproximada de la trinchera de Kamchatka de 150-200 km. Los mecanismos focales de todos estos eventos resultantes de la modelación corresponden a un tipo de

fallamiento compresional. Todos estos eventos tienen una cobertura azimutal muy buena con la relación señal-ruido muy alta. Esto permitió ajustar bien los sismogramas sintéticos con los observadas que permite considerar que los resultados obtenidos presentan un alto grado de confiabilidad.

El evento del 27 de julio de 1984 (No.15 en la Figura 18 y la Tabla 1) ocurrió a una distancia de la trinchera de aproximadamente 100 km. El mecanismo focal de este evento es compresional, el azimut de los planos nodales es aproximadamente paralelo al vector de la convergencia de la placa. Este evento contrasta con los otros eventos estudiados cuyos mecanismos focales están relacionados con el proceso de subducción. La buena cobertura azimutal de las estaciones sismológicas y buen ajuste de las formas de las ondas P y SH permite considerar que los resultados obtenidos presentan un buen grado de confiabilidad. Posiblemente, este sismo es cortical (teniendo en cuenta su profundidad de 32 km y su cercanía de la trinchera), originado por una falla conjugada producida por el proceso de subducción.

El epicentro del sismo del 25 de mayo de 1985 (No.19 en la Figura 18 y la Tabla 1) se localiza en el área de la bahía de Kronotsky. El mecanismo focal suministrado por la inversión corresponde a un fallamiento predominantemente tensional, con una pequeña componente de deslizamiento a lo largo del rumbo. La cobertura azimutal de las estaciones sismológicas es buena. La relación señal-ruido es alta para los registros de la onda P. Para los registros de la onda SH la relación señal-ruido varía de bajo a alto. Sin embargo, se puede considerar que la calidad de los registros es buena. La calidad del ajuste entre las formas de las ondas P y SH se puede considerar como buena. La distancia de la trinchera del epicentro es aproximadamente 150-200 km y la profundidad es 56 km. Pero las mismas características de la ubicación relativas a la trinchera de Kamchatka tienen los eventos compresionales 12,18,21 relacionados con la zona del contacto interplaca (Figura 18 y la Tabla 1). Una situación similar ha sido definida en la zona de subducción de Nueva Zelanda (Bannister et al., 1989) donde ocurrió un evento tensional muy cercano a los eventos de interplaca. Bannister y otros [1989] sugieren que estos tipos de eventos tensionales son de intraplaca y están relacionados con la superficie superior de la placa subducida pero no discuten el origen de este fenómeno.

El evento del 26 de septiembre de 1982 (No.9 en la Figura 18 y en la Tabla 1)

ocurrió en la parte del sur de la zona de estudio, a una distancia de la trinchera de aproximadamente 50-100 km. La relación señal-ruido para los registros del período largo es baja, y obligó a combinar los registros del período largo y los registros del período corto para la modelación. La atenuación anelástica a lo largo de la propagación, fue parametrizada utilizando un  $t^* = 0.6$  s para las ondas P del período corto.

La pobre cobertura azimutal no permite restringir bien el mecanismo focal. Lo único que se puede decir es que el mecanismo focal es probablemente tensional. Sin embargo la utilización de los registros del período corto permite definir bien la profundidad del evento que es 31 km.

El epicentro del evento del 24 de diciembre de 1971 (No.2 en la Figura 18 y la Tabla 1) se ubica en el área de la bahía de Avachinskaya. El mecanismo focal determinado por la inversión corresponde a un fallamiento tensional a lo largo del buzamiento de la subducción de la placa del Pacífico. La cobertura azimutal de las estaciones sismológicas es suficientemente buena para restringir bien el mecanismo focal. La calidad de los registros de las ondas P y SH se puede considerar como buena, con una relación señal-ruido bastante alta. Los sismogramas sintéticos ajustan bien los registros observados.

El evento del 23 de agosto de 1975 (No.4 en la Figura 18 y la Tabla 1) sucedió en la zona costera de la bahía de Kronotsky. El mecanismo focal resultante de la modelación corresponde a un tipo de fallamiento tensional. La cobertura azimutal de las estaciones sismológicas es buena. A pesar de que la relación señal-ruido de los registros es relativamente baja, el ajuste de las formas de las ondas P y SH es suficientemente bueno. Esto permite considerar que el grado de confiabilidad de los resultados es bueno.

Los eventos tensionales del 24 de diciembre de 1971 y del 23 de agosto de 1975 se puede relacionar con la presencia de una zona sísmica doble, que se nota mejor en los perfiles E,F,G,H de la distribución de la sismicidad (Figura 1 en el Apéndice 1). Esto sugiere la proyección de los algunos eventos sobre el perfil G.

## **VII. Distribución de los mecanismos focales modelados con la profundidad**

En el perfil G (Figura 1 del Apéndice I) muestra la distribución de los eventos registrados por la red local de Kamchatka donde se observa una zona sísmica doble bien definida. Este efecto se observa, aunque no tan claramente, en los otros perfiles hasta la zona de subducción de los montes marinos de Emperador. La distribución de los sismos indica que el mayor número de ellos es de tipo compresional y ocurren en la parte superior de la zona doble focal. La distancia entre las superficies sismofocales disminuye desde 40 km (en la profundidad de 50 km) hasta 10-15 km (en la profundidad de 180 km).

Los eventos modelados No.1,2,3,4,9,10,12,13,18 y 20 que presenta la Tabla 1 fueron proyectados sobre el perfil G para reconstruir los esfuerzos en la placa subducida (Figura 19). Para profundidades menores de 70 km, se observa que los mecanismos focales de tipo compresional son de carácter interplaca. Los mecanismos focales de los eventos que tienen profundidad mayor de 70 km, como 1,3,5,10,13,20, son compresionales a lo largo del buzamiento de la subducción de la placa, mientras que los eventos 2 y 4 son tensionales a lo largo del buzamiento de la subducción de la placa y se ubican en la parte inferior de la zona sísmica doble. Esta distribución de los esfuerzos es común para las zonas sísmicas dobles y se encuentra en varios lugares donde existen las zonas sísmicas dobles como en las islas Kuriles (Veith, 1977; Stauder and Mualchin, 1976), Japón (Hasegawa et al., 1978; 1979; Suzuki et al, 1983) e islas Aleutianas (Engdahl and Scholtz, 1977; House and Jacob, 1983). Estos resultados muestran claramente la existencia de la zona doble focal en el área de subducción de Kamchatka.

## **IX. Relocalización de los hipocentros**

La ausencia de sismos suficientemente grandes que pudieran servir para la inversión de las ondas de volumen motivaron el relocalizar los hipocentros de todos los eventos reportados con magnitud de  $m_b \leq 5.5$  que están en la zona ( $158^{\circ}$ - $162^{\circ}$ E,  $54^{\circ}$ - $57^{\circ}$ N), utilizando el método JHD (Dewey, 1971). Esto fue necesario para tener una mayor densidad de eventos controlados en esta área que permitieran definir la forma y el carácter de subducción de la placa del Pacífico.



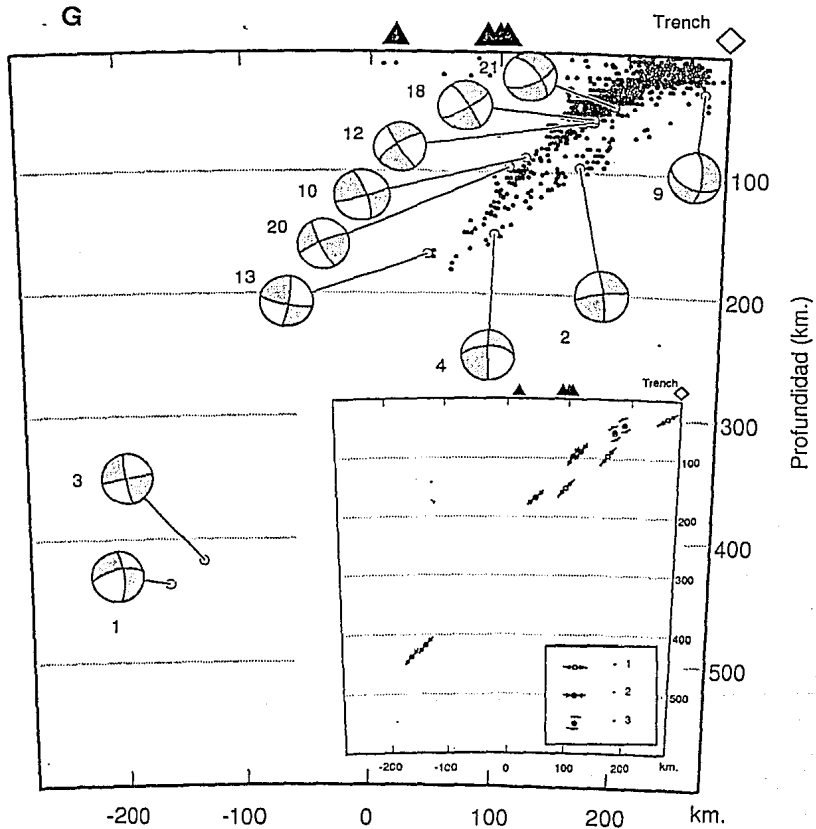


Fig.19 Perfil G en vista lateral de la zona sísmica con la proyección de los mecanismos focales modelados con BWIDC de Nábelek (1984). Los números corresponden a los números de los eventos en la Tabla I. El recuadro representa el tipo de los eventos : 1) tensional 2) compresional 3) interplaca.

## **II.1 Datos utilizados**

Para la relocalización hipocentral se emplearon los datos provenientes de los boletines del ISC y NEIC del USGS contenidos en el disco compacto NEIC-ISC:Associated Phase & Comment Data version 1.0.

Como eventos de calibración se usaron los resultados de la inversión los sismos de Marzo 22, 1980 y Agosto 23, 1975 (No.7 y No.4 respectivamente en la Tabla 1) con las coordenadas epicentrales reportadas por la red local de Kamchatka.

## **II.2 Resultados**

Como ha sido presentado en el trabajo de Fedotov [1985], en la zona ( $158^{\circ}$ - $162^{\circ}$ E, $54^{\circ}$ - $57^{\circ}$ N) se observa un cambio del ángulo de subducción (Figura 9) que también se nota claramente en los perfiles N,O,P,Q (Figura 1 en el Apéndice I). El cambio del ángulo de subducción más notable ocurre en un área de aproximadamente 40 km de ancho. Para analizar más detalladamente este fenómeno, fué necesario seleccionar los eventos cuyos resultados de determinación del epicentro fueron más confiables. Se seleccionaron un total de trece eventos cuyos semiejes mayores de 90% de confiabilidad de determinación epicentral fueron menores que 10 km. Además de la relocalización de los hipocentros, se determinaron los mecanismos focales de estos eventos leyendo la polaridad de las primeras llegadas de las ondas P para relacionar su localización con la placa subducida.

Para la determinación de los mecanismos focales fueron tomados las estaciones con RMS menor de 1 s. Las polaridades de estas estaciones fueron revisadas con los siguientes criterios:

1) Se verificó que la polaridad de las estaciones no estuviese invertida (NEIC Semi-Anual technical report, 1990);

2) Cuando la polaridad de una estación aparece invertida comparandola con la polaridad esperada de los mecanismos focales determinados por HARVARD (ISC-NEIC boletín) o con respecto a la polaridad de la mayor parte de las estaciones en este sector de la esfera focal, se procedió a invertirla.

Los resultados de la relocalización de los eventos con magnitud menor que  $m_b=5.5$  y sus mecanismos focales se presentan en la Figura 20 y Tabla 2 .

**Tabla 2. Eventos redeterminados con JHD**

No.	Fecha	Lat °N	Lon °E	Prof. Km.	$\phi^0$	$\beta^0$	$\lambda^0$	$\alpha^0$	a Km.	b Km.
1	64.11.11	56.49	161.40	79	35	55	-90.	340.1	9.8	6.8
2	67.09.04	54.62	159.25	186	71	80	-84.3	331.5	7.8	6.3
3	77.05.18	55.61	160.84	167	35	77	82.6	338.7	6.6	4.3
4	79.02.14	55.15	158.72	277	227	29	-65.1	342.8	8.6	5.8
5	80.11.13	55.61	161.51	90	150	53	43.8	335.9	5.2	3.6
6	82.02.10	55.81	160.95	168	176	21	108.8	339.6	4.3	3.0
7	82.04.17	55.81	160.99	168	7	90	90.	338.2	4.1	3.0
8	83.04.25	55.74	160.78	195	30	70	90.	343.2	9.0	5.5
9	83.10.01	55.67	161.64	104	45	76	90.	350.7	9.7	8.0
10	84.06.07	54.55	159.53	161	63	85	-125.4	337.8	9.9	6.4
11	84.11.14	55.61	160.90	150	40	81	-90.	335.0	7.6	4.9
12	86.04.23	56.10	160.59	174	37	79	-90.	336.3	9.9	5.3
13	87.04.16	54.87	158.21	316	329	73	-57.	332.1	5.7	3.3

$\phi$  - azimut

$\beta$  - buzamiento del plano

$\lambda$  - ángulo de deslizamiento (rake)

$\alpha$  - azimut de semieje mayor de elipse de 90 % de confiabilidad

a - semieje mayor de elipse de 90 % de confiabilidad

b - semieje menor de elipse de 90 % de confiabilidad

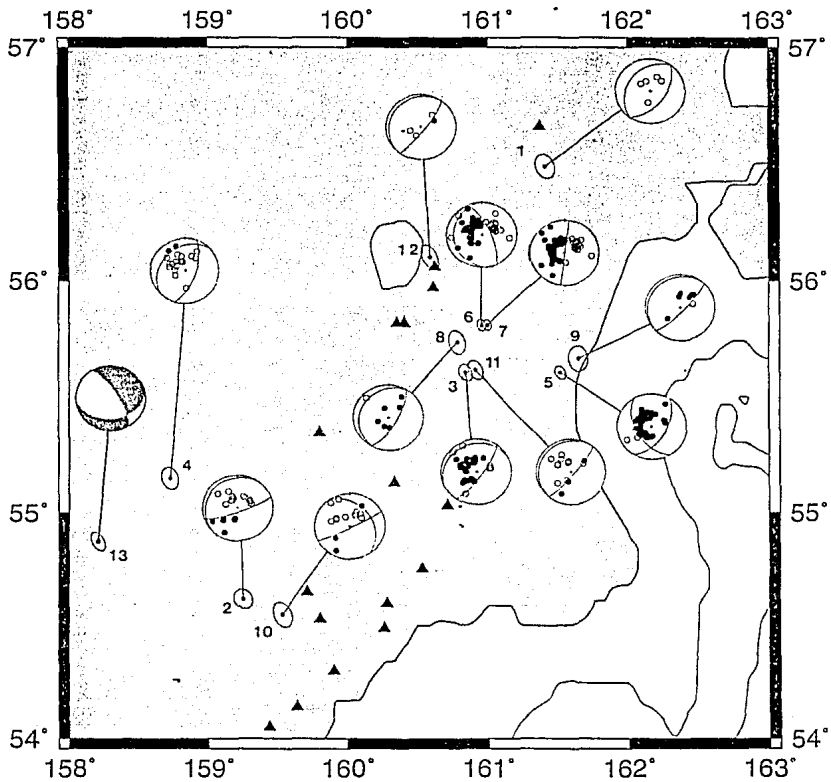


Fig.20 Localizaciones epicentrales de los sismos relocados con JHD. Las elipses definen el intervalo de 90% confianza del epicentro calculado. Los numeros indican el numero del evento en la Tabla 2.

Los mecanismos focales indican que estos eventos están relacionados con el proceso de subducción porque el azimut de los mecanismos focales es aproximadamente perpendicular al vector de convergencia y posiblemente son de carácter intraplaca, tomando en cuenta sus profundidades que son mayores de 70 km.

Los mecanismos focales de los eventos cuyos hipocentros han sido redeterminados utilizando el método JHD (Dewey, 1971) tienen aproximadamente el mismo carácter y orientación que los obtenidos mediante la inversión (Figura 21). El mecanismo focal del evento No.13" en la Figura 20 tiene un azimut muy distinto a los otros mecanismos focales. Sin embargo, los ejes de presión están a lo largo del buzamiento de la placa subducida, como es común para los eventos profundos en la zona de subducción de Kamchatka (Figura 23).

### **IX. Análisis de la relación de los mecanismos focales con el cambio del ángulo de subducción**

Para reconstruir la configuración de la zona de Wadati-Benioff han sido proyectados los puntos que corresponden a las profundidades de 40,60,80,100,140 y 180 km sobre la parte superior de la distribución de la sismicidad en los perfiles a,b,c,d,e,f,g,h y i, que interpretamos como la superficie de la placa en subducción (Figura 3 en el Apéndice I). Basándose en esta proyección, se determinaron las líneas de isoprofundidad de la zona de Wadati-Benioff cerca de la intersección de las trincheras Aleutiana y de Kamchatka. El mapa con las líneas de isoprofundidad, los puntos proyectados y los mecanismos focales determinados con la inversión (Nábelek, 1984) y con las primeras llegadas de las ondas P se presenta en la Figura 22. La proyección de los eventos sobre los perfiles se presentan en la Figura 23.

El cambio más notable del ángulo de inclinación de la zona de Wadati-Benioff ocurre a lo largo de un segmento de aproximadamente 10 a 15 km de ancho, desde la profundidad aproximadamente 100-140 km que se ubica entre los perfiles d y e (Figura 22). El carácter de la zona de transición no está bien identificado. Por esta razón, el segmento entre los perfiles d y e está marcado solamente con línea punteada (Figura 22).

En la zona de transición, el ángulo de subducción varía desde  $70^{\circ}$  hasta  $55^{\circ}$  con un desplazamiento de 20 - 30 km en el plano con rumbo noroeste. Después continúa la

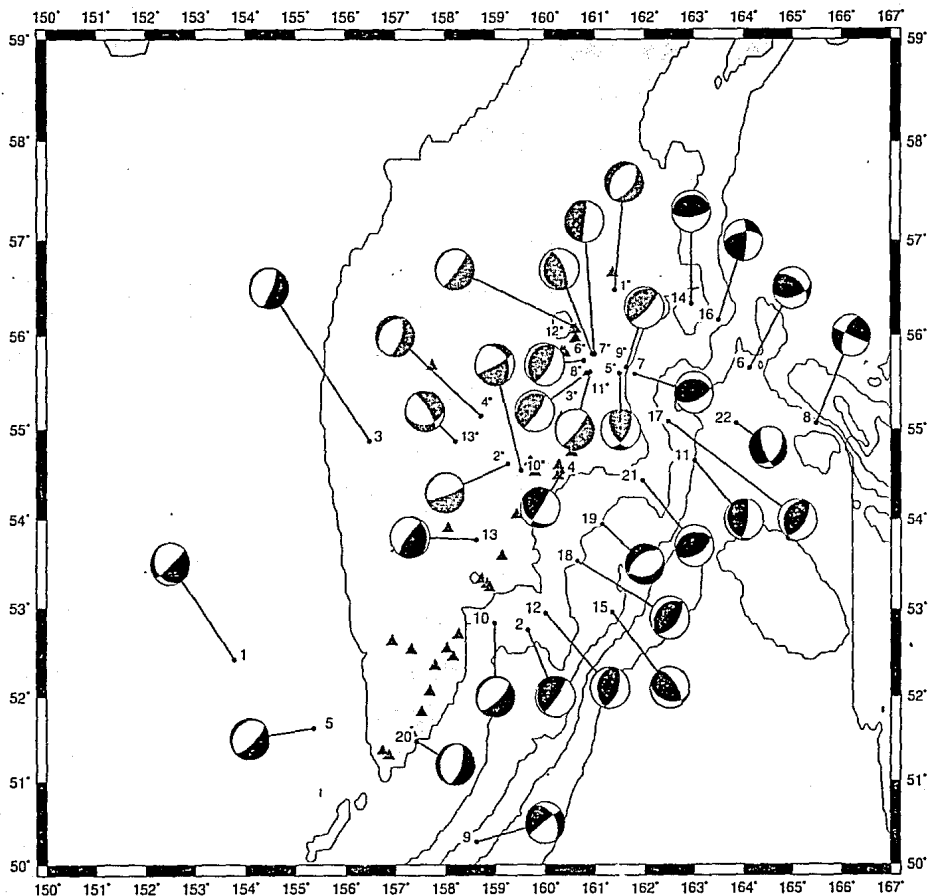


Fig.21 Eventos redeterminados con BWIDC de Nábelek [1984] y JHD de Dewey [1971]. Los numeros indican el numero del evento en las tablas 1 y 2. Las comillas y los mecanismos focales sombreados indican los sismos redeterminados con JHD.

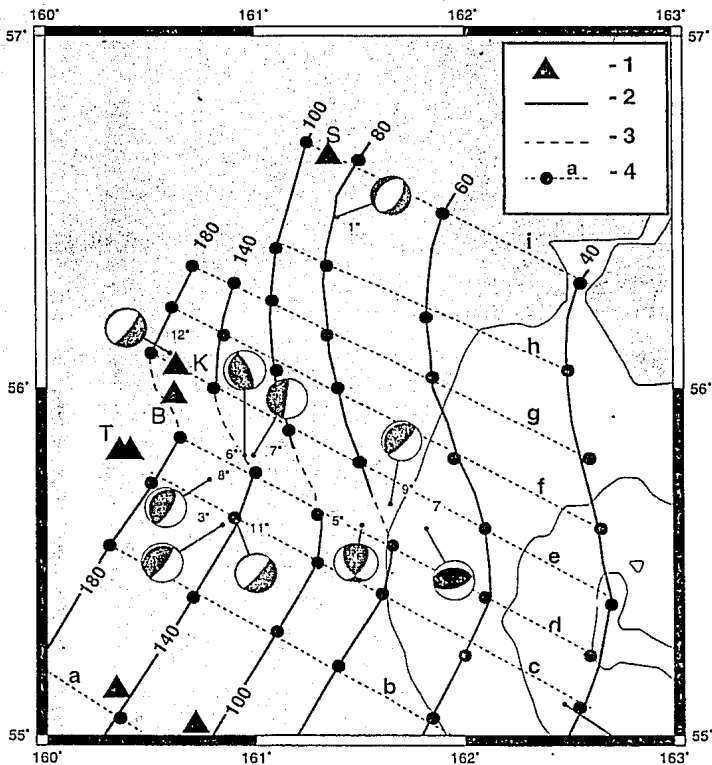


Fig.22 Eventos redeterminados con BWIDC y JHD están alineados a lo largo de la zona de transición, 1) Volcanes; T - Plosky y Ostry Tolbachik, B - Bézymjanny, K - Kluchevskoi, S - Sheveluch; 2) líneas de isoprofundidad; 3) Zona de transición; 4) Puntos de isoprofundidad que están unidos a los perfiles marcados con letra que representa la Fig.3 en el Apéndice I. La numeración de los eventos la misma que en la Fig.21.

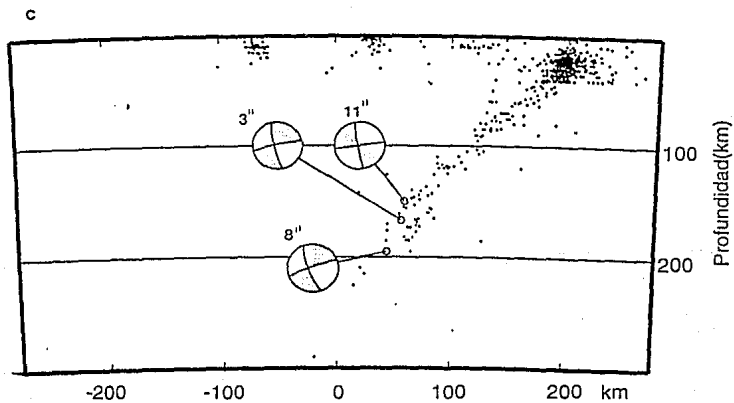
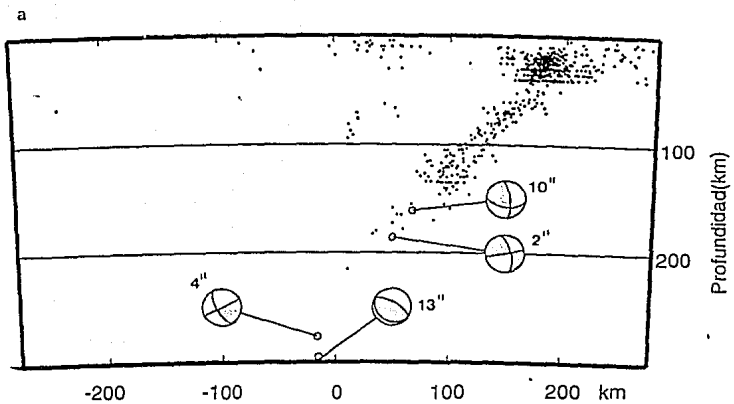
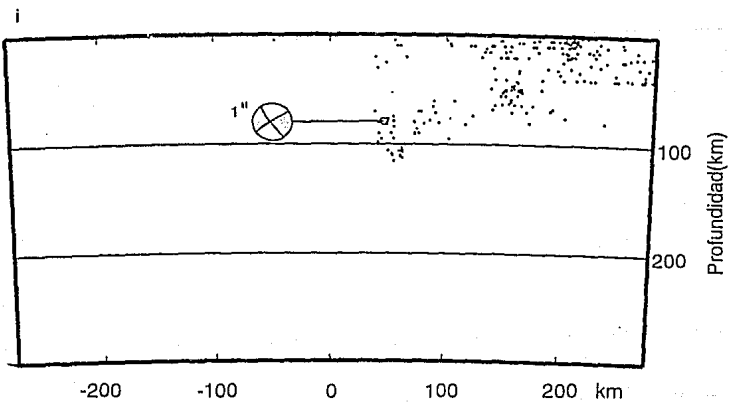
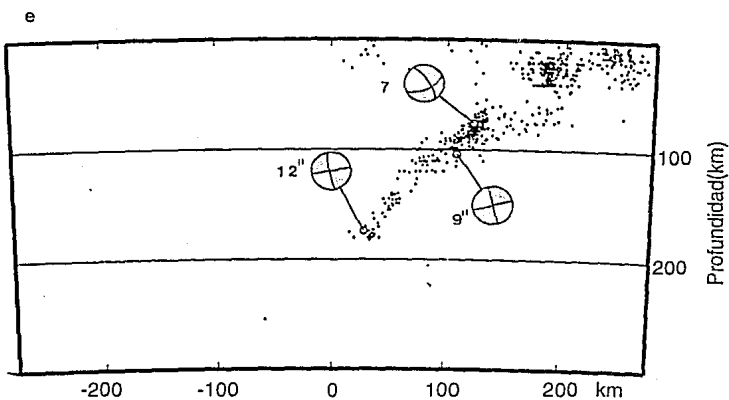
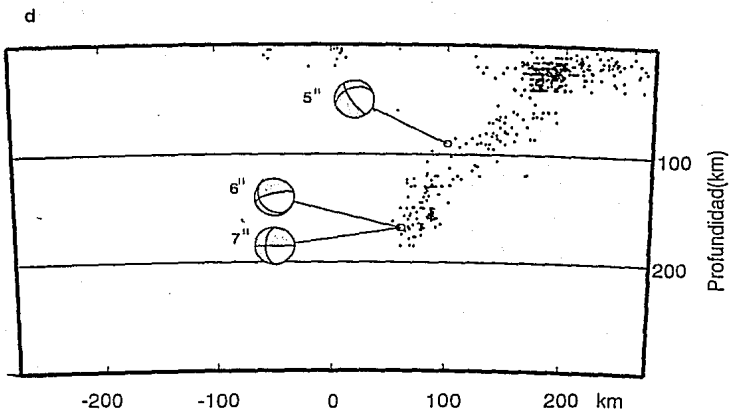


Fig.23 Perfiles en la vista lateral de la zona sismofocal con la proyección de los mecanismos focales.





disminución del ángulo de subducción hasta  $35^{\circ}$  con la disminución de la profundidad máxima de la sismicidad desde 180-200 km hasta 80-100 km.

Los mecanismos focales determinados con la inversión (Nábelek, 1984) y con las primeras llegadas de las ondas P que se localizan en esta área no revelan la presencia de deformaciones bruscas relacionados con el cambio de inclinación de la placa en subducción (Figura 22). Los mecanismos focales de los eventos No.2",4",10",13" (Figura 23) son compresionales a lo largo del ángulo del buzamiento de subducción de la placa que es común para las profundidades mayores de 100 km.

El único evento que posiblemente está relacionado con el proceso de deformación debido al cambio del ángulo de subducción es el de 9 de diciembre de 1979 (No.7 en las Figuras 22,23 y en la Tabla 1) ubicado en el inicio de la zona de transición y cuyo azimut del mecanismo focal es casi paralelo al vector de convergencia de la placa del Pacífico. Sin embargo, tomando en cuenta su profundidad de 76 km y la ubicación relativa a la zona de Wadati-Benioff, existe posibilidad que este evento es de interplaca.

El sismo del 11 de diciembre de 1964 (No.1" en las Figuras 22,23 y en la Tabla 2) es tensional a una profundidad de 79 km y se relaciona con la parte superior de la zona de sismicidad. En este caso el carácter del mecanismo focal de este evento no es común para la zona de subducción de Kamchatka.

El evento del 23 de abril de 1986 (No.12" en las Figuras 22,23 y en la Tabla 2) es compresional a lo largo del buzamiento de la subducción de la placa que para la profundidad de 174 km es típico para la zona de subducción.

Los sismos de 10 de febrero y de 17 de abril de 1982 se localizan cercanos a la zona de transición (No.6" y 7" en las Figuras 22,23 y en la Tabla 2). Esta zona es más complicada para la interpretación por la falta de precisión de la determinación de los hipocentros de los sismos. Tomando en cuenta que ambos eventos son tensionales a lo largo de la subducción de la placa y su profundidad es 161 km (Tabla 2) se puede considerar que posiblemente estos eventos están en la parte inferior de la placa subducida y posiblemente están relacionados con la presencia de una zona sísmica doble.

La posible presencia de una zona sísmica doble también revelan los eventos de 18 de mayo de 1977 y de 14 de diciembre de 1984 ( No.3" y No.11" respectivamente en las Figuras 22,23 y en la Tabla 2). Estos eventos están cerca epicentralmente

(aproximadamente 10 km) entre sí, pero la profundidad del evento No.3" es 167 km (Tabla 2) y la profundidad del evento No.11" es 150 km. Tomando en cuenta los posibles errores en la determinación hipocentral y que el evento No.11" es compresional a lo largo del buzamiento de la subducción de la placa y el No.3" es tensional se puede suponer que el evento No.11" corresponde al plano superior de una zona sísmica doble y el evento No.3" al plano inferior de dicha zona.

El evento del 25 de abril de 1983 (No.8" en las Figuras 22,23 y en la Tabla 2) tiene una profundidad de 195 km. Es tensional a lo largo del buzamiento de la subducción de la placa y esta en la parte inferior de la zona de sismicidad. Este evento también se puede relacionar con la presencia de una posible zona sísmica doble.

El sismo del 13 de diciembre de 1980 (No.5" en las Figuras 22,23 y en la Tabla 2) es compresional y tiene una profundidad de 90 km. Su localización en la zona de Wadati-Benioff permite decir que éste es un evento común para la zona de subducción de Kamchatka.

El mecanismo focal del evento del 1 de octubre de 1983 (No.9" en las Figuras 22,23 y en la Tabla 2) se identifica como tensional a lo largo del buzamiento de la subducción de la placa. La profundidad de 104 km (Figura 23) y su localización epicentral (Figura 22) permite asumir que este evento pertenece a la parte inferior de una posible zona sísmica doble.

## **X. El parámetro térmico, la energía sísmica acumulativa y el parámetro de acoplamiento**

Para determinar las características de la sismicidad y acoplamiento fue recopilado un catálogo de los eventos con magnitud  $M_s \geq 6$ . Para esto, fueron analizados los datos históricos y el catálogo de PDE-NEIC. El catálogo recopilado se muestra en la Tabla 1 del Apéndice III. Hasta el año 1897 el catálogo no tiene gran resolución por la falta de datos instrumentales. Además, no hay suficientes datos al sur de la península de Kamchatka por la ausencia de población en dicha área y en las islas Kuriles.

Los eventos más grandes que ocurrieron desde el año 1900 hasta la fecha son los eventos del año 1923 ( $161^\circ\text{E}, 53^\circ\text{N}$ ) y 1952 ( $161^\circ\text{E}, 52.3^\circ\text{N}$ ), ambos con magnitudes  $M_s=8.5$ . Ambos eventos ocurrieron bastante cerca entre sí, y se reportan con igual

magnitud. Sin embargo, el área de réplicas del evento de 1952 tiene una dimensión de 200 km de ancho por 600 km de longitud a lo largo de la trinchera (Figura 24) mientras que para el de 1923 es de sólo 50 km por 200 km. El tamaño del área de réplicas del evento de 1952 puede significar un evento de  $M_w=9$ .

Kanamori, [1976] analizó el evento de 1952 con base en las características de las ondas superficiales y reportó la magnitud de  $M_w=9$ . Okal [1992] confirmó este resultado. La distribución de las réplicas a lo largo de la trinchera con el tiempo no es homogénea (Figura 24). Este efecto probablemente significa que la liberación del momento sísmico no fue homogénea a lo largo de la zona de ruptura (Yoshida, 1992) y que evento probablemente fue múltiple. En este caso, las magnitudes de los eventos que constituyen el evento de 1952 son menores. Sin embargo este problema tiene que ser estudiado con mayor detalle porque la liberación de la energía sísmica de este evento domina la zona de subducción de Kamchatka.

El cálculo de la energía acumulativa (Kanamori, 1977) para la zona de subducción de Kamchatka que muestra Figura 25 en tres dimensiones está basado en el catálogo de los eventos con magnitudes  $M_s \geq 6$ . Para dicho cálculo, se tomaron eventos con profundidad menor que 70 km para elegir los eventos que ocurrieron en la zona del contacto interplaca. La energía  $W_i$  fue calculada para toda área que está dividida por los segmentos de 15 km de ancho de cada uno, donde  $W_i$  es (Kanamori, 1977):

$$\log W_i = M_w * 1.5 + 11.8$$

La zona de ruptura de los eventos se representa como un elipse (la relación entre las semiejes es 1:2) de distribución homogénea de la energía sísmica. El área  $S$  de este elipse es (Utsu and Seki, 1955; Kanamori, 1977):

$$\log S = M_w - 4.0$$

El segmento con mayor liberación de la energía  $W_i$  está en la parte sur de la zona de subducción, por la influencia del evento de 1985, y disminuye hacia el norte. Los valores mínimos relativos de  $W_i$  en las latitudes de  $52^\circ$  y  $54^\circ$  (Figura 25) podrían estar relacionados con la entrada en la zona de subducción de la dorsal de Shatsky y de los montes marinos de Emperador respectivamente.

La Figura 26 muestra la distribución de la energía  $W_i$ , la velocidad de liberación de la energía  $W'_i$  y  $\log(V/A)$  a lo largo de la trinchera, donde  $V$  es la velocidad relativa

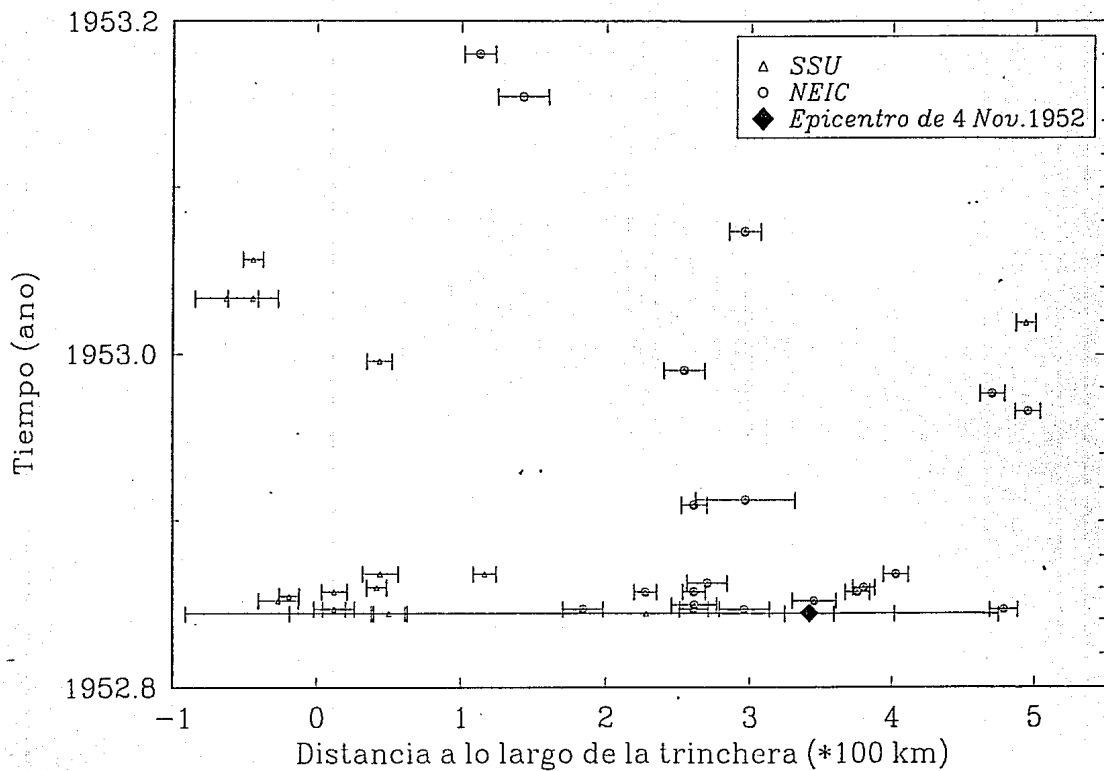


Fig.24 Replicas del evento de 1952. Las barras indican la longitud de la zona de ruptura de cada evento.

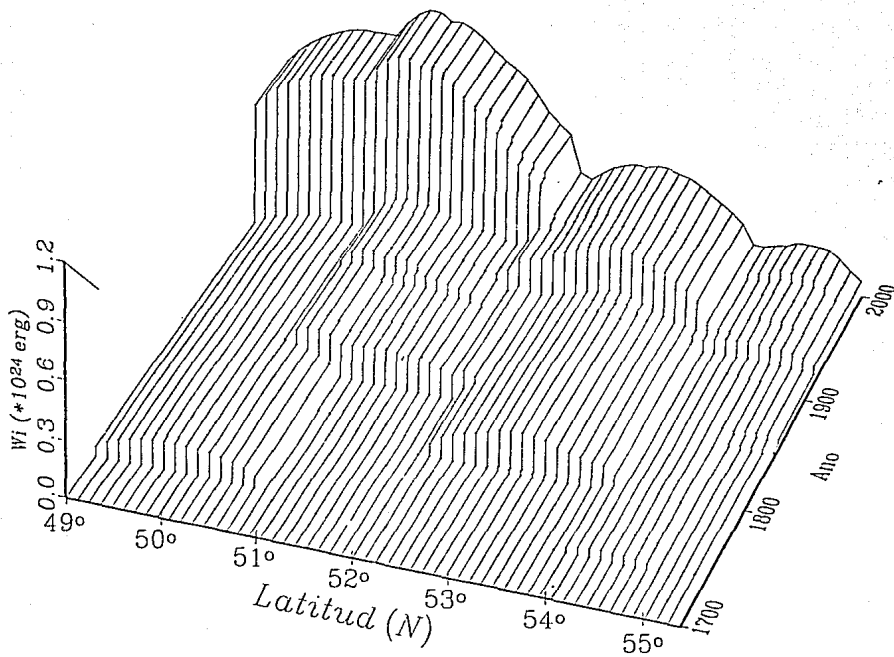


Fig.25 Energía acumulativa  $W_t$  desde año 1700 hasta 1992 a lo largo de la trinchera de Kamchatka. La energía está calculada para los segmentos de 15 km de ancho para toda la zona de subducción.

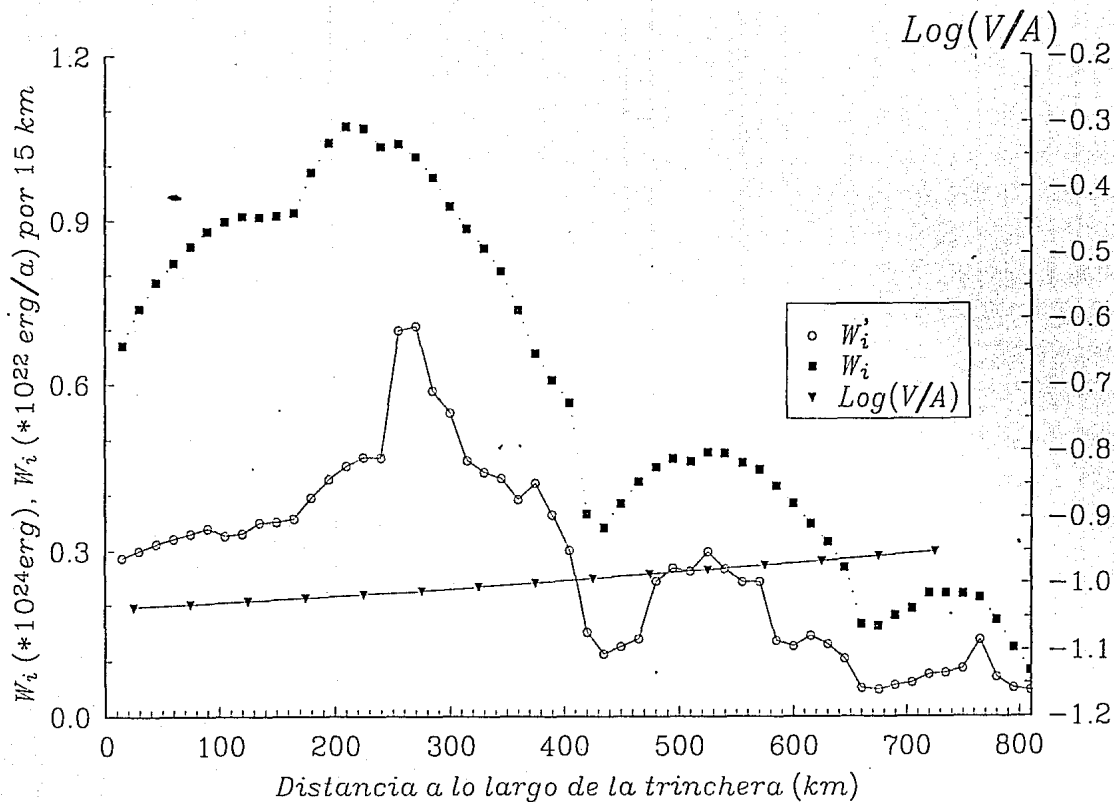


Fig.26 Valores de la energía  $W_i$ , velocidad de liberación de la energía  $W_i'$  y el parámetro de acoplamiento  $\log(V/A)$  a lo largo de la trinchera de Kamchatka, donde  $V$  es la velocidad de subducción y  $A$  es la edad de la placa oceánica.

de subducción entre las placas y  $A$  es la edad de la placa marina (Cande, 1989) que es probablemente proporcional al espesor de los sedimentos pelágicos consolidados arrastrados en subducción. El  $\log(V/A)$  es un parámetro del acoplamiento entre las placas (Kostoglodov, 1988).

La energía  $W_1$  y la velocidad de la liberación de la energía  $W'_1$  están bien correlacionadas entre sí y son máximas hacia el sur y menores hacia el norte de la zona de subducción. Sin embargo, el  $\log(V/A)$  cambia poco a lo largo de la zona de subducción aumentando su valor hacia el norte de la zona.

Para analizar el problema del cambio de la profundidad máxima de la sismicidad en la zona de la entrada de los montes marinos de Emperador se determinó la profundidad máxima de la sismicidad a lo largo de la zona de subducción (Figura 27), y se comparó con la relación que representa la profundidad vs. el parámetro  $VAsin\alpha^o$ , que es el parámetro termal de la placa (Kostoglodov, 1989; Kirby et al, 1991), para la zona de subducción de Kamchatka y la relación determinada para todas las áreas de subducción del mundo y datos observados (Figura 28) (Kostoglodov, 1989), donde  $V$  es la velocidad relativa de subducción entre las placas,  $A$  es la edad del piso oceánico (Cande, 1989) que representa el orden de espesor térmico de la placa y  $\alpha^o$  es el ángulo promedio de la subducción de la placa. La Figura 28 muestra que los valores para las profundidades mayores de 300 km coinciden bien con la curva general determinada por los datos de las zonas de subducción del mundo pero los dos valores de  $VAsin\alpha^o$  para las profundidades menores de 300 km no coinciden. Sin embargo hay que notar que la curva experimental está determinada más confiablemente para éste orden de profundidades porque en este caso la relación entre temperatura y profundidad de los sismos es lineal hasta aproximadamente 300 km, donde ocurre el cambio de fase de olivina-espinel (Kostoglodov, 1989; Geller, 1990; Kirby et al., 1991). Si este modelo funcionara para esta área de subducción, la incertidumbre podría significar un cambio brusco de la edad del piso oceánico  $A$  o de la velocidad relativa de subducción  $V$ ; en este caso se pueden poner dichos valores sobre la curva determinada para todo el mundo. De estas dos posibilidades, el cambio de la velocidad de subducción  $V$  a lo largo de una placa debería de producir una falla o una sistema de las fallas bien determinadas, con



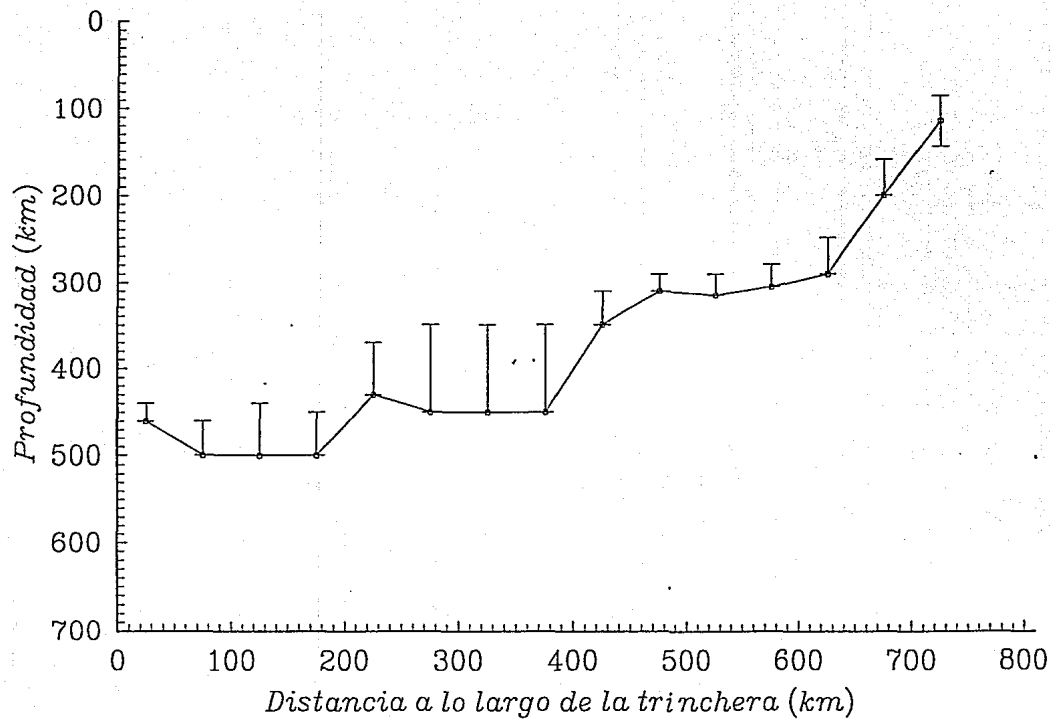


Fig.27 Profundidad máxima de la sismicidad de la zona de subducción de Kamchatka determinada de la Fig.17 y de los perfiles de la Fig.1 en el Apéndice I. Las barras de error indican la incertidumbre de distribución de la sismicidad.

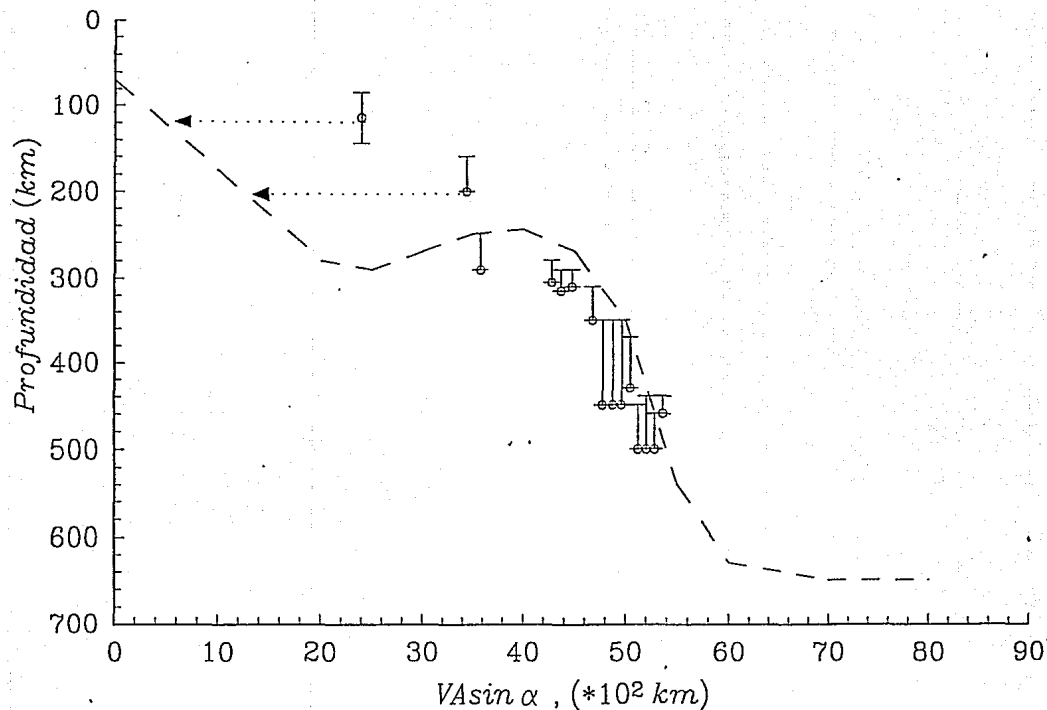


Fig.28 Parámetro térmico máximo de la placa  $V \sin \alpha$  vs. profundidad indica la buena coincidencia de los parámetros calculados para la zona de subducción de la Kamchatka con la curva punteada cual esta determinada para todas las zonas de subducción del mundo por Kostoglodov [1989], donde V es la velocidad de la subducción y  $\alpha$  es el ángulo de subducción de la placa. Las barras indican los errores por la profundidad. Las flechas señalan que para las profundidades menor de 300 km los valores de  $V \sin \alpha$  deben de estar en los lugares correspondientes de la curva general.

ismicidad y mecanismos focales que indiquen fallamientos laterales, lo que no se observa con los datos existentes. El cambio del espesor termoelástico del piso oceánico es más probable y los cálculos para obtener la edad de la placa correspondiente se presentan en la Tabla 3.

Tabla 3.

Profundidad max. (km)	V (cm/a)	A (ma)	A' (ma)	$\alpha^\circ$
115	7.43	67	17	29
200	7.45	68	26	43

Donde A es la edad reportada (Cande, 1989), A' es la edad calculada para que los dos valores de  $V$ Asin  $\alpha^\circ$  , para las profundidades menores de 300 km, coincidieran con la línea experimental. Los resultados indican que para obtener la respuesta deseada la edad del piso oceánico proporcionada al espesor termoelástico debe cambiar fuertemente y ser menor, casi en dos - tres veces.

## **XI. Discusión de resultados**

### **XI.1 Cambio del ángulo de subducción**

Con la base de las investigaciones anteriores y los datos de relocalización hipocentral de los eventos (Figura 21) y las Tablas 1 y 2, se construyeron las líneas de isopropundidad de la zona de Wadati-Benioff (Figura 29). Las líneas de isopropundidad indican que el ángulo de subducción de la placa oceánica es bastante homogéneo ( $55^{\circ}$ ).

El cambio más notable en el ángulo de subducción de la placa del Pacífico ( $55.5^{\circ}\text{E}, 161^{\circ}\text{N}$ ) (Figura 29), que ya fue mencionado, ocurre en una zona de 10-20 km de ancho, donde la placa tiene una edad 68 - 70 m.a. y un espesor de aproximadamente 80 km (Turcotte and Schubert, 1982). El origen de este fenómeno no es claro. La causa de esta diferencia puede ser de origen mecánico donde la contorsión de la placa ubicada en un lugar bastante complejo por su configuración, también se refleja en la configuración de la trinchera de Kamchatka en la unión con la trinchera Aleutiana. En esta zona la trinchera de Kamchatka se acerca a la costa.

Aparte de los datos sismológicos, este cambio del ángulo de subducción se refleja en el carácter del volcanismo en esta área. El análisis químico de las lavas de los volcanes Plosky Tolbachik, Ostry Tolbachik, Bezymjanny, Kluchevskoi y Sheveluch, que están a la misma distancia de la trinchera (Figura 22), indica que los volcanes Plosky Tolbachik y Ostry Tolbachik son de carácter basáltico. Los volcanes Bezymjanny y Sheveluch son de carácter andesítico y el volcán Kluchevskoi es andesítico-basáltico (Vulkani y Geotermi Kamchatki, 1974). Esto probablemente significa que el origen de las magmas del volcán Tolbachik está a profundidades mayores que del volcán Bezymjanny (Kuno, 1966; Nielson and Stoiber, 1973; Miyashiro, 1974). Esta información confirma los resultados de los datos sismológicos que entre los volcanes Ostry Tolbachik y Bezymjanny pasa la zona de transición de diferentes ángulos de subducción de la placa (Figura 22). El cambio de inclinación produce un corrimiento del arco volcánico andesítico hacia el oeste (Figura 22).

Los datos sismológicos no permiten decir definitivamente cual es el carácter de la zona de transición. Existen dos posibilidades: mediante la flexión de la placa o debido a una falla de tijera. El cambio del ángulo de subducción más notable, que sugiere de la distribución de la sismicidad, ocurre desde aproximadamente 140 km de profundidad

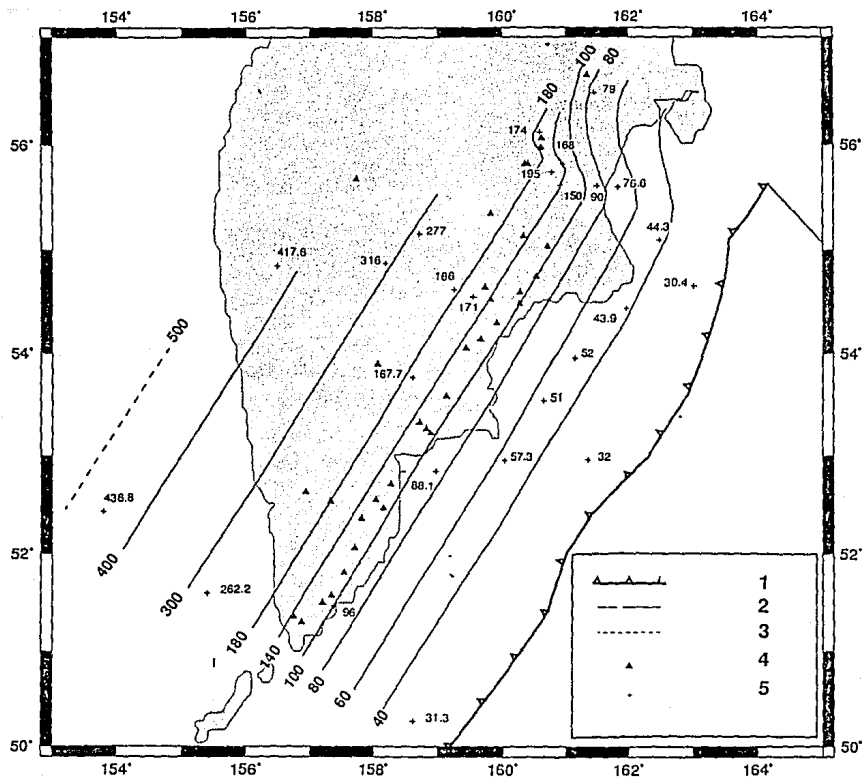


Fig.29 Líneas de isopropfundidad de la zona de Wadati-Benioff del área de subducción de Kamchatka. 1) trinchera, 2) líneas de isopropfundidad, 3) líneas de isopropfundidad presuimidas, 4) volcanes, 5) eventos de etalon con sus profundidades.

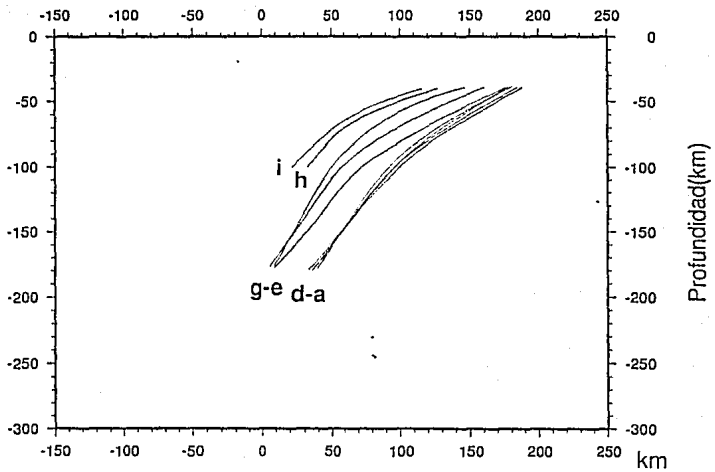


Fig.30 Perfiles mostrados en la Figura 22 en la vista lateral.

(161°E,56°N) (Figura 22). Sin embargo, los mecanismos focales de los eventos localizados en esta zona no revelan la presencia de una deformación relacionada con este proceso. De estos resultados se sugiere que los datos existentes de los mecanismos focales de los sismos localizados en esta área no confirman la presencia de una falla de tijera en la zona de Wadati-Benioff. Esto permite considerar que el cambio del ángulo de subducción de la placa del Pacífico ocurriría gradualmente y estaría asociado a una contorsión sin fallamiento activo. Este fenómeno, que se expresa en un exceso de área de la placa subducida (Figura 30), se podría explicar por la interacción de la subducción de la placa del Pacífico y la presencia de la zona cóncava asociada a la unión de la trinchera de Kamchatka y Aleutiana. Una analogía de este fenómeno es la deformación asociada a una hoja de papel ante la presencia de una esquina, cuando se aplican fuerzas en la dirección de la gravedad a ambos lados de dicha esquina.

## **XI.2 La zona sísmica doble**

Los resultados de la modelación de los eventos y su proyección sobre el perfil G de la distribución de la sismicidad construida con los datos locales de la red local de Kamchatka (Figura 19), indica la existencia de una zona sísmica doble en la zona de subducción de Kamchatka. La zona sísmica doble de Kamchatka se inicia desde aproximadamente 50 km de profundidad y se observa hasta aproximadamente 178 km de profundidad.

Los mecanismos focales indican que en la parte superior de la zona sísmica doble, a una profundidad menor de 70 km, tienen lugar los eventos compresionales del contacto interplaca. A profundidades mayores de 70 km, se identifica la zona doble donde los eventos compresionales están en la parte superior y en la parte inferior los eventos tensionales. La distancia entre las capas varía desde 40 km a una profundidad de 50 km, hasta 10-15 km cuando la placa llega a los 180 km. Para profundidades mayores de 180 km, la zona sísmica doble desaparece y los mecanismos focales son todos compresionales.

Para comparar las características de las zonas sísmicas dobles han sido recopilados los datos que representa la Tabla 4. La comparación de las zonas sísmicas dobles esta limitada por el carácter de los datos representados (locales o telemétricos).

**Tabla 4. Características de las zonas sísmicas dobles**

Región	Profundidad (km)	Separación (km)	Superficie más sísmica	Datos	Referencia
Japón,Hokkaido	80-150	25-30	I	L	Suzuki at al.,1983
Japón,Honshu	70-150	30-40	S	L	Hasegawa at al.,1979
Japón,Kanto	85-155	30		L	Tsumura, 1973
Japón,Tohoku	50 200	30-40 10-20	S	L	Hasegawa at al.,1978a,b
Kuriles,Etorofu	110-170	40		T	Sykes, 1966
Kuriles,Etorofu	60-169	40		L	Fedotov et al., 1971
Kuriles,centro	73-186	26-32		T	Veith, 1974
Aleutianas,Adak	118-190	25	S	L	Engdahl and Scholz, 1977
Marianas	80-120	30-35		T	Samowitz and Forsyth, 1981
Tonga	60-200	30-50		T	Kawakatsu, 1985
Kamchatka	50 180	40 10-15	S	L	Presente trabajo

S - superior  
 I - inferior  
 L - locales  
 T - telemétricos



Los datos telemétricos no permiten representar la configuración de una zona sísmica doble detalladamente. Solamente con datos registrados localmente se puede evaluar en forma precisa la configuración de una zona sísmica doble. Para todas las zonas que representa la Tabla 4, los autores indican que la superficie superior esta definida por los eventos compresionales a lo largo del buzamiento de subducción de la placa oceánica y la inferior por tensionales. Además, una característica común para todas las zonas sísmicas dobles es que la profundidad máxima es menor de los 200 km. Sin embargo, el inicio puede estar entre 50 y 120 km de profundidad. La distancia entre las superficies sismofocales es aproximadamente 30-50 km y la superficie sísmicamente más activa es la superior (Tabla 4). En el caso de Hokkaido (Japón), la superficie sísmicamente más activa es la inferior (Tabla 4). La zona sísmica doble de Kamchatka comparando con las otras zonas es bastante común con sus parámetros y más parecida a la zona sísmica doble de Tohoku (Japón). Los dos tienen la misma tendencia de disminución de la distancia entre las superficies sismofocales con la profundidad. La única diferencia entre estas dos zonas es que la de Tohoku se nota hasta profundidades mayores (200 km de profundidad) que de la Kamchatka (180 km de profundidad).

El origen de distribución de los esfuerzos en una zona sísmica doble fue discutida por Fujita y Kanamori [1981], donde se analizaron cuatro modelos propuestos por varios autores para explicar la distribución de los esfuerzos en las zonas sísmicas dobles. Estos modelos son: cambio de la fase en la placa con el hundimiento (Veith, 1974), desdoblamiento de la placa (Isacks and Barazangi, 1977; Engdahl and Scholtz, 1977), combamiento de la placa (Sleep, 1979; Yoshii, 1979) y calentamiento termal (Yang et al., 1977; Hamaguchi et al., 1977). El problema de los modelos del cambio de fase o desdoblamiento existe en que las zonas dobles sísmicas se extienden hasta los 200 km de profundidad, sin embargo, los esfuerzos predichos por estos modelos indican que la zona doble debería producirse en una zona más limitada (Fujita and Kanamori, 1981; House and Jacob, 1983). La hipótesis del combamiento de la placa bajo su propio peso es difícil de estimar (House and Jacob, 1983). Por esto la hipótesis del esfuerzo termal es más favorable por las siguientes razones (House and Jacob, 1983): (i) El calentamiento adiabático y conductivo en la placa durante su subducción produce los sismos de magnitud moderada con los polaridades adecuados al modelo (Yang et al.,

1977; House and Jacob, 1982; Goto et al., 1985), además la distancia aproximada entre las dos superficies sismofocales es igual a la observada promedio. (ii) El esfuerzo termal se produce continuamente a lo largo de la placa hasta las profundidades suficientemente grandes (Yang et al., 1977; House and Jacob, 1982; Goto et al., 1985).

### **XI.3 Parámetro térmico, la energía sísmica acumulativa y el parámetro de acoplamiento**

La profundidad máxima de la sismicidad en la zona de subducción de Kamchatka explicada por los cálculos del parámetro térmico de la placa VASIN  $\alpha$  sugiere que este modelo sencillo funciona para el área. Los datos indican que el modelo da resultados satisfactorios para todo el área de subducción de Kamchatka. El cambio de la edad de la placa marina y la velocidad de la convergencia se reflejan en la profundidad máxima de sismicidad. La velocidad de convergencia varía de norte a sur en la zona de subducción desde 74.3 mm/a hasta 76.9 mm/a respectivamente. La edad de la placa oceánica también varía de norte a sur en la zona de subducción, desde 68 m.a. hasta 82 m.a. La profundidad máxima de la sismicidad en esta área varía de aproximadamente 500 km en la parte sur hasta 300 km en la parte norte de la zona de subducción. El mismo efecto ha sido obtenido en varias investigaciones de diferentes zonas de subducción (McKenzie, 1969; Molnar et al., 1979; Shiono and Sugi, 1985; Kostoglodov, 1989). La única excepción a este modelo ocurre en el área entre la zona donde subducen los montes marinos de Emperador y la unión de la trinchera de Kamchatka y Aleutiana. Considerando que el modelo funciona, ha sido obtenido mediante los cálculos la edad de la placa oceánica en esta zona, que es un parámetro fundamental para la explicación de la profundidad máxima de sismicidad. La edad del piso oceánico en este modelo es proporcional al espesor termoelástico de la placa. En este caso, resulta que el espesor termoelástico de la placa oceánica en este lugar debe de ser más delgado en 2 - 3 veces con respecto a valor que proporciona a la edad reportada por Cande [1989]. La ausencia de datos directos sobre la espesor termoelástico y la estructura de la placa oceánica no permite explicar el origen del dicho fenómeno.

La influencia de las estructuras anómalas en el proceso de subducción a la sismicidad en las zonas de subducción ha sido descrita por diversos autores (Kelleher y

McCann, 1976; McCann and Habermann, 1989; Kostoglodov y Ponce, 1993). El cálculo de la liberación de energía sísmica  $W_i$  y la velocidad de la liberación de energía sísmica  $W'_i$  indican que sus valores mínimos relativos coinciden con las zonas de subducción de la dorsal Shatsky y los montes marinos del Emperador. Resultados semejantes han sido obtenidos para la zona de subducción de México (Kostoglodov y Ponce, 1993) donde las fracturas en la zona de subducción de México influyen del mismo modo. El valor mínimo de la energía sísmica  $W_i$  y la velocidad de la liberación de energía sísmica  $W'_i$  esta en la zona de unión de la trinchera de Kamchatka y la de la Aleutiana. Sin embargo, el parámetro de acoplamiento aumenta ligeramente en esta dirección. De acuerdo al modelo, mientras mayor es el acoplamiento mayor es la energía  $W_i$ . Si el acoplamiento es homogéneo, la energía debe liberarse también en forma homogénea. Esto puede significar la posibilidad de una futura ocurrencia de un gran sismo o bien la total ausencia de grandes sismos en esta área en el catálogo histórico.

## Conclusiones

Mediante la investigación presente fueron obtenidos los siguientes resultados:

Se definieron las líneas de isopropundidad de la zona de Wadati-Benioff que permiten tener una visión más precisa del proceso de subducción en el área de Kamchatka. En particular, se reporta en forma detallada el cambio del ángulo de subducción ( $55.5^{\circ}\text{E}, 161^{\circ}\text{N}$ ) y su caracter. El cambio del ángulo de subducción de la placa subducida aparentemente es gradual.

Algunos trabajos anteriores sugieren la posible presencia de la zona sísmica doble y la representación general de los esfuerzos promedios en la placa (Fedotov et al., 1985; Zobin, 1990). En el presente trabajo por primera vez fue determinada claramente la estructura de la zona sísmica doble que existe en el área de subducción de Kamchatka y se observa mejor de  $51^{\circ}\text{N}$  a  $54^{\circ}\text{N}$ . La zona doble se inicia desde los 50 km de profundidad y se observa hasta 180 km de profundidad. La distancia entre las capas sísmofocales de la zona doble focal es 40 km (a 50 km de profundidad) y 10-15 km (a 180 km de profundidad).

Los mecanismos focales obtenidos mediante la modelación de las ondas de volumen que están en la parte inferior de la zona sísmica doble son tensionales. En la

parte superior los mecanismos son compresionales. Esta configuración es similar a la zona sísmica doble de Tahoku (Japón).

El valor de acoplamiento en la zona de subducción  $\log(V/A)$  aumenta de norte a sur en la zona.

La entrada de la dorsal de Shatsky y de los montes marinos de Emperador afecta aparentemente al carácter de la sismicidad de la zona de subducción de Kamchatka. En estas áreas disminuye la liberación de energía sísmica total  $W_i$  y la velocidad de la liberación de energía sísmica total  $W'_i$ .

El cambio de la profundidad máxima de sismicidad en el área de subducción de Kamchatka disminuye de norte a sur, lo cual aparentemente es producto de la influencia doble de la disminución de la edad del piso oceánico y de la velocidad relativa de convergencia entre las placas Norteamérica y Pacífico.

Es conveniente continuar el estudio de esta área para resolver el problema del origen del cambio del ángulo de subducción.

## BIBLIOGRAFIA

- Aptekman Z.J., Zakharova A.I., Zobin V.M., Levshin A.L., Malinovskaya L.N., Matvenko Y.D., Starovoit O.E., Chepkunas L.S., Shteinberg V.V., Ochagi silnih kamchatskih zemliatresenii, IZVESTIYA AN SSSR, 1, p.37-56, Moskva, 1971
- Baranov B.V., Lobkovskii L.I., Melkofokusnaya seismichnost v tilu Kurilskoi ostrovnoi dugi y ee sviaz s zonomi Zavaritskogo - Benioffa. Docl. AN SSSR, 225 - 1, p.67-71, 1980
- Baranov B.V., Vikulin A.V., Lobkovskii L.I., Shallow - Focus Seismicity in the Rear of the Kuril-Kamchatka Island Arc and Its Relation to the largest Earthquakes in the subduction Zone, VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY, 6, Moscow, 1989
- Balesta S.T., Gontovaya L.I., The Seismic Model of the Earth's Crust in the Asiatic-Pacific Transition Zone, VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY, 4, Moscow, 1985
- Bannister S.C., Perin B.J., Webb T.H., Normal faulting through subducted oceanic crust: the 19 July 1985 earthquake of Hawke's Bay, New Zealand, Tectonophysics, V.162, p.303-313, 1989
- Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N., Paleotectonic Reconstruction of the Aleutian Arc - Kamchatka Convergence Zone, Geotectonics, V.25, No.3, p.244-256, 1991.
- Cande S.C., LaBrelguc J.L., Larson R.L., Pitman III W.C., Golovchenko X., Haxby W.F., Magnetic Lineation of the World's Ocean Basins (map), Am. Assoc. Petrol. Geol., 1989
- Comte D., Suárez G., An Inverted Double Seismic Zone in Chile and its Relation to Phase Changes in the Slab Beneath the Volcanic Arc, submitted to Science, 1993
- Dewey J.W., Seismicity studies with the method of joint hypocenter determination, Ph.D. dissert., Berkeley, University of California, p.164, 1971
- Dickinson W.R., Plate Tectonic evolution of North Pacific Rim, in Geodynamics of the Western Pacific, Edited by Uyeda S., Murphy R.W., Kabayashi K., Center for Academic Publication Japan, 1979
- Engdahl E.R., Scholtz C.H., A double benioff zone beneath the central Aleutians: an unbending of the lithosphere, Geoph.Res.Letters, V.4, No.10, p.473-476, 1977
- Fedotov S.A., Gusev A.A., Shumilina L.S., Chernyshova G.V., The Sismofocal Zone of Kamchatka, p.91-107, VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY, 4, Moscow, 1985

- Fedotov S.A., Chernyshev S.D., Chernysheva G.V., Vikulin A.V., Determination of the boundaries of earthquake sources with  $M > 7 \frac{3}{4}$ , peculiarities of seismic cycle and long - term seismic prediction for the Kurile - Kamchatka arc, p.52-67, VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY, 6, Moscow, 1980
- Fedotov S.A., The absorption of transverse seismic waves in the upper mantle and energy classification of near earthquakes of immediate focal depth., Izv. Akad. Nauk SSSR, 6, p.509-520, Moscow, 1963
- Fedotov S.A., Energeticheskaya klassifikatsiya Kurilo - Kamchatskih zemliatresenii i problema magnitud, p.166, NAUKA, Moskva, 1972
- Fedotov S.A., Sobolev G.A., Boldyrev S.A., Gusev A.A., Kondratenko A.M., Potapova O.V., Slavina L.B., Pheophylactov V.D., Khromov A.A., Shirokov V.A., Long and short - term earthquake prediction in Kamchatka. Tectonophysics, 37, p.305 - 321, 1977
- Fedotov S.A., Tokarev P.I., Godzikovskaya A.A., Zobin V.M., Detalnie dannie o seismichnosti Kamchatki i Komandorskih ostrovov (1965-1968). Seismichnost y seismicheskii prognoz, svoistva verhnei mantii i ih svyaz s vulkanizmom na Kamchatke, p.35-45, NAUKA, Novosibirsk, 1974
- Fedotov S.A., Tokarev P.I., Kondratenko A.M., Pheophylactov V.D., Seismichnost Kamchatki y oblasti sochlineniya Kurilo - Kamchatskoi y Aleutskoi dug v 1969 - 1972 gg. Vulkanizm ostrovnih dug, p.7-13, NAUKA, Moskva, 1977
- Fujita K., Kanamori H., Double seismic zones and stresses of intermediate depth earthquakes, Geophys. J. R. astr. Soc., V.66, p.131-156, 1981
- Geller R.J., Metastable phases confirmed, Nature, V.347, p.620-621, 1990
- Geologicheskoe stroenie SSSR, 2, p.535, NEDRA, Moskva, 1968
- Geologicheskoe stroenie SSSR, 3, p.640, NEDRA, Moskva, 1968
- Geology of Pacific mobile BELT and Pacific ocean, 1, p.248, NEDRA, Moscow, 1978
- Geology of Pacific mobile BELT and Pacific ocean, 2, p.248, NEDRA, Moscow, 1978
- Geology of the USSR: A Plate - Tectonic Synthesis, Geodynamics Series Volume 21, Benjamin M. Page editor, AGU, Washington, D.C., 1990
- Goto K., Hamaguchi H., Suzuki Z., Earthquake generating stresses in a descending slab, Tectonophysics, V.112, p.111-128, 1985

- Grange F., Hatzfeld D., Cunningham P., Molnar P., Roecker S.W., Suárez G., Rodrigues A., Ocola L., Tectonic implications of the microearthquake seismicity and fault plane solutions in southern Peru, *J.G.R.*, V.89, No. B7, p.6139-6152, July 10, 1984.
- Halturin V.I., Sootnoshenia mezhdu magnitudnimi opredeleniyami ozhidaemiy y nabludennykh, Magnituda y energeticheskaya klassifikatsiya zemliatreseanii, V.1, V.2, IFZ, 1974
- Hasegawa A., Umino N., and Takagi A., Double-planed structure of the deep seismic zone in the northeastern Japan arc, *Tectonophysics*, V.47, p.43-58, 1978
- Hasegawa A., Umino N., and Takagi A., Double-planed deep seismic zone and upper-mantle structure in the northeastern Japan arc, *Geophys.J.R.astr.Soc.*, V.54, p.281-296, 1978
- Hasegawa A., Umino N., and Takagi A., and Suzuki Z., Double-planed deep seismic zone and anomalous structure in the upper mantle beneath northeastern Honshu (Japan), V.57, p.1-6, 1979
- House L.S., Jacob K.H., Earthquakes, plate subduction, and stress reversals in the eastern Aleutian arc, *J.G.R.*, V.88, No.B11, p.9347-9373, 1983
- House L.S., Jacob K.H., Thermal stresses in subducting lithosphere: consequences for double seismic zones, *Nature*, V.295, p.587-589, 1982
- Isezaki N., Miki H., A compilation of magnetic data in the northwestern Pacific and in the north Philippine sea, in *Geodynamics of the Western Pacific*, Edited by Uyeda S., Murphy R.W., Kobayashi K., p.403-407, 1978
- Isacks B.L., Barazangi M., Geometry of Benioff zones: Lateral segmentation and down-wards bending of the subducted lithosphere, in island arcs, deep sea trenches, and back-arc island arcs, deep sea trenches, and back-arc basins, Maurice Ewing Ser., V.1, edited by M.Talwani and W.C. Pitman III, p.99-114, AGU, Washington, D.C., 1977
- Kawakatsu H., Double seismic zone in Tonga, *Nature*, V.316, p.53-55, 1985
- Kanamori H., Re-examination of the Earth's Free Oscillations Excited by the Kamchatka Earthquake of November 4, 1952, *Phys.Earth Planet. Inter.* 11, p.216-226, 1976
- Kanamori H., The energy release in great earthquake, *J.G.R.*, V.82, p.2981-2987, 1977
- Kelleher J., McCann W., Buoyant zones, great earthquakes, and unstable boundaries of subduction, *J.G.R.*, V.81, p.4885-4896, 1976
- Kirby S.H., Durham W.B., Stern L.A., Mantle Phases Changes and Deep-Earthquake Faulting in Subducting Lithosphere, *Science*, V.252, p.216-225, 1991

- Kostoglodov V.V., Maksimalnaya glubina zemliatresenii y fazovie prevrasheniya v litosfere pogruzheyusheisia v mantiyu, Physics and interior structure of the earth, NAUKA, Moscow, 1989
- Kostoglodov V.V., Ponce L., Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle American Trench, J.G.R., 1993 (acceptado)
- Kuno H., Lateral variation of basalts magma type across continental margins and island arcs, Bull. Volcanol. Ser. II, V.29, p.195-222, 1966
- Langston C.A., Helmberger D.V., A procedure for modeling shallow dislocation sources, Geophys. J.R. Astron. Soc., V.42, p.117-130, 1975
- Mavritskiy B.F. , Termalnie vodi skladchatih y platformennih oblastei SSSR, p.242, NAUKA, Moskva, 1971
- McKenzie D.P. Speculations on the consequence and cause of plate motions, Geophys. J.Roy.Astron.Soc., V.18,N 1, p.1-32, 1969
- McCann W.R., Habermann R.E., Morphologic and geologic effects of the subduction of bathymetric highs, PAGEOF, V.129, p.41-69, 1989
- Molnar P., Freedman D., Shih J.S. Length of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere, Geophys. J. Roy. Astron. Soc., V.56, p.41-54, 1979
- Miyashiro A., Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins, Amer. J. Sci. A., V.274, p.321-355, 1974
- Nábelek J.L., Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves (Ph.D. thesis), Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, p.361, 1984.
- NEIC Semi-Annual Technical Report, V.2, No.1, Open File Report 90-267.
- Nielson D.E., Stoiber R.E., Relationship of potassium content in andesitic lavas and depth to the seismic zone, J.G.R., V.78, No.29, p.6887-6892, 1973
- Okal E.A., Use of the Mantle Magnitude  $M_m$  for the Reassessment of the Moment of Historical Earthquakes, PAGEOPH, V.139, No.1, p.17-57, 1992
- Samowitz I.R., Forsyth D.W., Double seismic zone beneath the Mariana Island Arc, J.G.R., V.86, No.B8, p.7013-7021, 1981
- Scholtz H.C., The mechanics of earthquakes and faulting, Cambridge University Press, pp.439, 1990



- Selivestrov N.I., Structure of the Junction Zone of the Kurile - Kamchatka and Aleutian Island Arcs According to Data from Continuous Seismic Profiling, p.53-67, VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY, 2, Moscow 1983
- Shimazaki, K., and T. Nakata, Time-predictable recurrence model for large earthquakes. Geophys. Res. Lett. 7, p.279-282, 1980
- Shiono K., Sugi N., Life of an oceanic plate: Cooling time and assimilation time, Tectonophysics, 1985, V.112, p.35-50.
- Sleep N.H., The double seismic zone in down going slabs, and the viscosity of the mesosphere, J.G.R., V.84, p.4565-4571, 1979
- Spence W., Slab Pull and the Seismotectonics of Subducting Lithosphere, Reviews of Geophysics, V.25, No.1, 1987
- Stauder W., and Mualchin L., Fault motion in the large earthquakes of the Kurile-Kamchatka arc and of the Kurile-Hokkaido corner, J.G.R., V.81, p.297-308, 1976
- Suzuki S., Sasatani T., and Motoya Y., double seismic zone beneath the middle of Hokkaido, Japan, in the southwestern side of the Kurile arc, V.96, p.59-76, 1983
- Turcotte D.L., Schubert G., Geodynamics, John Wiley & Sons, Inc., 1982
- Utsu T., Seki A., A relation between the area of after-shock region and the energy of main shock, Zisin, J.Seismol.Soc.Japan, V.7, p.233-40, 1955
- Veith K.F., The relationship of island arc seismicity to plate tectonics, unpublished PhD thesis, Southern Methodist University, pp.162, 1974
- Veith K.F., The nature of the dual zone of seismicity in the Kuriles arc, Trans. Am. geophys. Un., No.58, p.1232, 1977
- Vulkani y Geotermi Kamchatki, Petropavlovsk-Kamchatsky, p.224, 1974
- Watts A.B., An Analysis of Isostasy in the World's Oceans 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain, J.G.R., V.83, No.B12, p.5989-6005, 1978
- Wiens D.A., Bathymetric effects on body waveform from shallow subduction zone earthquakes and application to seismic processes in the Kurile trench, J.G.R., V.94, No.B3, p.2955-2972, 1989
- Yang M., Toksöz M.N., Smith A.T., Thermo-elastic analysis of the stresses in a subduction region, abstract, Eos Trans. AGU, V.58, p.1233-1234, 1977

- Yoshida S., Waveform inversion for rupture process using a non-flat seafloor model: application to 1986 Andreanof Islands and 1985 Chile earthquakes, *Tectonophysics*, V.211, p.45-59, 1992
- Yoshii T., A detailed cross-section of the deep seismic zone beneath northeastern Honshu, Japan, *Tectonophysics*, V.55, p.349-360, 1979
- Zobin V.M., Fedotov S.A., Gordeev E.I., Guseva E.M., Mityakin V.P., Large Earthquakes in Kamchatka and Commander Islands in 1962 - 1986, *VOLCANOLOGY AND SEISMOLOGY*, 1, Moscow, 1988
- Zobin V.M., Gordeev V.I., Ivanova E.I., Mitiakin V.P., Kamchatskoe zemliatresenie 28 dekabria 1984 g., *Zemliatresenia v SSSR v 1984 g.* p.134-144, NAUKA, Moskva, 1987
- Zobin V.M., Earthquake focal mechanism and seismotectonic deformation in the Kamchatka-Commander region, *Journal of Geodynamics*, V.12, p.1-19, 1990

# Apéndice I

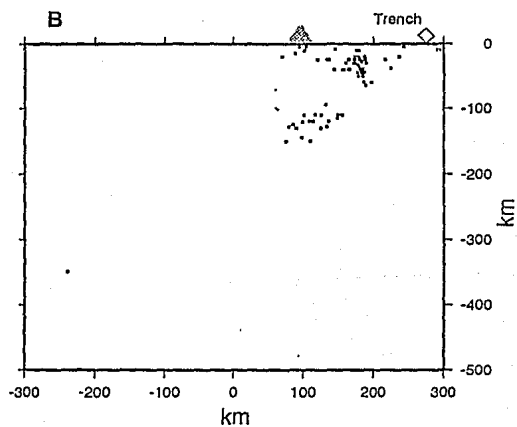
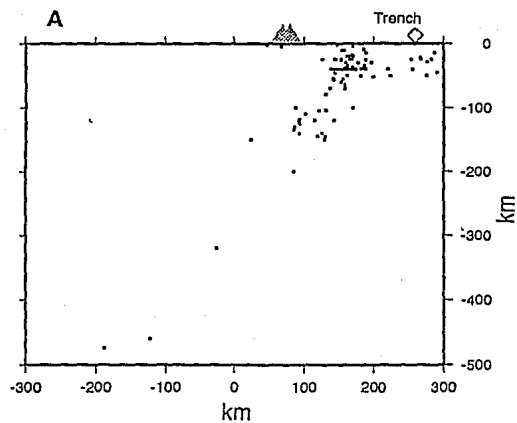
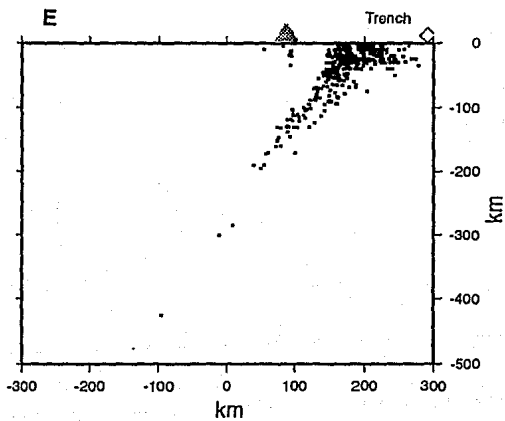
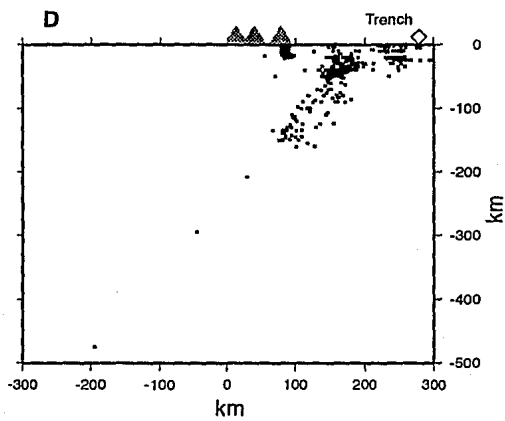
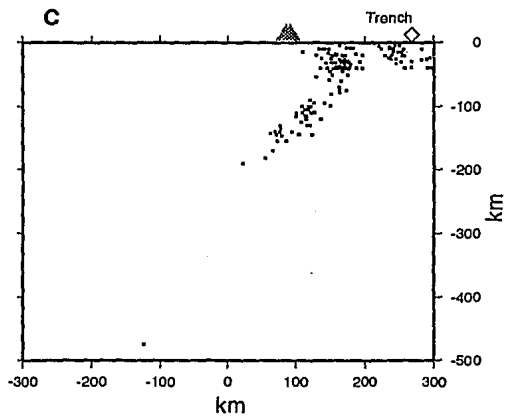
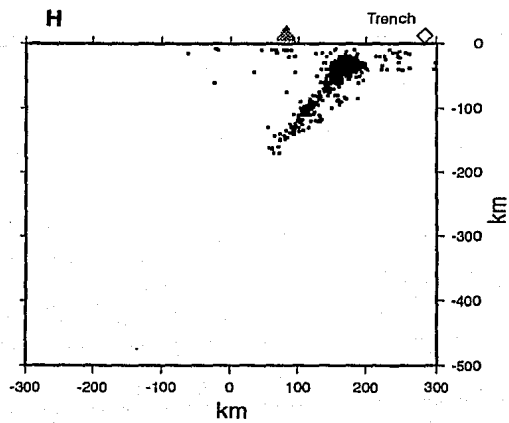
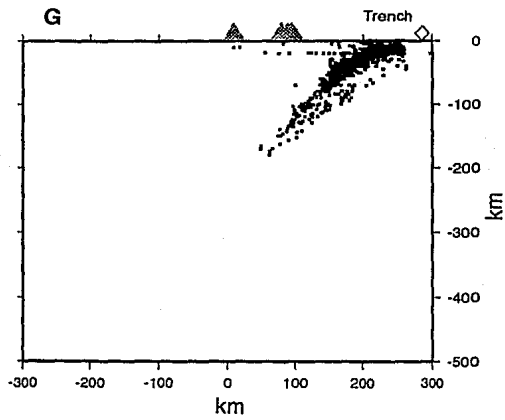
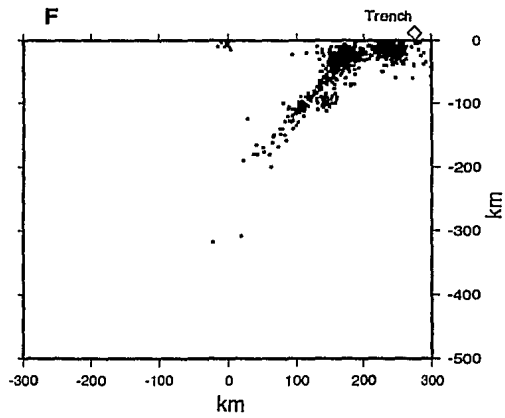
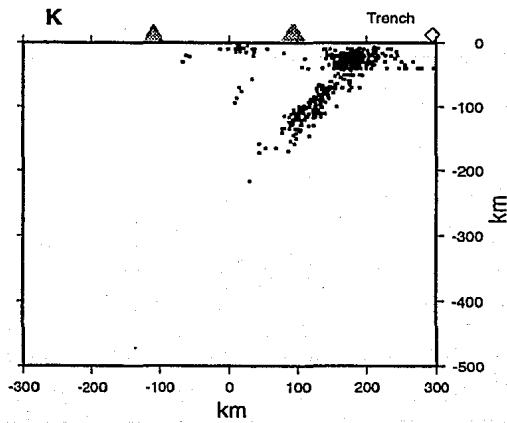
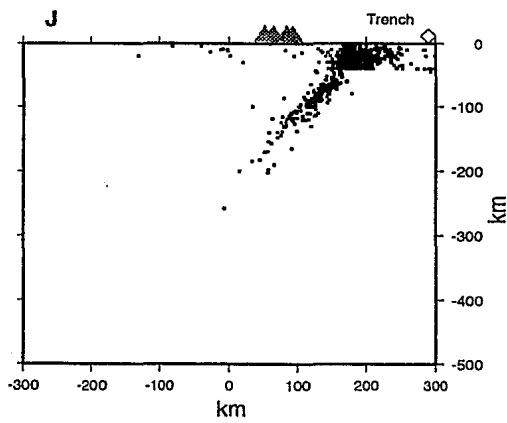
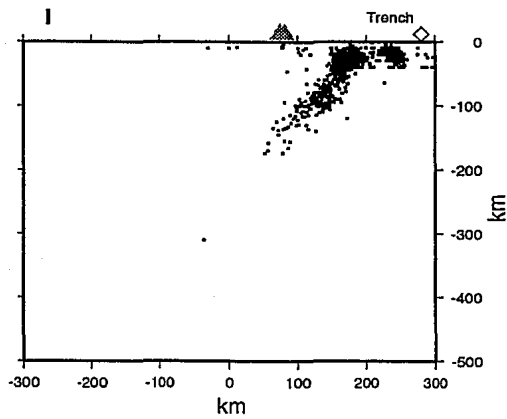
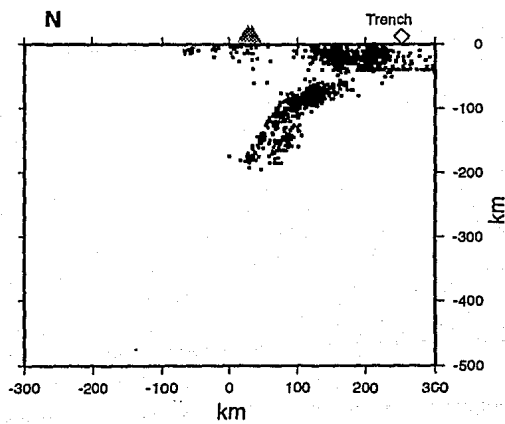
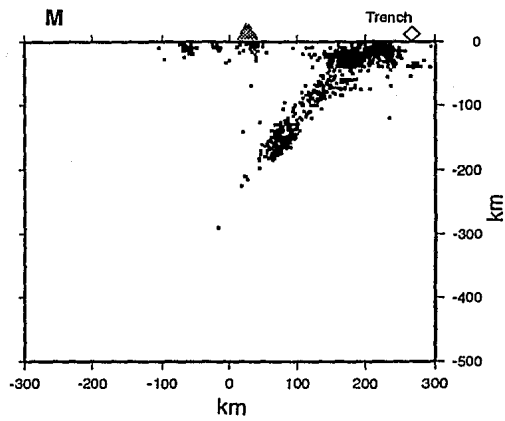
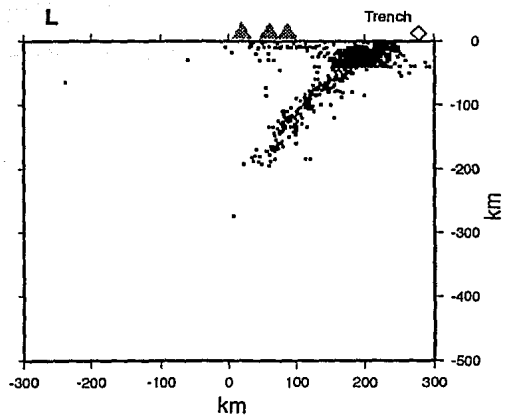


Fig.1 Perfiles en vista lateral de la zona sismofocal de Kamchatka. El ancho de cada perfil es 40 km. Los sismos se muestran como puntos, los volcanes como triángulos sombreados y el diamante es la posición de la trinchera.

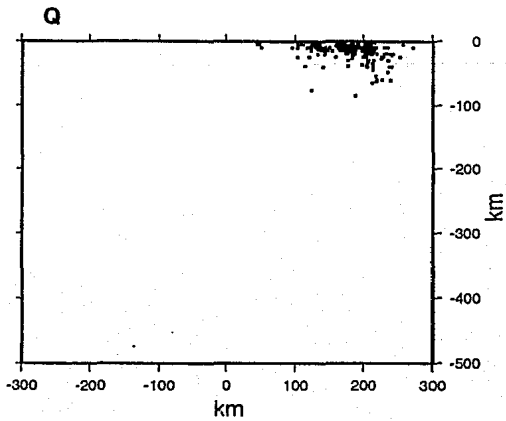
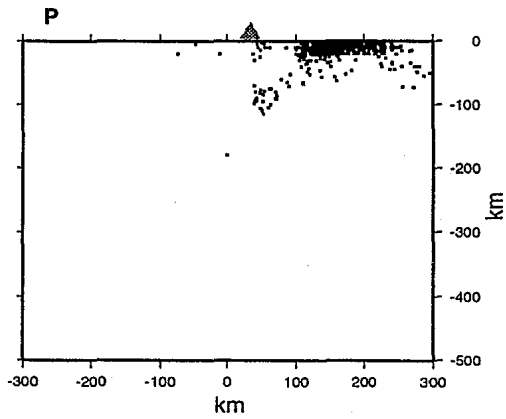
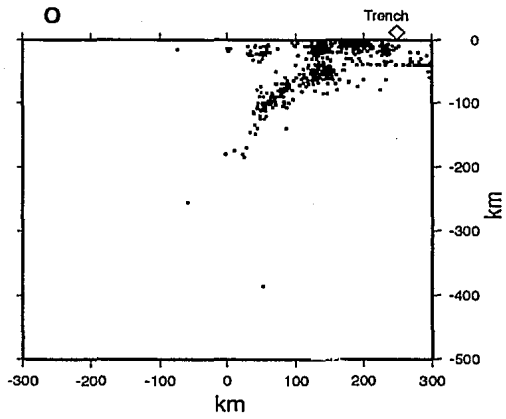


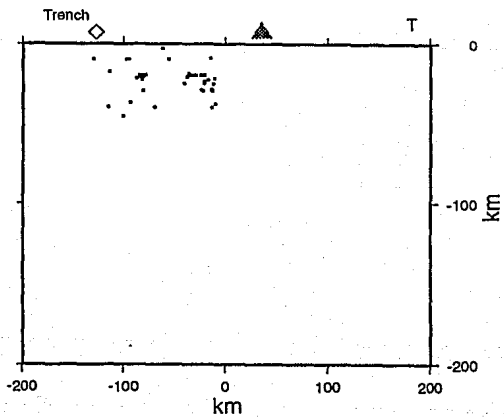
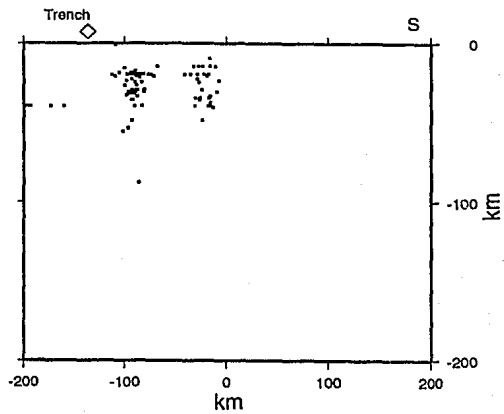
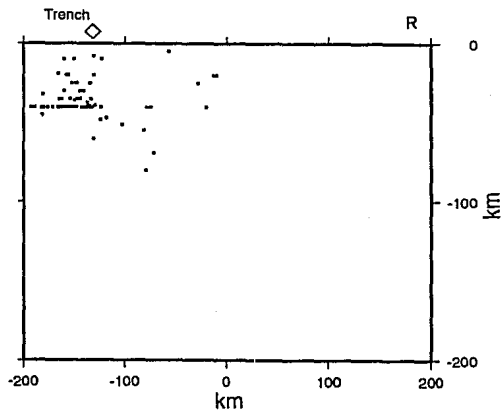


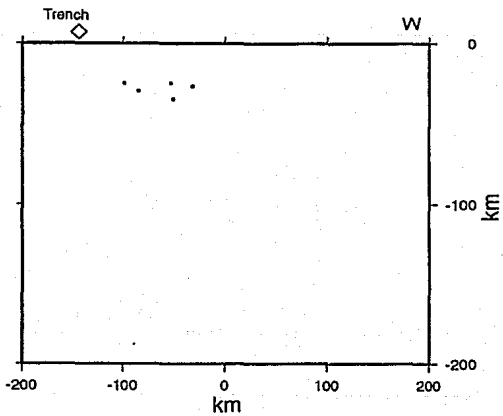
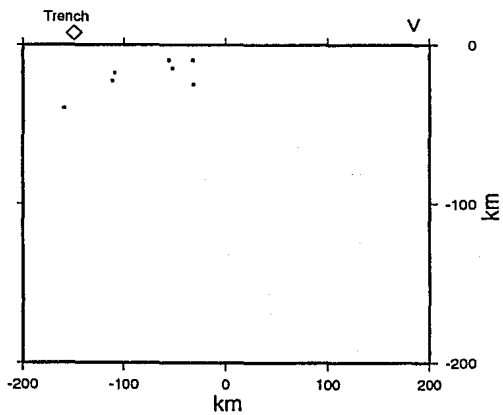
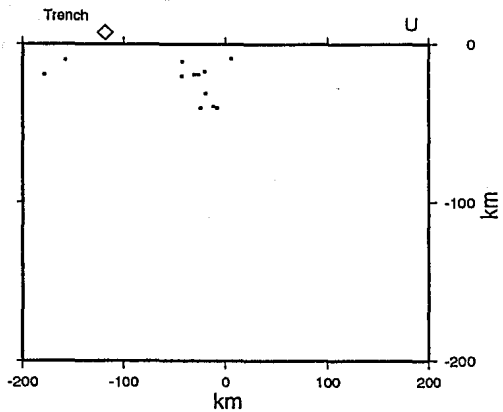












ESTA TESIS NO DEBE  
SALIR DE LA BIBLIOTECA

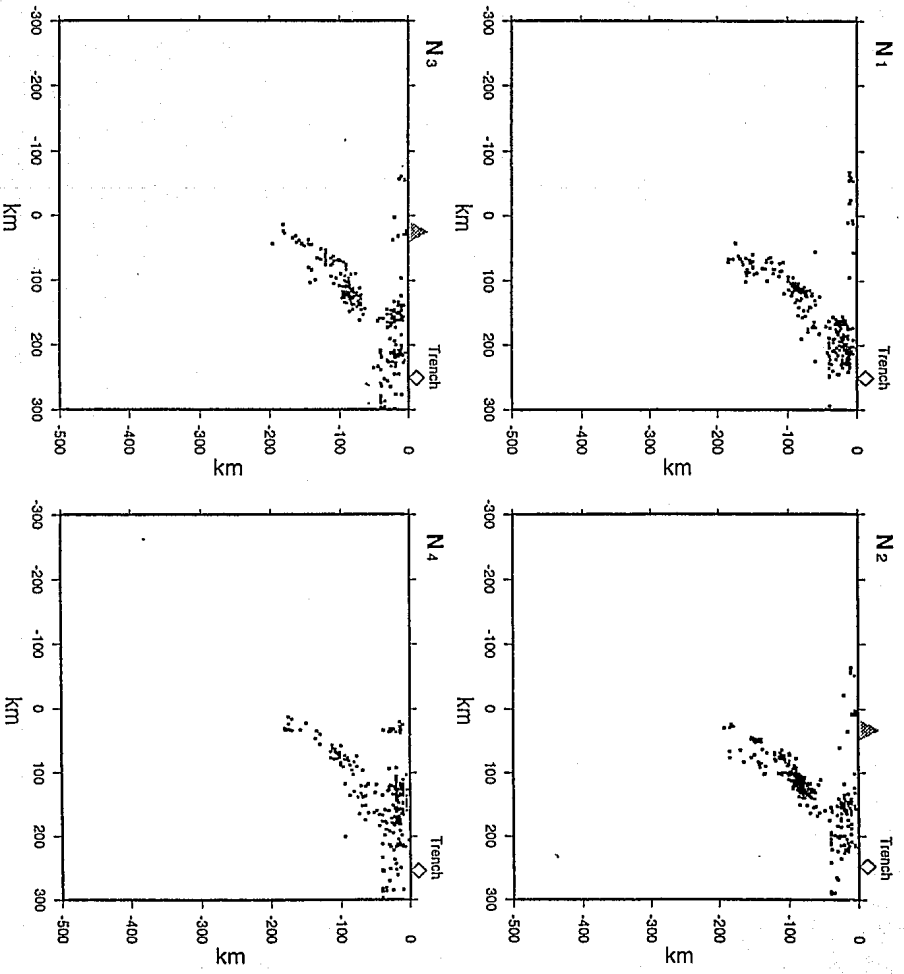


Fig.2 Perfiles en vista lateral de la zona simofocal de Kamchatka. El ancho de cada perfil es 10 km.

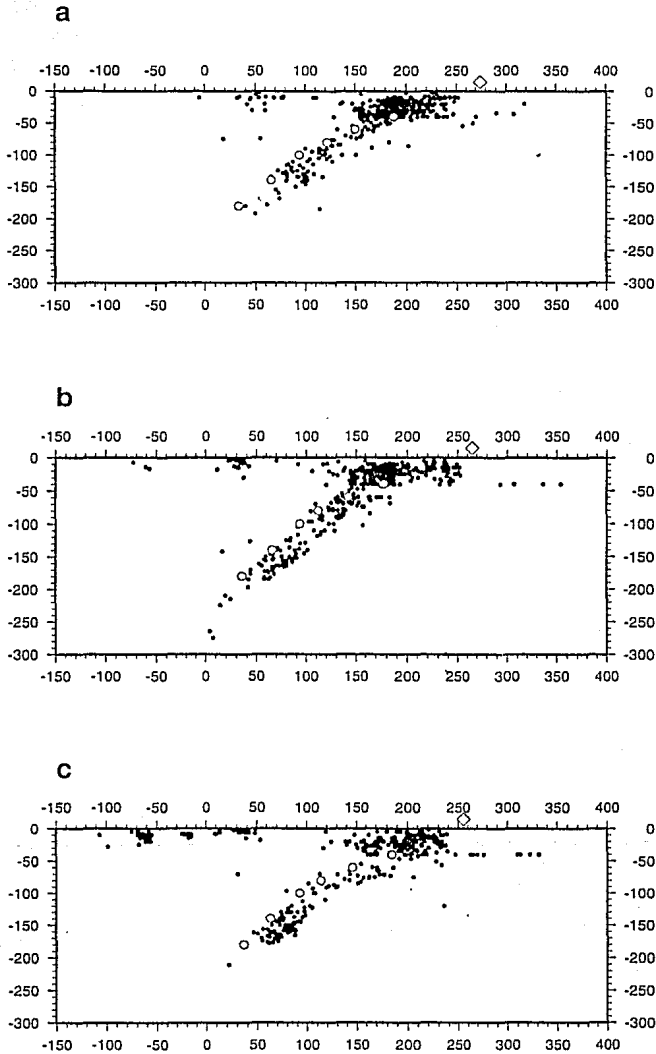
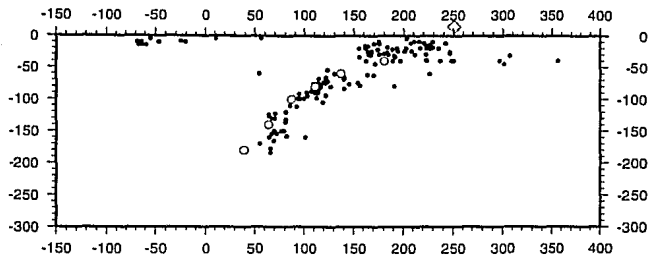
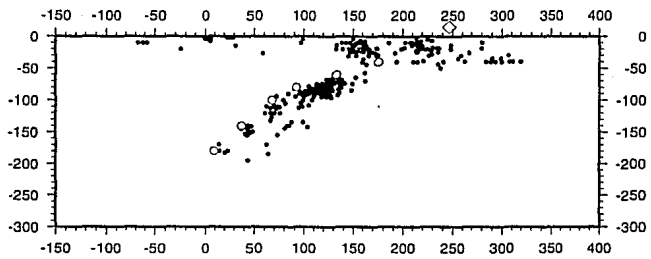


Fig.3 Perfiles de sismicidad mostrados en la Figura 22. Los círculos negros son los sismos seleccionados del catálogo de la red local y los círculos blancos son una estimación de la profundidad de la placa del Pacífico a profundidades de 180,140,100,80,60,40 km.

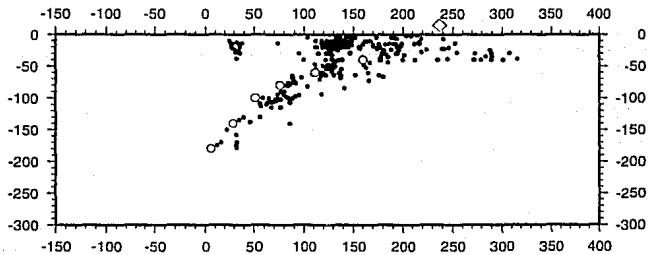
**d**



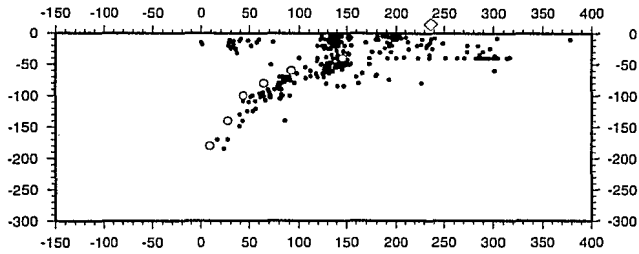
**e**



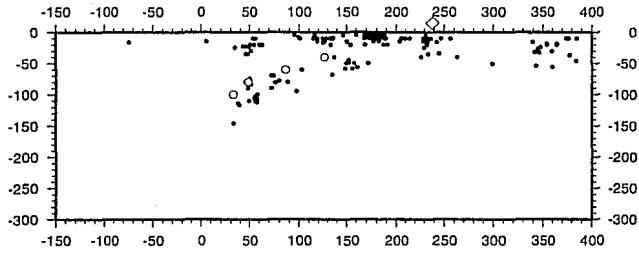
**f**



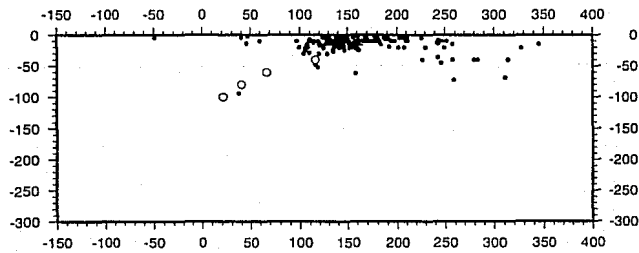
**g**



**h**



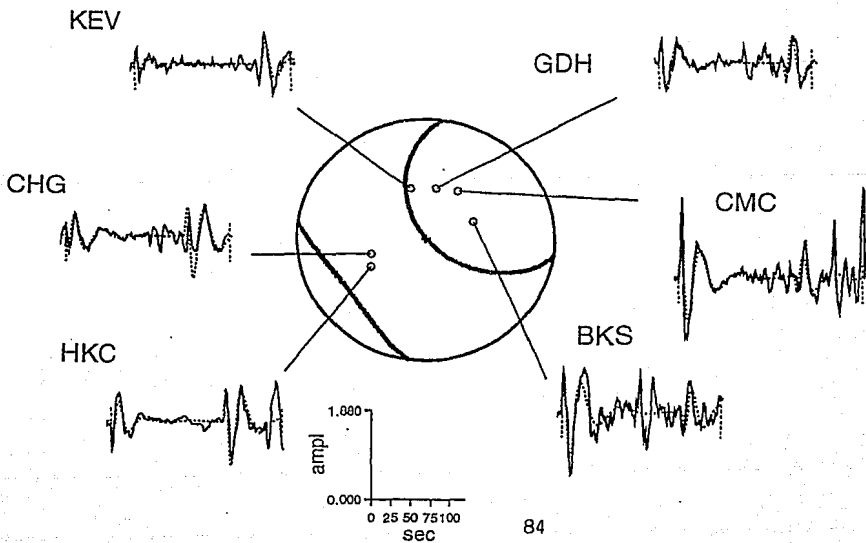
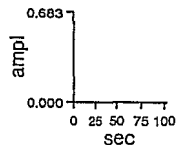
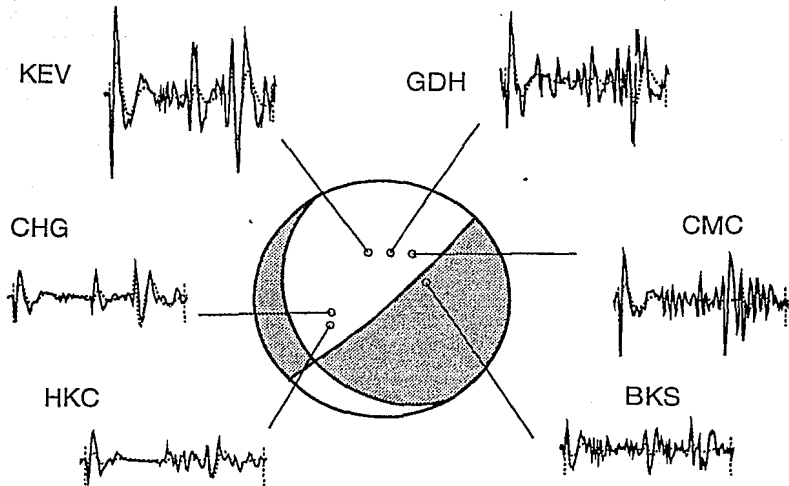
**i**



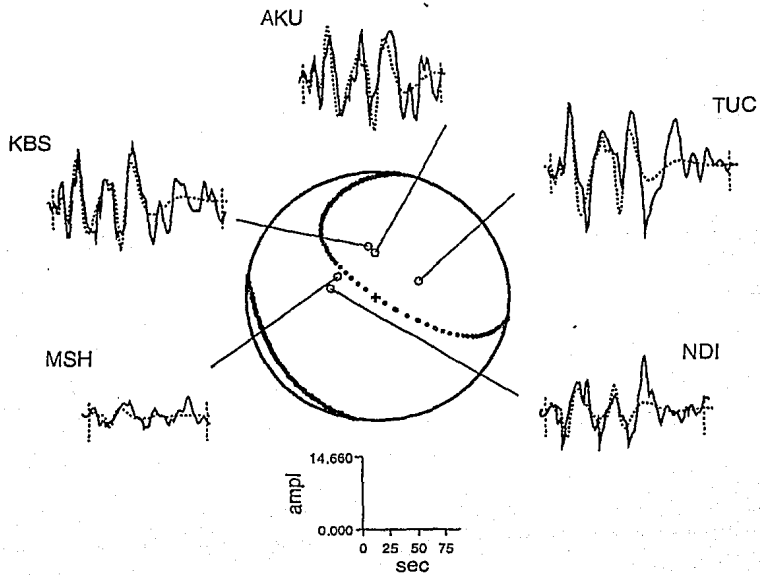
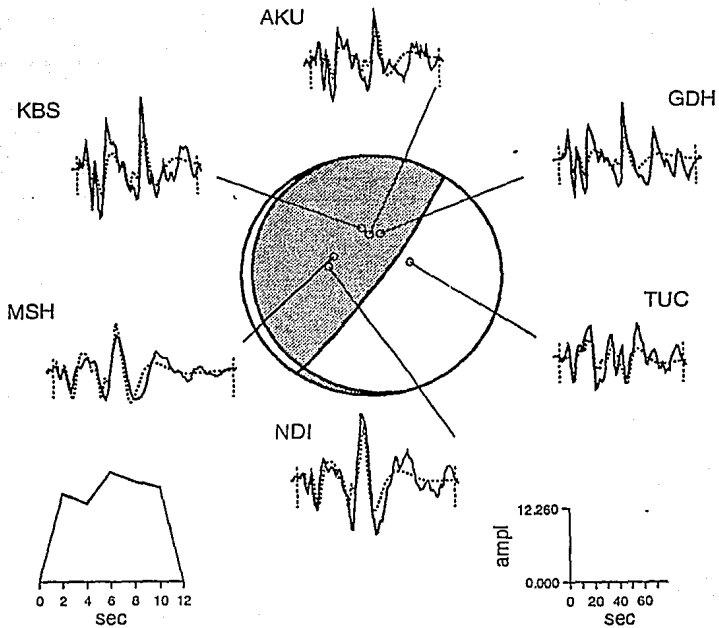
## Apéndice II



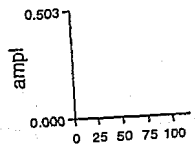
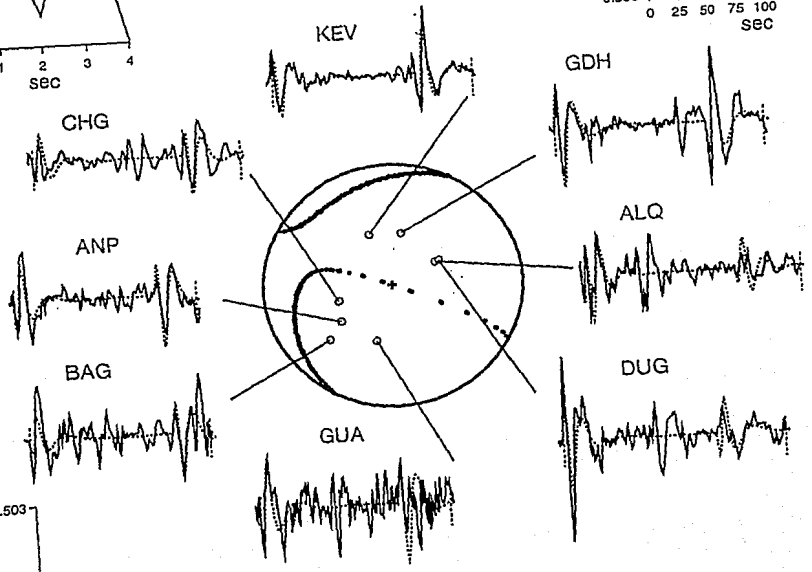
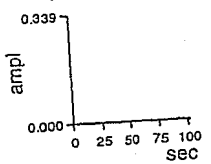
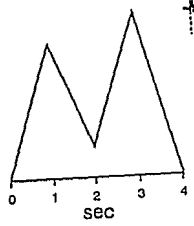
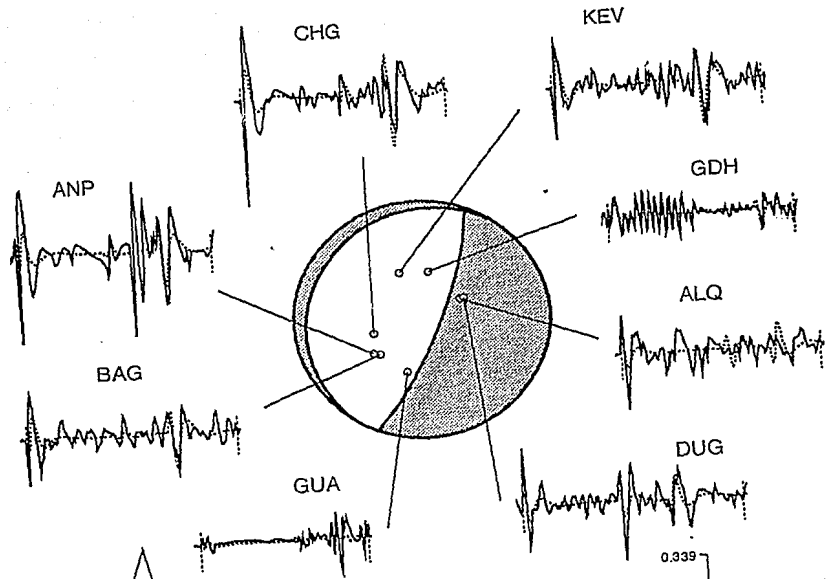
1) 64.03.18 h= 436.8 km



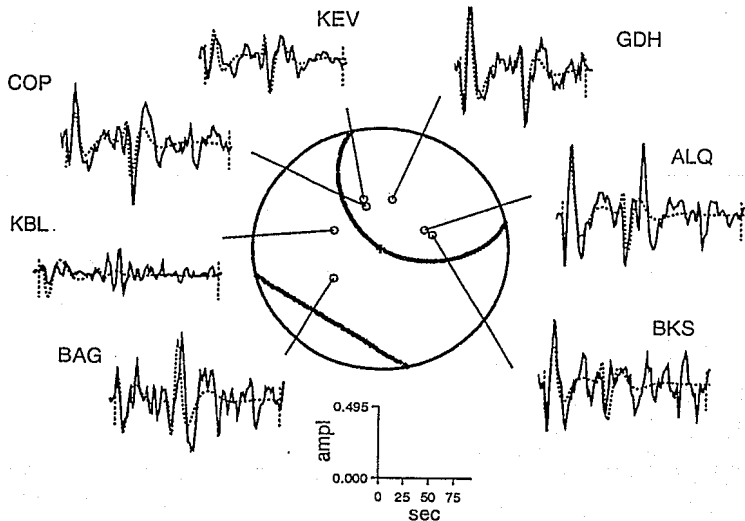
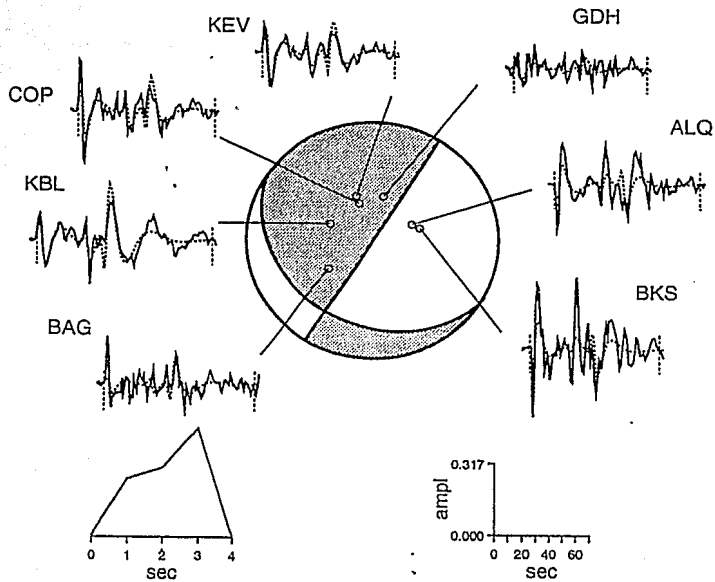
2) 71.11.24 h = 95.4 km



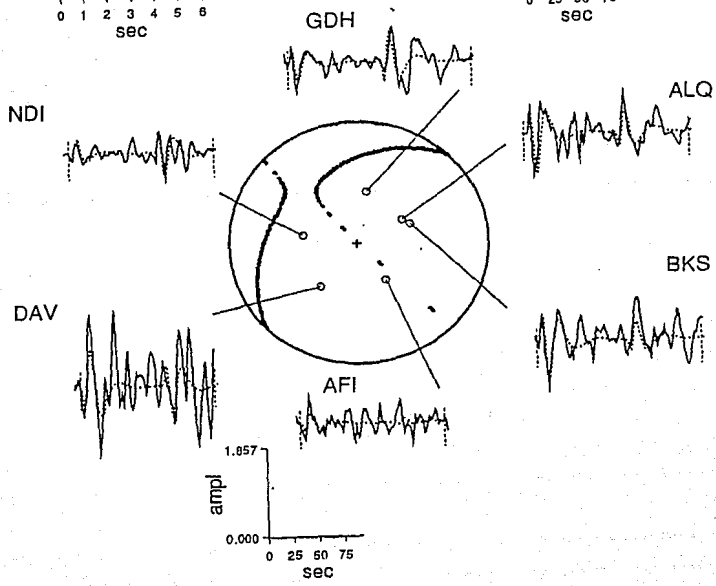
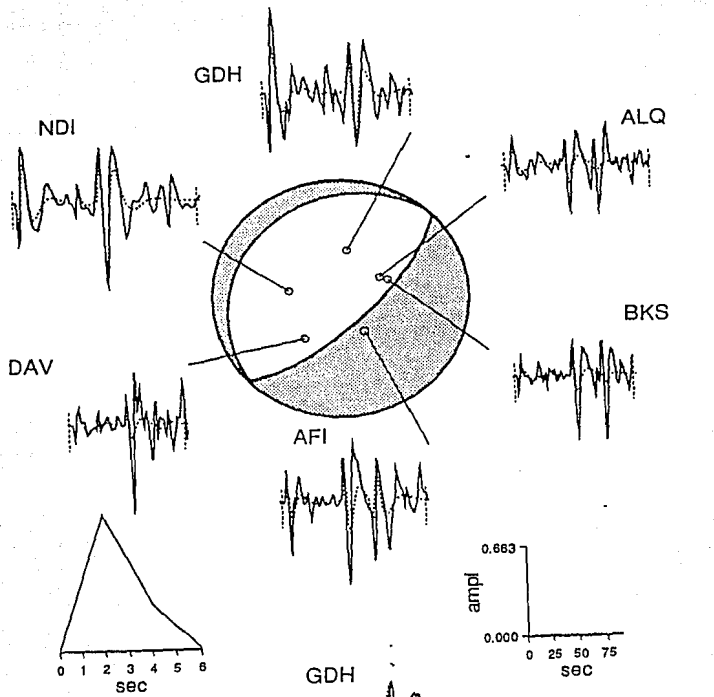
3) 72.05.27 h= 417.6 km

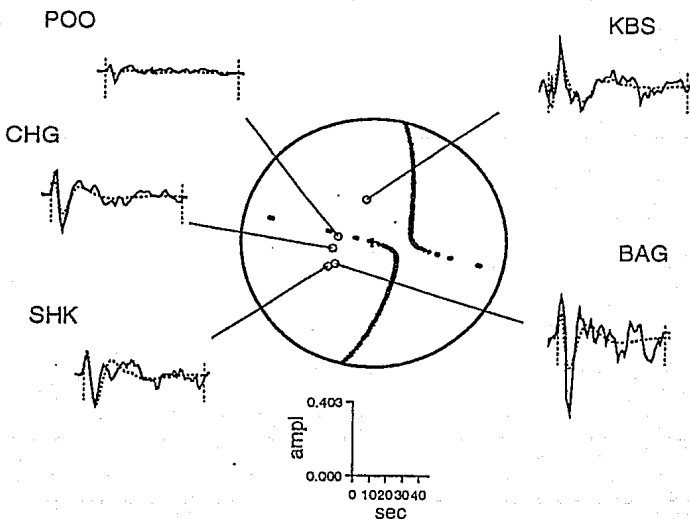
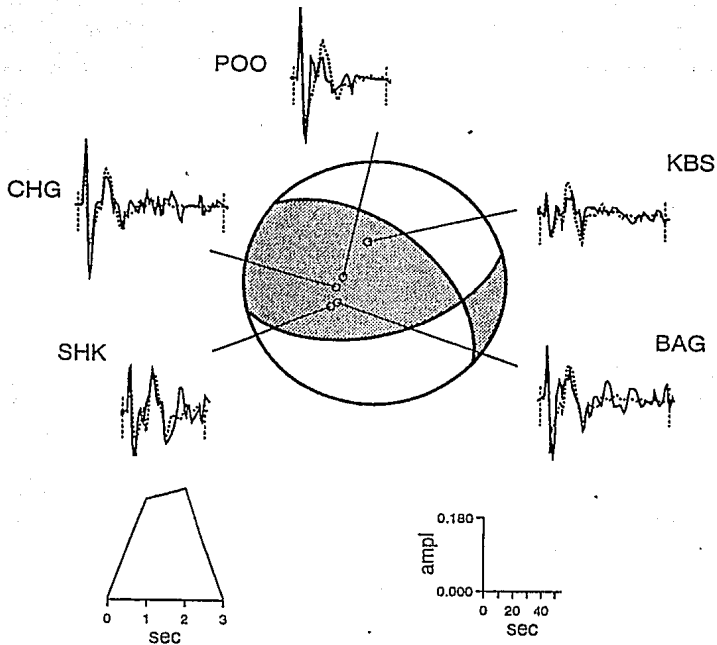


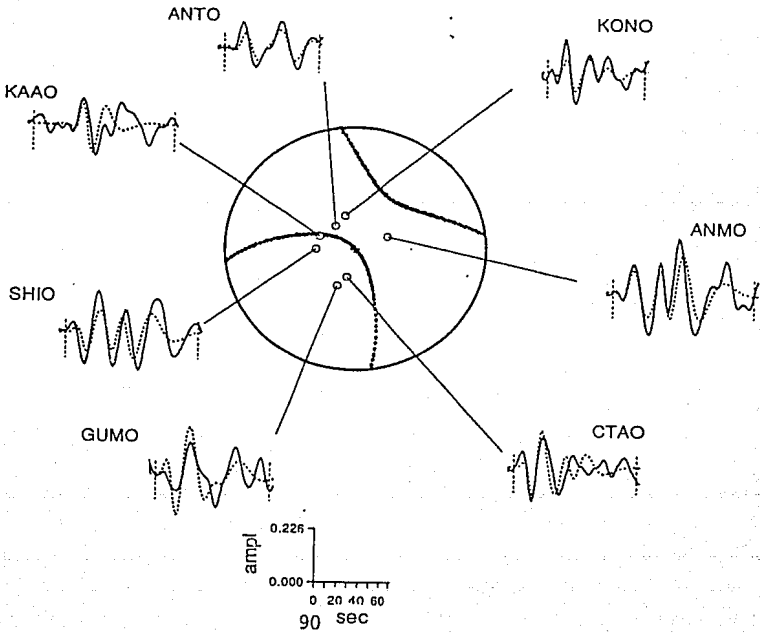
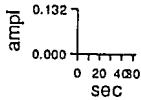
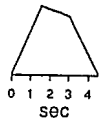
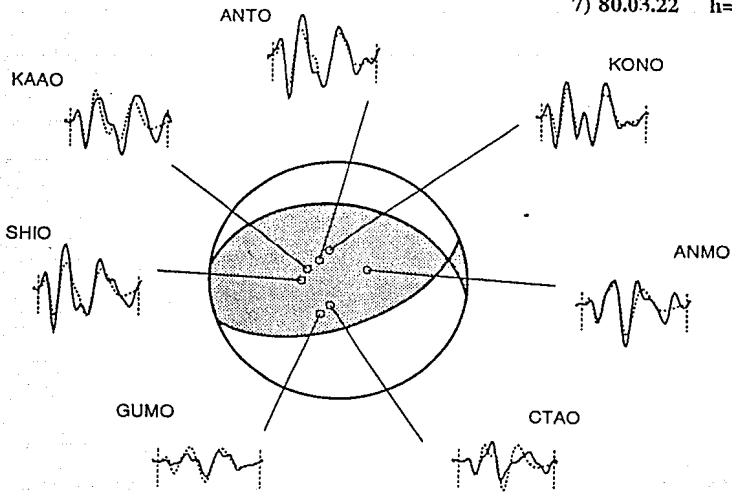
4) 75.08.23 h= 151.2 km



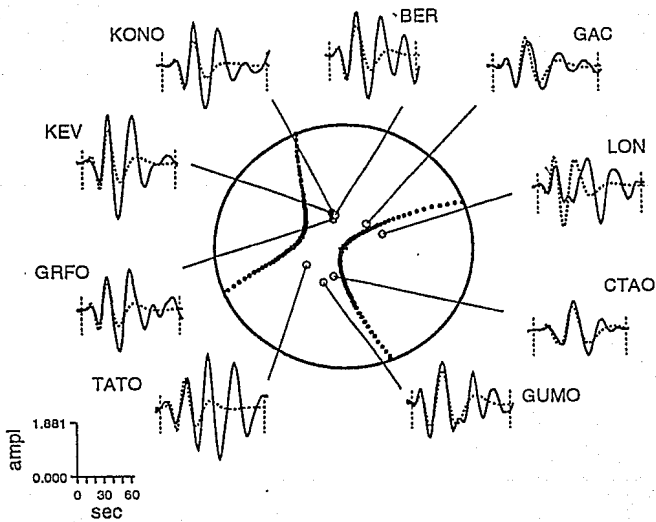
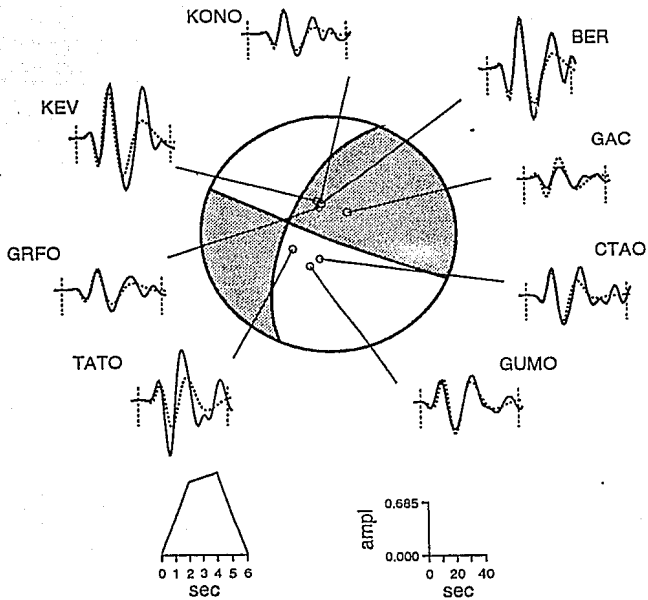
5) 77.09.21 h= 262.3 km





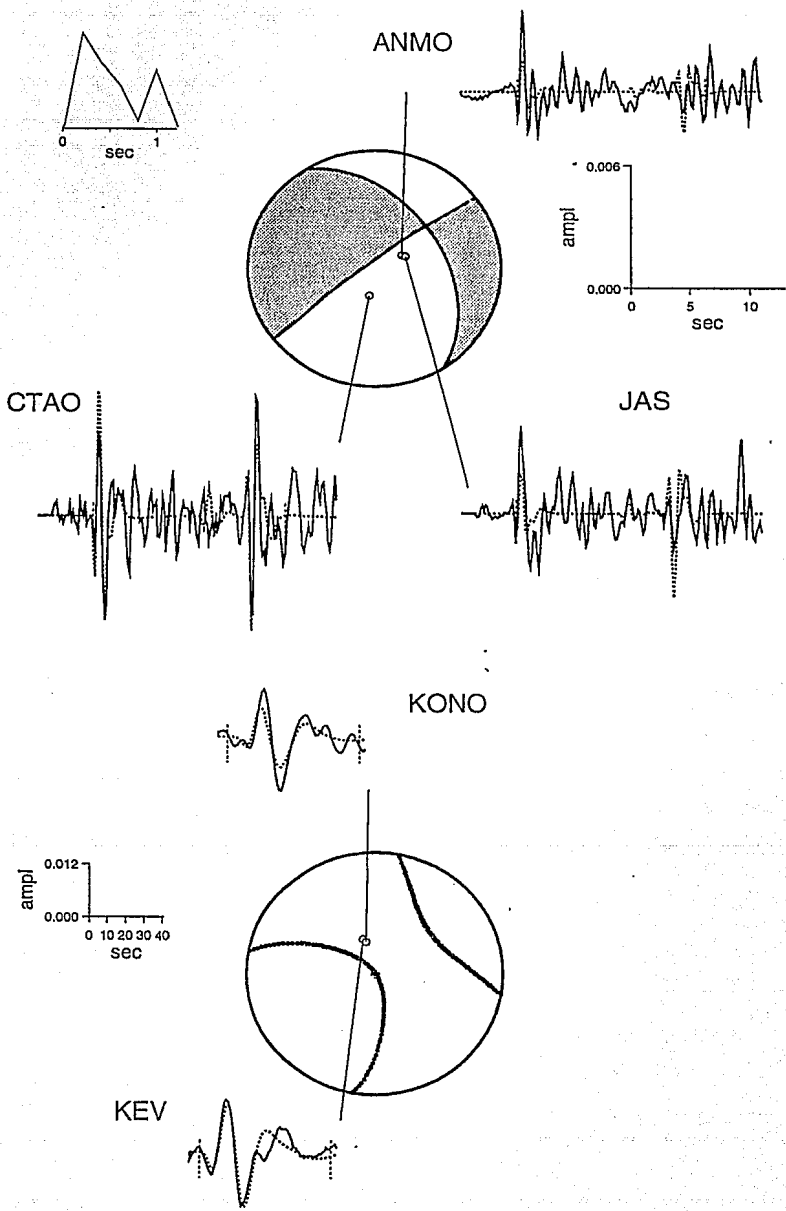


8) 82.05.31 h= 14.1 km

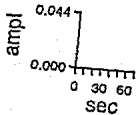
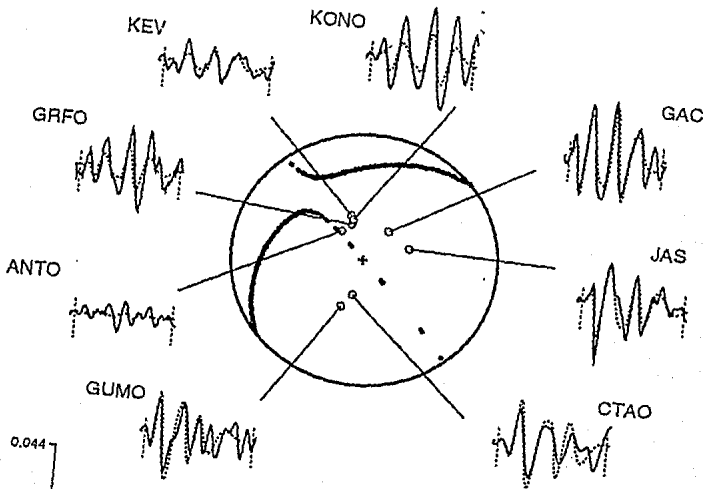
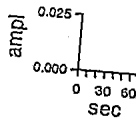
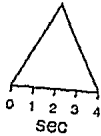
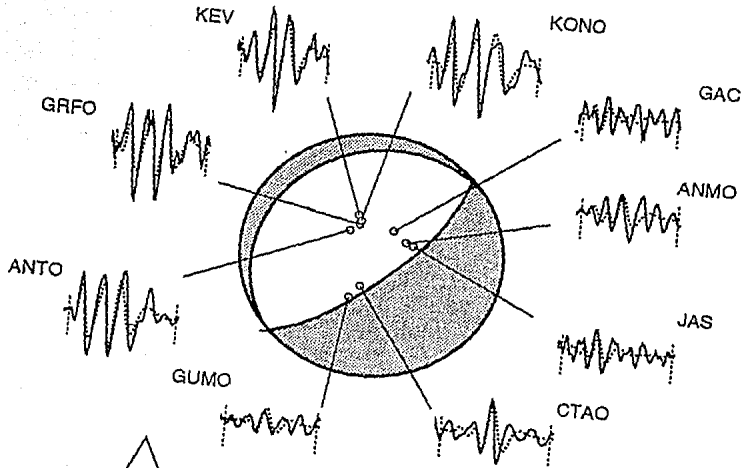


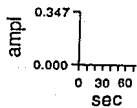
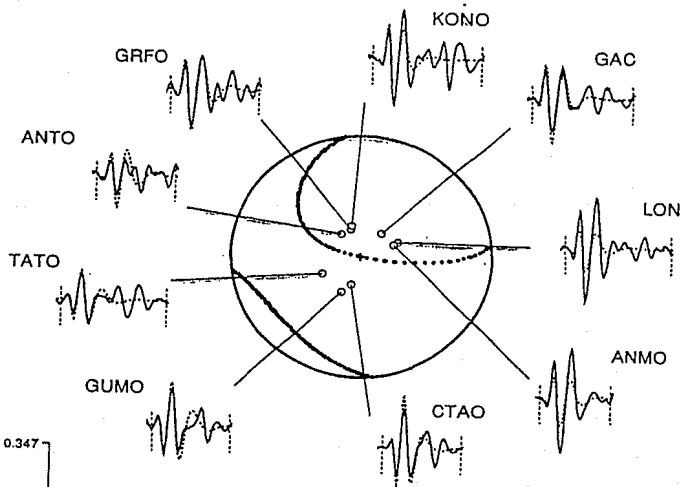
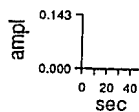
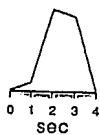
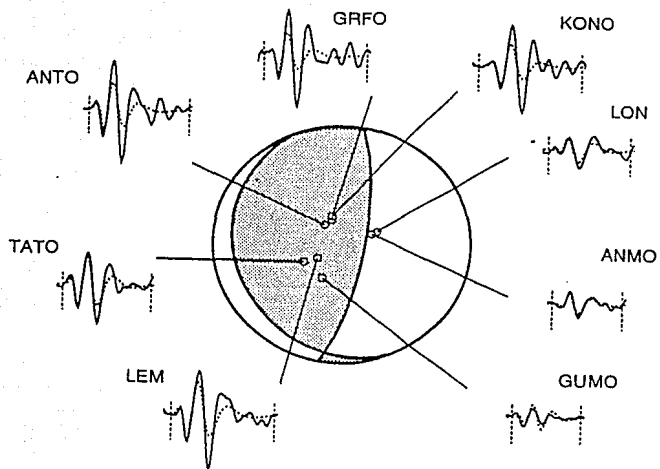


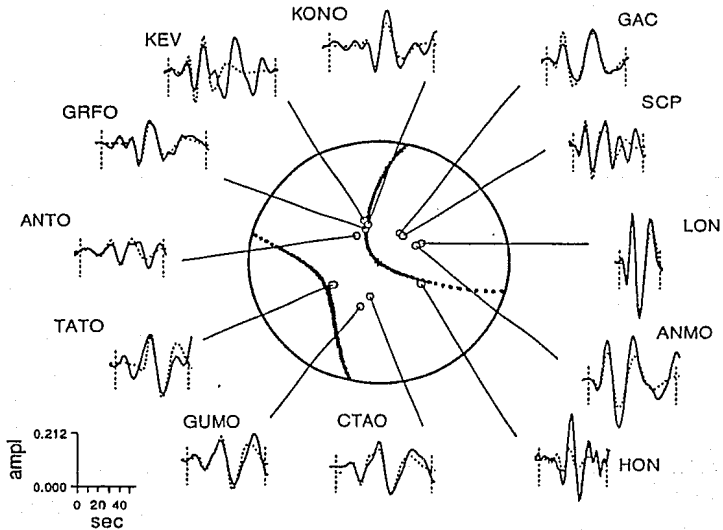
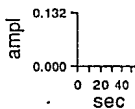
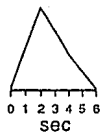
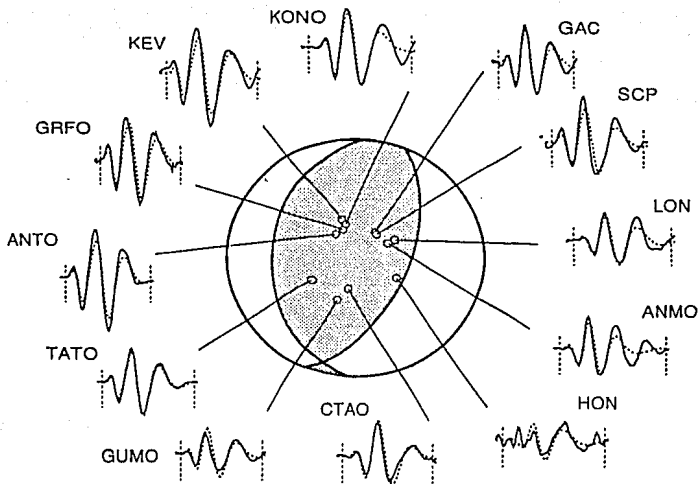
9) 82.09.26 h= 31.3 km



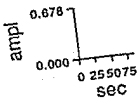
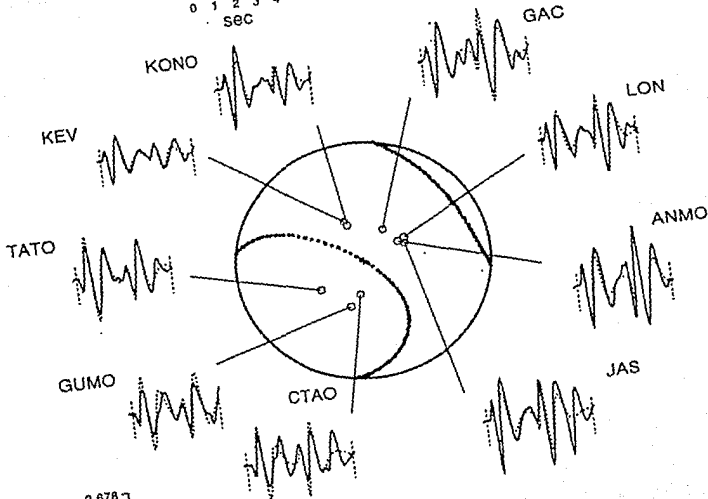
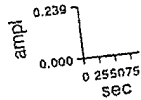
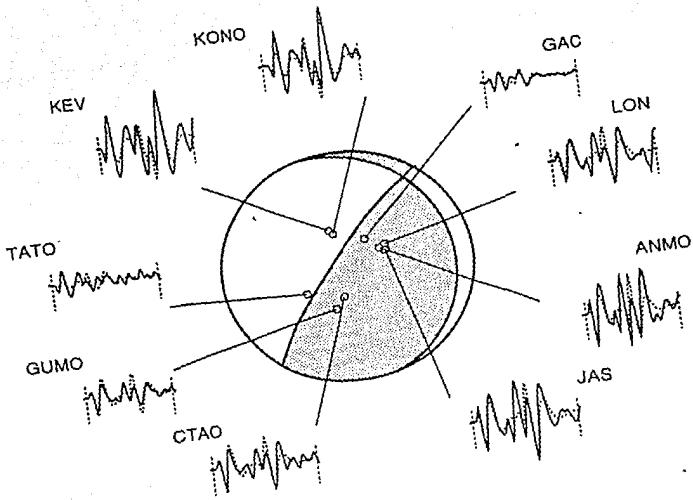
10) 82.11.14 h= 88.1 km



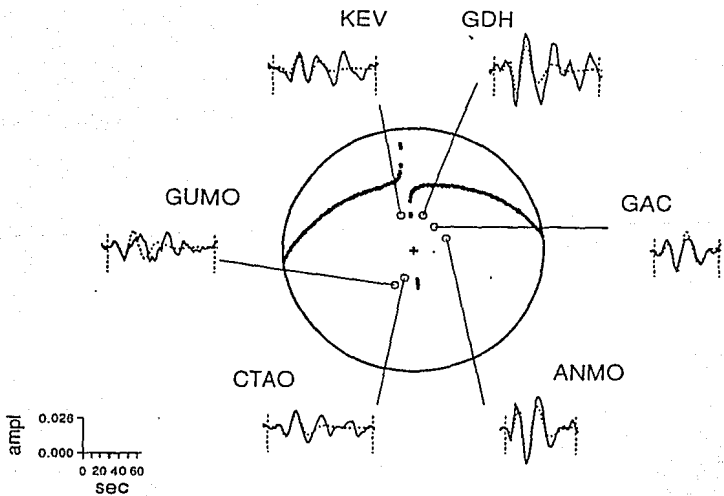
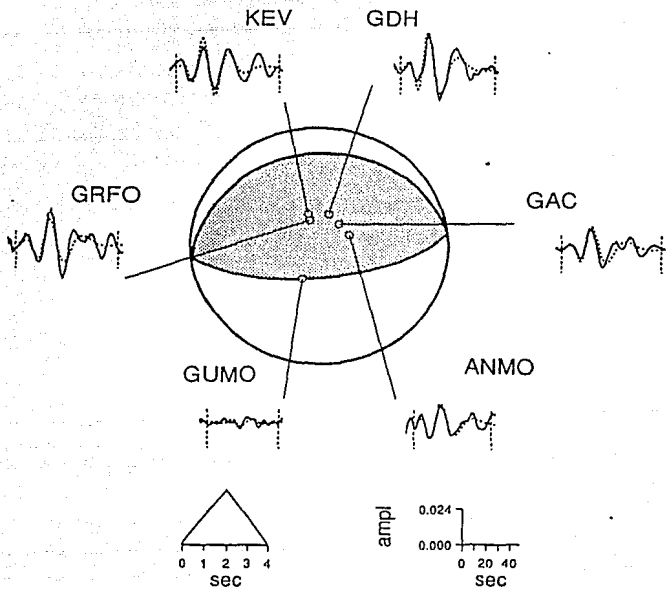


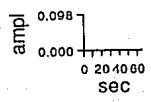
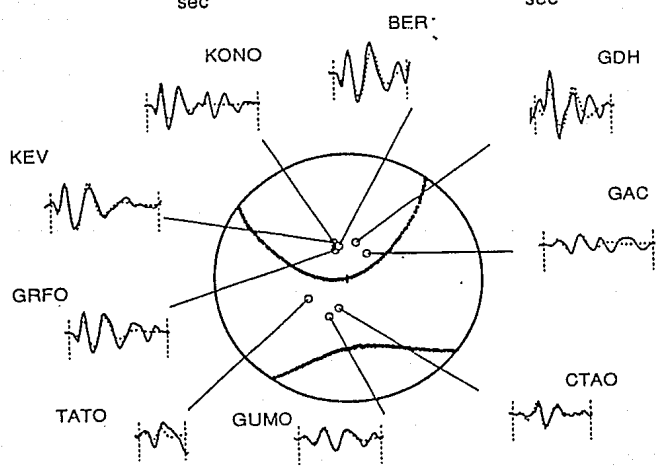
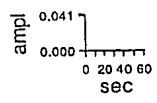
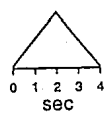
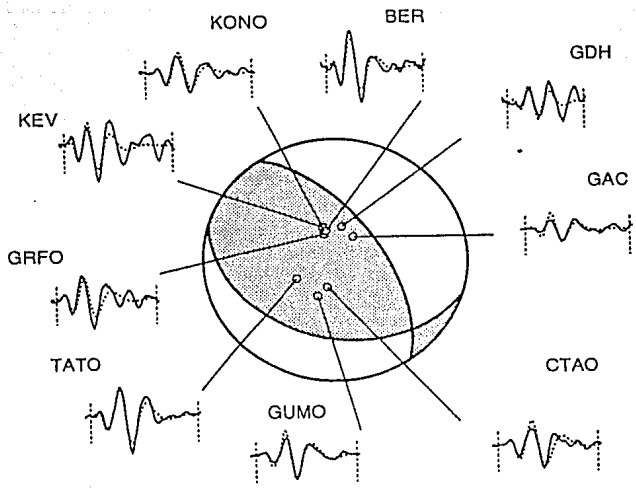


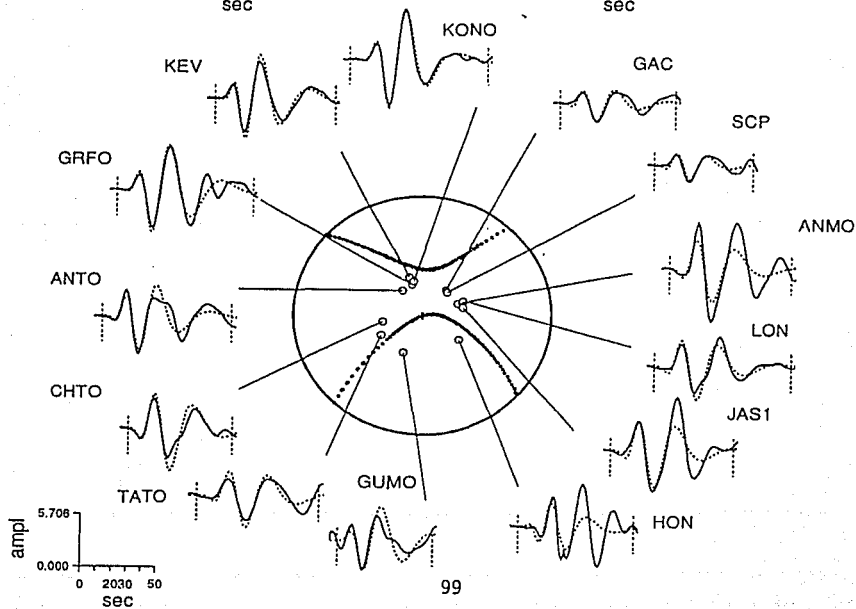
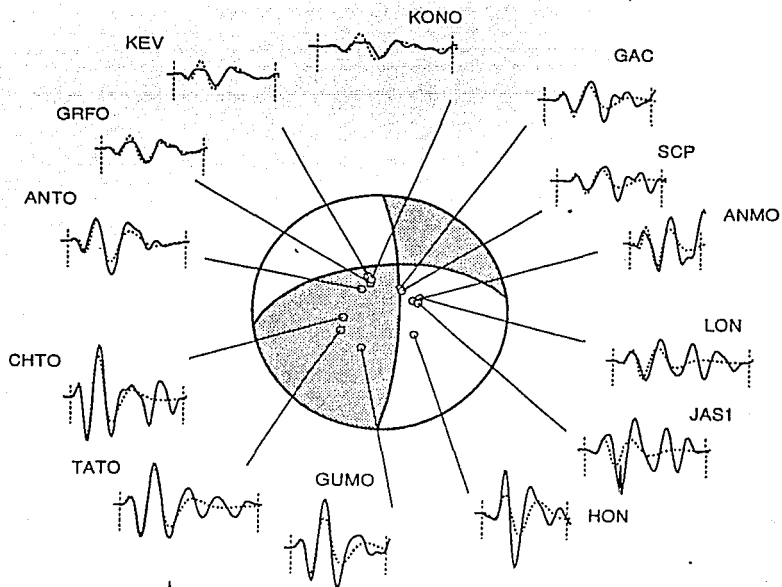
13) 83.07.24 h= 177.7 km



14) 84.03.26 h= 21.5 km

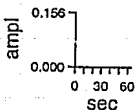
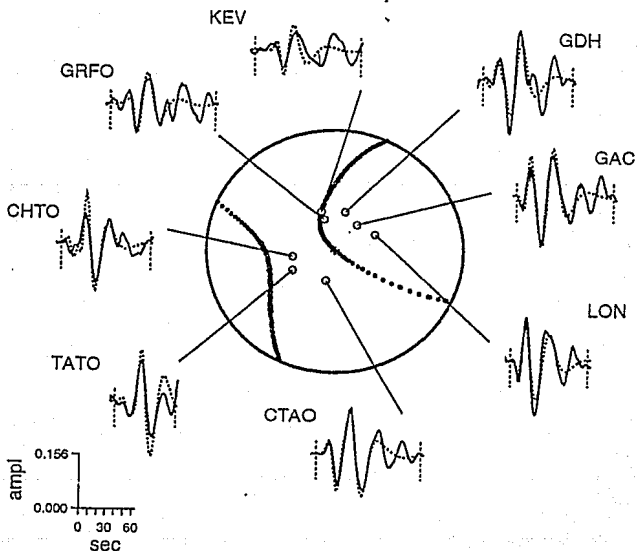
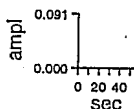
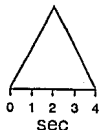
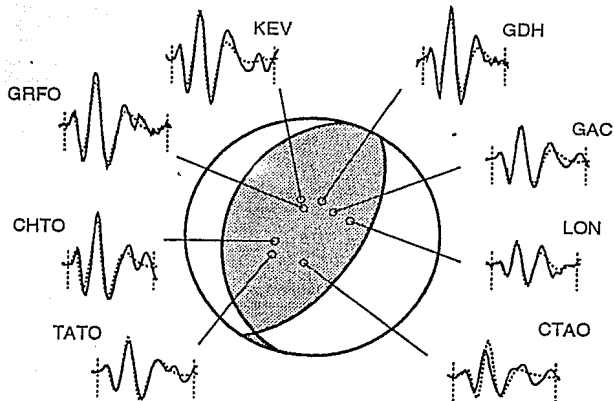




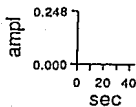
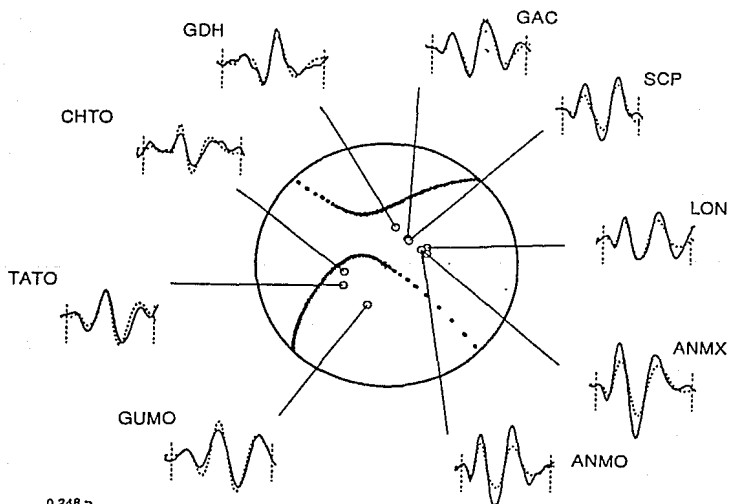
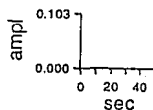
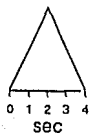
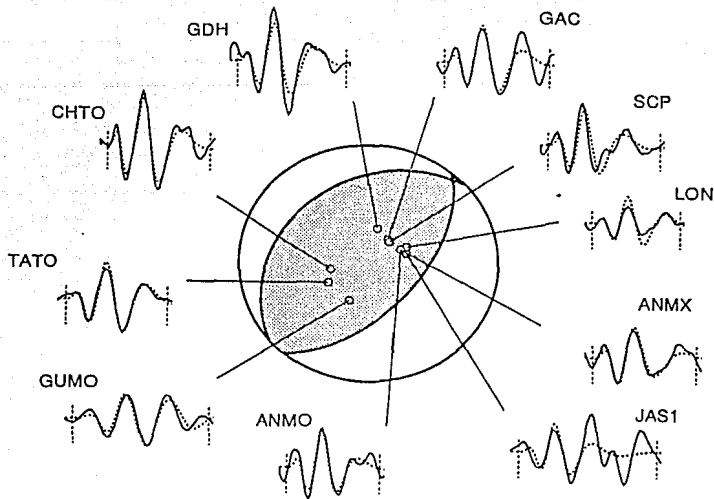




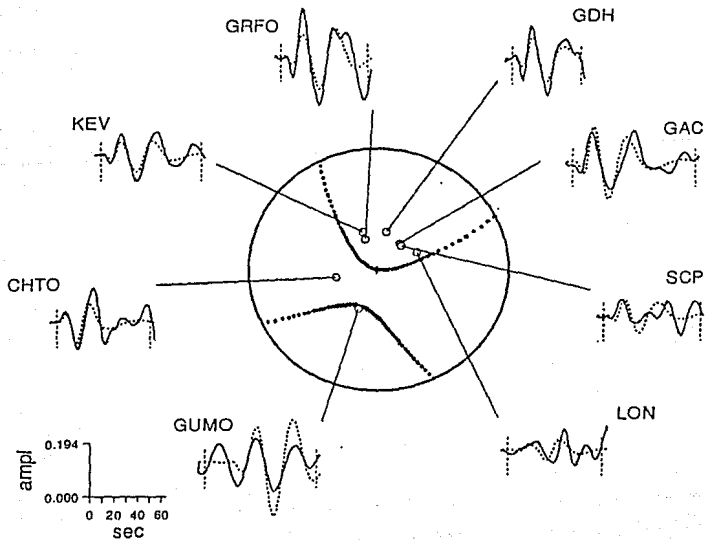
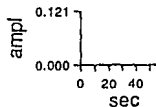
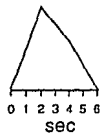
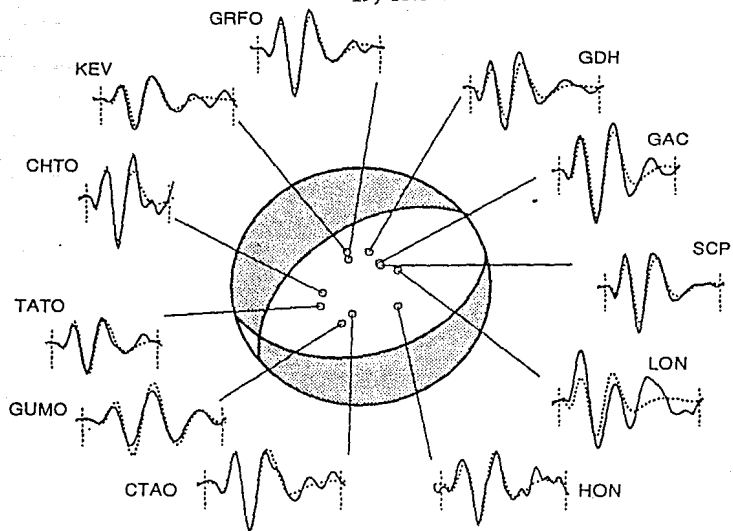
17) 85.03.06 h= 44.3 km

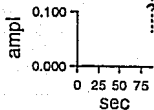
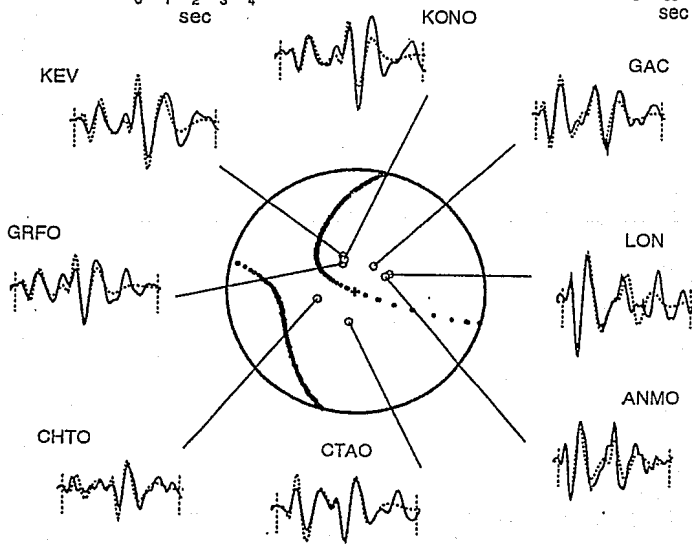
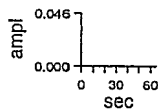
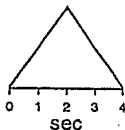
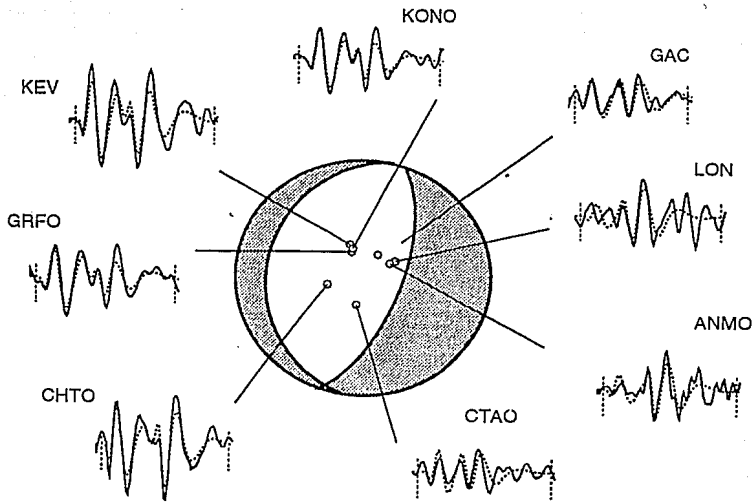


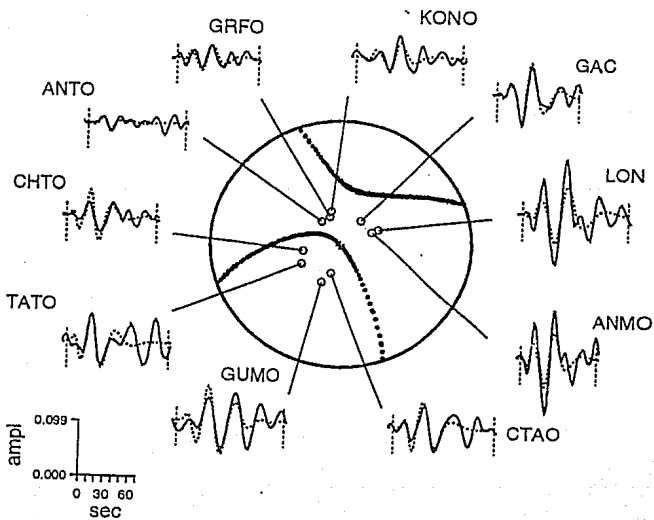
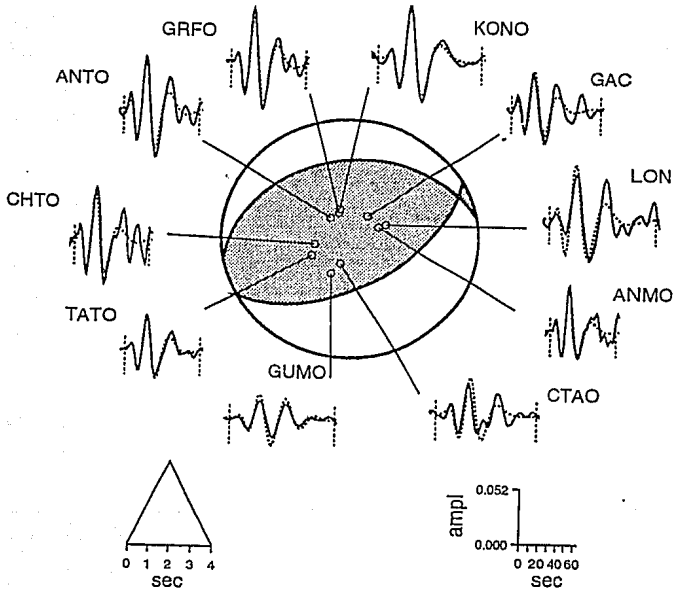
18) 85.05.19 h = 55.1 km

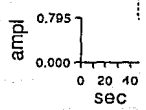
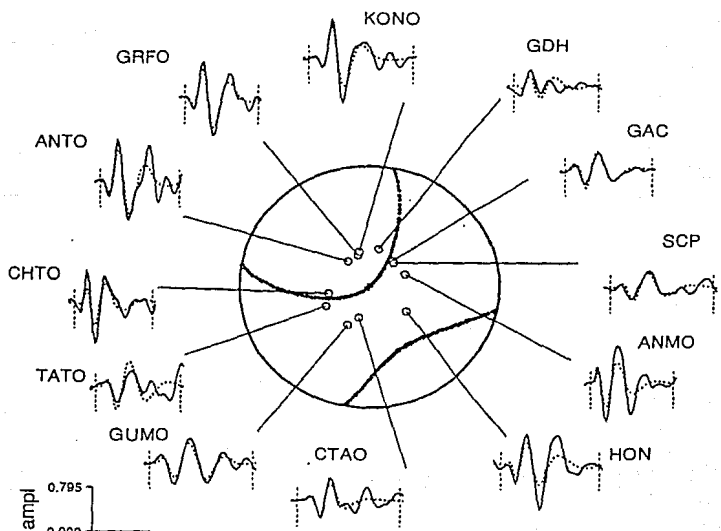
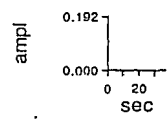
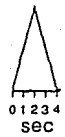
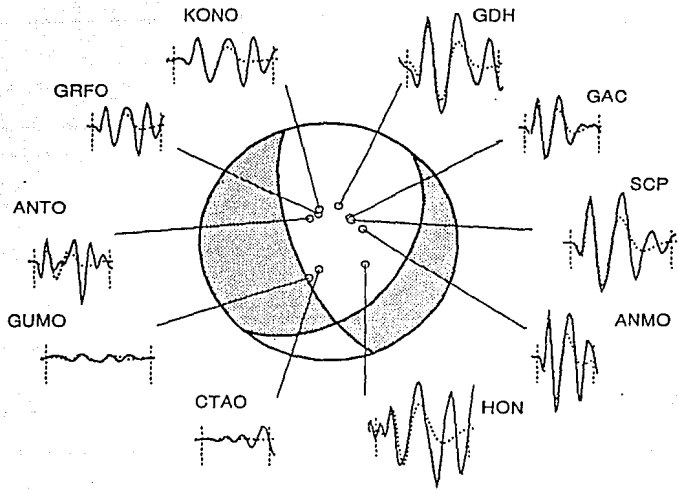


19) 85.05.25 h= 56.1 km









## Apéndice III

TABLA 1.

Catálogo de sismos interplaca de magnitud  $M_s \geq 6.0$  de la zona de subducción de Kamchatka

Año	Mes	Día	Hr	Mn	Sc	Lat °N	Lon °E	Prof km	$M_s$
1737	10	17	15	30		51.10	158.00	40	8.3
1737	11	4	8			55.50	163.00	20	7.8
1737	12	17				50.00	157.00	50	7.5
1742	2	17	14			54.50	167.00	20	6.2
1742	11					51.50	157.00	40	7.0
1756						56.00	163.00	20	6.7
1790	12	2	1			54.00	162.00	20	7.5
1791	4	15	7			56.00	163.00	20	6.8
1792	8	22	18			54.00	162.00	20	8.4
1805	6	11				53.00	160.00	30	6.6
1807	2	25	12			55.50	163.00	10	6.0
1809	11	18	19			52.00	159.00	30	6.8
1825	11	7	23	33		53.00	161.00	30	6.4
1829	5	13	17			53.00	161.00	30	6.4
1841	5	17	21			52.50	159.50	30	8.4
1849	10	28	9			55.00	166.00	20	7.5
1854	2	8				52.50	159.50	30	6.0
1854	6	30				52.00	159.00	20	6.9
1854	11	18	13			52.50	159.50	40	6.5
1858	1	22				55.00	166.00	20	7.5
1861	2	22				55.00	167.00	20	6.2
1866	9	6				52.50	159.50	30	7.0
1899	11	23	9	40		53.00	159.00	20	7.9
1902	1	1	5	20		55.00	165.00	20	7.1
1904	6	24	1	4		52.00	159.00	30	6.1
1904	6	25	14	45	36	52.00	159.00	30	7.7
1904	6	25	21	0	30	52.00	159.00	30	7.7
1904	6	26	10	41		52.00	159.00	30	6.2
1904	6	27	0	9		52.00	159.00	30	7.3
1904	7	24	10	44	36	52.00	159.00	30	6.9
1905	9	15	6	2	46	53.00	164.00	30	7.0
1912	8	31	22	23	28	51.10	160.00	20	6.0
1914	1	20	12	0	21	52.00	159.10	50	6.5
1914	3	6	19	5	21	52.00	159.40	50	6.7
1914	3	18	4	20	17	54.30	162.60	20	6.3
1914	3	18	6	17	35	55.10	162.90	20	6.3
1914	3	27	0	55	48	53.50	163.00	20	6.1



1915	7	31	1	31	23	53.50	163.30	20	7.3
1917	1	26	5	9	5	52.00	162.00	10	6.2
1917	1	30	2	45	30	55.20	164.50	40	8.1
1919	5	27	17	27	8	53.50	162.00	20	6.0
1921	3	24	14	41	52	51.50	158.20	50	6.7
1922	8	16	15	56	33	53.50	159.00	50	6.6
1923	2	2	5	7	40	52.50	160.50	20	7.0
1923	2	3	16	1	46	53.00	161.00	40	8.5
1923	2	24	7	34	30	55.00	162.40	20	7.7
1923	4	13	15	30	57	55.40	162.80	20	7.3
1923	5	23	22	37	0	52.50	163.50	20	6.4
1924	8	25	23	6	54	55.00	162.50	20	6.0
1924	10	20	19	52	44	55.00	165.50	20	6.4
1925	8	19	12	7	26	54.40	168.60	20	6.9
1925	12	28	18	20	15	53.80	161.40	20	7.1
1928	11	23	17	52	6	51.10	157.30	50	6.1
1929	11	5	16	59	56	53.40	160.00	20	6.1
1931	7	18	11	23	47	54.20	161.60	20	6.2
1932	8	4	6	37	27	51.10	152.50	10	6.0
1933	3	17	15	55	25	54.40	162.50	20	6.6
1934	3	4	11	17	30	56.00	164.00	20	6.3
1934	6	2	20	56	29	54.80	161.70	20	6.5
1936	6	30	15	6	40	55.00	165.00	20	7.2
1936	11	13	12	31	27	56.20	163.30	20	7.3
1937	7	15	19	3	26	53.60	159.50	70	6.0
1941	2	7	15	13	26	55.00	166.50	20	6.1
1942	8	23	6	35	18	53.00	163.80	20	6.7
1943	3	7	3	1	36	58.50	166.00	20	6.7
1943	10	8	15	13	16	53.60	161.20	20	6.6
1944	6	4	19	36	22	51.10	162.00	20	6.0
1944	9	23	12	13	3	53.00	162.50	20	6.9
1945	4	15	2	35	22	57.00	164.00	20	7.0
1945	4	15	3	41	28	57.00	164.00	20	6.4
1945	10	25	14	58	41	57.20	163.80	20	6.4
1946	5	19	0	31	16	55.00	165.20	20	6.0
1946	10	2	4	46	15	52.00	159.00	50	7.2
1947	8	28	14	29	30	52.50	160.00	10	6.2
1948	3	7	18	50	11	53.10	160.90	20	6.0
1948	8	28	2	27	53	55.00	165.40	20	6.0
1948	11	1	12	5	50	54.50	163.20	20	6.3
1948	12	23	8	41	12	54.00	167.50	60	6.6
1951	11	15	10	31	36	52.60	160.30	20	6.2
1951	11	15	19	42	13	52.60	160.30	20	6.3
1952	9	27	19	5	43	51.10	157.00	50	6.0
1952	11	4	16	58	22	52.30	161.00	20	8.5
1952	11	4	20	59	29	51.80	161.00	20	6.7

( $M_w=9.0$ )

1952	11	5	3	29	47	51.50	158.90	20	6.5
1952	11	5	13	6	27	52.00	160.50	20	6.7
1952	11	5	19	8	26	53.50	162.00	20	6.2
1952	11	5	22	46	1	51.90	159.90	20	6.2
1952	11	6	19	45	58	51.60	160.40	20	6.6
1952	11	7	12	9	10	52.10	161.40	20	6.6
1952	11	9	1	17	36	51.40	160.00	20	6.0
1952	11	9	5	6	26	53.60	159.60	20	6.1
1952	11	9	15	22	44	51.90	159.90	40	6.0
1952	11	10	20	26	37	52.50	161.50	20	6.0
1952	11	11	19	20	49	51.90	160.10	20	6.5
1952	11	13	15	22	41	52.80	161.50	20	6.1
1952	11	28	8	5	30	51.90	159.90	20	6.1
1952	11	29	8	22	42	52.80	159.20	40	7.3
1952	12	18	9	20	32	53.60	162.20	20	6.1
1952	12	22	22	24	47	54.00	161.00	20	6.1
1952	12	27	1	25	47	51.20	160.90	20	6.5
1953	1	27	3	13	3	52.30	160.00	20	6.3
1953	3	5	21	1	23	51.10	158.00	60	6.3
1953	4	6	12	14	52	52.00	160.50	20	6.0
1953	5	2	18	38	7	51.10	160.00	20	6.0
1953	5	4	11	29	11	53.80	162.00	20	6.0
1953	5	19	3	11	7	51.10	160.00	20	6.4
1953	6	8	11	40	31	52.00	160.40	20	6.2
1953	6	9	1	39	3	52.00	161.50	20	6.0
1953	6	23	13	53	35	51.10	158.20	50	6.1
1953	9	5	18	58	16	51.10	157.00	50	6.2
1953	10	5	4	31	49	54.20	161.00	50	6.3
1953	10	17	21	7	25	51.50	160.50	20	6.3
1953	11	9	17	25	39	51.90	160.30	20	6.5
1953	11	14	20	3	33	52.30	160.20	20	6.2
1953	12	24	2	33	38	51.50	160.70	20	6.2
1953	12	24	23	21	15	52.00	160.10	20	6.5
1953	12	25	1	51	34	52.00	159.80	20	6.9
1954	1	31	11	43	24	52.00	161.00	20	6.1
1954	2	17	1	38	54	52.00	161.00	20	6.0
1954	4	26	20	24	46	51.70	158.90	60	6.3
1954	5	3	15	29	45	51.60	159.90	20	6.6
1954	8	9	19	16	52	53.00	161.00	20	6.4
1954	9	4	18	30	50	51.70	157.90	20	6.4
1954	11	23	21	12	55	52.20	160.70	20	6.0
1955	3	18	0	6	48	54.00	161.00	70	7.1
1955	4	17	18	35	27	51.70	160.20	60	6.7
1955	7	6	1	54	22	51.50	158.00	60	6.0
1956	2	23	3	47	25	55.50	162.00	20	6.0
1956	6	23	2	18	5	56.10	163.60	20	6.5

1956	9	20	21	51	58	51.20	160.00	20	6.0
1957	2	3	17	24	48	56.60	159.10	10	6.4
1957	12	17	5	10	12	53.30	162.40	20	6.8
1958	1	24	5	54	1	56.00	164.00	60	6.6
1958	3	3	16	18	23	55.50	166.00	40	6.0
1958	4	13	12	29	8	52.50	161.10	20	6.8
1958	8	15	19	55	39	53.20	161.00	20	6.8
1958	11	8	9	22	59	51.70	159.90	50	6.2
1959	5	4	7	15	40	53.10	160.30	20	7.6
1959	5	5	19	4	12	53.10	160.00	20	6.3
1959	5	12	4	57	34	54.50	168.50	20	6.3
1959	6	18	15	31	24	53.90	160.50	15	7.0
1959	8	8	0	47	43	54.80	163.00	20	6.1
1959	12	27	15	53	0	56.00	162.90	40	6.9
1959	12	28	7	20	35	52.30	160.80	40	6.8
1960	7	25	3	41	5	53.30	163.90	10	6.5
1960	8	24	1	44	9	56.00	164.10	20	6.0
1960	10	13	14	52	32	54.50	162.20	40	6.5
1960	11	6	4	38	18	52.80	160.60	35	6.3
1962	6	14	7	51	47	54.20	169.30	20	6.0
1962	12	26	22	25	17	54.20	168.40	20	6.7
1963	5	26	23	6	54	55.30	160.10	10	6.0
1963	8	8	2	14	54	54.20	168.10	20	6.0
1965	2	8	15	46	48	55.00	165.40	20	6.0
1966	4	8	1	46	45	51.20	157.60	70	6.3
1966	7	19	1	40	57	56.30	164.80	20	6.5
1968	7	28	21	12	39	55.60	166.40	20	6.0
1968	12	19	15	15	59	53.30	160.20	40	6.0
1969	1	26	15	5	35	55.80	163.00	20	6.0
1969	3	3	14	49	33	51.60	159.20	60	6.0
1969	11	22	23	9	37	57.80	163.60	20	7.7
1970	2	6	0	11	49	54.60	163.50	40	6.0
1971	12	15	8	29	54	55.90	163.40	30	7.8
1971	12	17	19	6	6	55.50	163.80	30	6.3
1972	8	2	21	38	53	56.10	163.10	40	6.1
1973	3	4	17	57	46	54.80	161.70	60	6.2
1973	6	11	8	42	4	53.50	161.70	45	6.5
1973	6	15	11	20	46	53.40	161.40	50	6.2
1973	12	29	8	20	12	54.60	168.60	20	6.3
1974	1	22	13	28	21	55.00	162.30	10	6.1
1975	4	6	9	55	19	52.20	160.20	33	6.2
1975	4	6	10	34	57	52.20	160.00	33	6.2
1975	8	15	7	28	19	54.90	167.80	4	6.6
1976	1	6	21	8	19	51.60	159.30	33	6.0
1978	3	3	10	53	20	55.10	164.80	33	6.2
1982	5	31	10	21	15	55.10	165.40	33	6.4

1982	11	21	23	27	12	55.40	163.20	35	6.2
1983	1	9	21	3	54	55.20	163.20	33	6.1
1984	11	1	18	43	44	55.20	163.70	49	6.3
1984	12	28	10	37	54	56.20	163.50	33	7.0
1986	5	2	10	30	3	55.20	163.80	14	5.9
1987	7	10	18	49	54	55.10	165.50	33	6.3
1987	10	6	20	11	35	53.00	160.00	33	6.3
1988	2	29	5	31	41	55.10	167.40	33	6.8
1989	1	27	8	34	51	56.20	164.40	28	6.2
1989	5	24	13	31	14	56.20	164.30	18	6.1
1990	11	6	20	14	30	53.50	169.90	24	7.0
1992	3	2	12	29	40	52.90	159.90	39	6.8
1992	3	2	14	7	60	52.80	159.90	35	6.0
1992	3	5	14	39	10	52.90	159.60	45	6.1