

Sismicidad Histórica

Los vecinos de la cortijada Las Canteras cuentan que los antiguos cortijos, situados a unos 300 m. del emplazamiento actual, fueron destrozados por un terremoto, que aseguran no fué el de 1884, y no existe otro gran terremoto que haya afectado a la zona desde 1804. En el lugar se observan importantes desprendimientos de piedras en la parte superior de las ruinas y sobre éstas.

Otros pueblos fueron afectados también en mayor o menor grado, perdonando el rey las contribuciones reales a los pueblos de Berja, Dalías, Adra, Canjajar, Almería, Motril, Ugijar, Turón, Viscar y Roquetas, mandando además que se aplicaran en beneficio de estos los granos de tercios, diezmos y novenos pertenecientes a S. M. y los sobrantes de sus propios.

De las réplicas la más relevante fué, al parecer, la del 26 de Septiembre que causó fuerte impresión en los vecinos de Berja y Dalías por los fenómenos atmosféricos observados y que ellos creían relacionados con el terremoto.

En Granada otra serie sísmica ocurrió a partir del 16 de Septiembre, sintiéndose el primer día 17 sismos que no superaron el grado VI.

El terremoto del 27 de Octubre de 1806

Este sismo ha sido poco analizado hasta ahora a pesar de la gravedad de los destrozos que relató Ponce de León (1806). El sismo ocurrido el 27 de Octubre a las 12 y 10 minutos fué el sismo principal (según se refleja en las actas del Ayuntamiento de Santafé de ese día) seguido de numerosísimas réplicas, (Vidal y De Miguel, 1983). Sin embargo testigos del hecho como Ponce de León (1806), Sempere (1807) y Nicolás Garrido (1807) lo suponen que ocurrió a las 12 y media. Hubo temblores en la Vega de Granada desde el 4 de Agosto. El mismo día 27 hubo 2 terremotos de madrugada, uno de ellos a las 5 y tres cuartos "tembló toda la Vega, pero especialmente y con más fuerza la parte inferior del Soto de Roma".

El sismo de las 12 y media se sintió con un ruido formidable y gran trepidación, sintiéndose en la zona epicentral como "un impulso del centro a la superficie, con inclinación por la parte Sur" (Garrido, 1807) y en Granada con "dos movimientos verticales, a los que siguieron otros dos horizontales" (Ponce de León, 1807).

Sismicidad Histórica

Los edificios de la zona comprendida entre Pinos, Santafé y Arquerosa (hoy Valderrubio) y "cortijos que intermedian, no pudiendo resistir tan fuerte vibración, experimentar algunos el desplomo de sus techos, muchos una descomposición casi total en sus paredes principales, y aberturas perpendiculares de mucha consideración, con vaciamientos de los tejados, cuya caída, verificándose al acto de la fuga de los que estaban dentro, fué causa de la mayor parte de las desgracias" (Garrido, 1807). Este autor, Capitán primero del Cuerpo de Ingenieros, se encontraba en la Vega "desempeñando una comisión de importancia" estuvo a punto "de perecer al salir huyendo por el umbral de un cortijo, que parte de él se desplomó".

Los pueblos con daños importantes fueron Pinos Puente, Santafé, Arquerosa, (Valderrubio), Ansola, y las cortijadas y pequeños núcleos del Soto de Roma, de Fuente Vaqueros, La Paz y Figuelas (Cijuela). El terremoto se sintió en Málaga, Loja, Almuñecar, Guadix y otros pueblos.

Los destrozos causados según los informes mandados hacer por orden real (tras los informes enviados por el alcalde de Santafé a S. M. y al Consejo de Castilla), anotan que de 1332 casas "que comprendían los vecindarios de Santafé, Pinos Puente, Arquerosa y Soto de Roma, 94 han sido arruinadas enteramente, solas 118 han quedado sin algún quebranto, y todas han tenido daños mayores, calculándose su total valor en 7.704.042 reales" (Sempere, 1807).

En varios documentos recogidos en los archivos municipales y eclesiásticos de los pueblos mencionados, se habla de los destrozos siendo los mayores en Pinos Puente y Santafé.

Las víctimas anotadas en los libros de defunciones son: En Pinos Puente, 5 niñas sacadas de los escombros y una mujer mayor (69 años) que "murió asustada del terrible terremoto" a los 20 días de éste. En Santafé (una niña del cortijo de Zahurín) y 2 mujeres una de ellas que "estaba encinta"; en Chauchina un niño y un hombre de 56 años; en Arquerosa no se hayan asentadas defunciones en ese día. En Santafé se sabe que al menos hubo 27 personas gravemente heridas y que se les trasladó en carros a los hospitales de Granada.

Santafé (I-VIII-IX) aparece en muchos documentos como ciudad en que muchas casas se han arruinado, otras que amenazan ruina y generalmente inhabitables, entre ellas la Colegiata y el Convento de los Agustinos. El grado de destrozos y lo continuado de las réplicas infundían tanto

Sismicidad Histórica

peligro que se obliga a los vecinos habitar en el campo en barracas (ya que no se consiguen tiendas de campaña) y se establecen incluso guardias para que los vecinos no habiten bajo ningún concepto en sus viviendas. La casa de Pósito y otras al parecer no sufrieron ruina con el sismo principal, pues el Intendente General manda que se trasladen allí los heridos tras recibir el informe del reconocimiento practicado.

Pinos Puente (I=IX) según los informes de los Alarifes es la población más dañada. Según se refleja en el libro de Bautismos, estos se tienen que realizar en un lugar denominado Heras Bajas, a las afueras de la población, debido "a que fue arruinado el pueblo, y la iglesia pues una niña que murió fue a consecuencia de caerle encima un trozo de pared de la iglesia". En el acta del cabildo extraordinario del 28 de Octubre de Granada, mandan que "una comisión pase por el lugar de Pinos Puente e instruya pormenor de todo lo ocurrido..." e igual se haga para Santafé.

En la zona del Soto de Roma (I=IX) sufren destrozos las cortijadas que tanto Ponce de León (1807) como N.Garrido (1807) achacan a "lo encharcado del lugar", debido a la poca profundidad del nivel freático (Vidal et al, 1982).

En Granada (I=VII) no hubo destrozos graves a pesar de que el cabildo manda hacer reconocimiento general. Según Sempere no hay ninguna desgracia personal, ni ninguna casa arruinada, aunque sí debió haber muchas con grietas ("Sus edificios experimentaron un general resentimiento").

El sismo del 27 de Octubre se sintió en un área muy reducida, por lo que debió ser muy superficial, y su epicentro pudo estar muy cercano a Pinos Puente, en la falla de Sierra Elvira (Vidal y De Miguel, 1983) o alguna de similar dirección entre Santafé, Pinos Puente y Valderrubio. Este área epicentral queda justificada por estar allí los mayores efectos sobre los edificios y sobre el terreno (como ahora veremos), ser mucho mayor el ruido, la duración más corta, y porque allí se sintieron muchísimas réplicas que en otros lugares pasaban imperceptibles.

En la zona indicada hubo gran cantidad de grietas en el terreno que tenían de largo "de cincuenta a sesenta varas (de 40 a 50 metros) y cinco pulgadas de ancho (unos 12 ó 13 cm.)" y en "varios puntos de aquel mismo paraje que terminan en la falda de Sierra Elvira se advirtieron, aunque en muy corto perímetro, algunos hundimientos" (Nicolás Garrido, 1807). Según este autor, "las grietas manaron agua cenagosa

Sismicidad Histórica

en cantidad". De igual opinión es Ponce de León (1807) que observó grietas en Pinos Puente, "que han arrojado humo y agua cenagosa, que también las hubo en el lugar del Soto de Roma", según le informó un testigo presencial. Ponce de León también observó "una hendidura que pasaba más allá del puente de Pinos y se dirigía por bastante trecho hacia el poniente". (Debió seguir la dirección N45W de la falla). En La Malá aumentó el caudal del nacimiento, saliendo el agua turbia y roja.

Este sismo tuvo una gran cantidad de réplicas sentidas. Sempere (1807) refiere que en los 4 meses siguientes en Granada se sintieron más de 60 sismos y en la Vega más de 300. Según los informes mandados al Intendente General de Granada, del día 27 al 28 hubo 25. Después el alcalde de Santafé informa que se siguen repitiendo incesantemente y por tanto que no se haga aún el reconocimiento del arquitecto. Ante la insistencia del Intendente, el alcalde de Santafé remite un oficio diario en el que da cuenta del número de terremotos sentidos y de las incidencias.

En las Fig. 6-12 se representan el número de réplicas por día, fuertes y leves, (que se recogen en esta copiosa documentación) durante los meses de Noviembre de 1806 a Abril de 1807. Además de éstas en Mayo solo se sintió un terremoto el día 6, en Julio 1 el día 1, 1 el día 4, y 2 el día 10, todos ellos ligeros. Las réplicas debieron seguir al menos hasta Agosto en que el Intendente reclama de nuevo que se le informe puntualmente, ya que no se había hecho así con los últimos sentidos en Santafé. Se debieron sentir del orden de 500 sismos, ya que existen referencias de más de 450 y faltan los que sucedieron entre el 29 de Octubre y el 10 de Noviembre.

El terremoto del 20 de Diciembre de 1818.

Este terremoto aparece en Galbis, en el catálogo del IGN y en Karnik (1971) como ocurrido un año después, pero la documentación consultada (actas, cartas, informes principales, médicos, etc.) indica que fué el día 20 de Diciembre de 1818 a las 10 menos un cuarto, y así lo recoge también Martínez Guevara (1985).

El sismo debió tener $I_0 = VII-VIII$ ya que se manda hacer (en el mismo día) un reconocimiento de los edificios y se pide a los médicos que informen de los heridos que "hayan curado, ...asistido y socorrido a resultas del terremoto" (Actas Ayuntamiento de Lorca, 1818). Estos informes pedidos a los alcaldes de barrio y médicos se envían en un oficio a la sala de la Real Cancillería de Granada, en el cual se

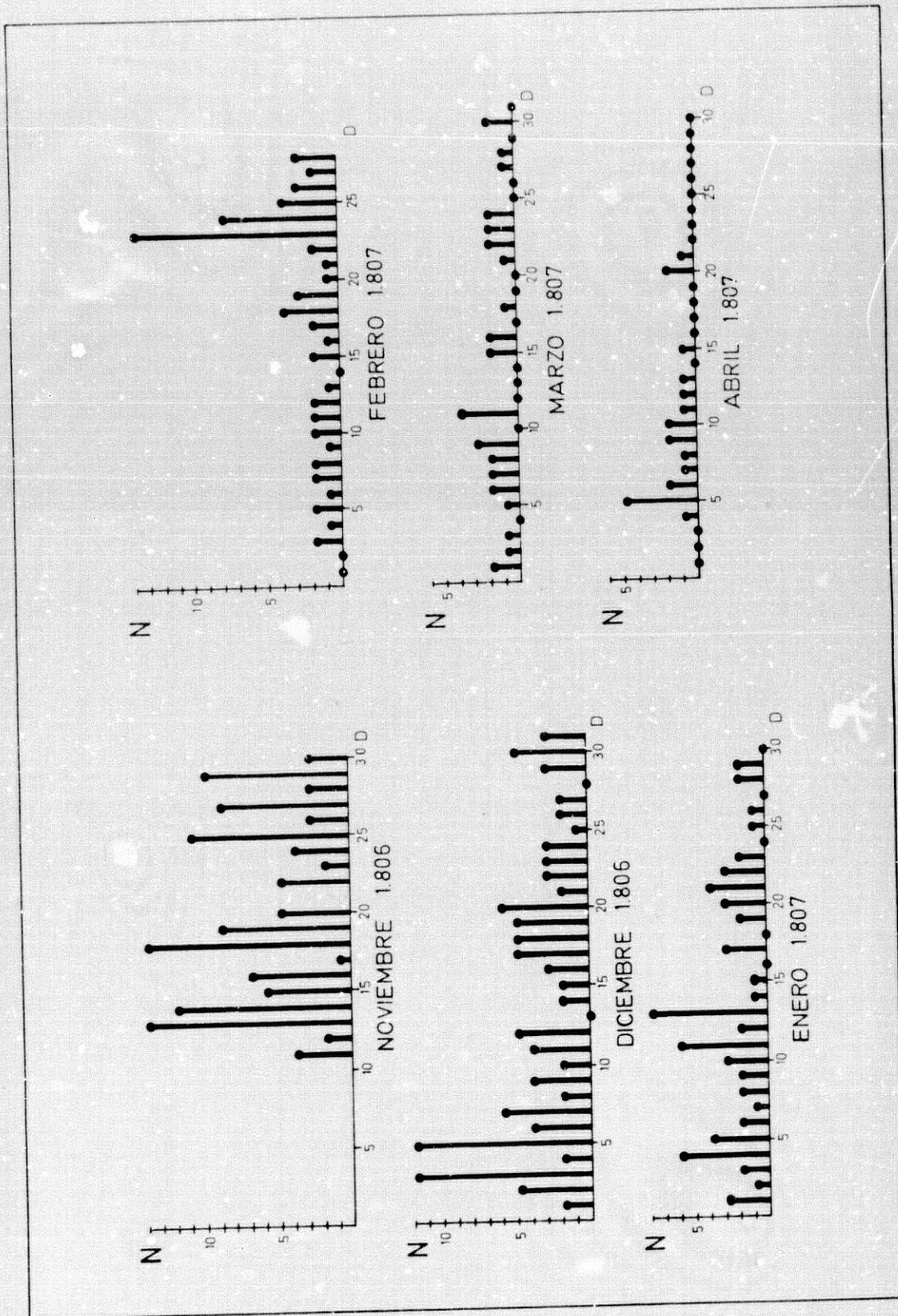


Fig. 6-12. Número de sacudidas diarias sentidas por la población de Santafé en la serie sísmica de 1806-1807.

Sismicidad Histórica

expresa el "quebranto de algunos templos y otros edificios, arruinando diferentes casas", y los 10 o 12 heridos reconocidos hasta el día 26, y de la réplica de la noche del día 20 al 21 de Diciembre, que arruinó 3 casas en la Plaza de San Pedro "en las que no sucedió desgracia por estar las familias fuera". D. Fernando Delgado y Burgos repite estos datos en la orden que da la Sala de la Cancillería el 6 de Marzo de 1819 para que se curen los heridos, etc.

En los informes realizados por los médicos de la Subdelegación de Cirugía de la ciudad de Lorca se recogen las características de las heridas recibidas por el terremoto y el estado de los pacientes. La mayoría de las heridas son en la cabeza y antebrazos, y algunas en piernas, pecho, espalda, etc., algunas de ellas consideradas de "bastante peligro", y que fueron producidas por caída de cornisas, chimeneas, tejas, etc. Uno de los heridos de gravedad se produjo en una hacienda en el partido de San Julián, a una legua de Lorca (unos 5.5 Km.), por el desprendimiento del "pilar de las aguas", hecho que nos habla de la extensión del área pleistocénica.

Galbis (1932) citando a Morales y Mendigutia, relata una serie de terremotos que destruyen muchas casas y fortificaciones en Melilla en una serie de sismos que ocurrieron en los meses de Abril a Mayo de 1821.

El terremoto de Torre Vieja de 21 de Marzo de 1829

Ya en Septiembre (días 13, 14, 15 y 16 de 1828), hubo una serie de terremotos que alarmaron a la población y causaron algunos destrozos en Lorca (?), Orihuela y Torre Vieja (Galbis, 1932) sobre todo el del día 15 a las 5 y cuarto, que se sintió también en Cartagena, Alicante y Murcia (Casiano de Prado, 1863). Quizá alcanzó el grado VII-VIII en Guardamar y Torre Vieja este terremoto, tras el cual hubo más de 300 réplicas sentidas por la población (Larramendi, 1829). Los sismos siguieron sintiéndose en Torre Vieja hasta el día 11 de Marzo en que cesaron por diez días.

El día 21 de Marzo se sintió un temblor a las 12, después otro a las 18h 30m, más fuerte que todos los anteriores y otro a los pocos segundos (ó minutos según otros cronistas), tan violento que dejó arruinadas las poblaciones de Torre Vieja, Torrelamata, Almoradí, Guardamar, Rojas, Benejuzar, Rafal y S. Bartolomé (las cuales debieron ser totalmente reconstruidas) y medio arruinadas las de Dolores, S. Fulgencio, Benijofar, Formentera, Daya Nueva, Daya Vieja y La Puebla.

Sismicidad Histórica

Hubo 3.965 casas asoladas, 2396 quebrantadas, iglesias y ermitas arruinadas 57, muertos 389, heridos 375, caballerías perdidas 267, molinos de aceite y de harina destruidos 96, puentes arruinados 4 (Casiano de Prado, 1864). En la tabla 2-II están cuantificados los edificios asolados, quebrantados, las iglesias, ermitas y puentes destruidos, las personas muertas y heridas, las caballerías muertas según los datos recogidos por Larramendi (1829), las casas construidas (según la planificación hecha por este autor y dirigida por Fourdinier) y la valoración de la intensidad según los documentos y datos recogidos por Rodríguez de la Torre (1984), Casiano de Prado (1863), Rey Pastor (1944) y Larramendi (1829).

Además de las intensidades consignadas en la tabla 6-II, diremos que se alcanzó el grado VII en Benferri, Molins, Redovan, Elche, Cox, Catral, Albatera, Murcia, Los Garres, Beniajan, Santomera, y Lorquí, el grado VI en Ceutí, Alicante, Cartagena, Alcantarilla y Jijona, y el grado V en Totana, Mula, Jumilla, Fortuna, etc... S. Miguel de Salinas y S. Bartolomé alcanzaron el grado IX, en S. Francisco de Asís del Molar, anejo de Elche, La Granja de Rocamora y S. Pedro del Pinatar el VII-VIII.

Es interesante destacar que en la vega del río Segura se formaron infinidad de grietas y de "cratelets" (pequeños cráteres) de unas 3 ó 4 pulgadas de diámetro por donde salió agua, arena y lodo; Larramendi relaciona 7.140 tahullas afectadas.

Entre Orihuela y Torrevieja hubo gran cantidad de grietas, sobre todo siguiendo el curso del río Segura entre Orihuela y Guardamar. También se produjeron hoyos en la laguna (Salinas) de Torrevieja de 3 a 30 m. de diámetro y de poca profundidad (C. Prado, 1863).

Asimismo algunas fuentes quedaron afectadas aumentando el caudal p.e. en Jumilla, Tibi, Montesinos, etc., cambiando su temperatura como p.e. en las aguas termales de Fortuna (bajo la T) las de Mula (que subió) y otras quedaron inalteradas como las de Archena y Alhama.

La grieta descrita con carácter de fractura importante ("la apertura más considerable...") fue "entre Torrevieja y Torrelamata, en la costa, en la misma roca" (Larramendi, 1829).

Casiano de Prado (1863) refiere la observación que hicieron los obreros de las salinas que reconocieron que el

TABLA 6 - II
 TERREMOTO DEL 21 DE MARZO DE 1829

POBLACION	Hab.	CASAS		Igre		Em		Mol.		Pum.		Tehulla		Victimas		Casas		NOTAS		
		Dest.	Quib.	Dest	Dest	Dest	Dest	Dest	Dest	Muer.	Hierl.	Muer.	Re.	Nue.	Re.	lo				
Varinos *	-	20	17	1	-	-	-	-	-	-	-	17	-	-	-	-	-	-	Benferri, Molins, Redovan, etc. *	
Algorfa	180	24	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Se reconstruyo el pueblo.	
Almoradi	3500	388	69	2	4	-	-	-	-	-	-	16	192	150	118	278	-	-	Reedificado totalmente.	
Benejuzar	2000	257	-	1	-	-	-	-	-	-	-	29	80	50	11	186	-	-	Se cambio el emplazamiento.	
Benijofar	250	71	18	1	-	-	-	-	-	-	-	117	-	-	-	75	-	-	Reedificado parcialmente.	
Bigastro	1000	11	22	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Callosa Segura	4069	32	274	1	1	13	-	-	-	-	-	2761	1	-	3	-	-	-	8 casas reedificadas en Dayas y Puella.	
Daya Nueva	300	29	6	1	-	3	-	-	-	-	-	3	2	1	5	-	-	-	-	
Daya Vieja	100	1	14	1	-	-	-	-	-	-	-	358	5	1	-	-	-	-	-	
Dolores	2500	29	267	1	-	1	-	-	-	-	-	3424	5	4	11	-	-	-	Reedificada parcialmente, 326 casas.	
Formentera	500	78	-	2	-	2	-	-	-	-	-	41	12	16	4	13	-	-	Reedificada parcialmente.	
Guardamar **	3000	397	132	1	1	3	1	3	1	1	1	38	8	14	11	543	22	-	Se cambio el pueblo de emplazamiento.	
Jacarlilla	300	2	14	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	
Orihueja	25000	668	1358	30	3	69	-	-	-	-	-	-	19	30	21	-	-	-	VII-VIII El caserío de S. Bartolomé re destruyó.	
Puebla Rocamora	150	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	VIII-IX	
Rafal	700	5	38	1	-	1	-	-	-	-	-	48	2	6	16	22	-	-	Reedificado parcialmente.	
Rojales	2500	319	81	1	-	-	-	-	-	-	-	32	30	34	14	6	378	IX	Se reconstruyó el pueblo.	
S. Francisco/	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
del Molar	-	21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	VII-VIII
S. Felipe/	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	VIII
de Neri	500	16	10	1	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Reedificado parcialmente.
S. Fulgencio	1000	59	76	1	-	-	-	-	-	-	-	256	1	3	8	-	-	-	-	IX
Torre Vieja	1943	534	-	1	1	2	-	-	-	-	-	-	32	67	36	209	-	-	-	X
Torre Lamata	(176)	(30)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24	-	-	-	X
TOTAL	--	2965	2396	47	10	96	4	7140	389	378	267	-	-	-	-	-	-	-	-	-

* Benferri, Molins, Redovan, Elche, Cox, Granja, Catral y Altabera.

** La réplica del día 23 lo acabó de destruir. Reedificado totalmente.

Sismicidad Histórica

suelo se había levantado un palmo (?) y la que hicieron los pescadores que aseguraban que "este levantamiento coge desde el puerto mismo de Torre vieja hasta el cabo de Cerver".

El grado de destrucción queda también comprobado por las importantes obras de reconstrucción que tuvieron que realizarse en las poblaciones afectadas. Además de los datos que aparecen en la tabla 6-II, diremos que Almoradí hubo de reconstruirse totalmente y también su puente. Benejuzar igual y se cambió la población de emplazamiento. En Dayas y Puebla de Rocamora se reedificaron 8 casas. En Dolores y S. Fulgencio se reconstruyeron 326 casas. Guardamar fue reedificada totalmente en un nuevo emplazamiento y se reconstruyó el puente. Rafal se reedificó parcialmente. Rojales, Torre vieja, Torrelamata y S. Miguel de Salinas se reedificaron por completo.

En la Fig. 6-15 se ha trazado el mapa de isosistas, bastante similar a los obtenidos por Muñoz, Udías y Moreno (1983)(Fig. 6-13) y por López Marinas (1978)(Fig. 6-14) pero diferente a los obtenidos por Rey Pastor (1944) y Steikhardt y Galbis (1940).

En el trazado del mapa de isosistas se encuentra la dificultad de la falta de datos macrosísmicos entre Torre vieja - Torrelamata y el río Segura. Tan solo el efecto descrito de las Salinas y el del pozo de la Herrada, en Montesinos, en el que "estuvo corriendo agua sobre el brocal durante un mes" (Casiano de Prado, 1863). Además, el aumento de daños debido a la influencia de los terrenos poco cohesivos y saturados de agua en los pueblos situados junto al río Segura hace difícil el trazado de la isosista del grado X. Quizá la solución sea la apuntada por Muñoz, Udías y Moreno (1983) que trazan la isosista X abarcando tan solo Torre vieja y Torrelamata.

Los terremotos de esta serie o series sísmicas fueron sentidos durante un año con bastante frecuencia y el segundo año muy escasamente. Después del terremoto del 21 de Marzo hay un grandísimo número de réplicas. Rey Pastor habla de unas 500 réplicas desde el 21 al 26 de Marzo, alguna de ellas alcanzó el grado VIII (o al menos el VII-VIII): la del 23 de Marzo, que afectó principalmente a Guardamar y la del 18 de Abril que afectó a Almoradí, Torre vieja, Guardamar y a otras poblaciones en menor grado. Rodríguez de la Torre (1984) da noticias de réplicas hasta Octubre de 1829, y de otras, aunque en corto número, hasta Septiembre de 1830.

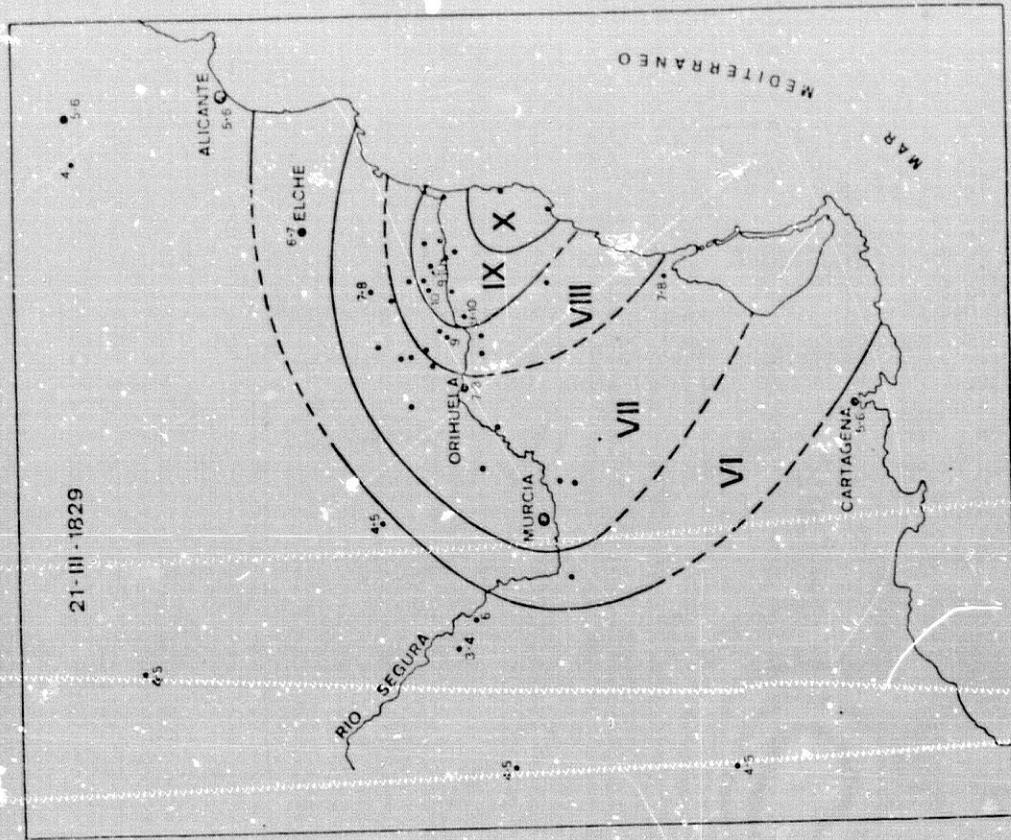


Fig. 6-14. Mapa de isosistas del terremoto del 21 de Marzo de 1829, según Muñoz et al. (1983).

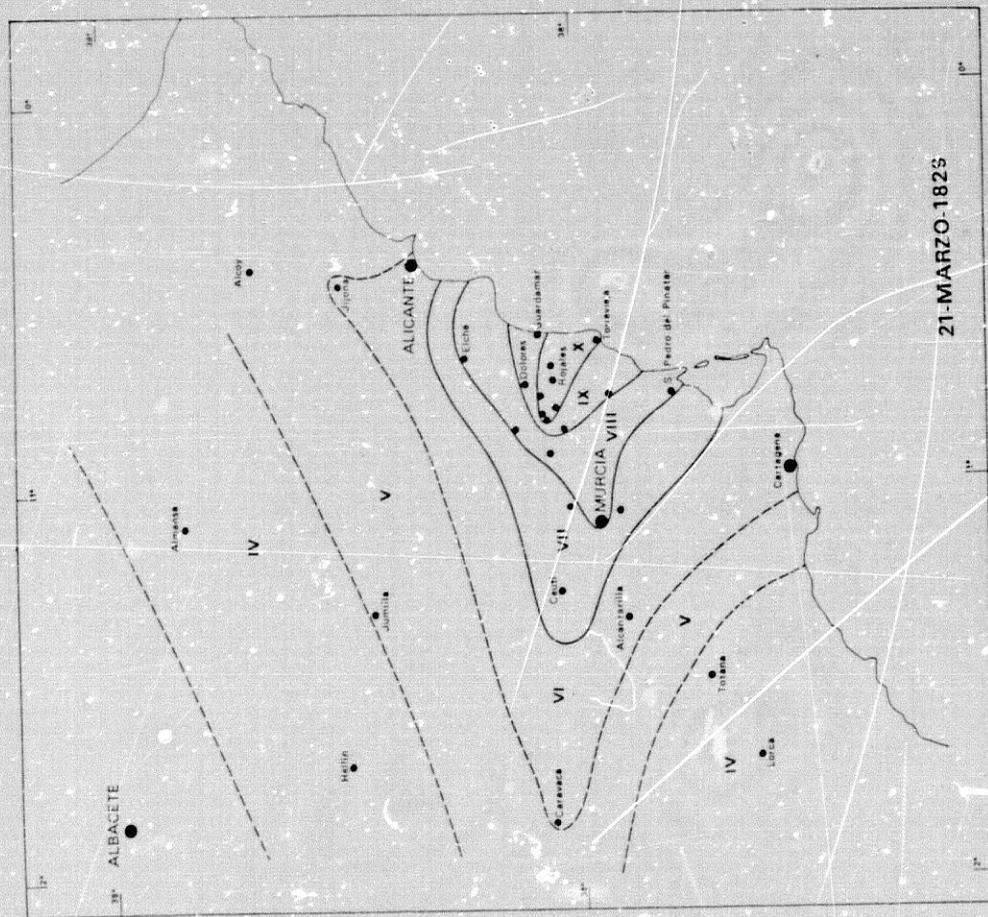
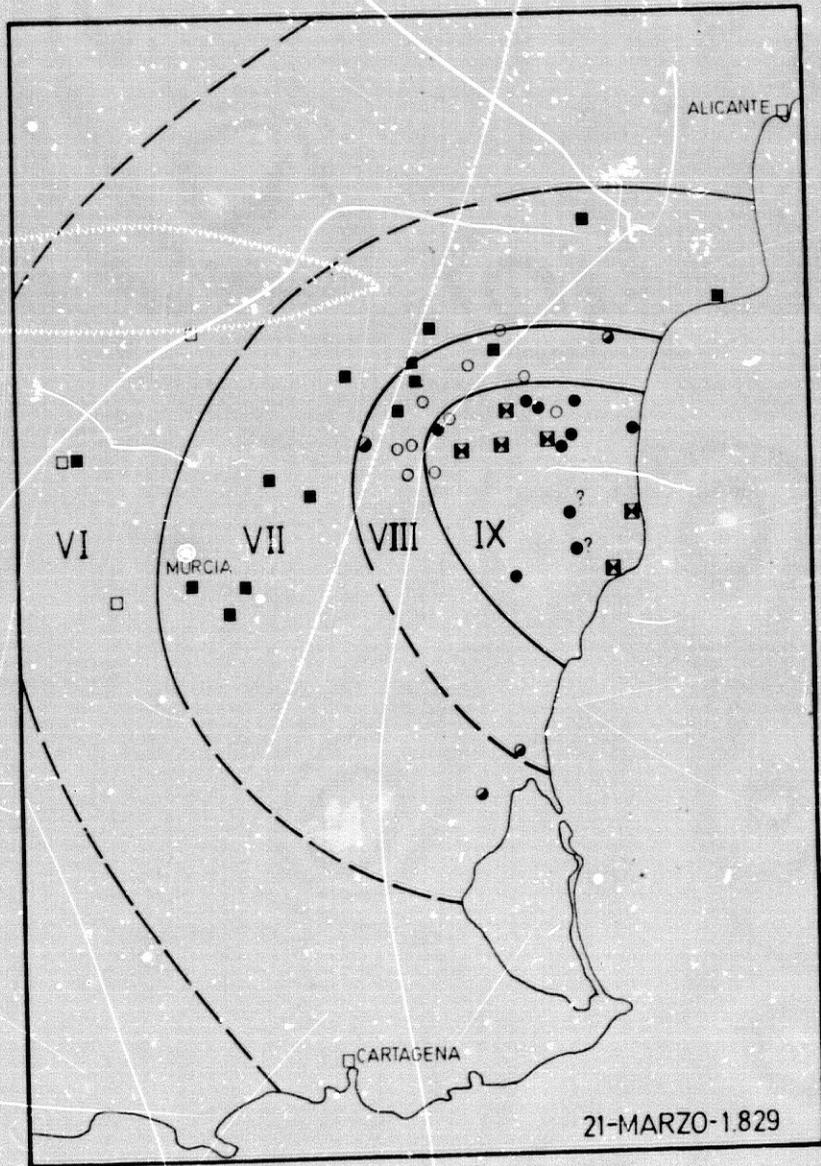


Fig. 6-13. Mapa de isosistas del terremoto del 21 de Marzo de 1825, según López Marinas (1976).

Fig. 6-15. Mapa de isosistas del terremoto de Torrevisja (Alicante).

- = VI
- = VII
- = VII-VIII
- = VIII
- = IX
- ⊠ = X



Sismicidad Histórica

Los terremotos de 1863

Según cita Galbis (1932) el 17 de Abril de 1863 hubo un terremoto fuerte que se sintió en Granada, donde se hundieron 3 casas, en Gojar hubo pequeños destrozos, en Los Ogijares se cayó un molino y en Alhendín una pared y se abrieron grietas en el terreno. Por los datos referidos no parece haberse superado el grado VII.

Respecto del sismo del 10 de Junio de 1863, que motivó un informe del enviado especial Casiano de Prado (1863), tan solo alcanzó el grado VII y no el VIII como figura en las listas oficiales (Lopez Marinas, 1978). Hubo una gran cantidad de réplicas en los meses de Junio, Julio, Agosto y algunos en Septiembre. Los de mayor intensidad fueron los de los días 19 de Junio y 6 de Agosto. El terremoto principal se sintió con mayor intensidad en Huerca Overa, Cuevas de Vera, Vera, Albox, Antas, Arbolea y Cantoria, y ligeramente en Almería, Cartagena, Murcia, Lorca, etc.

Los destrozos fueron: una casa hundida en Albox, muchas grietas y algún desprendimiento de cornisas en Huerca Overa y Vera (donde quedaron inclinadas las torres de una ermita y la de un convento, respectivamente). En Cuevas de Vera hubo destrozos similares y una grieta en una calle de unos 30 m de largo y 10 cm de ancho (no 10 m como da Galbis, 1932). También hubo grietas en el terreno en otros lugares, pero de poca importancia. En los barrancos situados en las márgenes del Almanzora, cerca de Huerca Overa, hubo desprendimientos de tierras y piedras (algunas de gran tamaño) (C. Prado, 1863).

El Terremoto del 25 de Diciembre de 1884

Este sismo ocurrió a las 21h 08m (T.U. con los datos de parada de relojes del Observatorio de San Fernando), con epicentro situado entre Ventas de Zafarraya, Alhama de Granada y Jatar según los datos macrosísmicos recogidos.

La duración estimada de las sacudidas sentidas varía de uno a otro lugar y depende de los observadores, pero quizá los datos más repetidos que hayan tenido una referencia para valorarla son entre 15 y 20 segundos. Orueta (1885) informa que según cálculos realizados con el desplazamiento del faro de Málaga, en ésta la duración habría sido de unos 25 segundos.

Respecto a la distribución y características de los

Sismicidad Histórica

daños causados por el terremoto estos quedan reflejados en una copiosísima documentación (actas, legajos, informes, órdenes, memorias, relatos, medidas de reconstrucción, fotografías, etc.) y han sido analizados en algunos trabajos relativamente recientes (p. e. Lopez Arroyo et al, 1978, 1980; Udías y Muñoz, 1979; Muñoz y Udías 1980 (Fig. 6-16). Vidal et al, 1982).

Existen discrepancias en la cuantificación de las víctimas y casas destruidas hechas por las distintas comisiones y particulares que inspeccionaron o recabaron datos de los efectos destructores. Los datos más fidedignos son los recogidos por el Comisario Regio, aunque estos son escasos para algunas poblaciones que no fueron asistidas por la Comisaría Regia. También son muy valiosos los informes referidos a áreas extensas de la Diputación Provincial y Gobierno Civil de Granada, de la Comisión Española, de Orueta (1885), etc. La importancia de los destrozos y de las víctimas ocasionadas requiere una investigación histórica sobre el conjunto de fuentes documentales. (Actualmente en curso de realización por miembros del Observatorio de Cartuja)

En la tabla 6-III (Lopez Arroyo et al, 1980) hay un resumen de las poblaciones de Granada y Málaga que sufrieron mayores daños y en la tabla 6-IV el dado por el Gobernador Civil de Granada respecto a todos los pueblos afectados en dicha provincia. Otras estadísticas de daños y víctimas hacen una revisión completa de las poblaciones afectadas, como p. e. Feliú Boada (1885), con datos asimismo del número de habitantes de cada población.

La diferencia en el número de muertos entre las distintas estadísticas es algo sorprendente y aún más el número de heridos, donde solo algunos diferencian entre heridos graves, leves y contusos. La diferencia en las apreciaciones del grado de los destrozos, sobre todo en las casas que no sufrieron destrucción total, es debida a la diferencia de criterios en la clasificación de daños. En los informes dados por el Gobernador de Málaga se exageran los daños, sobre todo en el primero de ellos; en los del Gobernador de Granada se infravaloran (según se desprende de las notas que la Comisión del Mapa Geológico adjunta a la traducción del informe de la Comisión Francesa, 1890) y los suministrados por la Diputación Provincial de Granada se aproximan bastante a la realidad. A pesar de estas discrepancias y teniendo en cuenta documentos directos se pueden valorar con bastante precisión el grado de intensidad alcanzado y su distribución en el área afectada. Hagamos un breve análisis de estos efectos.

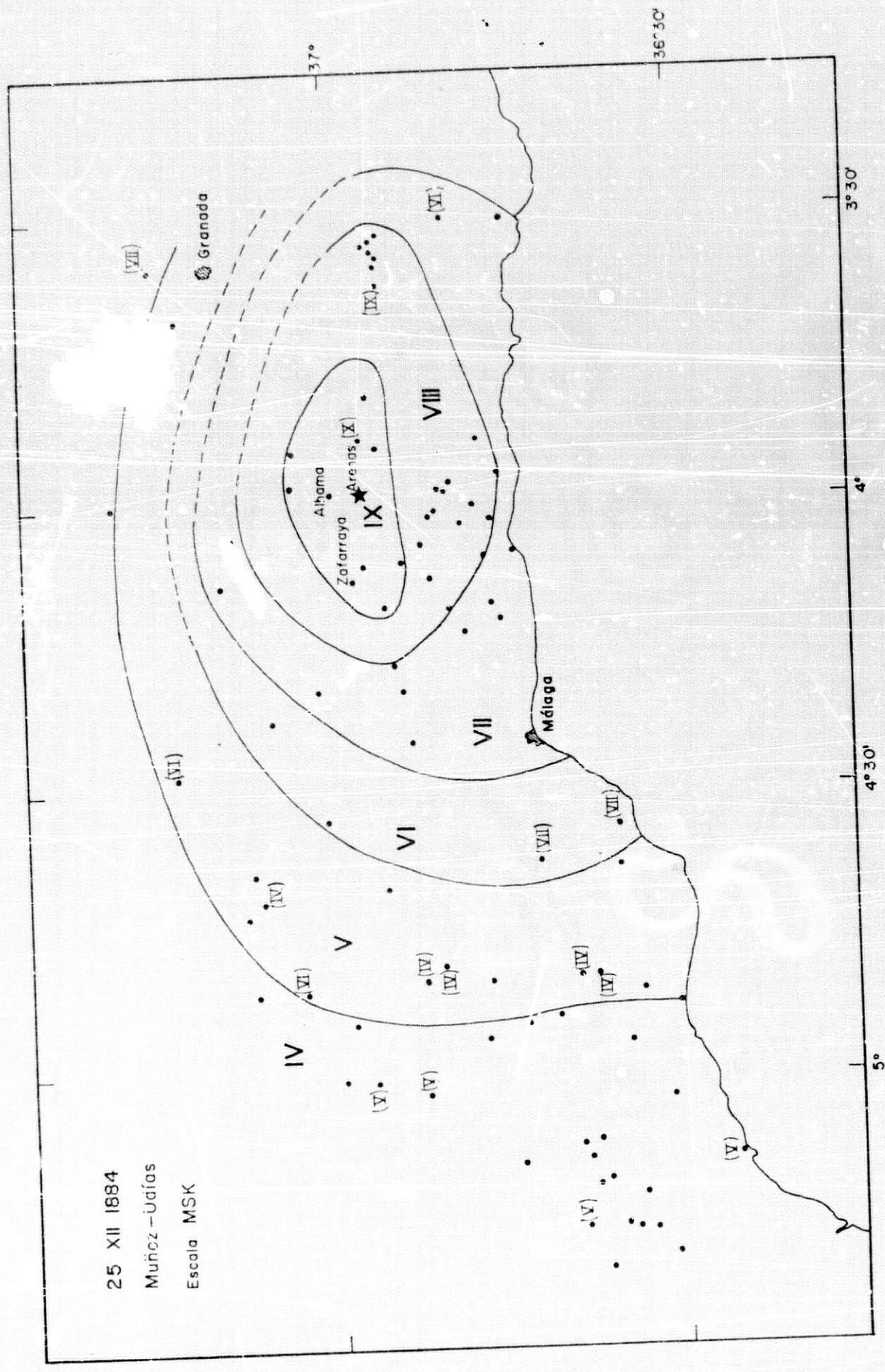


Fig. 6-16. Mapa de isosistas del terremoto de 1884, según Muñoz y Udías (1980).

TABLA 6 - III Cuadro resumen de víctimas y daños del terremoto de 1884.

NUCLEO	POBLACION		VICTIMAS						EDIFICIOS EXISTENTES				DAÑOS A EDIFICACIONES				CASAS OMITIDAS	DAMNIFICADOS COMISARIA REGIA	DINERO INVERTIDO POR LA COMISARIA REGIA (Ptas.)				
	Termino municipal		GOBIERNADOR		EL DEFENSOR		D. DRUETA		DIPUTACION		N. U. C. L. E. O		TERMINO MUNICIPAL		COMISION ESPANOLA					DOMINGO DE ORUETA		COMISION FRANCESA	
	Muertos	Heridos	Muertos	Heridos	Muertos	Heridos	Muertos	Heridos	Muertos	Heridos	1. Planta	2	3	1. Flota	2	3				Dañados	Daradas	Dañados	Daradas
Albuñuelas	1.640	102	500	102	253	190	92	75	56	303	7	116	308	7	463	26	900	1.247	146	380	346.923		
Albama	7.758	307	502	463	473	330	500		8	478	793	248	488	793	1.084	230	1.000	900	1.247	66	1.500.000		
Almendra de Venas	1.366	135	253	118	146	140	101	92	14	319	14	30	343	15	397	16	350	Todas	220	66	1.033.765		
Arucas	728	746					1	6	8	124	6	9	137	6	21	72	50		220	66	9.421		
Cacín-El Turco									6	114	6	6	117	6						220	66	30.882	
Fornes	76.005								2	117	3	2	124	3						130	83	109.892	
Granada	586								3	239	12	6	243	12	37	220	77	146	73	216	527.113		
Güevejar	1.163						2	7	3	228	14	66	230	14	95	218	186	143	191	234	21.729		
Jata	1.213	17	5	17	21	10	18	7	62	92	5	5	97	5	95	44			138	280	128.508		
Jayena	362	9	13	8	7	19	8	7	10	182	7	11	215	7	162	44				?	20.000		
Muchas	708	13	8	13	19	74	20	98	10	56	53	53	98	80	119	20	80	6	83	46	17.781		
Santa Cruz	934	73	7	73	14	86	58	26	22	150	74	74	203	20	200	170	72	200	160	132	122.421		
Venas	2.700	25	86	27	86	25	80	34	47	675	478				3.332	2.438							
Zafarraya		690	1.426	828	1.164																		
Total Granada																							
Alcázar	2.019	4					6	5	90	237	8	175	311	8	150	600	112	25	25	65	9.333		
C. del Aceituno	3.231	5					6	34	75	500	10	543	590	10	92	382	323	334		69	8.251		
Málaga	94.732						6		751	3.846	2.640	1.839	4.443	2.644						76	146.885		
Periana	4.060	40					58	163	276	225	5	378	314	5	158	146	340	450	50	600	300.587		
Vélez-Málaga	24.332	6					5	30	806	1.201	256	3.171	1.389	261	1.057	10.641			70	665	110.366		
Total Málaga		55					59																
Otros		9					7																
							7																

(López Arroyo et al., 1980)

* Sólo provincia de Granada

GOBIERNO CIVIL DE LA PROVINCIA DE GRANADA.

ESTADO DEMOSTRATIVO de los muertos y heridos y de las casas destruidas en los pueblos de esta Provincia, por consecuencia de los terremotos que empezaron en ella la noche del 25 de Diciembre de 1881.

NOMBRE DE LOS PUEBLOS.	Número de muertos y heridos.			Casas cuyos dueños pagan por todos los conceptos más de 75 pesetas de contribución directa.			Casas cuyos dueños pagan por todos los conceptos más de 75 pesetas de contribución directa.			TOTAL GENERAL de casas destruidas en parte en cada pueblo.	TOTAL GENERAL de casas destruidas en parte en cada pueblo.	TOTAL GENERAL de casas destruidas en parte en cada pueblo.	OBSERVACIONES.
	MUERTOS.	HERIDOS.	TOTAL.	N.º DE CASAS destruidas totalmente.	NUMERO de casas destruidas en parte.	TOTAL.	N.º DE CASAS destruidas totalmente.	NUMERO de casas destruidas en parte.	TOTAL.				
Alhama	391	382	773	317	1.290	187	143	431	1.391	180	1.571		
Albujón	102	200	302	145	350	497			295	273	568		
Alcañices			15	6	6				6	6	12	De su reconstrucción está encargada la Ciudad de Linares.	
Alcañices			15	6	6				6	6	12		
Alcañices			4	4	4				4	4	8		
Alcañices			349	319	668		14	14	413	413	881	De su reconstrucción está encargada Burjassot.	
Alcañices	133		297	257	554				297	297	594		
Alcañices			9	21	30				9	21	30		
Alcañices			2	14	16		2	2	2	16	18		
Alcañices			30	8	38		2	2	30	10	40		
Alcañices	18		4	10	14	40	6	46	44	78	122		
Alcañices			20	31	51	0	3	3	26	24	50		
Alcañices	1		18	22	40	2	1	3	20	23	43		
Alcañices	2		2	3	5				2	3	5		
Alcañices			7	10	17				7	10	17		
Alcañices			2	32	34	2	13	15	4	45	49		
Alcañices			8	8	8	1		1	1	8	9		
Alcañices			2	2	2				2	2	4		
Alcañices			11	6	17	2		2	13	6	19		
Alcañices			4	4	4				4	4	8		
Alcañices			21	70	91	2	7	9	24	57	80		
Alcañices			35	10	45	1		1	37	10	47		
Alcañices			4	4	8				4	4	8		
Alcañices			9	9	9	4		4	13	4	17		
Alcañices			2	10	12	2		2	2	12	14		
Alcañices			13	13	26				13	13	26	Lo mismo que Alcañices.	
Alcañices			8	23	31		1	1	8	24	32		
Alcañices			18	7	25		3	3	18	19	28		
Alcañices			5	26	31	2	8	10	7	34	41		
Alcañices				27	27	1		1		27	27		
Alcañices			9	19	28		9	9	9	28	37		
Alcañices	2		20	6	26	1	1	2	21	7	28		
Alcañices	17	5	162		162	40		40	262		262		
Alcañices			4	4	4				4	4	8		
Alcañices			4	4	4				4	4	8		
Alcañices	5	10	5	5	10	7	4	11	12	4	16		
Alcañices			5	5	10				5	5	10		
Alcañices	1		4	4	4				4	4	8		
Alcañices			9	9	9	2		2	11	4	15		
Alcañices			29	73	102	9	17	26	38	40	128		
Alcañices			15	6	21	1	1	2	16	7	23		
Alcañices			1	10	11		3	3	1	13	14		
Alcañices			34	10	44	1	1	2	37	11	48		
Alcañices			6	6	6		7	7		15	15		
Alcañices	9	13	45	47	92	6	4	10	51	51	102	Id. Gobernador Civil, Arzobispo y Presidente Diputación.	
Alcañices			14	14	14	2		2	16	16	32		
Alcañices			12	8	20		7	7	12	15	27		
Alcañices			39	17	56	1	9	10	40	12	52		
Alcañices			5	2	7				5	2	7		
Alcañices			2	2	2		3	3		5	5		
Alcañices			6	7	13				6	7	13		
Alcañices			2	2	2				2	2	4		
Alcañices			10	4	14	3	5	8	22	9	31	Id. la Ciudad de Baza.	
Alcañices			4	4	4				4	4	8		
Alcañices	1	20	14	21	35		10	10	14	31	45	Id. la Ciudad de Baza.	
Alcañices			9	18	27		5	5	9	23	32		
Alcañices	13	8	150		150		50	50	150	50	200		
Alcañices			3	4	7	2	1	3	5	5	10		
Alcañices			7	6	13		1	1	7	7	14		
Alcañices			2	15	17	1	5	6	2	20	22		
Alcañices	73	7	50	10	60	19		19	69	10	79		
Alcañices	25	80	371		371				371		371		
Alcañices	1		10	10	10				10	10	20		
TOTAL	690	1.174	2.864	1.697	4.561	508	441	949	3.312	2.158	5.470		

Granada 19 de Febrero de 1885.



Sismicidad Histórica

La población más afectada (grado X), fué Arenas del Rey donde más del 90 % de las casas sufrieron daños clase 5 y el resto clase 4. Todos los informes hablan de la ruina total del pueblo y así está reflejado en las fotografías parciales y de conjunto que se tomaron. Hubo grietas en las calles de unos 30 m de largas y de 4 a 10 cm de anchas (Orueta 1885). Las víctimas fueron: 135 muertos (10 %), 253 heridos de los que casi un 13 % fueron graves. El emplazamiento del pueblo se trasladó a medio Km. del antiguo, construyéndose 25 manzanas de casas sobre una superficie de 6400 m².

En Alhama (I = IX), (Fig. 6-17) hubo el mayor número de víctimas 463 muertos y 473 heridos según el Defensor de Granada y Triviño Valdivia (1885); otros dan cifras menores pero aseguran que son incompletas (Orueta, Feliú Boada, Gobierno Civil, etc) y que quedan cadáveres que rescatar. El porcentaje de víctimas es del orden del 5 al 6 % de muertos y otro tanto de heridos. Murieron gran número de animales: 176 caballerías y 9.500 cabezas de ganado (Triviño Valdivia, 1885). Más del 70 % de casas sufrieron daños clase 5, un 15% daños clase 4 y el resto clase 2 y 3. Hubo desprendimientos importantes en los tajos arrastrando parte de las construcciones. Quedaron grietas en los bordes de los mismos que aconsejaron no reedificar las casas destruidas cercanas (Lasala, 1888). Se construyó un barrio nuevo de 22 manzanas sobre una superficie de 49325 m² en las inmediaciones de la Hoya del Egido.

En Ventas de Zafarraya (I = IX-X) el 80% de las casas sufrieron daños clase 5 y el resto clase 4. Hubo 74 muertos (8 %) y 16 heridos graves. Hubo numerosos desprendimientos de rocas en el Boquete de Zafarraya y en la vertiente S de la sierra cercana. Hubo grietas en el suelo de 4 hasta 75 cm de ancho y de 30 a 300 m de largo. Hubo otra grieta importante con una longitud aproximada de 7 Km, separando el substrato calizo del sedimento. Se construyó un barrio nuevo a expensas de los donativos cubanos, pensando cambiar el nombre del pueblo por el de Nueva Habana.

En Zafarraya (I = IX) los daños fueron menores, más del 30% de casas con daños clase 5, el 53% de clase 4, algunas de las cuales se hundieron del todo a causa de las réplicas, y el resto clase 3. Hubo 25 a 27 muertos (1 %) y 24 heridos graves y 56 leves. Las diferencias de los destrozos respecto a Ventas de Zafarraya pueden ser debidas a la diferente constitución del terreno: calizas jurásicas en Zafarraya, sedimentos cuaternarios en Ventas. Se construyó un barrio nuevo en las inmediaciones.

Ha habido desprendimientos importantes en los cerros del Viton y del Moro. Grietas de unos 50 cm a 100 cm de

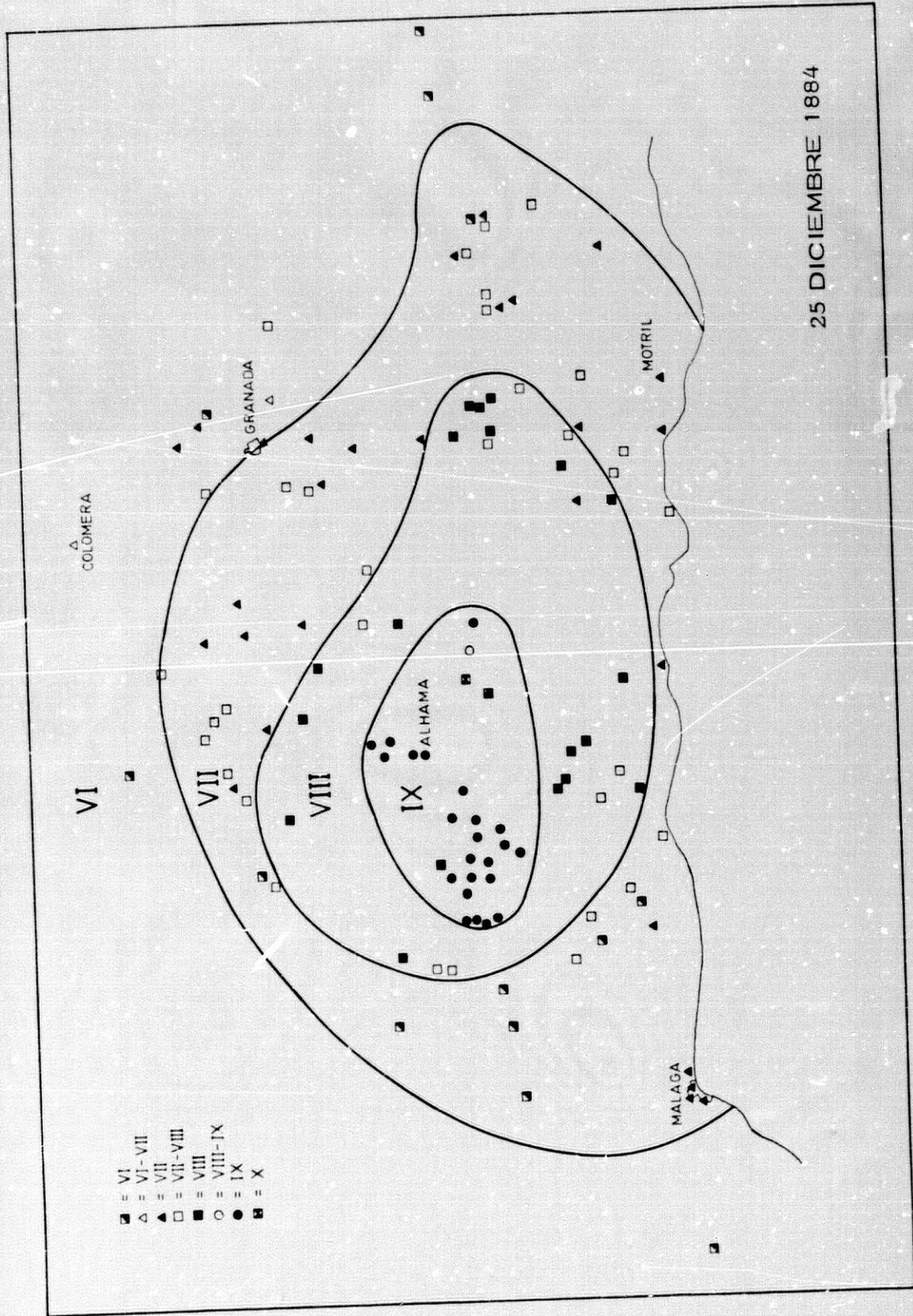


Fig. 6 - 17. Mapa de isosistas del terremoto del 25 de Diciembre de 1884.

Sismicidad Histórica

ancho y medio Km de largo en el Hoyo del Toro, en la Sierra de Marchamonas. En el anejo del Almendral (a 3 Km de Zafarraya) se hundieron 16 casas y hubo 4 muertos, siendo menores los daños que en Zafarraya debido a que las casas eran allí de una sola altura.

En Jayena (I = IX) más del 60% de las casas quedaron con destrozos clase 5, el resto con clase 4 que amenazaban inmediata ruina (según Orueta, 1885). Víctimas inmediatas 10 muertos y 18 heridos graves, aunque datos posteriores hablan de 17 muertos y otros como el de la Diputación Provincial de tan solo 7.

En Jatar (I = VIII-IX) el 30% de casas tuvieron daños clase 5, otro 40% de clase 4 y el resto clase 3 y 2. Hubo 2 muertos y 46 heridos. Galbis (1932) dice que no se hundió ningún edificio, pero Fernandez de Castro et al (1885), Orueta (1885), Feliú Boada (1885) etc. dan 21, 71 y dos tercios de casas hundidas. Los daños son menores que en las poblaciones cercanas debido a estar el pueblo situado sobre materiales paleozoicos.

En Fornes (I = VIII), el 18 % de casas sufrieron daños de clase 5, el 45% clase 3 y 4. No hubo muertos.

En Santa Cruz (I = IX), causó 13 muertos (1.8%) y 19 heridos. El informe de la Diputación Provincial da 20 muertos y 98 heridos. Más del 70% de las casas sufren daños clase 5 y el 20% clase 4. Algunos autores como Triviño Valdivia (1885) y "Um Quidam" (1885) dan todas las casas como destruidas. En una cortijada a media legua de Santa Cruz también hubo destrozos clase 5.

En Cacín y el Turro (I = VIII) el 14% de las casas quedó con daños clase 5, y el 50% clase 4. Cacín tuvo 82 casas destrozadas, 4 cortijos y un molino de harina y el resto cuarteadas. No hubo muertos pero sí heridos (18). En las citadas notas de la Comisión del Mapa Geológico se dice que hubo 1 muerto, 6 heridos, 21 casas destruidas y 72 quebrantadas.

En Albuñuelas (I = IX) los destrozos fueron muy considerables producidos sobre todo por deslizamientos de ladera asociados al terremoto, debido a la topografía y constitución del suelo. Hubo más de un 70% de casas con daños clase 5 y el resto clase 3 y 4 (Feliú Boada, 1885). Hubo un 6% de muertos y un 30% de heridos. Se produjo licuefacción en los alrededores de la población, en el Pago de las Ventas. Se destrozó más el barrio alto, construyéndose 9 manzanas en distinto emplazamiento sobre

Sismicidad Histórica

unos 11.000 m².

En Murchas (I = IX) hubo un 2.5% de muertos y un 3.6% de heridos graves; un 50% de casas hundidas en el término municipal, y un 95% en el núcleo, y el resto con daños clase 4. Las actas del ayuntamiento dan 86 casas hundidas por completo y 9 inhabitables y la Diputación Provincial 95 casas hundidas. Tanto en Murchas como en Albuñuelas se observa una amplificación de los destrozos debido a las condiciones del terreno, hecho que se ha observado "in situ" en el terremoto del 24 de Junio de 1984 (Vidal et al, 1986).

En Periana (I = IX) según Fernández de Castro et al (1885) el 57% sufrieron daños clase 5 y el resto clase 4. Cifras similares da Orueta (1885), que informa además de 44 muertos, 32 heridos graves y 50 leves. Se construyó un barrio nuevo de 10 manzanas en el Carrascal, al E de Periana.

Hubo 14 muertos y 81 heridos en los anejos de la Muela, Guaro, Vilo, Mondron, Sara, Marines, Rosas, Malpelo, Carrasquilla y Rioseco. En dichos anejos se hundieron 190 casas y quedaron ruinosas 171.

Hubo deslizamientos y hundimientos, como p. e. en los cortijos del Batan, Zapata, Guaro, La Cueva, etc. y grietas, con una longitud de unos 4 Km, entre el cortijo de la Cueva y el Fuerto del Sol. En este último los bloques desprendidos llegaron a tener gran tamaño.

En Alcaucín (I = VIII-IX) y su término casi el 30% de las casas sufrieron daños clase 5 y el resto clase 4 y 3. El daño fué menor en el núcleo de la población, donde se hundieron por completo 22 casas y causaron 6 muertos (Orueta, 1885), se formaron grietas de unos 30 m y unos 4 cm de anchas.

En los alrededores de Alcaucín los daños fueron mayores, 112 casas hundidas, gran cantidad de grietas en el terreno, desprendimientos de rocas en Sierra Tejada, etc.

En Canillas de Aceituno (I = VIII-IX) se hundieron el 15% de edificios y con daños clase 4 el 65% (Fernández de Castro et al, 1885). Orueta (1885) dá unas cifras mayores (ver tabla 6-II) y anota 6 muertos, 4 heridos graves y más de 30 heridos leves. Sufrió mayores destrozos el barrio alto (casas tipo A) pero no hubo en el víctimas (Um Quidam, 1885).

Sismicidad Histórica

Los lugares que alcanzaron el grado VIII fueron: Agrón, Algarrobo, Beznar, Cómpea, Conchar, Cútar, Frigiliana, Guajar Alto, Chite, Izbor, Molvizar, Mondujar, Niguelas, Otivar, Restabal, Salar, Salares, Saleres, Sedella, Tablate, Tajarja, El Turro, Talará y Vélez Málaga.

Con grado VII-VIII están: Alfarnate, Alfarnatejo, Almuñecar, Bayacas, Bérchules, Brácana, Canillas de Albaida, Carataunas, Churriana, Durcal, Escuzar, Ferreira, Gabia Chica, Guajar Faraguit, Huetor Tajar, Illora, Jete, Itrabo, Loja, Orgiva, Pampaneira, Pinos Genil, Sayalonga, Soportujar, Tocón, Torre del Mar, Torviscón, Vélez Benaudalla, Ventas de Huelma y Villanueva del Mesía.

Con grado VII están: Acequias, Albolote, Archez, Arenas, Atarfe, Benamargosa, Benamocarra, Bérchules, Cajar, Cañas, Capileira, Casares, Comares, Escoznar, Ferreirola, Guevejar, Guájar Fondón, Lentegi, Málaga, Mecina Bombarón, Mecina Fondales, Moraleda, Motril, Nerja, y Torrox.

Con grado VI-VII: Caniles, Colomera, Cozviyar, Cenes, Dilar, Granada, Lentegi, Híjar, Montefrío y Mecina Alfahar, etc.

Con grado VI: Alcudia, Ogijares, Pórtugos...etc.

El pueblo de Güevejar (I-VII) quedó posteriormente destruido por un efecto secundario, el deslizamiento de ladera iniciado por la sacudida sísmica, debido a la plasticidad de las margas y arcillas sobre la ladera en que se asentaba la población. Se formó una fractura semicircular rodeando a la población y comenzó el deslizamiento que poco a poco fué destrozando hasta 129 casas, dejando otras 25 muy quebrantadas. Las fracturas llegaron a tener de 1 a 4 m. de anchura y una profundidad visible de más de 6m (Fernandez de Castro et al, 1885, Fouqué et al, 1889).

El pueblo nuevo con 9 manzanas de casas hubo de edificarse a unos 300 m al S. del antiguo sobre una superficie de 18.000 m².

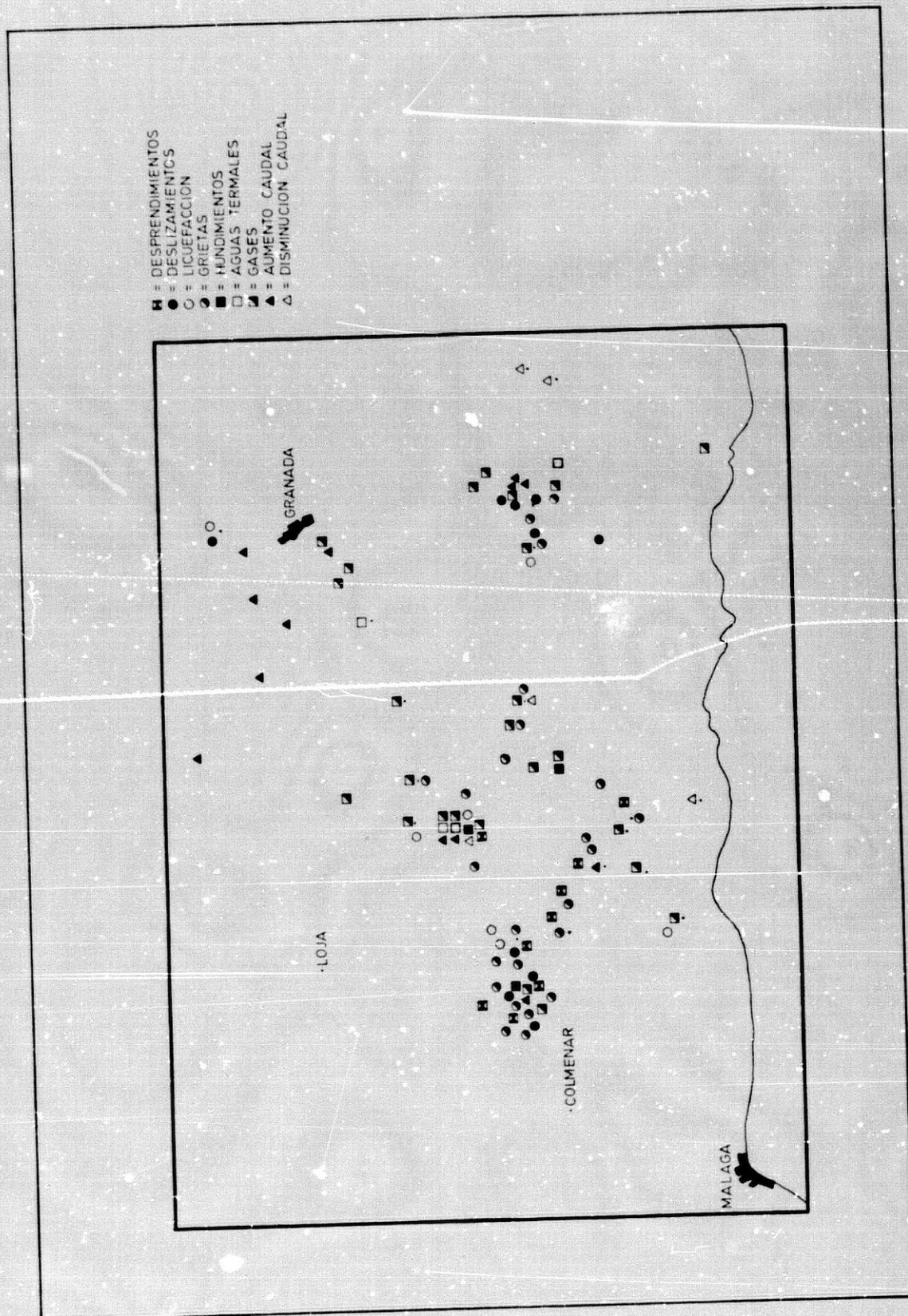


Fig. 6-18. Efectos más significativos producidos por el sismo de 1884.

Sismicidad Histórica

EFECTOS SOBRE EL TERRENO Y CONSTRUCCIONES

En la figura 6-18 hemos representado los efectos más significativos de este terremoto: licuefacción, grietas, deslizamientos, desprendimientos, hundimientos, emanación de gases (SH_2 sobre todo) y alteración en el caudal de fuentes y manantiales. Relaciones detalladas de los lugares afectados por estos efectos aparecen en Fernández de Castro et al (1885), Lopez Arroyo et al (1980), etc.

Debido a las características geomorfológicas de la región afectada hubo gran cantidad de desprendimientos en los pueblos de Izbor, Albuñuelas, Villanueva del Trabuco, etc, en los Tajos de Alhama, Tajo Fuerte, Tajo Liso, El Vitrón, El Boquete de Zafarraya, etc., en las sierras de Enmedio, Marchamonas, Tejeda, Alhama, Almjara, Los Guajares, etc.. Fueron numerosos los deslizamientos que se produjeron en las sierras citadas y en los pueblos de Albuñuelas, Glievejar, Periana, en las cortijadas de Guaro, el Batán, etc.

El terremoto del 24 de Junio de 1984, con epicentro relativamente cercano al de un siglo anterior, Vidal y Alguacil observaron algunos pequeños deslizamientos en Albuñuelas, Otivar, y desprendimientos en la sierra de Albuñuelas y la de los Guájares, anotando una gran cantidad de taludes y laderas inestables susceptibles de deslizarse ante sacudidas de mayor intensidad.

Las laderas deslizantes se comprueba que son un factor de riesgo importante en la región granadina donde existen gran cantidad de lugares de estas características afectando a poblaciones (Monachil, Cogollos, Olivares, etc.)

También influyó la topografía en la formación de grandes grietas asociadas a deslizamientos (p. e. Guaro, El Batán, etc.).

Se formaron gran cantidad de grietas, tanto en terrenos sedimentarios como en rocas calizas (referidas en las descripciones de poblaciones de I=IX), pudiendo algunas de ellas considerarse ligadas a sistemas de fracturas y otras simplemente al efecto vibratorio de la sacudida sobre el terreno (sobre todo en las laderas).

Hubo licuefacción en Albuñuelas, Santa Cruz del Comercio, el río Marchán, el llano de las Donas (cerca de

Sismicidad Histórica

Zafarraya), el cortijo de los Alamos, en Vélez Málaga, en el río Bermuza etc. (Lopez Arroyo et al 1980, Vidal et al 1981).

Las características de las construcciones afectadas son descritas por Repullés (1885), Fernández de Castro (1885), Lasala (1838), etc. anotando todos las pobres condiciones de sismoresistencia de las mismas. Los muros estaban contruidos con mampostería irregular trabada con barro, yeso, y en algunos casos con mortero de cal, no faltando los hechos de tapial (incluso en las construcciones que tienen tres alturas). Las maderas de pisos y cubiertas (generalmente rollizos de chopo, y a veces de pino) estaban mal enlazadas, sin trabazón y en el caso de los tejados apoyadas simplemente en las paredes maestras. La cimentación era escasa o nula en la mayoría de los casos, con el grave riesgo que esto supone para el caso de suelos poco coherentes como son los pliocuaternarios someros. La utilización de muros de medianería entre estructuras asimétricas y la inexistencia de juntas entre edificios también influyó en los destrozos.

En el caso de las iglesias, generalmente mejor construidas, los daños fueron considerables en zonas de grado IX y VIII, debido esencialmente a la mezcla de fábricas y a la altura (Repullés, 1885).

Respecto a las mejoras de diseño propuestas para las nuevas construcciones que se realizaron tras este terremoto (gracias a la ayuda regia, nacional y extranjera) hay que destacar algunas como la insistencia en una buena cimentación y buena ejecución de obra, reducción de las alturas, disminución del peso de las techumbres y mayor amplitud de las calles de nuevo trazado, etc. que habían sido también propuestas en los terremotos de Santafé de 1806 por Garrido (1806), de Torre vieja de 1829 (Larramendi, 1829) y de Huerca Overa en 1863 (Casiano de Prado, 1863).

En los diseños nuevos se recomienda además que los suelos estén clavados sobre soleras enterizas o sólidamente engatilladas, enzoquetar las maderas y atar los ángulos con cuadrales, apoyar y clavar las cubiertas sobre los estribos corridos, sólidamente unidos entre sí con gatillos y cuadrales y atirantados perfectamente con maderas ó varillas de hierro (Repullés, 1885).

Los cinco tipos de casas construidas, con superficies entre 40 y 150 m², recogen estas recomendaciones, sobre todo las referentes al entramado de muros y tabiques, al enganche de los forjados con carreras empotradas en los muros

Sismicidad Histórica

formando zunchos, y al enzunchamiento y enganche de toda la estructura de la cubierta formando una armadura bien trabada. Además insisten en las características de simetría, en las de aplanamiento del solar, ejecución de cimentación y fábricas utilización solo de maderas de pino (más resistentes que las del álamo), luz máxima entre apoyos, alturas, etc.

Desde el punto de vista urbanístico se planifica la construcción de calles amplias, agrupación de casas en manzanas y construcción de grandes plazas, para evitar víctimas en las calles, permitir el acceso a los lugares siniestrados por distintas vías y disponer de lugares abiertos para establecimiento de campamentos de ayuda (aparte de otras consideraciones urbanísticas no relacionadas con los terremotos).

LOS TERREMOTOS DESTRUCTORES DEL SIGLO XX

Estos sismos han sido mejor analizados macrosísmicamente y tan solo se darán de ellos unas breves reseñas.

Terremoto de Adra del 16 de Junio de 1910.

Este sismo de las 4h 16m 27s, magnitud 6.3, causó destrozos grado VIII en Adra. Abarcó una gran área macrosísmica (Fig.6-19). El terremoto principal derribó algunos tabiques y muros, hundió algún techo y produjo averías importantes en otros edificios como p. e. el Ayuntamiento, Escuela Superior, etc. Los destrozos referidos por Navarro Neumann (1911) están representados en el mapa de isosistas de la Fig. 6-21. Fue sentido a bordo de un vapor y de barcas de pesca.

Con ondas P, S y algún dato de diferencias P-S de las estaciones CRT, SFS, EBR, FBR, COI del sismo principal y de dos de sus réplicas se ha calculado el epicentro obteniéndose uno frente a las costas de Adra en 36.58N y 3.08W, diferente del obtenido por Gutenberg y Richter (1949) en 36.5N y 4.0W y cercano al estimado por Karnik (1969) en 36.7N, 3.1W. Tuvo numerosas réplicas sentidas (16) en el mismo día, registrándose 37 en la estación CRT ese día y unas 68 en el resto del mes. La réplica de las 16h 27m (m = 5.5) alcanzó el grado VII, causando destrozos graves en Adra y Dalías por estar los edificios resentidos.

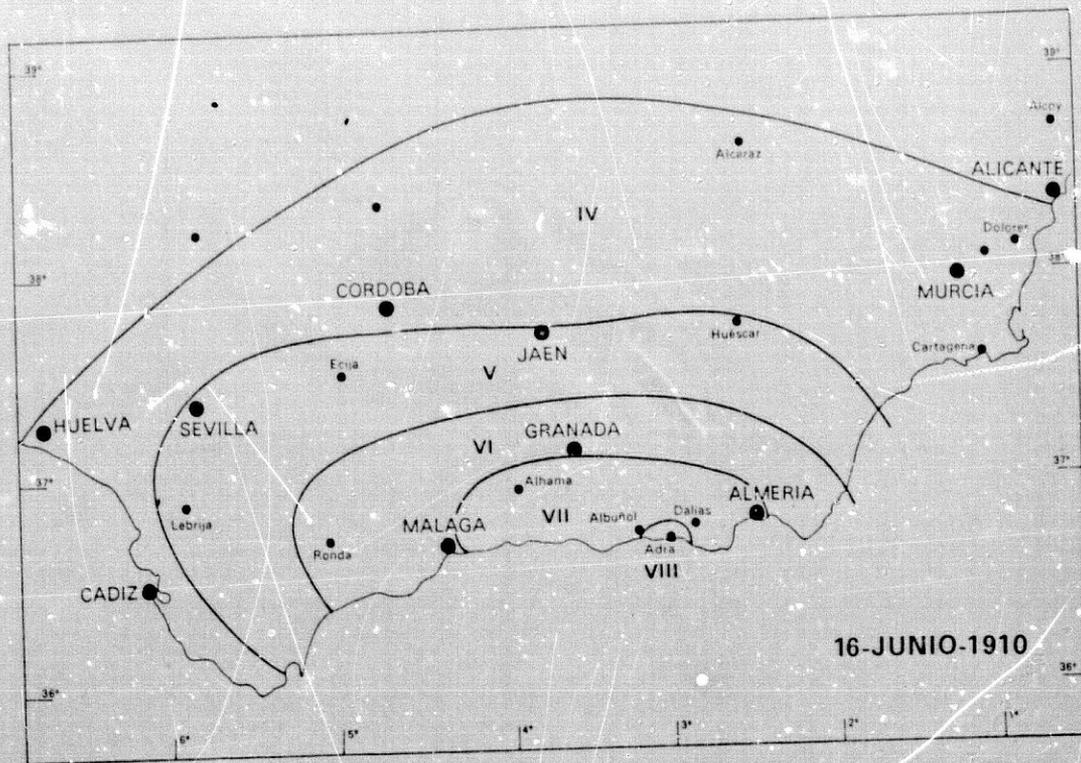


Fig. 6 - 19. Mapa de isosistas del sismo del 16 de Junio de 1910, según Rey Pastor (1936).

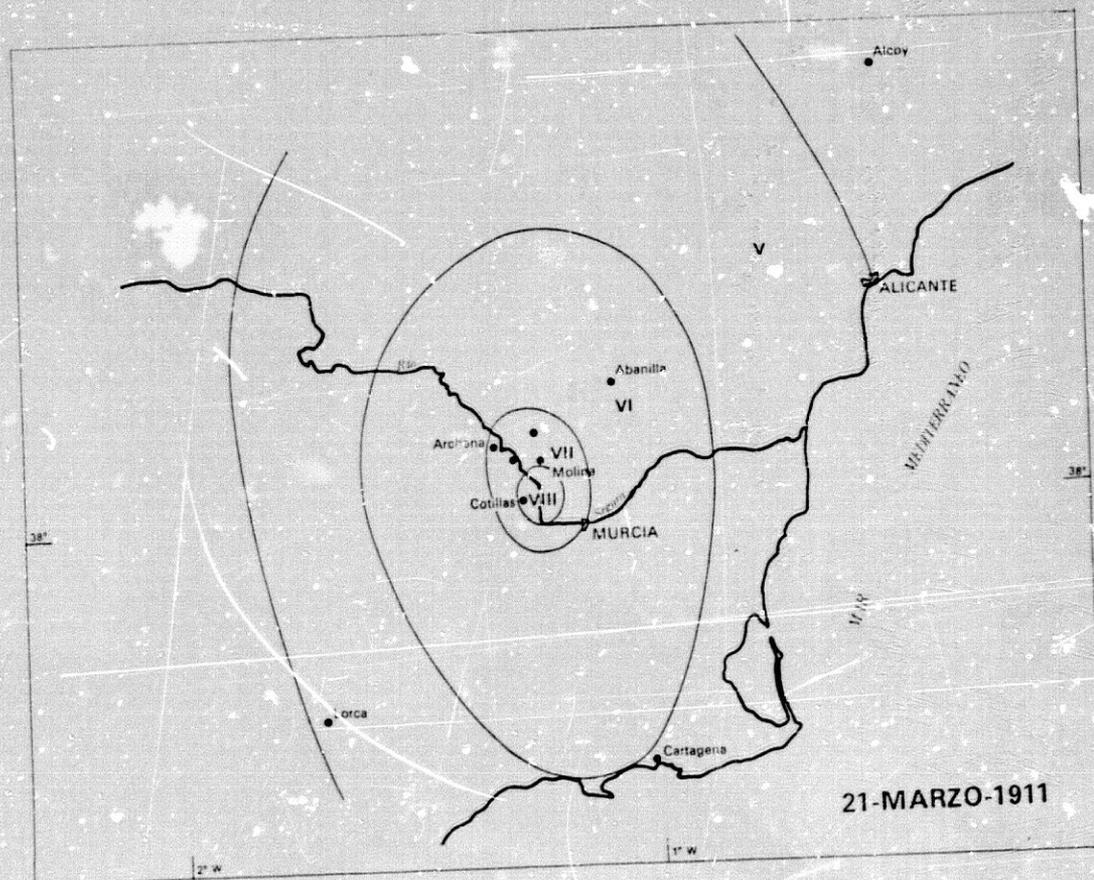


Fig. 6 - 20. Mapa de isosistas del terremoto del 21 de Marzo de 1911, según Rey Pastor (1936).

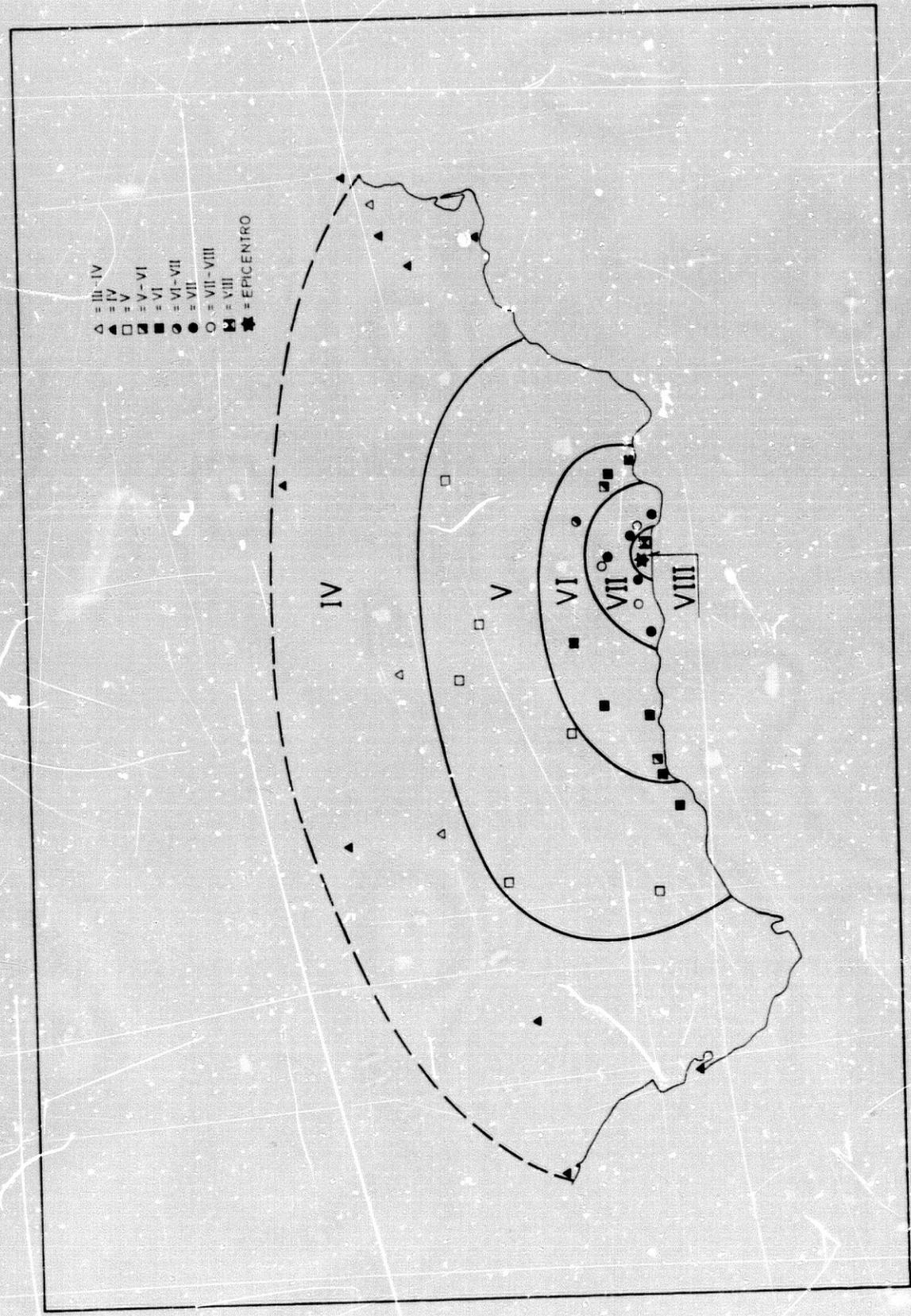


Fig. 6 - 21. Mapa de isosistas del terremoto del 16 de Junio de 1910.

Sismicidad Histórica

Los terremotos murcianos y granadinos de 1911

En 1911 una serie sísmica sacudió la comarca del río Segura, con 119 sismos sentidos entre el 21 de Marzo y el 24 de Mayo.

El sismo de las 14 h 15 m del 21 de Marzo, epicentro 38.0N, 1.2W, de magnitud 5.5 (Karnik, 1969), alcanzó el grado VIII en Cotillas y Alguazas, el grado VII-VIII en Campos y Ceuti, VII en Archena, Lorquí, Molina y San Jerónimo, VI en Murcia, V en Cartagena y Orihuela, IV en Abanilla, III en Lorca (Navarro Neumann, 1911). Datos parecidos recogen Sanchez Lozano y Marín (aunque considerando como VII el grado máximo alcanzado), y Rey Pastor (1936) y algo distintos en el área de grado VI del mapa de isosistas de la Fig. 6-20 respecto del trazado por el IGN (Mezcua, 1982) que abarca un área mayor que los autores anteriormente citados.

El sismo de las 11 h 10 m, del día 3 de Abril, con epicentro en 38.1N, 1.2W, magnitud 5.0, causó daños clase 5 en Lorquí en algunos edificios ya deteriorados por los anteriores sismos y clase 4 en muchas construcciones, sobre todo en las construidas con cantos rodados.

Navarro Neumann (1911) considera los destrozos en Lorquí, Ceuti y Cotillas de grado VIII (F. M.) y agrega que los destrozos no hubieran sobrepasado seguramente el grado VII de no estar resentidos los edificios. Sanchez Lozano y Marín dan grado VIII en Lorquí y VII en Ceuti, Alguazas, Campos y Cotillas, y grado VI en Molina, Murcia y Archena. Hubo lugares en los que la sacudida fué violenta, p.e. un viaducto de 200 m de largo y 43 m de altura a 2 Km al SE de Molina perdió parte del relleno en unos 100 m, y los pretilos hechos de sillería se movieron 7 cm hacia la caizada en un tramo de unos 20 m.

Los destrozos de estos sismos no parecen haber superado el grado VII-VIII (MSK) salvo en zonas aisladas de la vega del Segura, donde se han producido intensidades VIII en terrenos cuaternarios saturados. El alineamiento de los destrozos mayores siguiendo el curso del Segura y su contraste de intensidad con los situados sobre materiales miocenos fué ya comentada por los autores anteriormente citados. La fractura responsable de este terremoto debe ser la de dirección N40W, siguiendo el curso del río Segura, según el alineamiento de actividad sísmica en este área y por los datos de actividad neotectónica de esta fractura (Rodríguez Estrella y López Bermudez, 1983).

Sismicidad Histórica

En la vega granadina se produjo este año una serie sísmica. El terremoto del 31 de Mayo a las 15 h 13 m, con epicentro 37.2N, 3.7W, magnitud 4.9, ocasionó destrozos en Santafé grado VII-VIII, VII en Atarfe, Pinos Puente y Lachar y VI en Huetor Tajar y Granada (Navarro Neumann, 1911).

Se formaron grietas profundas en Pinos Puente de 2 a 7 m de longitud y de unos 20 cm de anchura donde hubo emanación de vapor de agua y gases sulfurosos; también hubo grietas en el Jau y eyecciones de agua y arena (Navarro Neumann 1916, 1921). La estación CRT registró 34 réplicas, 20 de las cuales se sintieron en Santafé y 8 en Cartuja (op. cit.).

El terremoto del 10 de Septiembre de 1919

El terremoto ocurrido a las 10 h 40 m, magnitud 5.2, con epicentro macrosísmico en 38.07N, 0.86W según Inglada (1927). Este autor se vió incapaz de hacer concordar el epicentro que obtuvo con datos instrumentales con la distribución de efectos que él mismo observó. Revisados los datos de boletín de fases P y S de las estaciones que lo registraron, se obtiene un epicentro en el mar frente a Torrelamata y se observan grandes retrasos de reloj.

Navarro Neumann (1920) obtuvo un epicentro en 38.06N, 0.83W más cercano al macrosísmico. Se sintieron réplicas en los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre.

Kindelan y Gorostiza (1920), que recorrieron la zona, informaron que los mayores desperfectos sucedieron en algunas iglesias, cuyas torres y naves se agrietaron, y cayeron algunas cornisas en las poblaciones de Torremendo, Dolores, Almoradí y Benejúzar. Ellos no observaron destrozos valorables mayor de grado VI (escala Sieberg). (En su informe, encaminado a explicar el origen de estos terremotos, vuelven a las antiguas teorías greco-árabes de la "expansión accidental de gases"..., aderezada con terminología geológica más moderna: "principalmente hidrocarburos contenidos y formados en las margas salíferas del Keuper, unidos a vapor de agua.../ .. y estos gases circulan a grandes presiones por la red de grietas subterráneas, ocasionando en su recorrido sacudidas...").

Inglada (1927) valora como grado VIII (escala Sieberg) los pueblos de Jacarilla, Benejúzar, Almoradí, Algorfa y sobre todo en Torremendo en donde todas las casas quedaron con grietas (daños clase 3) y algunas destruidas parcial o totalmente (daños clases 4 y 5). Según esto en Torremendo

Sismicidad Histórica

habría alcanzado el grado VII-VIII (MSK), o incluso el VIII dependiendo de la cuantificación de los daños, pero en los otros pueblos citados habría alcanzado el grado VII (MSK) o como máximo el VII-VIII, pero no el VIII.

El mapa de la Fig. 6-22 con datos en la escala Sieberg, fué trazado por Inglada (1927).

El terremoto del 5 de Julio de 1930

Este sismo de magnitud 5.3 ocurrió a las 23 h 11 m, y produjo destrozos de grado VIII en Montilla. En esta población hundió totalmente varias casas, produjo grietas en bastantes edificios (420 casas con daños clase 3 y 4). Grietas en el suelo de unos 24 m de largo y 6 cm. de ancho en terrenos blandos (Galbis 1940, Navarro Neumann, 1931).

El mapa de isosistas (Fig. 6-23) fué trazado por Rodríguez Navarro (Galbis, 1940), que calculó una profundidad de unos 50 Km. Con datos instrumentales (de boletín) se obtiene el epicentro en 37.65N, 3.85W y una profundidad entre 15 y 20 Km.

El terremoto del 5 de Marzo de 1932

Este sismo de magnitud 4.7 ocurrió a las 2h 10m 31s, y alcanzó el grado VII (MSK) en Vicar donde se hundió una casa y se rompieron cristales. Rey Pastor (1936), trazó un mapa de isosistas valorado en la escala F.M. (Fig. 6-24). El epicentro calculado con datos P, S, de boletines sísmicos es 37.23N, 2.59W.

El terremoto del 23 de Junio de 1948

Este sismo ocurrió a las 3h 43m 55s, de magnitud 5.2, con epicentro instrumental en 38.12N, 1.96W. Rey Pastor (1949) trazó el mapa de isosistas (Fig. 6-25), con una pequeña área de grado VIII en la zona del río Argos. Karnik (1969) con datos de Bonelli (1961) y Rothé (1949) asigna una intensidad máxima VII-VIII.

Los terremotos de la provincia de Jaén del año 1951

Período de gran actividad sísmica en la provincia de Jaén. Más de 90 terremotos fueron registrados en CRT con

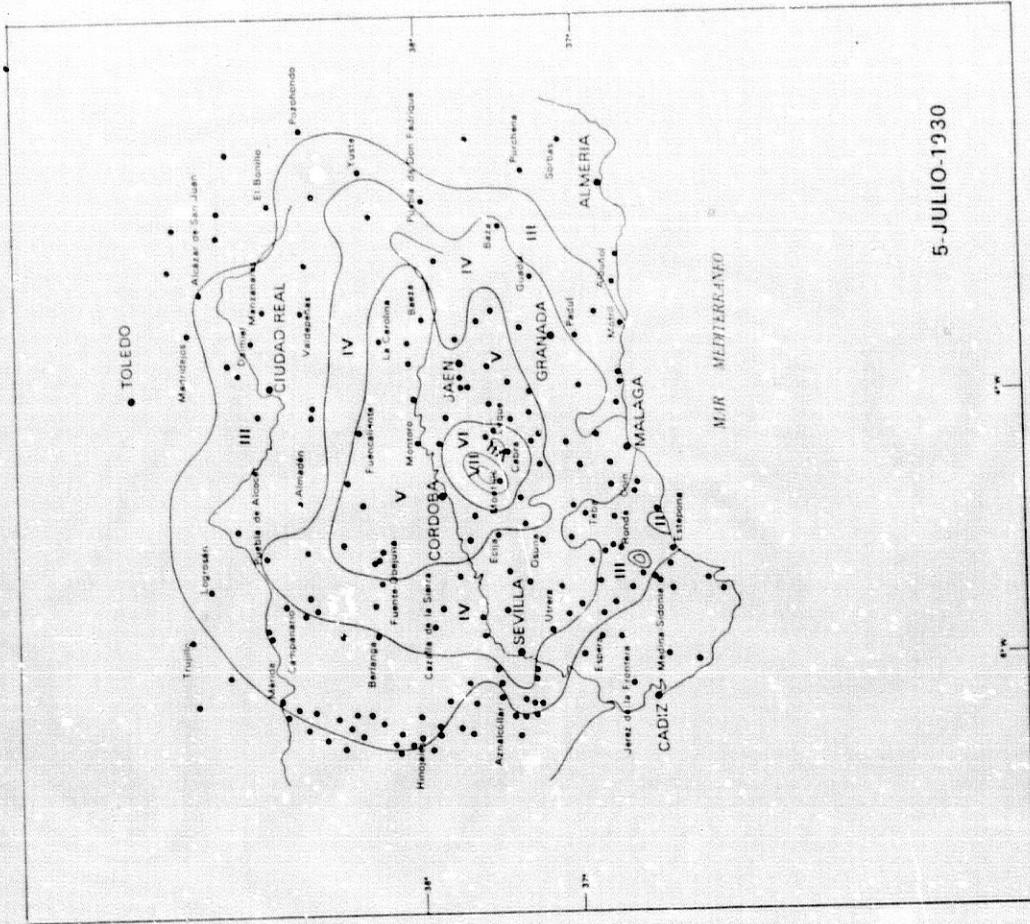


Fig. 6 - 23. Mapa de isosistas del sismo del 5 de Julio de 1930, trazado por Rodríguez Navarro (Galbis, 1940)

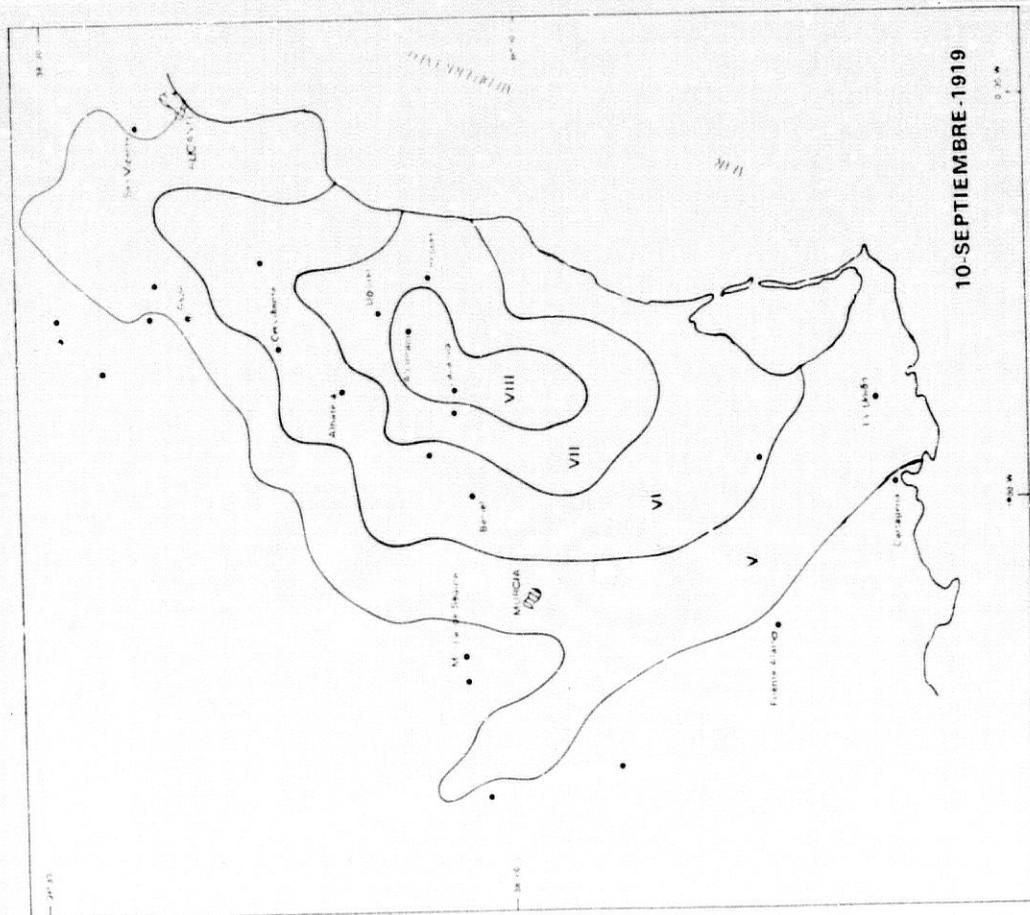


Fig. 6 - 22. Mapa de isosistas del sismo del 10 de Septiembre de 1919, según Inglada (1927).

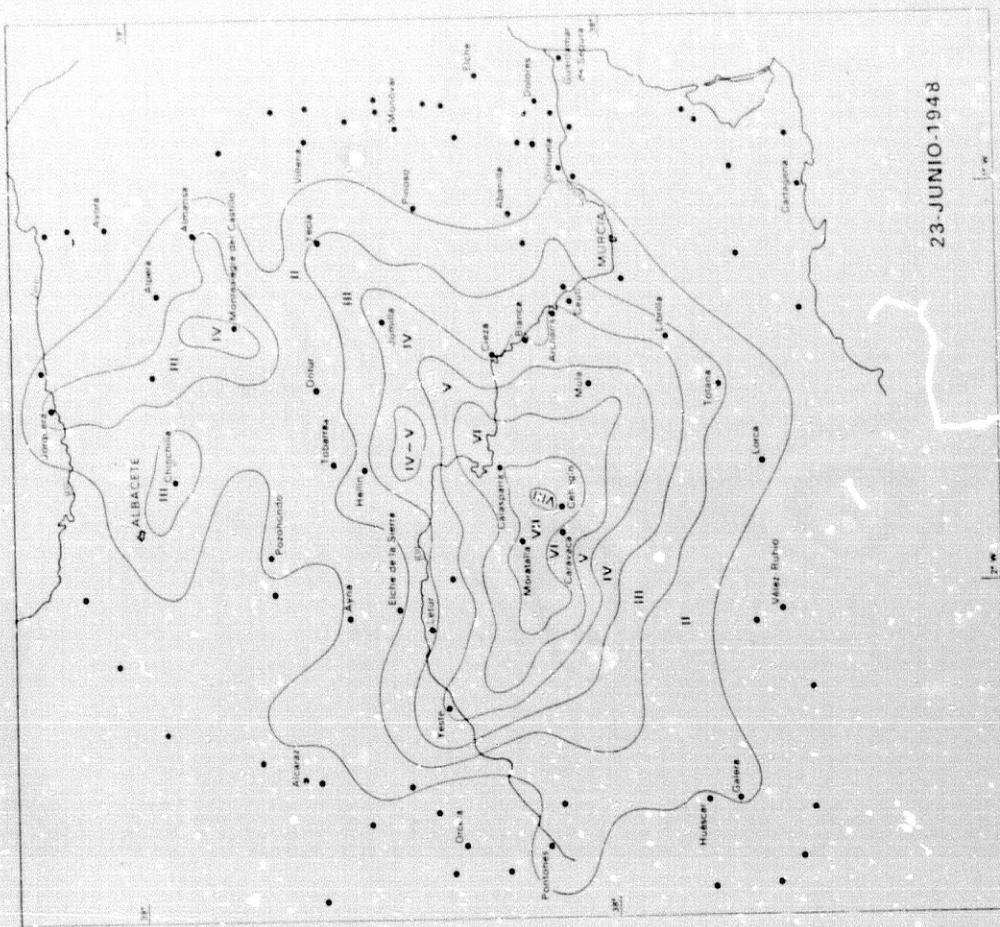


Fig. 6 - 25. Mapa de isosistas del sismo del 23 de Junio de 1948, según Rey Pastor (1949).

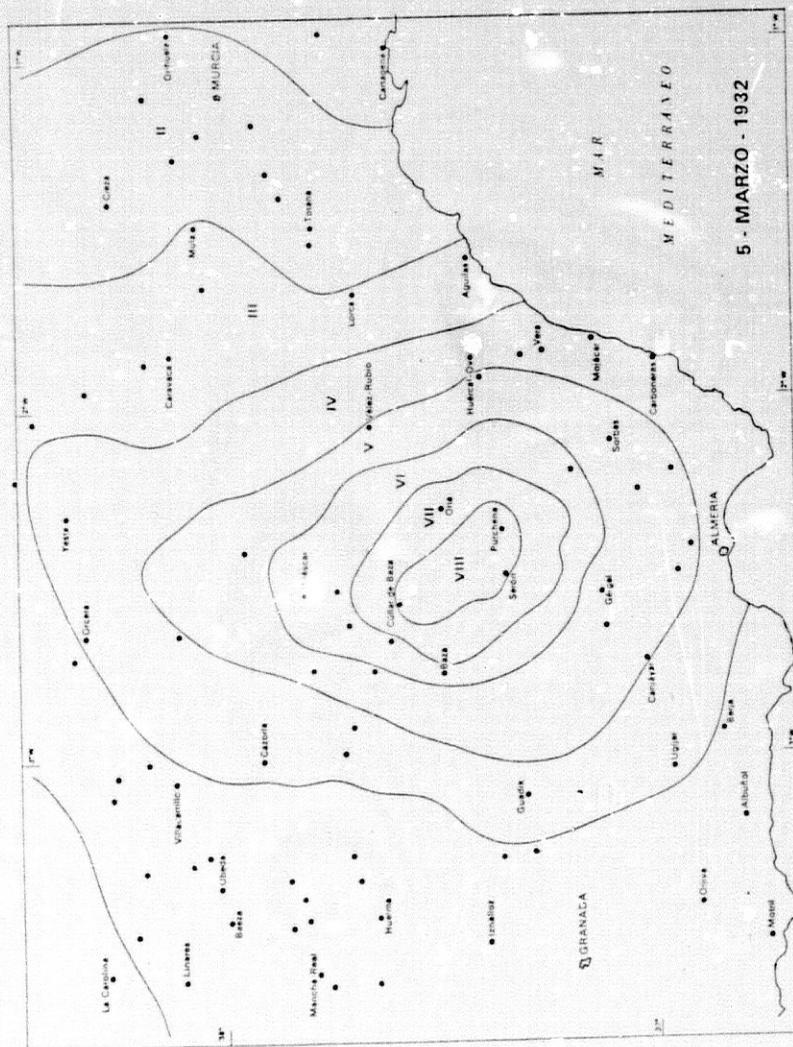


Fig. 6 - 24. Mapa de isosistas del sismo del 5 de Marzo de 1932, según Rey Pastor (1936).

Sismicidad Histórica

epicentros entre 50 y 100 Km de la estación. Hubo unos 65 sismos de $m > 2.5$, de los que 8 son de $m > 4.0$ y 3 de $m > 5.0$. Unos 20 de estos terremotos fueron sentidos, siendo 8 de I a IV. El sismo destructor del 10 de Marzo a las 10 h 38 m 24.5 s, de coordenadas instrumentales 38.12N, 3.99W, 25 Km de profundidad y magnitud 5.0, alcanzó el grado VIII en Andujar, Bailén y Linares. La distribución de intensidad de la Fig. 6-26, bien detallada, difiere de la dada por Due Rojo (1952) que erróneamente valora igual las intensidades de este terremoto y las del sismo del 19 de Mayo.

El sismo del día 19 de Mayo, Ho= 15h 54m 24.6s, coordenadas epicentrales 37.58N, 4.01W. Fue de mayor magnitud ($m=5.5$) que el anterior y mayor profundidad: 60 Km, como lo indican además los datos macrosísmicos (Fig 6-27). Alcanzó el grado VIII en la zona comprendida entre Alcaudete, Alcalá la Real y Jaén.

El terremoto del 19 de Abril de 1956

Los parámetros de este sismo son: Hora origen 18h 38m 53s, coordenadas epicentrales 37.26N, 3.73W, profundidad 6 Km, magnitud 5.0 e intensidad máxima VIII en Albolote y Atarfe.

Produjo 7 muertos directos y otros 4 debidos a un deslizamiento de tierras a 2 Km al N de Granada, ocurrido tras el terremoto, según Due Rojo (1956) y noticias de la prensa local. Pastor (1956) dá 13 muertos y 73 heridos. Hubo 7 muertos directos a causa del terremoto y uno de los heridos que murió el día 25. El deslizamiento se produjo en el río Beiro, a unos 600 metros del puente del camino de Alfacar (el que conduce actualmente al Barrio Casería de Montijo). A consecuencia del terremoto se produjo una gran grieta en esta ladera y el día 20 a las 2 de la tarde se produjo el deslizamiento de unos 5.000 m³ de forma rápida (debido seguramente a la gran cantidad de agua de lluvia inyectada a través de las fracturas producidas por el terremoto), atrapando a un matrimonio y 3 de sus hijos en el interior de una cueva, muriendo todos. Anteriormente, en 1945, otro deslizamiento produjo 4 muertos en este mismo lugar.

El alto factor de riesgo que constituyen algunas laderas potencialmente inestables de la región, situadas cerca de asentamientos urbanos, ha sido comprobada en algunos terremotos como p. e. el de 1884 o éste a pesar de su baja magnitud. También existen gran cantidad de deslizamientos no ligados a sacudidas sísmicas.

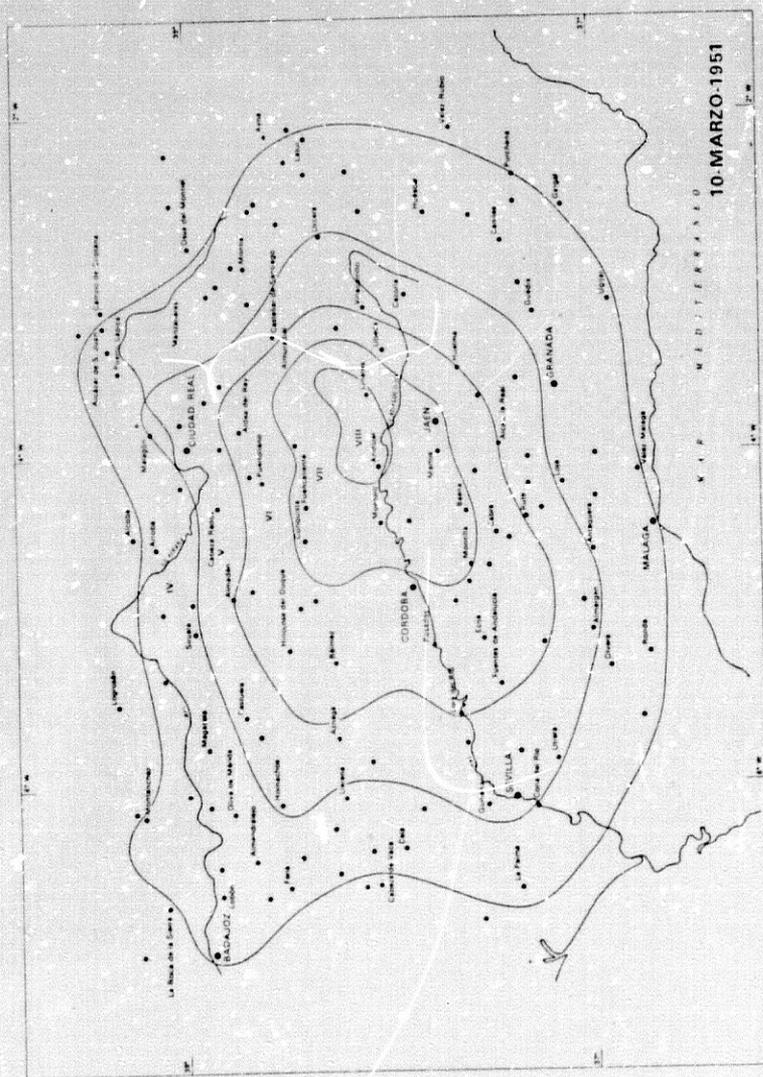


Fig. 6 - 26. Mapa de isosistas del sismo del 10 de Marzo de 1951, según el archivo de datos del SSIS (Mezcua, 1982)

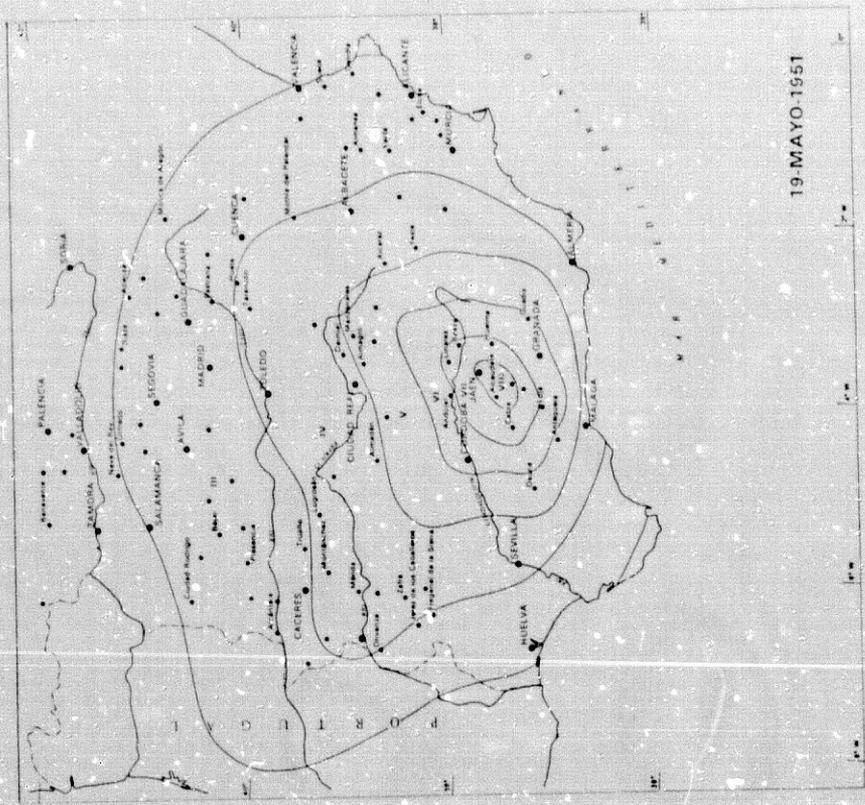


Fig. 6 - 27. Mapa de isosistas del terremoto del 19 de Mayo de 1951, idem figura anterior.

Sismicidad Histórica

La distribución de los efectos de este sismo aparecen en la Fig. 6-28, con datos recogidos por Sancho San Roman y por Bonelli y Esteban Carrasco (1958).

En Albolote de las 900 casas quedaron 7 destruidas, 50 ruincosas, 300 con daños considerables y 350 con grietas reparables.

En Atarfe de sus 1.500 casas, 10 fueron destruidas, 200 ruinosas, 600 con daños graves y otras 600 con grietas reparables.

Pastor (1956) achaca la gravedad de los destrozos a la mala calidad de las construcciones y a la poca coherencia de los materiales de los emplazamientos de estos asentamientos. El cree algo exagerada la estadística oficial del 30% de casas destruidas y 60% con daños considerables que se da para Albolote, y el 5% y 40% de Atarfe, aunque admite que él no ha hecho el recuento. Los desprendimientos que se produjeron en el Tajo Colorado de Sierra Elvira son achacables, según este autor, a la existencia de un mal saneamiento de la cantera donde se produjeron y a la inestabilidad consiguiente de los mismos.

33 réplicas de este sismo se sintieron en el área epicentral de las que alcanzaron el grado V y 4 el VI (Due Rojo, 1956, 1957).

Un terremoto de magnitud 5.1 ocurrió en el mismo área el 5 de Junio de 1955 pero solo alcanzó el grado VII y tuvo numerosas réplicas (Due Rojo 1956).

También el 28 de Junio de 1960 hubo un sismo que alcanzó el grado VI a pesar de su baja magnitud (3.7) en los anejos de Casanueva, Anzola y Estepa del Municipio de Pinos Puente, con daños valorados en 925.450 ptas. por los maestros de obras de este Ayuntamiento.

EL TERREMOTO DEL 9 DE JUNIO DE 1964

Este sismo de magnitud 4.8 ocurrió a las 2h 33m 35s y se ha localizado con datos P y S en 37.767N, 2.542W y 19±4.5 Km de profundidad. Alcanzó el grado VII en Galera y en Orce, las dos poblaciones más afectadas. Los datos macrosísmicos están en la Fig. 6-29.

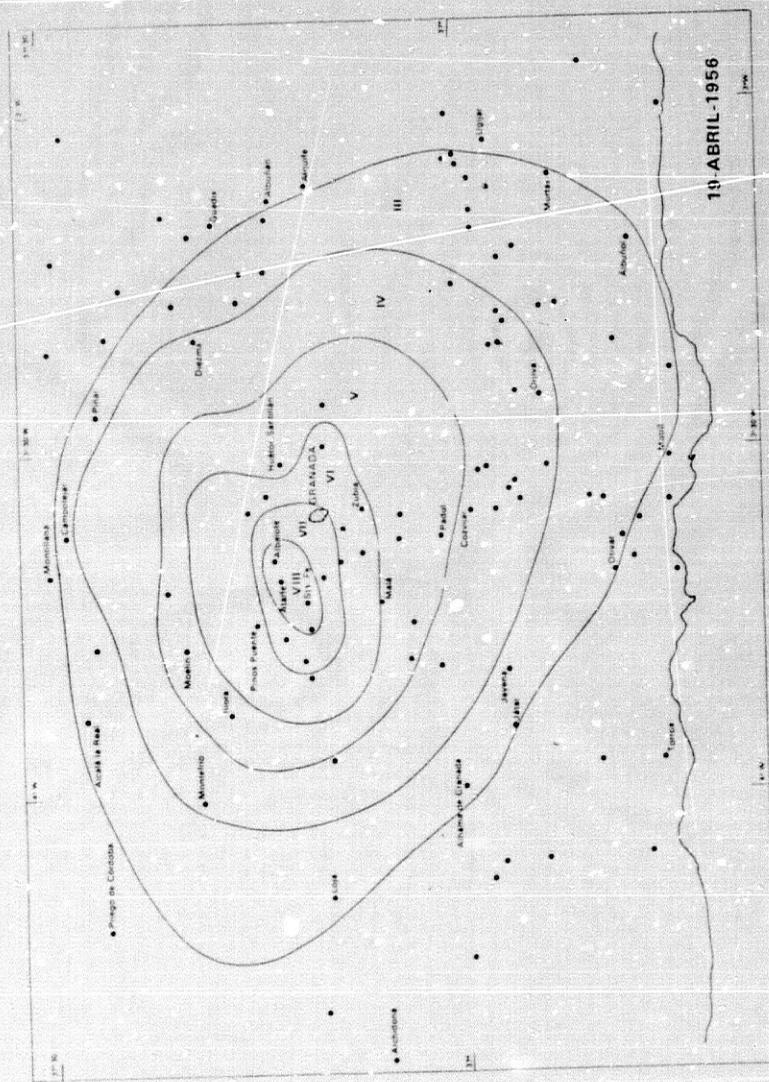


Fig. 6 - 28. Mapa de isosistas del terremoto del 19 de Abril de 1956, según Bonelli y Esteban Carrasco (1958).

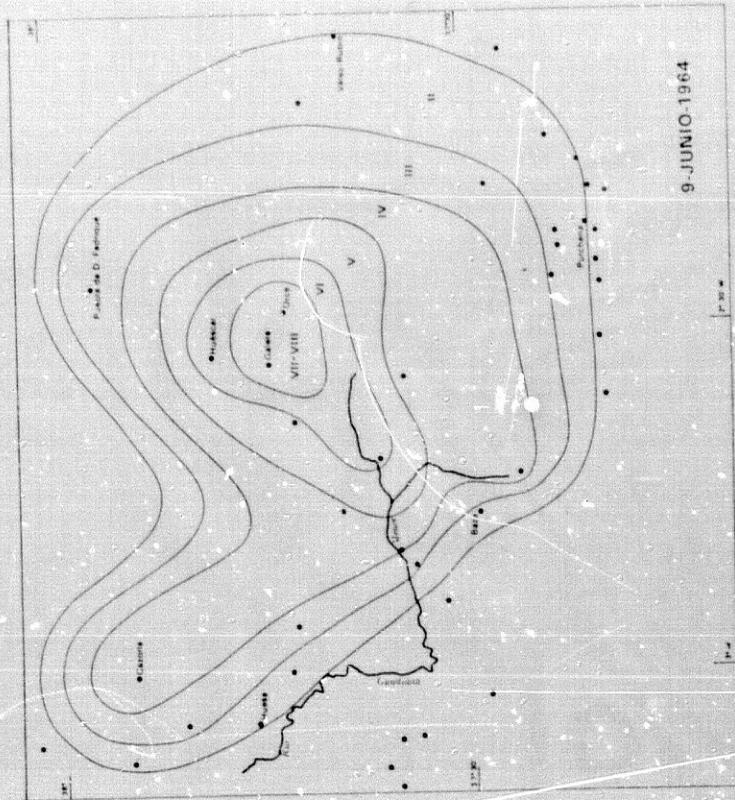


Fig. 6 - 29. Mapa de isosistas del terremoto del 9 de Junio de 1964 (Bol. de Sismos Próximos, 1965).

Sismicidad Histórica

En Galera hubo un 50% de chimeneas destruidas, tejados destruidos en parte por deslizamiento de tejas sobre la cubierta, grietas horizontales y verticales en los edificios. Hubo grietas en la margen derecha del río de hasta 30 m de largo y con separación máxima de 50 cm. (Lopez Arroyo, 1964).

En Orce también hubo daños clase 3 similares a los de Galera. Hubo gran cantidad de réplicas sentidas en estas dos poblaciones.

CAPITULO VII

MAGNITUD.

CAPITULO VII

MAGNITUD

La magnitud de los terremotos es una escala relativa que define el valor de un terremoto estandar y relaciona este valor con el de otros mediante su amplitud máxima, utilizando condiciones de registro similares. Esta idea es evidente en la definición de Richter (1935, 1958),

$$M = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta)$$

donde A_0 y A son las amplitudes máximas del terremoto estandar y de otro cuya magnitud se quiere calcular. Ambos registros han de hacerse con un mismo tipo de instrumentos (el Wood - Anderson en la definición de magnitud local de Richter) y a igual distancia (Δ).

Pronto esta definición dió lugar a otra más general (Gutenberg y Richter 1956),

$$m = \log \frac{A}{T} + f(\Delta, h)$$

que ha sido ampliamente aceptada, donde A es la amplitud del movimiento del suelo en micrones, T es el periodo y $f(\Delta, h)$ un parámetro función de la distancia (para tener en cuenta la atenuación) y de la profundidad focal h .

Esta relación se obtiene de forma empírica para diversas regiones y para distintos tipos de ondas.

CALCULO DE LA MAGNITUD DE LOS TERREMOTOS DE BÉTICAS - ALBORAN

Para el cálculo de la magnitud de los terremotos relocalizados con $M \geq 4$ se ha seguido el criterio empleado por Payo y De Miguel (1974) y De Miguel y Payo (1980, 1983). Se ha medido la amplitud máxima de la fase L_g en los registros

Magnitud de los terremotos Béticas-Alboran

de los componentes verticales y se ha utilizado la fórmula (De Miguel y Payo, 1980):

$$m = \log \frac{1000 A}{2 M_T T} + \sigma(\Delta)$$

donde A es la amplitud pico a pico en milímetros del máximo de la fase Lg, T es el período en segundos, M_T es la amplificación del sismógrafo para el período T y $\sigma(\Delta)$ es un parámetro corrector que es función de la distancia (que está íntimamente ligado a la atenuación de la Lg con la distancia) y que ha sido normalizado tomando como base la magnitud de la USCGS (United States Coast Geological Survey) (Payo y De Miguel, 1974).

Los valores de $\sigma(\Delta)$ aparecen en la tabla 7-I y en la figura 7-1.

Los mismos autores calcularon una $\sigma_H(\Delta)$, para poder extender el método al uso de registros horizontales.

La obtención de $\sigma_H(\Delta)$ se hizo mediante

$$\sigma_H(\Delta) = \log \frac{A_z}{\sqrt{A_E^2 + A_N^2}} + \sigma_z(\Delta)$$

donde A_z , A_E y A_N son las amplitudes máximas de la fase Lg en los componentes Z, E-W, y N-S respectivamente, y $\sigma_z(\Delta)$ es la $\sigma(\Delta)$ para la componente vertical.

Las funciones $\sigma(\Delta)$ y $\sigma_H(\Delta)$ son similares a las calculadas por Karnik (1969) para Europa.

Para el período 1962-1984 se han medido directamente los valores A/T de la fase Lg sobre los registros de las estaciones estándar ibéricas (WWSSN) de TOL, MAL y PTO principalmente y también las de CRT, ALI y ALM.

Para el período 1916-1961 se han utilizado medidas y/o lecturas de amplitud / período de las estaciones ibéricas, fundamentalmente TOL, CRT, ALI y ALM, utilizando las curvas de respuesta de los sismógrafos de cada época a partir de los datos recogidos por De Miguel (sin publicar).

Valores de $\sigma(\Delta)$

Δ	$\sigma_z(\Delta)$	$\sigma_h(\Delta)$	Δ	$\sigma_z(\Delta)$	$\sigma_h(\Delta)$
20	1.88	1.82	420	4.44	3.92
40	2.28	1.95	440	4.44	3.94
60	2.61	2.10	460	4.44	3.96
80	2.88	2.43	480	4.44	3.99
100	3.10	2.51	500	4.44	4.02
120	3.29	2.70	520	4.45	4.05
140	3.45	2.88	540	4.47	4.09
160	3.59	3.06	560	4.49	4.13
180	3.72	3.21	580	4.53	4.18
200	3.84	3.35	600	4.57	4.22
220	3.94	3.48	620	4.63	4.27
240	4.04	3.58	640	4.70	4.32
260	4.12	3.67	660	4.78	4.35
280	4.19	3.73	680	4.85	4.38
300	4.26	3.78	700	4.92	4.39
320	4.31	3.82	720	4.97	4.41
340	4.36	3.85	740	4.98	4.42
360	4.39	3.88	760	4.94	4.42
380	4.42	3.90	780	4.82	4.42
400	4.43	3.91			

(De Miguel y Payo , 1985)

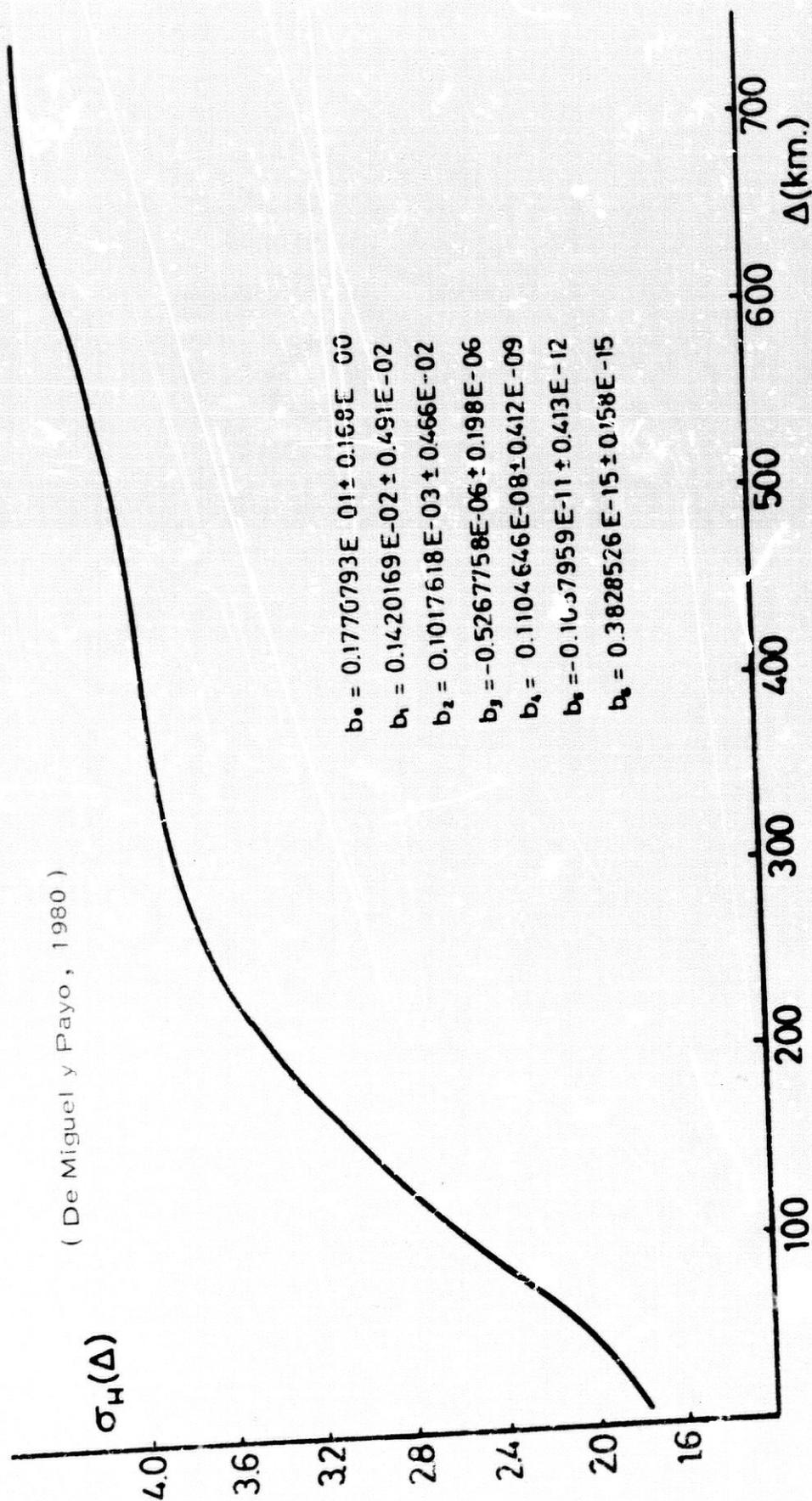


Fig.1 - 1. Polinomio de sexto grado ajustado a los valores de $\sigma_H(\Delta)$, y coeficientes del mismo.

Magnitud de los terremotos Béticas-Alboran

La estación a la que se ha dado un peso mayor en el cálculo de la magnitud ha sido TOL, que se encuentra situada generalmente a distancias epicentrales mayores de 250 Km., cuyos registros tienen una gran nitidez y cuya respuesta instrumental ha venido siendo calculada frecuentemente.

Los valores obtenidos con este método aparecen en los listados de las tablas 9-I, 9-II y 9-III.

Las magnitudes calculadas son similares a las obtenidas por De Miguel y Payo (1980, 1983) y por Karnik (1969) salvo en algunos casos aislados, (han sido hechas con más medidas) y generalmente menores a las calculadas en los boletines del LCSS y SSIS, donde los errores de localización eran a veces abultados (sobre todo cuando no existían datos macrosísmicos).

Respecto a las magnitudes del SSIS que aparecen en el trabajo de Mezcuá y Martínez-Solares (1983) son algo menores a las aquí calculadas para los terremotos de $m < 4.5$ y similares para los demás.

MAGNITUD DE LOS MICROTERREMOTOS DE LAS BÉTICAS CENTRALES.

La dificultad de calcular la magnitud de los microterremotos empleando el valor del movimiento del suelo (a partir de la amplitud máxima registrada a una frecuencia dada) proviene, en las redes como la RSUG con instrumentación de alta ganancia y registro analógico, de lo impreciso de la lectura de la frecuencia (para los sismos muy cercanos) o por el recorte de amplitud por efectos de saturación del registro (debido al pobre margen dinámico del registro visual) para aquellos sismos con $M > 3$ y sobre todo para los de $M > 4$.

Por ello, al cálculo de la magnitud (y también del momento sísmico) a partir de la duración de la señal es más una necesidad que un "método diferente".

Magnitud a partir de la duración.

El valor de la magnitud en una estación en función de la duración viene dado por:

$$M_d = a_1 + a_2 \log t + a_3 \Delta + a_4 h$$

Magnitud de los terremotos Béticas-Alboran

donde a_1 , a_2 , a_3 y a_4 son coeficientes que pueden determinarse empíricamente, t la duración en segundos de la señal registrada, Δ la distancia en Km. epicentro-estación y h la profundidad focal en Km.

Teniendo en cuenta que pequeñas variaciones del parámetro profundidad apenas afectan a la duración del sismo (Lahr et al, 1974) se ha optado por realizar un ajuste sin tener en cuenta el factor a_4 h. Además esta posible dependencia de la duración con la profundidad no ha sido hallada de forma concluyente (Kiratzi y Papa, 1985), y en nuestro caso no disponemos de un número suficiente de microterremotos profundos para valorar esta dependencia.

La duración total del registro del terremoto considerado aquí se define, según Real y Teng (1973), como el intervalo de tiempo que transcurre desde el comienzo de la primera llegada hasta el punto en que la señal sísmica decae y permanece por debajo del nivel del ruido, o sea donde la razón señal/ruido es uno.

Se han empleado otros ajustes de magnitud en relación con la duración de parte del registro: duración de la coda (p.e. Bakun y Lindh, 1977), ondas superficiales (p.e. Bisztricsany 1958), de la fase S, etc... y otros criterios de corte (hasta 1/2 de la amplitud, p.e. Lee et al 1972 etc.)

Han sido largamente discutidos los factores y el grado en que éstos influyen en la duración de las señales registradas. Son sin duda importantes las características de las funciones de respuesta instrumentales, el nivel de corte escogido, el espesor cortical, el grado de atenuación y dispersión de las ondas, la geología del emplazamiento de la estación, etc.

Aunque algunos autores han tenido en cuenta un factor corrector en relación a la amplificación del instrumento (p.e. Jacob, 1974), la mayoría de los autores no lo hacen, ya que en estaciones de las redes para las que han ajustado las M_d suelen tener una magnificación similar y que la variación de ésta ha de ser muy grande para que tenga una influencia apreciable en la duración del registro (sobre todo si se elige el criterio de corte de Real y Teng, 1973).

Se ha comprobado que la M_d es relativamente insensible a variaciones en azimut y a efectos de la fuente, sobre todo cuando el cálculo de M_d se hace promediando valores obtenidos para cada una de las estaciones de una red (como

Magnitud de los terremotos Béticas-Alboran

es habitual).

El efecto de la geología local del emplazamiento de las estaciones es detectable en los valores del coeficiente a , calculados para cada estación en el ajuste. Cuando se utilizan varias estaciones con geología similar y se determina M_d a través del promedio de las M_d obtenidas aisladamente (como es nuestro caso), se comprueba que este valor es casi idéntico al que se obtiene a través de una fórmula de M - Duración media en las estaciones de la Red, aplicada a cada estación y obteniendo la media de los valores calculados.

Correlación con una escala de referencia.

La escala de magnitud empleada como referencia es la obtenida por Payo y De Miguel (1974) a partir del máximo de la amplitud de la fase L_g cuyos pormenores se han explicado anteriormente.

Los 34 sismos utilizados para el ajuste $m(L_g)$ -duración están distribuidos en la Depresión de Granada y sus bordes y el rango de sus magnitudes oscila entre 2 y 3.5. Las estaciones en las que se han medido la duración de los registros son: SMO, PHE, LOJ, CRT y ALC. La correlación entre $m(L_g)$ y $\log z$ aparece en la fig. 7-2, observándose que este ajuste sigue la expresión numérica

$$m = -0.0918 + 1.625 \log z$$

Para el cálculo de $m(L_g)$ se ha empleado la estación WSSN de Málaga (MAL) con distancias epicentro-estación entre 20 y 100 Km.

Estableciendo la correlación de las magnitudes calculadas con el logaritmo de la duración y la distancia epicentral ($\bar{\Delta}$) se obtiene:

$$M = -0.20 + 0.00101 \bar{\Delta} + 1.66 \log \bar{z}$$

Este ajuste tiene un coeficiente de correlación de 0.91 y un error estandar de 0.16.

$\bar{\Delta}$ y \bar{z} representan los valores medios en distancia y duración de las estaciones usadas:

Magnitud de los terremotos Béticas-Alboran

$$\bar{\Delta} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \Delta_i$$

$$\bar{\tau} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \tau_i$$

La relación $M_{mal} - \log \bar{\tau}$ puede observarse en la fig. 7-3 y la existente entre M_{mal} y la M_d obtenida para las distintas estaciones en las fig. 7-4, 7-5, 7-6 y 7-7.

Los valores obtenidos mediante este ajuste son similares (para m entre 2.5 y 4.0) con los que se obtienen utilizando la fórmula de Lee et al (1972)

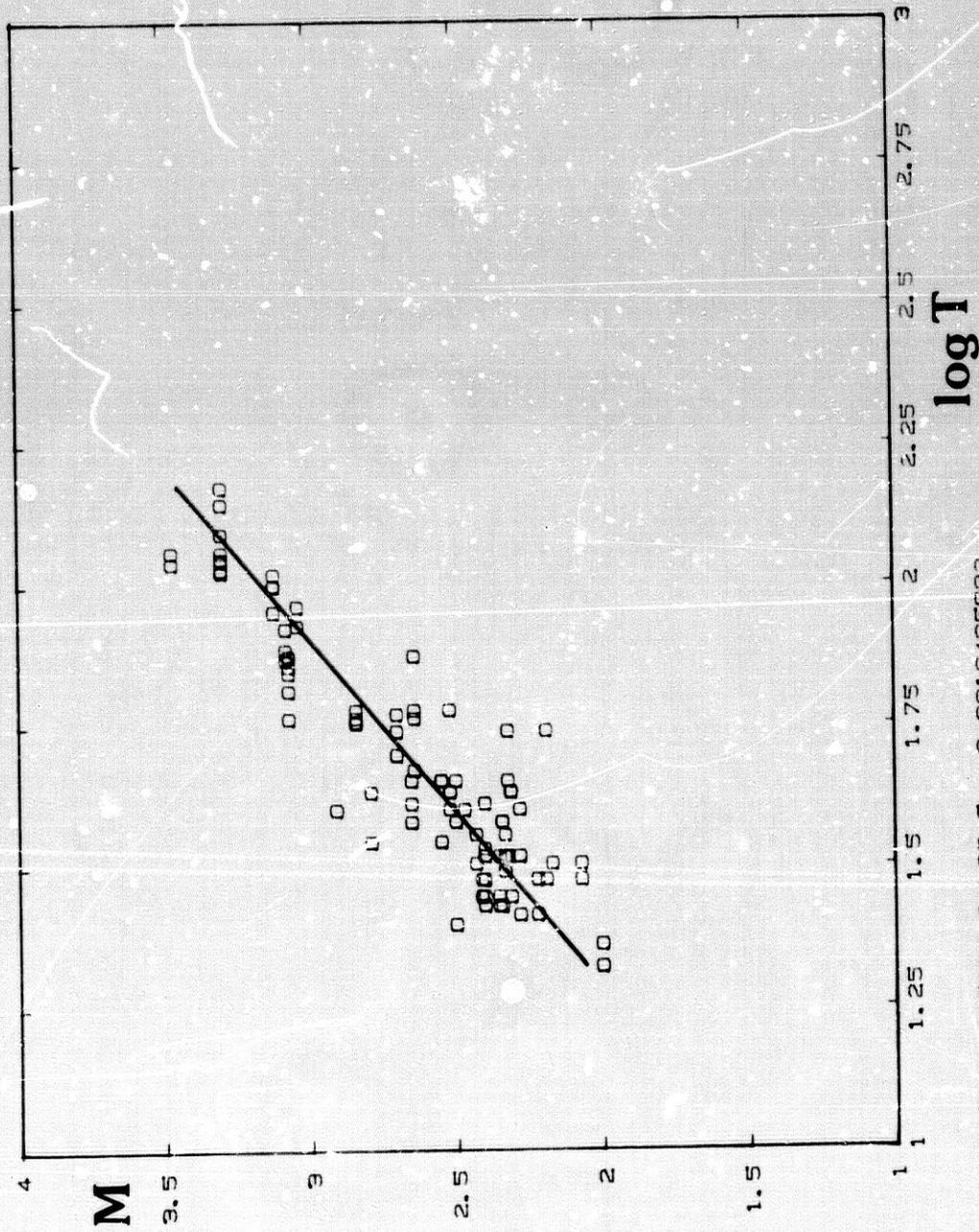
$$M_0 = -0.87 + 2.0 \log \bar{\tau} + 0.0035 \Delta$$

Para extender el cálculo de la magnitud a partir de la duración a terremotos de magnitud superior a 4 y a distancias mayores de 100 Km. habría que ir a ajustes como el de Lee et al (1972) (que no presenta discrepancias con la M_{lg} obtenida en TOL para algunos ejemplos comprobados) o a ajustes del tipo de Real y Teng (1973) del tipo:

$$M_z = C_0 + C_1 \log \bar{\tau} + C_2 \quad \text{para } M \leq 3.8$$

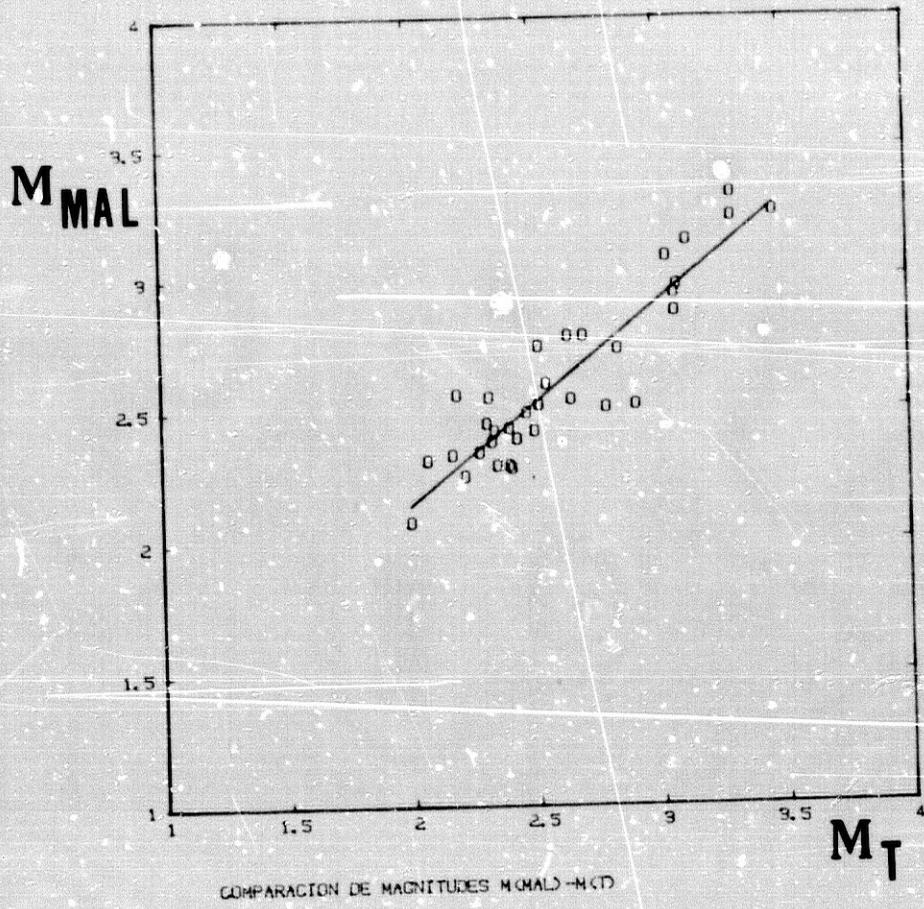
$$M_z = C_0 + C_1 (\log \bar{\tau})^2 + C_2 \quad \text{para } M > 3.8$$

Las discrepancias que existen entre $M(t)$ que se ha venido determinando en la RSUG y la calculada con la fase L_g de TOL para terremotos con $m \geq 4.0$, es consecuencia del corto rango de magnitudes empleado en el ajuste y se ha preferido seguir considerando esta fórmula hasta no hacer un nuevo ajuste que incorpore terremotos con $m > 4$ y con $m < 2.5$. Las discrepancias observadas son del orden de -0.3 respecto a la $M(TOL)$ para $m > 5.0$ y del orden de $+0.3$ respecto a las determinadas con la fórmula de Lee et al (1972) para terremotos de $m < 2.0$. (Se está revisando la escala de magnitud con un mayor número de terremotos y con un rango de magnitud más amplio (Vidal et al, en preparación).



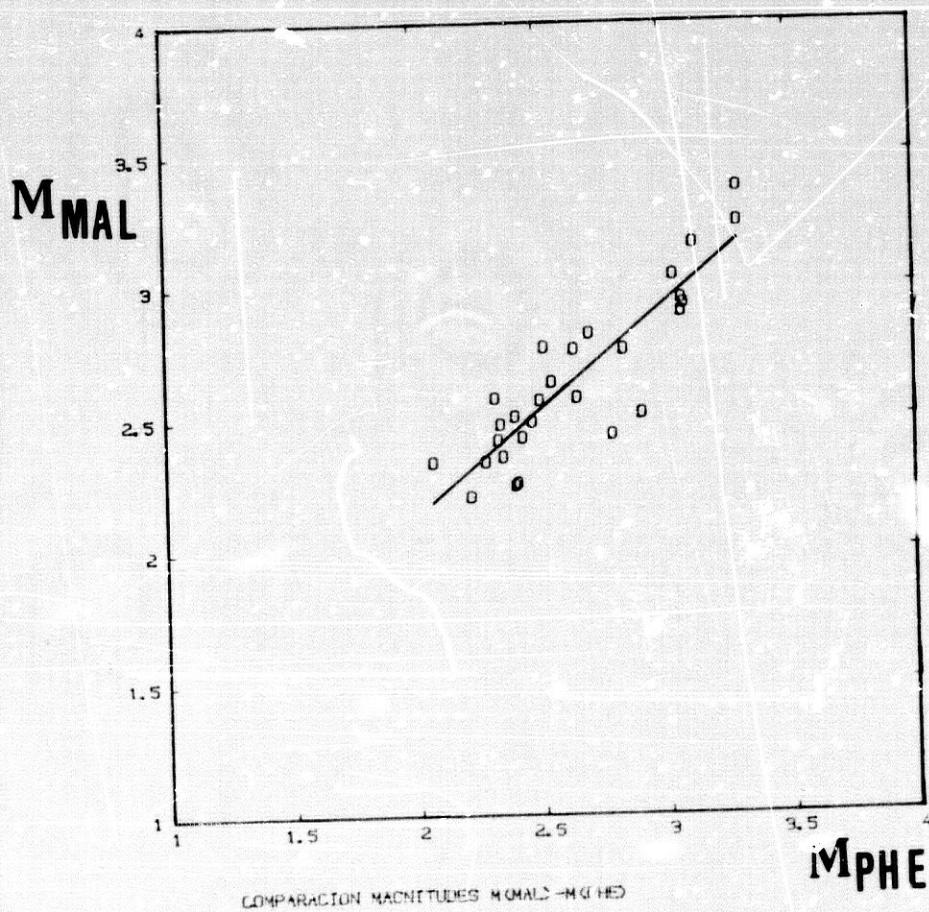
MAGT= 1.62588049 LOG T - 0.0918485082

Fig. 7 - 3. Relación magnitud - duración.



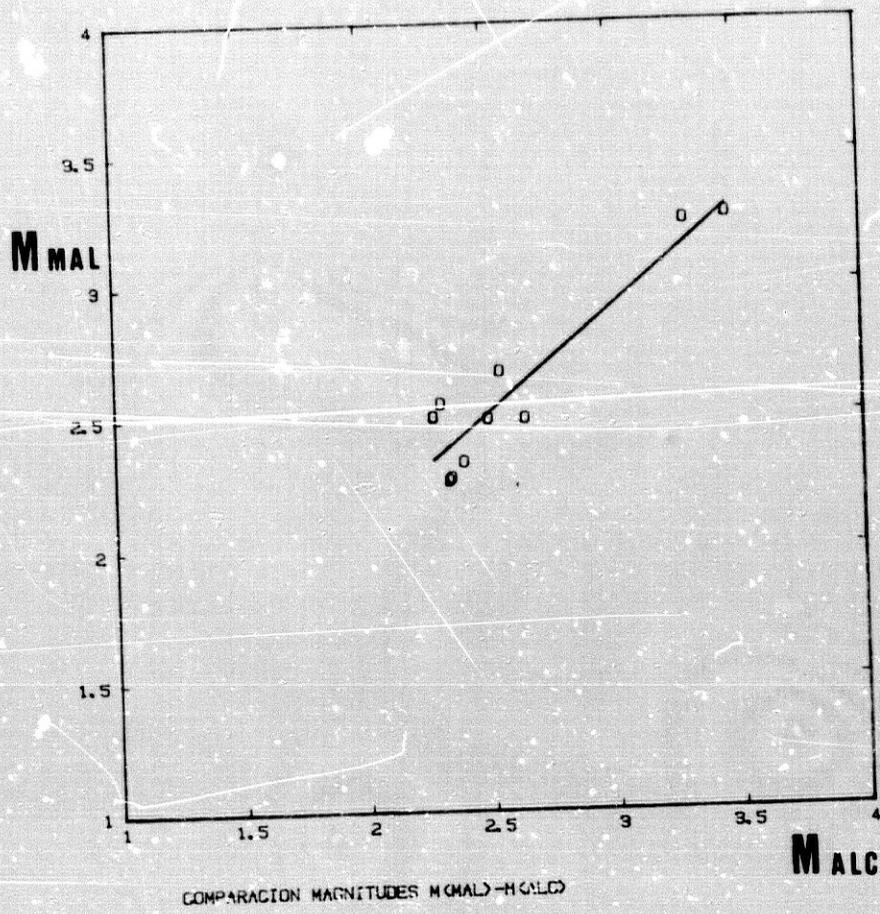
COMPARACION DE MAGNITUDES M_{MAL} - M_T

- Fig.7 - 4. -

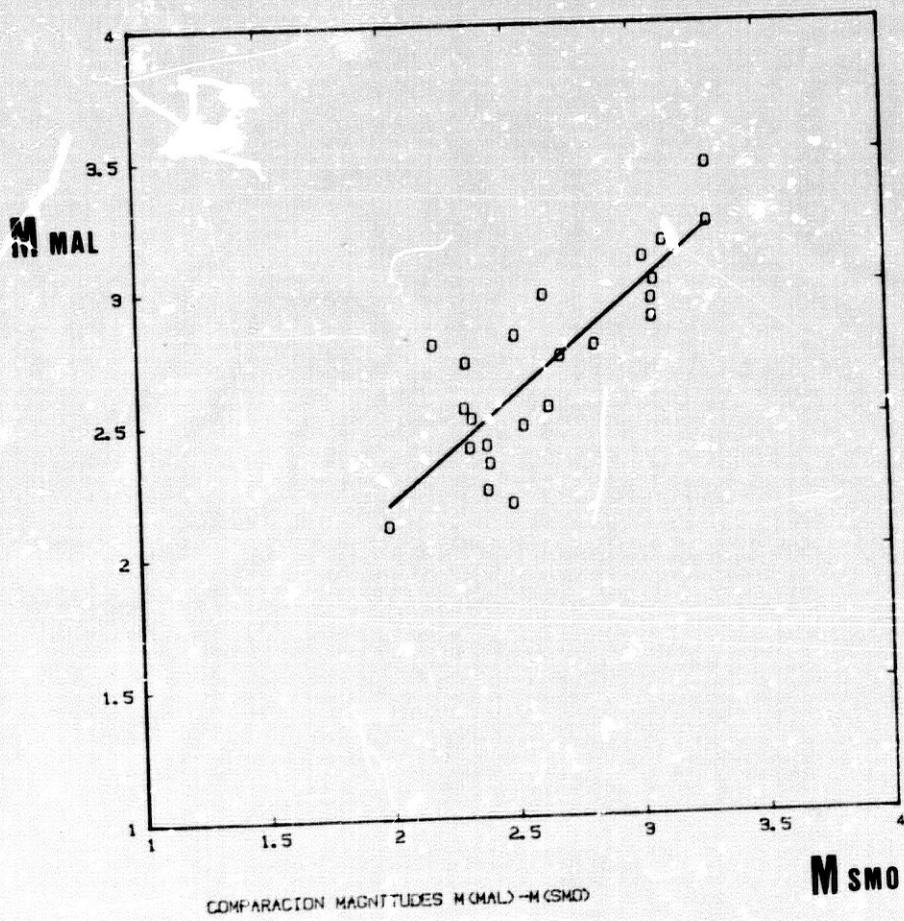


COMPARACION MAGNITUDES M_{MAL} - M_{PHE}

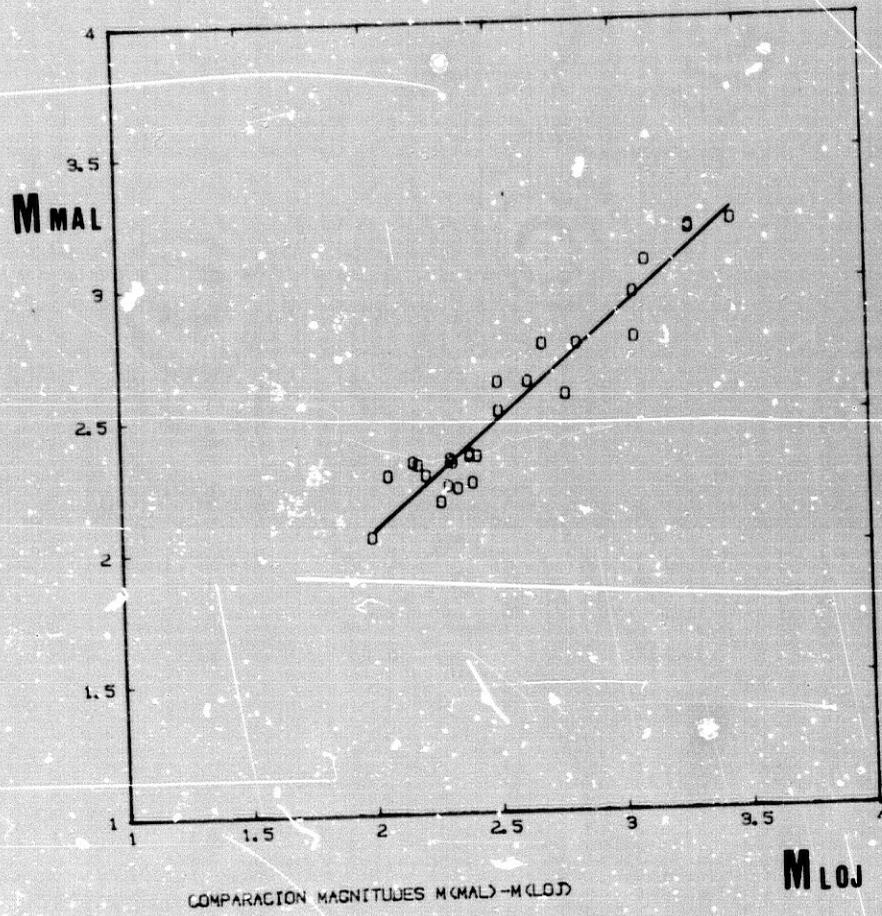
- Fig. 7 - 5 -



- Fig. 7 - 6 -



- Fig. 7 - 7 -



- Fig. 7 - 8 -

CAPITULO VIII

RELACION MAGNITUD-FRECUENCIA.

CAPITULO VIII

RELACION MAGNITUD-FRECUENCIA

La distribución general de terremotos sobre el rango de magnitudes observado puede representarse de forma bastante simple, como observaron Gutenberg y Richter (1944), Ishimoto e Ida (1939). Ellos encontraron que el número de terremotos en una región decrece exponencialmente con sus magnitudes. Esta relación es expresada generalmente por la ecuación denominada de "magnitud-frecuencia" o más generalmente "fórmula de Gutenberg-Richter":

$$\log N'(M) = a' - b M \quad (1)$$

donde $N'(M)$ es el número de terremotos de magnitud mayor o igual que M que ocurren por unidad de tiempo en un área (Gutenberg y Richter, 1954) y a' y b son dos parámetros constantes.

Esta expresión fue propuesta en forma original como

$$\log N = a + b (8-M) \quad (2)$$

por Gutenberg y Richter (1944) y posteriormente como

$$\log N = a - b M \quad (3)$$

donde

$$N = \frac{dN'}{dM} \quad (4)$$

que es la forma generalmente utilizada.

La ecuación (1) puede ser fácilmente normalizada para proporcionar la distribución de frecuencias en una región. Como $a = \log N(0)$ podemos conseguir la normalización:

Relación magnitud-frecuencia.

$$\log_{10} \frac{N(M)}{N(0)} = -bM = \log [1 - F(M)] \quad (5)$$

que puede expresarse como:

$$1 - F(M) = e^{-BM} \quad (M \geq 0) \quad (6)$$

donde

$$B = \frac{b}{\log_{10} e} \quad (7)$$

y $F(M)$ es la distribución de probabilidad acumulativa de la magnitud de los terremotos.

La función de distribución de frecuencias $f(M)$ es la derivada de $F(M)$:

$$f(M) = B e^{-BM} \quad (M \geq 0) \quad (8)$$

La constante a de la ecuación (3) depende del período de observación, del tamaño del área y del nivel de actividad sísmica (Karnik, 1969).

La constante b también cambia de acuerdo con la edad geológica de la zona sismotectónica (Miyamura, 1962).

La forma de obtener la relación entre N y M puede estar influenciada por el método de tratamiento seguido. Realmente en toda determinación de los parámetros a y b deben especificarse el rango de magnitud en el que se calcula la relación $\log N$ - M , el intervalo de clase escogido (normalmente elegido entre 0,1 y 1,0, aunque al ser el orden de precisión de magnitud del orden 0,3, un intervalo de clase conveniente sería p.e. 0,3 (Karnik, 1971)) y las magnitudes máximas y mínimas observadas (M_{\max} , M_{\min}).

Hay dos formas de calcular la distribución $\log N$ - M , (representando el valor de $\log N$ respecto a los centros de las clases), una haciendo uso del número acumulativo de terremotos $N_c(M)$ (para evitar errores debidos a la introducción de clases desiguales) y otra simplemente con el número de terremotos con magnitudes igual o mayor que una dada M .

Relación magnitud-frecuencia.

La relación entre $N_c(M)$ y $N(M)$ puede definirse como:

$$N_c(M_k) = \sum_{i=1}^S N(M_i) dM_i \quad K = 1, 2, \dots, S \quad (9)$$

donde S es el número de valores diferentes de M colocados en una serie ascendente $M_1 \dots M_S$, siendo dM el intervalo de clase.

De ello se deduce que el gráfico acumulado difiere de la distribución usual sólo en una constante aditiva, pero ello sería exactamente así sólo si la función $N(M)$ es continua, pero esta condición no se satisface generalmente en las distribuciones $N(M)$ muestrales, así $b_c > b$ (Karnik, 1971).

Los métodos que generalmente se usan para calcular el ajuste de la distribución $\log N-M$, son: El ajuste "a ojo", el de "mínimos cuadrados", el de "máxima verosimilitud" y los basados en las fórmulas de Page y Utsu.

El método de máxima verosimilitud está basado en la suposición de que N_i tiene una distribución de Poisson. Si se considera una distribución de probabilidad logarítmica y el principio de máxima verosimilitud se obtiene (Karnik, 1971) :

$$a = \log \sum_{i=1}^S N_i - \log \sum_{i=1}^S 10^{-bM_i} \quad (10)$$

$$\frac{\sum_{i=1}^S M_i 10^{-bM_i}}{\sum_{i=1}^S 10^{-bM_i}} - \frac{\sum_{i=1}^S N_i M_i}{\sum_{i=1}^S N_i} = 0 \quad (11)$$

La pendiente b de la relación magnitud-frecuencia puede ser calculada mediante la fórmula de Utsu (1965), en la forma dada por Aki (1965):

Relación magnitud-frecuencia.

$$b = \frac{\log e}{\bar{M} - M_{\min}} = \frac{0,4343}{\bar{M} - M_{\min}} \quad (12)$$

donde \bar{M} es la magnitud promedio

$$\bar{M} = \frac{\sum_{i=1}^S N_i M_i}{\sum_{i=1}^S N_i} \quad (13)$$

de las magnitudes mayores que M_{\min} .

Prochezková (1975) vió como el cálculo de a y b podía depender del método empleado y como debería aplicarse un test estadístico que considerase las desviaciones entre las frecuencias observadas y las esperadas. El utilizó un test de Kolmogorov-Smirnov con un nivel de significancia de 0,05 a las distribuciones calculadas por los métodos de mínimos cuadrados, de mínimos cuadrados generalizado y de máxima probabilidad.

El parámetro b , que es el realmente importante, no queda demasiado afectado por el uso de uno u otro método, aunque siempre debe elegirse aquel método que esté más en concordancia con las propiedades del conjunto de datos. La imprecisión en el cálculo de b es del orden de ± 0.1 .

Se han sugerido otras relaciones magnitud-frecuencia, como las de Lomnitz-Adler y Lomnitz (197b), Purcaru (1975), Utsu (1971), etc., para aproximarse más a las distribuciones muestrales analizadas. Pero la sencillez de la relación (3) ha hecho que haya sido la más usada y por ello los valores de b calculados, comparables.

El valor de b ha sido utilizado para caracterizar una región sísmica, considerándolo como constante (p.e. Gutenberg y Richter 1954, Miyamura 1962), pero aún sin perder esa propiedad de caracterizar zonas sísmo-tectónicas, son numerosos los trabajos que han puesto de manifiesto la variación de b con el tiempo en una misma región (p.e. Suyehiro et al 1964, Suyehiro 1966, Bufe 1970, Wyss y Lee 1973, Stephens et al 1980) y también la variación espacial de b (p.e. Udías, 1977).

Son estas características de la variación temporal o

Relación magnitud-frecuencia

espacial respecto a un "valor estable" característico de la zona, las que se han utilizado para comparar la actividad de zonas o periodos de tiempo respecto al comportamiento medio de la región. Las redes para la detección de microterremotos hacen posible el sacar mayor partido de la relación magnitud-frecuencia a través del tratamiento de series sísmicas con gran número de terremotos y poder obtener así fácilmente variaciones espaciales y temporales de b , con vistas a utilizar dichos cambios como predictores.

De la fórmula de Utsu podemos deducir que es equivalente caracterizar $\log N-M$ mediante b o mediante M (Wyss y Lee, 1973). Así M ha sido igualmente utilizado como una variable regional y ha sido considerada en forma aproximada como un indicador del nivel de esfuerzos en una región (Lonnitz, 1973).

Así, aquí consideramos b como un parámetro que puede caracterizar el modo de ocurrencia de una región sísmica y nos hemos guiado de las recomendaciones dadas por Karnik (1971) para la delimitación de las regiones focales. No obstante, calcularemos los valores de b en zonas que aparecen en la tabla 8-I y para distintos periodos de tiempo, para apreciar las fluctuaciones de b en función de las muestras y del tiempo.

Asimismo, calcularemos los parámetros b ligados a zonas de fractura y a ocurrencia de secuencias sísmicas, como un indicador aproximado de la eficiencia sísmica y del estado de esfuerzos en dicha región.

La representación de la variación espacial y temporal de b o M en una región, tiene singular importancia como una forma de evidenciar variaciones de los esfuerzos tectónicos actuantes.

Hay que hacer notar que, en las comparaciones que hagamos entre valores b de las distintas subzonas, han de ser tenidos en cuenta los valores de a como indicador del nivel de ocurrencia (sobre todo cuando se hagan comparaciones entre las mismas regiones o zonas en distintos periodos de tiempo), hecho no tenido demasiado en cuenta, especialmente cuando los periodos de análisis son excesivamente cortos y están dentro de intervalos de alta o baja actividad.

Para el cálculo de la relación $\log N-M$ habrán de utilizarse datos en un rango de magnitud para el que la colección de datos sea completa. Si analizamos la

TABLA 8 - I
 COEFICIENTES a, b, r2 y rango de magnitud

Zona	a	b	r2	rango m	Período
1. Béticas occidentales	5.20	0.88	0.98	3.4-5.7	1948-1961
2. Mar de Alborán	4.86	0.82	0.98	3.5-5.4	" "
3. Levante	4.80	0.83	0.96	3.7-5.6	" "
4. Pirineos	3.33	0.52	0.99	4.0-5.4	" "
5. Argelia	5.77	0.91	0.99	4.5-6.4	" "
6. Golfo Cádiz/Oc. Atlántico	4.79	0.79	0.97	4.4-5.5	" "

TABLA 8 - II

Min. cuadrados		Max. prob.		a ojo		
a ₁	b ₁	a ₂	b ₂	b ₃	ΔM	Autor
6.43 ± 0.41	1.00 ± 0.07	6.24	0.96	1.05	4.3 - 6.3	K-71
6.61 ± 0.33	1.03 ± 0.06	6.19	0.94	—	—	P-75

Relación magnitud-frecuencia.

detectabilidad de la Red Sísmica Nacional a través de los datos del L.C.S.S., vemos que para la región de las Béticas-Alborán, la detectabilidad es del 90% para magnitudes superiores a 3.7 para el período 1948-1961, y para el período 1962-1975 lo es para magnitudes aproximadamente superiores a 3.

Estos valores de detectabilidad hallados por De Miguel y Payo (1980, 1983), (Fig 8-1) se obtuvieron a partir del método de estimación de la curva de recurrencia descrito por Bungum y Husebye (1974), e indican en que rango de magnitud es válida la deducción de la relación $\log N-M$.

CALCULO DE PARAMETROS

El cálculos del parámetro b ha sido hecho por varios autores (p.e. Gutenberg y Richter 1954, Miyamura 1962, Everden 1970, etc) para distintas regiones del mundo. Para las regiones de Europa y Norte de Africa lo han hecho Karnik (1968 y 1971) y Prochazková 1975, entre otros.

Karnik calculó los valores de a y b para la región Béticas-Alborán (la número 16 de su catálogo), utilizando datos del período 1901-1955, con un rango de magnitud de 4,3 a 6,3 y un intervalo de clase de 0,5 de magnitud. Los valores obtenidos por Karnik (1971) aparecen en la tabla 8-II.

Estos valores de b son muy similares a los obtenidos por Prochazkova (1975), utilizando los datos de Karnik y calculándolos por varios métodos (tabla 8-II, P-75).

Karnik (1968) también calculó el valor de b para varias regiones, combinadas como una unidad sismotectónica mayor, como las regiones de Marruecos-Argelia, Norte de Argelia-Mar Sur Balear y Béticas-Alborán, encontrando los valores:

$$\begin{array}{ll} a = 7.20 & \\ b = 1.07 & M : 4.2 - 6.5 \\ bc = 1.0 & \end{array}$$

Este valor de b difiere poco del de las Béticas-Alborán (tabla 8-II) y del por él calculado para el área Alpino-Mediterránea, que era:

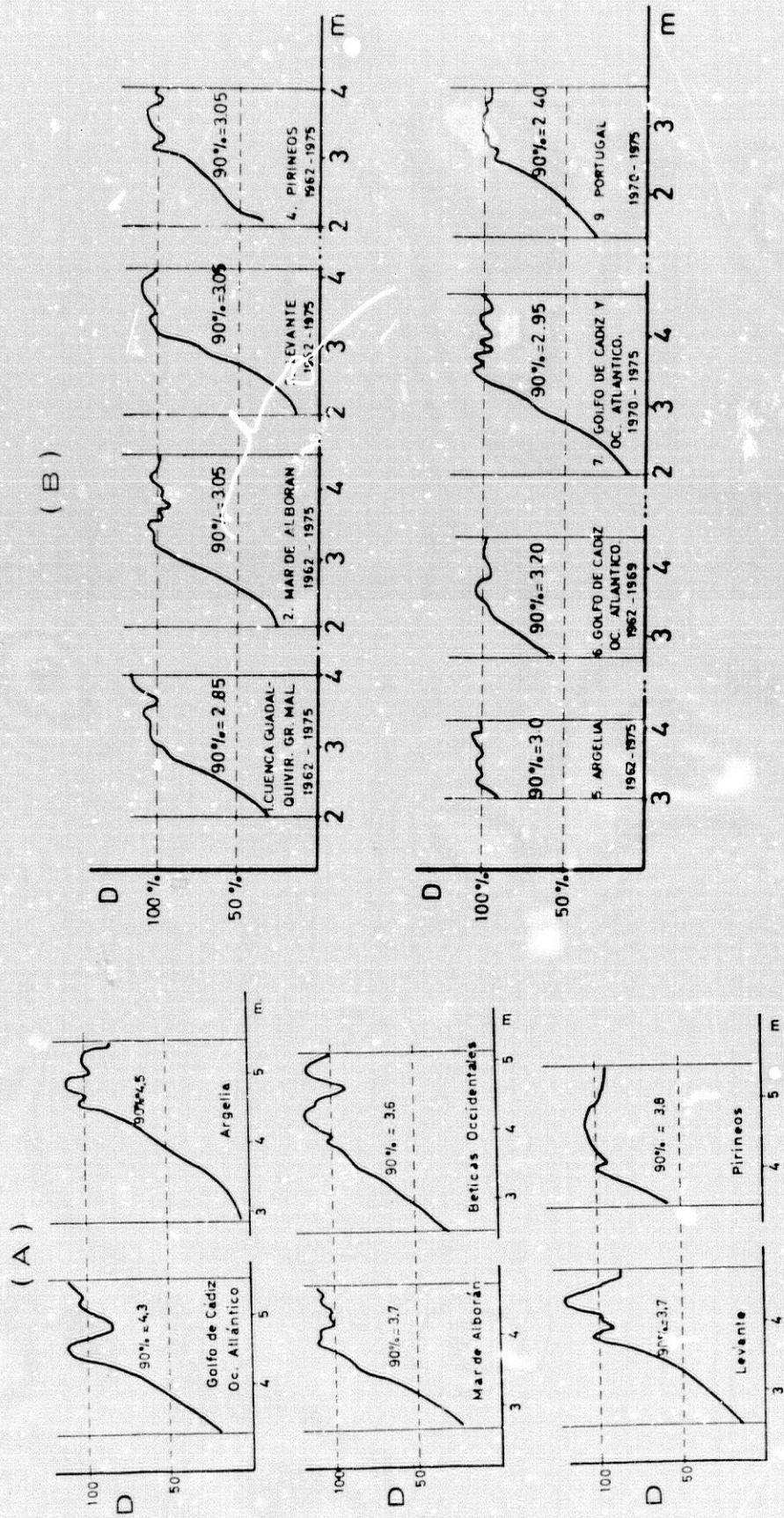


Fig. 8 - 1. Detectabilidad en % en función de la magnitud, para las diferentes regiones. Se da para cada zona la magnitud cuya detectabilidad es del 90 %. A) Período 1948 - 1961. B) Período 1962 - 1975.

Relación magnitud-frecuencia.

$$\text{Log } N = 7.91 - 0.94 M$$

Udias et al (1976) obtuvieron para la región comprendida entre 30N - 50N y 20W - 5E, y para el periodo 1962-1972, un valor de $b = 0.87 \pm 0.04$, usando magnitudes CGS mayores o iguales que 4, pero observando que la linealidad de la relación log N-M, aparecía para $m > 4.5$.

Los mismos autores calcularon para la Península Ibérica y áreas adyacentes (34N - 44N, 12W - 5E), con datos del LCSS ($m \geq 4$) y para el periodo 1961 - 1972, un valor de $b=1.11$, valor que encontraron alto y que achacaron a una valoración de las magnitudes del LCSS por encima de las calculadas por el CGS y a que la mayoría de los sismos de ésta muestra eran de la región al E del Estrecho de Gibraltar.

Hatzfeld (1978) realizó un ajuste $\text{Ln } N_c - M$ con los datos de sismos del periodo 1962-1976 comprendidos entre 35-40N y 30W-10E, dividiendo esta área de frontera entre las placas Euroasiática y Africana en distintas regiones. Las regiones (30N - 40N, 6W - 10E) y (35 N- 40N, 12W - 6W), denominadas por él de "compresión continental" y de "compresión oceánica" respectivamente, presentaban curvas $\text{Ln } N - M$ muy distintas, con pendientes mucho más bajas en la de "compresión oceánica" que la de "compresión continental". Con los valores representados, obtuvimos los valores $a = 3.9$ y $b = 0.8$ para $m > 4$. (García Dueñas et al 1984), para la segunda región.

Muñoz y Udias (1980), obtienen para la región Granada-Málaga (36.5N - 37.5N, 3W - 5W) y para el periodo 1950-1976 (rango de M 4 a 7.5, $\Delta M = 0.5$), un valor $b = 0.9$. (En este cálculo incluyeron el terremoto profundo de 29 de Marzo de 1954).

Los valores obtenidos para la región de las Béticas, para los periodos 1948-1961 y 1962-1975 (rango de magnitud 3.5 - 5.3, intervalo de clase 0.1) son 0.86 y 1.02 respectivamente empleando una valoración uniforme de magnitud según los catálogos de De Miguel y Payo (1980, 1983) similares a los obtenidos por De Miguel y Vidal en 1983 (García-Dueñas et al, 1984). De Miguel y Payo (1980, 1983) obtuvieron valores b para distintas regiones. Tablas 8-I y 8-III.

TABLA 8 - III
 COEFICIENTES a, b, r2 y rango de magnitud

Zona	a	b	r2	rango m	Periodo
1. C. Guadalquivir/Granada	4.41	0.78	0.98	2.8-4.3	1962-1975
2. Mar de Alborán	5.81	1.08	0.98	3.1-5.1	" "
3. Levante	5.04	0.96	0.99	3.1-4.6	" "
4. Pirineos	3.18	0.56	0.99	3.0-4.4	" "
5. Argelia	2.59	0.31	0.89	3.2-4.0	" "
6. Golf. Cádiz/Oc. Atlántico	3.64	0.49	0.99	3.3-4.4	1962-1969
7. Golf. Cádiz/Oc. Atlántico	4.76	0.93	0.99	3.2-4.6	1970-1975
8. Portugal	2.83	0.50	0.93	3.1-4.4	1962-1969
9. Portugal	2.72	0.47	1.00	2.5-3.5	1970-1975

RELACION MAGNITUD-FRECUENCIA EN LA DEPRESION DE GRANADA

Vidal et al (1984) obtuvieron para la Depresión de Granada y sus bordes y para los periodos 1948-1961 / 1962-1975 los valores 0.86 y 0.78 respectivamente, (obtenidos con un coeficiente de correlación de ajuste de 0.99). Valores muy similares a los obtenidos por Muñoz y Udías (1980), mencionados anteriormente.

A través de los datos obtenidos por la Red Sísmica de la Universidad de Granada (RSUG) de los microterremotos de la Depresión de Granada y sus bordes se han calculado las relaciones magnitud-frecuencia para diferentes regiones de la red para el periodo que media entre 1-7-84 y 31-12-85. Se han trazado las curvas Log N-m con la finalidad de observar a partir de qué valor de m mínimo se perdía la linealidad. Posteriormente se han obtenido, a través de un ajuste por mínimos cuadrados, los parámetros a y b.

Los resultados fueron los siguientes:

Zona 1: Sur de la Depresión (Fig 8.2).

$$a=6.52 \quad b=1.46 \quad c=0.9967$$

Zona 2: Centro y Norte de la Depresión. (Fig 8.3).

$$a=6.52 \quad b=1.77 \quad c=0.9939$$

Zona 3: Zona Oeste de la Depresión (Fig. 8.4)

$$a=6.06 \quad b=1.50 \quad c=0.9965$$

Zona general: Toda la Depresión (Fig 8.5)

$$a=7.09 \quad b=1.72 \quad c=0.99974$$

siendo c el coeficiente de correlación del ajuste.

Los valores altos obtenidos del parámetro son achacados a la fórmula de la magnitud a partir de la duración utilizada. (Los valores de b con una M mejor ajustada se acercan a 1.1, -Vidal et al, en preparación).

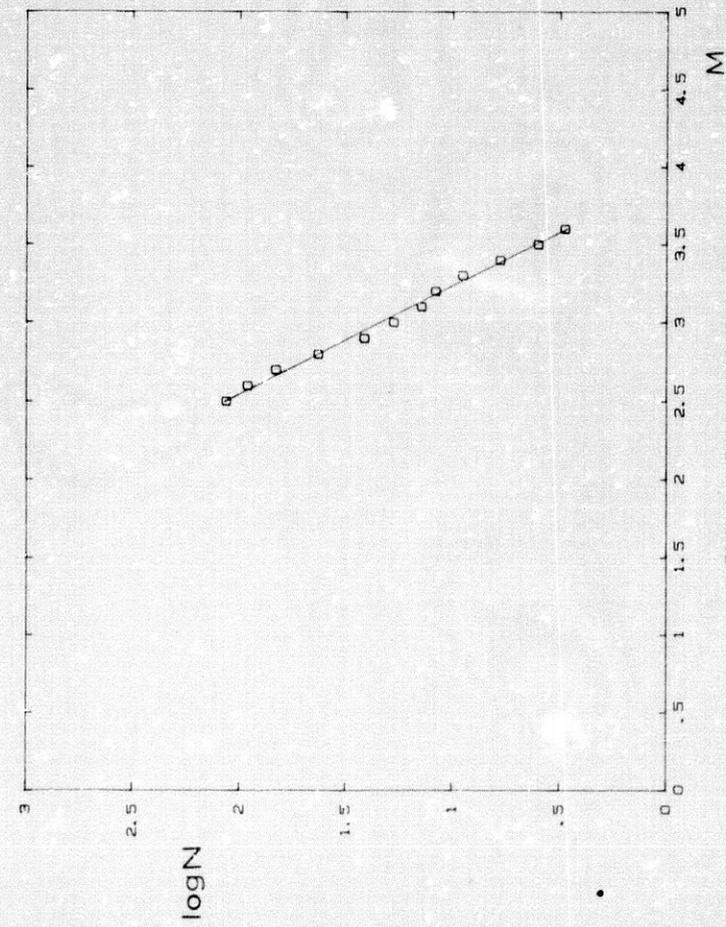


Fig. 8 - 2. Ajuste de la ley magnitud-frecuencia para la zona S de la Depresión de Granada.

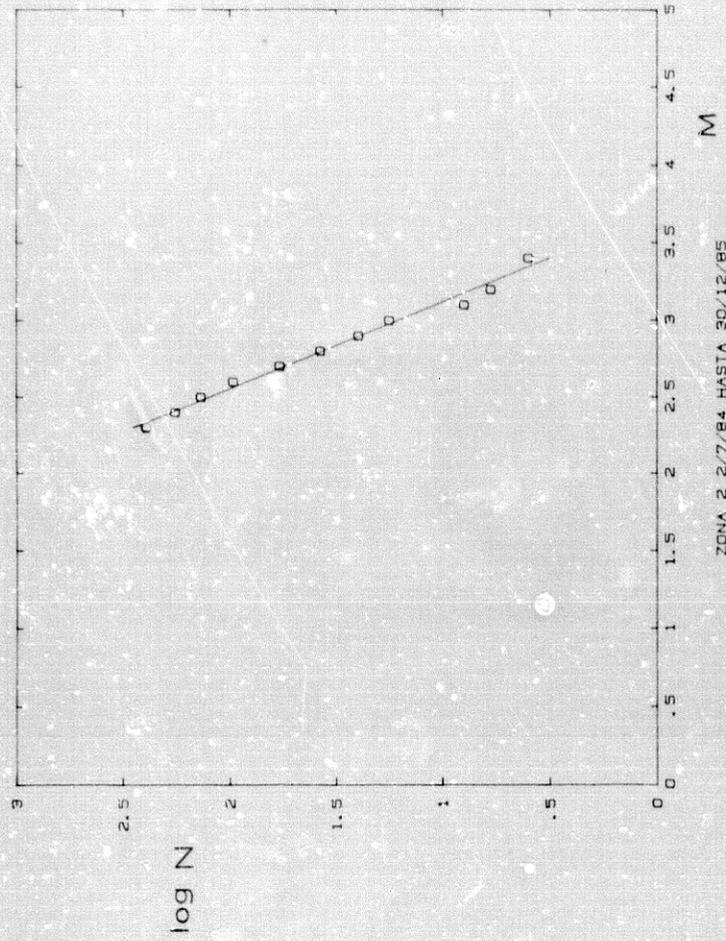


Fig. 8 - 3. Idem figura anterior para la zona N y centro de la Depresión.

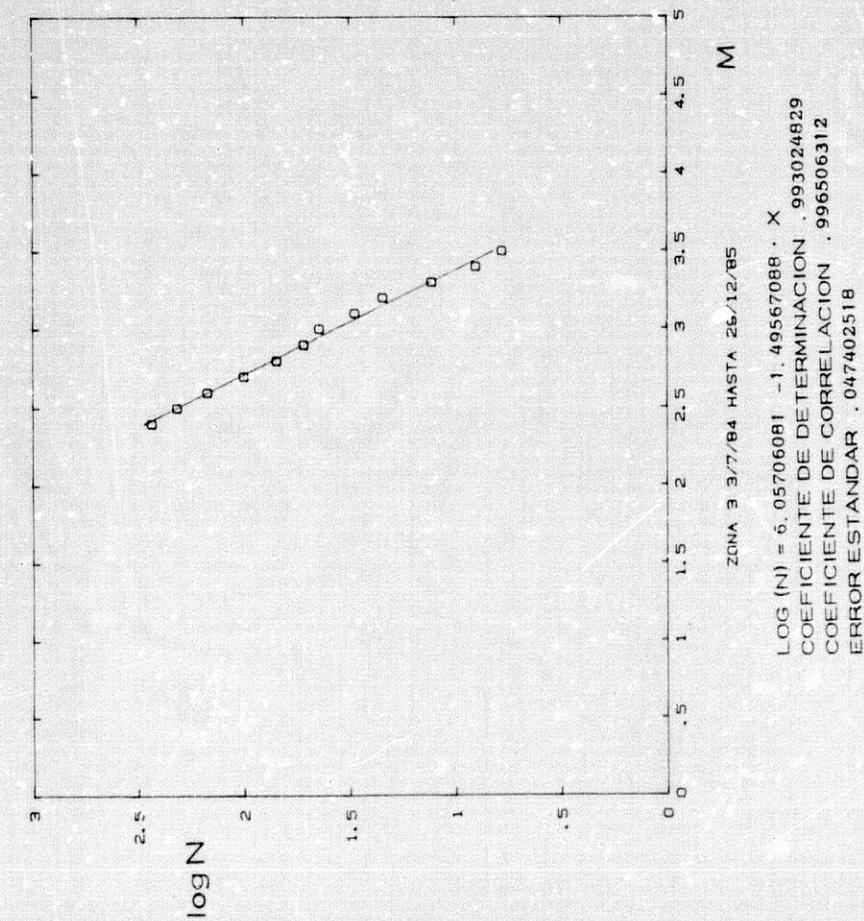


Fig. 8-4. Idem figura anterior para la zona W de la Depresión.

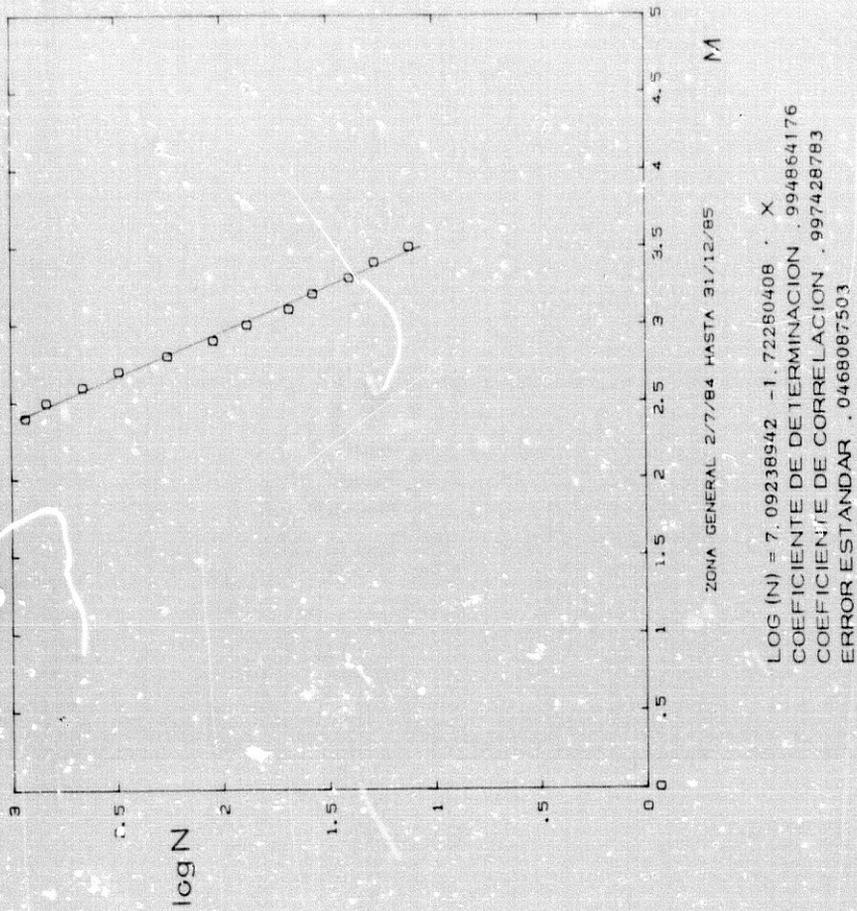


Fig. 8-5. Idem figuras anteriores para toda la Depresión de Granada.

CAPITULO IX

SISMICIDAD ESPACIAL

DE LA REGION

BETICAS-ALBORAN.

CAPITULO IX

SISMICIDAD ESPACIAL DE LA REGION BETICAS-ALBORAN

LOCALIZACION HIPOCENTRAL DE SISMOS PROXIMOS.

- EL METODO GEIGER

La técnica de localización hipocentral de terremotos comunmente usada es la basada en el método Geiger (1910-1912). Ello implica la solución de una serie de ecuaciones no lineales mediante un proceso iterativo, desde una solución de prueba, en el que en cada paso se requiere la solución de un problema lineal por mínimos cuadrados (Buland, 1976; Lee y Lahr, 1975).

Aunque Geiger presentó un método para determinar el tiempo origen y el epicentro, éste puede ser fácilmente extendido para incluir la profundidad focal. La interpretación moderna del método Geiger es el siguiente: Dada una serie de tiempos de llegada observados t_i ($i=1, \dots, h$) con un error estándar σ_i ($i=1, \dots, h$), hallar las coordenadas espaciales X_j ($j=1, 2, 3$) y el tiempo origen t de un foco tal que la suma de los cuadrados de los residuos sea mínima

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^n [t_i - f_i(X_1, X_2, X_3) - t]^2 / \sigma_i^2$$

donde f_i es el tiempo de viaje teórico desde el foco a la estación i -ésima. f_i es en general una función no lineal de las coordenadas espaciales X_j . Así pues la localización de terremotos es un problema de optimización no lineal. La forma más corriente de resolver este problema es usando el procedimiento iterativo del método de Gauss-Newton.

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

El número de datos n es generalmente mayor que el de incógnitas, por lo que el problema está sobredeterminado. Además los datos son inconsistentes debido a una serie de errores aleatorios y de unas desviaciones sistemáticas de las f_i teóricas respecto de las reales.

Los métodos de optimización no lineal se pueden dividir en 3 clases (Lee y Stewart, 1981):

- 1) Los que usan solamente una función de evaluación.
- 2) Los que además requieren información de los primeras derivadas.
- 3) Los que requieren funciones de evaluación, de primeras derivadas y de segundas derivadas.

Los métodos del tipo 3 son conocidos como aplicaciones del método Newton (ó de Newton-Raphson). Una revisión de la optimización no lineal aplicada a la localización de terremotos puede verse por ejemplo en Lee y Stewart, (1981) o de aplicación del método Newton p.e. en Thurber, (1985).

LA LOCALIZACION CON COMPUTADOR

La aplicación del método Geiger ha sido ampliamente utilizada en los programas de localización con computador (p.e. Bolt, 1960, Flinn, 1960, Nordquist 1962, Engdahl y Gunst, 1966,...). Los problemas que envuelve dicha aplicación han sido tratados desde distintos puntos de vista:

- de estabilidad numérica (p.e. James et al, 1969, Buland, 1976, Smith 1976, Bolt 1970),
- los problemas de convergencia (p.e. Gutdensch y Aric, 1977, Buland 1976),
- los efectos de la configuración geométrica de las estaciones respecto al epicentro (Nortnrop 1970, Peters y Crosson, 1972, Buland, 1976),
- los efectos de variaciones en la estructura terrestre (p.e. Greensfelder, 1965, Ehgdhal y Lee 1976, Lee y Lahr, 1975, Gutdensch y Aric, 1977) - los análisis estadísticos y límites de confianza de las soluciones (p.e. Flinn, 1965, Everden, 1969).

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

Aparte de estos estudios otros como p.e. Eaton (1969), Crampin (1970), Lee y Lahr (1975), Shapira y Bath (1977), Klein (1978), Herrmann (1979), Johnson (1975), Lee et al (1981,) Lee y Stewart (1981), Anderson (1982), Lienert y Frazer (1983), etc., han intentado mejorar las deficiencias de la implantación del método Geiger de localización bien mediante un epicentro de prueba menos desviado o mejorando los pasos de computación mediante un pesado centrado, escalamiento, transformación y amortiguamiento del mismo conjunto de ecuaciones básicas, intentando que no se produzcan inestabilidades en la búsqueda de las soluciones, que éstas sean fiables y acotando el grado de incertidumbre de las mismas.

Los algoritmos más estables utilizados en localización hipocentral emplean técnicas de factorización QR (Buland, 1976), de regresión múltiple escalonada (Lee y Lahr 1975) inversión generalizada (Bolt 1970, Klein 1978, Johnson 1979, Lee et al 1981, Jordan y Sverderup, 1981), y de mínimos cuadrados amortiguados (Herrmann 1979), con lo que se han conseguido que las soluciones sean numéricamente estables (lo cual no significa necesariamente que sean físicamente estables).

LOS PROGRAMAS LOCREG y LOCITR

Estos programas son una versión del programa HYPOINVERSE (Klein, 1978), y se han realizado en FORTRAN IV para un ordenador DEC PDF 11/23 PLUS con S.O. TSX.

Los programas realizan la localización hipocentral, calculan la magnitud y actualizan un fichero de sismos regionales y locales respectivamente. En la Fig. 9-1 se representa el esquema del programa LOCITR.

PESADO DE LOS TIEMPOS DE LLEGADA

Ambos programas utilizan un sistema de pesado de los datos de tiempos de llegada de las fases P y S que es función de varios factores:

- Peso de estación, que puede ser 0 ó 1, y que normalmente es uno (salvo que se especifique lo contrario).

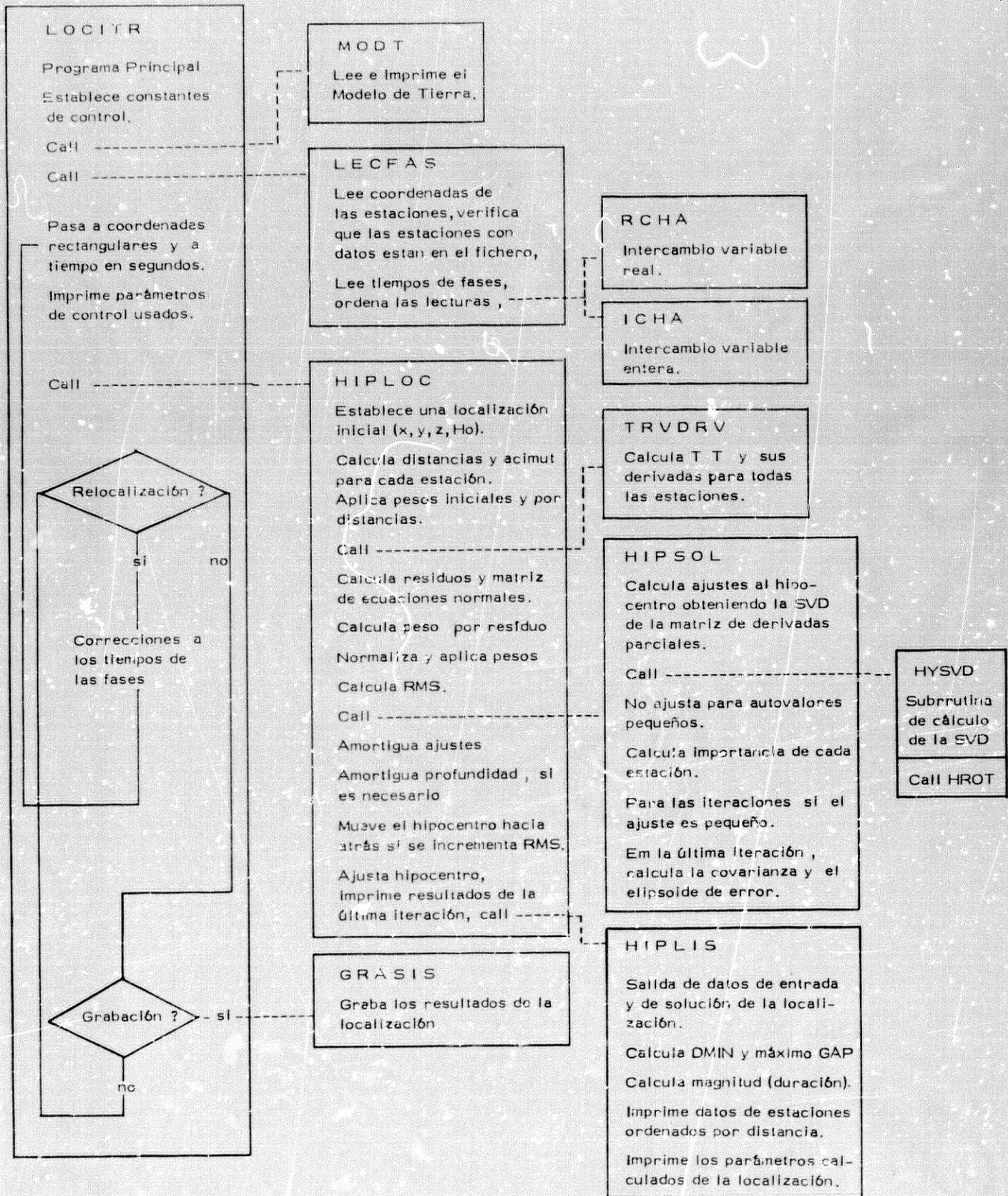


Fig. 9-1.

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

- Peso de las fases S, con un valor entre 0 y 1 y que actúa sobre todas las S.

- Peso asignado a las fases P y S en función de la calidad de cada dato, y que puede tener los valores 0, 1, 2, 3 y 4 que corresponden a pesos 1, 0.75, 0.5, 0.25, 0.0. También dispone del valor 5 que implica que el dato de esa fase es destruido en el fichero por incongruente.

-El valor 9 de peso en P implica utilizar la diferencia de tiempos entre P y S como dato de la estación (con lo que se elimina la incidencia del estado del reloj de esa estación en la localización) y el peso asignado a la fase S corresponderá entonces al peso del intervalo S-P (del mismo modo que en HYPO).

- Pesado en función de la distancia, de modo que pesen mucho las estaciones cercanas y poco las lejanas. Los valores oscilan entre 1.0 para estaciones próximas y 0.0 para estaciones lejanas y el pesado sigue una función coseno rectangular entre ambos valores. El objetivo es hacer que pesen poco las estaciones lejanas cuando el evento está dentro de la red de estaciones que tienen datos y usar todas las estaciones cuando el sismo está fuera de la red. La anchura de la ventana es función de tres parámetros DISCUT, DISW 1 y DISW 2, que son la distancia de corte prefijada (distinta en LOCREG y LOCITR), y 2 constantes definidas por el usuario, respectivamente.

Si DMIN 1 y DMIN 2 son la distancias a la primera y segunda estaciones más próximas el pesado tiene 2 casos:

* Cuando $DMIN 2 > DISCUT$, o sea cuando el evento está fuera de la red, entonces el peso es 1 hasta el valor $DMIN 2 - DISW 1$ y va disminuyendo hasta valor cero en $DMIN 2 + DISW 2$, (Fig. 9.2).

* Cuando $DMIN 2 < DISCUT$, o sea cuando el evento está dentro de la red, el peso vale 1.0 hasta una distancia igual a $DISCUT - DMIN 1$, y decae hasta valer cero en $DISCUT + DISW 2$ (Fig 9.2).

* Peso por residuo. El objetivo es que las estaciones con residuos altos pesen poco en la localización. Estos residuos altos pueden ser debidos a malos tiempos de llegadas ó a caminos de viaje de las ondas para los cuales el modelo de tierra utilizado es muy distinto del real.

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

La función peso residual es una función coseno rectangular (Fig. 9-3), cuya anchura depende de tres parámetros RMS CUT, RMSW 1 y RMSW 2 (prefijados por el usuario).

Los valores de peso oscilan entre 1.0 para residuos bajos y 0.0 para residuos altos y se aplican a los datos, se utiliza el mayor número de estaciones cuando el RMS es grande (Fig. 9-3) y se utilizan las estaciones de bajo residuo con peso alto y las de alto residuo con peso pequeño cuando el RMS va siendo pequeño, a medida que las iteraciones y convergencia avanzan.

El programa calcula dos valores de RMS, uno el RMSWT (que es el que corresponde antes de que los pesos por residuo se apliquen) y otro el RMS (que corresponde al RMS cuando dichos pesos se han aplicado). Los programas permiten descartar por completo varias fases con alto residuo aplicando 2 veces el pesado por residuo y descartando el residuo más alto cada vez. (1 ó 2 fases en LOCITR y 2 ó 4 en LOCREG).

La variable RMS se utiliza para el test de convergencia como veremos más adelante.

MODELOS DE TIERRA

Se han usado varios modelos. El programa LOCITR usa un modelo de tierra con capas planas, con una estructura de velocidades que aparecen en la Fig 9-4. Este programa utiliza coordenadas rectangulares centradas en el centro de la RSUG, por lo que solo es aplicable para sismos locales ($D < 200$ Km).

El programa LOCREG utiliza un modelo mixto. De 0 a 3 grados utiliza un modelo de capas homogéneas planas (los modelos 1, 2, o 3 de la Fig 9-4) y de 3 grados en adelante lee el tiempo de viaje de las tablas de Herrin introducidas previamente. LOCREG utiliza coordenadas esféricas. Los tiempos de viaje de las ondas S son calculados con el mismo modelo multiplicando la velocidad de la capa para la onda P por la razón de velocidades entre P y S.

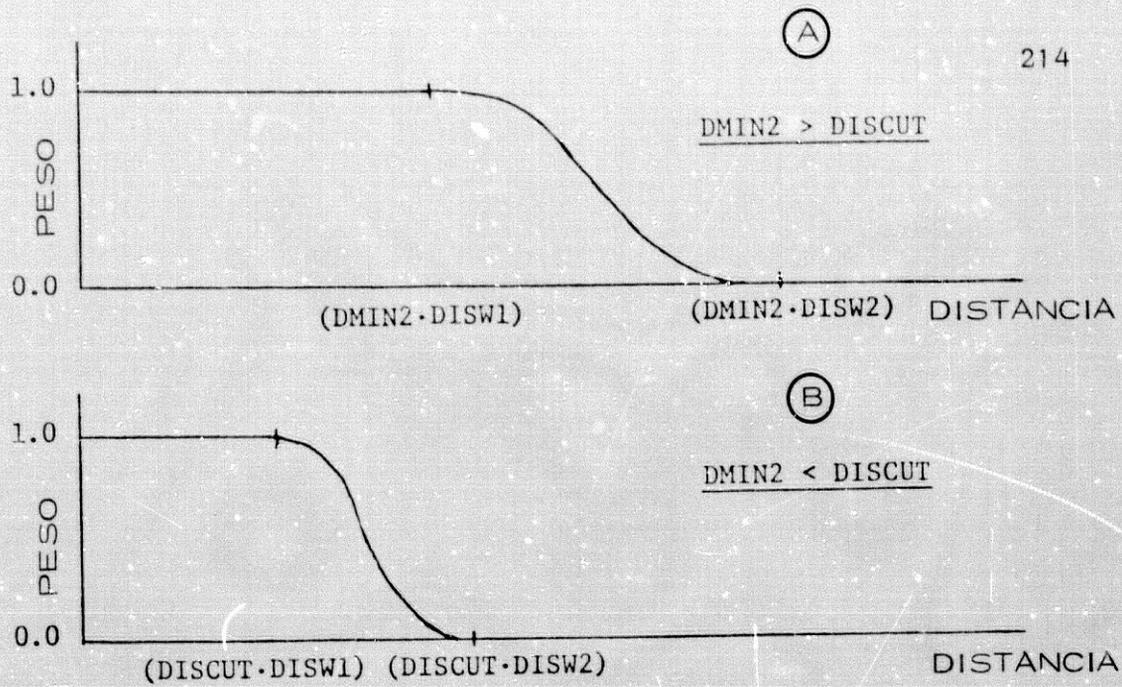


Fig. 9-2. Función de peso por distancia. A) Cuando el sismo está fuera de la red de estaciones que lo han registrado. B) Cuando el sismo está dentro de la Red. $\text{D}_{\text{MIN}2}$ es la distancia a la segunda estación mas próxima, DISCUT , DISW1 y DISW2 son constantes definidas por el usuario.

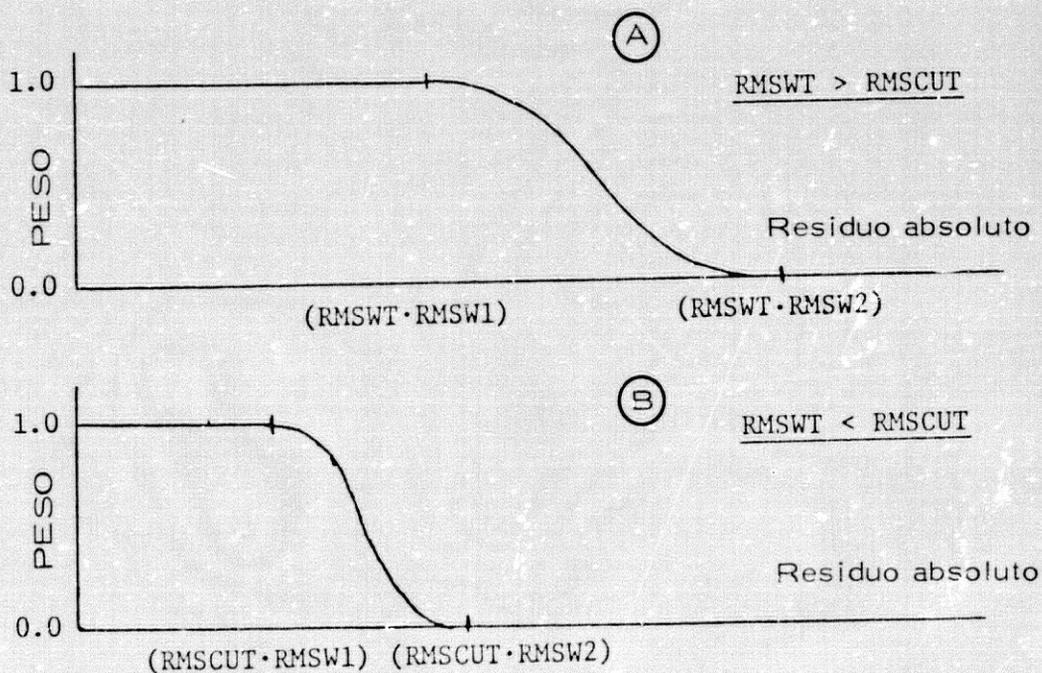


Fig. 9-3. Función de peso por residuo. A) Cuando la solución es mala. B) Cuando la solución es buena. RMSCUT , RMSW1 y RMSW2 son constantes definidas por el usuario.

```

a) C MODELO 1 SSIS *****
101 NL=3
    ESP(1)=10.
    ESP(2)=30.
    V(1)=5.6
    V(2)=6.6
    V(3)=7.8
    GOTO 500

C MODELO 2 IBERIA *****
102 NL=4
    ESP(1)=2.
    ESP(2)=18.
    ESP(3)=10.
    V(1)=3.4
    V(2)=5.9
    V(3)=6.6
    V(4)=7.6
    GOTO 500

C NUEVO MODELO *****
129 TYPE 104,
104 FORMAT( /, NUMERO DE CAPAS INCLUYENDO MEDIO SEMIINFINITO > ', $)
    ACCEPT *, NL
    DO 139 I=1, NL-1
    TYPE 108, I
    FORMAT( /, ESPESOR( ', I1, ') = ', $)
    ACCEPT *, ESP(I)
    TYPE 112, I
    FORMAT ( ' VELOCIDAD( ', I1, ') = ', $)
    ACCEPT *, V(I)
    TYPE 116,
    FORMAT ( ' VELOCIDAD EN EL MEDIO SEMIINFINITO = ', $)
    ACCEPT *, V(NL)
    .

```

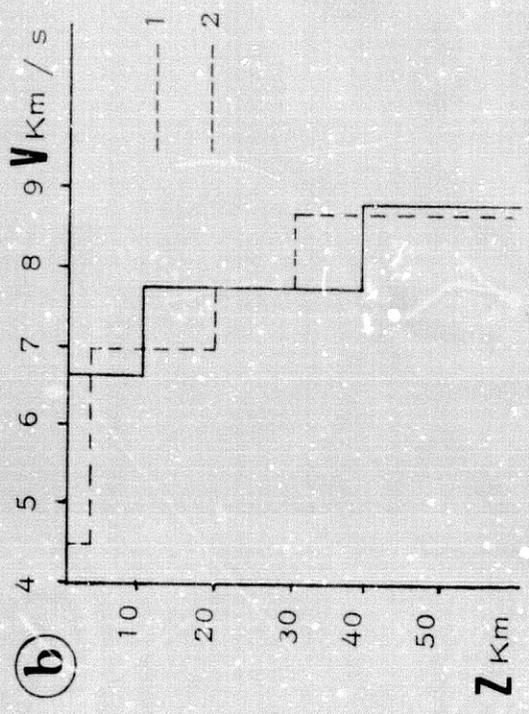


Fig. 9-4. Modelos de Tierra utilizables por los programas LOCITR y LOCREG.

ITERACIONES Y CRITERIO DE CONVERGENCIA

Como epicentro para la primera iteración se toma la estación con primera llegada mas baja. La profundidad de partida queda prefijada por el usuario y se mantiene fija en las primeras iteraciones hasta que el programa realiza un ajuste epicentral que es menor que DXFIX.

Si la profundidad de entrada se introduce con valor negativo la localización se realiza con esa profundidad fija. En caso contrario la profundidad es variable.

Varios parámetros controlan las iteraciones de modo que los vectores de ajuste no conduzcan a soluciones inestables o divergentes. Así DAMP es un factor de amortiguamiento que multiplica los ajustes hipocentrales antes de cada iteración. Su valor se reduce automáticamente a la mitad para el último tercio de iteraciones permitidas (dado por el parámetro ITRLIM), estando así estas últimas iteraciones altamente amortiguadas. Empíricamente esto parece mejorar la convergencia.

Cuando una iteración sitúa el foco en el aire el hipocentro se mueve 1-DZAIR veces de su actual profundidad.

Si el ajuste es mayor que DZMAX, este ajuste se amortigua de forma independiente.

ESQUEMA DE INVERSION DE LOS PROGRAMAS

Si la solución al problema de localización fuese lineal y si hubiese tantos datos (de tiempos de llegada) como incógnitas hipocentrales, la solución sería:

$$T = A \cdot X + G \quad (1)$$

siendo T un vector de los n tiempos de llegada t_i , A la matriz de derivadas parciales

$$A_{ij} = \frac{\partial T_{ij}}{\partial X_j}$$

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

que se calcula directamente del modelo de tierra supuesto, X es el vector de parámetros hipocentrales y G una constante.

Como el problema no es lineal (A no es constante) hay que buscar sucesivas soluciones linealizadas e iterar hasta encontrar la solución que converja con la precisión requerida hacia la solución verdadera, actualizando A y X en cada iteración.

Si T_0 y X_0 son los tiempos de llegada y de parámetros hipocentrales de una solución previa (ó de la solución de comienzo) entonces:

$$T_0 = A X_0 + G \quad (2)$$

restando las ecuaciones (1) y (2) obtenemos:

$$T - T_0 = A (X - X_0)$$

o bien, cambiando de notación:

$$R = A \cdot DX$$

donde R es el vector de los residuos de tiempo (observados menos calculados) y DX el vector de ajuste para la nueva solución.

Normalmente el problema está sobredeterminado ya que R corresponde a l vector de las m observaciones y los ajustes se hacen se hacen en función de las n incógnitas (4 generalmente):

$$\begin{matrix} R & = & A & \cdot & DX \\ (m) & & (m.n) & & (n) \end{matrix}$$

y se intenta resolver por mínimos cuadrados, minimizando la función $(R - A \cdot DX)^2$, lo que equivale a suponer que los errores son estadísticamente independientes y gaussianos. Esto se hace multiplicando por A^T , con lo que se puede obtener la inversión de la matriz simétrica $A^T A$.

METODO DE INVERSION GENERALIZADA MEDIANTE LA DESCOMPOSICION EN VALORES SINGULARES (SVD).

Para calcular la inversa de A los programas LOCREG y LOCITR usan una inversión generalizada (Golub y Reinsch, 1970) por descomposición en valores singulares (SVD), con la subrutina de Lawson y Hanson (1974).

La inversión generalizada no solo resuelve el problema por mínimos cuadrados sino que permite conocer si se dispone de suficiente información por el factor

$$DZMAX / (DZ + DZMAX)$$

siendo DZ el ajuste de profundidad anteriormente calculado.

Cuando el RMS aumenta más que el valor RBACK por el movimiento del hipocentro de una iteración a la siguiente, el hipocentro se mueve hacia atrás una fracción BACFAC hacia el hipocentro anterior. Esto puede ocurrir cuando un hipocentro mal restringido itera a lo largo de una discontinuidad del modelo de tierra.

El uso del esquema de inversión generalizada permite controlar los ajustes que este esquema calcula. Así el parámetro EICMOL impide aquellos ajustes hipocentrales en direcciones mal condicionadas por los datos y que darían lugar a localizaciones con grandes errores.

Las iteraciones pueden pararse por tres motivos:

- 1) Cuando el número de iteraciones alcanza el máximo permitido -ITRLIM- (25 en nuestro caso),
- 2) Cuando el cambio en RMS entre dos iteraciones es menor que DQRT segundos,
- 3) Cuando el ajuste hipocentral es menor que DQUIT Km..

Para resolver el problema, y si éste tiene una solución única, previene ajustes en direcciones inestables, calcula los errores de la solución, y evalúa la importancia de cada dato en la solución final.

La descomposición en valores singulares (SVD) ha sido analizada desde Sylvester (1889) p.e. por Eckart y Young (1939) Ben Israel y Greville (1974), Forsythe y Moler

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

(1967), Stewart (1973) etc.. Aquí se hace la descomposición de A siguiendo a Noble y Daniel (1977):

$$A = U \cdot S \cdot V^T$$

(m.n) (m.n) (n.n) (n.n)

donde U y V son matrices de autovectores ortonormalizados de $A A^T$ y $A^T A$ respectivamente, y S es una matriz diagonal de autovalores (matriz de valores) de la matriz $A^T A$.

Se cumple que:

$$U^T U = I$$

$$V^T V = I$$

y si el número de datos m es mayor que el de incógnitas n:

$$V^T V = I$$

y entonces el problema es perfectamente resoluble, y la solución es dada por:

$$DX = V \cdot S^{-1} \cdot U^T \cdot R$$

ERRORES

La matriz de covarianza C de la solución DX es:

$$C = W \cdot V \cdot S^{-2} \cdot V^T$$

donde W es constante.

Si los autovalores en S se hacen pequeños los errores serán grandes y la solución inestable. Cada autovalor corresponde a una de las direcciones de la solución y si este se hace pequeño el ajuste y el error se hacen grandes en esa dirección como la inversa del autovalor. La dirección correspondiente a un autovalor pequeño tiene

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

componentes en H_0 , λ , φ y h siendo, a menudo, cuanto más pequeño el autovalor, más grande su componente en profundidad.

Si un autovalor es menor que el parámetro EIGTOL los programas no toman el ajuste en esta dirección y se previene la solución en direcciones que podrían ser inestable ó que tendrían un elipsoide de error grande. Las soluciones pueden ser inestables o mal restringidas cuando la razón entre el autovalor más grande y el más pequeño es mayor de 200, o cuando el autovalor más pequeño alcanza el valor 0.02. Realmente el valor de EIGTOL hay que elegirlo de acuerdo con la configuración de la red y el tipo de terremotos marginales que se deseen localizar.

La varianza W^2 (cuadrado del error estandar) de los tiempos de llegada se calcula como:

$$W^2 = RDERR^2 + ERCOF \cdot RMS^2$$

donde RDERR son los errores de lecturas de los datos temporales y ERCOF un factor de peso para incluir en el cálculo de errores los efectos de una solución pobre.

Con ERCOF se pueden comprobar una serie de efectos:

1) ERCOF = 0, el de geometría de la red, con ERCOF = 1 el de un modelo de tierra deficiente.

La matriz de covarianza es una matriz simétrica 4 x 4, cuyos elementos diagonales son las varianzas de los parámetros hipocentrales (dados en segundos y Km.) y los otros elementos de la matriz son las covarianzas entre estos parámetros. Así podemos cualificar el error en el tiempo origen y la dependencia entre H_0 y h .

El elipsoide de error se obtiene diagonalizando una submatriz 3 x 3 de C, donde no aparece el H_0 . Así los tres principales errores estandar definen los tres ejes de un elipsoide de error, dentro del cual el hipocentro del terremoto tiene un 32% de probabilidad de estar. Por ello se calcula un nuevo elipsoide de error cuyos ejes son 2.4 veces los errores estandars calculados, con lo que tenemos una probabilidad del 95% de que el terremoto esté dentro de los límites del elipsoide. Una forma más sencilla de ver la precisión de la localización es obtener el error epicentral EH y error en profundidad EZ, que son las proyecciones del elipsoide de error en un plano horizontal y en otro vertical respectivamente.

EL PARAMETRO INFO

Este parámetro INFO es una medida cuantitativa de cada dato en la solución hipocentral calculada y que tiene en cuenta el peso asignado a cada tiempo de llegada. La matriz $B = UU^T$ es la matriz de densidad de información. Los elementos b_{jj} de la matriz B (de $m \times m$ elementos) nos dan la importancia de la j -ésima llegada.

La importancia es además una medida de la redundancia en los datos, y es p.e. pequeña (por cada estación o dato) para distancias y acimutes con varias estaciones. Esto proviene del proceso de inversión (del problema sobredeterminado que es el de localización de terremotos que escoge n combinaciones linealmente independientes de derivadas parciales de las m combinaciones dadas en la matriz A.

Esto completa el pesado de los datos ya que se tiene en cuenta no solo la calidad, distancia, residuo de los datos sino también su distribución azimutal respecto al epicentro. Esto tiene una gran importancia en la localización de los terremotos de Béticas y Alborán con una importancia muy distinta de geometría de las estaciones dependiendo del sector epicentral analizado.

LOS DATOS DE FASES P Y S

A pesar de los esfuerzos realizados para conseguir métodos de localización robustos, mediante un pesado adecuado de los datos y unos procesos de computación que prevengan soluciones muy desviadas, hay que hacer hincapié que la calidad de la localización depende de la calidad de los datos de entrada.

Ninguna manipulación matemática puede sustituir a una cuidadosa preparación de los datos de entrada, y aún cuando el programa intenta eliminar grandes residuos, este proceso será difícil que no conduzca a localizaciones equivocadas cuando los datos sean escasos y los errores no sean aleatorios (como p.e. una cierta "tendencia" en la lectura de fases, sobre todo en las fases S, etc).

Por ello, una lectura directa y una identificación adecuada de fases (incluso ayudándose de programas interactivos) es un requisito básico para que la distribución espacial de hipocentros pueda tener la

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

precisión suficiente como para ser relacionada con las características tectónicas del área epicentral.

Los datos aquí empleados están condicionados por las características de registro y tipo de terremotos analizados, tan distintos entre el caso de sismos importantes de las Béticas-Mar de Alborán (período 1916-1985) y el caso de microterremotos ocurridos en la Depresión de Granada (período 1983-1986).

DATOS DE LOS TERREMOTOS DE LAS BÉTICAS - MAR DE ALBORÁN

En este caso hay que distinguir dos etapas: la primera, terremotos de magnitud $m > 5$ ocurridos entre 1916 y 1961 (ambos inclusive), donde los datos de las llegadas de ondas P y S han sido tomados de los boletines de los propios observatorios, de sismos próximos del Instituto Geográfico Nacional, del Bureau Central Internacional de Seismologie (B.C.I.S.), del International Seismological Centre (I.S.C.), que publica el International Seismological Summary (I.S.S.), y se han leído los datos de las bandas de algunos observatorios de estaciones ibéricas en algunos terremotos del período 1948-1961.

La segunda etapa corresponde al período 1962-1985 y a terremotos de magnitud superior o igual a 4. Aquí las fases se han leído directamente sobre las bandas de las estaciones de ALI, ALM, CRT, MAL, TOL y SFS, de todos los terremotos del citado período, salvo en los casos en que las bandas no estaban en los archivos de dichos observatorios. Además se han usado los datos de los registros de las estaciones de ALR, EBR, GUD, LGR, STS, leyendo directamente algunos de ellos, y los de las estaciones portuguesas, marroquíes, argelinas y francesas principalmente.

En estos sismos la lectura directa de datos S ha aportado, sin duda, una calidad a la localización epicentral y a la determinación de la profundidad focal que hace posible la aplicación de estos resultados al análisis sismotectónico.

Cuando las estaciones están situadas a distancias epicentrales tales que son las fases Pn y Sn las que primero llegan de los trenes de ondas P y S, se han detectado a veces lecturas equivocadas en los boletines, que p.e. han confundido las fases Pg y Sg con fases Pn y Sn. Esta tendencia a leer con un cierto retraso las primeras llegadas o confundirlas con otras fases (sobre todo en las fases S)

era consecuencia de un desconocimiento de la distancia epicentral unido a una mala identificación del resto de las fases registradas, sobre todo en sismos pequeños o condiciones de registro ruidosas.

Se han encontrado unas diferencias apreciables en los datos S, sobre todo en las estaciones cercanas, respecto a las lecturas originales que aparecen en los boletines (tanto provisionales como definitivos). La utilización de un mismo criterio en la lectura de fases y la posibilidad de releer las mismas con las salidas de las localizaciones, obliga a sopesar de nuevo la calidad de cada lectura y a cambiarla y/o darle un peso acorde con su calidad en aquellos casos en que el registro no tiene unos comienzos de fase nítidos. Esta metodología que implica un criterio único y un proceso interactivo, es necesaria para eliminar errores de lectura ó para pesar, con una valoración directa, los datos a procesar.

Para el caso de datos S se ha visto que esta metodología es necesaria cuando se quieran calcular profundidades focales con una mayor fiabilidad y sobre todo cuando estas se pretendan aplicar a la caracterización de la dinámica regional.

DATOS DE LOS MICROTERREMOTOS DE LA DEPRESION DE GRANADA Y AREAS ADYACENTES.

Los microterremotos analizados son los ocurridos durante los años 1983, 1984 y 1985 y Enero-Junio 1986 en la Depresión de Granada y sus bordes.

Los microterremotos han sido registrados por las estaciones de la Red Sismica de la Universidad de Granada, estaciones portátiles colaboradoras del MOPU y algunas estaciones (AFC, MAL y ALM) de la Red Sismica Nacional (R.S.N.). Para los terremotos de magnitud superior a 3.5 se han empleado además los datos de otras estaciones de la RSN (EHOR, EVAL, ENIJ, etc.)..

Las estaciones de la R.S.U.G. se encuentran en los bordes de la Depresión de Granada, en lugares de bajo ruido sísmico. Las estaciones tienen sismómetros de componente vertical, período propio de 1 Hz, salvo la estación CRT-1 que tiene tres componentes. Los datos modulados en frecuencia se envían teleméricamente al Observatorio Universitario de Cartuja, donde se registran analógicamente sobre papel térmico a una velocidad de 2 mm/seg (de Miguel

RED SISMICA DE LA UNIVERSIDAD DE GRANADA

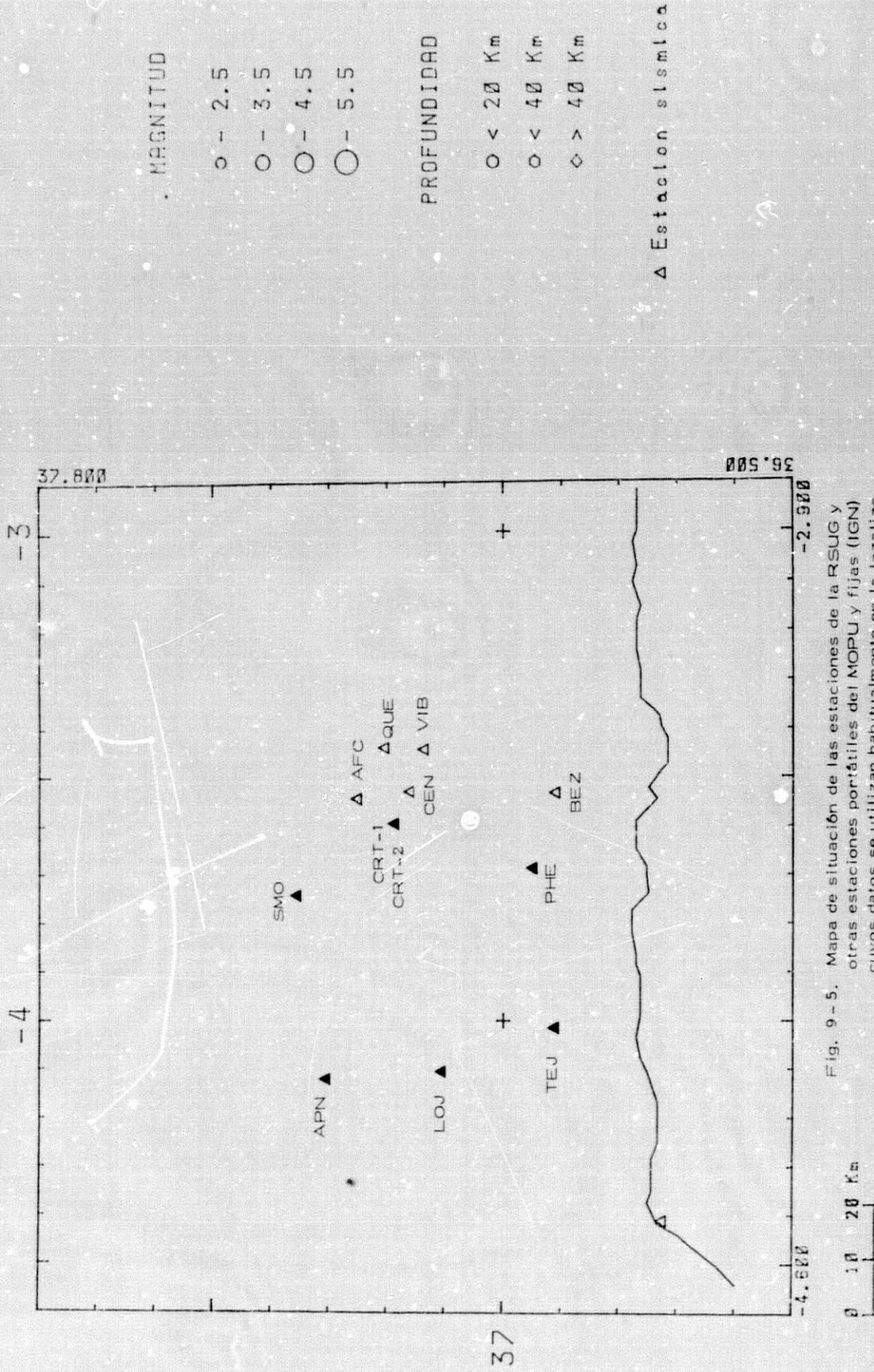


Fig. 9-5. Mapa de situación de las estaciones de la RSUG y otras estaciones portátiles del MOPU y fijas (IGN) cuyos datos se utilizan habitualmente en la localización de microterremotos.

et al. 1983).

La respuesta de las estaciones de la R.S.U.G. es similar, salvo la CRT-2 con un filtro para altas frecuencias debido a las condiciones de ruido cultural (Fig. 9.6). Las estaciones tienen una amplificación máxima de 5×10^6 a unos 10 Hz, salvo CRT-2. En la Fig 9-7a se representan los espectros esperados de desplazamiento del suelo para la fase Sg de terremotos de las Béticas Centrales para distintas magnitudes y distancias con un $Q_0=103$, un $\eta = 0.69$ y una caída de esfuerzos estática de 5 bar. En la Fig 9-7b se dibujan los espectros teóricos de los sismogramas (sin corregir por respuesta instrumental) para las condiciones anteriormente expresadas.

Los registros de las estaciones de la R.S.U.G. disponen de un mecanismo que aumenta la intensidad del registro gráfico cuando la señal aumenta (Alguacil, 1986). Así es posible apreciar las distintas fases de los microterremotos, a pesar del gran contenido en alta frecuencia de la señal sísmica registrada por estas redes de gran amplificación para registros de microterremotos locales (Fig. 9-8).

A las características mencionadas de densidad de estaciones, alta magnificación, velocidad de registro doble a la normal, nitidez de los sismogramas, etc..., hay que añadir la de tener una misma base de tiempo, con una precisión dentro de la milésima de segundo. Los datos se toman con un error de lectura de tan solo ± 0.05 segundos y se pueden solventar, en la mayoría de los casos y gracias a la claridad de los registros el problema de la identificación de fases S en campo cercano. Las lecturas de los registros de las estaciones VIB, QUE y CEN, del Servicio Geológico del MOPU, se han hecho directamente sobre registro analógico (a una velocidad de 5 mm/seg.), sacado del registro digital de tres componentes de dichas estaciones portátiles.

La estación portátil situada en el pantano de Béznar, de la Confederación Hidrográfica del Sur, ha sido también utilizada leyéndose directamente.

La identificación de la primera fase S de cada registro de sismos locales es difícil (De Miguel et al. 1986) y se ha conseguido un procedimiento interactivo entre analista y computador. Se han hecho pruebas de identificación de fases, a través de algunos registros digitales tomados con un prototipo de Sistema de Adquisición de Datos Sísmicos (Olivares y Vidal, 1983 a y b) utilizando distintas escalas

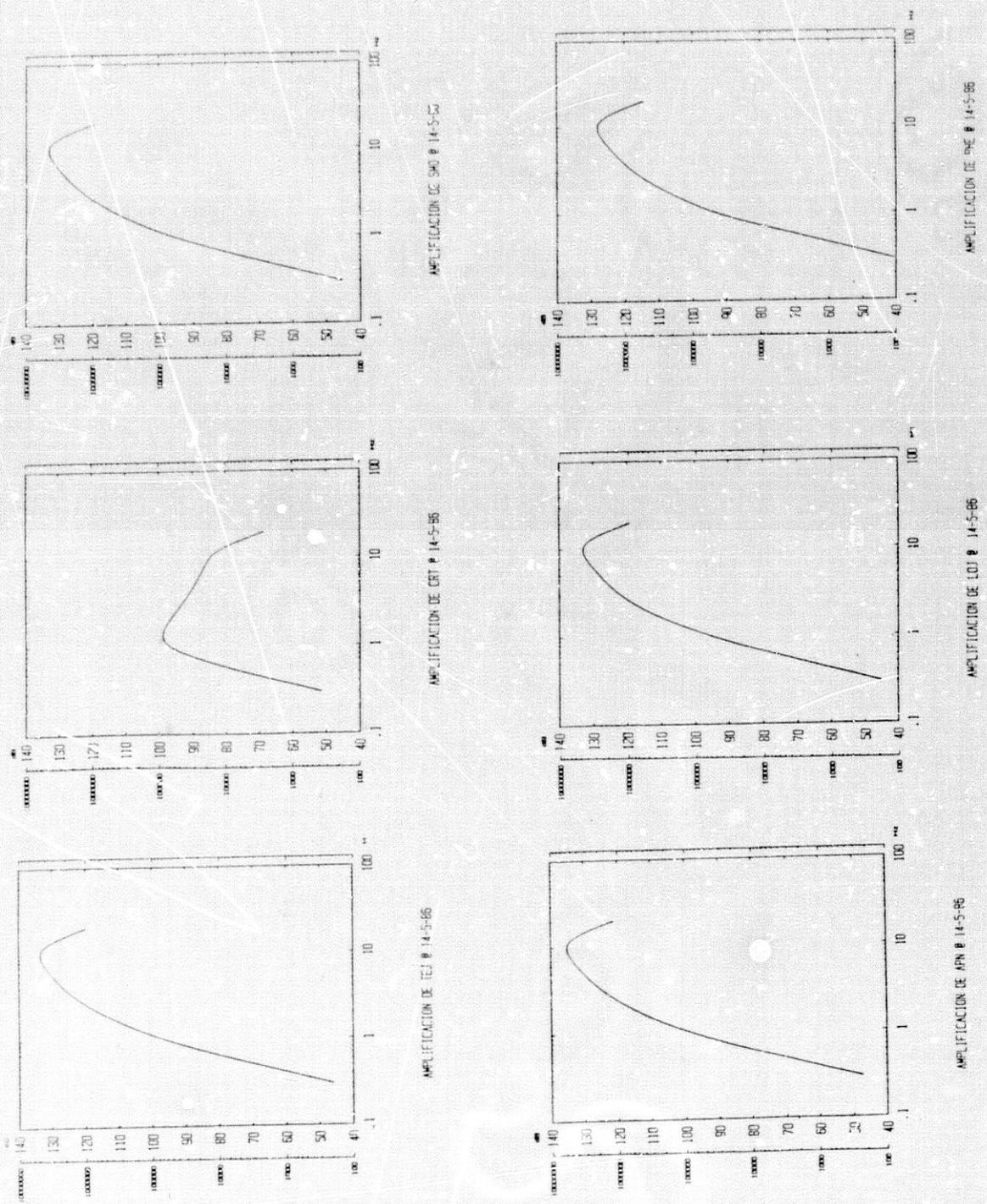


Fig. 9-6. Curvas de respuesta de las estaciones de la RSUG en su modo de operación habitual. Nótese la mayor atenuación a altas frecuencias de CRT, debido al filtrado para evitar el ruido cultural de ésta estación.

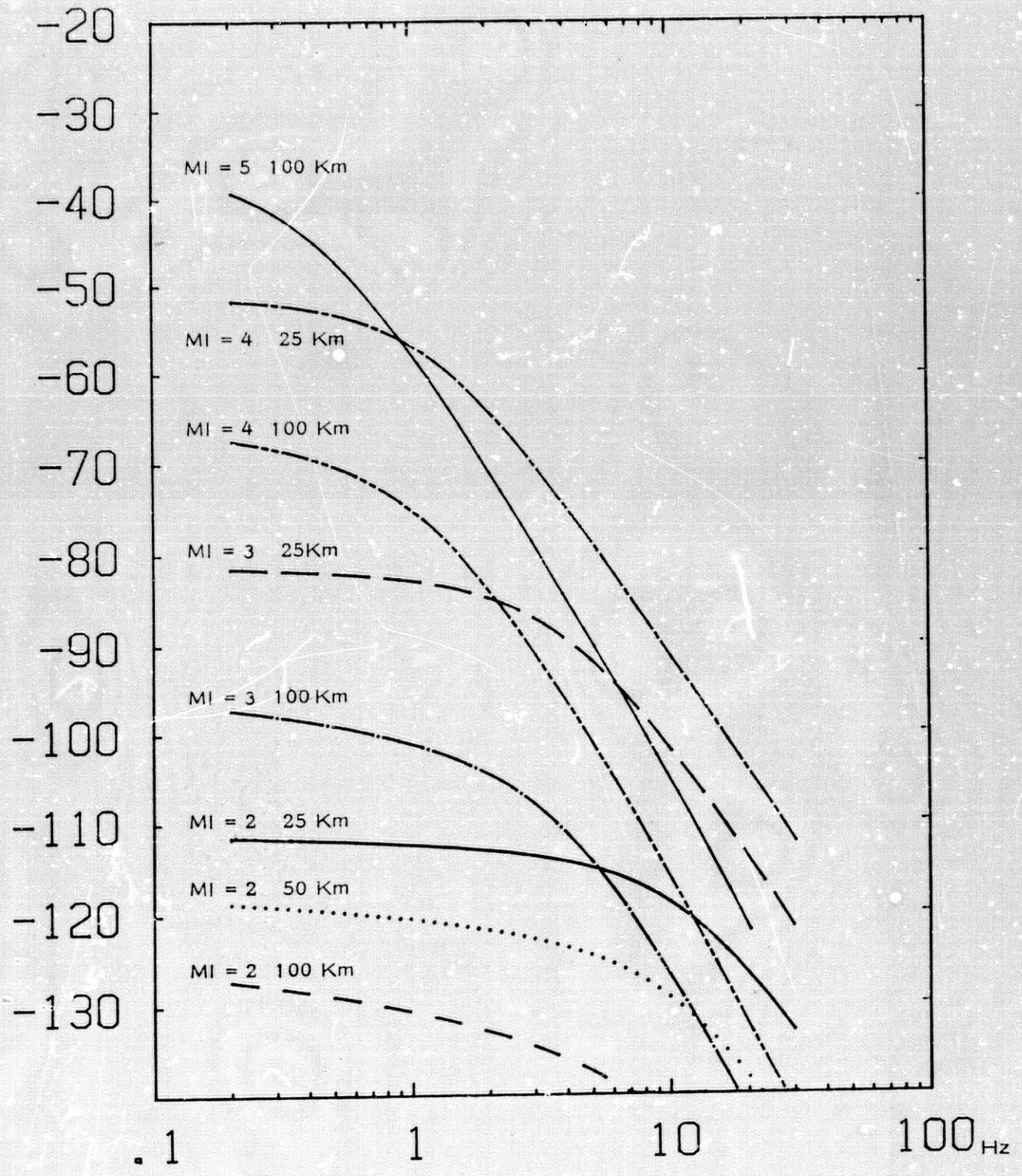


Fig. 9 - 7a. - ESPECTROS ESPERADOS DE DESPLAZAMIENTO DEL SUELO DE LA FASE Sg PARA LA REGION BETICA. ($Q_0 = 103$, $\eta = 0.69$, $\Delta\sigma = 5$ bar)

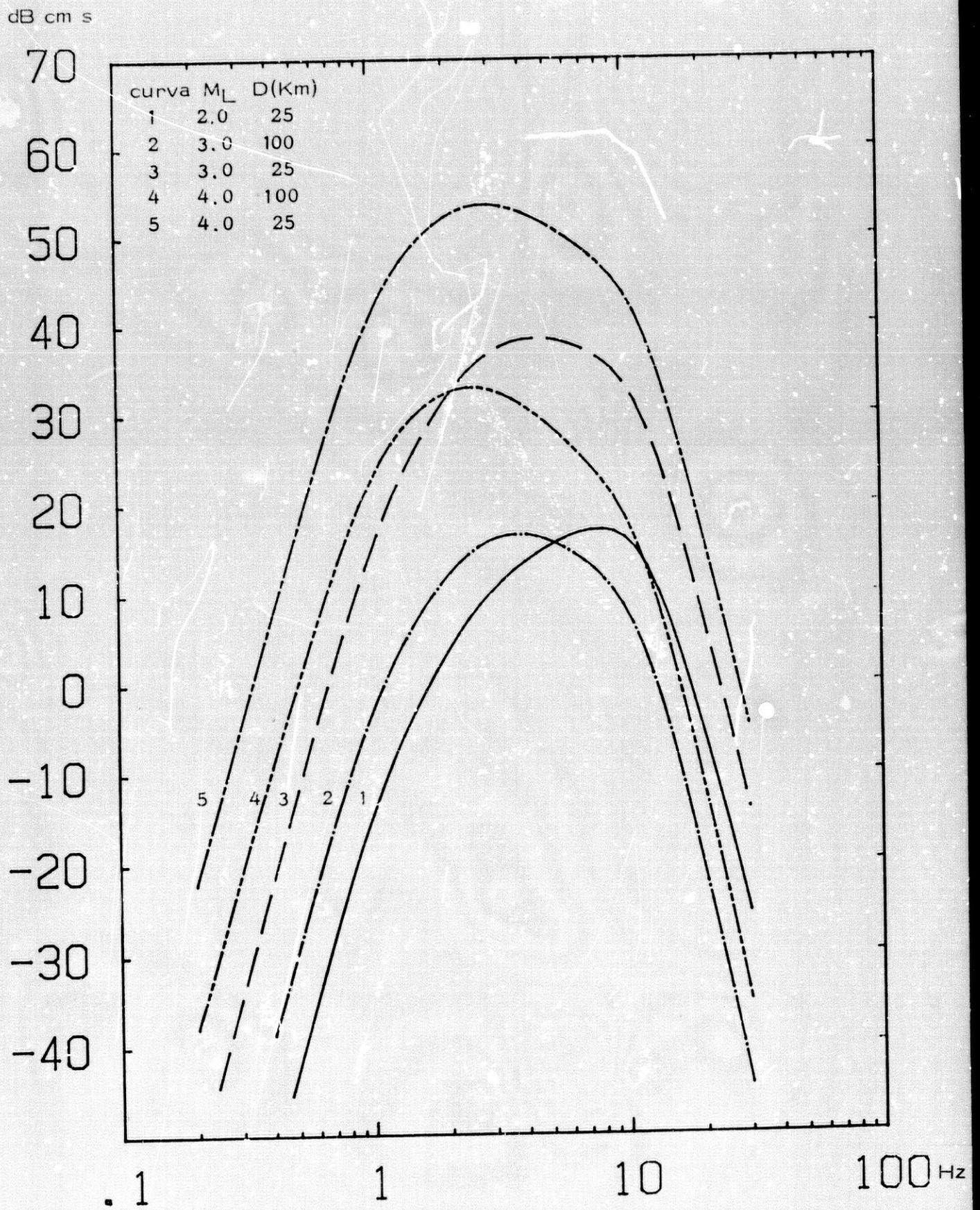


Fig. 9-7b -ESPECTROS ESPERADOS DE LOS SISMOGRAMAS DE LA R. S. U. G.

de representación en pantalla gráfica y haciendo una temporización del comienzo de cada fase con el cursor y se han comparado con las lecturas realizadas en forma directa sobre los registros analógicos, de 2 mm/seg. y de 5 mm/seg. de las estaciones de la RSUG y del MOPU respectivamente. De esta comparación se ha obtenido una experiencia valiosa de donde comienzan realmente las fases S, al ser estas mucho mejor observadas en registros rápidos (en papel o en pantalla gráfica), y poder aplicar unos criterios de selección de comienzo de fases claras.

Tras este análisis los datos P.y S. se han obtenido con el siguiente procedimiento interactivo:

- Lectura de fases P que generalmente son muy impulsivas y su lectura fácil (Fig.9-8).

- Lectura de las fases S, mas difíciles de identificar en aquellos registros de estaciones muy próximas al epicentro (Fig.9-8)

- Introducción en el computador de los datos P con los pesos correspondientes a la claridad de su lectura.

- Introducción de datos S con dos tipos de pesos: Unos correspondientes a fases S muy claras y sin problemas en la fiabilidad de su comienzo, a los que se les dá un peso alto, y otras fases con lecturas menos seguras, que no se tienen en cuenta en la localización (peso 4).

- Se efectúa la localización preliminar y se observan los residuos P y S. Los datos son reexaminados y se vuelven a temporizar aquellas fases que deban ser corregidas. Así se continúa el proceso hasta una localización hipocentral definitiva.

Este procedimiento interactivo no sólo hace más fácil para el analista la identificación de fases en estudios sucesivos del proceso sino que, al informar de la incidencia y calidad de las fases respecto a cada localización, previene de localizaciones falsas (p. e. cuando los RMS son relativamente bajos pero algunas fases muy claras, en especial S, quedan fuera con peso nulo por tener residuos altos. Esto queda rápidamente caracterizado con el parámetro INFO).

Todas estas consideraciones, sin duda básicas, son a veces pasadas por alto, por lo que las localizaciones quedan afectadas, especialmente el parámetro profundidad.

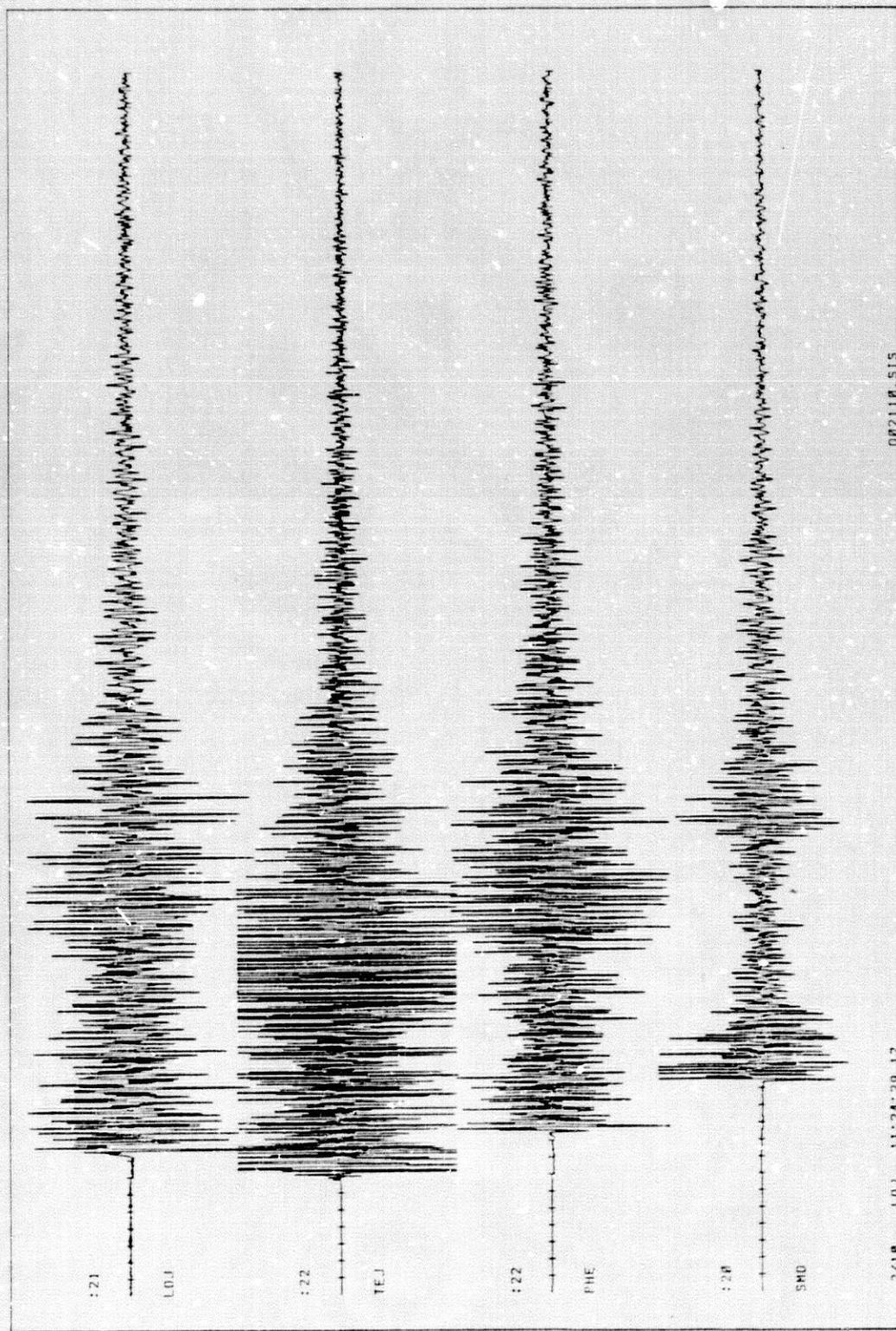


Fig. 9-8. Ejemplo de registro de un microterremoto del borde de la Depresión de Granada en cuatro de las estaciones de la R. S. U. G

ANÁLISIS DE LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS TERREMOTOS DE BÉTICAS-ALBORÁN.

El análisis de la distribución de los hipocentros se ha realizado con los programas de computador SISMIR y SISMI (con una filosofía común, adaptados a los ficheros de localización creados por LOCREG y LOCITR respectivamente).

Estos programas de manipulación y análisis gráfico de datos hipocentrales representan la sismicidad espacial, compilando subcatálogos desde el catálogo principal y creando los nuevos ficheros mediante unos criterios de selección por coordenadas geográficas de zona, intervalo de magnitudes, intervalo de temporal de datos, error horizontal y vertical de los hipocentros, etc.

Se puede realizar un análisis interactivo directo seleccionando subzonas de geometría deseada, realizar cortes verticales de sismicidad en la dirección deseada, análisis estadístico de la orientación espacial entre eventos sucesivos (de los datos seleccionados) y ejecutar un trazado gráfico sobre papel de lo elaborado (con PLOTMAP).

TERREMOTOS DE BÉTICAS-ALBORÁN. PERIODO 1911-1961

Los sismos de magnitud igual o superior a 5.0 de este medio siglo han sido relocalizados del modo anteriormente mencionado. Las localizaciones resultantes (Fig.9-9) y un conjunto de parámetros evaluadores de la calidad de las mismas aparecen en la tabla 9-1. En esta tabla no aparece el terremoto profundo del 29 de Marzo de 1954, con los siguientes parámetros: $H_0=6h\ 17m\ 6.7s$, $36.98N$, $3.54W$ y profundidad determinada por Chung y Kanamori (1976) con ayuda de datos pP de 630 ± 4 km, $m_b=7.1$ y momento sísmico 7.0×10^{27} din.cm.

Los parámetros son fecha, hora origen (H_0), coordenadas epicentrales (LAT, LON), profundidad (z), magnitud, RMS, error horizontal (ERH), error vertical (ERZ), ángulo máximo en la distribución acimutal de estaciones (GAP) y distancia a la estación más próxima (DMIN).

Es destacable en este periodo el agrupamiento espacio-temporal de los terremotos (de $m \geq 5$) en zonas como son la Depresión de Granada y sectores limítrofes, y la zona Sur de la parte central del Mar de Alborán. (Fig.9-9 y

TABLA 9 - I

TERREMOTOS DE BETICAS - ALBORAN, $m \geq 5.0$, PERIODO 1916-1961.

NSIS	FECHA	HORA	LAT	LON	Z	RMS	MAG	ERH	ERZ	GAP	DMIN
4	15 3 9	4 35 45.24	35.794	-2.259	3.4	1.3	5.1	22.8	34.7	307	0.02
5	16 12 25	10 28 2.08	38.598	-0.303	11.4	1.5	5.2	20.8	12.8	180	0.00
6	19 9 10	10 40 34.42	37.735	-0.457	26.4	0.3	5.2	1.8	2.3	135	0.01
7	19 9 10	10 56 44.04	37.656	-0.456	7.5	0.8	5.1	3.6	8.1	138	0.01
8	23 7 9	15 31 4.34	34.773	-4.491	16.4	1.1	5.7	12.2	22.1	252	0.03
9	26 10 11	6 38 50.55	35.594	-3.633	21.4	0.4	5.2	3.8	2.3	258	0.02
10	26 10 15	6 47 53.63	35.657	-3.371	0.0	1.0	4.8	4.5	10.8	215	0.03
11	27 9 8	8 52 44.26	35.344	-3.531	25.8	0.4	5.0	12.5	16.6	260	0.02
12	30 7 5	23 11 44.62	37.658	-4.866	16.4	0.3	5.3	1.4	2.5	152	0.02
13	32 3 5	2 10 30.84	37.226	-2.598	30.0	0.4	4.7	1.5	2.0	89	0.01
14	35 3 14	17 2 16.15	37.218	-4.458	3.7	0.9	5.0	3.2	6.6	86	0.01
16	46 5 14	12 21 22.61	38.072	-1.308	27.1	1.6	4.2	12.9	22.5	152	0.01
17	48 6 23	3 43 55.09	38.129	-1.969	2.6	0.4	5.2	1.6	4.7	120	0.02
18	51 3 10	10 38 24.42	38.125	-3.999	26.0	0.7	5.0	3.5	5.2	120	0.02
19	51 5 19	15 54 24.68	37.581	-4.010	60.8	0.2	5.5	1.3	3.9	149	0.01
20	51 5 22	5 35 4.89	37.447	-3.930	31.5	0.2	5.0	2.1	2.7	149	0.01
21	52 5 12	19 34 41.07	35.885	-6.129	63.2	1.0	5.2	6.3	26.2	241	0.03
23	55 6 4	3 41 34.53	37.217	-3.658	6.5	0.3	5.1	1.9	1.1	122	0.00
24	56 4 19	18 38 53.06	37.266	-3.736	6.8	0.3	5.0	1.0	2.6	114	0.01
25	57 6 29	23 46 47.10	37.007	-1.903	7.1	0.8	5.0	7.3	14.1	213	0.01
27	59 8 23	22 21 27.70	35.444	-3.102	5.3	0.5	5.5	3.3	5.1	223	0.03
28	59 8 29	13 43 48.48	35.762	-2.946	2.4	1.2	5.0	6.6	12.8	214	0.02
29	59 8 29	13 51 59.93	36.045	-2.797	12.8	0.2	4.8	1.9	2.6	236	0.01
30	59 8 30	3 24 53.74	35.489	-2.076	8.6	0.4	5.4	2.8	4.8	242	0.03
31	59 9 17	21 49 4.79	35.918	-2.806	17.8	0.4	5.1	4.6	3.6	242	0.02
32	59 9 30	16 57 36.27	35.666	-2.811	6.6	0.4	5.0	2.9	6.3	216	0.02
33	59 12 12	20 0 7.20	35.651	-0.594	24.8	0.3	5.2	2.9	5.2	221	0.02
34	60 9 5	7 45 34.37	37.043	-5.373	1.6	1.1	4.9	6.6	15.5	190	0.01
35	60 9 6	11 54 39.02	37.183	-5.179	110.0	0.2	4.9	3.3	3.8	248	0.01
36	60 11 14	20 10 26.16	36.887	-5.311	30.5	0.4	5.0	3.6	3.1	201	0.01
37	60 12 5	21 21 46.27	35.421	-6.840	91.8	0.7	5.3	5.0	20.7	251	0.06
38	60 12 11	10 35 42.94	37.197	-4.491	17.3	0.1	5.1	1.5	3.3	195	0.01

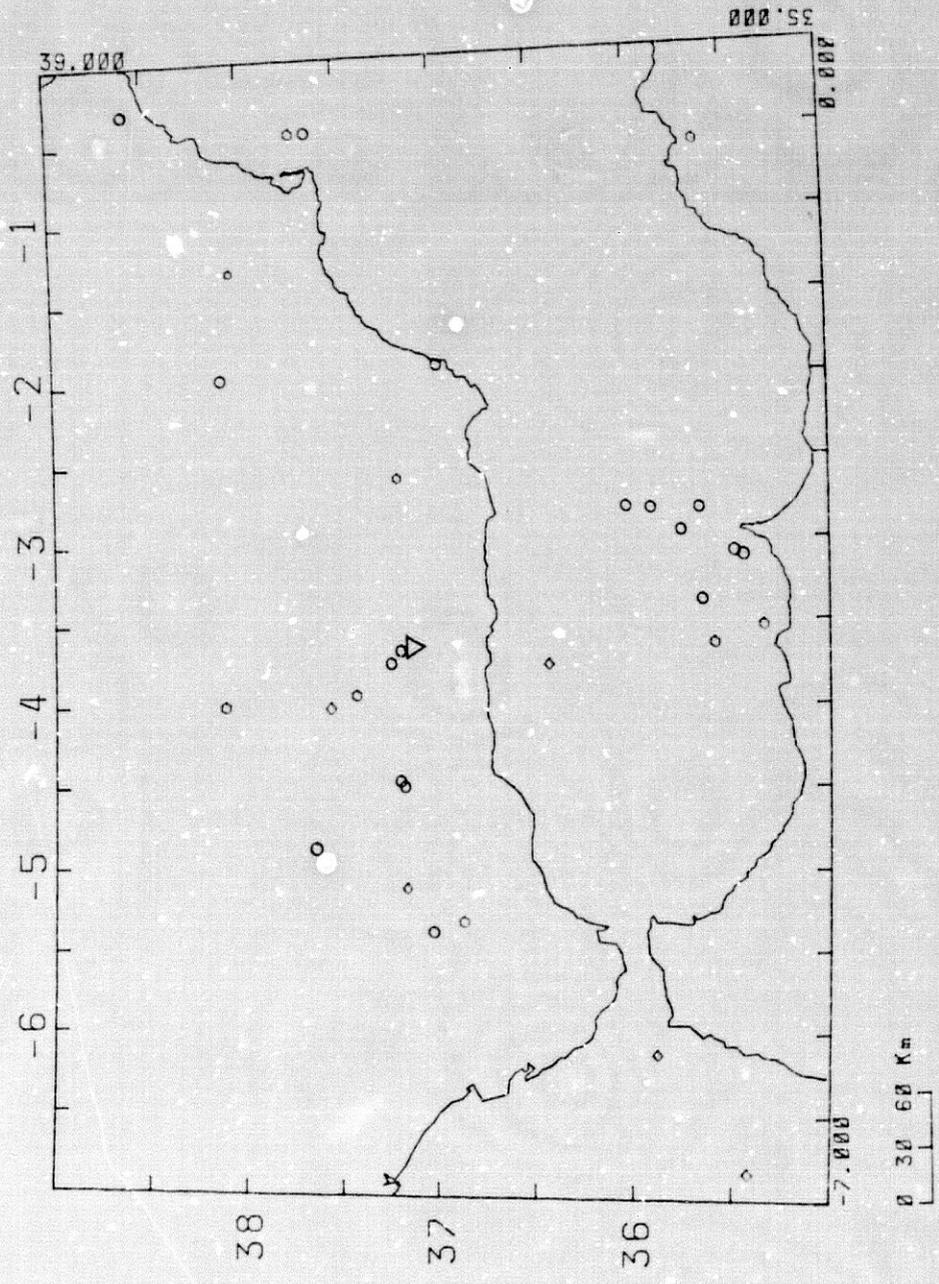


Fig. 9-9. Hipocentros relocalizados de sismos Béticas-Alborán, período 1912 - 1961. $m \geq 5.0$.

▽ sismo profundo, año 1954.

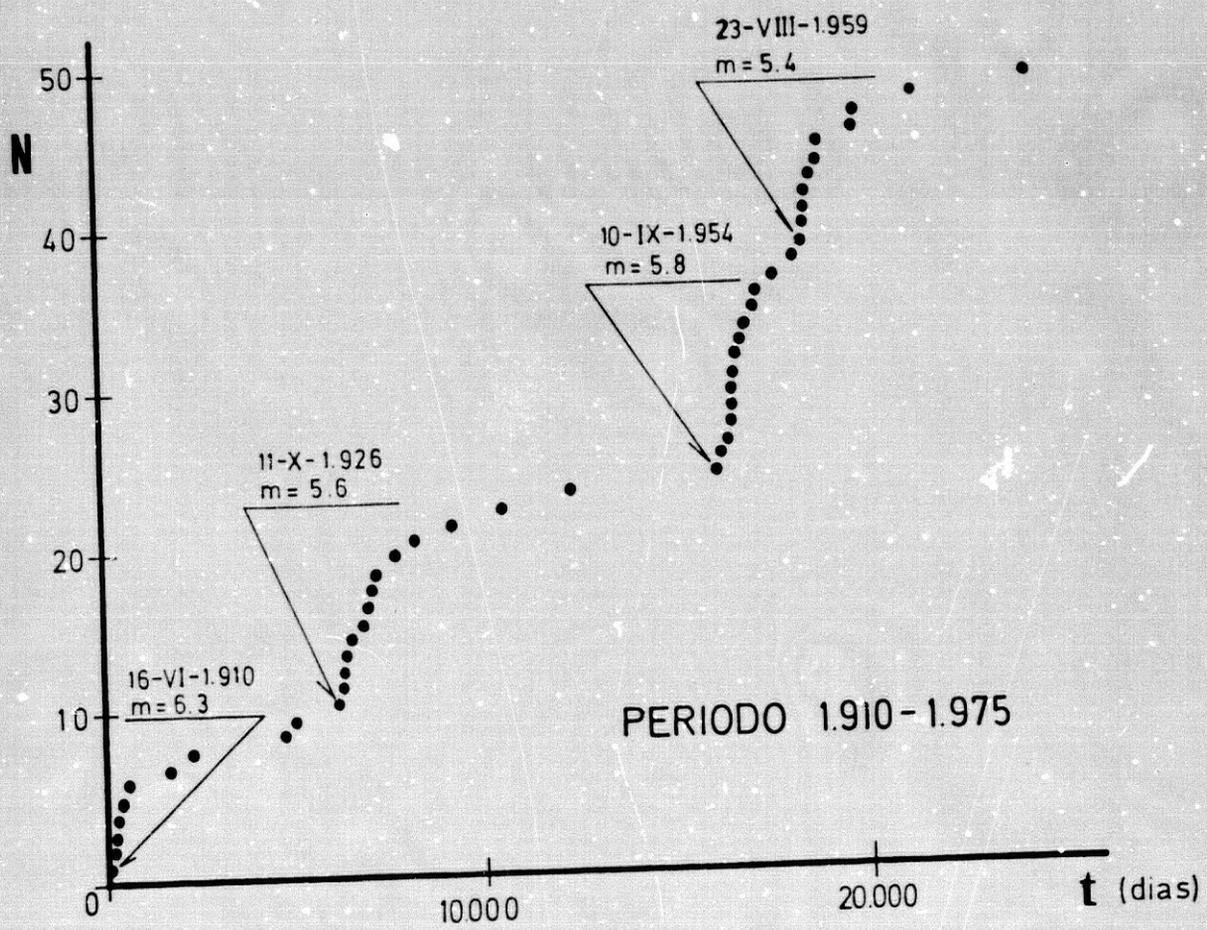


Fig. 9-10. Número acumulativo de terremotos de $m > 4.9$ del Mar de Alborán, período 1910-1975.

9-10).

Así observamos una migración espacial ligada a fracturas de dirección N40W para los sismos 19, 20, 22, 23, 24; otra de dirección N20-30E en el Mar de Alborán sismos 27 a 32 (pertenecientes a la serie sísmica de 1959) y otros sin suficiente número de eventos como para distinguir una tendencia espacial predominante.

Otra característica importante es la distribución en profundidad de estos sismos. Ya se observa una tendencia a aumentar en profundidad de NE a SW (Fig 9-9) que posteriormente se confirma con mayor número de datos. La mayoría de los terremotos localizados son superficiales. Existen 28 terremotos corticales con profundidades menores de 30 Km (13 de ellos con profundidad menor de 10 Km y 6 con profundidades entre 60 y 110 Km y uno de 630 Km. Los terremotos con $h > 60$ Km se distribuyen por la parte Central y occidental de las Béticas y por el Golfo de Cádiz y parte NW del Mar de Alborán.

El sismo profundo (630Km) del 29 de Marzo de 1954 fué estudiado por Hodson y Cock (1956) y Chung y Kanamori (1976). Estos últimos autores calcularon su profundidad con 191 estaciones, valiéndose además de fases pP y sP. Este sismo con 70×10^{27} din x cm de momento sísmico, tuvo un mecanismo de ruptura complejo, inusual de terremotos profundos. La existencia de una zona activa a esta profundidad (en 1973 hubo otro sismo de $m=4.0$ y coordenadas focales similares) añade un elemento más de complejidad al área analizada.

Es interesante analizar en particular la actividad sísmica del Mar de Alborán durante el periodo 1910-1961. Existe un fuerte agrupamiento de actividad para terremotos de $m > 5.0$ con épocas de menor actividad previa a la ocurrencia de estos núcleos (Vidal et al, 1983). El número acumulativo de sismos de $m > 4.9$ representados en la Fig 9-10 evidencian este efecto.

Series importantes de este periodo han sido las de los años 1910, 1926, 1954 y 1959.

Vidal et al (1983) analizaron la serie sísmica de Agosto-Septiembre del año 1959, localizaron 60 sismos inicialmente asignados a esta serie, de los que 20 tuvieron $m > 4.0$ (tabla 9-II). En la Fig 9-11 se representan los terremotos de $m > 3.5$ relocalizados. Aunque existió una mayor actividad junto al Cabo de Tres Forcas, varios sistemas de

SISMOS LOCALIZADOS DE LA SERIE ALBORAN 1959 ($m \geq 4$)

Fecha	Ho	Lat.	Long.	m_b	NE	RMS
04 Ago.	07 11 57.0	35.12	-3.57	4.3 (1)	5 (4)	0.63
23 Ago.	13 45 53.6	35.45	-2.89	4.5 (2)	7 (6)	0.61
23 Ago.	22 21 25.1	35.45	-3.15	5.5 (4)	21 (18)	1.90
24 Ago.	00 33 52.2	35.50	-2.94	4.4 (3)	8 (6)	1.30
29 Ago.	12 43 37.3	35.26	-3.18	4.8 (1)	9 (6)	1.00
29 Ago.	13 43 45.7	35.71	-3.21	5.0 (2)	8 (7)	0.70
29 Ago.	13 51 52.1	35.55	-2.78	5.0 (3)	9 (8)	1.60
29 Ago.	15 28 51.8	35.11	-3.27	4.0 (3)	6 (4)	1.40
29 Ago.	15 32 58.5	35.62	-3.18	4.9 (3)	8 (6)	1.50
29 Ago.	20 45 58.7	35.39	-2.89	4.5 (3)	10 (7)	0.89
30 Ago.	02 51 38.3	35.65	-2.75	4.0 (3)	4 (3)	0.48
30 Ago.	03 24 48.0	35.27	-3.26	5.5 (3)	21 (19)	1.60
30 Ago.	04 21 40.4	35.17	-4.09	4.5 (2)	4 (4)	0.44
30 Ago.	04 30 05.2	34.80	-3.96	4.1 (2)	5 (4)	0.11
30 Ago.	08 49 04.5	35.11	-3.89	4.2 (3)	8 (5)	1.10
30 Ago.	15 59 26.4	34.99	-2.99	4.5 (2)	7 (5)	1.10
17 Sep.	21 49 00.1	35.02	-2.83	5.1 (2)	11 (8)	1.20
17 Sep.	21 55 12.0	34.91	-4.35	4.6 (2)	10 (5)	0.72
18 Sep.	02 04 59.4	35.81	-2.87	4.9 (2)	13 (11)	1.30
30 Sep.	16 57 30.1	35.31	-2.92	5.0 (2)	10 (7)	0.27

Nota : Los números entre parentesis indican el número de estaciones utilizadas en el cálculo de la magnitud (m_b) y en la localización (NE).

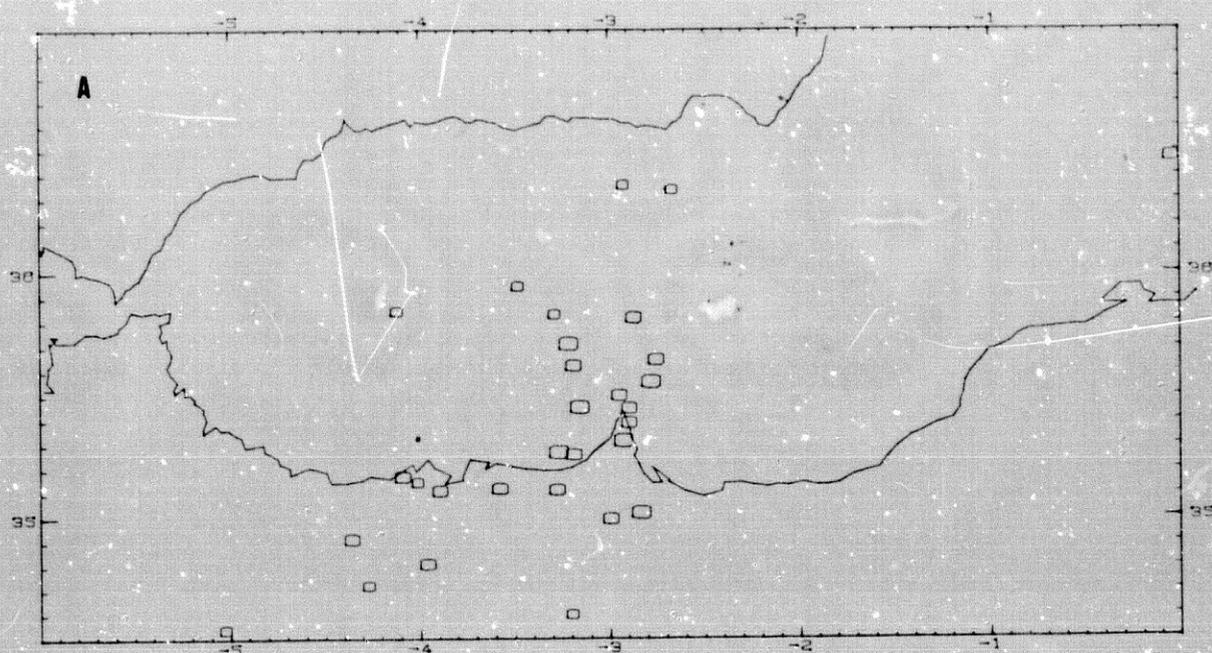


Fig. 9-11a Epicentros localizados

000 3
000 4
000 5

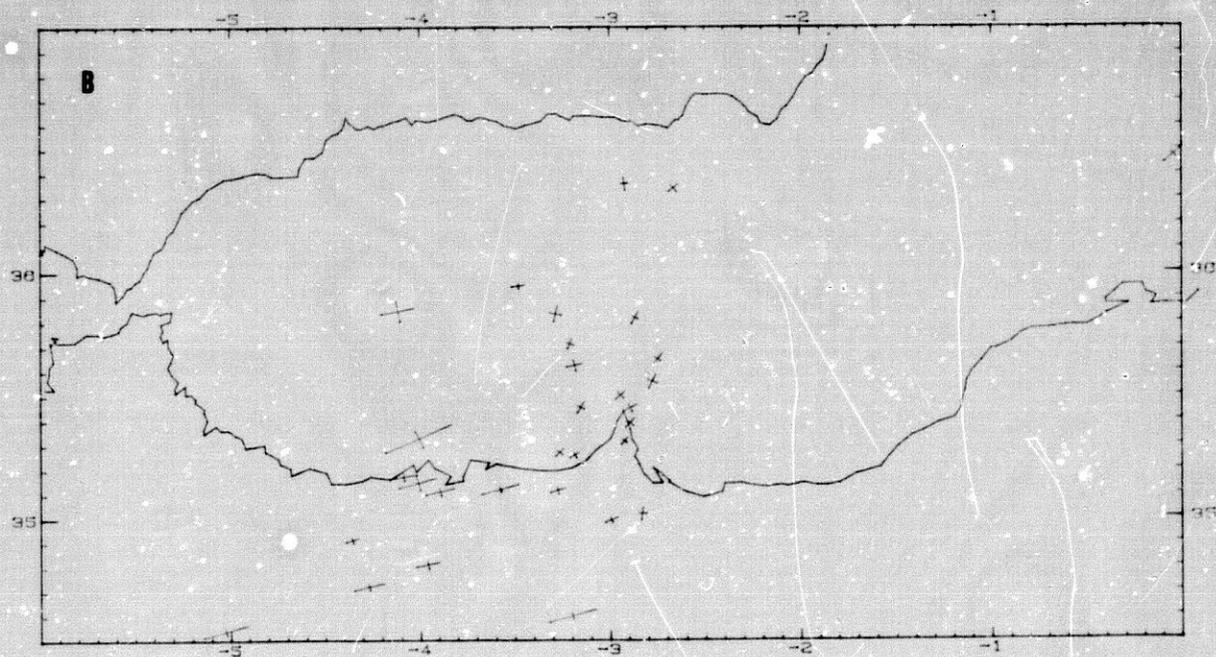


Fig. 9-11b Elipses de error para los epicentros

fallas adyacentes también actuaron (Nekor, Melilla y falla NNW SSE de Melilla - Mar de Alborán), comprobándose una interdependencia espacio-temporal entre eventos pertenecientes a estos sistemas de fracturas.

TERREMOTOS BÉTICAS-ALBORÁN PERIODO 1962-1985

Los parámetros de los sismos relocalizados para este periodo aparecen en la tabla 9-III. En ésta tabla no aparece el sismo profundo de 30 de Enero de 1973 cuyos parámetros son $H_0 = 02h 36m 11,6s$, coordenadas $36.98N, 3.54W$, $h = 640 \pm 30$ Km y $m = 3.9$.

La precisión de las localizaciones hipocentrales que aparecen en la tabla III, está ligada sin duda a la densidad y configuración de las estaciones sísmicas presentes en el área. Las siguientes consideraciones se hacen para los terremotos de $m > 4.0$ de ésta región.

Los límites de error obtenidos con LOCREG, para los datos considerados son bastante bajos; un 95% de los terremotos tienen un error epicentral menor de 5Km y un error en profundidad menor de 7Km. Tales mejoras en la precisión de la localización son debidas, sin duda, al uso de las fases S, pero no hay que olvidar que sobre todo el parámetro profundidad es dependiente de la distancia de la estación más cercana.

La distribución geográfica de los terremotos con $m > 4.0$ (Fig. 9-12a) para este casi cuarto de siglo muestra que la mayoría de los sismos de las Béticas están al Sur del probable accidente al norte del accidente Cádiz-Alicante (PANCA) y sobre todo al Sur del accidente Cádiz-Alicante, que existe actividad en la zona Subbética y también (aunque mucho menor) en la Prebética y Depresión del Guadalquivir.

La atenuación de actividad al Norte del PANCA es muy nítida, con una auténtica barrera en el lineamiento N70E que separa la Depresión del Guadalquivir del macizo hercínico, aunque ocurren en ocasiones algunos sismos de magnitud inferior a 4.0.

Si dividimos geográficamente las Béticas en tres sectores, son las Béticas Centrales las de mayor actividad, (con predominio de terremotos superficiales), con unas lagunas de actividad en la Depresión de Guadix-Macizo de Sierra Nevada. La mayoría de los terremotos son de

TERREMOTOS BETICAS - ALBORAN, $m \geq 4.0$, PERIODO 1962 - 1985.

NSIS	FECHA	HORA	LAT	LOH	Z	RMS	MAG	ERH	ERZ	GAP	DMIN
39	62 1 13	9 36 18.32	35.663	-3.639	10.8	0.1	4.3	2.9	1.6	288	0.02
40	62 1 23	3 30 54.82	37.433	-4.276	12.6	1.2	4.0	4.7	10.0	175	0.01
41	62 2 11	13 32 46.30	37.122	-1.844	19.0	0.4	4.8	3.3	4.0	202	0.01
42	62 2 14	13 48 10.08	35.099	-3.542	4.0	0.2	4.4	5.1	5.5	301	0.03
43	62 3 1	22 19 58.47	35.909	-3.804	2.5	0.2	4.5	2.0	3.1	257	0.02
44	62 3 20	0 1 40.14	38.485	-5.517	4.7	1.2	4.0	38.7	34.3	245	0.03
45	62 4 25	21 33 49.95	37.079	-3.699	4.5	0.3	4.1	1.0	1.4	137	0.00
46	62 6 1	19 59 13.81	36.097	-3.024	11.4	0.2	4.3	2.5	1.7	210	0.02
47	62 10 8	18 51 40.26	35.918	-1.456	19.8	0.4	4.4	3.9	2.3	273	0.02
48	62 11 5	8 29 51.58	37.265	-2.673	4.5	0.6	4.9	1.8	5.5	102	0.01
49	63 5 30	1 54 48.97	37.839	-1.991	4.8	0.6	4.2	2.1	7.1	135	0.02
50	63 6 20	19 47 38.15	35.655	-3.552	6.1	0.4	5.1	5.8	7.4	286	0.02
51	63 6 26	10 26 58.33	35.398	-4.480	0.3	0.5	5.0	6.6	13.1	293	0.03
52	63 11 2	12 45 18.08	35.266	-4.451	4.6	0.2	4.4	7.2	7.7	316	0.03
53	64 1 12	21 24 51.53	37.076	-3.887	7.6	0.2	4.1	1.1	1.3	131	0.00
54	64 1 29	1 47 52.79	37.085	-3.648	5.9	0.4	4.2	1.2	1.3	137	0.00
55	64 4 17	18 53 1.91	37.070	-3.671	8.1	0.1	3.1	1.0	1.1	139	0.00
56	64 4 26	10 15 54.31	35.696	-4.655	25.0	0.3	3.1	6.1	2.2	310	0.02
57	64 4 26	20 28 48.16	36.243	-4.610	60.1	0.2	3.6	2.0	3.2	296	0.01
58	64 4 27	2 34 41.53	36.454	-1.514	31.8	0.2	3.6	2.4	1.5	256	0.01
59	64 5 13	13 46 19.26	35.483	-1.911	11.0	0.5	4.2	7.5	3.2	233	0.03
60	64 6 9	2 33 35.29	37.767	-2.542	19.1	0.7	4.8	1.7	4.4	74	0.02
61	64 7 13	12 25 8.42	36.814	-1.84	26.1	0.3	4.0	3.8	2.0	232	0.01
62	64 9 9	9 39 45.19	37.156	-3.654	7.7	0.9	4.4	2.9	9.5	129	0.01
63	64 11 15	20 3 53.92	34.858	-5.369	32.1	0.3	4.3	2.3	13.7	122	0.02
64	64 11 26	23 14 56.12	34.833	-0.029	3.8	0.2	4.3	4.5	4.3	244	0.01
65	64 12 23	6 47 11.51	36.922	-4.410	1.2	0.2	4.5	1.9	4.5	144	0.00
66	65 4 5	6 16 36.97	37.550	-2.398	14.8	0.1	4.1	1.3	3.1	123	0.01
67	65 4 6	17 39 38.65	37.757	-2.438	7.0	0.1	4.1	1.6	2.1	170	0.03
68	65 10 8	12 7 50.93	38.829	-1.872	6.9	0.2	4.0	1.5	2.9	170	0.02
71	66 5 19	7 40 38.35	36.259	-6.611	48.2	2.1	3.2	16.0	98.2	195	0.03
72	66 5 29	14 30 28.89	36.312	-3.555	8.9	0.4	4.1	1.5	5.3	148	0.01
74	67 5 27	1 54 27.73	35.752	-0.164	11.4	1.2	4.2	4.0	11.2	116	0.04
75	67 7 13	2 10 20.62	35.537	-0.015	5.1	0.9	4.8	2.7	6.3	167	0.03
76	67 7 21	3 31 8.85	37.160	-3.578	10.0	0.3	4.2	1.5	0.9	94	0.00
77	67 7 25	2 24 19.93	37.499	-3.710	9.2	0.3	4.8	0.9	2.5	99	0.01
78	67 7 29	21 54 28.09	38.287	-1.379	4.2	0.4	4.4	1.4	4.4	101	0.01
79	68 1 4	6 42 14.07	37.730	-2.300	31.8	0.5	4.3	2.7	2.2	124	0.02
80	68 1 22	7 19 6.82	35.025	-5.773	30.5	0.2	4.1	1.3	4.7	119	0.02
81	68 2 6	11 52 19.23	37.728	-4.618	7.6	0.2	4.0	1.4	2.1	105	0.02
82	68 2 13	18 57 34.22	36.408	-4.441	79.2	0.3	4.5	1.0	1.5	119	0.01
83	68 4 17	9 12 2.07	35.261	-3.723	1.4	0.5	5.0	2.0	5.0	176	0.03
84	68 4 17	9 43 37.44	35.211	-3.715	2.5	0.4	3.6	2.4	6.0	185	0.03
85	68 8 31	13 48 12.54	36.225	-6.474	37.3	0.6	4.6	2.0	4.8	125	0.01
86	68 9 2	12 38 23.58	35.123	-2.951	0.0	0.6	4.0	2.9	5.0	199	0.03
88	68 10 30	11 41 52.23	35.245	-3.614	0.1	0.5	4.6	2.3	5.2	179	0.03
89	69 6 2	21 27 7.27	35.927	-5.844	32.2	0.2	4.4	0.7	1.5	133	0.02
90	69 7 6	11 31 33.67	37.017	-5.394	21.3	0.3	4.0	1.1	1.4	149	0.01
91	69 7 16	19 58 25.98	36.212	-5.909	0.0	0.5	4.0	1.9	3.4	113	0.01
92	69 10 14	15 18 41.69	36.958	-3.651	0.4	0.8	4.3	2.0	2.9	105	0.00
93	70 1 19	13 16 27.09	36.436	-5.147	1.2	0.2	4.2	1.4	2.3	102	0.01
94	70 3 4	9 48 1.58	36.837	-5.293	22.8	0.2	4.2	0.8	1.2	133	0.01
95	70 3 4	21 25 25.27	36.913	-5.319	27.8	0.3	4.3	0.9	1.1	92	0.01
96	70 4 7	8 16 12.77	35.029	-3.794	1.7	0.6	4.3	2.9	6.3	205	0.03
97	71 1 12	5 7 12.73	37.853	-0.987	7.3	0.6	4.1	3.0	4.6	183	0.01
98	71 5 1	10 17 58.22	36.944	-3.888	4.5	0.3	4.4	1.0	1.2	103	0.01
99	71 6 13	13 41 33.82	36.635	-4.870	37.6	0.4	4.0	1.0	1.2	102	0.01
100	71 6 19	21 13 34.30	37.839	-3.366	3.2	0.4	4.3	1.2	2.0	67	0.01
101	72 3 16	21 31 31.37	37.466	-2.286	1.3	0.5	4.8	1.3	4.0	86	0.01
102	72 4 14	3 22 15.23	38.402	-1.365	0.5	0.3	4.5	1.1	2.1	101	0.01
103	72 6 12	22 38 11.23	35.886	-1.683	13.8	0.5	3.7	2.1	2.2	190	0.02
104	72 8 14	14 6 29.25	35.027	-2.896	5.1	0.9	4.2	3.2	5.1	114	0.01
105	72 11 22	20 45 30.41	36.044	-4.008	2.5	0.5	4.3	1.1	4.1	106	0.01
107	73 8 24	10 50 56.27	35.732	-2.323	16.0	0.4	4.3	2.9	2.9	257	0.02
108	74 7 14	2 55 26.18	35.674	-3.634	3.3	0.4	4.4	1.3	2.9	162	0.02
109	75 3 29	1 53 36.50	35.996	-3.298	6.7	0.4	4.4	2.9	2.5	241	0.02
110	75 8 7	15 30 22.83	36.324	-4.494	98.3	0.4	5.6	2.3	2.8	206	0.01
111	75 12 13	23 56 58.77	37.025	-5.235	2.6	0.5	4.3	2.1	2.8	122	0.01
113	76 7 31	8 59 37.55	36.667	-5.865	17.4	0.2	4.1	2.6	3.3	148	0.01
114	76 8 24	19 56 17.44	37.259	-4.363	8.8	0.1	3.9	0.8	4.0	122	0.01
115	76 9 26	4 29 19.62	38.887	-0.550	17.9	0.4	4.5	2.4	4.0	152	0.01
116	76 12 2	1 52 31.43	38.540	0.388	0.3	0.5	4.2	4.7	5.6	246	0.01
117	77 2 18	12 9 21.05	36.585	-5.221	15.7	0.5	3.8	4.4	3.6	293	0.01

TABLA 9 - III (b)

TERREMOTOS BÉTICAS - ALBORAN; $m \geq 4.0$, PERIODO 1962-1985.

NSIS	FECHA	HORA	LAT	LOH	Z	RMS	MAG	ERH	ERZ	GAP	DMIN
118	77 4 12	19 45 22.15	36.944	-0.442	26.5	0.2	4.0	4.8	2.7	41	0.02
119	77 4 24	18 47 32.11	36.865	-5.198	15.3	0.6	3.7	4.2	5.3	222	0.01
120	77 5 3	17 54 11.13	36.858	-4.473	49.2	0.3	4.2	2.1	2.6	96	0.00
121	77 5 29	23 4 0.29	36.389	-3.009	14.0	0.3	3.6	1.7	2.6	245	0.01
122	77 6 6	10 49 12.56	37.707	-1.829	22.8	0.5	4.9	1.6	2.5	144	0.02
123	77 6 6	16 1 6.87	37.656	-1.344	11.4	0.8	3.9	16.7	14.4	186	0.02
124	77 7 15	5 41 57.44	35.589	-4.030	11.0	0.4	3.8	2.5	2.1	253	0.02
125	77 10 10	10 22 25.46	37.451	-6.232	38.3	0.5	3.9	1.9	7.8	139	0.03
126	78 1 7	9 24 59.29	38.216	-5.797	7.9	0.3	4.1	1.3	1.8	86	0.01
127	78 1 28	22 55 18.77	37.069	-1.896	3.7	0.2	3.7	8.9	10.0	275	0.01
128	78 3 24	13 1 24.45	37.546	-1.650	13.4	0.3	4.3	1.3	1.7	125	0.02
129	78 3 28	1 37 8.57	35.658	-3.675	23.0	0.2	3.0	0.9	2.5	122	0.02
130	78 5 11	4 51 22.70	36.530	-2.530	4.3	0.3	4.5	0.8	1.3	61	0.01
131	78 5 17	22 28 25.03	37.753	-2.485	14.3	0.2	3.9	1.1	2.6	109	0.02
132	78 8 14	14 17 43.41	36.398	-7.010	30.0	0.3	5.0	0.9	2.7	122	0.02
133	78 11 16	14 54 58.07	37.226	-1.703	0.4	0.2	3.2	5.2	3.3	199	0.01
134	78 12 28	21 31 0.60	37.476	-4.044	46.7	0.3	4.3	1.2	3.9	111	0.01
135	79 2 5	22 52 27.62	36.716	-4.108	57.6	0.4	4.0	1.5	2.9	60	0.00
136	79 2 24	21 19 22.61	34.888	-4.362	19.5	0.8	4.0	2.9	5.8	111	0.03
137	79 3 20	21 53 56.40	37.165	-3.746	2.7	0.3	4.8	0.9	1.7	81	0.00
139	79 3 20	21 57 2.61	37.162	-3.776	1.7	0.4	4.6	1.3	2.1	101	0.00
139	79 3 20	21 57 2.34	37.160	-3.773	0.1	0.6	4.0	2.5	4.8	105	0.00
140	79 5 1	13 49 53.02	36.926	-5.383	29.4	1.3	4.2	3.1	5.7	60	0.01
141	79 7 31	21 43 19.43	37.145	-3.661	5.9	0.4	4.0	0.9	0.8	82	0.00
142	79 5 14	1 47 44.43	37.668	-2.387	3.0	0.5	4.2	1.5	5.6	98	0.01
143	79 6 20	0 9 5.56	37.301	-3.491	71.6	0.3	4.7	0.9	1.5	74	0.00
144	79 10 25	15 29 46.64	37.962	-0.839	10.8	0.7	4.4	2.0	3.2	78	0.01
145	79 12 22	23 45 11.91	37.094	-4.277	41.8	0.3	4.2	1.1	3.2	103	0.01
146	80 5 30	16 34 28.86	36.793	-3.193	2.4	0.3	4.0	1.2	1.7	137	0.01
147	80 6 22	23 18 34.59	35.993	-5.337	42.8	0.4	4.6	1.0	11.6	120	0.01
148	80 9 27	19 39 12.37	36.806	-2.951	0.2	0.4	4.4	1.4	2.2	112	0.01
149	80 10 13	20 13 44.93	35.797	-4.585	56.0	0.7	4.3	1.7	11.1	95	0.02
150	80 11 11	10 59 46.94	37.833	-5.250	20.3	0.4	4.3	1.1	2.5	105	0.02
151	80 12 3	22 16 27.13	36.893	-5.654	38.3	0.4	4.5	1.0	2.2	79	0.01
152	80 12 8	6 51 22.75	35.936	-2.295	6.7	0.2	4.6	1.4	3.0	186	0.02
153	81 1 6	12 20 13.34	37.789	-1.696	0.1	0.4	3.7	3.7	4.0	191	0.02
154	81 1 21	20 38 39.99	36.725	-4.591	1.5	0.9	4.0	2.7	4.2	107	0.00
155	81 1 22	21 29 39.88	36.995	-2.618	2.2	0.6	4.0	1.3	2.7	87	0.00
156	81 1 25	5 18 9.59	36.985	-4.863	26.4	0.9	4.4	2.4	5.0	88	0.02
157	81 1 25	21 36 44.92	36.865	-4.758	14.7	0.6	3.9	2.4	3.0	154	0.01
158	81 2 14	12 47 20.63	36.437	-5.822	26.4	0.5	4.2	1.2	1.7	71	0.01
159	81 2 20	14 8 5.41	37.116	-3.986	6.1	0.1	3.3	2.3	2.5	138	0.01
160	81 3 5	1 21 53.45	38.418	0.021	17.3	0.3	5.0	1.3	1.7	139	0.01
162	81 4 10	19 22 24.81	37.659	-4.648	17.8	0.4	3.8	1.6	2.4	172	0.07
163	81 7 3	3 31 35.79	36.325	-4.527	62.3	0.7	3.8	2.3	5.7	95	0.01
166	81 9 21	16 14 42.63	37.166	-3.500	0.6	0.4	3.0	7.0	8.9	247	0.00
167	81 9 27	1 33 6.38	36.486	-3.152	6.2	0.5	3.8	2.0	5.1	154	0.01
168	81 10 5	12 26 16.59	37.397	-3.697	0.1	1.5	3.0	16.8	23.1	257	0.00
169	81 10 12	2 13 59.16	36.877	-5.395	32.6	0.5	4.0	1.7	2.2	65	0.01
170	82 2 6	23 29 13.10	35.600	-3.774	21.2	0.3	3.0	2.6	4.0	203	0.02
171	82 3 2	16 40 23.00	35.071	-3.922	33.9	0.4	3.6	3.1	7.6	175	0.02
172	82 4 17	2 23 16.38	35.559	-6.915	31.4	0.6	4.4	1.7	2.5	141	0.02
174	82 12 31	5 23 50.33	36.487	-2.113	10.0	0.4	4.0	1.8	2.1	171	0.01
175	83 1 6	21 55 55.48	36.503	-2.219	15.3	0.3	4.7	1.3	2.1	194	0.01
176	83 1 10	15 5 34.17	36.901	-5.106	33.6	0.5	3.9	3.7	3.7	137	0.01
177	83 1 12	10 8 18.96	36.500	-2.224	20.3	0.6	4.3	1.9	2.4	194	0.01
178	83 1 21	9 10 3.62	36.515	-2.176	9.7	0.5	4.2	1.5	3.0	196	0.01
179	83 2 8	8 8 14.39	36.928	-5.383	13.3	0.3	4.2	0.9	1.4	120	0.01
180	83 2 27	10 50 36.64	36.557	-2.154	11.2	0.5	4.1	2.1	3.2	196	0.01
181	83 3 20	6 59 12.09	36.553	-2.138	0.3	0.3	4.4	1.2	1.6	197	0.01
182	83 11 24	20 55 40.50	34.667	-4.334	46.6	0.5	4.3	4.2	25.4	272	0.04
183	84 6 24	14 30 50.30	36.860	-3.772	4.5	0.6	5.2	1.5	2.1	109	0.00
184	84 9 12	13 53 39.71	36.881	-2.221	3.1	0.2	4.1	1.5	1.6	176	0.00
185	84 9 13	4 34 7.67	36.778	-2.208	15.6	0.3	5.0	2.4	2.0	228	0.00
186	84 9 13	9 8 3.19	36.792	-2.205	8.9	0.3	4.4	1.4	2.2	227	0.00
187	84 9 13	11 40 3.13	37.022	-2.375	6.2	0.2	4.6	1.2	2.7	162	0.02
188	84 9 13	12 3 49.68	36.889	-2.440	20.4	0.3	4.1	2.4	1.6	158	0.00
189	85 4 7	8 15 26.72	36.302	-6.220	10.7	0.4	4.0	2.3	1.4	225	0.00
190	85 4 10	0 36 3.85	38.316	-3.006	32.4	0.3	4.2	1.6	2.0	115	0.02
191	85 4 28	6 48 42.91	37.298	-6.960	83.4	0.3	4.0	8.1	15.2	304	0.02
192	85 5 26	18 5 9.80	37.764	-4.678	20.7	0.4	5.0	1.6	2.8	107	0.01
193	85 5 26	19 7 43.64	37.753	-4.667	19.4	0.4	4.6	2.0	3.6	104	0.01

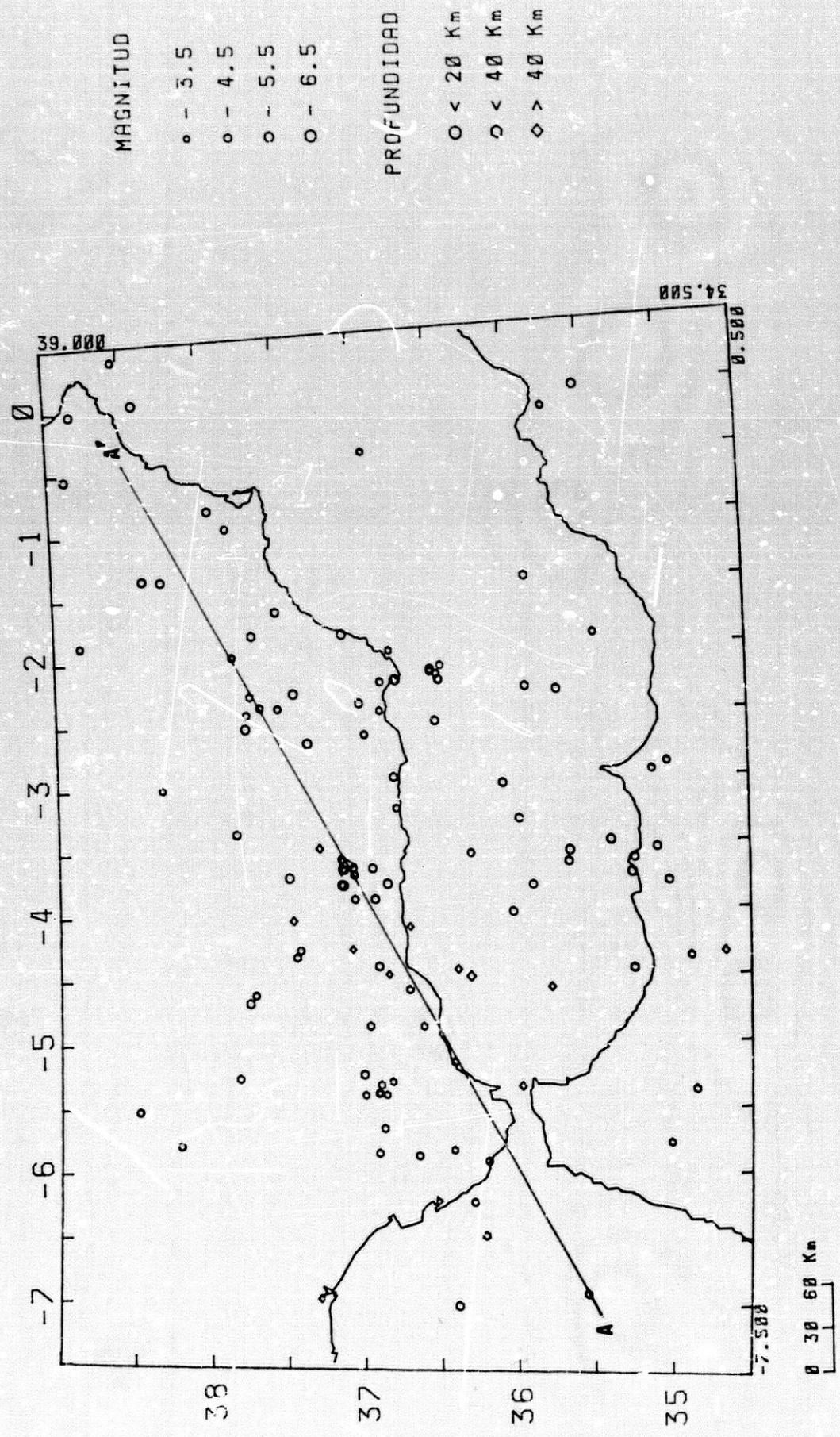


Fig. 9-12. Hipocentros relocalizados de terremotos Béticas - Alborán, período 1962 - 1985.

▽ sismo profundo de 1973.
AA' dirección del corte vertical

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

profundidad menor de 20Km, existen algunos de profundidad entre 20 y 80Km, y uno de 640Km (el de 30 Enero de 1973), como puede apreciarse en los corte vertical de dirección AA', (N 50 E) (Fig. 9-12b).

En las Béticas orientales la actividad es escasa y superficial (Fig 9-12a). En las Béticas occidentales y Golfo de Cádiz la mayoría de los focos se localizan a una profundidad entre 20Km y 40Km, existiendo también algunos a profundidad mayor de 60 Km.

En el Mar de Alborán la actividad decrece al E de 2 W. El azimut entre eventos sucesivos (Fig 9-13), da una predominancia a las direcciones N20E y N160E, direcciones acordes con los lineamientos visibles en foto satélite (Vidal et al, 1983). La profundidad crece de E a W, siendo de h. 60Km los de la parte NW (Fig. 9-12a,b), alcanzando el terremoto de 7-Agosto-1975 la profundidad de casi 100Km, que queda confirmada por las observaciones de fases pP y Sp (Fig. 10-53).

Los sismos de la zona Norte de Marruecos son superficiales (h<40Km). Mas hacia el Sur los terremotos alcanzan profundidades mayores, hasta 150Km en el Alto Atlas (Hatzfeld y Frogneux, 1981).

La interdependencia espacio-temporal para los sismos de la región Béticas-Alborán es menos clara en cuanto a direcciones predominantes que la vista para el Mar de Alborán, aunque existe cierta tendencia en las direcciones N40-60E, N90-100E y N150-160E. (Fig 9-14).

Un análisis de la sismicidad temporal (De Miguel, 1979) indica que las dimensiones espaciales de la dependencia entre los distintos núcleos de actividad sísmica es como máximo del orden de los 50 Km, con ventanas de tiempo menores de 27 días, y dentro de los distintos núcleos de actividad las distancias son menores de 20 Km y el tiempo entre eventos es menor de 1 día, con agrupaciones temporales de 6, 12 y 41 días para terremotos con magnitud superior a 2.5.

LA SERIE SISMICA GRANADINA DEL AÑO 1979

La ocurrencia de terremotos en la Depresión de Granada se presenta generalmente formando agrupamientos como son p.e. los de 1801, 1874, 1806, 1822, 1824, 1826, 1849,

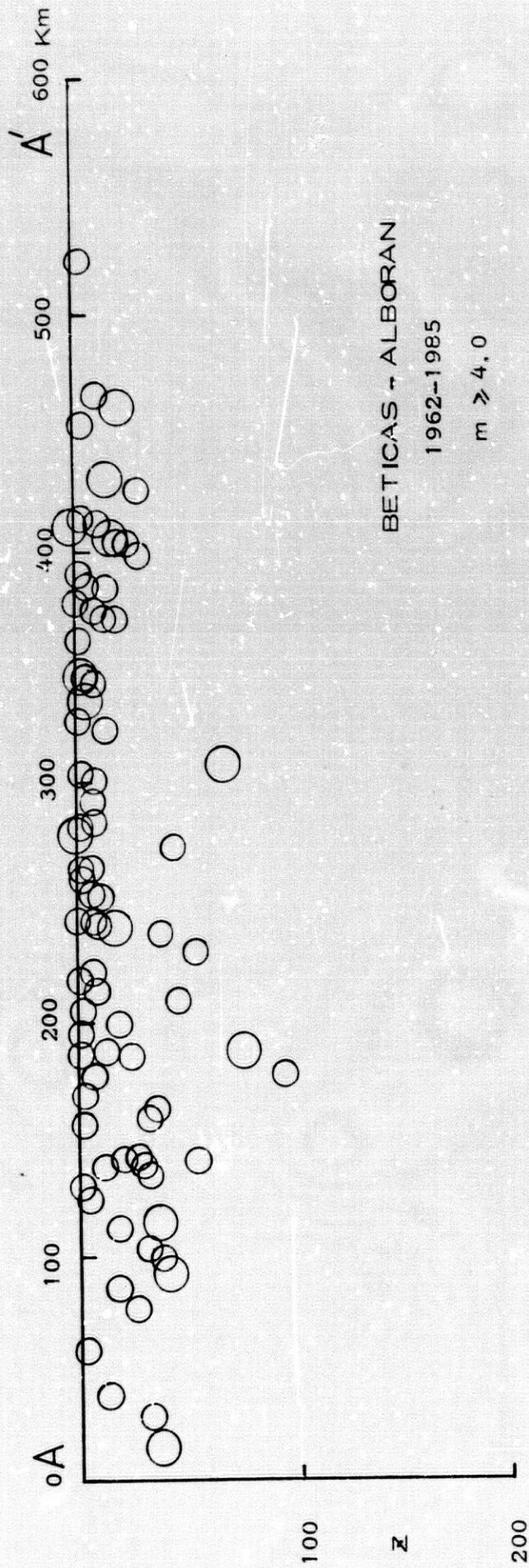


Fig. 9.12 b. - Corte vertical de sismicidad según la línea AA' de la figura 9.12 a.

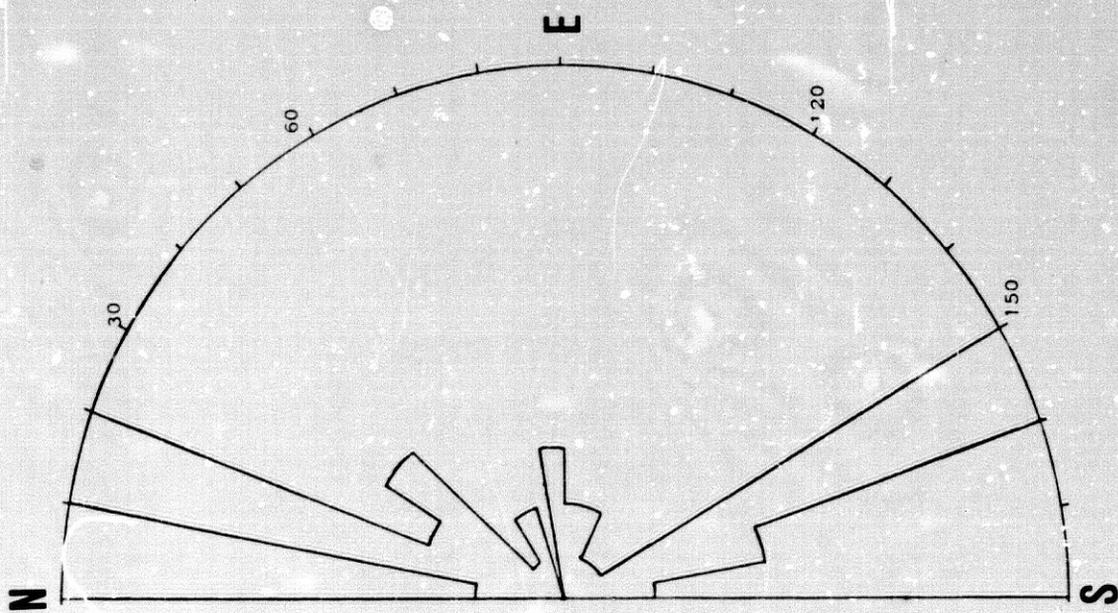


Fig. 9-13. Acimut entre eventos consecutivos para terremotos con $m \geq 4.0$ del Mar de Alborán, período 1952-1995.

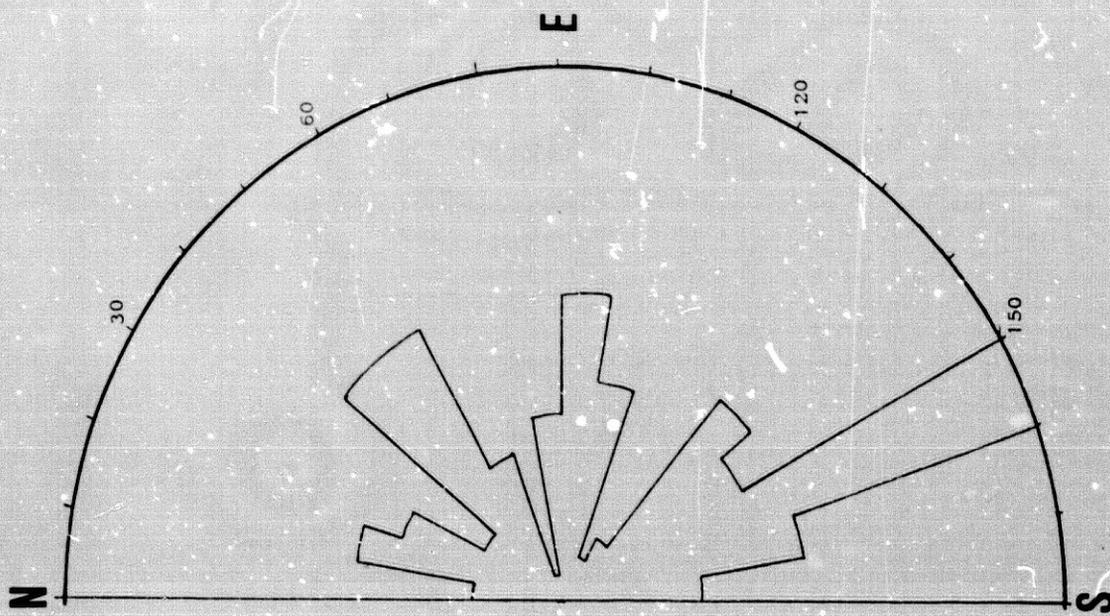


Fig. 9-14. Acimut entre eventos consecutivos para terremotos de $m \geq 4.0$ del área Bética-Alborán, período 1962-1985.

1884-1885, 1886, 1910, 1911, 1918, 1922, 1928, 1929, 1934, 1946, 1947, 1949, 1955, 1956 y 1979, ocurriendo la mayoría en la zona más subsidente de la Depresión, gobernada por fracturas N40-50W.

Casi todas estas series, con gran número de terremotos sentidos, no están asociadas a un gran terremoto principal y aunque podrían clasificarse como emjambres sísmicos, según el criterio de Utsu (1970), esta denominación es recientemente asignada a agrupamientos de microterremotos en áreas reducidas. Son secuencias sísmicas complejas, compuestas generalmente de varios agrupamientos de actividad en espacio y en tiempo, que indican una fuerte interdependencia entre fallas próximas. Esta influencia se produce a pesar de que en la mayoría de las series citadas no existe ningún terremoto de magnitud alta (salvo en el caso del sismo de 1884) cuyas dimensiones de ruptura obligasen a una redistribución de esfuerzos significativa que condujese a nuevas rupturas en áreas próximas, sin embargo este desequilibrio se produce en estas series y por tanto la interacción entre fuentes de fallas activas vecinas existe.

Los datos macrosísmicos de los sismos sentidos de la serie de 1979, fueron valorados "in situ". Los mapas de isosistas con I>VI aparecen en la Fig. 9-15, 9-16, 9-17, 9-18, 9-19 y 9-20. En estas gráficas se observa la influencia del terreno y la superficialidad de los focos (Vidal et al, 1982; Vidal y de Miguel 1982).

Los parámetros de estos 55 terremotos aparecen en la tabla 9-IV y su distribución epicentral en la Fig. 9-21. La frecuencia decenal y mensual se representa en la Fig. 9-22, observándose un episodio de mayor ocurrencia en los meses de Julio y Agosto. Uno de los eventos tuvo una profundidad de 72Km, su mecanismo es de falla inversa (Fig. 10-58) con eje de presión casi E-W y su posible relación con un sistema de fracturas de dirección N10-30E fué analizada por Vidal et al (1982) y Sanz de Galdeano et al (1982).

EL TERREMOTO DEL 24 DE JUNIO DE 1984

Este sismo tiene como parámetros calculados: $H_0=14h$ 30m 50.ls, epicentro 36.858N, 3.732W, profundidad 12 ± 2 Km, $m(Lg)=5.2$, $I_{max}=VI$. La cercanía del epicentro al del terremoto destructor de un siglo antes hacia interesante el estudio "in situ" de los efectos de esta sacudida que aparece en la Fig. 9-23. El epicentro estuvo a unos 10Km de las poblaciones más próximas. Causó destrozos clase 2 en

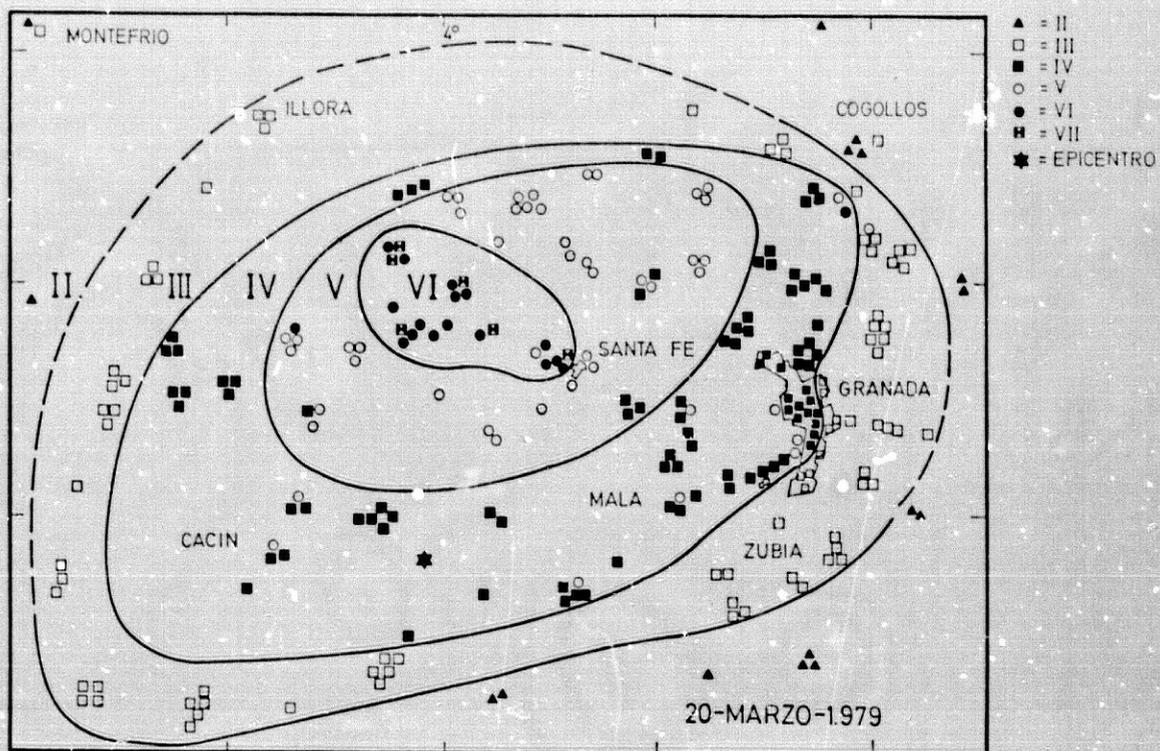


Fig. 9-15. Mapa de isosistas del terremoto del 20 de Marzo de 1979.

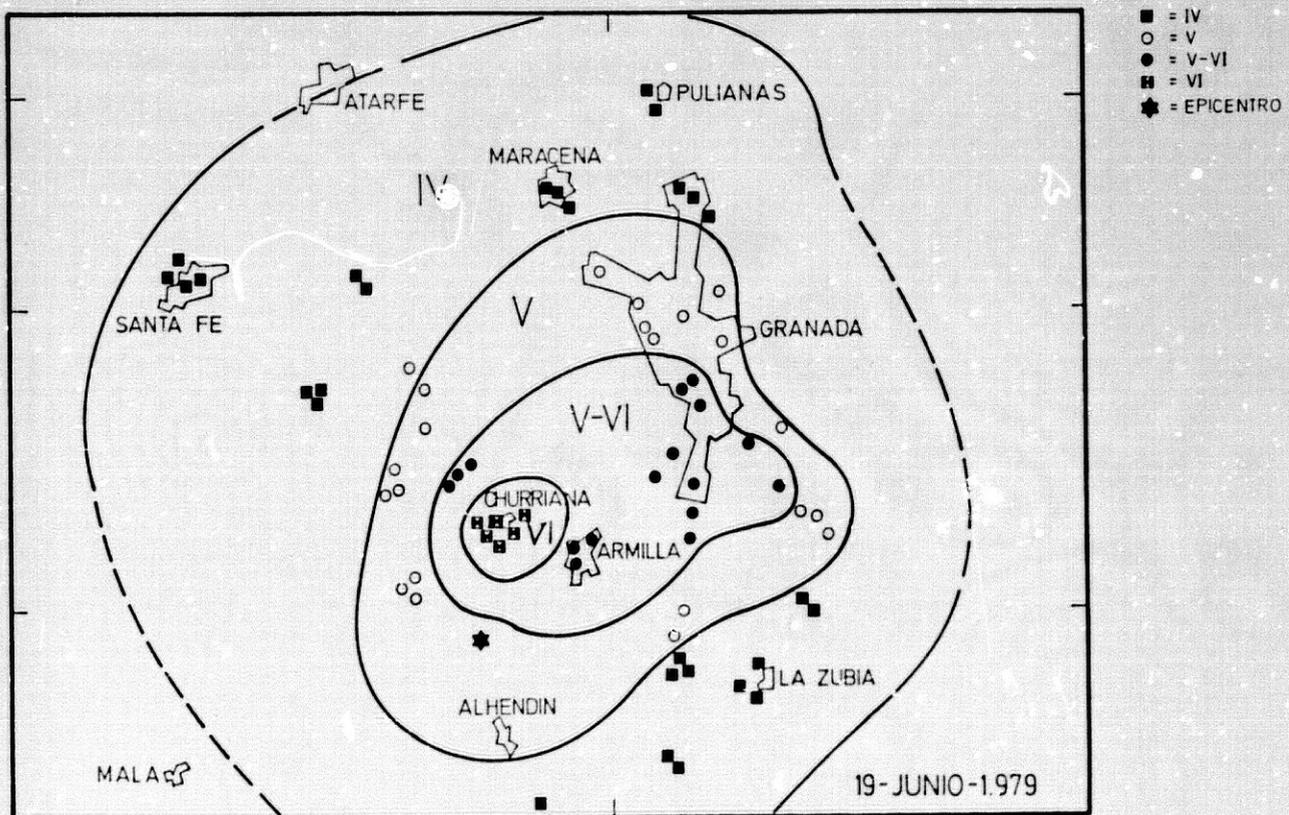


Fig. 9-16. Mapa de isosistas del terremoto del 19 de Junio de 1979.

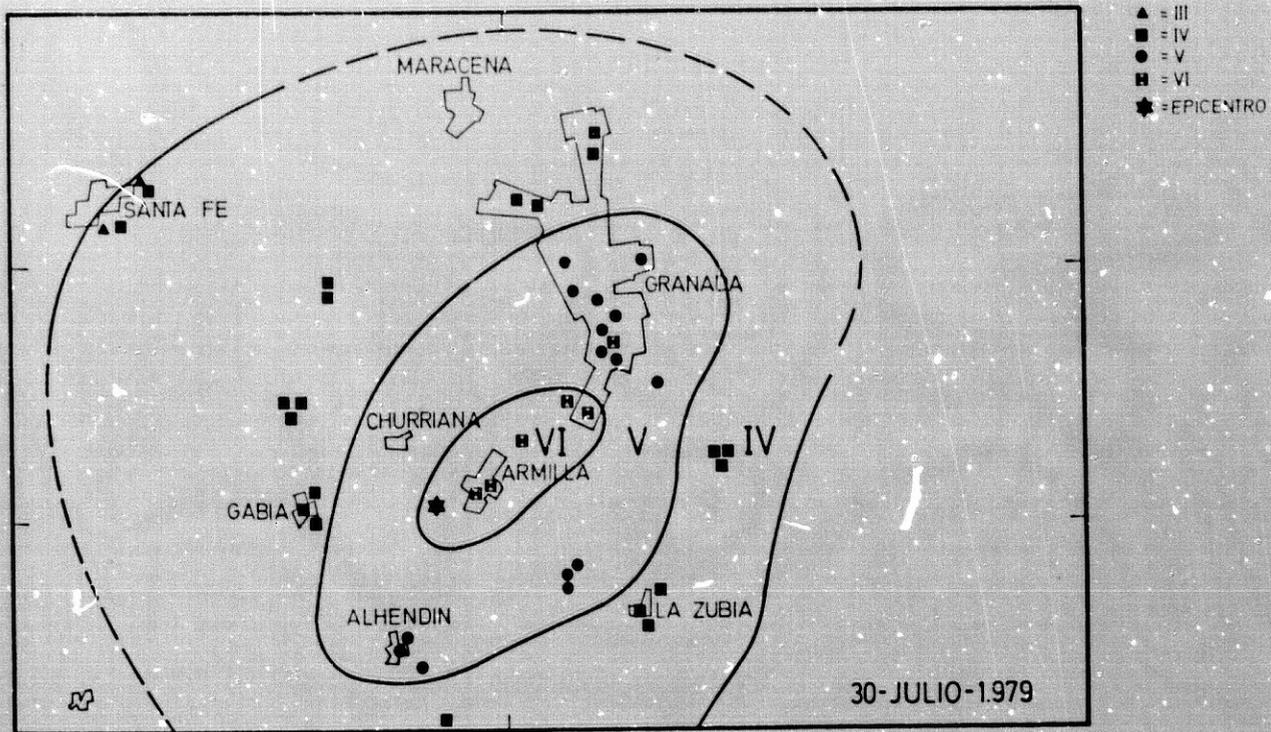


Fig. 9-19. Mapa de isosistas del terremoto del 30 de Julio de 1979.

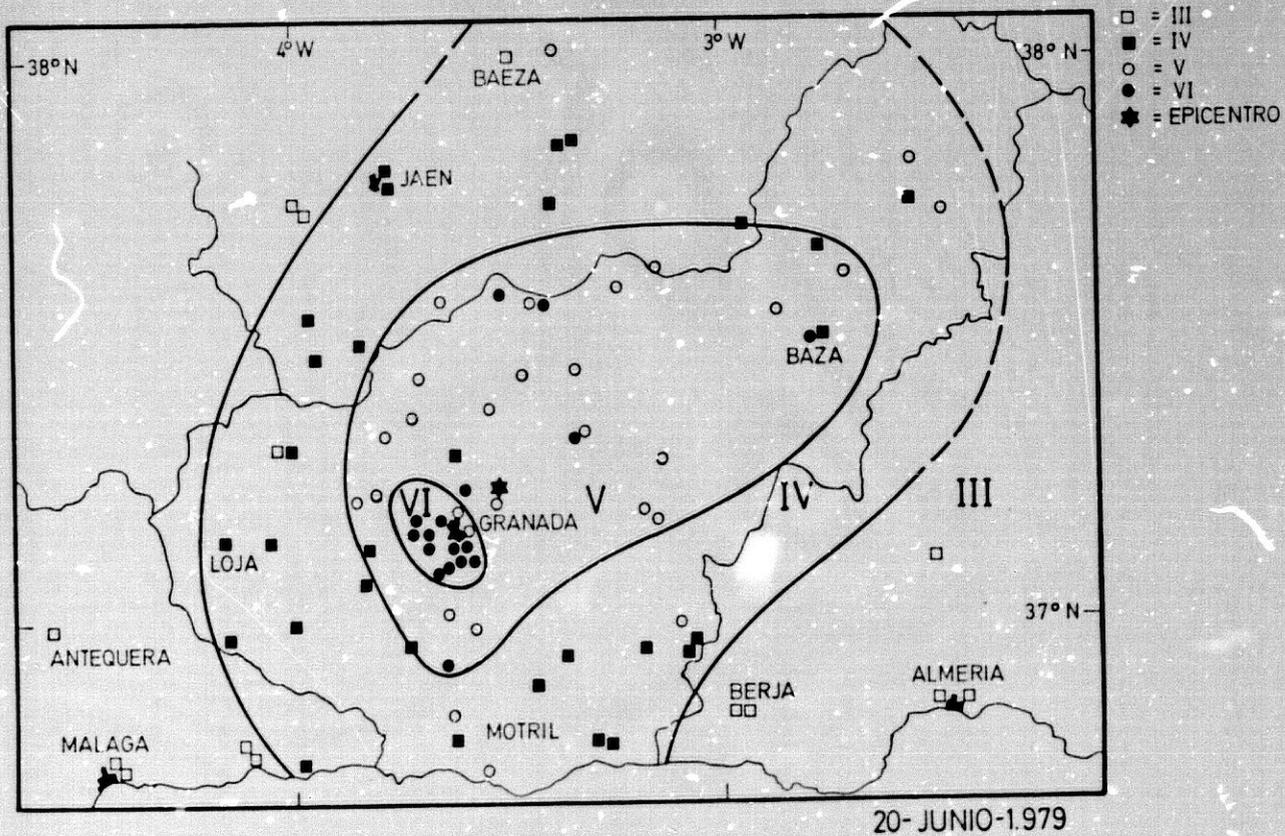


Fig. 9-17. Mapa de isosistas del terremoto de 20 de Junio de 1979.

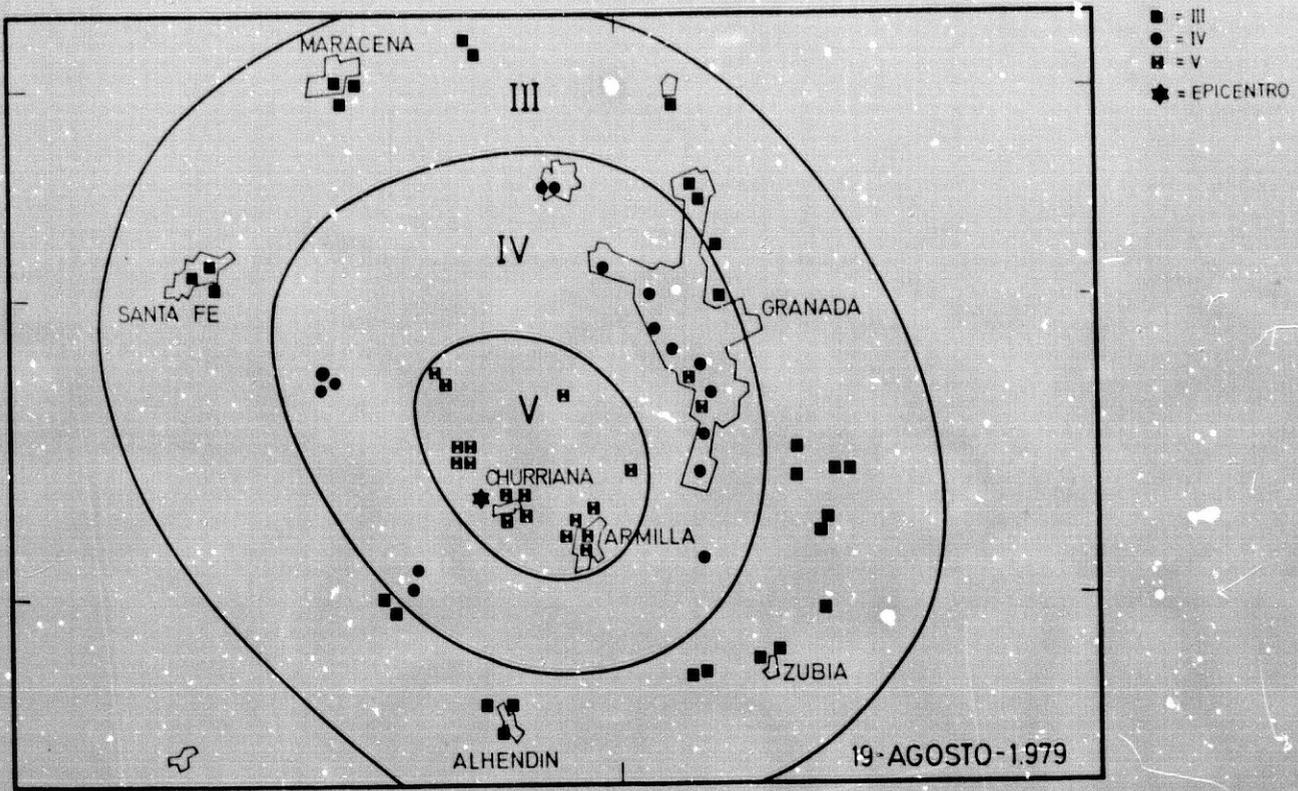


Fig. 9-19. Mapa de isosistas del terremoto de 19 de Agosto de 1979.

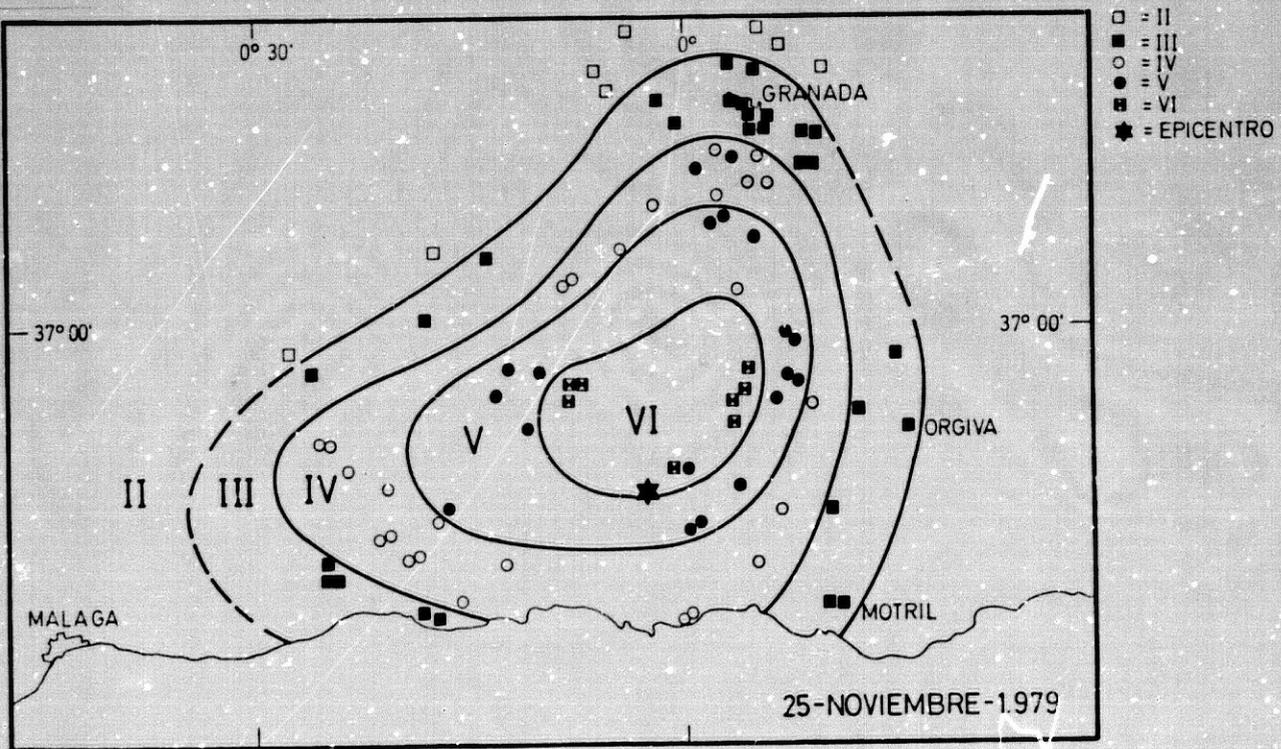


Fig. 9-20. Mapa de isosistas del terremoto de 25 de Noviembre de 1979.

TERREMOTOS SENTIDOS EN LA DEPRESION DE GRANADA-AÑO 1979

Nº	Fecha	Hr CRT	m	Io	h	LatN LongW	Zona
1	Ene 20	05 53 08.8	3.5	IV	10	37.20-3.44	Quentar
2	Mar 20	21 53 58.8	4.8	VI-VII	10	37.12-3.80	Chimeneas
3	Mar 20	21 57 05.5	4.0	VI	10	37.12-3.80	Chimeneas
4	Abr 29	14 06 27.1	2.8	IV	10	37.19-3.65	Churriana
5	May 3	21 13 9.0	3.4	IV	--	(37.15-3.65)	Armilla
6	May 27	19 41 21.1	3.7	IV	23	36.92-3.74	Va Mariana
7	Jun 16	16 10 52.4	2.9	III	--	(37.18-3.61)	Granada
8	Jun 16	16 21 21.1	2.1	III	--	(37.18-3.61)	Granada
9	Jun 18	22 46 56.8	2.6	IV	--	(37.16-3.63)	Armilla
10	Jun 19	03 55 53.8	3.4	VI	17	37.09-3.64	Gabia
11	Jun 20	00 09 16.3	4.7	VI	76	37.24-3.49	Pto. La Mora
12	Jun 27	15 09 49.7	(1.5)	III-IV	--	(37.16-3.62)	Armilla/Gran
13	Jun 28	11 14 0.6	(1.5)	III	--	(37.15-3.63)	Armilla
14	Jul 13	01 27 02.6	(1.5)	III	--	(37.18-3.61)	Granada
15	Jul 19	22 06 59.5	3.4	IV	--	(37.16-3.55)	Churriana
16	Jul 20	04 31 38.4	2.8	IV	--	(37.16-3.65)	Churriana
17	Jul 23	10 00 11.7	--	III	--	(37.18-3.61)	Granada
18	Jul 23	13 11 21.3	2.5	IV	--	(37.16-3.65)	Churriana
19	Jul 23	17 21 36.5	(1.5)	III	--	(37.16-3.65)	Churriana
20	Jul 23	18 28 56.5	1.5	III	--	(37.16-3.65)	Churriana
21	Jul 30	00 55 26.7	4.3	VI	24	37.12-3.65	Armilla
22	Jul 30	01 41 30.0	1.5	III	--	(37.12-3.65)	Armilla
23	Jul 30	02 45 29.2	1.5	II-III	--	(37.12-3.65)	Armilla
24	Jul 30	03 31 58.0	1.5	III	--	(37.12-3.65)	Armilla
25	Jul 30	04 34 50.6	2.9	III-IV	--	(37.13-3.65)	Armilla
26	Jul 30	06 04 18.2	1.5	II	--	(37.13-3.65)	Armilla
27	Jul 31	21 43 21.7	4.0	VI	14	37.19-3.71	Granada

TABLA 9-IV (cont.)

TERREMOTOS SENTIDOS EN LA DEPRESION DE GRANADA AÑO 1979

Nº	Fecha	Hr CRT	m	Io	h	LatN LongW	Zona
28	Ago 1	07 04 29.4	1.5	III	--	(37.18-3.65)	Armilla
29	Ago 2	11 05 55.0	1.5	III	--	(37.18-3.65)	Armilla
30	Ago 3	14 04 07.7	3.1	IV	12	37.15-3.52	- - -
31	Ago 9	11 46 43.7	3.3	IV	--	37.19-3.66	Granada
32	Ago 9	12 48 01.0	3.2	III	--	(37.28-3.60)	Calicasas
33	Ago 9	12 51 52.4	(2)	II	--	(37.18-3.65)	Armilla
34	Ago 9	23 39 2.4	3.0	IV	--	37.25-3.58	Sa Elvira
35	Ago 10	01 48 06.0	2.9	III	--	37.17-3.66	Gabia
36	Ago 12	09 16 25.2	2.7	III	--	(37.17-3.65)	Armilla
37	Ago 19	04 27 39.7	3.4	V	--	37.17-3.65	Armilla
38	Ago 19	04 28 03.6	3.4	III-IV	--	(37.17-3.65)	Armilla
39	Ago 22	08 47 29.4	1.5	II	--	(37.16-3.61)	Granada
40	Ago 24	16 20 53.7	2.8	III-IV	--	(37.16-3.63)	Purchil
41	Ago 24	16 56 14.8	1.8	III	--	(37.16-3.63)	Purchil
42	Sep 12	03 36 35.0	1.5	II-III	--	(37.19-3.61)	Granada
43	Sep 19	19 33 36.4	3.6	V	17	36.94-3.83	Jayena
44	Sep 27	20 57 54.1	1.5	II	--	(37.15-3.62)	Granada
45	Sep 29	05 47 28.6	1.8	III	--	(37.19-3.72)	Santafé
46	Oct 3	20 49 22.0	1.8	III	--	(37.14-3.63)	Armi/Churri.
47	Oct 4	12 36 25.8	1.5	III	--	(37.15-3.62)	Armilla
48	Oct 5	05 29 37.7	1.8	III-IV	--	(37.19-3.62)	Armilla/Gran
49	Oct 5	14 13 01.3	1.5	III	--	(37.17-3.63)	Armilla
50	Oct 22	10 22 02.0	3.8	- -	10	37.22-4.35	Iznajar
51	Nov 12	12 19 44.3	3.2	- -	--	37.30-3.80	Illora
52	Nov 20	18 03 56.5	2.6	III	--	(37.16-3.61)	Granada
53	Nov 25	01 56 33.6	3.4	VI	17	36.87-3.78	Bo Higueron
54	Dic 21	20 29 14.2	3.7	III-IV	--	(36.85-4.08)	- - -
55	Dic 22	23 45 23.3	4.2	III-IV	--	(37.23-4.20)	Los Plácidos

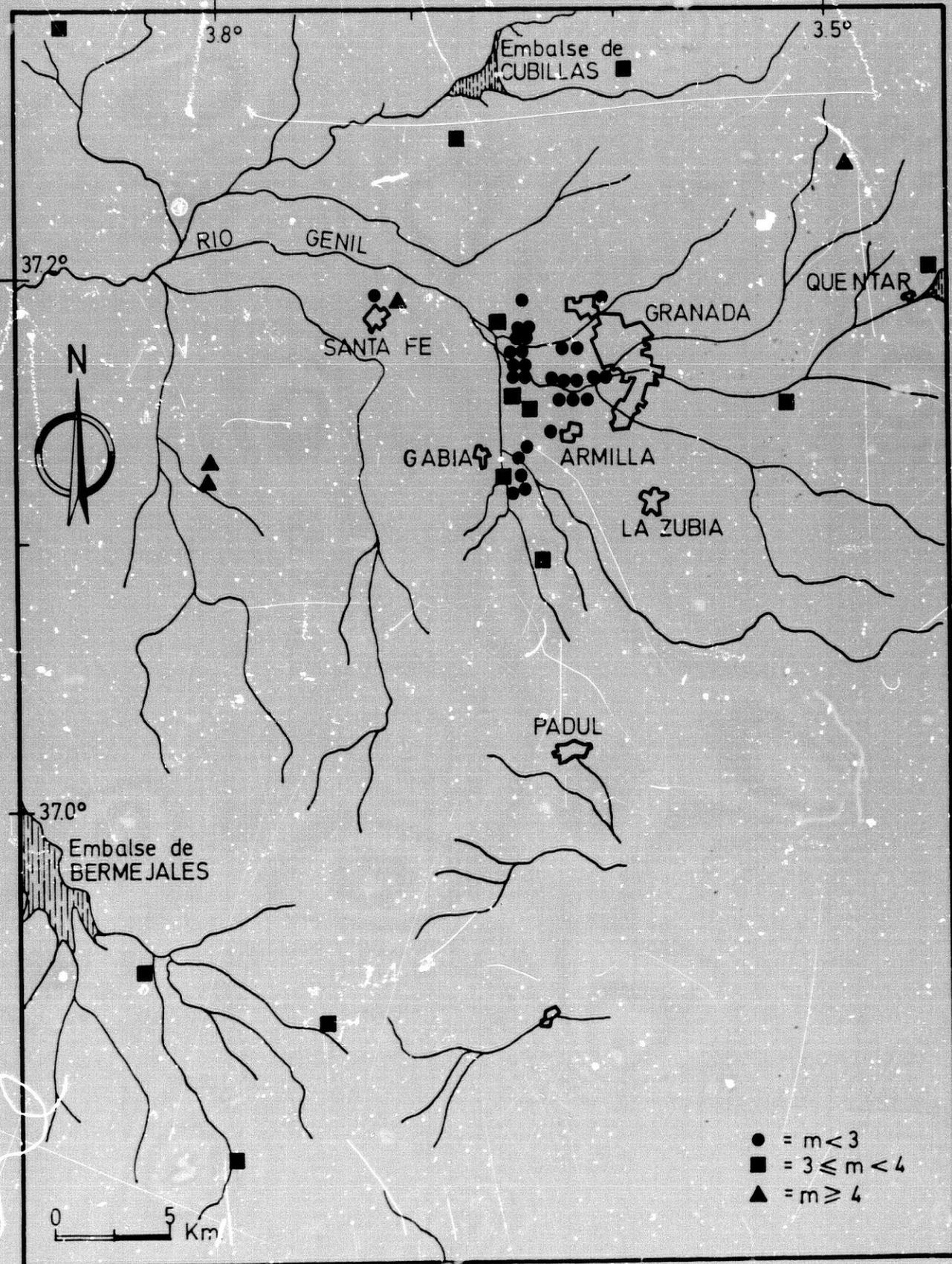


Fig. 9-21. Mapa de epicentros de la secuencia sísmica granadina del año 1979.

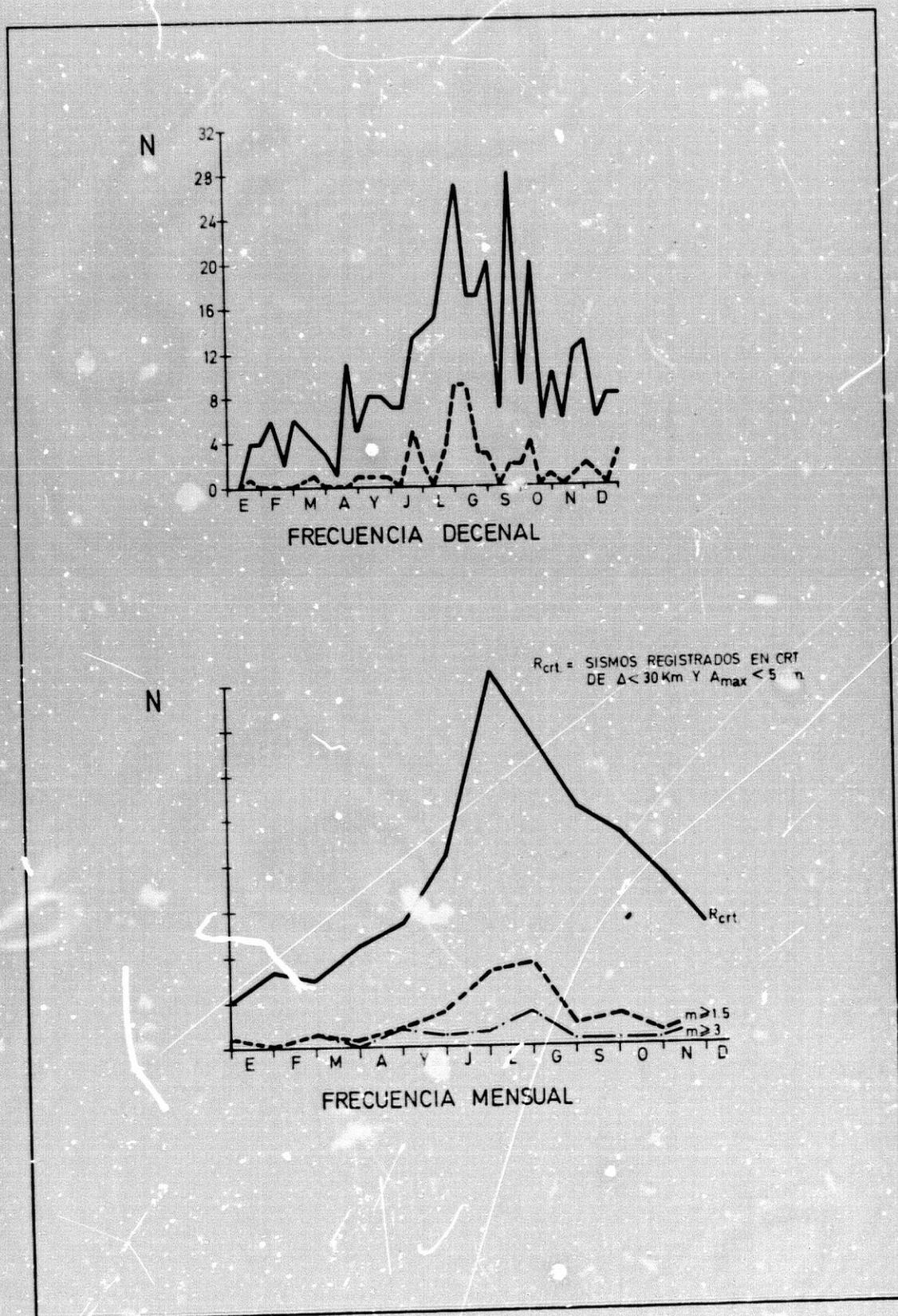


Fig. 9-22. Frecuencia decenal y mensual de la serie sísmica granadina del año 1979.

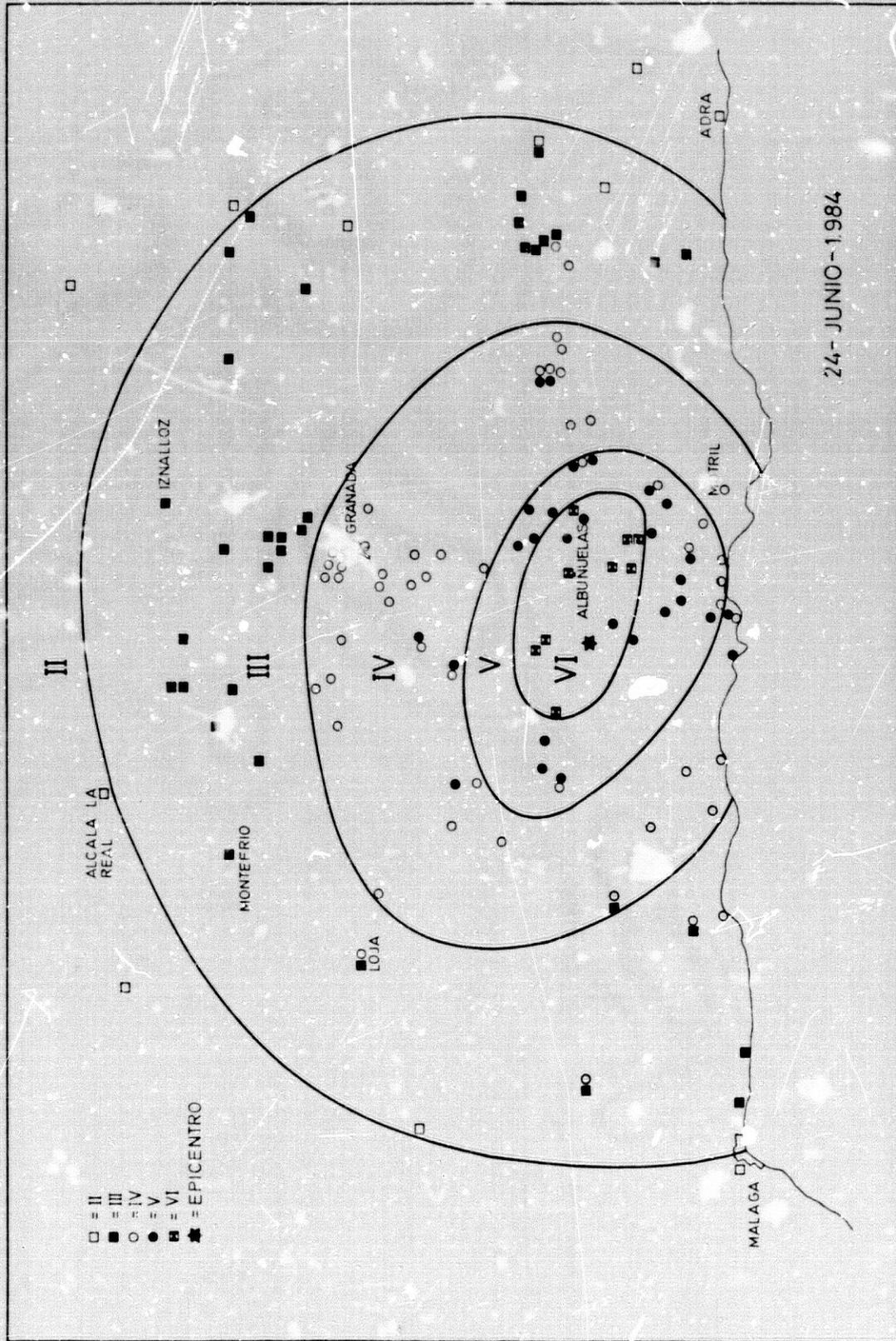


Fig. 9-23. Mapa de isosistas del terremoto de 24 de Junio de 1984.

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

algunas casas de tipos A y B de Jayena, Albuñuelas, Saleres, Melegis, Restabal, Cónchar, Beznar, Guajar Faraguit y Guajar Alto.

En Albuñuelas los daños fueron mayores con 2 casas y las escuelas amenazando ruina, debido a las grandes grietas en los muros y a los destrozos parciales en los tejados. Se produjeron grietas en el suelo, debido a la inestabilidad de varias laderas. Algunos edificios modernos situados en terrenos deslizantes sufrieron multitud de fisuras. Al NW de Guajar Alto se produjeron desprendimientos en tajos (de bloques de 2m de tamaño), pequeños deslizamientos de laderas inestables, se enturbiaron las fuentes, etc.

En los cortijos cercanos al epicentro, como Venta Marina, El Refugio, La Ermita, etc. hubo en sus cercanías desprendimientos de piedras y alteración del caudal de las fuentes en las horas siguientes. Gran pánico en sus habitantes a pesar de la "poca duración".

Las laderas inestables constituyen como ya se ha dicho un factor de riesgo potencial. Esto se ha comprobado en las poblaciones de Albuñuelas, Los Guajares, Lentegí y Otívar.

Se produjeron pequeños hundimientos y deslizamientos del terreno en laderas inestables como p.e. en las laderas de la Sierra de los Guajares y en Albuñuelas. Se produjeron caída de rocas al NW de Guajar Alto y en los tajos cercanos al epicentro. Hubo cambio de caudal en las fuentes cercanas a Beznar, La Malá, Guajar Alto, etc.

Los resultados de la distribución de la intensidad y de los efectos locales observados sugiere la importancia de la influencia del terreno en algunos lugares singulares, p.e. en Béznar, en Murchas, y sobre todo en Albuñuelas. Así, algunos edificios (incluso del tipo C, MSK) situados sobre terrenos cuaternarios saturados de agua han sufrido destrozos importantes, quedando algunos en estados ruinosos o severamente dañados. Estos efectos también fueron observados, alcanzando mayores proporciones, en el sismo del 25 de Diciembre de 1884.

LOS MICROTERREMOTOS DE LAS BÉTICAS CENTRALES

Durante el período Enero 1983 - Junio 1986, 2708 microterremotos de magnitud mayor de 1.5 se han localizado con las estaciones de la Red Sísmica de la Universidad de Granada (RSUG) en las Béticas centrales. El umbral de detectabilidad de cada estación de la RSUG es actualmente de $m(t) = 1.0$ para microterremotos a distancias menores de 10 Km. El área analizada corresponde a la comprendida entre 36.3 N - 38.0 N y 2.8 W - 4.8 W.

Hay que distinguir dos épocas de distinta calidad en la localización, debido al número de estaciones y condiciones de funcionamiento de las mismas. La primera corresponde a los años 1983 y 1984, con 697 sismos localizados sin las estaciones TEJ y APN, lo que impidió una cobertura homogénea de localización para microterremotos de $m < 2.5$ para las zonas cercanas a estas dos estaciones.

LOS MICROTERREMOTOS DEL AÑO 1983

En la tabla 9-V a y b se muestran los parámetros calculados de los 255 microterremotos localizados en el año 1983 y en la Fig. 9-24 se representa su distribución espacial. La sismicidad del año 1983 es muy baja, con tan solo 9 microterremotos de $m \gg 3.0$. La distribución epicentral muestra tendencia a lineamientos de dirección N 20 E y N 40 W, y realizando la estadística entre eventos sucesivos también se detectan tendencias con dirección N 50 E y N 80 E (Fig. 9-25).

Un corte vertical (E-W) de los hipocentros muestra que la mayoría de estos tienen una profundidad menor de 20 Km, aunque existen unos pocos focos entre 20 y 60 Km.

LOS MICROTERREMOTOS DEL AÑO 1984

Durante 1984 se han localizado 297 microterremotos (Tabla 9-VI) y tan solo 16 de ellos tienen $m(t) \gg 3.0$. La distribución hipocentral (Fig. 9-26 y 9-27) muestra que un 74% de ellos tiene profundidad menor de 10 Km, 21.5% entre 10 y 20 Km el 3.3% entre 20 y 30 Km. Tres microterremotos se han localizado con profundidad entre 30 y 60 Km. En corte vertical de sismicidad para los microterremotos de

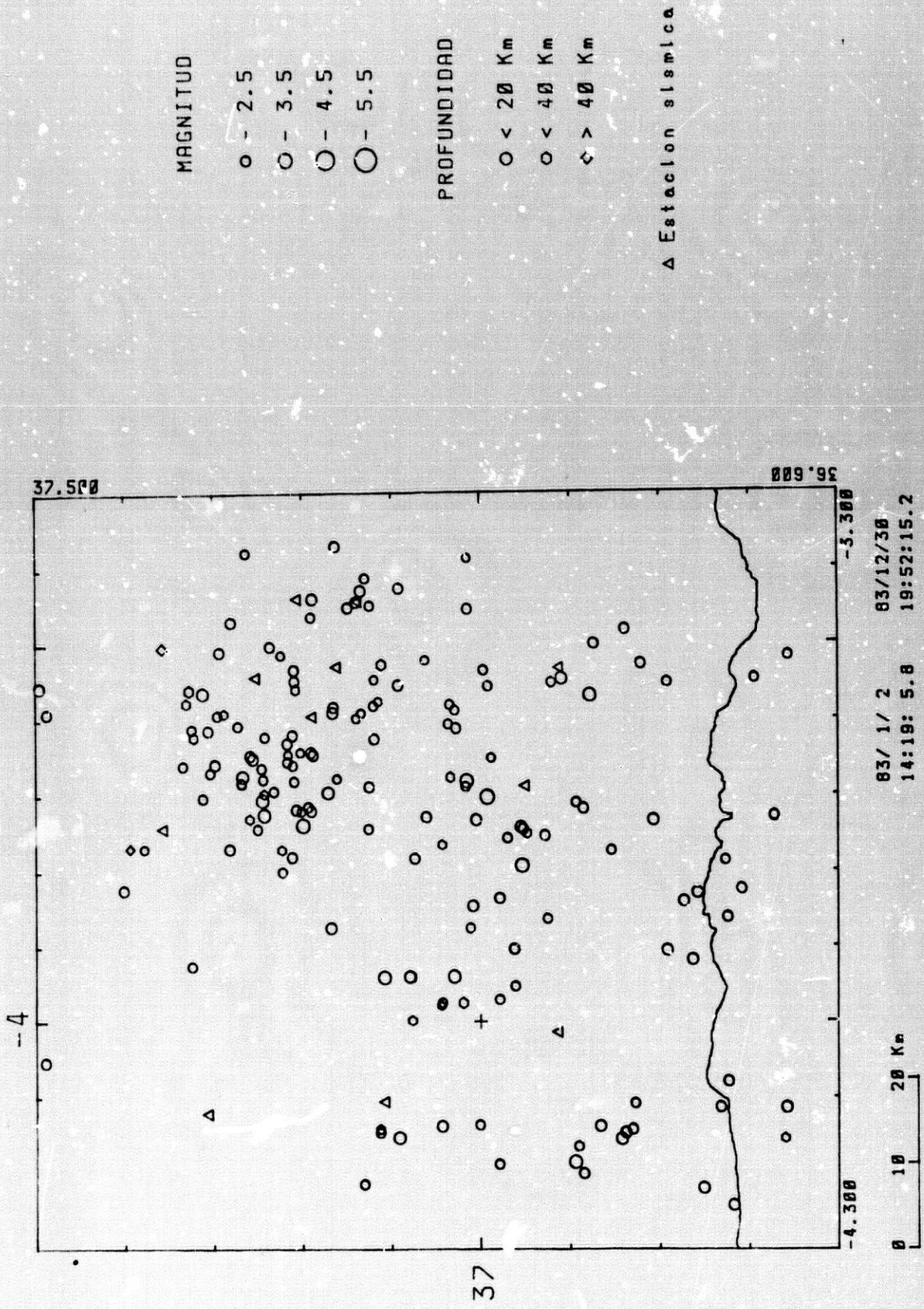


Fig. 9 - 24. Mapa de hipocentros de microterremotos de las Béticas Centrales de magnitud mayor que 2.0 del año 1983.

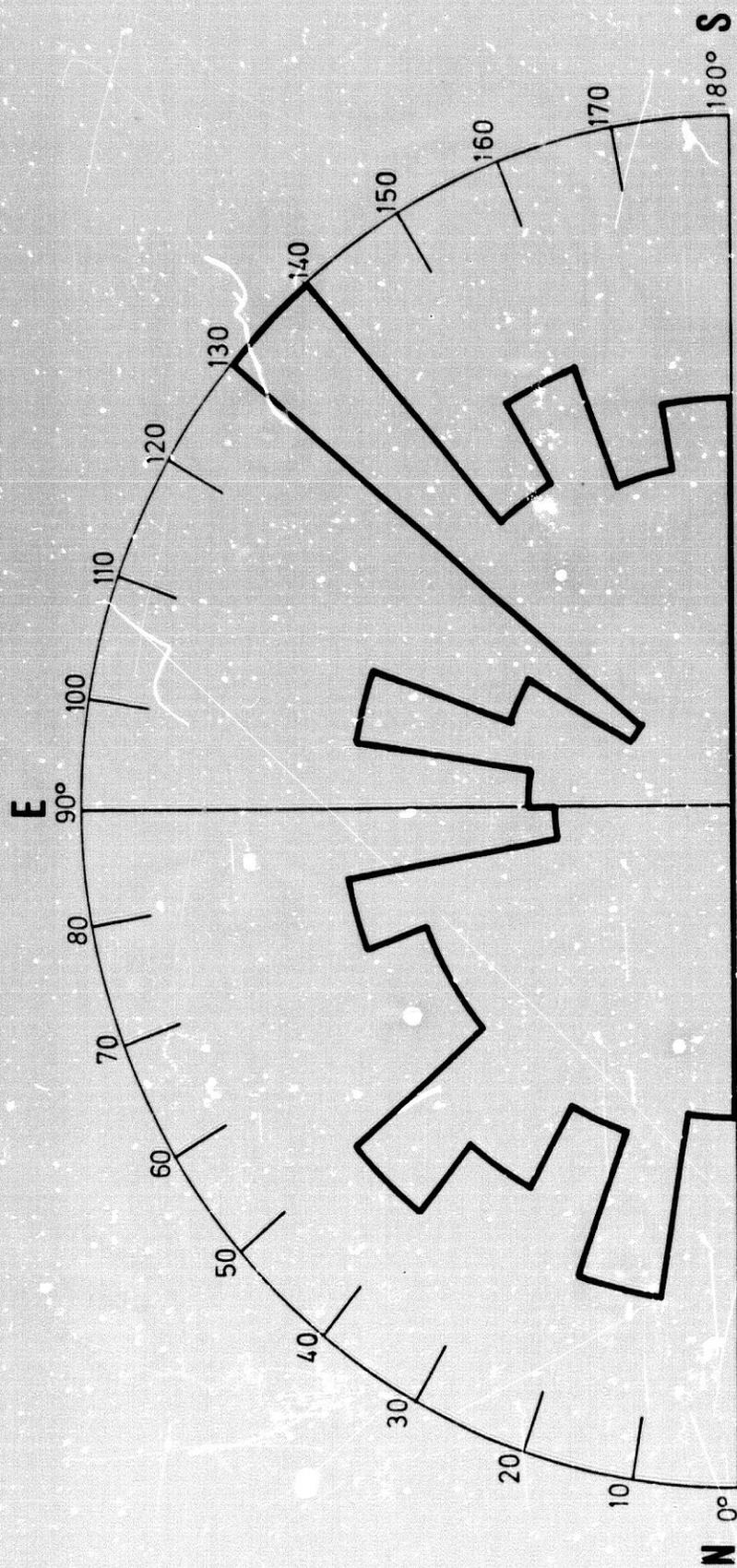


Fig. 9-25. Acimut entre eventos consecutivos de microterremotos de las Béticas Centrales ($m > 1.5$) del año 1983.

MICROTERREMOTOS DE LAS BETICAS CENTRALES. Año 1984.

NSIS	FECHA	HORA	LAT	LOX	Z	RMS	MAG	ERH	ERZ	GAP	DMIN
397	84 6 12	12 9 54.76	37.259	-3.429	10.4	0.5	2.5	8.5	3.1	257	5.89
398	84 6 12	16 58 8.30	36.712	-4.271	0.0	0.1	2.7	1.7	4.7	316	46.53
399	84 6 14	11 42 6.87	37.273	-3.700	9.2	0.0	2.3	1.3	1.0	159	8.43
401	84 6 14	13 5 43.75	36.691	-3.787	0.0	0.3	2.5	2.6	8.6	259	30.31
402	84 6 18	7 6 43.89	36.809	-3.459	4.7	0.2	2.6	1.8	2.6	307	25.81
403	84 6 19	15 53 36.57	36.652	-4.305	2.9	0.0	2.4	2.4	2.3	254	12.75
405	84 6 24	5 48 10.37	37.227	-3.745	5.8	0.2	2.7	0.9	3.5	192	12.81
406	84 6 24	6 34 2.43	37.270	-3.689	10.9	0.2	2.7	1.0	2.7	151	9.11
408	84 6 25	9 38 27.93	37.248	-3.710	3.6	0.5	2.5	2.7	17.0	113	10.80
409	84 6 25	19 33 48.55	36.922	-3.643	8.7	0.1	2.4	2.6	0.5	261	5.15
412	84 7 2	16 27 38.45	36.955	-3.721	12.8	0.1	2.2	0.7	3.5	213	27.46
415	84 7 3	13 33 39.51	37.265	-3.399	5.9	0.0	2.4	4.6	2.3	270	7.38
417	84 7 3	23 24 10.77	36.958	-4.376	0.0	0.8	2.7	7.4	10.5	224	25.84
419	84 7 4	13 13 34.52	36.597	-4.053	0.0	0.9	3.0	7.3	10.9	317	36.27
420	84 7 4	15 1 32.79	37.355	-3.334	5.1	0.1	2.0	1.1	0.6	295	18.92
423	84 7 5	11 36 27.08	37.146	-3.424	7.0	0.3	2.6	1.5	0.8	239	1.85
424	84 7 6	15 55 58.02	36.775	-4.116	0.0	0.3	2.8	1.7	3.4	197	18.96
425	84 7 7	11 10 36.13	37.257	-3.702	13.3	0.5	2.6	3.3	6.2	165	9.99
432	84 7 11	11 54 10.59	37.569	-3.910	1.9	0.7	2.5	6.0	3.1	304	50.38
433	84 7 12	12 3 16.04	36.738	-3.829	4.8	0.3	2.5	4.7	19.3	293	26.89
438	84 7 16	11 42 50.76	37.195	-3.152	6.5	0.1	2.7	2.0	0.5	313	25.52
439	84 7 16	11 45 6.97	36.930	-4.022	5.5	0.3	2.9	1.3	1.1	187	10.27
441	84 7 17	7 19 17.03	36.845	-4.014	10.8	0.1	2.4	2.2	1.1	278	6.67
444	84 7 19	18 4 44.00	37.244	-3.491	7.9	0.3	2.7	1.2	0.6	194	6.13
445	84 7 20	6 20 58.69	37.093	-4.182	8.5	0.2	2.8	1.1	0.5	207	7.09
447	84 7 20	14 36 17.50	36.819	-4.131	7.9	0.1	2.7	1.0	0.9	179	14.67
448	84 7 21	8 44 10.46	36.836	-4.030	7.9	0.3	3.2	1.4	1.0	185	9.57
449	84 7 21	19 23 14.77	36.812	-4.017	6.9	0.2	3.2	1.6	1.1	195	12.27
450	84 7 22	17 7 47.23	36.802	-4.033	4.7	0.3	2.7	1.2	1.1	196	13.37
452	84 7 24	1 31 10.55	36.893	-3.649	8.6	0.0	2.4	2.6	1.5	304	8.45
456	84 7 28	12 38 15.37	36.926	-3.155	0.2	0.5	2.7	2.6	5.0	173	34.87
458	84 7 30	11 1 48.09	36.697	-4.118	5.2	0.1	2.7	4.3	19.1	275	26.26
459	84 7 31	0 35 3.40	37.145	-3.760	8.4	0.1	3.0	0.4	1.0	102	15.22
460	84 7 31	10 48 18.38	37.138	-3.171	3.5	0.4	2.3	2.2	2.2	311	24.08
463	84 8 1	12 33 37.48	36.691	-3.830	3.8	0.2	2.5	1.0	1.2	241	31.15
464	84 8 1	15 56 56.45	37.224	-3.967	40.9	0.4	2.6	2.5	3.5	193	17.67
467	84 8 2	11 43 30.45	37.131	-3.403	4.9	0.3	2.8	2.7	1.1	253	3.68
470	84 8 3	16 0 30.28	36.785	-4.119	0.0	0.1	2.7	0.9	4.8	193	17.19
471	84 8 3	16 41 52.52	37.105	-3.616	9.7	0.5	2.1	3.7	2.8	125	9.96
472	84 8 4	12 59 15.35	37.137	-3.123	0.0	0.2	2.6	2.4	10.6	315	28.34
474	84 8 4	19 10 18.10	37.079	-3.856	10.7	0.1	2.3	1.0	14.2	246	20.53
475	84 8 5	12 13 22.77	37.177	-3.287	6.0	0.1	2.5	11.1	4.0	300	13.92
476	84 8 5	15 28 72.31	37.036	-4.491	15.7	0.7	2.9	5.0	17.5	254	34.97
477	84 8 6	15 2 38.86	37.045	-4.132	38.9	0.2	3.2	1.1	1.5	112	7.53
488	84 8 11	17 48 48.40	37.193	-3.430	8.8	0.0	2.1	3.4	1.0	220	1.80
493	84 8 19	21 12 23.13	36.958	-4.300	52.7	0.4	3.0	4.8	3.0	203	24.13
496	84 8 21	15 19 11.20	36.976	-3.855	8.6	0.2	2.7	1.3	1.4	149	15.04
499	84 8 25	11 52 35.67	36.730	-3.827	4.0	0.1	2.6	0.7	0.6	234	27.63
500	84 8 25	12 25 26.70	36.751	-3.844	7.0	0.2	2.6	2.0	1.4	229	25.09
501	84 8 26	15 59 10.51	36.848	-3.335	7.5	0.1	3.0	0.9	0.4	40	33.36
503	84 8 27	10 8 8.59	36.893	-3.973	8.6	0.1	2.0	1.6	0.8	229	5.84
506	84 8 28	6 10 41.84	37.221	-3.671	9.2	0.0	2.8	1.4	0.6	291	7.30
507	84 8 28	10 18 37.73	37.164	-4.024	17.4	0.2	2.3	1.1	2.8	181	9.41
508	84 8 28	10 36 42.29	37.257	-3.697	10.0	0.3	2.3	1.5	0.9	124	10.11
510	84 8 28	22 10 56.34	36.970	-4.291	21.6	0.2	2.6	2.6	2.0	204	22.57
511	84 8 29	0 7 29.19	36.999	-4.241	2.1	0.7	3.0	3.4	5.8	197	17.22
512	84 8 29	0 18 22.00	36.965	-4.195	6.4	0.2	2.6	3.2	2.2	169	17.90
513	84 8 29	0 50 5.38	37.019	-4.291	8.2	0.2	3.0	1.7	0.8	214	19.26
514	84 8 29	11 34 28.93	37.110	-3.803	15.2	0.0	2.3	1.6	3.3	239	20.26
517	84 8 30	17 57 53.05	36.807	-3.998	5.7	0.2	2.6	1.4	0.8	198	13.07
518	84 8 31	7 16 34.78	36.798	-4.008	5.9	0.4	3.5	1.2	1.1	200	13.07
519	84 8 31	12 2 28.50	36.836	-4.029	5.2	0.3	2.6	0.9	1.0	185	9.56
521	84 9 3	13 55 44.03	36.857	-3.722	10.0	0.4	2.6	1.9	4.3	247	10.96
525	84 9 4	23 29 1.23	36.872	-3.765	0.1	0.5	2.6	1.7	4.6	193	33.67
527	84 9 7	12 20 24.05	37.116	-3.300	2.8	0.6	2.2	4.0	19.2	293	12.91
528	84 9 8	12 7 37.50	37.254	-3.715	4.6	0.1	2.9	0.4	2.5	102	11.88
529	84 9 11	11 12 5.84	36.941	-4.102	3.2	0.0	2.5	0.8	8.7	142	18.67
531	84 9 12	16 59 38.32	37.148	-3.404	4.0	0.3	2.6	3.7	1.2	304	3.69
532	84 9 12	18 56 9.25	37.018	-4.044	4.3	0.7	2.6	1.9	4.4	123	11.49
533	84 9 14	16 32 54.06	36.977	-4.083	5.7	0.0	2.1	1.0	1.7	259	14.79
534	84 9 15	20 31 42.36	37.115	-2.783	15.7	0.1	2.3	0.7	2.8	146	20.03
541	84 9 21	10 19 53.24	36.995	-3.761	8.3	0.1	2.5	0.8	1.0	167	8.06
548	84 9 25	17 54 15.68	37.233	-3.677	2.9	0.2	2.5	1.1	4.9	155	8.47

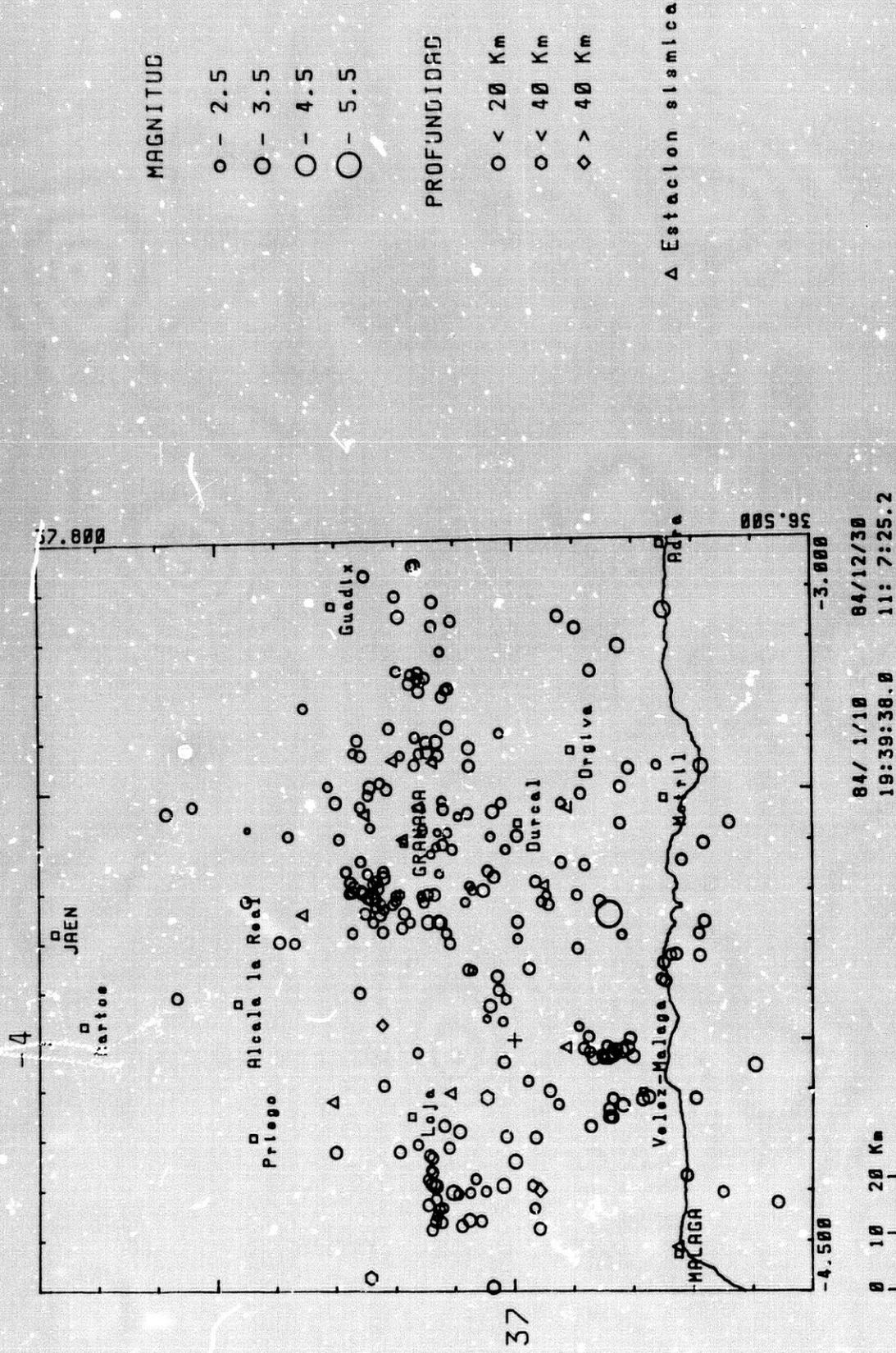


Fig. 9 - 26. Terremotos localizados de las Béticas Centrales, año 1984.

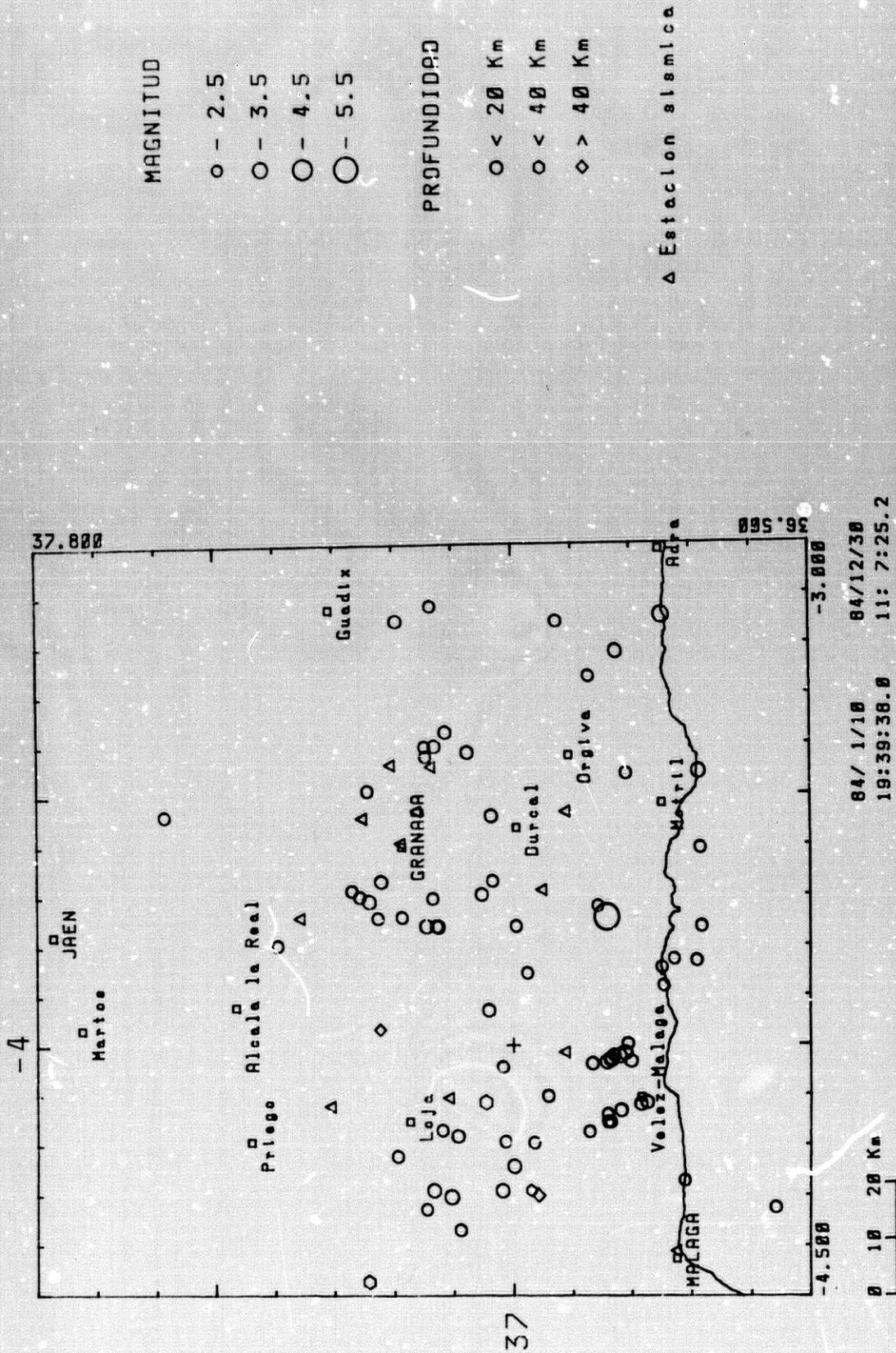


Fig. 9-27. Terremotos localizados de las Béticas Centrales, con $m \geq 2.5$, año 1984.

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

magnitud $m \geq 2.5$ y con buena localización ($EH < 5$ Km, $EZ < 10$ Km), (Fig. 9-28) se observa la tendencia al crecimiento de la profundidad de E a W.

El acimut entre sismos correlativos de $m \geq 2.5$ (Fig. 9-29) muestra que las direcciones predominantes son N 10-20 E, N 70-80 E, N 120-130 E. En la distribución epicentral se observan aún más claramente los lineamientos con rumbos N 20-30 W, N 30-40 W y N 30-40 E. Existen algunos agrupamientos de actividad en algunos sistemas de fracturas como por ejemplo las de Vélez Málaga a Sierra Gorda, Torrox a Sierra de Loja, Sierra Elvira (no el sistema de fracturas tradicional N 40-50 W, sino uno de dirección N 30 E), el borde occidental de Sierra Nevada, Albuñol, etc.

En Sierra Gorda - Sierra de Loja hubo un enjambre sísmico menos importante que el ocurrido en Febrero de 1985. Es también destacable la casi ausencia de actividad en la zona del terremoto del 24 de Junio (36.85 N - 3.73 W) durante 1983 y 1984, y la casi ausencia de réplicas de este sismo a pesar de su magnitud (5.0) (siendo habitual un gran número de terremotos agrupados espaciotemporalmente en áreas adyacentes como ya se ha comentado).

LOS MICROTERREMOTOS DEL AÑO 1985

Se han localizado 1252 microterremotos (Tabla 9-VII), de los cuales 100 tienen $m \geq 3.0$. La distribución hipocentral (Fig. 9-30) muestra que un 70.5% de los sismos tuvieron a una profundidad menor de 10 Km, el 23.2% entre 10 y 20 Km, el 3.2% entre 20 y 30 Km, y decreciendo gradualmente existen terremotos hasta 90 Km (Fig. 9-32).

La distribución de los epicentros de los sismos de $m \geq 2.5$ (Fig. 9-31) con $EH < 3$ Km y $EZ < 10$ Km muestra algunos lineamientos muy claros, N 30-40 W, N 0-10 E, N 30-40 E, N 40-50 E y E-W, siendo los más nítidos y abundantes los primeros (las Fig. 9-30 y 9-31 son suficientemente explícitas en mostrar los principales lineamientos de actividad sísmica, especialmente la prim

Hay que destacar un crecimiento de la actividad en las fracturas N 40 W de Maro, Motril-Guajares, las N 40-50 E de la bahía de Málaga, Priego-Alcaudete, etc.

En la Fig. 9-32 puede apreciarse la distribución en profundidad de los terremotos $m \geq 2.5$ de 1985 a través de un

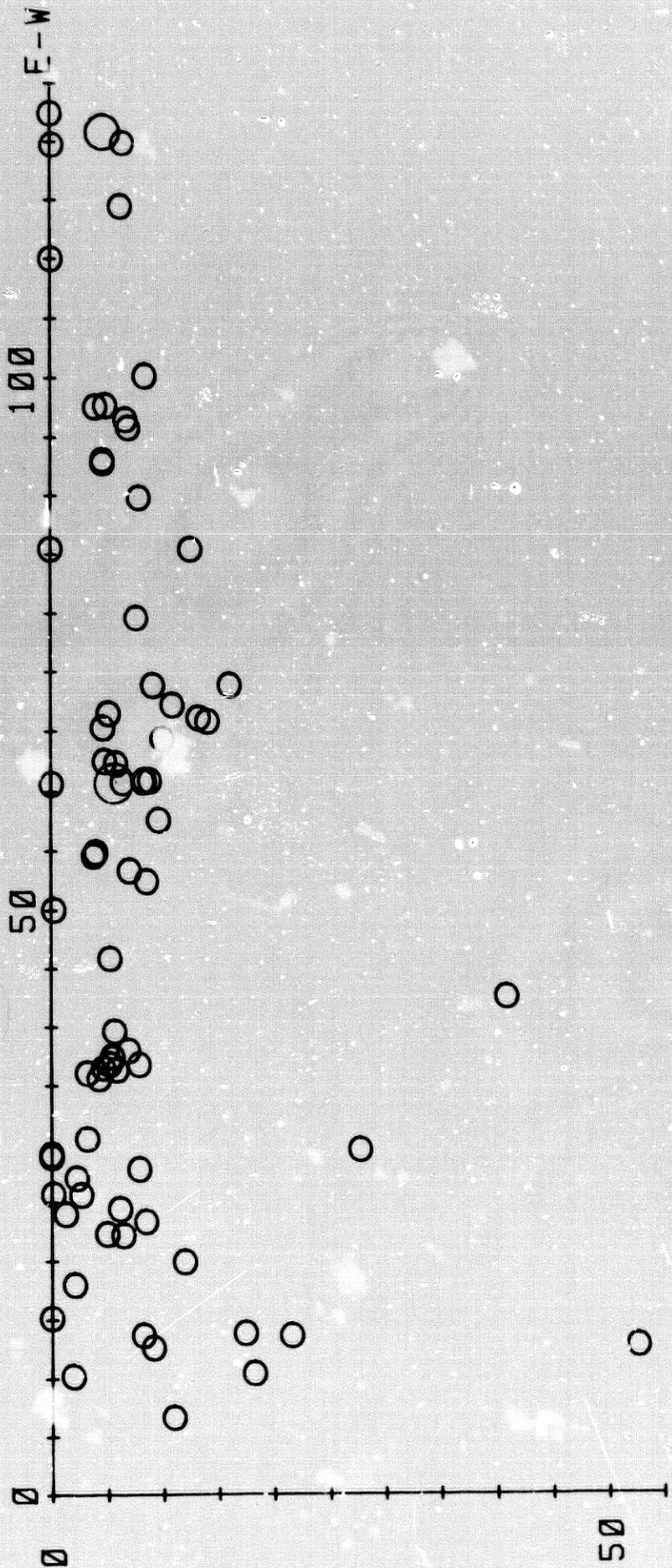


Fig. 9-28. CORTE VERTICAL DE SISMICIDAD
 TERREMOTOS $m \geq 2.5$, AÑO 1984

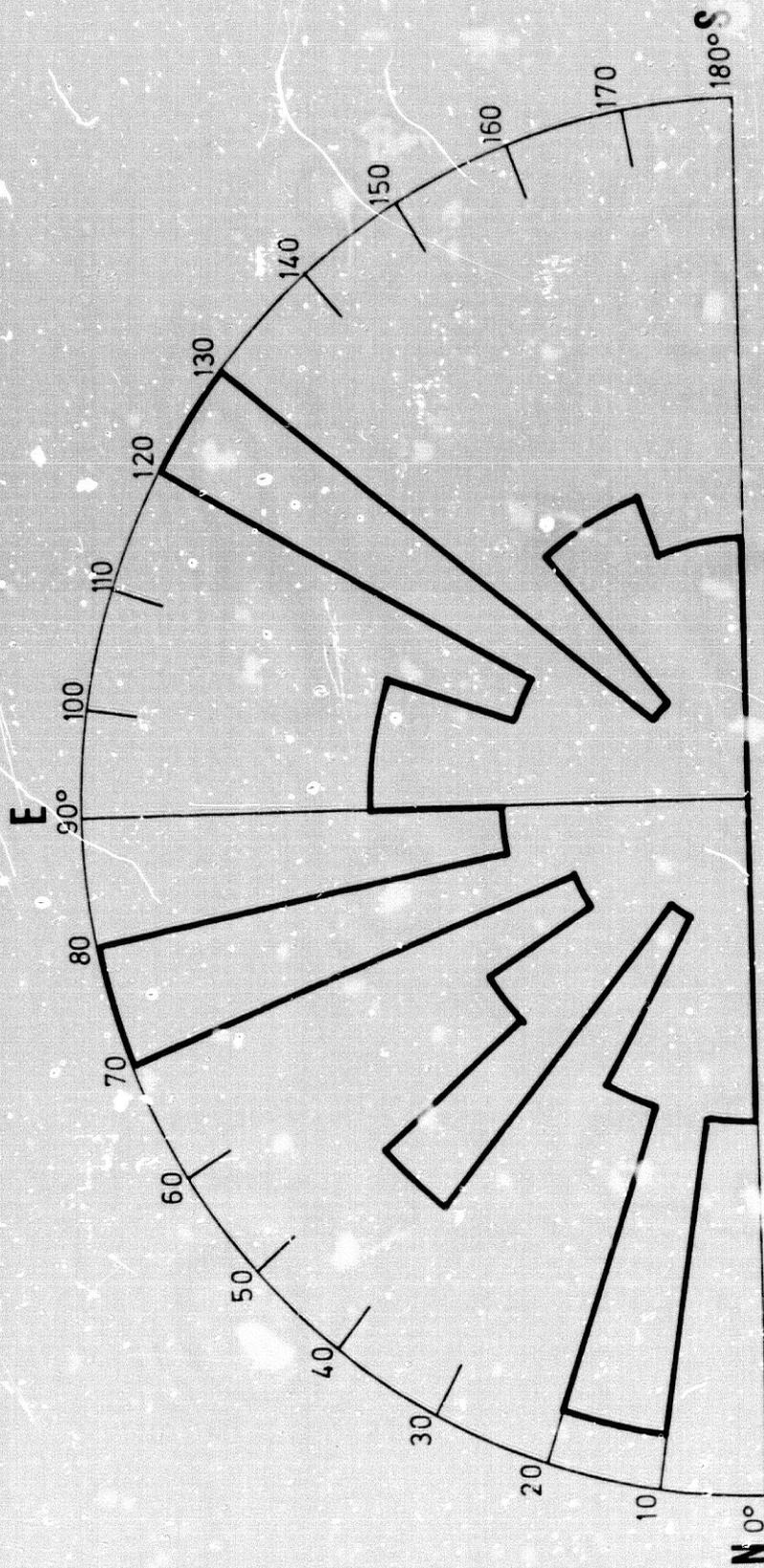


Fig. 9 - 29. Acimut entre eventos sucesivos de microterremotos ($m \geq 2.5$) de las Béticas Centrales del año 1984.

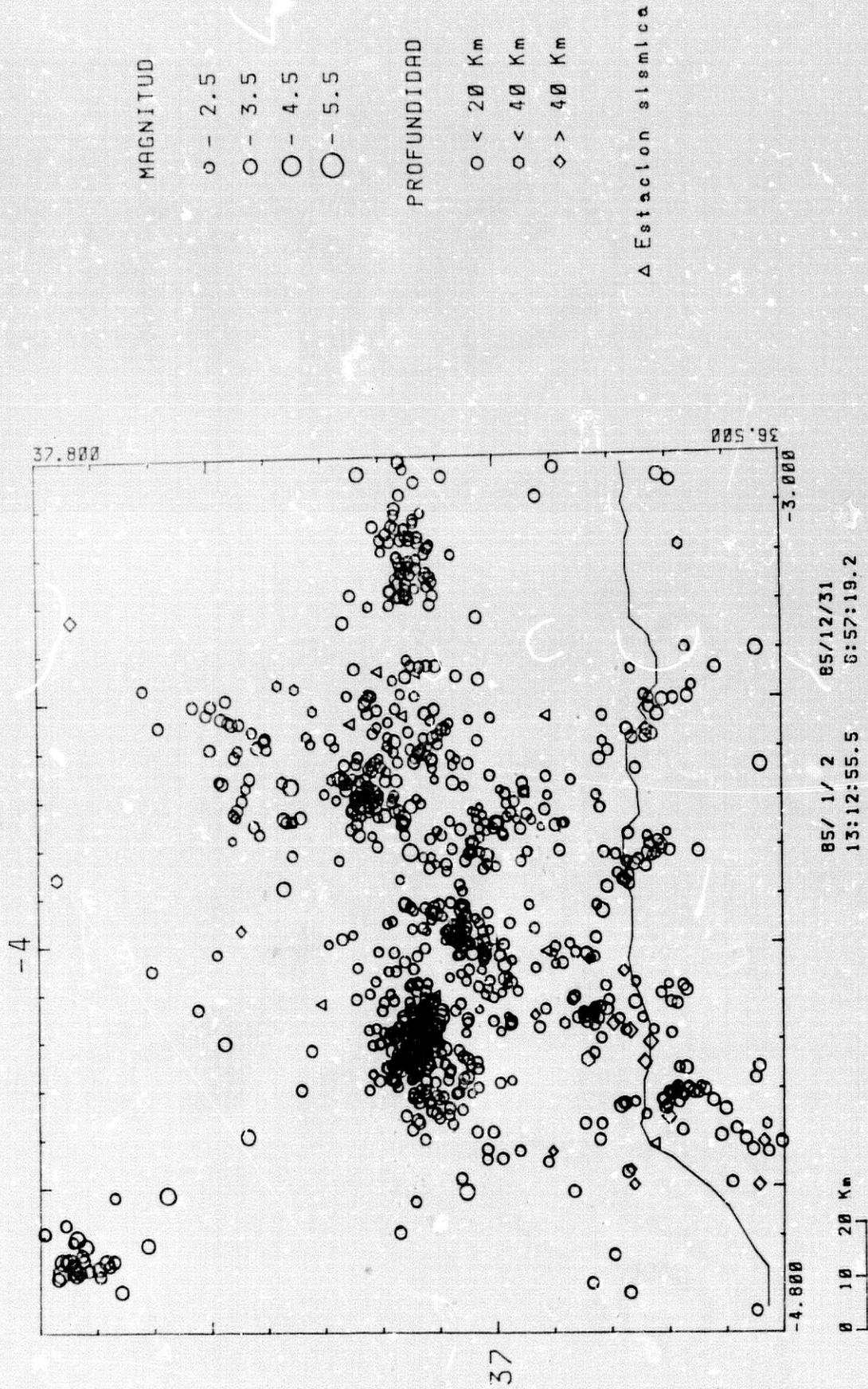


Fig. 9-30. Terremotos localizados en las Béticas Centrales del año 1985.

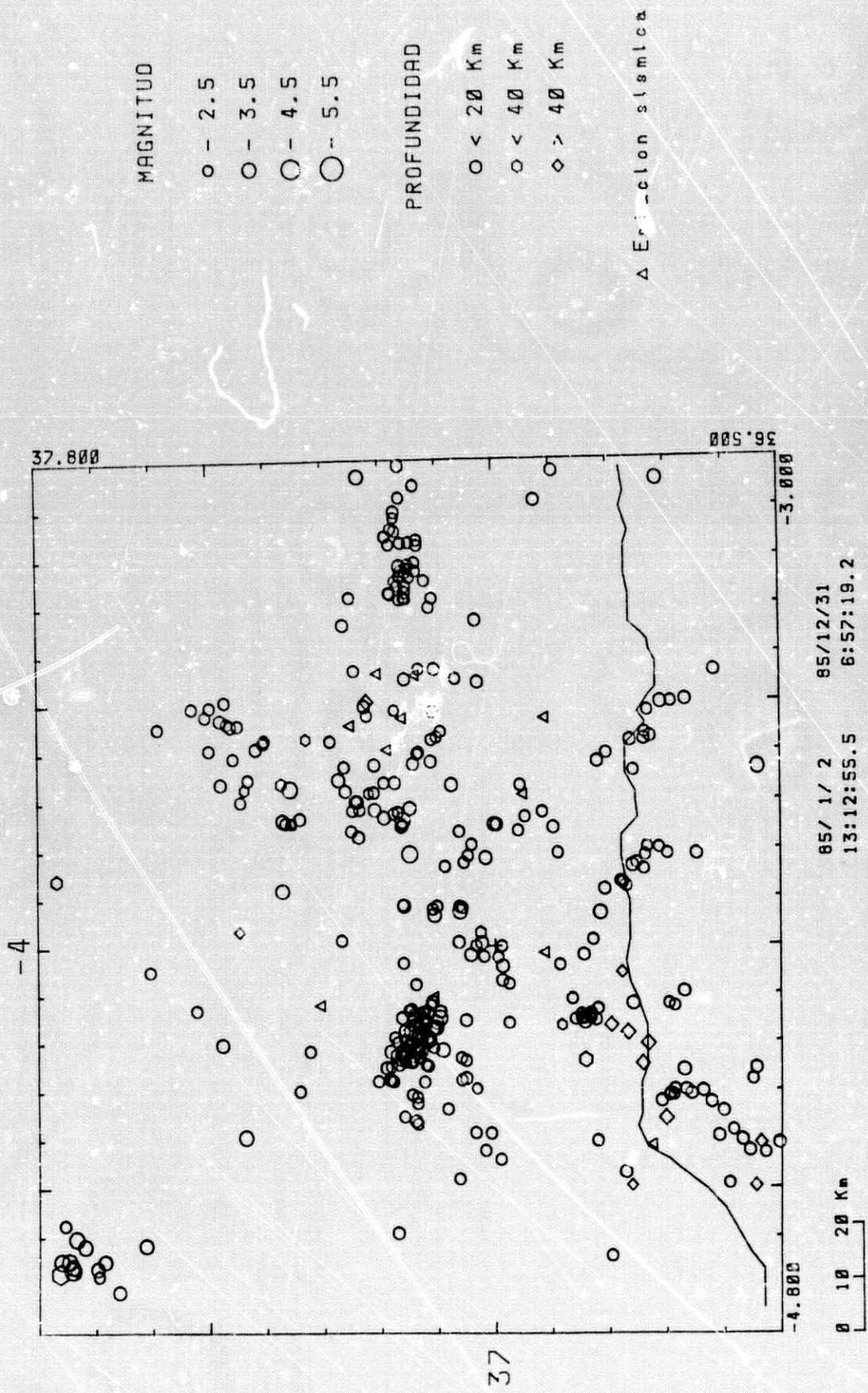


Fig. 9-31. Terremotos localizados en las Béticas Centrales con $m \geq 2.5$ del año 1985.

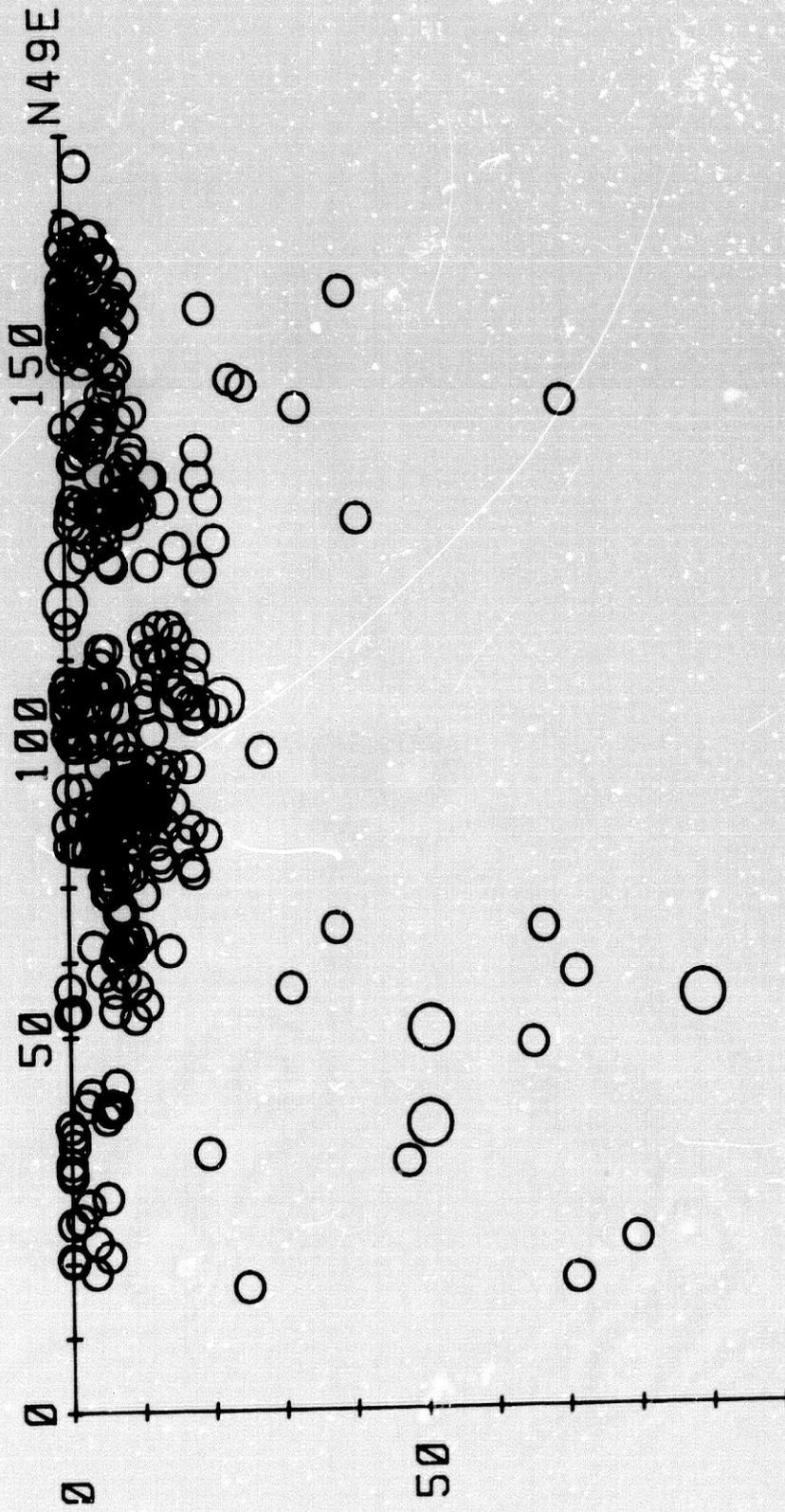


Fig. 9-32. CORTE VERTICAL DE SISMICIDAD
TERREMOTOS $m \geq 2.5$, AÑO 1985.

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

corte vertical en la dirección N 49 E con sismos subcorticales bajo la parte occidental de Sierra Nevada y desde Sierra Tejeda hasta el E de Fuengirola (especialmente en esta última zona).

Además, se han producido núcleos de actividad más alta que la media anual en Febrero en la Sierra de Loja y en Mayo en el río Guadajoz entre Espejo y Fernán Nuñez, al N de Montilla.

La serie sísmica de Loja

Esta secuencia puede clasificarse como un "enjambre sísmico" según el criterio de Mogi (1963), ya que el aumento de actividad fue gradual (Fig. 9-33a). Un terremoto de magnitud 3.7, I max = VI (MSK) fue el mayor de la secuencia.

El área donde ocurrió este enjambre es el macizo de Sierra Gorda - Sierra de Loja, compuesto por materiales jurásicos (principalmente del Lias). Los sistemas de fracturas que cortan este macizo son de direcciones N 120-150 E, N 20-30 E y N 70-90 E. El sistema N 120-150 E limita los bordes suroccidental y nororiental, con fracturas ya cartografiadas de más de 20 Km. Una fractura de esta dirección, no cartografiada aún, es la que sigue el principal lineamiento de actividad sísmica registrada (Fig. 9-34); esta fractura corta el macizo y lo limita en su contacto suroriental con la Depresión de Granada.

Las fracturas N 20-30 E, presentes sobre todo en el sector noroccidental, son menos abundantes, alcanzando dimensiones también del orden de 20 Km.

Las fallas N 70-90 E son visibles en la parte oriental del macizo, compartimentando el contacto con la Depresión de Granada, la zona S con direcciones casi E-W limitando con el corredor de Zafarraya y al N formando la banda de fracturas del contacto Bética-Subbética.

La distribución epicentral muestra una clara tendencia en la dirección N 40-55 W ya indicada (Fig. 9-35 y 9-36) y también la estadística acimutal entre terremotos sucesivos (Fig. — 9-37), coincidente además con lineamientos observables en foto satélite (Fig. — 9-34). También ocurrieron microterremotos en fracturas transversales a este sistema con direcciones N 60-70 E y N 20-30 E, lo cual indica que varios sistemas de fracturas con direcciones muy distintas han actuado en la zona.

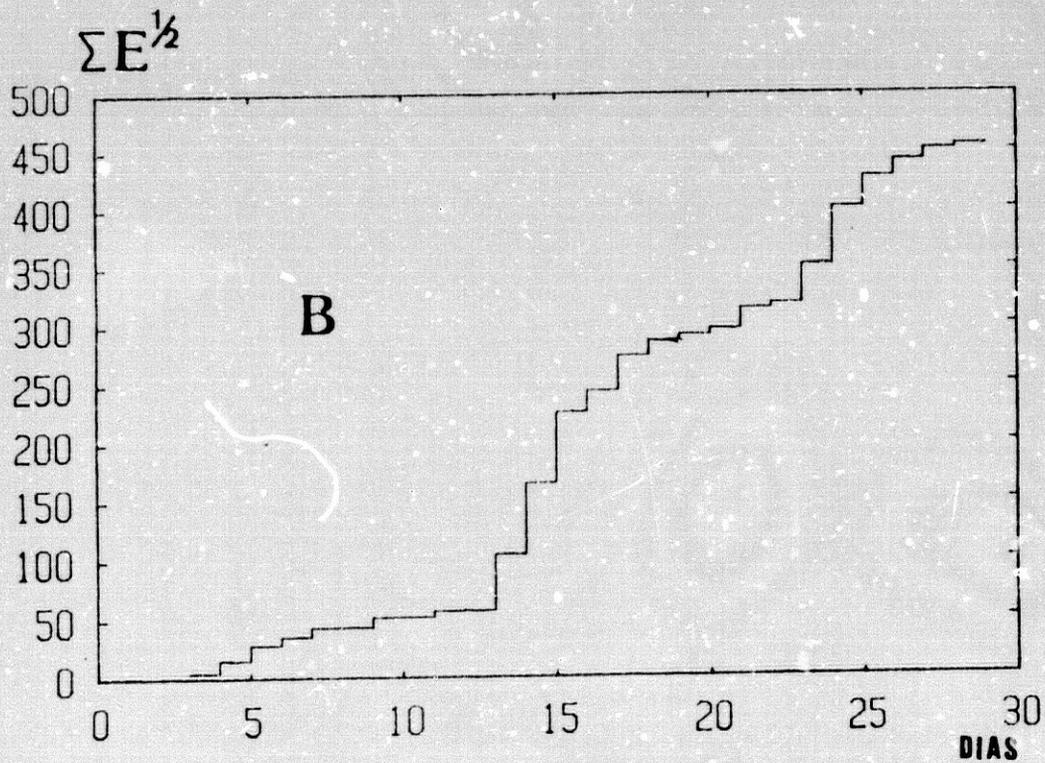
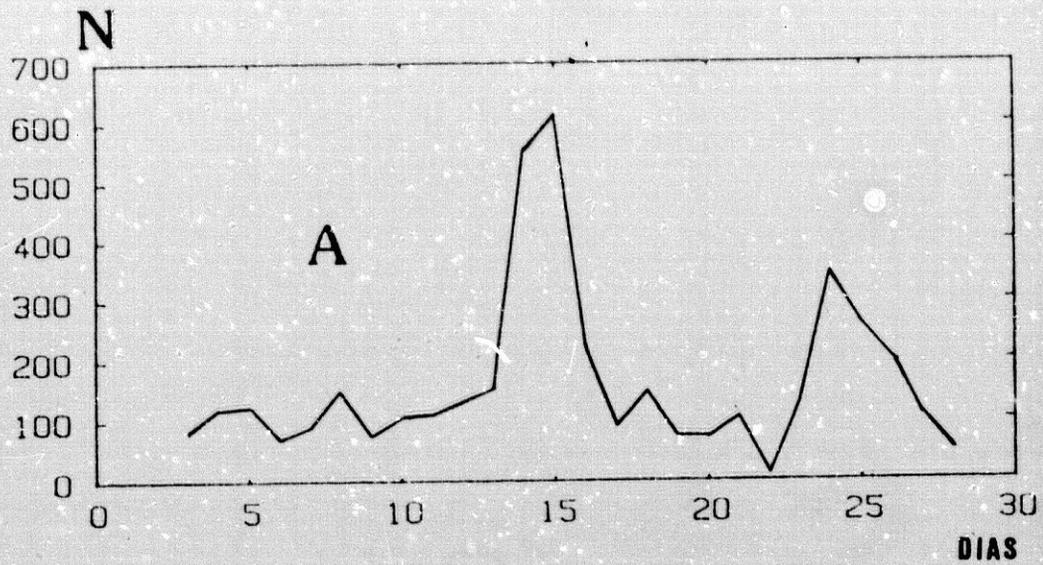


Fig. 9-33. A) Evolución de la actividad sísmica (N, número de microterremotos) a lo largo del mes de Febrero de 1985, en la comarca de Loja. B) Relajación de esfuerzos sísmicos (en ergios^{1/2}) en la comarca de Loja a lo largo del mismo mes.

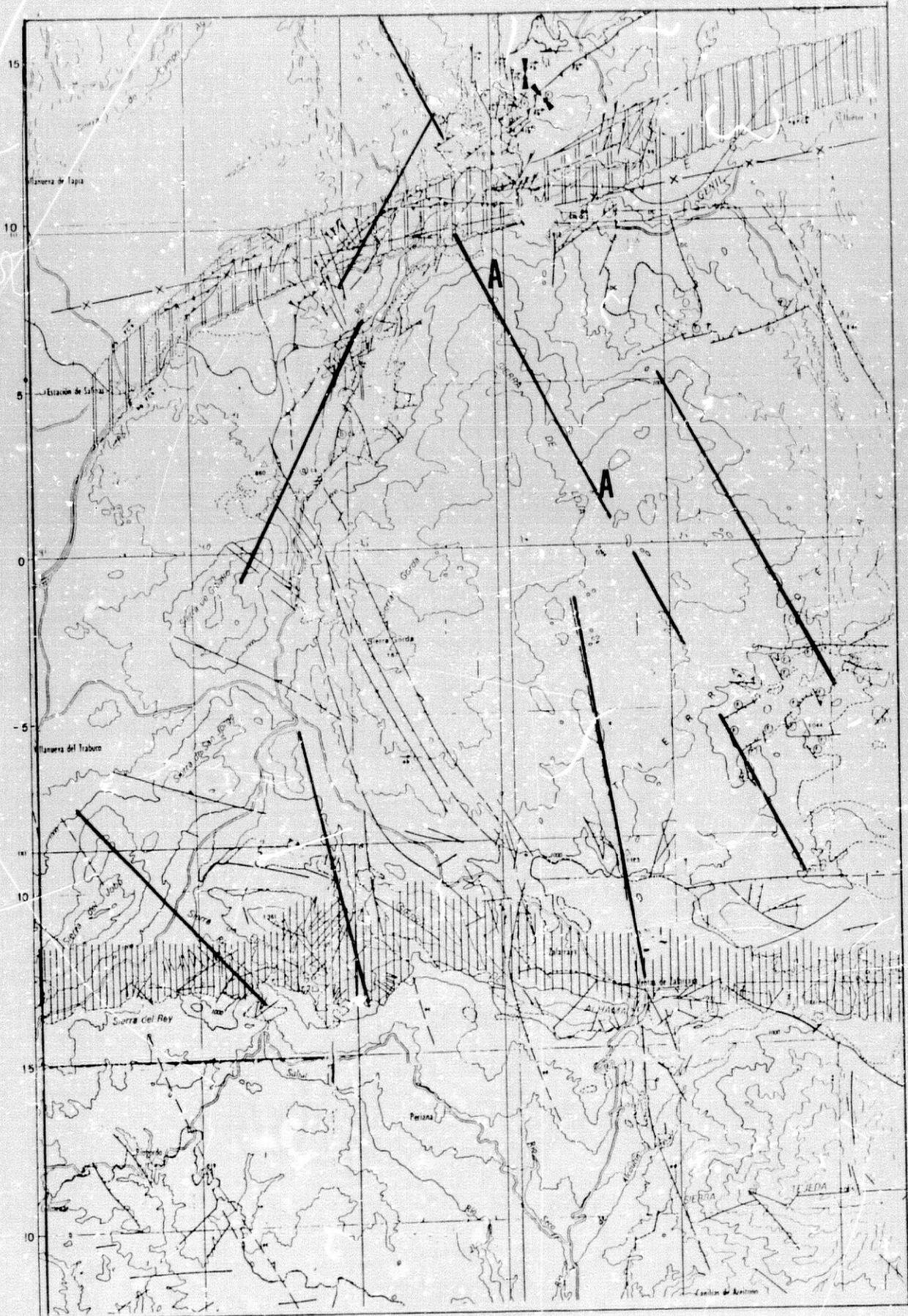


Fig. 9-34. Mapa topográfico y de fracturas de Sierra Gorda - Sierra Loja. Líneas finas = fallas. Líneas gruesas = lineamientos foto satélite. Obsérvese la concordancia entre el lineamiento A y los principales microterremotos de la serie de Loja.

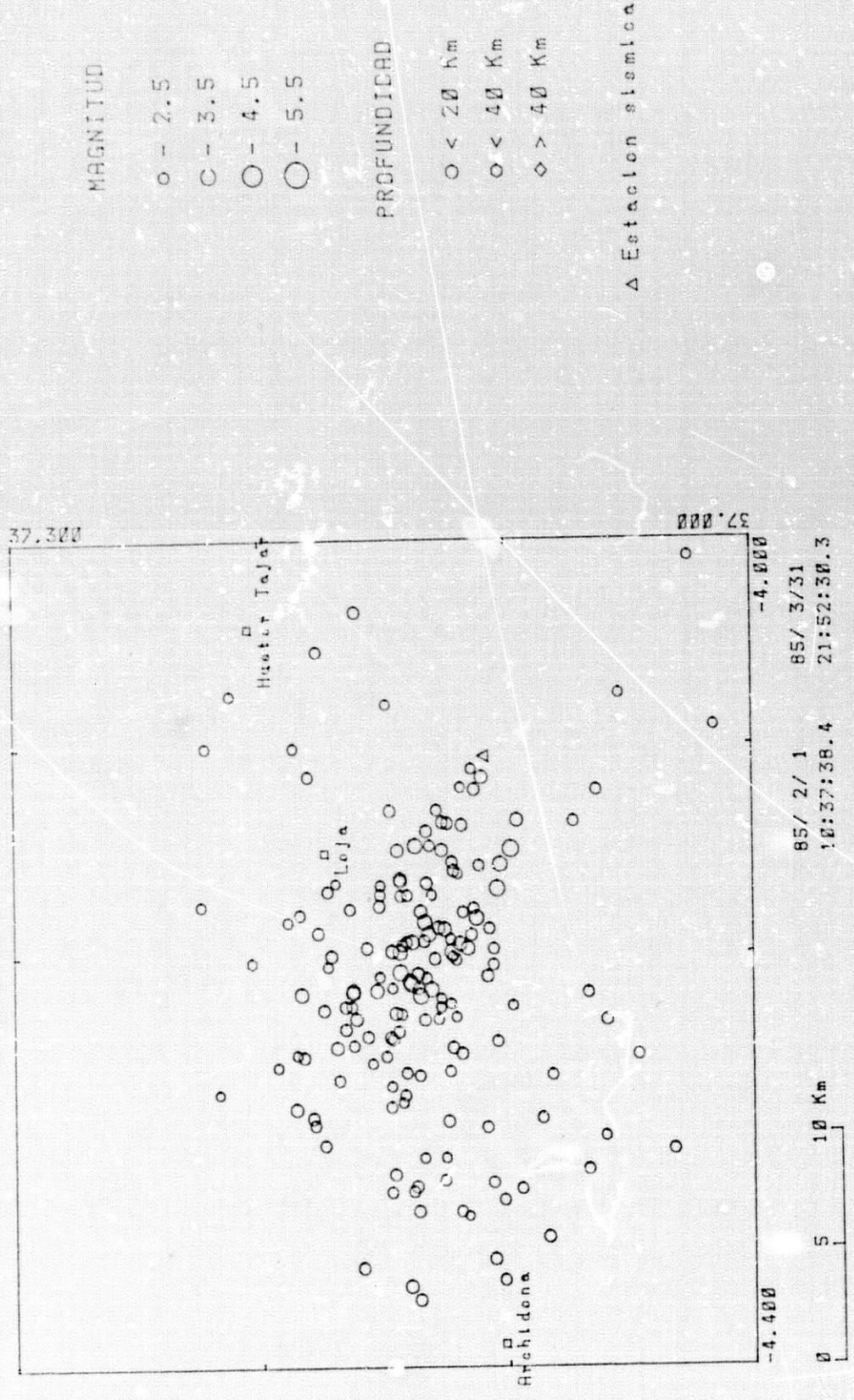


Fig. 9 - 35. Mapa de epicentros de la Serie de Loja (1985) con $m \geq 2.0$.

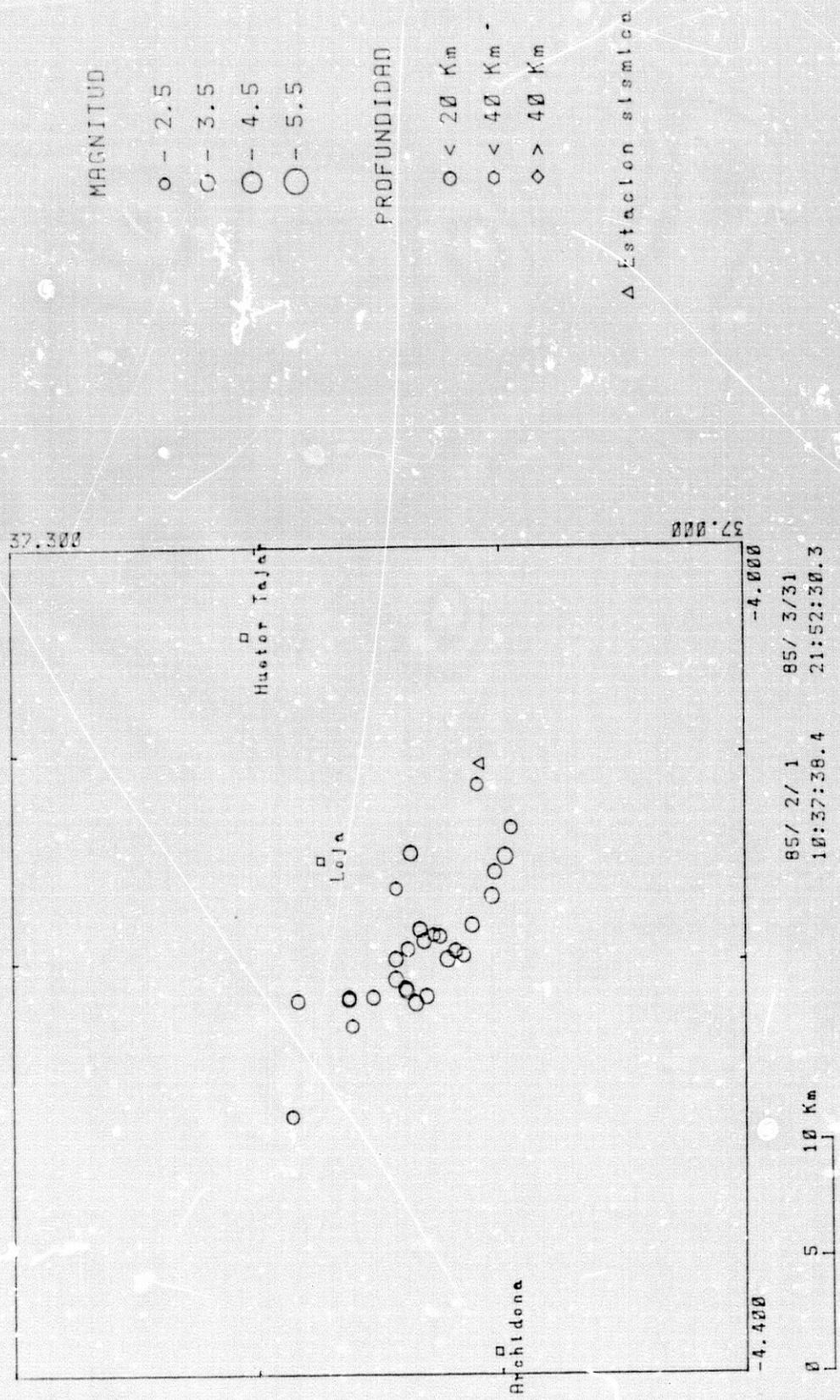


Fig. 9-36. Mapa de epicentros de la serie de Loja (1985) con m > 2.8.

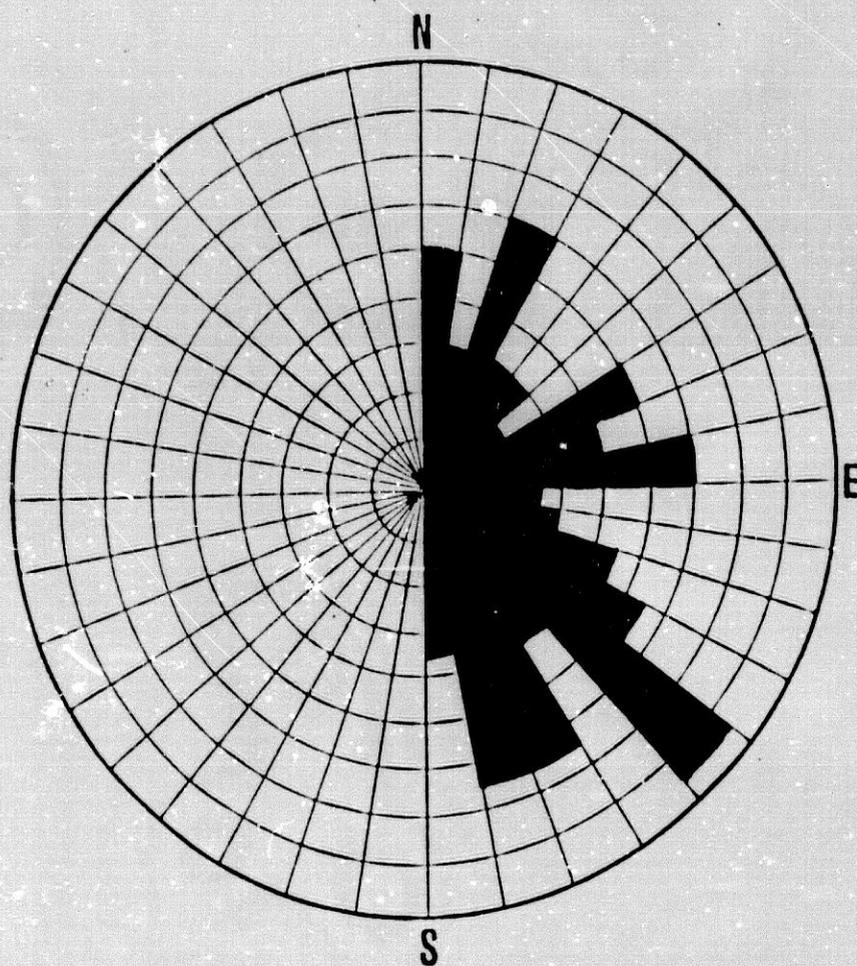


Fig. 9-37. Direcciones predominantes deducidas de los acimutes entre eventos sucesivos para la serie de Loja de Febrero de 1985.

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

La relación de recurrencia para el total de la secuencia indica una pendiente (parámetro b) de 1.51 (Alguacil et al, 1985) utilizando un ajuste por mínimos cuadrados, con un coeficiente de correlación de 0.99, empleando 170 microterremotos de magnitudes entre 2.3 y 3.7. Este ajuste de valores de b , similar al calculado para el año 1984 ($b = 1.44$) pero un valor mayor que el parámetro a (a [serie] = 5.7; a [1984] = 4.9) (Fig. 9-38).

El valor de b de la serie de Febrero, a pesar de ser usual en secuencias de tipo enjambre, deberá ser algo menor al igual que la actividad de 1984 (1.3), una vez corregidas las magnitudes en función de la duración del sesgo ya comentado en el capítulo VII. Es importante esta corrección por ser b un parámetro físico significativo relacionado con el campo de esfuerzos y la caída de esfuerzos de la zona fuente de la secuencia sísmica. La curva de relajación de esfuerzos a lo largo del mes de Febrero está representada en la Fig. 9-33b.

La serie del Norte de Montilla.

Esta serie se inicia el día 26 de Mayo con dos sismos números 1162 y 1163 de la Tabla 9-VII de magnitud mLg 5.0 y 4.6 (M duración = 4.4 y 4.1), $I_0 = V-VI$ en Montilla y Cabra el primero y $I_0 = IV$ el segundo, localizados ambos a 20 Km de profundidad y con epicentros similares 37.76 N, 4.67 W. Las réplicas se orientan en las direcciones N 40 W, N 30 E y N 60 E (Fig. 9-39).

Tras los primeros sismos se produjo una migración de epicentros hacia el SE en sismos cercanos en tiempo (durante Junio y Julio). La dirección de estos epicentros es paralela a la tendencia dominante de la serie de Loja (Fig. 9-39), siguiendo además la dirección de uno de los planos de falla del mecanismo focal del primer sismo citado (Fig. 10-65). Esto sugiere una posible interdependencia en sismos pertenecientes a estos sistemas de fallas sobre dimensiones de hasta más de 100 Km. El parámetro b de esta serie, tiene valores mucho más bajos ($b=0.8$) que la serie de Loja, lo que indica unas mayores dimensiones de fuente de esta secuencia o una caída de esfuerzos mayor.

LOS MICROTERREMOTOS DEL PRIMER SEMESTRE DE 1986.

De los 712 eventos sísmicos localizados en este semestre (Tabla 9-VIII), 68 tienen $m > 3.0$. El histograma de

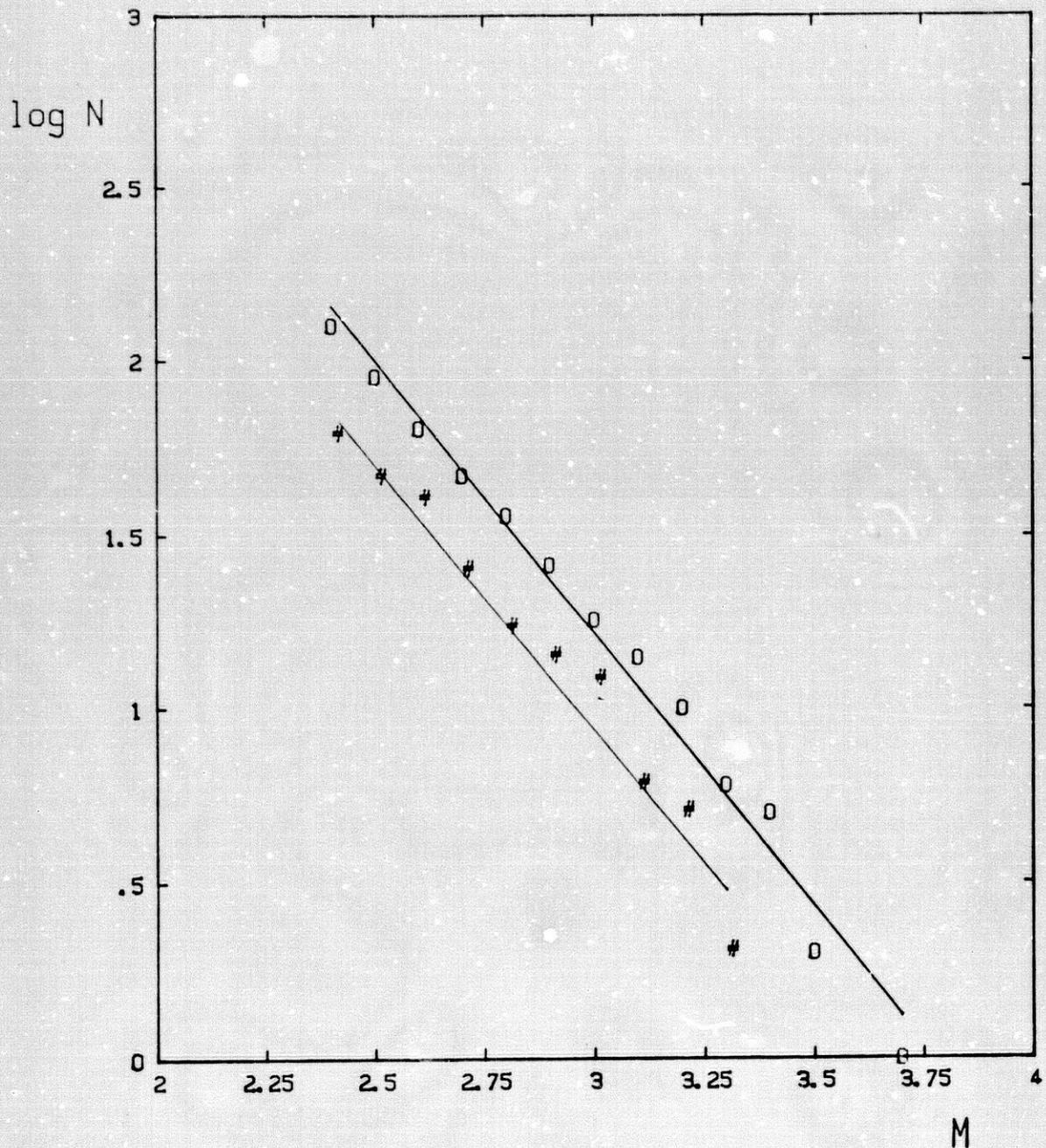


FIG. 9-38. RELACION MAGNITUD - FRECUENCIA
ZONA DE LOJA (GRANADA)

Terremotos año 1984

o Serie sísmica Febrero 1985

N Número acumulativo de terremotos

M Magnitud

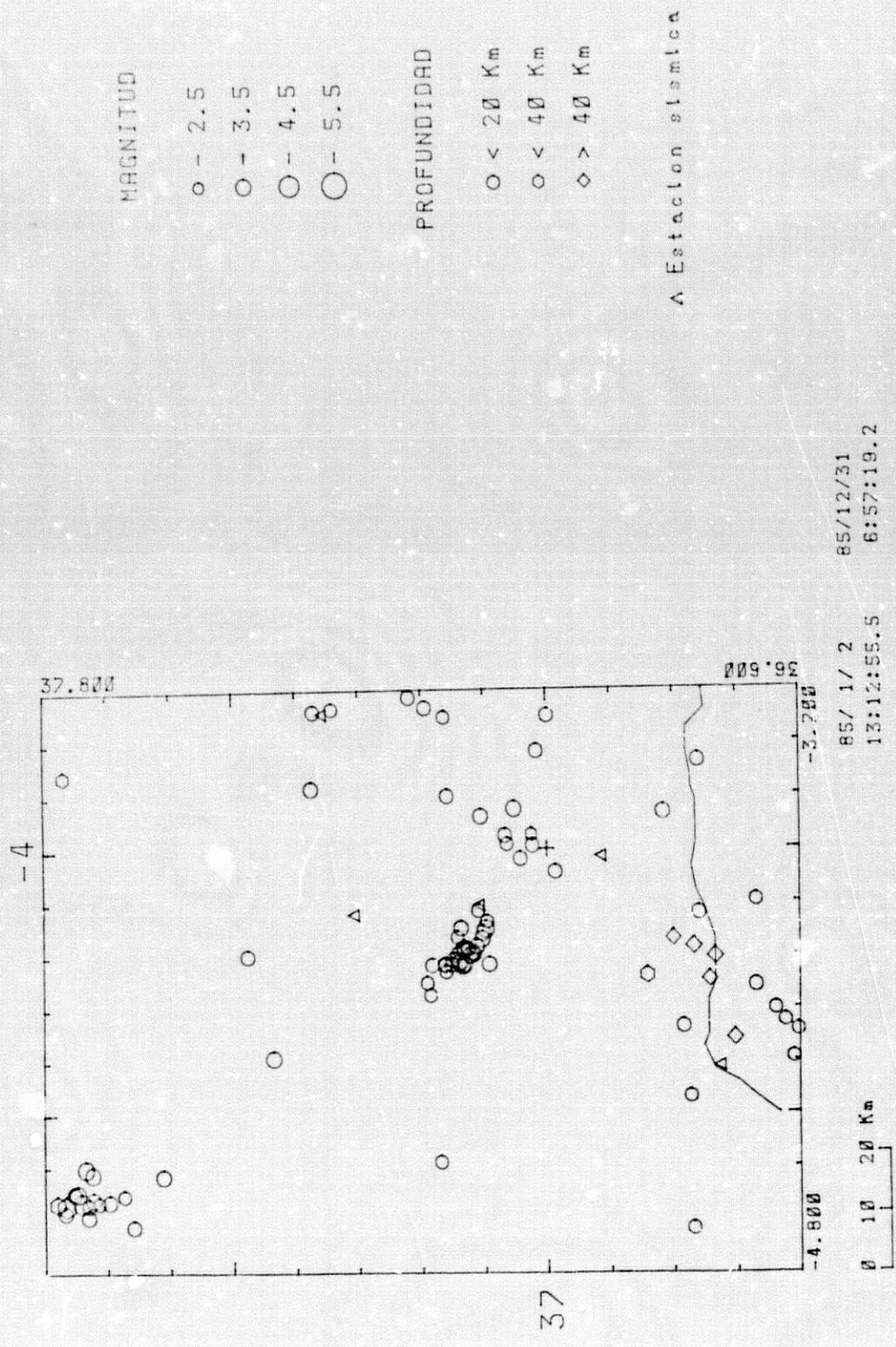


Fig. 9 - 39. Mapa de epicentros de terremotos de $m \geq 2.8$ del año 1985 de la parte W de las Béticas Orientales mostrando los núcleos de actividad de las series de Loja y Montilla.

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

la distribución en profundidad da una frecuencia de 61% entre 0 y 10 Km, 32% entre 10 y 20 Km, 3.8% entre 20 y 30 Km, 0.7% entre 30 y 40 Km y el 2.1% para terremotos de $h > 40$ Km (con 4 terremotos de $h > 80$ Km).

Se sigue observando la misma tendencia de los sismos a crecer en profundidad de NE a SW, dirección en la que se ha hecho un corte vertical (Fig. 9-42). La distribución epicentral muestra lineaciones similares a años anteriores (Fig. 9-40 y 9-41) con una nueva línea de epicentros de dirección N40-50W, Granada-Albuñol-Mar de Alborán y un núcleo nuevo de actividad entre los pueblos de Montoro y Villa del Río (Córdoba), con características de enjambre sísmico.

El acimut entre eventos sucesivos no muestra una tendencia muy clara de interdependencia en unas direcciones determinadas (para eventos de $m \geq 2.5$), salvo la dirección N 0-10 E. Sin embargo, eligiendo sectores menores de actividad se perfilan ya las direcciones predominantes de actividad sísmica comentados para años anteriores.

En Sierra Loja ha disminuido la actividad respecto al año anterior, aunque persisten terremotos en dirección N10E, N30E y N30-50W. Crece la actividad dentro de la Depresión de Granada, sobre todo alrededor de Alhama de Granada, Chimeneas, Albolote-Atarfe. Persiste la actividad cerca de Nerja y al SE de la misma. Continúa también desde Benamargosa al mar de Alborán con dirección N 20 E en al menos dos sistemas paralelos (Fig 9-40 y 9-41).

Respecto a la actividad de Montoro, tiene las características de enjambre. Tuvo un gran número de terremotos sentidos debido a lo superficial de los focos ($h < 15$ Km). Los sismos de mayor magnitud fueron de 3.7 (el 8 de Mayo) y de 3.9 (el 25 de Junio). La actividad se desarrolló principalmente entre el 8 y el 20 de Mayo, y también en el mes de Junio.

La distribución epicentral es reducida, alrededor de 38.0N, -4.3W en un radio de unos 7 Km, sector comprendido entre las villas de Montoro y Villa del Río y al N de ambas. Las direcciones de los epicentros parecen ser NE-SW, pero la cercanía entre epicentros sucesivos y la localización (debido a lo lejano de la estación más próxima) no es suficiente para poder garantizar esta tendencia.

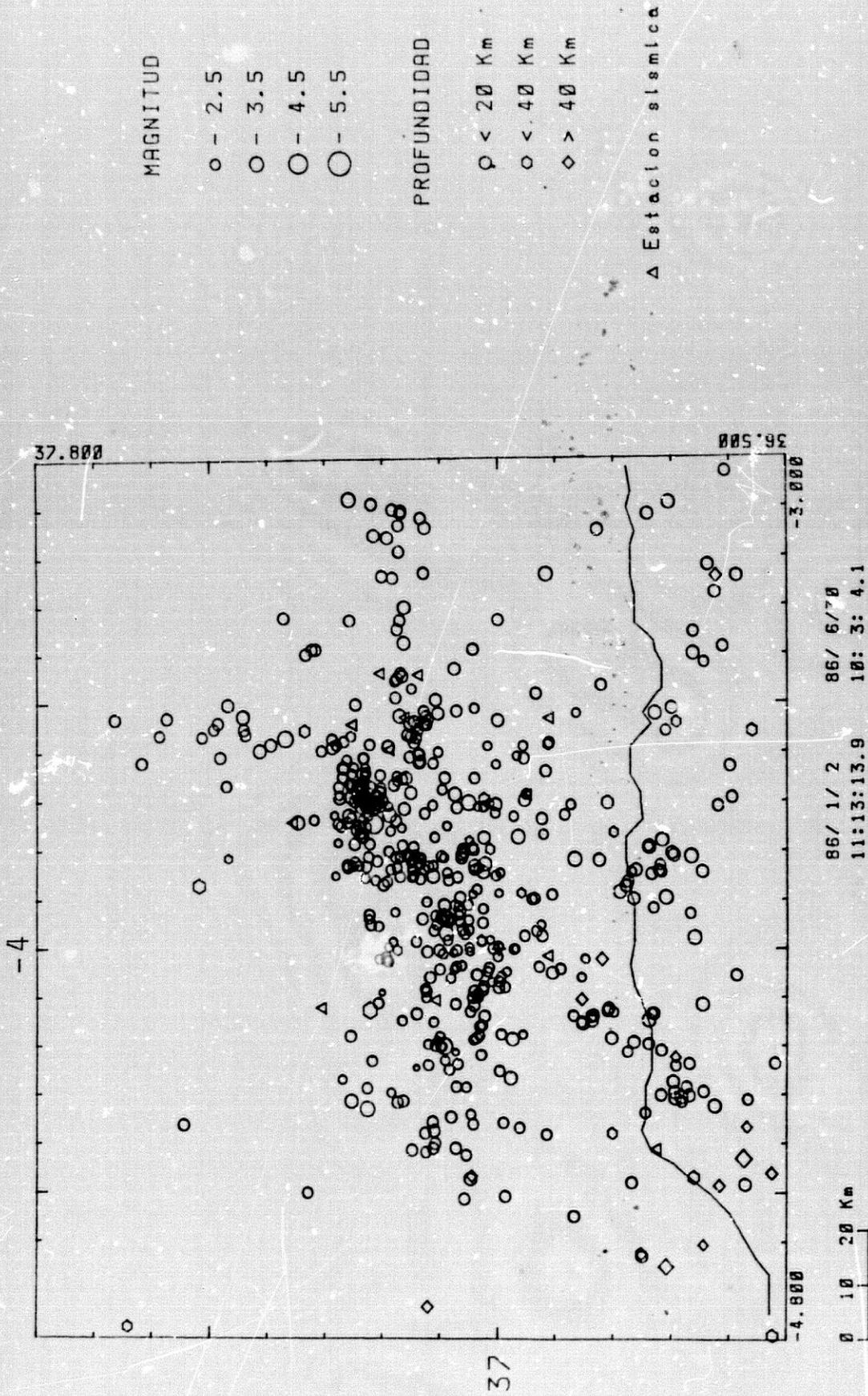


Fig. 9 - 40, Microterremotos de las Béticas Centrales con $m \geq 2.0$ localizados durante el primer semestre de 1986.

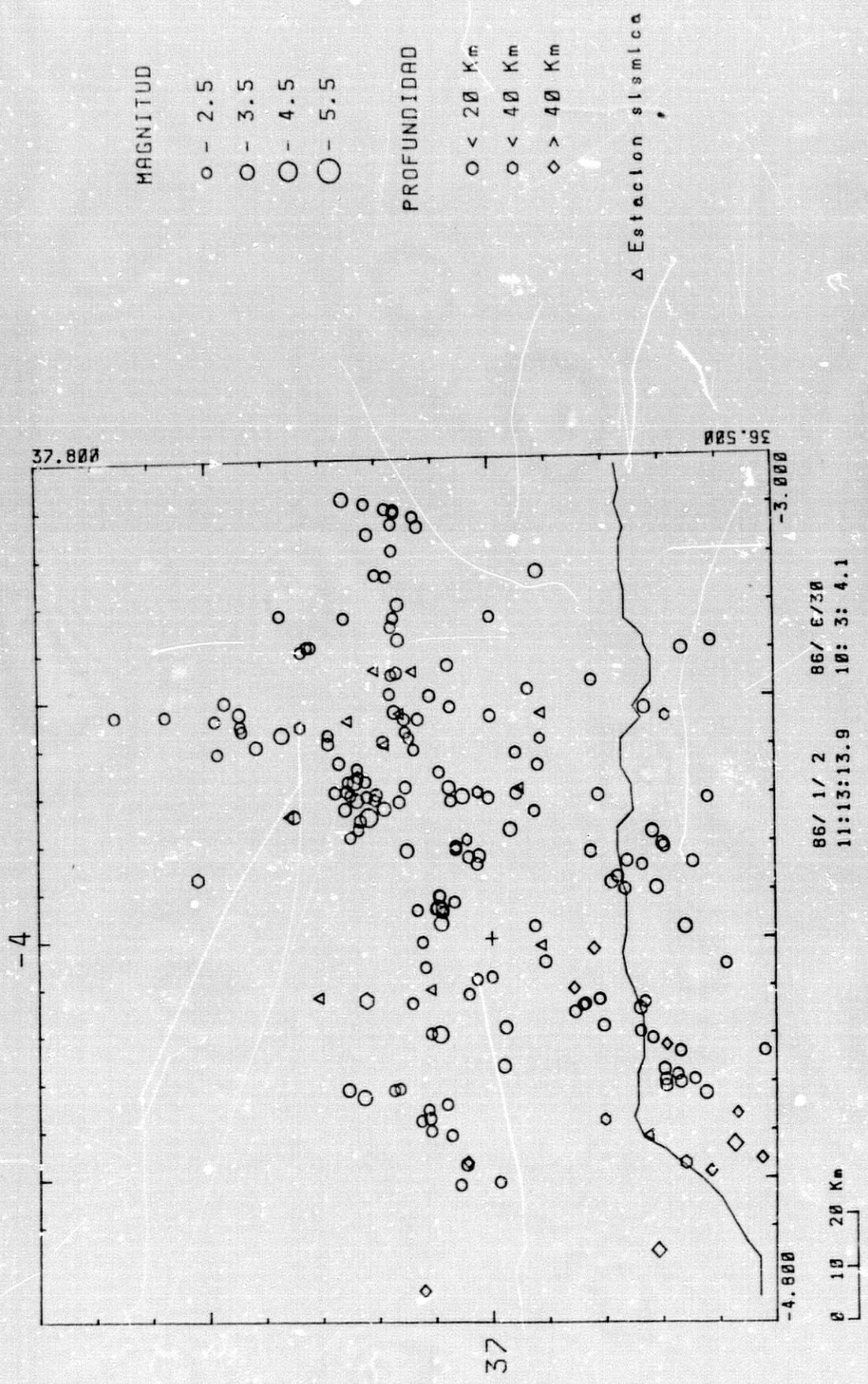


Fig. 9-41. Terremotos de las Béticas Centrales con $m \geq 2.5$ localizados durante el primer semestre de 1986.

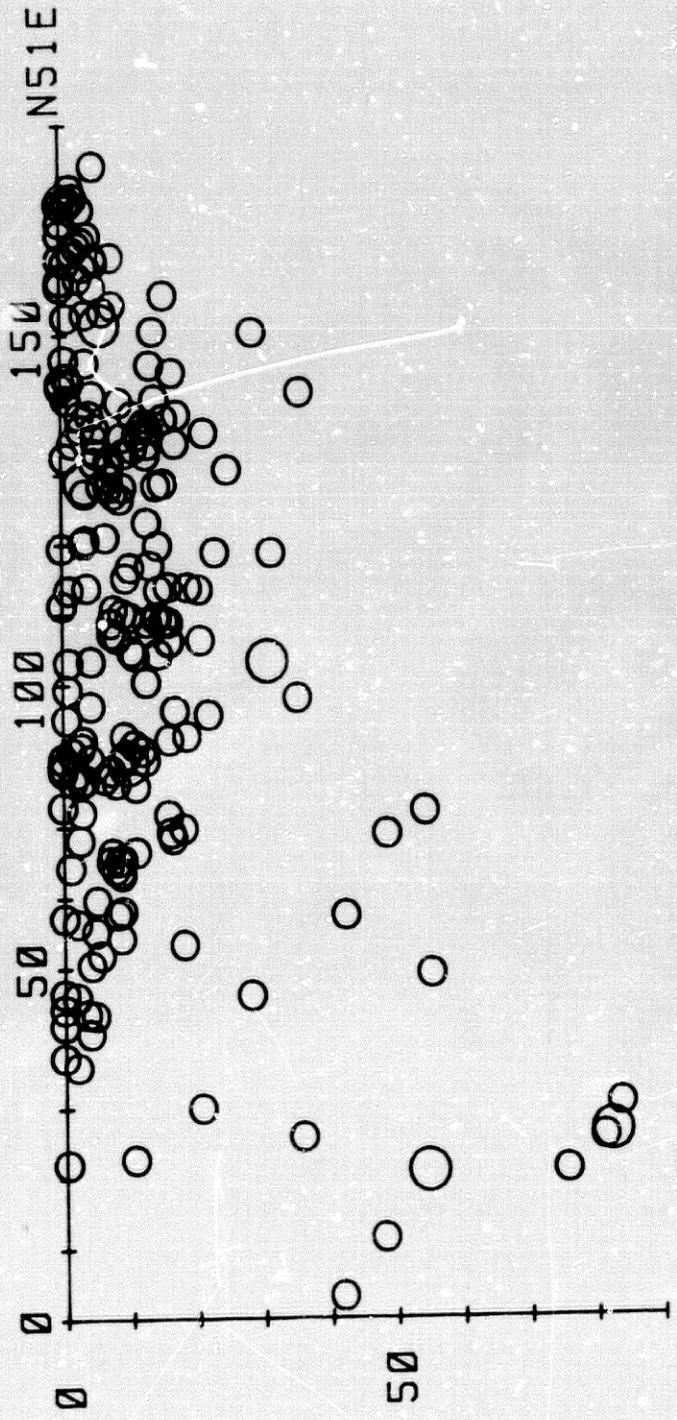


Fig. 9 - 42. CORTE VERTICAL DE SISMICIDAD

PRIMER SEMESTRE DE 1986

Sismicidad espacial Béticas-Alborán

El sismo del 26 de Abril de 1986 y sus réplicas

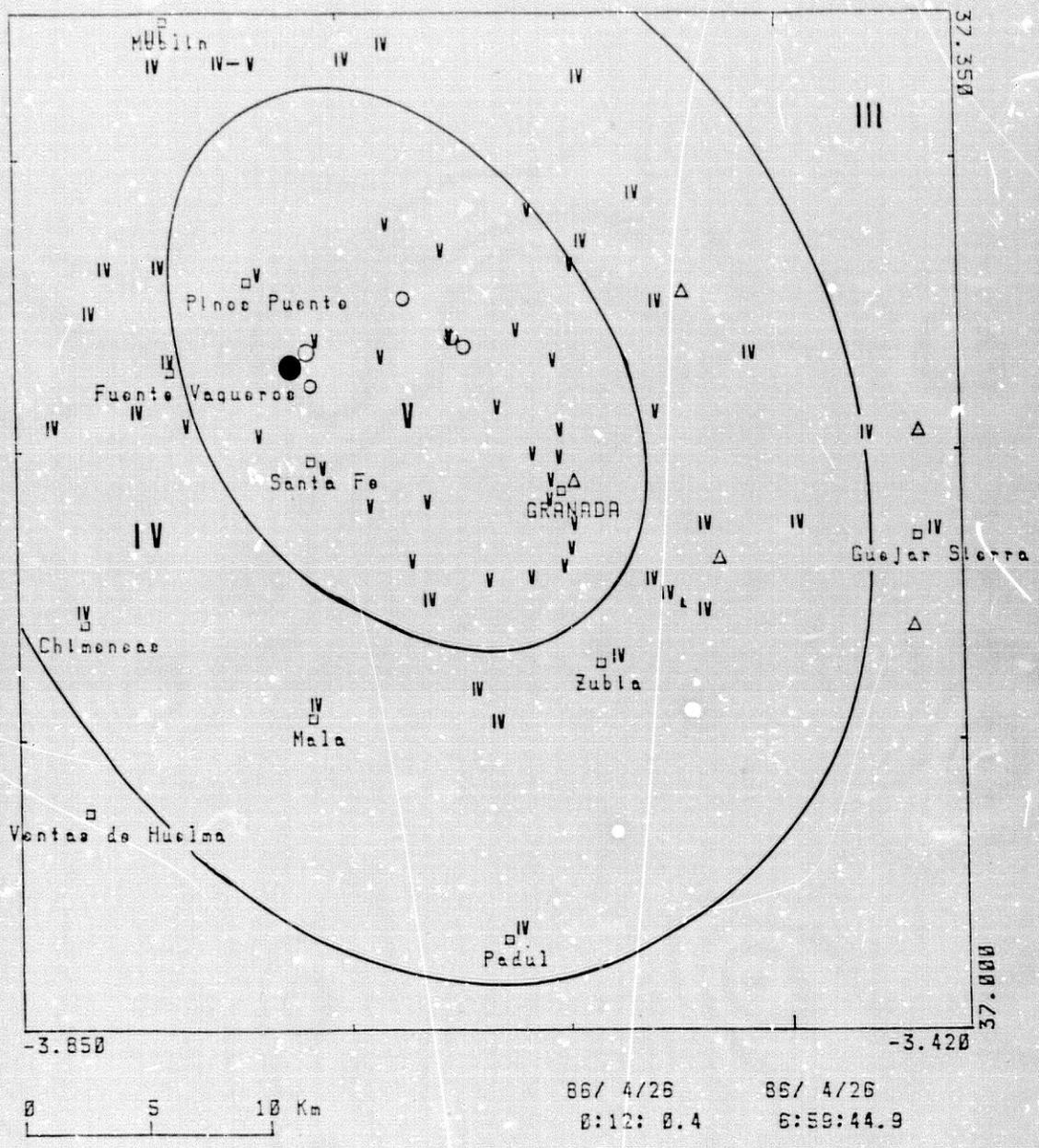
Este sismo, cuyos parámetros son $M_0=00h$ $11m$ $59.9s$, coordenadas epicentrales $37.231N$, $3.708W$, $h=12.5$ Km, $m=4.1$ e intensidad máxima V-VI en Atarfe y Albolote, causó gran alarma en la población, que recordaba el terremoto destructor de 30 años antes (29 Abril 1956).

El epicentro del sismo (y varias réplicas) se encuentra situado sobre la falla Pinos Puente-Armilla, que coincide con uno de los planos nodales del mecanismo calculado (Fig 10-86). Las réplicas de este sismo se alinean en dos direcciones N 30 W y N 50 E, estando los sismos de mayor magnitud en el primer alineamiento.

El mapa de isosistas, realizado con datos tomados en esta zona, puede observarse también un alargamiento de las isosistas en la dirección N 30- 40W, (Fig 9-43). Los pueblos con intensidad mas alta fueron Atarfe y Albolote, donde se produjeron fisuras en algunas casas (en menos del 1%) y algunas grietas importantes en casas de tapial y ladrillo. En Atarfe, una de estas casas quedó con los muros de carga separados de las paredes transversales y de la techumbre, por grietas de varios metros de largo lo que nos indica el alto grado de vulnerabilidad de algunas construcciones que aún existen en esta zona.

Las características de la distribución espacial de epicentros del período Enero 1983-Junio 1986 en las Béticas Centrales quedan reflejadas en la Fig. 9-44, para los terremotos con $m \geq 2.5$. Varias direcciones de actividad quedan remarcadas, las 20N-30E, en especial las existentes entre Iznalloz y Arenas del Rey, entre Cacán y E del Rincón de la Victoria (metiéndose en el Mar de Alborán) y algunas paralelas (Fig. 9-44): las de dirección N 20 W como p.e. al E y W de Vélez Málaga; N 40 W y N 60 W como p.e. las de Nerja, Loja, N de Montilla, Salobreña-Guajares, Santafé-Finos Puente, etc. y algunas de dirección EW mezcladas con las direcciones anteriores como p.e. el borde N de Sierra Nevada.

Respecto al nivel de actividad, en la Fig. 9-45 puede apreciarse que ésta ha ido aumentando desde 1983, registrándose un mayor número de terremotos de $m \geq 3$ desde comienzos de 1985. Nótese que para éste umbral de magnitud la figura 9-45 es significativa y el crecimiento de actividad registrada no es achacable a mejoras en el nivel de detectabilidad de la Red debido al mayor número de estaciones instaladas en la región (como lo sería si la curva fuese para magnitudes menores).



○ REPLICAS DEL SISMO OCURRIDO EL 26/IV/86 E
 IV INTENSIDADES DEL TERREMOTO PRINCIPAL

Fig. 9-43. Mapa de isosistas del terremoto de Atarfe del 26 de Abril de 1986 y las réplicas en las 7 horas siguientes. ● Terremoto, ○ réplicas.