

Spain

CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO
DEL SISMO PIRENAICO (CANAL
DE BERDÚN) DE 10 DE JULIO DE 1923

POR

Adress: VICENTE INGLADA

*Chinchilla, 2. Madrid
(Spain)*



MADRID

IMPRESA CLÁSICA ESPAÑOLA

General Alvarez de Castro, 12

1929

Contribución al estudio del sismo pirenaico (Canal de Berdún) de 10 de julio de 1923

Cálculo de sus coordenadas focales y de la hora de la sacudida principal
en el foco y en el epicentro

por

Vicente Inglada

Teniente coronel de E. M. e Ingeniero geógrafo

INTRODUCCIÓN

En un trabajo (13) * premiado por la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, hemos dado cuenta de un procedimiento de cálculo de las coordenadas del foco sísmico y de la hora inicial de la sacudida, que en otra Memoria (14) se ha aplicado, con éxito, al megasismo japonés de 1.º de septiembre de 1923.

Este nuevo procedimiento de cálculo, por medio de las horas de las ondas \bar{P} , registradas en varias Estaciones próximas, se basa en el supuesto aproximado del rayo sísmico rectilíneo, y es de gran precisión, pues permite determinar las coordenadas del foco, con error de uno o dos kilómetros, resultado que no puede ser más satisfactorio, si se tiene en cuenta que las horas de las fases del sismograma se expresan en segundos redondos, y la velocidad de las ondas \bar{P} es de unos 5,7 km. por segundo. Pero el nuevo método exige el conocimiento de las horas de \bar{P} en seis o siete Estaciones, situadas a distancias inferiores a 300 km., y una, a menos de 50. Cuando esta condición se cumple, como ocurre en los sismos japoneses, dado el gran número de Estaciones que funcionan en aquel país, el problema de la localización del foco puede

* Una llamada en esta forma indica el número de orden de la Memoria de la lista bibliográfica, que se inserta al final del presente trabajo.

considerarse resuelto, con un grado de aproximación más que suficiente en las aplicaciones.

En nuestro país, cuya red sísmica está constituida por las Estaciones de Alicante, Almería, Cartuja (Granada), Ebro (Tortosa), Fabra (Barcelona), Málaga, San Fernando y Toledo, a las que se puede agregar la de Coimbra (Portugal), hay gran número de sismos, cuyo foco dista mucho de los Observatorios, para que se pueda utilizar el procedimiento basado en las horas de \bar{P} , y éste es el caso de los sismos ocurridos, por ejemplo, en el Pirineo central, en la región gallega, en la Oriental de Marruecos, etcétera, pues sólo hay uno o dos Observatorios a menos de 300 kilómetros, y, a veces, ni uno siquiera.

En estas condiciones, si el registro instrumental ha de permitir la determinación de los focos de los sismos ibéricos, es necesario utilizar otro procedimiento a base de las horas de P, pues estas ondas pueden utilizarse en las gráficas aceptables hasta distancias de 1.500 km., lo que ensancha considerablemente el campo de acción de las Estaciones y permite el estudio de los sismos ibéricos, cualquiera que sea la posición de sus focos, incluso submarina.

Esta necesidad de idear un nuevo procedimiento se nos ha presentado al estudiar el importante sismo pirenaico ocurrido en la canal de Berdún, el 10 de julio de 1923, a que se dedica esta Memoria, pues las dos Estaciones más próximas del epicentro: Tortosa y Barcelona, distan, respectivamente, 227 y 287 kilómetros, y la que sigue, Toledo, se halla ya a 392. Registradas las horas de P de este interesante sismo, por unas 20 Estaciones, hasta distancias de 1.500 km., parecíanos imperdonable no utilizar tan numeroso material de observación para la localización del foco y determinación de la hora inicial, datos indispensables para individualizar el sismo y asignarle el lugar que le corresponde en la historia sísmica de nuestro suelo.

La resolución de tan importante problema en este temblor de tierra, tenía además la ventaja de que, hecho a raíz del sismo un reconocimiento geológico de la región pleitosista, por el señor Rey Pastor (2), y trazado el mapa de las isosistas, cabía comprobar el procedimiento basado en los datos del registro instrumental y deducir el grado de aproximación que permitiera alcanzar.

Estas consideraciones nos han llevado a efectuar la presente investigación, en que se describe y aplica a dicho sismo el proce-

dimiento de cálculo de las coordenadas epicentrales, por medio de las horas de P registradas hasta distancias de unos 1.500 kilómetros. Utilizando la propiedad de que las dromocrónicas de las citadas ondas son rectas sensiblemente paralelas, hemos encontrado una fórmula, que da su tiempo de recorrido en función de la distancia epicentral y de la profundidad del foco. En virtud de la propiedad, demostrada por la observación, de que las ondas P se propagan por la superficie terrestre con una velocidad aparente de 8 km. por segundo, hemos podido establecer un sistema de ecuaciones, tantas como horas registradas, de las que se deducen las coordenadas del epicentro, por un procedimiento análogo al que utiliza las horas de \bar{P} , con la diferencia de que el foco se substituye ahora por el epicentro, los tiempos de recorrido se refieren a la hora epicentral y las ecuaciones no contienen como incógnita la profundidad del foco.

Esta primera parte del problema, relativa a la posición del epicentro, se resuelve de modo muy sencillo, y las coordenadas se obtienen con aproximación de unos cinco kilómetros, si las horas de P se conocen al segundo. Tan interesante resultado, que se desprende del presente trabajo, está de acuerdo con la opinión, que ha tenido la bondad de comunicarnos, en carta tan instructiva como afectuosa, el ilustre sismólogo, profesor de Zagreb, A. Mohorovičić, al afirmar que en el estado actual de precisión de los registros instrumentales, el epicentro sólo puede determinarse con aproximación de 0,05 de grado terrestre, o sea de 5 a 6 kilómetros.

Como el conocimiento de las horas de P no basta para determinar la profundidad hipocentral, hemos tenido que recurrir al procedimiento de comparar los intervalos, medidos en las gráficas ampliadas, entre las horas de P y las de las fases siguientes claramente perceptibles, con las que dan las tablas de A. Mohorovičić (11), para los cuatro valores de la profundidad hipocentral $h = 0, 25, 45$ y 57 km., y deducir por interpolación el correspondiente al simo que se estudia.

Utilizando los sismogramas registrados en las Estaciones de Tortosa, Barcelona, Toledo y Granada, hemos hallado 12 valores de la profundidad hipocentral del sismo pirenaico de 10 de julio de 1923, bastante acordes para que el promedio de todos ellos tenga un error medio de un kilómetro, grado de aproximación muy satisfactorio, ya que las horas comunicadas por los distintos

Observatorios tenían, en general, errores de uno a dos segundos.

Estos resultados nos han parecido de bastante interés para comunicarlos al público, esperando que los sismólogos comprenderán las ventajas de este nuevo procedimiento de cálculo de las coordenadas del foco y perdonarán las naturales deficiencias de este trabajo, cuyo único objeto es contribuir al estudio de los sismos españoles y llevar al mayor grado de precisión los cálculos de los elementos fundamentales del temblor de tierra, grado que no puede ser superado, en tanto no se empleen nuevos tipos de sismógrafos, como los que funcionan en las Estaciones suizas de Zürich y Chur, que registran en décimas de segundo las fases de los sismogramas.

Los péndulos usados en la mayor parte de los Observatorios, con aproximación de la hora tan sólo de uno o dos segundos, y esto, en los casos más favorables del registro, no corresponden ya al estado actual del progreso de la Sismometría, que aspira a determinar al kilómetro las coordenadas del foco sísmico, especialmente la profundidad hipocentral, cuyo conocimiento es de todo punto indispensable en el estudio de la génesis del sismo.

¡Ojalá que este modestísimo trabajo pueda contribuir en nuestra patria a difundir esa necesidad de una mayor precisión del registro instrumental, para que el estudio de la sismica ibérica alcance el desarrollo y perfección que merecen las privilegiadas condiciones geológicas de la península ibérica!

CAPÍTULO PRIMERO

ANTECEDENTES Y DATOS DE OBSERVACIÓN RELATIVOS AL SISMO

El 10 de julio de 1923, a las 5 horas 31 minutos de la madrugada, se inició en el Alto Aragón un período sísmico, que duró hasta fines de diciembre del mismo año. Según los datos recogidos por el distinguido sismólogo don Alfonso Rey Pastor (1), director de la Estación Central de Toledo, el número total de sacudidas se distribuye del siguiente modo: mes de julio, 93; agosto, 48; septiembre, 26; octubre, 14; noviembre, 6, y diciembre, 2. De estas 189 sacudidas, la mayor parte no excedió del grado IV de la escala de Mercalli, pues sólo en el 13, 14 y 21 de julio se sintió

cada día una de grado V, y el 10 de julio en que empezó la serie, se percibió una sacudida a las 5 horas 31 minutos de grado VIII, a la que siguieron cinco más, cuya intensidad oscila entre el V y el VII, de modo que el fenómeno se inició con la sacudida de mayor violencia, y dadas las numerosas réplicas que se sintieron en los meses subsiguientes, parécenos que es de bastante importancia para que se le dedique un estudio especial, tanto más justificado cuanto que se trata de la zona pirenaica, tan poco explorada desde el punto de vista sísmico.

El objeto del presente trabajo se reducirá a la localización del foco de la sacudida principal, por medio de las horas de P y \bar{P} , registradas en las Estaciones próximas y utilizando un procedi-

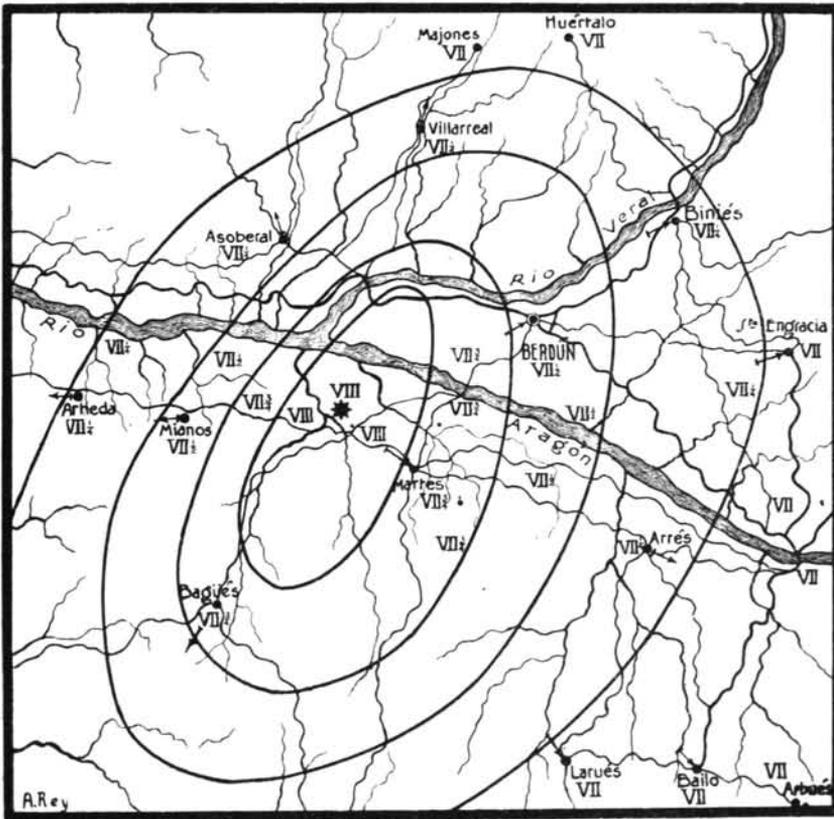


Fig. 1.^a—Isosistas, de cuarto en cuarto de grado, del sismo pirenaico (Canal de Berdún) de 10 de julio de 1923, trazadas por el ingeniero geógrafo D. Alfonso Rey Pastor.

miento original de cálculo de las coordenadas epicentrales, pues el estudio detallado de la causa, origen, naturaleza y proceso de los fenómenos sísmicos de la canal de Berdún está a cargo del Instituto Geográfico, que nombró al señor Rey Pastor para que recorriera la región conmovida por el sismo, y ha recogido muchos datos de observación, consignados en algunos millares de boletines de información macrosísmica.

El área en que fué perceptible el sismo de 10 de julio de 1923 es muy extensa, pues en la zona española comprende las provincias de Aragón, Cataluña, Vascongadas y parte de ambas Castillas, y en la francesa, toda la región SW del Pirineo. La isosista de grado VII corre enteramente por nuestro suelo, ya que en la vecina nación la intensidad sísmica no pasó del grado V.

En otro interesante trabajo (2), el señor Rey Pastor estudia los fenómenos sísmicos de la canal de Berdún en relación con la estructura geológica, y da el trazado de las isosistas de mayor intensidad, que reproduce la figura 1.^a Hecho el reconocimiento del área pleitosista con toda minuciosidad, el citado ingeniero creyó oportuno efectuar el trazado de las curvas de cuarto en cuarto de grado entre los VII y VIII, a que se limita dicho mapa. Como epicentro, el señor Rey Pastor marca un punto, cuyas coordenadas geográficas son:

$$\text{Latitud: } \varphi = 42^{\circ} - 34' - 17''. \quad \text{Longitud: } \lambda = 0^{\circ} - 50' \text{ W Gr.} \quad (1)$$

Las figuras 2 y 3 reproducen las isosistas trazadas por el distinguido catedrático de la Universidad de Barcelona, don Eduardo Fontseré, y publicadas por la revista "Ibérica", en la nota "El terremoto de 10 de julio de 1923" (N.º 493, 15 de septiembre de 1923). Estas curvas se refieren solamente al territorio español.

El director del Instituto de Física del Globo de Strasburgo, señor Rothé, publica en el Anuario de las observaciones sísmicas de 1923, una extensa nota (4), en que se insertan todos los datos de información macrosísmica recogidos en territorio francés, con relación a las sacudidas de 10 de julio y 19 de noviembre de 1923, a la que sigue un estudio microsísmico de éstas. Por dificultades de impresión, no se inserta el mapa de los isosistas que, en virtud de estos datos, corresponde al territorio francés.

Según resulta de los trabajos citados, el área pleitosista (grado VIII) es una zona muy pequeña, situada en la canal de Berdún

e inmediata al pueblo de Martes: en las figuras 2 y 3 resalta lo exiguo de dicha zona comparada con las de grados inferiores, especialmente la de IV, que se pierde en el mar.

La dirección de los ejes de las isosistas de mayor intensidad, que cruza la de la alineación pirenaica, nos indica que se

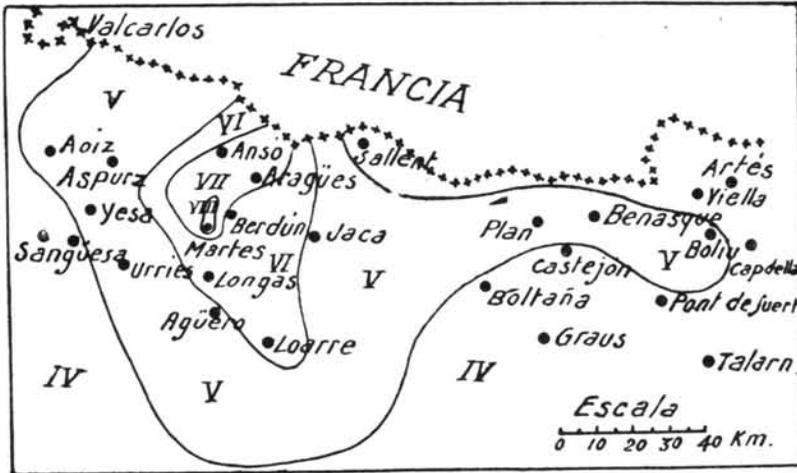


Fig. 2.^a—Isosistas (grados superiores) del sismo pirenaico (Canal de Berdún) de 10 de julio de 1923, trazadas por el catedrático D. Eduardo Fontseré (figura tomada del núm. 493 de la revista «Ibérica»).

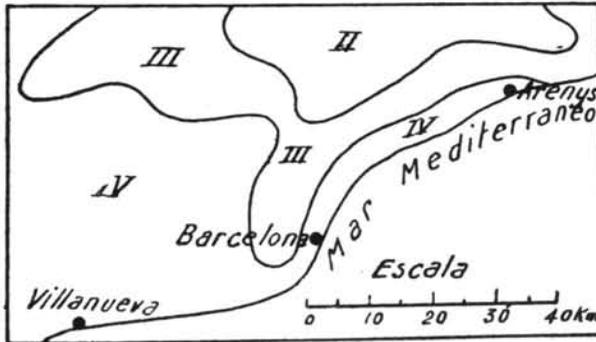


Fig. 3.^a—Isosistas (grados inferiores) del sismo pirenaico (canal de Berdún) de 10 de julio de 1923, trazadas por el catedrático D. Eduardo Fontseré (figura tomada del número 493 de la Revista «Ibérica»).

trata de un sismo tectónico transversal. En cuanto a su génesis, Rey Pastor (2), dice textualmente:

“La región epicentral queda enclavada en la “canal de Ber-

dún", interesante accidente, constituido probablemente por una fosa tectónica o de hundimiento, originada por los movimientos de descompresión póstumos alpinos: el río Aragón corre por su fondo, entre dos probables fallas longitudinales, una de las cuales está jalonada por varios manantiales termales.

"El epicentro, situado a unos 5 km. al W. de Martes (Huesca), está emplazado en una alineación transversal a la "canal", que, tal vez, coincida con una falla oculta; la forma alargada de las isosistas, los focos secundarios de las réplicas sucesivas, la aparición de manantiales sulfhídricos, la alteración del régimen de las aguas subterráneas, etc., nos apoyan en esta hipótesis, según la cual, el pretendido accidente transversal o eje mayor de las isosistas, sigue la alineación Bagués (Zaragoza)-Villarreal (Huesca), pasando por el epicentro principal y la confluencia del río Veral con el Aragón."

Por su parte, el señor Rothé, (4, pág. 98), resume así la distribución del carácter inicial del movimiento registrado en las distintas Estaciones:

"Al N. del Pirineo, dilatación; al S. compresión. Parece que ha habido un movimiento hacia el SSW., con compresión de las capas sucesivas, en tanto que se producía una atracción (appel) en las regiones NNE. Estos resultados pueden interpretarse haciendo la hipótesis de que una de las fallas paralelas al Pirineo se ha movido en sentido sensiblemente normal a su dirección media."

Como el objeto del presente trabajo es localizar el foco de la principal sacudida, por medio de los datos del registro instrumental, reducido en este caso a las horas de P, observadas en las distintas Estaciones, en el cuadro I se insertan todos los datos necesarios para este cálculo, a saber: las coordenadas geográficas de las Estaciones sismológicas, las rectangulares referidas al paralelo de 42° de latitud N. como eje de las x , y al meridiano de Greenwich, como eje de las y y las horas de P observadas en las distintas Estaciones, tomadas del trabajo ya citado del señor Rothé (4, página 98).

Las ordenadas z son las altitudes, y para el cálculo de las x e y hemos tomado las longitudes de los arcos de meridiano y paralelo, referidas al elipsoide de Bessel, que figuran en las tablas del Apéndice al tomo III de la conocida Geodesia de Jordán (5).

Las coordenadas geográficas de las Estaciones sismológicas, que sirven de base al cálculo de las rectangulares, se han tomado:

las de los Observatorios españoles, de sus respectivos boletines mensuales; las de los franceses, del estudio de Rothé (4), y la de los restantes, de la conocida Colección de Harry O. Wood (6).

CUADRO I

Sismo de la canal de Berdún (Pirineos) de 10 de julio de 1923

Coordenadas geográficas y rectangulares de las estaciones sismológicas, distancias epicentrales y horas de P observadas.

(Ejes de coordenadas: el paralelo de 42° de latitud N. y el meridiano de Greenwich.)

Estación	Distancia epicentral Δ Kms.	Coordenadas geográficas		Coordenadas rectangulares			Hora observada de P
		Latitud φ N.	Longitud λ Greenwich	X — Kms.	Y — Kms.	Z altitud — metros	
Tortosa	225	40°-49'-14"	0°-29'-38" E	+ 42	- 131	39	5 ^h -31 ^m -47 ^s
Barcelona.....	277,5	41°-25'-6"	2°-8' E	+ 178	- 65	405	-56 ^s
Toledo.....	403	39° 51'-38,5"	4°-1'-4,01" W	- 344	- 238	519,3	32 ^m -07 ^s
Puy de Dôme .	466	45°-46'-28"	2°-58'-1" E	+ 231	+ 419	400	-21 ^s
Marsella	513	43°-18'-19"	5°-23'-38" E	+ 442	+ 145	75	-36 ^s
Granada	652	37°-10'-47"	3°-36'-13" W	- 320	- 535	768	- 41 ^s
Coimbra.....	660	40°-12'-25"	8°-25'-30" W	- 717	- 199	140	-48 ^s
Argel.....	723	36°-48'-4"	3°-02' E	+ 270	- 577	332	-51 ^s
Parc St. Maur.	739	48°-48'-34"	2°-29'-37" E	+ 183	+ 757	47	-51 ^s
Besançon.....	746	47°-14'-59"	5°-59'-15" E	+ 453	+ 583	311	-55 ^s
San Fernando.	821	36°-27'-42"	6°-12'-19,5" W	- 556	- 615	28,5	33 ^m -02 ^s
Chur	945	46°-50'-55"	9°-32'-20" E	+ 727	+ 539	630	-14 ^s
Zürich.....	911	47°-22'-7,2"	8°-34'-49,5" E	+ 648	+ 597	604,2	-14 ^s
Strassburg....	944	48°-35'-5"	7°-45'-57" E	+ 573	+ 732	135	-20 ^s
Uccle.....	995	50°-47'-55,5"	4°-21'-31" E	+ 307	+ 978	100	-21 ^s
Oxford.....	1.020	51°-45'-34,2"	1°-15'-6" W	- 86	+ 1.085	€4	-28 ^s
Rocca di Papa.	1.119	41°-45,5'	12°-43' E	+ 1.057	- 27	760	-41 ^s
De Bilt	1.150	52°-6'	5°-11' E	+ 355	+ 1.1€3	3	-41 ^s

En cuanto a las horas de P, hemos dispuesto de las copias fotográficas, y para Toledo de los originales, de los sismogramas registrados en los Observatorios españoles. Para las demás Estaciones, hemos tomado las horas de P que se consignan en el trabajo de Rothé. Siguiendo el informe del distinguido director de la Estación de Tortosa, reverendo Padre P. Trullá, S. J., hemos tomado como hora de P en dicho Observatorio la de 5 h. 31 m. 47 s., retrasada un segundo con relación a la del señor Rothé (4, pág. 98), por haber resultado este dato de un análisis posterior y más preciso. Damos

las más expresivas gracias a los directores de las Estaciones españolas, por su amabilidad en facilitarnos la copia fotográfica de los sismogramas, de importancia excepcional en este caso, por tratarse de las observaciones más próximas al epicentro. También nos es muy grato expresar nuestro reconocimiento al señor Rothé, por su amabilidad en remitirnos el Anuario de su importante Instituto, en que figura su interesante estudio de este sismo, y las horas de P registradas en los distintos Observatorios.

Como dato puramente informativo, hemos puesto también en el cuadro I las distancias epicentrales correspondientes a todas las Estaciones sismológicas, tomando como punto epicentral el obtenido por Rey Pastor, y cuyas coordenadas geográficas (1) ya hemos dado.

En realidad, como veremos en los capítulos siguientes, cabe localizar el epicentro, calculando sus coordenadas rectangulares en función de las de las Estaciones y las horas de P observadas en ellas, según vamos a explicar inmediatamente. Si en el sismo que estudiamos no se hubiera hecho reconocimiento alguno de la región pleitosista, se habría pasado inmediatamente al cálculo de las coordenadas epicentrales, sin variación alguna del procedimiento que va a seguirse. La favorable circunstancia de que en este caso se conoce ya la posición del epicentro, servirá para comprobar los resultados del cálculo y para deducir que la pequeña discrepancia entre el epicentro obtenido por Rey Pastor y el que resulta del cálculo, está dentro del margen del error medio que da la resolución de las ecuaciones de condición por el método de los mínimos cuadrados.

La obtención de las distancias epicentrales correspondientes al epicentro (1), servirá para hacer un trazado provisional de la dromocrónica, juzgar del acuerdo de las horas observadas y desechar la hora de P de una Estación que no se ajusta al conjunto de las demás observaciones.

CAPITULO II

CALCULO DE LAS COORDENADAS DEL EPICENTRO POR MEDIO DE LAS HORAS DE P REGISTRADAS EN VARIAS ESTACIONES PROXIMAS

Las recientes investigaciones de A. y S. Mohorović (7), y de B. Gutenberg (8), acerca de los sismos próximos, han puesto de manifiesto que a pequeñas distancias epicentrales (menores de 1.000 km.) se registran en los primeros preliminares del sismograma dos clases de ondas longitudinales: las \bar{P} , llamadas **individuales**, por A. Mohorović (7), y **continuas** o **uniformes**, por E. Rothé (9), que sólo se propagan por la capa superior de la corteza (véase fig. 4.^a), y van directamente desde el hipocentro F a la Estación registradora E y las ondas longitudinales **normales** P,

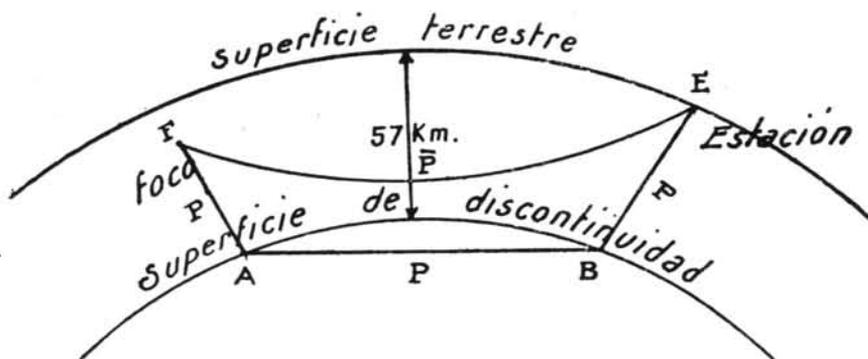


Fig. 4.^a

que atraviesan la superficie de discontinuidad de la corteza, situada, según un reciente trabajo de B. Gutenberg (10), a unos 57 kilómetros por debajo del nivel del mar, y sufren dos refracciones en A y en B, al entrar en la capa inferior de la corteza y al salir de ella.

Para distancias muy pequeñas, inferiores a unos 300 km., en la gráfica sólo se percibe la fase \bar{P} ; por el contrario, desde 700 km. en adelante, es sólo la fase P la registrada, y, por último, entre 300 y 700 km. aparecen las dos clases de ondas, y la \bar{P} sigue a la P, con un intervalo que depende de la distancia epicentral y de la profundidad del foco. En virtud de lo expuesto, si se conoce la posición

del epicentro, por reconocimientos hechos sobre el terreno a raíz del sismo, la distancia epicentral correspondiente a cada Estación podrá determinarse fácilmente, y el intervalo entre las ondas P y \bar{P} podrá servir para el cálculo de la profundidad hipocentral. Este procedimiento exige conocer el tiempo de recorrido de las dos clases de ondas, y como las tablas de A. Mohorovićić (11), lo dan únicamente para los cuatro valores de la profundidad hipocentral $h = 0, 25, 45$ y 57 kilómetros, para obtener ésta con aproximación de unos 4 ó 5, habrá que efectuar una interpolación, como se explicará en el capítulo IV.

De no hacerla y limitarse, por tanto, al intervalo—medido en la gráfica—entre las ondas P y \bar{P} , y a la lectura del que corresponde en las tablas de A. Mohorovićić, a los valores de $h = 0, 25, 45$ y 57 kilómetros, sólo podría deducirse a cuál de ellos se aproxima más la profundidad hipocentral. Por ejemplo, en la aplicación de este procedimiento al megasismo japonés de 1.º de septiembre de 1923, Gutenberg (12) llega a la conclusión de que para las pequeñas distancias epicentrales, las curvas dromocrónicas se adaptan mejor a la profundidad de 45 kilómetros, mientras que para las grandes, hay que tomar $h = 25$. “En realidad—afirma el ilustre sismólogo—el valor de la profundidad parece que está comprendido entre los dos citados, en el supuesto de que las condiciones de propagación de las ondas sísmicas en el Japón no difieran mucho de las de la Europa Central, a que se refieren las tablas de A. Mohorovićić.”

Cuando se dispone de sismogramas registrados a distancias epicentrales inferiores a 300 kilómetros, cabe aplicar el método que hemos expuesto al detalle en un trabajo (13), y aplicado en otro al megasismo japonés citado (14). Como son cuatro las incógnitas que calcular: las tres coordenadas del foco y la hora inicial del sismo, se necesitan por lo menos cuatro observaciones de la hora de \bar{P} en Estaciones próximas al epicentro. Esta favorable circunstancia no concurre en todos los sismos, y en el que estamos estudiando, según resulta del cuadro I, sólo hay dos Estaciones (Tortosa y Barcelona), que disten menos de 300 kilómetros: la que sigue, Toledo, está ya a 403, de modo que el método que se basa en el conocimiento de las horas de \bar{P} no puede aplicarse, y hay que

recurrir a otro en que se utilicen las horas de P registradas a distancias mayores de 300 kilómetros.

Si tomando los tiempos de recorrido, que para los cuatro valores de la profundidad hipocentral $h=0$, $h=25$, $h=45$ y $h=57$, dan las tablas de A. Mohorovićić (11), se construyen las dromocrónicas

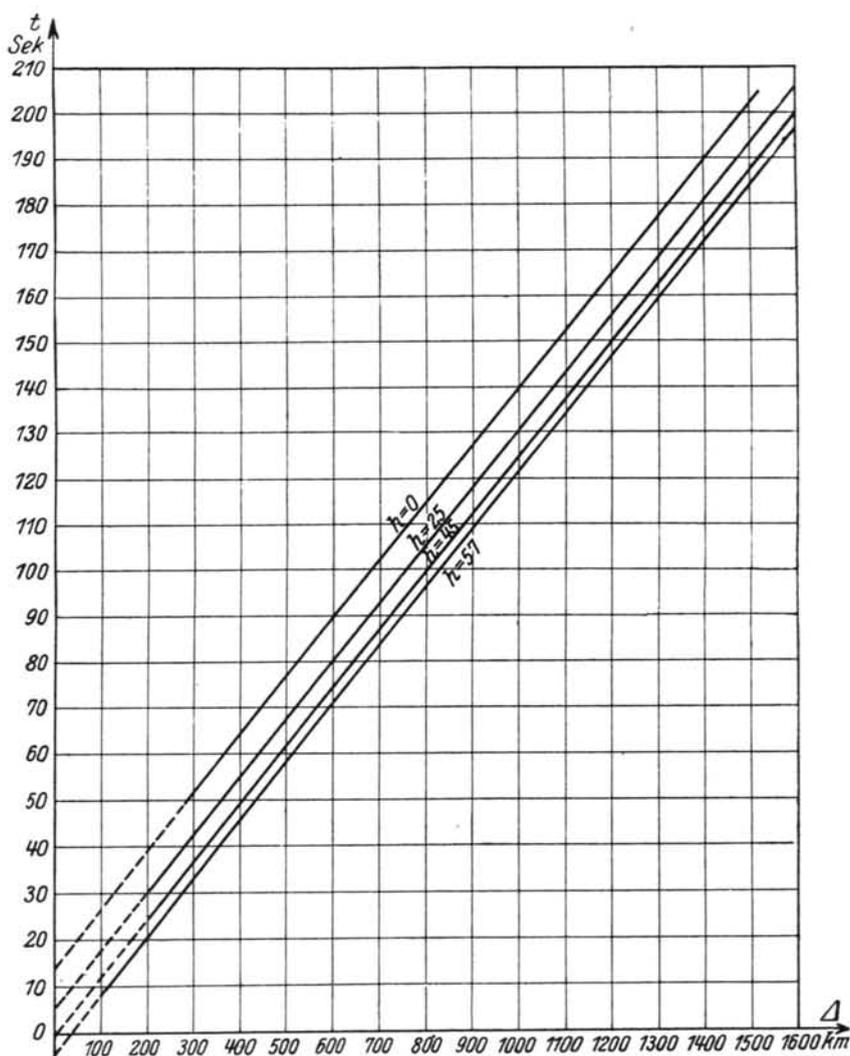


Fig. 5.^a—Dromocrónicas de las ondas P correspondientes a los valores de la profundidad hipocentral $h=0$, 25, 45 y 57 kilómetros (según los datos de las tablas del profesor A. Mohorovićić.)

de las ondas P (fig. 5.^a), se advierte que son sensiblemente rectas paralelas, las cuales hemos prolongado (parte de trazos) para hallar su intersección con el eje de los tiempos (que en esta construcción es el de las y). Las ordenadas en el origen t_0 de estas rectas, tienen los siguientes valores:

$$h = 0, t_0 = + 13,^{s}8; h = 25, t_0 = + 5,^{s}4; h = 45, t_0 = - 0,^{s}8; h = 57, t_0 = \\ = 4,^{s}8 \quad [2]$$

y expresarían la hora epicentral, si la prolongación de las rectas no fuera ficticia (ya que la parte de trazos no corresponde a datos de observación, como el resto de dichas dromocrónicas).

Estos valores de t_0 son sensiblemente proporcionales a la profundidad hipocentral, pues si se marcan los puntos que tienen por abscisas los cuatro valores indicados de h , y por ordenadas los respectivos (2) de t_0 se comprueba que los cuatro puntos pertenecen a una misma línea recta.

Si como sugiere el trazado de las dromocrónicas de P (para $h = 0, 25, 45$ y 57 km.), admitimos que para los demás valores de la profundidad h la propagación de dichas ondas en la superficie terrestre se caracteriza también por una paralela a las rectas de la fig. 5.^a, cuya ordenada en el origen verifica a la relación lineal que acabamos de deducir, será muy fácil encontrar la ecuación que corresponde a un valor cualquiera de h . Para ello, empezaremos por hallar t_0 : hechos los cálculos, se obtiene la siguiente fórmula:

$$t_0 = 13,^{s}8 - 0,326316 \cdot h \quad [3]$$

Para determinar la recta que buscamos, conocida ya la ordenada en el origen, falta solamente calcular su coeficiente angular. El de las cuatro rectas que representa la fig. 5.^a, según resulta de los valores que se sacan de las tablas de A. Mohorovićić, se expresa a continuación:

Para $h = 0$	coeficiente angular:	8,01
» $h = 25$	»	8,00
» $h = 45$	»	7,99
» $h = 57$	»	7,99

y estas cifras prueban que dichas rectas son sensiblemente paralelas, y que se puede tomar 8 como valor medio del coeficiente angular, es decir, que **las ondas P se propagan en la superficie terrestre con una velocidad aparente de ocho kilómetros por segundo.**

Determinadas ya las dromocrónicas de P, que corresponden a una cierta profundidad hipocentral h , se puede hallar la fórmula que da el tiempo de recorrido T_1 , referido a la hora epicentral de dichas ondas, en función de h y Δ , que es:

$$T_1 = 13,98 - 0.326316 \cdot h + \frac{\Delta}{8} \quad [4]$$

El tiempo de recorrido T_2 de las ondas \bar{P} , según hemos demostrado en otro trabajo (13), se puede expresar con suficiente aproximación por la fórmula:

$$T_2 = \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2}}{5,7} \quad [5]$$

o refiriéndolo a la hora epicentral, como se ha hecho con T, por:

$$T_2 = \frac{\sqrt{\Delta^2 + h^2} - h}{5,7} \quad [6]$$

y restando las (4) y (6), podremos hallar el intervalo entre las ondas \bar{P} y P que corresponde a una distancia epicentral Δ y a una profundidad focal h .

Como en la localización del hipocentro, según ha puesto de manifiesto E. Rosenthal (15), conviene determinar separadamente el epicentro y la profundidad focal, vamos a ocuparnos en la resolución del primer problema, pues una vez que se conozcan las distancias epicentrales correspondientes a las distintas Estaciones, el intervalo entre las horas de \bar{P} y de P registradas en cada una permitirá hallar un valor de la profundidad hipocentral.

Supongamos conocidas por el registro instrumental las horas de P

$$t_1, t_2, t_3, \dots, t_n,$$

observadas en n Estaciones, dispuestas por orden creciente de distancia epicentral y cuyas coordenadas rectangulares respectivas son:

$$S_1(x_1, y_1, z_1), S_2(x_2, y_2, z_2), S_3(x_3, y_3, z_3), \dots, S_n(x_n, y_n, z_n)$$

Como ya hemos expuesto las dromocrónicas de las ondas P son líneas rectas cuyas ordenadas en el origen t_0 vienen dadas por la fórmula (3) en función de la profundidad hipocentral h . Como ésta es desconocida, así como la hora epicentral, no podemos determinar el origen del tiempo a que se refiere el trazado de la dromocrónica. Si consideramos un instante arbitrario como origen de las ordenadas t , podremos referir a ese origen las horas de P

$$t_1, t_2, t_3, \dots, t_n,$$

registradas en las distintas Estaciones y en la escala adoptada para el trazado de la dromocrónica representar dichas ordenadas

$$t_1, t_2, \dots, t_n.$$

Si x_0, y_0 , son las coordenadas desconocidas del epicentro, las distancias epicentrales de las Estaciones

$$S_1(x_1, y_1, z_1), S_2(x_2, y_2, z_2), \dots, S_n(x_n, y_n, z_n),$$

serán respectivamente:

$$\Delta_1 = \sqrt{(x_1 - x_0)^2 + (y_1 - y_0)^2}, \quad \Delta_2 = \sqrt{(x_2 - x_0)^2 + (y_2 - y_0)^2}, \dots, \dots \Delta_n = \sqrt{(x_n - x_0)^2 + (y_n - y_0)^2} \quad [7]$$

ya que las coordenadas rectangulares de las Estaciones se expresan en kilómetros redondos y no hay inconveniente en prescindir de la esfericidad de la Tierra, pues los registros sísmicos dan las horas de las fases del sismograma en segundos redondos. Suponiendo exactas las horas observadas

$$t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$$

y conocidas las distancias epicentrales

$$\Delta_1, \Delta_2, \Delta_3, \dots, \Delta_n$$

de las respectivas Estaciones, se podrán marcar los puntos que tienen por coordenadas

$$(\Delta_1, t_1), (\Delta_2, t_2), (\Delta_3, t_3), \dots, (\Delta_n, t_n),$$

en que las horas t , como hemos dicho, se refieren al instante arbitrario elegido como origen de las ordenadas. Estos puntos estarán

sobre una recta paralela a la dromocrónica, y a causa de haber elegido arbitrariamente dicho origen, cortará al eje de las t no en un punto de ordenada t_0 que es la que corresponde a la verdadera dromocrónica prolongada, sino en otro de ordenada τ_0 . En estas condiciones y designando por v el valor de la velocidad aparente de propagación de las ondas P (que, según hemos visto, es de ocho kilómetros por segundo), se podrá establecer el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\left. \begin{aligned} \Delta_1^2 &= (x_1 - x_0)^2 + (y_1 - y_0)^2 = v^2(t_1 - \tau_0)^2 \\ \Delta_2^2 &= (x_2 - x_0)^2 + (y_2 - y_0)^2 = v^2(t_2 - \tau_0)^2 \\ \Delta_3^2 &= (x_3 - x_0)^2 + (y_3 - y_0)^2 = v^2(t_3 - \tau_0)^2 \\ &\dots\dots\dots \\ \Delta_n^2 &= (x_n - x_0)^2 + (y_n - y_0)^2 = v^2(t_n - \tau_0)^2 \end{aligned} \right\} [8]$$

que, restadas de dos en dos, dan el siguiente sistema lineal equivalente:

$$\left. \begin{aligned} (x_1 - x_2)x_0 + (y_1 - y_2)y_0 - v^2\tau_2\tau_1 &= \frac{x_1^2 - x_2^2 + y_1^2 - y_2^2 + v^2\tau_2^2}{2} \\ (x_2 - x_3)x_0 + (y_2 - y_3)y_0 - v^2(\tau_3 - \tau_2)\tau_2 &= \\ &= \frac{x_2^2 - x_3^2 + y_2^2 - y_3^2 + v^2(\tau_3^2 - \tau_2^2)}{2} \\ &\dots\dots\dots \\ (x_{n-1} - x_n)x_0 + (y_{n-1} - y_n)y_0 - v^2(\tau_n - \tau_{n-1})\tau_{n-1} &= \\ &= \frac{x_{n-1}^2 - x_n^2 + y_{n-1}^2 - y_n^2 + v^2(\tau_n^2 - \tau_{n-1}^2)}{2} \end{aligned} \right\} [9]$$

en que se ha tomado como incógnita auxiliar

$$\tau = t_1 - \tau_0$$

y se ha puesto:

$$\tau_2 = t_2 - t_1, \tau_3 = t_3 - t_1, \dots, \tau_n = t_n - t_1 \quad [10]$$

La resolución de (9) nos dará las coordenadas x_0, y_0 del epicentro.

Si, como ocurre de ordinario, el número de horas observadas de P o el de ecuaciones del sistema (9) excede de tres, se aplicará el método de los mínimos cuadrados para hallar los valores más

probables de x_0 e y_0 . Esta resolución permitirá determinar también los errores medios de las incógnitas, y, por lo tanto, el grado de precisión con que se obtiene el epicentro.

CAPÍTULO III

DETERMINACIÓN DEL EPICENTRO DEL SISMO PIRENAICO DE 10 DE JULIO DE 1923

En virtud de la teoría establecida en el capítulo precedente, podríamos formar inmediatamente con los datos del cuadro I, el sistema de ecuaciones (9), correspondiente al sismo que estudiamos, y cuya resolución nos daría los valores más probables que las coordenadas x_0 , y_0 del epicentro. Antes de efectuar el cálculo, conviene, sin embargo, cerciorarse del grado de aproximación de las horas observadas de P, pues es frecuente el caso de que algunas Estaciones den las horas de las fases con errores considerables, bien sea por no percibirse bien en la gráfica el principio de la onda, o por defecto en el funcionamiento del sismógrafo, y entonces conviene descartar esos datos dudosos, pues de ese modo, no sólo se llega a una determinación más precisa del epicentro, sino que se ahorran cálculos o repeticiones innecesarias, y que, por el gran tiempo que exigen, deben evitarse en lo posible.

Por otra parte, en la resolución por el método de los mínimos cuadrados de un sistema de ecuaciones, aunque éstas sean lineales, como en el (9), conviene obtener previamente valores aproximados de las incógnitas, pues de ese modo se opera con las pequeñas correcciones que a éstas han de aplicarse, y los cálculos se aligeran notablemente.

En el sismo que estudiamos podríamos tomar, desde luego, como valores aproximados de x_0 e y_0 las coordenadas del epicentro (1), obtenido por Rey Pastor: halladas las distancias de las distintas Estaciones, construir la dromocrónica de las ondas P, desechar las horas observadas que acusaran grandes discrepancias y pasar a la formación del sistema de ecuaciones (9). Sin embargo, para saber el partido que puede sacarse del registro instrumental, vamos a basarnos en el conocimiento de las horas de P, como si el reconocimiento de la zona epicentral no se hu-

biera efectuado, caso que se presenta de ordinario en la práctica, pues es raro el sismo que merece el reconocimiento de la zona conmovida, y cuando se trate de temblores de foco submarino u ocurridos en regiones inhabitadas, habrá que resignarse a disponer tan sólo de las horas de las fases de los sismogramas registrados.

Ya hemos dicho en el capítulo II que las ondas P se propagan por la superficie terrestre, con una velocidad aparente de unos ocho kilómetros por segundo; por lo tanto, si en dos Estaciones A y B se han registrado las horas

$$t_1 \text{ y } t_2$$

la diferencia

$$\Delta_2 - \Delta_1$$

de sus distancias epicentrales, en kilómetros, será

$$8(t_2 - t_1).$$

El epicentro pertenecerá, pues, a una hipérbola de focos A y B, y cuyo eje transversal sea

$$8(t_2 - t_1).$$

suponiendo que las coordenadas de A y B se expresen también en kilómetros. Si agrupamos las estaciones de dos en dos, cada pareja nos ofrecerá una hipérbola, lugar geométrico del epicentro, y de no haber errores de observación, éste sería la intersección de todas las curvas obtenidas. No cabe equivocación en la elección de la rama de hipérbola que ha de contener el epicentro, pues en cada pareja de Estaciones se sabe que la más próxima al epicentro es la que ha registrado antes el principio de las ondas P. En realidad, sólo hace falta trazar un pequeño arco de la rama de hipérbola, que es el segmento inmediato al epicentro, y en la práctica bastará casi siempre determinar tres puntos próximos del segmento, por intersección de arcos de círculos cuyo centro sean las dos Estaciones A y B consideradas, y cuyos radios difieran en

$$8(t_2 - t_1).$$

A causa de los errores de observación, todos los arcos de hipérbola no se cortan en el mismo punto, sino que limitan un área, tanto más pequeña cuanto más precisas sean las observaciones, en cuyo interior se elegirá un punto central, como posición aproximada del epicentro. Las ramas de hipérbola que pasen a distancia considerable de las que se adaptan a dar una pequeña zona de

sición de las Estaciones sismológicas, numeradas en orden creciente de distancia epicentral, o de la hora registrada de P. De no haber errores de observación, el epicentro sería la intersección de las mediatrices de las tres rectas 8-9, 12-13 y 17-18, que son las que resultan de unir las Estaciones mencionadas en que P se ha registrado a la misma hora. Desde luego las rectas 8-9 y 17-18, por su gran longitud y posición favorable, son muy apropiadas para determinar el epicentro. Sus mediatrices *ab* y *cd* se cortan en el punto *m*. En cuanto a la 12-13, que une las Estaciones de Chur y Zürich, su longitud es tan reducida y la posición tan desfavorable, que un pequeño error en las horas observadas desvía considerablemente la dirección de la mediatriz, por lo cual no es prudente utilizar esta pareja de Estaciones. Claro está que en las que corresponden a los pares 8 (Argel), 9 (Parc Saint Maur) y 17 (Rocca di Papa), 18 (de Bilt), puede haber error en las horas observadas de P, pero los puntos están tan separados y en posición tan favorable con relación al epicentro, que dicho error influye muy poco en la desviación de la mediatriz.

Como la intersección de dos lugares geométricos, que bastaría en el caso de que las horas observadas de P fueran exactas, no da seguridad de que el punto obtenido discrepe muy poco del epicentro verdadero, trazaremos dos arcos de hipérbola, correspondientes a otras dos parejas de Estaciones, para juzgar del punto epicentral *m* que han dado las mediatrices *ab* y *cd*. Como las dos primeras Estaciones (Tortosa y Barcelona) están muy próximas, combinaremos la primera (Tortosa) con la tercera (Toledo). Como la diferencia de horas registradas (véase el cuadro I) es de 20 segundos, la diferencia de las distancias epicentrales será de 160 km. o de 16 mm. en la escala elegida. Considerando como focos los puntos 1 y 3 y como eje transversal 16 mm., podremos trazar el pequeño arco de hipérbola *ef* (fig. 6.^a), que contendrá el epicentro que buscamos. Si combinamos ahora las Estaciones 2 (Barcelona) y 3 (Toledo), como la diferencia de las horas de P registradas es de 11 segundos, trazaremos el pequeño arco de hipérbola *gh*, hallando tres puntos próximos por intersección de arcos de círculo con sus centros en 2 y 3, y cuya diferencia de radios sea 8,8 milímetros. Los dos arcos de hipérbola *ef* y *gh* pasan muy próximos al punto *m* obtenido por intersección de las mediatrices *ab* y *cd*. Si tomamos el punto *m*, como posición apro-

ximada del epicentro, sus coordenadas rectangulares en medios miriámetros redondos:

$$x_0 = -80 \qquad y_0 = +70 \text{ km.} \qquad [11]$$

comparadas con la que corresponden al epicentro (1), obtenido por Rey Pastor (2):

$$x_0 = -68,4 \qquad y_0 = +63,5 \text{ km.} \qquad [12]$$

muestran un acuerdo muy favorable, ya que la diferencia es del orden de unos 10 km., lo que no es de consideración, dada la velocidad de las ondas P, que es de ocho kilómetros por segundo, y las horas de P que se registran en segundos redondos. No hemos de olvidar, por otra parte, que tratamos de hallar una posición aproximada del epicentro y que la punctiformidad del foco puede no realizarse, ya que el trazado de las isosistas de Rey Pastor (2) y Fontseré (3) (figs. 1, 2 y 3), acusan dimensiones del accidente sísmogénico del orden de 5 a 10 km. por lo menos.

Si nos contentamos con este grado de aproximación, podremos dar por terminado el problema de la determinación del epicentro con la obtención de las coordenadas (11). Pero por tratarse de un sismo corriente en que no se ha hecho selección de las horas de P, y éstas se registran, como ordinariamente, en segundos redondos, creemos de gran interés apurar los recursos del cálculo y deducir el grado de aproximación que el estado actual de la Sismometría permite en el cálculo de las coordenadas epicentrales por medio de las horas de P registradas en las Estaciones próximas.

La posición aproximada del epicentro, a que corresponden las coordenadas (11), pudiera obtenerse por el cálculo de modo muy sencillo, pues siendo el epicentro la intersección de las mediatrices de las dos rectas que unen los puntos: 7. Argel ($x = +270$; $y = -577$), y 8. Parc Saint Maur ($x = +183$; $y = +757$) y 17. Rocca di Papa ($x = +1.057$; $y = -27$), y 18. de Bilt ($x = +355$; $y = +1.123$), no habrá más que obtener las ecuaciones de dichas mediatrices:

$$\left. \begin{array}{l} \text{Argel-Parc Saint Maur: } 87x - 1334y = -100354,5 \\ \text{Roca di Papa-de Bilt: } 702x - 1150y = -134588 \end{array} \right\} \quad [13]$$

cuya resolución nos dará las coordenadas epicentrales

$$x_0 = -76,676 \qquad y_0 = +70,227 \qquad [14]$$

que concuerdan con las (11) obtenidas gráficamente y expresadas en medios miriámetros redondos, dada la escala en que hemos representado la posición de las Estaciones sísmológicas.

Obtenida gráficamente la posición aproximada m del epicentro (fig. 6.^a), podemos medir directamente en el mapa las distancias epicentrales que corresponden a las distintas Estaciones y con el grado dicho de aproximación resultan ser las siguientes:

- | | | |
|----------------------|--------------------------|--------------------------|
| 1.—Tortosa: 230 km. | 2.—Barcelona: 285. | 3.—Toledo: 400. |
| 4.—Puy de Dôme: 470. | 5.—Marsella: 525. | 6.—Granada: 645. |
| 7.—Coimbra: 685. | 8.—Argel: 730. | 9.—Parc Saint Maur: 740. |
| 10.—Besançon: 745. | 11.—San Fernando: 825. | 12.—Chur: 940. |
| 13.—Zürich: 900. | 14.—Strassburg: 935. | 15.—Uccle: 990. |
| 16.—Oxford: 1.015. | 17.—Rocca di Papa: 1.140 | 18.—De Bilt: 1.140. |

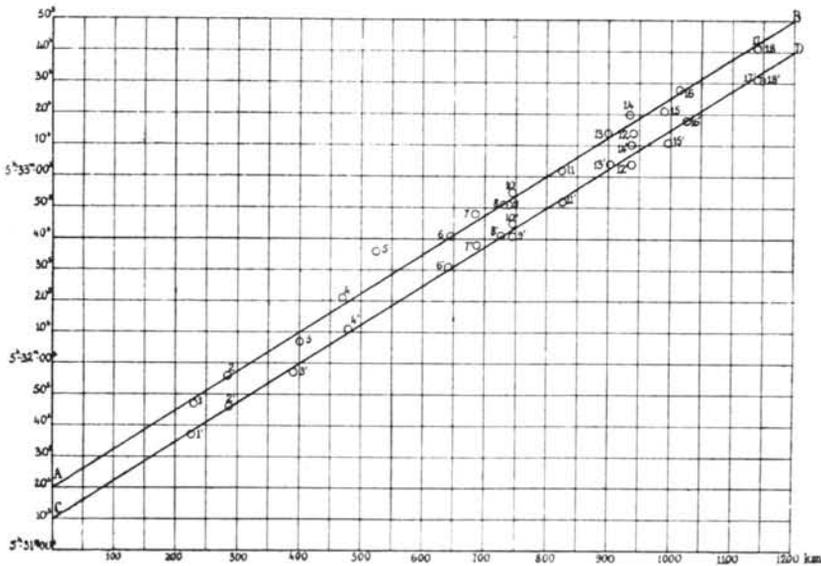


Figura 7.ª.—Dromocrónicas de las ondas P del sismo pivenaico de 10 de julio de 1923.

La AB corresponde al epicentro determinado gráficamente (punto m de la figura 6.^a) y la CD al obtenido por el cálculo ($x_0 = 79,7$ $y_0 = 60,3$ Km.). La primera está referida al origen 5^h 31^m 00^s y la segunda al 5^h 31^m 10^s para que se distinga mejor de aquélla.—Posición de las Estaciones (números acentuados para la dromocrónica CD). 1. Tortosa —2. Barcelona.—3. Toledo —4. Puy de Dôme.—5. Marsella.—6. Granada. 7. Coimbra —8. Argel. —9. Parc St. Maur.—10. Besançon.—11. San Fernando.—12. Chur. —13. Zürich. 14. Strasburgo.—15. Uccle.—16. Oxford.—17. Rocca di Papa.—18. De Bilt.

Obtenidos los valores aproximados de las distancias epicentrales, ninguna dificultad ofrece el trazado de la dromocrónica, cuyos puntos tienen por abscisas estas distancias y por ordenadas las horas de P referidas a un origen arbitrario de tiempos. En la fig. 7.^a, se representa la posición correspondiente a todas las Estaciones, suponiendo que el origen de las horas es 5 h. 31 m. Los puntos así obtenidos se ajustan bastante bien a la recta AB, que corta al eje de los tiempos en el punto 5 h. 31 m. 20 s., y que tiene la inclinación que corresponde a la velocidad ($v=8$ km. seg) de las ondas P. En general, las horas registradas por las Estaciones acusan discrepancias, con relación a la recta dromocrónica, inferiores a un par de segundos; pero hay una Estación, Marsella, cuyo punto muestra en la fig. 7.^a una discrepancia mayor que 10 segundos; no disponemos de la gráfica registrada por dicha Estación, y no podemos juzgar a qué pueda atribuirse este retraso de la hora de P, nada menos que de 11 segundos, según el trazado de la recta dromocrónica: acaso se haya dado, en vez de la hora de P, la de \bar{P} , que, según la distancia epicentral de Marsella (unos 520 kilómetros), y las tablas de Mohorovičić, para una profundidad del foco de 25 kilómetros, se presenta unos 16 segundos después, y para una profundidad algo menor, daría el retraso de los 11 segundos, que indica la recta dromocrónica. Hemos de advertir también, para justificar este retraso en la hora de Marsella, que el registro obtenido en Granada, Estación que dista 120 kilómetros más del epicentro que Marsella, da para P una curva cuyo principio es muy poco perceptible, y esta dificultad en la percepción de la fase, puede explicarse con cualquier otra circunstancia desfavorable, por ejemplo, la existencia de movimiento microsísmico, de amplitud superior, que se haya tomado en la gráfica como principio de P, un punto retrasado con relación al verdadero, o se haya considerado como fase inicial la \bar{P} , a causa de la pequeñísima amplitud de la onda normal P.

La posición de los puntos correspondientes a las demás Estaciones, en la fig. 7.^a (AB), acusa discrepancias con relación a la recta dromocrónica, a lo sumo de tres a tres segundos y medio, y como las distancias epicentrales utilizadas en el trazado son sólo aproximadas, acaso esas discrepancias se reduzcan en un segundo al emplear las verdaderas distancias epicentrales, de modo que por este tanteo previo del grado de aproximación de las horas ob-

servadas, no hay razón para eliminar ninguno de los datos registrados, a excepción de la hora de Marsella, cuya discrepancia es inadmisibile, y el incluirla para formar las ecuaciones de condición, no haría más que perjudicar el resultado que puede obtenerse con el conjunto de todas las demás.

En virtud de estas consideraciones, procederemos a formar el sistema de ecuaciones (9), que corresponde a los datos del cuadro I, exclusión hecha de la Estación de Marsella, y efectuados los cálculos, se halla el siguiente sistema de ecuaciones, en que se indica la denominación de las Estaciones, cuyas ecuaciones se han restado para pasar del sistema (8) al (9):

1. ^a Tortosa-Barcelona	$136 x_0 + 66 y_0 + 576 \tau = 5900$	} [16]
2. ^a Barcelona-Toledo	$522 x_0 + 173 y_0 - 704 \tau = - 59327,5$	
3. ^a Toledo-Puy de Dôme	$575 x_0 + 657 y_0 + 896 \tau = 2779$	
4. ^a Puy de Dôme-Granada	$551 x_0 + 954 y_0 - 1280 \tau = - 23531,5$	
5. ^a Granada-Coimbra	$- 397 x_0 + 336 y_0 + 448 \tau = 56772,5$	
6. ^a Coimbra-Argel	$- 987 x_0 + 378 y_0 - 192 \tau = 85930,5$	
7. ^a Argel-Parc St. Maur	$87 x_0 - 1334 y_0 = - 100354,5$	
8. ^a Parc St. Maur-Besançon	$- 270 x_0 + 174 y_0 - 256 \tau = 47616$	
9. ^a Besançon S. Fernando	$1009 x_0 + 1198 y_0 - 448 \tau = 39099,5$	
10. ^a S. Fernando Chur	$1283 x_0 + 1154 y_0 + 768 \tau = 3636,5$	
11. ^a Chur-Zürich	$79 x_0 - 58 y_0 = 21368,5$	
12. ^a Zürich-Strassburg	$75 x_0 - 135 y_0 - 384 \tau = - 9360$	
13. ^a Strassburg Uccle	$266 x_0 - 246 y_0 - 64 \tau = - 87306$	
14. ^a Uccle-Oxford	$393 x_0 - 107 y_0 - 448 \tau = - 23264$	
15. ^a Oxford-Rocca di Papa	$- 1143 x_0 + 1112 y_0 - 832 \tau = - 122761,5$	
16. ^a Rocca di Papa De Bilt	$702 x_0 - 1150 y_0 = - 134588$	

Como valores aproximados de las incógnitas utilizaremos para x_0 é y_0 los (14) redondeados en miriámetros, y como la figura 7.^a (AB) da para diferencia entre la hora de Tortosa (5 h. 31 m. 47 s.) y

$$\tau_0 = 5 \text{ h. } 31 \text{ m. } 20 \text{ s.},$$

el valor

$$\tau = t_1 - \tau_0 = 27^s,$$

haremos en el sistema (16)

$$x = - 80 + \alpha \quad y = 70 + \beta \quad y \quad \tau = 30 + \gamma \quad [17]$$

y dividiendo las ecuaciones obtenidas por 10, se transformará en el siguiente:

$$\begin{array}{r}
 1.^a \quad 13,6 \alpha + 6,6 \beta + 57,6 \gamma = - 512 \\
 2.^a \quad 52,2 \alpha + 17,3 \beta - 70,4 \gamma = - 856 \\
 3.^a \quad 57,5 \alpha + 65,7 \beta + 89,6 \gamma = - 2409 \\
 4.^a \quad 55,1 \alpha + 95,4 \beta - 128 \gamma = - 783 \\
 5.^a \quad - 39,7 \alpha + 33,6 \beta + 44,8 \gamma = - 1195 \\
 6.^a \quad - 98,7 \alpha + 37,8 \beta - 19,2 \gamma = - 1373 \\
 7.^a \quad 8,7 \alpha - 133,4 \beta = - 1 \\
 8.^a \quad - 27 \alpha + 17,4 \beta - 25,6 \gamma = 2152 \\
 9.^a \quad 100,9 \alpha + 119,8 \beta - 44,8 \gamma = - 2880 \\
 10.^a \quad 128,3 \alpha + 115,4 \beta + 76,8 \gamma = 246 \\
 11.^a \quad 7,9 \alpha - 5,8 \beta = 3175 \\
 12.^a \quad 7,5 \alpha - 13,5 \beta - 38,4 \gamma = 1761 \\
 13.^a \quad 26,6 \alpha - 24,6 \beta - 6,4 \gamma = - 4689 \\
 14.^a \quad 39,3 \alpha - 10,7 \beta - 44,8 \gamma = 2911 \\
 15.^a \quad - 114,3 \alpha + 111,2 \beta - 83,2 \gamma = - 2156 \\
 16.^a \quad 70,2 \alpha - 115 \beta = 207
 \end{array} \quad [18]$$

Aplicando a este sistema el método de los mínimos cuadrados, se hallan las ecuaciones normales:

$$\begin{array}{r}
 68379,47 \alpha + 8220,88 \beta + 8639,32 \gamma = - 79239,4 \\
 88611,8 \beta - 11439,1 \gamma = - 533391,8 \\
 54067,2 \gamma = - 4389,6
 \end{array} \quad [19]$$

cuya resolución nos da los valores más probables de las correcciones

$$\alpha = 0,28468 \quad \beta = - 9,7133 \quad \text{y} \quad \gamma = - 2,1822 \quad [20]$$

y en virtud de (17) los de las incógnitas:

$$x_0 = - 79,7 \text{ km.} \quad y_0 = 60,3 \text{ km.} \quad \tau = 27,82 \text{ s.} \quad [21]$$

en hectómetros redondos y centésimas de segundo, pues el grado de aproximación con que se han calculado las coordenadas rectangulares de las Estaciones sismológicas y la apreciación en segundos redondos de las horas de P hacen ilusorias las cifras siguientes a las que se han consignado en los valores (21).

Para juzgar ahora del grado de aproximación con que se obtienen las coordenadas epicentrales, substituiremos los valores (20) en las ecuaciones (18) para hallar los errores residuales,

formaremos los sistemas de ecuaciones de peso para cada una de las incógnitas, cuya resolución nos permitirá obtener los errores medios de x_0 e y_0 (no se considera la τ , porque es una incógnita auxiliar, empleada únicamente para determinar las coordenadas epicentrales). Hechos los cálculos indicados, se obtienen los siguientes valores:

$$\text{Error medio de } x_0, \dots \pm 8,5 \text{ km.; ídem ídem de } y_0 \pm 7,5 \text{ km.} \quad [22]$$

En el procedimiento que acaba de seguirse, se obtiene el sistema de ecuaciones (18) en α, β, γ cuya resolución por el método de los mínimos cuadrados da los valores más probables de las coordenadas epicentrales x_0 e y_0 . Siendo τ una incógnita auxiliar, que no representa elemento alguno del fenómeno sísmico, conviene eliminarla desde luego, pues de ese modo, no sólo se evitan muchas pesadas operaciones que exige la obtención de los coeficientes de las ecuaciones normales, sino que la resolución de éstas y de las ecuaciones de peso se aligera considerablemente por contener sólo las dos incógnitas x_0 e y_0 o sus pequeñas correcciones α y β .

Para esto, una vez hallada una posición aproximada del epicentro y determinadas las distancias epicentrales Δ que corresponden a las distintas Estaciones sismológicas, para hallar un valor de τ_0 (ordenada del punto de intersección de la recta dromocrónica prolongada con el eje de los tiempos), no habrá más que restar de la hora t de P el cociente $\Delta : 8$ en que Δ se supone expresada en kilómetros. Cada Estación nos proporcionará un valor de τ_0 y el promedio de todos los obtenidos se podrá considerar como el que corresponde a esta incógnita auxiliar.

Efectuados los cálculos con los valores (15) de Δ y los de las horas de P que inserta el cuadro I, se halla:

NOMBRE DE LA ESTACIÓN	Valor de τ_0
Tortosa	5 h. 31 m. 18,3 s.
Barcelona	20,4 s.
Toledo	17,0 s.
Puy de Dôme	22,3 s.
Granada	20,4 s.
Coimbra	22,4 s.
Argel	19,8 s.
Parc Saint Maur	18,5 s.
Besançon	21,9 s.
San Fernando	18,9 s.
Chur	16,5 s.
Zürich	21,5 s.
Strassburg	23,1 s.
Uccle	17,3 s.
Oxford	21,1 s.
Rocca di Papa	18,5 s.
De Bilt	18,5 s.
Promedio	5 h. 31 m. 19,79 s.

Si el cálculo precedente se efectúa con los valores de las distancias epicentrales que corresponden al epicentro obtenido por Rey Pastor (2), y que se consignan en el cuadro I, se halla para promedio:

$$\tau_0 = 5 \text{ h. } 31 \text{ m. } 20,00 \text{ s.} \quad [24]$$

Este valor coincide con el (23), pues, dada la apreciación de las horas de P en segundos redondos y teniendo en cuenta que el error de observación llega muy frecuentemente a dos segundos, no se puede obtener el valor de τ_0 en décimas y centésimas de segundo.

El cálculo que acabamos de efectuar puede evitarse, pues la recta dromocrónica AB (fig. 7.^a), nos da, por lectura directa de la ordenada en el origen, el valor de

$$\tau_0 = 5 \text{ h. } 31 \text{ m. } 20 \text{ s.}$$

que coincide con los dos anteriores.

En virtud de la definición de la incógnita auxiliar

$$\tau = t_1 - \tau_0$$

tendremos:

$$\tau = 5 \text{ h. } 31 \text{ m. } 47 \text{ s.} - 5 \text{ h. } 31 \text{ m. } 20 \text{ s.} = 27 \text{ s.} \quad [25]$$

Si se substituye este valor de $\tau=27$ en el sistema (16), o lo que es lo mismo, en virtud de la tercera de relaciones (17), el de $\gamma = -3$ en el (18), éste se convierte en el siguiente:

1. ^a	13,6 α +	6,6 β =	- 339	}	[25]
2. ^a	52,2 α +	17,3 β =	- 1067		
3. ^a	57,5 α +	65,7 β =	- 2140		
4. ^a	55,1 α +	95,4 β =	- 1167		
5. ^a	- 39,7 α +	33,6 β =	- 1061		
6. ^a	- 98,7 α +	37,8 β =	- 1431		
7. ^a	8,7 α -	133,4 β =	1		
8. ^a	- 27 α +	17,4 β =	2075		
9. ^a	100,9 α +	119,8 β =	- 3014		
10. ^a	128,3 α +	115,4 β =	476		
11. ^a	7,9 α -	5,8 β =	3175		
12. ^a	7,5 α -	13,5 β =	1646		
13. ^a	26,6 α -	24,6 β =	- 4708		
14. ^a	39,3 α -	10,7 β =	2777		
15. ^a	- 114,3 α +	111,2 β =	- 2406		
16. ^a	70,2 α -	115 β =	207		

Aplicándoles el método de los mínimos cuadrados, se hallan las ecuaciones normales:

$$\left. \begin{aligned} 68379,47 \alpha + 8220,88 \beta &= - 52505,5 \\ 88611,8 \beta &= - 878161,2 \end{aligned} \right\} \quad [27]$$

cuya resolución nos da:

$$\alpha = + 0,42838 \quad \beta = - 9,9499 \quad [28]$$

y los valores más probables de las coordenadas epicentrales:

$$x_0 = - 79,57162 \quad y_0 = + 60,0501 \quad [29]$$

o en hectómetros redondos, por no poderse alcanzar aproximación mayor, dado que el cálculo de las coordenadas rectangulares de las Estaciones se ha hecho en kilómetros:

$$x_0 = - 79,6 \quad y_0 = + 60,1 \quad [30]$$

Comparando estos valores con los (21), se advierte que coinciden sensiblemente, pues la diferencia afecta solamente a las cifras de los hectómetros, de modo que en la práctica se puede seguir el procedimiento que acaba de explicarse, que, por considerar una

incógnita menos en la formación de las ecuaciones de condición, aligera considerablemente el cálculo y da resultados del mismo orden de precisión, que el procedimiento más complicado en que intervienen las tres incógnitas x_0 , y_0 y τ .

Una vez obtenidos los valores más probables de las coordenadas epicentrales, cabe utilizarlos para hallar por la fórmula

$$\Delta = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2} \quad [31]$$

la distancia epicentral Δ que corresponde a cada Estación, de coordenadas x e y y con las distancias epicentrales así obtenidas y las horas de P del cuadro I, proceder a un nuevo trazado de la dromocrónica, que será más preciso que el que ha dado la posición aproximada del epicentro.

Hecho el cálculo de las distancias epicentrales por la fórmula (31), y partiendo de los valores (21) de x^0 e y^0 se halla el siguiente resultado:

CUADRO II

Distancias epicentrales que corresponden al epicentro $x_0 = -79,7$; $y_0 = 60,3$

ESTACIÓN	Distancia epicentral — Km.	ESTACIÓN	Distancia epicentral — Km.
Tortosa.....	226,7	San Fernando.....	826,4
Barcelona.....	286,5	Zürich.....	904,2
Toledo.....	391,9	Strassburg.....	936,6
Puy de Dôme.....	474,6	Chur.....	938,0
Granada.....	642,0	Uccle.....	995,8
Coimbra.....	688,0	Oxford.....	1027,0
Argel.....	726,9	Rocca di Papa.....	1140,0
Parc St. Maur.....	744,6	De Bilt.....	1148,0
Besançon.....	746,3		

Partiendo de estos valores de las distancias epicentrales y de las horas de P del cuadro I, hemos construido la dromocrónica CD, que representa la fig. 7.^a La aproximación a esta recta de los puntos correspondientes a las Estaciones sismológicas, aunque es algo mayor que la AB de la fig. 7.^a, apenas se advierte. El valor de τ_0 sigue siendo 5 h. 31 m. 20 s.

Para poner de manifiesto la mejor adaptación de los datos del registro instrumental al epicentro (21), que acabamos de calcular, que al obtenido por Rey Pastor (1), hallaremos las horas de P correspondientes a cada Estación sumando al valor de $t_0 = 5$ h. 31 m. 20 s., el cociente $\Delta:8$, en que Δ se supone expresada en kilómetros. Restando de la hora de P calculada la observada, hallaremos la diferencia Δt y la suma de los cuadrados de las Δt correspondientes a todas las Estaciones, nos permitirá juzgar de la adaptación del punto epicentral al conjunto de las horas observadas. En el siguiente cuadro se insertan los valores de dichas diferencias para el epicentro obtenido por Rey Pastor y el de nuestro cálculo, cuyas coordenadas son los valores (21). Como se ve, la suma de los cuadrados de Δt es los $\frac{3}{5}$ de la que corresponde al de Rey Pastor.

CUADRO III

Diferencias entre las horas de P calculadas y observadas

ESTACIÓN	Epicentro Rey Pastor		Epicentro: $x_0 = -79,7$; $y_0 = 60,3$ km.	
	Δt segundos	$(\Delta t)^2$	Δt segundos	$(\Delta t)^2$
1. ^a Tortosa	+ 1,1	1,21	+ 1,5	2,25
2. ^a Barcelona	- 2,6	6,76	- 0,2	0,04
3. ^a Toledo	+ 3,4	11,56	+ 2,0	4,00
4. ^a Puy de Dôme	- 2,7	7,29	- 1,7	2,89
5. ^a Granada	+ 0,5	0,25	- 0,8	0,64
6. ^a Coimbra	- 5,5	30,25	- 2,0	4,00
7. ^a Argel	- 0,6	0,36	- 0,1	0,01
8. ^a Parc Saint Maur	+ 1,4	1,96	+ 2,1	4,41
9. ^a Besançon	- 1,8	3,24	- 1,7	2,89
10. ^a San Fernando	+ 0,6	0,36	+ 1,3	1,69
11. ^a Chur	+ 4,1	16,81	+ 3,2	10,24
12. ^a Zürich	- 0,1	0,01	- 1,0	1,00
13. ^a Strassburg	- 2,0	4,00	- 2,9	8,41
14. ^a Uccle	+ 3,4	11,56	+ 3,5	12,25
15. ^a Oxford	- 0,5	0,25	+ 0,4	0,16
16. ^a Rocca di Papa	- 1,1	1,21	+ 1,5	2,25
17. ^a De Bilt	+ 2,7	7,29	+ 2,5	6,25
<i>Suma</i>		104,37	<i>Suma</i>	63,38

De la discusión que haremos en el capítulo próximo para determinar la profundidad hipocentral del sismo que estudiamos, se deducirá la gran dificultad en percibir el principio de la fase P, pues para algunas de las Estaciones españolas, que, a causa de su proximidad al epicentro, debieran permitir la distinción de esta fase con suma facilidad, por ser mayor la amplitud registrada, las gráficas ofrecen muy dudoso el principio de las ondas P. Cuanto mayor es la distancia epicentral, la amplitud registrada decrece y hace más difícil la percepción de la fase y la determinación de la hora. Por si esta circunstancia pudiera influir en el cálculo de las coordenadas epicentrales, ya que las horas correspondientes a las Estaciones próximas son más seguras, hemos considerado un grupo de Estaciones más próximas al epicentro, desde Tortosa a Chur, que son las 11 primeras del cuadro I, con lo cual la distancia epicentral llega hasta unos 900 kilómetros. Las ecuaciones de condición son ahora las 10 primeras del sistema (18). Las ecuaciones normales resultan:

$$\left. \begin{aligned} 48016,23 \alpha + 30225,82 \beta + 1348,36 \gamma &= - 367491,9 \\ 62085,82 \beta - 3342,50 \gamma &= - 622445,8 \\ 43622,40 \gamma &= - 19199,6 \end{aligned} \right\} \quad [32]$$

y su resolución nos da:

$$\alpha = - 1,8386 \quad \beta = - 9,1893 \quad [33]$$

y los valores más probables de las coordenadas epicentrales:

$$x_0 = - 81,8396 \quad y_0 = 60,8107 \quad [34]$$

o en hectómetros redondos:

$$x_0 = - 81,8 \quad y_0 = 60,8 \quad [35]$$

Estos valores difieren muy poco de los (21), que resultan de considerar todas las Estaciones, de modo que esta exclusión de las más distantes del epicentro apenas ha influido en la determinación de sus coordenadas.

Tampoco se ha obtenido resultado diferente al cambiar el orden de agrupación de las ecuaciones (8) para efectuar las subtracciones sucesivas que han de convertirlas en el sistema (9). En lugar de restarlas en orden sucesivo de distancia epicentral, hemos formado las siguientes parejas de Estaciones para efectuar

el artificio substractivo que les rebaja el grado: Tortosa-Besançon, Barcelona-San Fernando, Toledo-Chur, Puy de Dôme-Zürich, Granada-Strassburg, Coimbra-Uccle, Argel-Oxford, París-Rocca di Papa, Besançon-de Bilt. Los valores obtenidos de las coordenadas epicentrales:

$$x_0 = -81.1 \qquad y_0 = 66.2 \qquad [36]$$

apenas difieren de los (21) y (35).

Si se examina atentamente la dromocrónica CD (fig. 7^a), que corresponde al epicentro de coordenadas (21), se advierte que algunas Estaciones se ajustan muy bien al trazado, pues los puntos que las representan están en dicha recta o distan de ella menos de uno o dos segundos. La posición de otras acusa discrepancias, no muy grandes, pero que exceden ya de los dos segundos. En este caso se encuentran las Estaciones de Strassburg, Chur y Uccle. No disponiendo de las gráficas registradas en ellas, es difícil encontrar la causa de estas discrepancias, que es casi seguro puedan atribuirse a la poca perceptibilidad de las fases. En el Anuario (4) sísmico de Strassburg de 1923 (pág. 26), al insertar los datos registrados por las distintas Estaciones francesas, se añaden algunas notas que permiten formar juicio de la precisión de las horas comunicadas. La Estación Puy de Dôme, pone "phases indiscernables", y no da la distancia epicentral, por no haber podido distinguir las fases. Esta circunstancia desfavorable puede explicar que el punto correspondiente a esta Estación (fig. 7.^a, CD), muestre un retraso con relación a la recta dromocrónica de dos segundos. Marsella da el principio del sismo con la notación eP, que indica que no se trata de un ímpetu, y pone con interrogación el principio de la segunda fase (eS?) y la distancia epicentral, que calcula en 450 kilómetros, es evidentemente muy pequeña. La gráfica, por lo tanto, no presenta las fases perceptibles, como Puy de Dôme, y acaso por no distinguirse la onda P se ha tomado como principio el de la \bar{P} , lo que explicaría el retraso de 10 segundos que se advierte en su hora inicial y de haber calculado para la distancia epicentral un valor por defecto en 100 kilómetros. Parc Saint Maur da el principio de P como ímpetu, pero la distancia epicentral, que calcula en 700 kilómetros, es pequeña. Argel no hace indicación alguna respecto de las fases registradas y comunicadas con la notación normal, pero su distancia epi-

central (900 km.) excede a la verdadera en más de 160. La de Strassburg (910 km.), discrepa de la que hemos calculado en 27 kilómetros, pero esta diferencia no es considerable, pues la determinación de Δ por el intervalo entre los dos preliminares del sísmograma no da mayor precisión; una circunstancia muy digna de observarse es que la componente vertical registra la onda P a 5 h. 33 m. 17 s., es decir, tres segundos antes que las componentes horizontales, y de la hora inserta en el cuadro I, tomada del trabajo de E. Rothé (4, págs. 77-79). Esta hora de P, registrada por la componente vertical de Strassburg, se ajusta perfectamente al trazado de la dromocrónica (fig. 7.^a, CD), pues en ella aparecía el punto correspondiente a dicha Estación, con un retraso de tres segundos, de modo que al aceptar esa hora, el punto queda situado en la misma dromocrónica. Este adelanto de la hora de P, registrada por la componente vertical indica que ésta es más sensible a las ondas longitudinales, y debe aceptarse, pues el hecho de haberse notado en la gráfica el principio del movimiento en la componente vertical, prueba la llegada de las ondas P en ese instante.

Como desconocemos las condiciones del registro instrumental en las Estaciones de Chur y Uccle, nada podemos decir de las discrepancias que acusan con relación a la dromocrónica, y que se traducen en un adelanto de la hora de P de unos tres segundos. En el Anuario de 1923 del Servicio Sismológico Suizo (17), publicado por el profesor A. de Quervain, se dan los datos de la Estación de Zürich, pero no los de Chur. La hora de Zürich, 5 h. 33 m. 13,5 s., comunicada en dicho Anuario, se adapta mejor al trazado de la dromocrónica, que mostraba un atraso de un segundo al tomar la hora inserta en el cuadro I, y que ahora queda reducido a medio al considerar la hora de P en décimas de segundo. La distancia epicentral, 900 km., de Zürich, coincide sensiblemente con la de nuestro cálculo.

En virtud de lo expuesto, procederemos al cálculo de las coordenadas del epicentro, excluyendo las Estaciones de Chur y Uccle, que acusan discrepancias en las horas de P de tres segundos con relación al conjunto de las observaciones y tomando la hora de Strassburg (5 h. 33 m. 17 s.), registrada por la componente vertical, más sensible a la fase inicial del sismo, así como para Zürich, la de 5 h. 33 m. 13,5 s., que figura en el Anuario ya citado.

Siguiendo la misma marcha, ahora más rápida, porque gran parte del cálculo sirve en este caso, se obtiene el sistema de ecua-

ciones de condición, después de substituir en él las incógnitas x_0 , y_0 y τ por los valores aproximados (17), se halla:

1. ^a ecuación:	Tortosa-Barcelona.....	13,6 α +	6,6 β +	57,6 γ =	- 512	} [37]
2. ^a —	Barcelona-Toledo.....	52,2 α +	17,3 β -	70,4 γ =	- 856	
3. ^a —	Toledo-Puy de Dôme....	57,5 α +	65,7 β +	89,6 γ =	- 2409	
4. ^a —	Puy de Dôme-Granada...	55,1 α +	95,4 β -	128 γ =	- 783	
5. ^a —	Granada-Coimbra.....	39,7 α +	33,6 β +	44,8 γ =	- 1195	
6. ^a —	Coimbra-Argel.....	98,7 α +	37,8 β -	19,2 γ =	- 1373	
7. ^a —	Argel-Parc St. Maur....	8,7 α -	133,4 β	=	- 1	
8. ^a —	Parc St. Maur-Besançon..	27 α +	17,4 β -	25,6 γ =	2152	
9. ^a —	Besançon-San Fernando..	100,9 α +	119,8 β -	44,8 γ =	- 2880	
10. ^a —	San Fernando-Zürich....	120,4 α +	121,2 β +	73,6 γ =	- 2556	
11. ^a —	Zürich-Strassburg.....	7,5 α -	13,5 β -	22,4 γ =	- 198	
12. ^a —	Strassburg-Oxford.....	65,9 α -	35,3 β -	70,4 γ =	555	
13. ^a —	Oxford-Rocca di Papa...-	114,3 α +	111,2 β -	83,2 γ =	- 2156	
14. ^a —	Rocca di Papa-De Bilt...-	70,2 α -	115, β	=	207	

Aplicándoles el método de los mínimos cuadrados se hallan las ecuaciones normales:

$$\left. \begin{aligned} 68443,09 \alpha + 6801,77 \beta + 5058,80 \gamma &= - 410744,8 \\ 90476,88 \beta - 9749,24 \gamma &= - 1241091,5 \\ 55521,28 \gamma &= - 81472,2 \end{aligned} \right\} [38]$$

cuya resolución nos da:

$$\alpha = - 4,3752; \quad \beta = - 13,769; \quad \gamma = - 3,4867; \quad [39]$$

y los valores más probables de las coordenadas epicentrales:

$$x_0 = - 84,3752; \quad y_0 = 56,231 \quad [40]$$

o en hectómetros redondos:

$$x_0 = - 84,4 \quad y_0 = 56,2 \quad [41]$$

Substituidos los valores (39) de

$$\alpha, \beta, \gamma$$

en el sistema (37), para hallar los errores residuales, y formadas las ecuaciones de pesos, se hallan los siguientes errores medios de las coordenadas epicentrales:

$$\text{Para } x_0 \dots \pm 4,7 \text{ km.} \quad \text{Para } y_0 \dots \pm 4,1 \text{ km.} \quad [42]$$

lo que da una incertidumbre en la posición del epicentro de 6,24 kilómetros; es decir, que este punto puede separarse del verdadero en una distancia media de 6,24 kilómetros. Comparando estos va-

lores (42) de los errores medios de las coordenadas epicentrales con los (22), se advierte que se obtiene ahora una precisión algo mayor, pues se han excluido las dos Estaciones de Chux y Uccle, que eran las que discrepaban más de la posición que les corresponde en la dromocrónica, y se han tomado para las horas de P de Zürich y Strassburg valores que se adaptan más al conjunto de las demás observaciones .

Los resultados que acaban de obtenerse, permiten deducir que la posición del epicentro, obtenida por las horas de P, observadas en un gran número de Estaciones inmediatas al foco y expresadas en segundos redondos, acusa una incertidumbre de unos siete u ocho kilómetros, que es la que permitía deducir aproximadamente dicho grado de aproximación del registro instrumental, teniendo en cuenta que la velocidad aparente de propagación de las ondas P por la superficie terrestre es de unos ocho kilómetros por segundo.

CAPÍTULO IV

DETERMINACIÓN DE LA PROFUNDIDAD HIPOCENTRAL DEL SISMO PIRENAICO DE 10 DE JULIO DE 1923

Llegamos a la parte más difícil de nuestro trabajo, que es el cálculo de la profundidad del foco. Si dispusiéramos de las horas de \bar{P} , registradas en varias Estaciones inmediatas al epicentro, es decir, a distancias inferiores a 300 kilómetros, y una, por lo menos, a unos 40 ó 50 kilómetros, cabría aplicar a este temblor de tierra el procedimiento explicado en otro trabajo (14), y que ha permitido calcular la profundidad hipocentral del megasismo japonés de 1.º de septiembre de 1923, con incertidumbre de un par de kilómetros.

En el caso actual, las dos Estaciones más próximas son Tortosa ($\Delta = 226,7$ km.), y Barcelona ($\Delta = 286,5$), y como el trazado de la dromocrónica de las ondas P, por las horas observadas, no permite determinar la profundidad hipocentral, habremos de recurrir a las gráficas registradas en las Estaciones más próximas para deducir del intervalo entre las fases, el valor de la profundidad hipocentral que se adapte más a ellas.

Haremos para esto el análisis de los sismogramas registrados

en las Estaciones de Tortosa, Barcelona, Toledo y Granada, cuyo original o reproducción fotográfica ha llegado a nuestro poder, gracias a la amabilidad de los directores de dichos Observatorios.

En cuanto a las demás Estaciones, no hemos podido analizar los sismogramas registrados, pero creemos que no nos hubieran dado informes más valiosos, pues aun las gráficas de las Estaciones citadas que, por su proximidad al epicentro, debieran estar en mejores condiciones, son de muy difícil análisis, por diversas circunstancias que iremos enumerando al hacer el estudio de las fases registradas.

Nuestro buen amigo, el distinguido director de la Sección Sísmica del Observatorio del Ebro (Tortosa), reverendo Padre P. Trullás, S. J., nos favoreció con el envío de una copia fotográfica perfecta del sismograma registrado por la componente N-S del péndulo horizontal que allí funciona, y cuyas constantes son:

$$\text{Masa: } 1.500 \text{ kg.}, V=200, T_0=15 \text{ s. } \varepsilon: 1=2,4 \frac{r}{T_0^2} = 0,02,$$

corrección horaria: 0,85.

Como informe complementario nos indicó el P. Trullás, que el sismo había sido muy mal inscripto, porque la aguja estaba solamente apoyada, y al recibir los impulsos caía del lado en que no encontraba obstáculos, y como los movimientos eran bastante intensos, hacían vibrar lateralmente la larga palanca amplificadora. Además, al iniciarse el sismo, la pluma se salió de la banda y quedó sujeta, durante cuatro o cinco minutos, entre el reborde del papel y el del cilindro, lo que hizo perder gran parte de la gráfica.

Por esta causa, la pequeña parte del sismograma que fué inscripta, muestra disimetría muy marcada con relación a la línea neutra, y los impulsos iniciales, en vez de seguir líneas normales a la dirección de reposo, acusan fluctuación lateral, que dificulta aún más la determinación de la hora de las fases.

El principio del sismograma se acusa por un brusco impulso, que no deja lugar a duda acerca del punto correspondiente al principio de P. A raíz del sismo, se determinó en Tortosa como hora del principio 5 h. 31 m. 46 s.; después, al analizar nuevamente la gráfica para el resumen trimestral de "Ibérica", se prefirió como más exacta la hora 5 h. 31 m. 47 s., que figura en el cuadro I, y

se ha utilizado en los cálculos de esta Memoria, respetando la observación hecha en Tortosa.

La velocidad del registro, 61 milímetros por minuto, no es ciertamente de las mayores, y como el funcionamiento de los aparatos de relojería acusa algunas irregularidades, que hacen variar la longitud de los minutos, cabe una pequeña incertidumbre en la determinación de la hora de P. En la parte de la banda donde está trazado el sismograma, no hay señales de minutos, pues la pluma se salió de la banda a poco de iniciarse el sismo, y como en la línea siguiente hay minutos consecutivos, cuya longitud difiere en un milímetro, se explica perfectamente que la hora tomada en un principio se aumentara después en un segundo, pues cabe esa vacilación y aun la de medio segundo más, ya que la longitud del segundo en la gráfica es sólo de un quinto de milímetro. Esa dificultad en la evaluación de la hora explica perfectamente, que aun tomando para P la hallada en el segundo análisis, 5 h. 31 m. 47 s., la posición de Tortosa en la fig. 7.^a (CD), acuse aun un retraso de un segundo con relación a dromocrónica.

En el núm. 488, pág. 66, de la revista "Ibérica", se inserta la reproducción de los sismogramas registrados por las dos componentes del péndulo horizontal de Tortosa, y a dicha publicación remitimos a los lectores que deseen conocer los pormenores de la gráfica que estamos analizando.

Dada la circunstancia de haberse salido la pluma de la banda a poco de iniciarse el sismo, no hemos podido utilizar la gráfica de Tortosa más que para determinar las dos fases de P y \bar{P} , que, por mostrarse en forma de ímpetu muy brusco, están clarísimas y pueden fijarse exactamente. El intervalo entre dichas dos fases es de 3,25 s. a 3,50 s. Si tomando como abscisas las profundidades $h=0$, 25, 45 y 57 kilómetros, marcamos los puntos cuyas ordenadas son los intervalos respectivos entre P y \bar{P} , que dan las tablas de A. Mohorovićić (11), para la distancia epicentral de Tortosa, que es $\Delta = 226,7$ km., y los unimos luego por un trazo continuo, la curva resultante nos permitirá medir la profundidad hipocentral h (abscisa), que corresponde a un cierto intervalo (ordenada) entre dichas ondas. Hecha la medida en la forma expuesta, al intervalo de 3,25 s. corresponde la profundidad hipocentral de 35 kilómetros, y al de 3,50 s. una de 37,5. El promedio, 36 km., en

números redondos, podrá admitirse como valor de la profundidad focal, según resulta de la gráfica registrada en Tortosa.

Este procedimiento gráfico de interpolación, que acaba de darnos el valor de la profundidad hipocentral, será empleado también al analizar las gráficas de las demás Estaciones, para el intervalo entre P y otra fase cualquiera que resulte claramente perceptible en el sismograma. Las tablas de A. Mohorovičić no dan siempre los intervalos entre las fases para todas las profundidades, pues a veces faltan las correspondientes a los valores extremos $h=0$ y $h=57$ km.; pero en el sismo que estudiamos, la profundidad resulta siempre comprendida entre 25 y 45 km., de modo que la interpolación puede hacerse partiendo de esos valores y como si hubiera proporcionalidad entre las diferencias de h y las de las ordenadas, pues la mayor parte de las curvas halladas al utilizar los cuatro valores tabulares de h , presentan un trazado sensiblemente rectilíneo.

El distinguido catedrático de la Universidad de Barcelona, don Eduardo Fontseré, director de la Estación Sismológica de Fabra, nos remitió una copia fotográfica de los sismogramas registrados por el péndulo vertical Vicentini y el horizontal Mainka, que funcionan en dicho Observatorio. Por tratarse de un péndulo sin amortiguamiento y en que el registro es de pequeñísima velocidad (un segundo corresponde a un dozavo de milímetro), nos ha parecido que la gráfica del Vicentini, en la reproducción fotográfica de que hemos dispuesto, no permitía determinar las horas de las fases con suficiente precisión, y por eso nos hemos limitado al estudio de la gráfica registrada por el péndulo horizontal Mainka. La reproducción del sismograma correspondiente a la componente N-S es tan borrosa, que nos ha sido imposible hacer en ella la determinación de las fases con el grado de aproximación que nuestro estudio requiere. En la relativa a la componente E-W, se percibe muy bien la parte inicial del sismograma, en duración de un minuto, pero la onda \bar{S} y las que siguen ya no pueden distinguirse. Para facilitar el análisis del sismograma, hemos utilizado una ampliación fotográfica (aumento: cinco veces) de la gráfica, que permite determinar con suficiente precisión las horas de las fases. Como en esa ampliación, un segundo corresponde a una longitud de 1,34 milímetros, se pueden apreciar perfectamente las décimas de segundo. Examinando atentamente los impulsos del sismogra-

ma y comparando los intervalos con los que dan las tablas de A. Mohorovićić, hemos podido identificar las siguientes fases:

$$\bar{P}, R_1\bar{P}, R_{s2}\bar{P} \text{ y } R_{i2}\bar{P}_3\bar{S}.$$

Hubiera sido muy importante determinar la hora de \bar{S} , que en las gráficas de Toledo y Granada, que aún hemos de analizar, está marcada con suma claridad y permite una segura determinación de la profundidad del foco, pero desgraciadamente la reproducción fotográfica que nos remitió el señor Fontseré, resulta en esta parte tan borrosa, que es imposible fijar la hora de \bar{S} con garantías de acierto, por lo cual hemos tenido que renunciar a utilizar dicha importante fase.

La hora de P, sacada de nuestra ampliación, coincide exactamente con la comunicada por el Observatorio de Fabra y que figura en el cuadro I.

Los intervalos entre las fases citadas son los siguientes:

Intervalo entre P y \bar{P}	7,1 s.
» » P y $R_1\bar{P}$	7,8 s.
» » P y $R_{s2}\bar{P}$	24,3 s.
» » P y $R_{i2}\bar{P}_3\bar{S}$	29,1 s.

Aplicando el método, ya descrito, de interpolación a estos cuatro intervalos, se hallan los siguientes valores de la profundidad hipocentral:

$$h = 41, \quad h = 35, \quad h = 36 \quad \text{y} \quad h = 41 \text{ km.}$$

Como se ve, estos resultados discrepan muy poco unos de otros y del obtenido por medio de la gráfica de Tortosa.

Al ocurrir el sismo que estamos estudiando, la dirección de la Estación Sismológica de Toledo corría a nuestro cargo, y, según pudimos observar entonces, la gráfica registrada por el péndulo astático Wiechert reformado, que allí funciona, ofrecía muy buenas condiciones para el estudio de las diversas fases. Un año después, el señor Rey Pastor se vió obligado a retocar la gráfica para obtener una reproducción del sismograma original, que había de insertarse en una publicación del Instituto Geográfico (18), por lo cual las líneas finísimas del trazado primitivo de las plu-

mas inscriptoras no se perciben ya con suficiente claridad para deducir exactamente las horas de todas las fases. En los sismogramas, retocados ya, que nos ha facilitado el señor Rey Pastor para el presente estudio, hemos podido identificar las siguientes fases en la gráfica de la componente NE-SW:

$$P, \bar{P}, R_s\bar{P}, R_{12}\bar{P} \text{ y } R_{s2}\bar{P}.$$

En el sismograma retocado de la otra componente, resulta muy difícil fijar con seguridad las horas de las fases, por no percibirse el trazado de la pluma, y hemos creído preferible prescindir de ellas.

Los intervalos de las fases citadas son los siguientes:

Intervalo entre P y \bar{P}	11 s.
» » P y $R_s\bar{P}$	15 s.
» » P y $R_{12}\bar{P}$	19 s.
» » P y $R_{s2}\bar{P}$	26 s.

A estos intervalos corresponden los valores respectivos de la profundidad hipocentral:

$$h = 30, \quad h = 30, \quad h = 39 \quad \text{y} \quad h = 38 \text{ km.}$$

En las dos componentes del péndulo Wiechert de la Estación de Toledo, aparecen muy marcadas las ondas \bar{S} : según el análisis del señor Rey Pastor (1), que da este impulso como iL, las horas son:

Componente NE-SW: 5 h. 33 m. 09 s. Componente NW-SE: 5 h. 33 m. 06 s.

Tomando el promedio de ambas horas 5 h. 32 m. 07,5 s., el intervalo entre P y \bar{S} sería de 60,5 s., al cual corresponde una profundidad hipocentral

$$h = 37 \text{ kilómetros}$$

Nos hemos valido del análisis de Rey Pastor, pues en las gráficas retocadas, cuya reproducción puede verse en el ya citado número 518 de "Ibérica" (8 de marzo de 1924), no se distingue con toda precisión el principio de dicha segunda fase.

Para el análisis del sismograma, registrado en Cartuja (Granada), hemos dispuesto de las copias fotográficas de las gráficas inscriptas por las dos componentes del Cartuja de 340 kg. de masa, que tuvo la amabilidad de remitirnos el Revdo. P. Manuel María Sánchez-Navarro Neumann, S. J., director de dicho Observatorio.

Hemos hecho una ampliación fotográfica (aumento cinco veces) de la gráfica correspondiente a la componente N-S, en la cual corresponde a un minuto la longitud de 51 milímetros, lo que nos ha permitido determinar con gran precisión las horas de las fases que hemos podido identificar.

Dada la gran distancia epicentral de este Observatorio, las primeras fases P y \bar{P} resultan en el original muy poco perceptibles: en la ampliación, hemos podido determinar la hora de P, que coincide sensiblemente con la comunicada por dicha Estación e inserta en el cuadro I. En cuanto a la \bar{P} , por aparecer con amplitud pequeñísima y coincidir con otra onda ($R \bar{P}$), no hemos podido fijarla con seguridad, y hemos renunciado a utilizarla. En cambio, la onda \bar{S} , en ímpetu muy marcado, se distingue muy bien, y es de gran importancia, por la garantía que ofrece, en la determinación de la profundidad hipocentral. Además de esa fase hemos podido identificar las $R_s \bar{P}$ y $R_{s_2} \bar{P}$ y los intervalos medidos en la gráfica ampliada dan los siguientes valores:

Intervalo entre P y $R_s \bar{P}$	26,4 s.
» » P y $R_{s_2} \bar{P}$	1 m. 32,3 s.
» » P y \bar{S}	1 m. 42,3 s.

Aplicando el método de interpolación ya descrito, resultan los siguientes valores respectivos de la profundidad hipocentral:

$$h = 35, \quad h = 32,5 \quad \text{y} \quad h = 36 \text{ km.}$$

Si hallamos ahora el promedio de los obtenidos por el análisis de los sismogramas registrados en las Estaciones de Tortosa, Barcelona, Toledo y Granada, resulta:

$$h = 35,8 \text{ km.} \quad \dots\dots(43)$$

Calculando los errores medios por las discrepancias entre el valor (43) y los obtenidos aisladamente mediante el intervalo entre dos fases de un sismograma, se halla:

$$\begin{array}{l} \text{Error medio del promedio } h = 35,8 \dots \dots \dots \pm 1,06 \text{ km. } | \dots(44) \\ \text{» } \text{ » de un valor aislado de } h \dots \dots \dots \pm 3,68 \text{ » } | \end{array}$$

A pesar de carecer de suficiente número de observaciones a distancias inferiores a 300 kilómetros, y de ser las gráficas de difícil interpretación, el cálculo de la profundidad hipocentral se hace en muy buenas condiciones, pues el error medio del promedio de todos los valores obtenidos de h es solamente de un kilómetro, grado de aproximación extraordinario, que no puede superarse a causa de la apreciación en segundos solamente de la hora de las fases de los sismogramas, y que resuelve con gran precisión el problema de la localización del foco sísmico.

CAPÍTULO V

CALCULO DE LA HORA INICIAL DEL SISMO PIRENAICO, DE 10 DE JULIO DE 1923, EN EL FOCO Y EN EL EPICENTRO

Obtenidas en los capítulos precedentes las coordenadas hipocentrales, que fijan la posición del foco, nos falta ahora calcular la hora inicial del sismo que acaba de definir el fenómeno, al darnos su posición en el tiempo.

Empezaremos por el cálculo de la hora inicial del sismo en el epicentro.

Obtenida la profundidad hipocentral y las distancias epicentrales que a cada una de las Estaciones corresponde, y que se insertan en el cuadro II, nada más fácil que calcular con las tablas de A. Mohorovičić, y siguiendo el procedimiento de interpolación expuesto en el capítulo precedente, la duración del trayecto de las ondas P que corresponde a cada Observatorio, y restándola de la hora de P registrada, tendremos un valor de la hora epicentral que busquemos.

Hechos los cálculos, se obtiene el resultado que se inserta en el siguiente cuadro:

CUADRO IV

Duración del trayecto de las ondas P y hora epicentral que corresponde a cada una de las estaciones sismológicas.

Nombre de la estación	Duración del trayecto de las ondas P	Hora epicentral
Tortosa.....	30 s. 6	5 h. 31 m. 16 s. 4
Barcelona.....	39 s. 0	17 s. 0
Toledo.....	51 s. 6	15 s. 4
Puy de Dôme.....	1 m. 2 s. 3	18 s. 7
Granada.....	1 m. 23 s. 3	17 s. 7
Coimbra.....	1 m. 29 s. 1	18 s. 9
Argel.....	1 m. 34 s. 1	16 s. 9
Parc Saint Maur.....	1 m. 36 s. 3	14 s. 7
Besançon.....	1 m. 36 s. 5	18 s. 5
San Fernando.....	1 m. 46 s. 6	15 s. 4
Zürich.....	1 m. 56 s. 4	17 s. 1
Strassburg.....	2 m. 0 s. 1	16 s. 9
Oxford.....	2 m. 11 s. 9	16 s. 1
Rocca di Papa.....	2 m. 26 s. 0	15 s. 0
De Bilt.....	2 m. 27 s. 0	14 s. 0
	Promedio	5 h. 31 m. 16,58 s.

Por las razones expuestas en la página 481, se han excluido las Estaciones de Chur y Uccle, y se han tomado como horas de P, para Zürich la que da el Anuario de dicho Observatorio (17) en décimas de segundo (5 h. 33 m. 13,5 s.), y para Strassburg, la registrada por la componente vertical, 5 h. 33 m. 17 s.

Si calculamos los errores medios que corresponden al promedio de la hora epicentral y a los valores aislados que se insertan en el cuadro IV, se halla:

$$\begin{array}{l} \text{Error medio del promedio de la hora epicentral.....} \quad \pm 0,39 \\ \text{» » de cada valor aislado.....} \quad \pm 1,49 \end{array} \left. \vphantom{\begin{array}{l} \text{Error medio del promedio de la hora epicentral.....} \\ \text{» » de cada valor aislado.....} \end{array}} \right\} \dots\dots(45)$$

Como se ve por este resultado, el error medio del valor de la hora epicentral, deducida por el dato de una Estación, viene a ser de segundo y medio: si para calcular el promedio, excluimos del

cuadro IV las Estaciones cuya hora epicentral discrepa del promedio en más de segundo y medio, que son:

	<u>Diferencia</u>
Puy de Dôme.....	— 2 s. 12
Coimbra.....	— 2 s. 32
Parc Saint Maur.....	+ 1 s. 88
Besançon.....	— 1 s. 92
Rocca di Papa.....	+ 1 s. 58
De Bilt.....	+ 2 s. 58

se obtiene el siguiente resultado:

Promedio de la hora epicentral.....	5 h. 31 m. 16 s. 42	}(46)
Error medio de este promedio.....	± 0 s. 31	
» » de un valor aislado.....	± 0 s. 93	

Como se ve por estos resultados, los promedios difieren sólo en 16 centésimas de segundo, de modo que la hora del sismo en el epicentro puede tomarse:

Hora del sismo en el epicentro..... 5 h. 31 m. 16,5 s.(47)

con error medio de un tercio de segundo.

La hora epicentral correspondiente a cada Estación, resulta con un error medio de segundo y medio, si se consideran todos los Observatorios que figuran en el Cuadro IV, y de un segundo, en números redondos, si se excluyen las seis Estaciones de Puy de Dôme, Coimbra, Parc Saint Maur, Besançon, Rocca di Papa y de Bilt. Como este error medio resulta de la incertidumbre con que se ha observado en cada Estación la hora de P, podemos concluir que la precisión de los datos del registro instrumental viene a ser de un segundo y de segundo y medio, en el caso más desfavorable de considerar todas las Estaciones. Si se tiene en cuenta que, a juzgar por los sismogramas registrados en las Estaciones más próximas al epicentro, la fase inicial del movimiento era muy difícil de distinguir a distancias superiores a 400 kilómetros, que son las de casi todos los Observatorios, podemos deducir que las observaciones en este sismo son excelentes, pues no acusan, en general, más que incertidumbre de un segundo, que es la unidad que expresa en números redondos la hora de P.

Como en otros sismos más violentos, o en que las Estaciones se hallen más próximas al epicentro, las circunstancias serán más favorables y más segura la interpretación de las fases, la precisión alcanzada en este estudio al calcular las coordenadas hipocentrales y la hora inicial del sismo, no superará a la que pueda obtenerse en esos sismos privilegiados, y la que acaba de deducirse se podrá considerar como resultado de carácter general.

Para hallar la hora inicial del sismo en el foco, no habrá más que restar de la hora epicentral la duración del trayecto del rayo normal, o sea de la profundidad hipocentral, que en este sismo es de 35,8 kilómetros. Como la velocidad de las ondas P puede considerarse con suficiente aproximación, según hemos demostrado en otro trabajo (13) igual a 5,7 km. seg., la duración de dicho trayecto normal será de 6,3 s. y restándola de la hora epicentral: 5 h. 31 m. 16,5 s., tendremos la:

Hora del sismo en el foco..... 5 h. 31 m. 10,2 s. [48]

El error medio de esta hora será de medio segundo, teniendo en cuenta el de la hora epicentral y el que resulta en el cálculo de la profundidad hipocentral.

Para comprobar el valor que acaba de hallarse (48) de la hora inicial del sismo en el foco, nos valdremos de los datos de observación de Tortosa, pues al estudiar la gráfica de dicho Observatorio, hemos dicho que la onda \bar{P} se registraba allí 3,25 ó 3,5 segundos después que la P, de modo que la hora de \bar{P} en Tortosa es: 5 h. 31 m. 50,25 s. ó 50,5 s. Restando de esta hora el tiempo de recorrido de \bar{P} , hallaremos la hora del sismo en el foco. En el supuesto del rayo rectilíneo, la distancia focal correspondiente a Tortosa es:

$$\sqrt{\Delta^2 + h^2} = \sqrt{226,7^2 + 36,6^2} = 229,6$$

El tiempo de recorrido que se obtiene dividiendo esta distancia focal 229,6 por $v=5,7$, es: 40,3 s., y restándolo de la hora de P: 5 h. 31 m. 50,25 ó 50,5 s., se halla 5 h. 31 m. 9,95 s. ó 10,2 s., que coincide sensiblemente con el valor (48), pues la diferencia es sólo de dos décimas de segundo o nula.

Para comprobar el valor hallado de la profundidad hipocentral, podemos aplicar el procedimiento que permite determinarla

en función de la distancia epicentral Δ de una cierta Estación y el intervalo τ entre la hora de P registrada en ella, y la hora epicentral. La fórmula que da el valor de h es: (13)

$$h = \frac{\Delta^2 - v^2\tau^2}{2v\tau} \quad [49]$$

La aplicaremos solamente a la Estación más próxima al epicentro, que es Tortosa, pues según hemos demostrado en otro trabajo (14), dicho procedimiento sólo tiene precisión tratándose de distancias epicentrales pequeñas, y, desde luego, inferiores a unos 300 kilómetros. Tomaremos como hora de \bar{P} en Tortosa: 5 h. 31 minutos 50,4 s., promedio de las dos que acaban de citarse, y que difieren en un cuarto de segundo.

El intervalo entre esta hora y la epicentral: 5 h. 31 m. 16,5 s., será de 33,9 s., y como la distancia epicentral de Tortosa es de 226,7 km. (Cuadro II), la fórmula (49) da en este caso:

$$h = 36,4 \text{ km.} \quad [50]$$

valor que casi coincide con el de 35,8, obtenido en el capítulo IV, pues la diferencia de seis hectómetros cae dentro del error medio, de un kilómetro, con que éste se ha hallado.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

En el presente trabajo se ha tratado de calcular las coordenadas epicentrales del sismo pirenaico (canal de Berdún), de 10 de julio de 1923, utilizando un procedimiento original que se basa en el supuesto del foco puntiforme y en la propagación aparente de las ondas P por la superficie terrestre con la velocidad constante de unos ocho kilómetros por segundo.

Para juzgar del grado de precisión de las horas de P, registradas durante dicho sismo por las Estaciones de Tortosa, Barcelona, Toledo, Puy de Dôme, Marsella, Granada, Coimbra, Argel, Parc Saint Maur, Besançon, San Fernando, Chur, Zürich, Strassburg, Uccle, Oxford, Rocca di Papa y de Bilt, se ha empezado

por determinar una posición aproximada del epicentro, por la intersección de las ramas de hipérbola que a cada pareja de Estaciones corresponden, toda vez que la diferencia de las distancias epicentrales de dos Observatorios es igual al octuplo del intervalo en segundos de las horas de P en ambas registradas.

Aprovechando la circunstancia favorable de que en dos parejas de Estaciones (Argel-Parc Saint Maur y Rocca di Papa-de Bilt), las horas de P son iguales, y la rama de hipérbola queda substituida por la mediatriz de la recta que une los dos Observatorios, se ha simplificado la construcción gráfica, que, por intersección de cuatro lugares geométricos, ha dado un punto epicentral de coordenadas.

$$x_0 = -80 \quad y_0 = +70 \text{ km.}$$

que apenas difiere del obtenido por el cálculo:

$$x_0 = -76,7 \quad y_0 = +70,2 \text{ km.}$$

al resolver las ecuaciones de las dos mediatrices.

Halladas las distancias epicentrales que corresponden a este epicentro aproximado, se ha podido trazar la recta dromocrónica, que se ajusta bastante bien a los datos de observación, si se exceptúa la Estación de Marsella, que acusa en la hora de P un retraso inadmisibles de 11 segundos.

Excluida dicha Estación y aplicado a las 17 restantes el procedimiento de cálculo de las coordenadas epicentrales, se obtiene un sistema de ecuaciones cuya resolución, por el método de los mínimos cuadrados, da los valores más probables de las incógnitas:

$$x_0 = -79,7 \quad y_0 = 60,3 \text{ km.}$$

Error medio para $x_0 \dots \pm 8,5$. Error medio para $y_0 \dots \pm 7,5 \text{ km.}$

que difieren muy poco de las coordenadas

$$x_0 = -68,4 \quad y_0 = +63,5 \text{ km.}$$

del epicentro obtenido por el ingeniero señor Rey Pastor (2), como resultado del reconocimiento de la región pleistocénica, hecho a raíz del sismo, pues no hay que olvidar que el trazado de las iso-

sistas, del que se deriva la posición del epicentro, se funda en la intensidad empírica del sismo apreciada en los lugares habitados o en los efectos producidos sobre el terreno, y es muy corriente el caso de que la isosista máxima encierre un área en que no hay valores de la intensidad empírica, lo cual da lugar a incertidumbre en el trazado de dicha isosista, alrededor del epicentro, del orden de 6 ó 7 kilómetros.

Como en el sismo que estudiamos, el principio de la onda resulta ya muy poco perceptible a distancias mayores de 500 kilómetros, hemos aplicado el procedimiento de cálculo de las coordenadas epicentrales al grupo formado por las 11 Estaciones más próximas al foco, con el objeto de no rebasar la distancia epicentral de unos 900 kilómetros. Los resultados del cálculo coinciden sensiblemente con los obtenidos al considerar todas las Estaciones, de modo que no se manifiesta la influencia desfavorable que pudiera imaginarse en las Estaciones distantes por la dificultad de apreciar exactamente la hora de P a causa de la pequeña amplitud con que se manifiesta el impulso inicial del sismo.

Tampoco se ha obtenido ventaja alguna en el cálculo de las coordenadas epicentrales al dividir las 18 Estaciones, dispuestas en orden de distancia epicentral, en dos grupos iguales: uno, formado con las más próximas, y otro, con las restantes, y combinar una del primer grupo con la homóloga del segundo, para formar las parejas de Estaciones que exige el artificio substrativo, que convierte el primitivo sistema de ecuaciones en otro lineal equivalente.

Obtenidas las coordenadas más probables del epicentro y las distancias que corresponden a las diversas Estaciones, se pasa al trazado definitivo de la dromocrónica, al cual se ajustan bastante bien los datos de observación, pues sólo se advierten discrepancias de un par de segundos, excepción hecha de las Estaciones de Chur y Uccle, que muestran desacuerdos de más de tres segundos. Excluidos estos dos Observatorios y tomando para hora de P, en Strassburg, la que registra la componente vertical del sismógrafo, más sensible a las ondas longitudinales, y para Zúrich la que da esta Estación en décimas de segundo, se obtienen por el mismo procedimiento de cálculo las coordenadas epicentrales:

$$x_0 = - 84,4 \quad y_0 = + 56,2 \text{ km.}$$

cuyo error medio vale:

$$\text{Para } x_0 \dots \pm 4,7. \quad \text{Para } y_0 \dots \pm 4,1 \text{ km.}$$

Como se ve por estas cifras, la precisión del resultado es algo mayor que en el primer cálculo, y la incertidumbre con que se fija el epicentro es de unos seis kilómetros, resultado de acuerdo con la opinión (manifestada en carta) del ilustre sismólogo profesor A. Mohorovičić, al afirmar que en el estado actual de la Sismometría, el epicentro sólo puede hallarse con aproximación de 0,05 de grado terrestre, o sea de cinco a seis kilómetros.

Como en el presente trabajo se han utilizado datos del registro ordinario de 18 Estaciones, hasta la distancia epicentral de 1.150 kilómetros, el resultado obtenido puede reputarse de carácter general y muestra el límite a que se puede aspirar en el problema de la determinación del epicentro, mientras las horas de la fase inicial del sismograma se sigan registrando en segundos redondos.

Como el conocimiento de las horas de las ondas P no basta para determinar la profundidad hipocentral, hemos tenido que recurrir al procedimiento de medir en la gráfica de las Estaciones más próximas al epicentro, el intervalo entre dichas ondas y las que le siguen y resultan claramente perceptibles en el sismograma considerado. Comparando los valores de dichos intervalos con los que dan las tablas de A. Mohorovičić (11) para los cuatro valores $h=0, 25, 45$ y 57 kilómetros, hemos podido obtener por interpolación gráfica doce valores de la profundidad hipocentral del sismo pirenaico de 10 de julio de 1923, bastante acordes para que su promedio

$$h = 35,8 \text{ km.}$$

tenga un error medio tan sólo de

$$\pm 1,06 \text{ km.}$$

Este resultado prueba que el cálculo de la profundidad hipocentral se obtiene en este caso con igual precisión a la alcanzada cuando se utilizaban las horas de P, registradas en varias Estaciones a distancias inferiores a 300 kilómetros (14).

Conocidas ya las coordenadas del foco, se obtienen los siguientes valores de la hora inicial de la sacudida:

Hora del sismo en el epicentro. . 5 h. 31 m. 16,5 s. Error medio. $\pm 0,4$ s.
— — — foco. 5 h. 31 m. 10,2 s. Error medio. $\pm 0,5$ s.

Como conclusión general del presente estudio, dedúcese que el cálculo de las coordenadas epicentrales por medio de las horas de P registradas a distancias superiores a 300 kilómetros (hasta unos 1.500), da una precisión de cinco o seis kilómetros: para fijar el epicentro con mayor exactitud, es necesario contar con las horas de la fase inicial a la décima de segundo.

Esta necesidad de una mayor exactitud en la medida del tiempo, ha sido reconocida ya por los sismólogos, que han estudiado tan importante cuestión, entre ellos, para no citar más que algunos nombres, por los señores profesores A. y S. Mohorovičić, Gutenberg, A. de Quervain y E. Rothé. Es más, de acuerdo con esta tendencia, las Estaciones de Chur y Zürich están dotadas de péndulos que registran las fases del sismograma a la décima de segundo.

Por lo que respecta al cálculo de la profundidad hipocentral, ésta puede determinarse con suma precisión, aplicando el método de interpolación que hemos descripto en el presente trabajo, siempre que se disponga de gráficas en aceptables condiciones y se hagan de ellas ampliaciones fotográficas que permitan determinar los principios de las fases a la décima de segundo.

Por último, los notables trabajos ya citados, de los profesores A. y S. de Mohorovičić (7), y Gutenberg (8), acerca de la propagación de las ondas en las capas terrestres superficiales y los datos de las tablas del primero de dichos sismólogos, servían sólo para la Europa Central, en donde asentaban los focos de los sismos estudiados. Los resultados del presente trabajo están de acuerdo con las cifras deducidas para los sismos de la Europa Central, y como las horas de P que hemos utilizado en nuestro estudio (véase cuadro I) han sido registradas en Observatorios situados en la Europa occidental, a esta zona se pueden extender las conclusiones de los autores ya citados; es decir, que las condiciones de propagación de las ondas sísmicas en la Península no difieren sensiblemente de las que reinan en la Europa central.

Este resultado nos parece de gran importancia y merece ser confirmado en estudios posteriores dedicados a la sísmica ibérica, para resolver la importante cuestión de si la constitución de las capas corticales, en lo que atañe a la propagación de las ondas sísmicas, es la misma en toda la superficie terrestre, o por el contrario varía sensiblemente de unas regiones a otras, en cuyo caso

habría que determinar las características de cada una, dedicando monografías especiales a los sismos que en ellas se fueran presentando.

Nota final.—Al escribir esta Memoria en 1926, consultamos el trabajo (2) del señor Rey Pastor, y del trazado de sus isosistas dedujimos las coordenadas geográficas del epicentro

$$\varphi = 42^{\circ} - 34' - 17'' \quad \text{y} \quad \lambda = 0^{\circ} - 50' \quad \text{W. Gr.}$$

con poca exactitud, pues utilizamos para obtenerlas un mapa en escala de 1 : 1.500.000 del conocido atlas de Stieler, ya que el Instituto Geográfico no ha publicado aún la hoja de su mapa correspondiente a la región epicentral.

Al corregir las pruebas de imprenta de esta Memoria, el señor Rey Pastor nos comunica que en su nueva investigación, aún no publicada, del sismo pirenaico de 10 de julio de 1923, en que utiliza los datos de observación de su reconocimiento sobre el terreno y los de los boletines de información microsísmica, obtiene para coordenadas geográficas del epicentro

$$\varphi = 42^{\circ} - 35' \quad \text{y} \quad \lambda = 0^{\circ} - 54' \quad \text{W. Gr.}$$

valiéndose del trazado de las isosistas (punto situado a unos cuatro o cinco kilómetros al W. del pueblo de Martes), y

$$\varphi = 42^{\circ} - 33' \quad \text{y} \quad \lambda = 0^{\circ} - 57' \quad \text{W. Gr.}$$

valiéndose del procedimiento gráfico de intersección de las mediatrices.

A estos dos puntos corresponden, respectivamente, las coordenadas rectangulares

$$x_0 = -73,9 \quad y_0 = 64,8 \text{ km.} \quad \text{y} \quad x_0 = -78,0 \quad y_0 = 61,1 \text{ km.}$$

que comparadas con las que nos ha dado el cálculo (pág. 473)

$$x_0 = -79,7 \quad y_0 = 60,3 \text{ km.} \quad (21)$$

muestran sorprendente coincidencia, especialmente para el segundo epicentro del señor Rey Pastor, en que la distancia de ambos puntos es sólo de 1,8 kilómetros, inferior a la que podía esperarse de los errores de observación, ya que las horas de P, registradas por las Estaciones sismológicas, se expresan en segundos redondos.

BIBLIOGRAFÍA

1. A. REY PASTOR.—Sismicidad en España y N. de Africa, en el año 1923. Revista "Ibérica", núm. 518 (8 de marzo de 1924).

2. A. REY PASTOR.—Los fenómenos sísmicos de la canal de Berdún, 1923. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, tomo XXIV (1924), págs. 79-95.

3. El terremoto de 10 de julio de 1923. Revista "Ibérica", número 493, 15 de septiembre de 1923.

4. Annuaire de l'Institut de Physique du Globe, Strassburg, 1923, publié sous la direction de E. Rothé, professeur à la Faculté des Sciences. Deuxième partie: Séismologie. Observations des Stations françaises. Région des Pyrénées. Tremblement du 10 juillet de 1923, pages 77-99.

5. W. JORDAN.—Handbuch der Vermessungskunde, fortgesetzt von Weil Dr. C. Reinhertz. Dritter Band. Sechste erweiterte Auflage bearbeitet von Dr. O. Eggert, Stuttgart, 1916.

6. HARRY O. WOOD.—A list of seismological Stations of the World. Bulletin of the National Research Council. Vol. II, Part. 7. July, 1921, Washington.

7. A. MOHOROVICIC.—Jahrbuch des meteorologischen Observatoriums in Zagreb für das Jahr, 1909. IX. IV. Teil. Abschnitt I. Das Beben vom 8-X-1909.

S. MOHOROVICIC.—Die reduzierte Laufzeitkurve und die Abhängigkeit der Herdtiefe eines Bebens von der Entfernung des Inflexionspunktes der primären Laufzeitkurve. Beiträge zur Geophysik. XIII, págs. 217-240.

II MITTEILUNG.—Die Ausbreitung der Erdbebenstrahlen in den tiefen Schichten der Erde. Beit. z. Geoph. XIV, págs. 187-298.

S. MOHOROVICIC.—Das Erdinnere. Zeitschrift für angewandte Geophysik, Vol. I, cuads. 11 y 12, 1925.

8. B. GUTENBERG.—Die mitteleuropäischen Beben vom 16 November 1911, und 20 Juli 1913. I. Herausgegeben von O. Heccker. Veröffent. d. Centralbur os. d. Int. Seism. Assoz. Strassburg. 1915.

9. E. ROTHÉ.—Sur la propagation des ondes séismiques au voisinage de l'épicentre. Préliminaires continues et trajets à refraction. Ondes P et \bar{P} exposé d'après les travaux de A. Mohorovičić. "Publications du Bureau cent. sism. int. Travaux scientifiques. Série A. Fascicule I, 1924.

10. B. GUTENBERG.—Neue Auswertung der Aufzeichnungen der Erdbebenwellen infolge der Explosion von Oppau. *Physikalische Zeitschrift*, enero, 1925, págs. 259-60.

11. Tables de A. Mohorovičić. Publications du Bureau cent. sism. int. Série A. Travaux scientifiques. Fasc. 3, 1925.

12. B. GUTENBERG.—Bearbeitung von Aufzeichnungen einiger Weltbeben. Darmstadt. 31 págs. en 4.º y 2 figs. Tirada aparte de las "Abhandlungen der Senckbergischen Gessellschaft". Vol. 40. Cuad. I. Frankfurt, a. M., 1925.

13. V. INGLADA.—Cálculo de las coordenadas del foco sísmico y del instante inicial de las sacudidas por medio de las horas del principio de los sismogramas registrados en varias Estaciones próximas. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*. Tomo XXII, cuaderno IV, páginas 523-292.

14. V. INGLADA.—Contribución al estudio del megasismo japonés de 1.º de septiembre de 1923. Cálculo de las coordenadas focales y del instante inicial del terremoto principal por medio de las horas de \bar{P} registradas en las Estaciones próximas. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*. Tomo XXIII, cuad. I, págs. 47-135.

15. S. ROSENTHAL.—Ueber die Tiefenbestimmung von Erdbebenherden. *Beit. z. Geoph.* XIII, 1914, págs. 28-64 y 106-147.

16. A. MOHOROVICIC.—Die Bestimmung des Epizentrums eines Nahbeben, *Beit. z. Geoph.* Vol. XIV, págs. 199-205, 1916.

17. A. DE QUERVAIN.—Jahresbericht des schweizerischen Erdbebendienstes, 1923. Zürich, 1924, pág. 5.

18. E. TORALLAS TONDO.—Rapport sur l'organisation du service sismologique en Espagne. Instituto Geográfico. Madrid, 1924.

INDICE

Introducción.....	1
Capítulo I. Antecedentes y datos de observación relativos al sismo.....	4
Capítulo II. Cálculo de las coordenadas del epicentro por medio de las horas de P registradas en varias estaciones próximas.....	11
Capítulo III. Determinación del epicentro del sismo pirenaico de 10 de julio de 1923.....	18
Capítulo IV. Determinación de la profundidad hipocentral del sismo pirenaico de 10 de julio de 1923.....	36
Capítulo V. Cálculo de la hora inicial del sismo pirenaico de 10 de julio de 1923, en el foco y en el epicentro.....	43
Capítulo VI. Conclusiones.....	47

Publicado en la «Revista de la Real
Academia de Ciencias Exactas, Físicas
y Naturales, de Madrid». Tomo XXIV,
— = 9.º de la 2.ª serie. 1929 — —