

MEMORIAS
DEL INSTITUTO
GEOGRAFICO
Y CATASTRAL

47

1900
1944

528
IG
BIBLIOTECA IGN

I.G.C.

INSTITUTO GEOGRAFICO Y CATASTRAL
Memorias, Tomo XVII

I. REY PASTOR, Alfonso

El sismo del Segura Medio de 25 de agosto de 1940
Madrid, 1944

SANS HUELIN, Guillermo

Determinaciones Relativas de la Intensidad de la
Gravedad.

Madrid, 1944

III. ESPINOSA DE LOS MONTEROS, José María

Red de observaciones con gravímetro en la provincia
de Huelva.

SANS HUELIN, Guillermo y ESPINOSA DE LOS MONTEROS,
José María

Investigación Gravimétrica en la zona minera del
Castillo de las Guardas.

Madrid, 1944

IV. REY PASTOR, Alfonso

La Comarca Sísmica de Fortuna

Madrid, 1944

V. SANS HUELIN, Guillermo ~~estrecho de Gibraltar~~

Investigación Gravimétrica en las concesiones mineras
de la Corrida de San Platón.

Madrid, 1945

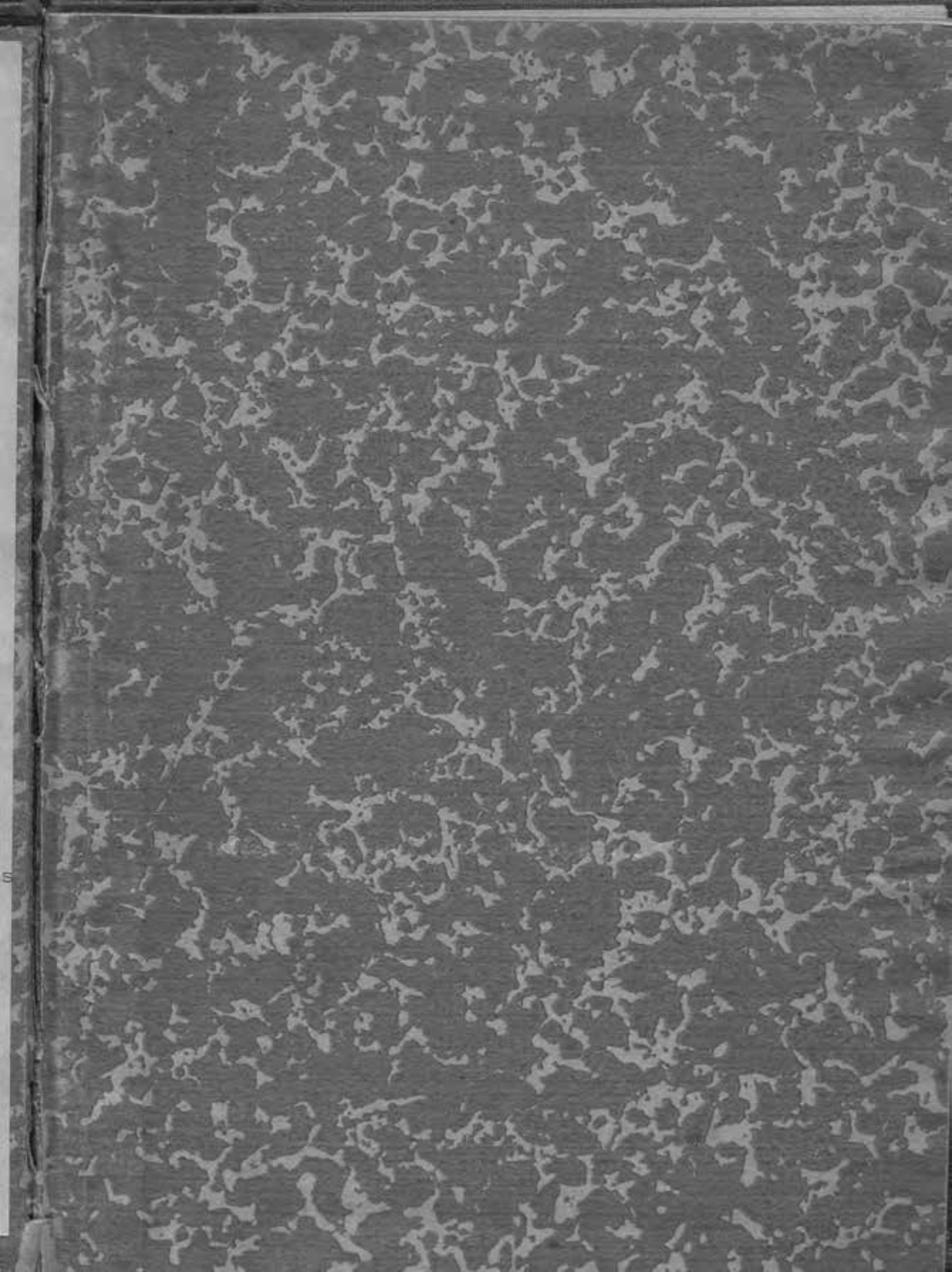
Carta magnética del Estrecho de Gibraltar

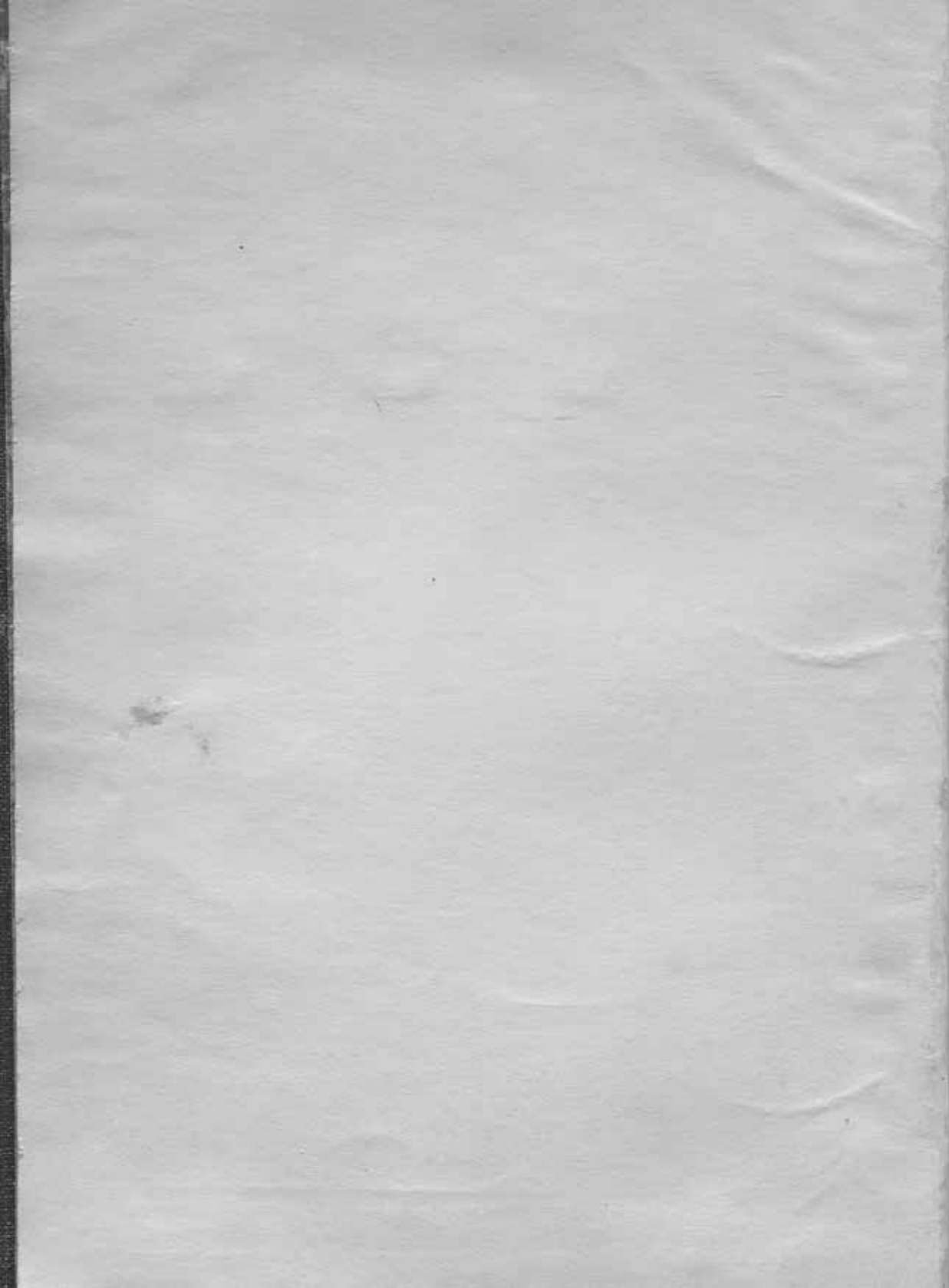
VII Guillermo SANS HUELIN

Comparaciones Metrológicas Interferenciales

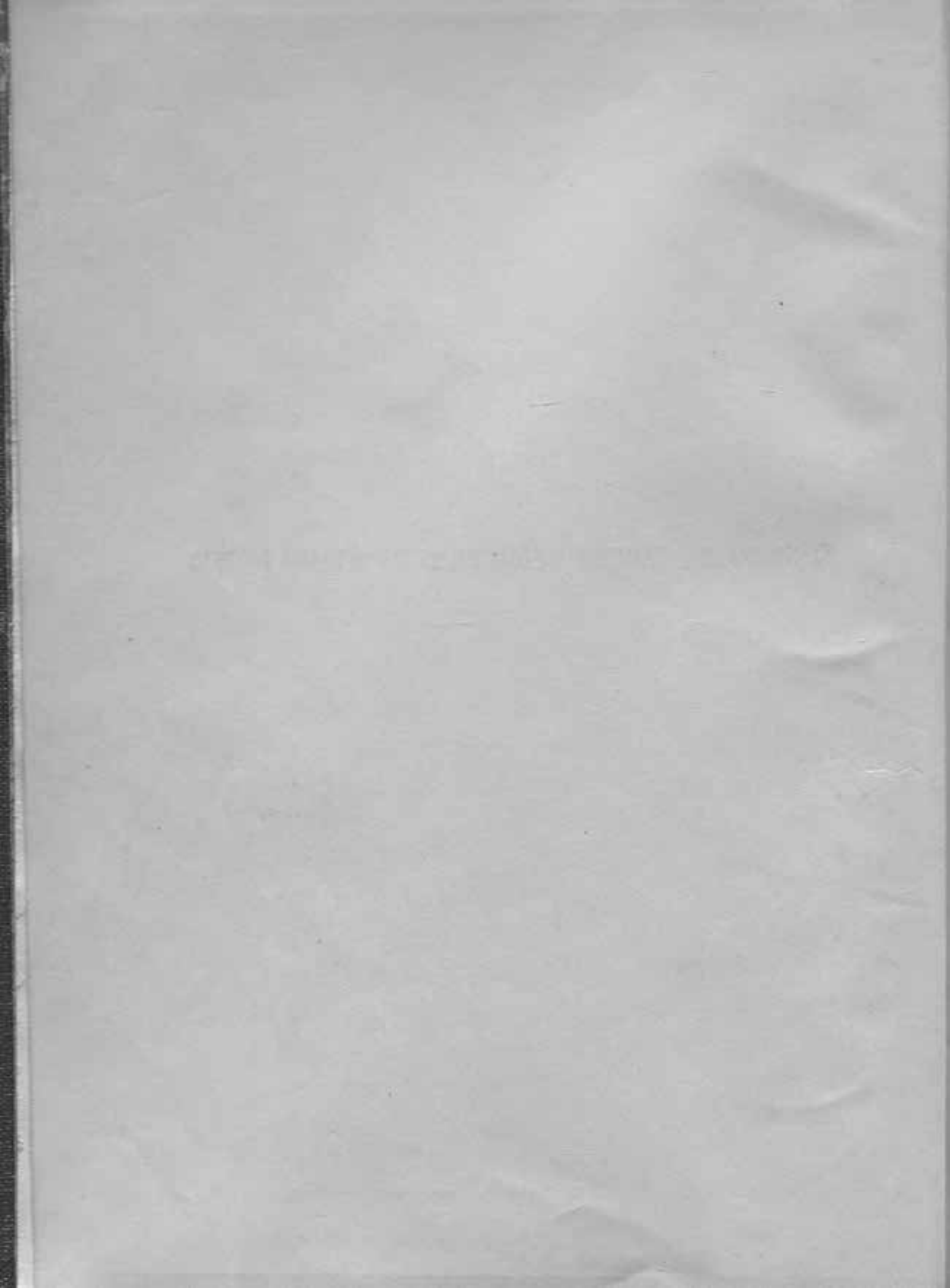
Madrid, 1945

=====





EL SISMO DEL SEGURA MEDIO DE 25 DE AGOSTO DE 1940



526.1164
J

MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL

Tomo XVII

I

EL SISMO DEL SEGURA MEDIO
DE 25 DE AGOSTO DE 1940

POR

ALFONSO REY PASTOR

INGENIERO GEÓGRAFO. CORONEL DE ESTADO MAYOR



MEMORANDUM

UNITED STATES DEPARTMENT OF COMMERCE

January 2, 1940

TO: THE SECRETARY OF COMMERCE

FROM: THE BUREAU OF COMMERCE

SUBJECT: [Illegible]

[Illegible text at the bottom of the page]

ANTECEDENTES

El día 25 de Agosto de 1940 los sismógrafos de la Estación de Alicante registraron una vigorosa sacudida correspondiente a un sismo de distancia epicentral de 72 a 78 kilómetros. Por los despachos telegráficos de las demás Estaciones pudimos fijar la situación del epicentro en la cuenca del Segura Medio, y por los datos de los informadores concretamos la situación de tal punto en la comarca de Blanca-Archena.

Aunque el sismo no tuvo carácter violento ni hubo daños en las edificaciones, sin embargo, consideramos que sería de interés su estudio y pedimos a la Superioridad autorización para efectuar un reconocimiento en la zona epicentral. Aprobada por la Dirección general del Instituto Geográfico y Catastral tal propuesta, efectuamos sobre el terreno un examen de las circunstancias en que se ha desarrollado el fenómeno.

La sacudida principal, en el epicentro, tuvo lugar a las 0^h 21^m 51^s (tiempo medio Greenwich), según se deduce del análisis sismométrico que figura en la segunda parte de esta Memoria. Fué percibida con casi igual intensidad y características en los pueblos de Blanca, Ricote, Ojós Ulea y Villanueva del Segura; tuvo una duración de unos dos a tres segundos, intensidad de grado V $\frac{1}{2}$ y fué precedida de ruidos de tipo II de Davison (trueno lejano). En todos los pueblos referidos, la dirección del movimiento, así como la de los ruidos, fué la del eje del Segura. El fenómeno acústico tuvo lugar con efectos de resonancia acentuada en algunos lugares próximos a barrancos o acantilados de las orillas del río.

El carácter vibratorio de la sacudida principal fué de componente horizontal con algún débil valor susultorio en varios puntos. En los pueblos antes referidos se notaron varias réplicas débiles en número de tres, siendo la primera a las 3^h 05^m, de grado III; otra, de grado II, a las 3^h 15^m, y la tercera, a las 5^h 10^m.

Algunos informadores señalan hasta ocho muy débiles en el espacio

R-1328.

de nueve horas. En los pueblos de Ceuti y Lorquí, aunque la intensidad del choque fué algo menor que en Blanca, Ojós y Ulea, también se sintieron tres sacudidas. En todos los puntos la dirección del movimiento en las réplicas fué igual que la correspondiente a la sacudida principal.

No hubo modificación alguna en el relieve del suelo, si exceptuamos unas grietecillas en Archena, ya existentes, que se abrieron algo más, efecto de la sacudida. El manantial tampoco sufrió alteración ninguna ni en el caudal ni en la temperatura del agua.

En los capítulos que siguen exponemos los resúmenes de las observaciones y cálculos efectuados; dedicamos la primera parte al estudio geológico y sísmico de la comarca y la segunda al análisis sismométrico.

PRIMERA PARTE

Estudio sismo-tectónico de la Comarca.

I.—Región meridional de la Península.

Para los estudios de sismicidad que hemos efectuado en la Península Ibérica (2) (*) tomamos como base fundamental los trabajos de Geografía y Geotectónica modernamente publicados, más los correspondientes a datos sísmicos de orden histórico y científico, obtenidos éstos por los registros instrumentales de la Red española, juntamente con los del «Bureau Central Séismologique International» (1).

Hemos dividido el área peninsular en cuatro grandes regiones o unidades fundamentales, éstas a su vez en zonas y a su vez algunas de ellas han podido subdividirse en comarcas sísmicas. La zona objeto particular de estudio ha de ser ahora la de Murcia-Alicante y, especialmente, la Comarca del Segura o murciana; pero antes han de exponerse unas ideas sucintas acerca del carácter o tipo sísmico de la Región meridional.

En ésta se destacan en primer lugar dos elementos estructurales: la Depresión del Guadalquivir o Valle Bético y la potente masa montañosa de los Sistemas «Penibético» y «Mole Bética» (**).

La Región meridional queda perfectamente separada de la central

(*) Véase Nota Bibliográfica.

(**) Existen diversidad de criterios en la cuestión de nomenclatura de estos Sistemas montañosos. Nosotros nos atendremos al criterio adoptado por el Instituto Geológico y Minero, expuesto de modo conciso y brillantemente razonado por Don Pedro Novo y Chicarro en la Introducción de la obra *De Sierra Morena a Sierra Nevada* (8).

o Macizo Hespérico por la falla del Guadalquivir, accidente bien marcado en el trayecto Huelva-Bailén, menos claro de Bailén a Villa-Rodrigo y completamente oculto hacia Levante.

El «Sistema Penibético» presenta caracteres de verdadera cordillera, tanto por su génesis como por su homogeneidad estratigráfica y morfológica; sus materiales mesozoicos y cenozoicos han sido modelados en el fondo del geosinclinal y plegados alpinicamente de modo violento. Su eje orográfico se extiende desde Tarifa al Cabo de la Nao con varios encorvamientos e inflexiones.

La «Mole Bética», dice Gavala (8), es resto de una antigua meseta con engañosa apariencia de cordillera a causa de su variada composición petrológica y reducidas dimensiones transversales. Los depósitos miocenos que la cubren parcialmente están casi horizontales, prueba de que en ellos no han producido plegaduras los movimientos alpinos, que en el Sistema Penibético han levantado las capas miocenas hasta la vertical.

Así, pues, quedan incluidos en la denominación de «Mole Bética» o «Sistema Bético» el conjunto de terrenos no influidos por los movimientos alpinos que forman la costa entre el Cabo de Gata y la Serranía de Ronda.

Para establecer un límite entre ambos Sistemas montañosos, hay que basarse en los caracteres geológicos, ya que geográficamente no hay un accidente general visible que se pueda adoptar como tal límite. Además, hay que tener en cuenta que el macizo integrado por materiales arcaicos y primarios de la misma estructura que la Meseta Ibérica, está en varios sitios recubierto por sierras secundarias del Sistema Penibético, como desbordamientos producidos por la violencia del plegamiento alpino.

Según este criterio, el límite buscado puede ser una línea que pasa aproximadamente por Gaucín, Benaolán, Arriate, Peñarubia, Bobadilla, Antequera, Loja, Granada, Guadix, Baza, Vélez Rubio y Lorca. Los principales accidentes geológicos que marcan tal separación son: Fosas del Guadiaro, Alto Guadalhorce, Genil medio, Hoyas de Guadix, Baza y Lorca-Totana.

Para el estudio sismotectónico de la Región meridional nos interesa recordar algunos rasgos fundamentales de la evolución orográfica de la Cordillera Penibética, especialmente en las Eras secundaria, terciaria y cuaternaria (3) (4) (5).

Sabemos que en el período jurásico existía un profundo geosinclinal al S. de la Falla de Sierra Morena; esta amplia depresión comprendía la mayor parte del emplazamiento de la actual cordillera, formando un vasto cauce que comunicaba el Atlántico con el Mediterráneo. Los sedimentos de gran potencia formados durante la Era secundaria, constituyeron el material fundamental con que luego se había de fraguar la actual cordillera. En tales tiempos ya estaban emergidos los núcleos cristalinos de Nevada, Filabres, etc., los que corresponden a las raíces de los plegamientos hercinianos de la Península (5).

En la Era terciaria se desarrollan las más intensas fases orogénicas que dieron lugar a los principales relieves peninsulares, bien por formación inicial o por rejuvenecimiento de los anteriores. En el período eoceno continúa, en la región que estudiamos, la invasión marítima desde el Algarve al Cabo de la Nao. (Por fin del mismo período ocurren en el NE. de la Península intensos plegamientos que dieron su relieve principal al Pirineo y Cordillera Ibérica.)

En el mioceno (época helvetiense) se realiza primeramente una transgresión marítima, y luego se desencadena una impetuosa acción orogénica, que en sentido tangencial y de SE. a NW. (21) plegó violentamente los estratos del geosinclinal y dió lugar a la formación de la actual Cordillera Penibética, la cual envolvió con sus pliegues a los antiguos núcleos de la Mole Bética. A esta fase de actividad dinámica siguió otra de tranquilidad hasta fines del mismo período mioceno, durante las épocas sarmatiense y pontiense.

A fines del mioceno y comienzos del plioceno se origina una nueva fase de actividad telúrica en forma de remisión de empujes tangenciales por enfriamiento de estratos; se verifica la fragmentación de bloques corticales según líneas de dislocación, hundimientos de unos respecto a otros y, por último, la sumersión de las masas costeras da lugar a la formación de los Ovalos Mediterráneos y apertura del Estrecho de Gibraltar. Simultáneamente, por las numerosas fisuras abiertas, tienen lugar erupciones violentas de materiales basálticos.

En los tiempos pliocenos, y aun en la Era cuaternaria, han continuado y continúan los movimientos de bloques corticales en forma atenuada; estos movimientos son visibles en algunos parajes costeros, mientras que en el interior solamente son acusados por los movimientos sísmicos y delatados por rigurosas revisiones de las redes geodésicas.

II.—La Cordillera Penibética.

SUS CARACTERÍSTICAS

Es sumamente interesante la estructura de esta Cordillera y creemos conveniente examinar sus caracteres geológicos, orográficos y sísmicos, antes de entrar en el detalle de la Comarca del Segura enclavada en la parte oriental de la misma.

Los terrenos predominantes son los secundarios (triásicos y jurásicos) y terciarios (miocenos en su mayoría). Los sedimentos de este sistema son, en general, de tipo transgresivo, y todos ellos aparecen profundamente plegados y transformados. Aunque aparentemente existe gran discordancia entre la estructura orográfica de este sistema montañoso y el de la Mole Bética, Cueto (5) considera que el plegamiento al pino tuvo lugar adaptándose a las raíces y dislocaciones caledoniana y hercinianas, y por ello el encorvamiento de la Penibética corresponde a una estructura fundamental anterior.

El eje orográfico de la Cordillera considerada de SW. a NE. presenta los siguientes rasgos: primeramente se destaca el encorvamiento de las Serranías de Ubrique y Grazalema; luego la directriz marcha rectilíneamente hasta la Sierra de Cazorla, donde sufre una curvatura en dicha Sierra y sus paralelas de Alcaraz y Segura; por último, pasado este núcleo montañoso, casi desaparece la verdadera directriz entre el Segura Medio y el Cabo de la Nao, aunque pueden apreciarse, sin embargo, otros nuevos encorvamientos en tierras de Murcia y Alicante.

Se ve patente el contraste entre las cadenas plegadas normalmente frente al Valle Bético y las que han sufrido el choque contra el borde de la Meseta desde Alcaraz. Por estas razones debemos considerar en la Cordillera cuatro tramos o sectores de estructura distinta consecuentes a las modalidades de su génesis orogénica.

SECTOR 1.º

Lo integran las montañas del Arco de Gibraltar que envuelven el extremo occidental de la Mole Bética. Sus principales Sierras son: las del Campo de Gibraltar, Ubrique, Algibe y Grazalema, enclavadas entre la Punta de Tarifa y el Guadalete. En la Serranía de Grazalema pre-

senta este arco el punto de máxima curvatura, y en ella se destacan varias fallas y líneas de dislocación estudiadas por Gavalá (9), más un grupo importante de focos sísmicos de actividad bien reciente. Las altitudes máximas corresponden a la Serranía de Grazalema con 1.654 metros.

SECTOR 2.º

Se extiende desde el Alto Guadalete hasta el Guadiana Menor, y lo forman un grupo de Sierras cuyo tipo de plegamiento no es tan anormal como el de los otros sectores. Su vertiente N. desciende suavemente hacia «La Campiña», mientras que por el S. termina en el contacto de los terrenos secundarios contra los arcaicos y primarios de la Mole Bética. Sin embargo, por tierras de Jaén ya tienen lugar fenómenos de cabalgamiento característicos de la reacción del borde de la Meseta (6).

La línea de contacto de ambos sistemas es un accidente tectónico de una importancia parecida a la Falla del Guadalquivir, si bien aquélla es de carácter sumamente complejo, mientras que ésta es de tipo uniforme y rectilíneo.

Las alineaciones montañosas de este segundo sector siguen una dirección general de SW. a NE. Sus Serranías van aumentando gradualmente de elevación en este mismo sentido: Sierra de Teril, 1.130 metros; Sierra de Priego, 1.380 metros; Sierra de Lucena, 1.604 metros, y Sierra de Magina, 2.165 metros.

La sismicidad de este Sector es relativamente pequeña y en su área montañosa no se reconocen accidentes tectónicos de importancia. Los núcleos sísmicos residen al S. en la línea tectónica situada entre ambas subcordilleras.

SECTOR 3.º

Lo forman los macizos montañosos entre el Guadiana Menor y el Río Segura en su trayecto medio; alcanza las mayores altitudes de todo el Sistema: Sierra de Cazorla, 1.831 metros; Sierra de Segura, 2.035 metros; Sierra de la Sagra, 2.483 metros, y Sierra de Taibilla, 2.001 metros. En las Sierras de Segura y de la Sagra se forma el nudo de orográfico fundamental entre las vertientes del Atlántico y el Mediterráneo, con nacimientos de los Ríos Guadalquivir y Segura.

El eje general sufre en este sector un encorvamiento que ofrece su concavidad hacia el S. (Véase Mapa sismotectónico de la última página.)

El macizo mesozoico muestra los efectos del choque de las capas plegadas alpinicamente contra el borde de la Meseta, cuya resistencia motivó la deformación de las masas levantadas, con la consiguiente de inflexión del eje resultante y los interesantes fenómenos de cabalgamiento sobre el borde rígido de aquélla.

Este tercer sector presenta todas las características de una cordillera disimétrica; al N. se extiende por el núcleo de colinas del Campo de Montiel y Lomas de Chinchilla, y por el S. queda separado de la Mole Bética por las fosas tectónicas de Guadix y Baza. La sismicidad del macizo es muy pequeña y los fosos quedan, unos en el ante-pais del N. y los demás en las fosas tectónicas citadas.

SECTOR 4.º

A partir del río Segura, en su confluencia con el Mundo, la Cordillera cambia por completo de aspecto; las alineaciones montañosas, antes bien definidas en los grupos anteriores, se pierden en las provincias de Murcia y Alicante, donde las sierras están orientadas en múltiples direcciones que dan al conjunto un aspecto sumamente variado.

Es evidente que la reacción del empuje orogénico en estas comarcas levantinas fué muy distinta a la correspondiente a los sectores anteriores. En este frente, las capas recién levantadas actuaron contra el mismo borde del Pilar de la Meseta y las estribaciones o eslabones finales del Sistema Ibérico ya emergido con anterioridad.

Los movimientos de distorsión y ajuste sufridos al final de la Era terciaria han actuado por igual en la Comarca de Alicante que en la de Valencia, produciéndose en ambas numerosas fallas y hundimientos que han impreso cierto matiz de semejanza a los macizos finales de la Cordillera Penibética y el Sistema Ibérico, hasta el extremo de ser difícil el marcar una línea de separación entre ambos, ni orográfica ni geológicamente. H. Pacheco (3) determina tal límite por el valle del Montesa entre las Sierras de Enguera y Grossa, y luego por el Bajo Júcar.

El eje del Sistema orográfico, después del encorvamiento hacia el SE., cambia su orientación hacia el E. y NE., y en el punto de inflexión es cortado por la Falla del Segura. Ya en la provincia de Alican-

te ofrece otro cambio en forma atenuada para terminar en el Cabo de la Nao. En esta nueva inflexión es cortada la Cordillera por la línea sísmica Valencia-Alicante.

ACCIDENTES TECTÓNICOS

Más adelante expondremos el comportamiento sísmico de las líneas de dislocación de la Comarca del Segura. Ahora solamente recordaremos el trazado de las líneas fundamentales de la Región, y especialmente las de la zona de Murcia-Alicante.

Falla del Guadalquivir.—De tipo longitudinal; carácter uniforme; representa el borde meridional del macizo arcaico de la Meseta; es el accidente tectónico más importante de la Península.

Falla diagonal Penibética (28).—También de tipo longitudinal. Accidente complejo formado por una serie de fosas, fallas y depresiones tectónicas, que corresponden a otro accidente antiguo que marca el emplazamiento del borde septentrional del macizo de la Mole Bética. Entre éste y la Falla del Guadalquivir se forjó el levantamiento de la Cordillera Penibética.

Falla del Sangonera.—Comprende los valles del Guadalentín y Sangonera (*). Puede considerarse como continuación de la anterior. La Sierra de Carrascoy, aunque por sus caracteres geológicos y orográficos está asignada a la Penibética, en realidad, por su fundamento, más bien pertenece a la Mole Bética, como uno de los mantos secundarios y terciarios que han montado sobre los macizos hercinianos ya emergidos con anterioridad al plegamiento.

Fallas transversales de la Mole Bética.—Son las ya conocidas del Guadalhorce, Sierra Tejada, Nacimiento y Almanzora; todas ellas tienen marcado paralelismo con la del Segura medio y están trazadas según las prolongaciones de la raíces de los arrasados pliegues hercinianos de la Meseta.

Fallas de la Penibética.—En las Serranías de Grazalema y Ubrique, Gavala (9) ha determinado la situación de numerosas fallas, siendo la más importante la del Mejaceite-Barbate, que se prolonga por el S. hasta tierras africanas (10). La falla del Segura medio, que es, sísmicamente considerada, la más importante de las transversales de la Penibética; de ella hablaremos luego más detalladamente.

(*) Recibe el nombre de Sangonera el curso bajo del Guadalentín.

La línea sísmica del Bajo Segura también es de notable valor por contener focos activos de primer orden, como luego veremos. La determinada por Novo (26), entre Villena y Sax, se prolonga hacia el NE., según la línea sísmica de Bañeres. La falla de Montesa, definida por H. Pacheco. La línea sísmica de Sagunto-Alicante. La línea Mula-Ceuti-Fortuna (27) (28), probable fractura oculta, la cual ha ejercido influencia notoria en la propagación del movimiento vibratorio del sismo, que estudiaremos en la segunda parte. Otra falla digna de estudio es la de Calasparra, que comprende la confluencia del Mundo con el Segura y luego la del Argos. Con esta falla están relacionados los sismos definidos de Moratalla y Caravaca.

III.—La Comarca del Segura medio.

SU EXTENSIÓN

En el estudio geológico de una región o comarca, las líneas de dislocación (fracturas, fallas, fosas tectónicas, líneas sísmicas, etc.) tienen un papel representativo fundamental para la delimitación de los bloques corticales; permiten analizar el comportamiento isostático de cada uno y deducir su grado de estabilidad o tendencia definida hacia el equilibrio sobre la capa magmática.

Estas líneas de dislocación unas veces son bien visibles, con muestras claras de los efectos de diastrofismo; otras veces solamente pueden reconocerse por la situación de epicentros de focos sísmicos, y cuando se conoce la profundidad hipocentral de los mismos, se logra el reconocimiento completo de las fracturas ocultas activas.

Si queremos realizar un estudio de sismicidad de una comarca, las líneas sismotectónicas, en vez de dividir, unen un cierto territorio, dándole un mismo carácter de inestabilidad, revelado por los coeficientes de intensidad y frecuencia. Por esta razón es difícil, a veces, el delimitar estas comarcas de una manera precisa, y hay que conformarse con establecer límites generales de tipo convencional. Para el estudio del sismo de 25 de Agosto de 1940, denominaremos «Comarca del Segura medio» la extensión superficial afectada de modo amplio por los movimientos sísmicos de los focos enclavados en la falla que, como dijimos, se extiende de Cieza a Alcantarilla (véase Mapa sismotectónico).

CONSTITUCIÓN GEOLÓGICA

Es sumamente variada en esta parte de la provincia de Murcia, y predominan los terrenos terciarios, especialmente eoceno y mioceno, entre los cuales surgen numerosos asomos de materiales mesozoicos (cretáceos y triásicos), que corresponden a una amplia faja que desde el N. de la provincia de Málaga se extiende hacia el E.; en la provincia de Murcia ocupa la parte del NW., atraviesa la mancha neógena de Cieza-Murcia y continúa en forma de asomos aislados en Alicante hasta cerca del Cabo de la Nao (21).

El diluvial solamente cubre la parte NE. de Cieza y el aluvial el valle del Segura y vaguadas de confluencia, en las que se cultivan sus terrenos en feracísimas huertas.

El cultivo de regadío abarca también buenas porciones de terrenos terciarios, mediante una amplia red de riegos con elevaciones a más de 40 metros de altura sobre el nivel del río.

Las rocas hipogénicas modernas están representadas en varias series de asomos: uno en el río Quipar, al NW. de Cieza; otro en el eje de Segura, al W. de Blanca-Archena, y el tercero en el río de Mula. Al E. del Segura, y algo alejado, queda otro grupo cerca de Fortuna. En la depresión del Sangonera hay también algunos asomos basálticos.

En los alrededores de Cieza aparecen varios islotes triásicos con estratificación sumamente perturbada y contactos con el mioceno, casi siempre anormales (12); una faja, también triásica, se extiende por Blanca-Ricote-Ojós, en la orilla derecha del río, y en la izquierda reaparecen algunos islotes del mismo terreno. La gran mancha de Mula-Cieza corresponde al eoceno inferior; la de Archena, también de gran extensión, es de mioceno, clasificado por Mallada y otros autores como de facies marina, pero según los últimos estudios de Royo (13) es definido como continental, consignándose que el marino se halla más hacia la costa. En este terreno se destacan potentes conglomerados de capas de areniscas, más o menos compactas, y abundantes bancos de margas yesíferas (15) teñidas con fuertes óxidos ferruginosos.

Los estratos del mioceno inferior y medio se encuentran sumamente trastornados y con numerosas fracturas y desgajes, consecuentes a violentos efectos de acciones de distorsión. El mioceno superior se presenta, en pocos sitios, en bancos algo inclinados hacia el E.

Los efectos de cabalgamiento, antes citados, de la zona del N. de la

Cordillera, también han sido reconocidos por Fallot (14) al NE. de Caravaca, en la Sierra de la Puerta, donde surgen una serie de estratos invertidos en el mismo sistema eoceno de la mancha de Cieza. Próximo a esta ciudad hay otro cabalgamiento sobre el neogeno, y, hacia Calasparra, son evidentes numerosas dislocaciones. Por el E. han sido marcados cabalgamientos hasta en las Sierras de la Pila y de la Espada, en puntos próximos al límite con la provincia de Alicante.

RÍO SEGURA

En su recorrido se diferencian notablemente tres sectores o tramos: «Alto Segura», desde su nacimiento hasta Calasparra, poco después de su confluencia con el Mundo; «Medio Segura», hasta Alcantarilla, y «Bajo Segura», hasta Guardamar.

El primer trayecto es fiel expresión de la directriz orográfica de las Sierras de Segura y Calar del Mundo, en suave curvatura hacia el NE. y E.; su cauce está subordinado al valle orográfico. El segundo trayecto, en cambio, ofrece un trazado de segmentos rectilíneos: primeramente de Calasparra a Cieza, y después de aquí hasta Alcantarilla. El tercero, de escaso desnivel, presenta el régimen de meandros divagantes impuestos por el nivel de base de su desembocadura.

El segundo sector es el que nos interesa, y en él se ve claramente que su cauce abandona la orientación impuesta por las divisorias del sistema montañoso y se desvía bruscamente, primero por la fractura Calasparra-Cieza, oblicuamente a los ejes montañosos, y luego se lanza de Cieza hacia Murcia por otro accidente tectónico en sentido perpendicular a aquellos ejes, siguiendo las múltiples inflexiones obligadas por los innumerables accidentes que encuentra a su paso.

IV.—La falla del Segura.

Con este nombre se suele designar un destacado accidente tectónico que, en sentido rectilíneo, se extiende desde Cieza hasta Ceuti-Lorquí. No es realmente una falla sencilla, sino una alineación de fracturas, fallas, pliegues-fallas, desgajes, etc., por los cuales corre el Segura en el trayecto citado, y dicho río continúa actualmente con su labor erosiva ahondando la brecha abierta por las acciones dinámico-internas (fig. 1.^a).

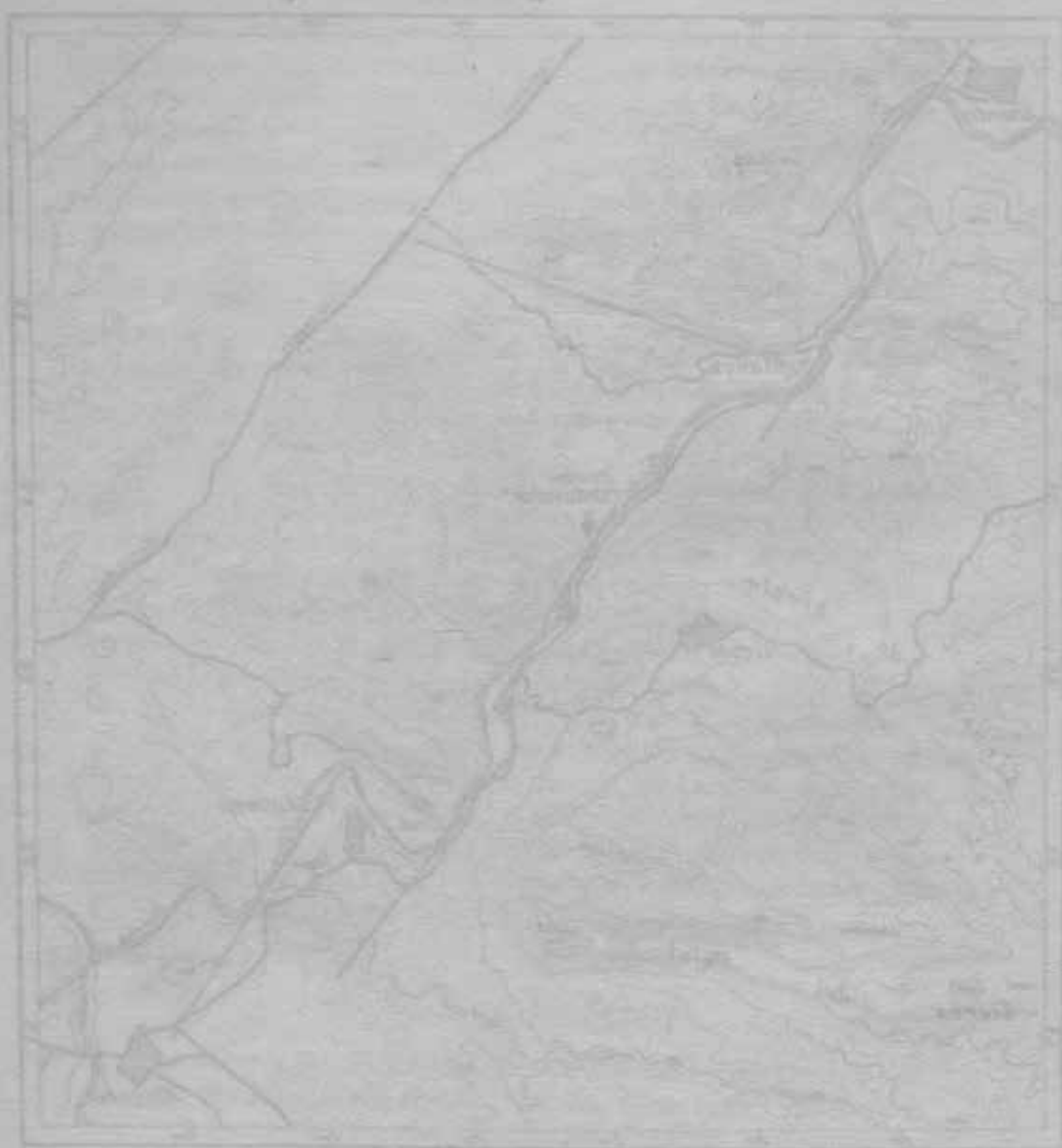
Desde Cieza hasta Abarán, el cauce del río está encajado; al llegar a

Curso del Segura medio



Fig:1.-

Curso del Segura medio



Escala
1:100,000

Fig. 1.

este punto el valle es disimétrico y, en la margen izquierda, se presentan sus laderas erosionadas por una serie de crestones de areniscas compactas del mioceno medio, casi verticales, con abundantes masas de derrubios y grandes bloques caídos (fig. 2.^a). Estos crestones son los arranques de una bóveda anticlinal, cuyo eje está al NW. de la carretera Madrid-Caragena. En la orilla derecha, en cambio, los Cerros de «La Corona» presentan su estratificación casi horizontal con bancos de margas y areniscas del plioceno probablemente. Este contraste nos hace ver la existencia de una falla desde Abarán hasta las inmediaciones de Blanca, en el mismo cauce del río, con hundimientos del bloque occidental, que fué cubierto luego por terrenos del mioceno superior y plioceno.



Fig. 2.^a—Falla paralela al Segura entre Abarán y Blanca.

La entrada del río en Blanca (fig. 3.^a) se verifica por una pintoresca



Fig. 3.^a—Geoclisa del Segura en Blanca.

brecha de unos 100 metros de altura y de unos 50 de anchura en su base. En la orilla izquierda cambia el orden estratigráfico radicalmente en las inmediaciones y al N. de dicha brecha. El peñón sobre el cual se asientan las ruinas

del castillo constituyen un áspero bloque de estratos calizos del triásico, que se yerguen casi verticales con deformaciones esféricas. Sobre este fragmento de terrenos secundarios cabalgan los estratos de areniscas y margas del mioceno con buzamiento de unos 30° al NE. como restos de un anticlinal roto, cuyo eje era paralelo al curso del río. En la orilla derecha continúa el manchón triásico y desaparece luego bajo las capas

del mioceno en discordancia con él. La brecha de Blanca tiene el aspecto de una geoclase relacionada con la falla Abarán-Blanca. Pasado el pueblo de Blanca se presenta otra falla hasta las inmediaciones de Ojós, con alineación distinta de la de Abarán, y comprende otro grupo de terrenos de caracteres diferentes. Como diremos luego, se han comportado de modo distinto una y otra falla en el fenómeno sísmico de Agosto.

Cruzada la fértil huerta de Blanca, al S. del pueblo, el río penetra pronto por otro angosto desfiladero de aspecto geográfico parecido al de la brecha de dicho pueblo, pero con mayores proporciones y de estructura distinta. Es conocido este «Tajo» con el nombre de «Brecha del Solvente», y está situada en el límite de los términos de Blanca y Ojós. Observado el referido accidente desde el N., se ve claramente la disposición estratigráfica de sus elementos, y se puede apreciar la importancia que tiene su estudio para la interpretación geológica de la Falla del Segura (fig. 4.^a).

La pequeña sierra que limita por el S. la vega de Blanca (orilla

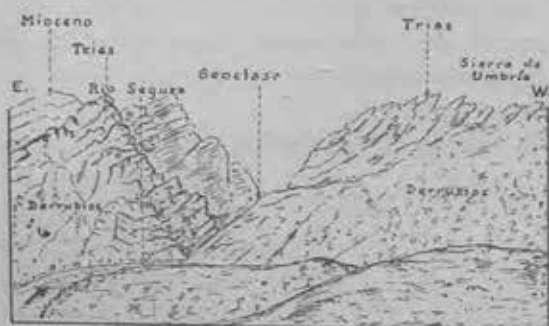


Fig. 4.^a—«Brecha del Solvente.»

izquierda del río) está integrada, en general, por margas arcillosas (mioceno) coronadas por areniscas compactas con buzamientos de unos 20° al E.-SE. En la orilla derecha continúa la sierra por la Cresta de la Humbría de 515 metros de altitud. El río penetra por una angos-

tura de unos 40 metros de latitud, con acantilados violentos. La estratificación del cerro de la izquierda permite ver las capas superiores, que ofrecen suave buzamiento, pero las medias van sufriendo curvaturas más fuertes hasta levantarse de nuevo en el mismo río con buzamientos contrarios a los superiores. Da la sensación de ser un pliegue-falla convertido en geoclase, el cual prosigue hasta Ojós.

En la boca de la «Brecha del Solvente» (orilla izquierda) se nota en los estratos inferiores encorvados en sinclinal, una diaclasización intensa con fracturas casi verticales, que de primera intención hace creer en buzamientos falsos. Esta diaclasización indica la violencia del empuje

tangencial, que daría también lugar a la iniciación de la geoclase por donde penetra el río.

Desde la «Brecha del Solvente» hasta Ojós continúa el desfiladero con iguales características; en la orilla izquierda se puede observar perfectamente el encorvamiento de los pliegues inferiores en fuerte sinclinal y la fragmentación intensa de los bordes libres; en la derecha continúan los mismos estratos de areniscas con distintos buzamientos y fuertes deformaciones (fig. 5.^a).

La falla de Ojós ha sido producida en el eje de una bóveda anticlinal convertida bruscamente en sinclinal en virtud de fuerte inflexión. La geoclase principal abierta de



Fig. 5.^a—La «Falla de Ojós» vista desde Cerro Umbria.

NW. a SE. es la que ha permitido el paso del río, que antes tendría un nivel más alto y ahora ha quedado profundamente encajado.

Hacia Ricote, debajo de las areniscas, reaparecen las margas yesosas típicas de la región, con abundante colorido, y entre ellas afloran varios asomos ferruginosos. En las inmediaciones de Ojós se verifica el contacto del mioceno del Segura con el asomo triásico que llega hasta Blanca en forma interrumpida, y este contacto está salpicado de asomos hipogénicos, sintoma de la existencia de la dislocación.

Pasado Ojós, el río comienza un recorrido indeciso atravesando pequeñas vegas y nuevos desfiladeros hasta más allá de Archena. En Villanueva penetra el río entre dos cerros de estratificación discordante de areniscas compactas (figs. 6.^a y 7.^a). Al W. del Cerro Cajal se extiende una pequeña llanura en una depresión, producida tal vez por hundimiento de un anticlinal, cuyos restos o arranques opuestos aparecen más al W. Al S. de Archena se ven igualmente restos de bóvedas hundidas, por entre los cuales pasa el río Segura. En el borde E. del Cerro Lope se ve claramente el corte brusco del bloque hundido.

En resumen, la denominada «Falla del Segura» es una alineación de tipo rectilíneo que desde Cieza a Lorquí presenta múltiples accidentes tectónicos que han fragmentado intensamente los estratos del mioceno

medio y el triásico. Esta notable fractura ha cortado normalmente los pliegues de la Cordillera arrumbados NE.-SW., especialmente las Sierras de Ricote y de la Pila. Varios focos sísmicos definidos se encuentran en sus inmediaciones, como los de Blanca, Ojós, Ceuti-Lorquí y Alguazas,

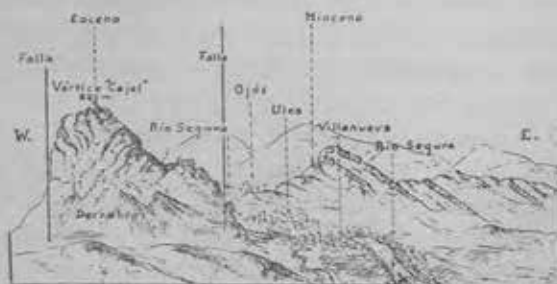


Fig. 6.ª—Brecha del Segura entre la Sierra de Cajal y la de Ulea.

todos ellos de actividad grande, como luego diremos; los asomos ofíticos de la línea Ojós-Archena marcan la situación de fracturas relacionadas con las que han dado lugar a los manantiales termales de Archena. En el conjunto de la línea

tectónica pueden distinguirse varios accidentes parciales: el primero de Cieza a Abarán, el segundo hasta Ojós y el tercero hasta Archena.

En el estudio de la propagación del movimiento sísmico hemos visto que el 25 de Agosto la falla puesta en juego fué la segunda; el sector Blanca-Ojós sufrió los efectos de un movimiento vibratorio con características uniformes en todos sus puntos. En el plano de la figura 1.ª hemos trazado algunas líneas de fractura que creemos de interés y que se destacan fácilmente.



Fig. 7.ª—Vista desde Archena (Cerro Lope) hacia el N.

V.—Sismicidad de la Comarca de Murcia (39) (40). (*)

Ya dijimos que esta Comarca forma parte de la Zona sísmica Murcia-Alicante (2), y está afectada por la inestabilidad de las líneas siguientes: «Segura medio», «Sangonera» y «Bajo Segura». Expondremos a continuación los datos o antecedentes de sismos bien definidos ocurridos en estas alineaciones, así como algunos datos históricos de interés referen-

(*) Como consecuencia de los estudios realizados posteriormente a la fecha de redacción de esta Memoria, hemos modificado algunos conceptos referentes a sismicidad de las comarcas del Segura. Véase: «La Comarca sísmica del Bajo Segura». Año 1943. «La Comarca sísmica de Fortuna», 1944 (en Prensa). «La Comarca sísmica de Villena», 1144.

tes a sismos destructores anteriores a 1901, fecha que se puede considerar como inicial de la Red Sismológica en España.

Los epicentros que anotamos llevan la denominación del pueblo más próximo, pero ello no quiere decir que la situación sea exacta, sino que dicho punto se encuentra en la zona pleistosista de cada sismo. Solamente en casos de terremotos de tipo destructor, que han sido estudiados sobre el terreno, o por sus registros bien definidos, cabe el marcar el epicentro con muy pequeño error.

LÍNEA SÍSMICA DEL SEGURA MECIO (Véase Mapa sismotectónico.)

En el trayecto de Cieza a Murcia se distinguen tres grupos de epicentros: el primero entre Blanca y Ojós, el segundo en las proximidades de Ceuti-Lorquí y el tercero entre los pueblos de Alguazas, Las Torres de Cotillas y Molina de Segura.

El epicentro Blanca-Ojós corresponde a la falla que ha vibrado casi simultáneamente en todos sus puntos el 25 de Agosto de 1940 en el sentido de su eje; se ha notado una independencia grande entre este accidente y los otros de los sectores contiguos.

El grupo de Ceuti-Lorquí ha sido el más activo de la comarca en el período de 1901 a 1930. Su frecuencia ha llegado al tipo de dos días-año, casi el máximo de la Península. (En el núcleo de la costa catalana se llegó al tipo 2,3 (39) (40).)

Más al S. se encuentra el tercer grupo de epicentros (Alguazas) que si bien tiene caracteres propios está, sin duda, en relación con el anterior en el período sísmico de 1911 y se ha notado una migración del epicentro de S. a N.; comenzaron las sacudidas en 21 de Febrero y pasaron el mes de Marzo al grupo Ceuti con alguna menor intensidad. Estos dos grupos de epicentros pueden englobarse en un solo núcleo sísmico, el cual se halla afectado por las vibraciones de la falla del Segura y de la transversal del Río Mula.

EPICENTROS	FECHAS	Grado F. M.
BLANCA-OJÓS-ARCHENA.....	29-IX-1908	VII
	5-X-1920	V
	2-II-1922	III
	2-VIII-1928	II
	25-VIII-1940	V
	5-II-1941	II

EPICENTROS	FECHAS	Grado F. M.
CEUTI-LORQUI.....	3-IV al 21-XII-1911	VII
	21-I al 26-IV-1912	VII
	17-III-1914	V
	3-XI al 6-XI-1930	VIII
	21-VII-1933	IV
ALGAZAS-COTILLAS-MOLINA.	6-VI-1908	VI
	21 al 29-III-1911	VIII
	28 y 29-I-1917	VII

LÍNEA SÍSMICA DEL SANGONERA

Con este nombre se designa el accidente tectónico más amplio de la Comarca. En realidad, más que falla es una fosa enclavada entre las Sierras de Carrascoy y Altaona al S., y las de Espuña, Orihuela y Callosa al N. La fosa está surcada por el Guadalentín (que más adelante toma el nombre de Sangonera), y luego por el Segura desde Alcántarilla a Orihuela. Los afluentes del Guadalentín, por su orilla izquierda, presentan direcciones paralelas a la falla del Segura medio, es decir, normales a la del Sangonera.

Esta línea sísmica coincide, en su trazado, con la prolongación de la falla costera Alicante-Cabo de la Nao, pero su comportamiento sísmico es muy distinto. Los epicentros se encuentran diseminados y podemos agruparlos en cinco núcleos: Lorca, Totana, Alhama-Librilla, Murcia y Orihuela-Callosa. La frecuencia de esta línea, para el intervalo de tiempo estudiado, es menor que la del Segura medio, y la curva máxima corresponde a los núcleos de Orihuela y Murcia por la influencia de los grupos de las otras dos líneas del Segura. En cambio, los antecedentes históricos acusan terremotos destructores en varios puntos de la línea, pero la mayoría proceden de los epicentros del Bajo Segura.

EPICENTROS	FECHAS	Grado.
LORCA.....	21-IV-1907	IV
	4-IV-1932	V
TOTANA.....	16-IV-1907	VII
	8-I-1915	III
	30-III-1917	III
	15-VIII-1919	II

EPICENTROS	FECHAS	Grado,
TOTANA	8-I-1921	VI
	6-V-1925	III
	31-VIII-1932	V
ALHAMA DE MURCIA-LIBRILLA.	11-II-1907	VI
	19-VIII-1930	V
	21-I-1935	III
	19-V-1935	III
MURCIA.....	5-V-1902	VII
	14-II-1905	VI
	15-VII-1907	III
	26-XI-1910	IV
	11-XI-1911	V
	26-X-1920	IV
	6-II-1925	III
	22-XII-1925	II
	19-VI-1931	IV
	30-VI-1931	III
	6-VII-1931	III
	17-XII-1931	V
	12-III-1935	III
ORIHUELA-CALLOSA.....	1-IV-1912	IV
	18-III-1914	II
	4-IV-1914	II
	9-II-1916	IV
	17-X-1919	III
	23-IX-1930	III
	9-III-1931	III
	18-VII-1933	III

LÍNEA SÍSMICA DEL BAJO SEGURA

Geológicamente aparece una fosa entre las Sierras triásicas de Callosa de Segura y Orihuela con violentos desgajes tectónicos, por la cual corre el barranco de Abanilla. La prolongación de esta fractura pasa por los importantísimos núcleos sísmicos del Bajo Segura, en cuyo paraje el accidente geológico queda oculto; pero, precisamente, es donde muestra mayor actividad. El núcleo sísmico más notable es el de Jacarilla y luego el de Torrevieja. La frecuencia de esta línea, en conjunto, es algo menos que la del Segura medio, pero en cambio la intensidad, según antecedentes históricos, es mucho mayor.

Con motivo del sismo del 4-IV-1941 hemos tenido ocasión de comprobar la situación del epicentro de Torrevieja en un punto del mar muy próximo al pueblo. Este punto queda en la alineación del foco de Jacarilla y de la fractura entre las Sierras de Callosa y Orihuela.

EPICENTROS	FECHAS	Grado.
ABANILLA-BENFERRI.....	8 y 9-III-1902	V
	8-VI-1902	IV
	25 y 26-III-1903	IV
	18-V-1904	IV
	5 al 10-III-1919	III-IV
	13-III-1933	IV
ALMORADÍ.....	9-II-1909	III
	7-VII-1911	VII
	23-XII-1915	II
	25-IX-1923	IV
	23-IX-1924	IV
	20-III-1927	V
	21-IV-1927	IV

BIGASTRO-BENEJÚZAR-JACARILLA. — Forma el núcleo más importante del Bajo Segura y de la Comarca. En este foco ha tenido lugar, en el siglo pasado, una de las catástrofes más señaladas de la Península Ibérica.

FECHAS	Grado.
1 y 2-VII-1909	V
21-III al 20-VI-1911	VIII
1917	VI
10-IX al 9-XI-1919	VIII
2 al 4-I-1921	III
28-VIII-1910	III

REBATE. — El epicentro asignado a este pueblo debe encontrarse más al S. del mismo.

12-XII-1920 al 27-XII-1921. Grado IV. Notable período.

ROJALES-GUARDAMAR-BENIJÓFAR. — Forma el centro sísmico más avanzado de la línea del Bajo Segura.

FECHAS	Grado.
22-XII-918	VI
15-IX al 16-IX-1919	II
23-IX al 19-XII-1919	V
24-IX al 26-IX-1920	IV
5-VIII al 9-X-1920	IV

EPICENTROS	FECHAS	Grado.
TORREVIEJA.....	12 al 16-IV-1909	IV
	30-VI al 28-X-1909	VI
	12-IV al 28-VIII-1910	VII
	7-VIII-1911	VI
	28 y 31-I-1913	V
	16-VI y 9-X-1921	II
	3-III-1928	VI
	11-III-1935	IV
	7-XI-1940	IV
	4-IV-1941	V
	5-IV-1941	III

EPICENTROS AISLADOS

MORATALLA. — Ha sido bien determinado con motivo del sismo del 24-X-1927, de grado IV, y tal vez este foco acuse la situación de una falla o fractura activa prolongación del foso del Segura, en el trayecto Calasparra-Cieza.

MULA. — Aunque tenemos anotados algunos datos de movimientos sísmicos sentidos en este pueblo, creemos deben corresponder al núcleo de Alguazas-Cotillas y Ojós-Archena.

LA UNIÓN.

18-V-1904. Grado V.

Noticias de carácter histórico, referentes a sísmicos ocurridos en la Comarca de Murcia en fechas anteriores a 1901.

Año 1518 (17 de Junio). Se notaron dos temblores de grado III a IV en varios puntos de la Huerta murciana.

(28 de Agosto). Otro ligero temblor en Torrevieja. Grado III.

(1 de Septiembre). Idem id. en Murcia. Grado III o IV.

Año 1601 (8 de Septiembre). Tiene lugar un ligero temblor en Murcia. Grado III.

Año 1672 (28 de Agosto). Un violento terremoto destruyó varios edificios en Lorca. Grado VIII.

Año 1674 (10 de Agosto al 4 de Octubre). Ocurrieron una serie de temblores fuertes y algunos destructores, como el de 28 de Agosto. Hubo bastantes víctimas en la Comarca de Lorca. Grados V al IX.

Año 1732 (27 al 30 de Marzo). Se sintieron terremotos en la Huerta murciana. Grado IV.

Año 1743 (9 de Marzo). Un temblor arruinó varios edificios en la Comarca de Murcia. Grados VIII-IX.

Año 1746 (15 de Agosto). Un fuerte sismo quebrantó edificios en Murcia. Grado VIII.

Año 1787 (17 de Julio). En la Comarca de Murcia ocurrió un sismo fuerte, sintiéndose especialmente en Mula.

Año 1802 (17 y 18 de Enero). Ocurrieron terremotos en Torrevieja con intensidad de grado VII. Continuaron las réplicas hasta el 6 de Febrero.

Año 1803 (23 de Agosto). Fué conmovido ligeramente el suelo de Murcia.

Año 1818 (20 de Diciembre). Terremoto sentido en Murcia y también en Lorca y Totana, con desperfectos en algunos edificios. Grado probable, VIII.

El epicentro debió corresponder al grupo occidental de la línea del Sangonera.

Año 1819 (20 de Diciembre). Violento sismo en Lorca. Grado VII.

Año 1821 (8 de Octubre). Comenzó un período sísmico de veintiséis días en la provincia de Murcia.

Año 1822 (8 de Octubre). Un temblor muy fuerte en Orihuela. Continuaron las sacudidas durante veintiséis días. Grado VII.

Año 1823 (10 de Enero). Con un fuerte sismo de grado VII se inicia un período de tres meses de duración, que afectó principalmente la costa S. de las provincias de Murcia y Alicante, especialmente Torrevieja.

Años 1828-1829 (13 de Septiembre al 24 de Octubre de 1829). Notable período sísmico. Las sacudidas premonitorias corresponden desde el 13 de Septiembre hasta el mes de Marzo del 29, en que la sacudida principal tuvo lugar el día 24, y su área de conmoción llegó hasta Madrid.

Los pueblos de Almoradí, Guardamar, Torrevieja, San Fulgencio, Benelújar, Rojales y otros quedaron totalmente destruidos. También fueron gravemente quebrantados más de 30, entre ellos Murcia, Alicante y Cartagena. El número de muertos fué superior a 1.000 y el de heridos otros tantos.

En dicho día 21 fueron sentidas más de 400 sacudidas, y aun en los días siguientes continuaron éstas, decreciendo, hasta el 7 de Julio, en que cesaron.

Por los datos obtenidos se ve que el epicentro se encuentra en el núcleo sísmico de Almoradí-Rojales, el mismo que en 10 de Septiembre de 1919 ha sido conmovido con intensidad de grado X.

Año 1830 (2 de Agosto y 3 de Septiembre). Nuevas réplicas del período sísmico de Orihuela iniciado en 1828.

Año 1833 (17 de Abril). Otras sacudidas en Orihuela, Torrevieja, etc. Grado VI.

Año 1834 (31 de Septiembre). Pequeños movimientos en Murcia.

Año 1837 (31 de Octubre). En Murcia y Torrevieja violentas sacudidas. Grado V.

Año 1844 (16 de Julio). Tembló la tierra en Orihuela. Grados III-IV.

En 24 de Septiembre, 29 de Mayo y 9 de Octubre fueron sentidos en la Huerta de Murcia terremotos de poca intensidad. Grado probable, III a IV.

Año 1845 (14 de Abril). Un pequeño sismo en Murcia. Grado V.

Año 1846 (28 de Mayo). Fué afectada la Comarca de Murcia por un sismo mediano. Grado V.

Los días 9 y 10 de Octubre otras sacudidas. Grado IV.

Año 1849 (21 de Abril). Otro temblor ligero después de un temporal de lluvias se dejó sentir en Murcia. Grado probable, III-IV.

Año 1854 (6 de Febrero). Fué sentido en Orihuela y pueblos inmediatos un sismo fuerte. Grado V a VI.

Año 1855 (11 de Noviembre). Comenzaron en la Huerta de Murcia una serie de te-

- remotos que duraron hasta primeros días de 1856. La intensidad máxima correspondió a los pueblos de Librilla y Alhama. Grado VI-VIII.
- Año 1856 (9 de Octubre). Fuerte sacudida en la ciudad de Murcia. Grado VI.
- Año 1858 (26 de Marzo). Ocurren en Orihuela tres fuertes sacudidas. Grado V. Los días 22 y 26 de Agosto y 19 de Octubre, en Torrevieja, hubo pequeños sismos.
- Año 1859 (6 de Enero, 27 de Abril, 8 de Mayo, 2 y 6 de Junio). Varios movimientos sísmicos se sintieron en Torrevieja.
- Año 1860 (6 de Enero, 23 de Marzo, 19 y 27 de Abril, 2, 8 y 20 de Junio, 6, 15 y 27 de Julio, 9, 16 y 17 de Octubre, 2, 6, 11 y 25 de Noviembre). Ocurrieron numerosísimas sacudidas sísmicas en Torrevieja. Grados III a VI.
- Año 1861. Continúa el período sísmico con intermitencias, notándose sacudidas en los días 1 al 14 de Enero, 3 de Febrero, 19 de Mayo, 6 de Junio, 18, 24, 27 y 29 de Septiembre, 29 de Noviembre y 20 de Diciembre.
- Año 1862 (22 de Enero). Ocurrió en Lorca un pequeño temblor.
- Los días 7 y 8 de Febrero, 1, 16 al 26 de Marzo, 2 y 18 de Abril, 4, 6 y 17 de Junio, 1 al 31 de Julio, 7 de Agosto, 21 de Octubre, 11 y 23 de Noviembre siguió temblando el suelo en Torrevieja y pueblos del Bajo Segura.
- Año 1863 (8 de Marzo, 12 y 19 de Abril). Tienen lugar los últimos estremecimientos del extraordinario período sísmico iniciado en Enero de 1859.
- Año 1864 (11 y 12 de Enero). Ligeros temblores en el valle del Sangonera, especialmente en Alhama y Librilla. Grado IV. (24 de Enero, 17 de Febrero, 23 de Mayo, 3 de Junio y 24 de Diciembre). Ligeras sacudidas en Torrevieja. Grados III-IV.
- Año 1874 (23 y 24 de Mayo). Sismos débiles. Grados III a IV.
- Año 1875 (7 y 8 de Octubre). Se sintieron varios temblores en Murcia.
- Año 1876 (26 de Septiembre). Otro pequeño sismo cerca de Murcia. Grado III.
- Año 1877 (17 de Febrero). Sismo débil.
- Año 1879 (1 de Enero). Otro pequeño sismo cerca de Murcia. Grado III.
- Año 1880 (15 de Junio). Otro ídem íd. cerca de ídem. Grado IV.
- Año 1882 (8 de Noviembre). Sismo débil.
- Año 1883 (5 de Febrero). Tembló el suelo en Archena. Grado IV.
- Año 1884 (16 de Enero). Un terremoto en el Segura medio. Grado IV.
- Año 1885 (26 de Marzo). Sismo con alarma en Murcia. Grado V.
- Año 1886 (28 de Enero y 12 de Julio). Nuevos sismos en Murcia.
- Año 1888 (6 de Octubre). Sacudida violenta en Murcia. Grado V.
- Año 1898 (29 de Septiembre). En Fortuna se notan dos sacudidas. Grado III.

De la lectura de los datos anteriores, a primera vista parece que el centro más activo ha sido Murcia, y luego Torrevieja y Orihuela. Por lo que respecta a Murcia, hay que tener en cuenta que las noticias de sismos remotos hacen referencia la mayoría de ellos a fenómenos sentidos en «La Huerta», es decir, en los valles del Segura y Sangonera. Además, los antecedentes históricos han sido recopilados más prolija-

mente en la capital que en los pueblos. Murcia no ha sido centro de sismos de tipo catastrófico ni altamente destructores, pero su emplazamiento le hace sentir los efectos de las conmociones procedentes de los núcleos de Ceuti, Alhama y los del Bajo Segura.

Con Orihuela sucede algo parecido y su influencia principal es la del núcleo de Jacarilla. Torrevieja sí es centro sísmico activo y peligroso: su epicentro se encuentra próximo a la costa, según ya dijimos.

CARACTERÍSTICAS DE LOS NÚCLEOS SÍSMICOS

Va sabemos que los sismos tectónicos o de dislocación son efecto inmediato de la arquitectura tabular de la corteza terrestre. Sus manifestaciones vibratorias son síntomas de la tendencia al equilibrio isostático. Vemos comprobada la tesis de Sieberg (20), según la cual «el plegamiento es para el desatamiento de los sismos solamente de una importancia subordinada, cuando las rupturas y empujes dominan el territorio». La actividad sísmica de la comarca está en la más estrecha relación con su estructura tectónica.

En el resumen de clasificación de los elementos fundamentales sistotectónicos que establece Sieberg, queda comprendido en el grupo 6.º la comarca que estudiamos: «Plegamientos territoriales en los que en una época, relativamente próxima, han tenido lugar importantes fragmentaciones de ruptura», y comprenden un 24 por 100 del total. (Cordillera Bética, Atlas, Apeninos, Balkanes.)

Montessus de Ballore (18) y (19) asigna el papel fundamental para el desencadenamiento de los sismos a las arquitecturas plegadas, entendiéndolo comprendido en ellas a todos los accidentes de diastrofismo en su más amplia acepción.

Los sismos ponen de manifiesto al geólogo cuáles son las reminiscencias de las fuerzas que han actuado en anteriores épocas geológicas y aún continúan en forma atenuada, modificando el relieve terrestre. El análisis de cada fenómeno sísmico aislado y en conjunto nos suministra elementos de juicio fundamentales para el conocimiento de la arquitectura del suelo y de las profundas capas subyacentes.

En la Cordillera Penibética la masa montañosa, de estructura plegada normalmente, carece de focos sísmicos; éstos en cambio se presentan en la zona exterior del plegamiento surcada por varias líneas de fractura de diferentes tipos. Al N. de las cadenas montañosas aparecen

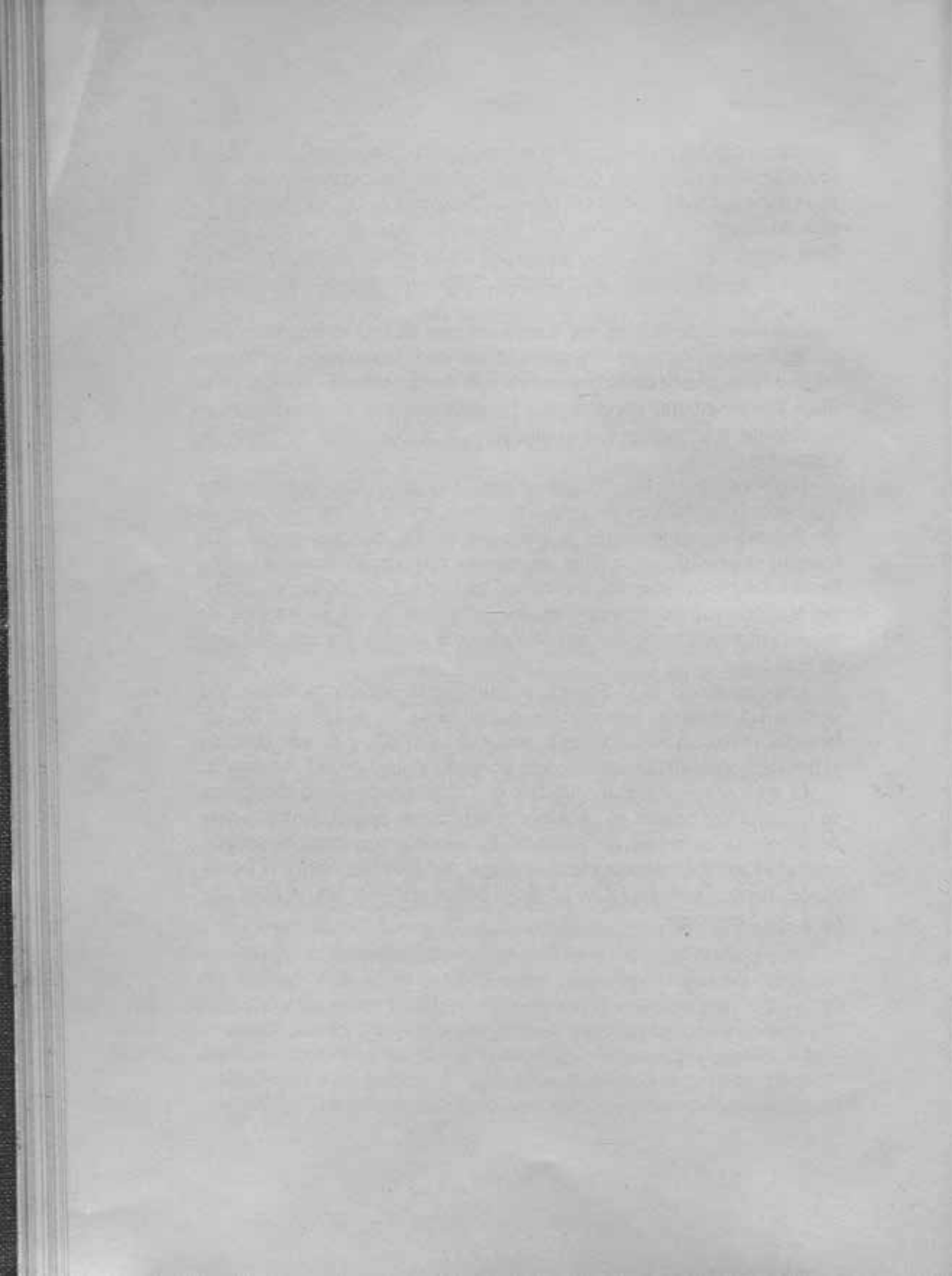
algunos focos no muy activos ni potentes pero sí bien definidos. Éstos se encuentran en la zona de cabalgamiento de las capas plegadas alpinicamente sobre el Pilar de la Meseta (Chinchilla de Monte-Aragón, La Osa de Montiel y La Roda). Los terremotos ocurridos en esta cordillera son de tipo orogénico, efecto del desencadenamiento de las tensiones acumuladas por las violentas reacciones producidas sobre el ante-país.

Los sismos de la línea del Sangonera son de tipo epirogénico producidos por las acciones dinámicas, efecto de la basculación del bloque costero. Éste puede considerarse como el fragmento más oriental de la Mole Bética, aunque en parte sus terrenos arcaicos y primarios estén recubiertos por fragmentos secundarios y terciarios de la Sierra de Carrascos.

Los focos de la falla del Segura medio se comportan como de tipo tectónico; la fractura es de tipo transversal, efecto de los movimientos de distorsión subsiguientes al plegamiento del mioceno medio. Tal fractura se produjo en la línea de mínima resistencia iniciada en la inflexión del eje del plegamiento de la Cordillera. Los núcleos de Alguazas también sufren convulsiones por influencia de las variaciones de tensión dimanantes de los movimientos del bloque costero en busca de equilibrio.

Los sismos del Bajo Segura, aunque tienen carácter tectónico, son de tipo epirogénico. Los estratos del plioceno, en las lomas al SE. de Jacarilla, muestran su buzamiento suave hacia el NE. y E., que denotan el basculamiento del bloque costero ocurrido al final de la Era terciaria.

El arco o corvatura de directriz del plegamiento de la Penibética en la Sierra del Segura es debido a la resistencia opuesta por el borde de la Meseta en tierras de Albacete. La segunda curvatura, en sentido inverso al anterior, denota efecto análogo por reacción contra el borde N. del macizo herciniano de la Mole Bética marcado por la línea sísmica del Sangonera.



SEGUNDA PARTE

Análisis del fenómeno sísmico.

VI.—Estudio macrosísmico.—Líneas isosistas.

La información macrosísmica, cuando se trata de sismos ligeros y medianos, tropieza con grandes dificultades por la divergencia de datos obtenidos en cada lugar; en cambio, cuando la violencia del sismo es tal que deja huellas en las construcciones, empezando por rotura de cristales (grado VI), entonces puede el observador obtener datos concretos, fiándose más en los hechos observados que en las declaraciones de los vecinos de cada pueblo.

En el sismo que estudiamos hemos procurado obtener información por triplicado en cada lugar para los grados inferiores, y hemos recorrido personalmente los pueblos y caseríos enclavados en las inmediaciones de la zona pleistosista.

En virtud de unos y otros elementos de juicio hemos podido trazar las curvas isosistas marcadas en el Mapa sismotectónico. En el mismo vemos que la curva de grado V presenta forma alargada, cuyo eje coincide con el del Segura en su trayecto de Blanca a Archena. También hemos trazado la de VI $\frac{1}{2}$, que abarca los pueblos de Ojós, Ricote, Ulea y Villanueva. La forma de estas curvas nos delata la situación del epicentro correspondiente a la falla conmovida.

La isosista del grado IV sufre un ensanchamiento transversal influenciado por la situación de la fractura Fortuna-Albudeite; la III en igual forma se extiende, pero es detenida hacia Levante en la Sierra triásica de Orihuela y por el S. en la Sierra de Carrascoy, también de materiales secundarios en su núcleo; por último, el área de grado II también

ofrece una reducción ante el bloque jurásico de la Sierra de Crevillente y un ensanchamiento hacia la Vega del Bajo Segura, formada por terrenos pliocenos y cuaternarios.

Las isosistas primeras obedecen en su trazado a la situación de los accidentes tectónicos; las otras son ampliadas por los efectos de resonancia en las capas relativamente delgadas de los mantos eoceno, mioceno y cuaternario; en cambio, la vibración ha sido amortiguada por los macizos secundarios de profundas raíces.

Análogos fenómenos hemos observado en las áreas isosistas de los sismos de «La Canal de Berdún», de 1923 (37) y en el de la «Ríoja Baja», de 1929 (38), donde el movimiento vibratorio sufrió un amortiguamiento brusco al llegar al macizo secundario de Vascongadas.

VII.—Análisis de los sismogramas.

Los aparatos de la Estación de Alicante registraron el movimiento en el Sismógrafo «Mainka», componente E-W (reformada por nosotros), y en el «Wiechert», de pequeña masa, componente Z. No pudo ser registrado en la componente N-S del «Mainka» por estar desmontado aquel día para sustituir el sistema inscriptor, como ya habíamos hecho antes en la E-W.

Las gráficas obtenidas (figs. 8.^a y 9.^a) han sido ampliadas unas nueve veces para su estudio, si bien luego, para su publicación, ha quedado reducida tal ampliación en la forma que indica cada figura. La figura 10 corresponde al registro de la Estación de Cartuja.

El primer estudio de los registros lo efectuamos mediante el monograma auxiliar de la figura 11, ideado por el Ingeniero D. José Rodríguez Navarro para facilitar el estudio de los sismos próximos (29). La curva inferior marca la dependencia mutua de las distancias epicentral e hipocentral. La parte superior contiene las diversas curvas dromocrónicas u hodócronas trazadas, tomando como ordenadas los tiempos referidos a la hora epicentral, y las abscisas son las distancias epicentrales que corresponden a las ordenadas de la curva inferior.

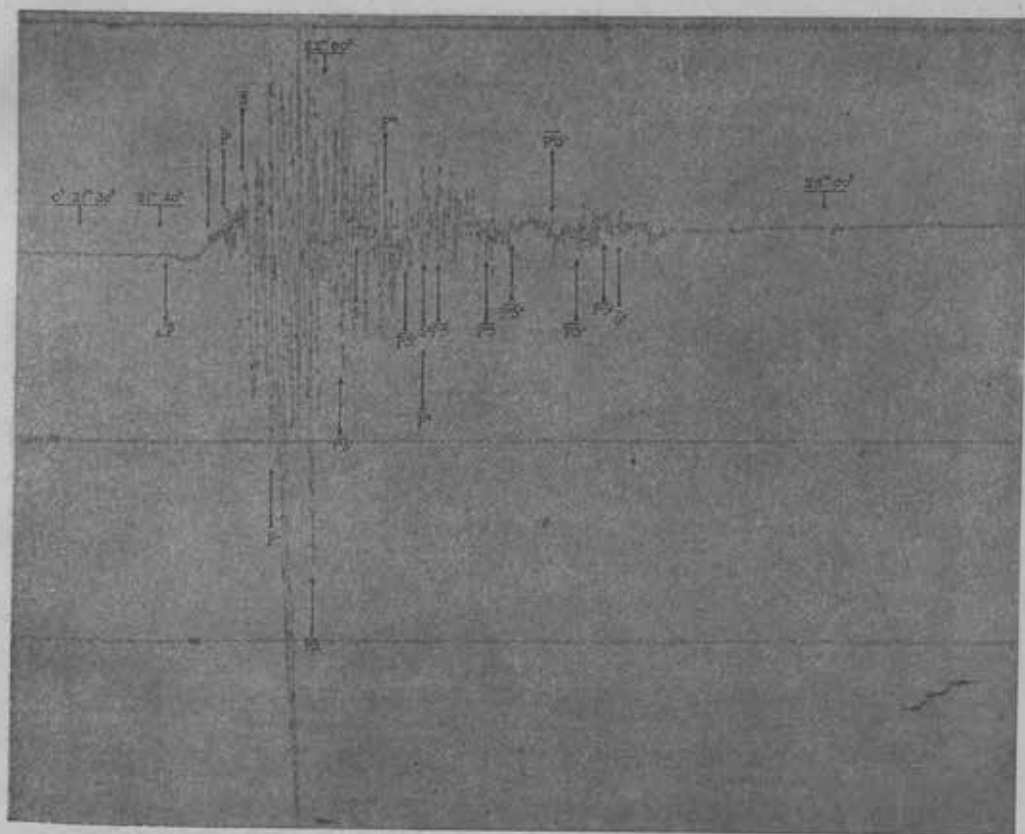


Fig. 8.^a — ESTACIÓN SISMOLÓGICA DE ALICANTE

Gráfica del sismo del día 25 de Agosto de 1940.

Sismógrafo «Mainka» (reformado). Componente E-W.

Masa : 750 kgs. — $T_0 : 10^3$ — $\frac{r}{T_0} : 0'007$ — $V : 500$.

Reloj = + 22^h.

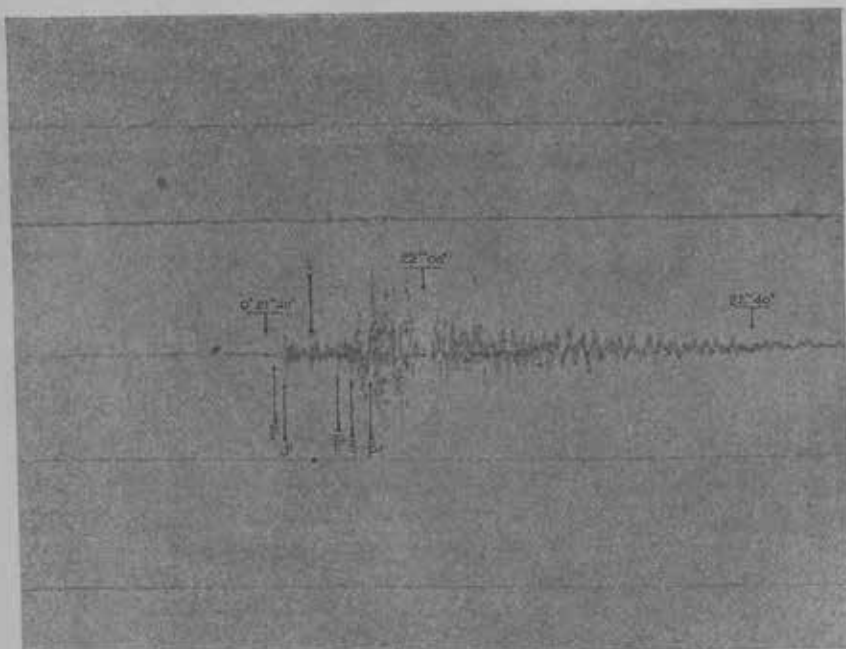


Fig. 9.^a—ESTACIÓN SISMOLOGICA DE ALICANTE

Gráfica del sismo del día 25 de Agosto de 1940.
Sismógrafo «Wlechert.» Componente Z.

Masa: 80 kgs. $T_0: 3\frac{1}{2}$ $\frac{r}{T_z}: 0\cdot3$ $V: 130$.
Reloj = + 22^s.



Fig. 10.—OBSERVATORIO GEOFISICO DE CARTUJA

Gráfica del sismo del día 25 de Agosto de 1940.
Sismógrafo «Berchmans.» Masa 3.000 kgs.
Componente N-S.

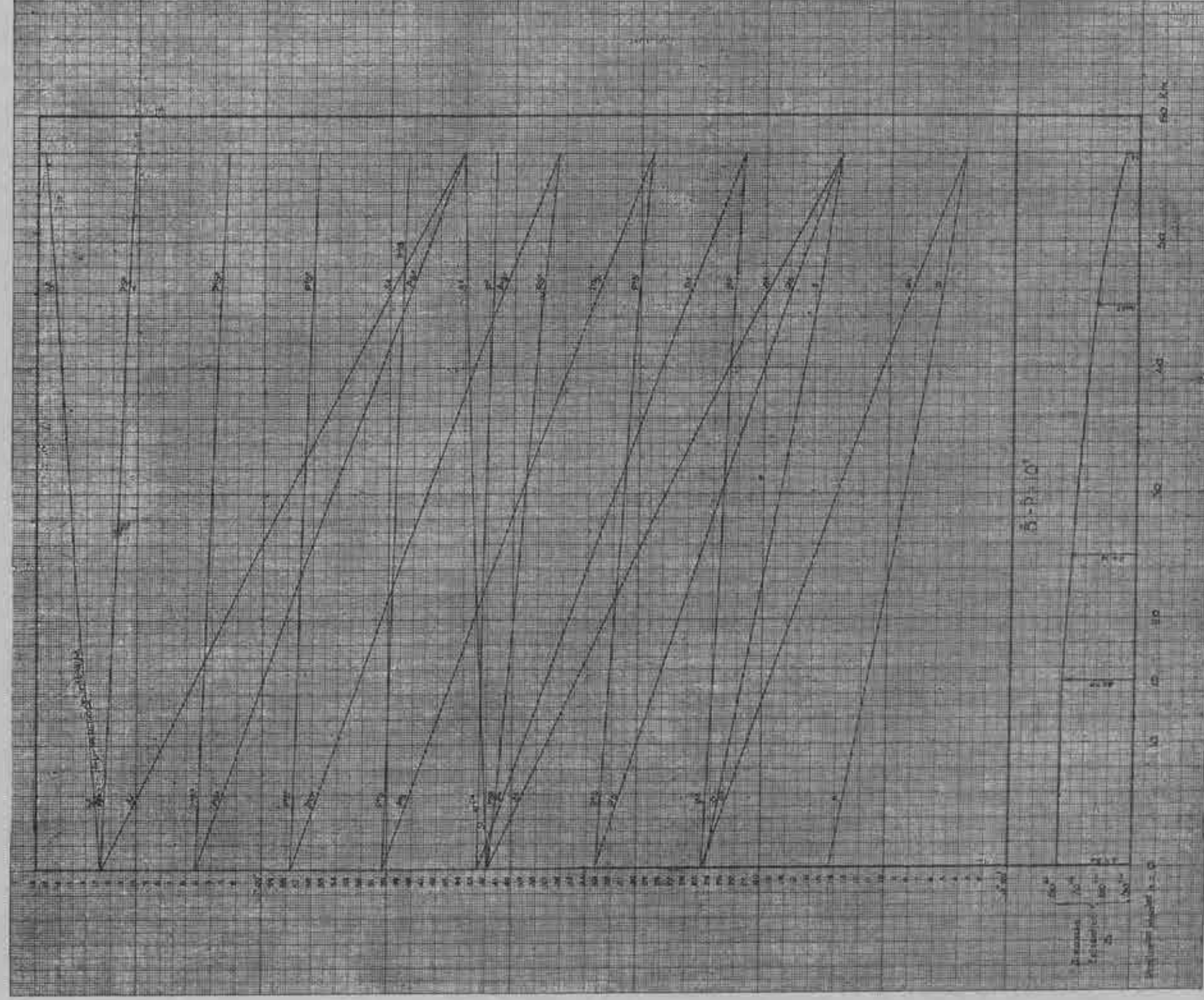


Gráfico auxiliar (modelo Rodríguez Navarra) para determinar los diferentes intervalos de las fases de las ondas sísmicas y profundidades focales que corresponden a $\Delta - h = 10$ segundos.



Fig. 9

Gr

Adjuntamente copiamos los cuadros con los datos de los registros.

ALICANTE

$$\begin{aligned} \text{Reloj} &= + 22^{\text{a}} - \text{Sismógrafo «Mainka» E-W., } M = 750., T_0 = 10., \varepsilon = \\ &= 4,5., \frac{r}{T_0} = 0,007., V = 500. \end{aligned}$$

FASES	HORA DE LA BANDA	HORA MEDIA GRW	INTERVALOS DESDE P
	h m s	h m s	
eP	0 21 41,0	0 22 03,0	0,0
i	21 46,0	22 08,0	5,0
P ₂	48,5	22 10,2	7,5
iS	50,9	22 12,9	9,9
P ₃	53,5	22 15,5	12,5
PS	58,0	22 20,0	17,0
P ₂ S	22 02,0	22 24,0	21,0
S ₂	03,8	22 25,8	22,8
P ₄	06,7	28,7	25,7
PS ₂	09,3	31,3	28,3
P ₅	11,6	33,6	30,6
S ₃	11,6	33,6	30,6
P ₃ S	13,7	35,7	32,7
P ₄ S	19,4	41,4	38,4
P ₂ S ₂	22,4	44,4	41,4
P ₃ S ₂	27,1	49,1	46,1
PS ₃	30,2	52,2	49,2
P ₂ S ₃	33,5	55,5	52,5
S ₄	35,5	57,5	54,5

ALICANTE

$$\begin{aligned} \text{Reloj} &= + 22^{\text{a}} - \text{Sismógrafo «Wiechert» Z., } M = 80 \text{ Kgs., } T_0 = 3^{\text{a}} 2., \varepsilon = \\ &= 3,1., \frac{r}{T_0} = 0,03., V = 130. \end{aligned}$$

FASES	HORA DE LA BANDA	HORA MEDIA GRW	INTERVALOS DESDE P
	h m s	h m s	
P	0 21 41,0	0 22 03,0	0,0 Dil.
iP	42,0	04,0	1,0
i	45,1	07,1	4,1
P ₂	48,9	10,9	7,9
S	51,0	13,0	10,0
P ₃	53,0	15,0	12,0

ALMERÍA		CARTUJA (Granada)		TOLEDO	
FASES	HORA MEDIA GRW	FASES	HORA MEDIA GRW	FASES	HORA MEDIA GRW
	h m s		h m s		h m s
P	0 22 20	P _n	0 22 27,4	P _n	0 22 37,5
$\bar{P}_2$	27	$\bar{P}$	29,3	$\bar{P}$	42,7
$\bar{P}\bar{S}$	38	$\bar{P}_2$	31,3	$\bar{S}$	23 20,5
$i\bar{S}$	42,5	$\bar{P}\bar{S}$	50,3		
$\bar{S}_2$	50	$\bar{S}$	57,6		
$\bar{P}_0\bar{S}_2$	59				
$\bar{P}\bar{S}_2$	23 04				
$\bar{P}_2\bar{S}_2$	08				
$\bar{S}_4$	10				
$\bar{P}\bar{S}_4$	15				

En el registro de la componente Z (fig. 9.^a) vemos claramente la *P* y una *iP* fuerte un segundo después, ambas de dilatación, es decir, con movimiento inicial del suelo hacia abajo. En ambas componentes Z y E-W se aprecia bien distintamente un impulso (*i*) cinco segundos después de la *P*, que no figura en las Tablas de Mohorovičić (30). Luego siguen bien definidas las fases *P* (31) y *S*, que han servido para el primer cálculo de distancia y profundidad focal.

La fase (*i*), por su situación en la gráfica y su carácter, corresponde a una onda de tipo reflejado en una superficie de discontinuidad superior a la de Mohorovičić, o bien una onda refractada.

VIII.—Coordenadas del foco sísmico.

Importancia de su determinación.

Entre los múltiples e interesantísimos problemas que se plantean en Sismología, es, tal vez, el que más apasiona el referente a la determinación del emplazamiento del foco sísmico o hipocentro, situado en la vertical del epicentro o foco superficial. El conocimiento de éste es fácil en la mayor parte de los casos, pero el cálculo de la profundidad del hipocentro es sumamente complejo, ya que la realidad difiere mucho de las consideraciones teóricas, basadas en los principios de la teoría de la elasticidad.

La Sismología, que ha realizado importantísimos progresos en

pocos años, constituye hoy día el fundamento rigurosamente científico de la ciencia geológica en su sector referente al conocimiento del interior de la Tierra. Los estudios de Geografía sismológica carecerían de interés si no pudiésemos fijar la profundidad a que se encuentra el accidente geológico, en el cual se ha originado la conmoción sísmica.

El estudio de los sismos próximos ha dado lugar al conocimiento de la estructura de la corteza terrestre en virtud del análisis de las velocidades de los rayos sísmicos que la atraviesan en diferentes condiciones, dando lugar a las ondas P_n , P^* , $\bar{P}$, etc., siendo el primer investigador el profesor A. Mohorovičić, en 1909 (32).

Con arreglo a tales estudios se ha comprobado que los sismos son debidos a rupturas de tensiones elásticas acumuladas en los bloques o compartimientos corticales; es decir, que los focos están situados en la corteza terrestre y en su capa superior o de fractura, a profundidades no mayores de 60 kilómetros. Hace muy pocos años han aparecido nuevos trabajos de concienzudos investigadores señalando la presencia de sismos denominados *profundos* o *plutónicos*, cuyos focos se encuentran a varios centenares de kilómetros por bajo de la superficie terrestre; la proporción de estos sismos, respecto a los corticales, es bastante crecida.

Cada día recibimos nuevos elementos de juicio para analizar las fases consecuentes a los rayos sísmicos procedentes de estos focos, y ello nos indica que tales fenómenos se realizan en circunstancias tan normales como lo son los sismos de la corteza terrestre.

La causa de los sismos de foco profundo no ha sido todavía bien determinada, si bien hay que pensar que en las capas magmáticas del *substratum* y zona intermedia del interior del Globo tienen que ocurrir fenómenos físicos derivados de los correspondientes a la evolución cortical, como son los cambios de presión de los bloques que tienden a recuperar su posición de equilibrio, etc. Asimismo, en el interior del Globo, tienen que ocurrir numerosos fenómenos locales de recristalización de masas, desplazamiento de núcleos magmáticos, etc.; fenómenos sumamente complejos que, por el momento, no se pueden fijar causalmente, pero sí se van conociendo las zonas en que se producen, se analizan perfectamente las trayectorias de los rayos sísmicos y sus vicisitudes, más complejas que la de los dimanantes de los focos superficiales.

SISTEMA FUNDAMENTAL DE COORDENADAS

Antes de proceder a la determinación de los valores de coordenadas focales hemos calculado las coordenadas rectangulares de las Estaciones Sismológicas de la Península, teniendo en cuenta que si bien para el mismo que ahora estudiamos no intervienen todas, quedan tales valores ya fijados para otras investigaciones análogas.

Hemos tomado como origen de coordenadas el punto

$$\begin{aligned}\varphi &= 40^{\circ} \text{ N.} \\ \lambda &= 0^{\circ} \text{ Mad.}\end{aligned}$$

Este punto es el denominado «Origen Lambert» en el Reglamento de Cartografía militar (34), y con arreglo al mismo están calculadas las tablas correspondientes (35), las cuales son de sencillísima aplicación para nuestros mapas nacionales.

En el cuadro siguiente exponemos los valores de las coordenadas geográficas y rectangulares de la red de Observatorios de la Península.

OBSERVATORIO	φ	λ		Altitudes. — m.	COORDENADAS RECTANGULARES	
					Origen.. $\left\{ \begin{array}{l} \varphi = 40^{\circ} \text{ N.} \\ \lambda = 0^{\circ} \text{ Madrid.} \end{array} \right.$	
		Greenwich.	Madrid.		x	y
	$^{\circ}$ ' "	$^{\circ}$ ' "	$^{\circ}$ ' "			
Alicante.....	38 21 19 N	0 29 14 W	3 12 01 E	35	+ 279.439 m.	- 177.415 m.
Almería.....	36 51 9 »	2 27 35 »	1 13 40 »	65	+ 109.525 »	- 348.386 »
Cartuja (Granada).	37 11 24 »	3 35 41 »	0 05 34 »	775	+ 8.235 »	- 311.677 »
Coimbra.....	40 12 25 »	8 25 30 »	4 44 15 W	140	- 402.677 »	+ 33.623 »
Ebro (Tortosa). . .	40 49 14 »	0 29 38 E	4 10 53 E	39	+ 352.261 »	+ 99.269 »
Fabra (Barcelona).	41 25 6 »	2 8 0 »	5 49 15 »	405	+ 485.886 »	+ 173.203 »
Malaga.....	36 43 39 »	4 24 40 W	0 43 25 W	60	- 64.661 »	- 362.755 »
Toledo.....	39 52 53 »	4 02 55 »	0 21 40 »	480	- 30.861 »	- 13.060 »
San Fernando ...	36 27 42 »	6 12 20 »	2 31 05 »	28	- 225.843 »	- 389.342 »

MÉTODO «INGLADA»

Para determinar las coordenadas del foco sísmico, hora del principio, profundidad hipocentral, etc., nos ajustaremos al procedimiento establecido por Inglada (36) en un brillante trabajo de investigación premiado por la Real Academia de Ciencias de Madrid. Expondremos

en breves líneas los principios fundamentales de dicho método y adoptaremos las mismas notaciones.

En Sismometría se admite la forma esférica de la Tierra, y en ella las propiedades físicas de la materia varían de modo continuo por capas concéntricas. La trayectoria de rayo sísmico es una curva circular contenida en el plano determinado por el centro de la Tierra; el epicentro y la estación que se considere, siempre que profundidad de dicho rayo no pase de 57 kilómetros, es decir, para recorridos dentro de la capa cortical, lo cual tiene lugar hasta distancias epicentrales de 850 kilómetros.

Por la condición braquistocrónica del rayo sísmico, éste obedece a la siguiente fórmula de la refracción:

$$\frac{r}{v} \sin i = \frac{r}{v} \cos e = k, \quad [1]$$

en la cual r es el radio vector del punto que se considere, v la velocidad de la onda sísmica, i el ángulo de incidencia, $e = 90 - i$ el de emergencia y k un parámetro constante para cada rayo.

El tiempo total del recorrido del rayo en su trayectoria completa viene dado por la fórmula

$$T = 2 \int_{r_m}^R \frac{r dr}{v \sqrt{r^2 - k^2 v^2}} \quad [2]$$

y la distancia epicentral

$$\Delta = 2 \int_{r_m}^R \frac{k v dr}{r \sqrt{r^2 - k^2 v^2}}, \quad [3]$$

en las cuales R es el radio medio de la Tierra y r_m el radio que corresponde al punto más bajo de la trayectoria.

La variación de la velocidad v a distintas profundidades viene expresada por la siguiente ecuación:

$$v = a - b r^2, \quad [4]$$

siendo a y b dos constantes positivas, y sus valores deducidos por Inglada son:

$$\begin{aligned} a &= 0,002193116 \\ b &= 0,001321846 \end{aligned} \quad [5]$$

y, por lo tanto, la fórmula [4] se convierte en

$$v = 0,002193116 - 0,001321846 r^2, \quad [6]$$

estando expresado r en partes de radio terrestre.

En virtud de tales fundamentos se llegan a obtener los elementos de la trayectoria del rayo sísmico, cuya profundidad máxima es de 57 kilómetros, es decir, el que corresponde a la máxima distancia epicentral con recorrido íntegro en la capa cortical. La distancia referida es:

$$\Delta = 7^\circ 42' 40'' = 857,30 \text{ kms.} \quad [7]$$

La cuerda,

$$C = 856,74 \text{ kms.} \quad [8]$$

El radio de curvatura,

$$\rho = 2175,54 \text{ kms.} \quad [9]$$

El coeficiente,

$$k = 1107,54 \text{ kms.} \quad [10]$$

La longitud total de la trayectoria,

$$A = 862,38 \text{ kms.} \quad [11]$$

El tiempo de recorrido,

$$T = 74^s,80. \quad [12]$$

La velocidad que resulta de las investigaciones realizadas modernamente es: en la superficie,

$$v_0 = 5,55 \pm 0,05 \text{ kms./seg.} \quad [13]$$

a la profundidad de 57 kilómetros,

$$v_{57} = 5,7 \pm 0,02 \text{ kms./seg.} \quad [14]$$

y el valor medio,

$$v = 5,58 \text{ kms./seg.} \quad [15]$$

Como resultado de estas deducciones se ve que la diferencia entre la trayectoria curvilínea del rayo sísmico y la cuerda correspondiente sólo es de 5,64 kilómetros para la máxima distancia epicentral. Del

análisis correspondiente resulta que las diferencias de los recorridos curvilíneo y rectilíneo no llega a dos segundos.

Por lo tanto, establece el autor las conclusiones siguientes: «Tratándose de sismos cuyo foco no rebase la profundidad de 57 kilómetros y hasta la distancia epicentral de 430, podemos admitir que el rayo sísmico se propaga en línea recta con una velocidad constante de 5,6 a 5,7 kilómetros.»

«Hasta distancias epicentrales de 850 kilómetros en números redondos, la hipótesis del rayo rectilíneo y constante la velocidad de propagación con el valor de 5,6 a 5,7 kms./seg. puede admitirse perfectamente en los cálculos sísmicos, pues da errores del orden de los de observación y aún mucho menores, siempre que la profundidad hipocentral no rebase los 57 kilómetros.»

ECUACIONES FUNDAMENTALES

Una vez demostrado que se puede suponer el rayo sísmico rectilíneo para los sismos próximos, el método fundamental o caso general de cálculo de las coordenadas focales x_0 , y_0 , z_0 se resuelve mediante el sistema general de ecuaciones:

$$\begin{aligned}(x_1 - x_0)^2 + (y_1 - y_0)^2 + (z_1 - z_0)^2 &= v^2 (t_1 - t_0)^2 \\(x_2 - x_0)^2 + (y_2 - y_0)^2 + (z_2 - z_0)^2 &= v^2 (t_2 - t_0)^2 \\(x_3 - x_0)^2 + (y_3 - y_0)^2 + (z_3 - z_0)^2 &= v^2 (t_3 - t_0)^2\end{aligned}\quad [16]$$

en el cual x_1 , y_1 , z_1 son las coordenadas de la estación más próxima al epicentro t_1 la hora de registro de la onda $\bar{P}$ en la misma, etc., y t_0 la hora focal.

Este método inicial o fundamental es simplificado suponiendo nula la altura de los observatorios, pues tal error es inferior a los resultantes de la observación, ya que $v = 5,6$ kms./seg.

Una vez hecha esta simplificación, cabe eliminar la incógnita z_0 por resta de las ecuaciones de dos en dos. Por último, para comodidad de cálculo, el autor introduce las siguientes notaciones auxiliares:

$$\begin{aligned}\tau_1 &= t_1 - t_0 \\ \tau_2 &= t_2 - t_1 \\ \tau_3 &= t_3 - t_1 \\ &\dots\dots\dots\end{aligned}\quad [17]$$

con lo cual se llega al sistema:

$$\begin{aligned}(x_1 - x_2)x_0 + (y_1 - y_2)y_0 - v^2 \tau_2 \tau &= \frac{x_1^2 - x_2^2 + y_1^2 - y_2^2 + v^2 \tau_2^2}{2} \\(x_1 - x_3)x_0 + (y_1 - y_3)y_0 - v^2 \tau_3 \tau &= \frac{x_1^2 - x_3^2 + y_1^2 - y_3^2 + v^2 \tau_3^2}{2}\end{aligned}\quad [18]$$

.....

en el cual las incógnitas son: x_0, y_0, τ ; sistema que si consta de más de cuatro ecuaciones, se pueden obtener los valores más probables de las incógnitas x_0, y_0, τ por el método de mínimos cuadrados.

Como caso particular del anterior se presenta el siguiente: conocidos los valores de x_0, y_0 por el estudio sobre el terreno o información macro sísmica garantizada, sólo resta hallar z_0 y τ , y podremos deducir t_0 o sea la hora inicial en el foco.

El sistema general queda en este caso reducido a

$$\begin{aligned}\Delta_1^2 + z_0^2 &= v^2 \tau^2 \\ \Delta_2^2 + z_0^2 &= v^2 (\tau + \tau_2)^2 \\ &\dots\dots\dots \\ \Delta_n^2 + z_0^2 &= v^2 (\tau + \tau_n)^2\end{aligned}\quad [19]$$

en el cual, eliminada z_0 , queda

$$\begin{aligned}2v^2 \tau_2 \tau &= \Delta_2^2 - \Delta_1^2 - v^2 \tau_2^2 \\ 2v^2 \tau_3 \tau &= \Delta_3^2 - \Delta_1^2 - v^2 \tau_3^2 \\ &\dots\dots\dots \\ 2v^2 \tau_n \tau &= \Delta_n^2 - \Delta_1^2 - v^2 \tau_n^2\end{aligned}\quad [20]$$

y el valor de τ en cada una toma la siguiente forma:

$$\tau = \frac{\Delta_n^2 - \Delta_1^2 - v^2 \tau_n^2}{2v^2 \tau_n} = \frac{\frac{1}{v^2} (\Delta_n^2 - \Delta_1^2) - \tau_n^2}{2\tau_n}\quad [21]$$

y el valor más probable

$$\tau = \frac{\frac{1}{v^2} \sum_{i=2}^{i=n} (\Delta_i^2 - \Delta_1^2) - \sum_{i=2}^{i=n} \tau_i^2}{2 \sum_{i=2}^{i=n} \tau_i}.\quad [22]$$

COORDENADAS EPICENTRALES

Va dijimos que el foco sísmico corresponde a un accidente tectónico de forma alargada situado entre Blanca y Ojós, el cual fué conmovido casi simultáneamente en todo su recorrido. No es posible, por lo tanto, marcar las coordenadas epicentrales con la precisión que se puede tener cuando se trata de un foco puntiforme; sin embargo, con el fin de aplicar los procedimientos teóricos de cálculo, tomaremos como primera aproximación un punto situado en el Segura frente a Ricote, al cual corresponden las coordenadas geográficas siguientes:

$$\begin{aligned}\varphi &= 38^{\circ} 09' 30'' \text{ N.} \\ \lambda &= 2^{\circ} 20' 15'' \text{ E. Mad.}\end{aligned}\quad [23]$$

Con arreglo a estos valores, hemos calculado las coordenadas rectangulares referidas al mismo origen que las correspondientes a las estaciones, y según las fórmulas empleadas en las Tablas de proyección ya citadas [35].

Los valores resultantes son:

$$\begin{aligned}x &= +204.710 \text{ m.} \\ y &= -201.551 \text{ m.}\end{aligned}\quad [24]$$

Como quiera que para el cálculo hemos de utilizar estos valores solamente en número de kilómetros, adoptaremos los valores

$$\begin{aligned}x_0 &= +205 \text{ kms.} \\ y_0 &= -202 \text{ kms.}\end{aligned}\quad [25]$$

DISTANCIAS EPICENTRALES

El sismo fué registrado en las Estaciones de Alicante, Almería, Cartuja, Toledo y Málaga, si bien los gráficos de esta última, por ser la de mayor distancia, no son suficientemente claros para utilizarlos en el cálculo.

Con arreglo a los valores de las coordenadas epicentrales y las de

las estaciones registradoras, obtendremos las distancias epicentrales correspondientes que nos han de servir para los cálculos posteriores:

$$\begin{aligned}\Delta_1 &= \sqrt{(x_1 - x_0)^2 + (y_1 - y_0)^2} = 78 \text{ kms. Alicante} \\ \Delta_2 &= \sqrt{(x_2 - x_0)^2 + (y_2 - y_0)^2} = 174 \text{ » Almería} \\ \Delta_3 &= \sqrt{(x_3 - x_0)^2 + (y_3 - y_0)^2} = 225 \text{ » Cartuja} \\ \Delta_4 &= \sqrt{(x_4 - x_0)^2 + (y_4 - y_0)^2} = 302 \text{ » Toledo}\end{aligned}\quad [26]$$

y sus cuadrados

$$\begin{aligned}\Delta_1^2 &= 6.084 \\ \Delta_2^2 &= 30.276 \\ \Delta_3^2 &= 50.625 \\ \Delta_4^2 &= 91.204\end{aligned}\quad [27]$$

CÁLCULO DE LA PROFUNDIDAD FOCAL (POR ECUACIONES)

Si no hubiésemos efectuado el reconocimiento de la zona conmovida podríamos hacer aplicación del método «Inglaterra» para calcular las coordenadas x_0, y_0 más la incógnita auxiliar τ del sistema de ecuaciones [18], deducido del [16] y, por lo tanto, obtendríamos el valor de z_0 o profundidad hipocentral. Afortunadamente tenemos elementos de juicio suficientes para conocer x_0 y y_0 con gran aproximación, y solamente nos resta el calcular z_0 ; más adelante obtendremos los valores de las horas del sismo en el foco y en el epicentro. Haremos aplicación del sistema general de ecuaciones antes citado reducido a la forma del [20] con una sola incógnita $\tau = t_1 - t_0$, la cual, una vez conocida, nos servirá para hallar z_0 .

De los cuadros copiados en el capítulo «Análisis de los sismogramas» sacamos los valores de t_1, t_2, t_3, t_4 , así como los de τ_2, τ_3, τ_4 , utilizando los registros de la fase $\bar{P}$.

Alicante: $t_1 = 0^h 22^m 03^s,0$	$\tau_2 = t_2 - t_1 = 17^s,2$ $\tau_3 = t_3 - t_1 = 26^s,3$ $\tau_4 = t_4 - t_1 = 40^s,0$	$\tau_2^2 = 295,84$ $\tau_3^2 = 691,69$ $\tau_4^2 = 1600,00$	[28]
Almería: $t_2 = \text{ » » } 20^s,2$			
Cartuja: $t_3 = \text{ » » } 29^s,3$			
Toledo: $t_4 = \text{ » » } 43^s,0$			

Estos valores, sustituidos en la fórmula [22] juntamente con los demás ya conocidos, nos darán el valor más probable de τ .

En consecuencia del examen de las gráficas y dromocrónicas ya sa-

bemos que la profundidad del foco ha de oscilar entre cero y 25 kilómetros, podemos aceptar, para valor de v , el de 5,6 por tratarse de recorridos muy próximos a la superficie donde la velocidad es de 5,55. Así resulta

$$\tau = \frac{\frac{1}{5,6^2} \sum_{i=2}^{i=4} (\Delta_i^2 - \Delta_1^2) - \sum_{i=2}^{i=4} \tau_i^2}{2 \sum_{i=2}^{i=4} \tau_i} = \frac{0,032 \times 153853 - 2587}{167} = 13,99,$$

o bien, en número redondo,

$$\tau = 14^s. \quad [29]$$

Conocido el valor de τ , que es la incógnita auxiliar, obtendremos el de t_0 hora en el foco por la fórmula [17], y tendremos:

$$t_0 = t_1 - \tau = 0^h 22^m 03^s \quad 14^s = 0^h 21^m 49^s. \quad [30]$$

Y con este dato pasaremos a la fórmula siguiente, deducida del sistema [19]:

$$z_0 = \sqrt{\frac{\sum v^2 (t_i - t_0)^2 - \sum \Delta_i^2}{n}} = \sqrt{\frac{\sum 31,36 (t_i - t_0) - \sum \Delta_i^2}{4}}, \quad [31]$$

que nos da el valor más probable de la profundidad hipocentral mediante las correspondientes sustituciones

$t_1 - t_0 = 14,0$	$(t_1 - t_0)^2 = 196$	$z_0 = \sqrt{211} = 14,5$	[32]
$t_2 - t_0 = 31,2$	$(t_2 - t_0)^2 = 973$		
$t_3 - t_0 = 40,3$	$(t_3 - t_0)^2 = 1624$		
$t_4 - t_0 = 54,0$	$(t_4 - t_0)^2 = 2916$		
$\Sigma(t_i - t_0) = 5709$			

CÁLCULO DE LA PROFUNDIDAD FOCAL, POR LAS CURVAS DROMOCRÓNICAS

El primer ensayo de cálculo de situación del epicentro y profundidad focal, etc., se realiza siempre con el auxilio de las curvas dromocrónicas o de tiempos de recorrido, las cuales proporcionan elementos de orientación para la investigación posterior de los elementos referidos.

Estas curvas representan así la propagación aparente del movimiento a partir del epicentro. Las diferencias de ordenadas corresponden a las diferencias de tiempos de recorrido de cada rayo sísmico.

En el trazado de las mismas (fig. 12) vemos que el trayecto comprendido por los cuatro puntos es aproximadamente una línea recta para la $\bar{P}$ con valor de velocidad aparente de propagación $v = 5,6$.

Si examinamos las curvas teóricas de la figura 13 resulta que la pendiente de la curva real (fig. 12) queda comprendida entre las correspondientes a las profundidades hipocentrales $h = 0$ y $h = 25$, cuyas pendientes son de $v = 5,55$ y $v = 5,7$, respectivamente.

Al verificar análoga prueba con las curvas de la fase $\bar{S}$ obtenemos la comprobación correspondiente, según nos lo indica el adjunto cuadro:

PROFUNDIDAD FOCAL h	CURVAS TEÓRICAS		CURVAS REALES	
	$v(\bar{P})$	$v(\bar{S})$	$v(\bar{P})$	$v(\bar{S})$
0	5,55	3,27	»	»
(14)	»	»	5,64	»
(15)	»	»	»	3,30
25	5,71	3,32	»	»
45	5,78	3,39	»	»

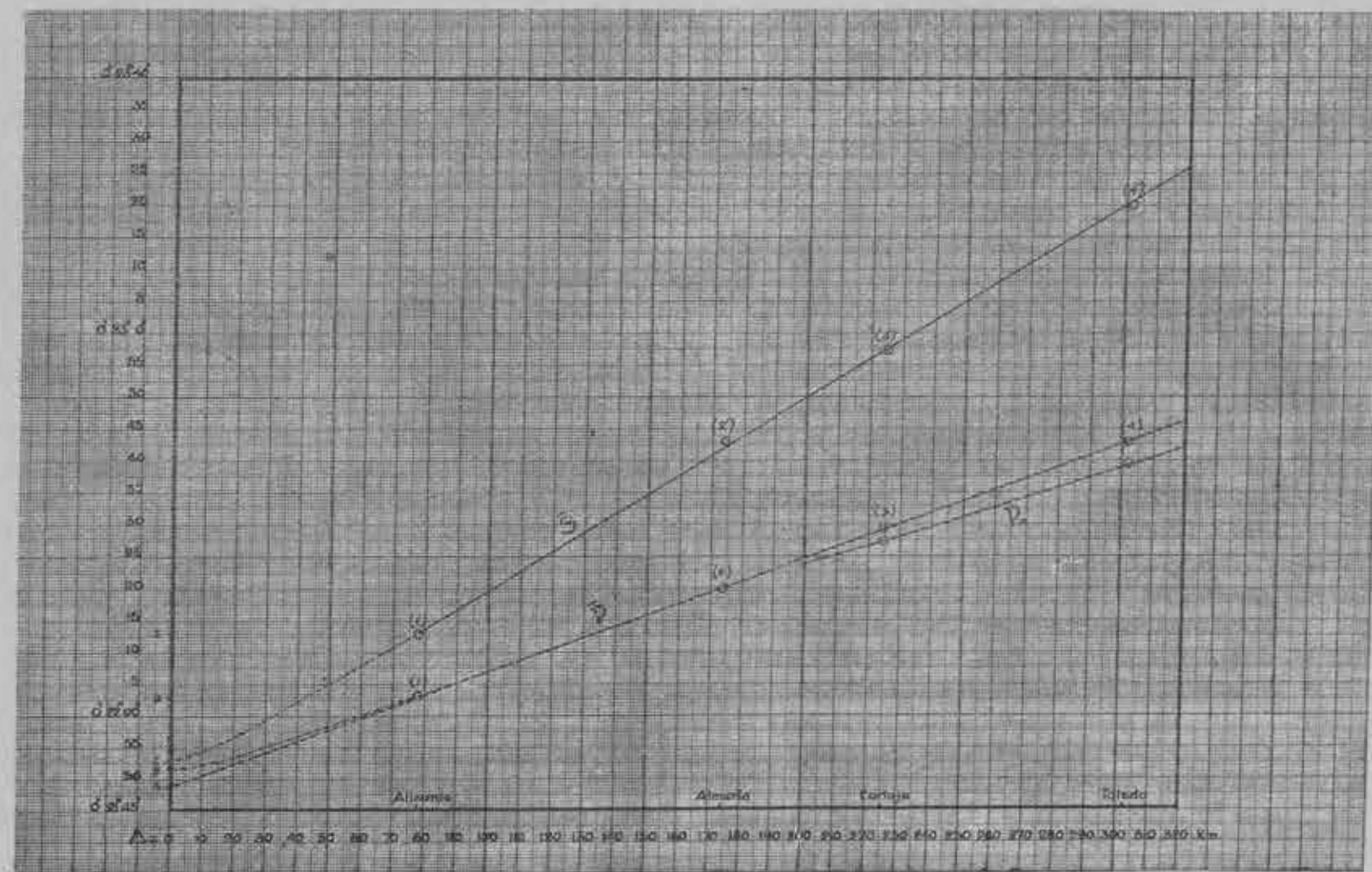
(33)

Con el fin de exponer la importancia que tiene para las investigaciones sismométricas la precisión en el registro instrumental, especialmente en la apreciación de las horas de los principios de los sismogramas, vamos a indicar los valores de los tiempos de recorrido T correspondientes a las distancias de las cuatro estaciones y para las profundidades de 0 a 25 kilómetros.

Δ	VALORES TEÓRICOS DE TIEMPOS DE RECORRIDO T						VALORES REALES
	$h = 0$	5	10	15	20	25	$t_t - t_0$
78	13,93	13,97	14,03	14,18	14,39	14,62	14,00
174	31,07	31,10	31,14	31,19	31,25	31,33	31,20
225	40,19	40,21	40,24	40,28	40,35	40,44	40,30
302	53,93	53,95	53,98	54,00	54,04	54,10	54,00

(34)

En este cuadro se observa que la variación de 0,1 en T puede hacer variar la profundidad focal de 10 a 15 kilómetros.

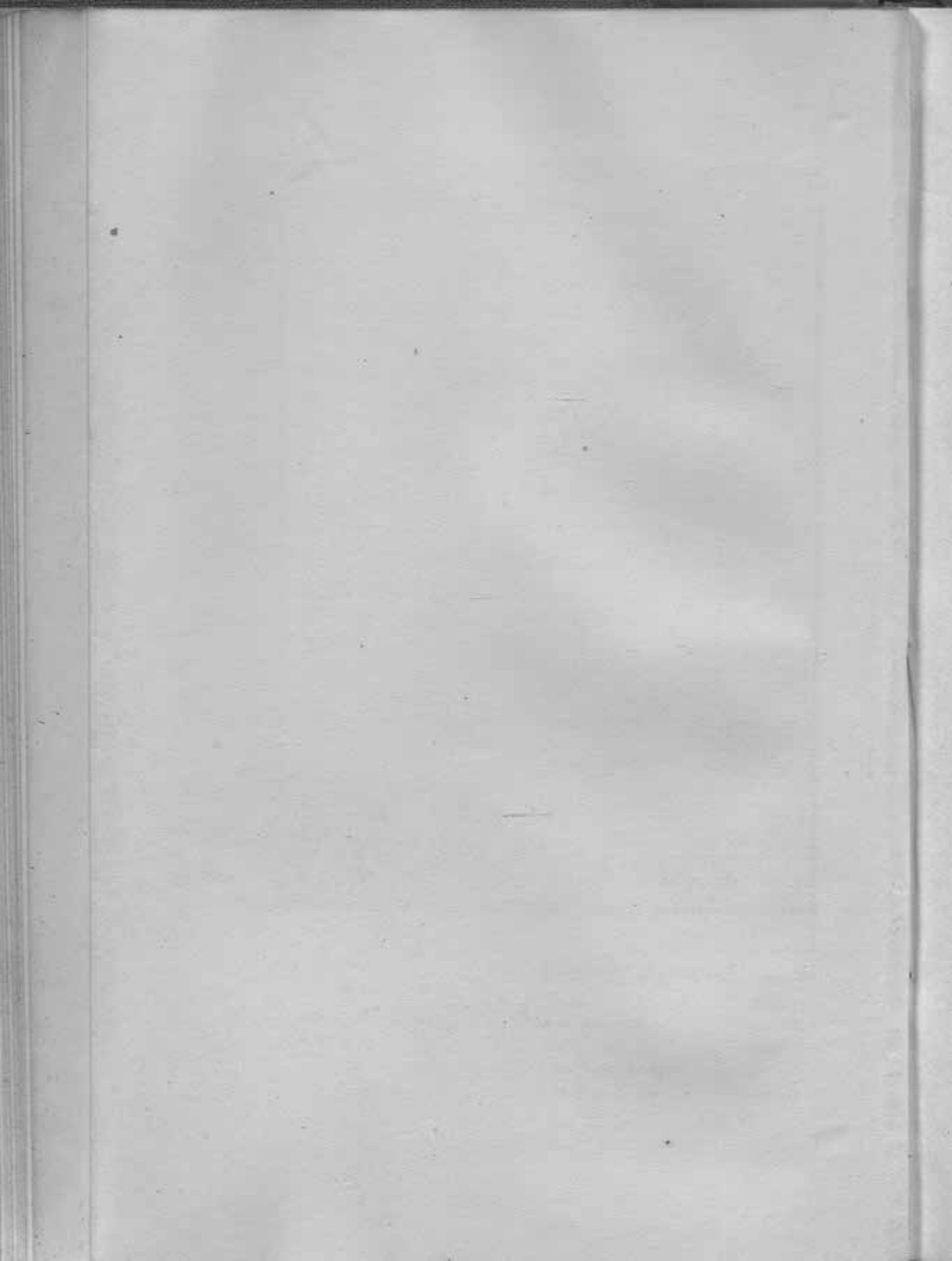


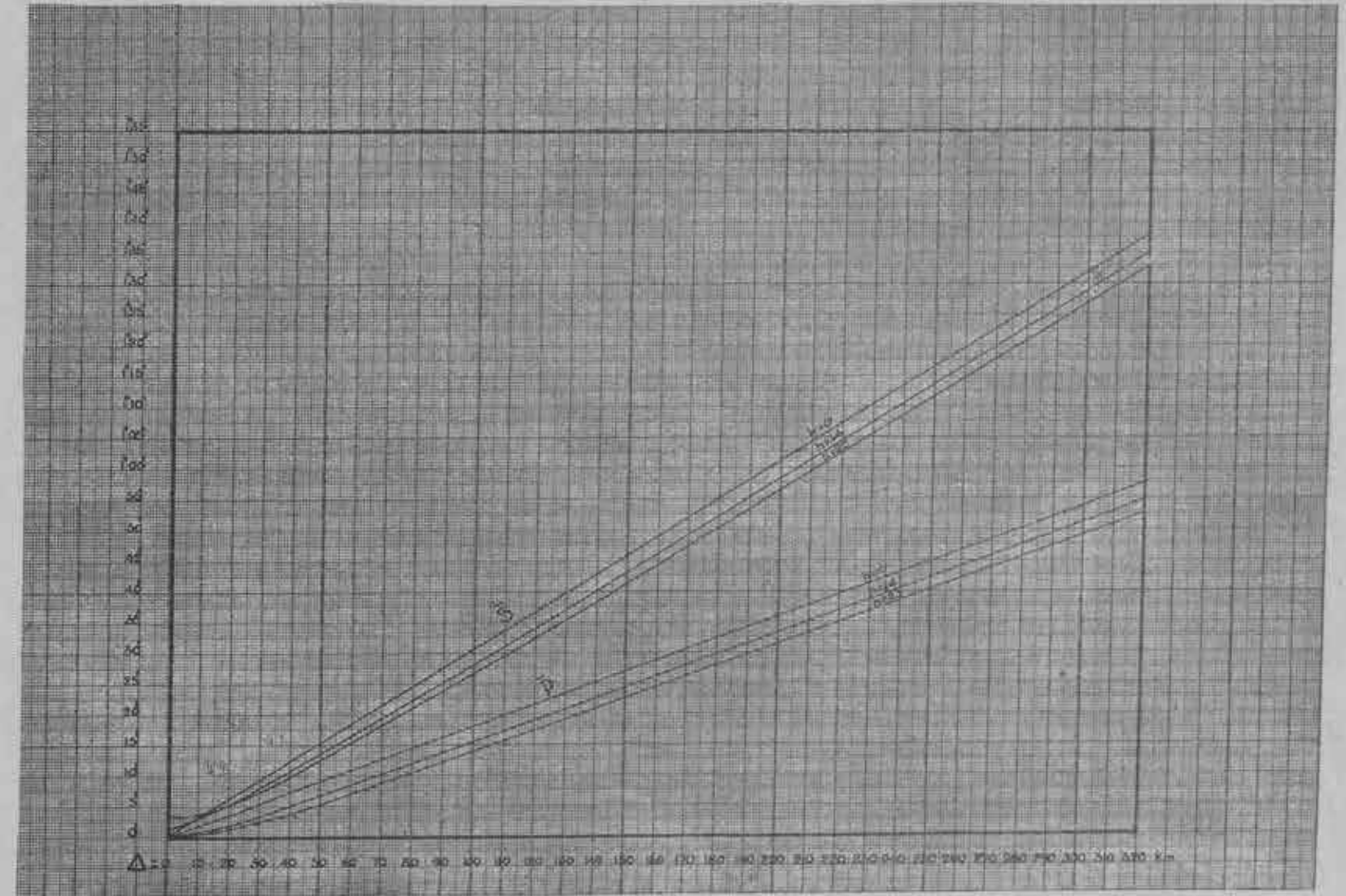
DROMOCRÓNICAS según los registros

A= Hora en el foco
B= Hora de $\bar{P}$ en el epicentro
C= id de $\bar{S}$ id id
D= Hora de registro de $\bar{P}$ en Alicante
E= id id de $\bar{S}$ en id

Línea (1)-(4) Dromocrónica real de $\bar{P}$
Línea (2)-(1) Dromocrónica teórica de $\bar{P}$ para 14 Km
Línea (1)-(4) Dromocrónica real de $\bar{S}$
Línea (2)-(1) Dromocrónica teórica de $\bar{S}$ para 14 Km
Línea (A)-(2) Tangente a la dromocrónica de $\bar{P}$

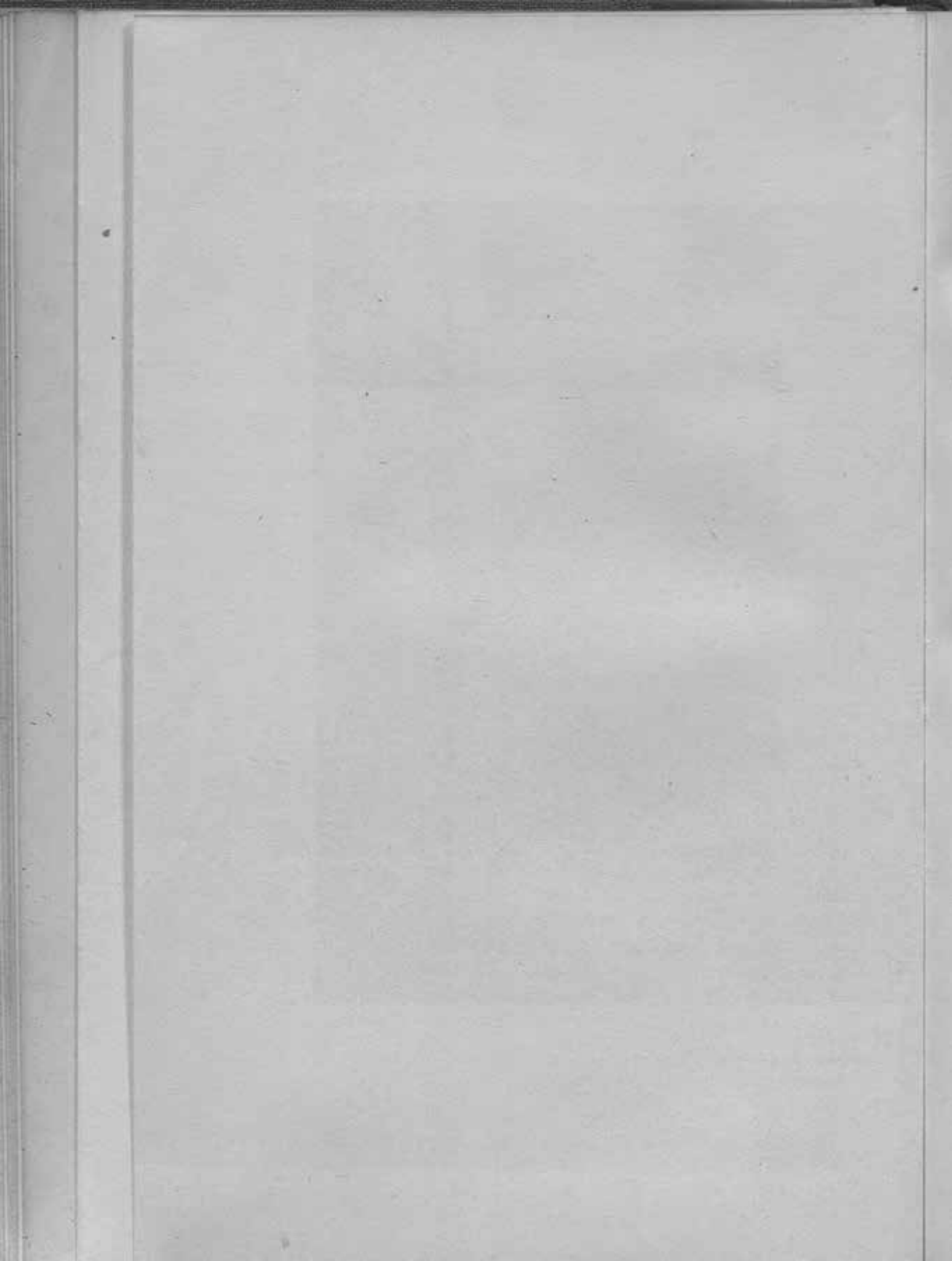
Fig. 12





DROMOCRÓNICAS
 para las profundidades hipocentrales de $0-14-25$ Km.
 Según Tablas de A. Mohorovičić

Fig. 13



Halleemos las diferencias entre los tiempos de recorrido teórico T y los del registro ($t_i - t_0$) para cada caso de profundidad hipocentral.

$h = 0$	5	10	15	20	25	[35]
0,07	0,03	0,03	0,17	0,39	0,62	
0,13	0,10	0,06	0,01	0,05	0,13	
0,11	0,09	0,06	0,02	0,05	0,14	
0,07	0,05	0,02	0,00	0,04	0,10	

Formemos la suma de cuadrados de estas diferencias, y tenemos para

$$\begin{aligned}
 h = 0 [\Delta\Delta] &= 0,04 \\
 h = 5 [\Delta\Delta] &= 0,02 \\
 h = 10 [\Delta\Delta] &= 0,01 \\
 h = 15 [\Delta\Delta] &= 0,03 \\
 h = 20 [\Delta\Delta] &= 0,16 \\
 h = 25 [\Delta\Delta] &= 0,43
 \end{aligned}
 \quad [36]$$

Resulta el valor más probable el de $h = 10$, bastante aproximado a los obtenidos anteriormente por la fórmula [32] y cuadro [33].

CÁLCULO DE LA PROFUNDIDAD FOCAL, SEGÚN LOS SISMOGRAMAS

El análisis de los gráficos obtenidos en Alicante, especialmente el de la componente horizontal, nos va a proporcionar nuevos elementos para comprobar los valores de la profundidad hipocentral antes obtenidos. Para ello seguimos el orden expuesto por Inglada en unos de sus múltiples y sugestivos trabajos (33).

Intervalos entre la fase $\bar{P}$ y las demás, expresados en segundos para $\Delta = 78$ kms.

Notación A. Mohorovičić.	Abreviación Rodríguez Navarro.	VALORES INTERPOLADOS EN LAS TABLAS		VALORES DEDUCIDOS DE LOS SISMOGRAMAS		PROFUNDIDAD FOCAL h	
		Para $h = 0$ kms.	Para $h = 25$ kms.	E-W	Z	E-W	Z
$Ri\bar{P}$	$\bar{P}^2$	10,4	6,2	7,5	7,9	17	15
$\bar{S}$	$\bar{S}$	9,7	10,2	9,9	10,0	10	15
$Ri\bar{P}\bar{S}$	$\bar{P}\bar{S}$	18,9	15,4	17,0	—	13	—
$Ri\bar{S}$	$\bar{S}^2$	27,4	20,7	22,8	—	17	—
$Ri_2\bar{P}$	$\bar{P}^1$	28,5	23,9	25,7	—	15	—
$Ri_2\bar{P}^2\bar{S}$	$\bar{P}^2\bar{S}$	35,9	31,4	32,7	—	17	—
$Ri_2\bar{P}^2\bar{S}^2$	$\bar{P}^2\bar{S}^2$	43,4	39,0	41,4	—	11	—
$Ri_2\bar{P}\bar{S}^2$	$\bar{P}\bar{S}^2$	50,9	46,6	49,2	—	9	— [37]
$Ri_2\bar{S}$	$\bar{S}^1$	58,5	50,8	54,5	—	13	—
$Rs\bar{P}$	$\bar{P}^3$	10,4	13,6	12,5	12,0	16	13
$Rs\bar{P}^2\bar{S}$	$\bar{P}^2\bar{S}$	18,9	21,6	21,0	—	19	—
$Rs\bar{P}\bar{S}_2$	$\bar{P}\bar{S}^1$	27,4	29,8	28,3	—	9	—
$Rs\bar{S}$	$\bar{S}^3$	27,4	33,4	30,6	—	13	—
$Rs_2\bar{P}$	$\bar{P}^5$	28,5	32,5	30,6	—	13	—
$Rs_2\bar{P}_1\bar{S}$	$\bar{P}^1\bar{S}$	35,9	39,7	38,4	—	16	—
$Rs\bar{P}_2\bar{S}_2$	$\bar{P}^2\bar{S}^2$	43,4	47,0	46,1	—	18	—
$Rs_2\bar{P}_2\bar{S}_2$	$\bar{P}^2\bar{S}^3$	50,9	54,4	52,5	—	11	—
Promedios.....						13,9	14,3
Promedio final.						14,1	

En el cuadro [37] anotamos los intervalos que corresponden a las diferencias Fase- $\bar{P}$, obtenidos por interpretación de las Tablas de A. Mohorovičić, para $\Delta = 78$ kilómetros y profundidades de 0 y 25 kilómetros. Asimismo, en la columna siguiente, figuran los obtenidos en las gráficas de Alicante y, por último, en la columna extrema están los valores de h a que corresponden. El promedio de los pertenecientes a la componente horizontal es de $h = 13,9$ y los de la cenital $h = 14,3$. Podemos aceptar el valor de $h = 14$ kilómetros como el más aproximado, el cual concuerda con los anteriores, según [32] [33] y [36].

En resumen: empleando diferentes métodos elementales basados en la teoría ya conocida de propagación de las ondas sísmicas, hemos obtenido las siguientes profundidades del foco:

14,5, 14, 15, 10 y 14,1,

valores que nos marcan una pauta aproximada acerca de la situación del foco. Sería iluso pretender una aproximación del orden del kilómetro, pues ya hemos visto que la apreciación de la décima de segundo influye en una decena de kilómetros. Además, el foco sísmico, en general, y más en este caso, lejos de ser un punto teórico es un accidente geológico de dimensiones variables y cuya vibración se ha originado simultáneamente en una gran masa. Por otra parte, la propagación de las ondas elásticas está sujeta a muchas irregularidades debidas a la heterogeneidad de las capas que atraviesan sobre todo las proximidades de la superficie.

IX.—Horas en el foco y en el epicentro.

Va vimos que la incógnita auxiliar τ introducida en el sistema de ecuaciones [18] representaba la diferencia $\tau = t_1 - t_0$, siendo t_1 el tiempo de recorrido del rayo sísmico desde el foco a la Estación de Alicante y t_0 la hora focal. El valor de τ resuelto por la fórmula [22] nos dió en la [29] $\tau = 14^s$, y por la [30] $t_0 = 0^h 21^m 49^s$, o sea la hora del sismo en el foco, según elementos de registro de Alicante. Sabida la hora del sismo en el foco, se obtiene fácilmente la del epicentro por conocerse la magnitud de la profundidad hipocentral igual a 14 kilómetros y la velocidad media de 5,6; por lo tanto, el tiempo de recorrido de la vertical sísmica es 2,5 segundos; luego

$$H_e = 0^h 21^m 51^s,5 \quad [38]$$

el valor de H_e lo podíamos también hallar obteniendo por interpolación en las tablas de los tiempos de recorrido aparentes por la superficie del suelo que corresponden a las distancias de las cuatro estaciones para $h = 14$, y restando estos tiempos de las horas t_1 , t_2 , t_3 y t_4 , resultan las horas que apuntamos en el siguiente cuadro:

ESTACIONES	Δ	Horas de registro de P.	Tiempos de propagación aparente para $h = 14$.	Hora epicentral.	[39]
		^h ^m ^s	^s	^h ^m ^s	
Alicante.....	78	0 22 03,0	11,9	0 21 51,1	
Almería.....	174	20,2	28,9	51,3	
Cartuja.....	225	29,3	38,0	51,3	
Toledo.....	302	43,0	51,7	51,3	

el promedio de estos cuatro valores y el [38] nos da

$$H_e = 0^h 21^m 51^s,3. \quad [40]$$

X.—Cálculo del ángulo de emergencia y radio de curvatura de la trayectoria.

La circunstancia de no estar en servicio el día 25 de Agosto la componente N-S del Mainka, según motivos de reforma ya conocidos, nos ha privado de los elementos de registro necesarios para deducir el valor del ángulo de emergencia de la trayectoria de la *P*. Además, el comienzo del sismograma no tiene en la componente E-W, el ímpetu necesario para realizar tal determinación en buenas condiciones. Nos tenemos que limitar, pues, a deducir el valor de e_0 en función del de h ya conocido. Utilizaremos para ello la fórmula 10 de la Memoria de Inglaterra (33)

$$\cos e_0 = v_0 \frac{dT}{d\Delta}. \quad [41]$$

El triángulo rectángulo *MNP* (fig. 14) puede considerarse rectilíneo para pequeños valores de $d\Delta$. En dicho triángulo conocemos el lado $PN = v_0 dT$ por la diferencia de tiempos de llegada de la onda sísmica a *M* y *N*.

Si tomamos los datos correspondientes a $d\Delta = 10$ kms., $\Delta = 78$ kilómetros y $v_0 = 5,5$, resulta:

$$\cos e_0 = 0,962 \quad \text{y} \quad e_0 = 15^\circ 50'. \quad [42]$$

Conocido e_0 , obtendremos el parámetro k por la fórmula

$$k = \cos e_0 \frac{r_0}{v_0}; \quad [43]$$

poniendo $r_0 = 6370$, resulta

$$k = 1114,2. \quad [44]$$

Este parámetro ya dijimos que define a cada rayo sísmico según las parejas de valores Δ y h de cada uno. Si en [43] consideramos en vez

de los elementos r_0 y v_0 superficiales los r_m y v_m radio mínimo, y su velocidad correspondiente en el punto inferior de la trayectoria del rayo sísmico, es decir, en el pericentro, entonces será:

$$\cos e_0 = 1 \quad \text{y} \quad k = \frac{r_m}{v_m}, \quad [45]$$

que marca la relación entre la profundidad máxima y su velocidad en dicho punto, que también alcanza su máximo.

El valor de ρ radio de curvatura de la trayectoria se obtiene por la fórmula

$$\rho = \frac{1}{26k} = 0,33$$

en partes de radio, o sea:

$$\rho = 2102 \text{ kms.} \quad [46]$$

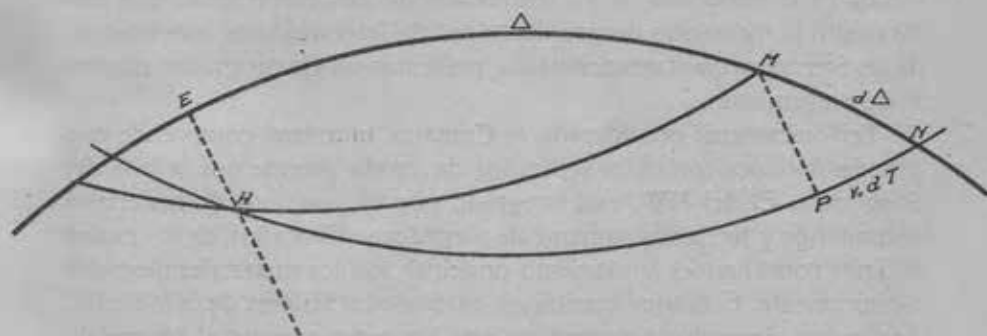


Fig. 14.

XI.—CONCLUSIONES

El sismo del 25 de Agosto de 1940 ha tenido por epicentro teórico un punto cuyo pueblo más próximo es Ojós (Murcia). En realidad, el epicentro ha sido más amplio y comprende un área alargada de unos tres kilómetros en el sentido del río Segura, entre los pueblos de Ojós, Blanca y Ricote. Denominamos el fenómeno con el nombre de «Sismo del Medio Segura».

En el estudio geográfico hemos visto que tal epicentro queda enclavado en la gran «Región sísmica meridional de la Península» y, dentro de ella, en la «Zona Murcia-Alicante», y en ésta cabe definir la «Comarca de Murcia» con rasgos sísmicos diferentes a los de la alicantina como consecuencia de la diferente red de fracturas geológicas. Precizando más aún el epicentro del sismo que estudiamos forma parte del «Grupo del Segura medio».

Atendiendo a la frecuencia media, la «Comarca de Murcia» presenta un coeficiente bastante elevado que la coloca en el tercer lugar de las de la Península, y en aquélla la máxima densidad de focos sísmicos reside en las líneas tectónicas del Segura y Sangonera.

Del análisis orográfico de la Cordillera Penibética resulta que la Comarca de Murcia, juntamente con la de Alicante, quedan enclavadas en el Sector 4.^o de dicha Cordillera, caracterizado por el desorden notorio en la situación de alineaciones montañosas, debido, en primer lugar, a la reacción del borde de la Meseta por el empuje alpino, y en segundo término a la intensidad de los fenómenos de descompresión que han motivado la formación de una densa red de fracturas tales, que muchas de las Sierras, al quedar seccionadas, presentan un eje orográfico normal al de plegamiento.

Tectónicamente considerada, la Comarca murciana comprende dos grandes bloques corticales separados de modo patente por la falla del Sangonera. El del NW. está integrado por un conjunto de materiales secundarios y terciarios sumamente plegados y dislocados, de los cuales el Triás constituye el fundamento principal; son los materiales plegados alpinicamente. El bloque meridional pertenece al Sistema de la Mole Bética, cuyos elementos petrográficos son los pertenecientes al bloque de Sierra Nevada-Filabres, que forma otro Pilar gemelo del de la Meseta castellana, y entre ambos se fraguaron los pliegues de la Cordillera Penibética.

Este bloque, situado al SE. de la falla del Sangonera, se halla recubierto por materiales cuaternarios desde Fuente-Alamo a Torrevieja, y secundarios y terciarios en la Sierra de Carrascoy. El borde oriental de este bloque arcaico-paleozoico tal vez coincida con la falla que hemos determinado en el trayecto de Abanilla a Torrevieja.

La denominada «Falla del Segura» es un conjunto de geoclusas, angostos, fallas, pliegues-fallas, etc., que desde Cieza, hasta el S. de Archena, recortan el terreno y forman numerosas brechas por entre las

cuales corre el río, el cual continúa con su acción erosiva la obra iniciada por las fuerzas endógenas.

Este conjunto de visibles accidentes de diastrofismo en los terrenos secundarios y terciarios, corresponden a una falla profunda tallada en el bloque paleozoico subyacente hundido entre los Pilares firmes de la Meseta y el de la Mole Bética. La dirección de esta falla es la misma que la de las raíces de los arrasados pliegues hercinianos, visibles aún en Castilla y Extremadura.

La determinación de la profundidad focal, basada en los tiempos de recorrido de las ondas sísmicas registradas en diferentes estaciones, nos ha proporcionado el valor de 14 kilómetros, y aunque esta cifra responda solamente a una aproximación, el error no ha de exceder de dos a tres kilómetros en más o menos.

Este cálculo nos dice que, en efecto, existe ese accidente tectónico supuesto y su situación se halla por bajo de las series secundaria y terciaria. Hay que pensar en que el emplazamiento del foco sísmico tiene que estar en la capa granítica o granítico-paleozoica de los antiguos pliegues hercinianos, teniendo en cuenta que el bloque fondo del Geosinclinal bético debió descender bastante respecto a los dos pilares extremos.

Por medio de los registros de las ondas reflejadas en la superficie de Conrad y Mohorovičić, se han podido deducir las profundidades aproximadas de las mismas en el subsuelo de la comarca estudiada, (fig. 15) y, por lo tanto, podemos tener una noción aproximada del espesor de la serie de las capas sedimentarias (14 o 20 kilómetros) de la capa arcaico-paleozoica (20 o 30 kilómetros) y de la capa basáltica o «Sialma» (10 kilómetros), que en conjunto forman la zona de fractura de la corteza terrestre.

Dentro de la capa arcaico-paleozoica se encuentran potentes asomos hipogénicos y cristolofíticos que le dan marcada irregularidad.

Las fallas que aparecen visibles en los mantos secundarios y terciarios son efectos dinámicos de proyección de las fallas y fracturas de la capa paleozoico-cristalina subyacente, como lo demuestra la profundidad focal de este sismo y la de otros muchos ocurridos en la misma zona, en los cuales, aunque no se ha podido determinar la situación del foco con la aproximación de éste, hemos visto, sin duda, que el valor que mejor se adopte es comprendido entre los 25 kilómetros y 0 kilómetros, más cerca del primero que la del segundo.

En la línea sísmica del Segura-Medio hay tres núcleos de focos sísmicos: el de «Blanca de Ojós», el de «Ceuti» y el de «Alguazas»; los dos últimos son de más frecuencia que el primero.

El sismo de 25 de Agosto de 1940 ha sido de tipo francamente tectónico por movimiento de los bloques de la falla del Segura.

Los sismos del Segura Medio pueden ser influidos por las tensiones procedentes del S. como consecuencia de la basculación del bloque costero, lo cual es bien manifiesto, según puede apreciarse por el buzamiento suave hacia el SE. en los terrenos pliocenos de la Vega del Bajo Segura, y aun por lo del mioceno superior.

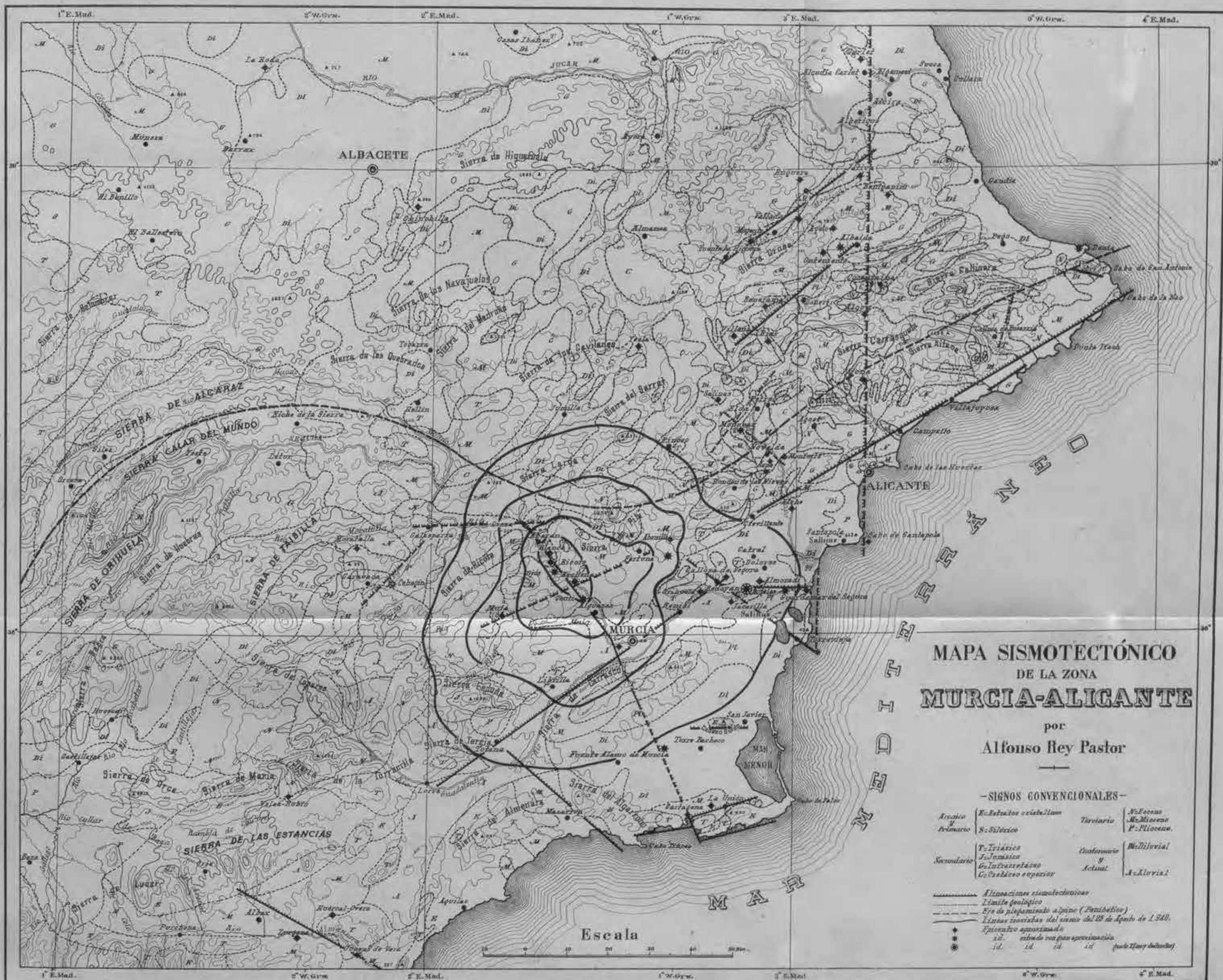
En la propagación del movimiento por la superficie terrestre, se ha visto cómo los mantos terciarios y cuaternarios han producido un reforzamiento aparente de intensidad independiente de la génesis del sismo.

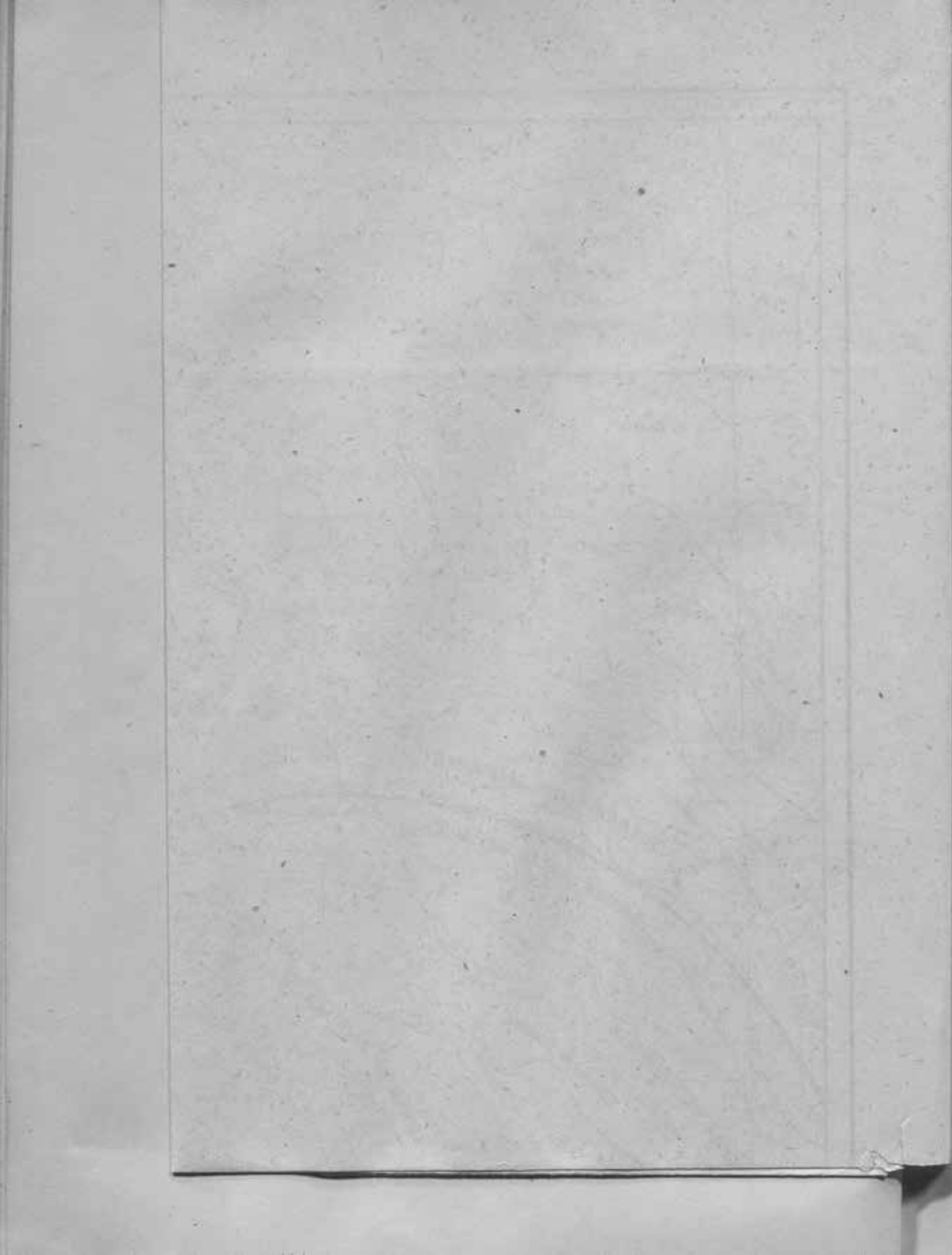
En resumen: el análisis de este sismo pone de manifiesto la necesidad de colaboración entre el geólogo y el sismólogo para contribuir al conocimiento de la tectónica de nuestro suelo, especialmente en comarcas tan interesantes como esta del Segura. De este modo podremos ir estableciendo sólidos pilares para la continuación de los estudios de la Geografía sísmológica de la Península Ibérica felizmente iniciados ya.

Alicante, Febrero 1941.

El Ingeniero Geógrafo,

ALFONSO REY





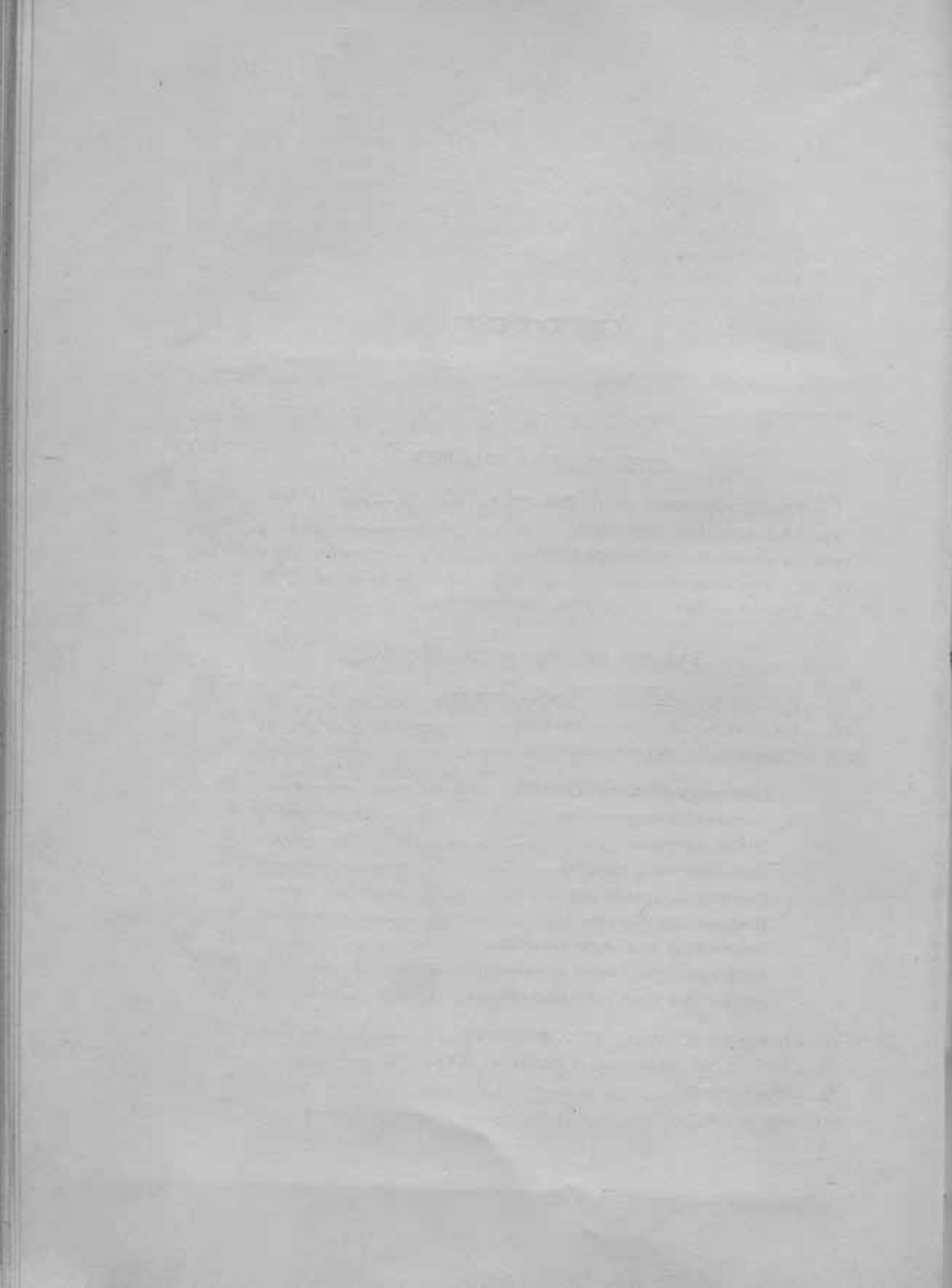
NOTA BIBLIOGRÁFICA

- (1) *Association de Séismologie. — Bureau Central Séismologique International.* Strasbourg-Clermont Ferrand.
- (2) REY PASTOR (A.). *Traits sismiques de la Péninsule Ibérique.* Madrid, 1927.
- (3) HERNÁNDEZ PACHECO (E.). — *Síntesis fisiográfica y geológica de España.* Madrid, 1932.
- (4) IDEM ID. — *Discurso.* — *Real Academia de Ciencias.* Madrid, 1922.
- (5) CUETO Y RUIZ-DÍAZ (E.). — *Algunas consideraciones sobre la tectónica de la Península Ibérica.* Madrid, 1932.
- (6) DOUVILLÉ (R.). — *La Péninsule Ibérique.* Espagne.
- (7) ORUETA (D.) Y RUBIO (E.). — *La Serranía de Ronda.* Madrid, 1926.
- (8) INSTITUTO GEOLÓGICO DE ESPAÑA. — *De Sierra Morena a Sierra Nevada.* Madrid, 1926.
- (9) GÁVALA (J.). — *Costa española del Estrecho.* Madrid, 1926.
- (10) GARCÍA SÍNERIZ (J.). — *La investigación sísmica del Estrecho de Gibraltar.* Madrid.
- (11) ALBRICIAS (L.). — *Playas levantadas.*
- (12) MALLADA. — *Explicación del Mapa Geológico.* Tomos I, IV y VI.
- (13) ROYO GÓMEZ (J.). — *Nota publicada en el folleto «Balneario de Archena».*
- (14) FALLOT (P.). — *Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpes.* G. M. O. Vol. VI, núm. 1.
- (15) KINDELÁN (V.). — *Investigación de los terrenos miocenos y azufreros del Sur de España.* Instituto Geológico y Minero. 1926. Tomo VII.
- (16) INGLADA Y ORS (V.). — *El sismo del Bajo Segura.* Madrid, 1926.
- (17) REY PASTOR (A.). — *Sismicidad de España y Norte de Africa.* Rev. Ibérica, núm. 518.
- (18) COMTE DE MONTESSUS DE BALLORE. — *La Géologie sismologique.* París, 1924.
- (19) IDEM ID. — *Les tremblements de Terre.* París, 1906.
- (20) SIEBERG (A.). *Erdbebenkunde.* Jena, 1923.
- (21) SUSS (E.). Traducción de Novó (P.). — *La Faz de la Tierra.* Madrid, 1923.
- (22) DÍAZ CASSOU (P.). — *Huerta de Murcia.* 1888.
- (23) ARRAZOLA (L.). — *Ensayos sobre volcanes y terremotos.* Valladolid, 1829.
- (24) S. NAVARRO (J.). — *Bosquejo sísmico de la Península Ibérica.* 1921.
- (25) GALBIS RODRÍGUEZ (J.). — *Catálogo sísmico.* Tomo I. Madrid, 1932.

- (26) NOVO Y CHICARRO (P.). — *Reseña geológica de la provincia de Alicante*. Boletín del Instituto Geológico. Tomo XVI, 1915.
- (27) S. LOZANO Y MARÍN. — *Estudio relativo a los terremotos de la provincia de Murcia de 1911*. Boletín del Instituto Geológico. Tomo XII.
- (28) INGLADA Y ORS (V.). — *Los problemas de la moderna Sismología geológica en relación con el estudio de la tectónica de las Regiones sísmicas de España*. Bol. de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Marzo, 1921.
- (29) RODRÍGUEZ NAVARRO (J.). — *Utilisation des Tables des temps de propagation des ondes sismiques pour profondeurs diverses*. Madrid, 1939.
- (30) ROTHÉ (E.). — *Tablas de A. Mohorovicic*. Publications du B. C. S. I. Serie A. Fascicule 3. París, 1925.
- (31) RODRÍGUEZ NAVARRO (J.). — *Notaciones sismológicas*. Publications du B. C. S. I. Serie A. Fascicule 10. Nogent le Rotrou, 1934.
- (32) MOHOROVICIC (A.). — *Das Beben vom 8 Oktober 1909*. Zagreb, 1909.
- (33) INGLADA Y ORS (V.). — *Nota acerca del cálculo de la profundidad del foco sísmico por el procedimiento de S. Mohorovicic y otros análogos basados en los sismogramas registrados en las estaciones próximas*. Madrid, 1928.
- (34) E. M. C. DEL EJÉRCITO. — *Reglamento de Cartografía militar*. Madrid, 1934.
- (35) IDEM DEL ID. — *Tablas de proyección para la Cartografía militar*. Madrid, 1935.
- (36) INGLADA Y ORS (V.). — *Cálculo de las coordenadas del foco sísmico y del instante inicial de la sacudida por medio de las horas del principio de los sismogramas registrados en varias estaciones próximas*.
- (37) REV PASTOR (A.). — *El período sísmico de «La Canal de Berdún de 1923» (Pirineos)*. Toledo, 1931.
- (38) IDEM ID. — *El sismo de la Rioja Baja de 18 de Febrero de 1929*. Toledo, 1932.
- (39) IDEM ID. — *Sismicidad de las regiones litorales españolas del Mediterráneo II Región Bética y Subbética*. Association pour l'Étude Géologique de la Méditerranée occidentale. Vol. IV.
- (40) INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA. — *Mapa Geológico*. Escala 1/1.000.000. 2.^a edición, 1936.

ÍNDICE

	<u>Páginas</u>
ANTECEDENTES.....	5
ESTUDIO DE LA COMARCA	
I. — REGIÓN MERIDIONAL DE LA PENÍNSULA.....	7
II. — LA CORDILLERA PENIBÉTICA.....	10
III. — LA COMARCA DEL SEOURA MEDIO.....	14
IV. — LA FALLA DEL SEOURA.....	16
V. — SISMICIDAD DE LA COMARCA DE MURCIA.....	20
ANÁLISIS DEL FENÓMENO SÍSMICO	
VI. — ESTUDIO MACROSÍSMICO. — LÍNEAS ISOSISTAS.....	31
VII. — INTERPRETACIÓN DE SISMOGRAMAS.....	32
VIII. — COORDENADAS DEL FOCO SÍSMICO.....	36
<i>Importancia de su determinación</i>	36
<i>Coordenadas rectangulares</i>	38
<i>Método «Inglaterra»</i>	38
<i>Ecuaciones fundamentales</i>	41
<i>Coordenadas epicentrales</i>	43
<i>Distancias epicentrales</i>	43
<i>Profundidad focal según ecuaciones</i>	44
<i>Profundidad focal según dromocrónicas</i>	45
<i>Profundidad focal según sismogramas</i>	47
IX. — HORAS EN EL FOCO Y EN EL EPICENTRO.....	49
X. — ÁNGULO DE EMERGENCIA Y RADIO DE CURVATURA.....	50
XI. — CONCLUSIONES.....	51
NOTA BIBLIOGRÁFICA.....	55



DETERMINACIONES RELATIVAS
DE LA INTENSIDAD DE LA GRAVEDAD

DEPARTMENT OF THE ARMY
OFFICE OF THE CHIEF OF ENGINEERS
WASHINGTON, D. C.

MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL

Tomo XVII

II

DETERMINACIONES RELATIVAS
DE LA
INTENSIDAD DE LA GRAVEDAD

POR

Guillermo Sans Huelin,
Ingeniero Geógrafo, Jefe del Servicio de Metrología.



REVISTA

INSTITUTO VENEZOLANO DE INVESTIGACIONES LINGÜÍSTICAS Y LINGÜÍSTICAS

TOMO XVI

DETERMINACIÓN RELATIVA

ENTENDIMIENTO DE LA CRISTIANIDAD

El presente es un estudio de la cristianidad en Venezuela, con especial énfasis en la historia y la cultura.



Publicado por el Instituto Venezolano de Investigaciones Lingüísticas y Lingüísticas, Caracas, Venezuela.

INTRODUCCIÓN

Siguiendo un plan de exposición similar al desarrollado en la última Memoria publicada, de determinaciones relativas de la intensidad de la gravedad (tomo XVI, fascículo II de las Memorias del Instituto Geográfico y Catastral), se resumen en la presente los resultados obtenidos en las campañas observadas durante los años 1933, 1934, 1935, 1936, 1940, 1941 y 1942.

En ese período de tiempo se determinaron 72 estaciones situadas, en su mayoría, en los lados de los polígonos de Nivelaciones de Alta Precisión, designados por las letras *R, A, T, S, H, G, B, O, N* y *K*.

Antes de comenzar la campaña de 1933, correspondiente al polígono de nivelación *R*, se efectuó el enlace gravimétrico de carácter internacional, Madrid-París, del que se hace mención especial en el capítulo II de esta Memoria. Dicha estación, observada en el Observatorio Astronómico de París, figura en primer lugar en el cuadro I, resumen de las estaciones observadas en el año 1933.

Dos estaciones independientes de los polígonos de nivelación antes citados, las de Pueblonuevo y Llerena, fueron observadas en 1933 con el fin de disponer de más datos para comprobar el trazado de las curvas isanómalas de la gravedad correspondientes a la reducción de Bouguer, en una zona que abarca parte de las provincias de Badajoz y de Córdoba. En dicha zona aparecía, en efecto, un notable entrante de anomalías positivas determinada por el valor $+0,003$ mgal de la anomalía en Fuenteovejuna. La anomalía $+0,005$ mgal que ha resultado para Pueblonuevo en las inmediatas proximidades de Fuenteovejuna, confirma la existencia efectiva del entrante positivo mencionado.

La instalación del Instituto Geográfico y Catastral en sus actuales edificios puso de relieve la necesidad de establecer una nueva estación auxiliar de referencia para las determinaciones de la gravedad, donde poder efectuar la observación de las estaciones de salida y de cierre de la campaña que exige el método de relativas. Con este fin se esco-

gió en 1934 un local situado en el sótano del edificio principal que reúne las condiciones necesarias para este género de observaciones. Al final de la campaña de dicho año, durante la cual se utilizó todavía como estación de referencia la Sala de Gravimetría del antiguo Pabellón de Geofísica en el Parque del Retiro, inaugurada en 1924 con ocasión de la Asamblea de Madrid de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional y ligada en tres campañas sucesivas con el Observatorio Astronómico, fueron montados los péndulos en el nuevo local del Instituto Geográfico, y calculado el valor correspondiente de la gravedad resultó ser:

$$g = 979,972 \text{ gals} \pm 0,0009.$$

En ese mismo año 1934 se observó una estación de gravedad en el Observatorio Central de Geofísica de Buenavista, en las proximidades de Toledo.

Aparatos y constantes de los mismos.

1.º Los aparatos empleados en las siete campañas fueron:

Aparato de péndulos, modelo Sterneck.

Péndulos números 104, 105, 106 y 107.

Reloj Strasser, de segundo, número 952, de tiempo sidéreo, en la campaña de 1933, y reloj Strasser, de medio segundo, número 272, de tiempo sidéreo, en las restantes campañas.

Cronógrafo a punzones con cinta azul al cromo, marca Favag, construido en Neuchatel.

Radiorreceptor de cuatro lámparas, que se coloca en un maletín para su transporte a mano. Dispone este aparato de tres juegos de bobinas intercambiables para captar las ondas del broadcasting, las emitidas por la Torre Eiffel y las de Burdeos (Lafayette), Nauen y Rugby, recogiendo así las ondas comprendidas entre los 200 y 20.000 metros. Este modelo de receptor ha dado excelente resultado en cuantas estaciones se ha utilizado.

Termómetro péndulo, número 19.640.

Barómetros Tonnelot, números 3.462 y 260.

Psicrómetro.

La descripción de estos aparatos, salvo la del receptor de radio, así como el fundamento del método de observación de los péndulos y de la hora, constan en el tomo XIII de las Memorias del Instituto

Geográfico, *Determinación relativa de la intensidad de la fuerza de la gravedad* en San Fernando, Duque, Baños y Granada, y en el tomo XIV, fascículo I, páginas 13, 14, 41 y 42 de las mismas Memorias. Sólo añadiremos aquí que, para las determinaciones de los estados del reloj Strasser en las siete campañas, se utilizaron indistintamente las señales rítmicas científicas emitidas por la Torre Eiffel, Burdeos, Rugby y Nauen.

2.º Las constantes de presión correspondientes a los citados péndulos son:

Péndulo 104.....	= 0,0000675
Id. 105.....	= 0,0000679
Id. 106.....	= 0,0000665
Id. 107.....	= 0,0000668

3.º Las constantes de los mismos péndulos para la corrección de temperatura son:

Péndulo 104.....	= 0,000004811
Id. 105.....	= 0,000004738
Id. 106.....	= 0,000004791
Id. 107.....	= 0,000004730

4.º El termómetro péndulo empleado, número 19.640, tiene las siguientes correcciones:

0º.....	— 0º,06
10º.....	— 0º,04
20º.....	— 0º,10
30º.....	— 0º,04
40º.....	— 0º,06

5.º Las correcciones que deben aplicarse a las observaciones hechas con los barómetros Tennelot, números 3.462 y 260, son 0 y — 1,5 milímetros, respectivamente, deducidos por comparación con el normal del Observatorio Astronómico de Madrid.

I

RESÚMENES DE LOS VALORES OBSERVADOS

En los cuadros I a VII adjuntos figuran las estaciones observadas con su número de orden de observación, nombre y coordenadas, así como los valores de la gravedad observados, densidad del subsuelo,

valores reducidos de la gravedad y las anomalías correspondientes calculadas en las estaciones de la campaña de 1933 por las fórmulas de Helmert (1901) y Bowie (1917), y en las restantes campañas por las de Helmert (1901) e Internacional (1930).

Damos a continuación la expresión matemática de las tres fórmulas utilizadas:

$$\begin{aligned} \text{Helmert (1901)} \quad \gamma_0 &= 978,030 (1 + 5302 \times 10^{-6} \sin^2 \varphi - 7 \times 10^{-6} \sin^2 2\varphi) \\ \text{Bowie (1917)} \quad \gamma_0 &= 978,039 (1 + 5294 \times 10^{-6} \sin^2 \varphi - 7 \times 10^{-6} \sin^2 2\varphi) \\ \text{Internacional (1930)} \quad \gamma_0 &= 978,049 (1 + 52884 \times 10^{-7} \sin^2 \varphi - 59 \times 10^{-7} \sin^2 2\varphi) \end{aligned}$$

II

ENLACE GRAVIMÉTRICO MADRID-PARIS

En las reuniones celebradas en Madrid el año 1924 por la Comisión Internacional de Gravimetría, afecta a la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica, se expresó el deseo de que las estaciones de referencia de gravedad pertenecientes a países limítrofes o próximos entre sí, se ligasen por observaciones pendulares de la mayor precisión posible.

Acogida la idea por el entonces Director del Instituto Geográfico Sr. D. Luis Cubillo (q. e. p. d.), fué examinada por el Comité Nacional de Geodesia, que propuso, en informe elevado a la Superioridad en 1925, el enlace de España con Francia e Italia, ya que la unión gravimétrica con Portugal había sido efectuada en 1923 por el autor de estas líneas. Dificultades de orden económico impidieron en aquella fecha la realización de este trabajo.

En la Asamblea de Estocolmo (1930) de la citada Unión Internacional de Geodesia y Geofísica, el profesor Soler, entonces Presidente de la Comisión de Gravimetría, presentó un proyecto de enlace gravimétrico para las estaciones de referencia europeas, a base de un gran triángulo París-Padua-Helsingfors, proponiendo el enlace dos de estas tres estaciones a las de referencia de los países colindantes. Así, Madrid debería ligarse con París y Padua, como ya se había pensado desde el año 1925.

Gestiones realizadas en el verano de 1932 por el Secretario de la Asociación de Geodesia Internacional, general Perrier, cerca de la Dirección general del Instituto Geográfico, Catastral y de Estadística,

dieron por resultado el convenir la realización del enlace de Madrid con París antes de la Asamblea de la Unión en Lisboa (Septiembre de 1933).

Dicha operación de enlace pudo verificarse en los meses de Mayo y Junio de 1933, y tuvo carácter doble, realizándose simultáneamente por un observador español y otro francés. Por parte de Francia fué el operador el capitán Reignier, del Service Geographique de l'Armée, y por parte de España el autor de esta Memoria.

Las respectivas estaciones de referencia nacionales fueron los Observatorios Astronómicos de Madrid y París, habiéndose montado los aparatos pendulares, sucesivamente, en los pilares existentes en la Biblioteca del Observatorio de Madrid (sobre el que el insigne geodesta Barraquer determinó la gravedad absoluta) y en la Sala de Gravimetría del Observatorio de París.

Los aparatos empleados fueron de modelo distinto, si bien los péndulos utilizados pertenecían al mismo tipo, o sea el modelo austriaco Sterneck, de bronce niquelado y oscilación aproximada de medio segundo. Conocidas son las características del equipo que para determinaciones relativas de la gravedad posee el Instituto Geográfico y Catastral, usado en esta ocasión. El aparato del Service Geographique de l'Armée, con el que observó el capitán Reignier, pertenece al modelo italiano conocido con el nombre de consola Mioni, el cual se fija sólidamente contra un muro o pilar elevado.

Como la finalidad de estos enlaces internacionales es facilitar, por medio de observaciones de gran precisión, la compensación de la red gravimétrica europea, se empleó como reloj de comparación para la apreciación de las coincidencias el reloj Strasser número 952, de tiempo sidéreo, de un segundo, propiedad del Instituto Geográfico, y cuya marcha presenta mayor regularidad que la del Strasser, de 0,5 segundo, utilizado en las campañas ordinarias. La determinación de sus estados, durante los días de observación en el Observatorio Astronómico de Madrid, se efectuó por comparación cronográfica con el reloj magistral Riefler número 205, de dicho Observatorio. En el Observatorio de París se utilizó el magistral Leroy número 1.372, de tiempo sidéreo, a temperatura y presión constante y de marcha perfectamente regular.

Los péndulos observados fueron los 104, 105, 106 y 107, cuyas constantes de presión y temperatura figuran en la introducción de esta Memoria.

El balance del sostén se calculó observando tres series con cada juego de péndulos 104-106 y 105-107, obteniendo los resultados siguientes:

En Madrid:

104 - 106	105 - 107
32×10^{-7}	35×10^{-7}
30 »	36 »
30 »	36 »
31×10^{-7}	36×10^{-7}

En París:

104 - 106	105 - 107
29×10^{-7}	29×10^{-7}
29 »	29 »
30 »	27 »
29×10^{-7}	28×10^{-7}

En los estados I y II figuran los siete valores deducidos para las duraciones de las oscilaciones de cada péndulo en Madrid y París, así como sus promedios con los que se ha calculado el valor de la gravedad en París, partiendo del valor de $-g-$ en el Observatorio Astronómico de Madrid:

$$g_{\text{Madrid}} = 979,981 \text{ gals.}$$

$$\text{Fórmula: } g_P = g_M - 2g_M \frac{(S_P - S_M)}{S_M}$$

$$g_{\text{París}} = 979,981 - 2 \times 979,981 \left(\frac{S_{\text{París}} - S_{\text{Madrid}}}{S_{\text{Madrid}}} \right)$$

$$\begin{array}{ll} S_{P_{104}} - S_{M_{104}} = -0,0002483 & g_{P_{104}} = 980,951 \text{ gals} \\ S_{P_{105}} - S_{M_{105}} = -0,0002476 & g_{P_{105}} = 980,949 \text{ »} \\ S_{P_{106}} - S_{M_{106}} = -0,0002475 & g_{P_{106}} = 980,948 \text{ »} \\ S_{P_{107}} - S_{M_{107}} = -0,0002476 & g_{P_{107}} = 980,949 \text{ »} \end{array}$$

$$\text{Promedio} = 980,949 \text{ gals}$$

Cálculo del error.

Fórmulas:

$$E_{g\text{París}} = \pm \frac{2_{g\text{Madrid}}}{S_{\text{Madrid}}} E,$$

y

$$E = e_s^2(\text{Madrid}) + e_s^2(\text{París}) + e_a^2 + e_p^2 + e_t^2 + e_m^2 + e_b^2,$$

en las que representan:

S_{Madrid} , el promedio de los siete péndulos en Madrid.

$e_s(\text{Madrid})$ } los errores medios correspondientes a la observación de las duracio-
 $e_s(\text{París})$ } nes de oscilaciones.

e_a , el error que proviene de la corrección por amplitud.

e_p y e_t , los errores que provienen de la inseguridad de las constantes de reducción al vacío y por temperatura.

e_m , el error en la duración de oscilación a consecuencia del que acompaña a las determinaciones horarias.

e_b , los errores en las determinaciones del balance del sostén.

En este caso,

$$E = 2,2 \times 10^{-7}$$

y

$$E_{g\text{París}} = 0,9 \times 10^{-8} \text{ gals.}$$

En resumen, se ha deducido para valor de la gravedad en el Observatorio Astronómico de París:

$$g_{\text{París (Sans)}} = 980,949 \text{ gals} \pm 0,0009.$$

El capitán Reignier efectuó las observaciones pendulares en Madrid, del 22 al 25 de Junio, con el aparato Mioni. A este efecto, un mes antes de las mismas, se levantó un pilar de ladrillos y cemento de 0,52 m. de lado por 0,84 de altura, sobre el pilar situado en la Biblioteca del Observatorio, con el fin de poder fijar sólidamente en una de sus caras la consola Mioni.

Partiendo del valor de $-g-$ en el Observatorio de Madrid, dedujo Reignier de sus observaciones de enlace el siguiente valor para la gravedad en el Observatorio de París:

$$g_{\text{París (Reignier)}} = 980,947 \text{ gals.}$$

Estos dos valores, obtenidos con aparatos diferentes, no difieren más que en dos miligals, pudiendo considerarse el resultado de la operación del enlace doble como muy satisfactorio, máxime si se tiene en cuenta que en un enlace anterior, efectuado en 1931 por el propio capitán Reignier, entre Padua y París (Observatorio Astronómico), el valor deducido para la gravedad en este último, partiendo de la gravedad en Padua (Observatorio) $g_{\text{Padua}} = 980,658$ gals, fué:

$$g_{\text{París}} = 980,949 \text{ gals,}$$

o sea el mismo valor encontrado por el ingeniero que suscribe en el enlace Madrid-París. En el enlace Padua-París empleó el capitán Reignier el mismo aparato Mioni utilizado por él en el enlace Madrid-París.

La Asociación Geodésica Internacional ha previsto la publicación de un volumen consagrado a las operaciones de enlaces gravimétricos preconizadas por la misma, pero su publicación se ha visto forzosamente demorada por circunstancias derivadas del actual conflicto mundial.

III

REDUCCIÓN ISOSTÁTICA DE SEIS ESTACIONES DE GRAVEDAD

En los comienzos del año 1936 se convino con el U. S. Coast and Geodetic Survey en Washington, por intermedio del Dr. William Bowie, jefe en aquella fecha de la Sección de Geodesia de aquel organismo, la reducción, por el método de Hayford y Bowie, de otras seis estaciones de gravedad situadas en la parte septentrional de la Península —anteriormente habían sido reducidas por el mismo método 42 estaciones—, y de las cuales cuatro se encuentran muy próximas a la cadena de los Pirineos. Las seis estaciones, enumeradas de W. a E., son: Saldaña, Pamplona, Roncesvalles, Roncal, Barbastro y Sort.

El método seguido por los calculadores norteamericanos es el explicado en la publicación especial número 10 del U. S. Coast and Geodetic Survey, titulada *The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity*. La reducción ha sido calculada para la profundidad de compensación de 113,7 kilómetros.

En el cuadro núm. VIII figuran los datos de las seis estaciones reducidas y las anomalías isostáticas obtenidas, aplicando la fórmula de Bowie de 1917 y la de Helmert de 1901 al cálculo de los valores teóricos.

El promedio de las anomalías por la fórmula de Bowie es de $-0,001$, teniendo en cuenta el signo. Prescindiendo de él, se obtiene un valor medio de $0,008$. Si se aplica a las seis estaciones solamente la reducción de Bouguer, se obtiene un valor medio para las anomalías de $-0,046$ gals. La aplicación del principio de la isostasia a estas seis estaciones anula casi la media de las anomalías de Bouguer cuando se toma en consideración el signo de las anomalías isostáticas, y las reduce a una sexta parte, si no se tiene en cuenta el signo de aquéllas.

El valor medio de las anomalías con la fórmula Bowie, que corresponde a las 48 estaciones españolas reducidas hasta hoy, es de $+0,008$ para la profundidad de 113,7 kilómetros.

Sobre el mapa de España, que se acompaña al final, se han situado las 48 estaciones de gravedad reducidas isostáticamente, figurando junto al número de orden de cada estación (en tipo grueso) el correspondiente valor de la anomalía isostática. Se han dibujado sobre dicho mapa las curvas isanómalas en equidistancia de 10 miligals, deducidas por el método ordinario de interpolación, o sea uniendo cada estación a las estaciones más próximas por líneas rectas.

IV

NUEVO PLAN DE OBSERVACIONES CON EL GRAVÍMETRO ELECTROMECAÍNICO «ASKANIA NÚM. 25»

Se ha iniciado en la campaña de 1943 la determinación rápida de valores relativos de la gravedad, utilizando el gravímetro electromecánico «Askania núm. 25», adquirido por el Instituto Geográfico en 1942, mediante la observación de una red de estaciones de gravímetro en la provincia de Huelva a una distancia media entre estaciones de siete kilómetros, recorriendo las carreteras y caminos por donde puede circular el coche en que va montado el aparato (1).

(1) Puede verse la descripción del mismo en mi trabajo, publicado por esta Dirección general, titulado *Pruebas realizadas y ensayos con el gravímetro electromecánico «Askania núm. 25»*. Madrid, Marzo 1943.

Se ha escogido dicha provincia para las observaciones con gravímetro en consonancia con el nuevo plan de trabajos gravimétricos aprobados por la superioridad en Abril de 1943, y en virtud del cual, y partiendo de la base de que las estaciones de péndulo constituyen una red general que se considera ya como terminada, conviene efectuar las observaciones con el Askania, bien en las zonas menos tupidas de la red pendular ya observada, ya en aquellas otras en que por su interés minero deba hacerse un estudio especial, cual es el caso actual de la provincia de Huelva.

Por este nuevo sistema de operar no quedan circunscritas las determinaciones de $-g-$ a los lados de los polígonos de nivelación de alta precisión, como se venía efectuando desde la campaña del año 1933, pues éstas permitirán en su día, en las zonas del territorio nacional investigado, obtener, desde luego, relieves gravimétricos suficientemente detallados para fines puramente geodésicos, y que al mismo tiempo puedan servir de base para la observación más detallada de aquellas zonas ya estudiadas que presentan interés desde el punto de vista de la geofísica aplicada.

Como en el gravímetro sólo se obtienen las diferencias de gravedad entre una estación de referencia y la observada, se ha convenido en tomar como tales estaciones de referencia las que dentro de las zonas investigadas ofrezcan mayor grado de precisión, y en las que el valor de la gravedad sea conocido por las observaciones pendulares ya efectuadas.

Con esta nueva orientación dada a las determinaciones gravimétricas que realiza el Instituto Geográfico y Catastral, se podrán complementar los mapas en su día, publicados por éste, y en los que figuran las curvas isanómalas de la gravedad por los métodos de reducción de Airy y de Bouguer a equidistancia de 10 miligals, con mapas parciales de las zonas investigadas al detalle con el gravímetro y en los que la equidistancia de dichas curvas oscile de 2 miligals a 0,2 miligal, según se trate de zonas investigadas con fines puramente geodésicos en relación, por ejemplo, con las anomalías magnéticas o con fines de utilización en la geofísica aplicada.

Madrid, Abril 1944.

El Ingeniero Geógrafo,
GUILLERMO SANS

ESTADO 1.

ENLACE GRAVIMÉTRICO MADRID-PARÍS

Observatorio Astronómico de Madrid.

Duraciones de oscilación reducidas.

PÉNDULO 104	PÉNDULO 105	PÉNDULO 106	PÉNDULO 107
0,5014628	0,5015538	0,5014922	0,5015487
16	46	05	90
15	32	09	76
21	36	10	78
14	46	17	79
00	43	20	86
05	22	07	74
0,5014614	0,5015538	0,5014913	0,5015481

ESTADO 2.

ENLACE GRAVIMÉTRICO MADRID-PARÍS

Observatorio Astronómico de París.

Duraciones de oscilación reducidas.

PÉNDULO 104	PÉNDULO 105	PÉNDULO 106	PÉNDULO 107
0,5012144	0,5013066	0,5012429	0,5012994
31	60	39	3023
28	55	49	3009
29	70	36	2996
29	62	38	2995
29	61	39	3013
30	61	38	3003
0,5012131	0,5013062	0,5012438	0,5013005

Año 1933. — Observador: G. Sans Huelin.

NÚMERO DE LA ESTACIÓN	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD CON RESPECTO A GREENWICH	ALTITUD EN METROS	VALOR OBSERVADO — <i>g</i> — gals
136	París	48 50	2 20 E	67	980,949 ± 0,0009
137	Aranjuez.....	40 02	3 46 W	491	980,001 ± 0,0009
138	Mora.....	39 41	3 48 »	719	979,964 ± 0,0017
139	Malagón	39 10	3 52 »	629	979,937 ± 0,0011
140	Puertollano.....	38 41	4 07 »	693	979,882 ± 0,0011
141	Pueblo-Nuevo.....	38 19	5 18 »	535	979,919 ± 0,0013
142	Llerena.....	38 14	6 03 »	639	979,903 ± 0,0011
143	Calzada de Calatrava	38 42	3 48 »	650	979,887 ± 0,0012
144	Infantes.....	38 44	3 00 »	880	979,845 ± 0,0010
145	La Roda.....	39 12	2 09 »	702	979,892 ± 0,0009
146	Motilla del Palancar.....	39 35	1 54 »	837	979,877 ± 0,0011
147	Huete.....	40 08	2 41 »	822	979,933 ± 0,0015

CUADRO I

DENSIDAD DEL SUBSUELO	$-g_0-$ gals	$-g'_0-$ gals	HELMERT 1901 BOWIE 1917 $- \gamma_0 -$ gals	$g''_0 - \gamma_0$ gals	$g_0 - \gamma_0$ gals
—	—	—	—	—	—
2,0	980,153	980,112	980,169 980,175	— 0,057 — 0,063	— 0,016 — 0,022
2,6	980,186	980,108	980,137 980,143	— 0,029 — 0,035	+ 0,049 + 0,043
2,0	980,131	980,078	980,092 980,098	— 0,014 — 0,020	+ 0,039 + 0,033
2,6	980,096	980,020	980,049 980,055	— 0,029 — 0,035	+ 0,047 + 0,041
2,3	980,084	980,022	980,017 980,023	+ 0,005 — 0,001	+ 0,067 + 0,061
2,6	980,100	980,030	980,010 980,016	+ 0,020 + 0,014	+ 0,090 + 0,084
2,0	980,088	980,033	980,051 980,057	— 0,018 — 0,024	+ 0,037 + 0,031
2,2	980,117	980,036	980,054 980,060	— 0,018 — 0,024	+ 0,063 + 0,057
2,0	980,109	980,050	980,095 980,101	— 0,045 — 0,051	+ 0,014 + 0,008
2,0	980,135	980,065	980,128 980,134	— 0,063 — 0,069	+ 0,007 + 0,001
2,0	980,187	980,118	980,178 980,183	— 0,060 — 0,065	+ 0,009 + 0,004

Año 1934. — Observador: G. Sans Huelin.

NÚMERO DE LA ESTACIÓN	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD CON RESPECTO A GREENWICH W	ALTITUD EN METROS	VALOR OBSERVADO — <i>g</i> — gals
148	Cañete.....	40 03	1 39	1.070	979,876 ± 0,0016
149	Torrebaja.....	40 07	1 15	749	979,945 ± 0,0012
150	Sarrión.....	40 09	0 48	978	979,922 ± 0,0013
151	Viver.....	39 55	0 36	556	980,026 ± 0,0016
152	Sagunto.....	39 40,5	0 18	51	980,148 ± 0,0014
153	Sueca.....	39 12,5	0 20	7	980,122 ± 0,0015
154	Gandía.....	38 58	0 10	21	980,100 ± 0,0015
155	Altea.....	38 37	0 04	5	980,071 ± 0,0013
156	Villajoyosa.....	38 31	0 13	24	980,062 ± 0,0013
157	Novelda.....	38 23,5	0 45	243	979,961 ± 0,0018
158	Villena.....	38 38	0 51	509	979,905 ± 0,0015
159	Alcoy.....	38 42	0 28	580	979,901 ± 0,0014
160	Observatorio Buenavista (Toledo)..	39 53	4 03	475	980,013 ± 0,0014
161	Instituto Geográfico.....	40 27	3 45,6	691	979,972 ± 0,0009

CUADRO II

DENSIDAD DEL SUBSUELO	$-g_0-$ gals	$-g''_0-$ gals	HELMERT 1901 INTERNACIONAL 1930 $- \gamma_0 -$ gals	$g''_0 - \gamma_0$ gals	$g_0 - \gamma_0$ gals
2,3	980,206	980,103	980,171 980,185	- 0,068 - 0,082	0,035 0,021
2,2	980,176	980,107	980,177 980,191	- 0,070 - 0,084	- 0,001 - 0,015
2,3	980,224	980,129	980,180 980,194	- 0,051 - 0,065	0,044 0,030
2,3	980,198	980,044	980,158 980,173	- 0,114 - 0,129	0,040 0,025
2,0	980,164	980,121	980,137 980,152	- 0,016 - 0,031	0,027 0,012
2,0	980,124	980,123	980,096 980,111	0,027 0,012	0,028 0,013
2,0	980,107	980,105	980,074 980,089	0,031 0,016	0,033 0,018
2,2	980,073	980,072	980,043 980,059	0,029 0,013	0,030 0,014
2,0	980,069	980,067	980,034 980,050	0,033 0,017	0,035 0,019
2,0	980,036	980,016	980,023 980,039	- 0,007 - 0,023	0,013 - 0,003
2,2	980,062	980,015	980,045 980,060	- 0,030 - 0,045	0,017 0,002
2,0	980,080	980,031	980,051 980,066	- 0,020 - 0,035	0,029 0,014
2,0	980,160	980,120	980,155 980,170	- 0,035 - 0,050	0,005 - 0,010
2,3	980,185	980,118	980,206 980,220	- 0,088 - 0,102	- 0,021 - 0,035

Año 1935. — Observador: G. Sans Huelin.

NÚMERO DE LA ESTACIÓN	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD CON RESPECTO A GREENWICH W	ALTITUD EN METROS	VALOR OBSERVADO — <i>g</i> — gals
162	Montilla.....	37 35	4 41	380	979,817 ± 0,0016
163	Puente Genil.....	37 24	4 49	173	979,825 ± 0,0011
164	La Roda de Andalucía.....	37 11,5	4 46	405	979,766 ± 0,0010
165	Álora.....	36 49	4 42	196	979,869 ± 0,0013
166	Fuengirola.....	36 32	4 37	6	979,984 ± 0,0016
167	Estepona.....	36 25	5 08	16	979,905 ± 0,0017
168	Véjer de la Frontera.....	36 15	5 58	173	979,771 ± 0,0020
169	Jerez de la Frontera.....	36 41	6 08,8	50	979,884 ± 0,0013
170	Lebrija.....	36 54	6 04	35	979,854 ± 0,0013
171	Utrera.....	37 11	5 47	49	979,867 ± 0,0019
172	Lora del Río.....	37 41	5 31,7	40	979,971 ± 0,0016
173	Córdoba.....	37 53	4 46,7	118	979,950 ± 0,0011

CUADRO III

DENSIDAD DEL SUBSUELO	$-g_0-$ gals	$-g''_0-$ gals	HELMERT 1901 INTERNACIONAL 1930 $-\gamma_0-$ gals	$g''_0 - \gamma_0$ gals	$g_0 - \gamma_0$ gals
2,0	979,934	979,902	{ 979,953 979,968	- 0,051 - 0,066	- 0,019 - 0,034
2,0	979,878	979,863	{ 979,937 979,952	- 0,074 - 0,089	- 0,059 - 0,074
2,0	979,891	979,857	{ 979,918 979,933	- 0,061 - 0,076	- 0,027 - 0,042
2,3	979,930	979,911	{ 979,886 979,901	0,025 0,010	0,044 0,029
2,3	979,986	979,985	{ 979,861 979,877	0,124 0,108	0,125 0,109
2,0	979,910	979,909	{ 979,851 979,867	0,058 0,042	0,059 0,043
2,0	979,824	979,809	{ 979,837 979,853	- 0,028 - 0,044	- 0,013 - 0,029
2,0	979,899	979,895	{ 979,874 979,890	0,021 0,005	0,025 0,009
2,0	979,865	979,862	{ 979,893 979,908	- 0,031 - 0,046	- 0,028 - 0,043
2,0	979,882	979,878	{ 979,918 979,933	- 0,040 - 0,055	- 0,036 - 0,051
2,0	979,983	979,980	{ 979,961 979,976	0,019 0,004	0,022 0,007
2,0	979,986	979,976	{ 979,979 979,994	- 0,003 - 0,018	0,007 - 0,008

Año 1936. — Observador: G. Sans Huelin.

NÚMERO DE LA ESTACIÓN	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD CON RESPECTO A GREENWICH W	ALTITUD EN METROS	VALOR OBSERVADO — <i>g</i> — gals
174	Linares.....	38 06	3 38	415	979,889 ± 0,0014
175	Menjíbar.....	37 58	3 40	316	979,892 ± 0,0015
176	Jaén.....	37 46	3 47,4	574	979,810 ± 0,0013
177	Martos.....	37 44	3 57,8	725	979,773 ± 0,0017
178	Luque.....	37 33	4 19	667	979,755 ± 0,0013
179	Lucena.....	37 24	4 31	485	979,776 ± 0,0016

CUADRO IV

DENSIDAD DEL SUBSUELO	$-g_0-$ gals	$-g'_0-$ gals	HELMERT 1901 INTERNACIONAL 1930 $- \gamma_0 -$ gals	$g'_0 - \gamma_0$ gals	$g_0 - \gamma_0$ gals
2,4	980,017	979,975	979,998 980,013	- 0,023 - 0,038	0,019 0,004
2,2	979,990	979,961	979,986 980,001	- 0,025 - 0,040	0,004 - 0,011
2,2	979,987	979,934	979,968 979,983	- 0,034 - 0,049	0,019 0,004
2,3	979,997	979,927	979,966 979,981	- 0,039 - 0,054	0,031 0,016
2,3	979,961	979,897	979,950 979,965	- 0,053 - 0,068	0,011 - 0,004
2,3	979,926	979,879	979,937 979,952	- 0,058 - 0,073	- 0,011 - 0,026

Año 1940. — Observador: G. Sans Huelin.

NÚMERO DE LA ESTACIÓN	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD. CON RESPECTO A GREENWICH W	ALTITUD EN METROS	VALOR OBSERVADO — g — gals
180	Collado Villalba	40 38,5	4 00,6	890,5	979,949 ± 0,0007
181	Segovia	40 57	4 7,6	100,1	979,968 ± 0,0014
182	Medina del Campo	41 18,5	4 54,9	720	980,070 ± 0,0013
183	Briviesca	42 32	3 19,5	724	980,190 ± 0,0010
184	Miranda de Ebro	42 41	2 57,2	460	980,266 ± 0,0007
185	Calahorra	42 18	1 57,7	350	980,238 ± 0,0012
186	Gallur	41 52	1 19,1	232	980,239 ± 0,0014
187	Calatayud	41 21	1 38,7	532	980,102 ± 0,0017
188	Monreal del Campo	40 47	1 21,3	937	979,966 ± 0,0013
189	Ariza	41 19	2 3,4	712	980,075 ± 0,0015
190	Almazán	41 29	2 32	958	980,038 ± 0,0014
191	El Burgo de Osma	41 35	3 4,3	899,5	980,072 ± 0,0012
192	Jadraque	40 55,5	2 55,4	824	980,015 ± 0,0009

CUADRO V

DENSIDAD DEL SUBSUELO	$-g_0-$ gals	$-g''_0-$ gals	HELMERT 1901 INTERNACIONAL 1930 $-j_0-$ gals	$g''_0 - \gamma_0$ gals	$g_0 - \gamma_0$ gals
2,3	980,224	980,188	980,223 980,237	- 0,035 - 0,049	+ 0,001 - 0,013
2,3	980,277	980,180	980,251 980,265	- 0,071 - 0,085	+ 0,026 + 0,012
2,0	980,292	980,232	980,282 980,296	- 0,050 - 0,064	+ 0,010 - 0,004
2,0	980,414	980,353	980,395 980,409	- 0,042 - 0,056	+ 0,019 + 0,005
2,0	980,408	980,369	980,407 980,421	- 0,038 - 0,052	+ 0,001 - 0,013
2,0	980,346	980,317	980,372 980,386	- 0,055 - 0,069	- 0,026 - 0,040
2,0	980,311	980,291	980,333 980,347	- 0,042 - 0,056	- 0,022 - 0,036
2,0	980,266	980,221	980,287 980,301	- 0,066 - 0,080	- 0,021 - 0,035
2,0	980,255	980,176	980,236 980,250	- 0,060 - 0,074	+ 0,019 + 0,005
2,0	980,294	980,234	980,284 980,298	- 0,050 - 0,064	+ 0,010 - 0,004
2,0	980,334	980,253	980,298 980,312	- 0,045 - 0,059	+ 0,036 + 0,022
2,0	980,350	980,274	980,308 980,322	- 0,034 - 0,048	+ 0,042 + 0,028
2,0	980,269	980,200	980,249 980,263	- 0,049 - 0,063	+ 0,020 + 0,006

Año 1941.— Observador: G. Sans Huelin.

NÚMERO DE LA ESTACIÓN	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD CON RESPECTO A GREENWICH W	ALTITUD EN METROS	VALOR OBSERVADO — <i>g</i> — gals
193	Cabeza del Buey.....	⁰ 38 43,5	⁰ 1 31,7	539	979,937 ± 0,0014
194	Mérida.....	39 55	2 39,6	227	980,023 ± 0,0025
195	Valencia de Alcántara.....	39 25	3 33,2	459	980,020 ± 0,0018
196	Garrovillas.....	39 43	2 51,7	318	980,062 ± 0,0018
197	Béjar.....	40 23	2 4,8	942	979,957 ± 0,0016
198	Toro.....	41 31	1 42,4	736	980,129 ± 0,0013
199	Ciudad Rodrigo.....	40 36	2 50,9	687	980,076 ± 0,0015
200	Navalmoral de la Mata.....	39 55	1 48,5	292	980,061 ± 0,0021
201	Oropesa.....	39 55,2	1 29,1	428	980,028 ± 0,0023
202	Torrijos.....	39 59	0 35,9	525	980,000 ± 0,0018

CUADRO VI

DENSIDAD DEL SUBSUELO	$-g_0-$ gals	$-g''_0-$ gals	HELMERT 1901 INTERNACIONAL 1930 $-i_0-$ gals	$g''_0 - i_0$ gals	$g_0 - i_0$ gals
2,2	980,103	980,053	980,052 980,067	+ 0,001 — 0,014	0,051 0,036
2,3	980,093	980,071	980,070 980,085	+ 0,001 — 0,014	0,023 0,008
2,3	980,162	980,118	980,114 980,129	+ 0,004 — 0,011	0,048 0,033
2,2	980,160	980,131	980,141 980,156	— 0,010 — 0,025	0,019 0,004
2,3	980,248	980,157	980,200 980,215	— 0,043 — 0,058	0,048 0,033
2,0	980,357	980,295	980,302 980,316	— 0,007 — 0,021	0,055 0,049
2,0	980,288	980,230	980,219 980,234	+ 0,011 — 0,004	0,069 0,054
2,2	980,151	980,124	980,158 980,173	— 0,034 — 0,049	— 0,007 — 0,022
2,2	980,160	980,121	980,158 980,173	— 0,034 — 0,052	0,002 — 0,013
2,0	980,162	980,118	980,164 980,179	— 0,046 — 0,061	— 0,002 — 0,017

Año 1942.

NÚMERO DE LA ESTACIÓN	NOMBRE DE LA ESTACIÓN	LATITUD	LONGITUD CON RESPECTO A GREENWICH W	ALTITUD EN METROS	VALOR OBSERVADO — <i>g</i> — gals
203	Santiago de Compostela	42 53	8 32,7	268	980,416 ± 0,0013
204	Astorga	42 27,5	6 03,4	871	980,193 ± 0,0019
205	León	42 36	5 34,0	833	980,186 ± 0,0015
206	Oviedo	43 22	5 50,6	232	980,430 ± 0,0014
207	Puerto de Navacerrada	40 47	4 00,2	1.820	979,765 ± 0,0013
208	Cercedilla	40 44,5	4 03,4	1.165,5	979,899 ± 0,0012

CUADRO VII

OBSERVADORES	DENSIDAD DEL SUBSUELO	$-g_0-$ gals	$-g''_0-$ gals	HELMERT 1901 INTERNACIONAL 1930 $- \gamma_0 -$ gals	$g''_0 - \gamma_0$ gals	$g_0 - \gamma_0$ gals
Sans Huelin y Espinosa de los Monteros (J. M.)...	2,3	980,498	980,473	980,425 980,438	+ 0,048 + 0,035	+ 0,073 + 0,060
Espinosa de los Monte- ros (J. M.).....	2,0	980,462	980,389	980,386 980,400	+ 0,003 - 0,011	+ 0,076 + 0,062
Idem.....	2,0	980,443	980,373	980,399 980,413	- 0,026 - 0,040	+ 0,044 + 0,030
Idem.....	2,2	980,502	980,480	980,468 980,482	+ 0,012 - 0,002	+ 0,034 + 0,020
Sans Huelin y Espinosa de los Monteros (J. M.)...	2,3	980,327	980,151	980,236 980,250	- 0,085 - 0,099	+ 0,091 + 0,077
Espinosa de los Monte- ros (J. M.).....	2,3	980,259	980,146	980,233 980,247	- 0,087 - 0,101	+ 0,026 + 0,012

ESTACIONES		Latitud. φ	Longitud. λ	Altitud.	Gravedad observada. g	CORRECCIONES	
Número	NOMBRES					Por elevación.	Por topografía y com- pensación.
		° ' "	° ' "	metros	gals	gals	gals
25	Pamplona.....	42 49	1 38 W	450	980,273	— 0,139	+ 0,011
26	Roncesvalles.....	43 00	1 19	959	980,216	— 0,296	+ 0,059
51	Barbastro.....	42 01	0 05 E	340	980,239	— 0,105	— 0,013
90	Roncal.....	42 49	0 59,6 W	675	980,228	— 0,208	+ 0,010
92	Sort.....	42 24	1 07,9 E	720	980,153	— 0,222	— 0,013
122	Saldaña.....	42 30	4 44 W	925	980,151	— 0,285	+ 0,047

CUADRO VIII

GRAVEDAD (HELMERT)		Anomalia isostática (Helmert). $g - g_c$	GRAVEDAD (BOWIE)		Anomalia isostática (Bowie). $g - g_c$
Teórica. I_0	Calculada. g_c		Teórica. I_0	Calculada. g_c	
gals	gals	gals	gals	gals	gals
980,418	980,290	— 0,017	980,424	980,296	— 0,023
980,435	980,198	+ 0,018	980,440	980,203	+ 0,013
980,346	980,228	+ 0,011	980,352	980,234	+ 0,005
980,418	980,220	+ 0,008	980,424	980,226	+ 0,002
980,381	980,146	+ 0,007	980,386	980,151	+ 0,002
980,390	980,152	— 0,001	980,395	980,157	— 0,006



CURVAS ISANÓMALAS
por el método de reducción de Hayford y Bowie
Profundidad de compensación: 113,7 Km.
ESCALA 1:3.000.000

RED DE OBSERVACIONES CON GRAVÍMETRO EN LA PROVINCIA DE HUELVA

INVESTIGACIÓN GRAVIMÉTRICA EN LA ZONA MINERA DEL CASTILLO DE LAS GUARDAS

THE UNIVERSITY OF CHICAGO PRESS

CHICAGO, ILLINOIS 60607

MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL

Tomo XVII

III

RED DE OBSERVACIONES CON GRAVÍMETRO
EN LA PROVINCIA DE HUELVA

Por el INGENIERO GEÓGRAFO
JOSÉ MARÍA ESPINOSA DE LOS MONTEROS

INVESTIGACIÓN GRAVIMÉTRICA EN LA ZONA
MINERA DEL CASTILLO DE LAS GUARDAS

Por los INGENIEROS GEÓGRAFOS
GUILLERMO SANS HUELIN y JOSÉ MARÍA
ESPINOSA DE LOS MONTEROS



MEMORIAS

INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL

TOMO XVII

III

RED DE PUESTOS ACUÓGRAFOS DEL GRUPO METRO
EN LA PROVINCIA DE BATA

DEL INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL

INVESTIGACIÓN GEOGRÁFICA Y CATASTRAL
DE LA ZONA

DE LA ZONA DE LA ZONA

DE LA ZONA DE LA ZONA

DE LA ZONA DE LA ZONA



IMPRESA EN EL INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL

OBSERVACIONES CON EL GRAVÍMETRO ELECTRO-MECÁNICO ASKANIA

Durante la campaña gravimétrica desarrollada por el Instituto Geográfico en los meses de otoño del año 1943 con el gravímetro electro-mecánico «Askania núm. 25», se efectuaron las observaciones iniciales de una red de valores de gravedad, con estaciones distanciadas entre sí siete kilómetros por término medio, y que abarca aproximadamente la mitad norte de la provincia de Huelva. Por otra parte, y de acuerdo con el Instituto Geológico y Minero de España, se efectuó con el propio gravímetro un estudio de investigación geofísica en la zona minera del Castillo de las Guardas (provincia de Sevilla), para la que sirvió de orientación la investigación eléctrica acabada de efectuar en dicha zona por la Sociedad Española de Prospección Eléctrica.

A continuación se da cuenta de los resultados obtenidos en ambos trabajos, que distinguiremos con los calificativos de «Observaciones gravimétricas de red» y «Observaciones gravimétricas de prospección», respectivamente.

OBSERVACIONES CON EL GRAVIMETRO ELECTRO-MECANICO KERNIA

El presente trabajo tiene por objeto exponer los resultados obtenidos en las observaciones hechas con el gravímetro electro-mecánico Kernia, en el Observatorio de San Carlos de Lima, durante el mes de Julio de 1904. El gravímetro Kernia es un instrumento de gran precisión, que permite medir la intensidad de la gravedad en cualquier punto de la superficie terrestre. En las observaciones hechas con este instrumento, se han obtenido resultados muy interesantes, que demuestran la gran precisión de este instrumento. En las observaciones hechas con el gravímetro Kernia, se han obtenido resultados muy interesantes, que demuestran la gran precisión de este instrumento. En las observaciones hechas con el gravímetro Kernia, se han obtenido resultados muy interesantes, que demuestran la gran precisión de este instrumento.

I

OBSERVACIONES GRAVIMÉTRICAS DE RED

Los trabajos de observación realizados con el gravímetro en la zona norte de la provincia de Huelva, son el comienzo de series de estaciones rápidas gravimétricas, bien en aquellas zonas en que las determinaciones pendulares resulten demasiado distanciadas entre sí, ya en aquellas otras que presenten interés especial desde el punto de vista minero, como en el caso actual.

MÉTODO DE TRABAJO.—Los trabajos realizados en esta campaña de 1943 han tenido lugar en la zona comprendida entre los pueblos Aroche, Cortegana, Aracena, Santa Olalla, El Ronquillo, Castillo de las Guardas, Nerva, Valverde del Camino, Alosno, La Puebla de Guzmán, Santa Bárbara, San Telmo y Aroche, habiéndose hecho observación en puntos distanciados entre sí de cinco a ocho kilómetros, según una red lo más regular posible condicionada a la de carreteras, más o menos transitables, existentes en esta zona.

Como con el gravímetro se determinan únicamente los Δg relativos a una base, se ha apoyado la red antes citada en las estaciones de Aracena y Cortegana, cuyos valores de gravedad han sido determinados con observaciones pendulares, sirviendo Aracena como base de partida y Cortegana como comprobación.

Siendo éste el primer trabajo de su clase, hemos ensayado cuatro métodos de observación de perfiles: el clásico de superposición, con observación triple solapada de estaciones; el de triple observación seguida de estaciones en un circuito cerrado con cuatro observaciones en la base; un método mixto de observación en estrella, acoplada a la red de carreteras, con observación duplicada de las estaciones y triplicada como mínimo en la base, y el de ida y vuelta con doble observación.

Hemos podido comprobar que para la precisión que se requiere en este trabajo, 1 mgal, los dos últimos métodos son más que suficientes, ya que permiten perfectamente el trazado de la «curva del cero» con un error inferior al medio miligal, habiéndonos acusado perfectamente en ambos métodos los saltos de dicha curva en los casos en que se nos han presentado. De todas formas, para perfiles largos el método mixto de estrella es superior en precisión al de ida y vuelta.

El primer método de superposición con observaciones triples solapadas tiene el inconveniente grande de obligar a un recorrido cuádruple para poder efectuar la observación de cierre en la base, necesaria para evitar la posible propagación de errores en el desarrollo de la «curva del cero». Error rara vez, de todas formas, superior a la precisión de observación que en este caso necesitamos.

El método de triple observación continua se empleó en el circuito Aracena, Linares de la Sierra, Almonaster, Cortegana, Galaroza, Aracena, por permitirlo el trazado de las carreteras existentes y por ser de sumo interés el obtener la diferencia de gravedad entre Aracena y Cortegana con precisión exagerada, ya que en ambos puntos existían valores de g observados con péndulos.

El valor de Δg entre Aracena y Cortegana obtenido con el gravímetro está de acuerdo con el de las observaciones pendulares dentro de la precisión inferior de estas últimas. En el cuadro siguiente se incluyen los valores obtenidos por los dos procedimientos, así como las alturas de las estaciones.

	PÉNDULO	GRAVÍMETRO	ALTURA ESTACIÓN PÉNDULO	ALTURA ESTACIÓN GRAVÍMETRO
Aracena.....	979.902,0 mgals	0,0	680,2 m.	681,3 m.
Cortegana.....	979.899,0 mgals	— 2,1 mgals	687,5 m.	689,9 m.

Los cierres de los diferentes anillos de la red han sido todos efectuados con un error inferior a 1 mgal, lo cual corrobora la precisión del gravímetro para esta clase de trabajos.

Los valores de gravedad de las diferentes estaciones se han ido corriendo del de Aracena que se ha tomado como base.

OBSERVACIÓN DE ALTITUDES.—En la realización de estos trabajos se ha tropezado con la dificultad de la falta de existencia del mapa en 1:50.000.

Se ha tenido, pues, que recurrir al Conjunto provincial y a un plano escala 1:100.000, delineado por el Instituto Geológico y Minero de España, a base del Conjunto provincial y el Itinerario militar, siendo principalmente de este plano del Geológico del que nos hemos servido.

La falta de datos topográficos de la región y la imposibilidad de efectuar una nivelación rápida y económica por otro sistema que el barométrico, ha hecho que la red altimétrica observada no haya resultado con la precisión que se hubiera deseado. A fin de sujetar lo más posible los valores de altura de esta red, hemos hecho estación en todos aquellos puntos de la zona en que hay valores de Nivelación de Precisión, que son los correspondientes a la línea de ferrocarril de Zafra a Huelva, y también en todos los pies de las torres de los pueblos de la zona, cuya altura se encuentra determinada por triangulación geodésica de tercer orden. En el cuadro resumen de cálculos y correcciones se distinguen las alturas determinadas por altímetro barométrico de las conocidas por ser pie de torre o señal de Nivelación de Precisión, por ir en tipo más grueso.

La marcha seguida para las observaciones de alturas barométricas ha sido exactamente la misma que para las observaciones de gravedad, trazando de la misma manera que para estas últimas una «curva del cero» que nos marca con bastante aproximación las variaciones de presión habidas durante el tiempo total de observación del perfil y a la cual posteriormente se refieren los valores de cada punto. El desarrollo de estas diferentes «curvas» van en el detalle de cálculo con la correspondiente curva de gravedad.

CÁLCULO DE LAS LATITUDES.—Para el cálculo de las latitudes nos hemos servido del plano 1:100.000 delineado por el Instituto Geológico, efectuándose generalmente su determinación dentro del minuto.

CUADRO RESUMEN.—Con los valores obtenidos de gravedad, altura, latitud y las diferentes correcciones y valores teóricos de la gravedad calculados, se ha formado el cuadro I que se adjunta, en cuyas diferentes columnas figuran los siguientes datos: nombre de la estación; situación; latitud; altura; valor teórico de la gravedad γ_0 , según la fórmula Internacional; valor de la gravedad observada g ; valor de la corrección por altura, H (término de Faye); valor de la corrección por atracción de las capas del subsuelo, B (término de Bouguer); suma algebraica de $g + H + B = g''_0$; anomalía del valor de la gravedad A (anomalía), es

decir, diferencia entre la suma anterior g''_0 y el valor de la gravedad γ_0 , según la fórmula Internacional.

El cálculo de los valores teóricos de la gravedad, según esta fórmula, se ha efectuado gráficamente construyendo un ábaco, ya que para pequeñas variaciones de φ , la fórmula Internacional se puede considerar prácticamente como una función lineal.

CURVAS ISANÓMALAS DE LA GRAVEDAD (REDUCCIÓN BOUGUER).—El término negativo de Bouguer por atracción de las capas del subsuelo tiene la forma

$$-\frac{3}{4} \times \frac{\theta}{\theta_m} \times H,$$

en donde θ_m es la densidad de la tierra, θ la densidad del terreno en el punto en que se ha hecho estación y H la corrección por altura.

Se ha considerado 5,52 como valor de la densidad media de la tierra, y como densidad del terreno de la estación se ha tomado para simplificar el valor 2,65, general para todas las estaciones de la zona, teniendo en cuenta que todas ellas han sido observadas, bien en pizarras primarias, pórfidos, granitos, diabasas o calizas compactas del estrato cristalino, cuyas densidades andan todas ellas muy en las proximidades del valor que hemos considerado.

Con los valores de las anomalías hemos trazado el plano de isanómalas, que insertamos (plano 1), y en el cual puede verse que todas las anomalías son positivas y que hay un aumento de anomalía en tres direcciones: la zona SO. de la gran mancha carbonífera de los Algarbes, la gran franja estratocristalina de la Sierra de Aracena y el manchón granítico que se extiende de El Ronquillo hacia el E., presentándose en el centro de estas tres direcciones una depresión de anomalías en forma de cubeta alargada, en dirección NO.-SE., es decir, la dirección de los plegamientos en dicha región del movimiento orogénico herciniano.

El valor de la gravedad real g en un punto cualquiera de esta zona puede calcularse fácilmente con el plano de isanómalas adjunto, conociendo además la latitud y altura del punto cuyo valor de g se desea saber; en efecto: siendo la anomalía

$$A = (g + H + B) - \gamma_0,$$

será

$$g = \gamma_0 - (H + B) + A. \quad [1]$$

Ahora bien,

$$B = -\frac{3}{4} \times \frac{2,65}{5,52} H = -0,36 H$$

y

$$H + B = H(1 - 0,36) = 0,64 H$$

Teniendo en cuenta que

$$H = 0,3086 \times h,$$

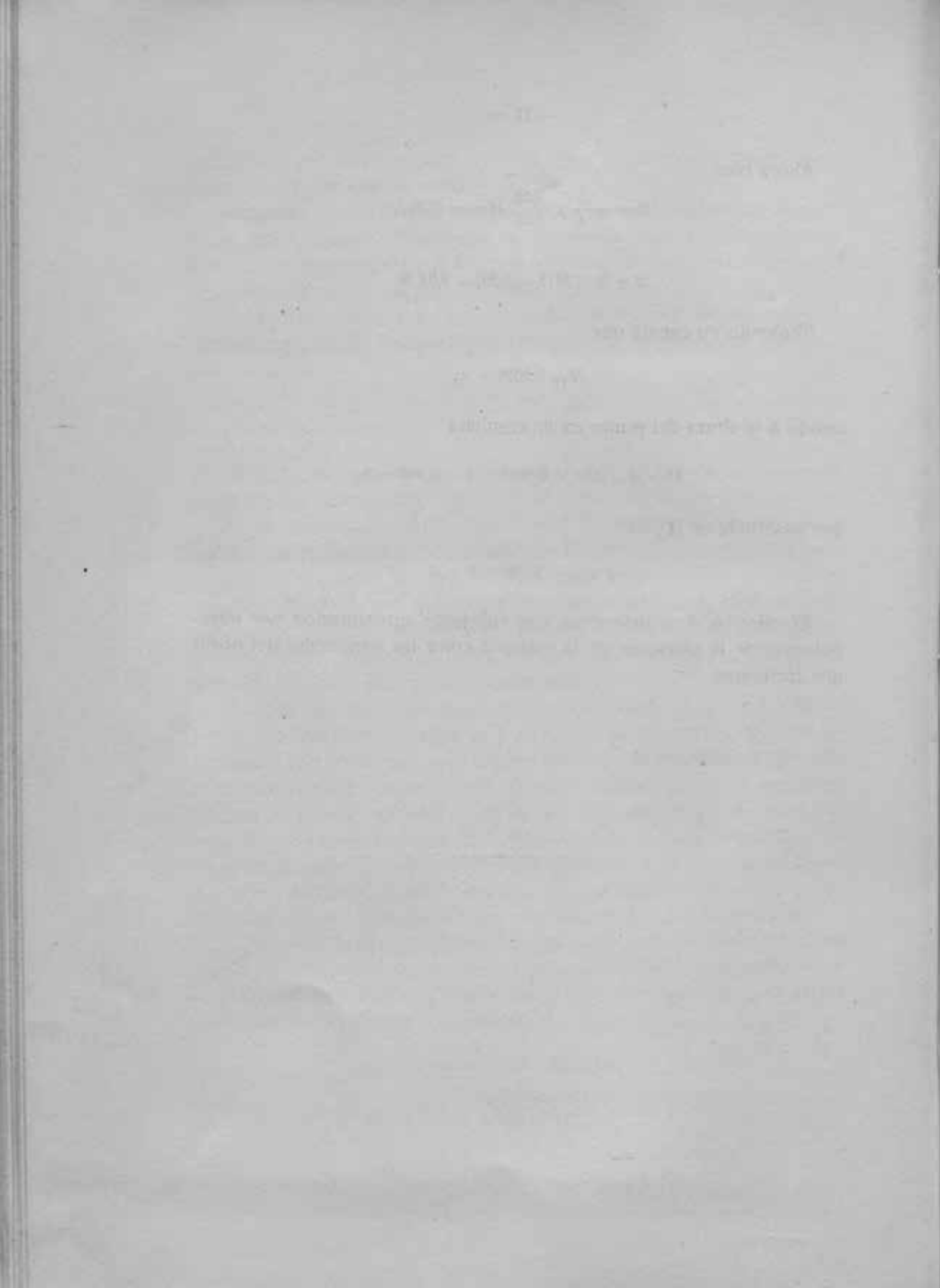
siendo h la altura del punto en m , resultará

$$H + B = 0,64 \times 0,3086 \times h = 0,198 \times h,$$

que sustituida en [1], da

$$g = \gamma_0 - 0,198 \times h + A.$$

El valor de A se determina con suficiente aproximación por interpolación de la situación de la estación entre las isanómalas del plano que incluimos.



Cuadro I

CAMPAÑA 1943

C A M P A Ñ A D E

A ñ o

C U A D R O

NOMBRE DE LA ESTACIÓN	SITUACIÓN	°	'	"
Alajar.....	Carretera.....	37	53	—
Almonaster.....	Idem.....	37	52	
Alosno.....	Pie torre Iglesia.....	37	32	58
Aracena.....	Ayuntamiento, junto estación péndulo.....	37	53	22
Aroche.....	Pie torre Iglesia.....	37	56	43
Cabezas Rubias.....	Cruce carreteras.....	37	43	36
Calañas-Estación.....	Puerta Estación.....	37	39	
Calañas-Iglesia.....	Pie torre Iglesia.....	37	39	16
Campofrío.....	Idem id.....	37	46	03
Castillo de las Guardas.....	Idem id.....	37	41	30
Cortegana.....	Idem id.....	37	54	32
Corte Gil Márquez.....	Muelle Estación.....	37	51	
El Álamo.....	Carretera, en el pueblo.....	37	40	—
El Castaño (36).....	Idem, cruce derivación.....	37	54	
El Cerro.....	Pie torre Iglesia.....	37	44	07
El Madroño.....	Carretera, junto pie torre Iglesia.....	37	38	45
El Peralejo.....	Idem, entrada al pueblo.....	37	43	
El Repilado (37).....	Paso al nivel.....	37	56	
El Ronquillo.....	Pie torre Iglesia.....	37	43	30
Fuenteheridos.....	Carretera.....	37	54	—
Galaroza.....	Carretera, junto a Plaza.....	37	55	33
Higuera de la Sierra.....	Carretera, junto depósito gasolina.....	37	50	18

GRAVIMETRÍA

1943.

RESUMEN

h Metros.	$\bar{t}_0$ mgals	g mgals	H mgals	B mgals	$H + B + g = g_0''$ mgals	A mgals
589	979,994	979,913	182	- 66	980,029	35
578	992	918	178	- 64	032	40
188	965	983	58	- 21	020	55
681	994	902	210	- 76	036	42
406	999	965	125	- 45	045	46
231	979,980	979,983	71	- 26	980,028	48
279	972	965	86	- 31	020	48
301	972	961	93	- 33	021	49
522	983	911	161	- 58	014	31
349	977	931	108	- 39	000	23
690	996	900	213	- 77	036	40
432	991	943	133	- 48	028	37
378	979,975	979,923	117	- 42	979,998	23
659	995	905	203	- 73	980,035	40
302	981	965	93	- 33	025	44
356	972	935	110	- 40	005	33
514	979	889	159	- 57	979,991	12
433	998	952	134	- 48	980,038	40
334	980	962	103	- 37	028	48
675	979,995	979,900	208	- 75	980,033	38
543	979,997	979,929	168	- 60	980,037	40
593	979,989	979,901	183	- 66	980,018	29

NOMBRE DE LA ESTACIÓN	SITUACIÓN	φ
La Coronada	Carretera.....	37—36—
La Granada	Pie torre Iglesia	37 46 08
La Nava	Carretera, junto puente antes pueblo.....	37 57
La Puebla de Guzmán.....	Idem, derivación a Mina Herrefas.....	37 36 41
Linares de la Sierra.....	Idem, derivación al pueblo.....	37 53
Minas del Castillo.....	Entrada al pueblo, Punto 55 del trabajo de prospección.	37—42—
Minas de Río Tinto.....	Cruce carreteras, junto Fielato	37 42
Nerva	Pie torre Ayuntamiento	37—41—41
Río Jarrama.....	Carretera, junto puente derruido.....	37—42—
San Telmo	Cruce carreteras, junto a casa.....	37—48—
Santa Ana la Real (cruce).....	Idem id., junto indicador.....	37 53
Santa Bárbara.....	Pie torre Iglesia.....	37 47 48
Santa Olalla	Cruce carretera a Zufre.....	37 54 18
Tharsis.....	Carretera, trozo chalets y eucaliptos.....	37—36—
Valdeflores.....	Carretera, junto depósito gasolina.....	37—44—
Valdelamusa.....	Estación.....	37 47
Valdezufre.....	Carretera, salida pueblo hacia Aracena.....	37 52
Valverde del Camino	Pie torre Iglesia.....	37 34 20
Villanueva de las Cruces.....	Idem id.....	37 37 40
Zalamea la Real.....	Pie torre Iglesia.....	37—40—49
Zufre (Derivación a).....	Cruce derivación al pueblo.....	37 49
.....	1 Puente sobre río Oraque.....	37—47—
.....	2 Carretera	37 45
.....	3 Idem, puente.....	37 41
.....	4 Puente sobre Rivera Covica	37 38
.....	5 Carretera	37 35
.....	6 Carretera, puente.....	37—33—
.....	7 Paso a nivel.....	37 32

h Metros.	$\bar{t}_s$ mgals	g mgals	H mgals	B mgals	$H + B + g = g''$ mgals	A mgals
80	979,969	980,000	25	— 9	980,016	47
435	983	979,925	134	48	011	28
431	999	949	133	48	034	35
195	970	986	60	22	024	54
576	994	917	177	64	034	36
391	979,978	979,915	121	— 43	979,993	15
427	978	926	132	48	980,010	32
330	979,978	979,942	102	— 37	980,007	29
263	979,978	979,950	81	— 29	980,002	24
315	979,986	979,960	97	— 35	980,022	36
597	994	912	184	66	030	36
310	986	972	96	35	033	47
472	995	934	146	53	027	32
267	979,969	979,972	82	— 30	980,024	55
360	979,981	979,927	111	— 40	979,998	19
339	985	953	105	39	980,019	34
584	992	914	108	65	029	37
276	966	959	85	31	013	47
124	972	997	38	14	021	49
407	979,976	979,937	126	— 45	980,018	42
428	988	925	132	48	009	21
233	979,985	979,980	72	— 26	980,026	41
235	982	981	72	26	027	45
195	976	986	60	22	024	48
173	972	989	53	19	023	51
239	968	975	74	27	022	54
167	979,965	979,988	52	— 19	980,021	56
153	963	990	47	17	020	57

NOMBRE DE LA ESTACIÓN	SITUACIÓN	φ
..... 8	Puente sobre río Oraque.....	37—31
..... 9	Carretera.....	37 45
..... 10	Puente sobre río Oraque.....	37 42
..... 11	Cruce carreteras, junto indicador.....	37—41
..... 12	Carretera.....	37 39
..... 13	Idem.....	37 46
..... 14	Idem.....	37 45
..... 15	Estación El Cerro de Andevalo.....	37 42
..... 16	Carretera.....	37—42
..... 17	Idem.....	37 35
..... 18	Idem, kilómetro 37.....	37 37
..... 19	Idem, id. 42.....	37 37
..... 20	Idem, id. 47.....	37 39
..... 21	Carretera, derivación.....	37—38
..... 22	Idem, puente sobre arroyo.....	37 46
..... 23	Idem.....	37 48
..... 24	Idem, puente sobre río Jarrama.....	37 44
..... 25	Idem.....	37 50
..... 26	Puente sobre río Odiel.....	37—48
..... 27	Carretera, puente sobre arroyo.....	37 42
..... 28	Puente sobre Rivera de Huelva.....	37 43
..... 29	Carretera, kilómetro 484.....	37 47
..... 30	Idem, id. 476.....	37 50
..... 31	Carretera.....	37—53
..... 32	Puente sobre Rivera Huelva.....	37 53
..... 33	Idem sobre río Odiel.....	37 44
..... 34	Carretera, kilómetro 72.....	37 47
..... 35	Idem, id. 80.....	37 50
..... 38	Carretera, kilómetro 15.....	37—56

h Metros.	$\bar{v}_0$ mgals	g mgals	H mgals	B mgals	$H + B + g = g''$ mgals	A mgals
55	979,962	980,007	17	— 6	980,018	56
234	982	979,985	72	— 26	031	49
135	978	980,002	42	— 15	029	51
156	979,976	979,993	48	— 17	980,024	48
171	973	987	53	— 19	021	48
290	983	965	89	— 32	022	39
318	982	954	98	— 35	017	35
185	978	984	57	— 21	020	42
270	979,978	979,961	83	— 30	980,014	36
244	968	967	75	— 27	015	47
298	970	956	92	— 33	015	45
358	970	944	110	— 40	014	44
360	973	943	111	— 40	014	41
432	979,972	979,911	133	— 48	979,996	24
365	983	930	113	— 41	980,002	19
558	986	900	172	— 62	010	24
352	981	933	109	— 39	006	25
539	989	920	166	— 60	026	37
335	979,986	979,952	103	— 37	980,018	32
346	978	950	107	— 39	018	40
157	979	993	48	— 17	024	45
466	985	926	144	— 52	018	33
464	989	928	143	— 51	020	31
379	979,994	979,950	117	— 42	980,025	31
286	994	969	88	— 32	025	31
215	981	974	66	— 24	016	35
378	985	943	116	— 42	017	32
352	989	953	109	— 39	023	34
411	979,998	979,963	127	— 46	980,044	46

II

OBSERVACIONES GRAVIMÉTRICAS DE PROSPECCIÓN

Durante el mes de Octubre de 1943 se realizaron por la brigada gravimétrica del Instituto Geográfico y Catastral, observaciones con el gravímetro electro-mecánico Askania en la zona al este de las Minas del Castillo de las Guardas (Sevilla).

El número de estaciones distintas observadas fué de 214, que con la observación triple de cada una de ellas, necesaria para averiguar gráficamente el corrimiento del cero en cada serie observada, la indispensable unión directa de las cabeceras de los 13 perfiles investigados y las series repetidas para asegurar la precisión de los resultados, hacen acercarse al millar la cifra total de observaciones del gravímetro en esta zona.

Por la naturaleza del terreno a investigar se hizo indispensable desmontar el aparato de su suspensión elástica dentro del coche Stoewer, donde se aloja, y montarlo en unas parihuelas metálicas construidas al efecto, en combinación con dos baterías de acumuladores portátiles. Las observaciones en estas condiciones pudieron efectuarse con toda normalidad, con la precaución tan sólo de resguardar al gravímetro de la influencia directa de los rayos solares por medio de un quitasol grande.

Se observaron ocho perfiles cortos y cuatro largos, según el esquema 1, a más de un perfil prolongación del número 1, sobre la montera de la masa sur.

Para la compensación de los valores encontrados se unieron por observación directa las cabeceras de todos los perfiles, y se tomó como estación base de la zona observada la **210**, última del perfil 12. Los perfiles de unión de cabeceras son:

- 1.º Estación 210 a 90, enlazando las 145, 144 y 91.
- 2.º Estación 90 a 11, enlazando las 76, 35, 34 y 12.

- 3.º Estación 11 a 1, enlazando las 54, 55, 66 y 45.
- 4.º Estación 1 a 77, enlazando las 22, 23, 44 y 67.
- 5.º Estación 77 a 119, enlazando la 108; y
- 6.º Estación 119 a 176, enlazando las 120 y 175.

Las diferencias de gravedad acusadas por el gravímetro entre cada dos estaciones de cabeceras sucesivas figuran en el polígono de compensación que se acompaña, inmediatamente por encima de las estaciones situadas en el lado superior de aquél (210 — 55) o por debajo de las mismas en los lados 66 — 108, 119 — 176.

Completa el cierre del polígono de unión de cabeceras el perfil 12, observado en tres trozos, que comprenden las estaciones desde la 176 a la 210. Según se aprecia en el gráfico adjunto, se llega a la estación 176 partiendo de la 210 tomada como cero, con un valor $dg = -0,10$ mgl. A su vez, la diferencia de gravedad entre los puntos 176 y 210 con la observación de los tres trozos de que consta el perfil 12 es de $-0,31$ miligal, o sea que la cantidad a compensar en el cierre total es $-0,10 - (-0,31) = +0,21$ mgl, que se repartieron entre las estaciones de cabeceras y las que integran el perfil 12. Las de cabecera son 23 y las del perfil 12, 34, o sea, en conjunto, 57 estaciones. Dividiendo $+0,21$ mgl por 57, se obtiene una compensación de $+0,0037$ miligal, que se fué corriendo de estación en estación de cabecera de cada uno de los perfiles, desde la 210 a las 145, 144, 91, etc., o sea en sentido contrario a las agujas de un reloj hasta volver a la 210. De este modo se llegó a un valor compensado de $-0,01$ mgl de la 210 a la 176 por las cabeceras y de $+0,01$ mgl de la 176 a la 210, a lo largo del perfil 12.

El resultado obtenido mediante esta compensación no puede haber sido más satisfactorio, dado el gran número de estaciones que fueron observadas y las desfavorables condiciones en que se tuvieron que hacer las lecturas en el gravímetro al ser preciso observarle al aire libre, sin la protección del coche, lo que obligó en los días de viento fuerte a extremar las precauciones para compensar su influencia en una posible desnivelación del aparato. Por lo demás, los tres acumuladores portátiles encargados a la Sociedad Española Tudor para el funcionamiento del gravímetro con transporte en parihuelas respondieron plenamente, con el único cuidado, que se adoptó sistemáticamente, de alimentar el termostato durante la noche con los acumuladores Varta, de gran capacidad, proporcionados con el gravímetro, y empalmar única-

mente los acumuladores Tudor en el momento de empezar la observación de un perfil.

En el cuadro II adjunto figuran los valores relativos de los incrementos de g (dg), en 214 estaciones observadas, con respecto a la última del perfil 12, o sea la 210, que se tomó como estación de referencia. Los puntos 62, 64, 87, 89, 96 y 115 sólo fueron nivelados sin llegar a ser observados con el gravímetro por considerarlos innecesarios, ya que estaban situados en zona de gran separación de líneas de concentración eléctrica del avance de prospección electro-magnética que nos fué facilitado y que nos sirvió de base para la separación y situación de nuestras estaciones gravimétricas.

Para las indispensables reducciones por latitud, altura y Bouguer, aplicables a los valores observados, se siguieron las siguientes normas:

Para aplicar la corrección por latitud, y con el fin de que esta corrección fuese siempre positiva, se tomó como latitud de referencia la de la estación 55 del perfil 5, que presenta la latitud mayor entre todas las estaciones observadas y a la que corresponde el valor de $\varphi = 37^{\circ} 41' 49''$. Las altitudes relativas se obtuvieron con respecto a la altura más baja observada, que correspondió a la estación 120 del perfil 10. Por último, la reducción de Bouguer se aplicó tomando por densidad media del subsuelo 2,70 y densidad media de la Tierra 5,52.

Con los valores de dg reducidos por los tres conceptos anteriores, o sean los de $d''g_0$ que aparecen en la última columna de la tabla, se han trazado las curvas isanómalas relativas a equidistancia de 0,2 miligal, que figuran en el plano 2, y que ponen de manifiesto el incremento general de la gravedad de oeste a este, con tendencia a seguir aumentando en el extremo noreste de la zona estudiada. Estas curvas concuerdan, en líneas generales, con las obtenidas en las «observaciones de red» en esa misma zona de Minas del Castillo de las Guardas (véase plano 1), pues ambas presentan dirección norte-sur, aumentando de valor hacia el este en una proporción semejante. Hemos de hacer la advertencia que, para el dibujo de las curvas isanómalas en cuestión, se ha prescindido de los valores reducidos correspondientes a las estaciones 112, 113 y 114 del perfil 9, por venir falseados por una conexión eléctrica imperfecta de baterías observada *a posteriori*.

En el cuadro II, a continuación, están numerados los perfiles por el mismo orden que en el plano en 1:5.000 que se acompaña y en el que aparecen situadas todas las estaciones de gravímetro observadas.

Cuadro II

ZONA AL ESTE DE LAS MINAS DEL CASTILLO DE LAS GUARDAS

OBSERVACIONES CON EL GRAVÍMETRO "ASKANIA NÚM. 25"

ESTACIONES	LATITUD	ALTITUD	REDUCCIONES POR			I + II + III	d_g	d_{g_0}''
			φ I	H II	BOUGUER III			
		m	mgal	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals
Perfil 3.	1	37° 41' 40''	37,120	0,19	11,45	- 4,20	7,44	- 5,05 + 2,39
	2	37° 41' 43''	31,124	0,19	9,60	- 3,52	6,27	- 4,17 2,10
	3	»	25,730	»	7,94	- 2,91	5,22	- 3,05 2,17
	4	»	22,856	»	7,05	- 2,59	4,65	- 2,51 2,14
	5	»	20,089	»	6,20	- 2,27	4,12	- 2,16 1,96
	6	»	17,619	»	5,44	- 2,00	3,63	- 1,54 2,09
	7	37° 41' 48''	15,198	0,09	4,69	- 1,72	3,06	- 1,10 1,96
	8	»	10,317	»	3,18	- 1,17	2,10	- 0,22 1,88
	9	»	14,031	»	4,33	- 1,59	2,83	- 1,17 1,66
	10	»	14,715	»	4,54	- 1,67	2,96	- 1,23 1,73
	11	»	17,638	»	5,44	- 2,00	3,53	- 1,74 1,79
Perfil 4.	12	»	14,358	»	4,43	- 1,62	2,90	- 0,75 + 2,15
	13	»	8,803	»	2,72	- 1,00	1,81	+ 0,42 2,23
	14	»	14,084	»	4,35	- 1,60	2,84	- 0,84 2,00
	15	37° 41' 43''	18,063	0,19	5,57	- 2,04	3,72	- 1,50 2,22
	16	»	20,060	»	6,19	- 2,27	4,11	- 1,82 2,29
	17	»	21,478	»	6,63	- 2,43	4,39	- 1,69 2,70
	18	»	22,375	»	6,90	- 2,53	4,56	- 2,15 2,41
	19	»	24,425	»	7,54	- 2,77	4,96	- 2,71 2,25
	20	»	26,858	»	8,29	- 3,04	5,44	- 3,15 2,29
	21	37° 41' 38''	31,280	0,29	9,65	- 3,54	6,43	- 4,06 2,37
	22	37° 41' 38''	35,320	»	10,90	- 4,00	7,19	- 4,77 2,42

ESTACIONES	LATITUD	ALTITUD	REDUCCIONES POR			I + II + III	d_g	$d_{g''}$
			φ I	H II	BOUGUER III			
		m	mgal	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals
23	37° 41' 38''	34,055	0,29	10,51	— 3,86	6,94	— 4,14	+ 2,80
24	»	34,469	»	10,64	— 3,90	7,03	— 4,20	2,83
25	37° 41' 43''	29,261	0,19	9,03	— 3,31	5,91	— 3,36	2,55
26	»	25,721	»	7,94	— 2,91	5,22	— 2,61	2,61
27	37° 41' 43''	21,614	0,19	6,67	— 2,45	4,41	— 1,77	2,64
28	»	18,387	»	5,67	— 2,08	3,78	— 1,14	2,64
29	»	18,190	»	5,61	— 2,06	3,74	— 1,45	2,29
30	»	19,256	»	5,94	— 2,18	3,95	— 1,38	2,57
31	»	19,008	»	5,86	— 2,15	3,90	— 1,38	2,52
32	»	16,504	»	5,09	— 1,87	3,41	— 0,89	2,52
33	37° 41' 48''	11,408	0,09	3,52	— 1,29	2,32	+ 0,17	2,49
34	»	5,132	»	1,58	— 0,58	1,09	+ 1,48	2,57
Péfil 5.								
35	»	13,104	»	4,04	— 1,48	2,65	+ 0,43	+ 3,08
36	37° 41' 43''	14,868	0,19	4,59	— 1,68	3,10	— 0,37	2,73
37	»	20,657	»	6,37	— 2,34	4,22	— 1,20	3,02
38	»	24,076	»	7,43	— 2,73	4,89	— 1,79	3,10
39	37° 41' 43''	26,754	»	8,26	— 3,03	5,42	— 2,49	2,93
40	37° 41' 38''	29,575	0,29	9,13	— 3,35	6,07	— 3,16	2,91
41	»	32,303	»	9,97	— 3,66	6,60	— 3,86	2,74
42	»	34,294	»	10,58	— 3,88	6,99	— 4,14	2,85
43	»	34,251	»	10,57	— 3,88	6,98	— 3,89	3,09
44	37° 41' 38''	30,018	»	9,26	— 3,40	6,15	— 3,33	2,82
Péfil 2.								
45	37° 41' 43''	38,689	0,19	11,94	— 4,38	7,75	— 5,47	+ 2,28
46	»	27,002	»	8,33	— 3,06	5,46	— 3,32	2,14
47	»	19,806	»	6,11	— 2,24	4,06	— 1,92	2,14
48	»	20,068	»	6,19	— 2,27	4,11	— 2,29	1,82
49	»	22,970	»	7,09	— 2,60	4,68	— 2,99	1,69
50	37° 41' 48''	24,395	0,09	7,53	— 2,76	4,86	— 3,35	1,51
51	»	23,627	»	7,29	— 2,67	4,71	— 2,98	1,73
52	»	21,540	»	6,65	— 2,44	4,30	— 2,74	1,56
53	»	20,167	»	6,22	— 2,28	4,03	— 2,39	1,64
54	37° 41' 49''	23,188	»	7,15	— 2,62	4,53	— 2,70	1,83

ESTACIONES	LATITUD	ALTITUD	REDUCCIONES POR			I + II + III	d_g	$d_{g''}$
			φ	H	BOUGUER			
			I	II	III			
		m	mgal	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals
Perfil 1.	55	37° 41' 49''	29,045	0,09	8,96	- 3,29	5,67	- 3,99 + 1,68
	56	37° 41' 48''	28,258	»	8,72	- 3,20	5,61	- 4,21 1,40
	57	37° 41' 48''	31,570	»	9,74	- 3,57	6,26	- 4,89 1,37
	58	»	31,619	»	9,76	- 3,58	6,27	- 4,94 1,33
	59	»	33,460	»	10,33	- 3,79	6,63	- 5,50 1,13
	60	»	32,444	»	10,01	- 3,67	6,43	- 4,84 1,59
	61	»	29,541	»	9,12	- 3,35	5,86	4,53 1,33
	63	37° 41' 43''	30,717	0,19	9,48	- 3,48	6,19	- 4,29 1,90
	65	»	33,660	»	10,39	- 3,81	6,77	- 4,95 1,82
	66	»	42,154	»	13,01	- 4,77	8,43	- 6,16 2,27
Perfil 2.	67	37° 41' 38''	28,879	0,29	8,91	- 3,27	5,93	- 3,22 + 2,71
	68	»	32,825	»	10,13	- 3,72	6,70	- 3,78 2,92
	69	»	34,171	»	10,54	- 3,87	6,96	- 4,13 2,83
	70	»	35,298	»	10,89	- 4,00	7,18	- 4,31 2,87
	71	»	34,407	»	10,62	- 3,90	7,01	- 4,18 2,83
	72	37° 41' 43''	34,267	0,19	10,57	- 3,88	6,88	- 4,03 2,85
	73	»	33,368	»	10,30	- 3,78	6,71	3,92 2,78
	74	»	30,781	»	9,50	- 3,49	6,20	- 3,16 3,04
	75	»	25,327	»	7,82	- 2,87	5,14	- 1,88 3,26
	76	»	19,403	»	5,99	- 2,20	3,98	- 0,48 3,50
Perfil 3.	77	37° 41' 33''	26,034	0,39	8,03	- 2,95	5,47	- 2,32 + 3,15
	78	»	26,697	»	8,24	- 3,02	5,61	- 2,19 3,42
	79	37° 41' 38''	28,356	0,29	8,75	- 3,21	5,83	- 2,80 3,03
	80	»	29,307	»	9,04	- 3,32	6,01	2,75 3,26
	81	»	29,805	»	9,20	- 3,38	6,11	- 3,05 3,06
	82	»	31,195	»	9,63	- 3,53	6,39	- 3,21 3,18
	83	»	32,758	»	10,11	- 3,71	6,69	- 3,36 3,33
	84	»	34,126	»	10,53	- 3,86	6,96	- 3,56 3,40
	85	»	35,580	»	10,98	- 4,03	7,24	- 3,85 3,39
	86	37° 41' 43''	31,032	0,19	9,58	- 3,52	6,25	- 3,04 3,21
	88	»	21,394	»	6,60	- 2,42	4,37	- 1,10 3,27
	90	»	12,602	»	3,89	- 1,43	2,46	+ 0,91 3,37

ESTACIONES.	LATITUD	ALTITUD	REDUCCIONES POR			I + II + III	d_g	$d_{g''}$	
			φ I	H II	BOUQUER III				
		m	mgal	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals	
19	37° 41' 43''	5,665	0,19	1,75	— 0,64	1,11	+ 2,41	+ 3,52	
92	37° 41' 48''	12,139	0,09	3,75	— 1,38	2,46	+ 0,94	3,40	
93	»	14,894	»	4,60	— 1,69	3,00	+ 0,65	3,65	
94	37° 41' 43''	20,373	0,19	6,29	— 2,31	4,17	— 0,66	3,51	
95	»	24,971	»	7,71	— 2,83	5,07	— 1,43	3,64	
97	»	28,819	»	8,89	— 3,26	5,82	— 2,15	3,67	
98	»	33,216	»	10,25	— 3,76	6,68	— 3,04	3,64	
99	»	35,526	»	10,96	— 4,02	7,13	— 3,72	3,41	
100	»	38,279	»	11,81	— 4,33	7,67	— 4,14	3,53	
101	37° 41' 38''	35,228	0,29	10,87	— 3,99	7,17	— 3,75	3,42	
102	»	30,269	»	9,34	— 3,43	6,20	— 2,74	3,46	
103	»	28,716	»	8,86	— 3,25	5,90	— 2,36	3,54	
104	»	26,957	»	8,32	— 3,05	5,56	— 2,05	3,51	
105	37° 41' 33''	24,889	0,39	7,68	— 2,82	5,25	— 1,87	3,38	
106	»	23,355	»	7,21	— 2,65	4,95	— 1,69	3,26	
107	»	21,596	»	6,66	— 2,44	4,61	— 1,49	3,12	
108	»	20,435	»	6,31	— 2,32	4,38	— 1,21	3,17	
109	»	20,626	»	6,36	— 2,33	4,42	— 1,56	2,86	
110	»	21,511	»	6,64	— 2,44	4,59	— 1,59	3,00	
111	»	22,315	»	6,89	— 2,53	4,75	— 1,88	2,87	
112	37° 41' 28''	25,682	0,48	7,92	— 2,91	5,49	— 1,35	4,14	
113	»	21,293	»	6,57	— 2,41	4,64	— 0,88	3,76	
114	37° 41' 28''	14,490	»	4,47	— 1,64	3,31	+ 0,50	3,81	
116	»	16,032	»	4,95	— 1,82	3,71	— 0,28	3,43	
117	»	16,356	»	5,05	— 1,85	3,78	— 0,22	3,56	
118	»	16,633	»	5,13	— 1,88	3,83	— 0,48	3,35	
119	»	12,607	»	3,89	— 1,43	3,04	+ 0,25	3,29	
Perfil 10.	120	»	0,000	0,58	0,00	0,00	+ 3,33	+ 3,91	
	121	»	2,456	»	0,76	— 0,28	1,06	+ 2,77	3,83
	122	»	6,276	»	1,94	— 0,71	1,81	+ 1,93	3,74
	123	»	12,105	»	3,74	— 1,37	2,95	+ 0,59	3,54
	124	37° 41' 28''	19,528	0,48	6,03	— 2,21	4,30	— 0,86	3,44

ESTACIONES	LATITUD	ALTITUD	REDUCCIONES POR			I + II + III	d_g	$d_{g''}$
			φ I	H II	BOUGUER III			
		m	mgal	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals
125	»	24,223	0,48	7,47	- 2,74	5,21	- 2,12	+ 3,09
126	37° 41' 28''	21,381	»	6,60	- 2,42	4,56	- 1,43	3,13
127	»	16,779	»	5,18	- 1,90	3,76	- 0,48	3,28
128	»	15,891	»	4,90	- 1,80	3,58	- 0,12	3,46
129	37° 41' 33''	16,703	0,39	5,15	- 1,89	3,65	- 0,33	3,32
130	»	18,307	»	5,65	- 2,07	3,97	- 0,48	3,49
131	»	20,045	»	6,18	- 2,27	4,30	- 0,75	3,55
132	»	24,519	»	7,57	- 2,78	5,18	- 1,32	3,86
133	»	28,234	»	8,71	- 3,20	5,90	- 1,78	4,12
134	»	29,537	»	9,11	- 3,34	6,16	- 1,86	4,30
135	37° 41' 38''	30,993	0,29	9,56	- 3,51	6,34	- 2,35	3,99
136	»	31,542	»	9,73	- 3,57	6,45	- 2,34	4,11
137	»	32,952	»	10,17	- 3,73	6,73	- 2,30	4,43
138	»	36,981	»	11,41	- 4,19	7,51	- 3,42	4,09
139	37° 41' 43''	42,225	0,19	13,03	- 4,78	8,44	- 4,55	3,89
140	»	38,557	»	11,90	- 4,37	7,72	- 3,69	4,03
141	»	33,188	»	10,24	- 3,76	6,67	- 2,60	4,07
142	»	25,683	»	7,92	- 2,91	5,20	- 1,45	3,75
143	37° 41' 48''	21,745	0,09	6,71	- 2,46	4,34	- 0,67	3,67
144	»	14,474	»	4,47	- 1,64	2,92	+ 0,81	3,73
145	»	24,380	»	7,52	- 2,76	4,85	- 0,88	+ 3,97
146	37° 41' 43''	27,542	0,19	8,50	- 3,12	5,57	- 1,59	3,98
147	»	31,090	»	9,59	- 3,52	6,26	- 2,23	4,03
148	»	34,531	»	10,66	- 3,91	6,94	- 2,87	4,07
149	»	38,484	»	11,88	- 4,36	7,71	- 3,70	4,01
150	»	49,007	»	15,12	- 5,55	9,76	- 5,63	4,13
151	37° 41' 38''	48,657	0,29	15,01	- 5,51	9,79	- 5,91	3,88
152	»	46,921	»	14,48	- 5,31	9,46	- 5,74	3,72
153	»	44,887	»	13,85	- 5,08	9,06	- 5,38	3,68
154	»	43,422	»	13,40	- 4,92	8,77	- 5,15	3,62
155	»	42,131	»	13,00	- 4,77	8,52	- 4,88	3,64
156	»	40,462	»	12,49	- 4,58	8,20	- 4,68	3,52

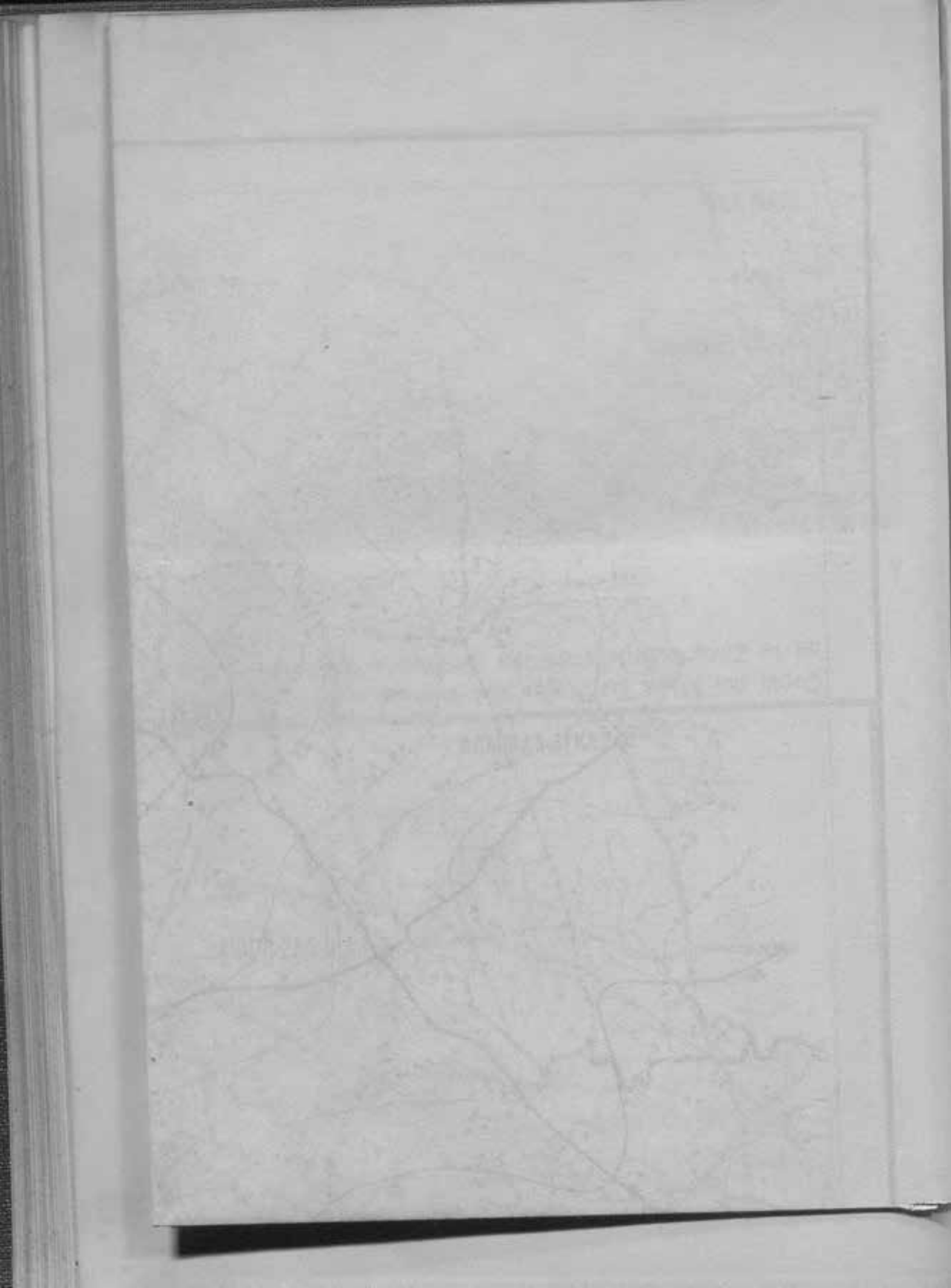
ESTACIONES	LATITUD	ALTITUD	REDUCCIONES POR			I + II + III	d_g	$d_{g''}$
			φ I	H II	BOUGUER III			
		m	mgal	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals
157	37° 41' 33''	38,695	0,39	11,94	- 4,38	7,95	- 4,39	+ 3,56
158	»	36,242	»	11,18	- 4,10	7,47	- 3,95	3,52
159	»	35,200	»	10,86	- 3,98	7,27	- 3,82	3,45
160	»	32,527	»	10,04	- 3,68	6,75	- 3,13	3,62
161	»	28,833	»	8,90	- 3,27	6,02	- 2,63	3,39
162	»	25,412	»	7,84	- 2,88	5,35	- 1,84	3,51
163	»	21,579	»	6,66	- 2,44	4,61	- 1,13	3,48
164	»	18,675	»	5,76	- 2,11	4,04	- 0,51	3,53
165	»	17,276	»	5,33	- 1,96	3,76	- 0,35	3,41
166	37° 41' 28''	15,912	0,48	4,91	- 1,80	3,59	+ 0,15	3,74
167	»	14,853	»	4,58	- 1,68	3,38	+ 0,50	3,88
168	»	14,358	»	4,43	- 1,63	3,28	+ 0,51	3,79
169	»	12,895	»	3,98	- 1,46	3,00	+ 1,09	4,09
170	»	11,858	»	3,66	- 1,34	2,80	+ 1,17	3,97
171	»	11,336	»	3,50	- 1,28	2,70	+ 1,42	4,12
172	»	7,967	»	2,46	- 0,90	2,04	+ 2,18	4,22
173	37° 41' 23''	4,861	0,58	1,50	- 0,55	1,53	+ 2,66	4,19
174	»	2,983	»	0,92	- 0,34	1,16	+ 2,87	4,03
175	»	6,677	»	2,06	- 0,76	1,88	+ 2,37	4,25
176	37° 41' 20''	18,699	0,68	5,77	- 2,12	4,33	- 0,01	+ 4,32
177	37° 41' 23''	8,375	0,58	2,58	- 0,95	2,21	+ 2,03	4,24
178	»	8,220	»	2,54	- 0,93	2,19	+ 1,75	3,94
179	»	15,126	»	4,67	- 1,71	3,54	+ 0,32	3,86
180	37° 41' 28''	16,213	0,48	5,00	- 1,83	3,65	+ 0,05	3,70
181	»	16,933	»	5,22	- 1,92	3,78	0,00	3,78
182	»	18,823	»	5,81	- 2,13	4,16	- 0,44	3,72
183	»	20,862	»	6,44	- 2,36	4,56	- 0,80	3,76
184	»	23,332	»	7,20	- 2,64	5,04	- 1,30	3,74
185	»	32,685	»	10,09	- 3,70	6,87	- 2,96	3,91
186	37° 41' 33''	40,743	0,39	12,57	- 4,61	8,35	- 4,36	3,99
187	»	40,607	»	12,53	- 4,60	8,32	- 4,12	4,20
188	»	40,501	»	12,50	- 4,59	8,30	- 4,04	4,26

ESTACIONES	LATITUD	ALTITUD	REDUCCIONES POR			I + II + III	d_g	d_{g_0}''
			φ I	H II	BOUGUER III			
		m	mgal	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals
189	37° 41' 33''	41,382	0,39	12,77	- 4,69	8,47	- 4,41	+ 4,06
190	»	40,505	»	12,50	- 4,59	8,30	- 4,16	4,14
191	»	40,121	»	12,38	- 4,54	8,23	- 4,08	4,15
192	»	40,517	»	12,50	- 4,59	8,30	- 4,00	4,30
193	37° 41' 38''	43,952	0,29	13,56	- 4,98	8,87	- 4,79	4,08
194	»	47,857	»	14,77	- 5,42	9,64	- 5,68	3,96
195	»	50,195	»	15,49	- 5,68	10,10	- 6,13	3,97
196	»	52,151	»	16,09	- 5,90	10,48	- 6,54	3,94
197	»	53,667	»	16,56	- 6,08	10,77	- 6,96	3,81
198	»	54,654	»	16,87	- 6,19	10,97	- 6,92	4,05
199	»	54,040	»	16,68	- 6,12	10,85	- 6,71	4,14
200	»	51,928	»	16,02	- 5,88	10,43	- 6,23	4,20
201	37° 41' 43''	48,958	0,19	15,11	- 5,54	9,76	- 5,66	4,10
202	»	45,651	»	14,09	- 5,17	9,11	- 4,57	4,54
203	»	42,063	»	12,98	- 4,76	8,41	- 4,14	4,27
204	»	38,404	»	11,85	- 4,35	7,69	- 3,36	4,33
205	»	34,022	»	10,50	- 3,85	6,84	- 2,25	4,59
206	»	29,796	»	9,19	- 3,37	6,01	- 1,34	4,67
207	»	26,473	»	8,17	- 3,00	5,36	- 0,72	4,64
208	»	23,476	»	7,24	- 2,66	4,77	- 0,12	4,65
209	»	21,778	»	6,72	- 2,47	4,44	+ 0,21	4,65
210	37° 41' 48''	21,656	0,09	6,68	- 2,45	4,32	0,00	4,32
211	37° 41' 43''	43,768	0,19	13,51	- 4,96	8,74	- 6,55	+ 2,19
212	37° 41' 38''	49,895	0,29	15,40	- 5,65	9,94	- 8,05	1,89
213	»	58,689	»	18,11	- 6,65	11,75	- 10,34	1,41
214	»	64,120	»	19,79	- 7,26	12,82	- 11,56	1,26
215	»	66,139	»	20,41	- 7,49	13,21	- 11,57	1,64
216	»	64,666	»	18,72	- 6,87	12,14	- 10,53	1,61
217	»	51,972	»	16,04	- 5,89	10,44	- 8,78	1,66
218	37° 41' 33''	47,105	0,39	14,54	- 5,34	9,59	- 7,66	1,93
219	»	43,175	»	13,32	- 4,89	8,82	- 7,04	1,78
220	»	39,372	»	12,15	- 4,50	8,04	- 5,92	2,12

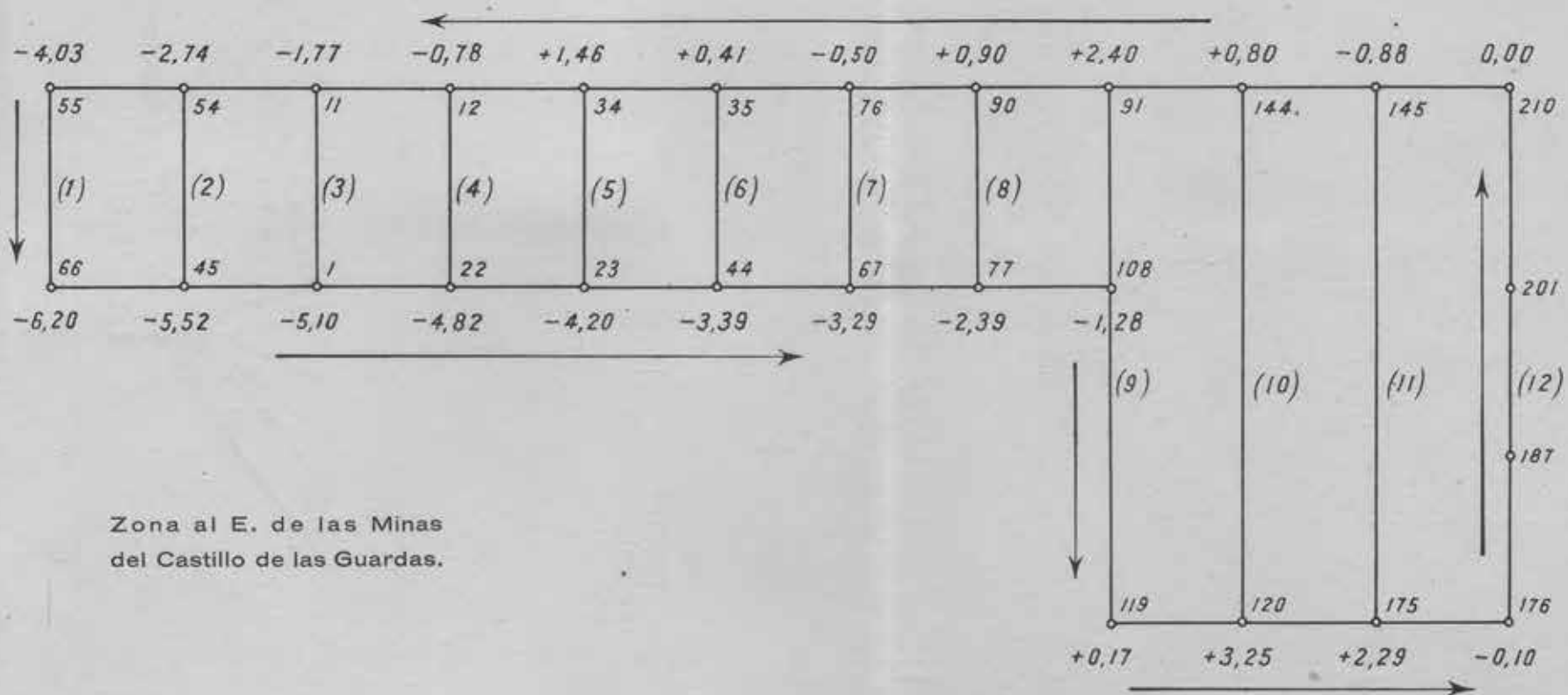
Perfil 12.

Perfil 13.

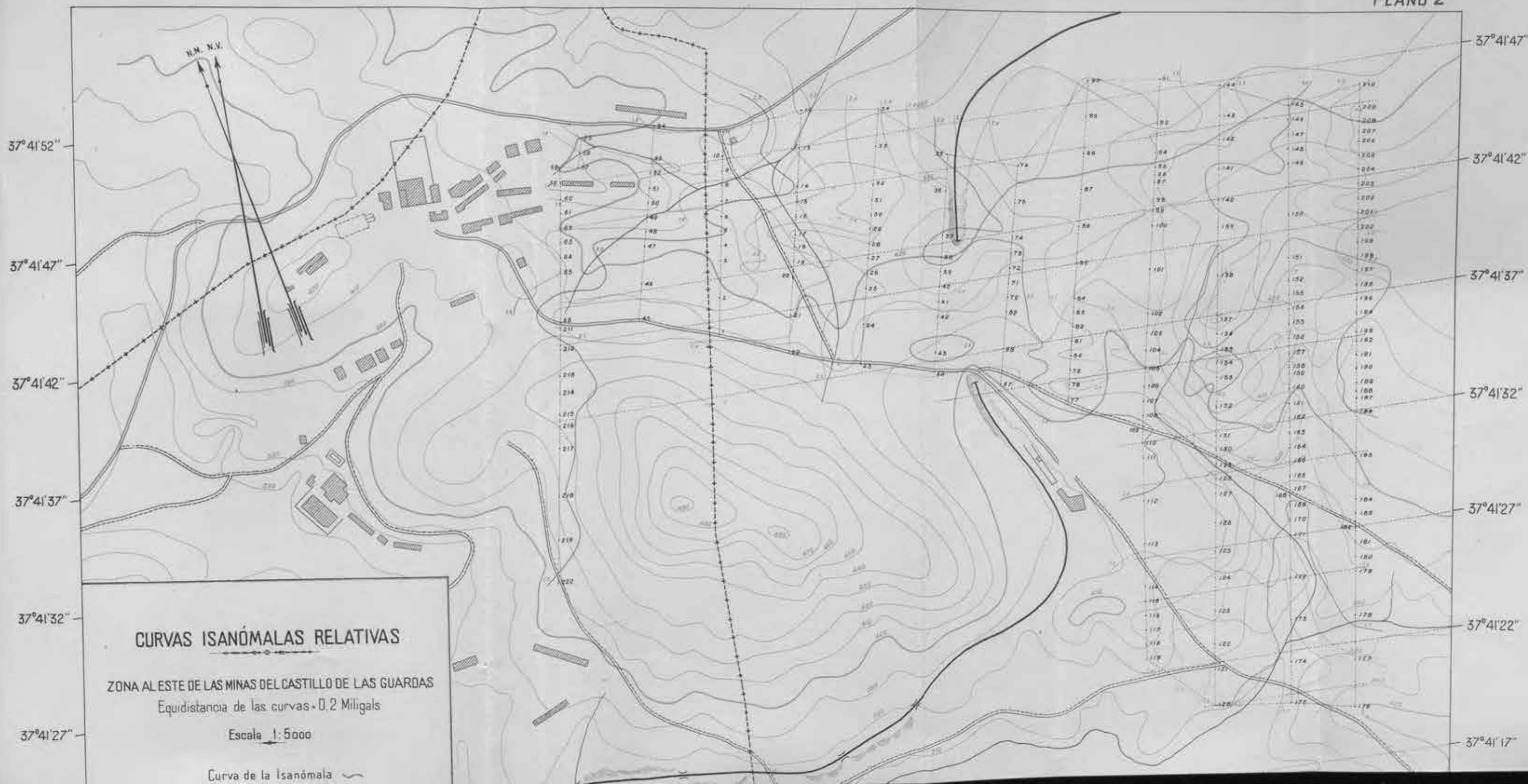




ESQUEMA 1.



Zona al E. de las Minas
del Castillo de las Guardas.





CURVAS TRANSFORMADAS RELATIVAS

TRANSFORMACIONES DE COORDENADAS

1.0 2.0 3.0 4.0 5.0 6.0 7.0 8.0 9.0 10.0

1.0 2.0 3.0 4.0 5.0 6.0 7.0 8.0 9.0 10.0



Vista del embalse para la obtención de cobre por cementación en Minas del Castillo de las Guardas.

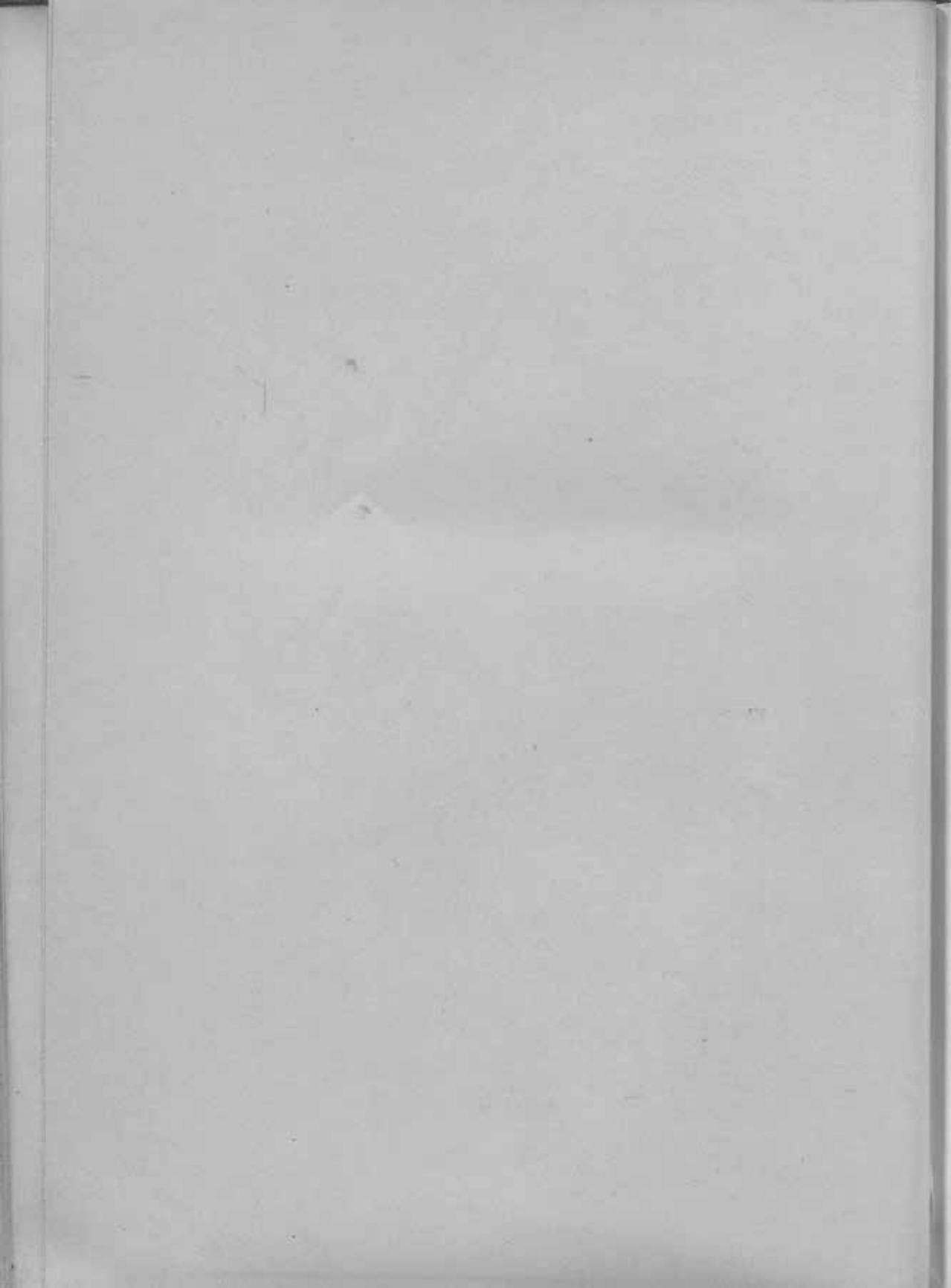




Transporte del gravímetro en parihuelas en la zona al E. de Minas del Castillo de las Guardas.



Estación de gravímetro junto a la Ribera de Huelva (Estación de red núm. 32).

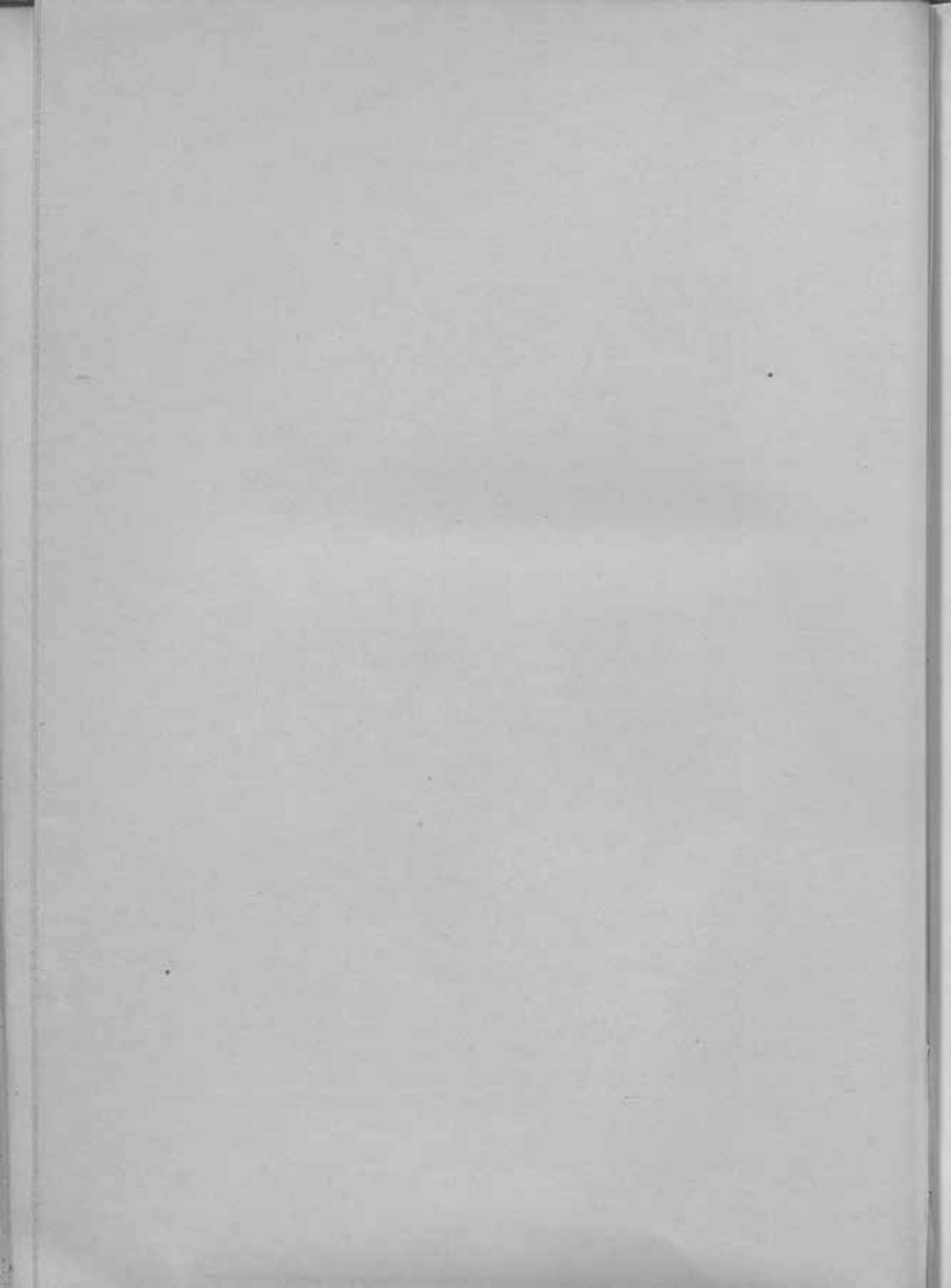




Vista parcial hacia el E. de la zona investigada en Minas del Castillo de las Guardas.



Zona de Minas del Castillo de las Guardas. Observación de una estación.

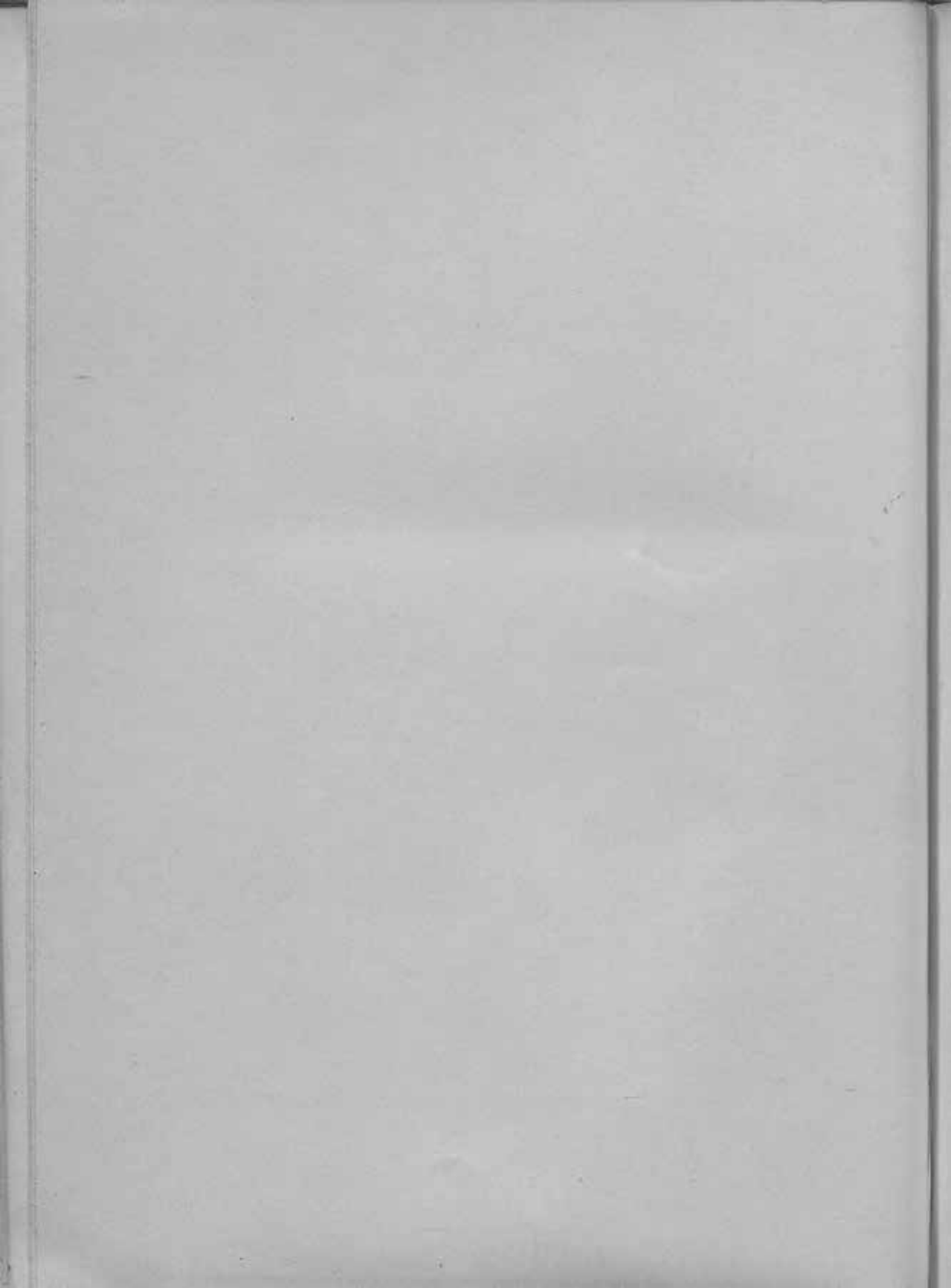




Zona al E. de Minas del Castillo de las Guardas. El gravímetro en estación.



Zona de Minas del Castillo de las Guardas. Otra vista del terreno investigado.



LA COMARCA SÍSMICA DE FORTUNA

LA COMARCA SISMICA DE FORTUNA

MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL

Tomo XVII

IV

LA COMARCA SÍSMICA
DE
FORTUNA

POR

Alfonso Rey Pastor

Ingeniero Geógrafo, Jefe del Observatorio Sismológico de Alicante.



MEMORIAS

INSTITUTO GEOGRAFICO Y CATASTRAL

TOMO XVII

LA COMARCA BISMICA

DE

PORTUGAL

Alfonso Rey Pastor



PRELIMINAR

La determinación de los epicentros correspondientes a sismos medianos y débiles, que son los más frecuentes en la zona de Murcia-Alicante, nunca puede llevarse a cabo con el esmero deseado, y su representación en el mapa va afectada, por lo general, de un error de 5 a 15 kilómetros. En casos de sismos fuertes, de grado VI en adelante, el cálculo de emplazamiento de hipocentro y epicentro puede realizarse con una mayor aproximación, como ha sucedido en el terremoto del 23 de Febrero de 1944, cuyo epicentro teórico lo hemos podido situar con un error menor de un kilómetro, o sea, con exactitud práctica.

En nuestros estudios de sismicidad de la Península Ibérica (1-2-3) hemos delimitado fácilmente las *regiones* y *zonas* sísmicas, pero no así las *comarcas*. Prácticamente, cada núcleo sísmico determina un área inestable más o menos amplia, la cual, a su vez, está sujeta a las perturbaciones procedentes de los núcleos vecinos. En el caso actual, el núcleo de Fortuna-Abanilla determina una pequeña comarca interpuesta entre las del Segura medio al SO., la de Novelda al NE. y la del Bajo Segura al S. Por el lado N. queda libre de centros inestables. Láminas I y II.

Aunque tenemos pocos datos referentes a sismos antiguos correspondientes al núcleo de Fortuna, bastarían los obtenidos con motivo del terremoto antes citado para deducir consecuencias de gran interés para el conocimiento de la tectónica de la zona. Los datos geológicos que nos han servido de base, han sido los que constan en los estudios de Mallada, Jiménez de Cisneros, Hernández Sampelayo y, muy especialmente, los de Novo y Darder, más las notas complementarias tomadas por nosotros en los diversos reconocimientos efectuados (4 a 9).

I

RESEÑA MORFOLÓGICA

El terreno representado en la Carta de la lámina I abarca el grupo montañoso de la Cordillera Penibética comprendido entre las líneas de fractura del Segura medio al O. y el Vinalopó al E. En él se destacan tres alineaciones orográficas fundamentales: «La septentrional, formada por las Sierras Larga, Carche (1.371 m.) y Salinas; la central, que la integran las de La Pila (1.264 m.) y Coto, la cual luego se encadena al otro lado del río con la Sierra del Cid, formando el eje fundamental de la Cordillera Penibética; la meridional está representada por el gran macizo jurásico de Crevillente, en el que culmina la Sierra del Rollo con 1.100 m. Las cadenas citadas son cortadas transversalmente por el río Chicamo o Rambla de Benferri, desde Pinoso hasta Abanilla, y por el Vinalopó, desde Villena a Elche.»

El aspecto morfológico de la comarca es consecuente a su complicación estratigráfica y tectónica. En realidad, las dos últimas cadenas pueden agruparse más bien como dos nudos montañosos: el de La Pila al O. y el de Crevillente al E. Ambos macizos quedan separados por la depresión que de N. a S. corre desde Pinoso hasta Abanilla, recorrida en parte por el río Chicamo.

La línea Ceutí-Abanilla-Crevillente marca una brusca separación del macizo montañoso al N., respecto al meridional deprimido y limitado por el Segura. En esta parte hundida se destacan dos áreas bien distintas: Los Saladares de Elche al E. y el Llano de Fortuna al O.

Los Saladares constituyen una monótona llanura con escasa altitud desde Albatera a Elche y Santa Pola, estéril en la parte septentrional y con feraz huerta en la vega del Segura. El área occidental o llano de Fortuna, aunque constituye un elemento descendido, su altitud media es de 100 m. y se encuentra bordeada por el S. con las ásperas Sierras de Cautalar, Orihuela (633 m.), Callosa y Cerros de Albatera.

DATOS GEOLÓGICOS

Si complejo es el aspecto del terreno en su relieve, otro tanto sucede con su disposición estratigráfica y tectónica. La cadena orográfica de las Sierras Larga y del Carche es cretácica; el macizo de La Pila, Eoceno con un núcleo jurásico; el de Crevillente, jurásico con una franja periférica de asomos triásicos. Al S. de la línea Ceuti-Fortuna-Crevillente-San Vicente queda el área hundida, cubierta en su mayoría por sedimentos neógenos y cuaternarios.

ASOMOS ERUPTIVOS

En la provincia de Alicante surgen bastantes asomos hipogénicos en las manchas del Triás; sus rocas son definidas como «diabasas» (11), de textura ofítica y corresponde su erupción a la era terciaria; tales asomos diseminados jalonan siempre líneas de fractura subyacentes (7). En el cabezo triásico de Pinoso hay bastantes vestigios de ofitas descompuestas con algunos cristales de magnetita. En la Sierra de Albaterra, al S. de Hondón de los Frailes, encontramos varios asomos de diabasas en una faja triásica. En Benferri, en un pequeño cerro de Trias, destacado de la Sierra de Orihuela, asoma una pequeña mancha hipogénica con otra ferruginosa. En la Sierra de Orihuela, y en su vertiente meridional, afloran muchos filones con rocas diabásicas y metalíferas, especialmente en Orihuela y La Aparecida. En Fuente Almorquí, cerca de La Romana, hay también un asomo hipogénico.

En la provincia de Murcia, al S. de Fortuna, se destacan en el cuaternario unas pequeñas elevaciones denominadas «Los Cerrillos Negros», por su color, próximos al caserío de Ajauque. Sus materiales son también «vulcanitas», en las que se destaca una roca negra deno-

minada «fortunita» (11). En Monteagudo, Santomera y otros puntos de las sierras triásicas del NE. de Murcia, se continúan los asomos de vulcanitas de Orihuela que jalonan la línea de dislocación del Sangonera.

SISTEMA TRIÁSICO

Su estudio es de gran importancia para el análisis tectónico de la comarca. Basta ver el plano geológico para darnos cuenta de la curiosa repartición de los asomos de estos terrenos; fragmentos aislados forman franjas que se extienden según determinadas alineaciones. El Triás constituye el basamento o substratum sobre el cual yacen las formaciones posteriores, y aflora solamente en los agrietamientos de éstas, bien en forma de masas levantadas o quedando al nivel del suelo en el fondo de los barrancos fuertemente erosionados. Aunque generalmente integra la base del cretácico, otras veces queda directamente bajo el Mioceno y aflora en el contacto de éste con los macizos mesozoicos.

El Triás de la comarca que estudiamos presenta dos agrupaciones muy distintas: una de ellas, la de las Sierras de Callosa, Orihuela, y otras pequeñas elevaciones del N. del Segura hasta Murcia, constituidas por grandes masas de calizas dolomíticas y marmóreas de los pisos medio y superior. Este tipo de formación corresponde a la unidad estructural del sistema de Sierra Nevada. El resto de los terrenos triásicos de la parte N. de la comarca, pertenece al Keuper y su facies es de tipo citrabético o subbético, según Darder (12). La estratificación es sumamente compleja, debido a la plasticidad de sus elementos y a las presiones sufridas en su inyección a través de las geoclasas de los terrenos superiores.

Los materiales del Triás citrabético son margas abigarradas yesíferas, con abundantes filones de sal, magnesita, yesos y bancos de calizas diversas. Las acciones intensas de metamorfismo, así como las numerosas erupciones sulfurosas, han dejado sus huellas en estos terrenos.

En el Segura medio, desde Blanca a Archena, a ambos lados de la línea sísmica, hay varios núcleos, de los cuales el más amplio es el de la orilla derecha en la Sierra de Ricote. En la línea del Sangonera-Segura, desde Alcantarilla a Callosa, se alzan las notables masas de Triás dolomítico ya citadas, y hasta la Estación de Albaterra siguen afloran-

do algunos ísleos. El Cabezo de la Sal de Pinoso, aunque aparentemente queda aislado, tal vez se encuentre en relación con la mancha de la Sierra de Barinas, que continúa hasta enlazar con la Sierra de Abanilla y forma una franja de ásperos promontorios al E. de la depresión miocena de Fortuna, constituyendo la orla occidental del macizo jurásico de Crevillente. Al S. de los Cerrillos Negros, de Fortuna, algunos pequeños cabezos triásicos corresponden también a la línea Pinoso-Monteagudo.

El borde SE. del macizo de Crevillente también se halla limitado por otra franja de Trias que, desde la Sierra de Abanilla, donde enlaza con la anterior, sigue en línea recta hasta el Vinalopó en el pantano de Castellar, y aún continúa en forma de asomos aislados hasta cerca de San Vicente del Raspeig, jalonando en esta parte la arista de dislocación Crevillente-Cabo de la Nao.

En la depresión del barranco de La Romana hay algunos asomos en Almorquí, La Romana y Aspe. A la línea del Vinalopó corresponden las manchas de Novelda, Aspe y El Castellar, cerca de Elche.

SISTEMA JURÁSICO

Las dos unidades fundamentales de este terreno son: La Sierra de La Pila (1.264 m.) y el macizo de Crevillente (1.100 m.); ambas piezas se hallan separadas por la depresión tectónica de Barinas, ya mencionada.

En la Sierra de La Pila solamente aflora el terreno jurásico en su núcleo central, mientras que el resto se halla cubierto por el Eoceno, que presenta sus estratos fuertemente levantados contra dicho núcleo (figura 1.^a).

En el macizo de Crevillente el jurásico queda descubierto casi íntegramente. Sus materiales corresponden al piso titónico, excepto en las Sierras del Coto, Algayat y La Romana, que pertenecen al Lías. Los tres bordes de tipo rectilíneo están rodeados de asomos triásicos y fuera de ellos por otros miocenos. El macizo de Crevillente, en sus diversos sectores, ofrece una disposición estructural en extremo complicada (fig. 2.^a). En el manto de corrimiento de la Cava Rasa, el Lías, con fuerte espesor, queda sobre el Mioceno (8).

Según Novo (7) la formación jurásica se prolonga hacia el E. por el

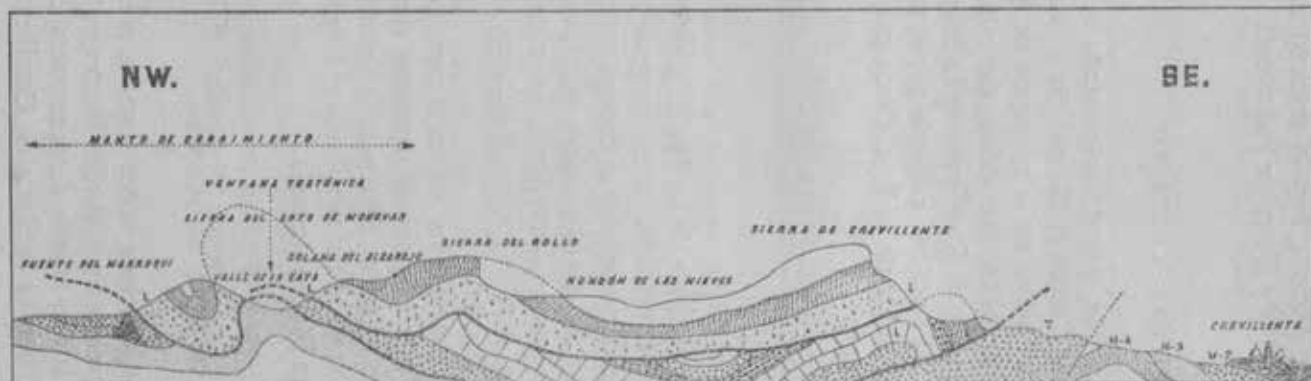


FIG. 24. - CORTE DEL MACIZO DE CREVILLENTE
DE NO. A SE. SEGÚN S. GARDER. - AÑO 1941.
Escala de metros muy exagerada. -

TRINCHERA	MALENA SUBSTRATO
LIAS PERMIANOS	TRINCHERA SUBSTRATO
LIAS SUBSTRATO	AGUICANES
MALENA PERMIANOS	MALENA SUBSTRATO
MALENA SUBSTRATO	MALENA PERMIANOS
	MALENA SUBSTRATO

subsuelo de la provincia de Alicante, bajo el cretáceo inferior. Pequeños asomos surgen en Novelda y Sierra de Foncalent.

SISTEMA CRETÁCEO

Al N. de la Sierra de La Pila, y también orientada de NE. a SO., se levanta la Sierra cretácea del Carche (1.371 m.). Su alineación orográfica continúa por la Sierra de Salinas en la provincia de Alicante, y ambas son de tipo abrupto, formadas por calizas del cretáceo medio y superior. Los pequeños asomos de Rodriguillo y La Solana corresponden a la rama meridional del sinclinal, cubierto por el mioceno de Pinoso y cuaternario de la Rambla de la Raja. Otros pequeños asomos hay cerca de Monóvar y Aspe.

SISTEMA EOCENO

La amplia formación de la Sierra de La Pila en la provincia de Murcia es del mismo tipo que el pequeño nudo orográfico de Novelda-Monóvar-Sax. Sus terrenos corresponden al Eoceno medio y sus materiales están constituidos por margas con calizas sabulosas y núcleos de calizas compactas de estratificación complicada, los cuales, por su mayor resistencia a la erosión, forman crestas destacadas como las de la Espada al S. de La Solana (fig. 3.^a).

La mayor superficie de este sistema abarca la parte periférica de la Sierra de La Pila, con sus estribaciones de pequeñas sierras, como las del Corque, Canta el Gallo y Quivas. Ésta se halla separada de la de la Espada por una profunda entalladura que forma el Puerto de Barinas, por donde pasa la carretera Pinoso-Abanilla.

SISTEMA MIOCENO

Ocupa las depresiones, descansa sobre terrenos más antiguos en discordancia con ellos y presenta sus bordes fuertemente levantados. La mancha de Fortuna es la más amplia de la comarca; corresponde a la continuación de la que bordea la Sierra de Crevillente por el S. y

presenta un entrante hacia el N. por Baños de Fortuna hasta el Puerto de Barinas, y otro por el Segura medio hacia Cieza; también tiene su borde N. algo levantado hacia Fortuna y con mayor violencia hacia Abanilla.

Exteriormente al contorno triásico del macizo de Crevillente se en-

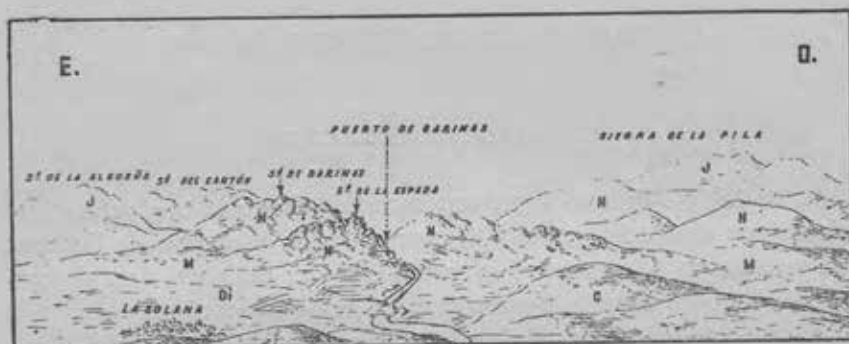


FIG. 3a. — VISTA DESDE LOS CERROS DE LA SOLANA (LÍMITE DE PROVINCIAS) HACIA EL S.

TERRENOS

J. JURÁSICO	M. MIOCENO
C. CRETÁCEO	Di. DILUVIAL
H. EOCENO	

cuentran varias franjas miocenas; de ellas la más importante es la meridional ya citada, que se extiende desde Abanilla hasta cerca de Alicante y tiene su borde N. fuertemente levantado, especialmente por Crevillente, con buzamientos de casi de 90°, mientras hacia el S. se hunde bajo el Plioceno y el Diluvial.

SISTEMA CUATERNARIO

En general, tiene poco espesor y cubre parcialmente al Plioceno y Mioceno en las zonas indicadas en el mapa, siendo en muchos parajes difícil el delimitar ambas formaciones.

III

EL SISMO DE 23 DE FEBRERO DE 1944

REGISTRO INSTRUMENTAL

A las 22^h y 34^m tuvo lugar una sacudida de carácter «fuerte» y su máximo de violencia (grado VII) correspondió al pueblo de Fortuna. Fué sentido en Alicante con intensidad IV y el radio del área de conmoción llegó en algunos puntos al valor de 84 kilómetros.

El temblor fué registrado en los Observatorios de Alicante, Almería, Cartuja (Granada), Toledo y Málaga; los datos correspondientes a sus registros figuran a continuación:

Obs. de Alicante.	Obs. de Almería.	Obs. de Cartuja.	Obs. de Toledo.	Obs. de Málaga.
$\Delta = 60$ kms. (cálculo).	$\Delta = 186$ kms. (cálculo).	$\Delta = 243$ kms. (cálculo).	$\Delta = 318$ kms. (cálculo).	$\Delta = 332$ kms. (cálculo).
$He = 22^h 34^m 10^s$	$He = 22^h 34^m 09^s$	$He = 22^h 34^m 11^s$	$He = 22^h 34^m 10^s$ (Por $\bar{P}$).	$He = 22^h 34^m 09^s$ (Por $\bar{P}$).
$\bar{P}$ 22 ^h 34 ^m 20 ^s	$\bar{P}$ 22 ^h 34 ^m 43 ^s	$i\bar{P}$ 22 ^h 34 ^m 52 ^s	Pn 22 ^h 35 ^m 03 ^s ,2	Pn 22 ^h 35 ^m 01 ^s .
$\bar{P}^2$ 30	$\bar{P}^2$ 46	$i\bar{S}$ 35 19	$\bar{P}$ 07	$\bar{P}$ 08
$\bar{S}$ 27,5	$\bar{S}$ 35 07	i 28	$\bar{P}^2$ 09,4	$\bar{P}^2$ 13
$\bar{P}\bar{S}$ 38	$\bar{S}^2$ 23		$\bar{P}^4$ 18,4	$\bar{S}$ 50
$\bar{S}^2$ 46			$\bar{P}^2\bar{S}^2$ 42,5	$\bar{S}^2$ 58
$\bar{P}^2\bar{S}$ 43			$\bar{P}\bar{S}^2$ 46	
$\bar{P}^4$ 50				
$\bar{P}^3\bar{S}$ 57				
$\bar{S}^3$ 56				
$\bar{P}^2\bar{S}^2$ 35 04				
$\bar{P}\bar{S}^3$ 12				

Tomando como base los sismogramas de los Observatorios de Alicante y Almería, como los más próximos, hemos aceptado como hora en el epicentro el valor $H_e = 22^h 34^m 10^s$ y el más probable para la profundidad hipocentral el de $h = 6 \pm 2$ kms., según las Tablas de Mohorovičić. La hora en el foco es $H_o = 22^h 34^m 09^s$.

Por diferencia de tiempos $\bar{P} - H_e$ o $P_n - H_e$ para los demás Observatorios, pudimos situar, provisionalmente, el epicentro en las inmediaciones de Fortuna-Abanilla. Practicado posteriormente el reconocimiento de la zona pleistósita y después de una minuciosa investigación de los efectos producidos en los caseríos diseminados en el campo de Fortuna, llegamos a fijar el epicentro en un punto teórico situado a 3 kilómetros al S. del citado pueblo. Las coordenadas epicentrales son:

$$\lambda = 1^{\circ}08' \text{ W. Gr.} = 2^{\circ}33' \text{ E. M.}$$

$$\varphi = 38^{\circ}9' \text{ N.}$$

Como comprobación de las distancias epicentrales calculadas por diferencias de tiempo de $\bar{P}$, hemos hecho uso de las coordenadas rectangulares Lambert, cuyo origen es

$$\lambda = 0^{\circ} \text{ Mad.}$$

$$\varphi = 40^{\circ} \text{ N.}$$

con arreglo a lo cual las coordenadas epicentrales, resultan

$$x = + 225$$

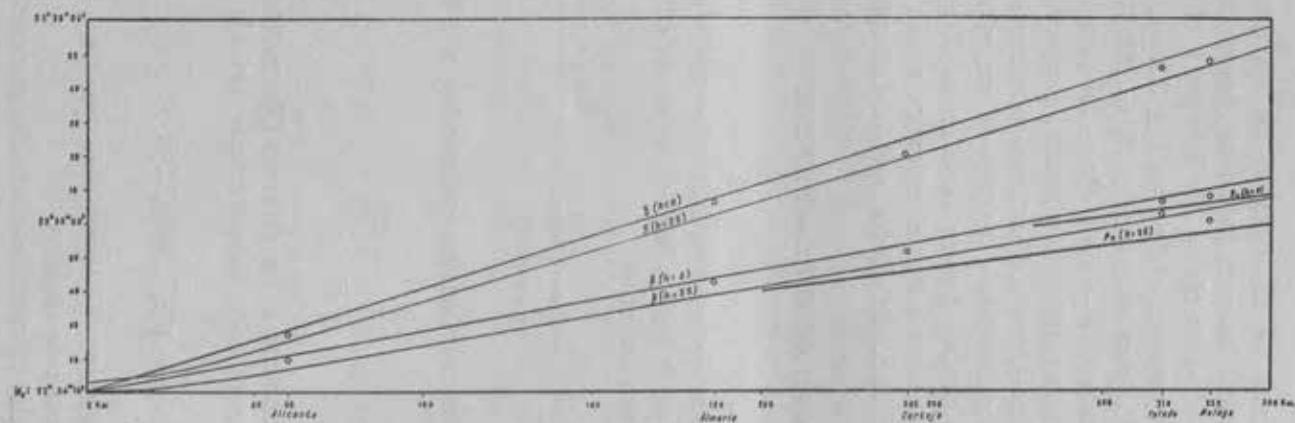
$$y = - 202.$$

Los valores de distancias a los diversos Observatorios han resultado conformes con los cálculos sismométricos según la fórmula

$$\Delta = \sqrt{(x_0 - x)^2 + (y_0 - y)^2}.$$

La situación del epicentro podemos decir que tiene toda la exactitud necesaria en esta clase de cálculos.

Según estas distancias epicentrales obtenidas por este cálculo hemos dibujado las dromocrónicas de la figura 4.^a para las fases P_n , $\bar{P}$ y $\bar{S}$.



Sismo de Fortuna de 23 de Feb de 1944.

Extrapolaciones para Pn-Pu-P.

Segun Tabla de Mohorovicic.

FIG. 4.°

UTILIDAD DE LAS LÍNEAS ISOSISTAS

El trazado de estas curvas ha de llevarse a cabo con la mayor es-
crupolosidad, si queremos que nos sirva para fines de prospección
geológica. Los datos de cada lugar deben obtenerse por duplicado y
con revisión de las informaciones dudosas. El dibujo debe hacerse sin
prejuicios, aunque resulten aparentes anomalías, zonas de sombra, in-
flexiones y sinuosidades múltiples.

Tengamos en cuenta que la corteza terrestre, especialmente en sus
capas superiores, presenta una constitución en extremo compleja, de-
bido a la pluralidad de sus materiales, variada disposición de sus capas,
fracturas diversas, etc., todo lo cual influye poderosamente en el pro-
ceso de propagación de las ondas vibratorias (13) y (14).

Las líneas de igual intensidad trazadas para cada sismo notable
permiten obtener en una zona sísmica las «isostas absolutas» que
marquen las áreas que han sido afectadas alguna vez por movimientos
del grado que las mismas indican. Estos mapas sirven de base para
dictar las normas constructivas que han de regir en cada localidad. El
esquema de la lámina II es un avance de la carta sismotectónica que
estamos formando para el total de la zona «Levantino-Penibética».

ISOSISMOGRAMA DEL TEMBLOR DE 23 DE FEBRERO DE 1944

El primer rasgo que se destaca en el dibujo de la lámina III es la
formación de un «núcleo sísmico» en la costa de Cartagena, separado
del de Fortuna por un «canal sísmico» que cruza diagonalmente el
bloque del Mar Menor, en el llano de Torre Pacheco-San Pedro del
Pinatar. Esta amplia llanura está cubierta por una capa de terreno dilu-
vial de materiales sueltos y corto espesor, la cual descansa sobre el
Plioceno de elementos margosos y de poca coherencia en general; por
bajo de este manto queda otro lecho, continuación del Mioceno de la
Sierra de Columbares. El cimiento básico lo forman las masas estrato-
cristalinas del Arcaico, continuación del de la Sierra del Algarrobo, y
que aflora en el Cabezo Gordo de San Javier.

En la propagación del movimiento vibratorio suele producirse, en
general, un reforzamiento de intensidad en los terrenos de análogas

circunstancias al referido, y también debiera haberse originado en el caso actual una detención rápida del movimiento en la Sierra de Cartagena. Sin embargo, vemos que en este sismo de Fortuna se ha producido un fenómeno contrario al normal.

Su explicación es fácil. Los macizos cristalinos, que, unas veces obran como barrera, otras actúan como verdaderos acumuladores sísmicos cuando están sujetos a sobretensiones elásticas. El bloque cristalino del Mar Menor está cortado violentamente en la costa de Cartagena según una serie de fracturas y desgajes abruptos, consecuentes al hundimiento del óvalo bético-rifeño o Mar de Alborán, en cuya área radican fuertes núcleos sísmicos, uno de los cuales se encuentra no lejos y al SE. de aquella ciudad.

Fácil es suponer, pues, que el borde marginal costero del citado bloque haya estado sometido a un estado de tensión sobrenormal, consecuente a los movimientos epirogénicos modernos que determinaron el hundimiento del bloque marítimo y la basculación evidente del continental hacia el NE.

Otra causa fundamental, que también ha determinado la formación del núcleo sísmico periférico, ha sido el conocido fenómeno de «resonancia macrosísmica» por el paso brusco de las ondas de roca al agua (*). El citado fenómeno de «resonancia-eco» ha provocado un retroceso de ondas y la consiguiente interferencia con el frente de las directas y formación de la zona de sombra del Mar Menor o «canal sísmico».

La línea de fractura del Sangonera ha originado una absorción de la energía sísmica por su situación normal al sentido de la radiación, y al mismo tiempo ha formado salientes o «lenguas sísmicas», en el sentido del accidente tectónico. La absorción inicial de energía en el sentido N. a S., se ha visto seguida de una amplificación motivada por la naturaleza de los terrenos terciarios de la vertiente S. de la Sierra de Carrascoy, con lo cual, aparentemente, se han compensado las deformaciones de las curvas V y VI.

La falla del Bajo Segura ha influido notablemente en el trazado de la línea IV y ha marcado un saliente hacia Guardamar. La línea de dislocación de Crevillente es la que mejor ha impreso su huella en el isosismograma. La curva de grado IV ha quedado desviada por el NE.

(*) Un caso análogo vimos en el sismo del Pirineo de 10 de Julio de 1923 (15-16).

hasta Alicante, y por el SO. hasta Albudeite. Un efecto parecido se ha desarrollado en la falla del Vinalopó, con forzamiento de la isosista IV hasta Elda, según una estrecha lengua.

La falla del Segura medio ha determinado una detención en el borde occidental del área V; la curva isosista se ha ceñido al trazado del accidente tectónico y hasta parece marcar la separación de los núcleos sísmicos de Ojós y Ceutí-Lorquí.

El área de grado IV está limitada al N. por la depresión orográfica de la Rambla de la Raja, que separa el macizo cretáceo del Carche al N. respecto al eoceno-jurásico de La Pila al S. Dicha depresión ha actuado de modo análogo al de una fractura tectónica situada en sentido normal a la propagación del movimiento. Tal línea corre de Cieza a Salinas y se corresponde con la prolongación de la línea sismotectónica Salinas-Biar (17).

La curva IV marca un «seno» o entrante en La Romana, debido a la potente acción de barrera ejercida por el macizo jurásico de Crevillente y fracturas marginales de La Romana y Crevillente.

Otro rasgo curioso es la situación del «seno» de Los Saladares de Elche, ya que por la naturaleza de su piso diluvial, de muy escasa potencia sobre otros neógenos de materiales poco coherentes, debiera haberse producido un reforzamiento de intensidad, en lugar de una zona débil. Esta anomalía se explica teniendo en cuenta la independencia tectónica del bloque de Elche respecto al de Albaterra. El límite oriental de los ísleos del Triás dolomítico, determinado por la línea Albaterra-Callosa, indica la situación aproximada del contacto de ambos bloques, puesto que algunos asomos del Triás, que se han encontrado al E. de dicha línea, se encuentran ya a gran profundidad.

En Alicante se nota un paso rápido del grado IV al II por la situación de la línea del río Monnegre o Seco. La depresión de Barinas ha motivado un trazado rectilíneo N. S. en la isosista VI.

El área pleistosista o de máxima conmoción está representada por la curva VII y queda totalmente enclavada en la depresión de Fortuna. El epicentro práctico puede considerarse formado por una superficie muy pequeña comprendida entre Fortuna y los Cerrillos Negros.

CAUSA DEL SISMO

El foco sísmico se encuentra en la prolongación de la línea tectónica de Crevillente y próximo a la de Abanilla. El bloque deprimido de Benferri presenta un saliente hacia el N., penetrando entre los macizos de La Pila y Crevillente. Cualquier exceso de tensión elástica localizada en tal cuña ha podido motivar el proceso vibratorio conocido.

«Este fenómeno local, de carácter puramente tectónico, es consecuencia del desequilibrio elástico motivado por los violentos movimientos epigénicos y de hundimiento de los bloques marítimos al formarse los óvalos mediterráneos, como fenómenos póstumos alpinos ocurridos a fines de la era terciaria, y cuyos efectos reminiscentes provocan de vez en cuando procesos dinámicos, consecuentes a la tendencia al equilibrio isostático.»

IV

SISMICIDAD DE LA COMARCA

Este pequeño sector de Fortuna está sujeto a las perturbaciones sísmicas que irradian, no solamente de los centros del núcleo Fortuna-Abanilla, sino también de las procedentes de los focos del Segura.

Atendiendo a la intensidad de los sismos ocurridos hasta la fecha, las más fuertes conmociones sentidas en los caseríos del N. de Fortuna (vertiente S. de la Sierra de La Pila) han sido de grado VII, procedentes de los focos del Bajo Segura conmovidos en grado X, y por otros de grado VI correspondientes a los sismos de grado VII del Medio Segura.

Los centros de población situados entre Fortuna y el Bajo Segura han sido conmovidos por choques de grado VIII y IX, procedentes del núcleo de Benejúzar. En los focos de Fortuna y Abanilla los sismos más fuertes no han pasado del grado VII.

En resumen: vemos que la parte meridional o llano de Fortuna-

Benferri está expuesta a sufrir choques de carácter destructor con daños graves en las edificaciones, mientras que en el N. solamente serán, probablemente, de grado VI con daños insignificantes. Desde la Sierra de La Pila hacia el N. los efectos no pasarán de IV a V.

Por lo que respecta a los antecedentes estadísticos, ya hemos publicado en nuestros trabajos anteriores los que hemos podido encontrar referentes a las comarcas del Medio y Bajo Segura (18) y (19). Del núcleo de Fortuna-Abanilla tenemos pocos datos de carácter histórico, y aunque es probable que hayan ocurrido varios sismos en estos focos, han sido atribuidos, generalmente, al foco de Ceutí-Lorquí.

Datos anteriores al siglo XX.

FECHAS	Núm. de días.	Grado máximo.	Sacudidas.	OBSERVACIONES
29-IX-1889...	1	III	2	»
29-IX-1898...	1	IV	1	»

Datos fecha moderna.

FECHAS	Núm. de días.	Hora.	Registrado.	Grado máximo.	Sacudidas.	OBSERVACIONES
8 y 9-III-1902...	2	»	»	V	2	Sentido en Fortuna y Abanilla.
8-VI-1902.....	1	»	»	IV	1	Ídem íd.
25 y 26-III-1903.	2	»	»	IV	2	Ídem íd.
18-V-1904.....	1	17,45	»	V	1	Sentido en Fortuna, Abanilla, La Unión, Elche.
17-III-1914.....	1	19,19	»	VI	1	Sentido en Fortuna, Abanilla, Campos, Orihuela, Murcia.
5 al 10-III-1919..	5	»	»	III-IV	5	Sentido en Fortuna.

FECHAS	Núm. de días	Hora	Registrado	Grado máximo	Sacudi- das	OBSERVACIONES
13-III-1933	1	6,30	Almería	IV	1	Sentido en Abanilla.
12-VII-1941.....	1	>	"	II	1	Sentido en Fortuna y Abanilla.
15-XII-1941.....	1	9,57	Alicante.	III	1	Ídem id.
9-VII-1942.....	1	23,24	Alicante.....	III-IV	1	Sentido en Fortuna y Baños.
23-II-1944.	1	22,34	Alicante..... Toledo..... Cartuja..... Málaga..... Almería.....	VII 1/2	1	Sentido hasta Cartage- na, Alicante, Elda, Pinoso.

V

RASGOS SISMOTECTÓNICOS

Del análisis de los fenómenos sísmicos ocurridos en esta comarca, y, especialmente, de aquellos que han sido estudiados después de un detenido reconocimiento sobre el terreno, hemos podido obtener algunas conclusiones que pueden contribuir al conocimiento de la tectónica de la comarca.

Los centros sísmicos formados por agrupaciones de epicentros quedan enclavados en ciertas alineaciones, de ellas, unas bien definidas por su carácter geológico, otras solamente por su inestabilidad. Los compartimientos delimitados por estas líneas están afectados por los movimientos sísmicos procedentes de sus focos marginales.

EJES SISMOTECTÓNICOS

La línea del Segura medio (Cieza-Alcantarilla). — Tiene fuerte y frecuente sismicidad (18); está jalonada por buen número de epicentros que pueden agruparse en tres núcleos. Marca un límite tectónico entre

el macizo eoceno de la Sierra de Ricote al O. y el de la Sierra de La Pila al E. La línea de fractura está delatada geológicamente por múltiples asomos triásicos con intercalaciones de algunos diques eruptivos, desde Cieza hasta Archena, así como por varias fallas y geoclasas.

Línea de Abanilla. — Se extiende casi de N. a S. desde el Collado de La Solana, en el límite de las provincias de Murcia y Alicante, hasta el caserío del Esparragal, cerca de Murcia. Geográficamente ya hemos visto que constituye una depresión entre las estribaciones del macizo de La Pila al O. y el de Crevillente al E. El Trias marca el trazado rectilíneo del accidente desde la Sierra de la Espada hasta Abanilla. (Lámina I.)

Esta línea de fractura, que cruza el núcleo sísmico de Fortuna-Abanilla, puede considerarse prolongada hacia el S. pasando por el interesante asomo hipogénico de los Cerrillos Negros; nuevos asomos del Trias más al S. parecen confirmar su continuación hasta cerca del río Segura entre los caseríos del Esparragal y Santomera.

Línea tectónica de Crevillente-Cabo de La Nao. — Perfectamente destacada desde Abanilla hasta el pantano de Elche, se continúa por el NE. hasta el Cabo de la Nao, en forma de arista de hundimiento. Hacia el SO. parece prolongarse hasta los núcleos sísmicos de Ceutí y Campos-Albudeite.

El Trias citrabético que surge a lo largo de la fractura en forma casi continua, desde Abanilla hasta el Vinalopó, forma franjas interpuestas entre el jurásico de la Sierra de Crevillente y el Mioceno de los Saladares. La violencia del empuje vertical del Trias ha dado lugar al levantamiento de los bordes del Mioceno casi hasta la vertical, y en algunos puntos las masas triásicas descansan sobre las miocenas. Las capas más meridionales de los estratos terciarios situados al N. del pueblo de Crevillente han sido clasificadas como de piso Pontienne, por Darder. Este detalle nos demuestra el hecho del hundimiento del bloque de Elche por basculación hacia el SE., en época post-terciaria.

Línea de La Romana. — Corresponde al límite NE. del bloque del macizo de Crevillente y marca una línea de contacto anormal entre el jurásico de las Sierras del Rollo y Ofra con el núcleo eoceno de las Sierras de Novelda. La línea geológica está bien definida desde Fuente Almorquí, donde hay un asomo hipogénico, hasta el S. de Aspe, donde surge el Trias. La Sierra de La Horna tiene un violento desgaje paralelo al barranco, y en la Sierra del Coto, Darder ha reconocido un

corrimiento del Lías sobre el Mioceno (fig. 2.^a). Relacionado con esta línea tectónica está el foco sísmico de Novelda (20).

Línea de Abanilla Torrevieja. — Los núcleos sísmicos de Abanilla, Benejúzar y Torrevieja son cruzados por esta línea, en la que se destacan los siguientes rasgos geológicos. Los asomos metalíferos de Benferri, la falla de Redován, entre las Sierras de Orihuela y Callosa, y las fracturas en los cerros pliocénicos de Hurchillo y los Frailes.

UNIDADES TECTÓNICAS

El 4.º sector de la Cordillera Penibética, que comprende desde el Segura hasta el Cabo de la Nao (3), queda limitado según la línea tectónica del Sangonera-Segura (Alcantarilla-Orihuela) y por la falla del Bajo Segura (Orihuela-Guardamar). Al S. de estos accidentes queda el bloque del Mar Menor, cuyo cimiento, según ya sabemos, es continuación del macizo arcaico-cristalino de las Sierras de Almenara y Cartagena. Este bloque, aunque recubierto por terrenos terciarios y cuaternarios, pertenece tectónicamente al sistema de Sierra Nevada o Mole Bética.

La línea tectónica Abanilla-Crevillente-Cabo de la Nao constituye una arista, al S. de la cual queda un compartimiento costero descendido. En la parte N. de la misma se destacan altitudes de más de 1.000 metros, a 4 kilómetros de la línea de fractura, mientras que los Saladares de Elche y huerta del Bajo Segura quedan casi al nivel del mar.

El compartimento continental o del N. es de estructura en extremo complicada y queda dividido en dos piezas o bloques corticales por la línea sismotectónica del Vinalopó, los que podemos denominar de Yecla y de Alcoy, respectivamente.

El bloque de Yecla, según vemos en el esquema sísmico de la lámina II, presenta su máxima inestabilidad en su área meridional por la influencia de los núcleos del Medio Segura, Vinalopó y Bajo Segura, principalmente. Su estructura fundamental ha sido afectada por el encorvamiento del eje orográfico penibético hacia el S., después del arco del Mundo, lo cual originó un esfuerzo cortante y la formación o rejuvenecimiento de las fracturas laterales.

El bloque de Alcoy, más alejado de los fuertes núcleos del Segura,

tiene sus áreas inestables circunscritas a los diversos centros sísmicos repartidos desde la costa S. hasta Valencia.

Al S. de la línea de dislocación Crevillente-Cabo de la Nao queda el *compartimento costero*, descendido o hundido, en el que hay que distinguir tres sectores o bloques distintos.

El bloque marítimo Alicante-Cabo de la Nao, que está totalmente sumergido y de él emergen la Sierra Helada, el Peñón de Ifach y otros fragmentos.

El bloque de Elche, de superficie casi plana, con altitudes en los Saladares de 6 a 15 m., corresponde a una pieza hundida entre la fractura de Crevillente al N. y la del Bajo Segura al S. Su inestabilidad es grande, especialmente en el borde meridional, donde residen los focos más activos de la zona y de los más notables de la Península.

El bloque de Benferri presenta un hundimiento o descenso mucho menor que los anteriores. Su relieve, ya dijimos, se halla alterado por la serie de sierras y cerros triásicos, que en forma de ísleos rompen los terrenos miocenos y cuaternarios desde Murcia a la Estación de Albaterra. Todos estos asomos del Triás dolomítico, juntamente con los hipogénicos intercalados en aquéllos, están relacionados con la formación de la notable línea sismotectónica del Sangonera-Segura.

Alicante, 20 de Junio de 1944.

El Ingeniero Geógrafo,
ALFONSO REY PASTOR.

NOTA BIBLIOGRÁFICA

- (1) REY PASTOR (A.).—«Traité sismiques de la Péninsule Ibérique». Instituto Geográfico y Catastral. Madrid 1927.
- (2) ÍDEM ÍD.—«Sismicidad de las regiones litorales españolas del Mediterráneo». (Association pour l'étude géologique de la Méditerranée occidentale). Barcelona 1936.
- (3) ÍDEM ÍD.—«Estudio sísmico geográfico de la región SE. de la Península Ibérica». Instituto Geográfico y Catastral. Madrid 1943.
- (4) MALLADA.—«Explicación del Mapa Geológico de España». Madrid 1904.
- (5) JIMÉNEZ DE CISNEROS (D.).—«Geología y Paleontología de Alicante». Museo de Ciencias Naturales. Madrid 1932.
- (6) H. SAMPELAYO (P.).—«Observaciones geológicas en la provincia de Alicante. Cuenca del Vinalopó». Géologie de la Méditerranée Occidentale. 1943.
- (7) NOVO CHICARRO (P.).—«Reseña geológica de la provincia de Alicante». *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*. Tomo XVI (2.ª serie), 1914.
- (8) DARDER PERICÁS (B.).—«Algunas observaciones geológicas de La Romana (provincia de Alicante)». *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Tomo XXXIII. Núm. 2-3. Madrid 1933.
- (9) ÍDEM ÍD.—«La estructura geológica de los valles del Montesa y Enguera (provincia de Valencia)». *Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural*. Madrid 1929.
- (10) PATO Y QUINTANA (M.).—«Provincia de Murcia. Descripción física». *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Madrid 1909.
- (11) RUBIO (E.) y MESEGUER (J.).—«Rocas hipogénicas». *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*. Explicación del Nuevo Mapa Geológico de España. Tomo I. 1935.
- (12) DARDER PERICÁS (B.).—«Estudios de la comarca de Elche». (Sin publicar).
- (13) RODRÍGUEZ NAVARRO DE FUENTES (J.).—«La forma de las isosistas en relación con la estructura geológica del terreno». Instituto Geográfico y Catastral. Madrid 1943.
- (14) INGLADA ORS (V.).—«El sismo del Bajo Segura de 10 de Septiembre de 1919». *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*. Madrid 1926.
- (15) REY PASTOR (A.).—«El período sísmico de La Canal de Berdún (Pirineos)». Instituto Geográfico y Catastral. Toledo 1931.
- (16) MENGEL (O.).—«Etude de la séismotectonique des Pyrénées et des Alpes occidentales». Toulouse 1929.
- (17) REY PASTOR (A.).—«La comarca sísmica de Villena». *Revista Geofísica*, número 10. 1944.
- (18) ÍDEM ÍD.—«La comarca sísmica del Medio Segura». (En prensa).
- (19) ÍDEM ÍD.—«La comarca sísmica del Bajo Segura». Instituto Geográfico y Catastral. Madrid 1943.
- (20) ÍDEM ÍD.—«La comarca sísmica del Vinalopó». (En preparación).



LÁMINA I

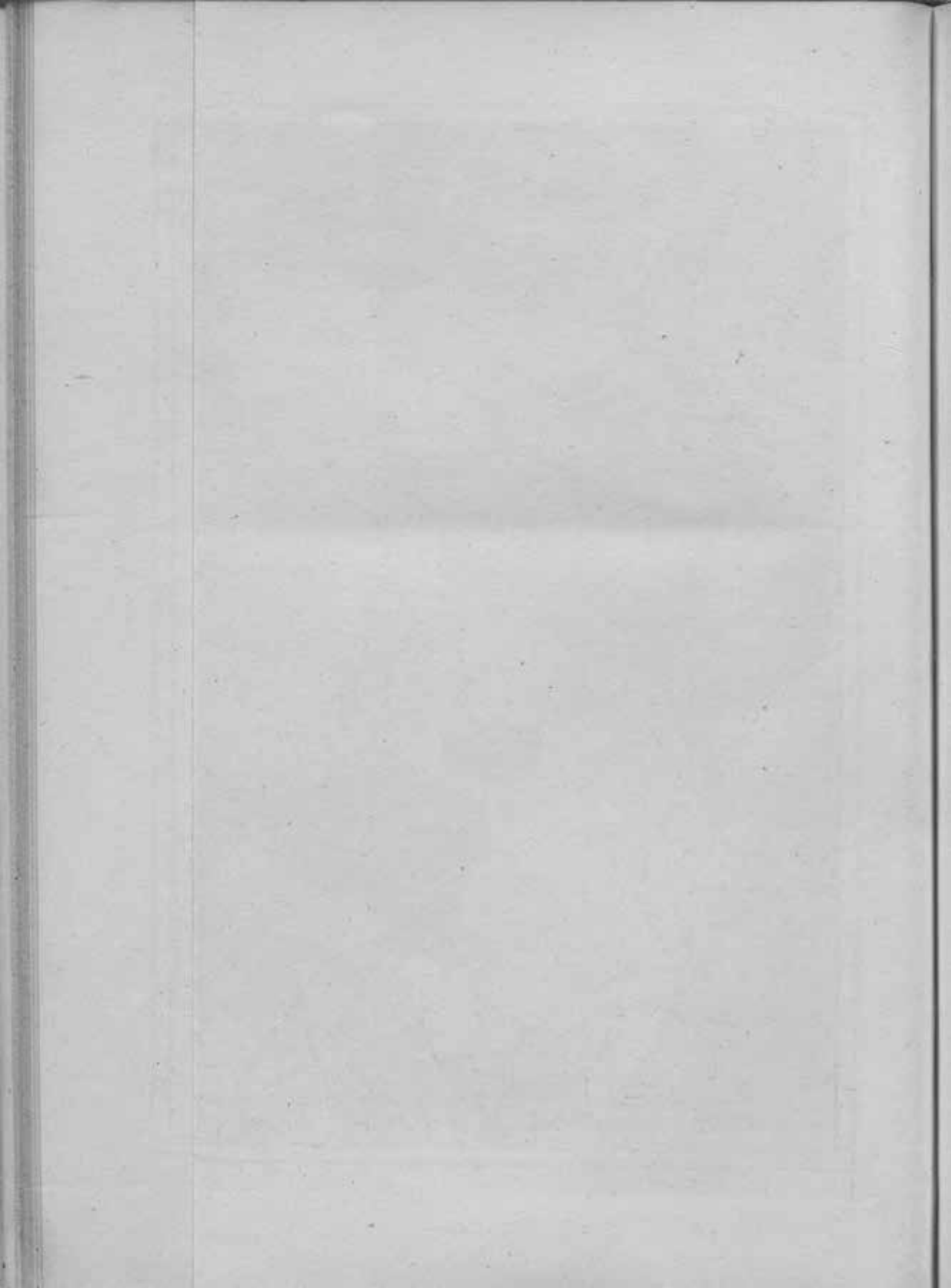
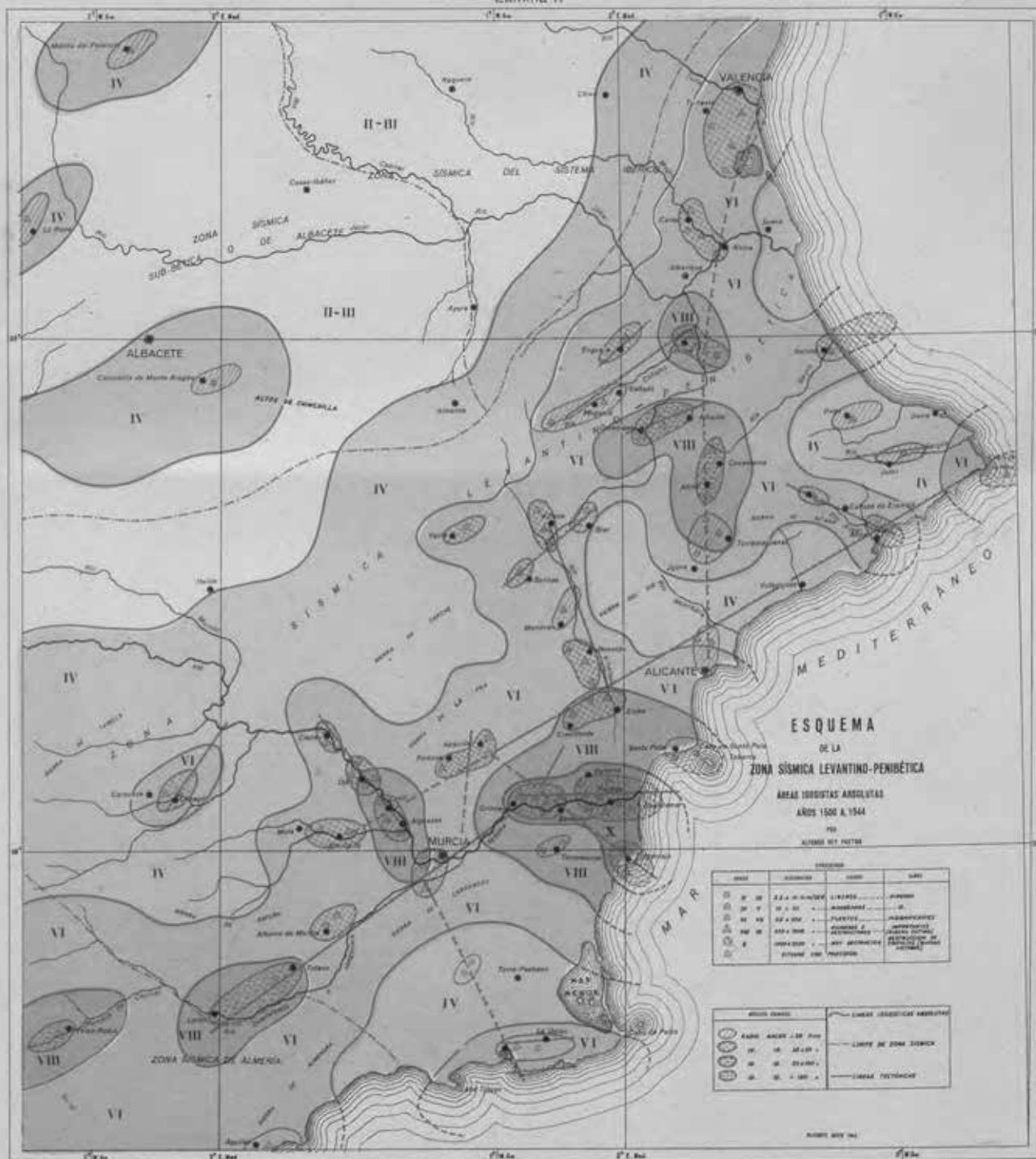
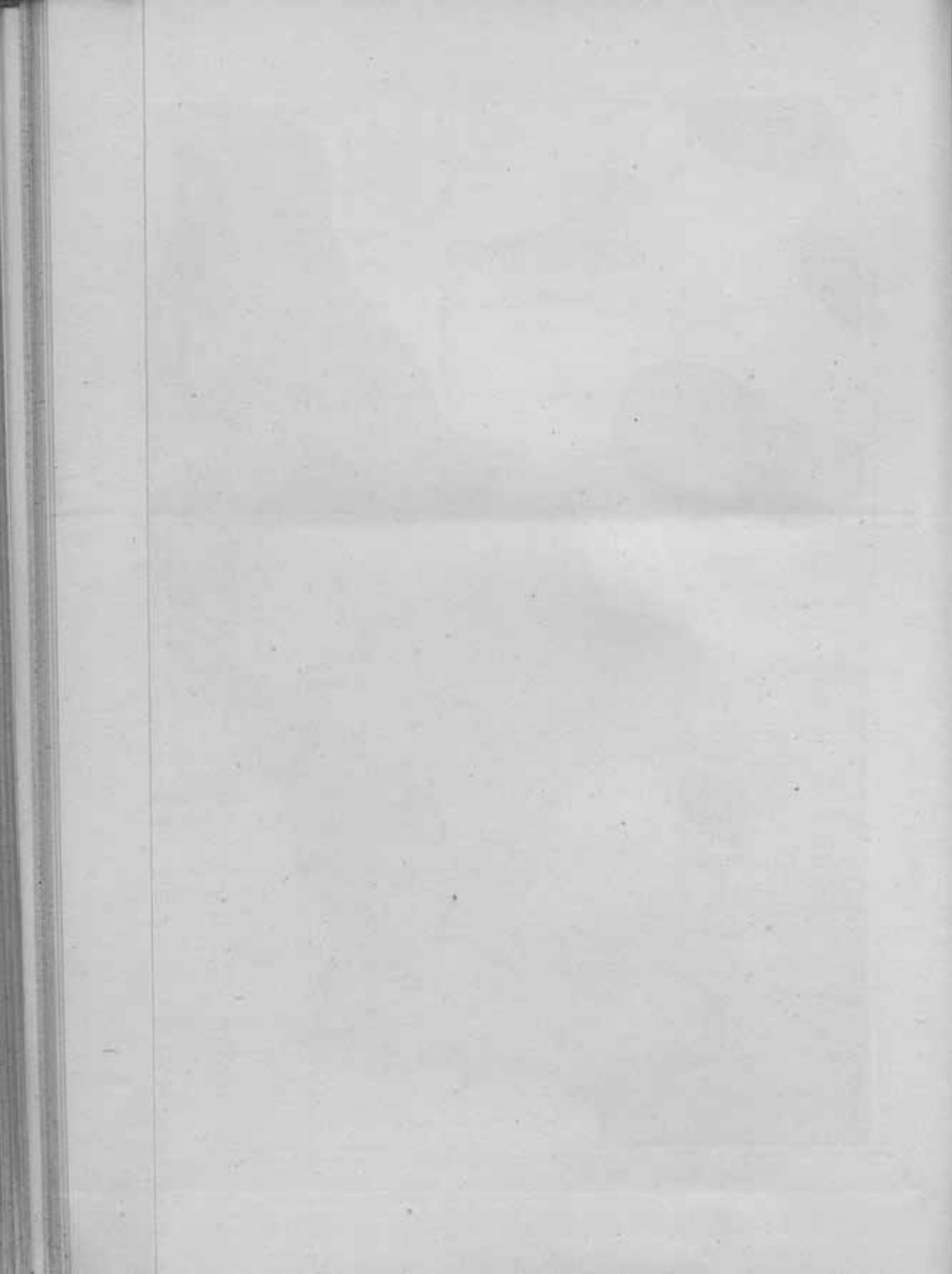


Lámina II

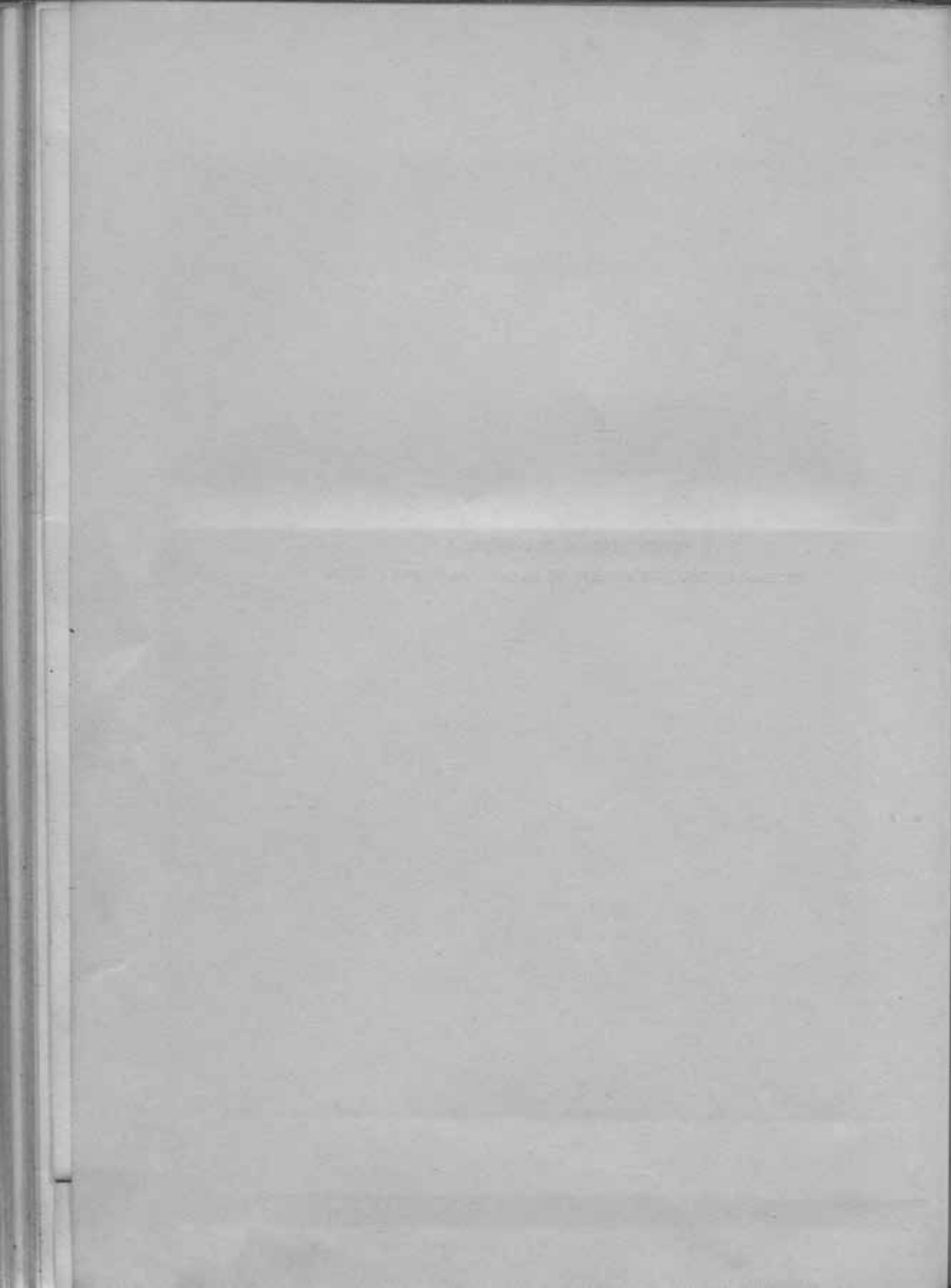








INVESTIGACIÓN GRAVIMÉTRICA
EN LAS CONCESIONES MINERAS DE LA CORRIDA DE SAN PLATÓN



MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL

Tomo XVII

V

INVESTIGACIÓN GRAVIMÉTRICA
EN LAS CONCESIONES MINERAS DE LA CORRIDA DE SAN PLATÓN

POR LOS INGENIEROS GEÓGRAFOS

GUILLERMO SANS HUÉLIN

y

JOSÉ MARÍA ESPINOSA DE LOS MONTEROS



MEMORIAS

INSTITUTO GEOGRÁFICO Y ORIENTALISTA

TOMO VIII

V

INSTITUTO GEOGRÁFICO Y ORIENTALISTA

IN LOS CONCEPTOS DE LA GEOGRAFÍA DE LA UNIÓN

DE LA GEOGRAFÍA DE LA UNIÓN

DE LA GEOGRAFÍA DE LA UNIÓN

DE LA GEOGRAFÍA DE LA UNIÓN



DE LA GEOGRAFÍA DE LA UNIÓN

INVESTIGACIÓN GRAVIMÉTRICA

EN LAS CONCESIONES MINERAS DE LA CORRIDA DE SAN PLATÓN (HUELVA)

A petición del Instituto Geológico y Minero de España y continuando el plan de colaboración con dicho Centro, llevado a la práctica en la campaña gravimétrica del año 1943, durante la cual alternaron las observaciones con el gravímetro electro-mecánico Askania en la mitad norte de la provincia de Huelva, con fines puramente geodésicos, y las investigaciones gravimétricas, con vistas a la geofísica aplicada, en las zonas mineras de Linares (Jaén) y del Castillo de las Guardas (Sevilla), se realizó en el mes de junio de 1944 un estudio detenido con el mismo aparato, de las condiciones gravimétricas existentes en la zona oeste de las concesiones mineras de la denominada Corrida de San Platón, situada al NO. de Ríotinto, sobre el río Odiel.

Dadas las características particulares del terreno en la zona de Linares y la falta de caminos transversales suficientes para la observación de una red densa de estaciones, junto con la circunstancia de que en la época en que se realizaron las observaciones en la mencionada región (abril y mayo) no se disponía aún de una parihuela metálica para el transporte a mano del gravímetro, construída posteriormente, hubo que limitar forzosamente el trabajo de campo en aquella zona al recorrido y observación, con el aparato instalado en su camioneta, de varios perfiles, cuyo trazado se ajustó a los deseos expresados por la Sección de Geofísica del Instituto Geológico y Minero de España.

Los interesantes resultados logrados en dicha investigación han sido publicados en la Memoria del Instituto Geográfico titulada: «Determinación de perfiles con el gravímetro electro-mecánico Askania núm. 25 en la zona Linares-Bailén-Jabalquinto».

En el otoño del mismo año 1943 se efectuó la investigación gravi-

métrica en la comarca minera del Castillo de las Guardas, considerada como prolongación de la cuenca cuprífera de Riotinto.

Se presentó aquí el problema de tener que observar a intervalos muy reducidos, a veces de 20 metros, estaciones proyectadas en un terreno, cubierto en su mayoría de encinas, que por la carencia de caminos para vehículos, no había de permitir la utilización del automóvil Stoewer en que va montado el gravímetro. Hubo, pues, que recurrir a la construcción y empleo de una parihuela metálica especial, de la que se suspendió el gravímetro mediante muelles suficientemente tensos para amortiguar las oscilaciones bruscas de aquél en los transportes a mano. Otra parihuela auxiliar de madera sirvió para trasladar las dos baterías, de peso restringido, construídas *ad hoc* por la Sociedad Tudor, alimentadoras de los circuitos de las lámparas de medida y del termostato y lámparas de iluminación de niveles y galvanómetro.

El equipo de personal se organizó del siguiente modo: dos hombres para transportar el gravímetro, otros dos, inmediatamente detrás, con las dos baterías y un quinto encargado de llevar la basa metálica del asiento del gravímetro. Este equipo, una vez entrenado, permitió desarrollar la misma velocidad media de observación, dentro de la menor distancia entre estaciones, que la obtenida con el aparato suspendido en el interior del coche para estaciones distanciadas entre sí de dos a tres kilómetros.

La red suficientemente tupida de puntos observados permitió el trazado de las curvas isanómalas de la gravedad, a equidistancia de 0,2 miligal (1).

Este mismo grado de precisión en la determinación de las anomalías ha podido conseguirse como resultado de las observaciones llevadas a cabo en las concesiones mineras de San Platón, a pesar de que la topografía accidentada del terreno y la carencia de caminos o veredas viables para el transporte del gravímetro en parihuela, impidieron la observación de perfiles sistemáticamente orientados en dirección aproximada NS., según se proyectó en gabinete, con la única excepción de los perfiles A y B (véase croquis de perfiles), que comprenden entre ambos 49 estaciones. Para los restantes perfiles C, D, E, hubo que aprovechar los escasos caminos o sendas que recorren la zona, inde-

(1) Para detalles de este trabajo puede consultarse la Memoria de este Instituto titulada «Investigación gravimétrica en la zona minera del Castillo de las Guardas».

pendientemente de su orientación, y de cuyo relieve acentuado da idea los 181 metros de desnivel entre la estación 24 del perfil A y la 113 del perfil B.

El número de estaciones proyectadas y niveladas fué 129, que con la observación triple de cada una de ellas, necesaria para averiguar gráficamente el corrimiento del cero en las lecturas del gravímetro para cada serie observada, la indispensable unión de las estaciones extremas y algunas intermedias de los perfiles, y las series repetidas para asegurar la precisión de los resultados, hacen rebasar de la cifra 400 los estacionamientos con el gravímetro.

Para la compensación de los valores observados se calcularon los errores de cierre en los polígonos I, II y III, del modo siguiente (véase croquis)

Polígono I

Partiendo de la estación 25 se corrieron los sucesivos incrementos o decrementos de $-g-$, en el siguiente sentido: estaciones 25 a 38, 50 a 66 y 66 a 77. El pequeño error de cierre encontrado ($-0,4$ miligal) fué distribuído entre las 40 estaciones del polígono, correspondiendo una corrección por compensación de $+0,01$ miligal, a partir de la estación 25.

De modo análogo se procedió en los polígonos II y III, compensando sus pequeños errores de cierre respectivos.

En el cuadro adjunto figuran los valores relativos de los incrementos y decrementos de $-g-$ con respecto a la estación 1, tomada como estación de referencia.

Para las indispensables reducciones por latitud, altitud y Bouguer aplicables a los valores observados con el gravímetro, se siguieron las siguientes normas:

Para aplicar la corrección por latitud y con el fin de que esta corrección fuese siempre positiva, se tomó como latitud de referencia la de la estación 119 del perfil E, que presenta la latitud mayor entre todas las estaciones observadas y a la que corresponde el valor de $\varphi = 37^{\circ}46'37''$.

Las altitudes relativas se han determinado con respecto a la altura más baja observada, que correspondió a la estación 129 del perfil A en la que no se llegó a estacionar con el gravímetro. Por último, la reducción de Bouguer se aplicó tomando por densidad media del subsuelo 2,65 y densidad media de la Tierra, 5,52.

Con los valores de dg reducidos por los tres conceptos anteriores, o sean los de dg'' que aparecen en la última columna del cuadro I, se han trazado las curvas isanómalas relativas a equidistancia de 0,2 miligal, que figuran en el plano a escala 1:5.000 adjunto.

Examinando la marcha de las curvas isanómalas, se nota en el borde oriental de la zona investigada en sentido aproximado NS., o sea a lo largo del ferrocarril minero, un aumento gradual de la gravedad de 1 miligal, desde la estación 1 a la estación 7, en la que la anomalía relativa alcanza el valor 2,2, para disminuir a 1,8 en la estación 8, conservándose este valor de la anomalía hasta la estación 14, en que se inicia otro incremento bastante uniforme hasta alcanzar el valor 4,27 miligals en la última estación observada de este perfil o sea la 24.

La curva isanómala 4,0 miligal en el extremo SE. del plano, comprende dentro de la zona limitada por su recorrido, un ligero relieve de anomalías con un valor máximo de 4,99 miligals. A partir de la rama inferior de dicha curva 4,0 miligal y a lo largo del borde meridional del terreno investigado, limitado por el barranco de Agir, disminuye el valor de la anomalía relativa hasta llegar a la curva 2,8, desde la que se señala un aumento, bastante espaciado al principio y más rápido después con alguna excepción (bastante mayor espaciamiento entre las curvas 5,2 y 5,4), hasta llegar a la curva 6,6 en el extremo más al oeste del área de terreno prospectado.

A lo largo del borde occidental (dirección SW-NE) disminuye la anomalía hasta el extremo NE. de la curva 5,6, disminución que se sigue acusando en toda la longitud del borde septentrional (en sentido NNO-SEE) hasta volver a la estación 1 de partida.

Eficaz auxiliar de este trabajo ha sido el topógrafo de la Brigada de Nivelaciones de Alta Precisión Sr. D. Santiago Aranda, a cuyo cargo corrió las determinaciones de altitudes de los diversos puntos observados y de los ramales y perfiles destacados para completar las curvas de nivel de los planos facilitados por la Dirección de San Platón, a la que nos complacemos en hacer presente nuestro sincero agradecimiento por las atenciones de todo género recibidas durante nuestra estancia en dicha mina y las facilidades encontradas para la realización de las observaciones.

Cuadro I

MINA DE SAN PLATÓN

Observaciones con el gravímetro «Askania» núm. 25

Estaciones	Latitud	Altitud	REDUCCIONES POR					
			φ I	H II	Bouguer III	I + II + III	dg	dg'
		m	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals

Perfil A

1	37° 46' 27"	4,28	0,20	1,32	— 0,48	1,04	0,00	1,04
2	37° 46' 22"	3,74	0,30	1,15	— 0,41	1,04	0,29	1,33
3	"	3,19	0,30	0,98	— 0,35	0,93	0,57	1,50
4	"	3,00	0,30	0,93	— 0,33	0,90	0,94	1,84
5	"	3,30	0,30	1,02	— 0,37	0,95	1,01	1,96
6	"	2,92	0,30	0,90	— 0,32	0,88	1,27	2,15
7	37° 46' 17"	3,00	0,40	0,93	— 0,33	1,00	1,21	2,21
8	"	3,08	0,40	0,95	— 0,34	1,01	0,80	1,81
9	"	3,01	0,40	0,93	— 0,33	1,00	0,81	1,81
10	"	2,79	0,40	0,86	— 0,31	0,95	0,86	1,81
11	"	2,83	0,40	0,87	— 0,31	0,96	0,96	1,92
12	37° 46' 12"	2,82	0,50	0,87	— 0,31	1,06	0,78	1,84
13	"	2,70	0,50	0,83	— 0,30	1,03	0,96	1,99
14	"	2,46	0,50	0,76	— 0,27	0,99	0,77	1,76
15	"	2,22	0,50	0,69	— 0,25	0,94	1,18	2,12
16	37° 46' 07"	2,21	0,60	0,68	— 0,24	1,04	1,20	2,24
17	"	2,10	0,60	0,65	— 0,23	1,02	1,31	2,33
18	"	1,91	0,60	0,59	— 0,21	0,98	1,30	2,28
19	"	1,85	0,60	0,57	— 0,21	0,96	1,78	2,74
20	"	1,75	0,60	0,54	— 0,19	0,95	2,17	3,12
21	37° 46' 02"	1,66	0,70	0,51	— 0,18	1,03	2,46	3,49
22	"	1,33	0,70	0,41	— 0,15	0,96	2,93	3,89
23	"	1,16	0,70	0,36	— 0,13	0,93	3,37	4,30
24	"	0,92	0,70	0,28	— 0,10	0,88	3,39	4,27

Perfil B

25	"	32,03	0,70	9,88	— 3,56	7,02	— 2,97	4,05
26	"	32,62	0,70	10,07	— 3,63	7,14	— 2,93	4,21
27	37° 46' 07"	35,31	0,60	10,90	— 3,92	7,58	— 3,45	4,13
28	"	35,90	0,60	11,08	— 3,99	7,69	— 3,62	4,07
29	"	36,60	0,60	11,29	— 4,06	7,83	— 3,97	3,76
30	"	39,64	0,60	12,23	— 4,40	8,43	— 4,31	4,12
31	"	42,70	0,60	13,18	— 4,75	9,03	— 4,44	4,59

Estaciones	Latitud	Altitud	REDUCCIONES POR					
			φ I	H II	Bouguer III	I+II +III	dg	dg' g'
		m	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals
32	37°46' 07"	46,12	0,60	14,23	- 5,12	9,71	- 4,72	4,99
33	»	49,17	0,60	15,17	- 5,46	10,31	- 5,47	4,84
34	37°46' 12"	54,02	0,50	16,67	- 6,00	11,17	- 7,18	3,99
35	»	59,37	0,50	18,32	- 6,60	12,22	- 8,64	3,58
36	»	67,25	0,50	20,75	- 7,47	13,78	- 10,52	3,26
37	»	75,30	0,50	23,24	- 8,37	15,37	- 12,03	3,34
38 = 50	37°46' 17"	80,53	0,40	24,85	- 8,95	16,30	- 12,97	3,33
39	»	73,42	0,40	22,66	- 8,16	14,90	- 12,04	2,86
40	»	69,77	0,40	21,53	- 7,75	14,18	- 11,36	2,82
41	37°46' 22"	63,24	0,30	19,52	- 7,03	12,79	- 10,13	2,66
42	»	52,91	0,30	16,33	- 5,88	10,75	- 8,04	2,71
43	»	40,00	0,30	12,34	- 4,44	8,20	- 5,53	2,67
44	»	43,45	0,30	13,41	- 4,83	8,88	- 6,40	2,48
45	37°46' 27"	45,96	0,20	14,18	- 5,11	9,27	- 7,08	2,19
46	»	44,44	0,20	13,71	- 4,94	8,97	- 6,27	2,70
47	»	44,18	0,20	13,63	- 4,91	8,92	- 6,15	2,77
48	»	54,08	0,20	16,69	- 6,01	10,88	- 8,79	2,09
49	»	62,21	0,20	19,20	- 6,91	12,49	- 10,62	2,23

Perfil C

50 = 38	37°46' 17"	80,53	0,40	24,85	- 8,95	16,30	- 12,97	3,33
51	»	84,78	0,40	26,16	- 9,42	17,14	- 13,64	3,50
52	»	87,89	0,40	27,12	- 9,76	17,76	- 14,91	2,85
53	»	92,59	0,40	28,57	- 10,29	18,68	- 15,25	3,43
54	»	96,88	0,40	29,90	- 10,77	19,53	- 16,41	3,12
55	»	101,43	0,40	31,30	- 11,27	20,43	- 17,03	3,40
56 = 78	»	108,38	0,40	33,45	- 12,04	21,81	- 18,30	3,51
57	»	104,73	0,40	32,32	- 11,64	21,08	- 17,76	3,32
58	»	97,99	0,40	30,24	- 10,89	19,75	- 16,31	3,44
59	»	94,92	0,40	29,29	- 10,55	19,14	- 15,36	3,78
60	»	94,04	0,40	29,02	- 10,45	18,97	- 14,88	4,09
61 = 94	»	95,50	0,40	29,47	- 10,61	19,26	- 15,59	3,67
62	»	97,13	0,40	29,97	- 10,79	19,58	- 15,89	3,69
63	37°46' 12"	88,12	0,50	27,19	- 9,79	17,90	- 14,21	3,69
64 = 95	»	76,97	0,50	23,75	- 8,55	15,70	- 12,04	3,66
65	»	69,14	0,50	21,34	- 7,68	14,16	- 10,96	3,20
66	»	60,53	0,50	18,68	- 6,73	12,45	- 9,77	2,68
67	»	53,71	0,50	16,57	- 5,97	11,10	- 8,35	2,75
68	»	52,43	0,50	16,18	- 5,83	10,85	- 7,69	3,16
69	37°46' 07"	49,86	0,60	15,39	- 5,54	10,45	- 7,83	2,62

Estaciones	Latitud	Altitud	REDUCCIONES POR					
			φ I	H II	Bouguer III	I + II + III	dg	dg'' 0
		m	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals
70	37° 46' 07"	47,26	0,60	14,58	- 5,25	9,93	- 6,55	3,38
71	"	44,33	0,60	14,61	- 5,26	9,95	- 5,77	4,18
72	37° 46' 02"	42,46	0,70	13,10	- 4,72	9,08	- 5,74	3,34
73	"	40,29	0,70	12,43	- 4,48	8,65	- 5,53	3,12
74	"	38,23	0,70	11,80	- 4,25	8,25	- 4,67	3,58
75	"	36,11	0,70	11,14	- 4,01	7,83	- 3,46	4,37
76	"	34,15	0,70	10,54	- 3,79	7,45	- 3,57	3,88
77 = 25	"	32,03	0,70	9,88	- 3,56	7,02	- 2,97	4,05

Perfil D

78 = 56	37° 46' 17"	108,38	0,40	33,45	- 12,04	21,81	- 18,30	3,51
79	"	109,89	0,40	33,91	- 12,21	22,10	- 18,86	3,24
80	"	111,14	0,40	34,30	- 12,35	22,35	- 19,12	3,23
81	"	120,14	0,40	37,08	- 13,35	24,13	- 20,48	3,65
82	37° 46' 22"	129,74	0,30	40,04	- 14,42	25,92	- 22,77	3,15
83	"	134,22	0,30	41,42	- 14,91	26,81	- 23,80	3,01
84	"	141,42	0,30	43,64	- 15,71	28,23	- 24,47	3,76
85	37° 46' 27"	149,04	0,20	45,99	- 16,56	29,63	- 26,16	3,47
86 = 125	"	152,10	0,20	46,94	- 16,90	30,24	- 26,36	3,88
87	"	154,90	0,20	47,80	- 17,21	30,79	- 26,77	4,02
88	37° 46' 22"	146,41	0,30	45,18	- 16,27	29,21	- 25,34	3,87
89	"	138,01	0,30	42,59	- 15,33	27,56	- 23,98	3,58
90	"	128,89	0,30	39,78	- 14,32	25,76	- 21,67	4,09
91	"	118,78	0,30	36,66	- 13,20	23,76	- 19,97	3,79
92	37° 46' 17"	111,71	0,40	34,47	- 12,41	22,46	- 18,69	3,77
93	"	104,29	0,40	32,18	- 11,59	20,99	- 17,43	3,56
94 = 61	"	95,50	0,40	29,47	- 10,61	19,26	- 15,59	3,67

Perfil E

95 = 64	37° 46' 12"	76,97	0,50	23,75	- 8,55	15,70	- 12,04	3,66
96	"	76,89	0,50	23,73	- 8,54	15,69	- 11,81	3,88
97	"	75,36	0,50	23,26	- 8,37	15,39	- 11,61	3,78
98	37° 46' 17"	75,49	0,40	23,30	- 8,39	15,31	- 11,71	3,60
99	"	75,41	0,40	23,27	- 8,38	15,29	- 11,86	3,43
100	"	74,49	0,40	22,99	- 8,28	15,11	- 11,72	3,39
101	"	75,33	0,40	23,25	- 8,37	15,28	- 11,87	3,41
102	"	82,63	0,40	25,50	- 9,18	16,72	- 13,20	3,52
103	"	89,50	0,40	27,62	- 9,94	18,08	- 14,30	3,78
104	"	97,71	0,40	30,15	- 10,86	19,69	- 15,59	4,10
105	"	106,62	0,40	32,90	- 11,85	22,45	- 17,25	5,20

Estaciones	Latitud	Altitud	REDUCCIONES POR					
			ϕ I	H II	Bouguer III	I + II + III	dg	dg'' o
		m	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals	mgals
106	37° 46' 17"	120,22	0,40	37,10	— 13,36	24,14	— 19,22	4,92
107	»	132,77	0,40	40,97	— 14,75	26,62	— 21,43	5,19
108	»	143,97	0,40	44,43	— 16,00	28,83	— 22,40	6,43
109	»	150,28	0,40	46,38	— 15,73	31,05	— 24,10	6,95
110	37° 46' 22"	159,92	0,30	49,35	— 17,77	31,88	— 25,39	6,49
111	37° 46' 27"	166,58	0,20	51,41	— 18,51	33,10	— 27,12	5,98
112	»	176,17	0,20	54,37	— 19,58	34,99	— 28,90	6,09
113	»	182,87	0,20	56,43	— 20,32	36,31	— 30,72	5,59
114	»	175,21	0,20	54,07	— 19,47	34,80	— 29,71	5,09
115	37° 46' 32"	170,70	0,10	52,68	— 18,97	33,81	— 28,78	5,03
116	»	170,90	0,10	52,74	— 19,00	33,84	— 28,61	5,23
117	37° 46' 37"	168,12	0,00	51,88	— 18,68	33,20	— 27,72	5,48
118	»	169,09	0,00	52,18	— 18,79	33,39	— 27,78	5,61
119	»	171,55	0,00	52,94	— 19,06	33,88	— 29,19	4,69
120	»	170,72	0,00	52,68	— 18,97	33,71	— 29,20	4,51
121	37° 46' 32"	169,12	0,10	52,19	— 18,79	33,50	— 28,75	4,75
122	»	166,71	0,10	51,45	— 18,52	33,03	— 28,65	4,38
123	»	162,54	0,10	50,16	— 18,06	32,20	— 27,69	4,51
124	37° 46' 27"	154,90	0,20	47,80	— 17,21	30,79	— 26,88	3,91
125=86	»	152,10	0,20	46,94	— 16,90	30,24	— 26,36	3,88

Madrid, 13 de febrero de 1945.

GUILLERMO SANS

JOSÉ MARÍA ESPINOSA DE LOS MONTEROS

37°46'37"

37°46'32"

37°46'27"

37°46'22"

37°46'17"

37°46'12"

37°46'07"

37°46'02"

37°45'57"

37°46'37"

37°46'32"

37°46'27"

37°46'22"

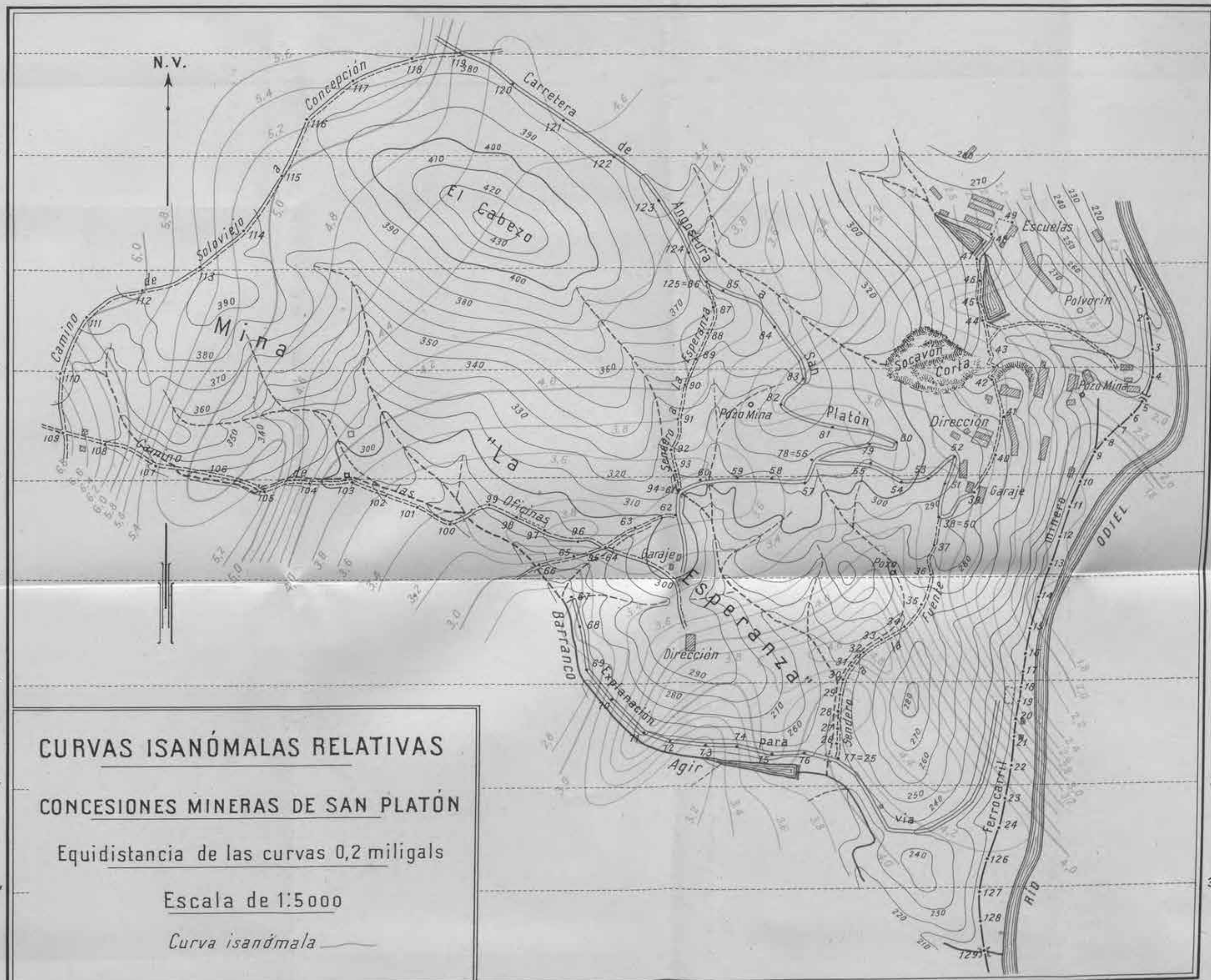
37°46'17"

37°46'12"

37°46'07"

37°46'02"

37°45'57"





Mina de S. Platon. Embalse, en primer término, y casas de los mineros, en segundo plano.



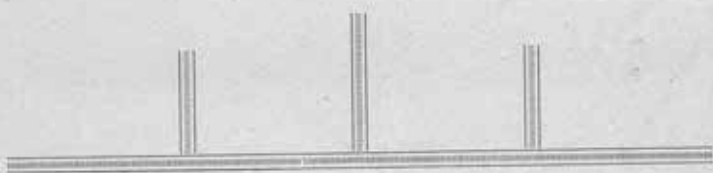
Mina de S. Platon. Central de energía y ferrocarril minero, junto al río Odiel.



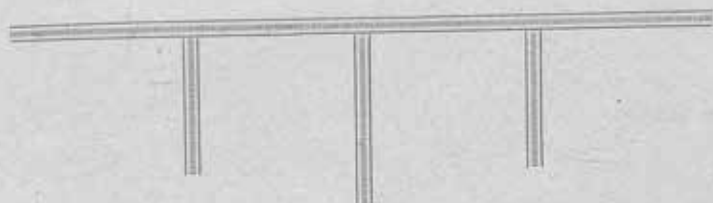
Camioneta Stöwer del gravímetro. Al fondo, camino de La Concepción a Soloviejo, en el que se observó el segundo trozo del perfil E.

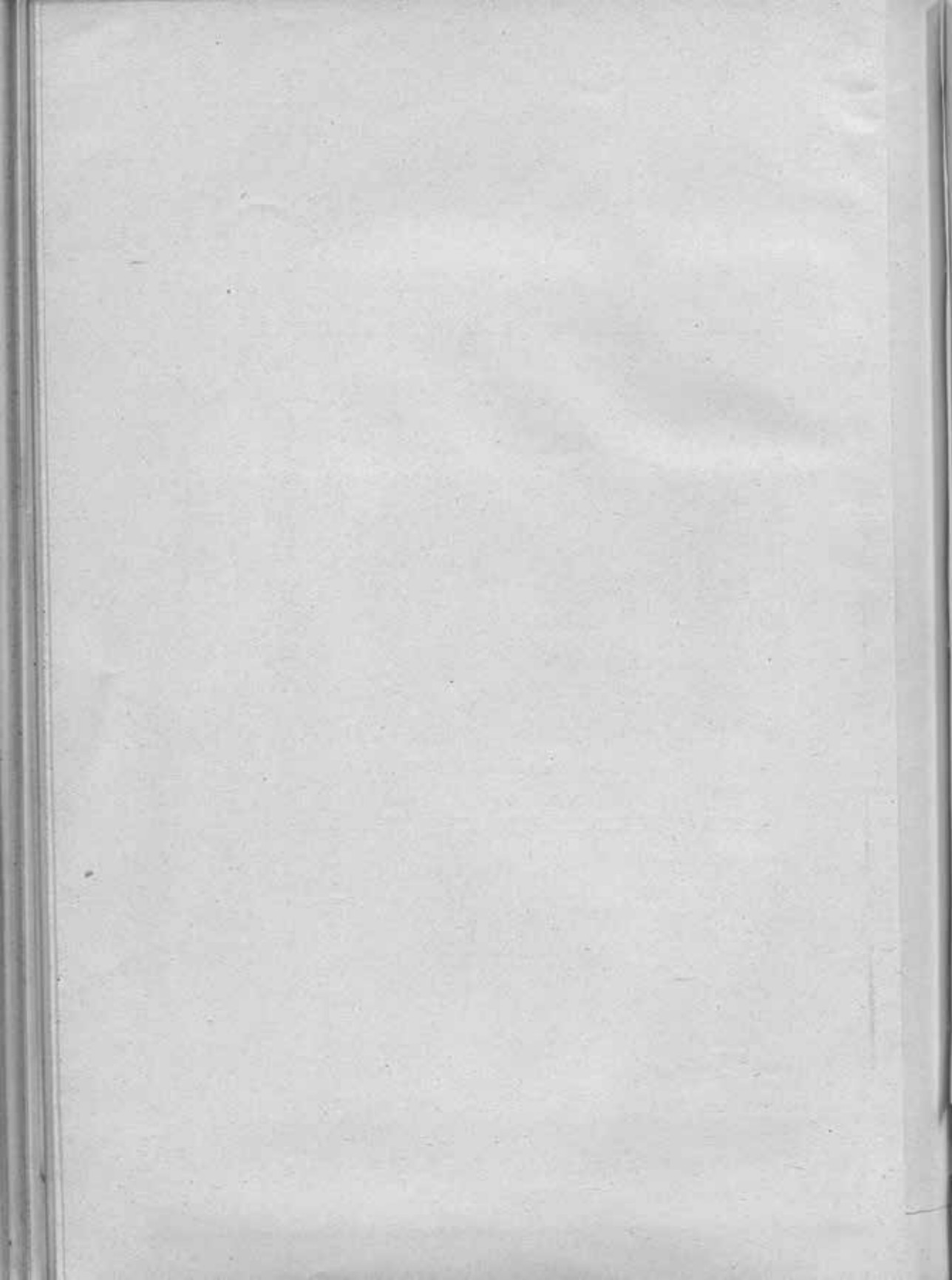


Mina de S. Platon. Vista del terreno, en primer plano, en el que se observó el primer trozo del perfil B.



Mina de S. Platon. Garaje y fonda de la Dirección.





CARTA MAGNÉTICA
DEL
ESTRECHO DE GIBRALTAR

CALTA MONTANA

ESTRUTTORE DI CEMENTO

MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL

Tomo XVII

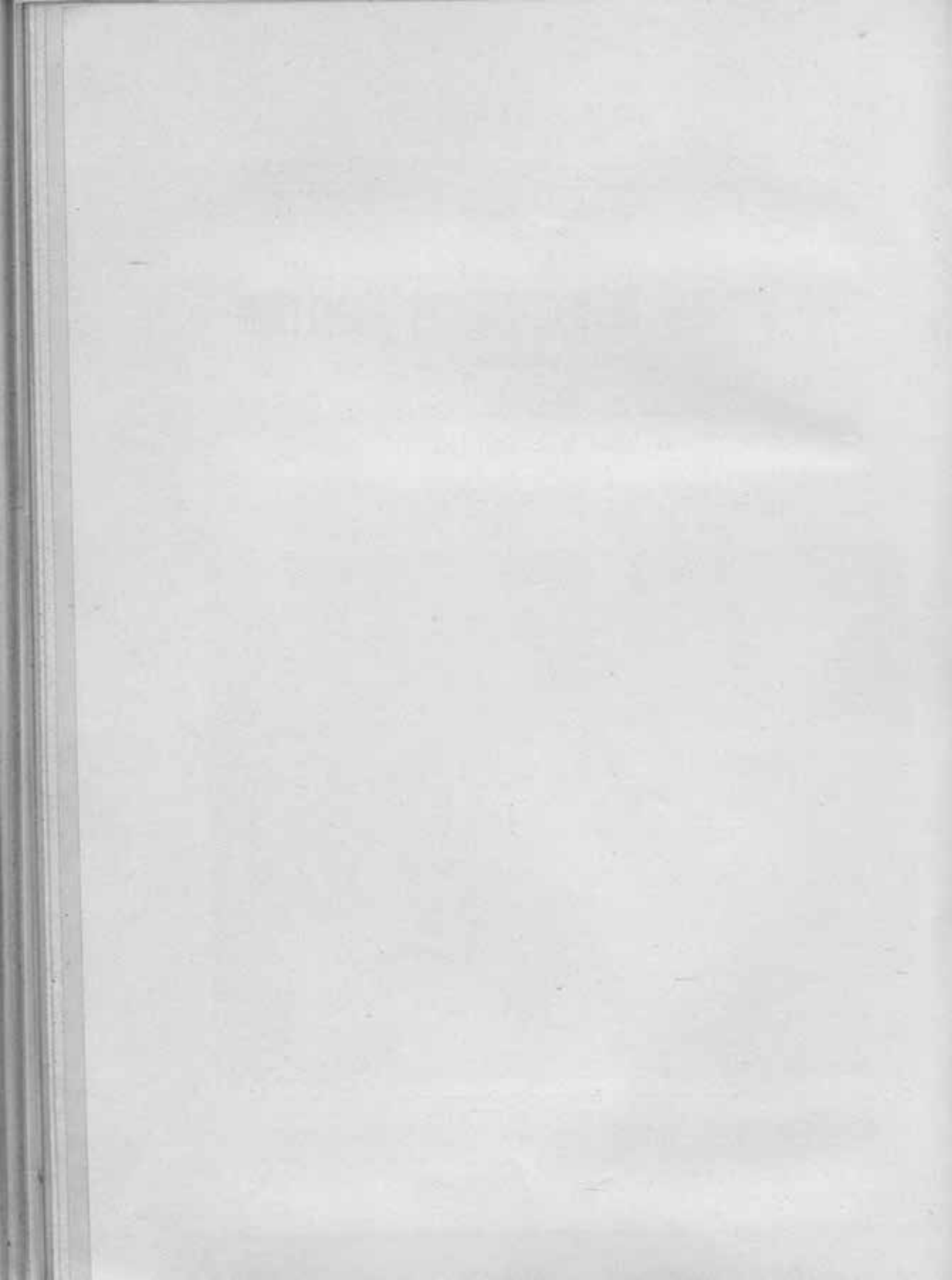
VI

CARTA NACIONAL DE DECLINACIONES MAGNÉTICAS
(Provisional.)

Hoja especial del Estrecho de Gibraltar
en escala de 1:1.000.000

FOLLETO DESCRIPTIVO





ÍNDICE

PRELIMINARES.

	Páginas.
Técnica empleada.....	6
Criterio que se sigue en la exposición del tema.....	7
Síntesis geofísica del Estrecho de Gibraltar.....	7

EXAMEN DE LA LITOSFERA.

Descripción física.....	8
Geología del Estrecho.....	12
Constitución geológica.....	13
I Costa española.....	13
II El Rif.....	15
III Zona oriental.....	18
Preliminares tectónicos.....	20
Tectónica.....	21
Tectónica dinámica.....	26
1 Los principios de la mecánica elástica aplicada.....	26
2 Primeros resultados de la mecánica aplicables al problema geofísico.....	28
3 Aplicación de las consecuencias anteriores. Las cordilleras alpinas y dináridas.....	30
4 Las propiedades mecánicas de las bóvedas.....	34
5 Aplicación a fenómenos geológicos. La bóveda elíptica de Alborán.....	37
6 Fenómenos de pandeo.....	42
Aplicación a la geología.....	45
Las probables causas de la contracción de la Tierra.....	47
Fenómenos termomecánicos.....	48
Aplicación a los fenómenos orogénicos.....	49
Una hipótesis cosmogónica.....	54
La gravimetría del Estrecho.....	57
La sismología del Estrecho.....	62

LA HIDROSFERA DEL ESTRECHO.

a) Tipo oceanográfico.....	63
b) El nivel del Mediterráneo.....	64
c) Profundidad del Estrecho.....	65
d) Salinidad.....	65
e) Régimen de corrientes.....	65
f) Efecto sobre un submarino.....	68

	Páginas.
LA ATMÓSFERA EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR.	73
Los grandes proyectos sobre el Estrecho de Gibraltar.....	78
EL MAGNETISMO DEL ESTRECHO.	
a) Trabajos magnéticos y criterio para dibujar la Carta	82
b) Estudio de las anomalías magnéticas	83
c) Examen de la declinación.....	84
d) Examen de las anomalías verticales	85
Consecuencias.....	92

CARTA NACIONAL DE DECLINACIONES MAGNÉTICAS

(Provisional.)

Hoja especial del Estrecho de Gibraltar

en escala de 1:1.000.000

Preliminares. Esta hoja forma parte de la serie que ha de constituir la Carta Nacional de Declinaciones Magnéticas que, con carácter provisional, se está elaborando para satisfacer las más perentorias exigencias nacionales respecto al Magnetismo, aprovechando todo lo posible las observaciones que existen, tanto las que constituyeron el Mapa Magnético de 1924,0 como las que posteriormente se han venido realizando; pero todo ello, según se dice, con carácter provisional en tanto se efectúa el nuevo levantamiento magnético de todo el territorio nacional, puesto que, como es sabido, no puede ofrecer garantías absolutas un mapa magnético cuando se le tiene en vigencia un período mayor de veinticinco años.

Ya se decía en el folleto que acompañaba a la hoja del Archipiélago balear que el Mapa de España de 1924,0 sólo abarcó la Península y ese Archipiélago, pero que además existían observaciones tanto de las Islas Canarias como de Marruecos, pues, en efecto, la campaña de 1930 fué dedicada a obtener los datos de 27 estaciones magnéticas completas en nuestro Protectorado, así como la de 1929 fué empleada en observaciones en las Islas Canarias.

La hoja de Canarias ha sido ya publicada también, y ahora aparece la del Estrecho de Gibraltar, a la que por las mismas razones que se aducían en las anteriores, acompaña este folleto que contiene una síntesis de los conocimientos que en el campo de la Geofísica se tienen en la actualidad sobre esta interesante porción de la superficie terrestre.

Técnica empleada. La técnica empleada fué la misma que en el levantamiento magnético peninsular; observaciones referidas a un observatorio que siguió siendo el de Tortosa, y cálculo conducido de modo que proporciona el valor medio mensual de la fecha de la estación.

Los valores calculados de esta manera habían de ser reducidos, en primer lugar, a valores normales; es decir, con carácter de media anual y después transportados al año 1942,5, época de la Carta que se publica ahora.

Para ese fin se han empleado las variaciones del Observatorio de San Fernando, teniendo en cuenta su proximidad a la zona de que se trata, obteniéndose así los valores normales para 1930, y luego el transporte a 1942 se ha hecho principalmente con la variación secular deducida de las ecuaciones isopóricas calculadas por el Ingeniero Sr. Rodríguez Navarro, quien en su cálculo incluyó un observatorio situado en el norte de África, hallando así, resultados aplicables a este territorio.

De este modo se han obtenido los valores que figuran en el cuadro final de declinaciones, que son las que han servido de base para el trazado de las isógonas.

La posición de las estaciones se ha hallado partiendo de los datos obtenidos en el campo y reseñas correspondientes, situándolas sobre la Carta de 1:50.000 del Estado Mayor.

El dibujo de la Carta a 1:1.000.000 ha sido laborioso, porque la de 1:50.000 citada está hecha sobre el meridiano de Madrid y con división centesimal, y en cambio la orilla peninsular del Estrecho está hecha sobre división sexagesimal y meridiano de

Greenwich, surgiendo con ello dificultades de acomodación que había que vencer, puesto que el objeto de la Carta magnética ha de ser poder dar declinación a las hojas del mapa y era necesario, como se ha hecho, señalar estas hojas en la Carta magnética.

Se repite que todo este trabajo no hay que mirarle más que como un estudio previo o de proyecto del mapa definitivo, pero que, de momento, puede satisfacer las necesidades magnéticas más perentorias.

Criterio que se sigue en
la exposición del tema.

Planteadas así la cuestión se va a proceder a la descripción del «fondo» del cuadro sobre el que se dibuja la silueta magnética que se va a hacer, y a este fin se dirá que las condiciones del tema exigen otra amplitud distinta a la que al asunto se dió en la Carta de Baleares, como ha ocurrido también en la de Canarias, que ha obligado a penetrar más profundamente en el problema magnético por los caracteres tan singularísimos que ofrece la cuestión.

Y aquí la razón es obvia: el Estrecho de Gibraltar es harto significativo en la historia del Planeta y de la Humanidad para que se le conceda una mayor atención, y por ello se abarcará ahora, en la síntesis geofísica, no solamente la *litosfera*, como se hizo en el folleto de Baleares, sino también la *hidrosfera* y la *atmósfera*, extendiendo el criterio que se inició ya en la descripción de las Islas Canarias. Con ello se evitará a un gran sector de actividades humanas que ha de utilizar el magnetismo la consulta y estudio de otros trabajos que, en otro caso, hubiera de hacer el lector de este folleto para tener presentes las circunstancias peculiares del escenario en que se desarrolla el problema magnético actual.

Síntesis geofísica del
Estrecho de Gibraltar.

En armonía con lo expuesto, esta síntesis se compondrá del examen de las condiciones de los tres componentes terrestres señalados, empezando por el de la *litosfera*, que abarcará una descripción física, un examen geológico,

una breve exposición del complicado asunto que representa su tectónica y consideraciones sismológicas y gravimétricas para completar las consecuencias que de lo anterior se deduzcan.

El examen de la hidrosfera se referirá a las condiciones de temperatura, salinidad y corrientes que son la base para deducir los efectos dinámicos que resultan y su posible acción sobre las naves principalmente submarinas.

Y, por fin, el de la atmósfera se dirigirá a las condiciones de presión y corrientes, con la indicación respecto a los efectos sobre las aeronaves.

EXAMEN DE LA LITOSFERA

Descripción

física.

Entre el bloque eurasiático y el bloque africano divide en dos al mundo antiguo la fosa mediterránea, pobre resto de la gran desgarradura mesógea del Tetys devónico de Süß, que hoy ha quedado reducido a alojamiento de una masa de agua de tres millones de kilómetros cuadrados de superficie con 37° de latitud, por lo que es la causa de un clima subtropical que *no tiene monzones*; circunstancias que explican las favorables condiciones que sus territorios marginales han ofrecido siempre al desarrollo del hombre.

Sus bordes constituyen, en general, testimonios de esfuerzos orogénicos violentos y repetidos con paroxismos prolongados que han llegado casi a los tiempos históricos.

Particularmente, el Estrecho objeto de nuestro estudio, encuadrado entre el sur de nuestra Península y el norte de Marruecos, tiene todos los caracteres de un enorme adicional o tobera: el depósito, representado por la zona de occidente, y la tobera por las costas de España y de Marruecos.

Efectivamente: si las costas al occidente de Tánger son todas ellas bajas, en el propio Estrecho y al oriente de Gibraltar, en donde la separación de tierras es apenas de 15 kilómetros, son

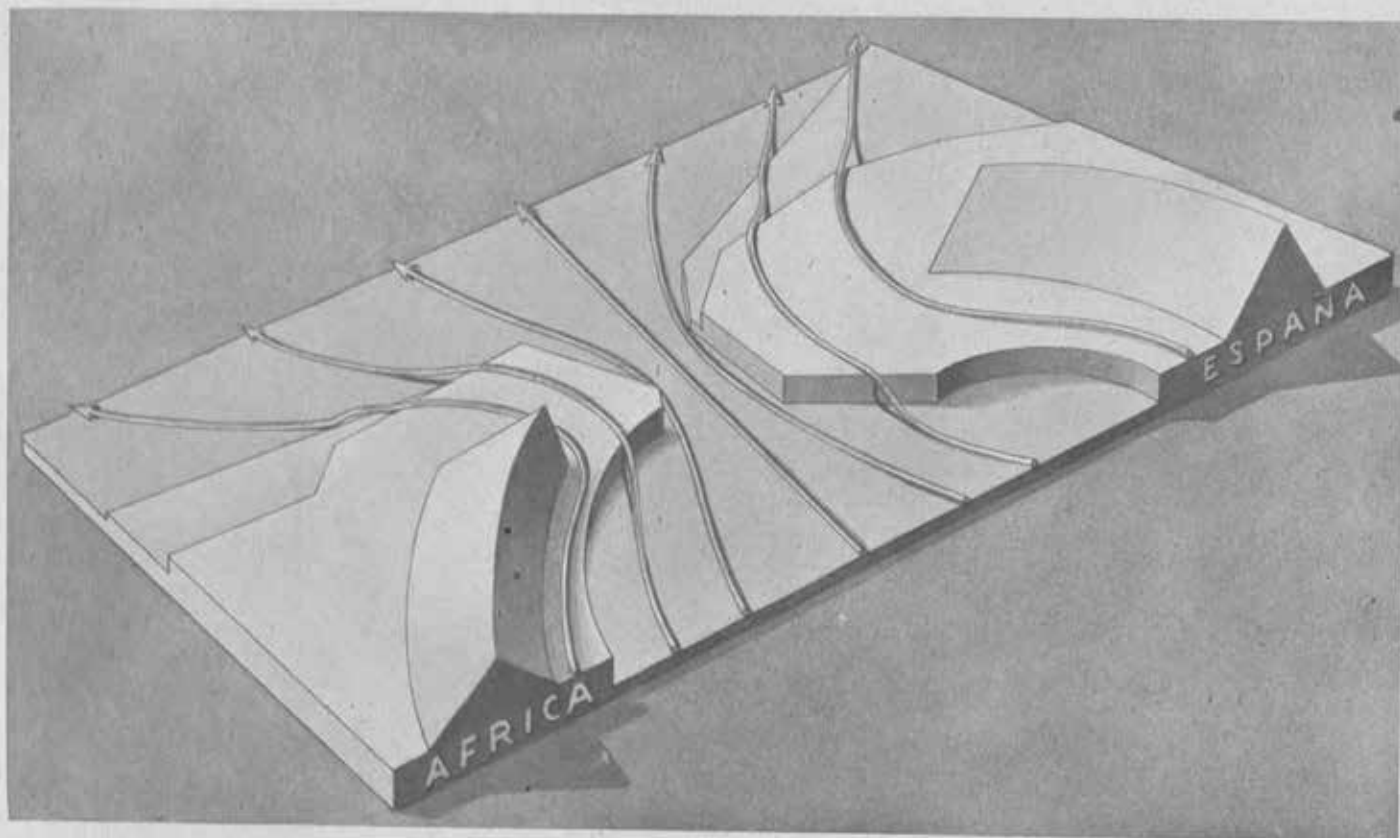
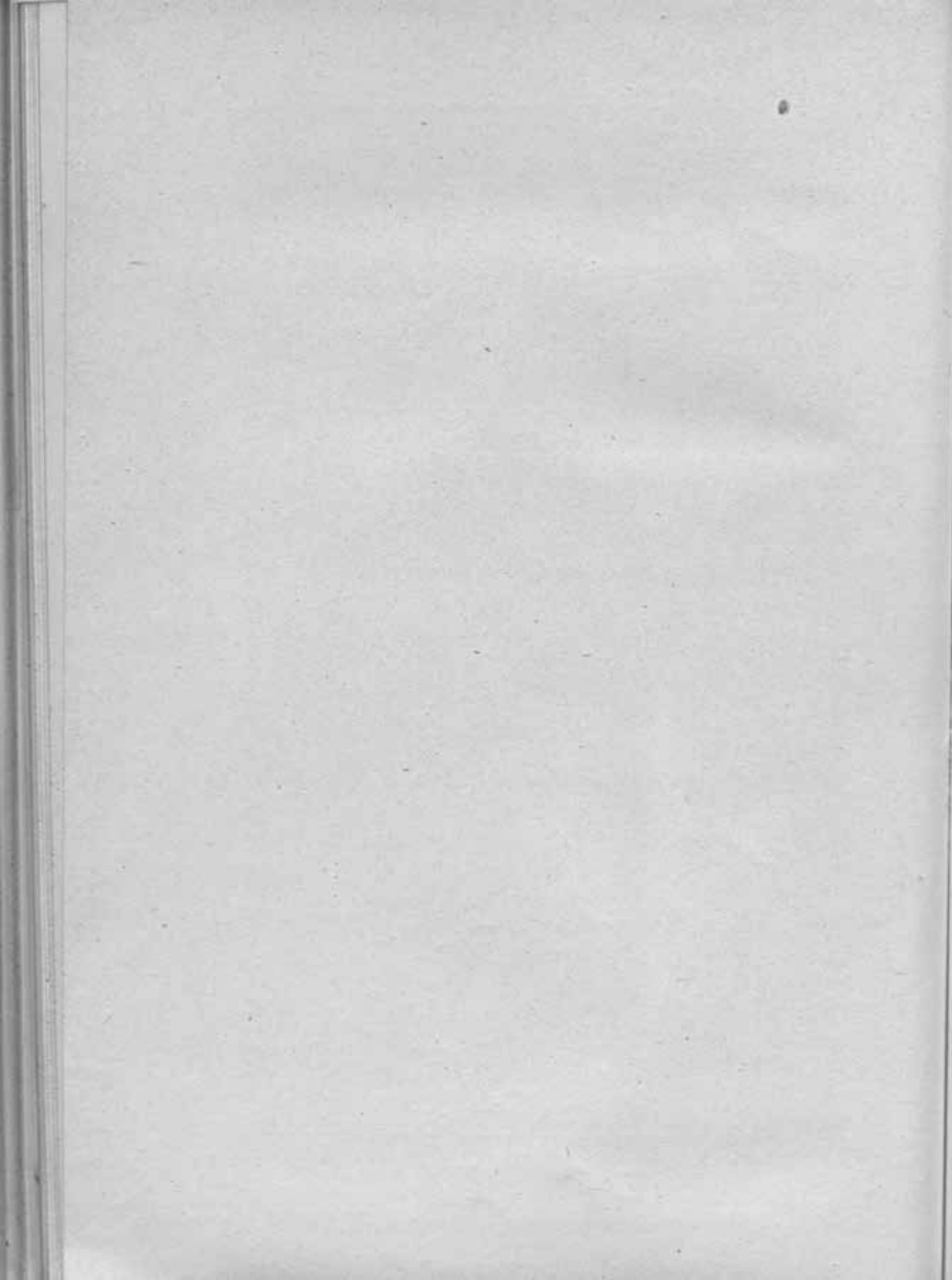


Fig. 1.*—Si el Estrecho de Gibraltar se modelase en escayola y se materializasen las líneas de corriente del aire con viento de levante, presentaría todo este aspecto.



elevadas y llegan a alcanzar alturas considerables, manteniendo tanto al agua como al aire inferior encauzado y dirigido como en un tubo.

En una y otra pared de este tubo las alturas vienen a estar, como si dijésemos, en dos escalones: el inmediato al mar, formando una serie de elevaciones de 500 a 600 metros de altitud, y el segundo llegando a las altitudes imponentes de la penibética, en un lado, y del Tiziren (2.500 m.), en el otro. Si se hiciese un boceto en yeso del Estrecho podría ser como el representado en la figura 1.^a.

Este tubo, cuya abertura occidental fué el «Fretum Herculeum» y «Fretum Gaditanum» de los romanos y el Bab-Zakak de los árabes, nombre cambiado por el actual de Jebel-Tarik en recuerdo al lugarteniente del invasor Muza, realiza una función esencial en la vida del mar Mediterráneo, pues si se cerrase dejando de alimentarle, este mar se convertiría, en quinientos años, en inmensa salina de 50 metros de espesor.

Descendamos ahora un poco al detalle en el territorio de Marruecos que, de los dos que comprenden el Estrecho, es al que ahora se ha de dedicar mayor atención, puesto que la orilla española forma parte del territorio peninsular, que será objeto de otro folleto de igual carácter que el presente y, por ello, aquí sólo se harán sobre tal orilla someras indicaciones más adelante.

El norte de Marreco (fig. 2.^a), en lo que concierne al Protectorado español, es en síntesis una zona costera del Mediterráneo, cuyos extremos son el Estrecho y Melilla, siendo las mayores alturas, como corresponde a su origen geológico, las próximas al mar; la divisoria principal empieza en Ceuta con los montes del Haus, sigue con los de Beni-Hosmar (1.137 m.), Beni-Hassan (1.980 m.), Magot (2.123 m.) y Tisuka para continuar por los de Ketama y Tagsut hasta derramarse en las llanuras de Melilla.

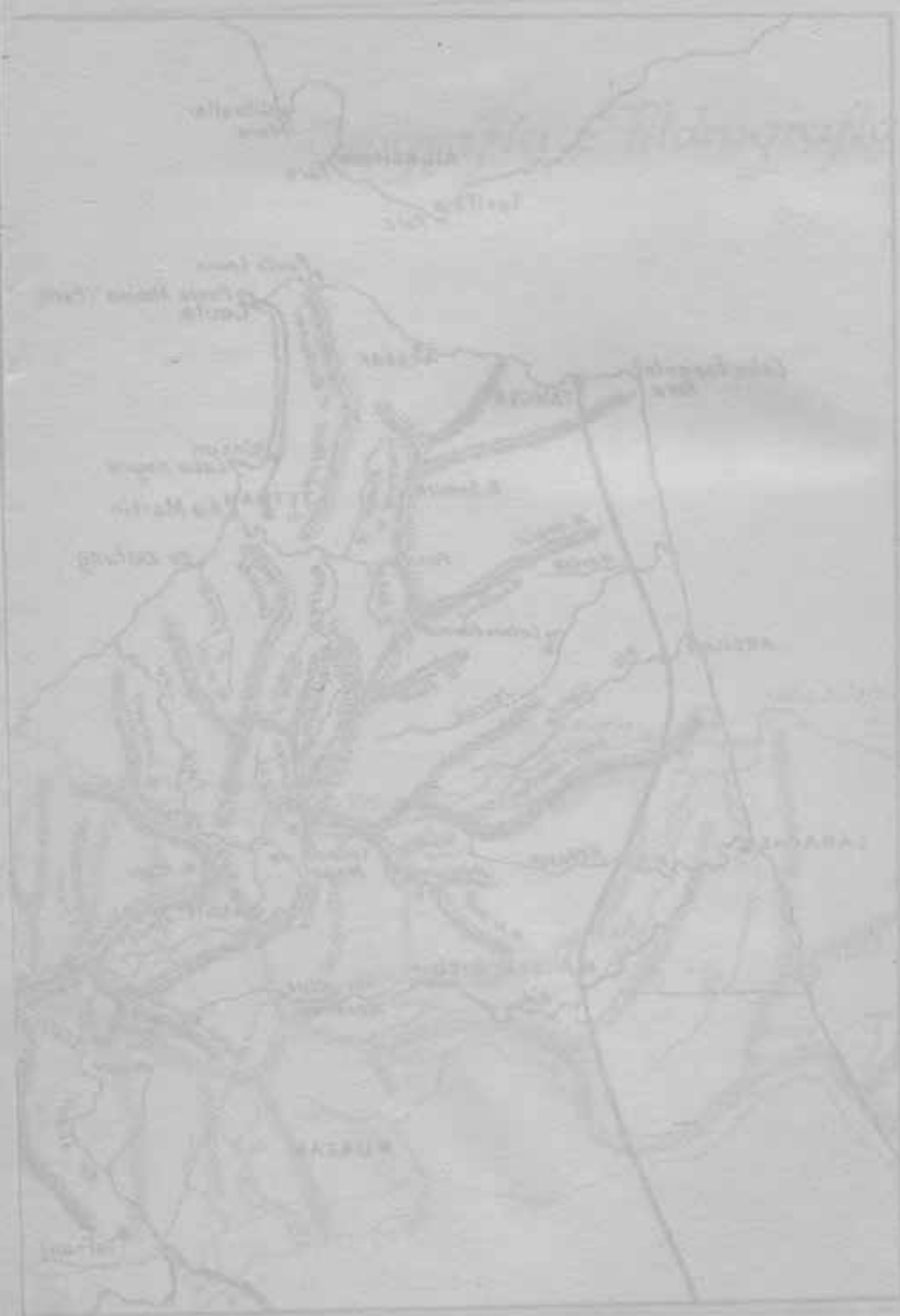
La vertiente mediterránea es corta y escarpada mientras que la atlántica es más larga y suave en general; pero además esa

cadena principal está interrumpida por aberturas debidas a su flexión tectónica longitudinal: una, la de Tetuán, por donde va el río Martín, de fácil paso y acceso, y otra, por donde corre el Uad-Lau, en valle de paso difícil y escabroso.

Los contrafuertes que salen de esta cadena hacia el Mediterráneo, en su parte más oriental, delimitan otras zonas: Melilla y el Rif separadas por los montes de Tensaman y Beni-Tuzin, mientras que el Rif está separado de su zona inmediata occidental por los montes de Gomara que contienen el macizo de Tag-sut, el más elevado del Marruecos español.

La vertiente atlántica, al caer hacia occidente, presenta otras cadenas groseramente paralelas a la principal, siendo la más caracterizada la que, arrancando de punta Altares, va a los montes de Behma en Uad-Ras, collado del Fondak, montes Luhorna, collado de Afernún, Yebel-Alam y macizo de Buhassen (1.600 metros) que, por el collado de Akarrat, enlaza con los montes Jessana (1.701 m.) y Tenraia (1.173 m.), últimos contenidos en nuestra zona.

Esta segunda línea se enlaza con la primera en varios puntos, siendo los dos principales el que va desde el monte Kelti de Beni-Hassan al Buhassen, formando el collado de Zoco-el-Arbaa, y el que, desde Tisuka, va por Beni-Isid a Jessana, constituyendo el collado de Bab-Taza (897 m.). El primer enlace separa las aguas que salen al Mediterráneo por Tetuán de las que lo hacen por el Uad-Lau; el segundo las que salen por éste de las que corren por la cuenca del Uarga tributario ya del Sebú en el Marruecos francés, resultando la hidrografía de nuestra región en forma de dos YY; la primera tiene por base el río Martín y por brazos el Jemis y el Najla; la segunda, cuya base es el Lau y los brazos el Mitzal y el alto Lau, de modo que las aberturas antes señaladas captan aguas que, por ser de la vertiente atlántica, debían ir a este mar y, sin embargo, vierten en el Mediterráneo; algo de lo que en España pasa con la falla del Guadalquivir



que ha captado aguas del Guadiana; aunque ambos fenómenos no sean de igual proceso, ni mucho menos, pues mientras este último es de erosión, el primero es tectónico.

Como datos complementarios de la hidrografía se hará constar que, además del Muluya, que es río que sólo en su último recorrido constituye frontera con la zona francesa y por eso tiene casi todos sus 450 kilómetros en ese territorio del Protectorado francés, existen, en la vertiente mediterránea: el Zeluan, que corre por el llano del Garet y como todos los de la vertiente mediterránea es de régimen torrencial; el Kert; el Amekran o Uad-Kebir, que desemboca en Sidi-Dris; el Nekor, que vierte aguas en la bahía de Alhucemas, como también el Guis; el Bades, frente al peñón de Vélez; el Bu-Frah, en Torres de Alcalá; el Uringa, en Punta Pescadores, y luego los citados anteriormente, como también el río Negro, que desemboca al sur de Riffien.

Para darse idea del régimen de estos ríos bastará citar lo siguiente, vivido por quien esto escribe durante su permanencia en el Protectorado español. Teniendo por razón de su servicio necesidad de construir puentes hubo de recoger datos para un cálculo, lo más aproximado posible, de la desembocadura de tales obras de arte, y a este efecto se dirigió a la estación meteorológica de Tetuán, en donde constaba que la lluvia media anual es de unos 900 milímetros y que el 7 de noviembre de 1924, en diez horas, se habían recogido 290 milímetros de agua, es decir, el tercio de la lluvia anual en una noche. Así, no es de extrañar que valles que son cruzados saltando de piedra en piedra un día, al siguiente lleven corriente de agua de siete metros de altura (comprobado personalmente en el Háyer). Digamos de pasada que tal precaución mantiene en pie los 14 puentes en que se tuvo en cuenta.

La red hidrográfica atlántica tiene las características de la llanura: ríos sinuosos, grandes meandros, y en ocasiones hasta verdaderas lagunas, como ocurre en el Tzahadartz, límite con la

zona de Tánger; hay también el Marhar, que viene desde el Fondak de Ain-Yedida; el Hasef y el Jarrub, que recoge las aguas de Beni-Arós. El Jelú, que desemboca cerca de Arcila, y el Lucus, el río más importante de la zona española, que naciendo en el Jessana pasa por Alcazarquivir y tiene su desembocadura en Larache, formando un estuario que hace difícil la navegación, y todavía más, por la fuerte barra que en ella se forma.

Digamos, por último, como dato geográfico complementario, que la población del Protectorado suma unos 850.000 habitantes, lo que supone una densidad de 41 por kilómetro cuadrado, igual a la media europea y ligeramente inferior a la de España: 48 por kilómetro cuadrado.

Geología del Estrecho

Confesamos sin rubor que el problema geológico-tectónico que el Estrecho de Gibraltar tiene planteado al hombre le consideramos superior a nuestras fuerzas y, sin embargo, tenemos el atrevimiento de enfrentarnos con él porque a ello nos impulsa una consideración íntima que puede resumirse así: abdicar de nuestra razón será, desde luego, de menor garantía de juicio que hacer uso de ella por imperfecta que sea.

Todos los grandes geólogos, todos los hombres que después de una vida de estudio encaminado al mismo fin, de conocer los materiales que forman la corteza terrestre, su disposición y las causas por las que están colocados del modo que a nuestra observación se presentan, han concentrado su atención sobre el tema que ahora nos ocupa y *no han llegado a conclusiones concordantes*. Y no es de extrañar, porque el problema es demasiado complejo para la limitada inteligencia humana. Para nosotros, que la vida nos llevó a tener que enfrentarnos con el problema de la resistencia de materiales y su estudio con los recursos de la mecánica elástica, el hombre se encuentra ante el problema geológico en el mismo caso que un microbio que viviese en un bloque pétreo sometido en una de nuestras máquinas a un ensayo

de rotura: ¿qué ingenio no habría de desplegar el microscópico ser para intentar hacerse cargo de lo que pasaba en el bloque? Tal es el caso del ser homúnculo que habita la corteza terrestre. Ve multitud de moléculas (las masas de rocas) de distinta composición entremezcladas del modo más caprichoso y diseminadas aquí y allá, y trata de averiguar por cuáles fuerzas y procesos desarrollados en espacios de tiempo de millones de años han llegado a tener la disposición en que se ofrecen a su vista.

No es éste el lugar adecuado para desarrollar nuestro pensamiento sobre el problema total de la orogénesis, pero sí le aplicaremos en lo que concierne a la cuestión parcial que nos ocupa, empezando ahora por hacer la síntesis geológica del Estrecho en la que se dedica mayor atención a la zona marroquí.

Constitución geológica. D) *Costa española.*— Aunque conocida la constitución geológica de nuestra costa, es de interés hacer un brevísimo bosquejo de ella combinándola con consideraciones simplemente descriptivas de su orografía, ya que por las razones apuntadas más arriba se prescindió de ella.

La gran falla del Guadalquivir, uno de los grandes rasgos tectónicos de España, sirve de límite norte a la extensa llanura diluvial del gran río andaluz, un tiempo fondo del Estrecho bético que unía el Atlántico con el Mediterráneo; al sur de ella existe una región formada por lomas de perfiles suavizados y pequeña altitud que luego van elevándose hasta alcanzar la forma de sierras abruptas, constituyendo el sistema penibético, fruto de los plegamientos que fueron causados por la presión del *macizo bético*, el macizo herciniano de Andalucía oriental contra el macizo de igual clase de la meseta central o *macizo ibérico*, siendo, pues, secundarias y terciarias las capas cuyos plegamientos dieron lugar al sistema citado.

La dirección de esta cordillera es de este-noreste a oeste-suroeste, desde el cabo de San Antonio hasta el valle superior

del Guadalete; sin embargo, las cadenas más interiores, o sea las más inmediatas al macizo bético, se inflexan dirigiéndose cada vez más al sur, hasta que cerca del Estrecho es tan acentuada esa inflexión que se cambia su dirección en casi norte a sur. En cambio las cadenas exteriores conservan hasta las costas atlánticas su primitiva dirección de noreste a suroeste. En el primer trayecto corta a la cadena montañosa el río Ubrique que separa la sierra de Grazalema, formada por calizas jurásicas del grupo de cordilleras del sur, casi en su totalidad constituido por una arenisca silícea eocena, designada corrientemente con el nombre de Arenisca del Aljibe.

Esta cadena penibética, que en síntesis divide aguas del Atlántico y el Mediterráneo, se enlaza por el sur con el grupo de sierras del campo de Gibraltar, el grupo más interior de la cordillera penibética, que es interesante desde el punto de vista de la tectónica del Estrecho, puesto que es el que se prolonga a través de él, estableciendo el contacto entre ambas masas continentales de Europa y África.

La sierra Grazalema termina por el oeste en una gran depresión tectónica, por el fondo de la cual corren los ríos Majaceite y Barbate, y luego, ya al oeste de esa depresión, las altitudes rara vez llegan a los 600 metros y están formadas por algunas capas jurásicas, margas eocenas y calizas miocénicas.

A fuer de imparciales informadores hay que hacer constar la falta de relación entre las orillas del Estrecho, en cuanto al modo como se presentan las capas aparentes, pues en la parte española, aunque esas capas tienen las orientaciones más diversas, jamás se dirigen de norte a sur como correspondería, en general, a los plegamientos penibéticos, interrumpidos en aquel punto, mientras que en la parte africana se dirigen casi exactamente de norte a sur. También existe otra circunstancia diferencial, que es la de no haber asomo del macizo bético en la costa española, en tanto que en África los terrenos estratocristalinos y cámbricos son la parte

visible de la cordillera en su primer tramo. Pero en oposición a esto hay que citar las formaciones eruptivas del *lado interior* de ambas cordilleras, que están determinadas bien claramente en el cabo de Gata, por un lado, y en la península de Tres Forcas y el macizo del Gurugú, por otro (véase fig. 4.^a).

Digamos, para terminar esta breve síntesis, que desde el XIV Congreso de Geología de 1926 las sierras descritas atrajeron, en forma especial, la atención de los geólogos europeos, y se convirtieron en un verdadero campo de batalla entre las distintas escuelas tectónicas, dando lugar al conocido dilema representado por la pregunta: Los sistemas béticos, ¿son una serie de capas de corrimiento como los Alpes o son pliegues autóctonos como el Pirineo o el Jura?; es decir, ¿son sistemas *alóctonos* o *autóctonos*? Estas cuestiones, tan íntimamente relacionadas con la tectónica del Estrecho, serán examinadas un poco más al detalle después, al tratar especialmente de la tectónica, indicando ahora solamente que, si para los partidarios de la *autoctonía* existe el sistema bético interior formado por las moles principales Sierra de las Estancias, Sierra Nevada, etc., y el *Penibético* formado por las de Calar del Mundo, Cabra, Cazorla, Sagra, etc.; para terminar, como se dijo en la de Grazalema, los que admiten la *aloctonía* distinguen una serie de mantos de corrimiento, entre los que figuran las *Alpujárrides* y *Rondaides* y las capas *Prebética*, *Subbética* y *Penibética*, con la consiguiente complicación de las formas en que hubieron de tener lugar esos corrimientos.

Pasemos ahora a una descripción un poco más detallada del territorio marroquí del Estrecho.

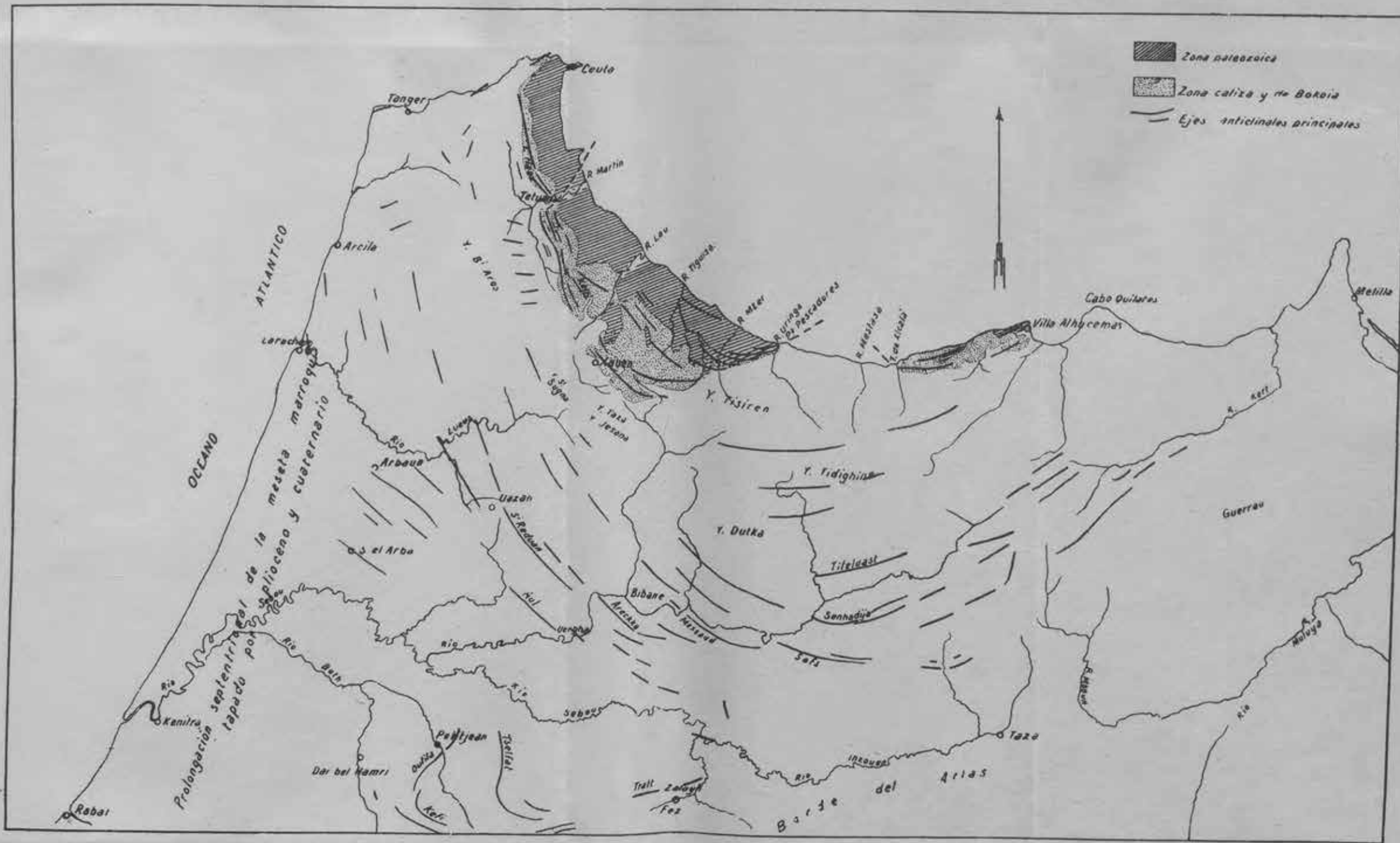
II) *El Rif*.—Tres son las zonas geológicas principales que en forma concéntrica, describiendo un arco, cóncavo hacia el mar, forman el norte de Marruecos: la paleozoica litoral, la triolíasica de las altas montañas calizas y la del Flysch de depósitos arcillosos y areniscos, principalmente del cretáceo; al oeste y al sur se extienden las formaciones terciarias de eoceno y plioceno,

éstos recubriendo la meseta antigua marroquí de modo que los terrenos son también más jóvenes, en general, cuanto más lejos del mar se hallan. El croquis que se acompaña (fig. 3.^a), tomado de la importantísima obra de Fallot y Marín, *La cordillera del Rif*, extensísimo y reciente estudio geológico de nuestro Protectorado, da idea, mejor que cualquier descripción, de esa disposición general, y hace ver claramente la forma arqueada de los accidentes tectónicos.

El estratocristalino aparece en la zona de Ceuta (fig. 4.^a), en la que existen dos manchas arcaicas de desigual extensión: una en el monte Acho, y otra mayor que comprende dos fajas: una la oriental entre el campo exterior de Ceuta y las calizas jurásicas de Jebel Xinder, y otra desde éstas hasta los terrenos silúricos del Yebel Berdaba, apareciendo claramente tales terrenos arcaicos en las trincheras de los ferrocarriles de Tetuán y de Benzú. Además de estas manchas arcaicas hay otro asomo de este terreno en Cabo Negro, de composición neísica bastante homogénea. Pero hay que advertir que casi todo el arcaico está recubierto por capa de tierra arcillosa que dificulta su reconocimiento; luego continúa esta constitución hasta las inmediaciones de Punta de Pescadores, haciendo constar que la masa neísica de estos terrenos se halla más cerca de la caliza en las tres zonas de Ceuta, Cabo Negro y Taguisas-M'ter que en los demás puntos. Aparecen también algunos isleos de arcaico en la zona oriental en Benituzin.

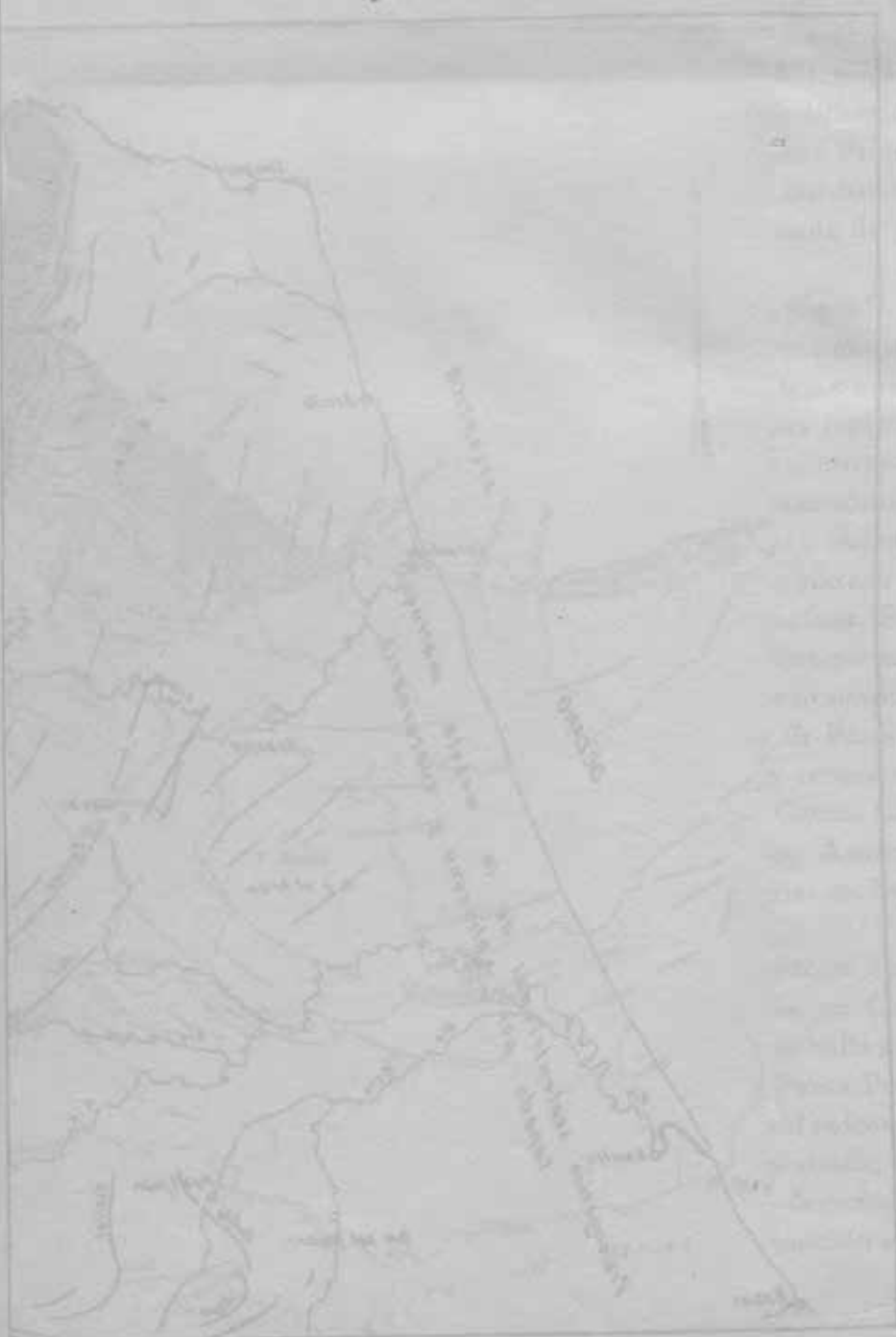
En la zona costera, el cámbrico de la serie paleozoica ocupa alguna extensión en la vertiente oriental del Haus, en Cudia Federico, y hay un asomo en Malalién. El silúrico se halla principalmente en la zona costera entre Río Martín y Punta Pescadores; sin embargo, hay que hacer constar que todo el paleozoico le califican los señores Fallot y Marín, en su obra citada, más bien como indeterminado y sólo precisan el tramo denominado permotrias, remitiendo al lector que desee una información exac-

DISPOSICIÓN DE LOS ACCIDENTES DE LA CORDILLERA DORSAL CALIZA Y DE BOKOIA, CON RELACIÓN A LOS ELEMENTOS DE LA VIRGACIÓN RIFEÑA



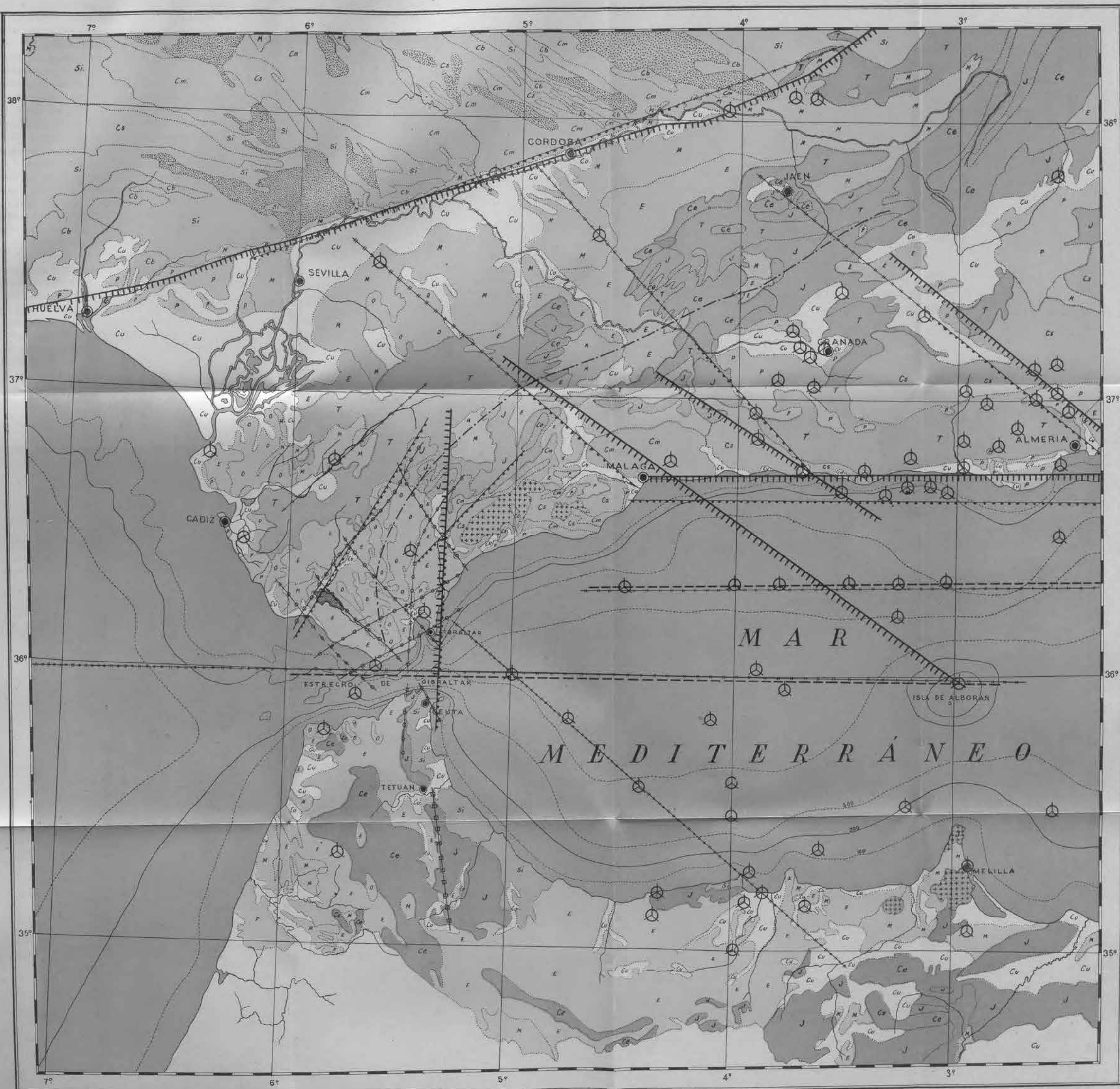
NOTA. — Se han dejado en blanco todos los detalles de los contactos de la virgación rifeña al Noroeste de Taza, por ser objeto de trabajos inéditos de J. Marçais.

Fig.3



CROQUIS GEOLÓGICO DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR

CON FALLAS Y LINEAS TECTÓNICAS Y SISMOTECTÓNICAS



SIGNOS CONVENCIONALES

CUATERNARIO
Cu

TERCIARIO
P Plioceno
M Mioceno
O Oligoceno
E Eoceno

SECUNDARIO
Ct Cretáceo
J Jurásico
T Triásico

PRIMARIO
Cb Carbonífero
Si Siluriano
Cm Cambriano
Cs Cristalino

ROCAS
Basalto
Granito

— Sismotectónicas de Rey Pastor
publicadas en el Mapa Geológico
— Epicentros publicados en el Mapa Geológico

— Tectónicas del Mapa de Rey Pastor (1942)
— Sismas del Mapa de Rey Pastor (1942)
— Sismas del Mapa de Rey Pastor (1926)

— Eje de plegamiento penibético
— Falla de Gavala
— Falla de Fallot

CHERNOBYL

CHERNOBYL

CHERNOBYL



CHERNOBYL

CHERNOBYL

CHERNOBYL

CHERNOBYL

Re
Re

ta sobre este particular a la citada obra de dichos señores, advirtiéndole que, desde luego, para el objeto aquí perseguido, bastan las indicaciones hechas.

La unidad estructural más importante del Protectorado está constituida por las formaciones calcáreas que Fallot y Marín denominan serie dolomítica-caliza de la cordillera del Rif, juzgándola de edad triásica y liásica, como también consideran que forman parte de la serie los depósitos cretáceos que existen. Esta serie constituye las cumbres más altas del territorio, sin que por eso sean la divisoria de aguas, según se explicó anteriormente al hacer la descripción orográfica (fig. 2.^a).

Como terrenos transgresivos de la cordillera del Rif se citan el cretáceo, formado en una profunda transgresión que llegó a los interiores del macizo del Kelty y a las altas cumbres del Tazaot; asimismo el Flysch numulítico, que forma conglomerados que se extienden por toda la sierra y que corresponden al período luteciense, y después la transgresión terciaria del eoceno y oligoceno con los depósitos margo-arenosos del Flysch ordinario.

A poniente y al sur de la sierra domina el eoceno con algunas manchas de cretáceo y del plioceno; en este período existió un profundo golfo que penetró en lo que hoy es valle del río Martín, llegando a los macizos del Haus y de Beni-Hosmar. Por fin se citan los terrenos cuaternarios, concentrados principalmente en los valles de los ríos y que se ven marcados en el mapa citado.

Insistiendo, pues, en presentar conceptos sintéticos cerramos esta breve exposición volviendo a decir que las tres zonas concéntricas del Rif están formadas por: orilla mediterránea, paleozoica con permotrias transgresivo; zona de sierras calizas y dolomíticas de gran relieve, y, por último, zona periférica de terrenos secundarios y terciarios margo-pizarrosos y arenosos que se extienden al sur hasta la zona francesa y al noroeste por la zona atlántica española.

Notemos, por último, que en la zona de la izquierda del río M'Ter existen afloramientos de rocas hipogénicas compuestas de peridotitas y serpentinas.

III) *Zona oriental*.— El terreno eoceno del sudeste del Rif se enlaza con la zona oriental, la cual presenta una topografía muy movida con caracteres de complejidad y confusión, siendo una zona que para nuestro fin tiene importancia especial. En ella pueden ser consideradas cuatro fajas principales: el macizo eruptivo de Tres Forcas, el anticlinal estrato cristalino y primario de Taryat; la meseta miocena, completamente atravesada y desbordada por los productos lávicos del volcán del Gurugú y del Mauro, al otro lado del Kert, y la faja mesozoica de Beni-bu-Ifrur, llena de erupciones con sus diques, lacolitos y yacimientos minerales.

El macizo eruptivo de Tres Forcas está constituido por elevados y agrestes picachos con abruptas pendientes, puesto que tienen cotas hasta de 360 metros en lugares inmediatos a la costa. Los islotes llamados Farallones, al este, y los denominados Charranes, al oeste, están formados también por las rocas eruptivas que constituyen el macizo y que pertenecen a la familia de las andesitas, presentándose las ordinarias y las traquiandesitas, así como también biotitas, augitas, micas y piroxenos; en todas partes predomina el tipo vítreo, indicando que las rocas proceden de efusiones de gran temperatura enfriadas rápidamente, es decir, de erupciones submarinas, probablemente posteriores al mioceno inferior.

El anticlinal de Taryat, que continúa al sur el macizo eruptivo anterior, está compuesto por terrenos estrato-cristalinos de micocitas con intercalaciones de calizas dolomíticas soportados por neis blanco; la vertiente meridional está recubierta por una formación de pizarras y cuarcitas que se consideran como primarias, y luego la formación se continúa debajo de los depósitos terciarios de la siguiente faja, a la que sirve de base.

La meseta miocena constituye el valle del Kert, y su carácter como tal meseta sedimentaria es el del predominio de la línea horizontal, con coloraciones claras que en algunos lugares dan al paisaje el aspecto de nevado, estando formado el terreno de margas, molasas, calizas y areniscas en suave declive hacia Melilla, pero surcado por estrechos y profundos barrancos de erosión y limitado en ambos litorales, sobre todo en el oriental, por grandes acantilados.

La meseta presenta entre los sedimentos algunas coladas eruptivas y está recubierta a trechos por formaciones más recientes de carácter continental. Pero el principal accidente es la formación eruptiva que domina Melilla por el sur y constituye el conjunto montañoso llamado Gurugú, antiguo volcán de fines del mioceno. Tiene una cota de 900 metros y su pendiente oriental es abrupta, pero no la occidental, que desciende formando tres mesetas, viéndose claramente los afloramientos miocénicos por debajo de la lava, al contrario de en la oriental, que denota que por este lado se encuentra hundido el labio de la falla por donde tuvo lugar la erupción.

Las rocas eruptivas del Gurugú son también andesíticas, siendo el tipo más común una porfiroide de color pardo oscuro con fenocristales de gran tamaño. Existen, como elementos ferromagnésicos, la augita y la biotita, presentándose en todas las rocas magnetita cristalizada. Claro es que existen gran número de variedades como también basaltos y labradoritas.

Las emisiones debieron durar desde el mioceno hasta fines del mioceno superior con el orden corrientemente observado en los volcanes de este tipo: andesitas, traquiandesitas, traquitas, basaltos y labradoritas, o sea magma intermedio inicial, magma ácido y luego básico al final.

Los demás montes que rompen la continuidad de la meseta entre el Uixan, el Gurugú y el Kert son también de rocas eruptivas diversas.

Por fin, al sur existe la segunda zona plegada que se señaló y que es una faja mesozoica, que empieza al sur del Gurugú y se continúa por Bu-Sherif y los montes de Tistutin. La zona minera se halla en el frente norte de esta faja, siendo el macizo principal el de Uixan, que tiene 696 metros de cota. Estratigráficamente se compone esta faja de calizas liásicas metamorfizadas y pizarras calíferas de jurásico con afloramientos hipogénicos y filones metalíferos. Los criaderos que existen en esta zona son de hierro, plomo y cinc, siendo los de hierro los más importantes, no sólo por su cantidad, sino por su riqueza, pues algunos minerales dieron el 68 por 100 de hierro y nunca han bajado del 60 por 100. Estos minerales se presentan, en general, en forma de capas que sustituyen a los bancos calizos. En el grupo oriental existen hematites manganesíferas que han llegado, a veces, a un 20 por 100 de manganeso.

La síntesis expuesta, que representa, sin duda, un trabajo mucho mayor que el que hace suponer su extensión, creemos que es suficiente para comprender la forma en que el magnetismo se presenta en nuestro Protectorado, y será la que sirva de base a los razonamientos que oportunamente se harán sobre el particular.

Preliminares
tectónicos.

Se discutió mucho sobre si la cadena del Rif es *autóctona*, o, por el contrario, *alóctona*, es decir si está formada «in situ» o por hojas de arrastre, teoría esta última puesta sobre el tapete en Geología con motivo del estudio de los Alpes. En la citada obra de los señores Fallot y Marín, que supone un trabajo metódico y profundo, realizado por personas experimentadas en tales investigaciones, se admiten ciertos corrimientos, de acuerdo con la idea que en un principio se formó ya de esta cordillera, llegándose a sentar las siguientes conclusiones a este respecto:

Los elementos corridos del bético de Málaga y del paleozoico del Rif español, no representan sino accidentes marginales, y en

el último el movimiento hacia el suroeste o sur no pasa de los 25 kilómetros.

La cordillera dorsal del Rif presenta dos trozos: el septentrional, autóctono en conjunto, llega hasta Tetuán y al sur de este punto; el segundo trozo está afectado de corrimientos de la magnitud máxima citada.

Examinemos ahora un poco el detalle de la tectónica.

Tectónica. Se sabe que esta parte de la Geología tiene por objeto el estudio de la morfología de la corteza terrestre desde el punto de vista mecánico, es decir, el estudio de la estructuración mecánica de los terrenos, determinando sus roturas y dislocaciones, pliegues y disposición relativa de sus elementos. Realmente puede dividirse en dos partes: la *tectónica estática*, que se ocupa de reconocer la estructura mecánica tal como se presenta a la observación, y la *tectónica dinámica*, que investiga las causas mecánicas productoras del estado en que los terrenos se ofrecen a nuestra observación, y es claro que entonces entra ya de lleno en la *orogenia*, o estudio de la génesis de las montañas, aunque esta rama de la Geología se extiende a más que al simple punto de vista mecánico, puesto que trata de llegar a conocer las causas productoras de las fuerzas que en la tectónica han intervenido.

La simple mención de esta idea basta para conocer la dificultad de adquirirla perfecta, que si es grande en cualquier caso es mucho mayor en el particular que nos ocupa, como ya se indicó al principio, cuando se citó la divergencia de opiniones respecto al caso concreto que representa el Estrecho de Gibraltar, que es tan sólo un fenómeno parcial del gran acontecimiento de la formación de la corteza terrestre llamado sistema alpino.

Un estudio minucioso y a fondo de esta cuestión nos llevaría demasiado lejos, y como quiera que el objeto de esta síntesis se ha fijado ya, se tratará de presentar el asunto en sus rasgos generales aportando algunas ideas que creemos serán útiles para

que, desarrolladas por otras inteligencias más preparadas que la nuestra, lleguen a resolver tan intrincado problema como es el que ofrece al entendimiento humano la formación y existencia del Estrecho de Gibraltar.

Para este fin, puramente informativo, nos bastará «espigar» en la notable obra citada de los señores Fallot y Marín, en la cual se empieza por exponer las preguntas siguientes: ¿Qué relación tiene la cordillera marroquí con la bética? ¿Existe o no el arco tectónico de Gibraltar que une Africa y Europa? ¿Qué relación tienen las cordilleras bética y rifeña con las conmociones alpinas?

Todos los grandes geólogos han tratado de contestar a tales preguntas, y volvemos a decir que todos han hallado respuestas diferentes. El gran geólogo austriaco Süss, autor del famoso libro *Das Anlitz der Erde*, que a nuestras manos llegó hace más de veinte años, luego traducido por el ilustre Novo, fué el primero que creyó en la existencia del arco de Gibraltar, suponiendo el plegamiento como aparece en la figura 5.^a. Después Termier suponía el plegamiento como se representa también en la misma figura, y consideraba que una inmensa bóveda, que ocupaba el lugar del actual Mediterráneo occidental, se hundió dejando los bordes como testigos de su existencia. Se critica esta hipótesis diciendo que su autor no logró precisar dónde estaban sus raíces. Digamos de pasada que nuestra opinión particular no difiere mucho de la de este geólogo.

Gentil afirmaba también la existencia del arco y creía que las dos cordilleras, la peninsular y la rifeña, estaban formadas por hojas de arrastre vertidas en sentido centrífugo con relación al arco de su planta.

Hernández Pacheco no estudió las relaciones de ambas cordilleras, pero en cuanto a la bética supuso que era autóctona, en lugar de admitir el corrimiento que suponen otros geólogos.

Stille admite el arco de Gibraltar, así como De Launnay.

ESQUEMAS REPRESENTANDO LAS LINEAS DIRECTRICES ALPINAS
EN EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL
SEGUN DIVERSOS GEOLOGOS.

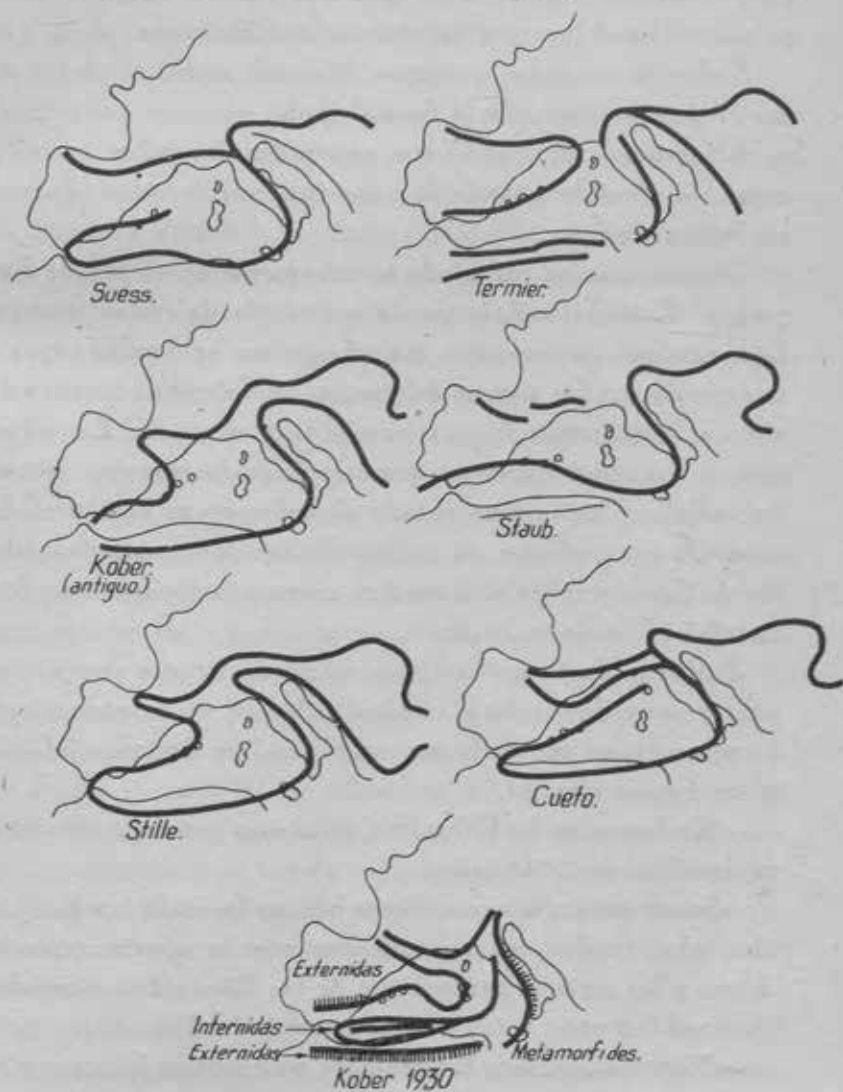


Fig. 5.^a

Staub lo niega admitiendo que las dos cordilleras, bética y rifeña, son formaciones alpinas orientadas de este a oeste que se hunden cada una separadamente en el Atlántico; y como es innegable el hecho de que los empujes parecen venir de sur a norte para el macizo bético y de norte a sur para el rifeño, asimila el primero a los Alpes y el segundo a los Dináricos.

Kober ha emitido opiniones diversas, como se puede observar en sus esquemas de la figura citada.

El geólogo español Cueto, en su estudio sobre la tectónica española, considera también como independientes a las cordilleras bética y rifeña.

Gavala, que ha trabajado intensamente en el sur de España y en el Estrecho señalando la existencia de fallas, aunque no hace más que «aventurar», manifiesta que «el haz de capas eógenas que forma las sierras del campo de Gibraltar cruzaba de España a África emergido», y para él la apertura del Estrecho procede de los «hundimientos que a lo largo de esas direcciones (las de las fallas) ha experimentado el *substratum* antiguo». La figura 4.^a, que contiene, en cuanto a fallas, los resultados del estudio de Gavala sobre el Estrecho, resume mejor que una descripción las ideas de su autor.

Fallot y Marín en la citada obra, de la que recopilamos la mayor parte de los datos citados, redactan un extenso y razonado resumen de sus trabajos, en el cual se destacan los dos siguientes párrafos:

«No hay arco de Gibraltar, sino una interrupción tanto estratigráfica como tectónica.

»Staub separa las cordilleras béticas (sentido lato) de las rifeñas, admitiendo que las primeras son la continuación de los Alpes y las otras el equivalente de las Dinárides, negando toda continuidad entre unas y otras a través del Estrecho.

»Nosotros unimos los macizos paleozoicos bético y rifeño y también las Kabylias. En las sierras, con o sin corrimientos, que

los bordean al norte en España o al suroeste en África, no vemos más que los elementos empujados al norte y al sur o suroeste de este macizo o pilar geológico, que desempeña un papel de «*zwischengebirge*.» (1)

Y más adelante: «Así vuelve a aparecer una rigurosa continuidad desde la cordillera caliza del Rif español hasta las Kabylias y, sin duda, hasta Túnez».

De intento dejamos para el final la cita de los estudios de Rey Pastor sobre la región que nos ocupa, condensados en su trabajo «Estudio sismo-tectónico de la región sudeste de la península Ibérica» (Madrid, Instituto Geográfico y Catastral, 1943). De este trabajo se han tomado las principales fallas que se han transmitido a la figura 4.^a, resultando en coincidencia sensible con las de Gavala citadas, viéndose también las líneas sismo-tectónicas que forman una red, que su autor, con certera visión sintética, clasifica en cuatro direcciones dominantes: norte-sur, este-oeste, noreste-suroeste y noroeste-sureste, asignándolas las denominaciones de «tipos»: *meridiano, paralelo, diagonales primarias y diagonales secundarias*. La génesis de estas líneas la atribuye a los efectos post-alpinos por adaptación a las líneas de mínima resistencia o de fractura existentes ya en el fundamento levantino, que constituye el basamento de las cadenas plegadas alpinicamente.

También se justifica plenamente en dicho trabajo la circunstancia de que el curso de los afluentes del Guadalquivir, por su izquierda, se ajusta al trazado de la red de fracturas tectónicas.

Todas estas ideas se contrastarán cuando se trate, más adelante, de la explicación que en este trabajo nos atrevemos a exponer como resultado de nuestra meditación sobre el problema del Estrecho de Gibraltar.

Finalmente, decimos que en la figura 4.^a, ya citada, se ha

(1) *Zwischengebirge*; denominación dada por Kober a los espacios no plegados entre alineaciones de montañas alpinas.

resumido toda la tectónica de la región, incluyendo la del Rif, que figura al final del Atlas de la citada obra magistral de los señores Fallot y Marín.

Tectónica dinámica. Aunque al hacer el resumen anterior se pensó solamente en exponer hechos, forzosamente ha resultado con un modo de expresión que envuelve, no sólo los hechos, sino también las ideas de los diversos autores sobre el modo de originarse los fenómenos que han dado lugar a tales hechos; es decir, que si bien se pensó limitarse a la tectónica estática se ha hablado también, en cada caso, de la tectónica dinámica tal como la ven los geólogos que se han citado.

Ahora queremos concretar nuestra opinión particular sobre el asunto, empezando por recordar ciertos principios de la mecánica elástica aplicada a la resistencia de materiales.

1. LOS PRINCIPIOS DE LA MECÁNICA ELÁSTICA APLICADA.— Simplemente a título de recordatorio pasamos una rápida ojeada al estado actual de los conocimientos sobre la materia.

Un sistema de fuerzas exteriores, al actuar sobre un material que se supone formado de partículas enlazadas por fuerzas, determina en él un estado de sollicitación caracterizado por el hecho de que en cada uno de sus puntos las fuerzas que actúan a través de los infinitos elementos superficiales que por él pasan están representadas por los llamados «vectores de tensión», cuyas ecuaciones más generales fueron establecidas por Cauchy con sus nueve componentes, tres normales y seis tangenciales, constituyendo el *afinor de tensiones* que se rige por las leyes de una función lineal de vectores en relación con el versor esférico de direcciones, que en este caso son las normales a los citados elementos superficiales. Según se sabe, en tal caso se presentan tres direcciones rectilíneas (dos pueden ser imaginarias conjugadas) de líneas de fuerzas o líneas isostáticas (significado sin relación directa con la isostasia geológica, aunque en el fondo la idea sea la

misma); tales líneas son en general oblicuas, unas con relación a otras, y son ortogonales cuando las tensiones tangenciales son iguales dos a dos, convirtiéndose entonces el afinor en tensor simétrico, caso en el que las tensiones normales son reales todas, y los índices de los vectores de tensión forman un elipsoide.

Si las tensiones tangenciales son todas nulas, las principales son iguales, el elipsoide es una esfera y en todas partes existe el estado de presión uniforme, o sea el que se admite que tiene la corteza terrestre por debajo del nivel de isostasia, en donde reina el estado de «muerte mecánica», es decir, en donde no existen fenómenos tectónicos. *Estos, como se ve, suponen siempre la existencia de esfuerzos tangenciales en el interior de la masa de la corteza terrestre.*

El caso general, el de que existan tensiones tangenciales desiguales permite la descomposición del afinor de tensión en dos partes: la simétrica y la antimétrica, siendo esta última una tensión girostática que se admite ser nula en los medios elásticos o que se comportan como tales, según es el caso de los materiales sólidos que trabajan lejos de su punto de fluencia.

Cuando ocurre esto último se obtiene el conocido tensor elástico que da lugar a un trabajo de deformación que *deriva de un potencial*.

Pero cuando no es así, existen fenómenos de histéresis mecánica que absorben parte del trabajo comunicado al cuerpo, la cual es empleada en modificar su estado molecular y hacer que ese estado sea, en cierto modo, análogo al de un fluido.

Y si solamente encuentra expresión matemática justa el caso de un cuerpo que obedezca indefinidamente a las leyes elásticas, hasta en sus menores elementos, existe además, la dificultad que supone la circunstancia de que, aun admitiendo la ley elástica, no se conoce de un modo preciso la *causa inmediata determinante* de la rotura de un material; es decir, al aplicar fuerzas a un cuerpo se producen, como se ha dicho, esfuerzos normales y

tangenciales; se produce un trabajo elástico, etc., etc.; pues bien: en este momento de la ciencia no se puede afirmar de un modo absoluto en cuál punto de un cuerpo se inicia la rotura; si es allí donde un esfuerzo normal es máximo; si es en donde es mayor el valor del esfuerzo tangencial o donde es mayor el trabajo. Y todavía: como para que el cuerpo resista no sólo hay que atender a los esfuerzos sino a que sea estable el equilibrio entre las fuerzas exteriores aplicadas a él y las interiores desarrolladas como reacción, resulta que también puede dejar de resistir un cuerpo por desaparecer el equilibrio sin que los esfuerzos hayan llegado, ni con mucho, al límite que, por sí, hubiese de ocasionar la rotura *que ahora se produce por «colapso elástico»*.

Que la corteza terrestre ha sido rota y deformada millones de veces es una verdad innegable y, por consiguiente, esto acusa con toda intensidad que la guía principal en la explicación de los fenómenos orogénicos debe ser la mecánica elástica aplicada, sin creer, ni mucho menos, que ella sola pueda dar la clave, puesto que las restricciones físicas que el problema matemático exige impiden ya, en principio, que pueda esa solución ser la representación exacta de la realidad, y creemos que tendrá que transcurrir mucho tiempo antes de que la diosa Neyth permita conocer al hombre la solución de ese gran problema que le plantea el planeta que habita.

Pero no sería práctico limitarse a señalar la dificultad: habrá que explotar lo que hasta ahora se sabe, y lo que a nuestro juicio es así, en relación con el problema que nos ocupa, es lo siguiente:

2. PRIMEROS RESULTADOS DE LA MECÁNICA APLICABLES AL PROBLEMA GEOFÍSICO. a) El máximo esfuerzo cortante en una pieza sometida a extensión o compresión simple, tiene lugar teóricamente en un plano inclinado a 45° con la dirección del esfuerzo normal, inclinación que se modifica por el efecto del rozamiento de resbalamiento entre partes del material (fig. 6.^a).

b) Los esfuerzos cortantes no se presentan *nunca aislados*:

siempre son *conjugados*, y un esfuerzo cortante va acompañado de otro igual en un plano ortogonal al primero.

Esta es la causa de que siendo nulo el esfuerzo tangencial en la superficie libre de un cuerpo, si se le aplica una acción cortante se inflexa la sección (fig. 7.^a) para acomodarse a ese principio, y por eso al cortar papel con guillotina se ha de mantener bajo presión, porque de lo contrario, el corte se tuerce.

c) Un fenómeno en relación con el de los esfuerzos cortantes es la presentación de las llamadas líneas de Lüder, que son líneas de iniciación de rotura que siguen las direcciones de los esfuerzos cortantes y que se presentan cuando el material llega al período de fluencia que precede al de rotura.

d) Los materiales heterogéneos y de naturaleza pétreo resisten muy poco a la extensión, y cuando se rompen por compresión lo hacen siguiendo la ley del esfuerzo cortante máximo.

e) En una superficie, o mejor, cuerpo cortical de espesor pequeño relativamente a sus otras

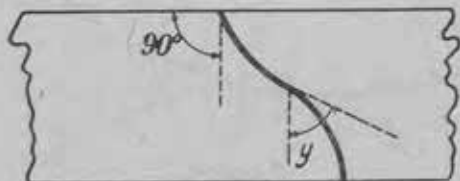


Fig. 7.^a — Un corte se inflexa si la superficie del cuerpo por estar libre de esfuerzo, no puede equilibrar al esfuerzo cortante aplicado; en la superficie, donde el esfuerzo es nulo, el ángulo es recto; en el interior, el ángulo γ corresponde al punto donde es máximo el esfuerzo cortante que no está, según se ve, uniformemente repartido.

forman dos campos de curvas ortogonales.



Fig. 6.^a — Bloque sometido a compresión.

a Elemento separado por los esfuerzos cortantes máximos.

c Diagrama polar de los esfuerzos de compresión.

II Diagrama polar de los esfuerzos cortantes:

su máximo es la mitad del máximo de la compresión.

dimensiones, las líneas isostáticas de que antes se habló a lo largo de las cuales el esfuerzo es solamente de extensión o de compresión, presenta las siguientes propiedades:

Cuando hay extensión y compresión.

a) Las líneas isostáticas

β) Cada línea es el funicular de los incrementos del esfuerzo en las líneas del otro sistema.

γ) Las isostáticas rectas representan esfuerzos principales, constantes a lo largo de la otra isostática.

δ) La variación del esfuerzo a lo largo de una línea isostática



Fig. 8ª. — Líneas isostáticas de compresión (de trazos) y de extensión (líneas sólidas); se cortan ortogonalmente, y la forma de la línea T es la que tomaría un funicular cuyas fuerzas fuesen los aumentos de compresión al pasar de un lado a otro de T .

es tanto mayor cuanto mayor sea la curvatura de la otra isostática.

ε) Cuanto mayor es la sollicitación, más denso es el campo de líneas.

ζ) Si el estado elástico es producido por dos esfuerzos de igual signo, es decir, por ejemplo, por dos compresiones, la propiedad δ) se modifica en el sentido de que el crecimiento de los esfuerzos es hacia la región en la que las isostáticas del otro campo divergen. Las figuras 8ª a 11 representan las propiedades citadas.

η) Las líneas de desgarramiento o esfuerzo cortante forman teóricamente el campo de líneas bisectrices de las anteriores (fig. 6ª) y prácticamente están inclinadas, respecto a las teóricas, el ángulo de rozamiento del material.

3. APLICACIÓN DE LAS CONSECUENCIAS ANTERIORES. LAS CORDILLERAS ALPÍNICAS Y DINÁRIDAS. — Sin se-

guir más adelante, conviene citar en seguida cuáles son los hechos que están en relación directa con cuanto se ha explicado.

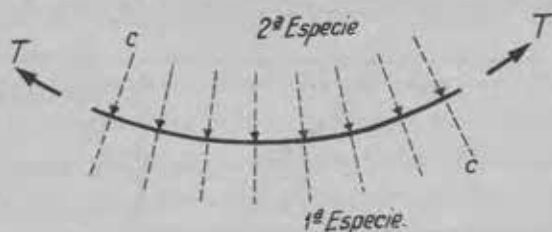


Fig. 9ª. — Líneas isostáticas de compresión (de trazos) y de extensión (líneas sólidas); como son curvas indican que los esfuerzos no son constantes, sino que en cada una crecen hacia donde convergen las líneas del otro campo.

¿Cómo no ver en las líneas de fractura señaladas por Gavalá y confirmadas por Rey Pastor los fenómenos de esfuerzos cortantes que se han expuesto anteriormente? (a) a d)). Tanto más profunda será una falla cuanto más tiempo haya estado sometida a compresión la corteza terrestre, puesto que las líneas de Lüder-Mohr se presentan en su iniciación como fenómenos superficiales.

Probablemente, las llamadas por Rey Pastor fallas diagonales son debidas a los esfuerzos cortantes acusadores de compresiones dirigidas según la bisectriz de las fallas; las fallas meridianas y paralelas serán debidas a extensiones.

Y pasando a otro escenario más extenso, ¿cómo no ver en el caso pirenaico y en el de los montes del Cáucaso la aplicación de lo citado en el apartado γ) de e), que acusa que la compresión



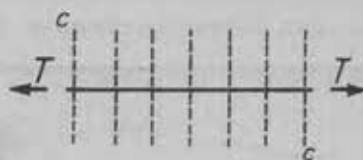
Fig. 11.— En este caso están invertidas las condiciones respecto de la figura 8.ª la compresión es *C*; las extensiones son diferentes a uno y otro lado de *C*.

orogénica a lo largo del eje de las cordilleras ha sido uniforme?

Y ¿cómo no ver que, por el contrario, en el caso de los Alpes, como en el del Estrecho de Gibraltar, las compresiones han sido de intensidad variable a lo largo del eje de la cordillera?

También se aclara el por qué de las distintas formas de resbalamiento de los materiales que forman una cordillera, es decir, el por qué de que haya cordilleras de tipo alpínico con resbala-

COMPRESIÓN CONSTANTE.



1ª ESPECIE.

Fig. 10.— Líneas isostáticas rectas *T* representan esfuerzos principales de nombre contrario constantes; aquí las compresiones.

miento aparente de sur a norte, como si los empujes hubiesen tenido lugar en esa dirección y otras de tipo dinámico de resbalamiento inverso; para nosotros representan esos tipos simplemente dos direcciones posibles de rotura por compresión, según las líneas de esfuerzo cortante, puesto que lo probable es que la zona de arranque de las líneas de rotura sea la profunda de la corteza terrestre, en razón del efecto dicho antes sobre la falta de esfuerzo cortante gemelo en la superficie libre y una vez iniciada la rotura, una diferencia eventual de resistencia puede ser la causa

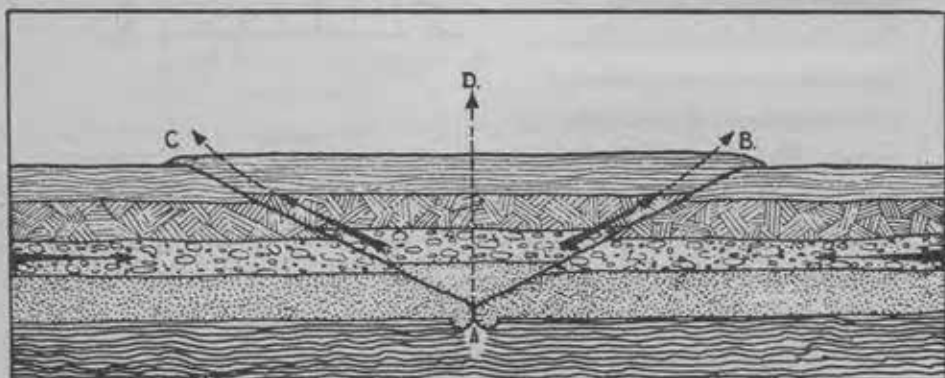


Fig. 12. — Solo actúa una causa: compresión marcada por las flechas horizontales: los planos AB y AC son aquellos donde se producen los máximos esfuerzos cortantes; si es menor la resistencia en AB , toda la masa resbala y sale a la superficie a lo largo de AB , aparentando un empuje que viene de la izquierda. Lo contrario ocurre si el plano que cede primeramente es el AC : el empuje parece venir de la derecha; si los dos planos ceden a la vez, se levanta toda la masa en el sentido AD . Los dos casos primeros originan formaciones alóctonas; el último, autóctonas.

determinante de que sea (fig. 12) AB o AC la superficie general de rotura, pudiendo a veces ser las dos a un tiempo como ocurrirá probablemente en las cordilleras autóctonas cuyos materiales se habrán elevado según la bisectriz AD desbordándose a un lado y otro del levantamiento. También se ve que el efecto dicho de retorcido de la sección de esfuerzo cortante al acercarse a la superficie explica la tendencia a enroscamiento de los materiales elevados como indican las líneas de puntos de la figura citada.

Debe también tenerse presente, para comprender hasta dónde llega el efecto de los esfuerzos tangenciales, que éstos se desarrollan en todos los planos, es decir, si el material fuese homogéneo, en todos los planos tangentes a un cono cuyo eje fuera la dirección de la compresión y cuyo semiángulo en el vértice fuese de $45^\circ \pm \alpha$, siendo α el ángulo de rozamiento del material. Por eso, la rotura, en las máquinas de ensayo, de un bloque sometido a compresión es como indica la figura 13 con cuatro planos de resbalamiento.

Quiere decir esto que para que la rotura por esfuerzo cortante tenga lugar solamente en un plano de determinada orientación es necesario que haya causas determinantes de que sea ese plano el que ofrece menor resistencia porque en otras direcciones la resistencia sea mayor. Así, en el caso de la corteza terrestre pueden presentarse fallas de esfuerzo cortante en forma de línea de Luder-Mohr con orientación vertical cruzadas

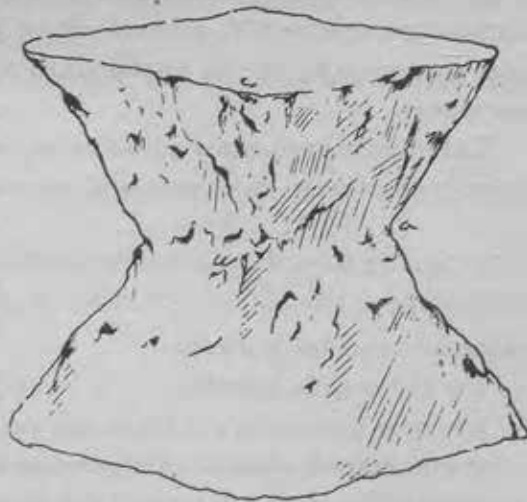


Fig. 13.—Rotura de un bloque por compresión: los conos teóricos de esfuerzos cortantes máximos aparecen sustituidos por pirámides cuadrangulares a causa de no ser el cuerpo indefinido sino limitado en forma cúbica.

a 45° , como se explicó antes, y esto como fenómeno relativamente superficial, puesto que, en la escala de la Naturaleza, una película de milímetro en nuestros bloques de ensayo es de kilómetros en ella. Pero cuando ya se trata de roturas totales, la orientación del plano de fractura será generalmente de 45° respecto al plano horizontal o tangente a la capa, puesto que lateralmente la resis-

tencia a la rotura ha de ser mayor que la ofrecida por la superficie libre de la corteza en donde sólo actúa la presión atmosférica, explicándose así que el resbalamiento tenga componente vertical, y será hacia un lado (tipo alpino) o hacia otro (dinárido, himalayo) por causas locales o quizás más bien por el efecto de pandeo tesimal como se explica después.

Pero todavía se deducen consecuencias muy interesantes si se recuerdan algunas de las propiedades de las bóvedas.

4. LAS PROPIEDADES MECÁNICAS DE LAS BÓVEDAS.—Es también de interés recordar estas propiedades.

a) Una bóveda funciona como cuerpo cortical; es decir, como cuerpo cuya sollicitación, a causa de su pequeño espesor, puede estar representada por un estado elástico superficial o de dos dimensiones.

Entonces los esfuerzos principales son la compresión meridiana y el esfuerzo en el paralelo, que valen:

$$T_1 = \frac{a}{1 + \cos \varphi} g, \quad T_2 = \frac{\cos^2 \varphi + \cos \varphi - 1}{1 + \cos \varphi} g,$$

expresiones en las que son:

a = radio de la bóveda,

g = peso por metro cuadrado que carga sobre ella,

φ = ángulo de abertura del paralelo con el eje que podría llamarse también distancia cenital del mismo.

Pero lo que interesa señalar es que el esfuerzo T_1 del meridiano es siempre de compresión, *que va aumentando* cuando se consideran puntos más alejados del vértice o clave de la bóveda, mientras que el esfuerzo del paralelo es de compresión en la zona en que el trinomio $\cos^2 \varphi + \cos \varphi - 1$ es positivo, o sea para valores de $\varphi < 51^\circ 49'$ y para φ mayor que ese límite, están ya sometidos los paralelos a extensión: el paralelo para el que $\varphi = 51^\circ 49'$ es el paralelo de rotura en el que hay *cambio* del sentido de los esfuerzos.

Además es notable la relación que existe entre los dos esfuerzos representada por

$$\frac{T_1}{R_1} + \frac{T_2}{R_2} = Z,$$

siendo Z la carga normal a la bóveda y R_1 y R_2 los radios de curvatura de su superficie.

Esta notable relación indica que si Z es constante o poco variable, la modificación de la curvatura influye poderosamente en la repartición de esfuerzos en meridiano y paralelo.

b) Es también importante señalar que si la bóveda es hemisférica, o, mejor, si termina con tangente *vertical* en su apoyo o arranque, *no produce empujes*.

Si no ocurre así hay empujes, y tanto *mayores* cuanto *más rebajada* es la bóveda.

El empuje vale:

$$H = T_1 \cos \varphi.$$

Si la bóveda es de muy pequeña curvatura o casi plana, caso interesante en la geología, se verificarán resultados como si fuese $\varphi = 0$; o sea,

$$T_1 = \frac{a}{2} g \quad \text{y} \quad H = T_1.$$

Ahora hay que añadir que el efecto de estos empujes es contrarrestado en la construcción por un anillo de tensión que forma el apoyo de la bóveda, ya que ese empuje determina una extensión de valor, $e = Hr$, siendo r el radio de la bóveda y es necesario contrarrestar tal extensión.

c) Pero nada habría que añadir a lo dicho para conocer los esfuerzos que aparecen en una bóveda si la presencia del anillo de extensión no diese lugar a otro fenómeno importante. Este fenómeno es el de determinar momentos por la discontinuidad en el paso del anillo a la bóveda, y esos momentos son, además, de ley *ondulatoria*, es decir, que así como un momento de flexión

positivo produce extensión en la cara inferior y compresión en la superior del cuerpo sometido a su influjo, un momento ondulatorio, como cambia de signo alternativamente, produce efectos alternados de compresión y extensión, resultado de lo cual será crear una zona sumamente inestable en el paso de la bóveda al anillo de extensión que sirve de apoyo al cuerpo general de la misma.

Consecuencia de ello es que la rotura de una bóveda rebajada tiene lugar en los arranques, en lugar de en los riñones como ocurre con la de medio punto.

Además el anillo de extensión o de apoyo es un cuerpo sometido a la acción de causas mecánicas diversas: por un lado, a la extensión debida al empuje, por otro, al efecto de la carga vertical de la bóveda, y por fin, al efecto del descentrado de esas dos causas; todo lo cual, se puede resumir principalmente en *extensión*, *compresión excéntrica* y *torsión*, ésta última, dirigida de dentro a fuera por la cara superior del anillo.

Esta acción de torsión se traducirá en una de vuelco del anillo si éste no tiene estabilidad de posición, vuelco, que, desde luego, será centrífugo, es decir, llevando hacia adentro la parte inferior del anillo y hacia afuera la parte superior.

d) Igualmente es de gran interés por su aplicación inmediata al caso que nos ocupa, conocer lo que ocurre en una bóveda elíptica.

En este caso, la mecánica de la construcción resuelve el problema de que sólo aparezcan esfuerzos meridianos y paralelos como en el caso de figuras de revolución; es decir, consigue el arte de construir que cada sector de la bóveda se mantenga en equilibrio por sí mismo, sin transmitir acciones de esfuerzo cortante a los sectores inmediatos, haciendo, al efecto, variar el espesor de la bóveda para que el peso sea proporcional a la proyección de los distintos sectores.

Pero si no se emplea el artificio de compensar las masas, en-

tonces ocurre que en el eje *menor* de la elipse, los empujes son *mayores* que en el eje mayor, y, en virtud de ello, el anillo de extensión que ha de ser el arranque y apoyo de la bóveda está sometido a flexión en su plano, tendiendo a tomar la forma circular con las consiguientes líneas de fractura en los extremos del eje mayor (fig. 14) que serán las principales; pero si el anillo es poco apto para recibir tracciones, se presentarán otras fracturas normales a su eje en diversos puntos de su contorno. Por otra parte, el conjunto de la bóveda funciona, en este caso, como viga, transmitiendo las cargas verticales hacia los extremos del eje mayor con el fin de buscar el equilibrio perturbado por los empujes en el anillo de arranque. Además, las deformaciones irregulares del anillo de extensión y apoyo se unen como causas secundarias a las que antes se indicaron en la discontinuidad entre anillo y bóveda, para provocar efectos de flexión ondulatoria, que ahora serán más intensos que si la bóveda fuese de revolución.



Fig. 14.—El anillo elíptico de apoyo de una bóveda de igual forma está sometido a extensión, y por las acciones representadas por las flechas, a flexión; se rompe, principalmente, por las líneas *aa*.

5. APLICACIÓN A FENÓMENOS GEOLÓGICOS. LA BÓVEDA ELÍPTICA DE ALBORÁN.—La Tierra se contrae, y, en su virtud, la corteza se *arruga*, traduciendo este hecho general en el particular de que la capa exterior sufre, en algunas zonas, efectos de compresión tangencial, los cuales determinarán abombamientos que, si son lineales, se regirán por las leyes antes mencionadas para los casos del Pirineo y el Cáucaso. Pero, ¿cómo no concebir que en ese mosaico de diversidad suprahumana que es la corteza terrestre no habrá abombamientos abovedados? Y entonces, ¿no será lo frecuente que la bóveda formada no sea de revolución? Si la

planta del abombamiento fuese elíptica, habrían de aplicarse las consecuencias que ahora se han recordado, puesto que es mucho suponer que en la Naturaleza se produzca *espontáneamente* la compensación de masas que la planta elíptica requiere para que los esfuerzos sean del mismo género que en el caso de la bóveda de revolución.

Claro es, que nunca el abombamiento será tal, que se reproduzca el caso puro de la construcción, es decir, el cuerpo cortical aislado, solamente apoyado por su contorno. En la corteza terrestre no será así; no habrá hueco interno entre una y otra capa terrestres pero sí se tenderá a establecer el régimen elástico de ese caso aunque la capa abombada siga, en parte, apoyada en la inferior. Si el hombre no está muy seguro del régimen de esfuerzos en las construcciones que él hace, que son *estilizadas* en comparación con el caso real, abigarrado de la Naturaleza, ¿cómo querer que, no el hombre, sino un hombre llegue a dar solución a un problema tan complicado como el que la Naturaleza plantea?

Por eso nuestro propósito no es el que se derivaría de creer que tenemos la solución *en la mano*, que nuestra hipótesis sea la verdadera y la exclusiva, pero sí creemos que las ideas expuestas tienen que contribuir a esclarecer un problema en el que, además de entrar causas físicas de todo orden, han de influir las mecánicas con carácter primordial.

Que la planta de la zona del Estrecho de Gibraltar es elípticoide es innegable; que la situación de las máximas elevaciones a uno y otro lado del Estrecho coincide con la posición del eje menor de la elipse, en donde los empujes han debido ser máximos, también es un hecho; que los hundimientos han coincidido con los extremos del eje mayor, también hay que admitirlo. Tampoco puede negarse que la abertura del Estrecho coincide con un punto de máxima acción vertical y efecto concomitante de fractura por la flexión en su plano del anillo de apoyo, anillo que en ninguna manera hay que buscarle en la superficie, sino que este anillo de

apoyo del abombamiento estará siempre seguramente relativamente hondo y como enclavado en los bloques sólidos de la corteza que son los únicos que pueden hacer de tales, y los que con su aproximación determinaron la formación de la *seudobóveda* elíptica que concebimos y de que hablamos.

Teniendo presentes los efectos secundarios citados de flexiones y torsiones en los apoyos, es igual para nuestra hipótesis que ahora aparezcan o no en la superficie signos innegables de la continuidad de la formación bética y rifeña, pues aquellos efectos pueden haber producido hundimientos en épocas separadas, ya que la *producción de los efectos*, si en un ensayo de los materiales o de una construcción humana tiene lugar en un plazo corto, en la geogenia un intervalo de fracción de segundo humano para el ensayo, puede ser equivalente a siglos en el fenómeno de formación de plegamientos de la corteza. La escala de la observación humana es, en el tiempo, tan pequeña como en el espacio.

Y por último, ¿cómo explicar ese período de *remisión* de esfuerzos que todos los geólogos admiten ese período en el que parece que las causas tangenciales *se cansan* de actuar? Para nosotros esta remisión no explicada hasta ahora, no es el cesar de las fuerzas actuantes, no es otra cosa que el período de *ceder* el anillo de extensión que el equilibrio de una bóveda exige, es decir, que no siendo apto o al menos de poca resistencia para los esfuerzos de extensión, flexión y torsión que ha de sufrir el anillo de extensión, el material que le forma, el anillo cede ante ellos, y el esfuerzo tangencial que actuaba, queda en vacío sin reacción que lo contrarreste, apareciendo como si remitiese, y así se explica perfectamente que venga el hundimiento central de la zona comprimida al romperse el equilibrio de la *seudobóveda* formada (fig. 15.).

En este hundimiento se romperá la zona central de la bóveda como si fuese una viga; es decir, por extensión en la cara inferior, dando lugar a aberturas por donde fluirá el magma interno

pastoso, produciéndose emisiones volcánicas en uno o en los dos ejes de la bóveda (fig. 16), según sea la forma de romperse en definitiva y desde luego principalmente en la clave, punto crucial de la rotura. Estas emisiones tendrán también lugar en la zona interior de las cordilleras formadas al romperse la bóveda en los arranques, o sea por las zonas denominadas en Geología *interiores* de los plegamientos.

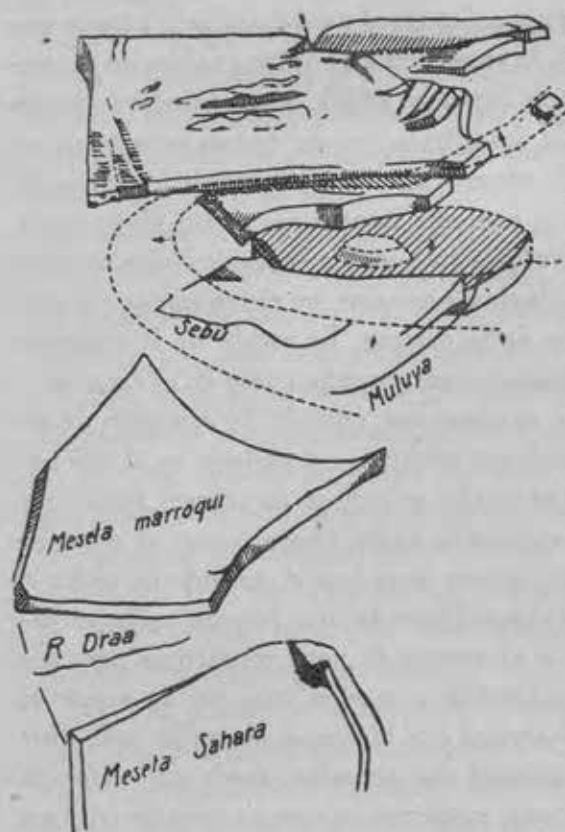


Fig. 18.—Hundimiento de la pseudobóveda elíptica de Alborán como consecuencia de la descompresión al ceder el anillo de apoyo.

Esto, aplicado al Estrecho, quiere decir que el hundimiento de Alborán debió ser posterior a los levantamientos y a la formación del Estrecho de Gibraltar, quedando, a nuestro parecer, esclarecido un orden cronológico admitido generalmente por todos los geólogos y no justificado hasta el presente.

Queda además explicado con esta teoría ese efecto de rotación, ese «Drehement» del geólogo Ansel, que señala la tendencia a hundirse la zona interior de la

cordillera y a elevarse la zona exterior, a causa, dice el autor citado, de haber sido impulsado hacia adentro el material pesado que había como substrato de la cordillera y que no hace, según

nuestra explicación, otra cosa que obedecer al efecto de vuelco del estribo de la bóveda que antes se señaló.

Asimismo, las formaciones volcánicas que bordean el Estrecho y las que constituyen la isla de Alborán quedan explicadas, como también las fracturas del Lau, de Río Martín y de los afluentes del Guadalquivir por su izquierda que representan las fracturas por la extensión, concomitante con la flexión en su plano, del anillo de apoyo de la bóveda.

Rotura y ruina de una bóveda elíptica y emisiones lavicas concomitantes.

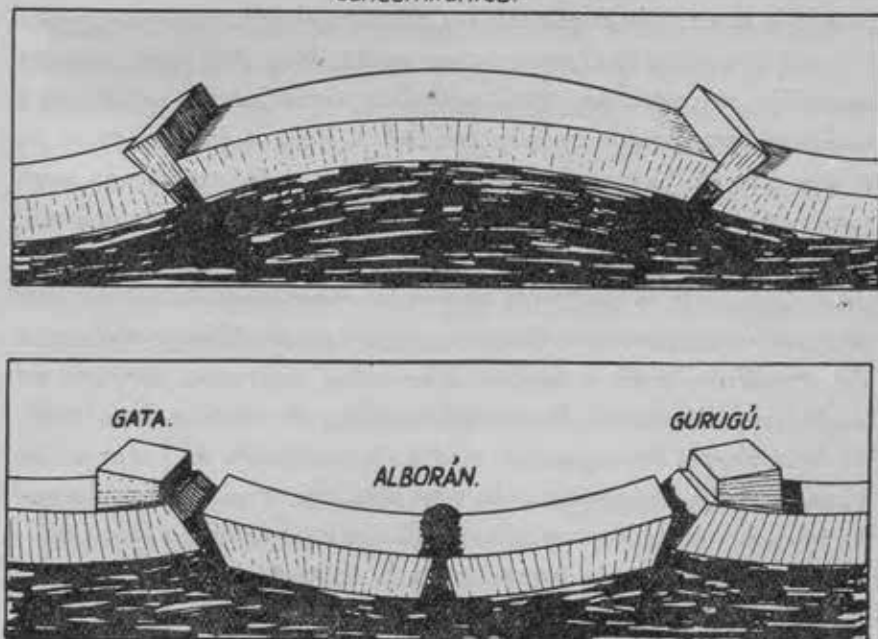


Fig. 16.

Por último, digamos de pasada, que la fórmula del esfuerzo de compresión, antes deducida para una bóveda rebajada, aplicada al caso de la Tierra con un radio de 6.400.000 metros y peso específico 2,7, da como valor, 20 millones de toneladas por metro

cuadrado, lo que es 2.000 veces superior al esfuerzo necesario para hacer pastoso el granito.

6. LOS FENÓMENOS DE PANDEO.—La mecánica elástica enseña que para que un material o una construcción sea resistente a la acción de las fuerzas exteriores que sobre él o ella actúen no basta que las fuerzas interiores provocadas por las exteriores no pasen de un cierto límite, o de otro modo, no es suficiente que el valor de las reacciones elásticas interiores, que exige el equilibrar las fuerzas exteriores, sea inferior a un cierto límite que depende de la clase de material y que, en todo caso, representa el *principio de la fluencia* si el material es dúctil, o el de la *rotura ectópica* o por dislocación si el material es quebradizo. No basta esto; es necesario, además, que el tal equilibrio entre fuerzas exteriores e interiores sea *estable*, y esta condición lleva a investigar si en algún caso no hay otra forma de equilibrio más complicada, pero más estable que la elemental que a primera vista se intuye; así, una pieza comprimida según su eje, tiene como forma elemental de equilibrio la inicial recta en que las reacciones interiores son directamente *opuestas* a la compresión exterior. Hay otra forma de equilibrio cuya ecuación diferencial contiene, además del coeficiente diferencial de segundo orden, un término dependiente de la propia deformación, y esta circunstancia da lugar a que el valor de la fuerza capaz de provocar ese estado, obtenido por la integración de la ecuación con término no diferencial sea múltiple; es decir, que esa fuerza tenga la expresión

$$P = n^2 \frac{EI\pi^2}{l^2}$$

y la forma que la pieza toma está dada por una ley *sinusoidal*,

$$w = w_0 \operatorname{sen} \lambda n x$$

que representa una onda simple si $n = 1$ ó una curva con número de ondulaciones, tanto mayor cuanto más elevado sea el valor

de la fuerza que determina ese estado, según se desprende de las fórmulas citadas.

Este fenómeno es el conocido en la construcción con el nombre de *pandeo*.

La clase de cuestiones que se acaban de examinar en un caso elástico *lineal*, es decir, cuando se trata de una pieza larga se presentan de igual modo en una pieza o construcción superficial: ya de forma plana, ya de forma de bóveda o cortical. Entonces, si solamente se producen extensiones no hay otra forma posible de equilibrio elástico que la que intuitivamente se concibe, o sea, la misma inicial de la construcción; pero, si hay compresión, es entonces posible otro estado de equilibrio en el que la forma es ondulada, con un solo sentido de ondulación si se trata de placa indefinida o caso asimilable a él, llamado de *pandeo cilíndrico*, o bien, doblemente ondulada como sucede en la placa limitada o de forma rectangular. En el primer caso, el pandeo en una sección sigue las mismas leyes que el lineal, mientras que en el segundo la deformación transversal a la placa está representada por una serie doble de Fourier:

$$w = w_0 \frac{\sin m \pi x}{a} \sin \frac{n \pi y}{b}$$

siendo a y b las dimensiones de la placa, y ésta toma la forma de elementos cuadrados con su curvatura cambiada alternativamente, separados por las líneas en que $w = 0$ con los puntos nodales que resultan de la intersección de tales líneas.

En una bóveda ocurre fenómeno análogo, y en la capa esférica se presenta con sujeción a la serie de funciones esféricas, es decir, que habrá bombeos de curvatura alterna con términos sectoriales y términos zonales de modo que la forma del pandeo será, o la de bombeos alternativos con líneas de separación meridianas, o con líneas de separación paralelas, o por fin, habrá bombeos *teserales* (fig. 17), en los que las líneas de separación

son la red de meridianos y paralelos conjuntamente, correspondiendo estas formas a fuerza de magnitud creciente como requiere su mayor complicación; lo mismo que ocurre en los casos de pandeo lineal y plano que antes se han citado.

Todos estos fenómenos tienen forma *crítica*, es decir, no son de carácter de *lisis* sino de *crisis*, o sea que, creciendo la fuerza desde un valor para el cual el equilibrio es el elemental, llega a a un momento en que la fuerza determina un estado de equilibrio indiferente, anunciador del colapso elástico y un nuevo incremento de la fuerza le produce y provoca bruscamente el otro

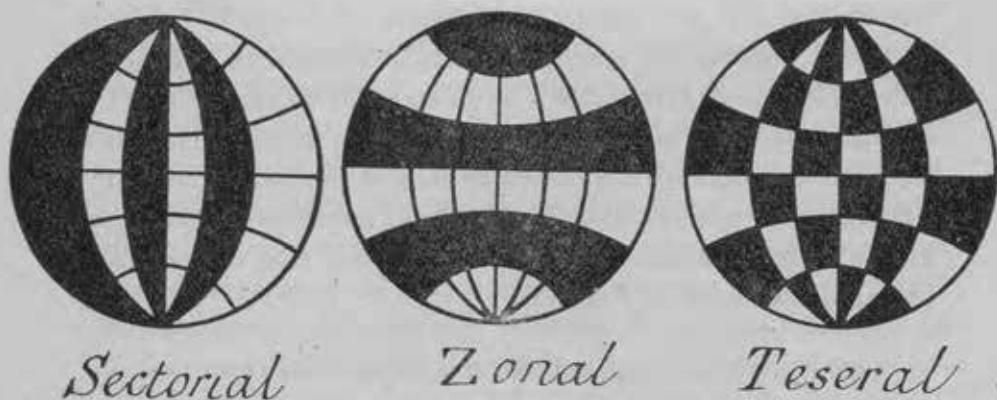


Fig. 17.—Las distintas formas que pueden adoptar las líneas nodales en el pandeo de una capa esférica. Las dos primeras son las formas más sencillas: la teseral, como armónico más elevado que es, corresponde a un período de compresión más avanzado. Los primeros núcleos y pliegues continentales serían de las dos primeras formas: el más avanzado, el alpino, tiende a tomar la forma de teseral.

estado, que será el más o menos complicado, según el valor del incremento de la fuerza.

Como se sabe, este fenómeno está íntimamente ligado con el de la vibración, habiendo coincidencia entre las formas de pandeo y las de la vibración propias del cuerpo, de manera que las formas más sencillas de vibrar corresponden al pandeo más elemental, y las más complicadas, al pandeo producido bruscamente por incrementos súbitos y grandes de las fuerzas que los produ-

cen, que corresponden así a los armónicos de la vibración fundamental.

Hay que advertir que si la esfera tiene movimiento de rotación, la vibración no tiene líneas nodales que coinciden siempre con meridianos y paralelos; entonces hay una forma de vibración para la esfera giratoria que corresponde a cada vibración de la esfera inmóvil, pero con ciertas diferencias: por ejemplo, las líneas nodales de la vibración zonal son simétricas respecto al eje; en cambio, el movimiento no es en sentido de los meridianos sino de forma elíptica. En las vibraciones sectoriales y teserales ocurre que ninguna es estacionaria sino que se trasladan lentamente en sentido contrario al de la rotación.

Aplicación Se ve claramente la aplicación de lo anterior a la Geología, o hablando con más precisión, a la Tectónica: toda la teoría de la formación de plegamientos está explicada por el pandeo, que es la causa a la que hay que atribuir la formación de la penibética en nuestro caso; pliegues resultantes de la compresión del geosinclinal bético contra el macizo ibérico. Una circunstancia notable ocurre a nuestro entender en esta clase de formaciones. Si el material que forma la capa comprimida y pandeada, es muy homogéneo en toda ella y muy rígido, y las fuerzas de compresión han sido de acción lenta, la ondulación de pandeo es uniforme, o sea, es una senoide de ordenada y período constantes, como por ejemplo, debió ocurrir en el Jura, que representa el caso típico de ondulación perfecta *in situ*. Pero si las circunstancias son las contrarias, la zona inmediata a aquella en que nace la fuerza, por ser ésta muy grande, tiene tendencia a tomar la forma de senoide de corto período, como corresponde a un pandeo por compresiones elevadas; pero como por lo mismo se pasará seguramente del período elástico del material, hay absorción de energía según se explicó al principio, y ésta no se va transmitiendo íntegra sino con un factor de amortiguamiento, resultando

que los pliegues más lejanos, correspondiendo a compresiones de menor intensidad, habrán de ser de período más largo y ordenada más pequeña, explicándose así la forma en que se presenta el sistema penibético de ondulaciones cada vez menores hacia el valle del Guadalquivir.

No es este el lugar adecuado para explicar la aplicación del pando de la capa esférica a la orogenia general terrestre, pero no podemos dejar de hacer alguna reflexión ya que el Estrecho de Gibraltar está ligado al sistema alpino-himalayo, es decir, a uno de los grandes fenómenos de la historia general de la Tierra. ¿Cómo no ver en el sistema general de las cordilleras terrestres una deformación del carácter señalado para la capa esférica? En particular, ¿no es manifiestamente la cordillera y continente americanos una línea sectorial, modificada por la rotación terrestre con trayectorias elípticas? El sistema alpino, ¿no es manifiestamente tesimal en su conjunto? Así se podrían ir analizando los fenómenos para ver la coincidencia general del relieve terrestre con las consecuencias que se desprenden de tal teoría aplicada a una capa esférica no homogénea, que tenderá al caso ideal de la homogeneidad, y se vería cómo las deformaciones más antiguas de la corteza terrestre han debido ser sectoriales y zonales, y las más modernas tesaerales, circunstancias que están bien de acuerdo con la realidad observada.

Se comprende que a pesar del gran ingenio que derrochó Elie de Beaumont, para buscar un sistema de círculos máximos que dividiese la superficie terrestre en partes iguales, tratando de aplicar la teoría de máximos y mínimos a la rotura de la superficie terrestre en la misma forma sencilla que en la superficie plana se aplica para explicar la formación de prismas exagonales en la cristalización por fusión, no llegase a conclusiones prácticas porque su razonamiento se basaba en razones puramente geométricas, pero no mecánicas.

Igualmente la teoría tetraédrica de M. Green no pudo expli-

car la orogenia, porque el tetraedro está lejísimos de ser la figura a que tiende la corteza terrestre en donde insignificantes elevaciones no pueden mirarse, ni con mucho, como reminiscencias de un poliedro.

Creemos que el pandeo de una capa esférica heterogénea dará, bien estudiado, resultados más satisfactorios que esas primitivas hipótesis.

Las probables causas
de la contracción
de la Tierra.

Rozar siquiera este tema es tanto como pretender entrar en el santuario del gran templo de la Ciencia Geológica, en donde están, como sagradas reliquias, las ideas de los grandes hombres que a su paso por la vida terrestre han ansiado poder responderse a las clásicas preguntas: ¿Dónde estamos? ¿De dónde venimos? ¿A dónde vamos? Ahí en ese santuario está también la diosa Neyth ocultando la verdad al hombre que trata de averiguarla, y por eso sus esfuerzos son los tanteos de quien avanza en la oscuridad, que sólo con lentitud asegura sus pasos.

Sería tarea inacabable la enumeración de las diversas teorías sobre la orogenia y más su comparación y contraste, asunto que, por otra parte, como repetidamente se ha dicho, no es de este lugar. Bastará decir que a nosotros, como ya habrá podido notarse, nos convencen los argumentos de los que creen en la contracción de la Tierra como causa *principal* de la orogenia: es la hipótesis más de acuerdo con la observación del estado de los otros astros; no creemos acertado pensar nada más que sobre la corteza terrestre y no a la vez en el conjunto de los astros, pues la Tierra no es algo aislado sino un elemento del Cosmos, y así esa observación nos enseña que la Luna, astro más pequeño que Marte, está más avanzado que él en su vida astral, y acaso ha llegado ya a su fin, arrugándose; a la vez, Marte está más avanzado que la Tierra, que no es otra cosa que un pequeño Sol apagado que precederá a Júpiter, el coloso, en su destino fatal.

Ahora bien: nuestra lógica es fatalmente incompleta y de lo dicho a conocer el verdadero metabolismo de la Tierra hay un abismo. La contracción suscita objeciones, algunas de difícil explicación, como, por ejemplo, las consecuencias astronómicas en cuanto a la velocidad de rotación de la Tierra y otras, analizadas prolijamente por Nolke. Pero lo que hay que hacer constar es que además de que actuarán otras causas que muchos autores consideran exteriores, la contracción de la Tierra no será causada solamente por el simple enfriamiento; del balance térmico de la Tierra se sabe muy poco; no basta con atender a la radiación ni a la radiactividad, hay que creer también en efectos termodinámicos y muy especialmente en *fenómenos atómicos*, es decir, en fenómenos íntimos de la vida de la materia, pues, a nuestro entender, lo mismo que existe una fuerza vital precedera como terrestre, que anima los seres vivos, existirá una fuerza vital que sostiene la materia y que es la causa de su existencia, la cual es también *finita*, de modo que para nosotros lo mismo que la fuerza vital sostiene al cuerpo del ser vivo en su forma y se la da permanente a pesar del intenso metabolismo de su vida, también la materia tiene su fuerza vital que la mantiene en su estado y que determinará su disgregación cuando cese de actuar lo mismo que el cuerpo animal se disgrega con la muerte. Pero esto nos lleva ya a la idea que dejamos para después, y antes hemos de detenernos un poco.

f e n ó m e n o s
termomecánicos.

Si un cuerpo homogéneo está sometido a variaciones de temperatura no sufre, a consecuencia de ellas, efecto mecánico alguno: supuesto esférico, por ejemplo, las deformaciones de radios y esferas componentes están siempre ligados por las relaciones que se derivan de su forma, ya que las variaciones de tamaño son todas proporcionales; es más, si el cuerpo es hueco y tiene libertad de deformación tampoco experimenta esfuerzos pues su dilatación o contracción es la misma que si no existiese,

el hueco. Pero desde el momento en que no hay homogeneidad, que no existe isotropía para los efectos del calor, la cuestión cambia totalmente y una modificación de la temperatura da lugar a esfuerzos como enseña la más elemental experiencia. Aun con isotropías, si la deformación térmica de un cuerpo no es libre, se presentan esfuerzos importantísimos que el constructor conoce muy bien, pues olvidarse de ellos produce catástrofes.

El cuerpo no homogéneo para el calor está, en cierto modo, en el último caso citado; aquéllos elementos o partes de él que tengan deformaciones menores que otros impedirán las de éstos y surgirán esfuerzos.

No hay más que recordar el conocido sunchado de los cañones; una capa cilíndrica exterior metida en caliente, al enfriarse determina compresiones en el tubo interior y extensiones en el exterior. Igualmente ha de ocurrir en una capa esférica. Si se supone que es s_e el espesor de la capa exterior y s_i el de la capa interior, y se designa por p el esfuerzo de extensión en la primera y por q el de compresión en la segunda, siendo α_e y α_i los coeficientes de dilatación del material de ambas capas, un enfriamiento de t a t_0 grados equivale a una presión en la separación de las capas, o sea interior para la capa exterior y al contrario en la interior, de valor x que satisfaga a la condición de ser:

$$\alpha_e (t - t_0) - \frac{x d}{4 E_e s_e} = \alpha_i (t - t_0) + \frac{x d}{4 E_i s_i}.$$

En ella E_e , E_i representan los módulos de elasticidad de los materiales de las dos capas y d el diámetro, sensiblemente el mismo, de ambas.

Aplicación a los fenómenos orogénicos.

Aunque el conocimiento humano está ya lejos de aquellos tiempos de Davy y Humboldt en que los dos, como hombres de ciencia, fueron formalmente invitados por el capitán Symmes, para ir a ver el interior de la Tierra, cuya

entrada estaba, según él, a los 82° de latitud, pues subsistía todavía la opinión del célebre Halley, de fines del siglo xvii, según la cual un cuerpo que giraba en la cavidad subterránea, entre la corteza y el núcleo terrestres, era el que producía las variaciones del magnetismo; aunque, repetimos, se esté ya lejos de aquellas ideas y se sabe mucho más de la constitución interna de la Tierra, todavía se está lejos de la verdad completa; sin embargo, dentro de nuestra imperfección, es un hecho innegable la heterogeneidad de los materiales que forman la Tierra, carácter que será mucho más acentuado en ella que, por ejemplo, en la Luna, formada, sin duda, por los materiales, en número más reducido y más ligeros, que constituyeron la primitiva nebulosa terrestre y cuyo enfriamiento ha sufrido un proceso bastante diferente que el de la Tierra.

Que esos materiales han cambiado de estado, también es hecho incontrovertible, y que han cambiado a causa de la contracción por enfriamiento debido a la radiación (aunque también a la causa general que se dirá después) también hay que admitirlo, y entonces, si hubiese sido siempre *eutética* la mezcla, sin duda que las tres clases de estados a que se hubiera llegado hubiesen tenido la forma *quasiesférica*, y hubiese, por fin, estado el astro compuesto por las tres esferas, sólida, líquida y gaseosa superpuestas con las naturales discontinuidades entre ellas. Si la atracción no hubiese sido suficiente, la esfera gaseosa, la atmósfera, se hubiese ido perdiendo, manteniéndose mientras la hidrosfera hubiese podido alimentarla y, por fin, perdidas ambas, habría quedado la esfera sólida con la imagen glacial de la muerte que en la Luna descubrimos; astro demasiado pequeño para que su atracción haya podido oponerse al movimiento molecular y consiguiente fuerza expansiva de los gases.

Pero si no hubiese sido así; si por la diversificación de componentes se hubiesen perdido las condiciones eutéticas y se hubiesen formado compuestos no solubles en la masa ya liquidada;

es decir, hubiese habido *escorias* flotantes en ella, entonces éstas, por su menor peso, hubiesen debido sobresalir aquí y allá de la masa general, puesto que no sería regular su distribución; en una palabra: el Pacífico, con su fondo de sima, representa el estado *normal* que pudo darse; el bloque siálico que va desde las costas americanas del Pacífico hasta las de Asia (fig. 18) es lo debido a la falta de homogeneidad; de modo que la primera lluvia hirviente que sobre la Tierra cayó tenía ya preparada la distribución en mares y continentes, aunque en el principio habría seguramente un solo mar «sin costas», «el Panthalasa», formando una hidrosfera continua de escaso espesor que, continuando el



Fig. 18. — Los continentes y el Atlántico forman el bloque siálico o de «escorias» del magma primitivo; el Pacífico, con fondo de sima, representa el magma eutéctico de la primera corteza terrestre.

proceso de arrugamiento, se transformaría pronto en mares y continentes: *tertio die, coegit aguas in unum locum et eduxit e terra, plantas et arbores.*

Consolidada la capa esférica superficial y el núcleo interior, sin duda ocurrirá que el coeficiente de contracción de las distintas capas del núcleo irá *disminuyendo hacia el interior*, aunque solamente exista la razón del aumento de presión; de consiguiente, la primera capa del núcleo funcionará como el sunchado de los cañones, ya que la diferencia de coeficiente de contracción será más acusada en la superficie, pues tal diferencia irá disminuyendo también hacia el interior del núcleo. En su virtud, la capa de sima, soporte del sial, se romperá por extensión, o si no llega a romperse, al menos se estirará y adelgazará, transmitiendo al

sial los esfuerzos tangenciales que resultarán de su abombamiento por faltarle apoyo; pero, continuando la contracción de las capas, las ya estiradas o rotas acabarán por seguir el movimiento de contracción interior, aproximándose los bloques y dando lugar a todos los fenómenos mecánicos que antes se explicaron, con la formación de arrugas sectoriales, zonales y tesorales, empezándose por las dos primeras en cuanto la compresión tangencial fuese la equivalente a una presión exterior de valor:

$$p = \frac{E e^3}{2 r^3},$$

que aplicada a una capa de 60 kilómetros y r el de la tierra, da para p el valor

$$p = E \times 0,015,$$

siendo E el módulo de elasticidad medio de la capa; valor que, como se ve, puede ser alcanzado con una contracción representada por un tanto por ciento muy pequeño del perímetro terrestre.

Si la teoría expuesta fuese verdad, los geosinclinales, esa concepción genial de Dana, no se hundan por acumulación de sedimentos, sino que acumulan sedimentos porque se hundan y se hundan por estiramiento de la capa superior que se contrae sobre un núcleo que se contrae mucho menos.

Según esto, la época de formación del geosinclinal representa la fase de contracción de la capa exterior de sima que soporta el sial que, por el mecanismo explicado, tiende a romperse por extensión en ciertos lugares, adelgazándose previamente en el periodo de estricción que precede a toda rotura, y como esa estricción se producirá con más facilidad hacia el exterior de la corteza, resultará en definitiva que el fondo del geosinclinal se va hundiendo y, a la vez, se va rellenando con sedimentos que conservarán continuamente la misma facies, explicándose así este fenómeno curioso de no pasarse en los geosinclinales de la facies batial (fig. 19).

Verificada la quasi-rotura de la capa más exterior de la corteza a lo largo de los geosinclinales, y quedando así como inerte esa capa, no hará otra cosa que seguir el movimiento de la inferior que la soporta, y como ese movimiento será de contracción los labios del geosinclinal se acercarán, y este acercamiento originará la compresión tangencial que, ejercida sobre el material

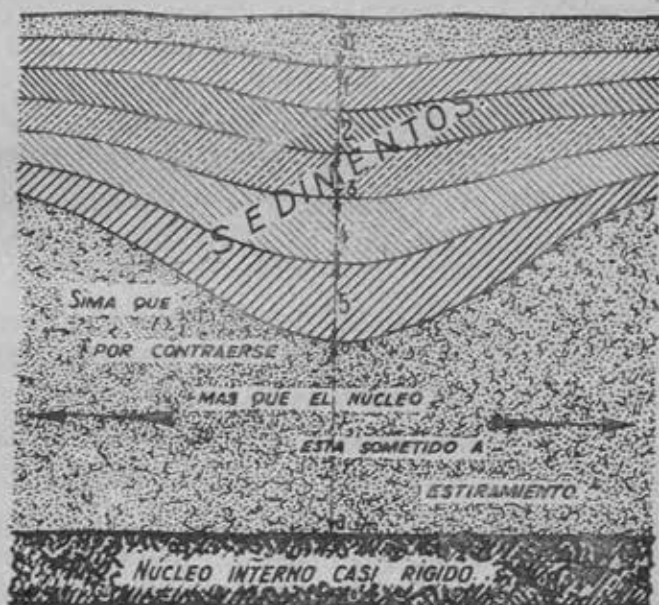


Fig. 19.—Proceso de formación de un geosinclinal; el sima que envuelve al núcleo más rígido se contrae más que éste y se estira; la sección a es la de «estiración» del sima a consecuencia de su estiramiento; ahí se van acumulando los sedimentos que se hunden tanto más cuanto más se adelgaza la sección de estiración.

acumulado en el geosinclinal, le hará elevarse por el proceso que anteriormente se explicó.

Las grandes fosas del Pacífico no son, a nuestro entender, otra cosa que recientes grietas de extensión del sima producidas del modo explicado y no cerradas por subsiguientes movimientos de contracción de capas más inferiores.

Resulta con esta explicación completamente esclarecida la

objeción a la teoría de la contracción de que hay fenómenos en la corteza terrestre que denuncian un estiramiento. Sin embargo, como ha podido verse, nuestras explicaciones no pretenden ser una teoría general de la orogenia, sino solamente «retazos» de fenómeno tan grandioso como es el proceso de la formación de la corteza terrestre hasta llegar a ser tal como hoy aparece a la vista del hombre.

Una hipótesis cosmogónica. Hemos aludido en varios pasajes a una causa ligada al modo general de comprender la génesis del Universo. Nos hemos referido a la genial concepción de nuestro compatriota Emilio Herrera, que en 1916 y 1917, y más tarde en 1934, expuso una concepción grandiosa que, a nuestro juicio, va mucho más allá que la teoría einsteniana.

En la hipótesis en cuestión, el Universo en que están los astros que el hombre ve es una hipersuficie de doble revolución, como consecuencia de admitir la existencia de la cuarta dimensión espacial, no la cuarta dimensión de tiempo como admite la teoría de Einstein. En su virtud, los cuerpos *aparecen* atrayéndose hasta una cierta distancia, según la ley de Newton, cuando en realidad no hacen más que obedecer instantáneamente a la simple *inercia* del movimiento de doble rotación de la hipersuficie esférica de éter en que se hallan apoyados.

Todas las masas estarán agrupadas en sistemas compuestos de un núcleo central, alrededor del cual girarán otras masas que también pueden ser centro de otros sistemas secundarios.

Además de estos movimientos de las masas cada una tendrá otro de traslación, describiendo una geodésica de la hipersuficie en movimiento absoluto, movimiento que en las proximidades de los dos ecuadores de la hipersuficie será aproximadamente elíptico, con centro en el punto en que su plano corta al ecuador; y aparentemente cada ecuador ejercerá una acción atractiva proporcional a la distancia y a la masa.

Esos ecuadores serán acumulaciones de masas, de modo que el de mayor fuerza centrífuga será el de las masas más importantes; resultando las dos acumulaciones de materia que se ven en el Universo: la de estrellas de la Vía Láctea, a la que pertenece nuestro sistema solar, y la de nebulosas exteriores independiente del anterior.

Si lo expuesto fuese cierto el sistema solar describiría una elipse cuyo plano sería perpendicular al ecuador galáctico y cuyo centro estaría en él. Entonces la distancia al ecuador variará como los radios vectores centrales de la elipse que, según las observaciones conocidas, debe ser bastante alargada, pues su excentricidad ha de ser superior a 10, y resultaría que, como la intensidad de la fuerza atractiva de los cuerpos y de sus diferentes puntos debe aumentar cuando disminuye su distancia al ecuador del espacio, todas las manifestaciones físicas y químicas deben sufrir iguales variaciones, sin que por eso deje de verificarse la conservación de la energía, pues la total de cada sistema estará compuesta: de la potencial correspondiente a su distancia al eje de giro del espacio; de otra parte, en forma cinética o fuerza viva del conjunto, y de otra, por fin, debida a la energía interna.

Si se supone un sistema en un extremo del eje mayor de la elipse que describe presentará un mínimo de energía interna, y será una nebulosa fría y oscura, con los átomos disociados, sin energía para formar moléculas, ni aun luz; la temperatura, la del cero absoluto o casi, y la energía interna estará en forma de vibración atómica; la entropía será casi infinita.

Al acercarse al ecuador del espacio la energía aumentará, los átomos se moverán con mayor frecuencia, hasta llegar a los 400 billones de veces por segundo, y entonces serán luminosos; se hizo la luz, como dice el Génesis; luego se irán integrando los elementos, formándose edificios atómicos cada vez más complicados, y después las moléculas y, sucesivamente, las nebulosas,

que según la concepción de Laplace u otras análogas expuestas en la Astrofísica, originaron los astros; con todo ello, el calor interno, la entropía, irá disminuyendo hasta llegar al extremo del eje menor de la trayectoria elíptica, en donde la energía del sistema será máxima y la entropía un mínimo; el sistema se encontrará en su virilidad.

Pero, pasado ese solsticio sideral, la energía interna disminuirá, tendiendo a repartirse uniformemente; los átomos se desintegrarán, aparecerá la radiactividad, que conservará un cierto tiempo el calor interno, y todo tenderá a la forma nebular, que llegará a tomar otra vez en el otro extremo del eje mayor de la elipse, al que se acercará el sistema.

Todos los períodos geológicos han tenido, pues, lugar una vez pasado el máximo de energía, es decir, al llegar el astro a su decadencia y pisar los umbrales del reino de la muerte, pues los habitantes de la Tierra representan los microdermos, infusorios y vibriones que surgen de la putrefacción de un cuerpo que ha perdido su propia fuerza vital, siendo el género humano el microdermo del período que por ahora es el más avanzado de tal proceso de descomposición, aunque la comparación no esté muy de acuerdo con el orgullo humano.

Luego, llegado el sistema al nuevo estado caótico nebular, otro ciclo se repetirá y, como dice Isaías, «nuevos cielos habrá y una nueva tierra y de las cosas pasadas no quedará memoria».

Todo indica que, si la hipótesis es cierta, el sistema solar se halla ahora en el otoño sideral, es decir, en el período en que la vibración molecular va perdiendo intensidad; y como calor no es más que movimiento molecular y temperatura la intensidad de ese movimiento, resultará que amortiguarse la vibración molecular equivaldrá a un aumento de la entropía, la energía se degradará y todo seguirá *un proceso de enfriamiento no explicable por la simple radiación*, pues, por ejemplo, esta sola causa no justifica el enfriamiento de la Luna.

En resumen, los astros se contraerán.

He aquí, sin detenernos a más, cómo, pensando en la tectónica del Estrecho de Gibraltar, hemos llegado a enlazar nuestros pensamientos con la grandiosa idea de la periodicidad de la Vida Universal, sin tener que esperar esa horrenda casualidad del choque de los astros en que han creído muchos grandes astrónomos para hacer renacer la vida; pensamiento que nos encogía el ánimo, no por temer ser espectadores del choque, sino porque nos horrorizaba admitir la idea de que el Autor de tantas bellezas como encierra el Cosmos dejase al acaso la continuidad de la vida o quizá hubiese condenado al Universo a ser un frío cementerio errante compuesto para siempre de infinitas lunas.

La hipótesis herreriana devolvió la paz a nuestra alma.

La gravimetría del Estrecho.

La primera vez que hemos estudiado este importante carácter geofísico en relación con el magnetismo terrestre, pasando a través de los otros caracteres de igual clase, ha sido con ocasión de la elección de lugar para instalar un Observatorio magnético en el noroeste de España, y quedamos maravillados de las consecuencias que de tal estudio se dedujeron. Por consiguiente, no haremos sino aplicar aquí el mismo criterio.

A este fin, interesa recordar primeramente algunos principios de la Gravimetría, ciencia en la cual, según es sabido, existen diversas teorías para justificar o explicar las causas de las *anomalías*; es decir, de las diferencias entre la intensidad de la gravedad *observada* en un lugar y la calculada o teórica, si es que se atiende al punto de vista estático, o bien para explicar el *gradiente* y el *radio* de curvatura, si se considera el punto de vista dinámico.

Si se atiende a las anomalías existen varios criterios para su cálculo según la finalidad perseguida, sobre todo desde que apareció la idea de la *isostasia*, según la cual se admite la existencia de una superficie a partir de la cual la presión es constante y análoga a la de un fluido; es la zona en donde reina, como antes

se dijo, la muerte mecánica por no existir esfuerzos tangenciales, que es lo que sucede en el estado elástico de compresión uniforme.

Pero, afortunadamente, la opinión de geólogos autorizados es la de que la utilidad mayor de las anomalías gravimétricas se obtiene por los sencillos métodos de los primeros investigadores; por la reducción de Faye o de la *anomalía total*, $\Delta g = g_0 - \gamma_0$ o por la de Bouguer, o *anomalía ideal* $\Delta g'' = g_0'' - \gamma_0$.

Es notable la correlación que existe en estas anomalías. La primera está de acuerdo con las *perturbaciones de equilibrio isostático*; es decir, valores positivos de la anomalía indican tendencia al hundimiento en el sima de las áreas a las que afecta; valores negativos significan tendencia a elevación, o sea existe correlación con las dos clases de movimientos epirogenéticos.

Por el contrario; la anomalía de Bouguer está en relación con *anomalías de densidad*, o sea permite formar un criterio sobre la *repartición de masas* en la corteza terrestre, en el sentido de que una anomalía *positiva* indica *exceso* de masa, una *negativa*, *defecto* de masa.

Las anomalías calculadas por el método de Hayford no parece que todavía hayan permitido establecer resultados definitivos en cuanto a su valor geológico, por lo cual nos abstenemos de apoyarnos en ellas para establecer consecuencias.

En cambio, el gradiente y el radio de curvatura del potencial gravitatorio tienen relación directa con el magnetismo, por lo que es muy importante a este respecto disponer de tales datos que, dicho sea de paso, son de cálculo muy prolijo.

Por otra parte, aunque, en principio, sea muy difícil deducir consecuencias exactas sobre la clase, forma y posición de las masas partiendo de medidas gravimétricas, por ser posible infinitas combinaciones de masas que produzcan iguales efectos, es cierto que si se unen a esos elementos de juicio los procedentes del conocimiento geológico se pueden obtener resultados de gran valor.

Por ejemplo: un corte en el campo de isonómalas de Bouguer de la región granadina (fig. 20) indica claramente la gran profundidad a que ha llegado la penetración del material sedimentario, en la formación de la Penibética y Bética, es decir, la profundidad relativa de los terrenos terciarios, comprobándose la ley de máxima profundidad en el postpaís, de acuerdo con las teorías explicadas.

En general, las cuencas ordinarias de los océanos representan zonas de gravimetría normal; las grandes fosas, como la de Tonga o la Emden, presentan las mayores anomalías *por defecto*; las islas en medio de grandes mares y, sobre todo, volcánicas como en nuestras Canarias, la anomalía es positiva.

Los taludes continentales presentan generalmente valores negativos y el litoral o plataforma nerítica la transición de valores negativos a positivos. Las costas tienen anomalías positivas de pequeño valor, siendo éste máximo en el *tipo pacífico*, es decir, cuando las cordilleras son paralelas a las costas y muy pequeño en las de *tipo atlántico*, o sea cuando las cordilleras forman ángulo recto o casi recto con la costa.

Si se aplican estos principios generales a la gravimetría del Estrecho se obtienen resultados notables.

a) Además de lo dicho anteriormente respecto al corte de la cordillera se ve aquí que, considerando la Carta de anomalías ideales (Bouguer) (fig. 21), desde Gibraltar casi todo el litoral presenta anomalía positiva que cae dentro de las reglas generales expuestas; en cambio desde ahí hasta la desembocadura del Guadalquivir la anomalía es negativa, y esto viene en apoyo de nuestra teoría sobre la formación del Estrecho; en él las acciones explicadas de máximos esfuerzos verticales han hecho penetrar profundamente los materiales terciarios y *predomina el efecto de la menor densidad*.

El hecho de que sea la costa africana de iguales caracteres que la española, a ese respecto indica, a nuestro juicio, que *en ambas*

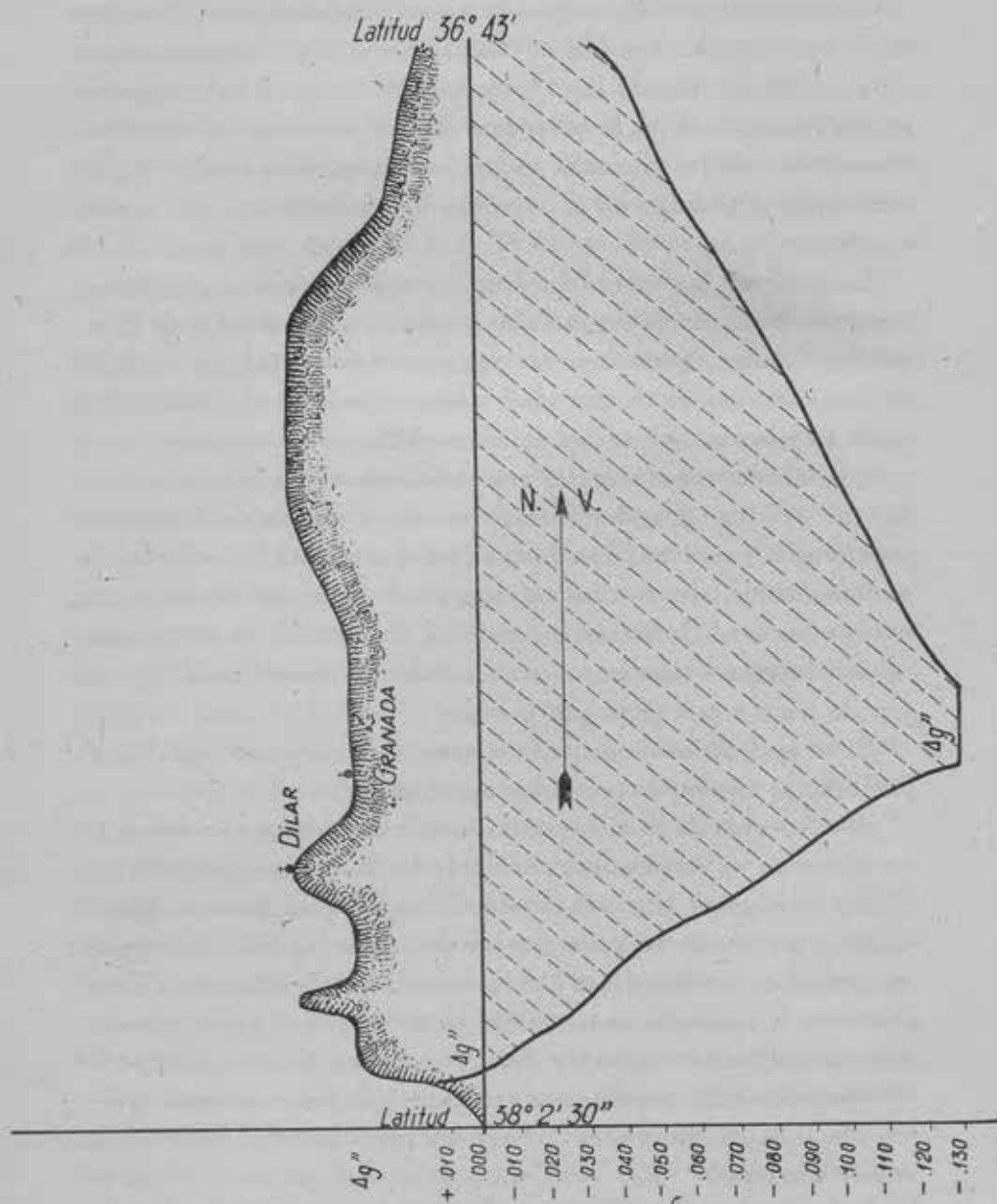
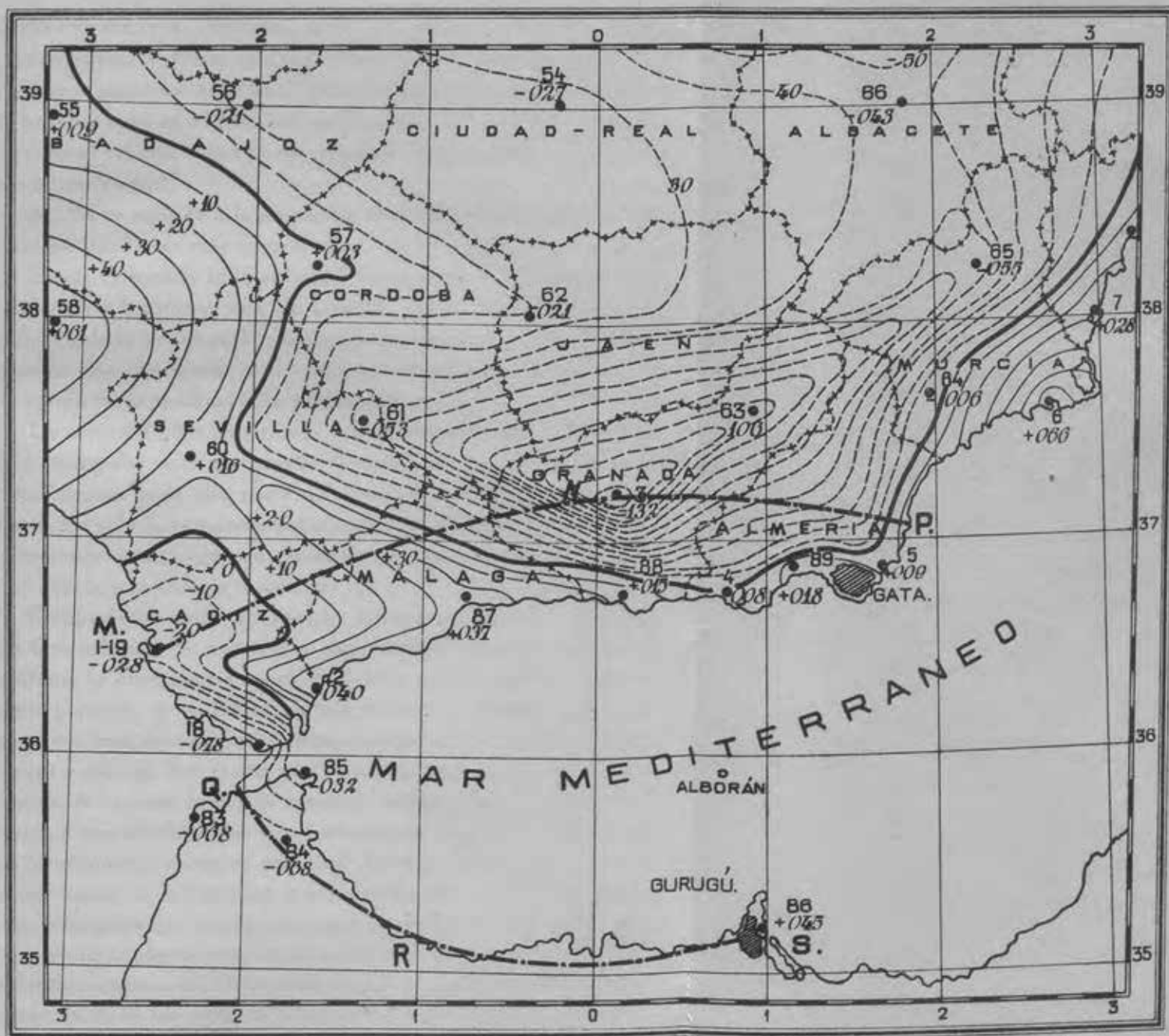


Fig. 10.—Corte del campo de isanómalas de Bouguer en la región granadina: las ordenadas, proporcionales a $\Delta g''$, indican el espesor probable de masa menos densa sedimentaria que penetró en la corteza.



Isanómalas positivas.

Isanómalas negativas.

Fig. 21

Fig. 20.

orillas ha ocurrido lo mismo; es decir, establece un nexo de origen que completa las faltas que para establecer ese nexo se encuentran en otros caracteres geofísicos, en otros síntomas, pues aquí sí que el hombre está en el caso del médico que no tuviera otro modo de formar criterio sobre la enfermedad de un paciente que el de examinar su piel.

b) Si se atiende a la anomalía total (Faye) (fig. 22), el resultado no puede ser más expresivo.

Desde Gibraltar todo el litoral hasta cerca de Valencia tiene tendencia a hundirse; está de acuerdo con el momento de rotación señalado por Ansel y explicado por nosotros para el antepaís de una cordillera, como consecuencia del vuelco del anillo de apoyo de la pseudobóveda alboránica.

La zona del post-país tiende a elevarse; es la que tiene forma casi triangular que comprende Granada, y esa elevación es la consecuencia de la otra parte del fenómeno señalado que representa, no sólo la existencia del material más ligero, sino también la reacción natural por un exceso de penetración en el sima inferior debido a la inercia mecánica.

En el tramo comprendido entre Gibraltar y la desembocadura del Guadalquivir es notable la coincidencia gravimétrica con la realidad; la gravimetría acusa tendencia a la elevación a epirogenia positiva, y, en efecto, sabido es que en Tarifa la playa se eleva y el mar se retira; pero *tiene el mismo carácter* la costa marroquí y esto es una razón que se añade a lo anteriormente expuesto. A nuestro juicio, la reacción vertical fué tan enérgica y violenta que añadiéndose a la fractura por extensión, determinó un hundimiento enérgico que pasó del que hubiese requerido la conservación de la isostasia, y esta epirogenia actual es la réplica a un fenómeno que afectó a la vez a las dos orillas del Estrecho.

Pero hay más todavía: la zona de hundimiento reaparece en la desembocadura del Guadalquivir, y ya se sabe que allí ha sido comprobado en los tiempos históricos el hundimiento de la costa.

Una última consecuencia notabilísima: si existe un área de elevaciones o tendencia a ella, y otra de hundimientos que la rodea, *la separación debe estar acusada por fallas* más o menos intensas y no sólo por un contorno de fallas sino por otras fallas secundarias y paralelas al referido contorno.

Ahí están, corroborando esta idea, la falla del Guadalquivir, las señaladas por Gavala y las sismotectónicas certeramente indicadas por Rey Pastor (fig. 4.^a), fallas a todas luces paralelas a los contornos de la zona de anomalía negativa.

La sismología
del Estrecho.

Es tan perfecto todo lo publicado por Rey Pastor sobre la aplicación de la sismología a la tectónica, que no puede añadirse nada a lo suyo. Bastará hacer aquí alguna cita que complete las

hechas anteriormente.

Como se indicó, divide Rey Pastor las líneas sismotectónicas en los cuatro grupos que se citaron y cuya formación atribuye el citado Ingeniero a las causas siguientes:

Las líneas designadas como paralelas (E-W) cree Rey Pastor que son debidas a los efectos de descompresión post-alpinos que, según nuestra explicación mecánica, corresponden a la iniciación de la rotura del anillo de apoyo, es decir, a ceder tal anillo ante las presiones de la bóveda que sustenta, desapareciendo así la compresión.

Las meridianas (N-S) también cree Rey Pastor, con visión certera, que son post-alpinas; según nuestra opinión son roturas concomitantes con las anteriores, es decir, las causantes de ellas, pues corresponden a la rotura por extensión del anillo citado, rotura que dió lugar a los fenómenos de descompresión.

Las de los tercero y cuarto grupos, o sea las diagonales, considera Rey Pastor que son rejuvenecimiento de otras directrices hercinianas; juicio en maravilloso acuerdo con nuestra hipótesis puesto que los esfuerzos tangenciales que dieron lugar a la formación de la seudobóveda ovalada de Alborán, serían iniciados

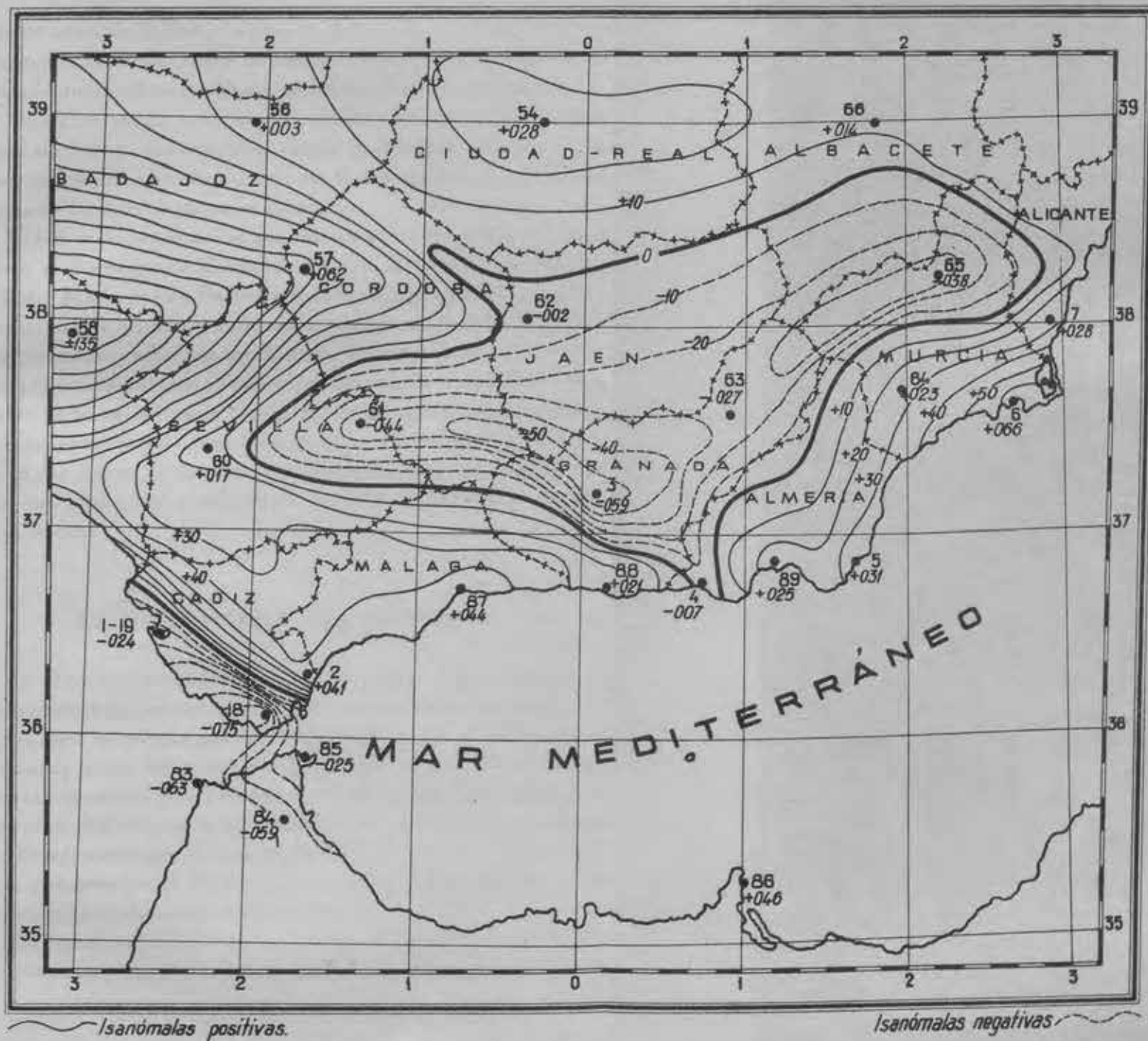


Fig. 22

mucho antes de la época alpina en que tuvieron lugar los movimientos orogénicos, y esos esfuerzos tuvieron como primer efecto iniciar o intensificar las líneas de Lüder-Mohr preliminares.

Una observación muy notable de Rey Pastor es la que hace sobre el curso de los ríos, pues señala la dirección general norteoeste de los afluentes izquierdos del Guadalquivir siguiendo las líneas de fractura diagonales primarias.

Como entre los estudios que existen sobre las regiones a que afecta el Estrecho de Gibraltar figuran los citados de Gavala, Fallot y Marin y Rey Pastor, refiriéndose especialmente a la tectónica, hemos reunido en un mapa geológico todas las líneas de fractura encontradas por los diversos investigadores, es decir, fallas geológicas y líneas sismotectónicas, todo lo cual se halla contenido en la varias veces citada figura 4.^a que acompaña a este trabajo, apreciándose muy bien en ese conjunto el acuerdo general de las líneas de fractura con los fenómenos mecánicos que debieron producirse al sobrevenir la ruina de la bóveda ovalada de Alborán.

LA HIDROSFERA DEL ESTRECHO

a) TIPO OCEANOGRÁFICO.—La clasificación más completa de los estrechos que en oceanografía se admite es la formulada por Penck, que no es más que la extensión de la que en 1640 hizo ya Varenius, quien dijo entonces: *Freta sunt triplicia: vel enim conjungunt Oceanum cum Oceano, vel Oceanum cum sinu, vel sinum cum sinu*. Así, existen estrechos como el canal de Mozambique, que es *intraoceánico*; el estrecho de Magallanes, que es *interoceánico*, y el estrecho de Mesina, que es *intramarino*, en oposición con el de Gibraltar, que es *intermarino*.

En cuanto a su posición respecto a las dislocaciones que los dieron lugar, considera Penck tres clases: *longitudinales*, entre

cordilleras paralelas, como el de Malaca; *transversales*, que son la gran mayoría, entre ellos el de Gibraltar, normales a las crestas; e *indiferentes*, que no tienen relación con la línea de las cordilleras como el Canal de la Mancha.

Respecto a su origen, Penck los clasifica en estrechos de *fractura*, de *ingresión* y de *erosión*; el Estrecho de Gibraltar pertenece a la primera clase y el subgrupo de ella designado como de *fractura transversal*.

Une, pues, el Estrecho de Gibraltar, con los caracteres señalados, un mar principal, el Atlántico, con un mar secundario, el Mediterráneo, compuesto de varias cuencas con sus circunstancias especiales, pues la occidental, o mar de Alborán, es una cuenca de ingresión, mientras que la oriental es una cuenca de *mar de post-país* de segundo orden, por corresponder al lado convexo de la cordillera cuya formación le dió lugar, mientras que la cuenca balear corresponde a *mar de ante-país* por estar situada en el lado cóncavo de la cordillera alpina, de la cual es fenómeno concomitante.

Los conocidos caracteres del Mediterráneo, que son los generales a los mares secundarios o interiores, están representados, como es sabido, por tener mareas menos importantes que las de un Océano, costas sumamente articuladas y riqueza en islas: en las cuencas más profundas, homotermia; salinidad de máxima diferencia, en este caso positiva, con la del Océano; corrientes consecuentes a su dependencia con el Océano al que está unido.

b) EL NIVEL DEL MEDITERRÁNEO.— El nivel de sus aguas, según la nivelación de precisión española de 1888, acusó en Alicante una diferencia en menos de 38 cm. respecto a Cádiz, y 61 cm. por debajo de Santander, y aun cuando estas cifras se modifiquen en virtud de operaciones posteriores seguirá siendo un hecho que la superficie del mar, lejos de las costas, en el Mediterráneo tendrá un desnivel respecto al del mar Atlántico; tal es la opinión general en Oceanografía.

Los antiguos, como Eratóstenes, sospecharon diferencias de nivel entre las aguas de los mares, aunque Arquímedes no creía en ello y, sin embargo, aquella opinión fué decisiva para desistir del proyecto de canal que habría de unir el golfo de Corinto con el de Egina. También fué esa la causa de desechar el primer proyecto del canal de Suez, luego llevado a cabo sin dificultad. Aristóteles sostuvo que la esfericidad de la Tierra tenía que traer consigo la igualdad de nivel de todos los mares. En nuestro caso la pequeña diferencia de nivel señalada es la que determina el régimen principal de corrientes en el Estrecho, como después se dirá.

c) PROFUNDIDAD DEL ESTRECHO.—La menor profundidad del Estrecho no coincide con el lugar de menor anchura (14,3 kms.), un poco al este de Tarifa, sino que se halla más al oeste, en lugar próximo al cabo Espartel con una sonda de 320 metros.

Las profundidades crecen muy rápidamente; un poco más allá de Tarifa hay ya 700 metros; al sur de Gibraltar, 1.000 metros, y más al este, 1.400 metros; luego hay una elevación que representa un umbral secundario de 1.000 metros hacia la isla de Alborán y más tarde ya sigue el óvalo balear, que no interesa en este estudio, que se limita a la región del Estrecho.

d) SALINIDAD.—La salinidad del agua en el Mediterráneo crece en la superficie y en el fondo de oriente a occidente. Las mediciones hechas en el Estrecho mismo de Gibraltar por Makaroff acusaron, en la superficie, 36,35 por 1.000; a 25 metros, 36,56 por 1.000; a 50 metros, 37 por 1.000; a 100 metros, 38,07; a 200 metros, 38,30; a 400 metros, 38,46 por 1.000. Análogos resultados han dado las observaciones en otros lugares, y este carácter de exceso de salinidad, respecto al Atlántico, y mayor con la profundidad, es el que influye poderosamente en el régimen de corrientes en el Estrecho.

e) RÉGIMEN DE CORRIENTE.—En el aspecto citado son dos las categorías que pueden hacerse: los estrechos en los que, como los

de altas latitudes, el mar secundario acusa, generalmente, un nivel superior al del mar principal, por ser la evaporación menor que la aportación de aguas continentales y los estrechos en los que, como los de latitudes menores, ocurre lo contrario; como ejemplo de los primeros están los del mar Báltico y en el Mediterráneo mismo el Bósforo y los Dardanelos, y como ejemplo de los segundos el de Gibraltar.

El juego de corrientes en un estrecho de estas condiciones es muy complicado puesto que intervienen las mareas, modificando las diferencias de nivel, así como la salinidad interviene también con influencia preponderante.

Sabido es que Aristóteles murió desesperado por no poder averiguar la causa de las 14 variaciones diarias de sentido que tenía la corriente de marea en el canal Euripo, frontero a la Beocia.

En el Estrecho de Gibraltar es grande también la variación; pero el fenómeno, reducido a su esquema fundamental, es el que resulta de la teoría de Bjerknes sobre los flúidos *baróclinos*. Según ese gran meteorólogo, los flúidos pueden clasificarse en dos grupos, atendiendo a que la densidad sea solamente función de la presión o no; es decir, si existe la relación $f(\rho, p) = 0$, con las dos variables ρ y p únicamente, el flúido es barótrofo; si no es así e interviene otro elemento, el flúido es baróclino; los otros elementos pueden ser la temperatura y la salinidad, si es el caso del agua marina, o el vapor de agua si se trata del aire atmosférico.

De cualquier modo resultará que las superficies de igual densidad *no coinciden* con las de igual presión; están inclinadas unas con relación a otras; Bjerknes introduce, en lugar de las *isopícnas*, las *isostéreas* que corresponden a los valores inversos de la densidad, es decir, a los volúmenes específicos, y entonces, apoyándose en los principios de Stokes, llega a demostrar un teorema de grandísima trascendencia en el movimiento de los

flúidos, y que es el siguiente: «La variación del flujo de torbellino es, por unidad de tiempo, igual al número de solenoides isobárico-isostéreos que cortan la superficie en sentido positivo.»

Solenoides son los tubos unidad resultantes de los paralelogramos curvilíneos que forman las superficies antes mencionadas al ser cortadas por un plano.

Esto quiere decir que la intensidad del flujo de torbellino será máxima en secciones *normales* a las superficies de igual presión e igual concentración salina.

Esta idea justifica ya que la corriente superior del Estrecho, dirigida hacia el Este, vaya acompañada en el fondo por otra dirigida hacia el Oeste, como cierre de la circulación provocada por el campo de torbellinos isobárico-isostéreos.

Pero si este es el esquema general, a él se superponen una serie de fenómenos secundarios muy compleja, representada, de una parte, por los efectos de las variaciones de nivel debidas a las mareas; de otra parte, por la posible inclinación de las superficies isostéreas en sentido transversal que dará lugar a torbellinos, no de eje horizontal y trasversal como los que han jugado en el esquema inicial, sino de ejes con inclinación variable, y por otra parte, en fin, la formación de torbellinos por causas puramente hidrodinámicas en la capa de separación de las dos corrientes superior e inferior.

Este fenómeno es el que da lugar al llamado en oceanografía *oleaje interno*, que sigue las leyes contenidas en la teoría de Helmholtz, que es la más perfecta que hasta ahora se conoce de tal fenómeno, análogo, por otra parte, al de la formación en la atmósfera de las nubes tipo estratocúmulos.

Sin entrar en pormenores sobre el asunto basta ver que siendo el valor del vector torbellino en un flúido, el dado por componentes de las cuales la horizontal tiene la expresión

$$\frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy}$$

en la cual u y v son las componentes de la velocidad según los ejes X e Y , si ocurre que $\frac{dv}{dx}$ no es nula, es decir, si la velocidad horizontal varía a lo largo de la vertical, aunque fuese constante la velocidad horizontal a cierta altura, y por tanto $\frac{dv}{dx} = 0$, surgiría un torbellino.

Como es evidente que la velocidad varía con la altura, puesto que desde estar dirigida hacia el Este, en la capa superior, ha de llegar a la dirección Oeste en la inferior, necesariamente se formarán torbellinos en la capa de separación, que darán lugar a oleaje.

Pero además, como la extensión e intensidad de las velocidades en las diferentes capas varía con la marea, resultarán zonas de turbulencia muy intensa en las que los torbellinos se entrecruzarán y darán lugar a movimientos desordenados del fluido.

f) EFECTO SOBRE UN SUBMARINO. — Veamos ahora cuál será el efecto de un torbellino sobre una nave submarina que sea alcanzada por él.

El caso es distinto, según que se suponga el torbellino irrotacional o rotacional.

En el primer caso la circulación es constante, lo que trae consigo la variación de velocidad en proporción inversa del radio, mientras que en el segundo, según la propiedad de Stokes, la circulación varía, y la velocidad también, pero ahora proporcionalmente al radio, es decir, todo el fluido gira como un sólido, animado de una cierta velocidad angular.

Suponiendo el primer caso, si un submarino entra en un torbellino por el lado ascendente, empieza por sufrir el efecto en su proa, y claro es, se encabritará; luego, al quedar sumergido totalmente en el torbellino, la proa recibe efecto descendente y la popa ascendente, y entonces picará hasta que al salir del torbellino es la popa la única región que sufre efecto de parte de él y precisamente descendente, con lo que la nave volverá a encabritar.

Claro es que la disimetría del submarino hará que esos efectos sean de distinta intensidad, pero en líneas generales los fenómenos tendrán los caracteres del proceso señalado.

El fenómeno descrito es el mismo que el de un dirigible penetrando en una turbonada o torbellino atmosférico, y en este caso la ley de variación del momento perturbador de la estabilidad vertical la dedujo Emilio Herrera suponiendo el efecto de la corriente aérea proporcional al cuadrado de la velocidad y al seno

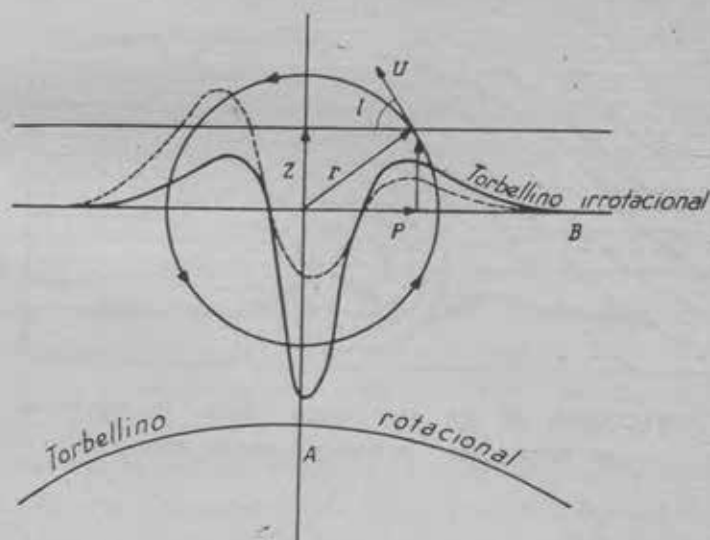


Fig. 23.—Gráficas del momento perturbador, sobre un submarino, de un torbellino, tanto irrotacional como rotacional.

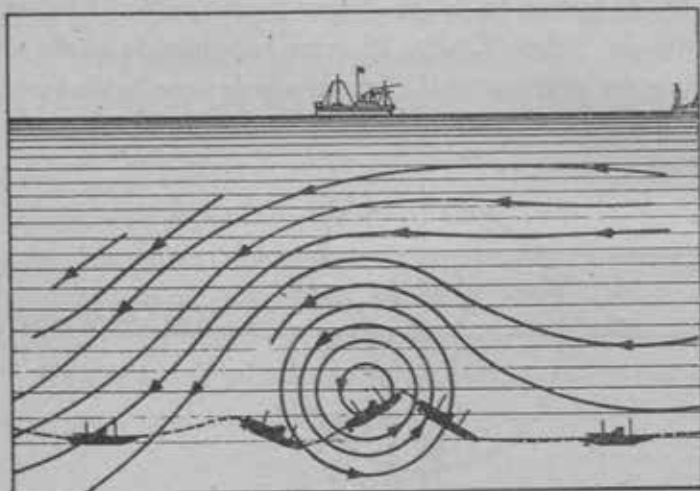
del ángulo de incidencia, y así para el caso de torbellino irrotacional ($v = \frac{J}{r}$) resulta el momento perturbador expresado por

$$M = KJ^2 \frac{2x^2 - z^2}{(x^2 + z^2)^2},$$

siendo x la distancia horizontal al eje del torbellino y z la distancia vertical al mismo.

Esta ley está representada por la gráfica de la figura 23, en la cual se ha dibujado también una línea de puntos que se acomoda

dará mejor a la realidad que la teórica, ya que ésta es simétrica, como correspondería al submarino simétrico también, y la línea de puntos tiene en cuenta los efectos secundarios debidos a tal disimetría; la trayectoria del submarino en tales condiciones sería la representada en la figura 24.



TRAYECTORIA DE UN SUBMARINO BAJO EL EFECTO DE
UN TORBELLINO INTERNO IRROTACIONAL.

Fig. 24.

Si el torbellino es rotacional el momento perturbador es siempre de picar, puesto que ahora el efecto de la corriente del torbellino es más intenso cuanto más lejos se halle del centro de él el elemento que sufre su acción, y la ley que expresa tal momento ha sido deducida por el autor de este folleto, siendo su fórmula

$$M = -K I^2 \frac{2 x^2 z^2}{x^2 + z^2}$$

y su gráfica la que aparece en la figura 23, citada con la indicación correspondiente.

No hay que olvidar que, tanto en uno como en otro caso, el submarino ha de sufrir, al cruzar un torbellino, no solamente

el efecto del momento perturbador citado sobre la estabilidad, sino también otro efecto de traslación, resultante de aplicar a su centro de gravedad todas las acciones flúidas, efecto que será ascendente hasta llegar al plano vertical del eje del torbellino; después vendrá un efecto nulo y luego terminará con otro descendente una vez que el submarino ha pasado de tal plano, y esto en la suposición anterior de entrar en el torbellino por el lado ascendente.

En ambos casos, de torbellino irrotacional y rotacional, la influencia de z se manifiesta en que el efecto sobre la estabilidad es tanto mayor cuanto menor sea z ; es decir, cuanto la nave pase más cerca del eje del torbellino, y además el efecto es igual para valores de z iguales y de signos contrarios; es decir, son iguales los efectos al pasar por encima o por debajo del eje del torbellino siempre que la distancia vertical al centro sea la misma.

En la realidad será mucho más probable que el torbellino, si se trata de agua, sea más bien rotacional, puesto que el agua tiene una viscosidad notablemente mayor que la del aire; es decir, en general el torbellino se compondrá de un núcleo rotacional y de un espacio exterior irrotacional formado, como se comprende intuitivamente, por la transmisión de movimiento a la masa del fluido debida al arrastre producido por su rozamiento interno o viscosidad. Así, pues, se acercará más a la realidad en el mar, una interpretación física basada en tomar la ley matemática obtenida por la semisuma de los efectos de los dos tipos de torbellino, ley que es la indicada en la figura 25.

Con ello, y teniendo en cuenta las ideas expuestas, puede darse como trayectoria probable del submarino, bajo la acción de un torbellino interno, la que contiene la figura 26, suponiendo que el submarino entra en el torbellino por el lado ascendente.

Si entra por el lado descendente los efectos habrían de ser mucho más intensos, puesto que a la traslación descendente se unirá la debida al efecto de picado.

Nótese que el submarino se moverá en uno y otro caso con derrape vertical, es decir, sin que su eje sea tangente a la trayectoria, todo lo cual predispondrá más aún para llegar a situaciones críticas.

Si, pues, el submarino no dispone de motor suficiente para oponerse a tal acción perturbadora o la tripulación no advierte el caso con la necesaria rapidez, y si circunstancias particulares dan lugar a fenómenos de *resonancia* en donde las concausas que in-

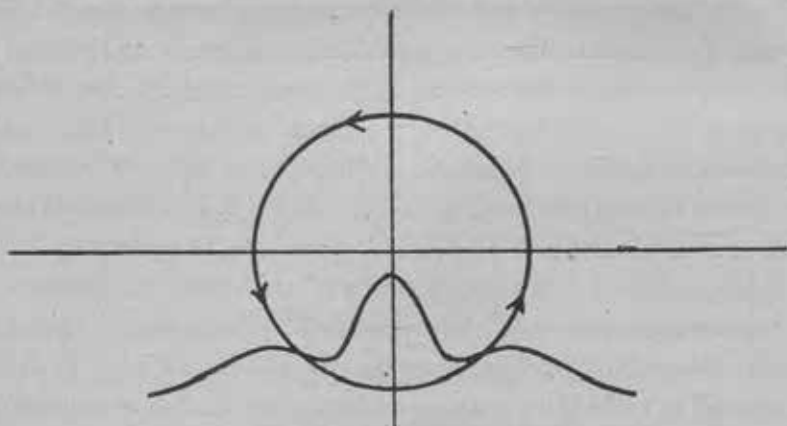


Fig. 25.— Gráfica del momento perturbador producido por un torbellino mixto actuando sobre un submarino.

tervienen en el proceso físico actúen todas en forma de sumarse sus efectos, puede el submarino alcanzar profundidades para las que no esté calculado y encontrarse así en situación peligrosa de la que no pueda salir por sus propios medios, lo que quizá pudiese servir de explicación al accidente ocurrido, no hace mucho tiempo, en el Estrecho de Gibraltar.

Como nuestro objeto no es otro que exponer el cuadro geofísico del Estrecho, no continuamos el estudio de la hidrosfera de esta región, entendiendo que es suficiente lo expuesto para formar una idea del campo de investigación que este aspecto de la Geofísica ofrece en la zona objeto de este trabajo.

LA ATMÓSFERA EN EL ESTRECHO DE GIBRALTAR

También la Meteorología aplicada al Estrecho abre un campo inmenso a la investigación, campo que no hemos de explorar ahora, limitándonos simplemente a exponer el fenómeno análogo al que se ha citado al hablar de la hidrosfera.

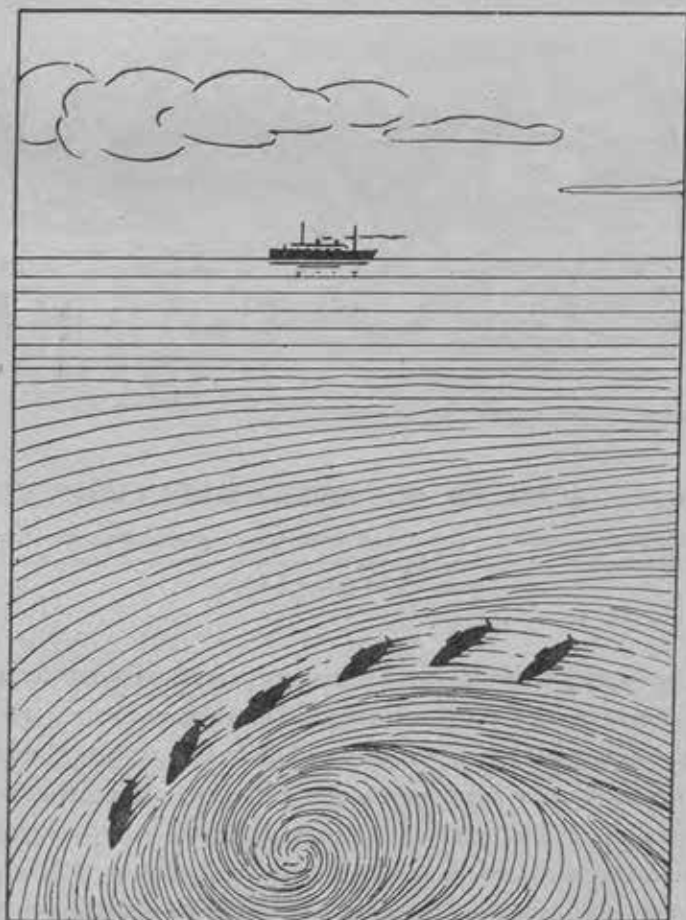
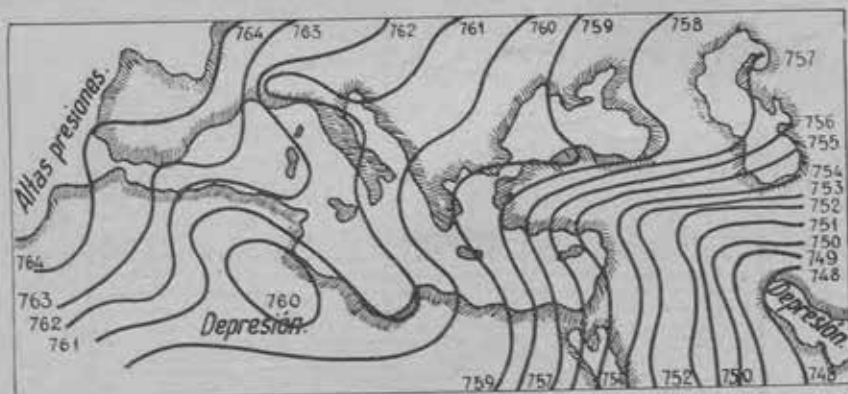


Fig. 26. — Trayectoria de un submarino alcanzado por el lado ascendente de un torbellino mixto, que es el caso más probable de la realidad.

En la región mediterránea las circunstancias de la atmósfera son bastante parecidas a las que existen en las zonas de los alisios, es decir, que hay cierta permanencia en los caracteres del tiempo. El régimen de vientos está condicionado por el contraste entre el mar y los continentes que le rodean. En efecto, las diferentes condiciones que a los cambios de temperatura ofrecen las aguas y las tierras hacen que exista un cambio anual de carácter monzónico en el régimen de vientos.



PRESIÓN MEDIA EN EL MEDITERRANEO EN JULIO

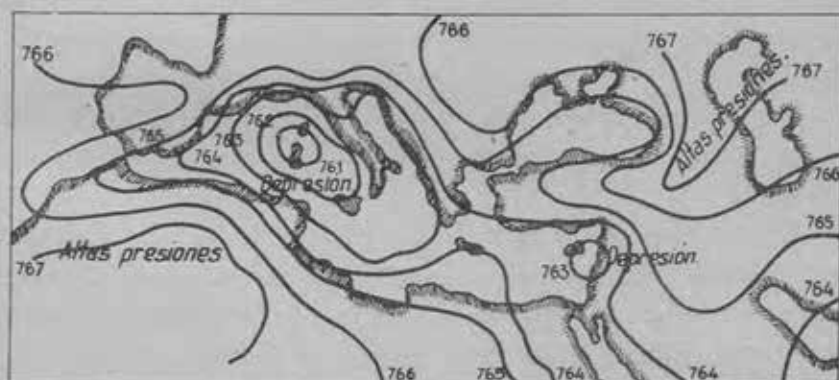
Fig. 27.— Régimen de presiones atmosféricas del Mediterráneo en verano; sobre nuestro mar reina alta presión; domina el viento de Levante producido por el efecto recíproco de esas altas presiones con la baja del desierto de Libia.

Como la temperatura condiciona un cierto reparto de presiones, y precisamente en el sentido de que temperaturas elevadas corresponden a bajas presiones y al contrario, resultará que en el verano el mar está más fresco que los continentes fuertemente caldeados por el Sol, y así el régimen de presiones que reinará en la estación cálida será el representado en la figura 27, mientras que en el invierno será la distribución de presiones contraria como se representa en la figura 28.

Consecuencia de esto será que, en verano, reinará en el Es-

trecho viento de Levante con los caracteres que resultan de su encajonamiento entre las dos crestas que circundan el estrecho y forman como un embudo, según se dijo en los preliminares de este trabajo. En cambio, en el invierno será de Poniente el viento dominante.

Como las circunstancias morfológicas son asimétricas en los dos lados del Estrecho, las condiciones de uno y otro viento serán muy diferentes.



PRESIÓN MEDIA EN EL MEDITERRÁNEO EN ENERO.

Fig. 28. — Régimen de presiones atmosféricas del Mediterráneo en invierno; la temperatura del agua más elevada que la de las tierras mantiene el régimen de baja presión; predominan los vientos de Poniente.

En el caso de Poniente, el óvalo de Alborán funciona como un adicional para la salida de un fluido, y ocurrirá que el filete de aire de mayor velocidad será el central, y entonces, como se trata de aire muy cargado de humedad, bastará el aumento de velocidad que supone la distinta posición del filete en el centro o en los bordes para que, en virtud del teorema de Bernouilli, se determine el consiguiente descenso de presión que provoque la condensación y formación inmediata de la nube. La nube, pues, tendrá el aspecto de rollo como la figura 29 representa, vista del

lado de Ceuta como el que esto escribe contempló muchas veces desde el monte Hacho.

El viento de Levante ofrece caracteres que redundan en peligros de mucha más consideración que la nube en rollo del Poniente.

Como el aire se mueve encauzado durante un trayecto enorme, al llegar al Estrecho su velocidad es grande y además su tenor en vapor de agua también por el efecto llamado en Meteorología de *acumulación*, y ahora, dada la homogeneidad de las circunstancias, lo que se formará es niebla, apareciendo esos largos días de niebla espesa del mes de agosto en el Estrecho.

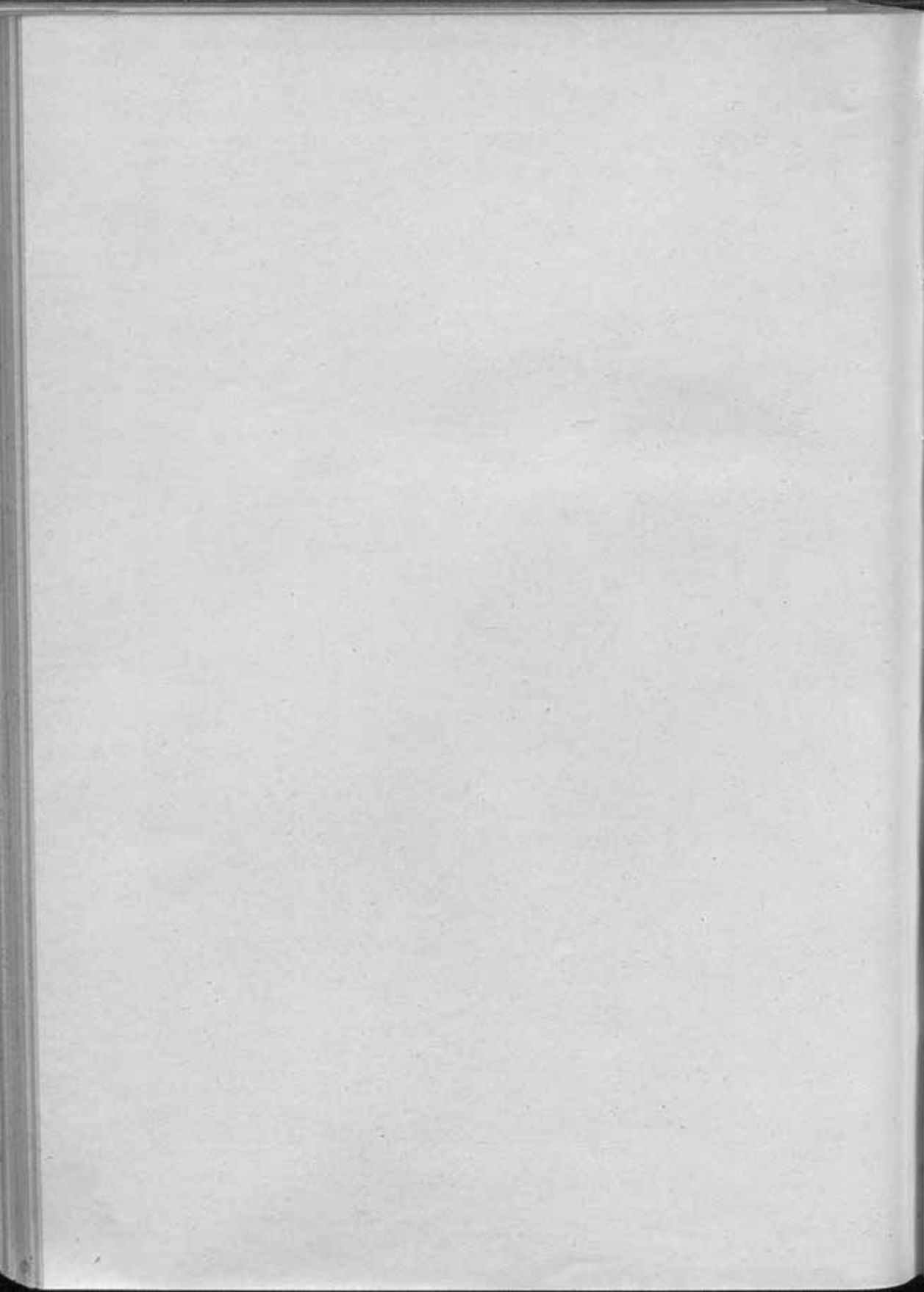
Pero además de este peligro que se une al fuerte oleaje para la navegación marítima, se presenta otro para la navegación aérea.

El aire, como se ha dicho, viene encauzado, pero en dos capas que pudiera decirse como corresponde al esquema de altitudes que se mostró en el boceto de la figura 1.^a. La corriente inferior se estrecha mucho en la boca misma de Gibraltar-Ceuta y se acelera enormemente, llegando hasta saltar por encima del primer escalón de montañas, como se indica en la figura citada. Pasado el Estrecho todavía pueden distinguirse dos corrientes: la inferior sigue su dirección occidental en virtud de la inercia y va perdiendo poco a poco su velocidad y ensanchándose de modo que la corriente superior cae sobre la inferior como una cascada y se forman violentos torbellinos que producen gran turbulencia en el aire (fig. 30).

Ahora el torbellino formado será irrotacional, al contrario de lo que antes se decía para el agua, de modo que su efecto sobre una aeronave será el mismo que antes se indicó para el caso de un torbellino irrotacional. Pero ahora, además de los efectos de picado o encabritamiento que en un dirigible se presentarían, es decir, en una aeronave que como el dirigible y el submarino se sustentan independientemente de su avance, si se trata de un



Fig. 29.—Nube en rollo con viento de poniente.



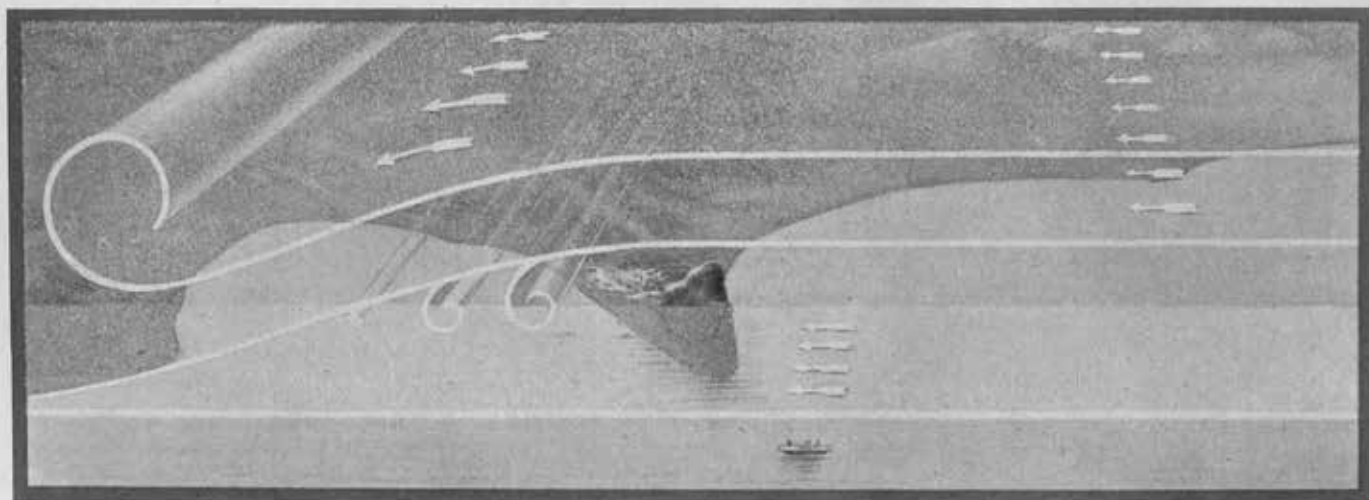
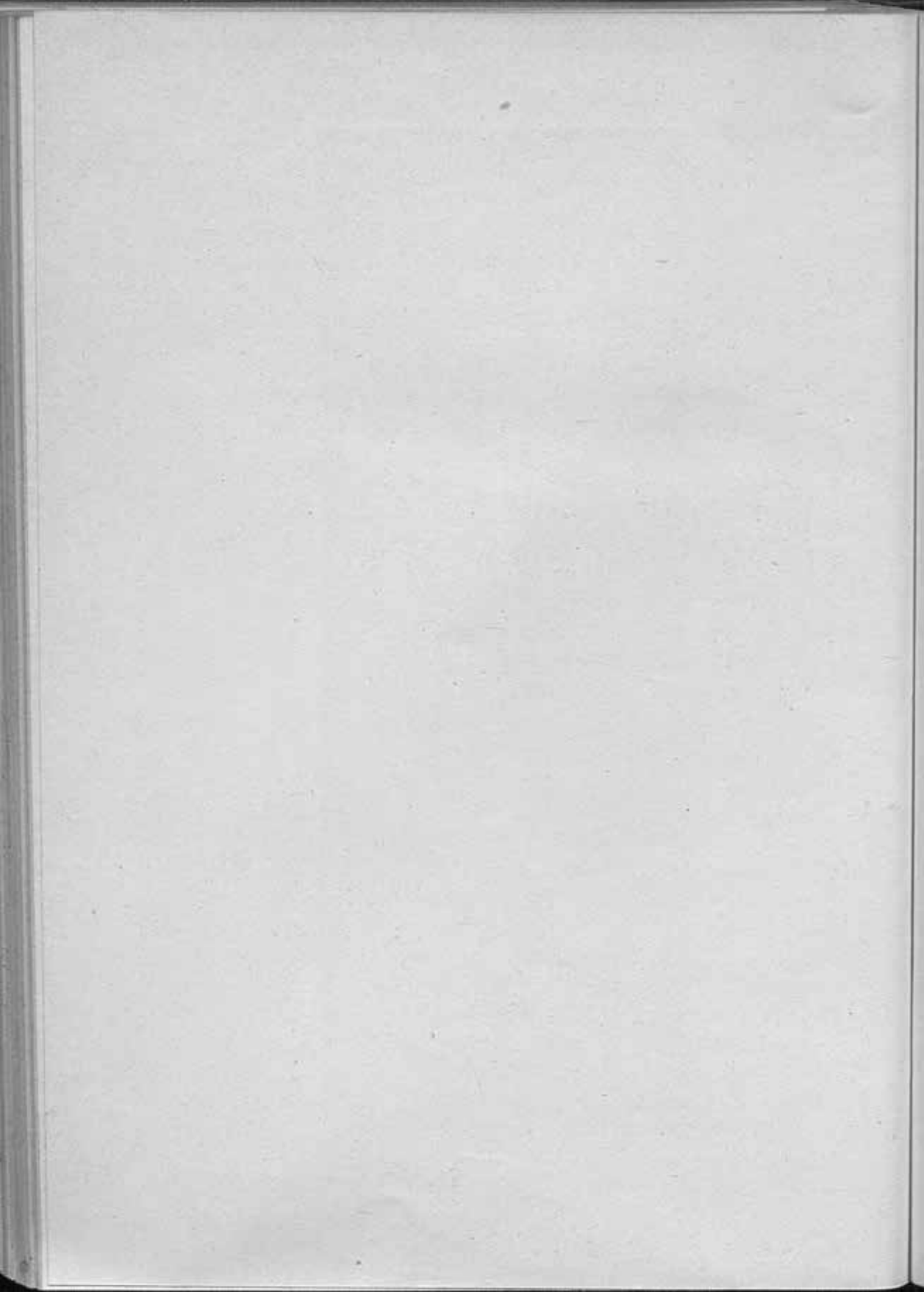


Fig. 30.—Torbellinos de aire en la zona occidental del Estrecho debidos a diversos efectos dinámicos con régimen de Levante.



avión, que es el caso frecuente en la atmósfera, hay también un efecto de variación de la sustentación, y de consiguiente el aeroplano tomará una cierta velocidad vertical; el avión tenderá a subir al entrar en el torbellino por el lado ascendente, y a bajar en el lado descendente, con velocidades que no son, ni mucho menos, despreciables, hasta 40 o 50 kilómetros por hora si el torbellino es muy intenso. Si el torbellino es rotacional, entonces no hay efecto sensible, pero ya se ha dicho que este caso no será frecuente en el aire cuya cohesión es despreciable, así como su viscosidad.

Resulta, pues, que el Estrecho de Gibraltar imprime carácter específico a las condiciones, tanto de la hidrosfera como de la atmósfera, en forma análoga, aunque los flúidos son distintos y la diferencia es debida al contraste que está representado así:

Hidrosfera-Torbellino semirrotacional		Submarino.
Atmósfera	* irrotacional	 { Dirigible.
		 / Aeroplano.

En ambos casos los efectos son de igual género.

Además existe otra circunstancia en el caso de la atmósfera, que es la zona de turbulencia general en toda la faja cubierta por el descenso en cascada de la capa superior del aire que llega al Estrecho encauzado por la Sierra Nevada y el Tiziren. Esa zona turbulenta producirá vuelo sumamente incómodo si el piloto no cuida de apartarse de ella, puesto que la dirección del vuelo que vaya encaminado a cruzar el Estrecho será más o menos paralela a la dirección de esa faja, y por lo tanto, su acción será persistente en un largo trayecto.

El problema es, pues, seductor, y aunque las velocidades de vuelo de la aviación van siendo cada vez mayores, y por lo tanto, menos sensibles a los efectos de la atmósfera, no por eso deja de ser un problema geofísico de gran interés el que en la atmósfera del Estrecho se ha señalado, que es a lo que este estudio se limita,

dado el carácter de boceto geofísico del Estrecho de Gibraltar, intentado hacer aquí como marco de la manifestación magnética, objeto principal del folleto.

LOS GRANDES PROYECTOS SOBRE EL ESTRECHO DE GIBRALTAR

No se pueden pasar en silencio, al hablar de la geofísica del Estrecho, los grandes proyectos que a la actividad humana ha ofrecido ese accidente geográfico. Uno es el conocido túnel ideado por el español Jevenois; otro es el menos conocido del alemán Sörgel.

a) El primero dió lugar a la formación en nuestro país de una comisión para los estudios pertinentes, de la que formaron parte elementos destacados de los distintos sectores de la actividad humana, a la que tal proyecto afectaba, y se realizaron trabajos importantes, como nuevos sondeos marítimos y geológicos y prospecciones de las costas, así como estudios del perfil más adecuado para el túnel, teniendo en cuenta el gálibo del material que había de circular por él e igualmente sobre el perfil longitudinal (fig. 31), habiéndose fijado los emplazamientos de las dos bocas indicados en la figura citada.

También se hicieron los estudios financieros y económicos necesarios para llevar a cabo las obras y la explotación del túnel una vez puesto en servicio.

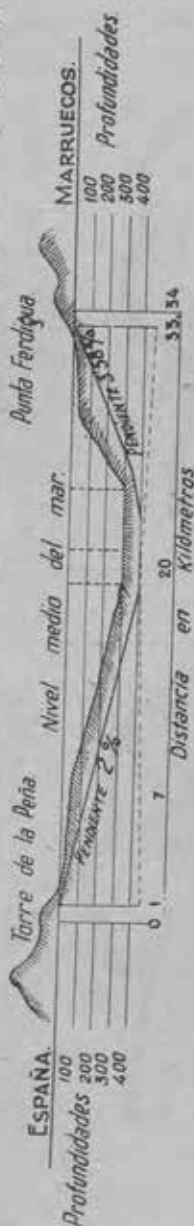
A nuestro parecer, en una obra de tal naturaleza han de ser mucho más poderosas las razones políticas que otras de cualquier índole, dentro de satisfechas las condiciones teóricas. Pero sobre éstas es decisiva la influencia de la sismología de la zona, pues como opina muy acertadamente Rey Pastor, la línea sismotectónica paralela del eje del Estrecho y la meridiana próxima al mismo, han de ser tenidas muy en cuenta al proyectar una obra de la naturaleza de un túnel que ha de soportar tales pre-

siones como las del fondo del Estrecho, con las que una grieta o resquebrajamiento debida a un sismo podía traer consecuencias catastróficas, si no se había previsto el caso, y se había encontrado solución constructiva libre de todo temor.

b) Interesantísimo es también el otro proyecto citado del alemán H. Sörgel, que trata, nada menos, que de hacer una presa que detenga la entrada de las aguas atlánticas en el Mediterráneo, volviendo casi a los tiempos geológicos en los que era posible ir a pie desde Génova a Argel. Tal vez el hombre prehistórico, si no vivió esa época, sería testigo de la entrada del agua por el Estrecho hace diez o quince mil años y, como aventura Wells, la tradición del arca de Noé no será otra cosa que el recuerdo de tal cataclismo, como sería la inundación del pequeño lago mediterráneo, alimentado hasta entonces solamente por los ríos y con una población en sus márgenes que sería probablemente muy densa.

El autor mismo del proyecto, que supone un poco más remota la apertura del Estrecho, habla de los fértiles terrenos que los cartagineses conocieron y explotaron, y hoy están sumergidos y a los que su proyecto devolvería otra vez utilidad.

Hecho el dique, el nivel mediterráneo



PERFIL LONGITUDINAL Y PENDIENTES DEL TUNEL SUBMARINO

Fig. 31. — Perfil longitudinal del proyectado túnel submarino a través del Estrecho de Gibraltar.

iría descendiendo a razón de 1,75 metros por año, hasta llegar a un límite que supondría enormes ganancias de terreno; la Italia



Contorno del Mediterráneo después del proyecto.



Contorno del Mediterráneo en la actualidad.

Fig. 32. Croquis comparativo de las extensiones de terreno actuales y las que se ganarían al mar barriendo el Estrecho de Gibraltar.

duplicaría su territorio, resolviendo su problema demográfico; España, Francia y Grecia también conquistarían grandes áreas de territorio; Córcega y Cerdeña se unirían; Sicilia estaría separada de África por un pequeño canal, y el aumento de terreno en el Norte de África sería enorme (fig. 32). Además con este proyecto el túnel submarino resultaría inútil puesto que la cresta de la presa sería amplio enlace entre las dos partes.

Pero no se detiene aquí la audacia del proyectista: idea instalar fábricas eléctricas (fig. 33) que producirían energía en cantidad fabulosa para con ella realizar la irrigación del Sahara, formando, además, lagos que influirían sobre el régimen de lluvias en el desierto.

Es cierto que este proyecto también ha de tener en cuenta el aspecto sísmico de la zona, pero sus consecuencias de utilidad para el hombre serían de una

trascendencia mucho mayor que la del túnel, y a nuestro parecer, si la Humanidad se decidiese a llevar a cabo alguna obra de ese



Fig. 33. - Vista panorámica del Estrecho cerrado por gigantesca presa.

tipo, sería mejor que se esforzara en llevar a cabo la presa que el túnel, pues aquélla resolvería los problemas mucho más ampliamente que éste.

Y cerrado así el cuadro geofísico del Estrecho de Gibraltar de este accidente que tal vez no se remonte a más de los diez mil años antes de nuestra Era, cuando el hombre neolítico vivía en el Mediterráneo emergido y presenció con asombro y terror la invasión de las aguas que la tradición conservó con el nombre de «diluvio», pasemos a estudiar cómo se manifiesta en él el magnetismo terrestre.

EL MAGNETISMO DEL ESTRECHO

Después de esta ojeada sobre los fenómenos geofísicos principales del Estrecho de Gibraltar, llegamos a tratar de explicar la forma en que se manifiesta en él el magnetismo terrestre, y a este fin empezamos por decir cómo ha sido trazada la Carta a que este folleto se refiere.

a) TRABAJOS MAGNÉTICOS Y CRITERIO PARA DIBUJAR LA CARTA.— Las observaciones magnéticas sistemáticas fueron realizadas en la campaña de 1930 por dos brigadas formadas por un Ingeniero Geógrafo y un Topógrafo, las cuales trabajaron, una en la zona occidental y otra en la oriental y Alborán, siendo estas brigadas las que a continuación se indican:

1.^a *brigada*, zona occidental.

Ingeniero, D. Tomás Dorronsoro.

Topógrafo auxiliar, D. Faustino Monclús.

2.^a *brigada*, zona oriental y Alborán.

Ingeniero, D. Luis de Cifuentes.

Topógrafo auxiliar, D. Eduardo Mier.

En total, incluyendo Alborán, fueron obtenidas 27 estaciones, que son las que, con sus coordenadas, figuran en la tabla que se incluye al final de este folleto.

Estas coordenadas están expresadas en grados centesimales y referidas al meridiano de Madrid, puesto que siendo el objeto de esta Carta servir de substrato a las curvas isomagnéticas al utilizar las hojas del Mapa de Marruecos confeccionado por el Estado Mayor a escala de 1:50.000 con su correspondiente división en hojas, y estando formulado este Mapa con tales coordenadas, se ha considerado primordial ajustarse a él.

Como la costa boreal del Estrecho corresponde a la Península y aquí el Mapa a la misma escala es el confeccionado por este Instituto con división en hojas a base de graduación sexagesimal, ha sido necesario hacer el margen de la hoja de declinaciones con la doble graduación centesimal y sexagesimal, lo que ha ocasionado no pocas dificultades de ajuste.

Después de resueltas éstas y situadas las estaciones magnéticas ha sido necesario transportar los datos magnéticos obtenidos en 1930 a la fecha 1942,5, que es la fijada para la época de la Carta. El criterio seguido es el mismo que se utilizó en la hoja de Canarias, por lo cual remitimos al lector el folleto que acompaña a dicha hoja, en el que están expuestas las razones que se consideraron necesarias para justificar ese modo de proceder.

Por esta causa figura al final de este folleto el cuadro de discrepancias del Observatorio de San Fernando, ya que ahora existen razones más poderosas para tomar esas discrepancias como base en el empleo de la Carta, dada la proximidad del referido Observatorio al territorio abarcado por ella.

Únicamente se advierte que las horas del cuadro de discrepancias del Observatorio citado se refieren al tiempo de Greenwich, lo que habrá de tenerse en cuenta en el cálculo de la hora.

b) ESTUDIO DE LAS ANOMALÍAS MAGNÉTICAS.—No es necesario repetir aquí, por extenso, los principios que sirven de base a tal estudio, ya que, decimos otra vez, esta serie de hojas de declinaciones magnéticas forman un todo y se supone que el lector ha ido siguiendo las explicaciones contenidas en los folletos ante-

riores al presente, que son los de Baleares y de Canarias. Así, pues, podemos entrar de lleno en las consideraciones que nos sugiere el estudio de la presente Carta.

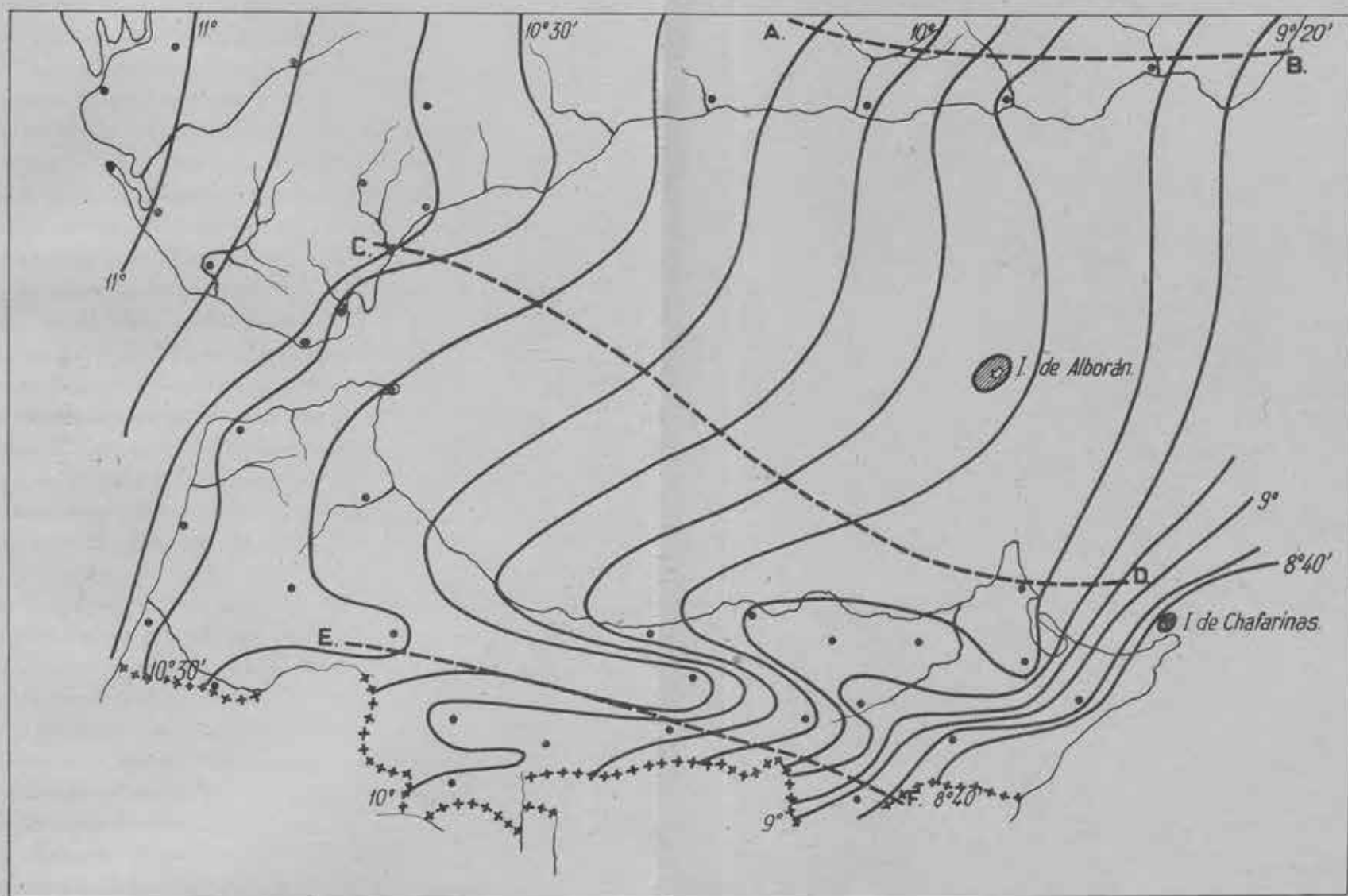
Se ve, desde luego, que el problema no es tan dificultoso como el que ofrecía el Archipiélago canario con sus abigarradas isógonas: aquí es más parecida la disposición general a la que presenta las Islas Baleares.

Únicamente diferirá este estudio del de tales islas en la circunstancia de poder hacer un examen de otro tipo que es el basado en la anomalía magnética vertical con la que se cuenta en el momento de redactar este trabajo.

Así, pues, dividimos este estudio en dos partes: examen de la declinación y examen de las anomalías verticales.

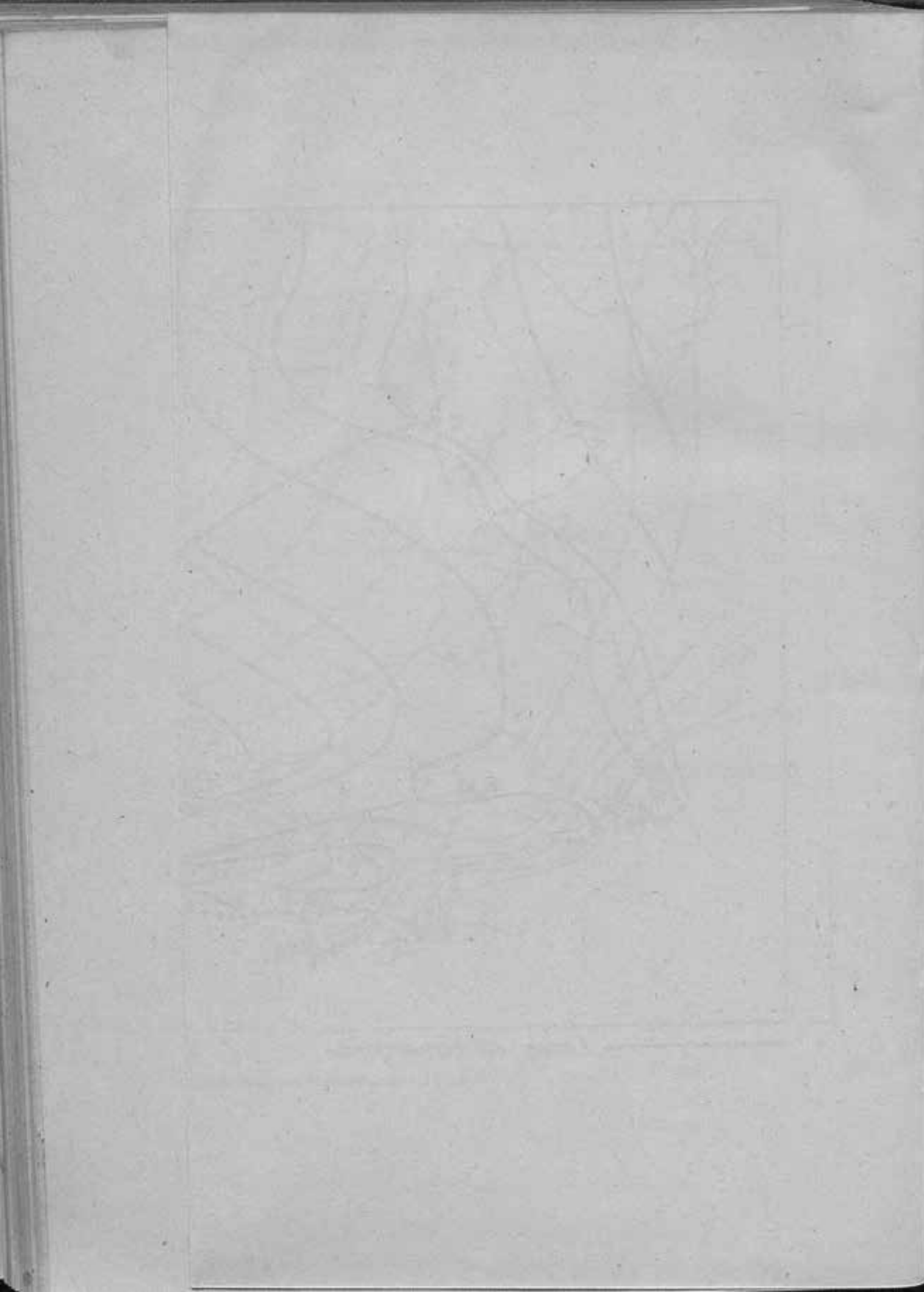
c) EXAMEN DE LA DECLINACIÓN.—Las líneas isógonas resultan en notable coincidencia con todas las investigaciones anteriores; es decir, si con el criterio que establecimos en nuestro trabajo sobre las declinaciones magnéticas del Archipiélago balear, según el cual las líneas de convergencia del campo magnético están determinadas por la unión sucesiva de los puntos de inflexión de las isógonas, se hace aquí la misma determinación, es decir, se fijan las líneas de convergencia *AB*, *CD*, *EF* (fig. 34), se encuentran en notable acuerdo con las líneas sismotectónicas, que son las indicadoras más probables de emisiones volcánicas o al menos de lacolitos o emisiones abortadas que, siendo siempre de materiales compuestos de rocas melanócratas, más ricas en hierro, tendrán efecto marcado más o menos intenso, según sus dimensiones y profundidad, sobre la aguja magnética.

Destacan en tales efectos las islas de Alborán y Chafarinas, en primer término, que, como volcánicas que son, tienen características magnéticas en franca discontinuidad con el resto del territorio y representan así *anomalías locales*. En segundo lugar aparece la zona ferruginosa de las minas de Melilla, en la cual el gradiente de variación de declinación es mucho mayor que en



----- *Lineas de convergencia.*

Fig. 34. — Líneas hipotéticas de convergencia magnética deducidas de las isógonas en el Estrecho.



cualquier otro lugar, y, por último, merece señalarse la circunstancia de que la marcha de las isógonas y su intervalo *no experimenta alteración alguna* a su paso desde el territorio peninsular al africano, en coincidencia con los otros caracteres geofísicos que acusan también esa continuidad.

Se observará que la coincidencia citada entre las líneas de convergencia magnética y las sismotectónicas, es como debía suceder; es decir, la central *CD* del eje del Estrecho es su casi en coincidencia real, de acuerdo con la forma probable de la línea de fractura de la bóveda que habrá sido a lo largo del eje, y, por tanto, el plano de rotura resultará casi vertical, forma en la que habrán tenido lugar las emisiones o intrusiones, mientras que en las extremas *AB*, *EF*, se observa un corrimiento respecto a las sismotectónicas en sentido centrífugo, como debía de ser si nuestra hipótesis mecánica fuese cierta, puesto que entonces las superficies de fractura serán inclinadas también en ese sentido centrífugo, de modo que la zona de proximidad a la superficie de los batolitos magnéticos resultará desplazada respecto a la línea de rotura inferior que será la zona inicial de los movimientos sísmicos.

No hay duda de que estas consecuencias no podrán mirarse como definitivas por el reducido número de datos en que se apoyan, pero repetimos que solamente consideramos este estudio como un avance del que habrá de hacerse definitivamente, a cuyo fin será necesario realizar mediciones magnéticas, incluso en el mar; pues para precisar los puntos de inflexión de las isógonas es demasiado saltar de costa a costa mirando las anchuras del Estrecho como elementos infinitésimos para un trazado continuo.

d) EXAMEN DE LAS ANOMALÍAS VERTICALES. — Interesa ahora hacer además de la comparación anterior, otra también notable, aprovechando la feliz circunstancia ya citada de disponer de los datos de anomalía de intensidad magnética vertical de Marruecos.

Estos datos de origen español han sido tomados del trabajo

del magnetólogo alemán A. Nippoldt, titulado «Karten der Verteilung des Erdmagnetismus und seiner örtlichen Störungen in Europa» para 1921, Cartas que fueron confeccionadas por dicho señor con los datos de 7.000 estaciones tomados de los trabajos propios de cada nación, así que en lo relativo a España, los datos fueron facilitados, según consta en el citado trabajo por los Ingenieros Geógrafos R. Gil y U. de Azpiazu, así como se vuelve a citar por él, el manantial español, en lo que se refiere al norte de África.

Aun cuando la época de la Carta es como se ha dicho la de 1.º de Enero de 1921, su validez, en cuanto se refiere a las anomalías, es casi permanente, salvo, como es natural, el que trabajos de mayor precisión puntualicen mejor la posición y valor de tales anomalías, así como también han de estar influidas con el tiempo por los efectos de histéresis de la corteza terrestre. Sin embargo será pequeña su variación a través de los años, así que tal Carta de anomalías puede emplearse para los fines aquí perseguidos.

El estudio de las relaciones entre gravedad y magnetismo ha sido hecho por varios geofísicos, pero principalmente por Eötvös, apoyándose en la ley de Poisson. De ese estudio se deduce la consecuencia de que *el vector de la fuerza magnética ejercida por una masa en una dirección, no es proporcional a la fuerza gravitatoria, sino a la componente en esa dirección del gradiente paralelo a la dirección de la magnetización*, es decir, que la influencia magnética está determinada, no por la atracción, sino por la *variación de la acción atractiva*.

H. Haalck ha construido diagramas para facilitar el cálculo de influencia de masas perturbadoras y ha aplicado tales diagramas a diversos casos: esfera, cilindro, capas con diferentes buzamientos, etc.

El mismo método se aplica al cálculo de la simple influencia magnética, siendo interesante hacer constar, para nuestro caso,

la influencia ejercida por una capa con buzamiento de 45° , dirigida hacia el sur o hacia el este (fig. 35), viéndose que la anomalía vertical es en ambos casos positiva en la zona sur y negativa en la norte, variando, como es natural, la ley cuantitativa según la orientación. Pero estamos muy lejos de aplicar estos resultados en forma cuantitativa dado el corto número de datos de que se dispone, así que nos contentaremos con una consecuencia cualitativa como la que se ha citado.

La Carta de A. Nippoldt a que nos hemos referido es la que se reproduce en la figura 36, en lo que afecta al Estrecho.

A base de ella y de la Carta de isanómalas de Bouguer del Servicio Gravimétrico de este Instituto se han hecho los perfiles curvos *MNP* y *QRS* (figs. 37 y 38) (véanse figs. 21 y 22), por las dos orillas del Estrecho, perfiles que comprenden las dos anomalías, gravimétrica y magnética vertical. En esos dos perfiles se ve, a pesar de la escasez de puntos de estación, la correspondencia existente entre una y otra manifestación geofísica, pues la gravedad manifiesta una ley general de aumento de *P* a *M* (figura 37 A) y el magnetismo tiene igual tendencia, expresada en la disminución del valor absoluto de la ordenada negativa de dZ (fig. 37 B). Repetimos que seguramente si la red de observaciones hubiese sido más densa se hubiese obtenido otro resultado.

En cambio el acuerdo en el perfil meridional (fig. 38 A y B), es de notable grado de perfección; coinciden exactamente las zonas de anomalías gravimétricas y magnéticas de igual signo.

Con estos perfiles como base se ha trazado otro indicador de la posición de los materiales densos y de los espesores de capas menos densas, que son los representados en las figuras 37 y 38 C.

A nuestro juicio ambos perfiles tienen interpretación a base de nuestra teoría sobre la bóveda alboránica, pues la zona positiva entre *M* y *N* del perfil norte acusa que ya allí no hubo empujes que obligasen al vuelco del anillo de apoyo inferior que quedó así en su posición primitiva; cosa de acuerdo con los fenó-

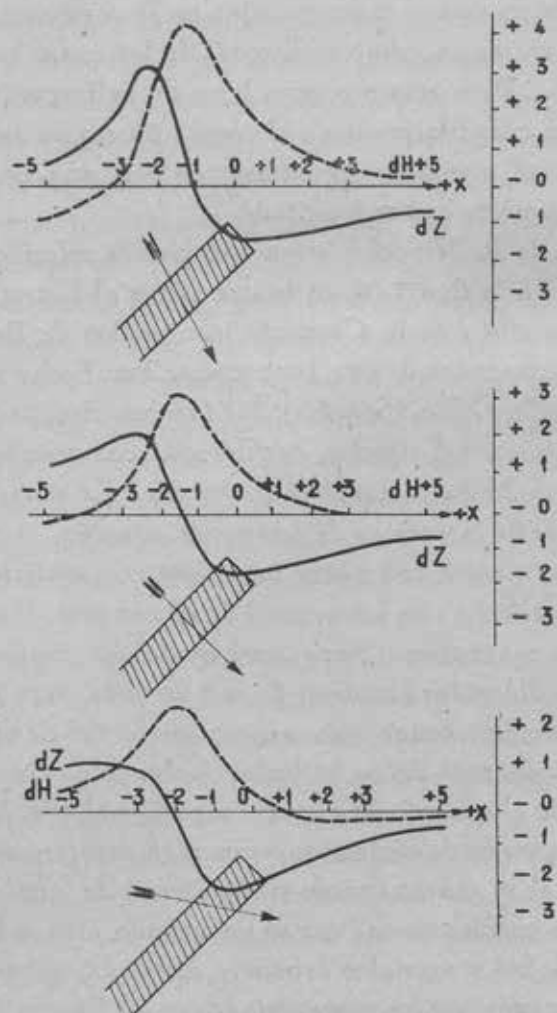


Fig. 38.—Efectos magnéticos de una capa perturbadora con buzamiento de 45°. La curva de trazos representa el efecto sobre la intensidad horizontal; la llena el efecto sobre la intensidad vertical.

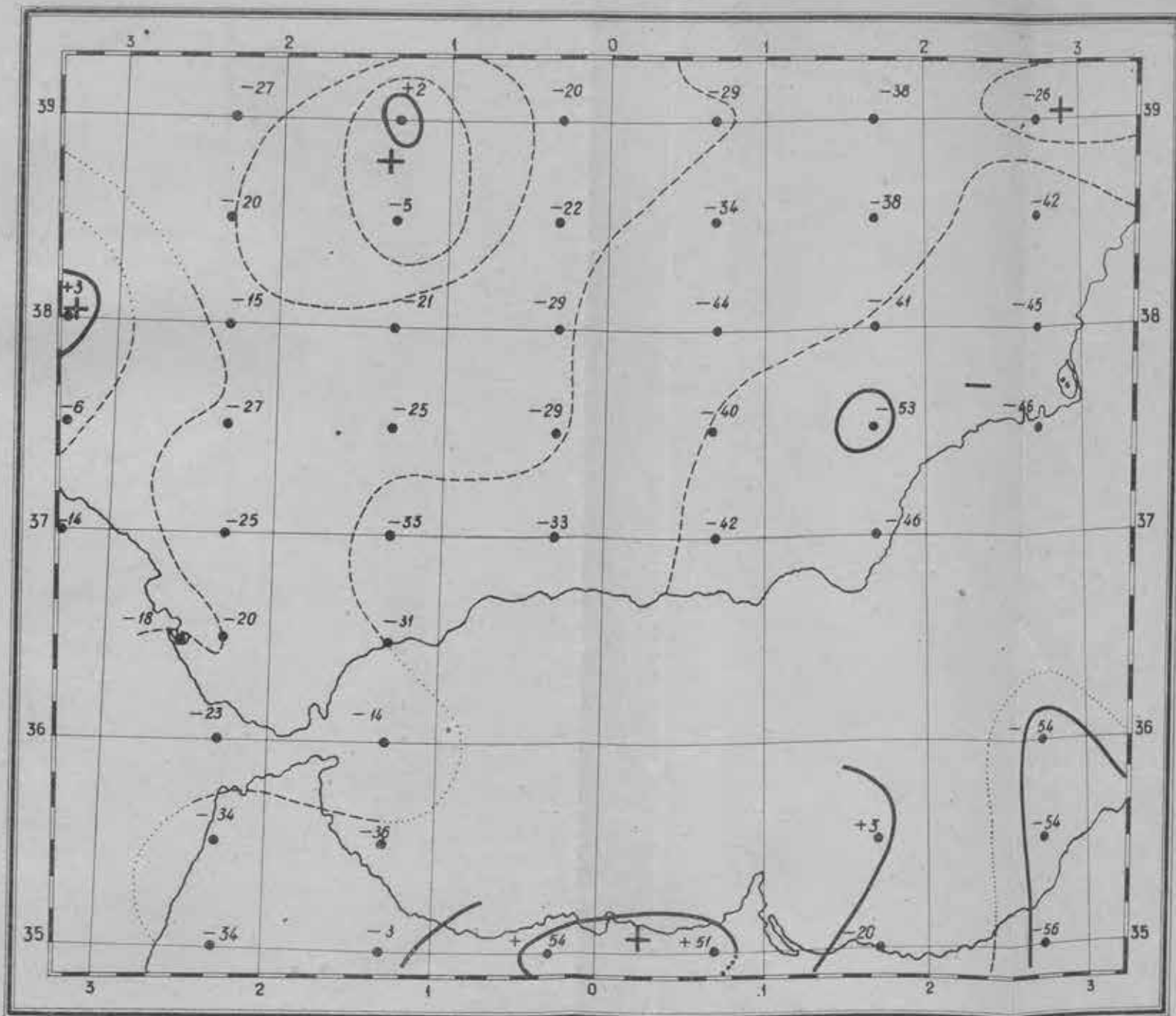
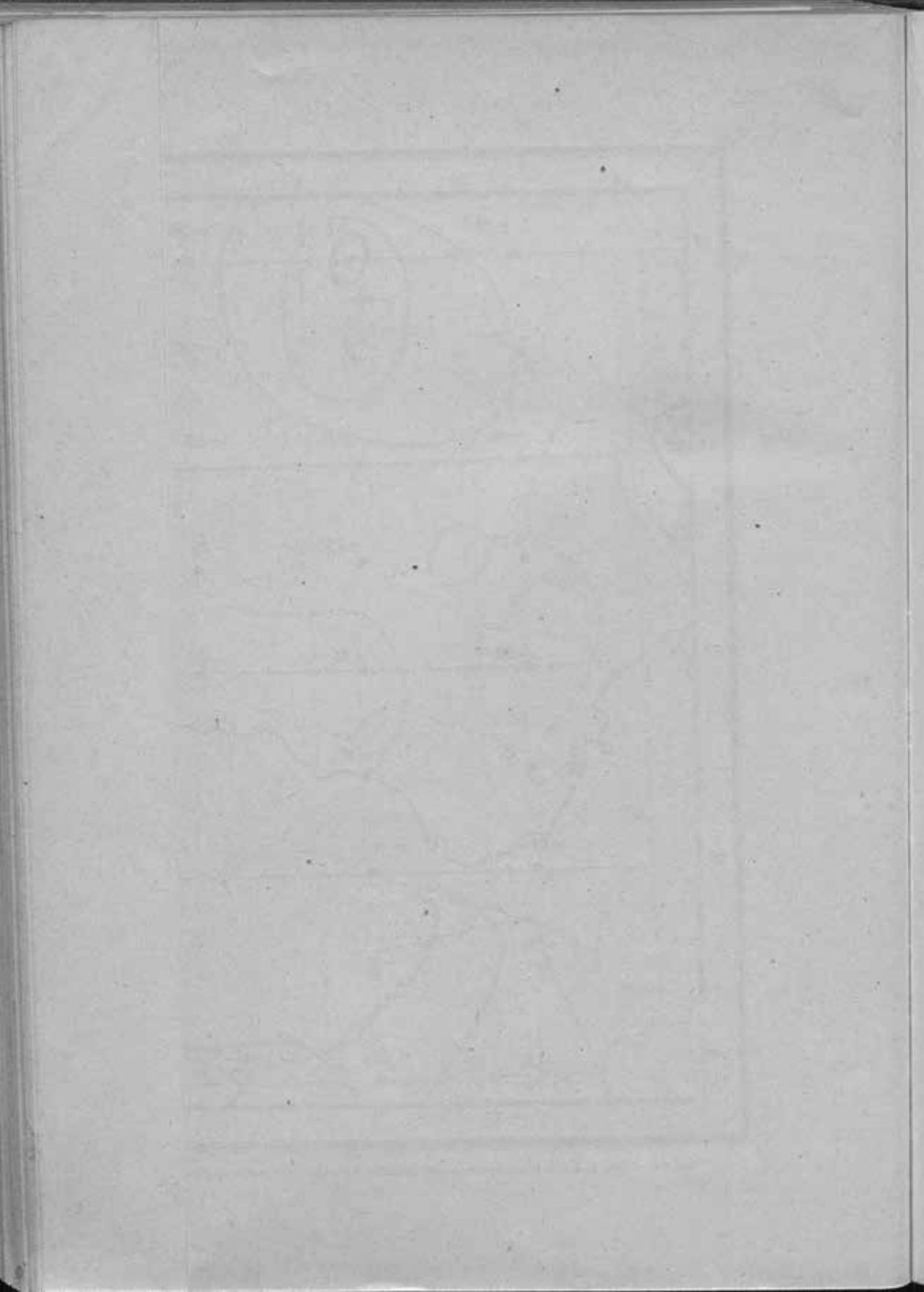


Fig. 36.—Carta de anomalías magnéticas verticales del Estrecho de Gibraltar. La zona positiva de Marruecos coincide perfectamente con el área de minas y materiales volcánicos.



PERFILES GRAVIMETRICO Y MAGNETICO DEL NORTE DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR

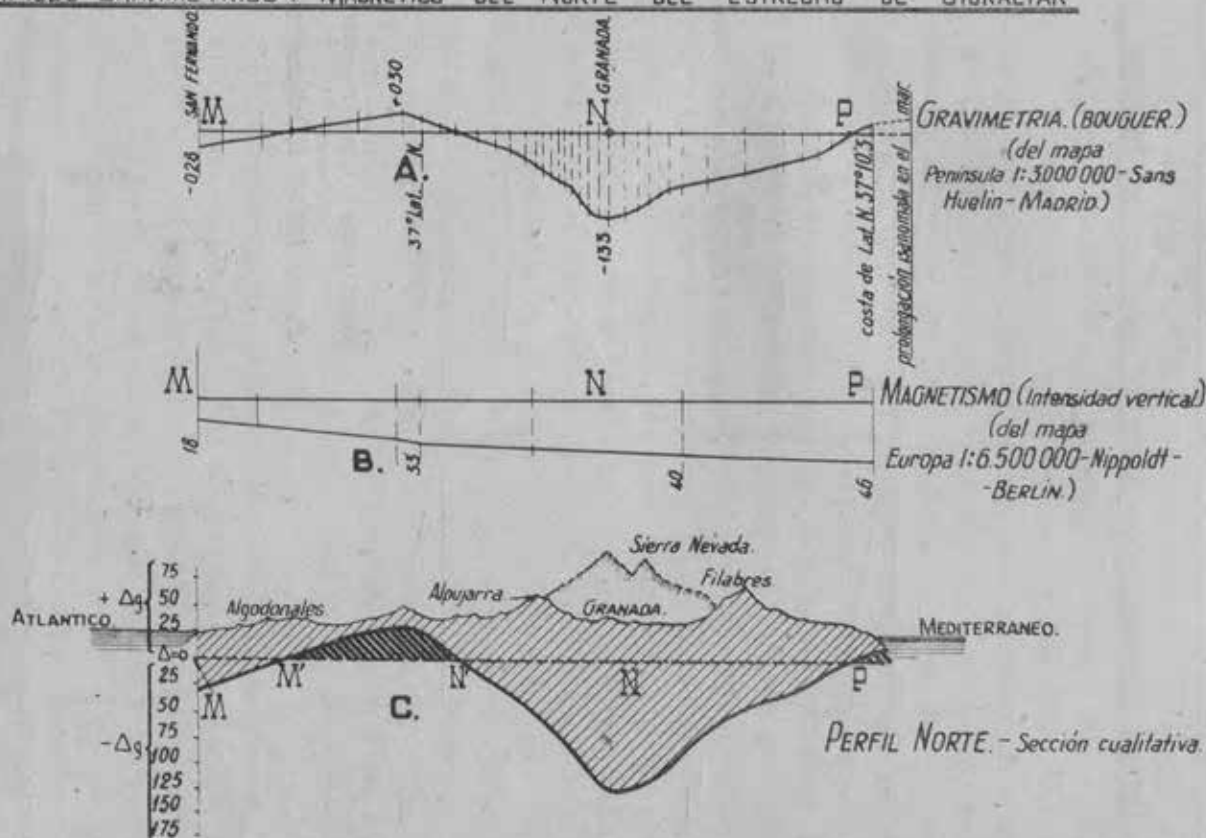


Fig. 37. — Perfiles gravimétrico y magnético de la zona norte del Estrecho. El tercer perfil realiza la repartición de masas deducible de la gravimetría y en concordancia con la variación de anomalía magnética.

PERFILES GRAVIMETRICO Y MAGNETICO DEL SUR DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR

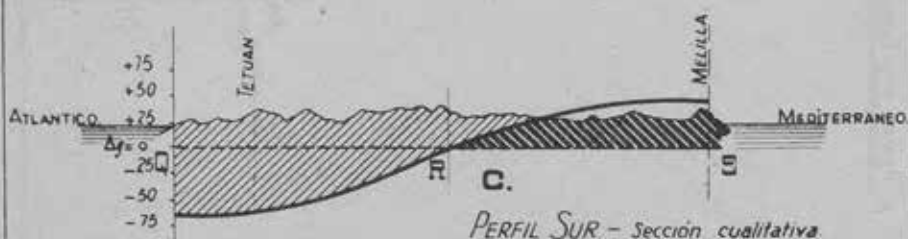


Fig. 38.—Perfiles gravimétrico y magnético de la zona sur del Estrecho. El perfil inferior representa idealmente la repartición de masas hecha con arreglo a la gravimetría, que ha resultado en perfecto acuerdo con las anomalías magnéticas.

menos del tipo de bóveda elíptica descritos, mientras que la zona *NP* con gran espesor de materia, menos densa, indica que ahí los empujes volcaron el anillo llevándole hacia adentro por la parte inferior y vertiendo hacia afuera todo el material ligero que penetró profundamente, pues el exceso de volumen que representa el saliente de la cordillera, sin que ese exceso lleve consigo exceso de gravedad, sino todo lo contrario, requiere la existencia de material ligero hasta gran profundidad, como se ha dibujado y responde al proceso explicado anteriormente.

Por fin haremos notar aquí que es palpable la disimetría entre la forma de verificarse el fenómeno de la rotura de la bóveda alboránica en los dos estribos norte y sur. En el sur ha sido seguramente la rotura en el arranque de completo acuerdo con lo explicado anteriormente, con expulsión de un bloque, que al quedar volcado hacia el interior presentará los materiales más primitivos que eran los más profundos, hacia el interior de la cordillera constituida por el bloque expulsado; hasta los corrimientos admitidos por Fallot y Marín corroboran el supuesto. En el norte, en cambio, gran parte del esfuerzo de empuje ha sido absorbido por el material blando que formaba el geosinclinal del Guadalquivir, interpuesto entre la mole Bética y la Meseta Ibérica, empleándose ese esfuerzo en el plegamiento que dió lugar a la cordillera Penibética.

Esa disimetría está francamente acusada por la diferencia con que se presentan las anomalías magnéticas de uno y otro estribo según se ha visto en la explicación anterior. El perfil meridional queda explicado con emisiones volcánicas en capa de buzamiento al sudeste, también de acuerdo con la rotura de la bóveda en el arranque y de la teoría de Halk sobre el efecto magnético más arriba recordada (fig. 35).

Hay que advertir que los espesores grandes de terrenos terciarios en los mismos bordes del Estrecho vienen corroborados por los perfiles de prospección sísmica llevados a cabo con moti-

vo de los estudios para el túnel bajo el Estrecho, de los que anteriormente se habló, por el Ingeniero de Minas y Geógrafo D. José García Siñeriz.

CONSECUENCIAS.—El magnetismo terrestre en el Estrecho de Gibraltar, en perfecto acuerdo con la Gravimetría y la Sismología, *corroborar la hipótesis de una bóveda elíptica alboránica rota y hundida por el proceso de continuo arrugamiento de la corteza terrestre debido a las causas cósmicas que actúan sobre el metabolismo de los astros.*

Esa rotura y el hundimiento subsiguiente ocasionaron emisiones de *materias más pesadas y más ferruginosas, que son las productoras de las anomalías magnéticas observadas en el Estrecho.*

Para poder establecer conclusiones con toda garantía de juicio es necesario realizar un nuevo levantamiento magnético de una densidad mucho mayor que el que se realizó en 1930 en Marruecos y hasta 1924 en la Península; las presentes consecuencias las consideramos solamente como provisionales, pero de gran valor para quienes lleven a cabo ese levantamiento.

Madrid, 30 de enero de 1945.

El Ingeniero Jefe del Servicio de Magnetismo
y Electricidad Terrestres,

José Cubillo.

V.º B.º:

El Director General,

FÉLIX CAMPOS-GUERETA.

CARTA NACIONAL DE DECLINACIONES MAGNÉTICAS (Provisional)

HOJA ESPECIAL DEL ESTRECHO DE GIBRALTAR

Relación de las estaciones, declinación para 1942,5 y coordenadas centesimales al meridiano de Madrid.

Número.	Estaciones.	Declinación W.	Longitud.	Latitud N.
1	Chafarinas.....	10° 16'3	+ 1.394	39.092
2	Zaio.....	8° 54'0	+ 1.055	38.825
3	Melilla.....	9° 32'6	+ 0.818	39.212
4	Zeluán.....	9° 33'6	+ 0.831	38.965
5	Afso.....	8° 45'0	+ 0.550	38.700
6	Dar-Quebdani.....	9° 26'2	+ 0.392	39.025
7	Tensaman (Jemis).....	9° 24'8	+ 0.049	39.029
8	Azib de Midar.....	9° 14'6	+ 0.169	38.820
9	Talamaguit.....	9° 41'2	— 0.055	38.780
10	Ain-Zora.....	8° 55'0	+ 0.172	38.508
11	Villa Sanjurjo.....	9° 27'8	— 0.272	39.146
12	Beni-Hadifa (T'zenin).....	10° 13'7	— 0.508	38.918
13	Villa Jordana.....	9° 42'4	— 0.709	39.055
14	Tizzi-Iffri.....	9° 51'2	— 0.610	38.720
15	Bab-Tezzi.....	9° 58'0	— 1.110	38.680
16	Tiguissas.....	10° 05'3	— 1.405	39.271
17	Tamorot.....	9° 57'1	— 1.500	38.760
18	Beni Hamed (T'zelata).....	9° 58'6	— 1.500	38.550
19	Ceuta (San Antonio).....	10° 20'4	— 1.785	39.885
20	Tetuán.....	10° 14'4	— 1.860	39.520
21	Beni Arós (Jemis).....	10° 21'6	— 2.170	39.210
22	Xauen (Fomento).....	10° 21'3	— 1.805	39.096
23	Tánger.....	10° 29'0	— 2.380	39.750
24	Arzila.....	10° 36'5	— 2.605	39.416
25	Larache.....	10° 31'1	+ 2.730	39.105
26	Alcazarquivir.....	10° 19'2	— 2.470	38.896

Zona pen. sular (coordenadas sexagesimales.)

Número.	Estaciones.	Declinación W.	Longitud.	Latitud N.
	Alborán.....	10° 10'4	0° 39' 5" 2 E.	35° 56' 23"
	Adra.....	9° 38'6	0° 41' 40" 4 E.	36° 44' 29" 40
	Almería.....	9° 31'3	1° 14' 19" 5 E.	36° 51' 05" 00
	Motril.....	9° 59'9	0° 09' 58" 0 E.	36° 44' 44" 47
	Vejer.....	10° 51'2	2° 16' 37" 0 W.	36° 15' 13" 70
	Estepona.....	10° 42'9	1° 27' 32" 0 W.	35° 25' 35" 37
	Ronda.....	10° 38'0	1° 28' 30" 0 W.	36° 44' 13" 83
	San Pablo.....	10° 46'5	1° 43' 46" 0 W.	36° 30' 09" 00
	Tarifa.....	10° 37	1° 54' 45" 0 W.	36° 01' 03" 91
	Vélez-Málaga.....	10° 14'2	0° 24' 50" 0 W.	36° 46' 57" 47
	San Fernando.....	10° 59'8	2° 26' 02" 0 W.	36° 27' 54" 65
	Lebrija.....	11° 02'0	2° 23' 12" 40 W	36° 55' 24" 60

Madrid, 10 de mayo de 1944.

Cuadro de discrepancias horarias medias

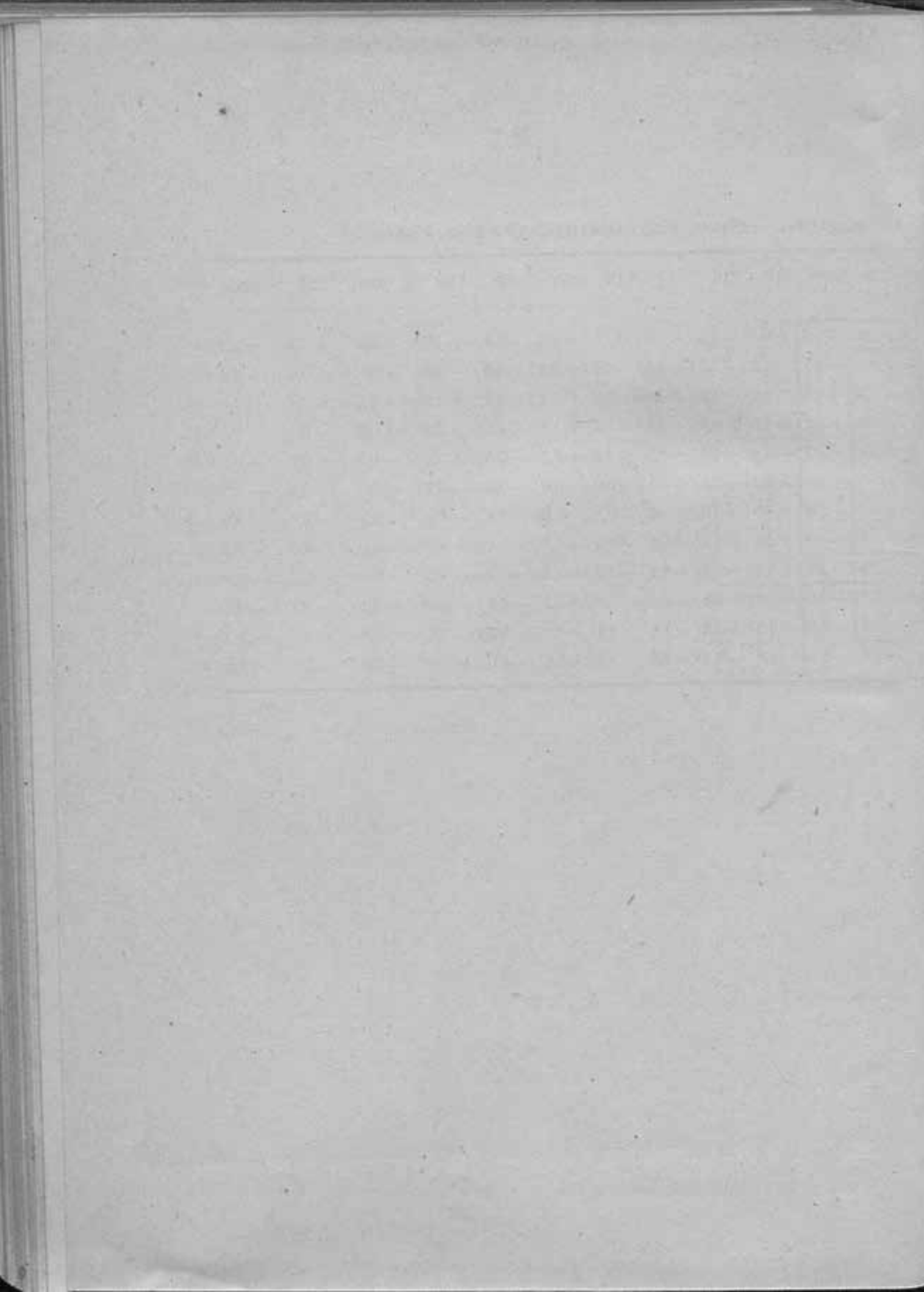
MESES	1 ^h	2 ^h	3 ^h	4 ^h	5 ^h	6 ^h	7 ^h	8 ^h	9 ^h	10 ^h	11 ^h
Enero.....	+ 2,3	+ 2,5	+ 2,6	+ 2,7	+ 2,7	+ 2,8	+ 3,2	+ 3,1	+ 2,6	+ 2,9	+ 4,3
Febrero.....	+ 1,5	+ 1,7	+ 1,8	+ 1,9	+ 1,9	+ 2,1	+ 2,5	+ 2,2	+ 1,7	+ 1,8	+ 3,0
Marzo.....	+ 1,0	+ 1,1	+ 1,1	+ 1,1	+ 1,1	+ 1,3	+ 1,5	+ 0,9	+ 0,2	+ 0,8	+ 2,5
Abril.....	+ 0,1	+ 0,2	+ 0,1	+ 0,2	0,0	0,0	- 0,4	- 1,5	- 1,9	- 0,6	+ 1,9
Mayo.....	- 0,5	- 0,6	- 0,6	- 0,7	- 0,9	- 1,7	- 2,1	- 2,5	- 2,0	- 0,3	+ 1,0
Junio.....	- 1,5	- 1,6	- 1,6	- 1,7	- 2,0	- 3,0	- 3,5	- 3,8	- 3,3	- 2,2	+ 0,4
Julio.....	- 2,4	- 2,7	- 2,7	- 2,8	- 3,1	- 3,8	- 4,0	- 4,4	- 4,0	- 3,0	- 0,8
Agosto.....	- 3,0	- 3,0	- 3,2	- 3,3	- 3,3	- 3,8	- 4,1	- 4,6	- 4,1	- 2,1	- 0,1
Septiembre.....	- 3,2	- 3,3	- 3,4	- 3,5	- 3,4	- 3,4	- 3,6	- 4,4	- 4,1	- 2,6	- 0,1
Octubre.....	- 3,7	- 3,6	- 3,5	- 3,4	- 3,3	- 3,1	- 3,0	- 3,8	- 4,2	- 3,4	- 1,0
Noviembre.....	- 4,3	- 4,0	- 4,0	- 3,8	- 3,8	- 3,8	- 3,5	- 3,9	- 4,2	- 3,8	- 2,5
Diciembre.....	- 5,3	- 5,0	- 5,0	- 4,7	- 4,6	- 4,5	- 4,2	- 4,2	- 4,4	- 4,3	- 3,7

┐ Máximos y mínimos.

Las horas aquí consignadas son de T. M. G.

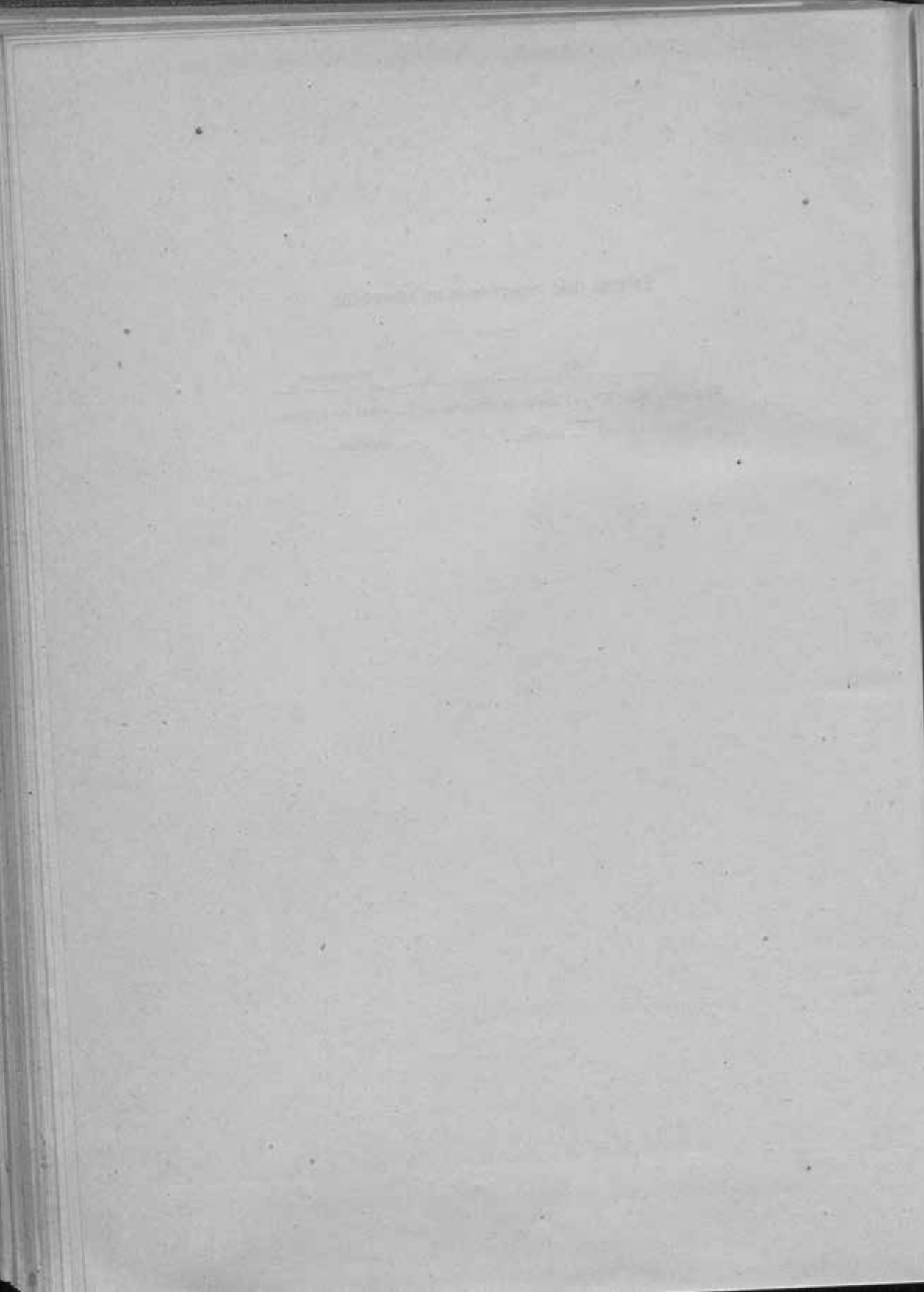
en minutos. — San Fernando, 1924 a 1934.

12h	13h	14h	15h	16h	17h	18h	19h	20h	21h	22h	23h	24h
+5,9	+6,5	+6,5	+6,0	+5,3	+4,9	+4,4	+4,0	+3,4	+2,9	+2,8	+2,6	+2,2
+5,0	+6,2	+6,5	+6,1	+5,3	+4,6	+4,0	+3,5	+3,0	+2,4	+2,1	+1,9	+1,7
+4,9	+6,3	+6,9	+6,2	+5,0	+4,0	+2,9	+2,6	+2,1	+1,7	+1,5	+1,4	+1,1
+4,4	+5,9	+6,2	+5,5	+4,5	+3,3	+2,0	+1,5	+1,4	+1,1	+0,9	+0,6	+0,1
+3,7	+4,6	+4,7	+4,4	+3,6	+2,5	+1,4	+0,7	+0,6	+1,5	+0,3	-0,1	-0,5
+2,5	+3,5	+3,9	+3,9	+3,2	+2,1	+0,9	0,0	0,0	-0,2	-0,5	-0,9	-1,3
+1,4	+2,7	+3,1	+3,0	+2,3	+0,8	-0,1	-0,8	-1,1	-1,1	-1,4	-1,6	-2,0
+1,8	+2,8	+3,0	+2,4	+1,4	+0,2	-0,9	-1,3	-1,4	-1,7	-1,9	-2,2	-2,7
+1,8	+3,0	+2,9	+1,9	+0,8	-0,4	-1,3	-1,4	-1,9	-2,3	-2,5	-2,6	-2,9
+0,4	+1,8	+2,0	+1,0	+0,1	-0,4	-1,2	-1,7	-2,4	-2,8	-3,1	-3,2	-3,6
-0,9	-0,1	0,0	-0,6	-1,2	-1,4	-2,1	-2,6	-3,2	-3,7	-3,8	-4,1	-4,3
-1,9	-1,4	-1,4	-1,9	-2,3	-2,5	-3,1	-3,8	-4,1	-4,6	-4,9	-5,0	-5,3



Erratas más importantes no advertidas.

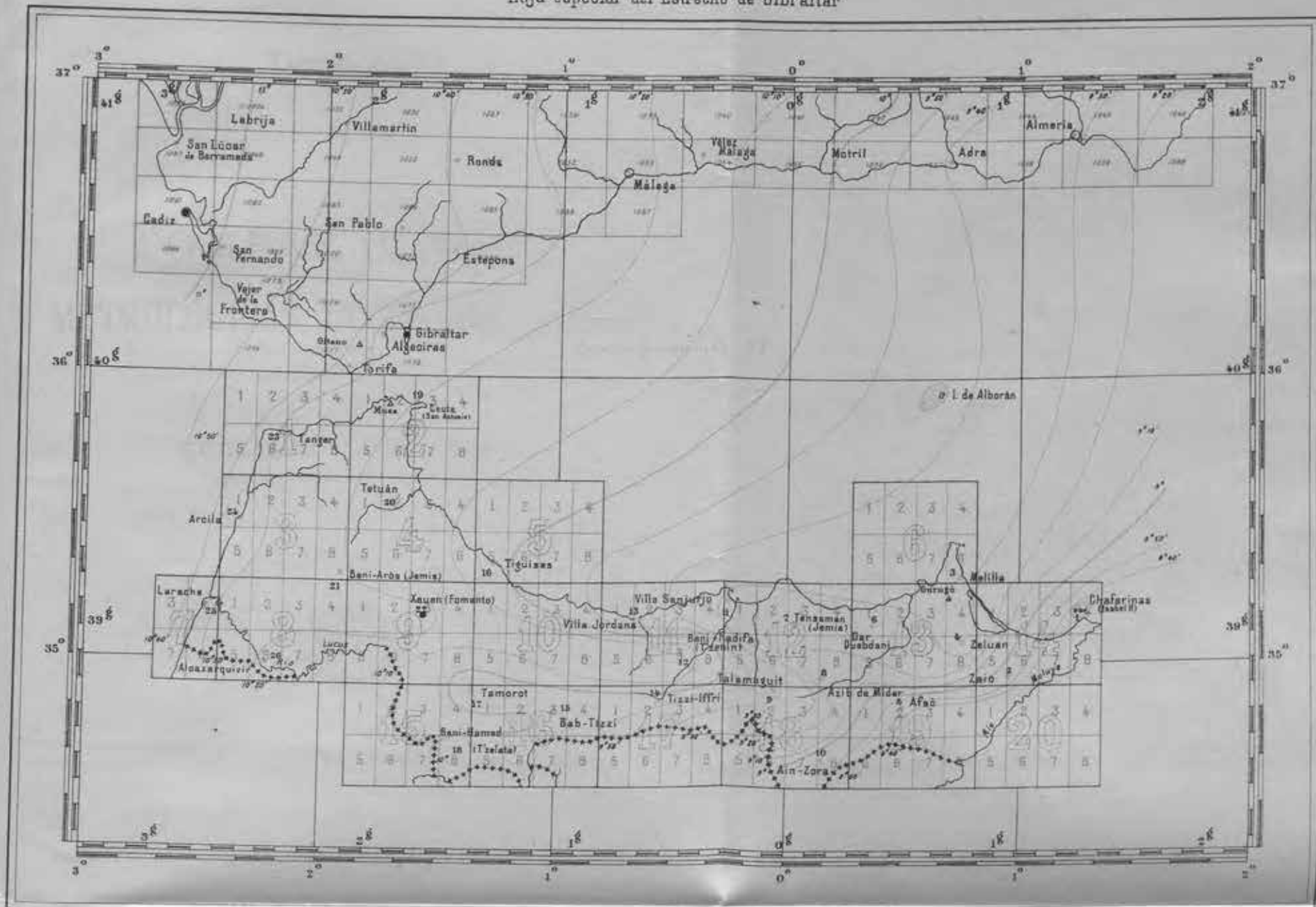
DICE		DEBE DECIR
Pág. 29.	Fig. 7.* ... corte de inflexa...	... corte se inflexa...
» 89.	» 37 ... realiza. .	... idealiza...



CARTA NACIONAL DE DECLINACIONES MAGNÉTICAS

PROVISIONAL

Hoja especial del Estrecho de Gibraltar



Notas

Meridiano inicial de longitudes; Madrid
Longitud de Madrid respecto a Greenwich; 10° 45' W
Esta hoja acompaña un folleto
Epoca de la Carta; 1° Julio 1942

Signos

Isogones de grados completos
Id. de decenas de minutos
Estaciones magnéticas
Zonas con anomalías
Límites de hojas del Mapa de España en
escala de 1:500,000
Límites de hojas del Mapa del Estado
Mayor (Marrocos)



MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL

Tomo XVII

VII

COMPARACIONES
METROLÓGICAS INTERFERENCIALES

POR

GUILLERMO SANS HUELIN

Ingeniero Geógrafo, Jefe del Servicio de Metrología.



MEMORIAS

INSTITUTO GEOGRÁFICO Y CATASTRAL

Tomo XVII

VII

COMPARACIONES
METROLÓGICAS INTERFERENCIALES

GUILLERMO SANS HUELIN



COMPARACIONES METROLÓGICAS INTERFERENCIALES

En toda época se han relacionado las unidades de longitud a las dimensiones naturales. Así lo fueron en otros tiempos la pulgada, el dedo, el codo y el pie. Al intentar establecer el Sistema métrico, hacia 1793, se dudó entre tomar como medida natural la longitud del péndulo que bate segundos a los 45° de latitud, una fracción alícuota del paralelo del ecuador, o una fracción del meridiano terrestre, escogiéndose, como es sabido, esta última. Mas cuando, en 1867, y por iniciativa de la Asociación Geodésica Internacional, se discutió la conveniencia de establecer un nuevo patrón de longitud susceptible de admitir la precisión, ya muy elevada, de las medidas que los geodestas realizaban sobre la superficie terrestre, hubo opinión unánime en rechazar toda referencia a la definición natural, y hasta entonces legal, del metro, y para copiar lo mejor posible el patrón entonces existente, que era el denominado Metro de los Archivos. La razón de esta corriente de opinión era que la unidad podía ser definida con una precisión más grande por un patrón material que por las dimensiones terrestres. Hubo también unanimidad completa en la conveniencia de definir la unidad por la distancia entre dos trazos con preferencia a la que media entre dos superficies, reprochándose en aquel entonces a las longitudes a cantos el no presentar garantía suficiente para la conservación de una dimensión por los desgastes y deformaciones originados por los contactos repetidos de los instrumentos de referencia.

Estaba, sin embargo, latente el deseo constantemente exteriorizado de basar la definición de la unidad de longitud en una magnitud física, lo que indujo a buscar en las longitudes de las ondas luminosas el tesigo de toda confianza que no habían podido llegar a constituir, primeramente la longitud del péndulo de segundos, y más tarde la longitud del meridiano terrestre.

A un alemán, el Dr. Bayer, Director que fué del Instituto Geodésico

Prusiano, se debe la iniciativa de fundar una asociación internacional cuya finalidad fuese el aseguramiento, perfeccionamiento y propagación del Sistema métrico decimal. Esta idea plasmó en la creación de la «Convención Internacional del Metro», en 20 de mayo de 1875, como resultado de las deliberaciones de la «Conferencia diplomática del Metro», reunida en París el 1.º de marzo del mismo año, y en la que estuvieron representados 20 Estados.

La Convención del Metro dispone de tres organismos para el desarrollo de sus actividades:

1.º La Oficina Internacional de Pesas y Medidas (Bureau International des Poids et Mesures), que es un conjunto de laboratorios para la realización de trabajos científicos.

2.º El Comité Internacional, constituido por 12 técnicos de distintos países, que dirigen los trabajos de la Oficina; y

3.º La Conferencia General, integrada por representantes de todos los Estados adheridos, y que goza de plenas facultades para dictar acuerdos.

Su primer presidente fué el ilustre fundador de este Instituto, General D. Carlos Ibáñez e Ibáñez de Ibero, del que el Dr. D. Isaachsen, Secretario en 1927 del mencionado Comité, dice en el libro «La Création du Bureau International des Poids et Mesures et son œuvre», lo siguiente: «Al crear, por decirlo así, la Geodesia moderna, al transformar la Topografía y la Cartografía y al organizar la Estadística, se elevó el General Ibáñez al primer rango entre los promotores y directores de organizaciones internacionales para el avance de los trabajos geodésicos y metroológicos.»

Para la unidad de longitud se aceptó, sin discusión, como antes se dijo, que el Metro de los Archivos debía tomarse como punto de partida en el estado en que se encontraba. El nuevo metro se construiría en platino iridiado, con 10 por 100 de iridio, aleación especialmente estudiada por M. Sainte-Claire Deville, y de sección transversal en X, forma propuesta por M. Tresca. La misión fundamental que incumbía a la Oficina Internacional era proporcionar a los Estados signatarios de la Convención del Metro patrones de longitud y masa perfectamente conocidos, encargándose de la determinación de 31 metros prototipos a trazos y de 43 kilogramos prototipos.

Las primeras comparaciones destinadas a poner a la Oficina Internacional en posesión de una copia del Metro de los Archivos fueron

ejecutadas por Benoit y Tresca. Estas comparaciones se efectuaron en el «Conservatoire», entre el 1.º de septiembre de 1881 y el 22 de febrero de 1882. El patrón a trazos, designado por el símbolo I_2 , fué considerado como prototipo provisional; su ecuación fué de 6,03 μ .

Sobre cada regla se grabaron seis trazos por grupos de tres, distantes, respectivamente, medio milímetro; la distancia de los trazos centrales de cada extremo definen la longitud del patrón; los otros, que acompañan al trazo principal, limitan un milímetro, cuya medida sirve para verificar los tornillos de los micrómetros de los comparadores. Los trazos no llevan cifrado alguno.

Cada patrón de metro va acompañado de dos termómetros de mercurio. La precisión de las medidas de longitud de los metros es tal, que resulta indispensable conocer su temperatura a la centésima de grado cada vez que se hace uso de ellos.

La determinación de la ecuación de los prototipos era fundamental para la uniformidad del Sistema métrico, no debiendo descuidarse ningún requisito para asegurarla la mayor perfección posible, tanto por el número y la calidad de las observaciones como por su simetría.

Las 30 reglas fueron dispuestas en cinco hileras de seis, con arreglo al cuadro adjunto.

	a.	b.	c.	d.	e.	f.
A	1	2	3	4	5	6
B	7	8	9	10	11	12
C	13	14	15	16	17	18
D	19	20	21	22	23	24
E	25	26	27	28	29	30

I_2

Todas las reglas de una misma hilera fueron comparadas entre sí, así como todas las de una misma columna; cada ecuación relativa fué el resultado de cuatro comparaciones, invirtiéndose cada vez las reglas

o cambiándolas de banco, comparándose además todas las reglas con el prototipo provisional I_2 .

Las ecuaciones de las reglas dependían, pues, las unas de las otras, y su distribución en el mundo entero debía asegurar la uniformidad del Sistema métrico. Este trabajo, que duró cerca de dos años, fué realizado en un comparador Brunner, por Boinot e Isaachsen.

Una vez terminado se escogió, como prototipo del Sistema métrico, la regla cuya ecuación se aproximaba más a la del Metro de los Archivos. Resultó ser la número 6, para la que se encontró: $[6] = I_2 - 5,99 \mu$, a 0° .

La Conferencia General, reunida en 1913, decidió que la Oficina Internacional comenzase al año siguiente la primera verificación de los metros prototipos; algunos fueron enviados a la Oficina en julio de 1914, pero la guerra, que estalló a poco, paralizó sus actividades hasta 1919.

A España le correspondieron dos prototipos, los señalados con los números 17 y 24, que se conservan en dos cajas fuertes instaladas en la Sala del comparador universal del Instituto Geográfico y Catastral, en unión de los kilogramos tipos números 3 y 24.

En la figura 1.^a se muestra un metro prototipo. La división en trazos se encuentra en la nervadura central, en la capa de fibras neutras, la que por deformación de la barra, por ejemplo, por su propio peso, no se tuerce, esto es, no está expuesta ni a efectos de tracción ni de compresión.



Fig. 1.^a—Extremo de un metro prototipo:
a) trazo con dos rayas auxiliares a 0,5
milímetros de separación.

Para mantener constante la distancia entre trazos a consecuencia de la curvatura durante el apoyo, se averiguó que la barra presenta la longitud debida cuando descansa en posición horizontal en los denominados puntos de Bessel, con los que la curvatura es mínima. La sección

transversal en X proporciona a la barra una gran rigidez al alabeo, con un peso reducido.

La aleación de platino-iridio escogida es químicamente inatacable, y en dureza y resistencia es muy superior al platino blando utilizado en el prototipo antiguo, el Metro de los Archivos; en el transcurso del tiempo se ha mostrado también muy constante en longitud.

El metro viene, pues, definido por la separación de los trazos del prototipo internacional a la temperatura del hielo fundente, con apoyo horizontal de la barra en los puntos de Bessel.

Pero con el prototipo sólo se conocía la longitud del metro, precisándose determinar la subdivisión en decímetros, centímetros, milímetros, etc. Esto se consiguió con reproducciones del prototipo que presentaban una graduación suficientemente aproximada en decímetros, centímetros o milímetros. La longitud total de estas copias fué comparada originariamente con la del prototipo en un comparador de un metro.

Después se determinaron en el mismo comparador los errores de los intervalos de los decímetros, centímetros y milímetros. Para averiguar, por ejemplo, el error de los decímetros fué comparado cada decímetro con un intervalo auxiliar de un decímetro.

Las barras graduadas, escalas y cintas métricas, de este modo construidas, deben someterse a una vigilancia constante, sirviendo para la comprobación y legalización de las longitudes normales en la Industria, la Ciencia y el Comercio.

Con el transcurso del tiempo las medidas a trazos fueron desmereciendo cada vez más en la Industria frente a las medidas a cantos, pero en particular desde la invención de las medidas a cantos *Johannson*. Estas medidas, con sus superficies planas, relativamente grandes, gozan de la excelente propiedad de adherirse entre sí por la atracción molecular, al ponerlas en contacto, con lo que puede componerse una sola medida a cantos de una determinada longitud, y dentro de una precisión de 1μ , recurriendo a varias de las medidas a cantos intermedias en escalonamiento adecuado. Con ello fué rebasada con exceso la principal ventaja de la medida a trazos, a saber, poder medir con un metro casi todas las longitudes que interesaba conocer. La medida a cantos resultaba, además, mucho mejor adecuada para mediciones industriales.

Por la época (hacia 1907) en que estas medidas a cantos se introdujeron no estaban los procedimientos de interferencias tan desarrollados que se pudiese medir con ellos de un modo sencillo; la medida a cantos normal de la industria debía deducirse de la medida a trazos por procedimientos bastante penosos y poco exactos. La precisión con que una medida a cantos de 100 milímetros podía deducirse de la medida a trazos era de $\pm 0,5 \mu$, aproximadamente.

En un artículo publicado por el eminente profesor Dr. Kösters, miembro del Comité Internacional de Pesas y Medidas, en el número de la revista *VDI*, correspondiente al 21 de agosto de 1943, se ponen de relieve los tres puntos siguientes, cuyo estudio precisaba para que la medida a cantos pudiese llegar a ser una medida normal, perfecta, para la Industria:

- 1.º La temperatura de referencia unitaria.
- 2.º La definición de la longitud de la medida a cantos; y
- 3.º El perfeccionamiento del procedimiento de medida mediante la medición en longitudes de onda.

La temperatura para la que debían ser justas las medidas a cantos, la denominada *temperatura de referencia*, varió en un principio entre la de 0° y la de 20°. Como una medida a cantos de 100 milímetros, fabricada de acero, y ajustada a 0°, es aproximadamente 23 μ más larga que una ajustada a 20°, se imposibilitaban los ajustes precisos en las mediciones, por lo que surgió la necesidad ineludible de establecer un criterio unitario para la temperatura.

Al celebrar su primera reunión en Spandau (1917) la entonces Comisión de Normalías, más tarde Comisión de Normas, se reconoció como punto importante y fundamental la unificación de la temperatura normal para las medidas industriales, nombrándose un Comité con este objeto.

Como ya se dijo, se establece en la definición del metro que la distancia entre trazos del prototipo internacional a la temperatura del hielo fundente (0°) representa la longitud del mismo.

Esta temperatura normal fué escogida por razones básicas, por ser reproducible y por no poseerse aún una escala de temperaturas reproducible.

La temperatura era medida con termómetros de vidrio duro, pero según las propiedades del vidrio se obtenían valores diversos. Para poder fijar y reproducir la longitud del metro a cualquier temperatura debía también medirse con una temperatura reproducible.

Al ser reconocido por el Comité Internacional el inconveniente de la temperatura de 0° emprendió en seguida los trabajos para lograr una escala de temperaturas reproducible, escogiendo la escala de hidrógeno como escala de gas ideal.

Los partidarios de la temperatura de 0° como temperatura de ajuste pretendían mantener el 0° como temperatura normal del Sistema mé-

trico, y exigían su empleo en todo caso. Los partidarios de la temperatura de ajuste de 20° aducían que los elementos de medir exactos a 0° presentaban todas longitudes distintas a la temperatura usual de 20° , en razón de la dilatación desigual siempre existente a dicha temperatura, lo que no permitía el establecimiento de un sistema exacto.

Ya en el año 1913 había presentado una propuesta el Comité Internacional referente a igualar la dilatación de las barras de medir, fijando para la misma el valor $11,5 \times 10^{-6}$, y a fabricar el acero adecuado que presentase esa dilatación. Esto hubiese proporcionado una definición de la medida para fines industriales, que podría expresarse así: Una medida de metro para la Industria es tan larga a 20° como una barra de medir con la dilatación de $11,5 \times 10^{-6}$, justa a 0° , o, expresado en otras palabras, la barra de medir industrial sería igual para 20° a $1 \text{ m.} + 0,230 \text{ mm.}$, si el acero utilizado poseyese realmente la dilatación prescrita, lo que en casos particulares no es posible de comprobar; de haber prosperado la propuesta del Comité se hubiera apoyado la unidad de longitud en propiedades indeterminadas y variables del acero. Como la Industria mide a 20° , la longitud a 0° es una magnitud sin sentido. La proposición del Comité no llegó a ser acuerdo.

Algunos años después se volvió a ocupar el Comité Internacional del asunto de la temperatura de referencia para las medidas e instrumentos de medir de la Industria. Tras prolongados debates en todos los países industriales se decidió adoptar en este caso los 20° . Hasta Inglaterra, que tenía adoptada la temperatura de $16 \frac{2}{3}^{\circ} \text{ C} = 62^{\circ} \text{ F}$, introdujo los 20° C en su sistema de pulgadas, con el efecto favorable que la pulgada inglesa y norteamericana se aproximaron hasta $0,05 \mu$. Sin embargo, en las sesiones del Comité Internacional no pudo lograrse el acuerdo de los dos países de habla inglesa para una longitud unitaria de la pulgada.

Una vez acordada la temperatura de referencia de 20° quedaba por estudiar el problema de la reproducción de dicha temperatura. Es uno de los méritos del «Physikalisch-Technischen Reichsanstalt» el haber conseguido una escala de temperatura práctica hasta las más elevadas temperaturas, a base de la escala termodinámica. Esta escala de temperaturas se apoya, dentro del campo en que cae la de 20° , en tres puntos fijos: punto de fusión del hielo 0° , punto de ebullición del agua 100° y punto de ebullición del azufre $444,6^{\circ}$; la interpolación entre estos pun-

tos se consigue por la variación de la resistencia eléctrica del platino puro. La escala goza, pues, de la misma aptitud para ser reproducida que la temperatura de 20° . Las objeciones contra la temperatura de 20° en este aspecto cayeron por su base.

Esta escala de temperatura práctica fué acordada, con carácter internacional, en la Conferencia General de 1927, así como la temperatura de ajuste de 20° para las medidas e instrumentos de medir de la Industria.

Para que la elevada precisión de la medida de cantos paralelos sea utilizada de lleno como medida normal prototipo y de uso en la industria es indispensable definir exactamente la longitud de la medida a cantos. A primera vista parece ser esto innecesario, pero se comprende fácilmente su necesidad cuando se hace el siguiente experimento:

Un palpador cilíndrico, provisto de graduaciones, se hace descender sobre la superficie superior de una medida a cantos colocada sobre una base plana (fig. 2.^a). Si se quita entonces la medida a cantos puede

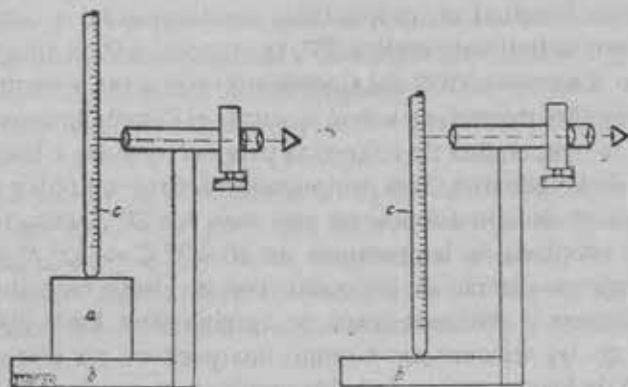


Fig. 2.^a—Esquema para la definición de la longitud de una medida a cantos:
a medida a cantos,
b base plana de apoyo y
c palpador.

descender el palpador hasta la base (fig. 3.^a). El desplazamiento del palpador es igual a la longitud de la medida a cantos bajo la suposición de que la base esté humedecida, rociada y constituida por el mismo material, de superficie homogénea, para que haya la misma profundidad de penetración.

La placa rociada actúa de señal de referencia en vez de la superficie

inferior de la medida a cantos, no accesible al palpador. Nos encontramos en este caso con un ajuste a cero que podría expresarse de este modo: dos superficies enfrentadas—la inferior de la medida a cantos y la superior de la base—están en el mismo plano cuando se adhieren entre sí por adhesión molecular sin capa intermedia. El ajuste así definido representa el ajuste a cero absoluto, porque las superficies no pueden acercarse más entre sí.

Las investigaciones hasta ahora realizadas han permitido comprobar que en el caso del acero debe existir siempre una capa de líquido para

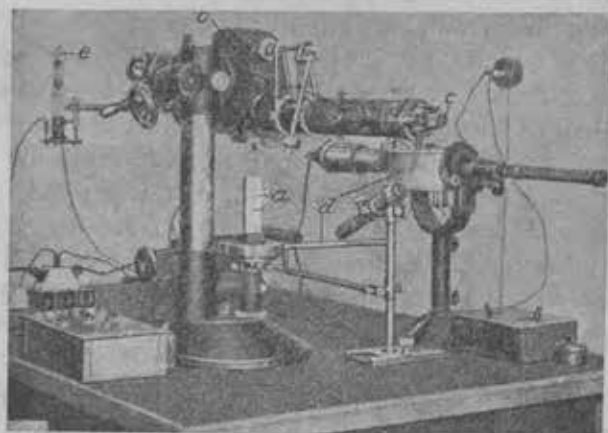


Fig. 3*. Comparador de interferencias, modelo Kösters, con aparatos complementarios:

- a medida a cantos que se ensaya,
- b aparato de interferencias propiamente dicho,
- c ocular,
- d aparato medidor de temperatura y
- e lámpara de cadmio.

que las superficies se adhieran entre sí; las superficies de acero perfectamente limpias, secas, lavadas con bencina recientemente destilada o éter no se adhieren una con otra. Las superficies de cristal y de cuarzo se adhieren siempre sin necesidad de capa intermedia especial.

Semejantes a las circunstancias que concurren en la medición por contacto con el palpador son las que se presentan en la medición con longitudes de ondas. Por la reflexión en medios ópticos compactos que no sean conductores de la electricidad experimenta la luz un salto de fase de una media longitud de onda $\lambda/2$, que produce el mismo efecto que si el plano de reflexión efectivo yaciese a una distancia $\lambda/4$

por delante de la superficie material. En el acero varían algo las circunstancias, ya que no se presenta el salto normal de fase de $\lambda/2$ sino de $\lambda/2 - 2\delta$, en cuya expresión el término 2δ se denomina «pérdida de fase». Esto equivale a que la superficie de reflexión se adelantase en la cantidad $\lambda/4 - \delta$, o dicho de otra manera, a que la luz sobre acero de elevado pulimento penetrase más profundamente, en la cantidad δ , que sobre vidrio o cuarzo. Si la superficie del metal es de pulimento tosco, penetra la luz aún más profundamente en una cantidad ρ que se suma a la cantidad δ , dependiendo el valor de ρ del grado mayor o menor de pulimento de la superficie. La situación de la superficie de reflexión en el acero de pulimento basto, adelantada con respecto a la superficie material, viene definida por $\lambda/4 - \delta - \rho$, para el cuarzo o el vidrio por $\lambda/4$, y la diferencia de situaciones por $\lambda/4 - (\lambda/4 - \delta - \rho) = \delta + \rho$.

La magnitud δ ha resultado bastante constante para aceros de distintas clases y determinada por diversos procedimientos de investigación, con un valor de $0,020\mu$ utilizando luz roja, y de $0,018\mu$ utilizando luz azul, pudiendo tomarse el promedio $0,019$ como un valor fijo. En un ensayo interferencial de una medida a cantos con placa de acero adosada hay sólo que introducir como corrección la diferencia de grado de pulimento $\rho_1 - \rho_2$, entre las superficies libres de la medida a cantos y la placa adosada.

Las profundidades de penetración ρ , debidas a la aspereza de superficie, pueden alcanzar valores de relativa importancia, hasta de $0,15\mu$. La medida de la profundidad de penetración es indispensable cuando para la prueba de una medida a cantos no se dispone de una superficie de adosamiento de la misma clase que la superficie de la medida; puede obtenerse desde luego mediante comparación con una placa de cuarzo.

Internacionalmente ha sido aceptada la siguiente definición:

«La longitud de una medida a cantos es igual a la distancia de una superficie de dicha medida a una placa plana adosada a la superficie opuesta, en el supuesto de que dicha placa sea del mismo material y presente la misma calidad de superficie.» Con esta definición se asegura la composición sin errores de una longitud integrada por diversas medidas a cantos.

En el año 1917 comenzó el Dr. Kösters, conocedor de las grandes ventajas de medir con longitudes de onda, a trabajar con longitudes de interferencia de ondas, con la finalidad de estudiar procedimientos suficientemente sensibles y desarrollar aparatos lo bastante precisos

para poder apreciar en todo momento medidas a trazos y medidas a cantos en longitudes de onda. El objetivo final, que a la postre se había de alcanzar, era la sustitución de la definición del metro —longitud de barra comprendida entre dos trazos— por una definición en longitudes de onda.

La longitud de onda en el vacío de la luz emitida por gases y vapores es una medida natural auténtica, que se apoya en propiedades generales de la materia; es invariable en el transcurso del tiempo y resulta independiente de la temperatura. La precisión de la medición es mucho más elevada que la de la medición de una medida a trazos. En tiempo sumamente breve pueden determinarse la más pequeña variación del patrón de medida, así como su dilatación absoluta. Además, proporciona la longitud de onda una subdivisión del metro extraordinariamente fina. Si el metro contiene, por ejemplo, 1,769.557,94 longitudes de onda, en el vacío, de la línea amarillo-verdosa del kriptón, contendrá el decímetro la décima parte de aquel número, y cualquier intervalo que se desee verificar, la parte alícuota correspondiente. La penosa subdivisión del metro en intervalos de decímetros, centímetros, milímetros, etc., mediante las mediciones correspondientes, se transforma en una sencilla operación de cálculo.

En el año 1933 fué autorizado por el Comité Internacional el empleo de la línea roja emitida por el vapor del cadmio, con la longitud de onda determinada para la misma por Fabry y Perot, para la definición del metro, junto con la definición clásica.

El resultado obtenido por Fabry y Perot es el siguiente: La longitud de onda de la radiación roja del cadmio, en el aire seco, a 15°, y bajo la presión de 760 milímetros de mercurio, es:

$$\lambda_R = 0,64384696 \mu \quad \text{o} \quad 1 \text{ metro} = 1,53.164,13 \lambda_R.$$

Pero esta línea roja del cadmio no reúne precisamente las condiciones para tomarse como medida básica, porque es asimétrica y poco nítida, por lo que origina pequeños errores de la subdivisión, y sólo es utilizable hasta trayectos de 200 milímetros.

Las investigaciones llevadas a cabo por el Dr. Kösters le indujeron a proponer en su lugar la línea amarillo-verdosa del kriptón, línea nítida y adecuada para longitudes a medir hasta por encima de 600 milímetros.

En las figuras 3.^a y 4.^a se muestran algunos de los aparatos desarrollados por Kösters para averiguar la longitud de medidas a cantos, medidas a trazos, etc. La figura 3.^a representa el comparador de interferencias, fabricado por la Casa Zeiss, con el conjunto de aparatos auxiliares. Este aparato está muy extendido y permite medir en los laboratorios metrológicos con la medida básica proporcionada por la línea del kriptón o la línea del cadmio o con otra línea auxiliar.

La figura 4.^a representa el denominado aparato de conexión de metros, instalado en el Physikalisch-Technischen Reichsanstalt, con el

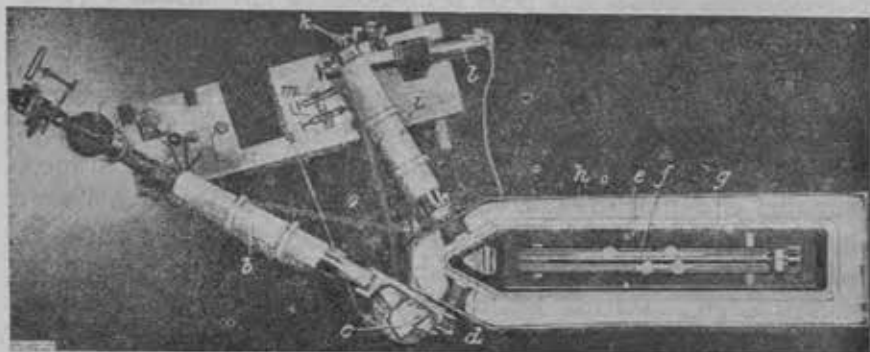


Fig. 4.^a—Aparato de conexión de metros, según Kösters, del «Physikalisch-Technischen Reichsanstalt»:

- a lámpara de kriptón en nitrógeno líquido,
- b tubo colimador,
- c sistema de prismas de dispersión,
- d prisma de interferencias,
- e medida a cantos de 0,5 m. de longitud,
- f espejo plano de acero como superficie de referencia,
- g cámara de vacío, de 1 m. de longitud,
- h artesa de aluminio para protección contra los cambios de temperatura e
- i antejo de observación.

que puede medirse medidas a cantos hasta de un metro, en longitudes de ondas en el vacío. La medida a cantos que se ensaya se coloca en una artesa de aluminio, aislada térmicamente y cerrada al aire, y no sujeta, por lo tanto, ni a oscilaciones de temperatura ni de densidad del aire, y susceptible de calentarse y enfriarse. El error medio de la determinación es aproximadamente de $\pm 0,02\mu$ en un metro, y alcanza o sobrepasa la precisión de las pesadas más finas, que hasta ahora ocupaban el primer rango.

Este aparato fué utilizado en primer lugar para comparar en longitudes de ondas de las líneas del cadmio y kriptón el prototipo alemán y los modelos normales de París, o, como se dice, establecer una

conexión de metros. Como comparador auxiliar para las mediciones de la medida a trazos indispensables sirvió un comparador de medidas a trazos. Las investigaciones llevadas a cabo con el máximo cuidado en los años 1933 a 1937, en las que se determinaron todos los coeficientes de dilatación de las medidas utilizadas, proporcionaron el contenido preciso del metro en longitudes de onda del kriptón y del cadmio. Se estableció, además, un sistema de medida a cantos de 100, 200, 300 milímetros, etc., hasta una longitud de un metro, que es vigilado periódicamente con longitudes de ondas.

Una vez conocida de un modo preciso, por las investigaciones realizadas, la equivalencia en longitudes de onda del metro, no se ha usado más el antiguo prototipo del metro para la comprobación de las medidas a cantos como medidas básicas de la Industria, ya que éstas pueden todas medirse inmediatamente en longitudes de onda.

Como el prototipo de platino-iridio, ajustado a 0° , resulta a los 20° , temperatura de referencia en la Industria, Geodesia, etc., unos 173μ más largo que el metro normal de la industria, se ideó sustituirle adecuadamente, como medida a trazos original, por otra medida normal a trazos, de acero, determinada en longitudes de onda y, por lo tanto, comprobable en todo momento, ajustada a 20° . Para llevar a la práctica esta idea ha construido K $\ddot{o}$ sters una medida a cantos y trazos a la vez, representada en la figura 5.^a.



Fig. 5.^a

Es, como el prototipo, una barra en artesía, en la que las fibras neutras aparecen al descubierto en la nervadura central, que sobresale un poco y que, como medida a cantos, presenta la sección transversal usual de $9 \times 35 \text{ mm}^2$. A la distancia de un milímetro de las superficies de los cantos va colocado en cada extremo un trazo, siendo la separación entre ambos de un metro a 20° . La longitud de la medida a cantos y la distancia de los trazos a las superficies de los cantos pueden determinarse exactamente en longitudes de onda. La medida a trazos goza con ello todas las ventajas de una medida normalizada en longitudes de onda.

El gran interés que se presta actualmente a las medidas por interferencias procede de tres cualidades primordiales, a saber: *permanencia* o identidad del fenómeno físico semejante a sí mismo en todo mo-

mento en condiciones idénticas; *precisión* a la centésima de micrón inherentes a los fenómenos de interferencias, mientras que la de las punterías con microscopios micrométricos es del orden de la décima únicamente; *posibilidad de reproducción* indefinida del patrón inmaterial a la disposición de cualquiera, en cualquier lugar, sin recurrir a ningún intermediario, cuya fidelidad podría siempre ponerse en cuarentena.

El patrón primario de longitud de onda preconizado por Kōsters es la raya verde-amarilla $565\text{ m}\mu$ del kriptón, emitida en el extremo del tubo capilar (un milímetro de diámetro) de una lámpara activada por corriente continua de 550 voltios e intensidad de 10 mA , observada del lado del cátodo; esta raya es más fina que la raya roja del cadmio.

Se han ensayado, además del cadmio y el kriptón, otras sustancias como el neón y el xenón; el primero presenta un gran número de rayas suficientemente finas, pero muy apretadas entre sí, lo que exige un sistema dispersivo potente; en cuanto al xenón no ofrece sino rayas poco intensas y situadas en la región violeta del espectro, a la cual es poco sensible el ojo humano, por lo que se impone el empleo de la fotografía, aparte de que la mayoría de dichas rayas vienen afectadas de satélites.

De lo expuesto se deduce, en conclusión, que la raya roja del cadmio, y la amarillo-verdosa del kriptón, son las más en boga actualmente entre los metrólogos para la definición de la unidad de longitud por una onda luminosa.

