

LOS TERREMOTOS DE AGOSTO 1868
Y MAYO 1877 QUE AFECTARON
EL SUR DEL PERÚ
Y NORTE DE CHILE

Los últimos dos grandes sismos que afectaron las regiones de Tarapacá y Antofagasta corresponden a los terremotos del 13 de agosto de 1868 que se hizo sentir en el Sur del Perú y Norte de Chile y el del 9 de mayo de 1877, conocido como el terremoto de Tarapacá, que afectó zonas del Sur del Perú, Bolivia y Norte de Chile.

*Terremoto del 13 de agosto,
1868 a las 16^h 45^m*

Este terremoto es considerado como una de las grandes catástrofes del siglo pasado en Chile y Perú. Fue sentido desde Guayaquil hasta Valparaíso. De acuerdo a la información de daños recopilados por Montessus de Ballore (1911-1916) para diversas localidades a lo largo de la costa y pueblos interiores, y los antecedentes reunidos por Domeyco (1868) y Von Hochstetter (1868-1869) referentes al maremoto que lo acompañó azotando las costas del Pacífico, se puede estimar que la región epicentral abarcó la zona costera comprendida aproximadamente entre los 16,5° y 19° de Latitud Sur, afectando también los poblados situados más al interior como Arequipa, Moquegua, Tacna y otros. En este trabajo se entiende como región epicentral la zona encerrada por la curva isosista VIII (escala de Mercalli Modificada).

De acuerdo con nuestra apreciación de los efectos del sismo recopilados por los autores indicados más arriba, podemos estimar las intensidades como sigue:

- VIII o mayor : Arequipa, Moquegua, Locomba, Tarata, Mollendo, Ilo, Islay, Sama, Arica, Ilabaya, Paucarpata, Tiabaya, Characato, Quinqueno, Yarabamba, Savandia.
- VII a VIII : Tarapacá
- VII : Caraveli, Nasca, Chala, Ica, Pisagua, La Noria, Iquique, Tirana, Pachia, Calana (Perú).
- VI : Cañete (Perú), Chíncha, Tocopilla, Chiu-Chiu, Calama.
- V - VI : Cobija

- V : Mejillones del Sur, Antofagasta, Coloso, Lima, Pisco.
- IV : Chañaral, Copiapó, Taltal.
- III : Caldera

La Fig. 1 muestra el trazado aproximado de las principales curvas isosistas. Debido a que tanto en Chile como en Perú la mayor parte de las construcciones eran de adobe, no es posible estimar intensidades mayores que VIII a partir de los daños.

La experiencia adquirida en el estudio de otros sismos (p. ej. el del 22 de mayo, 1960) indica que la longitud de la zona de ruptura de la falla de un sismo en Chile es aproximadamente igual al eje mayor de la curva isosista que encierra intensidades iguales o mayores que VIII. Las dimensiones de la zona de ruptura está también íntimamente ligada con la extensión de la zona generadora del tsunami, con la superficie abarcada por las réplicas, con la región donde la costa experimenta hundimientos o sollevamientos permanentes, etc.

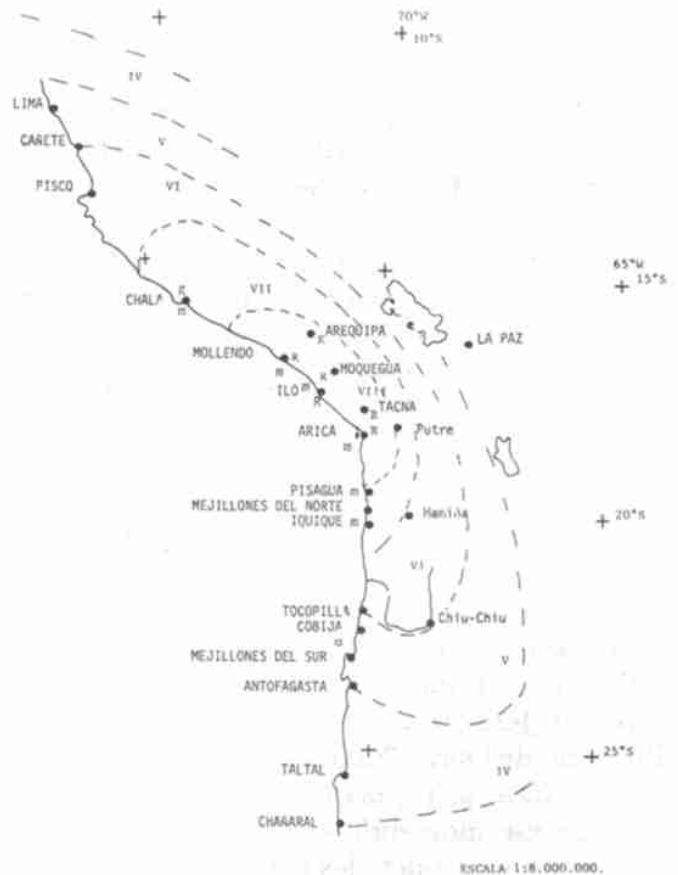


Fig. 1. Sismo del 12 de agosto de 1868. $M = 8 \frac{1}{2}$; $M_t = 9$; $M_w = 9,1$. Curvas Isosistas según Mercalli modificada. Clave: ● Localidades con intensidad estimada (ver texto); ↓ Posible hundimiento de la costa; R Réplicas; m Maremoto de gran intensidad.

La zona epicentral o de ruptura se determinó entonces teniendo en cuenta los posibles límites de la isosista VIII junto con las estimaciones de la altura de las olas del maremoto en diversos puertos, el tiempo transcurrido entre el sismo y el tsunami, la información referente a posibles levantamientos o hundimientos de la costa, la comparación del número de réplicas sentidas en diferentes lugares, etc.

Los antecedentes descritos a continuación nos permiten estimar con cierta seguridad que la zona que abarcó la ruptura del terremoto de 1868 se extendió entre los 16,5° y 19° de latitud Sur.

Un relato de un testigo ocular, escrito en Tacna algunos días después del Terremoto y reproducido por El Pacífico del jueves 13 y viernes 14 de agosto de 1883 (ver Montessus de Ballore, 1911-1916), hace mención que "la isla de Alacrán que servía de prisión en Arica, con las casas y presos que allí había, quedó sumergida". Esta información es útil para incluir a Arica dentro de la región de ruptura y apoya la idea de que la intensidad en dicha ciudad igualó o superó el grado VIII.

La altura de las olas en los principales puertos indica que las mayores intensidades del maremoto abarcaron Chala, Mollendo, Islay, Arica y Pisagua. Estos antecedentes ayudan a ubicar la zona epicentral tal como aparece en la Fig. 1. Considerando que en Pisagua la intensidad fue VIII, el límite Sur de la isosista VIII debe situarse escasamente al Norte de dicha localidad a juzgar por la intensidad del maremoto allí observada.

Existen algunos antecedentes relacionados con la frecuencia e intensidad con que se hicieron sentir las réplicas en ciertas localidades. Hemos supuesto que aquellos pueblos en que las réplicas se sintieron en forma casi continuada durante el primer día transcurrido después del sismo o en los cuales se infiere que las réplicas continuaron por días, semanas o meses, están comprendidos dentro de la zona epicentral.

La dirección de aproximación del tsunami es una forma indirecta de estimar la longitud de la zona de ruptura. Así por ejemplo, en una descripción del terremoto de don Juan Williamson en Lima, 1869, expresa que "la inundación del mar, proviniendo del noroeste, encontró, por fortuna, en la isla frente a Iquique un obstáculo que desviara su curso y restringiera su violencia". La dirección NW de aproximación del tsunami induce a pensar que la zona de ruptura no alcanzó hasta Iquique.

Los antecedentes indicados junto con otros detalles que se desprenden de la lectura cuidadosa de los relatos recopilados por Montessus de Ballore (1911-1916), nos han permitido trazar con cierta confianza los límites Norte y Sur de la isosista VIII, y por consiguiente la posible longitud de la zona de ruptura, que, de acuerdo a la Fig. 1, estimamos en unos 480 km. de longitud.

La zona epicentral está claramente al Norte de la península de Mejillones donde creemos que la intensidad no sobrepasó el grado VI de la escala de intensidades de Mercalli Modificada.

*Terremoto del 9 de mayo,
1877 a las 20^h 16^m*

Este gran terremoto tuvo como zona epicentral una vasta región entre los 19°S y 22,5° Sur. Fue sentido desde Santa (Perú) hasta Constitución. Es interesante hacer notar que este terremoto produjo sus mayores efectos justo al Sur de la zona epicentral del terremoto de 1868.

La estimación de intensidades a partir de la descripción de los efectos del terremoto en varias localidades es la siguiente:

VIII o mayor	: Tarapacá, La Noria, Tirana, Chanabaya, Pabellón de Pica, Guatacondo, Calama, Cobija, Matilla, Chiu-Chiu.
VII - VIII	: Pica, Tocopilla, Huanillos, Mejillones del Sur, Antofagasta y Pisagua.
VII	: Tacna, Cabo Lobos, Corocoro, Desaguadero (Bolivia), Santiago de Manchaca, Iquique, Caracoles.
VI - VII	: Paposo
VI	: Taltal, Chañaral, La Paz (Bolivia)
V - VI	: Ilo
V	: Mollendo, Arequipa, Caldera, Copiapó.

La Fig. 2 muestra el trazado de las curvas isosistas. La zona epicentral delimitada por la isosista VIII se ha determinado utilizando antecedentes adicionales tales como altura del maremoto, réplicas, cambios topográficos permanentes, etc., en forma análoga a lo hecho para el terremoto de 1868.

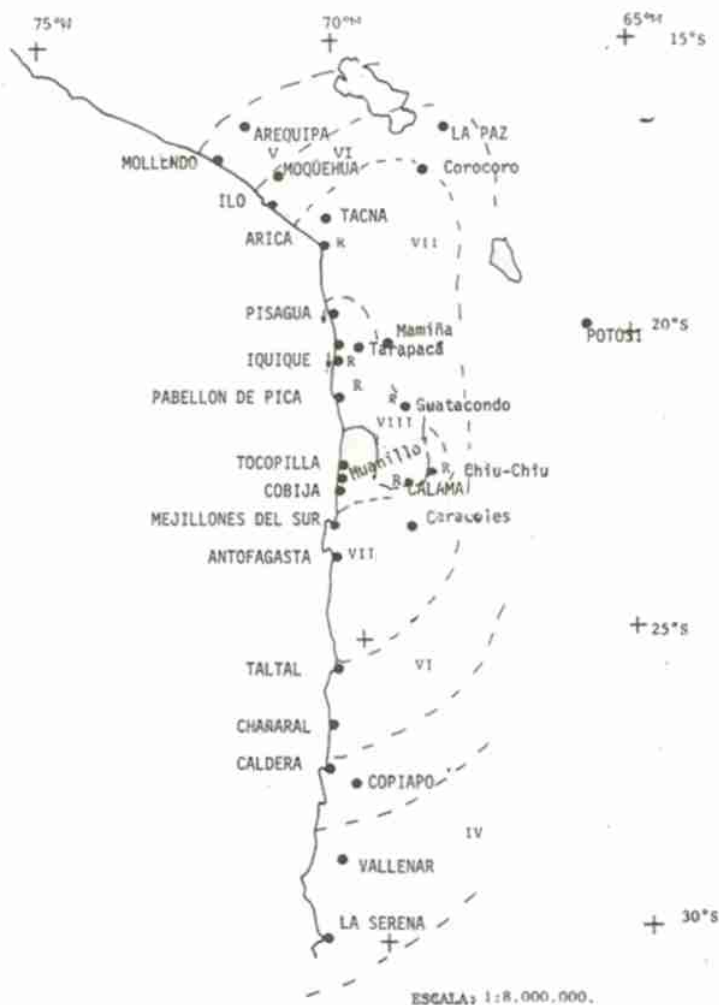


Fig. 2. Sismo del 9 de mayo de 1877. $M = 8 \frac{1}{4}$; $M_t = 9$; $M_w = 8,9$. Clave igual a Fig. 1.

De acuerdo con Vidal Gómez (1884), el corresponsal de El Comercio de Lima en Pisagua informó que él y otros observaron que "La tierra ha bajado considerablemente desde el terremoto del 9; hoy (el mar) baña en las altas mareas terrenos y rocas que siempre han estado secos y con algunos edificios". Esta observación es muy interesante pues permite suponer un hundimiento de la costa en Pisagua, lo que nos ha hecho incluir a este punto dentro de la zona epicentral a pesar de que la intensidad parecería no haber alcanzado el grado VIII. El mismo corresponsal informa de un "sorprendente fenómeno físico que ha preocupado a muchos y que tiene alarmados a todos". Las personas que presenciaron este suceso dicen que en Pisagua "como a 50 m de la playa apareció en el mar una gruesa columna de humo, redondeada en su parte superior, que fue sucesivamente elevándose hasta una altura muy

considerable, en la cual se disipó poco después sin causar ruido o detonación". El corresponsal plantea finalmente la posibilidad de una erupción volcánica submarina. Goli (1904) dice que el fenómeno se produjo el 15 de junio de 1877, es decir un mes después del terremoto.

Geinitz (1878) informa que el gobernador del puerto de Iquique comunicó que "el fondo del mar parece haberse hundido puesto que varios peñascos de la bahía no son visibles ya, aun en baja marea", lo que confirma que Iquique está comprendido dentro de la zona de ruptura.

Hacia el Sur creemos que la zona de ruptura alcanzó hasta Cobija a juzgar por la intensidad VIII que alcanzó el sismo en dicha localidad y por el número considerable de réplicas que se hicieron sentir en forma casi continuada varias de ellas "con golpe seco de abajo a arriba". Este último antecedente hace suponer que el epicentro de dichas réplicas estuvo muy cerca de Cobija.

Las informaciones recopiladas por Vidal Gómez (1878) indican que entre Pisagua y Cobija el maremoto se hizo sentir entre 5 y 20 minutos después del terremoto, en cambio en Mejillones del Sur se inició 30 minutos después del sismo. Este antecedente apoya nuestra idea que la zona de ruptura del sismo no alcanzó mucho más al Sur de Cobija. Por otro lado, el Teniente V. Cueto, oficial del blindado Blanco Encalada surto en Antofagasta informó que "al parecer en Antofagasta penetró la ola doblando la Punta Tetas" y "se notó una corriente que obligaba a hacer uso de las máquinas para evitar se aconchara en dirección de la Caleta Chimba" (al Sur de Antofagasta). El capitán Castillo, 2do. Comandante del blindado, informó que "hubo muchos flujos y reflujos continuados que parecían tener su origen por el Norte". Las informaciones de Cueto y Castillo concuerdan en estimar que el maremoto provenía del Norte y por lo tanto no es aventurado considerar que la zona de ruptura del terremoto no alcanzó hasta Antofagasta.

Las localidades más afectadas por las réplicas del terremoto fueron Iquique, Chanabaya, Pabellón de Pica, Punta Lobos, Huanillos, Cobija, Caracoles, Chiu-Chiu y otros pueblos interiores, todos ubicados entre los 19°S y 22,5° Sur.

Informaciones de Antofagasta indican que las réplicas fueron bastante importantes. El Sr. Arancibia informó que en Antofagasta "Siguió temblando de minuto en minuto con más o menos fuerza" (Vidal Gormaz, 1884) y que "duraban todavía las

réplicas el 13, día en que la gente huyó a los cerros a consecuencia de una de ellas" (Geinitz, 1878). Por otro lado las informaciones del maremoto coinciden en indicar que se produjo entre 10 y 15 minutos después del terremoto. Con estos datos se podría incluir también a Antofagasta dentro de la zona epicentral. Sin embargo preferimos considerar a Cobija como el extremo Sur de la zona epicentral por los antecedentes globales que hemos podido analizar.

Milne (1880) determinó el epicentro de este sismo utilizando información del tiempo de recorrido de las ondas sísmicas y el tsunami a diferentes localidades, ubicando el foco en $21\ 1/3^{\circ}\text{S} - 71\ 1/4^{\circ}\text{W}$, es decir en el mar a unos 100 km. de la costa frente a Pabellón de Pica. A una conclusión similar llega Geinitz (1878) al situar la zona epicentral entre Iquique y Pabellón de Pica. Montessus de Ballore (1911-1916) en cambio, tomando en consideración los daños ocurridos en pueblos al interior de Iquique y Tocopilla, tales como Guatacondo, Matilla, Tirana, Chiu-Chiu, Calama, y dándole mucha importancia a informaciones de un arriero que afirmó que "el temblor hizo derrumbarse la montaña colossal de Tacora", concluye que el área epicentral se extendió oblicuamente a la cordillera desde el lago Titicaca hasta Chiu-Chiu.

Las proporciones poco usuales que tuvo el tsunami originado por el terremoto no son compatibles con una zona epicentral al interior del continente. Por otro lado, si realmente las intensidades registradas a lo largo de la costa fueron algo menores que al interior, esto se puede deber a las condiciones del suelo generalmente mejores en el litoral (roca) comparadas con localidades como Calama y otras en que las casas se apoyan en suelos de peor calidad.

Bruggen (1943) al comentar el terremoto de 1877 opina que el subsuelo de Calama es desfavorable, arena con agua subterránea a poca hondura, mientras que Chiu-Chiu se halla fuera del fondo del valle en una terraza baja. También Pica y Tarapacá se destruyeron en gran proporción. El subsuelo en Tarapacá "no es muy malo" en cambio el de Pica consiste en arena suelta o poco cementada y es "mucho más malo". En otros pueblos, como La Noria y la oficina Salitrera de San Pedro, el subsuelo es bueno; pero la alta intensidad se podría explicar "por la vecindad de varias fallas transversales recientes de 200 m de salto". Pueblos como La Tierra situados en el centro de la Pampa del Tama-

rugal están contruidos sobre espesores de algunos cientos de metros de arcillas y arenas que en parte encierran agua subterránea.

Harnecker (1895) informó que las casas resistieron bastante bien en Tocopilla porque eran de madera. Sin embargo la intensidad debió ser grande a juzgar por los numerosos rodados y deslizamientos ocurridos en los cerros cubriendo el camino al interior en todo su trayecto por la quebrada que desemboca en Tocopilla. Informaciones similares para otros puertos, especialmente en lo relativo a que las construcciones son de madera y apoyadas en gran parte en roca, explican la diferencia en los daños observados en el interior con respecto a la costa. Bruggen (1943) hace un interesante comentario en relación a las construcciones en el interior de la zona salitrera. "Consisten en muros formados por bloques de costra de sal que tienen aun menor resistencia que las casas de adobe", lo que sin duda influyó en el daño experimentado en dicha zona.

Los comentarios anteriores confirman nuestra interpretación de que el área epicentral se extendió entre los grados 19°S y $22\ 1/2^{\circ}\text{S}$ a lo largo de la costa, con una longitud total de ruptura del orden de 400 km.

*Estimación de la magnitud
de los sismos de 1868 y 1877*

Lomnitz (1970) hace una estimación de las magnitudes de Richter (M_s) de estos terremotos, asignándoles los valores $M = 8\ 1/2$ para el sismo de 1868 y $M = 8$ a $8\ 1/2$ para el sismo de 1877. De acuerdo con la extensión de los daños e intensidad de los respectivos maremotos, concordamos con Lomnitz en la magnitud del sismo de 1868. Para el sismo de 1877, creemos que su magnitud debe ser mayor que 8 y definitivamente menor que $8\ 1/2$, por lo que nos atrevemos a asignarle una magnitud $8\ 1/4$ en lugar de estimar sólo el de $1/2$ grado que propone Lomnitz (1970).

Recientemente Kanamori (1977) propuso una nueva escala de magnitud M_w , resultante de la combinación de fórmulas que expresan la energía E con el momento sísmico M_0 y de la estimación de la energía E dada por Richter a partir de la magnitud M_s . Esta proposición está basada en la observación de que la magnitud de Richter se satura al nivel de 8 a $8\ 1/2$, por lo que los grandes terremotos no quedan bien representados en dicha escala. En la nueva escala Kanamori (1977) le asigna una Magnitud $M_w = 9,5$ al terremoto del 22 de mayo, 1960 en lugar de

$M_s = 8,3$. La escala M_w está calibrada en tal forma que coincide con la de Richter (M_s) para magnitudes menores que 8.

Los valores de M_w se pueden calcular a partir $M_o = \frac{2}{3} \log M_o = 10,7$ (M_o en dinas cm). A su vez, M_o se puede estimar a partir de la superficie S (Km^2) de la zona de ruptura en el plano de falla, utilizando la fórmula:

$$M_o = 1.23 \times 10^{22} S^{3/2}$$

e introduciremos M_o en la expresión para M_w , con lo que obtendremos:

$$M_w = \log S + 4.03$$

En atención a que S es difícil de determinar por falta de datos que definan el plano de falla para los sismos de 1868 y 1877, haremos uso de una relación propuesta por Abe (1975), quien estima que en promedio la longitud L de la falla y su ancho W están en la razón 2:1, es decir $L = 2W$, para sismos grandes.

$$\text{En esta forma } S = \frac{1}{2} L^2$$

$$\text{y por lo tanto: } M_w = 2 \log L + 3.73$$

Utilizando esta relación hemos estimado las magnitudes de Kanamori para los sismos de 1868 y 1877 con longitudes de falla L de 480 Km. y 400 Km., respectivamente. El resultado es:

$$\begin{array}{ll} 13 \text{ agosto } 1868 & M_w = 9,1 \\ 9 \text{ mayo } 1877 & M_w = 8,9 \end{array}$$

Estos resultados se comparan bastante bien con la magnitud M_t definida por Abe (1979) sobre la

base de la altura de las olas de tsunami observadas a distancias grandes del epicentro, es decir observaciones de tsunami en el campo lejano. Abe (1979) define la magnitud M_t como:

$$M_t = \log H + B$$

en que H es la altura máxima observada en metros y B es una constante que depende de la región en que se ubica la fuente y de las características de la estación mareográfica.

Abe (1979) ha calibrado la constante B de tal forma que en promedio M_w y M_t coincidan para sismos en que se ha podido determinar independientemente M_w y $\log H$. Los resultados muestran que la magnitud de Kanamori M_w es una buena medida de los tsunamis en el campo lejano, y, a la inversa M_t es una buena medida de M_w o sea del tamaño de la zona epicentral L (Km.)

Dado que existen excelentes datos de los tsunamis generados por los sismos de 1868 y 1877, Abe (1979) pudo determinar M_t utilizando observaciones mareográficas de Honolulu, Ilo, California (San Francisco y San Diego), y Hakodate (Japón). La estimación de altura de las olas en algunas de estas estaciones para estos sismos es bastante cruda, pues hubo que calcularla a partir de la altura de inundación (Ilo y Honolulu) en lugar de altura de mareógrafo. Los valores de M_t obtenidos por Abe 1979 son:

$$\begin{array}{ll} 13 \text{ agosto } 1868 & M_t = 9,0 \\ 9 \text{ mayo } 1877 & M_t = 9,0 \end{array}$$

Lo que se compara en forma notable con nuestra estimación de $M_w = 9,1$ y $8,9$, respectivamente, a partir de la longitud de la zona epicentral.

BIBLIOGRAFÍA

- ABE, K. (1975) *Reliable Estimation of the Seismic moment of Large Earthquakes*; J. Phys. Earth, V. 23, pp. 381-390.
- ABE, L. (1979) *Size of Great Earthquakes of 1837-1974 inferred from Tsunami Data*; J. Geophys. Res., v. 84, pp. 1561-1568.
- DRUGGEN, J. (1943) *Contribución a la Geología Sísmica de Chile*; Imprenta Universitaria, 132 páginas, Santiago, Chile.
- DOMEYCO, I. (1868) *Datos recogidos sobre el terremoto y las agitaciones del mar del 13 de Agosto de 1868*; Anales Univ. de Chile, XXXII, 1^{er} Semestre.
- GEINITZ, E. (1878) *Das Erdbeben von Iquique am 9. Mai 1877 und die Durch Dasselbe Verursachte Fluth im Grossen Ozean*; Nova Acta D. Kgal. Caroln. Ak. D. Naturfor., vol. XL Nr. 9, Halle.
- GOLL, F. (1904) *Die Erdbeben Chiles*; Münchner Geographische Studien; vol. XIV.
- HARNECKER, O. (1895) *Terremotos y Temblores. I. Terremoto del 9 de Mayo de 1877 en Tocopilla*; Stgo.
- KANAMORI, H. (1977) *The Energy Release in Great Earthquakes*; J. Geophys. Res. v. 82, pp. 2981-2987.
- LOMNITZ, C. (1970) *Major Earthquakes and Tsunamis in Chile during the Period 1535 to 1955*; Geologische Rundschau; v. 59, pp. 938-960.
- MILNE, A. (1880) *The Peruvian Earthquake of 9th May 1877*; Trans. Seism. Soc. Japan; v. II. p. 50, Tokyo.
- MONTESSUS DE BALLORE, F. (1911-1916) *Historia Sísmica de los Andes Meridionales*; 6 volúmenes; Editorial Cervantes, Santiago, Chile.
- VIDAL GORMÁZ, F. (1884) *Datos sobre el terremoto del 9 de Mayo de 1877*; en Observaciones Meteorológicas del Observatorio Astronómico de Santiago, 1873-1881; Imprenta Nacional, Santiago, Chile; pp. 193-321.