

SOBRE LA DEFINICION DE LA ANOMALIA CRONOMETRICA

FERNANDO VOLPONI Y MILTON QUIROGA

Instituto Sismológico Zonda Facultad de Ingeniería, Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo

En este trabajo intentamos precisar ideas referentes a la anomalía en los tiempos de llegada de las ondas sísmicas (que llamamos Anomalía Cronométrica). Después de discutir la fórmula $C_{ij} = A_i + B_i \sin (Z_{ij} + E_i)$ estudiamos la influencia del efecto de elipticidad de la Tierra. Efectuamos una determinación del aplastamiento terrestre utilizando datos de estaciones convenientemente seleccionadas. Luego analizamos la dependencia que la anomalía tiene con las condiciones locales de la corteza y del manto superior. Hacemos resaltar su importancia como dato que puede ser usado en la investigación del interior de la Tierra. Finalmente mostramos los resultados que hemos obtenido experimentalmente a lo largo de una línea de estaciones sísmicas que cruza la cordillera de los Andes entre las latitudes 31° S y 33° S.

We are trying to define the seismic residual of the arrival time of seismic events. We call them Time Anomaly ("Anomalía Cronométrica"). We discuss the meaning of the station correction formula $C_{ij} = A_i + B_i \sin (Z_{ij} + E_i)$ and the effect of the ellipticity of the earth. Also, the flattening of the earth through seismic data only is calculated.

The Time Anomaly is closely related to the structure of the crust and the Upper Mantle. We enhance the importance of the new anomaly as a datum for the study of the earth interior and present our experimental results obtained along a line that crossed the Andes between the latitudes of 31° S and 33° S.

Este trabajo en forma completa ha sido publicado en la "REVISTA DE GEOFISICA", Volumen XXXI, Núms. 5 y 6, Año 1971, Madrid.

INTRODUCCION

Hasta hace poco se ha considerado a la corrección:

$$C_{ij} = A_i + B_i \text{ sen } (Z_{ij} + E_j) \quad (1)$$

("i" subíndice correspondiente a la estación; "j" a un hipocentro), como una perturbación molesta en el tratamiento de muchos problemas que se presentan en Sismología. Sin embargo, este valor constituye un nuevo dato, que puede ser usado en la investigación del interior de la Tierra.

C_{ij} representa la diferencia entre los tiempos de llegada, leídos en la estación, y los tiempos teóricos que figuran en tablas, correspondientes a un modelo adoptado de tierra uniforme. El coeficiente B_i depende del ángulo de incidencia del rayo sísmico, el que a su vez, depende de la distancia epicentral Δ . La función sinusoidal del azimut "Z", puede en realidad tomar diversas formas, por lo que (1) puede ser representada con mayor propiedad, por:

$$C_{ij} = A_i + B_i (\Delta) \cdot f(Z_{ij}) \quad (2)$$

siendo $A_i = \text{Constante}$

Pero el término $B_i (\Delta) \cdot f(Z_{ij})$ se hace rápidamente despreciable, en comparación con los errores de observación, a medida que crece la distancia epicentral Δ , y para valores grandes de ésta: $C_{ij} = A_i$.

Por consiguiente, tenemos que distinguir dos casos:

- a) Sismos cercanos ($\Delta < 20^\circ$), para los cuales la corrección de la estación depende de la distancia epicentral y del azimut, y
- b) Sismos lejanos ($\Delta \geq 20^\circ$), para los cuales la corrección se podrá considerar constante.

II. DEFINICION DE LA ANOMALIA

Sean A y B dos puntos en la superficie de la Tierra; t_A y t_B los tiempos de llegada de una onda sísmica que hubiese partido del centro de la misma. Definiremos como anomalía de B con respecto a A a la diferencia

$$\Delta t_{AB} = t_B - t_A \quad (3)$$

Entre las causas que producen diferencias en los tiempos de llegada de las ondas sísmicas, figura la elipticidad de la Tierra. El efecto de elipticidad es un efecto regular, función de la latitud. Aparte de este efecto, existen otros, mucho más irregulares, debidos a las variaciones laterales de la velocidad de las ondas; variaciones que parecen que estuviesen concentradas en las capas más externas de la Tierra y relacionadas con la estructura de las capas de la corteza y del manto superior. Partiendo justamente de las anomalías producidas por dichas irregularidades locales, se pueden sacar conclusiones relacionadas con la naturaleza o la estructura de las capas de la corteza y del manto superior.

III. EL EFECTO DE ELIPTICIDAD

En el trabajo original se analiza con algún detalle el efecto de elipticidad. En Tabla 1, primera parte, se dan algunos resultados experimentales, teniendo en cuenta sismos y explosiones artificiales que hacen un recorrido próximo al eje polar; y de sismos cuyos rayos hacen su recorrido próximo al plano ecuatorial, en la segunda parte.

Se calculan las diferencias entre los tiempos observados y los esperados (de tablas tiempo-distancia de Jeffreys-Bullen, corregidos por profundidad). En la última columna se dan los valores de las diferencias observadas, pero reducidas a los extremos de diámetros, aplicando fórmulas adecuadas, (como si foco y estación estuviesen precisamente en los extremos de un diámetro polar o ecuatorial, según el caso).

Se ve que los rayos que siguen un camino próximo al eje polar llegan antes de lo previsto por las tablas. En cambio, los rayos con recorrido próximo al plano ecuatorial llegan después.

Tomando promedios de dichas diferencias y calculando la diferencia total, entre estaciones situadas en el ecuador y estaciones situadas en los polos, obtenemos un valor de 5.1 seg.

Si, con este último valor, calculamos el aplastamiento terrestre (f), considerando una velocidad media de las ondas en el interior de la Tierra de 11 Km/seg, obtenemos un valor mayor que el normal. Una buena parte de la diferencia puede ser atribuída a las irregularidades locales de cada zona, pero el análisis de un número mayor de sismos, tanto polares como ecuatoriales, parece confirmar el hecho que con datos sísmicos se obtiene un aplastamiento mayor que el obtenido por otros medios.

IV. LAS ANOMALIAS LOCALES

Si los puntos A y B de la fórmula (3) no están muy alejados uno del otro, se puede suponer que se obtendría la misma diferencia de las lecturas de los tiempos de llegada de las ondas PKP de un sismo que se hubiese producido exactamente en las antípodas de los puntos.

Sean PKP_A y PKP_B los tiempos de llegada de las ondas PKP; D_{AB} la distancia que separa a los puntos A y B en la dirección del rayo sísmico que llega a los mismos; $dt/d\Delta = f(\Delta)$ el gradiente de la curva tiempo-distancia (a tener en cuenta en la corrección para el caso que el hipocentro no se encuentre en las antípodas, sino a una distancia epicentral menor de 180°).

Si se hacen "n" observaciones de "n" sismos diferentes en las condiciones requeridas, se reducirán los errores de medida calculando el valor promedio

$$\Delta t_{AB} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (PKP_B - PKP_A - \frac{dt}{d\Delta} D_{AB})_i \quad (4)$$

TABLA 1 - Datos sísmicos relacionados con el aplastamiento terrestre.

Fecha	Tiempo origen			Lat.	Long.	H	Est.	Dist.	P - O						Dif. $\Delta = 180^\circ$					
	H	M	S						Observado			Dif.	Seg.							
									M	S	S									
25-X-64	07	59	58.8	73.5N	53.7E	0	SPA	163.4	20	04.2	20	02.2	-2.0	-2.1						
27-X-66	07	57	58.0	73.4N	54.8E	0	SPA	163.3	20	04.2	20	01.5	-2.7	-2.8						
29-X-68	22	16	15.6	65.4N	150.1W	7	BYR	146.3	19	40.3	19	39.7	-0.6	-0.7						
															19	53.7	19	51.5	-2.2	-2.4
7-XI-68	10	02	05.3	73.4N	54.9E	0	SPA	163.3	20	04.2	20	01.8	-2.4	-2.5						
5-XII-68	09	44	11.0	63.9N	21.7W	5	SPA	153.8	19	52.0	19	50.7	-1.3	-1.4						
															20	10.8	20	07.2	-3.6	-3.8
14-X-69	07	00	06.2	73.4N	54.8E	0	BYI	173.2	20	10.8	20	07.3	-3.5	-3.7						
Promedio																				
10-VIII-68	04	05	50.6	1.3N	126.5E	33	BAE	164.5	19	59.9	20	01.5	+1.6	+1.7						
4-I-69	22	36	47.9	6.8S	129.8E	107	SJG	160.8	19	47.5	19	48.9	+1.4	+1.5						
5-I-69	07	28	55.8	4.1N	125.6E	59	BAE	166.6	19	58.5	20	02.4	+3.9	+4.0						
5-I-69	13	26	39.9	7.9S	158.9E	47	LIC	163.9	19	57.8	20	01.0	+3.2	+3.2						
19-I-69	18	50	52.1	14.9S	167.2E	112	RBA	160.2	19	46.2	19	47.9	+1.7	+2.1						
															19	46.2	19	48.9	+2.7	+3.3
25-I-69	05	19	17.1	0.8N	126.1E	24	CAR	168.5	19	53.5	19	56.1	+4.0	+4.7						
															19	51.9	19	55.9	+2.6	+2.7
															19	59.8	20	02.4	+2.6	+2.8
Promedio																				

Promedio: +2.8 - (-2.3) +5.1 Seq.

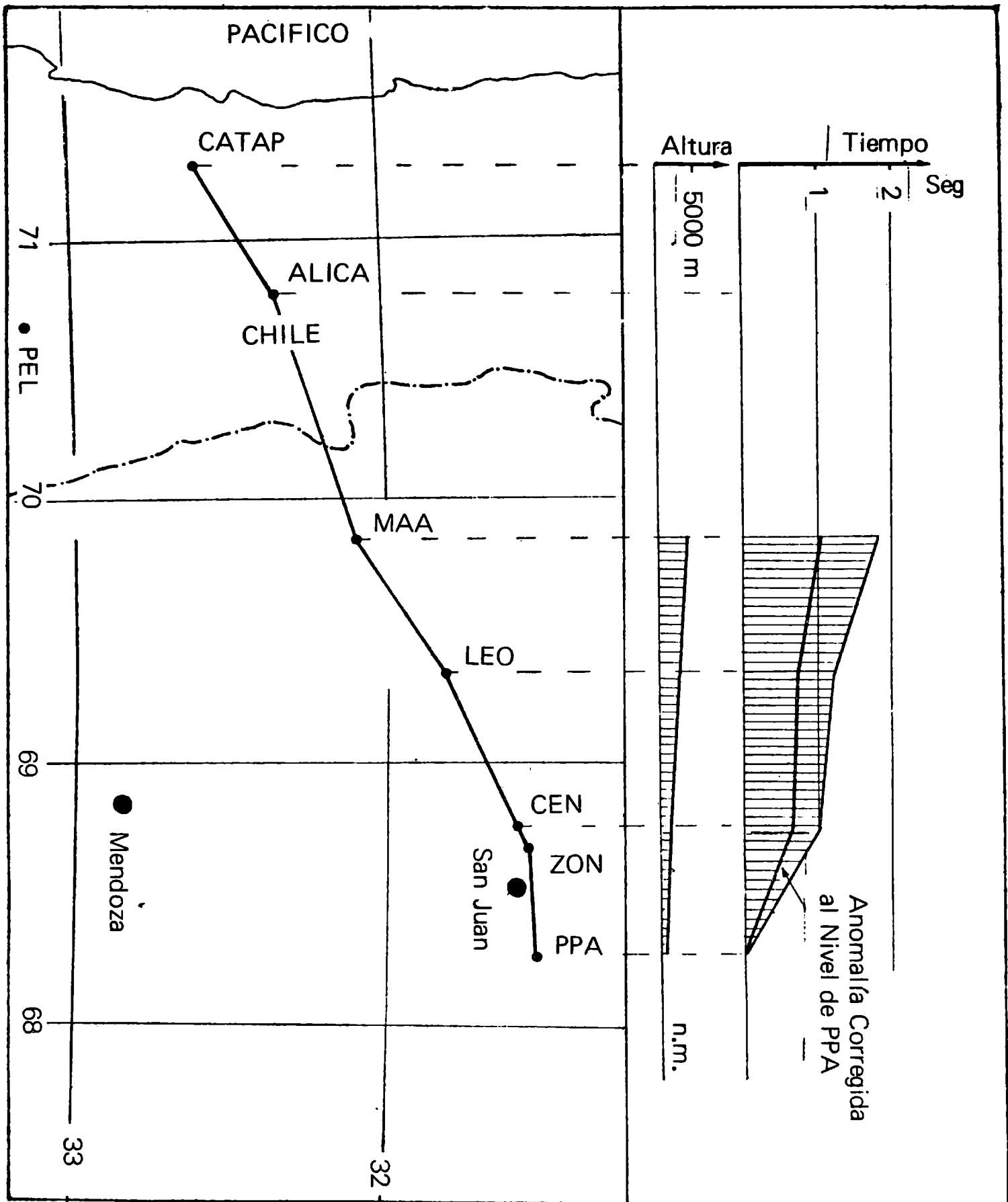


Figura 1. Representación de la línea de estaciones sísmicas que cruza la cordillera. En la parte superior de la figura se indican las anomalías que se han registrado en las estaciones que están situadas en territorio argentino.

92 ANOMALIA CRONOMETRICA

Por sucesivas aplicaciones de la fórmula (4) es posible determinar la curva de las anomalías en los tiempos de llegada de las ondas sísmicas, a lo largo de toda una línea de receptores A, B, C, etc. instalados en la superficie terrestre.

V. LA ANOMALIA CRONOMETRICA EN LA CORDILLERA DE LOS ANDES

Los resultados experimentales se han obtenido a lo largo de una línea de estaciones sísmicas ubicadas transversalmente a la Cordillera de los Andes, entre las latitudes 31° S y 33° S, figura 1.

Tomando como referencia la estación Pié de Palo, donde las ondas llegan primero, y habiendo utilizado unas 50 lecturas de ondas PKP y P, se han obtenido los siguientes valores promedio de anomalías:

Para PPA (Pié de Palo)	0,00 ± 0,00	seg.
" CEN (Cerro Negro)	1,05 ± 0,05	"
LEO (Leoncito)	1,17 ± 0,08	
MAA (Manantiales)	1,81 ± 0,03	

VI. CONCLUSIONES

Como conclusiones del trabajo podemos decir:

- 1) La corrección de estación C_{ij} no tiene un significado concreto para distancias epicentrales pequeñas, porque se trata de una variable que depende precisamente de la distancia epicentral y del azimut.
- 2) En cambio, cuando se trata de distancias epicentrales grandes (mayores de unos 20°) y especialmente para ondas PKP, la corrección de estación, que ahora llamamos ANOMALIA CRONOMETRICA, resulta un valor prácticamente independiente de la distancia epicentral y del azimut, y adquiere un significado geofísico muy concreto por cuanto está relacionada con la estructura de las capas de la corteza y del manto superior. Como tal puede ser usada en la investigación del interior de la Tierra.

BIBLIOGRAFIA

- Bullen, K. E., 1963: An Introduction to the Theory of Seismology. Cambridge University Press.*
- Coast and Geodetic Survey: Earthquake Data Reports.*
- Freedman, H. W., 1968: "Seismological Measurement and Measurement Error". Bull. Seis. Soc. Am., v.58, p. 1261-1271.*
- Herrin, E., 1968: The 1968 Seismological Tables for P Phases, Bull. Seis. Soc. Am., v.59, p. 1193-1241.*

- International Seismological Centre, 1969: Catalogue of Events. Edimburg, Scotland.*
- Lomnitz, C., 1969: A Definition of the Travel-Time Anomalies. Bull. Seis, Soc. Am., v.59, p. 421-425.*
- Sacks, I. S., and G. Saa, P. Aparicio, 1969: Time Anomalies and Structure beneath the Andes. Annual Report of the Director, Department of Terrestrial Magnetism. Carnegie Institution.*
- Volponi, F., 1970: Time Anomalies and Structure Beneath the Andes. Carnegie Institution Year Book, v.69, p. 464-471.*