GL-TR-90-0298

AD-A232 087

Lg and Other Regional Phases in South America

Ramon Roige Cabre, S. J.
Estela Ramos Minaya
Rene Rodolfo Ayala
Celedonio Mora Tito
Marcos Capriles

Observatorio San Calixto
Cas. 12656
La Paz, BOLIVIA

September 1990

DTIC
ELECTE
FEB 21 1991
S B D

Scientific Report No. 1

APPROVED FOR PUBLIC RELEASE; DISTRIBUTION UNLIMITED

GEOPHYSICS LABORATORY
AIR FORCE SYSTEMS COMMAND
UNITED STATES AIR FORCE
HANSCOM AIR FORCE BASE, MASSACHUSETTS 01731-5000

91 2 19 225

SPONSORED BY
Defense Advanced Research Projects Agency
Nuclear Monitoring Research Office
ARPA ORDER NO. 5299, 5307

MONITORED BY
Phillips Laboratory
AFOSR Grant 89-0532

The views and conclusions contained in this document are those of the authors and should not be interpreted as representing the official policies, either expressed or implied, of the Defense Advanced Research Projects Agency or the U.S. Government.

This technical report has been reviewed and is approved for publication.

JAMES F. LEWKOWICZ
Contract Manager
Solid Earth Geophysics Branch
Earth Sciences Division

JAMES F. LEWKOWICZ
Branch Chief
Solid Earth Geophysics Branch
Earth Sciences Division

FOR THE COMMANDER

DONALD H. ECKHARDT, Director
Earth Sciences Division

This report has been reviewed by the ESD Public Affairs Office (PA) and is releasable to the National Technical Information Service (NTIS).

Qualified requestors may obtain additional copies from the Defense Technical Information Center. All others should apply to the National Technical Information Service.

If your address has changed, or if you wish to be removed from the mailing list, or if the addressee is no longer employed by your organization, please notify PL/IMA, Hanscom AFB, MA 01731-5000. This will assist us in maintaining a current mailing list.

Do not return copies of this report unless contractual obligations or notices on a specific document requires that it be returned.

REPORT DOCUMENTATION PAGE

Form Approved
OMB No. 0704-0188

Public reporting burden for this collection of information is estimated to average 1 hour per response, including the time for reviewing instructions, searching existing data sources, gathering and maintaining the data needed, and completing and reviewing the collection of information. Send comments regarding this burden estimate or any other aspect of this collection of information, including suggestions for reducing this burden, to Washington Headquarters Services, Directorate for Information Operations and Reports, 1215 Jefferson Davis Highway, Suite 1204, Arlington, VA 22202-4302, and to the Office of Management and Budget, Paperwork Reduction Project (0704-0188), Washington, DC 20503.

1. AGENCY USE ONLY (Leave blank)	2. REPORT DATE	3. REPORT TYPE AND DATES COVERED
	September 1990	Scientific Report No. 1(9/1/89-8/31/90)

4. TITLE AND SUBTITLE
Lg and Other Regional Phases in South America

5. FUNDING NUMBERS
PE 61102F
PR 9A10 TA DA WU AX
Grant AFOSR-89-0532

6. AUTHOR(S)
Ramon Roige Cabre, S.J.
Estela Ramos Minaya
Rene Rodolfo Ayala
Celedonio Mora Tito
Marcos Capriles

7. PERFORMING ORGANIZATION NAME(S) AND ADDRESS(ES)
Observatorio San Calixto
Cas. 12656
La Paz, BOLIVIA

8. PERFORMING ORGANIZATION REPORT NUMBER

9. SPONSORING/MONITORING AGENCY NAME(S) AND ADDRESS(ES)
Geophysics Laboratory
Hanscom AFB, Massachusetts 01731-5000

Contract Manager: James Lewkowicz/LWH

10. SPONSORING/MONITORING AGENCY REPORT NUMBER
GL-TR-90-0298

11. SUPPLEMENTARY NOTES

12a. DISTRIBUTION/AVAILABILITY STATEMENT
Approved for public release; distribution unlimited

12b. DISTRIBUTION CODE

13. ABSTRACT (Maximum 200 words)

The research "Lg and other Regional Phases in South America" continues and expands upon that undertaken under the Grant AFOSR-87-0311A. Additionally, a study of Li and Rg between Peruvian epicenters and Bolivian LPB station has been completed.

Results are presented through a paper forming part of this report: "Regional Phases Lg, Li and Rg across Peru-Bolivia:, dealing with those phases produced by earthquakes with epicenters in the area 3.44°S-17.87°S, 68.10°W-80.80°W, and recorded at the LPB.

Through particle motion, group velocity and amplitude of those waves, it is concluded that Li are shear waves transmitted through the lower crust; Lg are shear waves transmitted through the upper crust; Rg are Rayleigh waves. Preliminary value of Q_S in the upper crust is found to be about 200.

Part II introduces another chapter of research, that of regional phases in the P coda for earthquakes with epicenter in Southern Chile and Southern Argentina.

A change of behavior was detected across a line partically coincident with the parallel 42°S. This oberservation needs to be investigated further.

14. SUBJECT TERMS
Earthquake, Regional Phase, Li, Lg, Rg, South America, Group Velocity, Amplitude, Magnitude, Q, P Coda

15. NUMBER OF PAGES
150

16. PRICE CODE

17. SECURITY CLASSIFICATION OF REPORT	18. SECURITY CLASSIFICATION OF THIS PAGE	19. SECURITY CLASSIFICATION OF ABSTRACT	20. LIMITATION OF ABSTRACT
Unclassified	Unclassified	Unclassified	SAR

NSN 7540-01-280-5500

Standard Form 298 (Rev 2-89)
Prescribed by ANSI Std Z39-18
298-102

Table of Contents

	Page No.
Summary	v
Tectonic Characteristicss	1
Records Used	1
Study of Li Phase	1
Study of Lg Phase	2
Study of Rg Phase	3
Interpretation	4
PART II	
Research Progress	4
References	19
Appendix (Spanish Thesis by Celedonia Mora Tito)	21
Translation of Thesis Abstract	142

COPY INSPECTED

Accession For
NTIS GRA&I ☑
DTIC TAB ☐
Unannounced ☐
Justification
By
Distribution/
Availability Codes
Dist | Avail and/or Special
A-1

SUMMARY

The Observatorio San Calixto (La Paz, Bolivia), with the sponsorship of Grant AFOSR-87-0311 A, has been studying Lg wave propagation across South America. Previous results may be found in the Final Technical Report GL-TR-89-0273.

Under Grant AFOSR-89-0532A the earlier work has been expanded to include other regional phases; in particular the phases Li and Rg have been investigated for a part of South America, that is to say, for earthquakes originated in Peru (or near its coast) recorded at La Paz LPB station. In the future other origins and recording stations will be studied.

Celedonio Tito has completed his thesis about Rg waves for Licence degree in the Universidad Nacional de San Agustin, at Arequipa, Peru. His results, together with those concerning Lg and Li, appear in the paper "Regional Phases Lg, Li and Rg across Peru-Bolivia", proposed for publication in the Bulletin of the Seismological Society of America, and considered a part of the present report.

Another kind of regional phase appears as a coda of P waves, probably originated in P wave scattering, possibly with S to P conversion. They are remarkable in some Southern Chile and Argentina earthquakes. So those phases are initially studied for Southern Chile and Southern Argentina earthquakes. The initial considerations are introduced in the second part of this report.

R.R Cabre, E.R. Minaya, I.J. Alcocer, R.R. Ayala (1989) Propagation and Attenuation of Lg Waves in South America, GL-TR-89-0273, ADA218853.

Tectonic Characteristics

The tectonic complexity of the Peru-Bolivia region is well known. The fragmentation of the Pacific plate which gave rise to the present Nazca plate could modify the subduction regime, but subduction itself both predates and postdates this fragmentation.

The Arica elbow (bend in the coastline near 18° - 19° S) points out a contortion of the whole continent related to the tectonics of the Andes and to conditions of subduction. At the moment we do not intend to analyze if those relations imply a causality or what kind of relations exist.

In this study earthquakes located in Peru and beneath the Pacific Ocean and recorded at the La Paz (LPB) station are examined. They have an epicentral distance range of 2 to 18 degrees. Hypocenters are restricted to the following region:

3.44°S through 17.87°S
68.10°W through 80.80°W
Focal depth less that 225 km.

From a preliminary survey of seismic records the zone of interest has been divided into three subzones, in agreement with local geology (see fig. 1):

Subzone I. Coastline and ocean. In the north the trench is filled with soft sediments; in the south a crystalline basement is apparent.

Subzone II. Cordilleran region (consisting of three geological provinces: Western Cordillera, Altiplano, Eastern Cordillera). In the west volcanism prevails, except the Coastal batholith extending from 6°S to 16°S; the Eastern Cordillera is made mostly of young batholiths and sediments folded and faulted (mostly during the Mesozoic), but it has not yet been decided if that part originated above an ancient subduction zone or was caused by the presently continuing subduction; in the middle, south of 10°S, a previous deep valley has been filled with detritus arriving from both Eastern and Western Cordilleras.

Subzone III. Subandean strip. It is constituted mostly of thrusted (consequently folded and faulted) continental sediments, between the Cordillera Blanca and the Brazilian Shield.

Records Used

Seismic records obtained from the standard WWSSN station LPB have been analyzed (see fig. 2), considering the possibility of a subsequent comparison with similar stations operating in other parts of the continent. A few records obtained from instruments of different types located near LPB have been compared with those of LPB (see fig. 3).

Earthquake origin time, coordinates, focal depth and magnitude have been accepted as published by the International Seismological Center or by U.S. Geological Survey.

Study of Li Phase.

Bath (1956) identified the Li Phase, where i stands for the intermediate layer, in the lower crust; so it propagates as continental guided waves.

Its apparent velocity is about 3.79 ± 0.07 km/s. It is equivalent to the S* phase of near earthquakes.

Payo Subiza (1960) studied Lg, Rg and Li Waves for earthquakes recorded at the Toledo Station. He concluded that "the Li phase travels along a continental path, especially through mountain path; the phase loses energy quickly when traveling under ocean zone, because of the thin intermediate layer". The velocity is about 3.84 ± 0.05 km/s.

Koridalin (1961) analyzed the Li waves, finding a very complex particle motion. It appears less developed than that of Lg, but its periods are longer than Lg periods; its velocity is about 3.8 ± 0.9 km/s

According to Panza and Calcagnile (1975), "Li could be used as a sufficient but not necessary discriminant for structures containing a low velocity channel in the upper mantle".

In 70% of the cases examined in this study Li is larger on the horizontal components that on the vertical one. But generally Li appears emergent. This prevents a precise time reading, so that the velocity may not be calculated precisely. See in fig. 4 the arrival time of Li vs. focal distance. An earlier arrival generally means a deeper focus: for a focal depth greater than 120 km, individual apparent velocity measurements vary between 3.93 and 3.96 km/s; for a focal depth less than 120 kn they are between 3.79 and 3.86 km/s.

Li amplitude is apparently not influenced by depth. LPB records from offshore foci close to the coast (distance less than 0.5°) look the same as records from continental Foci. However earthquakes occurring on the other side of the Nazca-South American convergent plate boundary do not show any Li at LPB. Probably the contrast between oceanic and continental crust is a barrier for those waves. The 3-component analog records of four earthquakes were digitized at a rate of 3.8 samples per second. These data were used to draw the particle motion, which appeared to be transverse to the direction of propagation with some horizontal polarization (see fig. 5). That motion is clear for deeper earthquakes; less so for surface foci, probably because of noise created by scattering.

The same digitized data were analyzed through the fast Fourier transform. The amplitude of the predominant frequency contrasts strongly with that of other frequencies, both increasing and decreasing (see fig. 9); this suggests that the layer channeling those waves is more regular along the entire zone intervening in the transmission than would be expected in that complex region.

Study of Lg Phase

Before the Li coda is finished, a stronger wave initiates, interfering with Li, generally with a clear but not impulsive beginning, often with several arrivals, but lasting a short time.

Press and Ewing (1952) identified the short-period, large amplitude Lg phase as shear type surface waves associated with a continental structure.

Bath (1954) observed that the Lg phase was composed of several arrivals. Oliver and Bath (1957, 1958) proposed that Lg is constituted of higher modes of Love waves. Kovach and Anderson (1964), Knopoff et al (1973) and Panza et al (1975) presented additional evidence for this interpretation. Panza et al, (1975) demonstrated that "low velocity layers in the crust are not required for the existence of the Lg wave".

The mean apparent velocity of Lg is 3.58 ± 0.012 km/s (Alcocer 1989)), which is equal to the S velocity in the upper crust (transverse polarization also favors consideration of Lg as S waves).

The amplitude is a function of magnitude, epicentral distance and local conditions, for both Lg generation and transmission. Lg amplitude has been divided in this study by the corresponding P amplitude to obtain some measure independent of both magnitude and distance The mean amplitude normalized in this fashion is 3.39 ± 0.426 (a wide scatter of results reaching extreme values of 0.2 and 12.0 suggests some inadequacy of that normalization, but it compares favorably with the Bath method related to energy).

For other parts of South America the normalized Lg amplitude may be as low as 1.22 for paths from Ecuador to LPB and as large as 5.20 for paths from Brazil to LPB. It has been noticed that in most cases Lg is clearer and larger at the LPB station than at any other station.

A preliminary Q value of 208 for the Lg path from Peru to Bolivia was calculated from the equations:

$$A = K \cdot D^{-1/3} (\sin D)^{-1/2} \exp(-\gamma D)$$
$$Q = \pi / (v \gamma T)$$

where:

A= amplitude
D= epicentral distance
γ= anelastic attenuation coefficient
v=group velocity
T= predominant period

The poor efficiency value of 208 (in the general neighborhood of 200) appears characteristic for Lg propagation along the Andes. In contrast, along the Subandean strip that is covered with sediments Q is around 400, and in the South American Shield areas around 900.

Study of Rg Phase

Press and Ewing (1957), Bath (1954), Gutenberg (1955), and Panza et al, (1975) defined Rg as short period surface waves associated with continental structures. Apparently it is the fundamental mode of Rayleigh waves in the crust, including a low velocity surface layer; particle motion is that typical of Rayleigh waves, the group velocity being about 3.0 ± 0.7 km/s.

Kafka and Reiter (1987) analyzed the Rg phase to determine characteristics of the Appalachian crust.

Tectonic Characteristics of Pg Phase:

Subzone I. This seismic area is characterized by the null or poor development of the Rg. Ocean earthquakes have no Rg apparent on the records. This result is independent of distance to LPB or focal depth. Coastal earthquakes may have Rg poorly developed, in general emergent (only 2 clear Rg arrivals) with period to 1.5 s, with amplitude decreasing for either distance or depth increasing.

Subzone II. In general Rg is clearly recorded, independent of the path of the waves; for the northwestern Peru earthquakes Rg is attenuated, but until now it has been impossible to distinguish if this attenuation is related to the epicentral distance or to any other regional characteristics, such as focal depth. The wave period is clearly shorter than that of the subzone I, that is to say between 0.8 and 1.2 s.

Subzone III. Rg arrival is always emergent. Recording is much clearer than for subzone II, (the same as for Lg phases) independent of the epicentral distance or focal depth. Wave period is 0.8 to 1.3 s, with a few exceptions.

Rg was recognized in 121 earthquakes, generally with emergent beginning, some start times really dubious, only a few times with impulsive beginning.

Apparent velocity (focal distance/total path time) varies from 3.0 to 3.4 km/s. (See fig. 7).

Wave amplitude changes as a function of distance and of focal conditions. The seismic waves arriving from Southern Peru have the largest amplitudes. Those from ocean earthquakes are not visible.

Records from 12 characteristic earthquakes located in different parts of the region have been digitized; the data obtained were analyzed in order to draw particle motion and so distinguish wave type. It was found that particle motion is elliptic and retrograde, a motion characteristic of Rayleigh waves. (see fig. 8)

The same digitized data were analyzed through the fast Fourier transform; see resulting spectra in fig. 9. It may be remarked that corner frequency appears to be between .8 and 1.06 Hz for the events in this study.

As stated above, Rg waves have characteristics of Rayleigh type; they do not appear to be a simple mode, but rather an interference of several higher modes, together with some coda remnant of body waves. They are, indeed, guided waves.

Rg is practically non existent for oceanic earthquakes. This observation supports the hypothesis that they are transmitted along the granitic layer: they are of very small amplitude when the path is mostly cordilleran, that is to say, irregular because of the roots of the mountain.

Interpretation

The Li waves are shear waves transmitted through the lower crust, from velocity and particle motion observations.

This part of the crust seems to be quite regular in the Peru-Bolivia zone along which Li waves are channeled.

The Lg waves are also shear waves, but transmitted through the upper crust, that is to say, mostly through the granitic layer.

Being the upper crust a low velocity layer, energy is concentrated in it, therefore the amplitude of the motion is larger that that of Li.

Q (that is to say Qs for the upper crust) along the path Peru-Bolivia is about 200.

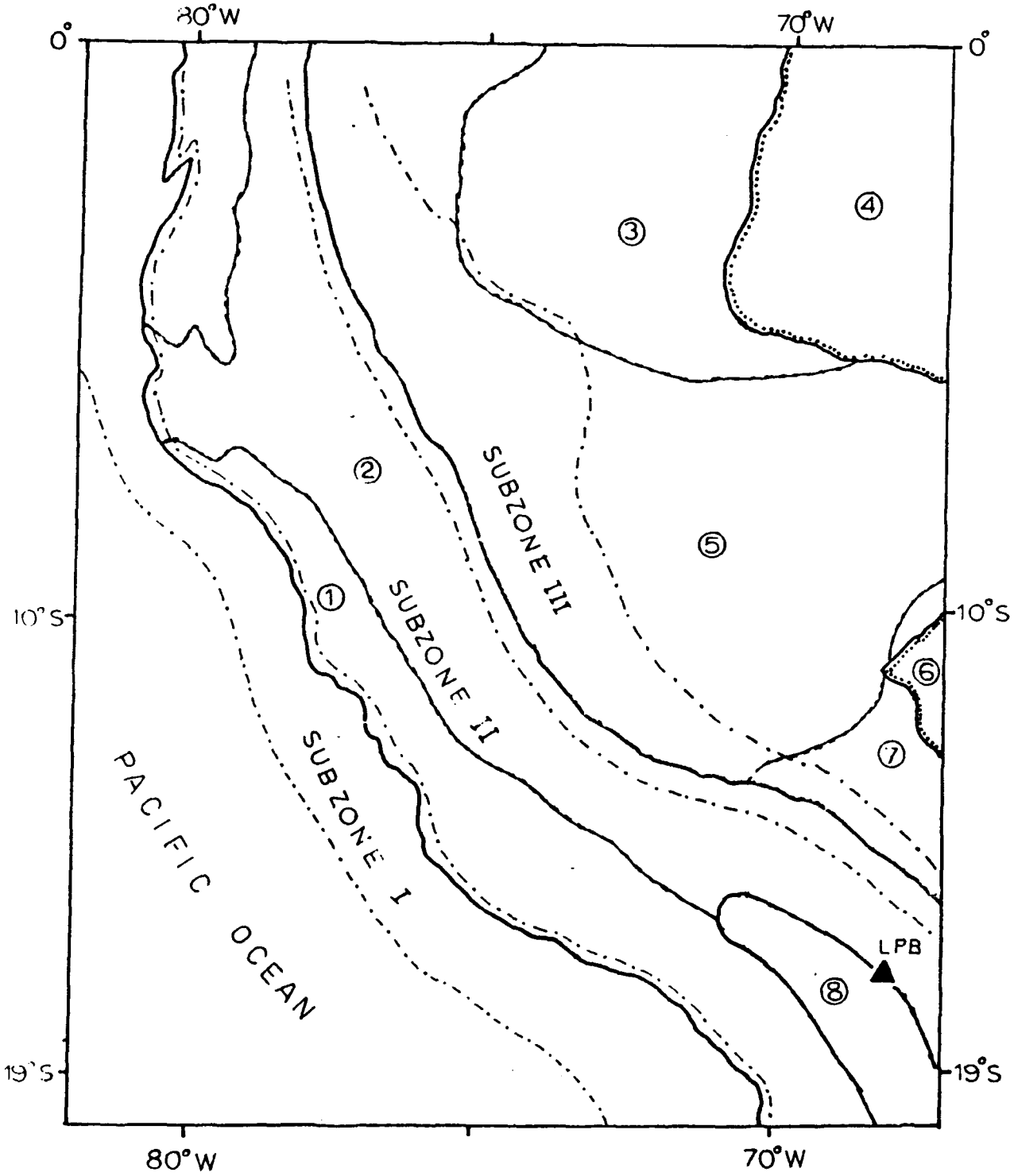
Rg has an elliptic retrograde motion, predominantly in the azimuthal plane; it propagates at the same velocity as Rayleigh waves.

Rg waves interfere with the coda of previous phases; so they are noisy. This makes any better studies difficult.

But apparently Rg is a composition of several higher modes.

ACKNOWLEDGEMENT

Research funded by Defense Advanced Research Projects Agency under Air Force Office of Scientific Research, Grant Number AFOSR-89-0532 monitored by the Air Force's Geophysics Laboratory.



1 WESTERN CORDILLERA -
2 EASTER CORDILLERA -
3 AMAZON BASIN -
4 GUYANA SHIELD -
5 UPPER AMAZON BASIN -
6 BRAZILIAN SHIELD -
7 CHACO-BENIANAS PLAINS -
8 ALTIPLANO
SUBZONE I
SUBZONE II
SUBZONE III

Figure 1. Schematic geological map, showing subzones with different Rg propagation characteristics.

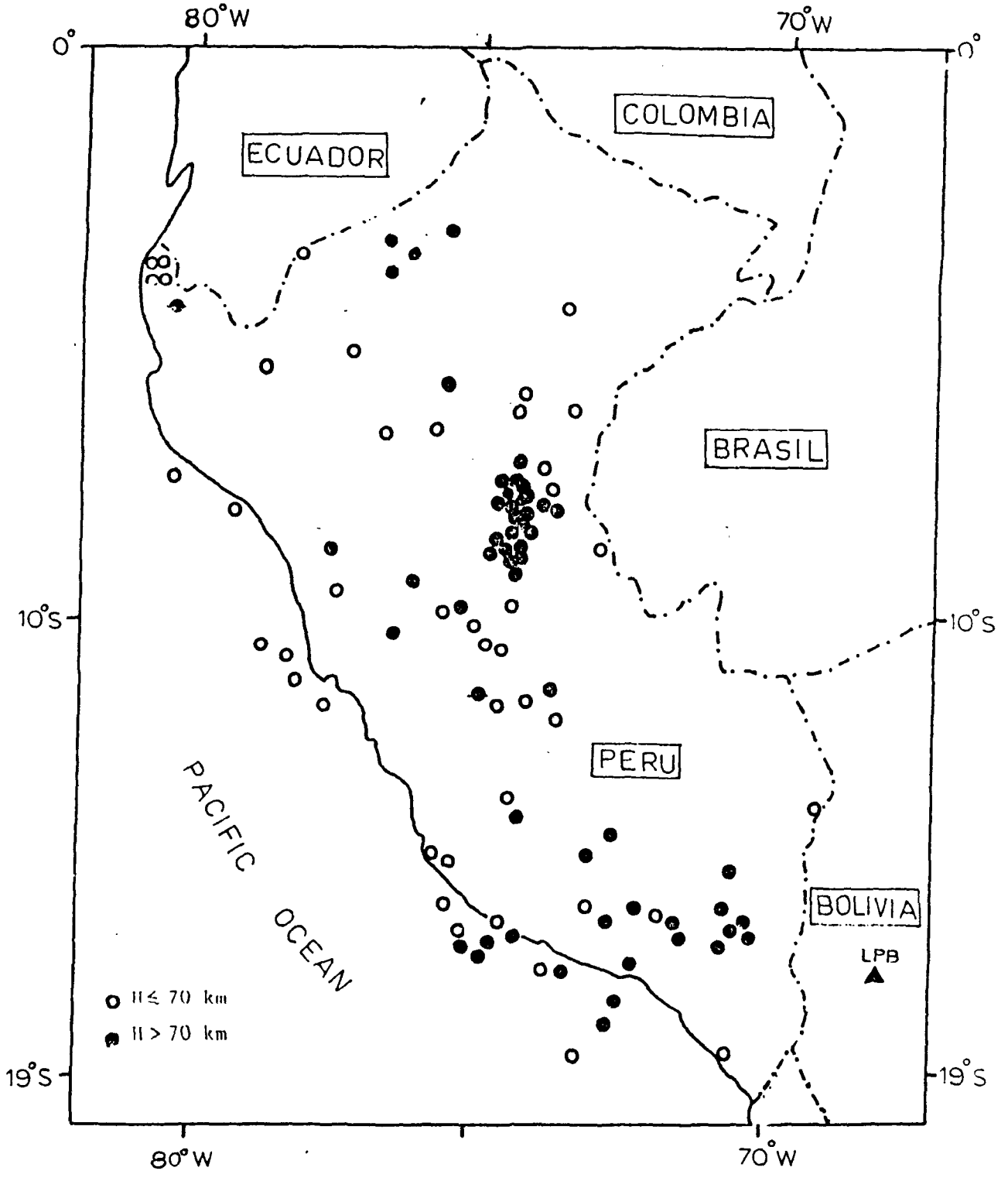


Figure 2. Map of epicenters and stations used in this research. Country borders are shown for geographical reference.

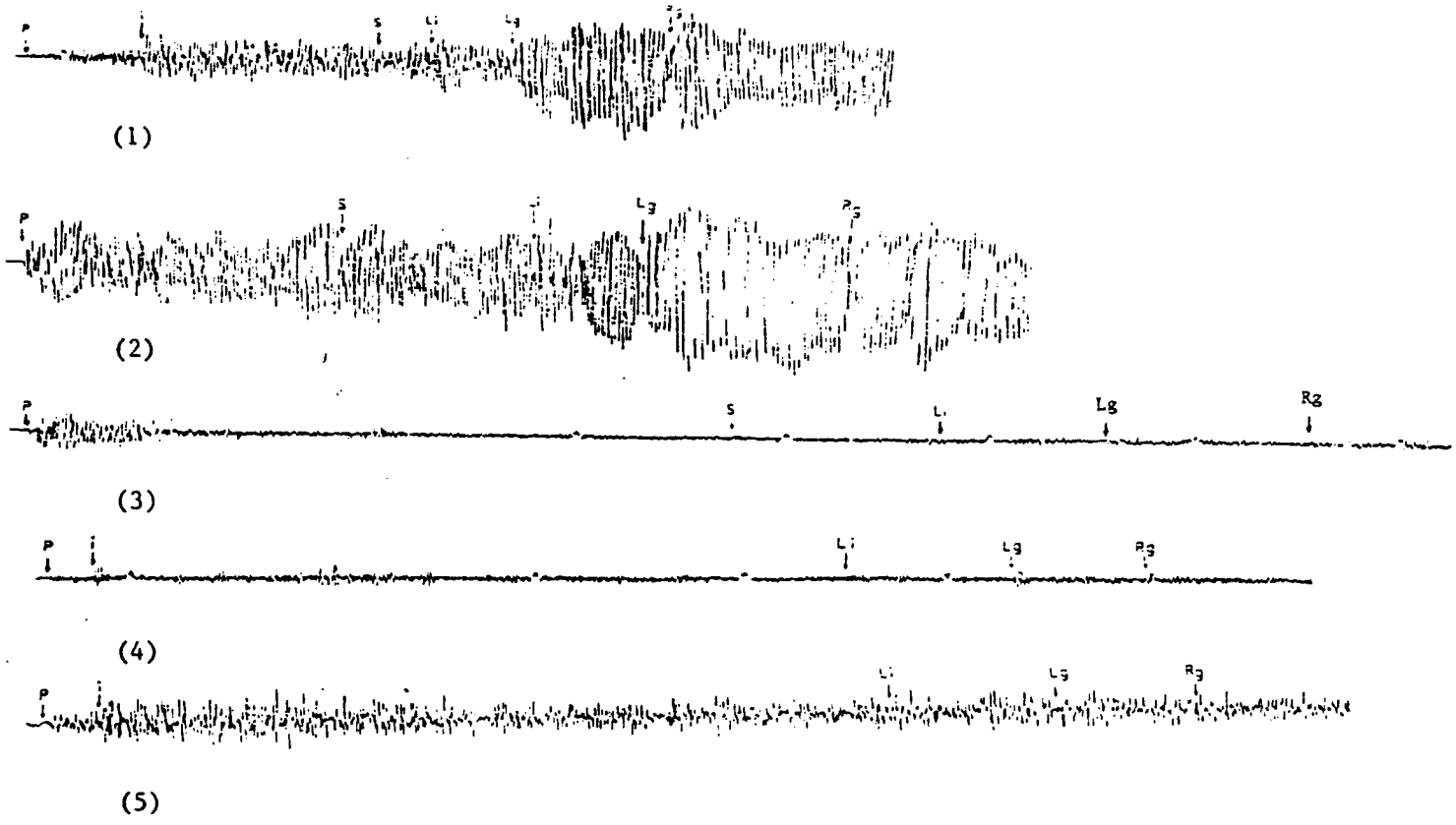


Figure 3. Record samples: 1 = LPB August 15, 1982; 2 = LPB March 20, 1983; 3 = LPB May 21, 1984; 4 = LPB April 23, 1986; 5 = ZOBO April 23, 1986. (The last one for comparison between closely spaced stations).

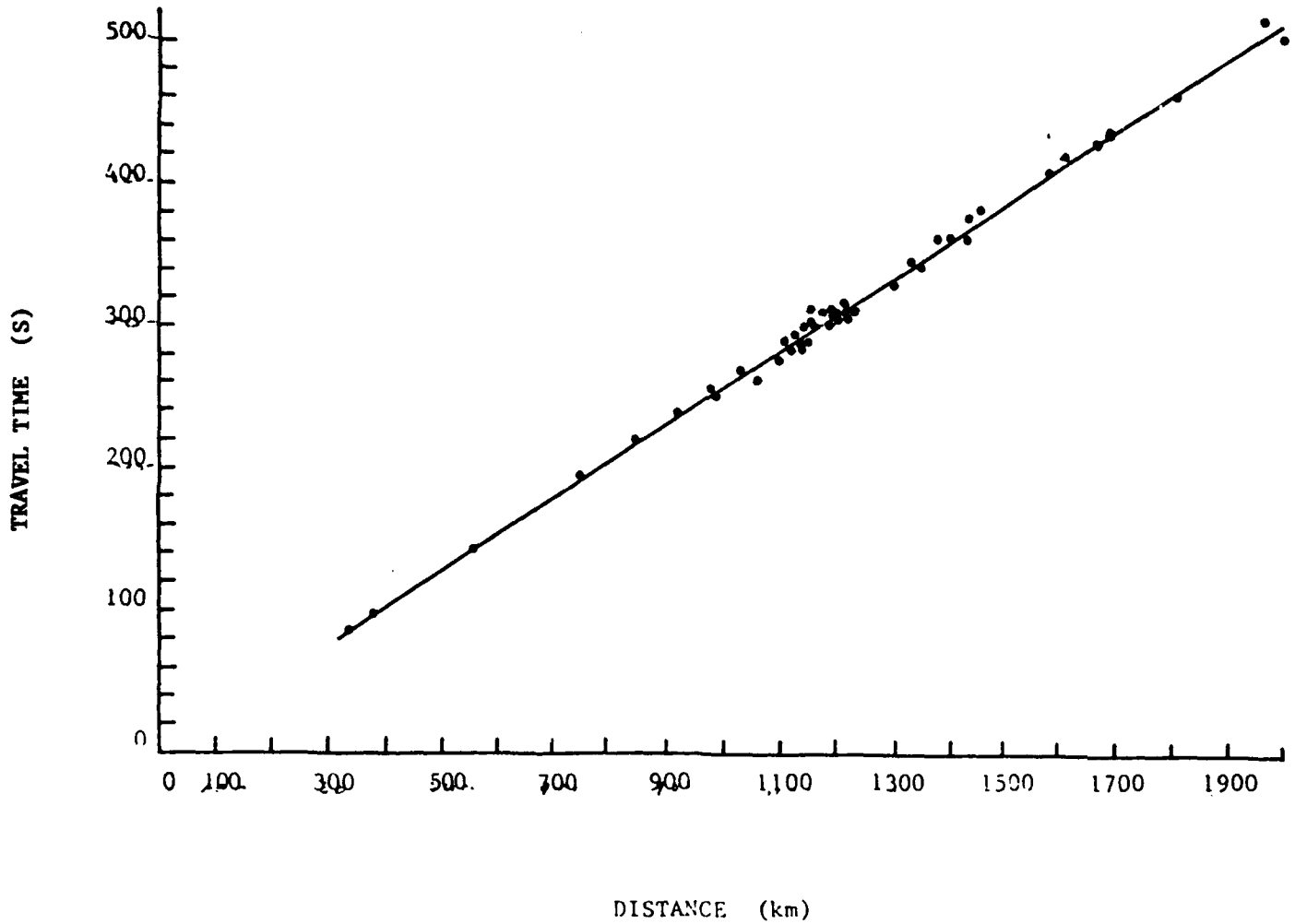


Figure 4. Travel time curves for Li waves.

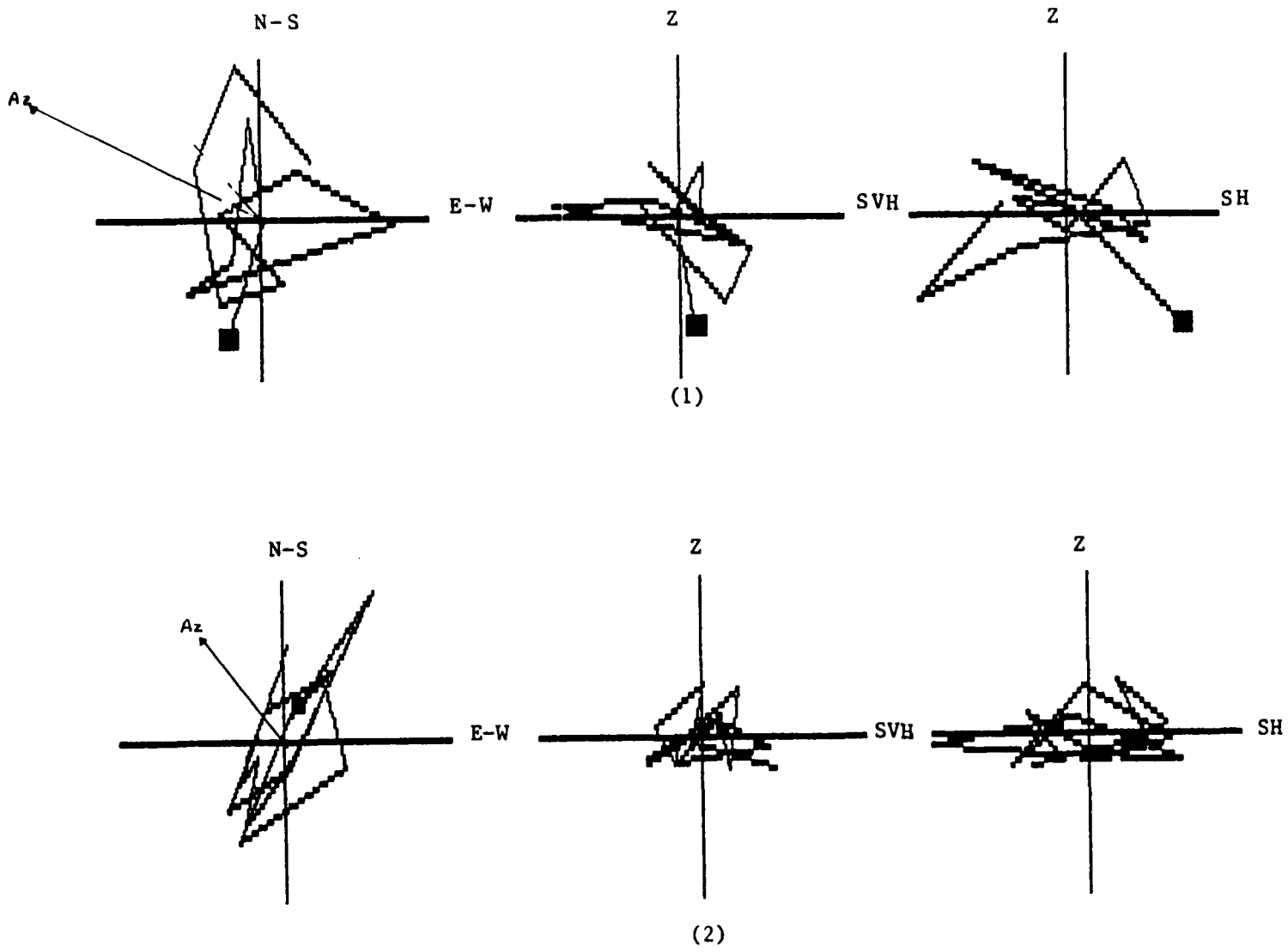


Figure 5. Samples of particle motion for Li waves: 1 = Shallower focus (92 km); 2 = Deeper focus (152 km)

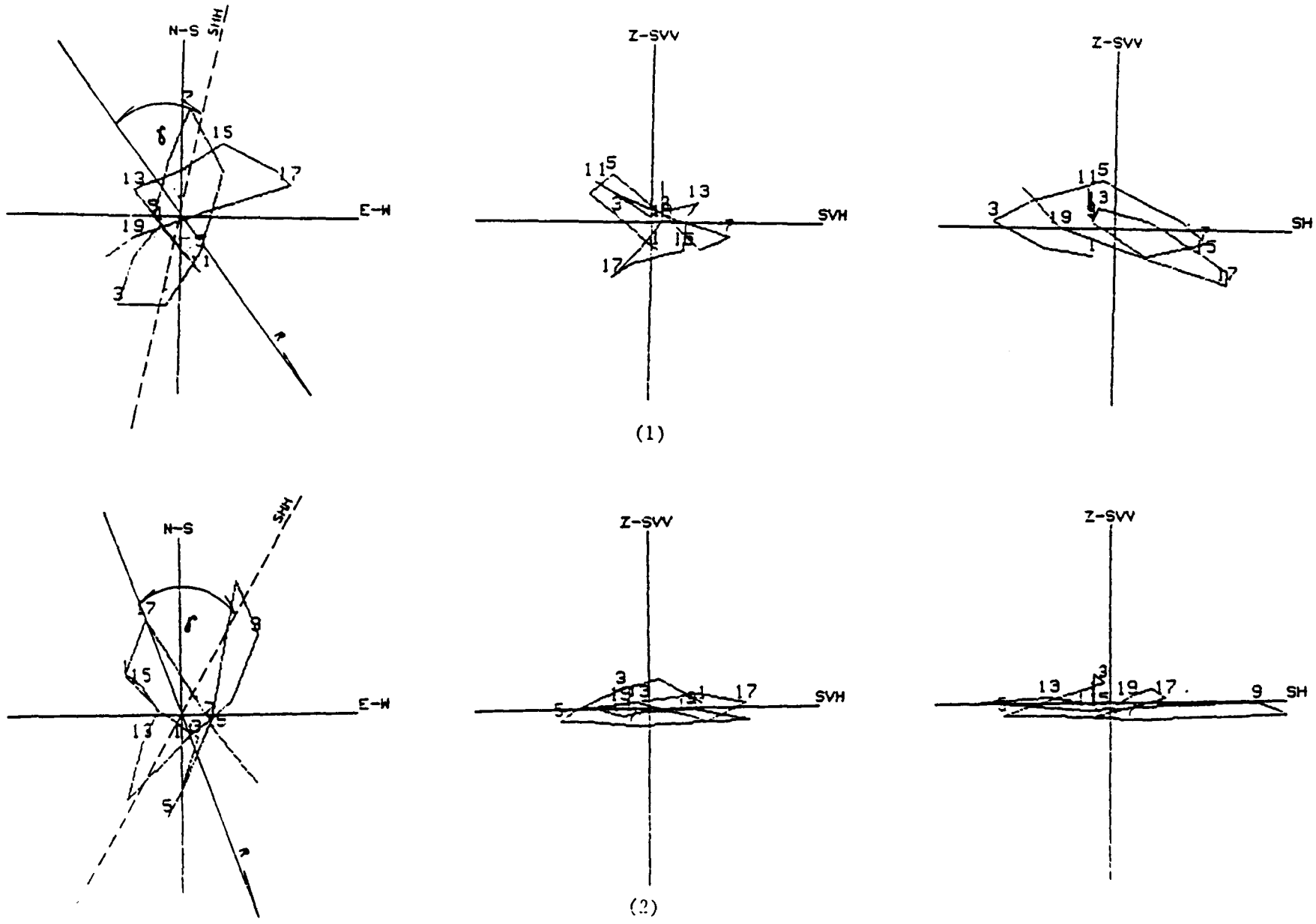


Figure 1. Samples of particle motion for Lg waves: 1 = Shallower focus; 2 = deeper focus.

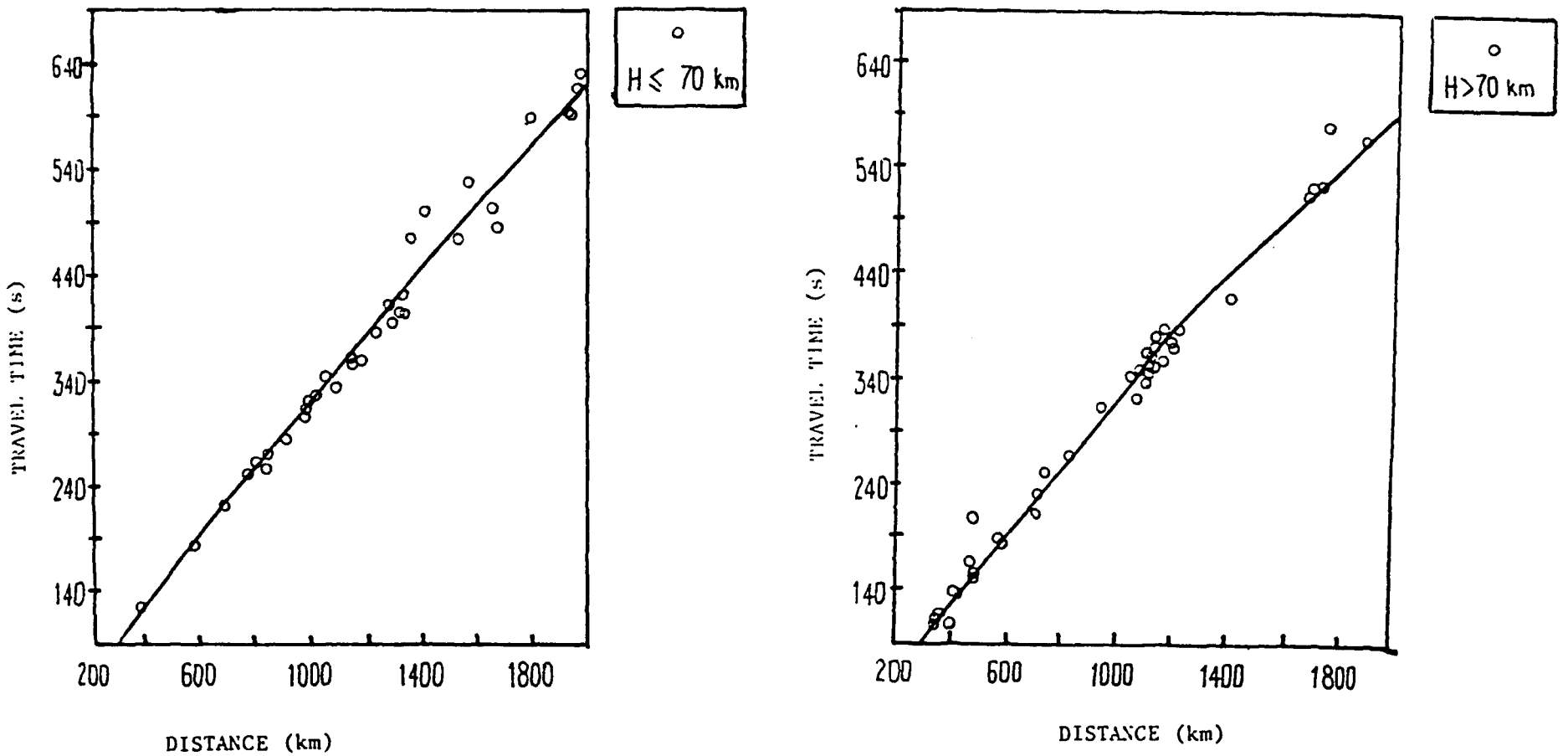


Figure 7. Travel time of Rg waves.

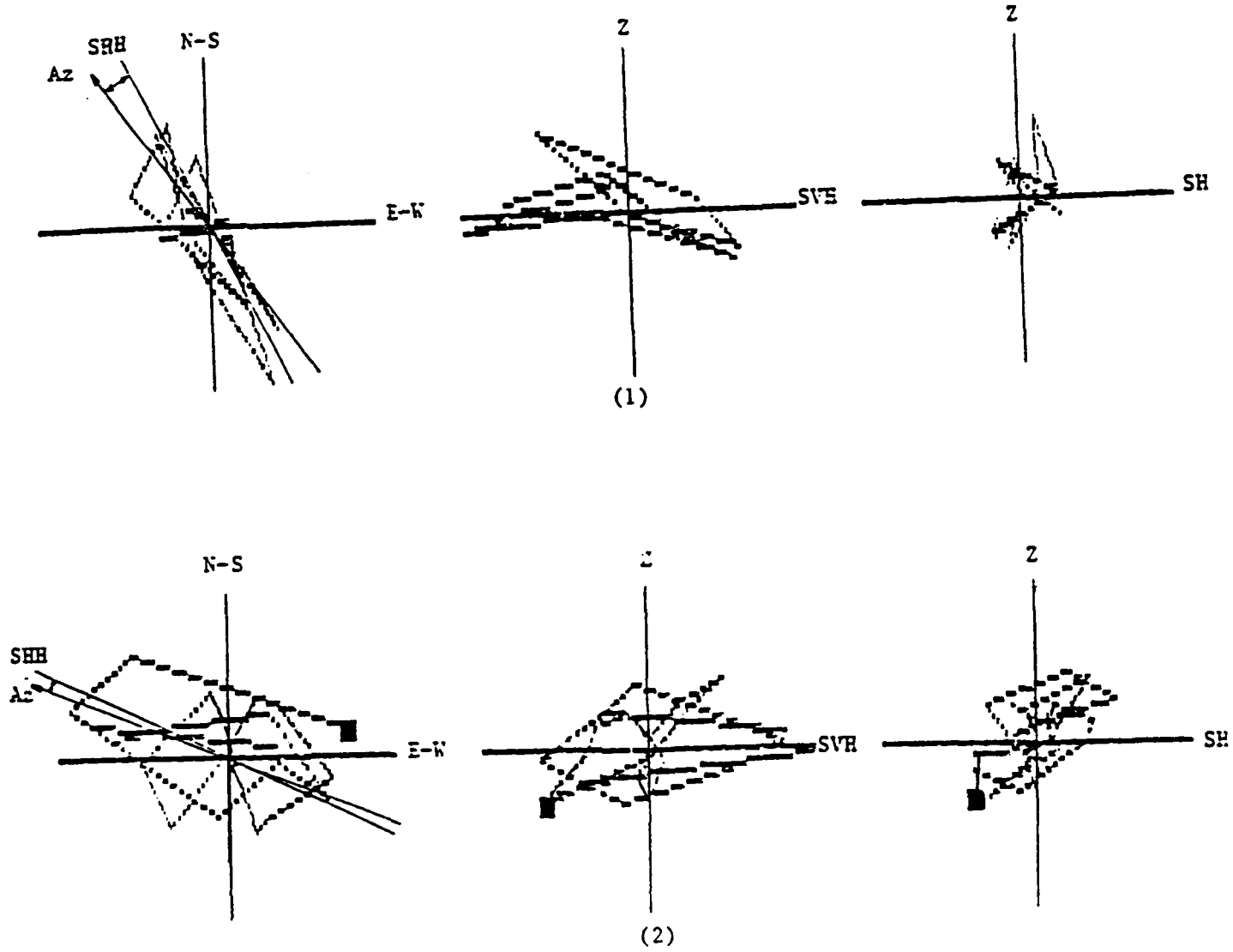


Figure 8. Rg particle motion.

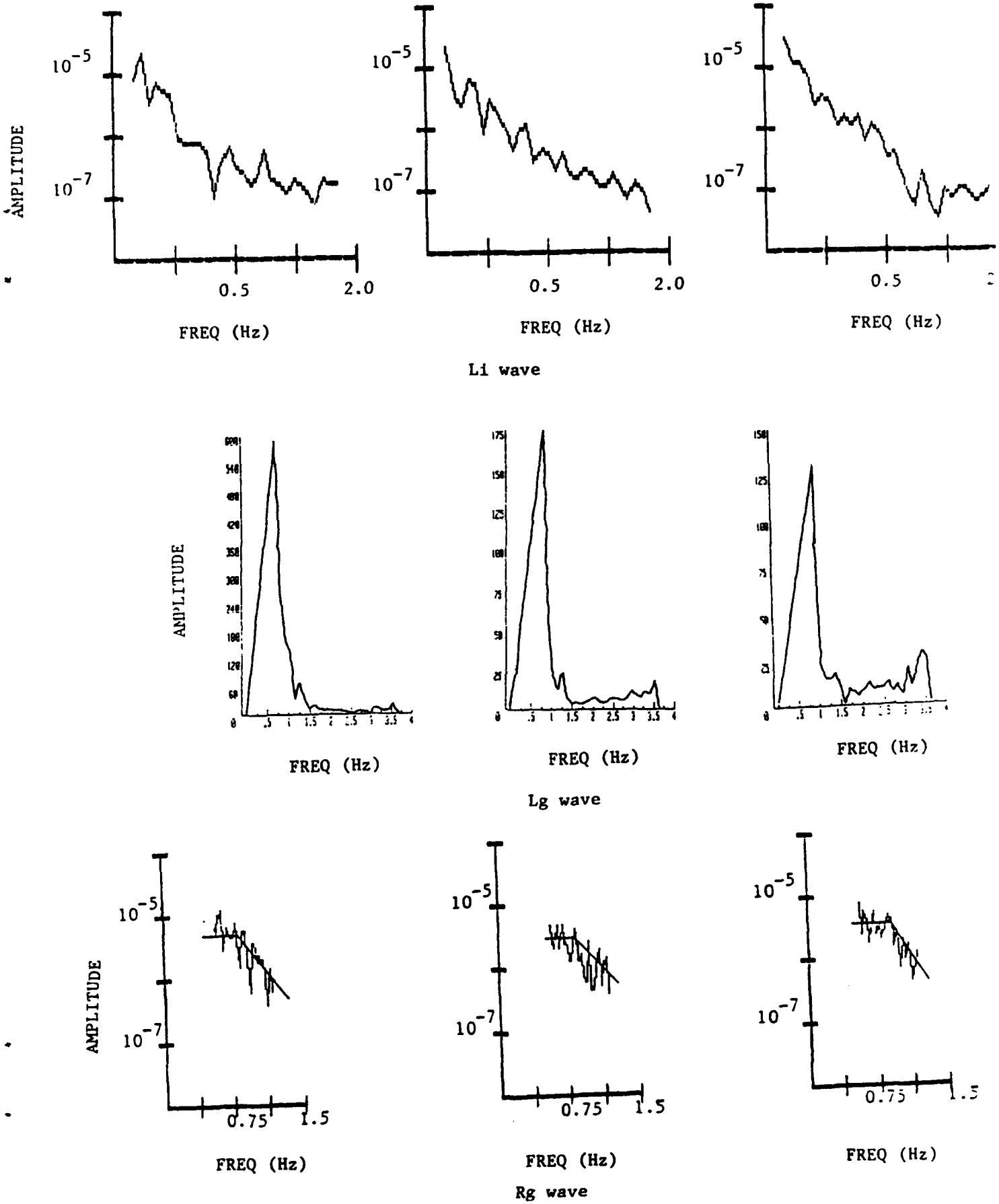


Figure 9. spectra: 1 = Li waves; 2 = Lg waves; 3 = Rg waves.

Part II

Research in Progress

In order to study the most relevant regional phases and how they differ from classical phases, a systematic review of South American earthquakes of magnitude higher than 4 that occurred during 1978 through 1987 has been undertaken.

Earthquakes of Southern Argentina and Southern Chile are considered:

37°S through 52°S
70°W through 82°W

Different arrivals within the P coda were selected for investigation, after realizing that those phases may not be interpreted as Pb, Pg or pP. Their study will allow us to characterize earthquakes and consequently to relate features of the seismograms to geological characteristics of the focal region, path and recording site.

A difficulty arises from the influence of station topography on the recording amplitude, since amplitudes read from the seismograms often do not agree with those expected from the epicental distance and magnitude. This difficulty prevents an accurate calculation both of magnitude and attenuation.

At this time the diversity of residuals and amplitude within the same zone is intriguing, see figs. 10 and 11.

An east-west line at about 42°S separates two contrasting zones according to amplitude and duration of coda: records of earthquakes located north of 42°S are much longer than those of earthquakes located south of 42°S (see Fig. 12); neverless the S/Nratio appears similar for both sides of parallel 42°S.

Regional phases Lg, Li, Rg are not apparent at LPB for earthquakes with epicenters in this region.

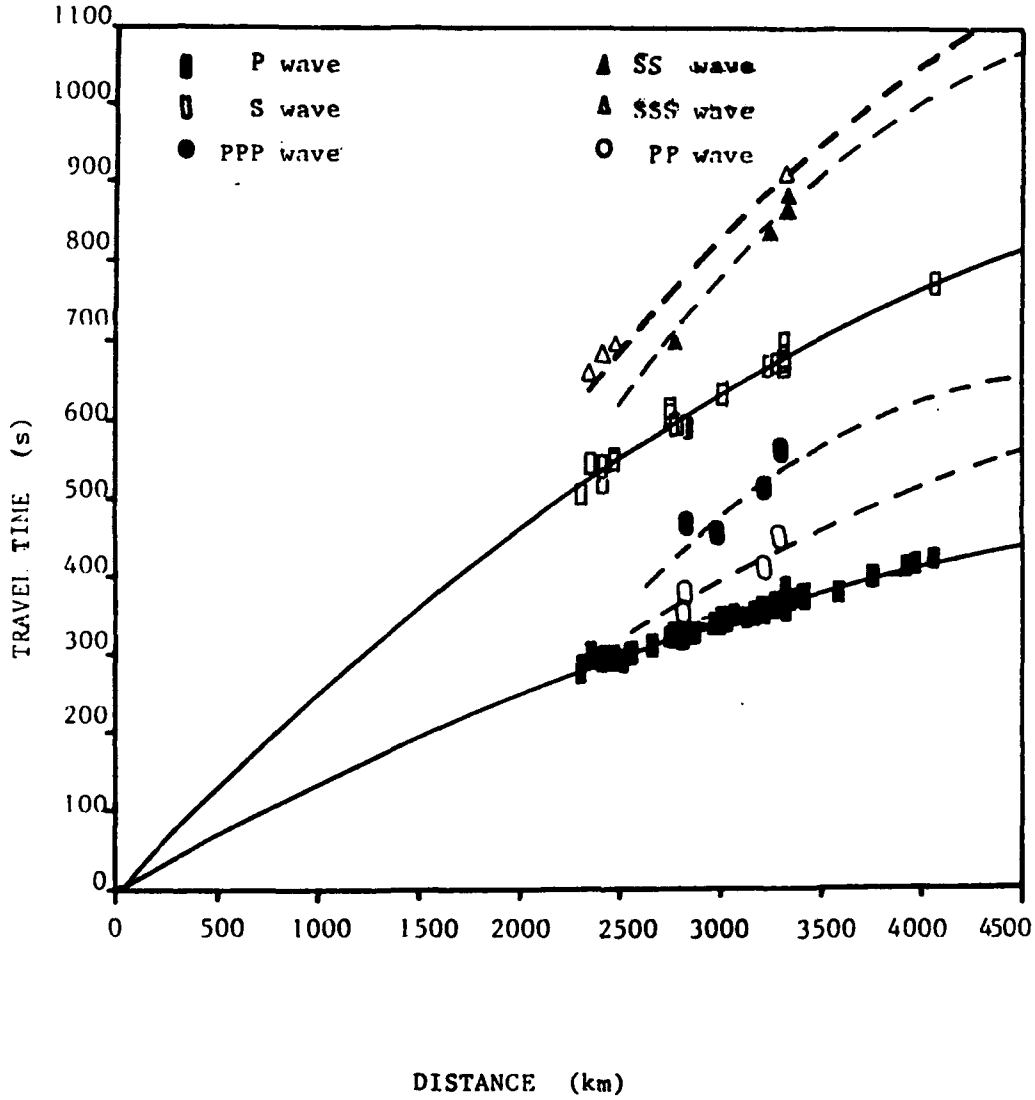


Figure 10. Travel time curves of several phases from Southern Chile and Southern Argentina earthquakes to LPB.

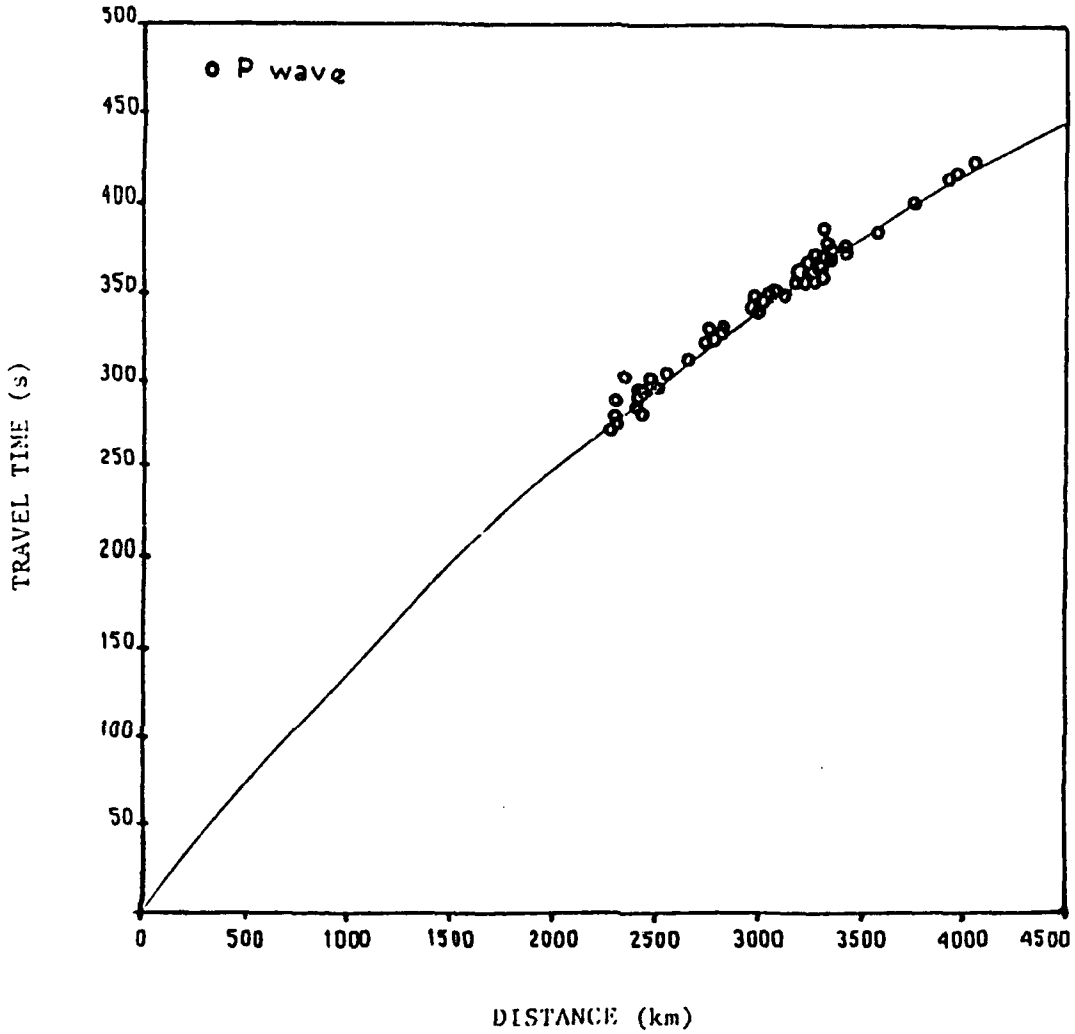


Figure 11. P wave travel times from Southern Chile and Southern Agrentina to LPB.

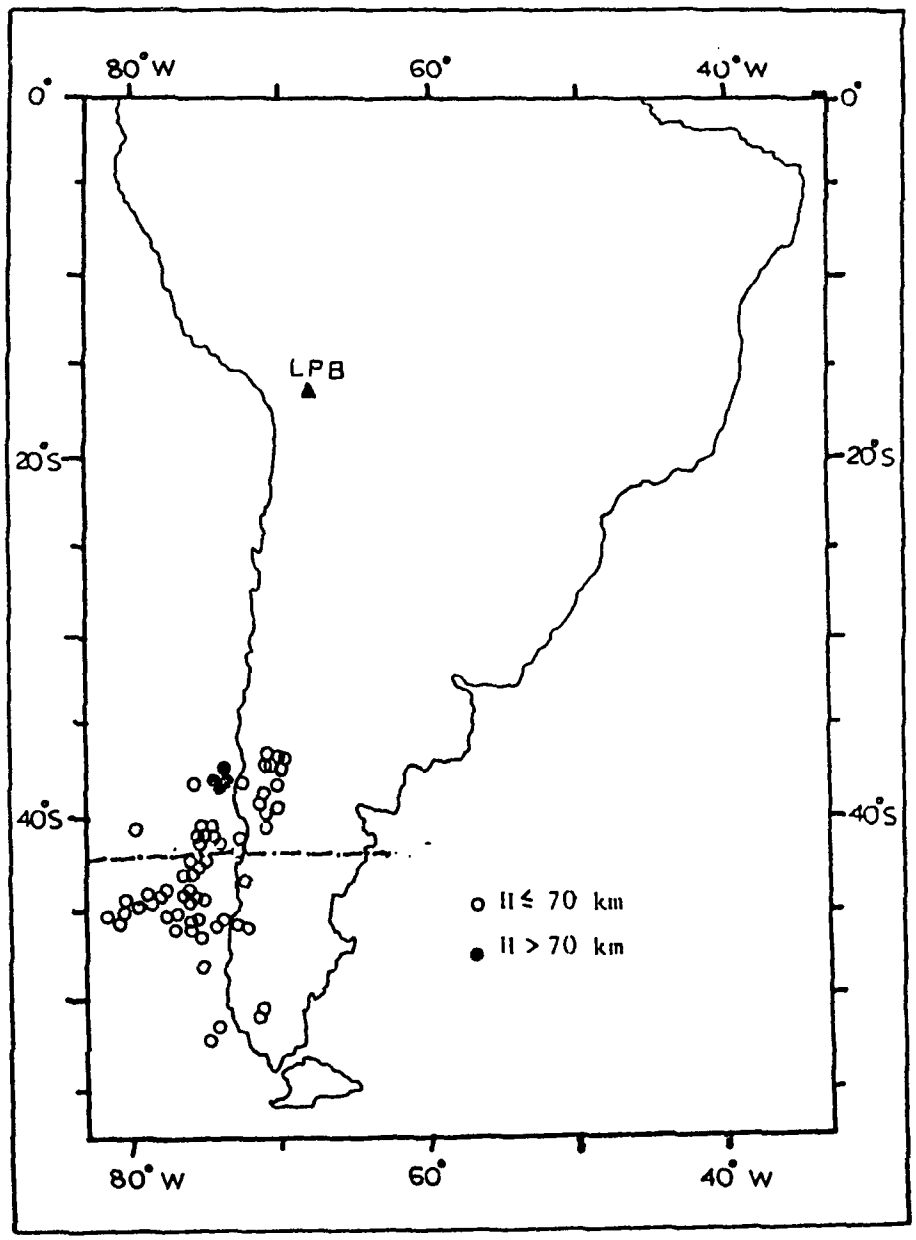


Figure 12. Map of epicenters used for regional P waves under study.

REFERENCES

Alcocer, I. (1989). Estudio de las ondas Lg registradas en la estación cf LPB a traves de la Cordillera de los Andes, Tesis de grado, Facultad de Ciencias Geológicas-UMSA La Paz, Bolivia.

Ayala, R. (1989). Estudio de las ondas Lg registradas en laestación de LPB a traves del Escudo, Tesis de grado, Facultad de grado, Facultad de Ciencias Geológicas-UMSA, La Paz, Bolivia.

Bath, M. (1989). The elastic wave Lg and Rg along Euroasiatic paths, Arkiv. Geofys. 2, 295-324.

Bath, M. (1956). A continental channel wave guided by the intermediate layer in the crust, Geofis. Pure Appl. 38, 19-31.

Gutenberg, B. (1955). Channel waves in the Earth's crust, Geophys, 20, 283-294.

Kafka, A.L.. and E.C. Reiter (1987). Dispersion of Rg waves in Southeastern Maine: evidence for lateral anisotropy in the shallow crust, Bull. Seis. Soc. Amer. 77,925-941.

Knopoff, L., F. Schwab and E. Kausel (1973). Interpretation of Lg, Geophys. J.R. astr. Soc. 33, 389-404.

Koridalin, E.A. (1961). Some characteristics of Lg and Rg waves and their bearing on the structure of the Earth's mantle, Bull. Seism. Soc. Amer. 54, 161-182.

Oliver, J, and M. Ewing (1957). Higher modes of continental Rayleigh waves, Bull.Seism. Soc. Amer. 48, 187-402.

Oliver, J. and M. Ewing (1958). Normal modes of continental surface waves, Bull. Seism. Soc. Amer. 48, 33-49.

Panza, G.F. and G. Calcagnile (1975). Li, Lg and Rg from Rayleigh Modes, Geophys. J.R. astr. Soc. 40, 475 487.

Payo Subiza, G. (1960). Estudio sobre las ondas superficiales Lg, Rg y Li en los registros del Observatorio de Toledo, Revista de Geofisica 5 Nº 75, 227-247.

Press, F. and M. Ewing (1952). Two slow surface waves across North America, Bull. Seis. Soc. Amer: 42, 219-228.

APPENDIX

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTIN DE AREQUIPA

FACULTAD DE GEOLOGIA Y GEOFISICA

ONDAS Rg PROVENIENTES DEL PERU Y REGISTRADAS EN LA ESTACION

DE LA PAZ - BOLIVIA (LPB)

TESIS DE GRADO

CELEDONIO MORA TITO

AREQUIPA - PERU

1990

AGRADECIMIENTOS

Considero propicia la oportunidad para agradecer la colaboración ofrecida y brindada por aquellas personas e instituciones que supieron prestarme valioso aporte para llevar a un feliz término la culminación de mis estudios universitarios y por consiguiente la presente tesis.

Al cuerpo de catedráticos de la Escuela Profesional de Ingeniería Geofísica de la Universidad Nacional de San Augustín de Arequipa-Perú, por la magnífica labor desarrollada en beneficio de mi formación Profesional.

Al Dr. Ramón Cabré S.J., Director del observatorio San Calixto y a la Ing. Estela Minaya Ramos por el asesoramiento eficaz, juiciosa orientación y cooperación moral y material que me brindaron durante la elaboración de la presente tesis.

A los Ingenieros Angel Vega, Rodolfo Ayala e Ivar Alcocer por su cooperación gentil y desinteresada colaboración.

El trabajo ha sido patrocinado por la Air Force Office of Scientific Research, Air Force Systems Command, USAF, bajo el Grant AFOSR-89-0532. El Gobierno de EE.UU. puede reproducir y distribuir copias con fines Gubernamental no obstante cualquier derecho de propiedad intelectual.

INDICE

RESUMEN

AGRADECIMIENTOS

CAPITULO I — Introducción
- I.1 Generalidades 1
- I.2 Objeto del estudio
- I.3 Antecedentes..... 2

CAPITULO II — Síntesis Geológica y Geofísica del área de estudio
- II.1 Ubicación del área de estudio 4
- II.2 Geologia del área
- II.3 Diversos métodos para estudiar la ... 10 corteza terrestre y manto superior
- IV.4 Estructura de la corteza debajo del... 15 Perú

CAPITULO III — Características de las ondas Rg.
- III.1 Descripcion de la estacion ..... 21 sismológica de IRB
- III.2 Diversas zonas analizadas.
  - III.2.1 Primera zona 22
  - III.2.2 Segunda zona 25
  - III.2.3 Tercera zona 27

CAPITULO IV — Movimiento de partícula de las ondas Rg
- IV.1 Descripción del movimiento de ..... 39 partícula
- IV.2 Trazado del movimiento de ..... 42 partícula
- VI.3 Interpretación 44

CAPITULO V — Análisis de Espectros de las ondas Rg
- V.1 Introducción 54
- V.2 Descripción teórica de la ..... 55 transformada de fourier
- V.3 Aplicación del análisis espectral ... 62 a ondas Rg
- V.4 Interpretación 67

CAPITULO VI — Posible mecanismo de transmisión de Rg
- VI.1 Fundamentos teóricos 72
  - VI.1.1 Ondas guiadas
  - VI.1.2 Reflexiones múltiples 80
  - VI.1.3 Interferencia constructiva .. 82

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....91

BIBLIOGRAFIA 93

PROGRAMAS
- Anexo Nº 1 GRAFMOVL (Movimiento de partícula)
- Anexo Nº 2 F F T (Espectro de amplitudes)
- Anexo Nº 3 Espec (Dibuja el espectro de amplitudes)

RESUMEN

Se estudián las ondas Rg originados en 121 sismos del Perú ó próximos a su Costa registrados en La Paz, a la luz de otros estudios realizados en otras partes del mundo.

Se revisan los rasgos generales de la geología y los metodos geofísicos aplicados al área de origen y el recorrido de las ondas Rg; en particular se consideran los perfiles entre pares de estaciones sísmicas, analizados por James (1971).

Se han dividido los sismos en estudio en tres zonas: sur centro y norte debido a las características encontradas en los sismogramas. La velocidad no tiene grandes variantes una de otra zona entre 2.8 y 3.4 km/s, la primera zona presenta grandes amplitudes de Rg, sin diferencia apreciable para las diversas provincias geológicas, salvo las amplitudes reducidas para los epicentros en el mar.

En la segunda zona se aprecia una suave gradación en las amplitudes, que són mayores en la parte oriental, y disminuyen en las provincias gelógicas mas al oeste siendo casi inexistentes para sismos de origen oceánico. En la tercera zona las amplitudes son menores dicha atenuación se debe al camino recorrido, con gradación parecida a la observada en el Perú central (Cordillera Occidental y Cordillera Oriental).

Una vez digitizados varios registros de diverso recorrido se [illegible] computados el movimiento de partícula, teniendo en

cuenta la descomposición de las ondas S (por ser el aspecto que mas puede complicar el análisis). En el movimiento de partícula prevalecen las características de la ondas superficiales de Rayleigh.

Los espectros de Fourier, obtenidos con el programa FFT, muestran una frecuencia de corte entre 0.8 y 1.05 Hz a partir de la cual las amplitudes disminuyen rápidamente. Los máximos son de $0.2 * 10^{-5}$ mm. a $1.0^{-5} * 10$ mm. correspondiendo a frecuencias de 0.7 a 0.9 Hz. Los mínimos intercalados no són de gra significación. Las ondas Rg se propagan por la corteza, probablemente por una capa guía que se encuentra a unos 5 ó 6 km de profundidad (capa granítica).

CAPITULO I

Introducción

I.1.-Generalidades

La Sismología estudia el comportamiento de la tierra como un medio elástico y tiene como finalidad conocer el comportamiento de las partes principales de nuestro planeta como son la corteza ,manto y núcleo.

Mediante las ondas sísmicas que se originan en el foco de un sismo se determinan las diferentes características del interior de la tierra. Están clasificadas en ondas que atraviesan las tres capas principales, denominadas ondas de cuerpo, y corresponden a las ondas P , S, y las ondas superficiales Love y Rayleigh que se propagan en la capa más superficial (corteza) y la parte superior del manto.

Nuestro estudio radica en el conocimiento de las características y propiedades de las ondas superficiales Rg, las cuales son ondas derivadas de la combinación de las ondas de cuerpo registradas en los sismogramas de período corto, denominadas ondas superficiales guiadas que se propagan dentro de la corteza y recorren caminos continentales y, sólo con cierta atenuación, recorridos oceánicos.

I.2.-Objeto del estudio

El propósito de este estudio es conocer el comportamiento de las ondas Rg para diversos trayectos del Perú a la Paz,

las características espectrales de los sismos seleccionados para tal efecto; como también dar el posible mecanismo de propagación de las ondas Rg. Aportando de esta manera un tema de investigación poco conocido.

Otro de los propósitos del presente estudio es el de presentarlo como tesis a la Facultad de Geología y Geofísica de la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa ,con el objeto de obtener el título de Ingeniero Geofísico.

I.3.-Antecedentes

Press y Ewing (1952), identificaron dos tipos de ondas superficiales de baja velocidad Lg y Rg, ambas de recorrido continental, supuestamente en la capa granítica. El movimiento determinado por Press y Ewing para la onda Rg fue elíptico y retrógrado típico de las ondas Rayleigh.

Bath (1954) las define como ondas Rayleigh de período corto con una velocidad de grupo de 3.00 km/s , siendo ésta variable. Gutenberg (1955) da sugerencias y explica la propagación de las ondas Rg y sugiere que son ondas atrapadas en capas de baja velocidad en la corteza.
Oliver y Ewing (1957, 1958a, 1958b) Kovach y Anderson (1964) las interpretan como modos superiores de las ondas Rayleigh. Diferentes investigadores consideraron a la Rg como el resultado de la propagación del modo fundamental de la Rayleigh a través de capas superficiales, incluyendo una capa de baja velocidad.

Anderson y Dorman (1973) en base a explosiones estudiaron las ondas Rayleigh de corto período (0.2 a 1.5 s)

sobre la geología local de los alrededores de la ciudad de New York. El resultado obtenido demostró la existencia de una fuerte refracción lateral causada por el contraste entre las rocas cristalinas metamórficas de una parte de Manhatan con alta velocidad y la cuenca Triásica de Newark con baja velocidad.

Mc Evilly y W. Stauder(1965) determinaron que existen diferencias entre las velocidades de grupo de las ondas LR de período corto provenientes de sismos naturales y sismos artificiales, los cuales fueron registrados provenientes de diferentes recorridos en el área del solevantamiento Ozark Uplift y la cuenca de Illinois, donde se hizo un buen control del sistema estructural basamento-sedimentos, correspondiendo velocidades de 2.5 km/s para profundidades de 0.65 km, para la capa semi-infinita de 3.5 km/s y en la parte de la cuenca del Illinois para una profundidad de 0.4 km le corresponde una velocidad alrededor de 1.9 km/s, para 0.85 km de profundidad una velocidad de 2.8 km/s y para la capa semi-infinita que se trató de 3.5 km/s.

Alan Kafka y Edmund Reiter (1987) estudiaron las velocidades de grupo de las ondas Rayleigh de período corto (Rg) y el rango de períodos estimados en este estudio fue de 0.4 a 1.6 s .Determinaron velocidades de grupo de 3.0 a 3.2 km/s para recorridos paralelos a la gran estructura de los Apalaches y 2.6 a 2.7 km/s para recorridos transversales a los Apalaches, sugiriendo que la corteza debajo de los Apalaches es lateralmente anisotrópica.

Capítulo II

Sintesis Geológica y Geofísica del área de estudio

II.1.- Ubicación del área de estudio

La zona de estudio se halla ubicada dentro las coordenadas geográficas siguientes:

Latitud	03.44º sur	a	17.87 º sur
Longitud	68.1 º oeste	a	80.8 º oeste

La extensión del área, abarca 2'262,500 km de superficie.

II.2.- Geología del área

Como marco de referencia aceptaremos las ideas recopiladas por Suárez et al.(1983) sin pretender discutirlas, aunque sin duda hay puntos dudosos; pero es de mayor interés para el estudio la segunda parte de este capítulo.

En la región de estudio se pueden considerar cinco provincias geológicas (según la apariencia superficial) y son: La LLanura Costera, Cordillera Occidental, Altiplano, Cordillera Oriental y el Subandino (fig. 1).

LLanura Costera

En el norte del Perú la llanura costera es angosta, árida y no excede de 40 km de ancho. Limita al oeste con la línea de costa y al este con la Cordillera batolítica consistente principalmente de rocas volcánicas y sedimentarias de edad Mesozoica.

En el sur del Perú la planicie costera consiste en un fuerte basamento rocoso cristalino; el Precámbrico costero impera en la parte sur del Perú llamado el bloque Arequipa,

tiene una edad de 1.8 - 2.0 miles de millones de años (Cobbing et al., 1977, Dalmayrac et al., 1977), fue sujeta a deformación en la era Precámbica, Paleozoica y Mesozoica.

Cordillera Occidental

Al oeste la Cordillera está constituida principalmente de roca volcánica y plutónica del Mesozoico y Cenozoico respectivamente; también se encuentran depósitos marinos de edad Mesozoica. Estas formas irregulares y continuas son paralelas a la costa. El batolito de la costa se extiende desde 6º a 16º S paralelo a la costa (fig.1); la Cordillera plutónica está compuesta desde gabros a sienita granítica (Cobbing y Pitcher, 1972); tienen de 100 a 300 m.a.

El plutonismo parece ser joven y puede verse un incremento en contenido silícico; las rocas volcánicas Cenozoicas se encuentran en la parte oeste de dicha Cordillera, donde se encuentra una gran masa de ignimbritas que se presenta en el Neógeno (Dalmayrac et al., 1980).

En el Perú central la actividad volcánica tiene su inicio hace 11 millones de años y paró abruptamente durante los últimos 5 millones de años (Noble y Mc Kee, 1977). Este cese del vulcanismo Cuaternario se explica con el inicio de la subducción de la placa de Nazca debajo de la parte central del Perú. Al este y norte de la Cordillera Blanca las rocas desarrolladas en el Mesozoico tienen notables plegamientos. Los plegamientos y la compresión en esta región son en general de deslizamiento por flexión:

fueron empujados al este sobre fallas inclinadas suavemente al oeste en el sobreyacente esquisto Jurásico que está formando flexuras y plegamientos. El estilo tectónico implica una separación de la cobertura Mesozoica a partir de un substrato antiguo, con acortamiento extenso este-oeste. En la parte oeste de la zona se encuentran rocas volcánicas del Oligoceno y el Mioceno, habiendo inconformidad sobre rocas Mesozoicas deformadas; la deformación terminó al final del Cretácico y comienzo del Cenozoico (Dalmayrac, 1978).

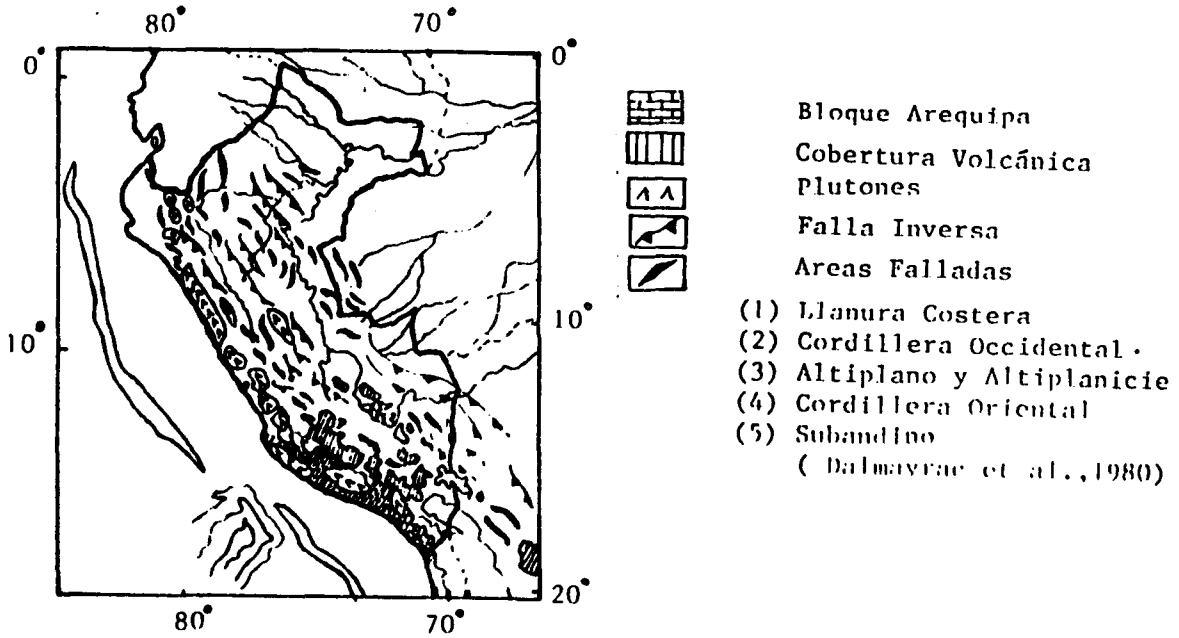


Fig. 1 .- Principales Rasgos Estructurales de los Andes Peruanos (Audebaud et al., 1973)

La zona plegada es truncada y limitada en el oeste por plutonismo granítico de la Cordillera Blanca de hace 3-12 m.a. (Stewart, 1974). En el Perú central las rocas sedimentarias del Mesozoico están cubiertas completamente de rocas volcánicas del Cenozoico. No se conoce la edad de la deformación de las rocas Mesozoicas. Recientemente Vicente et al.(1979) mapearon una falla de empuje con dirección al este con un desplazamiento mínimo de 15 km cerca a Arequipa (fig., 1). En las proximidades a la falla hay rocas antiguas Precámbricas sobre rocas sedimentarias Mesozoicas; esta falla se encuentra al oeste de la actividad volcánica pero el empuje ocurrió durante el Cretácico tardío, estando entonces al este del arco volcánico activo.

El Altiplano y la Altiplanicie Central

La Cordillera Oriental al este y la Cordillera Occidental al oeste limitan el Altiplano y la Altiplanicie del Perú Central. Al norte, alrededor de 10º S, la Altiplanicie Central desaparece y la Cordillera Oriental y Occidental son adyacentes. La anchura de la Altiplanicie del Perú Central es de 10 - 50 km. de ancho y se incrementa considerablemente en el sur hasta casi 200 km. cerca del lago Titicaca en el Altiplano. La secuencia va desde el Paleozoico a rocas marinas del Mesozoico y se presenta en el Altiplano y la Altiplanicie, aparentemente se fueron depositando en cuencas profundas orientadas hacia el Nor Oeste y que después fueron cubiertas del Cretácico tardío

El estilo tectónico en la Altiplanicie es variable. En la región de Huancayo en el Perú Central, es una zona de plegamientos compactos y fallas de empuje formando cinturones de 10 a 30 kms. de ancho, que son separados por zonas de suave plegamiento y rocas no deformadas de similar anchura (Lepry y Davis, 1983).

En estas zonas de intensa deformación se pueden distinguir rocas del Paleozoico o Precámbricas en la superficie de la estructura. En la parte sur del Altiplano está cubierta por una gruesa secuencia de molasa continental suavemente deformada depositada durante el Oligoceno y Mioceno. El plegamiento es menor que en la parte central y norte del Perú, y las rocas del Terciario sedimentario están generalmente deformadas en plegamientos concéntricos cortados por fallas inversas.

Al nor-oeste del lago Titicaca las fallas de empuje sugieren que la cobertura sedimentaria se separó del basamento subyacente y se deformó durante el Cretácico tardío y principios del Cenozoico.

Cordillera Oriental

La Cordillera Oriental es una zona extensa en donde subyacen rocas Pre-Mesozoicas localizadas al este de la Altiplanicie Central. Hay masas cristalinas Precámbricas y rocas plutónicas Paleozoicas que afloran en áreas grandes del este de la Cordillera, particularmente en el Perú Central. Las rocas sedimentarias están constituidas por

una gruesa sección de estratos marinos superficiales y continentales principalmente Paleozoicos plegados y frecuentemente atravesados por fallas inversas.

Las rocas Precámbricas son generalmente rocas metasedimentarias (filitas o esquistos de grano fino). Se encuentran también rocas cristalinas del Precámbrico (anfibolitas granulíticas). Se encuentran pocas rocas del Paleozoico provenientes del Ordovícico y son generalmente no metamórficas a débilmente metamórficas. Las rocas del Precámbrico superior y Paleozoico son las más antiguas expuestas en el este de los Andes y son menos anisotrópicas formando una corteza superior débil.

Subandino

La zona del Subandino está constituida por una franja de rocas sedimentarias plegadas, paralelas a la Cordillera, entre los Andes y el Escudo Brasilero. El límite entre la Cordillera Oriental y el Subandino está generalmente formado por una zona de empuje, buzando al oeste (falla inversa). Las rocas están constituidas por sedimentos continentales depositados en forma intermitente desde el Paleozoico al Plioceno. No hay evidencia de un magmatismo Andino. El espesor de la cobertura sedimentaria es muy variado, no conociéndose ésta con detalle. La datación de las rocas sedimentarias del Terciario Superior es pobre y es difícil datar con precisión la deformación de la zona Subandina.

La zona Subandina está formada por una serie de plegamientos y fallas activas que vienen desde el Plioceno hasta el presente. La deformación se debe principalmente al acortamiento de la corteza expresado por plegamientos cilíndricos cortados por fallas inversas de fuerte buzamiento hacia el oeste, que penetran de las rocas sedimentarias al basamento subyacente (Megard,1978 ; Auderband,1973). Debido a la edad y la intensidad de la deformación tectónica, esta decrece de manera continuada hacia el este. Las secciones publicadas del Subandino son generalmente esquemáticas, pues de ordinario no se cuenta con datos de perforaciones y de perfiles sísmicos.

II.3.-Diversos Metodos Geofísicos para estudiar la Corteza y el Manto superior

Son muchos los métodos desarrollados para el estudio del sistema corteza - manto superior; entre ellos se pueden mencionar los siguientes: Métodos Sísmicos, Gravimétricos, y Magnéticos. De todos ellos los métodos sísmicos son con seguridad los más directos y los que muestran resultados menos ambiguos; se usan los métodos de refracción y reflexión de las ondas sísmicas internas ó de cuerpo, para el estudio del espesor y otras características de las capas que constituyen la corteza y el manto superior.Entre otras técnicas para determinar algunos rasgos de la corteza resalta el análisis de Fourier con la obtención del espectro de las ondas (Ibiett, 1969).

El método de refracción está basado en el cambio de

dirección de propagación que sufren las ondas sísmicas internas en el límite entre dos medios que transmiten las ondas y tienen diferentes propiedades físicas. Este método utiliza las leyes de Snell y de las velocidades aparentes (Dobrin y Olhovich, 1959). Con la aplicación de estos conocimientos, los sismólogos pudieron determinar la estructura interna de la tierra utilizando los tiempos requeridos por las ondas sísmicas para desplazarse desde su origen hasta estaciones registradoras situadas en puntos distantes, ondas que penetran en el subsuelo, siguiendo trayectorias que dependen de las variaciones de la velocidad con la profundidad; este método se utilizó en todo el mundo para la investigación del interior de la tierra.

El método de reflexión sísmica se basa en el choque de la onda en la superficie de separación entre dos medios, donde parte de la energía se refleja regresando al medio original, donde el ángulo de incidencia es igual al ángulo de reflexión. Este método es el más efectivo para trabajos de prospección petrolera pero también se utiliza para la investigación de la corteza de la tierra, especialmente en la URSS y los Estados Unidos de Norte América. En el Perú no ha sido utilizado este procedimiento para una investigación de la corteza terrestre, y todos los trabajos hechos se reducen a la prospección petrolífera, indagando la parte superficial de la corteza.

Se han hecho estudios, utilizando el método de los espectros para determinar el espesor de la corteza y está basado en la interdependencia que existe entre la estructura corteza-manto y el comportamiento espectral de las ondas sísmicas que llegan a la superficie de la tierra. Para ello se calculó teóricamente el efecto que producen en el espectro de las ondas sísmicas cada combinación de los diferentes parámetros corteza-manto, obteniéndose curvas teóricas y haciendo comparaciones con las curvas observadas de los registros de una estación determinada. Este método tiene la ventaja de determinar el espesor de la corteza debajo de la estación registradora en base a refracciones y reflexiones según las velocidades de las ondas en estudio.

Hannon (1964), Phinney (1964), Fernández S.J.(1965) y Tokuji (1966), demostraron la aplicabilidad de este método para determinar el espesor de la corteza y se desarrolló en Norte América; en Bolivia se realizaron trabajos de Careaga (1967) y de Ibiett (1969). También estos estudios de la corteza y manto superior se hicieron mediante ondas superficiales basándose inicialmente en el análisis de dispersión de las ondas Rayleigh. La dispersión se define como la variación de la velocidad de las ondas superficiales con la longitud de onda. Gutenberg (1924), fue el primero en usar este método en la investigación de la estructura terrestre, en particular las características de la corteza; esto se logra en base a la comparación de las curvas teóricas y observadas en los sismogramas de la

velocidad de fase, como también para las velocidades de grupo. Los datos sísmicos revelan que la corteza continental tiene un espesor promedio de 35 km. y que las velocidades promedio de las ondas longitudinales P y transversales S son de 6.2 y 3.6 km/s y se van incrementando con la profundidad. En cuanto a su composición la corteza está constituida por tres capas principales: la más exterior está constituida por sedimentos en gran parte consolidados (capa sedimentaria); su espesor promedio es de 1 km., luego se encuentra la capa granítica constituida por rocas ácidas con un espesor que fluctúa entre 10 y 20 km; finalmente la capa basáltica, que como su nombre lo indica, está compuesta de rocas básicas a ultrabásicas; esta capa se prolonga hasta la discontinuidad de Mohorovicic. Los estudios de la corteza debajo de las Andes los iniciaron H.Tatel y M. Tuve (1956) y compartieron un trabajo en la Carnegie Institución de Washington, en cooperación con investigadores locales. Se hicieron observaciones de exploración en base a explosiones de minas a una distancia de 500 km.; a lo largo del flanco oeste de la Cordillera y Altiplano no se obtuvieron registros de las explosiones más allá de los 200 kms; esto se atribuyó a la extrema atenuación de la corteza.

Estos datos recolectados fueron reexaminados y reinterpretados por Woollard (1960) usando los arribos secundarios y llega a un modelo estructural,que incluye una [illegible] de la corteza de 65 km. debajo de la Cordillera

Occidental. Estudios de Lommitz (1962) sobre datos gravimétricos y de explosiones confirman el modelo de Woollard. Notemos que concluye que debajo del Altiplano en la región tripartita Chile, Bolivia y Argentina la Corteza tiene un espesor de 70 km.

En 1965 una serie de explosiones de las minas de Toquepala fueron observadas por estaciones de la red de Arequipa. El tiempo de origen de las explosiones y sus coordenadas son conocidos y se sabe que la profundidad focal es cero. La técnica es descrita por James et al., (1969); los resultados fueron muy razonables de acuerdo al modelo asumido por Woollard y se admite una profundidad promedio de la Corteza debajo de la red de estaciones de 45-50 km.

En 1968 otra serie de explosiones realizada por la Carnegie Institution se centralizó en estudios de la región del sur del Perú y norte de Bolivia. Los perfiles analizados corresponden al sur y norte del Altiplano y la profundidad de la corteza calculada por la curva de tiempo de viaje es menor a 60 km. Estudios de explosiones en la fosa Oceánica del sur del Perú fueron interpretados por Fisher y Raitt (1962), incluyen un modelo de la estructura de la corteza, indicando que la profundidad es alrededor de 11 km debajo de la cuenca del Pacífico y 16-17 km debajo de la fosa Oceánica; este incremento de la profundidad lo sostienen debido al incremento de la velocidad de una capa

de 6.7 km/s. La corteza terrestre de parte de la región del Perú fue estudiada por James (1971), utilizando las velocidades de fase y de grupo de las ondas Rayleigh y Love para obtener un modelo de la estructura de la corteza y el manto superior. La fig. 2 muestra los perfiles analizados por James (1971).

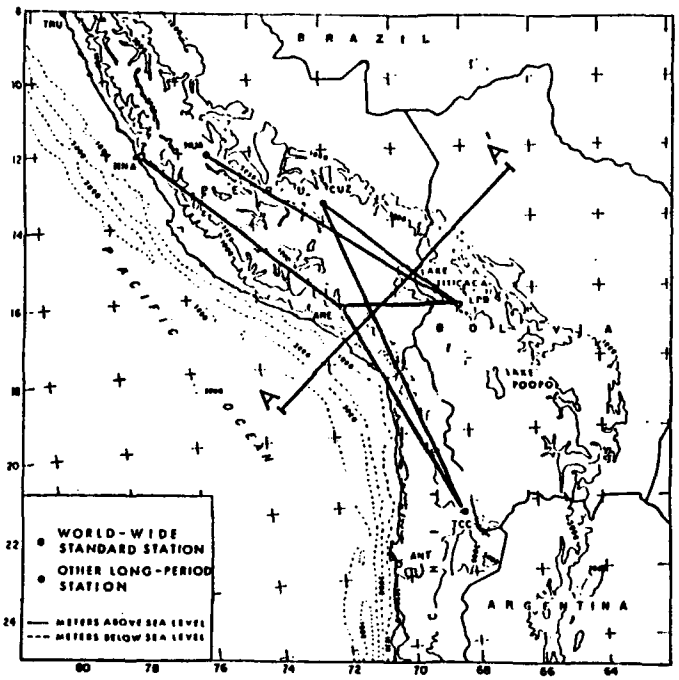


Fig. 2.- Perfiles analizados por James, 1971.

II.4.-<u>Estructura de la corteza debajo del Perú</u> (James, 1971)

Consideramos el modelo de corteza obtenido por dispersión de ondas Rayleigh de James (1971). Las trayectorias utilizadas se encuentran graficadas en la figura # 2, este modelo posteriormente nos servirá para nuestra interpretación. A continuación daremos los modelos de corteza obtenidos.

<u>LPB-ARE</u> (tabla # 1)

- perfil La Paz-Arequipa [illegible]

entre la mitad del Altiplano y mitad de la Cordillera Occidental.

TABLA # 1

V	V		h
5.0	2.8	2.67	10
6.0	3.46	2.87	15
6.5	3.58	2.97	45
8.0	4.45	3.30	40
8.0	4.40	3.32	140
8.05	4.50	3.35	100

<u>TCC-CUS</u> (tabla # 2)

El perfil Toconce-Cuzco (fig.2) está reducido casi enteramente a la Cordillera Occidental, pero cubre una corta sección del Altiplano, al Sur de Cuzco.

TABLA # 2

V	V		h
5.0	2.88	2.67	10
6.0	3.45	2.87	15
6.6	3.64	3.02	40
7.9	4.50	3.25	40
8.15	4.62	3.35	60
8.2	4.65	3.38	--

<u>ARE-NNA</u> (tabla # 3)

El perfil Arequipa-Ñaña (fig. 2) se extiende a lo largo de la cresta de la Cordillera Occidental.

TABLA # 3

V	V		h
5.20	3.00	2.71	5
6.00	3.46	2.87	20
6.70	3.69	3.04	40
8.00	4.48	3.32	40
8.05	4.50	3.35	80
8.10	4.55	3.38	--

TCC-ARE (tabla # 4)

Como el perfil entre Toconce y Arequipa toca la plataforma continental, es probable que las ondas que viajan a lo largo de esta línea sean refractadas.

TABLA # 4

V	V		h
5.0	2.88	2.67	5
6.4	3.66	2.98	10
6.7	3.69	3.05	10
7.9	4.35	3.28	100
8.0	4.38	3.30	--

LPB-CUS

El perfil La Paz-Cuzco (fig. 2) se extiende a lo largo del flanco oeste de la Cordillera Oriental.

El modelo derivado (tabla 5) es incierto, particularmente en relación a las velocidades del manto superior.

TABLA # 5

V	V		h
5.3	3.05	2.71	10
6.0	3.46	2.87	20
6.5	3.58	2.97	20
8.2	4.68	3.38	50
8.3	4.74	3.40	50
8.4	4.78	3.45	--

La fig. 3 es una aproximación de una sección transversal a lo largo de la línea A A' (Fig. 2); concluyendose:

1.- El modelo de tres dimensiones de la estructura de la corteza muestra una variación del espesor de 11 km. (incluyendo una capa de agua) en la cuenca oceánica a

30 km a lo largo de la costa y más de 70 km bajo la Cordillera Occidental y parte oeste del Alptiplano.

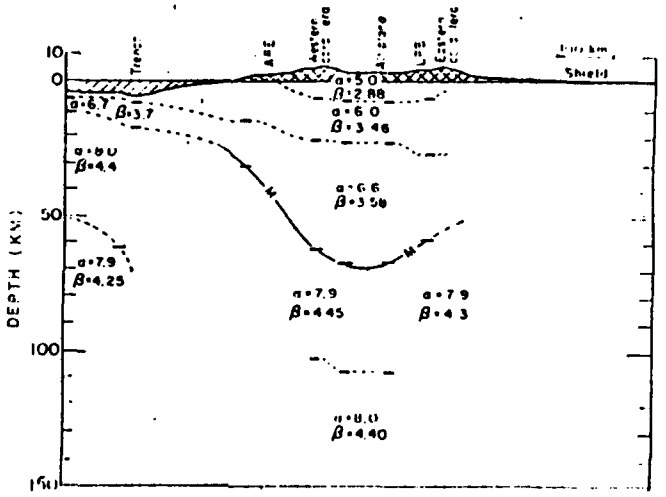


Fig. 3.- Extructura de la corteza y manto superior, James (1971).

La corteza se adelgaza al Oeste y por debajo de la Cordillera Oriental y el espesor promedio aproximado es de 50 - 55 km.

La corteza bajo la cresta de los Andes se adelgaza hacia el norte y sur de la región del Altiplano, la profundidad de la corteza máxima en esta parte de los Andes, no asociada con el Altiplano, es del orden de 55- 60 km.

2.- La velocidad de la corteza tiende a ser baja en la región de los Andes. Bajo la Cordillera Occidental y Altiplano hay alrededor de 10 km. de roca con velocidades compresionales y de cizalla aproximadamente 5.0 y 3.0 km/s respectivamente.

Sobreyaciendo a una zona de rocas de baja velocidad,se

encuentra una capa de casi 20 km. de profundidad de rocas con velocidades compresionales y de cizalla de aproximadamente 6.0 y 3.45 km/s. Esta velocidad estructural es consistente con las evidencias de la cuenca sedimentaria del Altiplano. La parte baja de la corteza está compuesta de rocas con velocidades compresionales y de cizalla de 6.6 y 3.6 km/s.

3.- Las velocidades de la onda de cizalla en el manto debajo de áreas continentales tienden a ser del orden de 4.3 - 4.5 km/s. La más baja velocidad de cizalla se determinará en la sub-corteza, debajo de la región de los Andes en la línea HUA-LPB, donde las velocidades en la parte superior del manto son alrededor de 4.28 km/s. Esta región de baja velocidad coincide con los ejes de la alta anomalía de conductividad eléctrica (Schmucker et al., 1964-1966). Las velocidades bajas se extienden a una profundidad que no excede de los 200 km. y el tope de esta zona alcanza una profundidad de 50 - 60 km.

Ocola y Meyer (1972), mediante estudios de refracción sismica determinarón zonas de baja velocidad en la corteza debajo del Altiplano Perú-Bolivia obteniendo:

- La capa sedimentaria metamórfica de 4-9 km de profundidad con velocidades entre 4.5 - 4.9 km/s.
- La capa granítica con 26 - 30 km de profundidad y 6.0 - 6.1 km/s de velocidad.

- La capa basáltica de 68 - 70 km de profundidad y 68 - 69 km/s de velocidad.

De acuerdo a los primeros arribos fueron postulados 2 zonas de baja velocidad para la corteza; una entre los 9 - 12 km de profundidad y esta compuesta de materiales que tienen velocidades de 6.0 y 6.1 km/s, y ello le atribuye a la presencia de magma de rocas ácidas volcánicas e intrusivas. La zona de baja velocidad mas profunda se encuentra alrededor de los 36 y 46 km de profundidad debajo del Perú y aproximadamente entre los 30 y 40 km de profundidad debajo de Bolivia, siendo atribuidas a la presencia de rocas basicas volcánicas e intrusivas y ello de acuerdo a los resultados *petrologicos y geoquimicos obtenidos por* Pichler y zeil (1960), en los andes del norte de Chile. Modelos de corteza en las tablas # 6 y 7.

TABLA # 6

DEPTH (km)	VELOCITY (km/s)	
	A	B
0.0	4.50	4.50
6.4	4.50	4.50
6.5	6.04	6.01
9.0	6.04	6.04
9.1	5.00	5.00
11.0	5.00	5.00
12.0	6.10	6.08
30.5	6.10	6.12
31.5	6.75	6.75
36.5	6.75	6.78
36.6	6.15	6.15
42.0	6.15	6.15
45.5	6.90	6.85
72.0	6.90	6.90
73.0	8.00	8.00
90.0	8.00	8.00

TABLA # 7

DEPTH (km)	VELOCITY (km/s	
	A	B
0.0	4.50	4.50
6.4	4.50	4.50
6.5	6.01	6.01
9.0	6.04	6.04
9.1	5.00	5.00
11.0	5.00	5.00
12.0	6.10	6.08
26.0	6.10	6.12
28.0	6.80	6.75
31.0	6.80	6.77
31.1	6.15	6.15
35.0	6.15	6.15
39.0	6.90	6.85
71.0	6.90	6.90
72.0	8.00	8.00
90.0	8.00	8.00

Capitulo III

Características de las Ondas Rg

III.1.-Descripción de la Estación Sismológica de LPB

La estación sismológica de la Paz - Bolivia (LPB) se encuentra situada en la zona sur de la ciudad de La Paz (Bajo Seguencoma) a una altura de 3,292 m.s.n.m.

Sus coordenadas geográficas son:

Latitud sur 16º 31' 57.6''

Longitud oeste 68º 05' 54.1''

La estación opera con tres sismógrafos electromagnéticos de corto período; está compuesta de sismómetros de un segundo de período conectados con galvanómetro de 0.75 s. de período, la magnificación hasta octubre de 1977 de estos instrumentos fue de 50,000 veces, luego por efectos del ruido cultural se redujo a 25,000, con lo que actualmente se encuentra funcionando. También se tienen 3 sismógrafos electromagnéticos de largo período que constan a su vez de sismómetros de 15 s. y galvanómetros de 100 s., la magnificación con que operaban era de 1,500 veces, reducida recientemente a 750 veces. Esta estación corresponde al tipo WWSSN; está instalada sobre sedimentos Terciarios de la formación La Paz, constituidos por arcillas consolidadas.

III.2.-Características de las Ondas Rg

Se han analizado 121 sismos entre los años de 1974 a 1986, [illegible] entre en la región del Perú tanto en

el continente como en el océano; tienen magnitudes mayores a 4.0 y azimuts epicentro-estación entre los 42º a 179º. Los registros analizados pertenecen a la estación de LPB y los datos han sido tomados de los boletines y catálogos del Centro Internacional de Sismología y del U.S. Geological Survey. La región en estudio ha sido dividida en tres zonas, debido a las características que presenta cada zona geográfica, que podría mencionarse a cada una, como la zona Sur, Centro y Norte de la región Peruana, adecuándolo de esta manera para un mejor reconocimiento de las características obtenidas de los sismogramas y para ello mencionaremos la:

III.2.1.-<u>Primera Zona</u>

Los sismos de esta zona (fig. 4) han sido localizados entre las siguientes coordenadas:

Latitud Sur 13.50º a 18.00º

Longitud Oeste 68.10º a 76.80º

se analizarón 35 sismos (tabla # 6) localizados en toda la región del Sur del Perú, con distancias epicentrales de 1.9º a 8.9º a la estación registradora de LPB, con magnitudes entre los 4.1 y 5.5, siendo la magnitud promedio Mb=4.7. Tenemos además 12 sismos sin magnitud.

Las amplitudes se han considerado en milimicras (mu) y las profundidades son variadas y van desde superficiales a intermedios, con un rango de variación desde los 33 km. a 217 km. A su vez esta primera zona se subdivide por

provincias geológicas, las cuales son: la LLanura costera, la Cordillera Occidental, el Altiplano, la Cordillera Oriental y el Subandino, donde se registró un solo sismo.

Sismos localizados próximos a la Costa (océano), (sismos del 1 al 11) cuyas ondas atraviesan la LLanura Costera, la Cordillera Occidental, el Altiplano y la Cordillera Oriental.

- Tienen Rg con comienzo emergente (sismos 6 , 8, 10, 11) salvo excepcionalmente impulsivos (sismos 1, 7: fig. 5.1) tambien se registraron algunas fases dudosas (sismos 3, 4, 9) y casos sin Rg (sismos 2, 5).
- Los periodos predominantes se encuentran dentro del rango de 1.0 s. a 1.3 s.
- Los sismos que se encuentran próximos a la línea de Costa (sismos 1, 6, 8, 11) presentan un movimiento real del suelo de 740 a 69 mu a excepción del sismo 9 con bajo movimiento real del suelo de 40 mu; los sismos que que se encuentran más al océano por ejemplo 4 y 10; por citar algunos que tienen amplitudes del orden de 90 a excepción del sismo 7 que es mayor a los anteriores mencionados.
- Las velocidades se encuentran dentro del rango de 3.11 a 3.32 km./s. , excepcionalmente un sismo con velocidad de 2.85 km/s (sismo 9).
- Sus profundidades son superficiales e intermedias.

Se localizaron cinco sismos en la Cordillera Occidental, (sismos del 12 al 16) los cuales cruzan el Altiplano y la

Cordillera Oriental; tienen las siguientes carácteristicas:

- Son sismos con inicio emergente.
- Sus profundidades son superficiales (38 a 91 km).
- Los períodos predominantes se encuentran dentro del rango de 0.9 a 1.1 s.
- Tienen amplitudes variadas siendo los de mayor amplitud el sismo 13 y el 16:fig. 5.2 (270 y 325 mu) y los de baja amplitud los sismos 12 y 14 (80 y 102 mu).
- Las velocidades se encuentran entre 3.28 y 3.01 km/s.
- Se observan 2 fases de Rg en los sismos 13 y 16.
- No existe atenuación en su recorrido a la estación registradora (excepción del sismo 15 que es atenuado).

Sismos localizados en el Altiplano, son los que cruzan parte de la Cordillera Oriental (sismos del 17 al 30).

- Comienzo emergente para los sismos 18:fig. 5.3, 21, 22, 23, y un caso donde no existe Rg (sismo 20).
- Períodos predominantes desde 0.9 a 1.5 s. y solamente en el sismo 27 su periodo baja a 0.8 s.
- Las amplitudes se encuentran dentro del rango de 60 y 930 mu.
- Las velocidades existentes se encuentran entre los 2.95 y 3.31 km/s.
- No se puede observar la Rg en el sismo 20 .
- Se observan dos fases en once sismos.
- Las profundidades son superficiales e intermedias.

Se han analizado 5 sismos que provienen de la Cordillera Oriental y el Subandino; se caracterizan por lo siguiente:

- Comienzo emergente (31, 34, 35) y dos impulsivos (sismos 32:fig. 5.4 y el 33).
- Períodos predominantes de 0.9 a 1.2 s.
- Las velocidades de 4 sismos están dentro del rango de 3.04 a 3.25 km/s., mas no el sismo 35, que tiene una velocidad de 2.94 km/s.
- Tienen amplitudes claras (120 a 930 mu).
- Las profundidades son superficiales (sismo 34) e intermedias para los 4 sismos restantes.
- Se observa sólo una fase de Rg.

III.2.2.-<u>Segunda Zona</u>

La localización de los sismos se encuentran dentro de las longitudes 72.20º - 80.45º y latitudes 7.44º - 13.15 esta zona se ubica en la parte central del Perú (fig.4), se han analizado 63 sismos que están comprendidos dentro del rango de distancias de 7.06º a 15.00º, con magnitudes comprendidas entre 4.0 y 5.6, para 59 sismos, existiendo 4 sismos sin magnitud (44, 51, 85, 87); las profundidades varían desde superficiales a intermedios (ver tabla 7).

Se ha podido observar que para los sismos originados próximos a la línea de Costa (Océano), como los de la Cordillera Occidental, entre ellos no existe gran diferencia, por ello que los consideramos juntos, los cuales son 11 sismos (36 al 46) en nuestro análisis:

- Son de comienzo emergente, y los períodos predominantes se encuentrán entre 1.0 a 1.5 s

- Las amplitudes son bajas, comprendidas entre los 28 y 275 mu. Se observó que sismos que provienen de la Cordillera Occidental no tienen Rg distinguible (sismos 44: fig. 6.1, 46), lo que no sucede para los sismos que se encuentran próximos a la línea de Costa (por ejemplo los sismos 40 y 42).
- Las velocidades están comprendidas entre los 3.07 y 3.31 km/s.
- Las profundidades son superficiales e intermedias de 6 a 152 km.

Se analizaron 6 sismos que vienen de la Cordillera Oriental, los cuales tienen las siguientes características:

- Son de comienzo emergente.
- Los períodos predominantes están dentro del rango de 1.0 a 1.2 s.
- Las amplitudes de los sismos varían entre 20 a 341 mu ; el movimiento real del suelo es mayor para los sismos 47, 48: fig. 6.2 y 49; siendo un tanto atenuados el 50, 51 y 52.
- Las velocidades fluctúan entre los 2.97 a 3.38 km/s.
- Las profundidades son superficiales a intermedias.

Se han localizado 46 sismos para la parte del Subandino, llegándose a las siguientes conclusiones:

- Comienzo emergente y periodos entre 0.7 a 1.5 s.
- Regularidad en la mayor parte de las amplitudes, muy notorias y claras (sismos 72: fig. 6.3.a y 93: fig.6.3.b) de 22 a 820 milimicras (mu), en algunos casos tenues.

- Existen 2 casos que no se puede observar la Rg (sismos 71 y 97).
- En la mayor parte de los sismos se pueden observar velocidades mayores a 3.00 km/s. y menores a 3.30 km/s, con excepción de 3 sismos cuyas velocidades se encuentran entre 2.93 y 2.99 km/s.
- Para esta región se ha podido notar muy buen registro de las ondas y podría ser debido a que no están influenciadas por los Andes.
- Las profundidades son superficiales e intermedias, desde los 33 a 198 km. de profundidad.

III.2.3.-<u>Tercera zona</u>

Esta se encuentra dentro del rango de Latitudes 3.08º - 7.30º y las longitudes 73.30º - 82.00º,(fig. 4) en las cuales se han ubicado los diferentes sismos. Esta zona comprende la parte norte del Perú y se han analizado 23 sismos (tabla 8), comprendidos dentro del rango de distancias de 9.51º a 18.02º, con magnitudes que están entre 4.5 y 5.6; las profundidades están entre superficiales e intermedias. Entre sus características mencionaremos:

Debido a la similitud de las características entre los sismos del océano, de la Costa y Cordillea Occidental se les agrupó en uno solo, para ellos diremos que son:

- De comienzo emergente.
- Con periodos predominantes variables de 1.0 a 1.5 s.

7.1.b) atenuadas (por ejemplo sismo 101) y casos que no se distinguen dicha fase (sismos 100, 103 y 106).

- Las amplitudes varían entre 27 y 302 mu.
- Las velocidades son de 3.20 a 3.45 km/s.
- Las profundidades se encuentran entre 16 a 127 km.

Para la parte del Subandino se han analizado 15 sismos para los cuales daremos las siguientes características:

- Son de comienzo emergente.
- Los períodos predominantes son de 0.8 a 1.1 s.
- Las amplitudes son variadas y se encuentran entre los 520 a 24 mu (sismos 116:fig. 7.2.a y 118:fig.7.2.b).
- Las velocidades varían desde 2.84 a 3.36 km/s.
- Las profundidades son superficiales e intermedias.
- Se presentan casos con atenuación de amplitudes bajas de 24 a 70 mu (por ejemplo sismos 111, 114, 120).

  Es la parte más compleja.

De todo ello podemos decir que la Rg en general son ondas emergentes pero existen algunos casos de tipo impulsivo; los períodos predominantes están variando entre 0.8 a 1.5 s. las velocidades varían entre los 2.8 a 3.4 km/s. las mayores amplitudes (milimicras) se han observado en la primera zona (en la línea de Costa), las profundidades están entre superficiales e intermedias.

En la primera zona se ha leido la fase Rg con mucha dificultad para los sismos de recorrido oceánico, habiendo algunas excepciones en que se nota muy bien. No hay

diferencias muy marcadas en las provincias geológicas que se han considerado.

En la segunda zona se ha observado que hay diferencias marcadas en las provincias geológicas consideradas en cuanto a sus amplitudes, siendo los sismos de mayor predominancia los que están localizados en el Subandino. Siendo los de más baja predominancia los que vienen de la línea de costa y la Cordillera Occidental.

La tercera zona se ha caracterizado por ser la de mayor complejidad en cuanto a la recepción de las ondas Rg, donde las provincias geológicas de la línea de Costa, la Cordillerra Occidental y la Cordillera Oriental son las que mayor atenuación de ondas han mostrado, siendo menor esta atenuación en el Subandino.

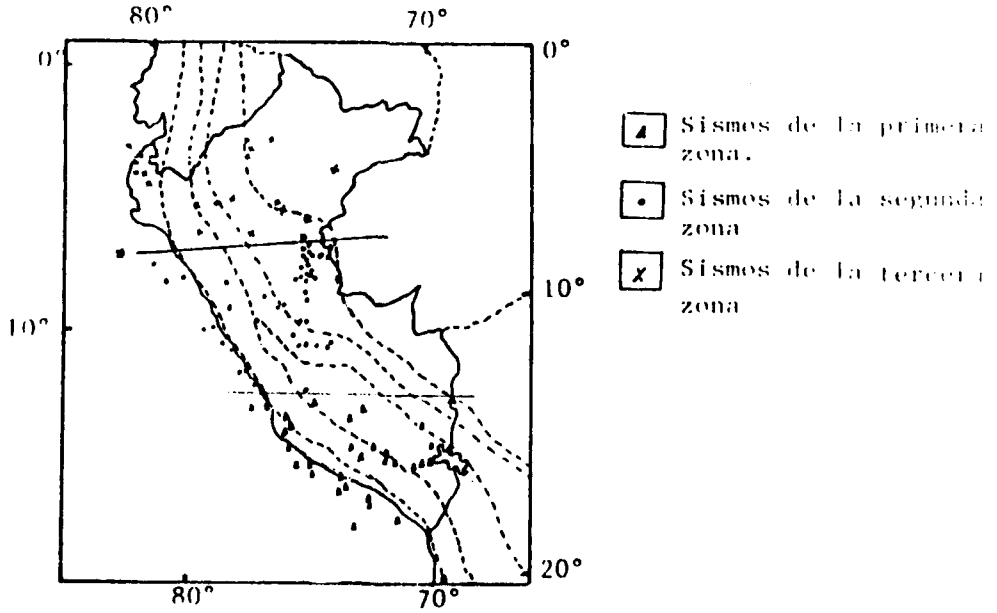


Fig. 4.- Mapa de localización de epicentros de las tres zonas analizadas.

TABLA # 6

(Datos para la primera zona)

Nº	FECHA			HORA		Rg	LAT.	LONG.	AMP	PER.	mb	Az.	h	DIST.	Vel.
	A	M	D	H	M	S	Sº	Wº	mu	sec.		Est-Epi	km.	km.	km/s
1	74	VIII	15	23	50	38.0	15.70	74.72	70	1.0	4.7	278	92	718.0	3.11
2	75	VII	23	--	--	---	15.50	75.30	--	--	--	279	60	776.7	---
3	80	XI	02	22	43	19.0	17.06	72.65	69	1.1	4.7	264	77	493.8	3.13
4	81	VII	05	02	10	23.0	17.70	73.20	93	1.2	--	258	33	556.5	3.20
5	81	VIII	02	--	--	--	16.50	73.70	--	---	--	271	33	599.8	---
6	82	X	16	11	15	27.0	16.29	73.65	740	1.0	5.0	273	64	595.6	3.20
7	83	II	27	05	10	25.0	13.50	76.80	608	1.3	5.4	291	33	989.4	3.23
8	83	VII	15	20	19	02.0	17.63	71.57	400	1.0	4.8	252	[illegible]	[illegible]	[illegible]
9	83	XII	05	07	03	19.0	16.80	72.50	40	1.0	--	266	92	478.9	2.85
10	86	I	10	11	21	38.0	15.90	74.70	93	1.2	4.6	277	73	700.2	3.32
11	86	VI	27	21	51	58.0	16.19	73.56	140	1.0	5.0	274	95	589.5	3.23
12	75	VI	01	02	49	12.0	14.16	75.61	80	1.0	4.8	289	38	847.5	3.28
13	75	VI	05	03	37	04.5	13.70	76.11	270	1.1	5.5	291	61	917.6	3.22
14	75	VIII	23	17	59	06.0	14.24	75.66	102	0.9	--	288	68	851.6	3.01
15	81	X	28	--	--	---	14.40	75.60	--	--	4.2	287	91	838.3	---
16	83	XII	19	06	29	45.5	15.42	74.58	325	1.1	5.2	281	71	706.9	3.18
17	74	VIII	17	21	16	17.0	13.50	74.30	100	1.0	4.3	297	98	747.0	2.95
18	75	I	02	11	34	11.0	15.06	73.05	100	1.0	--	288	33	555.4	3.24
19	81	VII	06	08	18	47.0	15.60	71.50	60	1.0	4.1	287	175	417.3	3.03
20	82	VIII	25	--	--	---	14.90	73.70	--	--	--	288	33	626.4	---
21	82	X	04	16	48	24.0	15.08	72.09	165	1.5	--	291	164	484.2	3.13
22	82	X	08	01	16	36.0	15.30	72.77	372	1.2	--	290	131	490.0	3.20
23	82	X	08	08	56	10.0	15.20	71.79	300	1.1	--		33	421.1	3.19
24	82	X	16	00	15	51.0	14.20	73.00	510	0.9	4.8	297	89	592.3	3.20
25	82	X	23	05	58	30.0	15.50	70.39	930	1.2	4.2	295	213	343.0	3.12
26	82	XI	14	12	57	48.[illegible]	15.20	71.74	420	1.0	4.5	291	144	439.8	3.20
27	82	XII	12	10	44	48.6	15.55	70.57	225	0.8	4.6	293	217	358.6	3.04
28	84	II	29	23	12	52.0	15.85	70.77	170	1.2	--	285	198	355.7	3.16
29	86	III	10	10	04	53.0	16.00	72.30	200	1.0	4.7	278	126	470.5	3.31
30	86	IV	28	13	47	36.0	15.00	75.50	140	1.0	4.8	283	57	810.9	3.07
31	75	I	23	10	46	35.0	15.00	70.89	120	1.0	4.1	293	196	377.1	3.22
32	81	VIII	26	09	59	37.0	13.99	72.68	275	1.1	4.2	301	112	571.1	3.04
33	82	X	23	05	58	30.0	15.50	70.39	930	1.2	4.2		213	343.0	3.20
34	76	II	02	13	36	02.0	13.50	68.10	85	0.9	--	359	33	333.6	3.25
35	82	XII	16	14	09	43.0	14.45	70.63	850	0.9	5.0	311	198	406.9	3.25

TABLA # 7

(Datos para la segunda zona)

Nº	FECHA			HORA		Rg	LAT.	LONG.	AMP.	PER.	mb	Az.	h	DIST.	VEL.
	A	M	D	H	M	S	Sº	Wº	mu	sec.		Est-Epi	km.	km.	km/s.
36	76	II	01	16	06	39.0	7.58	80.45	45	0.8	5.2	308	59	1667.7	3.31

37	81	VII	22	07	47	26.0	11.19	78.16	28	1.0	4.8	300	49	1236.5	3.20
38	82	IX	02	06	03	21.0	8.10	79.30	137	1.5	4.8		33	1536.6	3.24
39	82	XII	31	02	53	48.0	10.69	78.97	190	1.3	5.0	300	6	1338.8	3.18
40	83	III	02	07	13	39.0	11.53	77.81	130	1.0	5.6	299	63	1184.9	3.22
41	86	II	11	19	49	15.0	9.51	77.50	275	1.5	5.4	308	51	1280.0	3.11
42	86	I	17	04	21	36.0	10.69	78.44	80	1.0	5.5	301	46	1290.8	3.26
43	80	VI	16	21	53	24.0	8.77	77.75	80	1.0	4.8	321	152	1130.3	3.22
44	82	VII	25	--	--	---	12.93	76.70	--	--	---	294	70	1012.4	--
45	84	I	26	19	36	35.0	12.27	76.90	180	1.0	5.1	297	68	1059.9	3.07
46	86	V	22	--	--	---	12.33	77.20	--	--	4.7	297	66	1082.0	---
47	81	IV	27	09	28	54.0	9.91	75.65	240	1.0	4.5	313	41	1094.1	3.28
48	81	VII	04	22	44	10.0	13.15	74.49	341	1.2	4.7	338	53	784.0	3.11
49	81	VII	25	21	35	20.0	11.30	75.00	110	1.0	4.2	328	123	950.2	3.02
50	82	VIII	15	06	17	46.0	10.12	76.47	30	1.1	5.5	309	117	1154.8	2.97
51	83	I	06	06	30	42.0	11.50	74.86	40	1.1	--	307	33	937.2	3.38
52	83	V	21	03	00	50.0	9.20	76.07	20	1.0	4.5	314	187	1195.8	3.17
53	74	VIII	09	04	59	46.0	8.48	74.37	800	1.4	5.6	323	149	1129.9	3.00
54	75	VI	15	18	05	20.0	8.45	74.17	495	1.5	4.6	324	180	1123.4	3.26
55	76	V	07	05	16	45.0	8.65	74.71	820	1.0	5.3	321	141	1136.5	3.20
56	76	VII	13	09	27	44.5	7.44	73.93	120	1.0	4.9	328	33	1187.1	3.31
57	76	VIII	24	00	20	37.0	8.28	74.44	40	1.0	4.7	324	90	1144.6	3.10
58	77	II	01	14	43	44.0	8.88	74.57	280	1.0	4.7	321	161	1107.3	3.19
59	77	II	24	07	17	52.0	8.50	74.55	260	1.0	4.7	322	139	1138.5	3.16
60	77	III	13	21	21	03.0	8.05	74.51	300	1.0	5.2	324	161	1172.1	3.00
61	77	VIII	20	18	59	50.0	8.60	74.32	320	1.0	5.0	323	187	1114.7	3.17
62	78	I	18	05	39	48.0	8.74	74.35	440	1.0	4.9	322	169	1108.5	3.17
63	78	VI	09	04	14	34.0	7.75	73.77	34	0.9	4.5	328	33	1149.3	3.24
64	78	VI	09	07	41	11.0	7.81	74.59	40	1.0	4.9	324	164	1205.6	3.25
65	79	I	21	12	39	51.0	8.74	74.94	340	1.0	4.8	320	149	1145.3	3.19
66	79	IV	18	19	42	41.5	7.72	74.54	100	1.0	4.6	325	164	1210.0	3.26
67	79	XII	13	15	36	01.0	7.90	72.20	40	1.0	4.8	335	98	1056.8	3.00
68	80	I	31	00	30	52.0	7.69	74.54	60	1.0	4.7	325	175	1213.8	3.22
69	80	III	08	--	--	---	8.44	74.16	--	---	4.8	324	167	1121.4	--
70	80	IV	04	06	31	22.0	7.97	74.46	450	1.1	4.9	324	169	1183.2	3.22
71	80	IV	09	10	06	09.0	9.88	75.40	378	0.7	4.8	314	111	1084.6	3.10
72	80	V	16	04	58	44.0	8.02	73.74	300	1.0	5.2	357	198	1139.5	3.26
73	80	X	10	19	16	05.5	8.45	74.52	220	1.0	4.8	323	152	1142.1	3.15
74	81	IV	25	10	48	36.0	8.81	74.52	60	1.0	4.8	321	158	1112.4	3.14
75	81	VI	05	07	13	35.0	11.38	73.74	480	1.3	5.2	314	117	833.8	3.11
76	81	VI	28	13	02	47.0	7.80	74.33	60	1.0	4.7	325	131	1185.0	3.06
77	81	VIII	16	21	53	00.0	8.83	74.67	300	1.0	4.9	321	153	1137.0	3.10
78	81	VIII	16	23	17	19.0	8.63	74.52	300	1.0	4.8	322	151	1126.8	3.15
79	81	IX	20	02	59	56.0	8.31	74.38	140	1.0	4.6	324	169	1146.9	3.26
80	81	X	29	18	02	45.0	11.47	74.08	70	1.0	4.4	312	38	855.1	3.16
81	81	XI	11	07	58	05.0	8.88	72.90	374	0.9	4.8	328	40	997.8	3.10
82	81	XI	25	17	49	12.0	8.48	74.24	100	1.0	4.7	324	165	1123.3	3.33
83	82	VII	25	01	27	55.0	11.70	73.70	22	0.8	--	312	33	809.6	3.09
84	82	X	22	23	18	09.0	9.08	74.50	72	0.8	4.0	312	181	1091.8	3.40
85	83	I	27	04	56	11.5	9.60	74.42	30	1.0	--	319	33	1027.2	2.93
86	83	I	31	12	33	06.0	8.34	74.17	100	1.0	4.8	325	115	1124.7	3.25
87	83	III	13	19	18	07.0	8.35	74.40	120	1.0	4.7	323	164	1145.1	3.27
88	83	III	20	02	02	01.0	10.49	74.88	740	1.0	5.4	313	18	989.0	3.15
89	83	V	21	19	33	02.0	10.57	74.78	480	1.0	5.2	313	10	976.7	3.19

90	83	VI	21	09	29	41.0	8.56	74.33	270	1.0	5.1	323	152	1126.3	3.17
91	83	VII	21	02	39	51.0	8.58	74.71	80	1.0	4.6	321	159	1144.4	2.99
92	83	IX	24	00	49	46.0	8.40	74.22	200	1.0	4.7	324	176	1130.9	3.10
93	83	XII	16	09	17	22.0	10.15	75.01	387	1.1	4.9	314	48	1027.0	3.14
94	83	XII	17	17	50	09.0	8.15	74.55	100	1.0	4.6	323	149	1145.3	3.29
95	84	VI	26	16	53	49.0	8.69	74.75	60	1.0	5.0	322	163	1118.6	2.90
96	84	IX	30	21	37	22.0	8.69	74.30	440	1.0	5.2	323	156	1107.7	3.02
97	86	III	09	--	--	--	8.10	80.11	--	--	4.8	307	33	1605.9	--
98	86	IV	08	13	09	01.0	7.90	73.90	960	1.0	5.8	327	173	1140.6	3.27

TABLA # 8
(datos para la tercera zona)

Nº	FECHA			HORA		Rg	LAT.	LONG.	AMP.	PER.	mb	Az.	h	DIST.	VEL.
	A	M	D	H	M	S	Sº	Wº	mu	sec.		Est-Cpi	km.	km.	km/s.
99	81	VIII	19	14	39	50.0	3.89	80.96	302	1.5	5.3	316	44	1979.3	3.20
100	81	X	08	--	--	--	7.20	82.00	--	--	---	306	33	1828.1	--
101	82	VII	07	00	42	27.0	4.56	80.30	27	1.5	4.5	316	100	1801.5	3.32
102	82	X	29	15	43	35.0	4.18	80.62	150	1.0	5.3	316	33	1930.2	3.24
103	83	VI	12	--	--	---	3.08	81.20	--	--	4.6		16	2002.2	--
104	86	IV	02	06	59	23.0	4.10	80.80	66	1.5	4.7	315	33	1950.2	3.29
105	83	IV	04	02	09	16.0	5.60	78.80	27	1.0	4.7		52	1677.4	3.45
106	81	VIII	03	--	--	---	5.42	78.01	-	--	4.0	319	127	1630.2	--
107	74	III	21	19	35	58.0	4.60	73.50	330	1.0	4.8	336	47	1145.2	3.18
108	74	IV	12	18	29	14.0	3.97	76.70	75	0.8	4.5		149	1681.0	3.22
109	75	VIII	24	15	37	56.0	5.48	77.26	160	1.0	5.1	321	21	1576.8	2.98
110	79	XI	18	13	57	31.0	6.30	74.30	80	1.0	4.9	330	33	1320.4	3.25
111	81	VII	13	19	55	56.0	6.81	76.61	70	1.0	4.9	320	63	1419.2	2.84
112	82	VIII	12	08	35	02.0	6.70	75.80	50	1.1	4.7	323	33	1367.1	2.88
113	82	IX	26	14	43	58.0	3.10	75.69	51	0.9	4.6	331	146	1705.3	3.25
114	83	II	21	07	38	41.5	6.45	73.30	24	1.0	--	334	33	1249.3	3.15
115	83	III	21	01	12	37.0	3.74	78.30	40	1.0	4.5	323	46	1796.1	3.06
116	83	IV	15	10	15	20.0	5.99	75.65	250	1.0	5.6	325	113	1404.5	3.36
117	83	IV	24	22	21	19.0	7.27	74.20	40	1.0	4.5	328	119	1224.7	3.18
118	83	XI	25	23	05	01.0	3.77	76.30	300	1.0	4.8	328	106	1670.0	3.24
119	84	I	09	18	42	04.0	6.05	74.25	100	1.0	5.1	330	23	1336.8	3.31
120	86	IV	23	20	37	44.5	3.90	80.90	40	1.0	5.4	316	46	1983.8	3.14
121	86	V	21	04	06	45.0	3.44	76.70	40	1.0	4.9	328	126	1727.9	2.94

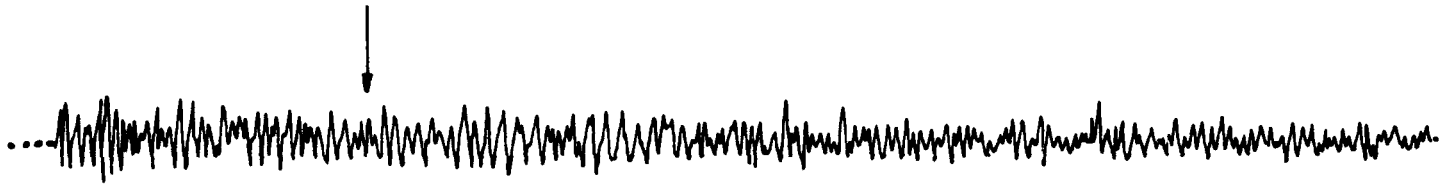


Fig. 5.1.- Sismo N° 7

20 Seg.

Fig. 5.2.- Sismo N° 16

Figs. 5.1 al 5.2.- Sismogramas correspondientes a la primera zona
Inicio de la fase Rg.

Fig. 5.3 .- Sismo N° 18

20 Seg.

Fig. 5.4 .- Sismo N° 32

Figs. 5.3 al 5.4.- Sismogramas correspondientes a la primera zona
Inicio de la fase Rg.

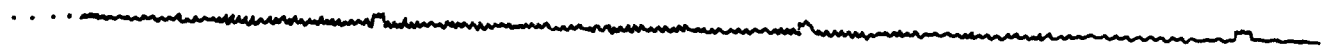


Fig. 6.1 .- Sismo N° 44

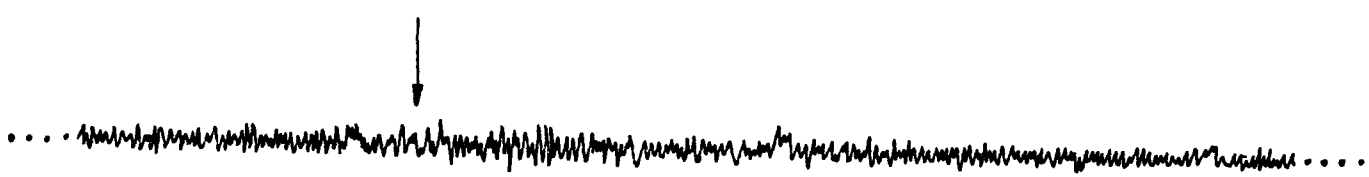


Fig. 6.2 .- Sismo N° 48

Figs. 6.1 al 6.2 .- Sismogramas correspondientes a la segunda zona
Inicio de la fase Rg.

Fig. 6.3.a .- Sismo N° 72

20 Seg.

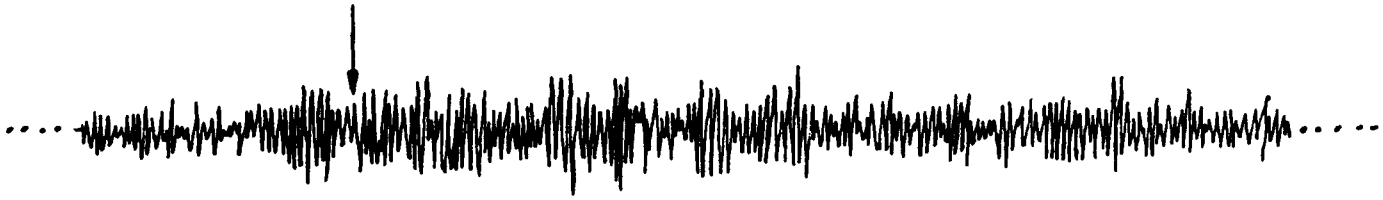


Fig. 6.3.b .- Sismo N° 93

Figs. 6.3.a al 6.3.b .- Sismogramas correspondientes a la segunda zona
Inicio de la fase Rg.

Fig. 7.1.a .- Sismo N° 99

20 Seg.

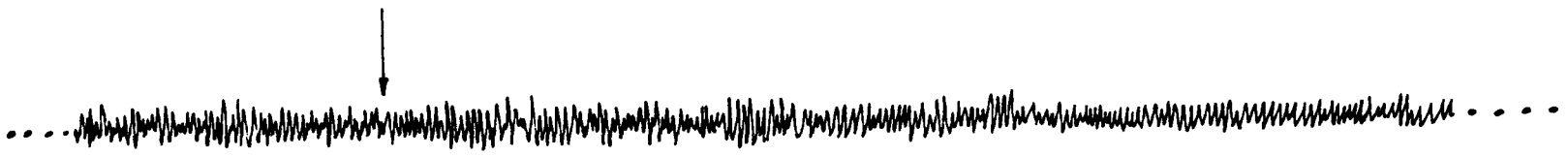


Fig. 7.1.b .- Sismo N° 102

Figs. 7.1.a al 7.1.b .- Sismogramas correspondientes a la tercera zona
Inicio de la fase Rg.

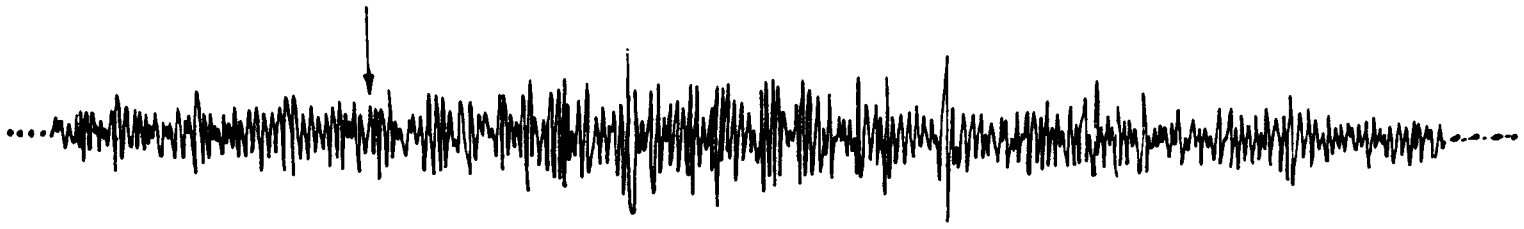


Fig. 7.2.a .- Sismo N° 116

20 Seg.

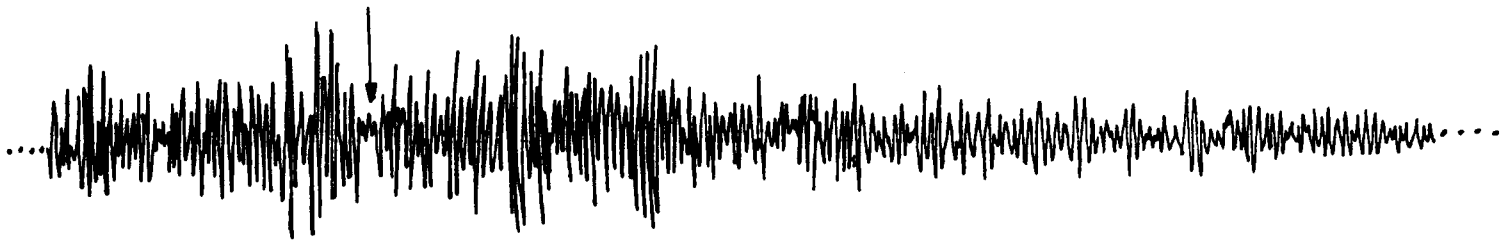


Fig. 7.2.b .- Sismo N° 118

Figs. 7.2.a al 7.2.b .- Sismogramas correspondientes a la tercera zona
Inicio de la fase Rg.

Capitulo IV

Movimiento de particula de las ondas Rg

IV.1.-Descripción del movimiento de particula

Para analizar cómo se mueve realmente el subsuelo, y en particular de qué tipo son las ondas sísmicas, se consideran las posiciones sucesivas de un punto arbitrario en el interior de la roca, mediante la composición de los diversos registros y su proyección en planos apropiados. Este proceso se llama análisis del movimiento de partícula.

Esta técnica empleada en la sismología, ha sido muy bien desarrollada por Nuttli y Wilmore (1962) y han estudiado la relación entre el movimiento de las ondas incidentes y el observado en la superficie libre. El comportamiento de las ondas S al llegar a una separación de dos medios diferentes, por su carácter de ondas transversales de torsión, resulta más complejo que el comportamiento de las ondas P. Dado que participan con éstas en la generación de Rg, consideraremos de una manera general el reparto desigual de energía y la polarización de las ondas resultantes.

Una descripción general del comportamiento de las ondas S véase a continuación: El ángulo de polarización verdadero (@), utilizado en diferentes trabajos de investigación, está definido por la ecuación siguiente:

$$@ = \text{arc tg } SH/SV \qquad (C.1)$$

donde SH y SV son las componentes horizontal y vertical del vector desplazamiento de las ondas S, pero la incertidunbre de determinar el comienzo de las ondas S, ya que no siempre se observan claras e interfieren con otras ondas, nos introducirá una complicación en la determinación del ángulo aparente(&) en vez del ángulo de polarización verdadero (@). El angulo de polarización aparente dado por la relación siguiente:

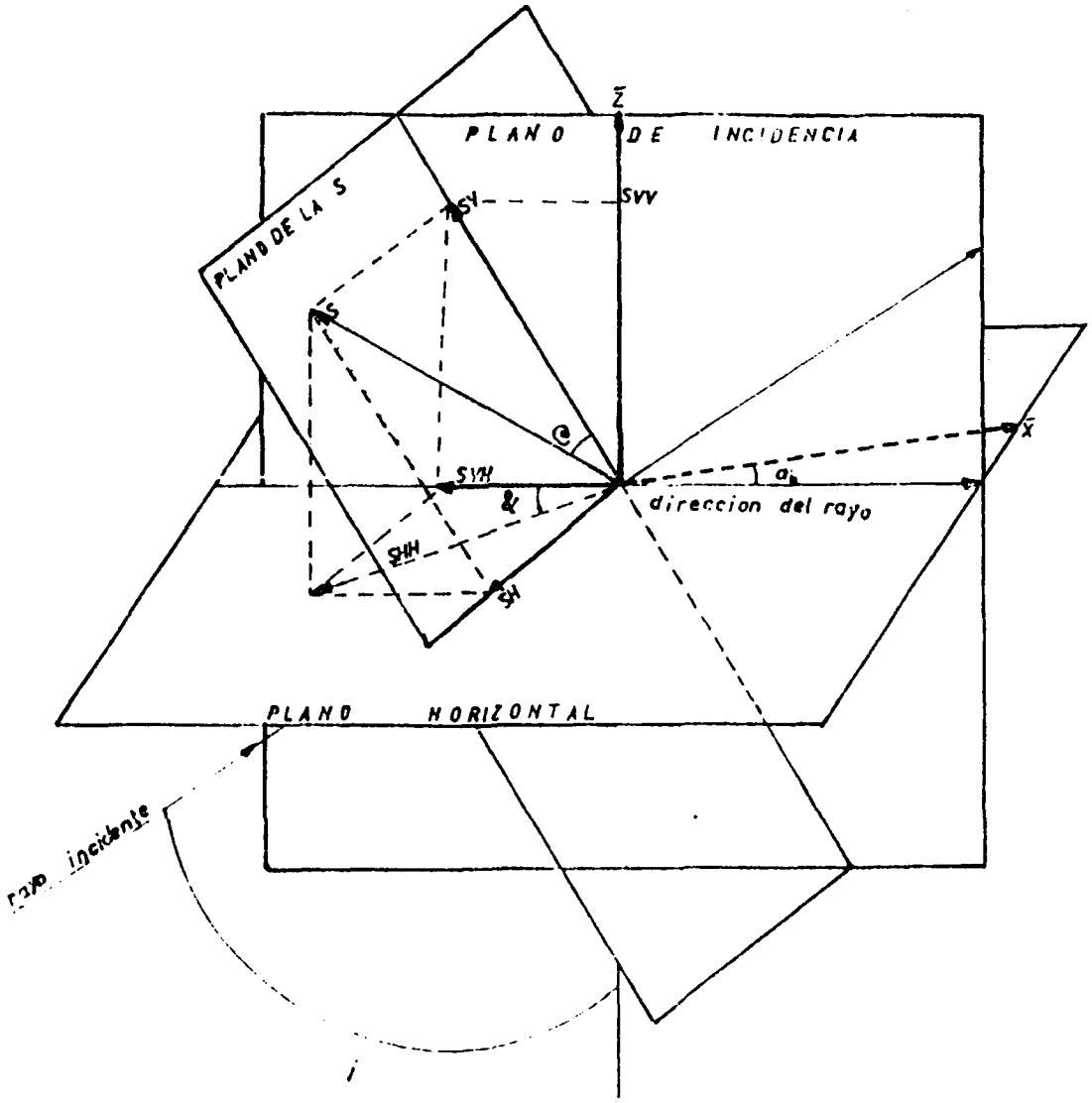
$$\& = \text{arc tg } SHH/SVH \qquad (6.2)$$

donde SHH y SVH son las proyecciones en el plano horizontal del vector desplazamiento de la onda S (que más adelante se detallará ampliamente). Para el trabajo realizado se ha determinado el angulo de polarización aparente a partir de un metodo gráfico. En realidad SHH y SVH son las sumas de los movimientos de la onda incidente S y las ondas P y S reflejadas en la superficie.

En la fig. 8 tenemos la representación del vector desplazamiento de la onda S con respecto a un sistema de ejes geográficos donde X representa el norte-sur, Y la dirección este-oeste y Z el zenit.

El plano (X,Y), es el plano horizontal en el cual proyectamos la dirección de propagación del rayo; el plano formado entre la dirección de propagación del rayo R (azimut del evento) y el eje vertical Z es llamado el plano de incidencia ó plano longitudinal vertical. El plano perpendicular a la dirección del rayo es el plano

donde se encuentra el vector desplazamiento de la onda S es denominado plano de la onda S.



Si proyectamos el vector desplazamiento de la onda S sobre el plano de incidencia y sobre el plano horizontal tendríamos la componente vertical SV y la componente horizontal SH respectivamente. Luego si descomponemos el vector SV proyectando primeramente sobre la dirección de propagación del rayo en el plano horizontal y también sobre el eje Z del zenit tendríamos las componentes SVH y SVV del vector SV. Luego si sumamos las componentes SVH y el SH obtenemos el vector resultante SHH que es el movimiento de partícula proyectado sobre el plano horizontal.

El ángulo de polarización verdadero (@) está formado por el vector desplazamiento de la onda S y la componente SV , y el ángulo de polarización aparente (&) está formado por la componente SVH y la resultante SHH. El ángulo entre la dirección del rayo incidente y la vertical Z se denomina ángulo de incidencia (i), que viene expresado por:

$$i = \arccos(tg\ @/tg\ \&) \qquad (6.3)$$

El ángulo entre la dirección de propagación del rayo intersectado con el eje de las X , nos dará el ángulo del azimut del rayo.

IV.2.-Trazado del movimiento de partícula de las ondas Rg

Para el trazado del movimiento de partícula se hará uso de las componentes de período corto debidamente digitizadas.

Se corregirá el posible desplazamiento de la traza tomando los valores de cada uno de los registros mencionados y sacando el promedio, la recta que corresponde a ese valor se considerará nivel cero.

El primer plano de los gráficos de movimiento de partícula es llamado el plano horizontal y está compuesto por los valores de los registros N-S y E-W, abscisas y ordenadas respectivamente. Dicho gráfico nos dará una orientación preliminar del movimiento de partícula. El segundo plano (vertical longitudinal) está definido por la dirección del azimut del epicentro (SVH) y la componente Z (zenit); los valores de los puntos de SVH son la proyección (sobre la dirección del azimut del rayo) de todos los puntos que han dado origen al movimiento de partícula del gráfico obtenido en el plano horizontal. Sumando los valores de ambas componentes se obtendrá el segundo gráfico correspondiente a ese plano.

El tercer plano (vertical transversal) está compuesto por los valores de la componente Z y la proyección del resultado del plano horizontal en una linea perpendicular a la dirección del azimut del epicentro que corresponderá al eje horizontal de las abscisas (SH), y mediante la intersección de ambos da lugar al gráfico, que posteriormente se interpretará.

Relacionando los tres gráficos, tenemos el movimiento de partícula en el espacio [illegible]

podremos captar las características propias de las ondas. El programa para este proceso está hecho en el lenguaje de programación basic y se le ha denominado grafmovl y ha sido ejecutado por una microcomputadora compatible (ACER -710) del Observatorio San Calixto.

IV.3. **Interpretación del movimiento de partícula**

Las características del movimiento de partícula en todos los casos mostrados en el gráfico del plano horizontal, son un tanto irregular (fig. 9.1.a al 9.8.a), pero se ha observado una tendencia paralela ó elíptica a la dirección del azimut estación-epicentro; a la cual se le ha trazado una linea arbitraria (SHH) que nos indica que es aproximadamente la suma delas componentes del plano horizontal ello nos da un indicio que las partículas del medio se están moviendo en el plano vertical longitudinal. Con la ayuda de este gráfico nos fijaremos en los dos gráficos siguientes; uno cuya proyección es paralela a la dirección del azimut y la otra proyección perpendicular a la dirección del azimut.

Si nos fijamos en ambos, podemos observar que hay un mayor predominio del movimiento de partícula en el plano paralelo a la dirección del azimut (fig. 9.1.b al 9.8.b), siendo en su mayor parte elíptico y retrógrado lo cual nos indica que estamos ante una fase de tipo Rayleigh (Bath 1964); En la proyección transversal a la dirección de propagación, se observa menor predominio de componente SH (fig. 9.1.c al 9.8.c). Además podemos observar que los

ángulos de polarización aparentes de los registros analizados para la Rg, se encuentran comprendidos entre los 0,52 < ϕ < 420 . Esto nos está indicando que las ondas son polarizadas de modo que las partículas del medio se están moviendo en planos verticales paralelos a la dirección del movimiento de la onda, sin dejar que exista el movimiento transversal a la dirección del azimut.

Fig. 9.1 .- Sismo N° 7

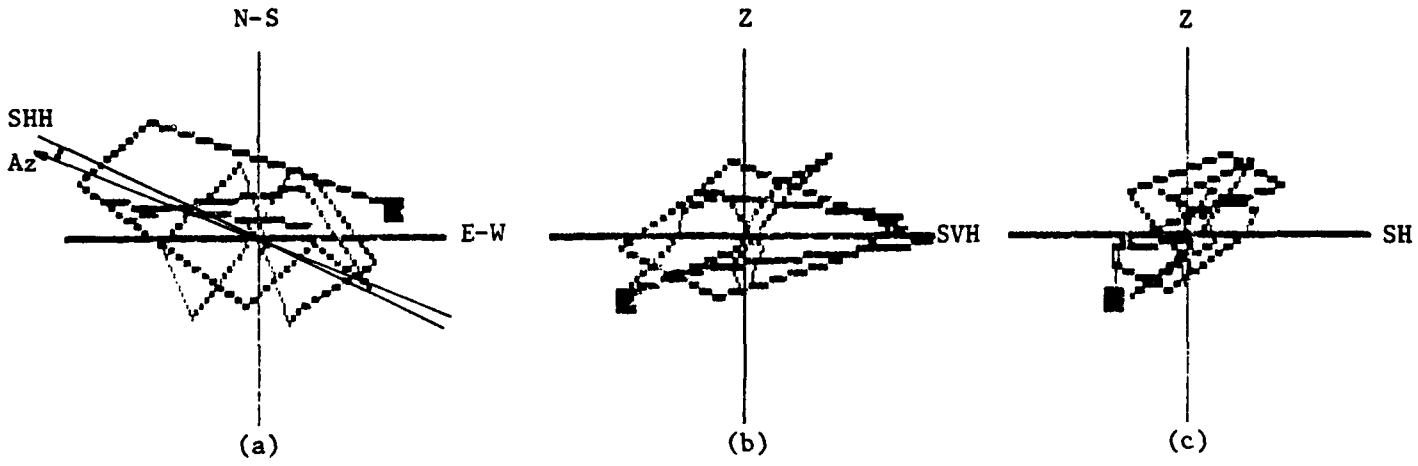


Fig. 9.1 .- Movimiento de partícula de la onda Rg.
(a) Plano horizontal (b) Plano vertical longitudinal (proyección paralela al Azimut) (c) Plano vertical transversal (proyección perpendicular al Azimut)
Evento N° 7 Az= 291° (Estac-Epi) &=3.5°

Fig. 9.2 .- Sismo N° 16

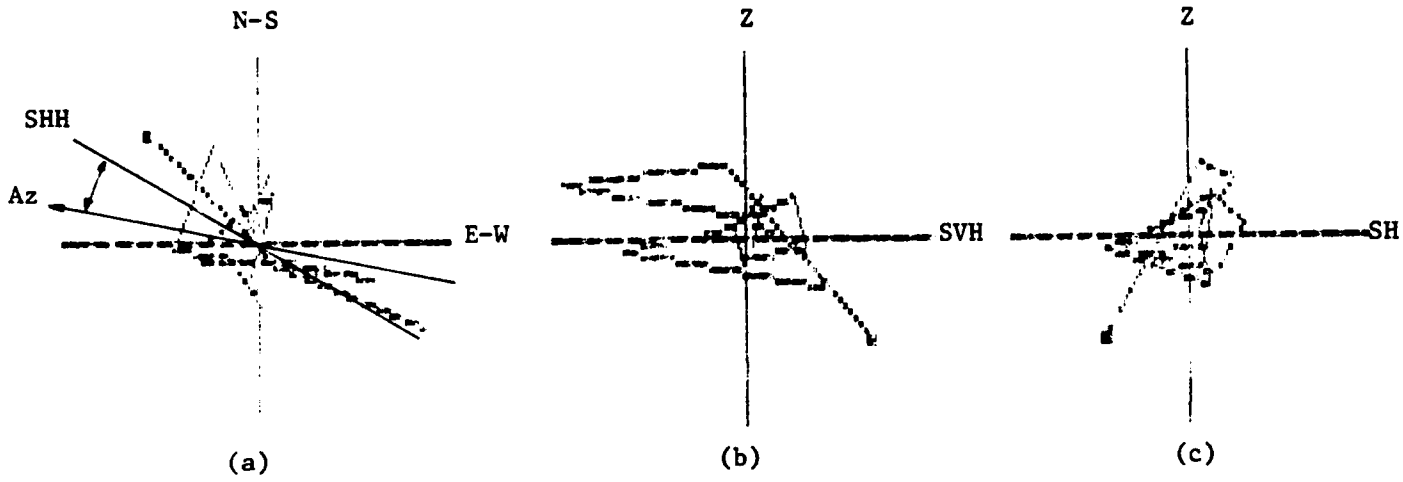


Fig. 9.2 .- Movimiento de partícula de la onda Rg.
(a) Plano horizontal (b) Plano vertical longitudinal (proyección paralela al Azimut) (c) Plano vertical vertical transversal (proyección perpendicular al Azimut)
Evento N° 16 Az= 281° (Estac-Epi) &=19°

Fig. 9.3 .- Sismo N° 70

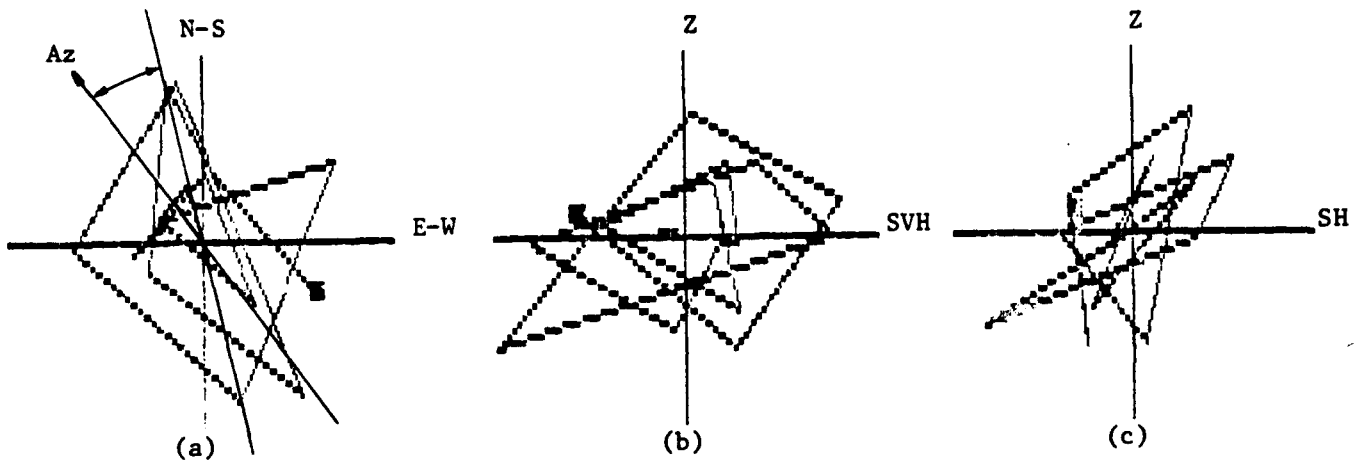


Fig. 9.3 .- Movimiento de partícula de la onda Rg.
(a) Plano horizontal (b) Plano vertical longitudinal (proyección paralela al Azimut) (c) Plano vertical transversal (proyección perpendicular la Azimut)
Evento N° 70 Az = 324° (Estac-Epi) &=23°

Fig. 9.4 .- Sismo N° 72

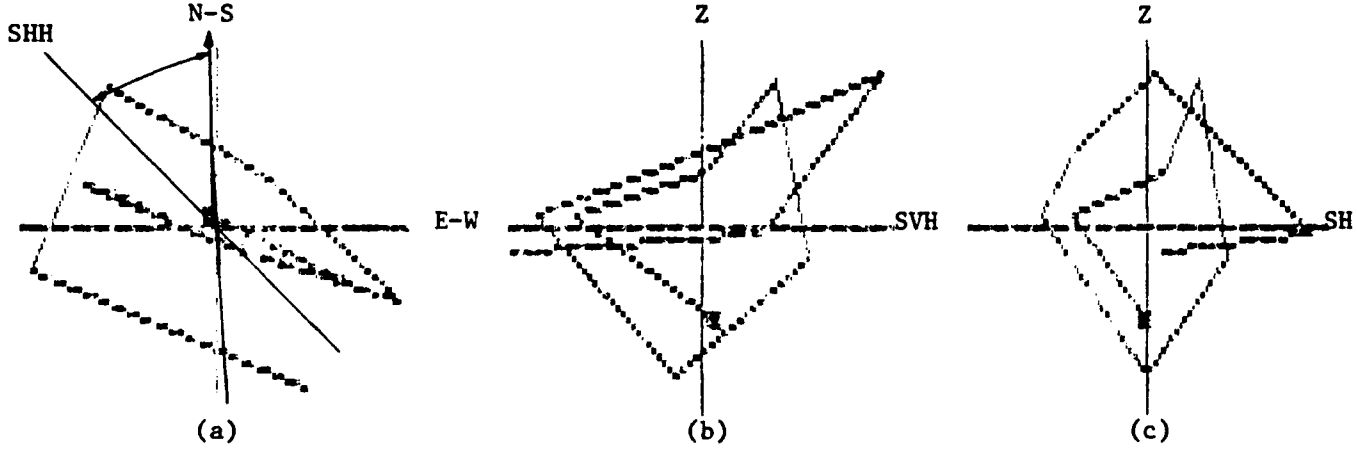


Fig. 9.4.- Movimiento de partícula de la onda Rg.
(a) Plano horizontal (b) Plano vertical longitudinal (proyección paralela al Azimut) (c) Plano vertical transversal (proyección perpendicular al Azimut)
Evento N° 72 Az= 357° (Estac-Epi) &=42°

Fig. 9.5 .- Sismo N° 78

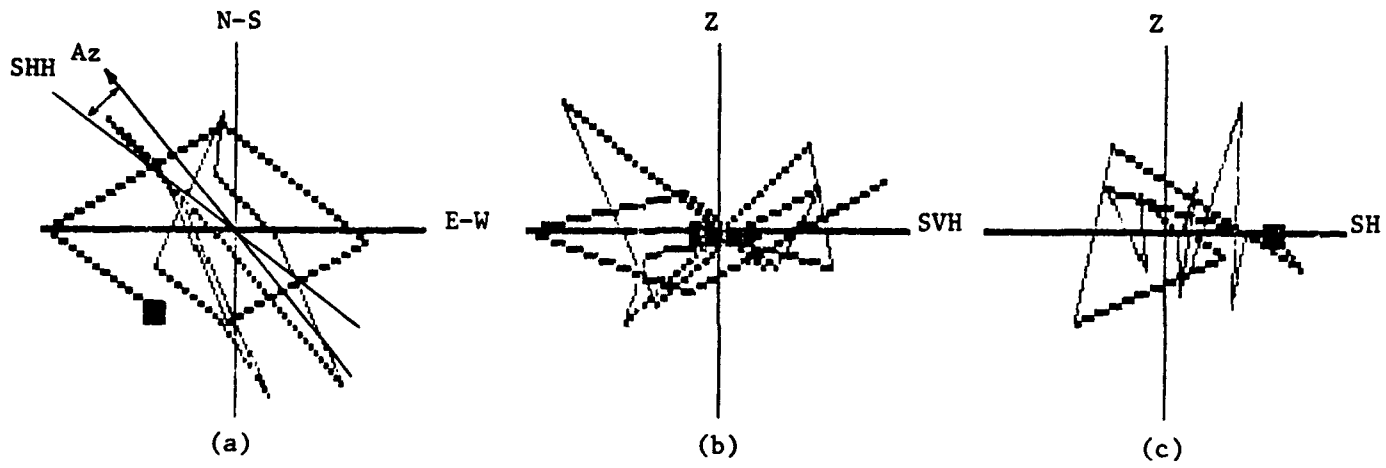


Fig. 9.5.- Movimiento de partícula de la onda Rg.
(a) Plano horizontal (b) Plano vertical longitudinal (proyección paralela al Azimut) (c) Plano vertical transversal(proyección perpendicular al Azimut)
Evento N° 78 Az = 322° (Estac-Epi) & = 14°

Fig. 9.6 .- Sismo N° 93

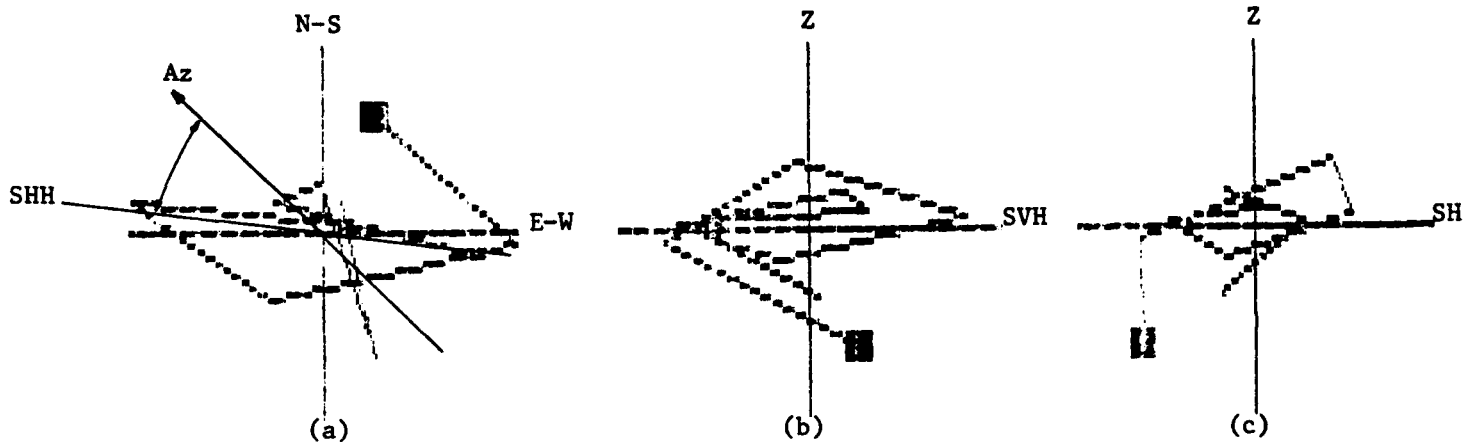


Fig. 9.6.- Movimiento de partícula de la onda Rg.
(a) Plano horizontal (b) Plano verticual longitudinal (proyección paralela al Azimut) (c) Plano vertical transversal (proyección perpendicular al Azimut)
Evento N° 93 Az= 314° (Estac-Epi) &=27°

Fig. 9.7 .- Sismo N° 116

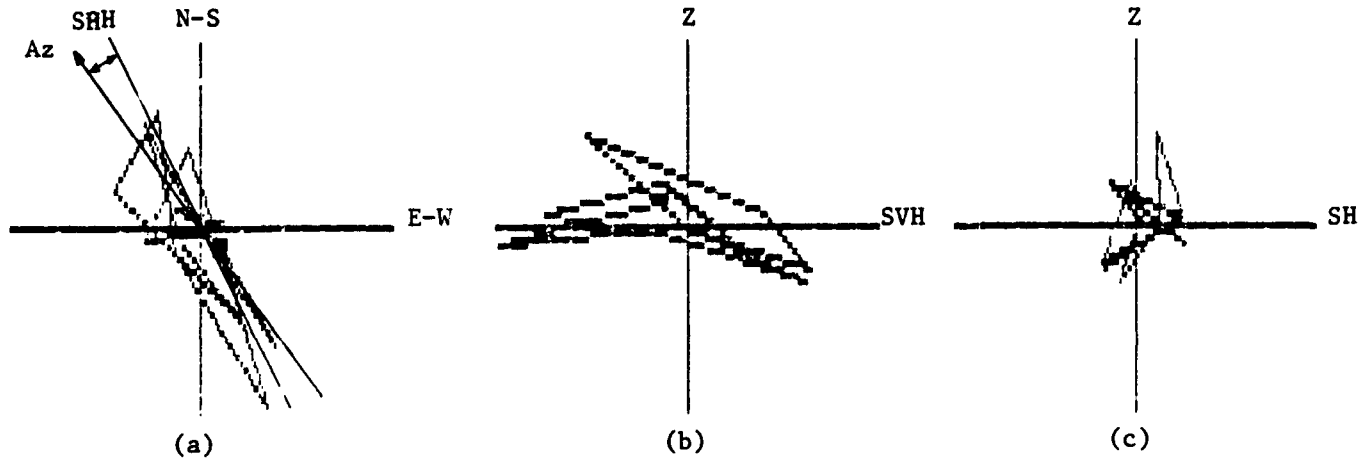


Fig. 9.7 .- Movimiento de partícula de la onda Rg.
(a) Plano horizontal (b) Plano vertical longitudinal (proyeccción paralela al azimut) (c) Plano vertical transversal (proyección perpendicular al azimut)
Evento N° 116 Az= 325° (Estac-Epi) &=8°

Fig. 9.8 .- Sismo N° 118

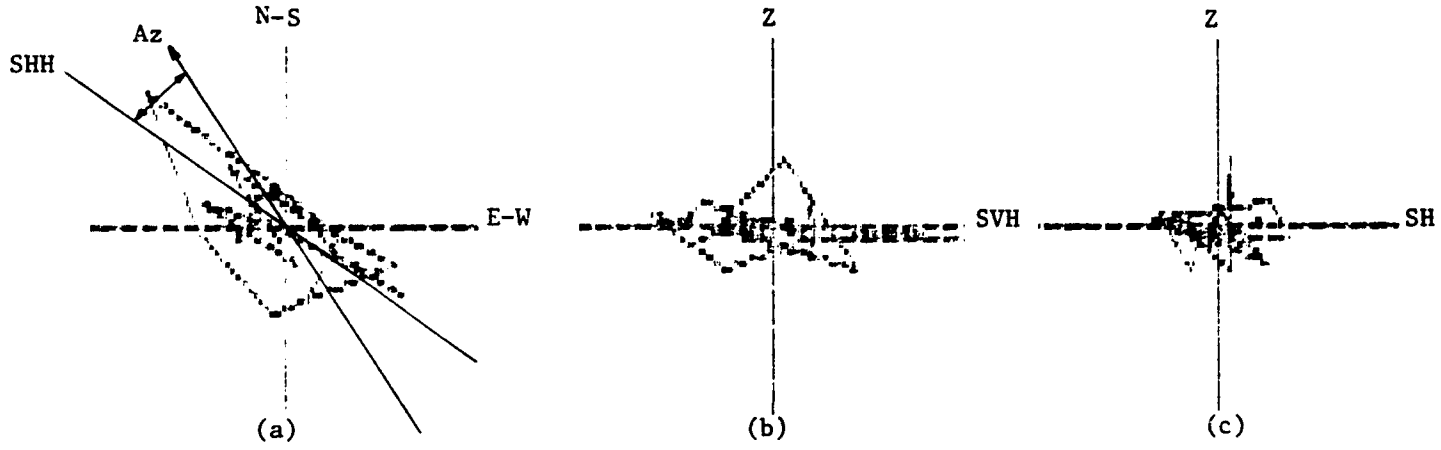


Fig. 9.8.- Movimiento de partícula de la onda Rg.
(a) Plano horizontal (b) Plano vertical longitudinal (proyección paralela al azimut) (c) Plano vertical transversal (proyección perpendicular al azimut)
Evento N° 118 Az= 328° (Estac-Epi) &=22°

Capítulo V

Análisis de espectros de las ondas Rg

V.1.- Introducción

La aplicación de las series de Fourier se ha intensificado en el campo de la geofísica, como consecuencia, en parte, de las posibilidades ofrecidas por los ordenadores electrónicos. La sismología fue probablemente dentro de la geofísica la que más interés mostró desde el principio por estas técnicas y hoy es casi imposible imaginar tanto en prospección como en la sismología de terremotos un tratamiento de los datos que no se realize partiendo de la aplicación de la transformada de Fourier.

Esto obedece en parte al propio carácter de los datos sísmicos y al tipo de problema que ellos presentan. Entre los temas más frecuentemente tratados están los estudios de dispersión y atenuación de ondas superficiales y el problema inverso de la estructura corteza-manto, las investigaciones de mecanismo y características focales, la estructura del núcleo, el estudio de la respuesta de los instrumentos de registro, etc. Más abundante es aún la aplicación de los espectros en prospección sísmica donde se emplean los principios generales de la transformación de Fourier, también en lo relacionado con toda la teoría del filtrado temporal y espacial, desarrollada para el tratamiento de

los datos con el fin de mejorar el cociente señal-ruido basado en dicha transformación.

Por su parte, en prospección gravimétrica se han incorporado técnicas de análisis armónico y filtrado a la interpretación de mapas y perfiles (los métodos de prolongación analítica y segunda derivada son aplicaciones de filtros especiales). También se aplica en prospección magnética para filtrar los mapas magnéticos, en el método SEV en prospección eléctrica para determinar el contraste de las diferentes capas subyacentes y en muchos otros campos como la oceanografía etc. Por todo este trabajo que realiza la transformada de Fourier es de particular importancia aplicarlo al estudio de las ondas Rg, ya que nos mostrará las características espectrales y el comportamiento de la onda a través de los Andes del Perú.

V.2. Descripción teórica de la transformada de Fourier

Comúnmente llamada la integral de Fourier, es introducida generalmente a partir del desarrollo en serie del mismo nombre para funciones periódicas, al hacer infinito el intervalo que define el período fundamental de la función, obteniendo luego la transformada de Fourier que actúa directamente sobre la función original del tiempo f(t) para pasar al dominio de la frecuencia.

Es necesario para el análisis de los espectros de

la integral de Fourier, para lo cual se darán con mucho detalle los principios básicos de la teoría espectral para luego aplicarlo al cálculo numérico; para ello nos apoyaremos en las series de Fourier, para luego llegar a la transformada de Fourier.

Si consideramos una función f(t) periódica de un período (T) que puede representarse por la serie trigonométrica en términos de sumatoria:

$$f(t) = a_0/2 + \sum_{m=1}^{\infty} (a_m \cos nw_0 t + b_m \operatorname{sen} nw_0 t) \qquad (7.1)$$

tomando:

$$c_0 = a_0/2 \quad ; \quad c_m = \sqrt{a_m^2 + b_m^2}$$

$$\cos z_m = \frac{a_m}{\sqrt{a_m^2 + b_m^2}} \quad ; \quad \operatorname{sen} z_m = \frac{b_m}{\sqrt{a_m^2 + b_m^2}}$$

$$\operatorname{tg} z = \frac{b_m}{a_m} \quad ; \quad w_0 = 2\pi/T$$

la cual mediante procesos de sustitución de variables y procedimientos trigonométricos obtenemos:

$$f(t) = c_0 + \sum_{m=1}^{\infty} c_m \cos(n w_0 t - z_m) \qquad (7.2)$$

llamada la serie trigonométrica de Fourier, la cual es una función periódica, y representa la suma de componentes sinusoidales que tienen diferentes frecuencias. La componente sinusoidal de frecuencia $w_0 = 2\pi f = 2\pi/T$, se la conoce como la frecuencia angular fundamental, por tener el mismo período de la

función y ser el primer armónico conocido. La componente $w_m = n\, w_0$ se denomina la enésima armónica de la función periódica porque es en base a esta variable que van cambiándose las frecuencias. Los coeficientes c_m y los ángulos z_m se conocen como amplitudes armónicas y ángulos de fase respectivamente.

Son importantes las propiedades de las funciones seno y coseno para evaluar los coeficientes de Fourier; estas propiedades forman un conjunto de funciones ortogonales en el intervalo $-T/2 < t < T/2$. Utilizando la expresión (7.1) y las funciones ortogonales, se obtienen los coeficientes de Fourier a_0, a_m, b_m:

$$a_0 = 2/T \int_{-T/2}^{T/2} f(t)\, dt \quad ; \quad a_m = 2/T \int_{T/2}^{T/2} f(t) \cos(n\, w\, t)\, dt$$

$$b_m = 2/T \int_{-T/2}^{T/2} f(t) \operatorname{sen}(n\, w\, t)\, dt \quad ; \text{ para } n = 1,2.....$$

Los coeficientes de Fourier determinan unívocamente la función. Para hacer uso de los espectros de frecuencia discreta, es común expresar estas series en términos de los exponenciales complejos $e^{\pm jnw\, t}$, para funciones periódicas f(t).

El seno y el coseno se pueden expresar en términos de exponenciales complejos :

Así (7.1) se convertiría en:

$$f(t) = a_0/2 + \sum_{m=1}^{\infty} 1/2(a_m - jb_m)e^{jnw\, t} + 1/2(a_m + jb_m)e^{-jnw\, t}$$

que vendría a ser la formula (7.3). Para simplificar la función haremos que:

$$c_o = a_o/2$$

$$c_m = (a_m - jb_m)/2$$

$$c_{-m} = (a_m + jb_m)/2$$

Entonces:

$$f(t) = c_o + \sum_{m=1}^{\infty}\left(c_m e^{jnw_o t} + c_{-m} e^{-jnw_o t}\right)$$

utilizando las propiedades de las sumatorias finalmente tenemos:

$$\boxed{f(t) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} c_m e^{jnw\ t}} \qquad (7.4)$$

la cual se denomina la serie compleja de Fourier, donde los coeficientes c_m y c_{-m}, podemos evaluarlos finalmente en términos de los coeficientes de Fourier a_m y b_m que se han dado con anterioridad teniendo en consideración que:

$$e^{-jnw_o t} = \cos nw_o t - j \operatorname{sen} nw_o t$$

$$c_m = 1/T\int_{-T/2}^{T/2} f(t)\, e^{-jnw_o t}\, dt$$

ó también:

$$c_m = 1/T\int_{0}^{T} f(t)\, e^{-jnw_o t}\, dt$$

$$c_{-m} = 1/T\int_{-T/2}^{T/2} f(t)\, e^{jnw_o t}\, dt \qquad ; \quad n = 1,2.....$$

donde:

$$c_m^* = c_{-m} = |c|\, e^{-jk_m}$$ (donde * indica que es conjugado complejo)

entonces:

$$|c| = 1/2\sqrt{a_m^2 + b_m^2} \quad y \quad k_m = \text{arc tg}(-b_m/a_m)$$

para valores $n \neq 0$, para lo cual c es real y es:

$$c_o = a_o/2$$

la gráfica del valor de los coeficientes complejos c versus w (frecuencia angular) se denomina espectro de amplitud de la función periódica f(t). La gráfica del ángulo de fase (z_m) de c_m versus w, se denomina espectro de fase de f(t). Sabemos que n tiene valores enteros, los espectros de amplitud y de fase no son curvas continuas, sino que aparecen en la variable discreta nw; por consiguiente, se les denomina espectros de frecuencia discreta o espectros de líneas. La representación de los coeficientes complejos c_m versus la variable nw_o ,especifica la función periódica f(t) en el dominio de la frecuencia, así como f(t) versus t especifica la función en el dominio del tiempo.

Las series de Fourier son un instrumento muy poderoso en el tratamiento de diversos problemas que implican funciones periódicas. En el campo de la investigación de funciones no periódicas , es necesario desarrollar un método de análisis de Fourier adaptado y para ello se introduce la integral de Fourier y los espectros continuos.

Si tenemos una función periódica f(t) de periodo T y se hace que tienda al infinito, entonces la función resultante $f(t) = \lim_{T \to \infty} f_T(t)$ deja de ser periódica. El problema reside en encontrar la representación de Fourier de esta función no periódica y para ello tenemos la forma exponencial de la serie de Fourier.

$$f(t) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} c_m e^{jnw_o t}$$

sabemos que:

$$c_m = 1/T \int_{-T/2}^{T/2} f(t)\, e^{-jnw_o t}\, dt$$

donde f(t) también se puede expresar:

$$f(t) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} \left[1/T \int_{-T/2}^{T/2} f(t)\, e^{-jnw_o t}\, dt \right] e^{jnw_o t}$$

pero: $w_o = 2\pi/T$ $\qquad$ $1/T = w_o/2\pi$

quedando f (t):

$$f(t) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} \left[1/2\pi \int_{-T/2}^{T/2} f(t) e^{-jnw\, t}\, dt \right] w_o e^{jnw\, t} \qquad (7.5)$$

hacemos que el T tienda a infinito entonces w_o tiende a cero. Sea $w_o = \Delta w$, entonces la frecuencia de cualquier armónico nw debe corresponder a la variable general de frecuencia que describe el espectro continuo. Es decir n tiende al infinito a medida que $w_o = \Delta w \to 0$, obteniéndose un valor finito, esto es:

$$n\, w_0 = n\, \Delta w \rightarrow w$$

de esta manera (7.5) se convierte en:

$$f(t) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} \left[1/2 \int_{-T/2}^{T/2} f(t)\, e^{jn\Delta w_0 t}\, dt \right] e^{jn\Delta w t}\, \Delta w$$

en el limite $T \rightarrow \infty$, $\Delta w \rightarrow dw$ y la sumatoria se convierte en la integral sobre w, es decir, la función no periódica f(t) se convierte en:

$$f(t) = 1/2\pi \int_{-\infty}^{\infty} \left[\int_{-\infty}^{\infty} f(t)\, e^{-jwt}\, dt \right] e^{jwt}\, dw \qquad (7.6)$$

si se define:

$$F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\, e^{-jwt}\, dt \qquad (7.7)$$

veremos que (7.8) se convierte en :

$$f(t) = 1/2\pi \int_{-\infty}^{\infty} F(w)\, e^{jwt}\, dw \qquad (7.8)$$

La función F(w) definida en (7.7) se conoce como la integral de Fourier o transformada inversa de Fourier. A estas dos funciones se las llama también par de transformadas de Fourier . La condición suficiente pero no necesaria para que exista F(w) está dada por:

$$\int_{-\infty}^{\infty} |f(t)|\, dt < \infty$$

teniendo que ser finito el valor absoluto de la integral. La función F(w) es compleja y se puede expresar como:

$$F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)\, (\cos wt - j \operatorname{sen} wt)\, dt$$

$$F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cos wt \, dt - j \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \operatorname{sen} wt \, dt$$

$$F(w) = A(w) - j\,B(w) = |F(w)| e^{j\,k(w)}$$

donde :

$A(w)$ = parte real

i $B(w)$= parte imaginaria

$$|F(W)| = A(w) + jB(w)$$

El par de transformadas tienen medios equivalentes de representación : uno en el dominio del tiempo , $f(t)$; y el otro en el dominio de la frecuencia, $F(w)$. La función (7.7) transforma la función $f(t)$, que se encuentra en el dominio del tiempo, a su función equivalente $F(w)$, en el dominio de la frecuencia y la ecuación (7.8) invierte el proceso.

La función (7.7) , analiza la función del tiempo en un espectro de frecuencia y la ecuación (7.8), sintetiza el espectro de frecuencia para obtener nuevamente la función en términos del tiempo. A la función $F(w)$, en valor absoluto $|f(w)|$, se la denomina espectro de amplitud y $k(w)$ espectro de fase de $f(t)$ y si elevamos al cuadrado el espectro de amplitudes tendríamos el espectro de potencia.

V.3.- Aplicación del Análisis Espectral a Ondas Rq

La evaluación numérica de la transformada de fourier a las ondas en estudio que provienen del Perú, se hizo mediante

un programa llamado FFT (Fast Fourier Transform), hecho en lenguaje de programación Fortran 77, el cual fue adecuado para la microcomputadora Acer 710 del Observatorio San Calixto; dicho programa se apoya en la transformada directa de Fourier y sólo mediante una serie de procedimientos artificiosos, se logra incrementar la velocidad del proceso y por lo tanto disminuir el tiempo empleado, por ello se la denomina transformada rápida de Fourier; todo el proceso del programa está representado en el diagrama de bloques de la fig. 10.

La microcomputadora nos permite calcular ingentes cantidades de datos y para estos resultados se ha utilizado la información digital; al proceso de convertir los datos analógicos en digitales se le llama digitización. La función sísmica muestreada a intervalos regulares no coincide exactamente con la traza inicial; es pues necesario considerar el efecto que esta sustitución introduce sobre los resultados del análisis de frecuencias; de aquí que para definir una función mediante valores muestreados, es preciso tener un mínimo de dos valores por ciclo, es decir el intervalo de muestreo ha de ser igual o menor que T/2 siendo T el período.

De aquí que, dada una función f(t), el espectro de la función que se obtiene muestreándola a intervalos T sólo tiene valor para frecuencias iguales ó inferiores a:

$$w = 1/(2T)$$

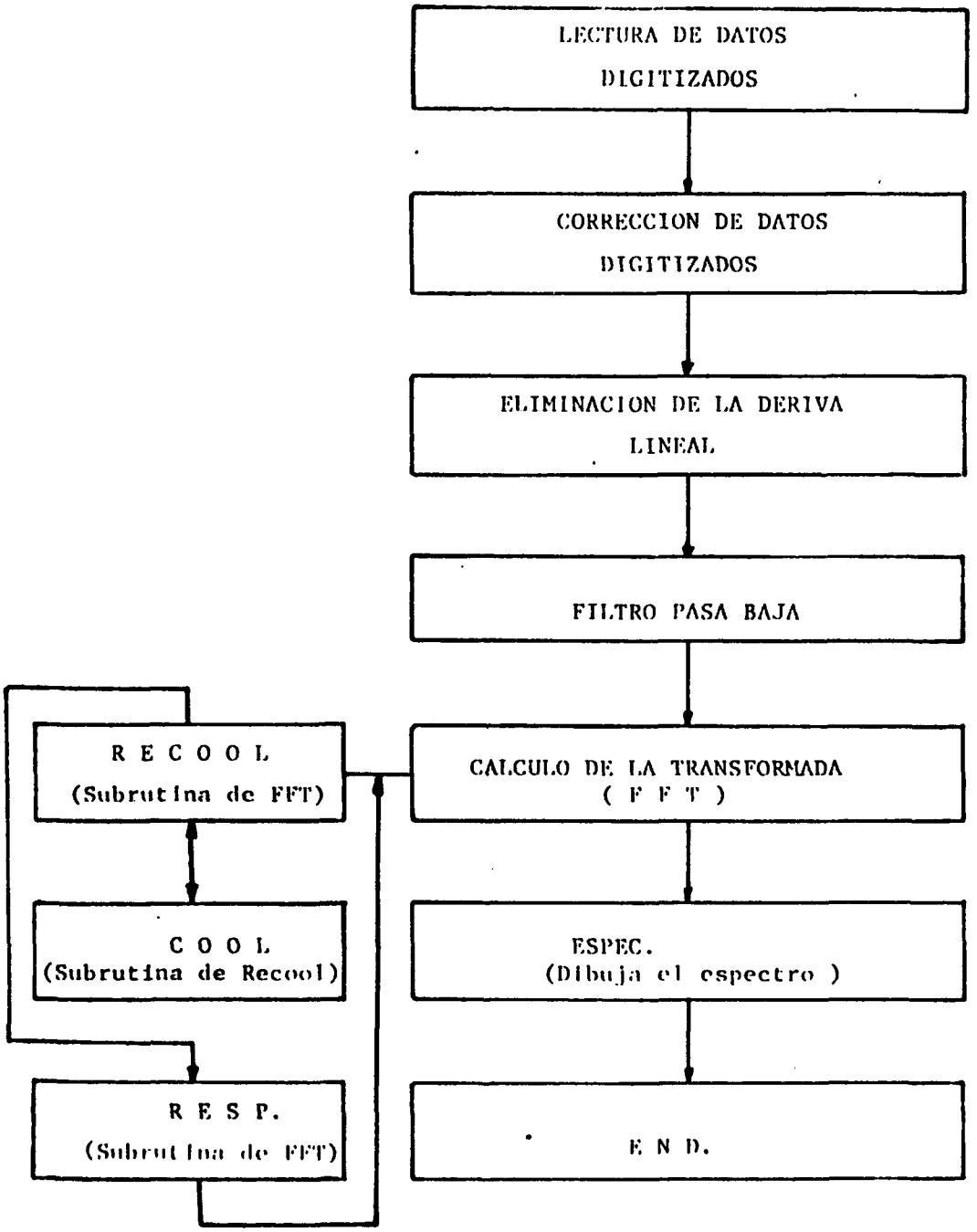


Fig. 10 Diagrama de bloques del programa F F T.

la cual se denomina frecuencia de Niquist. Para nuestro estudio se consideró un intervalo de muestreo de 0.25 s. de período y el proceso de digitización se realizó mediante una digitizadora modelo 6/D.D. RS-3b de la Gerber Scientific Instruments Company. Convenientemente se han digitizado un total de 12 registros de período corto, correspondientes a 12 sismos que están localizados en las tres zonas del área de estudio con el propósito de obtener un mayor conocimiento de las características espectrales y las propiedades de las ondas Rg, para ello se mencionarán los diferentes pasos que sigue el programa de espectros:

Corrección de los datos digitizados. Los datos digitizados se encuentran en unidades de digitización; ha sido necesario introducir un factor de corrección para que los mismos sean considerados en unidades métricas en el cálculo de amplitudes; el valor del factor de corrección considerado es 0.1265 mm., siendo esta la parte primera que realiza dicho programa.

Eliminación de la deriva lineal.- En la operación de obtener la función muestreada es muy común que la línea base, o línea cero, venga afectada por una deriva más o menos acentuada; para eliminar esta deriva se considera en el programa como línea cero, o base, la definida por las medias aritméticas de las amplitudes, donde la función del tiempo f(t) está definida:

A(I) = Amplitudes de f(t) medidas a intervalos fijos.

DT = Intervalo de muestreo.

Filtro de pasa baja

Para eliminar el ruido de frecuencias altas se utiliza un suavizado de 5 puntos, de acuerdo a las siguientes fórmulas:

- Para los dos primeros puntos se utilizó:

  A(1) = (A(1)+A(2))/2

  A(2) = (A(1)+2*A(2)+A(3))/4

- Para los dos ultimos puntos se utilizó:

  A(N-1) = (A(N-2)+2*A(N-1)+A(N))/4

  A(N) = (A(N-1)+A(N))/2

- Para los puntos intermedios se consideró que:

  existe un bucle que varía desde I=3 hasta NN=N-2 siendo N el número total de puntos a filtrar, y que se almacenará en A(I). Para ello se utilizó la siguiente fórmula:

  A(I)=(A(I-2)+2*A(I-1)+3*A(I)+2*A(I+1)+A(I+2))/9

  es un filtro simétrico que supone que no se produce desfasaje y es conocido como suavizado en pequeño, denominación utilizada como contraposición al tipo de suavizado en que los datos son sustituidos por un polinomio de grado más o menos elevado, ajustado por mínimos cuadrados.

Cálculo de la transformada

Después de efectuar el filtrado de pasa baja, se procede al cálculo de la transformada de Fourier, que viene dada por la expresión siguiente:

$$F(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \left[\cos wt + j \operatorname{sen} wt\right] dt$$

para luego reducirla a:

$$F(w) = A(w) + j\, B(w)$$

donde:

$$A(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cos wt \, dt \quad \text{y}$$

$$B(w) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \operatorname{sen} wt \, dt$$

El cálculo numérico de F(w) se realizó con la subrutina FFT, en la cual se ha utilizado el algoritmo de Cooley y Tukey (1965) y es una adaptación de la programación desarrollada por Clearbout et al. en 1966.

En el programa la parte real corresponde a A(w) y la parte parte imaginaria a B(w), las cuales son calculadas por separado y es a partir de ellas que se calcula el espectro de las amplitudes, que es igual a:

$$\left|F(w)\right| = \sqrt{A(W)^2 + B(W)^2}$$

donde a dichos espectros se les hizo la correspondiente corrección por la curva de respuesta del instrumento.

VII.4.-<u>Interpretación</u>

La ventana de tiempo utilizada para analizar la señal sísmica fue de 32 segundos, tomado a partir del tiempo en que comienza la fase Rg incluyendo la máxima amplitud de las ondas. Para convertir la señal sísmica de la forma analógica a digital se hizo uso de la digitización; donde la señal sísmica es convertida en un número determinado de puntos digitizados. Para obtener nuestros espectros se

hizo uso de 128 puntos de digitización, que fueron obtenidos de la componente vertical de los sismogramas.

El intervalo de digitización utilizado fue de 0,25 s, teniendo que aceptarse un error instrumental de la digitizadora de 0,0166 s.

El rango de frecuencias dentro del cual se trabaja para obtener los espectros de amplitudes fué determinado por el intervalo de períodos leidos en los sismogramas; dicho rango de frecuencias es:

0.666 hertz de frecuencia mínima que es correspondiente al período máximo de 1.5 s, leido en los sismogramas y 1.428 hertz de frecuencia máxima que le corresponde a 0.7 s de período *mínimo* leido en los sismogramas.

Se han aceptado algunos criterios para considerar la señal sísmica apropiada para obtener los espectros. En los casos en que existen gráficos de movimiento de partícula, se les hizo un seguimiento y se consideró la señal a partir de los puntos digitizados que mostraron un movimiento elíptico retrógrado.

Además en todos los casos se consideró lo siguiente:

- Para la exactitud del análisis se tomaron una cantidad de puntos digitizados de la señal sísmica que sea exactamente igual al exponencial de 2^n.
- La velocidad correspondiente a la señal del primer punto de digitización tomado para la obtención de los espectros, está entre los 3.19 a 3.06 km/s para los 12 espectros analizados.

- La velocidad correspondiente a la señal del último punto de digitización no debe exceder de los 2.8 km/s.

Para nuestra interpretación consideraremos 4 sismos cuyo paso ha sido por debajo de los Andes y 8 sismos cuyo recorrido lo hagan por el Subandino y Cordillera Oriental, los cuales están ubicados en la figura 11.

De los 4 sismos que atraviezan los Andes se determinaron las siguientes características espectrales:

- En la figura 12.1 (sismo 7), la máxima amplitud espectral fue de 0.4214 E-5 mm. y le corresponde una frecuencia predominante de 0.6875 hertz; la mínima amplitud de 0.1169 E-6 mm. y le corresponde una frecuencia de 1.1563 hertz.

  La frecuencia de corte correspondiente es de 1.039 hertz; el espectro de amplitudes nos muestra que a partir de la frecuencia de corte, al incrementarse las frecuencias, el espectro disminuye mostrando una fuerte caída de amplitudes (caída de energía).

- La figura 12.2 (sismo 12), tiene una máxima amplitud de 0.2097 E-5 mm. y una mínima amplitud de 0.3171 E-6 mm. y les corresponde las frecuencias predominantes de 0.750 y 1.2188 hertz respectivamente.

  Su frecuencia de corte es de 0.773 hertz; el espectro nos muestra una fuerte caída de amplitudes y por ende una fuerte caída de energía a partir de la frecuencia de corte.

- El espectro de la figura 12.3 (sismo 16) tiene una amplitud máxima de 0.9714 E-5 mm., siendo su frecuencia predominante de 0.688 hertz, la mínima amplitud es de 0.4335 E-6 mm. y su frecuencia de 0.969 hertz.

  La frecuencia de corte es 0.906 hertz, siendo la caída de energía a partir de ella similar a los anteriores espectros.

- En la figura 12.4 (sismo 22) la amplitud máxima fué de 0.8045 E-5 mm. y su frecuencia predominante de 0.898 hertz, siendo la mínima amplitud de 0.1457 E-6 mm. y le corresponde una frecuencia de 1.365 hertz.

  La frecuencia de corte es 0.93 hertz, mostrando fuerte caída de las amplitudes, siendo también similar a los anteriores espectros.

Para la segunda parte del análisis tratamos 8 sismos fig.10 de mayor recorrido del Subandino en relación con la Cordillera Oriental, y sus características espectrales lo daremos a continuación:

- La figura 12.5 (sismo 93) nos muestra una amplitud del espectro máxima de 0.1844 E-4 mm. y su frecuencia de 0.742 hertz, la amplitud mínima registrada es de 0.1852 E-6 mm. que tiene una frecuencia de 1,3438 hertz.

  La frecuencia de corte fue de 0.915 hertz.

- En la figura 12.6 (sismo 78) la amplitud máxima fue de 0.5275 E-5 mm. y su frecuencia de 0,719 hertz, la amplitud mínima calculada fue de 0,1643 E-6 mm. y su

frecuencia correspondiente de 0.906 hertz.

Se obtuvo una frecuencia de corte de 0.99 hertz.

- La figura 12.7 (sismo 72) muestra una amplitud espectral máxima de 0.9777 E-5 mm. correspondiéndole una frecuencia predominante de 0.719 hertz, la amplitud mínima obtenida del analisis espectral fue de 0.4213 E-6 mm. siendo su frecuencia de 1.344 hertz.

  Su frecuencia de corte correspondiente es de 1.039 hertz.

- Se puede observar en la figura 12.8 (sismo 62), que la amplitud máxima del espectro fue de 0.4861 E-5 mm. y la frecuencia predominante que le corresponde de 0.813 hertz, la amplitud mínima fue de 0.4460 E-6 mm. y su frecuencia correspondiente de 1.219 hertz.

  La frecuencia de corte obtenida del espectro es de 1.01 hertz.

- El espectro de la figura 12.9 (sismo 70) tambien nos muestra una amplitud máxima del espectro de 0.5783 E-5 mm. y su frecuencia es de 0.844 hertz, la amplitud mínima es de 0,4573 E-6 mm., siendo su frecuencia de 1.344 hertz.

  La frecuencia de corte correspondiente es de 1.024 hertz.

- La figura 12.10 (sismo 64) también nos muestra una amplitud máxima y mínima del espectro de 0.9719 E-5 y 0,5965 E-6 mm. y sus correspondientes frecuencias predominantes de 0.906 y 1.313 hertz respectivamente.

  La frecuencia de corte obtenida es de 1.054 hertz.

- El espectro 12.11 (sismo 116) tiene una amplitud máxima de 0.6475 E-5 mm. y su frecuencia predominante de 0.750

hertz, siendo la mínima amplitud de 0.2723 E-6 mm. de frecuencia 1.25 hertz.

La frecuencia de corte es de 0.89 hertz.

- La figura 12.12 (sismo 118) tiene la amplitud máxima de 0.9419 E-5 mm. y su frecuencia predominante correspondiente de 0.906 hertz, siendo la mínima amplitud de 0.9349 E-6 mm. y su frecuencia 1.188 hertz.

  Su frecuencia de corte es de 0.969 hertz.

Además los espectros de la segunda parte muestran una fuerte caída de las amplitudes que es similar a los espectros de la primera parte analizada.

TABLA Nº 9

Nº E SISMO	AMPLITUD MAXIMA E-05 mm.	FRECUENCIA (AMPL. MAX.) hertz	FRECUENCIA DE CORTE hertz	AMPLITUD MINIMA E-06 mm.	FRECUENCIA (AMPL. MIN.) hertz	VEL. SPEC. Km/s
7	0.4214	0.688	1.039	0.1117	1.156	3.15
12	0.2097	0.750	0.773	0.3171	1.219	3.18
16	0.9714	0.688	0.906	0.4335	0.969	3.18
22	0.8545	0.898	0.930	0.1457	1.365	3.06
62	0.4861	0.812	1.012	0.4460	1.219	3.16
64	0.9719	0.906	1.054	0.5965	1.313	3.17
70	0.5783	0.844	1.024	0.4573	1.344	3.10
72	0.9777	0.719	1.039	0.4218	1.344	3.18
78	0.5275	0.719	0.990	0.1643	0.906	3.12
93	0.1844	0.742	0.915	0.1852	1.055	3.12
116	0.6474	0.750	0.890	0.2723	1.250	3.03
118	0.9419	0.906	0.969	0.9349	1.188	3.19

En general podemos decir que las características de los espectros obtenidos nos muestran que:

- Las máximas amplitudes espectrales se encuentran dentro del rango de 0.1844 y 0.9777 E-5 mm.
- Que las frecuencias predominantes (correspondientes a las amplitudes máximas) se encuentran dentro del rango de 0.688 y 0.906 hertz.

- Las amplitudes espectrales mínimas están contenidas entre los 0.1117 y 0.9349 E-6 mm.
- Las frecuencias predominantes (de las amplitudes mínimas) son de 0.906 a 1.344 hertz.
- Las frecuencias de corte encontradas están en el rango de 0.773 a 1,059 hertz.
- La parte plana de los espectros está mostrada por la línea trazada sobre las amplitudes más predominantes del espectro fig. 12.1 al 12.12, y los valores obtenidos del gráfico están dentro del rango de 0.3 E-5 a 0.9 E-5 mm.
- Se puede observar en cada figura, que la parte plana del espectro tiene un contenido menor de amplitudes, en relación con la parte oblicua que contiene las amplitudes que decrecen; ello nos indicaría que la energía que se mantiene en la parte plana, es menor en relación con la energía que se pierde, lo cual está mostrado en la parte oblicua del espectro.
- En la intersección de la parte plana y la parte oblicua de los espectros, tenemos la frecuencia de corte, que es la que determina el punto a partir del cual decrece la energía.
- Se ha observado que las frecuencias predominantes que se obtuvieron de los espectros, tanto para sismos de recorrido continental y el sismo que se encuentra próximo a la línea de costa (recorrido oceánico), no muestran diferencia alguna, lo que nos indicaría que el sismo que se encuentra cerca a la línea de costa tiene su recorrido

a través de estructuras con propiedades elásticas similares a los sismos de recorrido continental, que se encuentren en las provincias geológicas de la LLanura Costera y Cordillera Occidental.

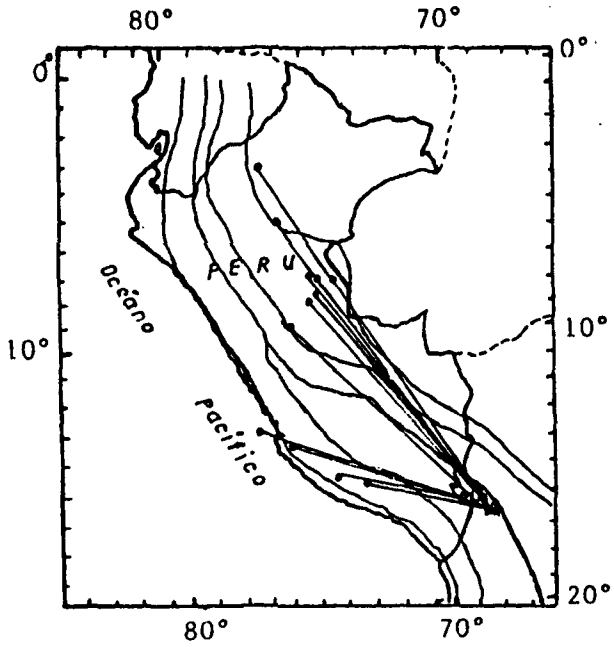


Fig. 11.- Localización de espectros analizados.

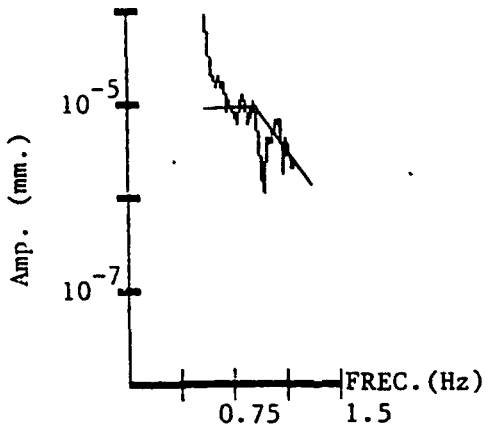


Fig. 12.1 .- Sismo N° 7

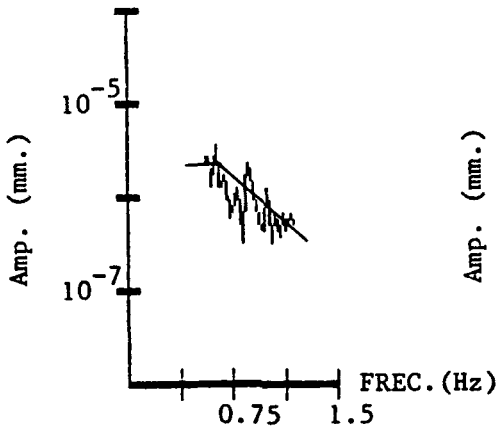


Fig. 12.2 .- Sismo N° 12

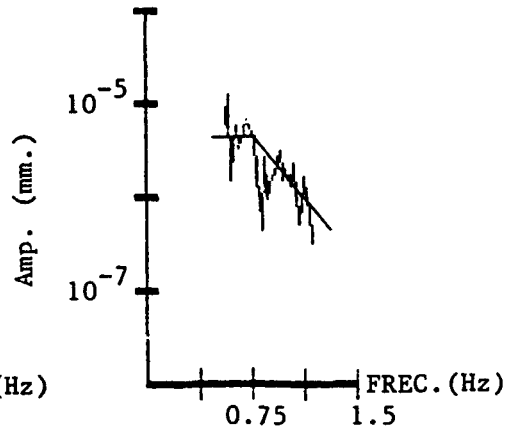


Fig. 12.3 .- Sismo N° 16

Figs. 12.1 al 12.3 .- Espectro de amplitudes de Rg.

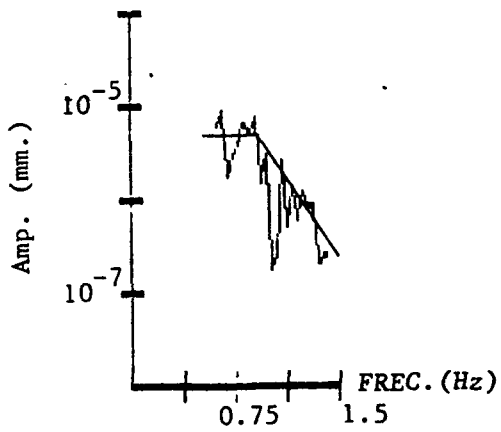


Fig. 12.4 .- Sismo N° 22

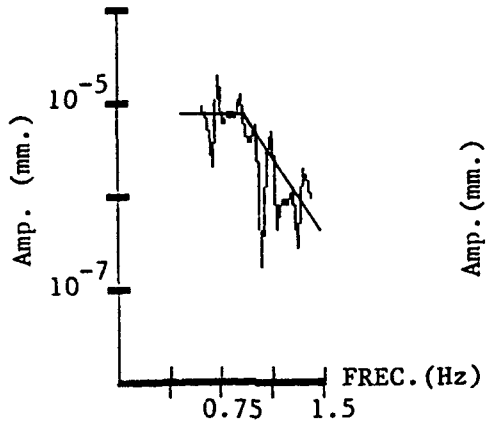


Fig. 12.5 .- Sismo N° 93

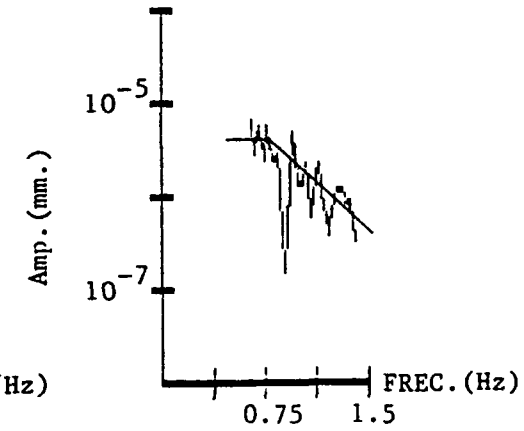


Fig. 12.6 .- Sismo N° 78

Figs. 12.4 al 12.6 .- Espectro de amplitudes de Rg.

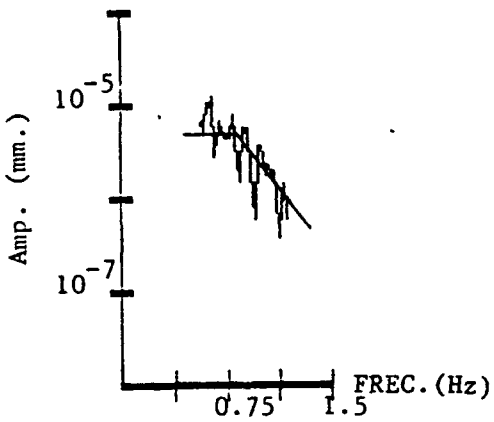


Fig. 12.7 .- Sismo N° 72

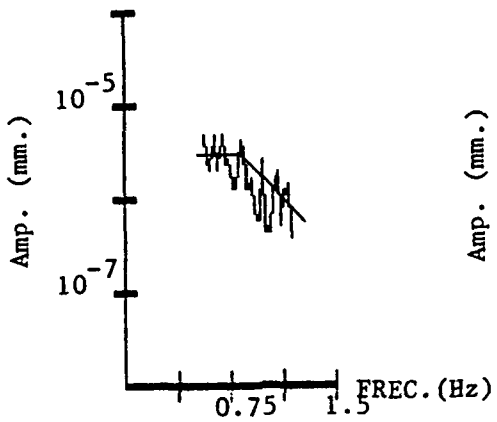


Fig. 12.8 .- Sismo N° 62

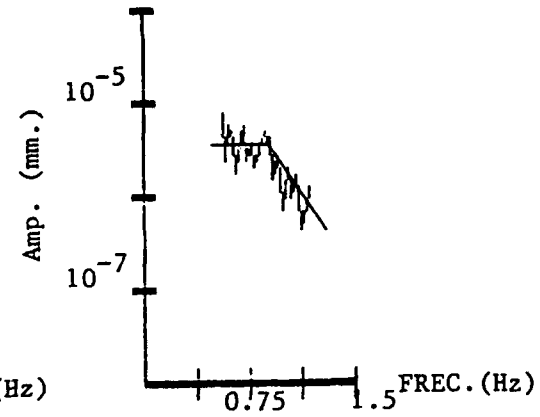


Fig. 12.9 .- Sismo N° 70

Figs. 12.7 al 12.9.- Espectros de amplitudes de Rg.

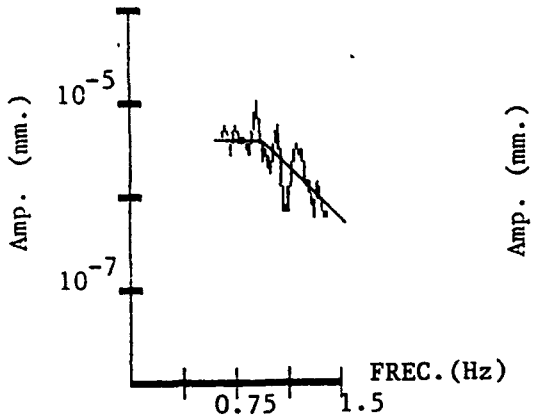


Fig. 12.10 .- Sismo N° 64

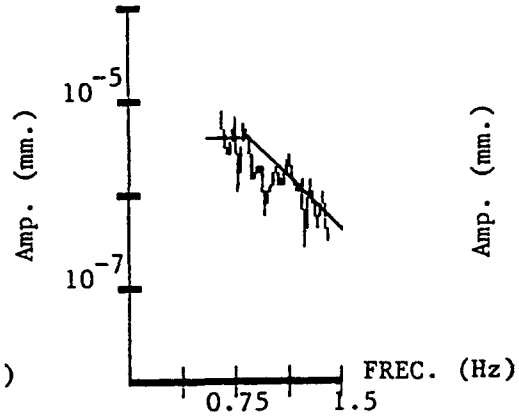


Fig. 12.11 .- Sismo N° 116

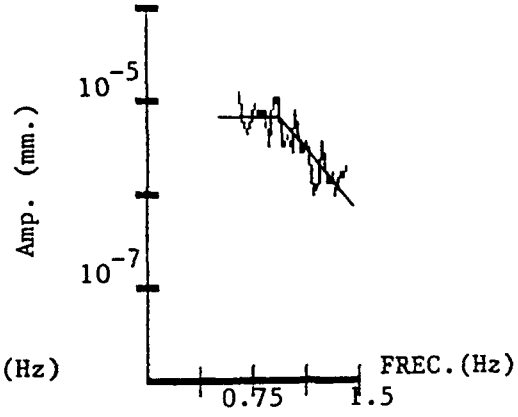


Fig. 12.12 .- Sismo N° 118

Figs. 12.10 al 12.12.- Espectro de amplitudes de Rg.

Capitulo VI

Posible Mecanismo de Transmisión de las ondas Rg

VI.1.- Fundamentos teóricos

Para tener una visión correcta para esta parte del trabajo, es necesario introducir algunos fundamentos teóricos, que a la vez nos servirán para captar la idea del posible mecanismo de transmisión de la Rg, cuyo entrampamiento se produciría en una capa guía dentro de la corteza terrestre; para ello tendremos a las :

VI.1.1.- Ondas Guiadas

Se llaman así las perturbaciones que se transmiten a través de un cuerpo elástico y se propagan en medios formados de estratos horizontales, en los que se notan cambios de propiedades en sentido vertical, mas no en el horizontal. Las ondas superficiales son ondas guiadas en la corteza terrestre y a este tipo de ondas pertenecen las ondas Love y Rayleigh.

VI.1.2.- Ondas Canales

Ocurre que en ciertos niveles la energía de las ondas se concentra transmitiéndose mejor que en niveles adyacentes, debido a las propiedades elásticas del medio; las proximidades de este nivel crítico constituyen un canal y las ondas guiadas que se transmiten por él son las ondas canales (Payo, 1990). Una capa de baja velocidad, que está constituida por un medio de distintas constantes elásticas puede

comportarse como un canal por el cual se transmiten ciertas ondas canales y dentro de este tipo de ondas guiadas podemos mencionar las siguientes:

La Pg y Sg son ondas que se propagan en la capa granítica.

Las P* y S* son ondas que se propagan en la capa basáltica.

Las Pn y Sn son P y S que se propagan por un canal en la parte superior del manto.

Las ondas T son ondas guiadas por un canal de baja velocidad que es el océano.

Las Li son ondas que se propagan en la capa de baja velocidad del manto superior.

Las Lg son ondas superficiales de corto período que se propagan por la capa granítica.

VI.1.3.- <u>Reflexiones Múltiples</u>

Las ondas sísmicas originadas en el foco son en parte reflejadas a la superficie desde el contacto de dos capas de velocidades diferentes. Según el principio de Huygens, cada punto del contacto alcanzado por la onda puede considerarse como un nuevo foco de energía que da origen a nuevas ondas elásticas, que se propagan según las leyes de reflexión y refracción, de la misma manera que la onda primitiva.

Como siempre existe el contraste de velocidades entre la capa más consolidada (subyacente) y la capa más superficial (suprayacente), la onda originada en el

contacto puede ser otra vez reflejada desde la superficie o desde la capa más superficial hacia abajo. Dicho proceso puede repetirse varias veces en condiciones favorables y a estas reflexiones se les llama reflexiones múltiples. En la figura (13) tenemos que c es el receptor de las ondas yz es el foco del sismo; supongamos que la velocidad es constante (β') en la capa guía, la onda reflejada sigue el camino abc, sin embargo es posible que se produzca la reflexión múltiple que seguirá el camino adefc que se registrará en c con el tiempo doble que la abc.

Desde luego que la reflexión múltiple adefc no es la única posible; si el reflector es bueno y la energía suficiente se producirá la reflexión múltipleahklemnpc y aún otras; de esta manera las reflexiones múltiples aparecerán periódicamente y podrán ser identificadas

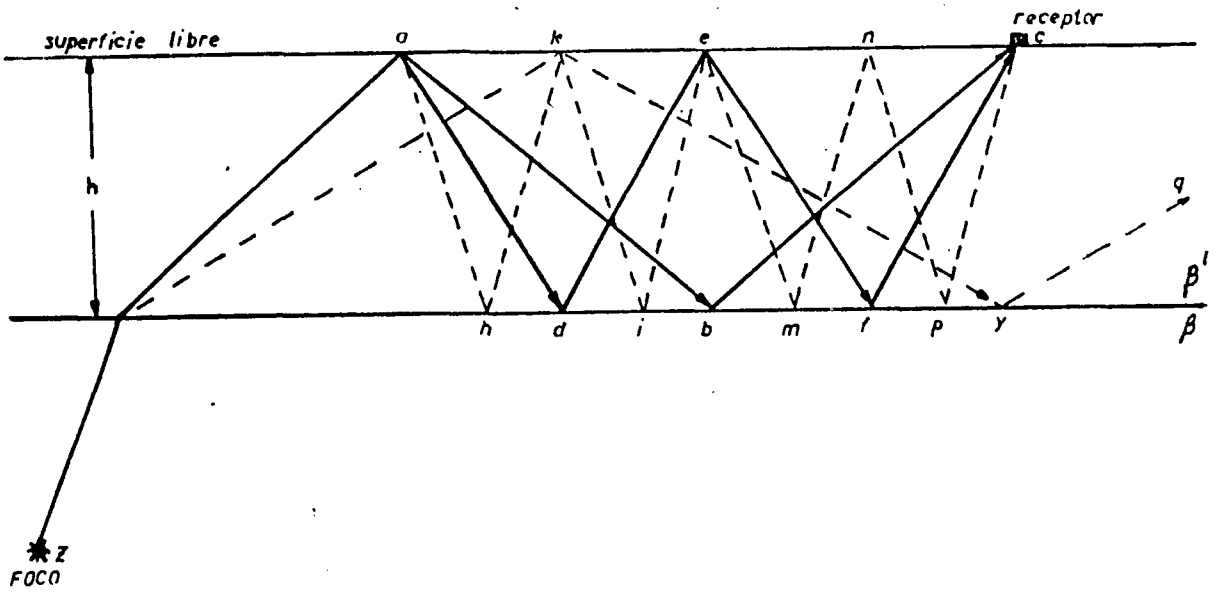


Fig. 13.- Reflexiones múltiples

VI.1.4.- Interferencia Constructiva

Supongamos una capa de espesor h y por debajo un medio semi-infinito siendo las velocidades en las capas < (figura 14) y considerando que los rayos que inciden en la superficie de separación tienen un ángulo de emergencia menor que el ángulo de emergencia crítico (e < e'), consideremos un punto en la capa, tal que en un momento dado su movimiento será la suma de todos los movimientos de las ondas que pasen por él. Si varias ondas están en fase, la interferencia amplía la energía del movimiento y se dice que es constructiva, en cambio si están en oposición de fase disminuye la amplitud y se dice que la interferencia es destructiva.

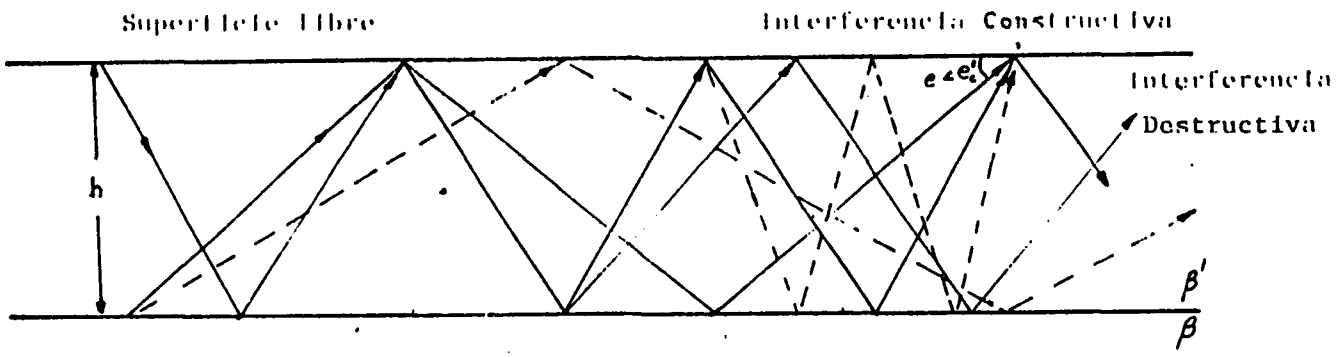


Fig. 14.- Interferencia constructiva.

VI.2.- Posible Mecanismo de Transmisión

Son pocos los trabajos realizados sobre mecanismo de transmisión de este tipo de ondas, sin embargo Bath (1954) nos indica que las ondas Pg existen para caminos

enteramente continentales, que la distribución de sus velocidades es independiente de la distancia epicentral y que se propagan en una capa de baja velocidad, que se encuentra en la corteza terrestre,pero su estudio lo realiza en base a ondas que existen para profundidades mayores a la normal; sugiere que existe en la corteza terrestre una capa guía, que es la responsable de la transmisión de este tipo de ondas.

Gutenberg (1951) infiere la existencia de una capa de baja velocidad a una profundidad de 15 km., debido a discrepancias entre las velocidades de las ondas longitudinales obtenidas de terremotos cercanos y explosiones. También entre el análisis de las ondas longitudinales y transversales registradas de terremotos, en los cuales ocurre un decrecimiento de las constantes elásticas con la profundidad debido al incremento de la temperatura. A estas ondas de velocidad constante que se transmiten por la capa de baja velocidad las denomina ondas canales. Para nuestro modelo de mecanismo de propagación de las ondas Rg se deben explicar las características y propiedades que se han encontrado en capítulos anteriores y así esbozar un posible modelo de propagación de las ondas en estudio; por tanto hay que explicar :

1.-Que la onda Rg se defina mejor en caminos continentales, mas no en caminos oceánicos.

2.-Que el contenido de amplitudes del tren de ondas de

la Rg tenga una duración en tiempo de 20 s.

3.-El hecho que sean ondas elípticas y retrógradas.

4.-Explicar el hecho que sean ondas de baja velocidad.

5.-Que las frecuencias varíen y que sus amplitudes se vayan atenuando a partir de la tercera zona.

6.-El hecho que en los espectros la parte plana sea menor que la parte oblicua.

- Para la región de estudio ha sido posible registrar sismos con fases Rg de recorrido oceánico y continental; por ello se analizarán por separado. De los sismos de recorrido oceánico se ha podido observar para la primera zona que:

La fase Rg se observa para epicentros en el Pacífico; para distancias de 0,2º a 1,6º existiendo gran atenuación con excepción del sismo 85, que presenta una fase de Rg clara (de 0,55º de distancia).

De la línea de costa hasta una distancia de 0,2º, el desarrollo de Rg se presenta con poca atenuación. Además es necesario considerar que para la segunda y tercera zona en todos los sismos ubicados en el océano se observó alta atenuación de Rg, especialmente en aquellos sismos cuyos focos se encuentran en la tercera zona.

El modelo expuesto por Fisher y Raitt (1962), menciona que el espesor de la corteza varía a medida que se aleja de la línea de costa al océano (17 a 11 km.), siendo variable en toda la línea de costa en estudio;

si consideramos ello podremos explicar las características mencionadas anteriormente, de la siguiente manera:

Sabemos que los mejores registros se obtuvieron cerca de la línea de costa, mas no los que se encuentran a mayor distancia de 0,2º, se podría explicar por las diferencias de espesores existentes entre la línea de costa al océano de la región de estudio. Siendo los sismos más próximos a la costa los que mejor se canalizen en la capa guía de la corteza y tengan menor pérdida de energía. Si consideramos esto explicaríamos el hecho de que las ondas a mayor distancia de la línea sean sus llegadas un tanto atenuadas debido a que su canalización habría sucedido en la corteza oceánica, próxima a la línea de costa y en su recorrido a través de ella perdería energía que sería absorbida por el manto y el océano (fig. 15.a , 15.b).

Para los de recorrido continental de la primera y segunda zona se obtuvierón buenos registros de la fase Rg, aun cuando existen algunos sismos atenuados (sismos 56 y 65) ubicados en la Cordillera y Altiplano. Esto puede deberse al paso de las ondas Rg por debajo de la Cordillera de los Andes, donde la corteza nos muestra una estructura irregular. Las ondas de la tercera zona presentan mayor recorrido continental y alta atenuación posiblemente debido al paso de las ondas Rg por la corteza irregular. Si consideramos lo expuesto, la Rg

sería una fase cuya capa guía que canaliza las ondas estaría en la corteza.

- Que el contenido de amplitudes del tren de ondas Rg tenga una duración de 20 s indica que debe existir una capa guía de baja velocidad que sea la causante de su canalización, ocasionando que haya poca pérdida de energía durante su transmisión del foco a la estación de registro.

- El movimiento de partícula de la Rg tiene un movimiento elíptico retrógrado, el cual nos indica que son ondas de tipo Rayleigh, por lo cual son ondas superficiales y que los causantes de su formación serían las ondas de cuerpo; siempre que estas ondas corpóreas estén confinadas al límite superficie libre-corteza y las ondas se polaricen de modo que las partículas del medio se muevan en el plano vertical paralelo a la dirección del movimiento de la onda.

- La baja velocidad de Rg, indica que son ondas cuya transmisión se hace a través de una capa superficial donde puedan transmitirse con poca pérdida de energía.

- Si consideramos a la corteza como medio de grandes irregularidades expuesta a las zonas de baja velocidad de la capa granítica (Ocola, 1972), a la complejidad de las raices de los Andes, al magmatismo producto del vulcanismo existente, todo ello nos podría dar una explicasión de la variación de las frecuencias y la

atenuación de las ondas en la tercera zona, ya que la onda Rg está atravezando un medio complejo de grandes inhomogeneidades.

- Este hecho nos muestra, como la energía que se pierde es mayor que la energía que se mantiene(parte plana), esta perdida de energía se le atribuye al recorrido por debajo de la Cordillera de los Andes.

Si consideramos estas características, diremos que la onda Rg ha sido producto de las ondas de cuerpo; que al incidir la onda longitudinal en una discontinuidad entre dos medios (superficie libre - corteza) producirían ondas P y SV , que se canalizarían en la corteza llegando a la estación de registro por constantes reflexiones y refracciones; para que se mantenga la energía observada en la parte plana de los espectros se tendría que producirse la interferencia constructiva en la capa guía que es el medio por el que se transmiten las ondas Rg.

De acuerdo a lo anterior, nos faltaría determinar a que profundidad estaría propagandose las ondas Rg; para ello asumiremos el modelo de corteza de James (1971) como también de Ocola y Meyer (1972), para la parte del altiplano, debajo de Perú-Bolivia.

En esta tabla nos muestra las velocidades de los primeros arribos; ahora bien considerando la relación de velocidades de las ondas principales como el radio de poisson de 1/4 se puede obtener la velocidad de la onda

S para ambos perfiles (a y b) con la siguiente relación:

$$Vs = Vp / 3 \qquad (8.1)$$

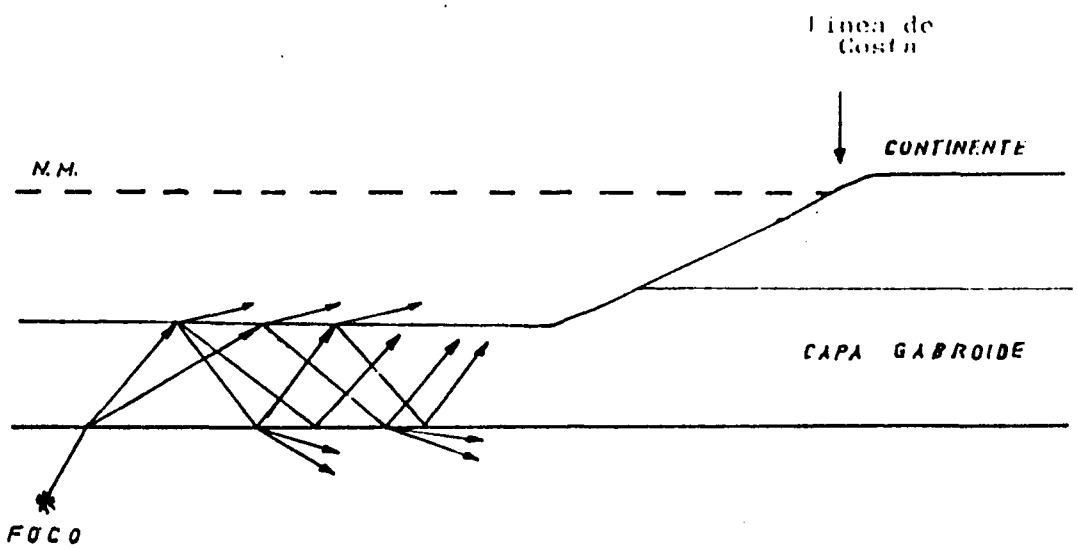
TABLA # 9

(modelo de corteza para el Altiplano sur del Perú)

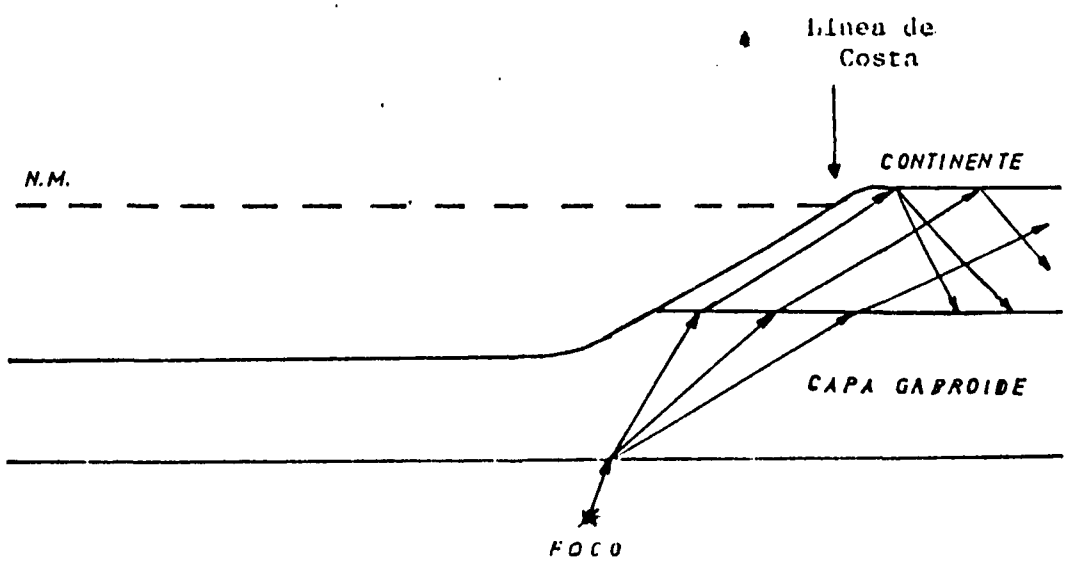
DEPTH km.	Va km/s	Vb km/s	Vs (a) km/s	Vs (b) km/s
0	4.50	4.50	2.59	2.59
6.4	4.50	4.50	2.59	2.59
6.5	6.04	6.01	3.49	3.47
9.0	6.04	6.04	3.49	3.49
9.1	5.00	5.00	2.89	2.89
11.0	5.00	5.00	2.89	2.89
12.0	6.10	6.08	3.52	3.51
30.5	6.10	6.12	3.52	3.53
31.5	6.75	6.75	3.90	3.90
36.5	6.75	6.78	3.90	3.91
36.6	6.15	6.15	3.55	3.55
42.0	6.15	6.15	3.55	3.55
45.5	6.90	6.90	3.98	3.98
72.0	6.90	6.90	3.98	3.98
73.0	8.00	8.00	4.62	4.62
90.0	8.00	8.00	4.62	4.62

Si consideramos las velocidades de las ondas Rg ; ellas varían entre los 2.85 - 3.40 km/s y las relacionamos con las velocidades de los modelos de James, Ocola y Meyer se puede observar que se encuentran *dentro del rango* de velocidades de 2.59 - 3.49 obtenidas por Ocola y Meyer como tambien dentro del rango de velocidades obtenidas por James 2.80 - 3.46 km/s. Ello hace suponer que la Rg es probable que se encuentre propagandose por una capa guía de 2.6 km de espesor la cual se encontraría por encima de la capa de baja velocidad para el modelo de

Ocola (figura 16.a), y un espesor de 6.0 km para el modelo de James (tablas # 1 al 7), ambos dentro de la capa granítica (fig. 16.b).

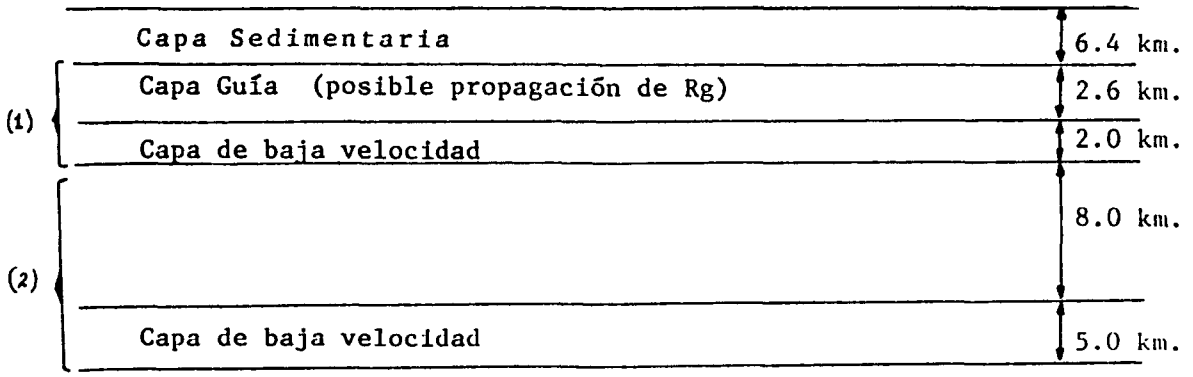


a.

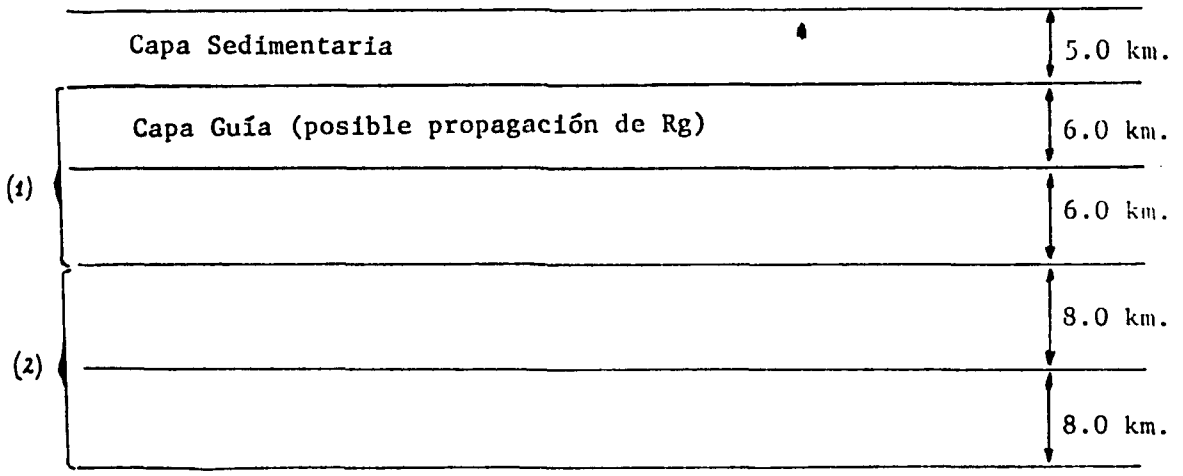


b.

Fig. 15. a) Foco alejado de la linea de Costa.
b) Foco cerca de la Linea de Costa.



(a)



(b)

Fig. 16.- Modelos tomados para un posible mecamismo de transmisión de Rg.
(a) Modelo tomado de Ocola 1972 (1) Capa granitica (2) Capa Gabroide
(b) Modelo tomadp de James, 1971 (1) Capa granitica (2) Capa Gabroide

Conclusiones y Recomendaciones

- Salvo excepciones el comienzo es emergente.
- Los períodos van de 0.8 a 1.5 segundos.
- Las velocidades varían entre 2.8 a 3.4 km/s.
- Las mayores amplitudes se observa en la zona sur.
- Las profundidades están entre superficiales e intermedias
- Las amplitudes de los sismos con epicentros en el Océano para la zona sur es variada, siendo de mayor predominancia para sismos que se encuentran cerca a la Costa.
- Las amplitudes de sismos con epicentros en el Océano, para la zona central y norte muestran alta atenuación.
- No se advierten diferencias en las diversas provincias geológicas dentro de la zona sur.
- En la zona central hay diferencias marcadas según las provincias geológicas; las mayores amplitudes en sismos del Subandino, las mínimas amplitudes en sismos de la Cordillera Occidental y línea de Costa.
- La zona norte es la presenta mayor complejidad en relación a la amplitud de Rg; aquí se observó amplitudes menores a las otras dos zonas.
- El análisis del movimiento de partícula presenta irregularidades, pero prevalece el movimiento vertical longitudinal y se dibuja el movimiento elíptico retrógrado característico de las ondas de Rayleigh.
- La polarización aparente está comprendida entre 3.5º y 42º respecto del azimut Estacion- Epicentro.
- Las máximas amplitudes espectrales están comprendidas entre

$0.1844 * 10^{-5}$ mm. a $0.9777 * 10^{-5}$ mm. con frecuencias de 0.688 hasta 0.906 Hz.

- Existen mínimos intercalados de $0.1117 * 10^{-6}$ a $0.9349 * 10^{-6}$ mm. con frecuencias de 0.906 a 1.344 Hz.
- La frecuencia de corte en los espectros se halla entre 0.773 y 1.059 Hz.
- Se interpreta que las ondas Rg se propagan por la Corteza, por una capa guía que es probable se encuentre en la capa granítica y esté propagandose por una capa de espesor de 3 km de espesor.
- El subsuelo marino atenúa notablemente las ondas Rg, como también la complejidad del subsuelo Cordillerano que presenta atenuación no tan fuerte como el subsuelo marino.

RECOMENDACIONES

- Es recomendable extender el presente estudio a toda Sudamérica.
- Convendría hacer estudios sobre la coda del sismo para hacer comparaciones con los trenes de ondas de la Rg.
- Ademas, estudios de dispersión de ondas Rg para encontrar un modelo de corteza mejorado; por el cual se propaguen este tipo de ondas.

Bibliografía

Auderbaud et al., 1968.- Lest traits geologiques essentiels des Andes centrales (Perou-Bolivia).- Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn., 15, 73-114.

Alcocer I., 1989.- Estudio de las ondas Lg registradas en la estación de LPB a traves de la Cordillera de los Andes.- Tesis de grado, Facultad de Ciencias Geológicas-UMSA, La Paz Bolivia.

Kafka A. y Reiter E., 1980 .- Dispersion of Rg waves in southern Maine: evidence for lateral anisotropy in the shallow Crust, Bull. Seismol. Soc. Am., vol.70 No 3, 925-941.

Amderson y Dorman, 1973.- Local geological effects on short period Rayleigh modes arround New York City, Bull. Seism. Soc. Am. 63, 1487-1497.

Aki K. and Richards P., 1980.- Cuantitative Seismology.- W.H. Freeman and Company, volumen I, II.

Ayala R., 1989.- Estudio de las ondas Lg registradas en la estación de LPB a traves del escudo.-tesis de grado, Facultad de Ciencias Geológicas-UMSA, La Paz, Bolivia.

Bath M., 1954.- The elactic waves Lg and Rg along Euroasiatic paths.- Arkiv Geophys, vol 9, 411-450.

Bath M., 1957.- A continental channel wave guided by the intermediate layer in the Crust.- Geofisica pura e applicata, vol 38, 19-31.

Bath M., 1968.- An introduction to the theory of seismology

CON MUCHO CARIÑO A MIS PADRES

DIONICIO Y CRISTINA COMO A MIS

QUERIDOS HERMANOS

tercera edición,University Press Cambrige.

Cereaga J. y Cabré F., 1967.- Seismic refraction in the región south of La Paz-Bolivia.- Observatorio San Calixto and Instituto Geofísico Boliviano, La Paz-Bolivia.

Cobbing et al., 1977.- Segments and super-units in the coastal batholit of Perú.- J. Geol., 85. 625-631.

Cobbing E. y Pitcher W., 1972.- The coastal batholit of central Perú.-Q. J. Geol. Soc. London, 128, 421-460.

Chinn,D; Isacks B.; Barazangui M.,1980.- High Frecuency seismic wave propagation in western South America along the continental margin, in the Nazca Plate and across the Altiplano.-Geophys. J.R. Astr. Soc., Vol 60, 209-244.

Dalmayrac et al., 1977.- Two billion year granulites in the late Precanbrian metamorphic basement along the southern Peruvian coast.-Science, 198, 49-51.

Dalmayrac et al., 1980.- Geologie des Andes peruviennes, character generaux de L'evolution geologique des peruviennes.- Trav. Doc. Ostom, 122-217.

Fisher R. y Raitt R.,1962.- Topography and structure of the Perú-Chile trench, Deep Sea Res. 9, 423-443.

Fernandez L., 1965.- The determination of crustal thickness from the spectrum of P waves.- Saint Louis University.

Fernandez L., 1968.- The thickness of the crustal in central United States and La Paz-Bolivia from

spectrum on longitudinal seismic waves.- Obs. San Calixto.

Gutenberg B. 1951.- Crustal layers of the continents and oceans, Bull. Geol. Soc. Am., vol. 62, 427-440.

Gutenberg B. 1955.- Channels waves in the Earth's Crust, Geophys. Vol 20, 283-294.

Hamming R., 1962.- Numerical Methods for Scientists and Engineers.- Mc Graw-Hill Book Company.

Hannon W. , 1964.- An aplication of the haskell-thompson matrix method to the surface motion due to dilatational waves, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 2067-2083.

Hwei P. Hsu 1970.- Análisis de Fourier.- Fundo Educativo *Interamericano* S.A. USA.

Ibiett A. , 1969.- Análisis Espectral de la Corteza Terrestre de la Paz mediante ondas de periodo corto.- Tesis de grado, Facultad de ciencia Geológicas-UMSA.

James D. , 1969.- Plate Tectonic Model for the evolution of the central Andes, Bull. Geol. Soc. Am. Vol 82, 3325-3346.

James D. , 1971.- Andean Crustal and upper mantle structure.- J. Geophys. R., Vol 76, 3246-3271.

Kovach R. y Anderson D., 1964.- Higher mode surface waves and their bearing on the structure of the Earth's mantle, Bull. Seism. Soc. Am., 54, 161-182.

Lepry L. y Davis G., 1983.- Influence of 'soft' basement on compthrysting in the Yauli dome foreland region,

Cordillera Occidental Perú.-Geol. Soc. Am. Bull., in Press.

Lommitz C., 1962.- On andean structure.- J. Geophys. Res., 67, 351-369.

Megard F. , 1978.- Etude geologique des Andes du Perou central.- Mem. Orstom, 86-310.

Mc Evilly T.,1964.- Central U.S. Crust-Upper Mantle Structure from Love and Rayleigh wave phase velocity Inversion.- Bull. Seismol. Soc. Am. 54,1997-2015.

Newman, F. , 1965.- Principios fundamentales de la interpretación sismogramas.-Instituto Sismologico de la Universidad de Chile.- Departamento de Geofísica.

Noble D. y Mc Kee E., 1977.- Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath south america America: Comment, Geology, 5, 576-578.

Nutli, O., 1959.- The particle motion of the S wave.- Bull. Seismol. Soc. Am., Vol 49, 49 - 56.

Nutli, O., 1960.- The effect of the Earth's Surface on the S wave particle motion.- Bull. Seismol. Soc. Am.,Vol 51, 237-246.

Nutli, O., 1964 .- The determination of S wave polarization angles for an Earth's model with Crustal layering.- Bull. Seismol. Soc. Am., Vol 54, 1429-1440.

Nutli O. and Wilmore J. 1962.- On the determinationof the polarization angle of the S wave.- Bull. Seismol. Soc. Am., Vol 52, 95-107.

Ocola L. and Meyer R. and Aldrich L., 1971.- Gross crustal structure under Perú-Bolivia altiplano.- Earthquake Notes, Seism. Soc. Am., 42(3-4).

Ocola L. and Meyer R., 1972.- Crustal low veloity zones under the Perú-Bolivia altiplano.- Geophys. J. R. astr. Soc., 30, 199-209.

Oliver J. Ewing M., 1957.- Higher Modes of the continental Rayleigh waves.- Bull. Seismol. Soc. Am., Vol 48, 33-49.

Olhovich V. 1959.- Curso de Sismologia aplicada .- Edicion Reverté S. A. Mexico.

Phinney R., 1964.- Structure in the Earth's crust from spectral behavior of long-period body waves.- Jour. Geophys. Res., 69, 2997-3017.

Payo Subiza G., 1960.- Estudio sobre las ondas superficiales Lg , Rg y Li en los registros del Observatorio de Toledo.- Revista de geofísica, Vol 5, nº 75, 227-247.

Payo Subiza G., 1986.- Introducción al análisis de sismogramas .- Instituto Geográfico Nacional. Madrid España.

Payo G. and Prensa M., 1969.- Anote on the ground particle motion of near Earthquakes.- Geophys. J. R. Astr. Soc. 18, 123-127.

Rubin de Celis, 1967.- Investigación de la estructura Cortical de los Andes Centrales mediante ondas sísmicas de superficie.- Tesis de grado.- Facultad de Ciencias Geológicas.- UMSA.

Richter and Freeman, 1958.- California Institute of tecnology.

Sauder et al., 1964.- Electric conductivity anomalies in the Earth's crust in Perú.- Carnegie Ins. Wash. Yearbook, 63, 354-362.

Suarez G., Molnard and Burchfiel, 1983.- Seismicity, Fault plane Solutions, Depth of faulting an active tectonics of the Andes Perú, Ecuador and southern Colombia.- J. G. R., Vol 88, 10,403-10,428.

Stewart J. et al, 1974.- Age determinations from Andean Perú: Areconnaissance survey, Geol. Soc. Am. Bull., 85, 1107-1116.

Street R., Herrman and Otto W. Nutli, 1975.- Spectral Characteristics of the Lg wave generated by Central Unites States Earthquakes.- Geophys. J. R. Astr. Soc. 41, 51 63.

Tatel H. y Tuve M., 1958.- The Earth's crust.- Carnegie Institution of Washington.- Yearbook, 57, 104-111.

Tokuji U. , 1966.- Variations in spectra of P waves recorded at Canadian artic seismograph stations.- Canadian Jour. of Earth Sciences., 3, 597pgs.

Udias A. and Arroyo a., 1970.- Análisis de frecuencias y su

propagación.- Revista de Geofísica, Vol XXIX, Num. 1, 1-41.

Udias A. , 1971.- Introducción a la Sismología y estructura interna de la tierra.- Madrid-España.

Udias A. and Mescua J., 1986.- Fundamentos de Geofísica.- Alambra, Madrid-España.

Vicente et al., 1979.- El sobrecorrimiento de chincha-LLuta: Elemento del accidente mayor Andino al NW de Arequipa., Bol. Soc. Geol. Perú., 61, 67-100.

Woollard G., 1960.- Seismic crustal studies during the IGY,2, continental program (IGY Bulletin 34), trans, Agu, 41, 351-355.

```
5                                ANEXO N° 1
6 '
10 REM ***********************************************************
20 REM ********* PROGRAMA PARA GRAFICAR MOVIMIENTO DE ***********
30 REM  *******       PARTICULA DE LAS ONDAS Lg        ***********
40 REM  *******      22-XI-80            Rodolfo Ayala  ***********
50 REM ***********************************************************
60 REM
70 DIM A(1200),B(1200),NX(900),NY(900)
80 DIM C(1200),PH(900),PV(900),NX1(90),NY1(90)
90 CLS
100 PRINT " "
110 INPUT "NOMBRE DE ARCHIVO : ",X$
120 PRINT " "
130 INPUT "                    NUMERO TOTAL DE PUNTOS : ",N
140 INPUT "                    NUMERO DE SISMOS       : ",D
150 PRINT " "
160 INPUT "                    AZIMUT (Epi-Est)       : ",AZT
170 CLS
180 LOCATE 11,25
190 PRINT "!ESPERAR! ADQUIRIENDO DATOS "
200 OPEN "I",#1, X$
210 INPUT #1,A$
220 FOR I= 1 TO N
230 INPUT #1,A(I)
240 NEXT I
250 N=N/3
260 S=A(1)
270 FOR I=2 TO N
280 S=A(I)+S
290 NEXT I
300 S=S/N
310 FOR I=1 TO N
320 A(I)=A(I)-S
330 NEXT I
340 J=0
350 FOR I=N+1 TO 2*N
360 J=J+1
370 B(J)=A(I)
380 NEXT I
390 S=B(1)
400 FOR I=2 TO N
410 S=B(I)+S
420 NEXT I
430 S=S/N
440 FOR I=1 TO N
450 B(I)=B(I)-S
460 NEXT I
470 K=0
480 FOR I=2*N+1 TO 3*N
490 K=K+1
500 C(K)=A(I)
510 'PRINT C(K),C(1)
520 NEXT I
530 S=C(1)
540 FOR I=2 TO N
550 S=C(I)+S
560 NEXT I
570 S=S/N
```

```
580 FOR I=1 TO N
590 C(I)=C(I)-S
600 NEXT I
610 IF AZT<= 180 THEN AZU=AZT+180
620 IF AZT> 180 THEN AZU=AZT-180
630 AZI=(AZU*3.141529)/180
640 FOR I= 1 TO N
650 PH(I)=B(I)*COS(AZI)+C(I)*SIN(AZI)
660 PV(I)= D(I)*SIN(AZI)-C(I)*COS(AZI)
670 NEXT I
680 CLS
690 INPUT "CONTINUAR (0) ; IMPRIMIR (1) ; TERMINAR (2) : ", X
700 IF X=0 THEN GOTO 790
710 IF X=1 THEN LOCATE 21,1:PRINT " OPRIMIR : IMPR PANT "
720 'WAIT
730 LOCATE 21,1
740 PRINT "                                                                    "
750 LOCATE 22,1
760 PRINT "                                                                    "
770 GOTO 2090
780 IF X=2 THEN GOTO  2090
790 PRINT " "
800 INPUT "PUNTO INICIAL Y FINAL        : ",Y,N
810 AMAX=A(Y)
820 AMIN=AMAX
830 FOR I=Y TO N
840 T=A(I)
850 IF(T-AMIN)<0 THEN GOTO 880
860 IF (T-AMIN)>=0 THEN GOTO 890
870 IF (T-AMIN)>=0 THEN GOTO 900
880 AMIN=T
890 IF (T-AMAX)<=0 THEN GOTO 920
900 IF (T-AMAX)>0 THEN GOTO 910
910 AMAX=T
920 NEXT I
930 AMAX1=B(Y)
940 AMIN1=AMAX1
950 FOR I=Y TO N
960 T1=B(I)
970 IF(T1-AMIN1)<0 THEN GOTO 1000
980 IF(T1-AMIN1)>=0 THEN GOTO 1010
990 IF(T1-AMIN1)>=0 THEN GOTO 1020
1000 AMIN1=T1
1010 IF (T1-AMAX1)<=0 THEN GOTO 1040
1020 IF (T1-AMAX1)>0 THEN GOTO 1030
1030 AMAX1=T1
1040 NEXT I
1050 AMAX2=C(Y)
1060 AMIN2=AMAX2
1070 FOR I=Y TO N
1080 T2=C(I)
1090 IF(T2-AMIN2)<0 THEN GOTO 1120
1100 IF (T2-AMIN2)>=0 THEN GOTO 1130
1110 IF (T2-AMIN2)>=0 THEN GOTO 1140
1120 AMIN2=T2
1130 IF (T2-AMAX2)<=0 THEN GOTO 1160
1140 IF (T2-AMAX2)>0 THEN GOTO 1150
1150 AMAX=T
1160 NEXT I
```

```
1170 AMAX3=PH(Y)
1180 AMIN3=AMAX3
1190 FOR I=Y TO N
1200 T3=PH(I)
1210 IF(T3-AMIN3)<0 THEN GOTO 1240
1220 IF (T3-AMIN3)>=0 THEN GOTO 1250
1230 IF (T3-AMIN3)>=0 THEN GOTO 1260
1240 AMIN3=T3
1250 IF (T3-AMAX3)<=0 THEN GOTO 1280
1260 IF (T3-AMAX3)>0 THEN GOTO 1270
1270 AMAX3=T3
1280 NEXT I
1290 AMAX4=PV(Y)
1300 AMIN4=AMAX4
1310 FOR I=Y TO N
1320 T4=PV(I)
1330 IF(T4-AMIN4)<0 THEN GOTO 1360
1340 IF (T4-AMIN4)>=0 THEN GOTO 1370
1350 IF (T4-AMIN4)>=0 THEN GOTO 1380
1360 AMIN4=T4
1370 IF (T4-AMAX4)<=0 THEN GOTO 1400
1380 IF (T4-AMAX4)>0 THEN GOTO 1390
1390 AMAX4=T4
1400 NEXT I
1410 PRINT " "
1420 PRINT SPC(1)"Z" SPC(13) "N" SPC(13) "E" SPC(16) "PH" SPC(12) "PV"
1430 ' FOR I=Y TO N
1440 PRINT " "
1450 PRINT AMAX,AMAX1,AMAX2,AMAX3,AMAX4
1460 PRINT AMIN,AMIN1,AMIN2,AMIN3,AMIN4
1470 'OPTION BASE 1
1480 KEY OFF
1490 SCREEN 2
1500 PRINT " "
1510 INPUT "VALOR MAXIMO ESCALA (POSITIVO O NEGATIVO) : ", MAX
1520 MAXZ= ABS(MAX)
1530 PRINT " "
1540 INPUT "VALOR MARCA DEL INICIO (1-5) : ",Q
1550 CLS 0
1560 LOCATE 1,15
1570 PRINT "SISMO No. : "D
1580 LOCATE 1,45
1590 PRINT "Az(Est-Epi) : "AZU
1600 REM ********** PROYECCION HORIZONTAL ****************
1610 VIEW (60,75)-(210,15)
1620 WINDOW (-MAXZ,-MAXZ)-(MAXZ,MAXZ)
1630 NX1=MINZ:NX2=MAXZ:NY1=MINZ:NY2=MAXZ
1640 LINE (-NX2,0)-(NX2,0)
1650 LINE (0,-NY2)-(0,NY2)
1660 REM ************ DIBUJO PRIMER GRAFICO ******************
1670 FOR I = Y TO N
1680 NX(I)=C(I)
1690 NY(I)=B(I)
1700 'LPRINT C(I), B(I)
1710 NEXT I
1720 LINE  (NX(Y)-Q,NY(Y)-Q)-(NX(Y)+Q,NY(Y)+Q),,BF
1730 'PRINT "*"
1740 FOR I=Y+1 TO N
```

```
1750 LINE (NX(I-1),NY(I-1))-(NX(I),NY(I))
1760 NEXT I
1770 REM ******** PROYECCION VERTICAL PARALELA AL AZ ************
1780 VIEW (250,75)-(400,15)
1790 WINDOW (-MAXZ,-MAXZ)-(MAXZ,MAXZ)
1800 NX1=MIN:NX2=MAXZ:NY1=MIN:NY2=MAXZ
1810 LINE (-NX2,0)-(NX2,0)
1820 LINE (0,-NY2)-(0,NY2)
1830 REM ************ DIBUJO SEGUNDO GRAFICO **************
1840 FOR I = Y TO N
1850 NX(I)=PH(I)
1860 NY(I)=A(I)
1870 NEXT I
1880 LINE (NX(Y)-Q,NY(Y)-Q)-(NX(Y)+Q,NY(Y)+Q),2,BF
1890 FOR I=Y+1 TO N
1900 LINE (NX(I-1),NY(I-1))-(NX(I),NY(I))
1910 NEXT I
1920 REM ************ PROYECCION VERTICAL PERPENDICULAR AL AZ ********
1930 VIEW (430,75)-(570,15)
1940 WINDOW (-MAXZ,-MAXZ)-(MAXZ,MAXZ)
1950 NX1=MINZ:NX2=MAXZ:NY1=MINZ:NY2=MAXZ
1960 LINE (-NX2,0)-(NX2,0)
1970 LINE (0,-NY2)-(0,NY2)
1980 REM ************ DIBUJO TERCER GRAFICO **************
1990 FOR I = Y TO N
2000 NX(I)=PV(I)
2010 NY(I)=A(I)
2020 NEXT I
2030 LINE (NX(Y)-Q,NY(Y)-Q)-(NX(Y)+Q,NY(Y)+Q),2,BF
2040 FOR I=Y+1 TO N
2050 LINE (NX(I-1),NY(I-1))-(NX(I),NY(I))
2060 NEXT I
2070 LOCATE 21,2
2080 GOTO 690
2090 END
```

ANEXO N° 2

```
C
C     *                                                                *
C     *              PROGRAMA "FTF" (FAST-FOURIER-TRAS)                *
C     *ESTE PROGRAMA CALCULA LA TRANSFORMADA DE RAPIDA DE FOURIER*
C     * CORRIGE LAS AMPLITUDES (ptos digitizados por mmm) multi*-*
C     *PLICANDO POR UN FACTOR;; HACE LA DERIVA (INRAL ;; REALIZA  *
C     *UN SUAVIZADO DE PUNTOS ELIMINANDO ALGO DE ALTAS FRECUENCIA*
C     *         Y CORRECCION DE LA RESPUESTA INSTRUMENTAL          *
C     ***********************************************************
C     *  EL PROGRAMA IMPRIME EN IMPRESORA LOS VALORES CALCULADOS *
C     *  (FRECUENCIA,PERIODO,AMPLITUD,POTENCIA,FASE(rad)).       *
C     *  EL PROGRAMA TAMBIEN GRABA EN ARCHIVO SECUENCIAL LA FRE- *
C     *  CUENCIA Y AMPLITUD PARA UN POSTERIOR PLOTEO POR MEDIO   *
C     *  DEL PROGRAMA ESPEC.                                     *
C     *                                                          *
C     ***********************************************************
      DIMENSION A(4500),FT(2200),FH1(2200)
      DIMENSION LP(4500),LPI(600)
      COMMON A,N,DT ,1
      CHARACTER*64 B,FFI
      CHARACTER*64 FFO
      OPEN(5,FILE='CON')
      OPEN(6,FILE='CON')
      OPEN(1,FILE='PRN')
      LEC=5
      IMP=6
    4 MM=0
      WRITE(IMP,700)
  700 FORMAT('  IDENTIFICACION DEL EVENTO?')
      READ(LEC,'(A60)') B
      WRITE(1,*) B
      WRITE(IMP,701)
  701 FORMAT('  INTERVALO DE TIEMPO,FACTOR? ')
      READ(LEC,*) DT,FACT
      WRITE(IMP,703)
  703 FORMAT('  BAJA Y ALTA FRECUENCIA?')
      READ(LEC,*) FL,FH
      FREQ1=FL
      FREQ2=FH
      KE=1
      KG=1
      WRITE(IMP,707)
  707 FORMAT('  NOMBRE DE ARCHIVO DE DATOS?')
      READ(*,'(A)') FFI
      OPEN(7,FILE=FFI)
      READ(7,1001) N
 1001 FORMAT(I5)
```

```
      READ(7,1000) (LP(I),I=1,N)
 1000 FORMAT(20I4)
C*****K3=-1 ó 0 PARA UNA COMPONENTE Y K3=1 PARA TRES COMPONENTES
      WRITE(IMP,705)
  705 FORMAT('  NUMERO DE COMPONENTES( -1,0,1 ) ? ')
      READ(LEC,*) K3
      WRITE(1,*) K3
      IF(K3) 2,2,3
    3 N=N/3
      GO TO 5
    2 N=N
    5 WRITE(1,*) N
      WRITE(IMP,988)
  988 FORMAT('  PUNTOS: INICIAL Y FINAL? ' )
      READ(LEC,*) N1,N2
      N=N2-N1
      J=1
      DO 955 I=N1,N2
      LP1(J)=LP(I)
C     WRITE(1,21)  LP1(J)
      J=J+1
   21 FORMAT(6I4)
  955 CONTINUE
      WRITE(1,21) (LP1(I), I=1,N)
C*****CORRECCION POR EL FACTOR
      DO 9999I=1,N
      A(I)=FLOAT(LP1(I))
 9999 A(I)=A(I)*FACT
      PI=3.14159265
C****INICIA LA REALIZACION DE LA DERIVA LINEAL***
      S=A(1)
      DO 9991 I=2,N
      S=S+A(I)
 9991 CONTINUE
      S=S/N
      DO 9992 I=1,N
      A(I)=A(I)-S
 9992 CONTINUE
C****EJCUCION DEL SUAVIZADO ********
      A(1)=(A(1)+A(2))/2
      A(2)=(A(1)+2*A(2)+A(3))/4
      Nn=N-2
      DO 9993 I=3,Nn
      A(I)=(A(I-2)+2*A(I-1)+3*A(I)+2*A(I+1)+A(I+2))/9
 9993 CONTINUE
      A(N-1)=(A(N-2)+2*A(N-1)+A(N))/4
      A(N)=(A(N-1)+A(N))/2
      M=DT*N
```

```
      WRITE(1,12) DT
      WRITE(1,945) (A(I),I=1,N)
  945 FORMAT(6E13.4)
      WRITE(IMP,300)
  300 FORMAT(' NOMBRE FILE SALIDA?')
      READ(*,'(A)') FFO
      OPEN(8,FILE=FFO)
      WRITE(8,301) N,N1,N2,DT
  301 FORMAT(3I4,F10.5)
      WRITE(8,900) (A(I),I=1,N)
  900 FORMAT(1X,6E13.4)
C     CALCULO DE LA TRANSFORMADA
      WRITE(1,10)
      CALL FFT(FREQ1,FREQ2,K1,K2,FT,PHI,DE,DF)
      WRITE(IMP,86)
   86 FORMAT(1H," ESPECTRO DE DENSIDAD DE ENERGIA'//)
   77 CONTINUE
      IF(KG)191,192,191
  191 WRITE(IMP,79)
   79 FORMAT('  LOGARITHM SCALE'//)
C     CALL ESPE(K1,K2,DF,FT)
  192 CONTINUE
   10 FORMAT(' FILTRADO Y ANALISIS DE FOURIER USANDO SUBRUTINA
     1COOL ADAPTACION 1973')
   12 FORMAT(' TIME STEP',F8.3///)
      WRITE(1,18)
   18 FORMAT(//10H FIN DEL ANALISIS )
      IF(MM.EQ.1) GO TO 4
      STOP
      END
      SUBROUTINE FFT(FREQ1,FREQ2,K1,K2,FT,PHI,DE,DF)
      DIMENSION X(4500),ID(6),Y(18)
      DIMENSION FT(2200),PHI(2200)
      COMMON X,N,DT
C  THIS PROGRAM COMPUTES THE FOURIER INTEGRAL OF A FUNCTION X(T) ACCORDI
C  THE FORMULA F#X(T)Z=INTEGRAL OF #X(T)*EXP(1*2*PI*F*T)ZDT USING THE
C  FAST FOURIER TRANSFORM ALGORYTHM .
C  THE FOLLOWING VARIABLES MUST BE GIVEN
C  N     = NUMBER OF POINTS OF THE ARRAY
C  X     = X ARRAY, WHERE X IS REAL.
C  DT    = TIME INTERVAL
C  FREQ1= FIRST FREQUENCY
C  FREQ2= LAST FREQUENCY
C  THE FOLLOWING PARAMETERS ARE COMPUTED
C  K1    = INDEX CORRESPONDING TO FREQ1
C  K2    = INDEX CORRESPONDING TO FREQ2C  DF    = DELTA FREQUENCY
C X(J) = THE ARRAY OF MODULI FROM K1 TO K2, INCREMENTED BY STEPS OF 2
C  IE.  J=3,5,7,.....
```

```
C   X(JJ) = THE ARRAY OF PHASES FROM K1 TO K2, INCREMENTED BY STEPS OF 2
C   IE.    JJ=J
C   IE.    JJ=4,6,8,.....
C   CHECKS NUMBER OF POINTS TO BE 2 TO THE N.
C   NOTE BENE PROGRAM DESTROYS THE DATA AND REPLACES IT WITH MODULUS(IE.X
C   AND PHASE(IE.X(JJ))
      IMP=6
      LEC=5
      PI=3.1415926535898
      WRITE(1,*)N
      NMPTS=N
      AN=NMPTS/2
      NOP=8
      I=2
      LI=4
    3 LI=LI+LI
      I=I+1
      IF(N.LE.8) GO TO 66
      LL=N/LI
      IF(LL.NE.1)GO TO 3
    4 NOP=2**I
      IF (NOP.EQ.N) GO TO 5
      I=I+1
      NOP=2*NOP
   66 NP=NOP-N
      N1=N+1
      DO 6 K=N1,NOP
    6 X(K)=0.
      WRITE(1,77) NP
   77 FORMAT(' EL NUMERO DE DATOS NO ES UN MULTIPLO DE 2 A LA N',/,
     1'SE HAN ANADIDO',I7,'CEROS AL FINAL DE LA SERIE PARA COMPLETAR')
  910 FORMAT(3E13.4)
    5 NE=I-1
      NN=NOP/2
      FNN=NN
      FNOP=NOP
      DF=1./(FNOP*DT)
      FNYQ=0.5/DT
      WRITE(1,13) NOP,DT,FNYQ,DF
   13 FORMAT (' POINTS NUMBER =',I6,//,
     2' INCREMENTO DE TIEMPO =',F6.3//
     3' FRECUENCIA DE NIQUIST =' F6.3//
     4' INTERVALO DE FRECUENCIA ='F9.4//)
      CALL FFCOOL(NE,X,DT)
      K1=FREQ1/DF+1
      WRITE(IMP,*)K1
      FK1=K1
      FR=(FK1-2.)*DF
```

```
      IF (FREQ2.LT.FNYQ) GO TO 55
      FREQ2=FNYQ
      WRITE(1,88)
   88 FORMAT(' FH > NYSQUIST, SOLO SALDRAN FR(I) <= FR NYSQUIST')
   55 CONTINUE
      K2=FREQ2/DF+1
      Z=0.0
      DO 7 I=K1,K2
      JJ=2*I
      J=JJ-1
      A=SQRT(X(J)*X(J)+X(JJ)*X(JJ))
      A=A/AN
      IF(X(J)) 97,96,97
   96 B=PI/2.
      GO TO 98
   97 CONTINUE
  500 FORMAT(' TYPE MAGNIFICATION FOR THIS SEISMOGRAPH(ONLY WWSSN')
      B=ATAN2(X(JJ),X(J))
   98 CONTINUE
      IF(B.LT.0.)B=B+2.*PI
      FT(I)=A
      PHI(I)=B
    7 CONTINUE
      IF(KE) 82,84,83
   83 CALL RESP(FT,K1,K2,DF)
      GO TO 84
   82 CONTINUE
      WRITE(IMP,500)
      READ(LEC,*) PEAK
   21 FORMAT(F10.4)
      WRITE(1,22) PEAK
   22 FORMAT(' VALOR CORREGIDO POR INSTRUMENTO.AMPL.MAX= ',F8.2)
      DO 27 I=K1,K2
      FE=(I-1.)*DF
      FT(I)=FT(I)/SEISMA(FE,PEAK)
   27 CONTINUE
   84 CONTINUE
      WRITE(1,10)
   10 FORMAT(//' INDEX'4X'FREQ'4X'PERIOD',5X'AMPL'5X'POTENCIA'5X
     1'PHASE(RAD)    PH CUM'//)
      R=0.
      M1=K2-K1+1
      WRITE(8,901) M1
  901 FORMAT(I4)
      DO 8 I=K1,K2
      PS=FT(I)*FT(I)
      Z=Z+PS
      PK=PHI(I)
```

```
      IF(I.EQ.K1) GO TO 101
      IF(PK-PKB)100,101,101
  100 R=R+1.
  101 PHI(I)=PHI(I)/(2.*PI)+R
      FR=FR+DF
      PKB=PK
      IF(FR)90,91,90
   91 TT=9999.9999
      GO TO 92
   90 TT=1./FR
   92 WRITE(1,11) I,FR,TT,FT(I),PS,PK,PHI(I)
   11 FORMAT(I5,2F10.4,2E12.5,2F10.4)
      WRITE(8,900) FR,FT(I)
  900 FORMAT(F14.4,E17:5)
    8 CONTINUE
    9 CONTINUE
      ZZ=SQRT(Z*.0004327)
      WRITE(1,40) Z,ZZ
   40 FORMAT(' LA SUMA DE LOS CUADRADOS DE LOS MODULOS ES',E12.4,/,
     1' EL LIMITE DE CONFIANZA DEL 95 POR CIENTO ES',E12.6//)
   19 CONTINUE
      RETURN
      END
      SUBROUTINE RECOOL(N,X,DT)
      DIMENSION X(1),G(2)
      COMPLEX X,A,B,W,CONJG
      EQUIVALENCE(G,W)
      D2=0.5*DT
      L=2**N
      WRITE(1,*) COMPLEX X
      CALL COOL(N,X,-1.)
      FL=L
      ARG=3.14159265/FL
      G(1)=COS(ARG)
      G(2)=SIN(ARG)
      WRITE(1,*) X(1)
      B=CONJG(X(1))
      A=X(1)
      WRITE(1,*) B,A
      X(1)=(A+B+(0.,1.)*(B-A))*D2
      X(L+1)=(A+B-(0.,1.)*(B-A))*D2
      LL=L/2+1
      DO 10 I=2,LL
      J=L-I+2
      B=CONJG(X(I))
      A=B+X(J)
      B=(X(J)-B)*W**(I-1)
      X(J)=(A+(0.,1.)*B)*D2
```

```
   10 X(I)=(CONJG(A)+(0.,1.)*CONJG(B))*D2
      RETURN
      END
      FUNCTION SEISMA(FE,PEAK)
C     ESTA FUNCION CALCULA LA RESPUESTA INSTRUMENTAL
C     PARA LAS ESTACIONES DE LA RED WWSS
      WE=6.2831853*FE
      IMP=6
   12 FORMAT(2X,'FE=',F10.5,'SEISMA=',F10.5)
      IF(PEAK.EQ.375.) GO TO 1
      IF(PEAK.EQ.750.) GO TO 2
      IF(PEAK.EQ.1500.) GO TO 3
      IF(PEAK.EQ.3000.) GO TO 4
      IF(PEAK.EQ.6000.) GO TO 5
    1 FMAG=298.44574
      SIGMA=0.003
      GO TO 6
    2 FMAG=596.47330
      SIGMA=0.013
      GO TO 6
    3 FMAG=1189.99848
      SIGMA=0.047
      GO TO 6
    4 FMAG=2349.20790
      SIGMA=0.204
      GO TO 6
    5 FMAG=4236.86538
      SIGMA=0.805
    6 ZETA=0.93
      ZETA1=1.0
      WN=0.418879
      WN1=0.062831853
      AR=(WE*WE-WN*WN)*(WE*WE-WN1*WN1)-4.0*ZETA*ZETA1*WN*WN1*(1.0-SIGMA
     1)*WE*WE
      AI=2.0*WE*(ZETA1*WN1*(WN*WN-WE*WE)+ZETA*WN*(WN1*WN1-WE*WE))
      SEISMA=FMAG*WE*WE*WE/SQRT(AR*AR+AI*AI)
C     WRITE(IMP,12) (FE,SEISMA)
      RETURN
      END
      SUBROUTINE COOL(N,X,SW)
      DIMENSION X(1),INT(16),G(2)
      COMPLEX X,Q,W,HOLD
      EQUIVALENCE(G,W)
      LX=2**N
      FLX=LX
      IL=LX
      PI2=6.283185306
      FLXPI2=SW*PI2/FLX
```

```
      DO 10 I=1,N
      IL=IL/2
   10 INT(I)=IL
      NBLOKK=1
      DO 40 MATRIX=1,N
      NBLOCK=NBLOKK
      NBLOKK=NBLOKK+NBLOKK
      LBLOCK=LX/NBLOCK
      LBHALF=LBLOCK/2
      NW=0
      DO 40 IBLOCK=1,NBLOCK
      LSTART=LBLOCK*(IBLOCK-1)
      FNW=NW
      ARG=FNW*FLXPI2
      G(1)=COS(ARG)
      G(2)=SIN(ARG)
      DO 20 I=1,LBHALF
      J=I+LSTART
      K=J+LBHALF
C     WRITE(1,*) (X(I),I=1,LBHALF)
      Q=X(K)*W
      X(K)=X(J)-Q
      X(J)=X(J)+Q
   20 CONTINUE
      DO 32 I=2,N
      IK=I
      IF(INT(I)-NW)32,32,40
   32 NW=NW-INT(I)
   40 NW=NW+INT(IK)
      NW=0
      DO 80 K=1,LX
      NW1=NW+1
      IF(NW1-K) 55,55,60
   60 HOLD=X(NW1)
      X(NW1)=X(K)
      X(K)=HOLD
   55 CONTINUE
      DO 70 I=1,N
      IK=I
      IF(INT(I)-NW)70,70,80
   70 NW=NW-INT(I)
   80 NW=NW+INT(IK)
      RETURN
      END
      FUNCTION CONJG(Z)
      DIMENSION Z(2)
      COMPLEX CONJG
      CONJG=Z(1)-(0.,1.)*Z(2)
```

```
      RETURN
      END
      SUBROUTINE RESP(FT,K1,K2,DF)
C     MULTIPLICA LOS VALORES DEL ESPECTRO DE AMPLITUDES POR LA INVERSA
C     DE LA CURVA DE RESPUESTA DEL INSTRUMENTO USA INTERPOLACION LINEAL
C     -LOS VALORES FUERA DE LA CURVA SE UTILIZAN EL PRIMER Y ULTIMO
C     PUNTO. LOS VALORES DE LA CURVA DE RESPUESTA ESTAN LEIDOS CON
C     RESPECTO A PERIODOS Y SE ALMACENAN EN X(J) -PERIODOS EN X(2*J)
C     Y AMPLITUDES EN X(2*J-1).
C           NPA-NUMERO DE PUNTOS EN LA CURVA
C           VMTS-VALOR DE LA CURVA PARA EL VALOR RESPECTO AL QUE ESTA
C                NORMALIZADA
C           X(J)-CURVA NORMALIZADA
      DIMENSION X(4500),FT(2200)
      COMMON X,N,DT
      CHARACTER*64 RAG
      OPEN(5,FILE='CON')
      OPEN(6,FILE='CON')
      OPEN(1,FILE='LPT1')
      READ(5,28) NPA,VMTS
      N2PA=2*NPA
      N1PA=N2PA-1
      WRITE(IMP,709)
  709 FORMAT(1H,'NOMBRE DE LA CURVA DE RESPUESTA')
      READ(*,'(A)') RAG
      OPEN(9,FILE=RAG)
      READ(9,*) (X(I),I=1,N2PA)
      DO 500 I=1,N2PA
  500 X(I)=ALOG10(X(I))
      DO 31 JO=K1,K2
      FJO=JO
      FR=(FJO-1.)*DF
      IF(FR)20,21,20
   21 TT=10000.0
      GO TO 22
   20 TT=1./FR
   22 CONTINUE
      TT=ALOG10(TT)
      DO 12 J=1,N1PA,2
      L=J+1
      IF(TT-X(L))10,11,12
   10 IF(TT-X(2))13,14,14
   13 VV=X(1)
      GO TO 15
   14 DIFT=X(L)-X(L-2)
      DIFV=X(J)-X(J-2)
      DIF=TT-X(L-2)
      VV=(DIFV/DIFT)*DIF+X(J-2)
```

```
      GO TO 15
   11 VV=X(J)
   15 VV=10**VV
      FT(JO)=FT(JO)/(VV*VMTS)
      GO TO 31
   12 CONTINUE
      VV=10**X(N1PA)
      FT(JO)=FT(JO)/(VV*VMTS)
   31 CONTINUE
      WRITE(1,25)
   25 FORMAT('LOS VALORES ESTAN CORREGIDOS POR LA CURVA DEL INSTRUMENTO'
     1//)
      DO 26 J=1,N2PA,2
      L=J+1
      X(J)=X(J)+ALOG10(VMTS)
      X(J)=10**X(J)
      X(L)=10**X(L)
   26 CONTINUE
C  26 WRITE(6,27) X(L),X(J)
   27 FORMAT(5X,F10.5,4X,F12.2)
   28 FORMAT(13,F4.2)
      RETURN
      END
```

ANEXO N° 3

```
5
6 '
10 REM * ------------------- PROGRAMA ESPEC ------------------- *
20 REM * ESTE PROGRAMA DIBUJA LA ONDA Y SU ESPECTRO DE *
30 REM * AMPLITUDES CALCULADO POR EL FAST-FOURIER.      *
40 REM * --EL PROGRAMA HA SIDO ESCRITO EN GWBASIC PARA *
50 REM * LA COMPUTADORA ACER-710 DEL OBS. SAN CALIXTO--*
60 REM *        OCT, 1989  E. MINAYA.R                  *
70 REM *        --------------------------              *
80 REM *    PARA OBTENER LA IMPRESION DEL GRAFICO SE    *
90 REM *        SIGUEN LOS SIGUIENTES PASOS:            *
100 REM *                C>CD DOS                        *
110 REM *                C>GRAPHICS                      *
120 REM *                C>A:                            *
130 REM *                A>GWBASIC                       *
140 REM *                OK                              *
150 REM *                LOAD"ESPEC"                     *
160 REM * UNA VEZ OBTENIDO EL GRAFICO SE PRESIONA  LA    *
170 REM *          TECLA  IMPRIME PANTALLA               *
180 REM * ---------------------------------------------- *
190 OPTION BASE 1
200 DIM A(1024),TR(1024)
210 DIM NX(750),NY(750),FR(750),FT(750)
220 'INPUT "IDENTIFICACION DEL EVENTO ",NAM$
230 INPUT "ARCHIVO ",IFILE$
240 INPUT "POSICION GRAFICO?",XX
250 CLS
260 SCREEN 2
270 OPEN "I",1,IFILE$
280 INPUT# 1,N,DT
290 FOR I=1 TO N
300 INPUT# 1,A(I)
310 NEXT I
320 TPN=DT*(N-1)
330 IF XX=1 THEN GOTO 360
340 IF XX=2 THEN GOTO 370
350 IF XX=3 THEN GOTO 380
360 T=0:NX2=430:NY1=80:GOTO 390
370 T=0:NX2=250:NY1=80:GOTO 390
380 T=0:NX2=60:NY1=80:GOTO 390
390 REM
400 REM ********* DIBUJA EJES DEL ESPECTRO ******
410 REM
420 LINE (NX2,NY1)-(NX2+80,NY1)
430 LINE (NX2,NY1)-(NX2,NY1-60)
440 FOR I=1 TO 4
450 NX2=NX2+20
460 LINE (NX2,NY1-2)-(NX2,NY1+2)
470 NEXT I
480 IF XX=1  THEN NX2=430
490 IF XX=2 THEN NX2=250
500 IF XX=3 THEN NX2=60
510 FOR I=1 TO 4
520 NY1=NY1-15
530 LINE (NX2-4,NY1)-(NX2+4,NY1)
540 NEXT I
550 NY1=80
560 REM
```

```
570 REM***** DIBUJO DEL ESPECTRO******
580 REM
590 INPUT# 1,M
600 FOR I=1 TO M
610 INPUT# 1,FR(I),FT(I)
620 NEXT I
630 AMAX=FT(1):AMIN=AMAX
640 FOR I=1 TO M
650 T=FT(I)
660 IF T>=AMIN THEN GOTO 680
670 AMIN=T
680 IF T<=AMAX THEN GOTO 700
690 AMAX=T
700 NEXT I
710 IF AMAX<=.0001 THEN T4=-7:GOTO 760
720 IF AMAX<=.001  THEN T4=-6:GOTO 760
730 IF AMAX<=.01   THEN T4=-5:GOTO 760
740 IF AMAX<= .1   THEN T4=-4:GOTO 760
750 IF AMAX<= 1   THEN T4=-3:GOTO 760
760 IF XX=1 THEN NX2=430
770 IF XX=2 THEN NX2=250
780 IF XX=3 THEN NX2=60
790 DF=45:DFT=15:NY1=80
800 FOR I=1 TO M
810 NX(I)=NX2+FR(I)*DF
820 NY(I)=NY1-((LOG(FT(I))/LOG(10))-T4+1!)*DFT
830 NEXT I
840 FOR I=2 TO M
850 LINE (NX(I-1),NY(I-1))-(NX(I),NY(I))
860 NEXT I
870 KEY OFF
880 END
```

Translation of Thesis Abstract

National University of San Agustin de Arequipa (Peru), Department of Geology and Geophysics

Rg Waves from Peruvian seismic events recorded at the La Paz, Bolivia (LPB) station

Thesis (undergraduate), Celedonio Mora Tito
Arequipa, Peru, 1990

Rg waves from 121 earthquakes located in Peru or in the offshore region adjacent to Peru, and recorded at La Paz, are examined in the context of similar studies completed in other parts of the world. General geological characteristics of the area are reviewed, as are the principal geophysical methods previously applied to the source region and to the Rg propagation paths; in particular velocity profiles between pairs of stations determined by James (1971) are considered in this review.

Earthquake sources in this study have been separated into three separate zones based on seismogram characteristics: South, Center and North. Velocities do not differ much between zones in the 2.8 to 3.4 km/sec range. The first zone has large Rg amplitudes, without apreciable variation between different geological provinces except for reduced amplitudes from offshore epicenters.

The second zone exhibits a smooth amplitude gradation from larger amplitudes in the eastern part through diminishing amplitudes in the more western geological provinces to negligible amplitudes from offshore earthquakes. In the third zone the amplitudes are smaller, with attenuation attributed to the propagation path, and with a gradation similar to that observed in Central Peru (Western and Eastern Cordilleras).

Computer analysis of particle motion is applied to hand digitized records for a variety of propagation paths, incorporating S wave decomposition (this being the factor that can have the greatest complicating effect on the analysis). Characteristics of Rayleigh surface waves are prevalent in the particle motions.

Fourier spectra from FFT analysis display a cutoff frequency of 0.8 to 1.05 Hz, above which amplitudes diminish rapidly. Spectral amplitude maxima ranging from 0.2×10^{-5} mm to 1.0×10^{-5} mm occur at frequencies of 0.7 to 0.9 Hz. Intercalated minima do not have great significance. The Rg waves propagate through the crust, probably guided through a layer the top of which is located 5 or 6 km below the surface (granitic layer).