Cresis

Centro Regional de Sismología para América del Sur

SIMPOSIO SOBRE EL PELIGRO Y RIESGO SISMICO Y VOLCANICO EN AMERICA DEL SUR

SYMPOSIUM ON SEISMIC AND VOLCANIC HAZARD AND RISK IN SOUTH AMERICA

SETIEMBRE 24 - 28, 1984
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
SAN JUAN, ARGENTINA

PROGRAMA PARA LA MITIGACION DE LOS EFECTOS DE LOS TERREMOTOS EN LA REGION ANDINA
(PROYECTO SISRA)

EARTHQUAKE MITIGATION PROGRAM IN THE ANDEAN REGION
(PROJECT SISRA)

VOLUMEN 14
1985

Centro Regional de Sismología para América del Sur

PNABG-306

PROGRAMA PARA LA MITIGACION DE LOS EFECTOS DE LOS TERREMOTOS EN LA REGION ANDINA (PROYECTO SISRA)

EARTHQUAKE MITIGATION PROGRAM IN THE ANDEAN REGION (PROJECT SISRA)

Esta serie de publicaciones del Proyecto SISRA comprende catorce (14) volúmenes que incluyen los siguientes dieciocho (18) tomos:

VOLUMENES 1 AL 9 – CATALOGO DE TERREMOTOS PARA AMERICA DEL SUR

- VOL. 1 DESCRIPCION DEL CATALOGO E INFORMES NACIONALES
- VOL. 2 ARGENTINA. DATOS DE HIPOCENTROS E INTENSIDADES
- VOL. 3 BOLIVIA Y BRASIL. DATOS DE HIPOCENTROS E INTENSIDADES
- VOL. 4 COLOMBIA. DATOS DE HIPOCENTROS E INTENSIDADES
- VOL. 5 CHILE. DATOS DE HIPOCENTROS E INTENSIDADES
- VOL. 6 ECUADOR. DATOS DE HIPOCENTROS E INTENSIDADES
- VOL. 7 (7a) PERU. DATOS DE HIPOCENTROS
  - (7b) PERU. DATOS DE INTENSIDADES
  - (7c) PERU. DATOS DE INTENSIDADES
- VOL. 8 VENEZUELA. DATOS DE INTENSIDADES E HIPOCENTROS
- VOL. 9 TRINIDAD Y TOBAGO Y AREAS ADYACENTES. DATOS DE INTENSIDADES E HIPOCENTROS

VOLUMEN 10 – TERREMOTOS DESTRUCTIVOS EN AMERICA DEL SUR 1530–1894

VOLUMEN 11 – MAPA NEOTECTONICO PRELIMINAR DE AMERICA DEL SUR

VOLUMEN 12 – MAPA DE MAXIMAS INTENSIDADES SISMICAS EN AMERICA DEL SUR

VOLUMEN 13 – EFECTOS ECONOMICOS DE LOS SISMOS (ECOSIS):
- (13A) METODOLOGIA Y RESULTADOS
- (13B) ESTUDIOS DE CASOS
- (13C) ESTUDIOS ECONOMICOS

VOLUMEN 14 – SIMPOSIO SOBRE EL PELIGRO Y RIESGO SISMICO Y VOLCANICO EN AMERICA DEL SUR (SAN JUAN, 1984)

Estas publicaciones pueden ser adquiridas individualmente o como serie completa.

These publications may be ordered individually or as a complete series.

Pedirlas a:

DIRECTOR, CERESIS
APARTADO 11363
LIMA 14, PERU

Este trabajo se publica con el entendimiento de que el Gobierno de los Estados Unidos de América y los Gobiernos de los países participantes están autorizados a reproducir y distribuir copias para fines propios de los Gobiernos.

Los puntos de vista y las conclusiones que contiene este documento son de los autores y no deben interpretarse como que necesariamente representan las políticas oficiales, explícitas o inferidas, del Gobierno de los Estados Unidos de América o de los Gobiernos de los países participantes.

La investigación y publicación fue auspiciada por el Geological Survey, United States Department of the Interior, bajo el Grant No. 14–08–0001 G–670, con financiamiento proporcionado por la Office of Foreign Disaster Assistance, Agency for International Development, United States Department of State, y por los países participantes.

This manuscript is submitted for publication with the understanding that the United States Government and the Governments of the participating countries are authorized to reproduce and distribute reprints for government purposes.

The views and conclusions contained in this document are those of the authors and should not be interpreted as necessarily representing the official policies, either express or implied, of the United States Government or of the Governments of the participating countries.

Research and publication supported by the Geological Survey, United States Department of the Interior, under Grant No. 14–08–0001 G–670, with funding provided by the Office of Foreign Disaster Assistance, Agency for International Development, United States Department of State, and by the participating countries.

Publicado por : CERESIS
Impreso por : TAREA
Asociación de Publicaciones Educativas
Apartado 2234 - Lima 100, Perú

1985

b

SIMPOSIO SOBRE EL PELIGRO Y RIESGO SISMICO Y VOLCANICO EN AMERICA DEL SUR

SYMPOSIUM ON SEISMIC AND VOLCANIC HAZARD AND RISK IN SOUTH AMERICA

Volumen 14

SETIEMBRE 24 - 28, 1984
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
SAN JUAN, ARGENTINA

Editado por:	Alberto Giesecke M.
Comité Consultivo:	
Alberto Giesecke M.	Director, Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS)
S.T. Algermissen:	Project Coordinator, United States Department of the Interior, Geological Survey
Paul F. Krumpe:	Technical Adviser, United States Department of State, Agency for International Development, Office of the U.S. Foreign Disaster Assistance

C

SIMPOSIO SOBRE EL PELIGRO Y RIESGO SISMICO Y VOLCANICO EN AMERICA DEL SUR

SYMPOSIUM ON SEISMIC AND VOLCANIC HAZARD RISK IN SOUTH AMERICA

INDICE
(CONTENTS)

PROLOGO 1
(FOREWORD)

MEMORIA DE LA REUNION 3
(PROCEEDINGS OF THE SYMPOSIUM)

REDES Y OBSERVACION DE LA ACTIVIDAD SISMICA 11
(NETWORKS AND EARTHQUAKES MONITORING)

- Red Sismológica Argentina; Obtención y Procesamiento de la Información. 13
  (Seismological Net in Argentina; Recording and Processing of the Data).

  N. Puebla, R.Q. Forradellas, M.M. Millán, A.M. Ruiz

- El Procesamiento de Acelerogramas de un Terremoto Limeño en el Dominio de la Frecuencia. 50
  (Processing of Strong-motion Lima Accelerograms in the Frequency Domain).

  L. M. Fernández

- Sistema de Procesamiento de Acelerogramas. 65
  (Accelerogram Processing System).

  J. C. Rosas

- Atenuación de las Aceleraciones Horizontales Máximas Empleando Datos de Sismos Argentinos. 88
  (Attenuation of Maximum Horizontal Accelerations Using Data from Argentine Earthquakes).

  M. A. Bufaliza

- Atenuación de la Intensidad en la Región de Cochabamba. 103
  (Attenuation of Intensity in the Cochabamba Region).

  E. Minaya R.

- Condiciones de Borde Transparentes en la Generación Numérica de Sismogramas. 116
  (Transparents Boundary Conditions in the Numeric Generation of Seismograms).

  D. Comte S., H. Fuenzalida P.

SISMICIDAD
(SEISMICITY) 135

- Catálogos de Hipocentros e Intensidades de América del Sur.
(Catalogs of Hypocenters and Intensities for South America). 137

B. Askew, S.T. Algermissen

- Aspectos de la Sismicidad del Territorio Brasileño.
(Aspects of the Seismicity of the Brazilian Territory). 171

J. Berrocal, M. Assumpcao, R. Antezana, C.M. Dias Neto, R. Ortega, H. Franca, J.A.V. Veloso

- Sismicidad Superficial en Chile Central.
(Shallow Seismicity in Central Chile). 193

M. Pardo P., P. Acevedo A.

- Sismicidad Histórica de los Andes Venezolanos. Una Exposición sucinta de los Mapas de Isosistas Producidos para los Principales Eventos Destructores (I_o max $\geq$ VII).
(Historic Seismicity of the Venezuelan Andes. A Brief Description of the Isoseismal Maps Produced for the Principal Destructive Events (I_o max $\geq$ VII). 200

M. A. Lugo

- Distribución Regional del Parámetro de Atenuación "Q" Estimado en Base a la Coda de Sismos Locales Chilenos.
(Regional Distribution of "Q" Values from Coda Waves of Local Earthquakes in Chile). 204

E. Kausel, J. Cruzat

GEOLOGIA Y SISMOTECTONICA
(GEOLOGY AND SEISMOTECTONICS) 219

- Identificación de una Posible Estructura en Bloques en el Sur del Perú.
(Identification of Possible Block Structure in Southern Peru). 221

E. Deza D.

- Sismotectónica del Valle de Cochabamba (Bolivia).
(Seismotectonics of the Cochabamba Valley (Bolivia). 246

J. Remberto Cardona I.

- Observaciones Acerca de la Neotectónica del Perú.
(Comments Concerning Neotectonic of Peru). 254

M. Sebrier, Jean-Luc Blanc, D. Bonnot, J. Cabrera, E. Deza, D. Huamán, J. Macharé.

- Segmentación Volcano-Tectónica de los Andes Septentrionales. (Volcano-Tectonic Segmentation of the Northern Andes) 270

  Minard L. Hall, C. A. Wood

- Diferenciación de las Unidades Sismogenéticas al Sur de México: El caso Oaxaca. (Differentation of Seismogenic Units in Southern Mexico: The Oaxaca Case). 284

  L. Ponce, J. Núñez-Cornú, L. Quintanar

- Inestabilidad de Taludes en la Cuenca del Río Mantaro y su Relación con el Tectonismo del Perú Central. (Inestability of Slopes in the Mantaro River Basin and its Relation with the Tectonism of Central Peru). 288

  J. Véliz B.

- Mapa de Licuación de Suelos en el Perú. (Map of Soil-Liquefaction in Peru). 303

  J. Alva Hurtado

RIESGO Y PELIGRO SISMICO Y VOLCANICO (SEISMIC AND VOLCANIC RISK AND HAZARD) 315

- Sismicidad y Peligro Sísmico en el Centro de Bolivia. (Seismicity and Seismic Hazard in Central Bolivia Region). 317

  A. J. Vega B.

- Sismos y Riesgo Sísmico en Colombia. (Earthquakes and Seismic Risk in Colombia). 330

  A. Sarria M.

- Riesgo Sísmico del Perú (Seismic Risk in Peru). 372

  L. Casaverde M., J. Vargas N.

- Mapa de Destribución Probabilística de Intensidades del Perú. (Map of Probabilistic Distribution of Intensities for Peru) 393

  L. Casaverde M., J. Vargas N.

- Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú. (Distribution of Maximum Observed Seismic Intensities in Peru). 411

J. E. Alva, J. Meneses, V. Guzmán

- Regiones de Mayor Riesgo Volcánico de América del Sur. (Regions of Greater Volcanic Risk in South America). 421

O. González-Ferrán

- Mapa de Riesgos Volcánicos en la Antártica. (Map of Volcanic Risk in the Antarctic). 433

O. González-Ferrán

PREVENCION DE DESASTRES Y MITIGACION (DISASTER PREPAREDNESS AND MITIGATION) 443

- Un Programa para la Mitigación de los Efectos de los Terremotos en la Región Andina. Proyecto SISRA (A Program for the Mitigation of Earthquakes Effects in the Andean Region. Summary of Objectives and Results). 445

A. Giesecke M.

- Nuevas Iniciativas para Estudios de Mitigación del Peligro Sísmico en América del Sur. (New Initiatives for Earthquake Hazard Mitigation Studies in South America). 450

S.T. Algermissen

- Una Experiencia Venezolana en la Evaluación de Riesgos Naturales: El Inventario Nacional de Riesgos Geológicos a Escala 1:1,500,000. (A Venezuelan Experience in the Field of Natural Hazards Evaluation: the National Inventory of Geological Hazards Scale 1:1,500,000). 453

M. Lugo

- Pautas para Implementar un Plan de Acción ante la Emergencia de un Terremoto en el Gran San Juan. (Guidelines for the Implementation of a Plan in Preparation for an Emergency Associated with an Earthquake in the Greater San Juan Area). 461

Juan C. Castano, R. Forradellas

- Sistema Nacional de Protección Civil en Chile. 479
(The National System for Civil Protection in Chile).

A. Saleh M.

- Estimación Preliminar de las Pérdidas Máximas Probables Debidas a Terremoto en la Ciudad de Mendoza, Argentina. 489
(Preliminary Estimation of the Maximum Probable Losses Due to Earthquakes, in the City of Mendoza, Argentina).

J. C. Castano, M.H. Millán

- Pérdidas Esperadas, en Edificios, Causadas por Terremotos. 504
(Expected Building Losses Caused by Earthquakes).

J. Grases

- Consecuencias Psicológicas y Sociales Provocadas por el Sismo en la Población de Cañete. Un Abordaje Interdisciplinario. 520
(Psychological and Social Consequences Created by the Earthquake in Cañete. An Interdisciplinary Study).

N. Romero, J. Lini, R. Colombi, M. Molina, A. Krause.

LISTA DE PARTICIPANTES 528
(LIST OF PARTICIPANTS)

SIMPOSIO SOBRE EL PELIGRO Y RIESGO SISMICO Y VOLCANICO EN AMERICA DEL SUR

PROLOGO

El Simposio sobre el Peligro y el Riesgo Sísmico y Volcánico en América del Sur, en el contexto del "Programa para la Mitigación de los Efectos de los Terremotos en la Región Andina - Proyecto SISRA", tuvo lugar en San Juan, Argentina, los días 24 - 28, Setiembre, 1984, con la participación de 54 especialistas en la materia, provenientes de 13 países. El Simposio tuvo varios objetivos: 1) informar a los participantes del estado de avance del Proyecto SISRA; 2) ofrecer un foro para la presentación de los informes nacionales, en relación con los diversos aspectos del Proyecto SISRA; 3) ofrecer conferencias sobre los problemas relevantes a los objetivos de SISRA; 4) discutir ponencias y presentaciones técnicas y científicas, en relación con la aplicación de medidas de mitigación de desastres, en el contexto general del proyecto SISRA; y 5) cambiar opiniones respecto a las áreas y prioridades para la investigación y estudios pertinentes al peligro sísmico y al análisis del riesgo (pérdidas), códigos de construcción, planeamiento para uso de la tierra, prevención contra desastres y mitigación.

Durante el primer día se presentaron informes y se discutieron temas concernientes a los principales productos del proyecto SISRA: el Catálogo de Terremotos con Datos de Hypocentros e Intensidades, el Mapa Neotectónico Preliminar, el Mapa de Máximo Sacudimiento del Terreno (Intensidades) y el estudio sobre los Efectos Económicos de los Terremotos en América del Sur. El segundo día y la mañana del tercer día fueron dedicados a la presentación detallada de nueve informes nacionales de los países participantes en el Proyecto SISRA. En la tarde del tercer día se expusieron conferencias de especialistas invitados para este fin. Durante los dos últimos días del Simposio se presentaron los 33 trabajos que se reproducen en este volumen. Estos trabajos están directamente vinculados con los objetivos del Proyecto SISRA y cubren un amplio espectro, desde consideraciones geológicas para la zonificacion sísmica y nuevas técnicas y resultados en sismología hasta pérdidas asociadas con los terremotos y los efectos psicológicos de los desastres sísmicos en la población.

El último día también se discutieron ideas y sugerencias para la aplicación de los resultados del Proyecto SISRA a la mitigación de los efectos de los desastres y a proponer planes de trabajo futuro.

El Simposio permitió que los participantes, observadores y el propio Comité Consultivo del Proyecto SISRA, llegaran a la conclusión de que el proyecto había alcanzado metas significativas, gracias al esfuerzo y aporte de muchas personas, útiles para la mitigación de daños causados por desastres.

S. T. Algermissen

Alberto Giesecke M.

SYMPOSIUM ON SEISMIC AND VOLCANIC HAZARD AND RISK IN SOUTH AMERICA

FOREWORD

The Symposium on Seismic and Volcanic Hazard and Risk in South America , as part of the "Program for the Mitigation of Earthquake Effects in the Andean Region (Project SISRA)" was held in San Juan, Argentina, from September 24-28,1984, with 54 participants from 13 countries The Symposium had several objectives: 1) to inform the participants from all of the countries of the progress on the major goals of Project SISRA; 2) to offer a forum for the presentation of national reports on various aspects of Project SISRA; 3) to offer invited presentations which would form a background for the SISRA work; 4) to hear presentations and discuss scientific, engineering and disaster mitigation applications that have grwn out of the basic SISRA research framework, and 5) to discuss areas and priorities for research and applications of research to earthquake hazard and risk (loss) analysis, building codes, land use planning and disaster preparedness and mitigation.

Major papers and extended discussion of the principal products of Project SISRA: the Catalog of Earthquake Hypocenters and Intensity Data, the Preliminary Neotectonic Map and the Map of Maximum Ground Shaking (Intensities), and the Analysis of the Economic Effects of Earthquakes in South America, occuppied the first day of the Symposium. The second and half of the third day were given to the presentantion and discussion of nine reports of work on the main objectives of SISRA underway in each of the countries. Invited papers were presented in the afternoon of the third day. The fourth and fifth days of the Symposium heard the presentation of 33 technical papers that are an outgrouwth of the SISRA effort. These papers cover a wide range, from geological considerations of seismic zoning and new techniques and results in seismology, to the economic losses associated with earthquakes and the psychological effects of earthquake disasters on the population.

On the final day, considerable time was devoted to the presentation of ideas for the application of SISRA results to disaster mitigation and the definition of the directions for future work.

The Symposium produced the feeling among the participants, observers and the Review Committee for project SISRA, that the project has accomplished major goals in hazard mitigation in South America.

S. T. Algermissen
Alberto Giesecke M.

MEMORIA DE LA REUNION GENERAL DEL PROGRAMA PARA LA MITIGACION DE LOS EFECTOS DE LOS TERREMOTOS EN LA REGION ANDINA (PROYECTO SISRA). SAN JUAN, ARGENTINA 24-28 SETIEMBRE, 1984.

Dia 24 de Setiembre

Ceremonia de Apertura

A horas 10 del día 24 de Setiembre el Sr. Gobernador de la Provincia de San Juan, Dr. Leopoldo Bravo, acompañado de autoridades nacionales y provinciales y junto con el Presidente del CERESIS, Dr. Edgar Kausel y el Director del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), Ing. Julio Aguirre Ruiz, declaró abierta la Reunión General del Proyecto SISRA.

El Señor Gobernador pronunció unas palabras de bienvenida a todos y en especial a las delegaciones extranjeras, resaltando la importancia que la reunión tenía para la Provincia de San Juan y para toda la Argentina Andina.

Primera Sesión Técnica

Sala de Conferencias del INPRES, horas 11.

Moderador: Dr. Rafael Goberna, Representante de Colombia
Relator : Dr. Luis M. Fernández, Director Adjunto de CERESIS

El Ing. Giesecke habló sobre el Proyecto SISRA explicando su génesis y desarrollo, describió los objetivos y los resultados logrados. A continuación hizo uso de la palabra el Dr. S. T. Algermissen, coordinador del Proyecto por parte del Servicio Geológico de los Estados Unidos. Indicó que la Reunión no era el final de SISRA sino sólo una fase más en la que se iba a mostrar y discutir lo conseguido. El número de trabajos que se han de presentar indica el interés de Latino América en la sismología.

La sesión se desarrolló de acuerdo con el siguiente programa:

11:00 hs Palabras de Introducción al Proyecto SISRA:
Director de CERESIS - Ing. Alberto Giesecke
Funcionario del USGS - Dr. S. T. Algermissen

11:30 hs 1 Presentación de Resultados del Proyecto SISRA a nivel Regional.

1.1 Catálogos de Hipocentros e Intensidades.
Dr. S.T. Algermissen
Ms. B. Askew

15-19 hs 1.2 Mapa Preliminar Neotectónico
Dr. Oscar Gonzalez Ferrán
Comentarios: Ing. Justo Cabrera

1.3 Mapa de Intensidades Máximas y de Licuación y Deslizamientos
Ing. J.C. Castano
Comentarios: Dr. Luis Fernández e Ing. Simón Gershanik

1.4 Efectos Económicos de los Terremotos (ECOSIS).

1.4.1 Metodología: Dr. José Grasés.

Dia 25 de Setiembre

Segunda Sesión Técnica

Moderador: Dr. Edgar Kausel
Relator : Dr. E. M. Fournier d'Albe

09-12 hs 1.4 Continuación del tema: "Efectos Económicos de los Terremotos (ECOSIS)".

1.4.2 Terremoto de Caucete, Argentina, 1977.
Ing. J. C. Castano - J. L. Zamarbide - A. P. Giuliano

1.4.3 Terremoto de Caracas, Venezuela, 1967.
Dr. J. Grasés

1.4.4 Terremoto de Ancash, Perú, 1970
a) Dr. J. Alva.
b) Dr. M. Vega Centeno

1.4.5 Modelo Probabilístico para la Evaluación de Efectos Económicos.
Dr. J. Grasés

Tercera Sesión Técnica

Moderador: Ing. L. Urbina
Relator : Dr. O. González F.

15-19 hs 2. Presentaciones Nacionales del Proyecto SISRA.

2.1 Argentina - Coord. Nacional Ing. J. C. Castano
J. C. Castano - M. Bufaliza - M. Pérez - Q. Forradelas

2.2 Bolivia - Coord. Nacional Ing. A. Vega
A. Vega - E. Minaya - R. Cardona - H. Claure

2.3 Brasil - R. Ortega

2.4 Colombia - Coord. Nacional R. P. Rafael Goberna
R. Goberna - A. Sarria

2.5 Chile - Coord. Nacional Dr. Edgar Kausel
E. Kausel - M. Pardo - O. González - D. Comte

Día 26 de Setiembre

Cuarta Sesión Técnica

Moderador: Dr. Edgar Kausel
Relator : Ing. Angel Vega

09-12 hs 2. Continuación de Presentaciones Nacionales del Proyecto SISRA

2.6 Ecuador - Coord. Nacional Ing. Edgar Proaño
E. Proaño - J. Egred - M. Hall - R. Arellano

2.7 Perú - Coord. Nacional Dr. Enrique Silgado
E. Silgado - D. Huaco - J. Alva - J. Cabrera

2.8 Uruguay - Coord. Nac. Ing. Alberto Benavidez
A. Benavidez - M. T. Roma

2.9 Venezuela - Coord. Nacional Ing. Luis Urbina
L. Urbina - J. Grases - J.P. Soulas

Quinta Sesión Técnica

Moderador: Ing. Julio Sohar Aguirre Ruiz

15-19 hs 3. Ponencias Invitadas y Discusión

3.1 S.T. Algermissen
"Nuevas Iniciativas para Estudios de Mitigación del Peligro Sísmico en América del Sur".

3.2 Dr. Karl Steinbrugge
"La Práctica Actual de la Ingeniería Sismo-Resistente".

3.3 E.M. Fournier d'Albe
"La Evaluación del Riesgo Sísmico, la Planificación Urbana y los Seguros".

3.4 Dr. Alfredo Saleh Murra
"Sistema Nacional de Protección Civil en Chile".

Día 27 de Setiembre

Sexta Sesión Técnica

Moderador: Dr. Enrique Silgado

0830-1030 4 Aplicaciones del Proyecto SISRA

4.1 Forradellas y Otros
"Procesamiento de la Información Obtenida en la Red Sismológica Argentina".

4.2 Rosas, Juan Carlos
"Sistema para Procesamiento de Acelerogramas".

4.3 Fernández, Luis
"El Procesamiento de Acelerogramas de un Terremoto Limeño en el Dominio de la Frecuencia".

4.4 Véliz B., José
"Inestabilidad de taludes en la Cuenca del Rio Mantaro y su relación con el Tectonismo del Perú Central".

4.5 González-Ferrán, Oscar
"Mapa de Riesgos Volcánicos en la Antártica".

4.6 Deza, Ernesto
"Identificación de una posible estructura en bloques del Sur del Perú".

4.7 Hall, Minard
"Segmentación Volcano-Tectónica de los Andes Septentrionales".

4.8 González-Ferrán, Oscar
"Regiones de Mayor Riesgo Volcánico de América del Sur".

Séptima Sesión Técnica

Moderador: Ing. Alberto Benavidez

16-19 hs 4.9 Alva, Jorge
"Estudio de Microtrepidaciones en Chimbote y Huaraz"

4.10 Sarria, Alberto
"Sismos y Riesgo Sísmico en Colombia".

4.11 Castano, Juan Carlos y otros
"Pautas para implementar un plan de emergencia sísmica y de uso del suelo en la provincia de San Juan, Argentina".

4.12 Romero, Neri y otros
"Consecuencias Psicológicas y Sociales provocadas por el sismo en la población de Caucete. Un abordaje interdisciplinario".

4.13 Lugo, Miguel
"Una experiencia venezolana en la evaluación de riesgos geológicos a escala 1:1.500.000".

4.14 Huaco, Daniel
"Comparación de las Intensidades Sísmicas".

4.15 Kausel, Edgar
"Regionalización del Parámetro de Atenuación Q por medio de la coda de sismos locales chilenos".

4.16 Pardo, Mario y otros
"Sismicidad Superficial en Chile Central".

4.17 . Ponce, Lautaro y otros
"Diferenciación de las unidades sismogenéticas al Sur de México: el caso de Oaxaca".

4.18 Pérez, Armingulo
"La Estación Sismológica de Río de Janeiro"

4.19 Comte, Diana
"Implementación de condiciones de borde transparentes en sismogramas teóricos".

4.20 Bufaliza, M.A.
Atenuación de las Aceleraciones Horizontales máximas Empleando datos de sismos argentinos".

4.21 Giesecke, Alberto
"Un Programa para la mitigación de los efectos de los terremotos en la región andina".

4.22 Casaverde, Lucía y Vargas, Julio
"Riesgo Sísmico del Perú".

Dia 28 de Setiembre

Octava Sesión Técnica

Moderador: Ing. Roberto Arellano

830-1130 4.23 Cardona, J. Remberto
"Sismotectónica de Cochabamba"

4.24 Minaya, Estela
"Atenuación de la Intensidad en la región de Cochabamba"

4.25 Vega B., Angel J.
"Sismicidad y Riesgo Sísmico en el Centro de Bolivia"

4.26 Berrocal, J. y otros
"Aspectos de la Sismicidad del Territorio Brasilero".

4.27 Lugo, M.A.
"Sismicidad Histórica de los Andes Venezolanos"

4.28 Alva, Jorge y otros
"Distribución de Máximas Intensidades observadas en el Perú"

4.29 Casaverde, Lucía y Vargas, J.
"Mapa de distribución probabilística de intensidades del Perú"

4.30 Alva, Jorge
"Mapa de licuación de suelos en el Perú".

4.31 Sebrier, Michel y otros
"Observaciones acerca de la Neotectónica del Perú".

4.32 Askew, Bonny y Algermissen, S.T.
"Catalog of Hypocenters and Intensities for South America".

4.33 Algermissen, S.T.
"New initiatives for Earthquake Hazard Mitigation Studies in South America".

4.34 Saleh Murra, Alfredo
"Sistema Nacional de Protección Civil en Chile".

4.35 Castano, Juan C. y Millán, Marcelo H.
"Estimación Preliminar de las pérdidas máximas probables debidas a terremotos en la ciudad de Mendoza, Argentina".

4.36 Grases, J.
"Pérdidas esperadas, en Edificios, causadas por Terremotos".

16-19 hs. Discusión de Prioridades para Actividades Futuras

Moderadores: S.T. Algermissen
J.C. Castano
A. Giesecke

Temas propuestos:

- Mejorar la información obtenida a nivel nacional para el proyecto SISRA ; incorporar dicha información periódicamente a los productos regionales . Publicar los Informes Nacionales.

- Organizar seminarios involucrando a ingenieros, planificadores y personal de Defensa Civil para transferir la tecnología desarrollada por el Proyecto SISRA a códigos de construcción, planificación de uso de tierras y preparación para casos de desastres.

- Aplicación de los resultados del Proyecto SISRA a los esfuerzos nacionales para adoptar medidas conducentes a la previsión de desastres, mitigación y ayuda. Diseñar mecanismos para la obligatoriedad en el uso de los códigos de construcción.

- Formación de grupos entrenados en las universidades locales, para la rápida y precisa evaluación de daños producidos por terremotos.

- Llevar a cabo proyectos de demostración de micro-zonificación.

- Organizar e implementar un banco de datos para información geofísica y de preparación para casos de desastres.

- Producir mapas probabilísticos del movimiento del terreno para América del Sur. Definir zonas sismogénicas para estos estudios probabilísticos.

- Recolectar y publicar todos los registros relevantes de instrumentos de

de movimientos fuertes en América del Sur.

- Estudio de factibilidad para la instalación y funcionamiento de observa - torios para la detección, observación y análisis de parámetros geofísicos relevantes a desastres naturales, correlación de fenómenos geofísicos con la ocurrencia de terremotos.

- Adquirir el equipo adecuado y tener la capacidad para un rápido desplie - gue en el campo de dicho equipo para la localización precisa de réplicas después de un terremoto; estudio detallado de los terremotos desde el punto de vista de la ingeniería sismo-resistente.

- Analizar el riesgo de los glaciales en relación con la ocurrencia de terremotos.

- Analizar el riesgo de los tsunamis, identificar y mapear las áreas de mayor riesgo.

- Estudio detallado de la actividad tectónico-volcánica en 3 sub-regiones : Colombia-Ecuador, Andes Centrales y Chile-Argentina austral; correlación de eventos históricos volcánicos y sísmicos, producir mapas regionales para el peligro volcánico y crear un banco de datos para todo lo anterior.

- Apoyar estudios geológicos para identificar patrones sísmicos en los últimos 10,000 años. Ampliar los objetivos de los grupos de neotectónica . Producir mapas sismotectónicos.

- Implementar una red sísmica con telemetría vía satélite, a nivel continental.

(English translation of above)

Discussion concerning future activities. List of proposals.

- Improve the information obtained, at the national level, for Project SISRA; periodically incorporate the new information into the regional products . Publish the national reports.

- Organize seminars involving engineers, planners and civil defense personnel to transfer technology developed in project SISRA to building codes, land use planning and disaster preparedness.

- Application of project SISRA results to national efforts to adopt measures leading to the prevention of disasters, mitigation and aid. Devise mechanisms for the enforcement of building codes.

- Formation of trained groups in the local universities, for rapid and accurate evaluation of damage caused by earthquakes.

- Carry out demonstration microzoning projects.

- Organize and implement a bank for geophysical and disaster preparedness data.

- Produce probabilistic ground motion maps for South America. Define seismogenic zones for probabilistic studies.

- Collect and publish all relevant strong ground motion records in South America.

- Feasibility study for the installation and operation of observatories for the detection, observation and analysis of geophysical parameters relevant to natural disasters, correlation of geophysical phenomena with earthquake occurrence.

- Purchase the proper equipment and acquire the capability for its rapid deployment in the field to determine exact location of aftershocks also, for detailed study of earthquakes from the seismic engineering point of view.

- Analyze risk of glacier avalanches, related to earthquake occurrence.

- Analyze tsunami risk, identify and map areas of high risk.

- Detailed study of the tectonic-volcanic activity in 3 sub-regions: Colombia-Ecuador; Central Andes and Chile-Southern Argentina; correlation of historical seismic and volcanic events; regional maps for volcanic hazard; data bank for this information.

- Support geological studies to identify seismicity patterns in last 10,000 years. Broaden goals of neotectonic groups. Produce seismo-tectonic maps.

- Implementation of a continental seismic net with telemetry via satellite.

REDES Y OBSERVACION DE LA ACTIVIDAD SISMICA
(NETWORKS AND EARTHQUAKE MONITORING)

RED SISMOLOGICA ARGENTINA
OBTENCION Y PROCESAMIENTO DE LA INFORMACION

Ing. Norberto Puebla (1)
Ing. Raymundo Q. Forradellas (2)
Ing. Marcelo H. Millán (3)
Lic. Angel M. Pérez (3)

RESUMEN

Los distintos estudios sismológicos logrados por el INPRES hasta el presente son el resultado de una información ordenada y compilada correctamente.

Básicamente la Red Sismológica Nacional actúa como fuente generadora de la información, la que es procesada en el centro de cómputos mediante un Sistema para Procesamiento de Sismogramas que maneja y actualiza un Banco de Datos Sísmicos.

En este trabajo se describen las características de la Red, las diferentes operaciones que ejecuta el Sistema y algunos resultados de Investigaciones Sismológicas que representan los productos finales del proceso.

SEISMOLOGICAL NET IN ARGENTINA
RECORDING AND PROCESSING OF THE DATA

ABSTRACT

Various seismological investigations currently in progress are based on the seismological data routinely provided by the INPRES seismological network.

The national Seismological Network is the source of data for the seismic Data Bank and the computer based analysis system for the processing of seismograms.

The characteristics of the network, the details of data processing and the seismological research that is in progress are discussed in this report.

---

(1) Jefe Departamento Sismología - Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Profesor Titular, Universidad Nacional de San Juan.
(2) Jefe Departamento Informática - Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Profesor Titular, Universidad Nacional de San Juan.
(3) Departamento Sismología - Instituto Nacional de Prevención Sísmica.

I. RED SISMOLOGICA NACIONAL

El Instituto Nacional de Prevención Sísmica de la República Argentina fue creado por Ley No. 19.616 y tiene como objetivo principal concretar "El plan Nacional de Prevención Sísmica" según lo dispone la Ley No. 22.520 de Ministerio. Este Plan Nacional está integrado por dos sub-programas, el primero denominado "Estudio de la Sismicidad y Estimación del Riesgo Sísmico en la República Argentina", y el segundo "Comportamiento de las Estructuras de los Materiales y el Suelo de Fundación ante la Acción Sísmica".

Para cumplir con el primer sub-programa es necesario construir, instalar y operar una Red de Estaciones Sismológicas, denominada "Red Sismológica Nacional", la que fue declarada de interés Nacional mediante el decreto 337/81, con financiación mediante la Resolución compuesta ME 225 (Ministerio de Economía) y SP 139/80 (Ministerio de Servicios Públicos). Dicha Red está integrada por:

A. Red Básica: Esta Red está constituída por un total de cuarenta y ocho estaciones, entre las que se cuentan, estaciones del tipo estándar de seis componentes (tres componentes ortogonales de período corto y tres componentes de período largo) y estaciones del tipo regional de tres componentes ortogonales de período corto.

En la actualidad se han construido un total de diecisiete estaciones en todo el país. De ellas, ocho corresponden a las del tipo estándar, de las cuales solamente cuatro tienen instalado el equipamiento completo, tres cuentan con el instrumental para el registro de período corto y la restante está en etapa de instalación de una componente vertical de período corto. Esta estación es la de EL DORADO, ubicada en la provincia de Misiones, en la localidad del mismo nombre. En lo que respecta a las estaciones de tipo regional, la mayoría cuenta con todo el instrumental instalado, siendo este de avanzada tecnología.

En la figura 1 se muestra la ubicación e identificación de las estaciones que componen la Red Básica.

Al proyectar el instrumental a instalar en las estaciones, se tuvo en cuenta las características de infraestructura con que podía contar cada estación, debido principalmente a la ubicación geográfica, la que debe estar alejada de centros poblados importantes, situación esta que complica, para la selección del personal que operará la estación, no pudiéndose encontrar personas con formación electro-técnica. Por tal motivo, se pensó en dotar a cada estación (en especial a las de tipo estándar) de un equipo transceptor en BLU (SSB) frecuencia fija en HF, integrando de esta manera una red radial, con canales fijos para la intercomunicación entre todas las estaciones, y especialmente con la estación central ubicada en la sede del INPRES, en la provincia de San Juan. Este sistema de enlace radial cumple con una doble función, la primera y la más importante es la de realizar el control diario del sistema horario de cada estación, el que como se sabe, debe ser lo más preciso posible, minimizando al máximo el error humano y asegurar que la hora de colocación de los registros es la correcta. Dicho control se efectúa desde la estación Central a cada una de las estaciones. Mediante este método se economiza en instrumental, ya que no es necesaria la instalación de receptores de señal horaria, cronoscopios u osciloscopios en cada estación, estos instrumentos son de costo mayor que el de un transceptor de 100 W de potencia en BLU (SSB). La segunda función es la de asistir

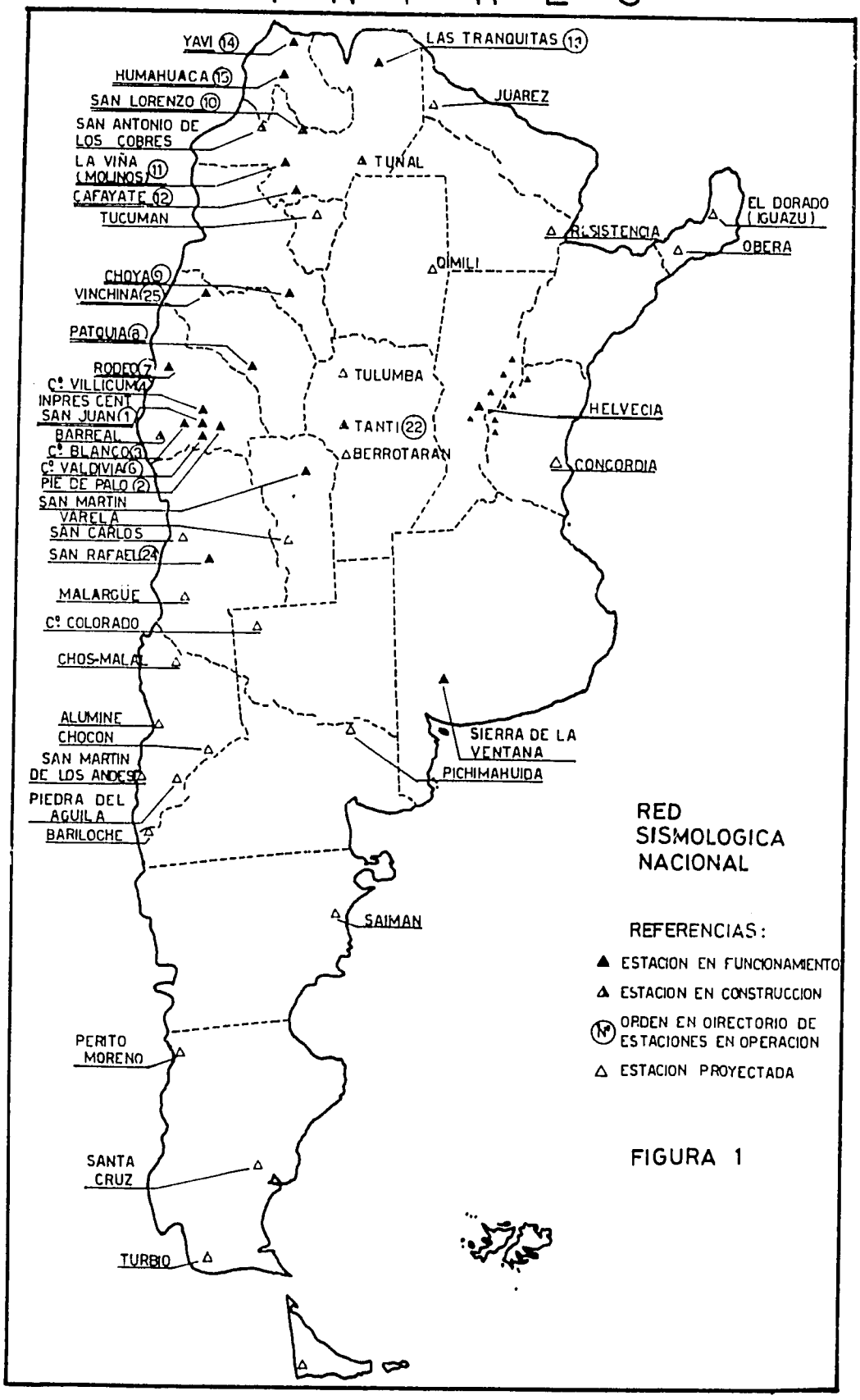

YAVI (14)
LAS TRANQUITAS (13)
HUMAHUACA (15)
SAN LORENZO (10)
JUAREZ
SAN ANTONIO DE LOS COBRES
LA VIÑA (MOLINOS) (11)
TUNAL
CAFAYATE (12)
TUCUMAN
EL DORADO (IGUAZU)
RESISTENCIA
OBERA
DIMILI
CHOYA (9)
VINCHINA (25)
PATQUIA (8)
RODEO (7)
TULUMBA
C° VILLICUM (4)
INPRES CENT
SAN JUAN (1)
HELVECIA
BARREAL
TANTI (22)
C° BLANCO (3)
BERROTARAN
CONCORDIA
C° VALDIVIA (6)
PIE DE PALO (2)
SAN MARTIN
VARELA
SAN CARLOS
SAN RAFAEL (24)
MALARGUE
C° COLORADO
CHOS-MALAL
ALUMINE
CHOCON
SIERRA DE LA VENTANA
SAN MARTIN DE LOS ANDES
PICHIMAHUIDA
PIEDRA DEL AGUILA
BARILOCHE
SAIMAN
PERITO MORENO
SANTA CRUZ
TURBIO
RED SISMOLOGICA NACIONAL
REFERENCIAS:
ESTACION EN FUNCIONAMIENTO
ESTACION EN CONSTRUCCION
ORDEN EN DIRECTORIO DE ESTACIONES EN OPERACION
ESTACION PROYECTADA

FIGURA 1

INPRES

RED SISMOLOGICA NACIONAL

DIRECTORIO DE LAS ESTACIONES SISMOLOGICAS EN OPERACION

Figura 1

Nº	NOMBRE ESTACION	COD.	PROVINCIA (LOCALIDAD)	UBICACION: COORDENADAS: LATITUD	UBICACION: COORDENADAS: LONGITUD	UBICACION: ELEVACION m.	UBICACION: CIMENTACION GEOLOGICA	INSTRUMENTACION: COMP SP / LP	INSTRUMENTACION: ESTADO ACTUAL EQUIP	INSTRUMENTACION: SISMOMETRO: TIPO	INSTRUMENTACION: SISMOMETRO: COMP	INSTRUMENTACION: To (SEG)	INSTRUMENTACION: GALVO Tg (SEG)	INSTRUMENTACION: TIPO REGISTRO	INSTRUMENTACION: Mg a To	FECHA APERTURA	PERIODO PRUEBA	FECHA CIERRE	OBSERVACIONES
1	INPRES CENTRAL	SJA	SAN JUAN (CIUDAD)	-31° 31' 33".8	-68° 33' 29".1	660	aluvión cuaternario	3 -	completo	Ishimoto	Z,H-S,E-W	31 31 31	-	p ahum.	200	oct 74	1974	en funcionamiento	
2	CORONEL FONTANA	CFA	SAN JUAN (CAUCETE)	-31° 36' 25".1	-68° 16' 21".4	621	basamento cristalino	3 3	completo completo	S-13 Sprengnether	Z,H-S,E-W Z,H-S,E-W	1 1 1 15 15 15	-	p termo p termo	25 K 500	oct 70	1970/71	en funcionamiento	telemetr.
3	CERRO BLANCO	RTCB	SAN JUAN (ZONDA)	-31° 29' 10".6	-68° 47' 58".5	1000	roca ígnea efusiva	1 -	completo	S-13	Z	1	-	p termo	25 K	set 75	1975/76	en funcionamiento	telemetr.
4	CERRO VILLICUM	RTLL	SAN JUAN (ALBARRACIN)	-31° 19' 47".4	-68° 28' 10".5	690	travertino	1 -	completo	S-13	Z	1	-	p termo	11 K	set 75	1975/76	en funcionamiento	telemetr.
5	CERRO MARQUESADO	RTMQ	SAN JUAN (RIVADAVIA)	-31° 30' 20".4	-68° 40' 00".0	798	calizas	1 -	completo	S-13	Z	1	-	p termo	32 K	dic 79	1979/80	en funcionamiento	telemetr.
6	CERRO VALDIVIA	RTCV	SAN JUAN (CARPINTERIA)	-31° 51' 39".3	-69° 32' 14".3	670	basamento cristalino	1 -	completo	S-13	Z	1	-	p termo	10 K	set 75	1975/76	en funcionamiento	telemetr.
7	RODEO	RTRS	SAN JUAN (IGLESIA)	-30° 15' 12".2	-69° 27' 37".0	2745	granito	1 -	completo	S-13	Z	1	-	p termo	25 K	may 83	1983	en funcionamiento	telemetr.
8	PATQUIA	RTPQ	LA RIOJA (P. DE LOS LLANOS)	-30° 19' 08".0	-66° 30' 41".0	460	basamento cristalino	1 -	completo	S-13	Z	1	-	p termo	25 K	may 83	1983	en funcionamiento	telemetr.
9	CHOYA	CYA	CATAMARCA (CHOYA)	-28° 26' 40".2	-65° 47' 38".0	587	basamento cristalino	3 3	completo completo	S-13 P. Erwing	Z,H-S,E-W Z,H-S,E-W	1 1 1 15 15 15	1 1 1 100 100 100	p foto p foto	45 K -	feb 71	1971/73	en funcionamiento	
10	SAN LORENZO	SLA	SALTA (SAN LORENZO)	-24° 43' 41".3	-65° 29' 35".0	1480	basamento cristalino	3 3	completo completo	S-13 SL-220	Z,H-S,E-W Z,H-S,E-W	1 1 1 15 15 15	1 1 1 - - -	p foto p termo	64 K 700	feb 77	1977/78	en funcionamiento	
11	LA VIÑA	VSA	SALTA (LA VIÑA)	-25° 26' 28".5	-65° 34' 49".5	1738	areniscas y limolitas	1 -	completo	S-13	Z	1	-	tinta	25 K	jun 82	1982/83	en funcionamiento	
12	CAFAYATE	FSA	SALTA (CAFAYATE)	-26° 05' 01".7	-66° 00' 43".5	2174	granito	3	incompleto	S-13	Z	1	-	tinta	60 K	jul 82	1982	en funcionamiento	
13	LAS TRANQUITAS	TSA	SALTA (TARTAGAL)	-22° 23' 20".3	-63° 46' 38".0	425	areniscas	3	incompleto	S-13	Z	1	-	tinta	15 K	ago 83	1983	en funcionamiento	
14	YAVI	YJA	JUJUY (YAVI)	-22° 10' 12".0	-65° 30' 12".0	3535	areniscas cons y calizas	3 -	completo	S-13	Z,H-S,E-W	1 1 1	-	p termo	70 K	1981	1981/82	en funcionamiento	
15	HUMAHUACA	HJA	JUJUY (HUMAHUACA)	-23° 12' 52".3	-65° 24' 20".0	3615	areniscas	1 -	completo	S-13	Z	1	-	tinta	65 K	ene 83	1983	en funcionamiento	
16	CACIQUE ARIACAIQUIN	RTAS	SANTA FE (C. ARIACAIQUIN)	-30° 38' 55".4	-60° 13' 39".0	65	limos y arcillas sin consolidar	1 -	completo	S-13	Z	.5	-	cinta mag	10 K	jul 80	1980/83	en funcionamiento	
17	CAYASTACITO	RTCS	SANTA FE (CAYASTACITO)	-31° 06' 34".5	-60° 29' 13".5	45	limos y arcillas sin consolidar	1 -	completo	L4-A	Z	.5	-	cinta mag	12 K	dic 83	1983	en funcionamiento	telemetr.
18	VILLA URQUIZA	RTUE	ENTRE RIOS (V. URQUIZA)	-31° 37' 43".9	-60° 16' 09".0	170	limos y arcillas sin consolidar	1 -	completo	L4-A	Z	.5	-	cinta mag	12 K	jul 80	1980/83	en funcionamiento	telemetr.
19	LA PAZ	RTPE	ENTRE RIOS (LA PAZ)	-30° 49' 26".9	-59° 39' 37".5	75	limos y arcillas sin consolidar	1 -	completo	L4-A	Z	.5	-	cinta mag	12 K	nov 80	1980/83	en funcionamiento	telemetr.
20	PIEDRAS BLANCAS	PCA	ENTRE RIOS (HERNANDARIAS)	-31° 16' 14".0	-59° 50' 58".5	90	limos y arcillas sin consolidar	1 -	completo	L4-A	Z	.5	-	cinta mag	12 K	dic 83	1983	en funcionamiento	telemetr.
21	HELVECIA	HSFA	SANTA FE (HELVECIA)	-31° 06' 09".5	-60° 06' 39".0	55	limos y arcillas	3 -	incompleto	S-13	Z,H-S,E-W	1 1 1	-	p termo	2 K	dic 83	1983	en funcionamiento	
22	TANTI	TCA	CORDOBA (TANTI)	-31° 20' 18".7	-64° 35' 26".6	810	basamento cristalino	3 3	completo incompleto	S-13	Z,H-S,E-W	1 1 1	?	p termo	65 K	1978	1978/79	en funcionamiento	
23	SIERRA DE LA VENTANA	VBA	BUENOS AIRES (VILLA VENTANA)	-38° 03' 14".4	-61° 56' 31".7	495	basamento cristalino	3 3	incompleto incompleto	S-13	Z	1	-	p termo	46 K	nov 80	1980/81	en funcionamiento	
24	SAN RAFAEL	RTA	MENDOZA (SAN RAFAEL)	-34° 46' 34".7	-68° 39' 43".4	850	roca ígnea efusiva	3 3	completo incompleto	S-13	Z,H-S,E-W	1 1 1	-	p termo	50 K	set 81	1981	en funcionamiento	
25	VINCHINA	VCA	LA RIOJA (VINCHINA)	-28° 44' 27".4	-68° 12' 06".0	1500	areniscas cons y calizas	3 3	completo incompleto	S-13 P. Erwing	Z,H-S,E-W Z,H-S,E-W	1 1 1 15 15 15	25 25 25 100 100 100	p foto p foto	10 K	mar 71	1971/73	en funcionamiento	
26	SAN MARTIN	LMA	SAN LUIS (SAN MARTIN)	-32° 25' "	-65° 42' "	900 "	basamento cristalino	3 -	incompleto	S-13	Z	1	-	tinta	80 K	ago 83	1983	en funcionamiento	falta telemma-(J.D. Rada)
27	COPACETA URUGUAY	CUA	ISLA MOREL (ATLANTICO SUR)	-59° 27' 30".0	-27° 17' 54".0	10	rocas sediment y volcánicas	1 -	incompleto	L4-C	Z	1	-	p ahum	10 K	may 79	1979/81	may 82	

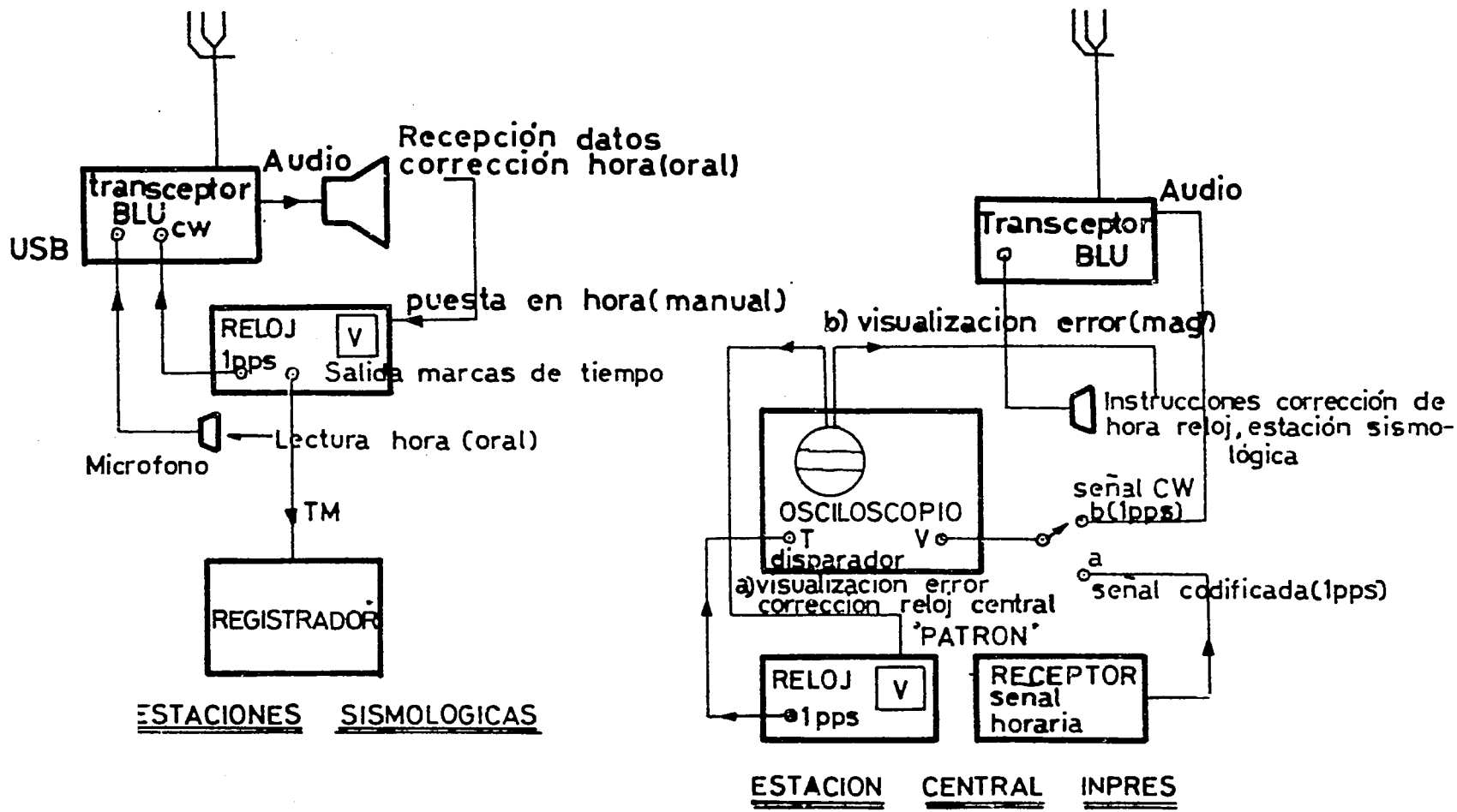


DIAGRAMA DEL SISTEMA DE CONTROL HORARIO DE LA RED SISMOLOGICA NACIONAL

FIGURA 2

INPRES

técnicamente al operador, tanto para solventar problemas en la operación como para coordinar y supervisar la información proveniente de toda la Red Sismológica, ante un evento sísmico de importancia.

En la figura 2 se muestra mediante un diagrama en bloques, el sistema utilizado para el control horario de las estaciones, desde la estación Central.

Dicho método consiste sintéticamente en utilizar las emisiones en CW (telegrafía) para el envío de los pulsos de cada segundo del reloj de la estación a controlar, estos pulsos son visualizados en un osciloscopio en la estación central, el que es disparado por los pulsos de segundos de un reloj patrón previamente corregido y puesto en hora con una precisión de una milésima de segundo mediante el método convencional. El control se realiza diariamente y en forma secuencial estación por estación, esto da una seguridad del 100% en el sincronismo de los sistemas horarios de la "Red Sismológica Nacional".

Un detalle del total de estaciones en funcionamiento, con todas sus características instrumentales, geológicas y coordenadas, se indican en el Directorio de las Estaciones Sismológicas en operación.

B. Redes Zonales: Las Redes Zonales de Estaciones Sismológicas, están destinadas a estudios detallados de sismicidad y riesgo sísmico para grandes obras de infraestructura tales como Centrales Atómicas, aprovechamientos hidroeléctricos, etc. Teniendo en cuenta la actual tecnología y y la ubicación de las estaciones sensoras, las redes zonales se han proyectado para ser operadas utilizando enlaces radioeléctricos en frecuencias muy elevadas (VHF).

Estos enlaces telegráficos permiten centralizar los registros de toda la red en una estación receptiva, con lo que se logra una mayor precisión en la puesta en hora del sistema sismográfico, y minimizar los costos operativos.

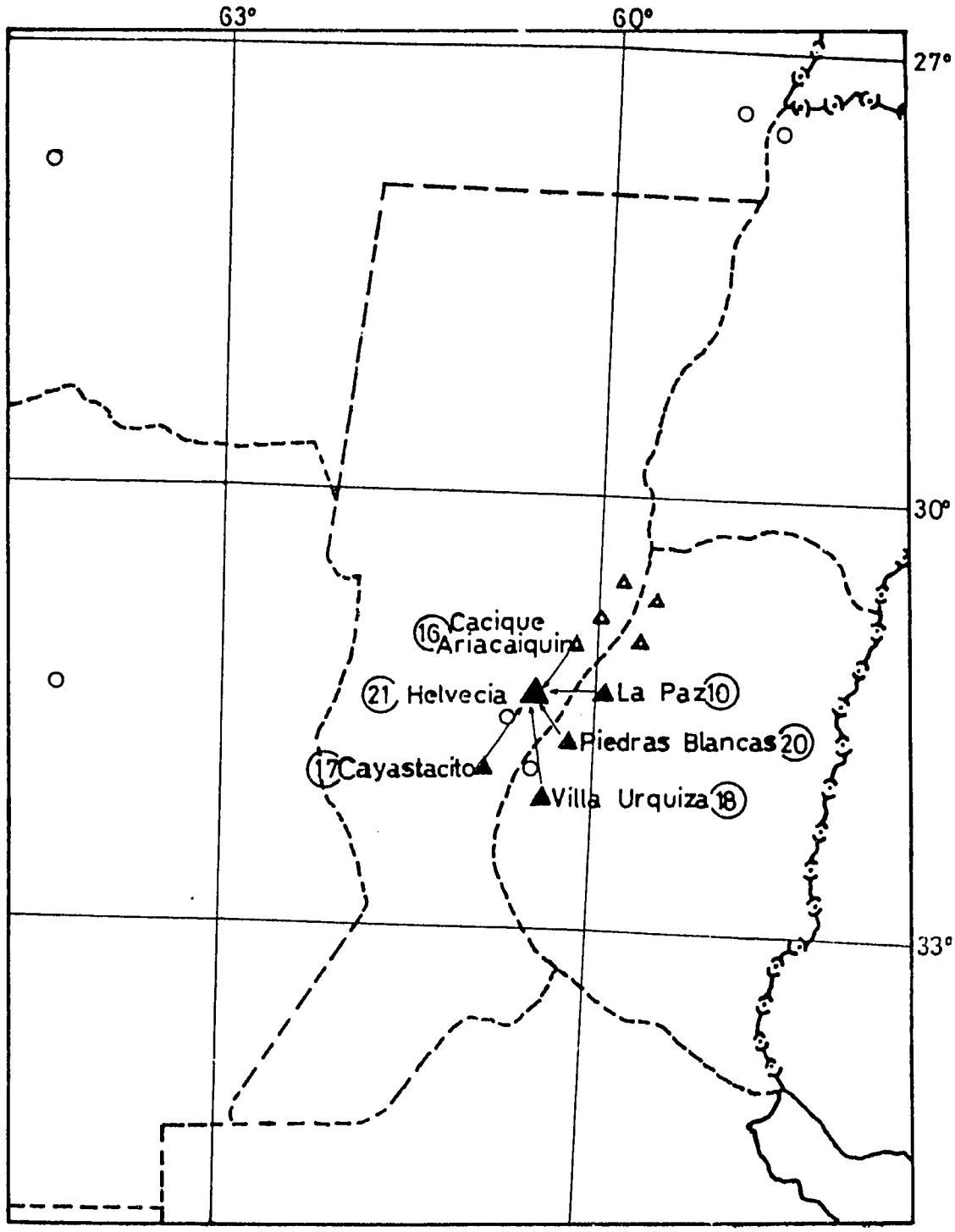
Todas estas redes, cuyo detalle de concreción actual de operación y funcionamiento se muestran en las figuras 3, 4 y 5, han sido proyectadas teniendo en cuenta la más reciente tecnología, tanto en el instrumental sismográfico propiamente dicho, como en los sistemas de registro, utilizando grabadores de cinta magnética, en FM de catorce canales, permitiendo realizar un análisis exhaustivo de toda la información sísmica acumulada, mediante computadora. También se ha concretado la instalación de un sistema de adquisición de datos en tiempo real, el que está en funcionamiento en la Red Zonal San Juan.

Se debe hacer notar que hay algunas estaciones de la Red Básica que también forman parte de las Redes Zonales, debido a su ubicación geográfica. En la actualidad se encuentran en etapa de anteproyecto dos nuevas redes zonales, la de Cordón del Plata (complejo de aprovechamiento hidroeléctrico) de Agua y Energía Eléctrica, provincia de Mendoza y ATUCHA II (Central Atómica) CNEA, provincia de Buenos Aires.

C. Red Sismológica Móvil: Esta Red ha sido incorporada con el fin de obtener mayor información posterior a un evento sísmico de importancia, como así también incrementar transistoriamente el instrumental de las Redes Zonales o la Red Básica para realizar estudios específicos de sismología.

I N P R E S

RED ZONAL PARANA MEDIO



REFERENCIAS

Figura 3

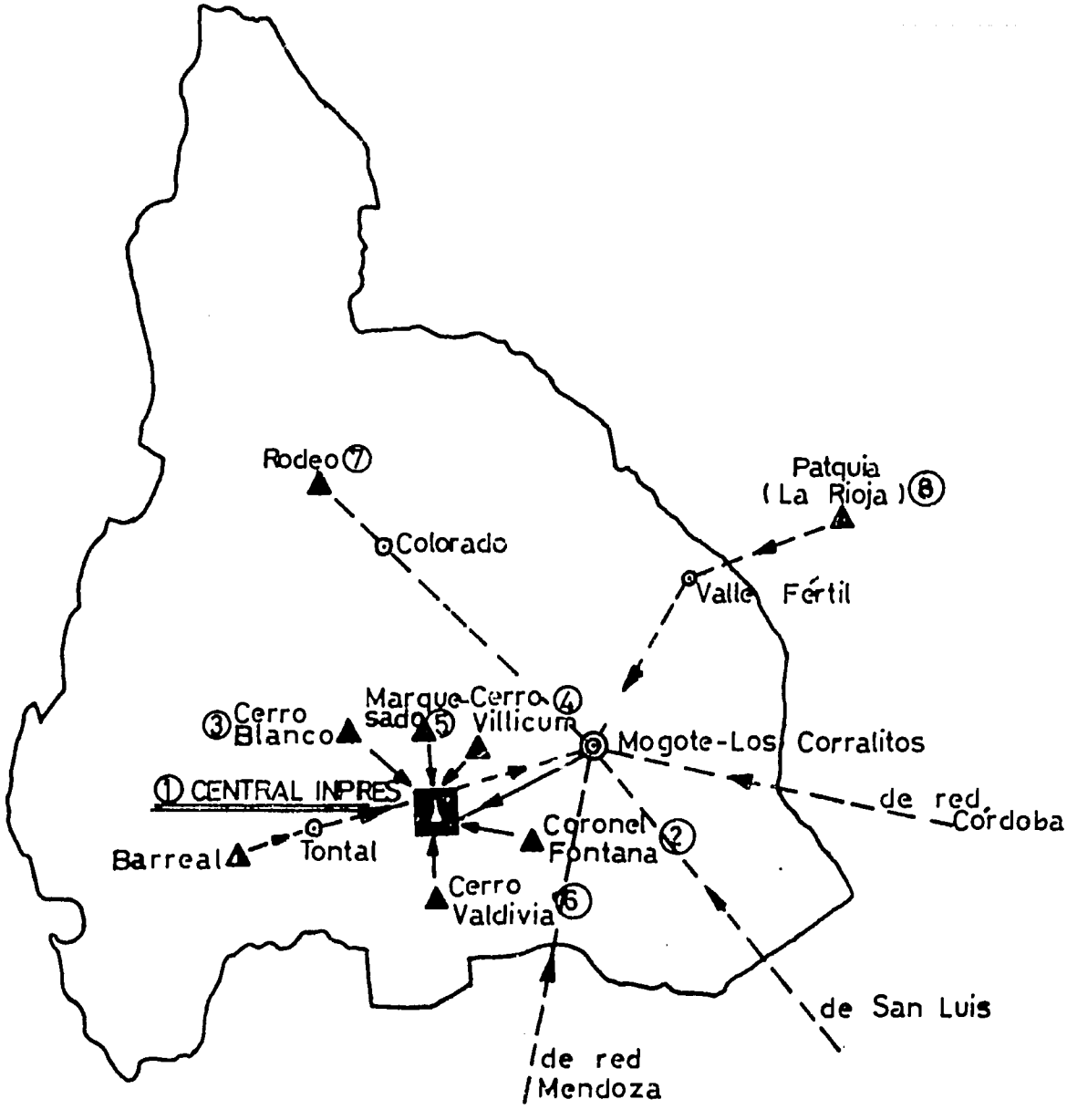
△ Estación en funcionamiento

▲ Estación proyectada

Nº Orden en directorio de estaciones en operacion

I N P R E S

RED TELEMETRICA ZONAL SAN JUAN



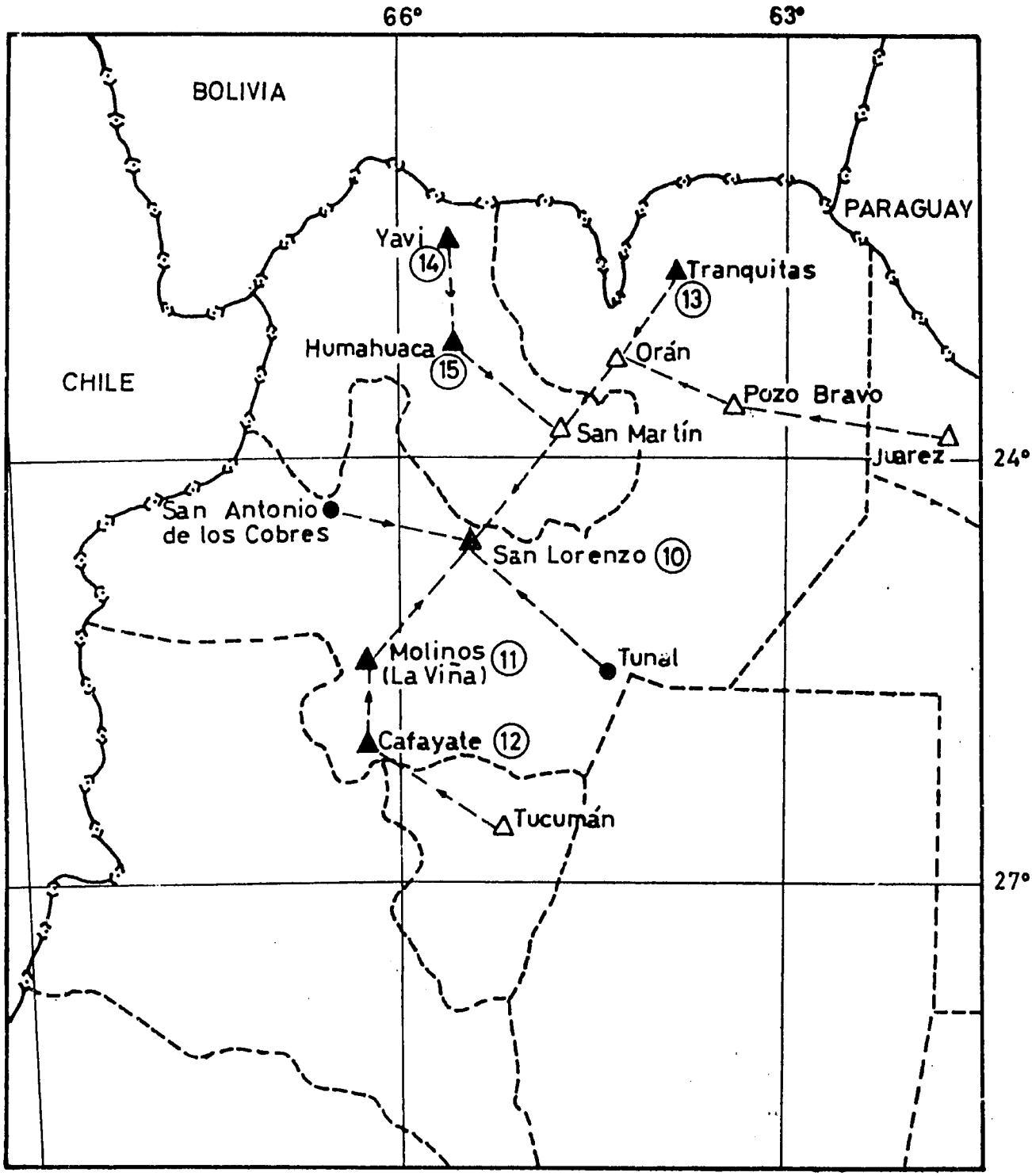
REFERENCIAS

- ■ Estación Central receptora de enlace telemetrico con registro in situ visible, cinta magnética con proceso de detección automática de 8 componentes
- ▲ Estación en funcionamiento
- △ Estación Proyectada
- (Nº) Orden en directorio de estaciones en operación
- ⊙ Estación repetidora
- ◎ Estacion relevadora final Mogote-Los Co rralitos

FIGURA 4

I N P R E S

RED ZONAL NOA



REFERENCIAS:

Figura 5

▲ En Funcionamiento

● En Construcción

△ Proyectada

(Nº) Orden en directorio de estaciones en operación

La misma está compuesta por quince sismógrafos portátiles, con registro en papel ahumado, montado sobre un camión FORD 350.

Este equipo móvil cuenta además con un sistema de comunicación radio-eléctrica, en las bandas de VHF (155 MHz) para comunicaciones locales entre los distintos puntos donde se emplazan los equipos y la estación base, un sistema de BLU (SSB) para comunicarse con la sede central y las estaciones sismológicas de la Red Nacional. Además tiene un equipo de radio transceptor para operar en la banda de radio aficionados categoría superior.

Toda la Red Móvil (Equipo Móvil) está proyectada para ser enviada a cualquier punto del territorio de la República Argentina y del extranjero.

II. ESTUDIOS SISMOLOGICOS USANDO UNA RED MOVIL

En la realización de estudios sismológicos específicos resulta de gran interés el uso de una red sismológica móvil. En el caso particular del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), se cuenta con un instrumental compuesto de sismómetros L4C y registradores MEQ-800 de sencilla operabilidad. En todos los casos la red móvil es un complemento de la Red Sismológica Nacional.

En este trabajo se describen solo tres de los operativos realizados, por considerar que son los más trascendentes. Los objetivos han sido tratar de mejorar el conocimiento de:

- Las características del fallamiento superficial debido al terremoto del 23 de noviembre de 1977.

- La distribución de la sismicidad en la región Centro Oeste Argentino.

- El nivel de actividad sísmica en ciertas fallas consideradas potencialmente activas.

- La determinación de lugares apropiados para futuras estaciones sismológicas.

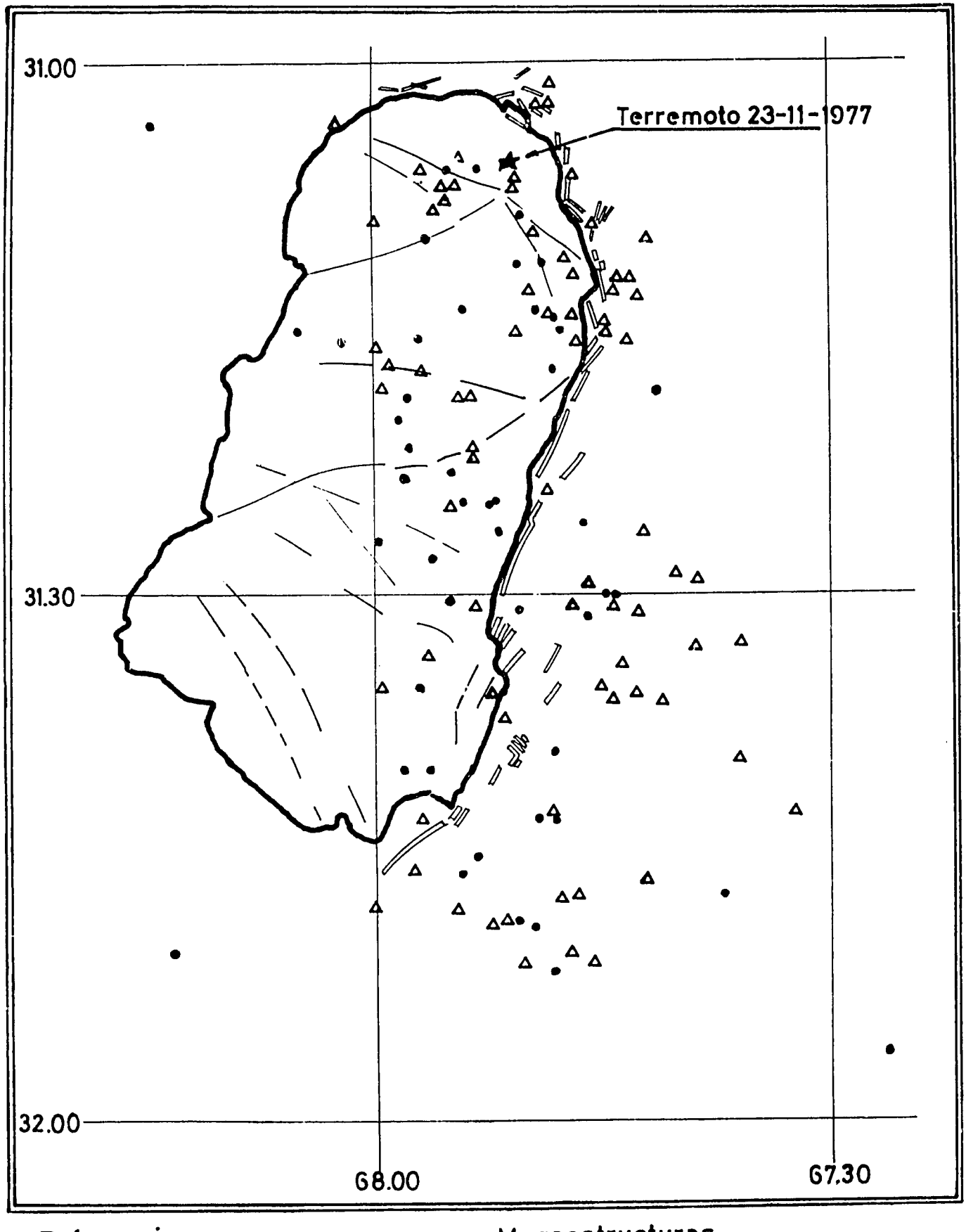
1. OPERATIVO PIE DE PALO

A pocos días de ocurrido el terremoto del 23 de noviembre de 1977, el INPRES en colaboración con el Servicio Geológico de los Estados Unidos montó un operativo sismológico, en el área epicentral durante 10 días, usando instrumental de este último organismo. El objetivo del mismo fué la reubicación del terremoto principal y el análisis de réplicas.

Dado el nivel de actividad sísmica en la zona durante los años sucesivos al gran evento, el INPRES encaró un segundo estudio con equipos propios entre el 4 y 13 de noviembre de 1984. Se deseaba comparar la distribución espacial de réplicas después de 4 años. También se buscaba conocer las características geológicas estructurales a través de la información sismológica.

La figura 6 muestra la distribución epicentral de réplicas donde se pue-

I N P R E S



Referencias

- △ Operativo 1977
- • Operativo 1981
- — Megaestructuras
- ═ Fracturas Holocenas y Pleistocenas
- ∿ Borde de afloramiento rocoso

Figura 6 : DISTRIBUCION DE EPICENTROS DE REPLICAS

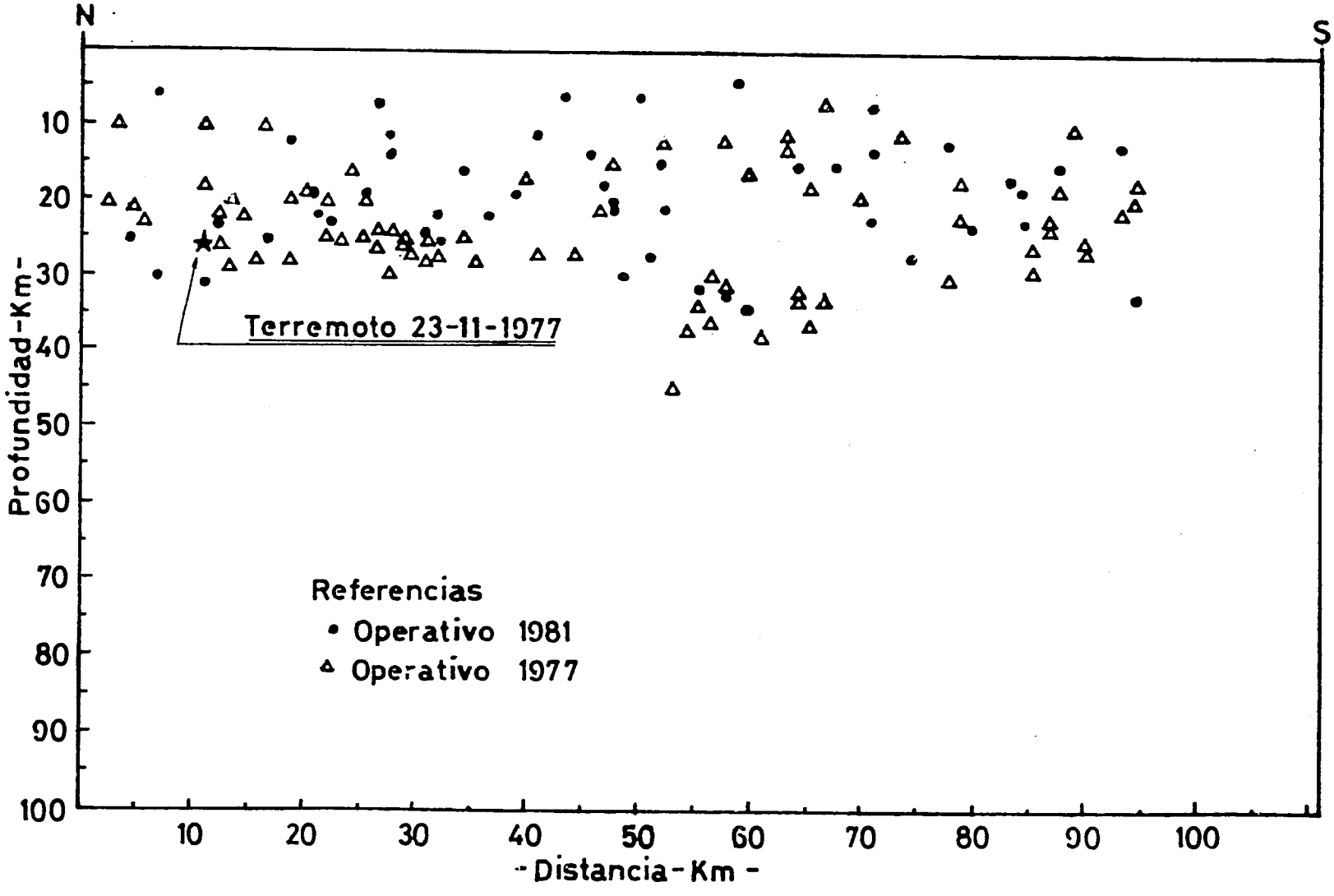


Figura 7 : DISTRIBUCION DE REPLICAS EN PROFUNDIDAD

PERFIL NORTE-SUR ENTRE 31° Y 32°S

INPRES

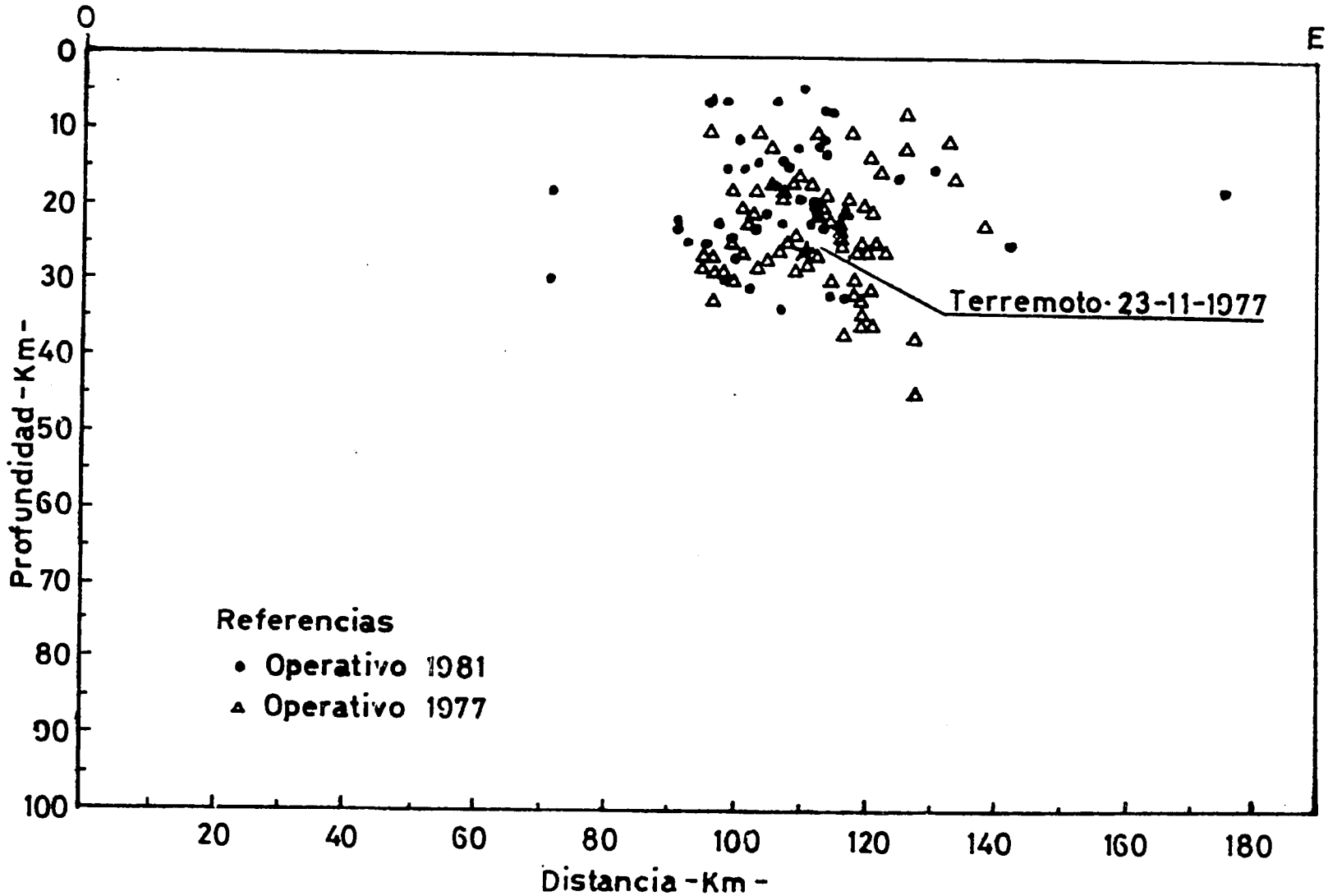


Figura 8 : DISTRIBUCION DE REPLICAS EN PROFUNDIDAD
PERFIL OESTE-ESTE ENTRE 67° y 69° W.

INPRES

de observar la ubicación del evento principal, las localizaciones de los epicentros obtenidas en los dos estudios realizados en el lugar y la posición del fallamiento asociado a la actividad sísmica.

Las figuras 7 y 8 muestran los perfiles norte-sur y este-oeste correspondientes a tales réplicas. Se puede observar que, a pesar del tiempo transcurrido entre un operativo y otro, existe una similitud en la distribución espacial de los hipocentros. Sobre esta elocuente realidad, se procedió a determinar con los datos del segundo operativo longitud, ancho y extensión vertical del volumen sísmico afectado por el terremoto.

También se pudo estimar el momento sísmico como una función de la superficie vertical de réplicas.

Con estos elementos se determinó analíticamente el valor del desplazamiento asociado a este evento, que afortunadamente pudo ser corroborado por mediciones geodésicas que realizó la Universidad Nacional de San Juan.

Finalmente se estimó la magnitud momento (MW) que resulta muy representativa en casos de grandes terremotos, dada la limitación que representa la MS para estos casos.

Un resumen de todos los elementos calculados anteriormente se sintetiza en la Tabla 1.

TABLA 1

- LONGITUD DE REPLICAS	:	90 Kms
- ANCHO DE REPLICAS	:	35 Kms
- EXTENSION VERTICAL DE REPLICAS	:	30 Kms
- VOLUMEN SISMICO	:	9.5×10^4 km^3
- MOMENTO SISMICO	:	7.45×10^{26} dyna-cm
- DESPLAZAMIENTO PROMEDIO	:	1.60 m
- MW	:	7.20

2. OPERATIVO FALLA NIQUIZANGA

La falla de Niquizanga se encuentra ubicada 80 Kms al sur del epicentro del terremoto del 23 de noviembre de 1977. Tiene una longitud de ruptura observada de 10 kms, pero existen evidencias de un largo mayor, es decir que la longitud de falla podría estar en el orden de los 15 Kms. Fué observada recién en el año 1982 y precisamente en el mes de noviembre de ese año, el INPRES decidió realizar un estudio sismológico en esta zona con el objeto de asociar la manifestación superficial con la actividad sísmica.

De acuerdo a la información geológica esta falla tiene un rumbo NE 45 SO, presenta un buzamiento vertical observado en superficie mediante una trinchera de un metro de profundidad.

El tipo de movimiento que se pudo ver en superficie es de falla directa pero de acuerdo al sistema compresivo regional, ésta falla debería ser inversa en profundida y buzando hacia el este. Existen diversas hipótesis que tratan de explicar esta situación planteada con respecto al movimiento de la falla. Una posibilidad sería que el esfuerzo haya empinado tanto la base de falla inversa de modo que haya producido un vuelco en la misma, dando la apariencia de falla normal.

La figura 9 muestra la longitud de falla observada y la correspondiente correlación con la actividad sísmica. Es importante hacer notar una concentración de epicentros a los costados del segmento de falla en la dirección perpendicular al rumbo, los cuales estarían asociados a un sistema de fallas subparalelas a la principal, las cuales han sido observadas y representan un ancho de 3 Kms.

La figura 10 muestra un perfil transversal a la falla, con todos los sismos proyectados en un mismo plano.

El ancho de fallamiento antes mencionado podría estar asociado con lo señalado con "A" en la figura.

Por otra parte, el buzamiento de la falla estaría dado por la dirección "B" indicada en el perfil y el espesor "C" tendría vinculación con la actividad sísmica del sistema de fallamiento sub-paralelo asociada a la principal.

La figura 11 que representa un perfil longitudinal, muestra una longitud con actividad sísmica de alrededor de 15 Kms la cual estaría asociada con los 15 Kms de falla observada en el terreno.

Tanto la figura 10 como la 11 muestran una actividad sísmica superficial de no más de 30 Kms de profundidad.

3. OPERATIVO SAN JUAN - MENDOZA

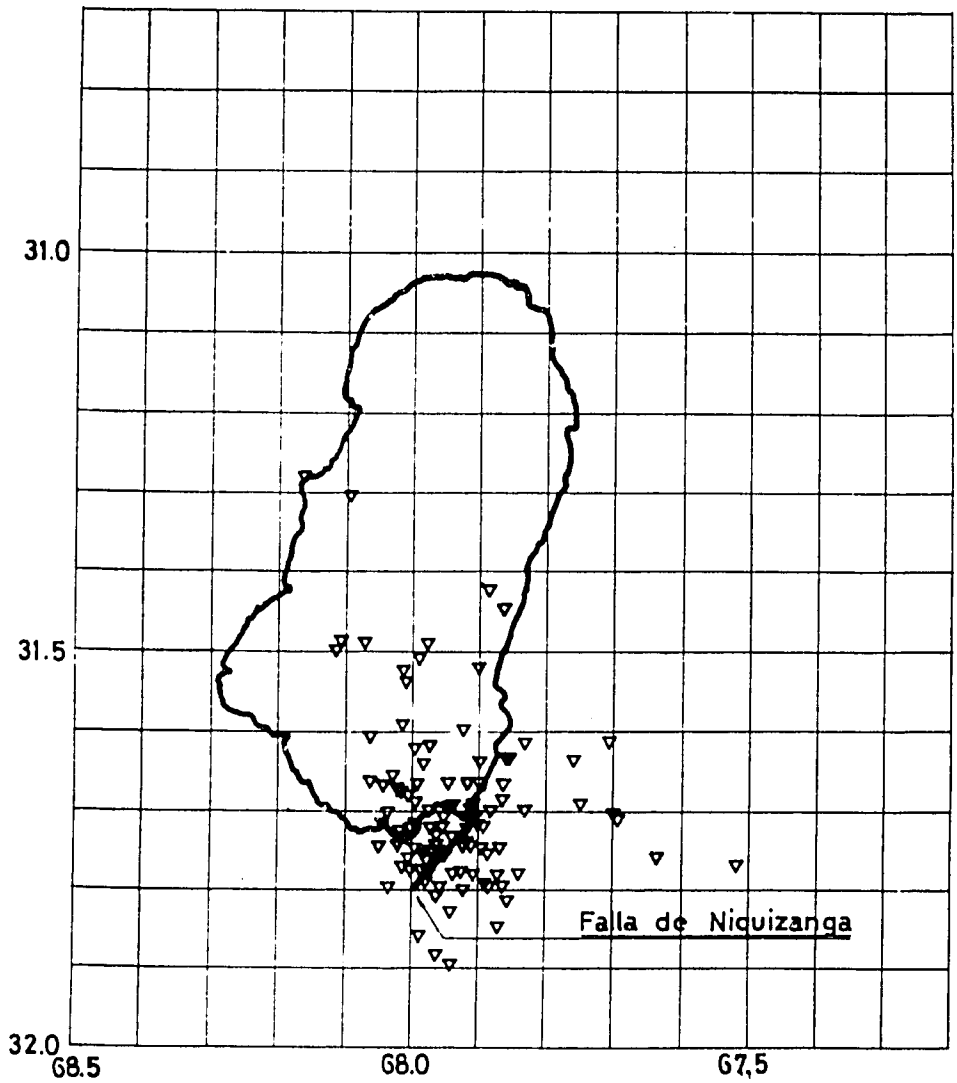
Entre los meses de setiembre y diciembre de 1984 se llevó a cabo otro operativo sismológico entre los paralelos 30° y 34° de latitud sur que corresponde a las provincias argentinas de San Juan y Mendoza. A pesar de la escasa información se pueden obtener algunas conclusiones muy importantes.

La figura 12 muestra la distribución de epicentros correspondientes a los tres meses, en donde se puede observar que el grado de mayor sismicidad corresponde a la parte sur de San Juan y norte de Mendoza, que es precisamente donde están ubicadas las capitales de provincia y donde se verifica una vez más a través de datos locales, el nivel de peligrosidad sísmica.

Otra interesante conclusión se puede ver en la figura 13 donde se observa que la sismicidad de esta región responde a algo ya discutido por diferentes investigadores y que es la diferenciación de los sismos superficiales de los de 120 Kms, correspondientes a la zona de Benioff.

Finalmente el logro alcanzado en este operativo es la detección de lugares aptos para futuras estaciones sismológicas como un plan de expansión de la actual Red Sismológica Nacional. Un ejemplo lo representa la estación Potrerillos (Mendoza), que en este momento se encuentra en período de prueba y que en un futuro integrará la Red Sismológica Nacional.

I N P R E S



DISTRIBUCION DE EPICENTROS
EN FALLA NIQUIZANGA

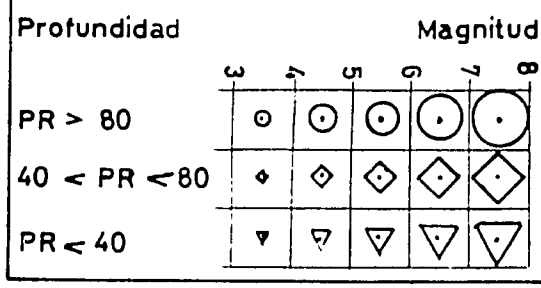


Figura 9
PERIODO:
25-11-1982
a
3-12-1982

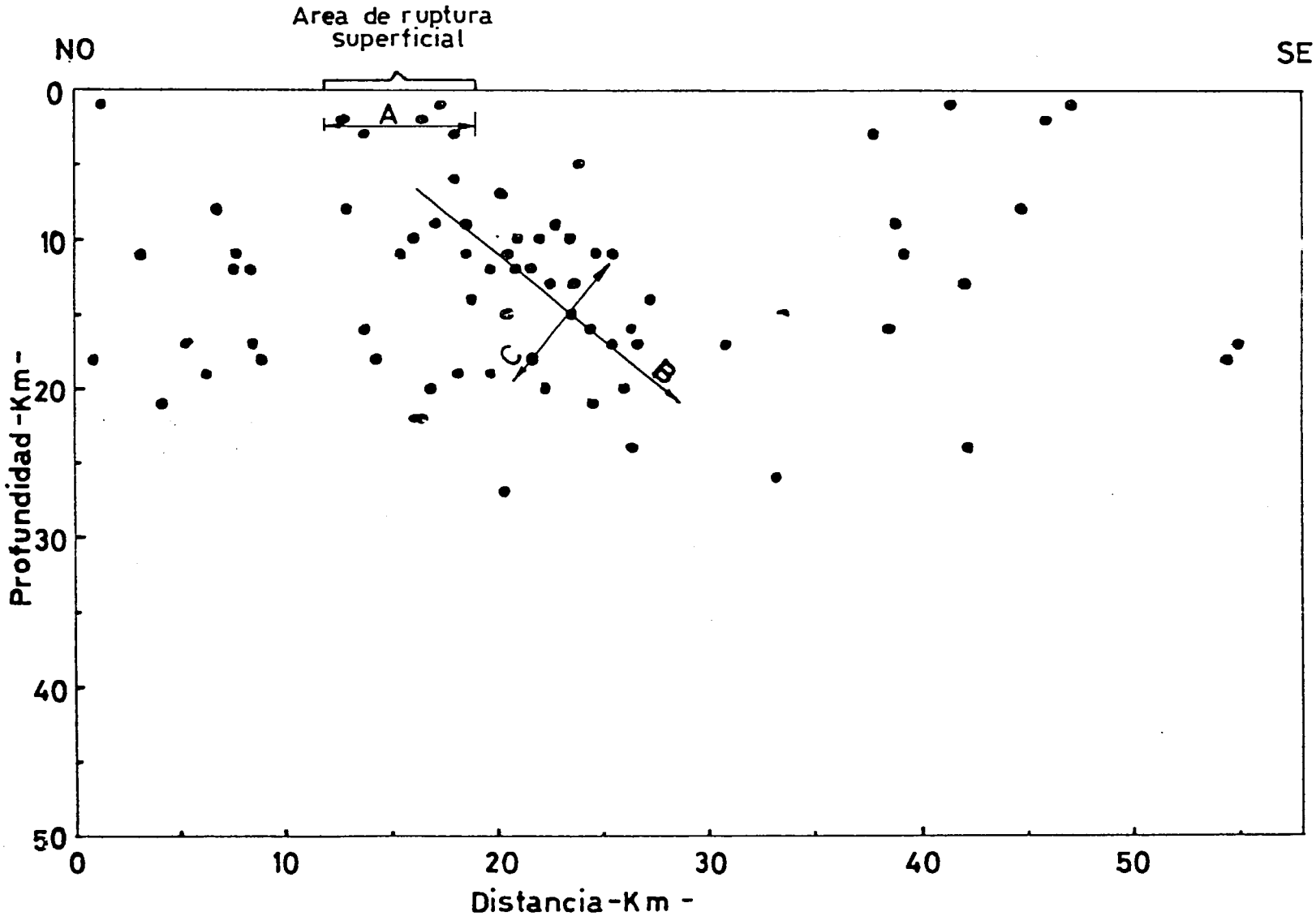


Figura 10: PERFIL TRANSVERSAL FALLA NIQUIZANGA
DISTRIBUCION DE HIPOCENTROS

INPRES

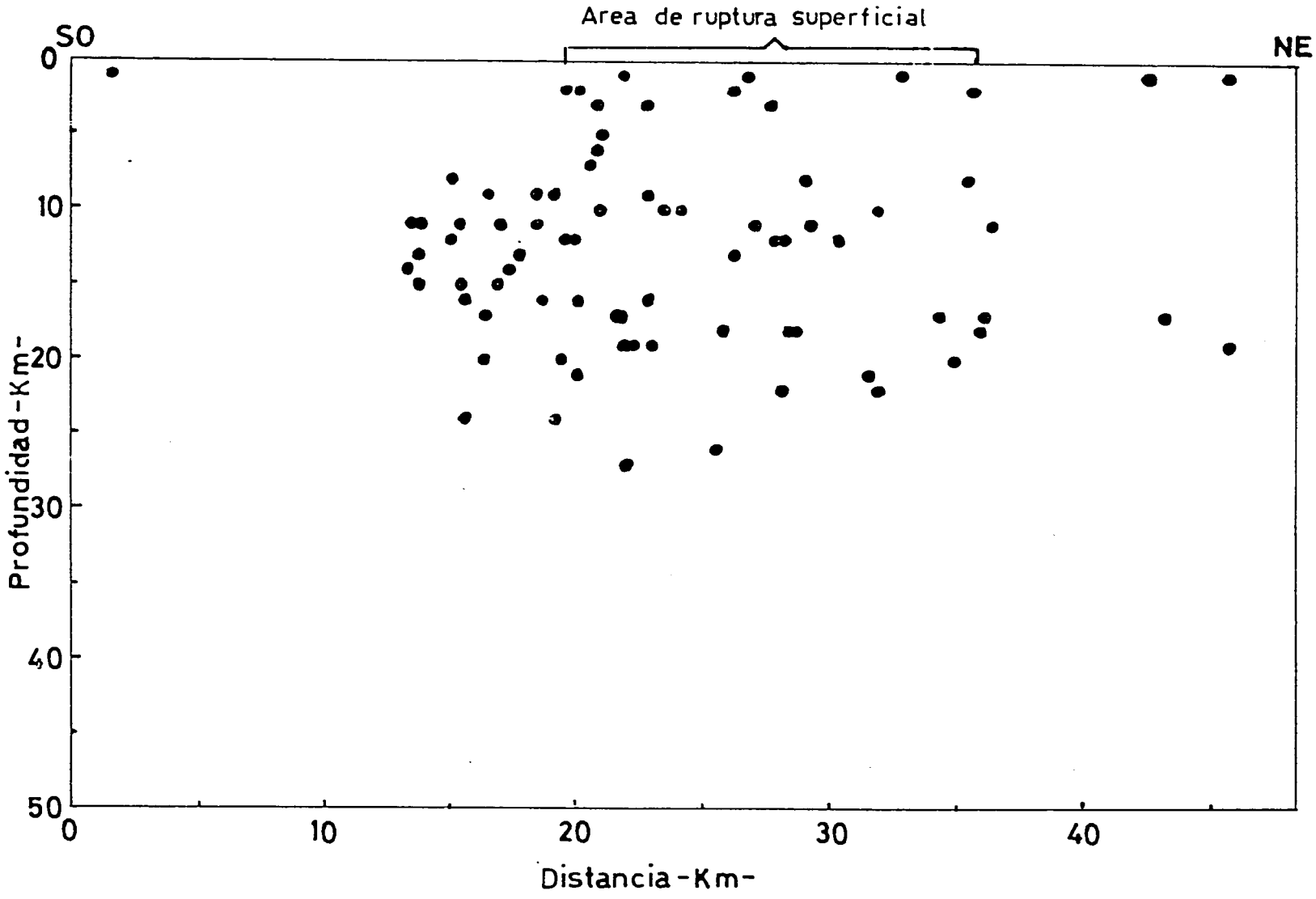
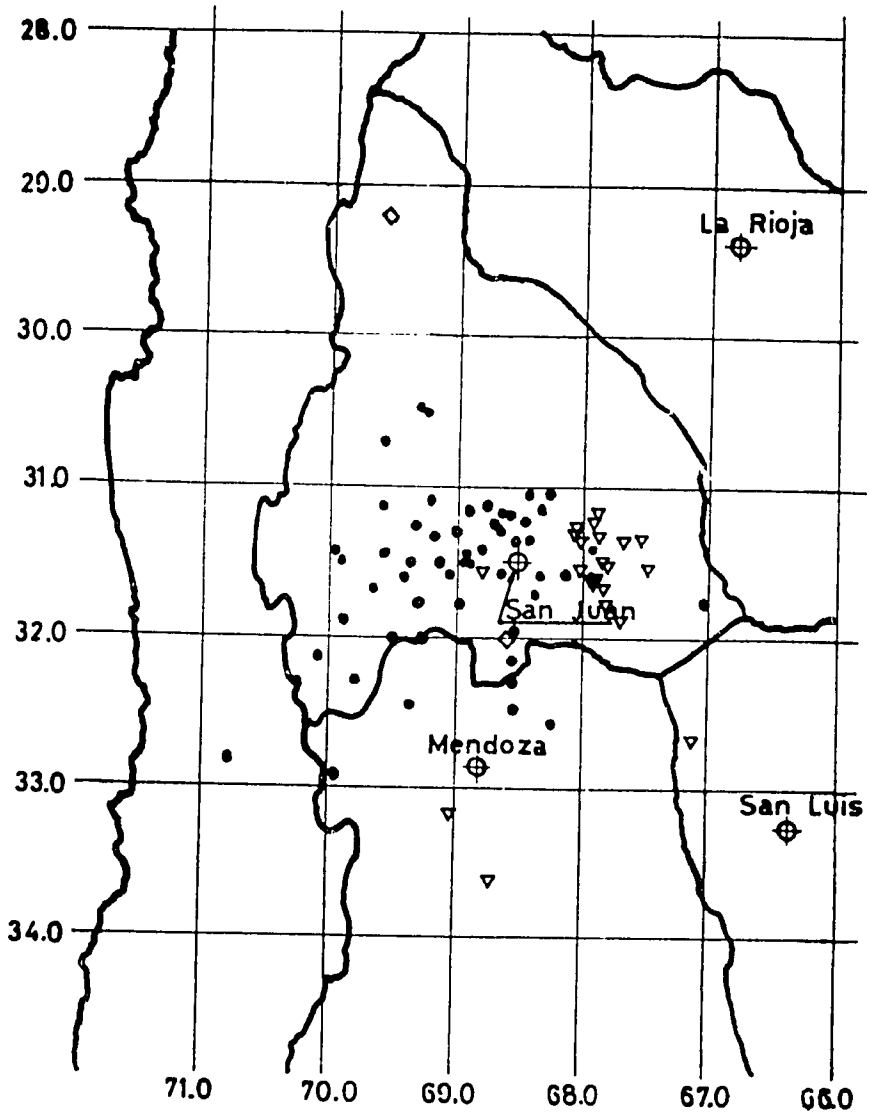


Figura 11: PERFIL LONGITUDINAL FALLA NIQUIZANGA
DISTRIBUCION DE HIPOCENTROS

INPRES



DISTRIBUCION DE EPICENTROS
ZONA CUYO

Profundidad	Magnitud 3	4	5	6	7	8
PR > 80	●	⊙	⊙	⊙	⊙	⊙
40 ≤ PR < 80	◆	◇	◇	◇	◇	◇
PR < 40	▼	▽	▽	▽	▽	▽

Figura 12
PERIODO:
1 - 9 - 1983
a
31 - 12 - 1983

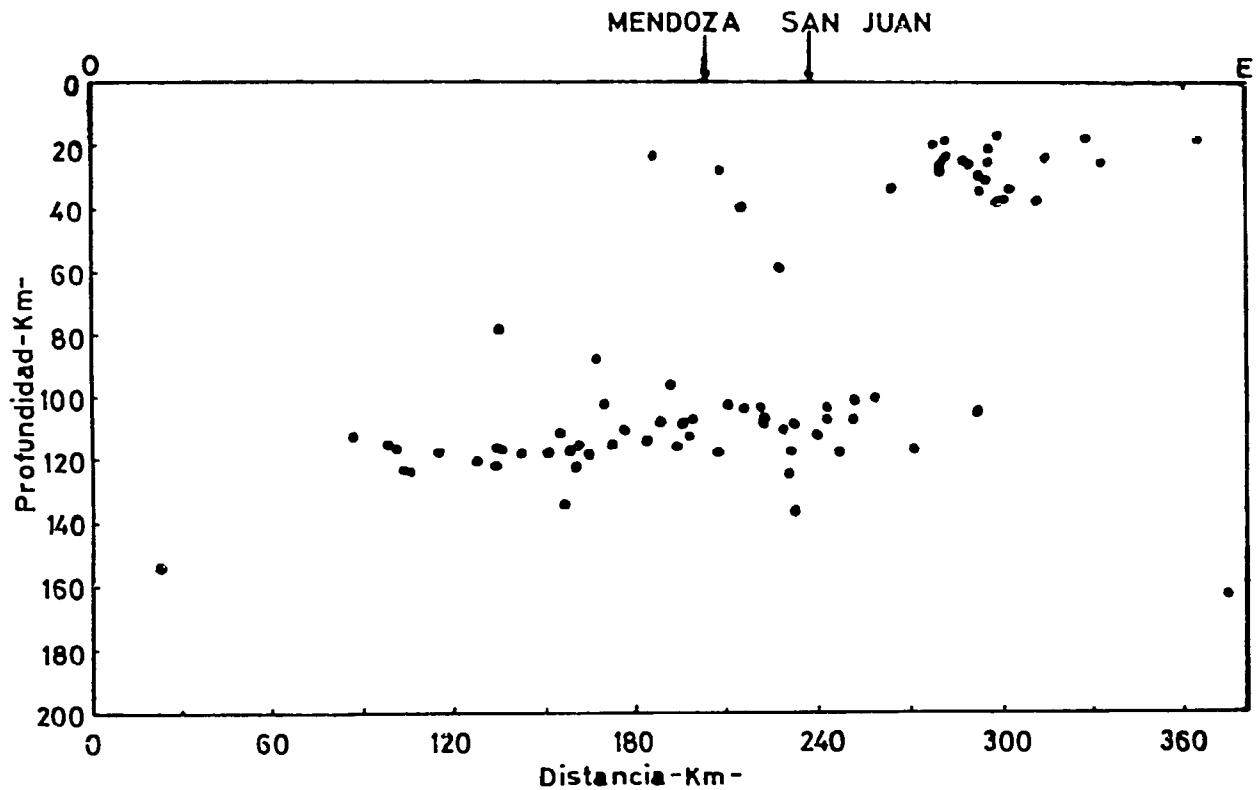


Figura 13: PERFIL SISMICO E-O DE HIPOCENTROS EN ZONA CUYO

INPRES

CONCLUSIONES

De acuerdo a lo expuesto anteriormente, las ventajas de usar una red sismológica móvil son múltiples. Las mismas pueden sintetizarse en:

1. Fácil manejo y ubicación de los equipos.
2. Posibilidad de densificar una red estable.
3. Apoyo importante para la determinación de los parámetros básicos de los sismos.
4. Obtención "in-situ" de lugares adecuados para nuevas estaciones.

Finalmente, es importante destacar que la información sísmica determinada en forma precisa por medio de una red móvil, puede mejorar o dar un nuevo aporte al conocimiento de la tectónica que afecta determinadas zonas y que involucra un peligro sísmico potencial permanente.

III. SISTEMA PARA PROCESAMIENTO DE SISMOGRAMAS

El INPRES ha desarrollado un sistema integral para el procesamiento de datos sísmicos registrados en la Red Sismológica Nacional.

El sistema está compuesto por un conjunto de programas y recursos computacionales que se utilizan a través de un Menú de fácil operación. Está orientado a que un técnico en sismología sin conocimientos de computación, pueda manejar toda la información almacenada en un Banco de Datos Sísmicos para obtener diferentes parámetros, gráficos y reportes.

DESARROLLO DEL SISTEMA

Desde una terminal gráfica se llama al menú del Sistema y se obtiene en la pantalla una presentación similar al gráfico 14, con las siguientes opciones seleccionables por el operador:

1. Lectura de Estaciones
2. Datos para Determinaciones
3. Determinación de Parámetros
4. Boletín y Catálogos
5. Análisis de Señal
6. Gráficos

1. LECTURA DE ESTACIONES

Se presentan en la pantalla tres opciones según figura 15. Este módulo está dedicado a la carga manual de los datos sísmicos provenientes de la interpretación de registros y permite la obtención de reportes con las lecturas de estaciones.

1.1. Carga de Estaciones: Desde esta opción se cargan, con frecuencia semanal, todos los eventos registrados cronológicamente en cada estación, con los siguientes datos:

- Día de ocurrencia
- Componentes
- Fase
- Movimiento
- Hora GMT

PROCESAMIENTO DE SISMOGRAMAS

1— LECTURA DE ESTACIONES

2— DATOS PARA DETERMINACIONES

3— DETERMINACION DE PARAMETROS

4— BOLETIN Y CATALOGO

5— ANALISIS DE SEÑAL

6— GRAFICOS

OPCION:

FIGURA 14

LECTURA DE ESTACIONES

1— CARGA DE DATOS POR ESTACION

REPORTES

2— MENSUAL

3— SEMANAL

OPCION:

FIGURA 15

DATOS PARA DETERMINACIONES

1— CARGA Y MODIFICACION

2— COINCIDENCIAS —CFA

3— COINCIDENCIAS —SLA

4— TRANSFERENCIA DE FORMATOS

OPCION:

FIGURA 17

DETERMINACION DE PARAMETROS

1— HIPOCENTROS — HIPRES

2— HIPOCENTROS — HYPINV

3— MAGNITUD

4— MECANISMO DE FOCO

5— ACIMUT

OPCION:

FIGURA 19

BOLETIN Y CATALOGO

BOLETIN SISMOLOGICO

1— BOLETIN PRELIMINAR

2— BOLETIN MENSUAL

CATALOGO SISMOLOGICO

3— CONSULTA

4— LISTADO

OPCION:

FIGURA 22

ANALISIS DE SEÑAL

MICROCORDER

1— TRANSFERENCIA DE DATOS

2— TOMA DE TIEMPOS

CROMEMCO

3— DEMULTIPLEXADO

4— TOMA DE TIEMPOS

5— DATOS PARA HYPINV

OPCION:

FIGURA 24

GRAFICOS

1— DIGITALIZACION

2— DISTRIBUCION EPICENTRAL

3— PERFILES

4— GRAFICACION DE HIPOCENTROS

OPCION:

FIGURA 30

- Observaciones

Para la estación CFA se carga además la longitud del registro. Toda esta información pasa a formar parte del Banco de Datos Sísmicos y se puede modificar cualquier dato accediendo al mismo.

1.2 Reporte Mensual Definitivo: Consiste en un resumen con la actividad sísmica registrada por estación que es listado en un impresor de alta calidad de escritura (Daisywheel) y es enviada a los distintos centros de investigación. Se muestra la primera hoja de un reporte en la figura 16, donde puede verse un encabezado con todos los datos de la estación e instrumental y luego los eventos registrados en esa estación, en orden cronológico.

1.3 Reporte Semanal Provisorio: Es idéntico al anterior pero se obtiene y envía semanalmente.

2. DATOS PARA DETERMINACIONES

En este módulo se presentan cuatro opciones según figura 17.

2.1 Carga y Modificación de datos para la determinación de hipocentros locales: Es un programa que va preguntando interactivamente por cada uno de los datos necesarios.

En primer término se cargan los correspondientes a la adivinanza y luego los tiempos P y S para cada estación.

2.2 Coincidencias - CFA: En este caso se da como estación base a CFA (Coronel Fontana-San Juan) y el programa selecciona los tiempos P de las diferentes estaciones que están dentro de un rango predeterminado ($\pm$ 60 seg) en relación al tiempo P de CFA.

Toda esta información así obtenida pasa a formar parte del Banco de Datos Sísmicos y además forma parte de los archivos del punto anterior.

Un listado de la misma se muestra en la figura 18, donde se agregan los datos de amplitud y duración del registro en caso que sea necesario, donde puede que la información generada en el punto 1.1, se presenta ahora relacionado a un evento registrado por cuatro o más estaciones.

2.3 Coincidencias - SLA: Se realiza un proceso análogo al anterior, tomando como base la estación SLA (San Lorenzo - Salta).

2.4 Transferencia de Formatos: Mediante este programa se transfieren los datos del punto 2.1 al formato necesario para determinación de hipocentros mediante otro programa (Hypoinverse).

3. DETERMINACION DE PARAMETROS

En este módulo se tienen cinco opciones según se muestra en figura 19.

3.1 Hipocentros - HIPRES: Mediante este programa se determinan latitud, longitud, profundidad y hora origen del sismo, mediante el método de Carneige modificado y por ajuste de mínimos cuadrados, usando lectura de

I N P R E S

INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA

SAN JUAN ARGENTINA

LECTURAS PROVISORIAS DE LA ESTACION SISMOLOGICA

"CORONEL FONTANA" (CFA)

Fecha : ENERO de 1984

Coordenadas: Latitud 31:36:25 S

Longitud 68:14:21 W

Instrumentos: Sprengnether - LP (Z; N-S; E-W) Ts= 15 seg.

S - 13 - SP - (Z; N-S; E-W) Ts= 1 seg.

DIA	COMPO NENTE	FASE	MOV.	HORA MIN. SEG. (GMT)	OBSERVACIONES
01	SPZ	eP	+	03 : 35 : 11.0	
	SPEW	S		: : 26.0	
	SPZ	iP	+	07 : 12 : 27.3	
	SPEW	S		: : 33.2	
	SPZ	iP	-	07 : 16 : 17.8	
	SPEW	S		: : 22.0	
	SPZ	eP	+	08 : 11 : 58.8	
	SPEW	S		: 12 : 21.3	
	SPZ	eP	-	09 : 22 : 55.6	
	SPEW	S		: 23 : 35.3	
	SPZ	eP	-	22 : 10 : 17.7	
	SPEW	S		: 11 : 54.1	
02	SPZ	iP	-	00 : 34 : 20.7	
	SPEW	S		: : 32.5	
	SPZ	eP	-	11 : 44 : 56.2	
	SPEW	S		: 45 : 12.0	
	SPZ	eP	-	17 : 31 : 38.1	
	SPEW	S		: : 49.6	
03	SPZ	eP	+	02 : 24 : 53.0	
	SPEW	S		: 25 : 12.0	
	SPZ	eP	+	09 : 01 : 46.7	
	SPNS	S		: 02 : 06.5	
04	SPZ	eP	-	20 : 57 : 05.2	
	SPEW	S		: : 14.0	
05	SPZ	iP	-	14 : 09 : 26.2	
06	SPZ	iP	-	07 : 14 : 58.3	
	SPNS	S		: 15 : 09.8	
	SPZ	iP	-	14 : 06 : 02.0	
	SPZ	iP	-	15 : 03 : 27.7	
07	SPZ	iP	-	22 : 37 : 29.6	

/// 2

FIGURA 16

FECHA	ESTACION	FASE	COMP	TIEMPO	MOV	AMP	DUR.
2/ 1/84							
	CFA	eP	SPZ	11:44:56.2	-		480.
		S	SPEW	11:45:12.0			
	RFA	eP	SPZ	11:45:32.2	-		
		S	SPNS	11:46:16.0			
	TCA	eP	SPZ	11:45:31.0	+		
	RTLL	eP	SPZ	11:44:52.8	+		
		S	SPZ	11:45: 6.7			
	RTCV	iP	SPZ	11:44:57.2	-		
		S	SPZ	11:45:14.3			
	RTCB	iP	SPZ	11:44:52.8	+		
		S	SPZ	11:45: 6.6			
3/ 1/84							
	CFA	eP	SPZ	9: 1:46.7	+		240.
		S	SPNS	9: 2: 6.5			
	TCA	eP	SPZ	9: 2:25.3	+		
	RTLL	eP	SPZ	9: 1:46.0	-		
		S	SPZ	9: 2: 6.0			
	RTCV	eP	SPZ	9: 1:43.2	+		
		S	SPZ	9: 2: .8			
	RTCB	eP	SPZ	9: 1:42.3	+		
		S	SPZ	9: 2: 0.0			
5/ 1/84							
	CFA	iP	SPZ	1:27:52.8	-		
		S	SPNS	1:28: 9.7			
	CYA	iP	SPZ	1:28:35.8	+		
	RFA	eP	SPZ	1:28:20.7	+		
		S	SPNS	1:28:58.3			
	TCA	eP	SPZ	1:28:32.0	-		
	RTLL	iP	SPZ	1:27:50.6	+		
		(S)	SPZ	1:28: 5.8			
	RTCV	iP	SPZ	1:27:51.0	+		
		(S)	SPZ	1:28: 6.2			
	RTCB	iP	SPZ	1:27:48.3	+		
		S	SPZ	1:28: 1.9			
5/ 1/84							
	CFA	iP	SPZ	7: 0:23.3	+		
		S	SPNS	7: 0:37.0			
	RTLL	eP	SPZ	7: 0:21.4	+		
		S	SPZ	7: 0:33.7			
	RTCV	eP	SPZ	7: 0:23.6	-		
		S	SPZ	7: 0:37.0			
	RTCB	iP	SPZ	7: 0:20.9	+		
		S	SPZ	7: 0:32.0			
5/ 1/84							
	CFA	iP	SPZ	19:48:39.0	-		
		S	SPNS	19:48:51.1			
	TCA	eP	SPZ	19:49:16.0	-		
	RTLL	eP	SPZ	19:48:37.4	+		
		S	SPZ	19:48:49.3			
	RTCV	iP	SPZ	19:48:39.3	-		
		S	SPZ	19:48:51.8			
	RTCB	iP	SPZ	19:48:37.2	+		
6/ 1/84							
	CFA	iP	SPZ	15:39:23.3	-		
		S	SPNS	15:39:38.0			
	RTLL	eP	SPZ	15:39:21.0	+		
		S	SPZ	15:39:35.2			
	RTCV	iP	SPZ	15:39:21.5	-		
		S	SPZ	15:39:36.0			
	RTCB	eP	SPZ	15:39:19.3	+		
		S	SPZ	15:39:32.0			

FIGURA 18

tiempos S-P y un modelo de dos capas y un semiespacio con las correspondientes distancias y velocidades.

Los sismos localizados pasan también a formar parte del Banco de Datos Sísmicos integrando el catálogo de sismos argentinos.

El programa permite graficar la ubicación del sismo en la zona correspondiente, incluso con las estaciones que lo detectaron, en terminal gráfica o plotter, como se muestra en figura 20.

3.2 Hipocentros - HYPINV: Este módulo realiza un proceso similar al anterior mediante el programa Hypoinverse.

3.3 Magnitud: Esta operación permite estimar la magnitud local a partir de la longitud de registro mediante la relación

$$ML = A0 + A1 \times (\log T)^2 + A2 \times D + A3 \times h$$

donde:

T = longitud del registro en segundos
D = distancia epicentral
h = profundidad

3.4 Mecanismo de Foco: Este módulo permite al operador determinar todos los parámetros de mecanismo focal en una proyección estereográfica polar a través del manejo interactivo de una terminal gráfica, donde en un primer paso dibuja el círculo ecuatorial y las correspondientes compresiones y dilaciones. El operador selecciona los puntos por donde pasará uno de los planos y el programa lo dibuja pasando por el meridiano correspondiente, en caso de que ese plano determinado no sea el correcto, se repite la operación. Si satisface los requerimientos continúa y dibuja el polo correspondiente al plano determinado, luego se elige un punto por donde debe pasar el otro plano y dibuja el meridiano que pasa por el polo y el punto elegido, si este no satisface al operador, se reelige otro punto. Esta operación se repite hasta que queden perfectamente determinados los dos planos, luego continúa dibujando el plano que contiene a los ejes P y T de máxima presión y máxima dilatación respectivamente.

Por último, el programa determina el manteo o buzamiento y rumbo para los diferentes planos y ejes, y además el ángulo de desplazamiento.

Un informe completo se presenta en la figura 21.

3.5 Acimut: A través de este programa se determina el acimut desde el foco a la estación que resulte de interés para diferentes aplicaciones.

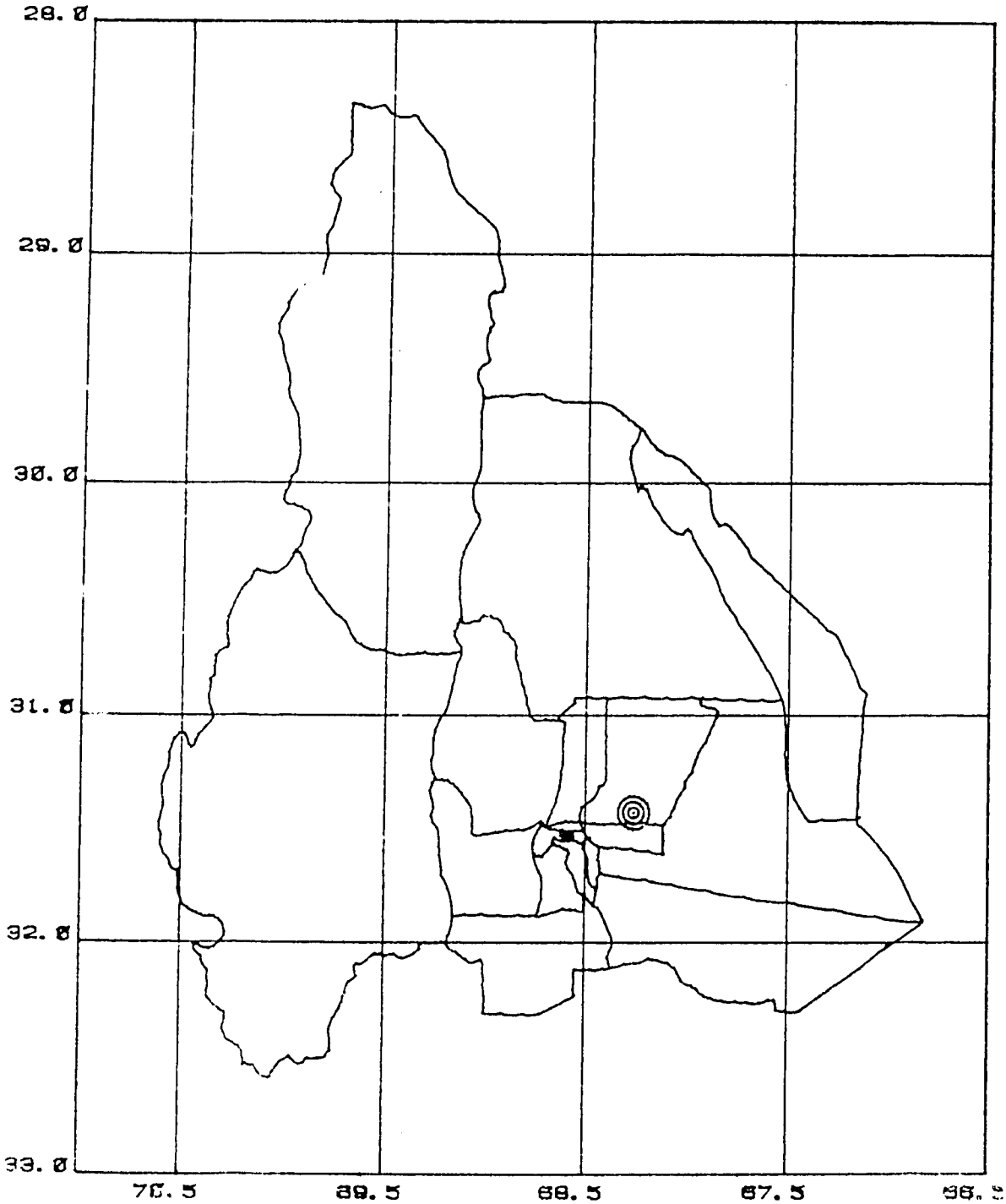
4. BOLETIN Y CATALOGOS

Como puede verse en la figura 22, esta parte del menú permite obtener boletines sismológicos y consultar catálogos sísmicos.

4.1 Boletín Sismológico Preliminar: Esta opción obtiene desde el Banco de Datos Sísmicos los datos preliminares a fin de informarlos de acuerdo al detalle de la figura 23. Se puede obtener en cualquier período de tiempo y

INPRES

INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA



UBICACION DEL HIPOCENTRO
SAN JUAN

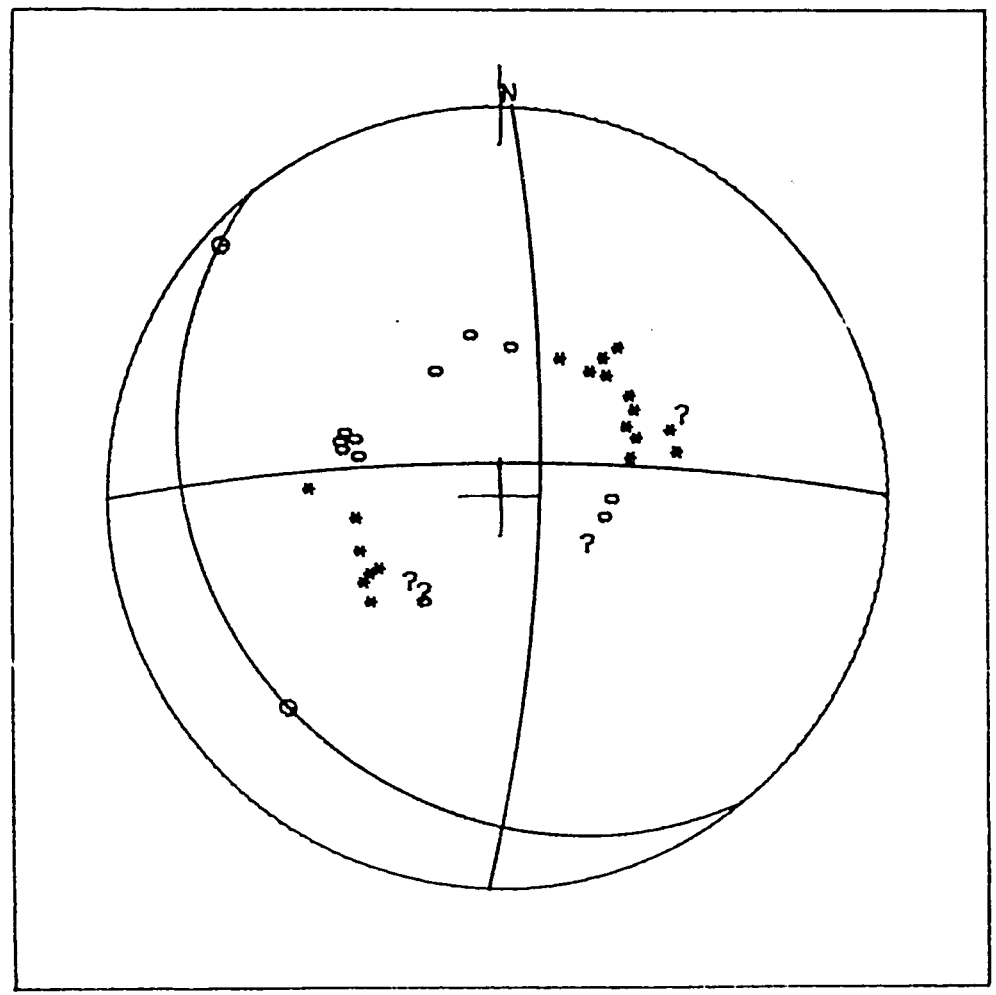
FECHA: 2 ENE 84
LATITUD: 31.43 LONG. 68.26
PROFUNDIDAD: 21 Km

FIGURA 20

MECANISMO DE FOCO

IDENT DEL EPICENTRO ES NO : AZ64

FECHA : 3 - 8 - 81
LATITUD : 35.2000 LONGITUD : -35.9000 PROF. : 20.0
HORA : 19 25 30.0



FI(PLANO(I))= 1.8962
FI(PLANO(II))= 89.8005
DELTA(PLANO(I))= 78.0093
DELTA(PLANO(II))= 80.2307
FI(P)= 225.2151
FI(T)= 312.1929
DELTA(P)= 15.5198
DELTA(T)= 2.5571
LANDA= 182.0957
DESPLAZAMIENTO= 2.0957

o COMPRESION

* DILATACION

+ COMPRESION DUDOSA

O DILATACION DUDOSA

? INDEFINIDO

FIGURA 21

SCD INPRES

EVENTO	FECHA	HORA	LAT.	LONG.	PROF.	MAG.	INT.MAX.
231.001	2/ENE/1984	0:34: 4.71	31.430S	68.257W	21.0 km	4.06	

REGION EPICENTRAL: San Juan
CODIGO FLINN-ENDGALL: 137 DESVIACION STANDARD: .83

EST.	FASE	COMP.	TIEMPO	MOV.
CFA	eP	SPZ	11:44:56.2	-
	S	SPEW	11:45:12.0	
RFA	eP	SPZ	11:45:32.2	-
	S	SPNS	11:46:16.0	
TCA	eP	SPZ	11:45:31.0	+
RTLL	eP	SPZ	11:44:52.8	+
	S	SPZ	11:45: 6.7	
RTCV	iP	SPZ	11:44:57.2	-
	S	SPZ	11:45:14.3	
RTCB	iP	SPZ	11:44:52.8	+
	S	SPZ	11:45: 6.6	

EVENTO	FECHA	HORA	LAT.	LONG.	PROF.	MAG.	INT.MAX.
231.002	3/ENE/1984	9:01:18.90	31.970S	69.370W	154.5 km	3.57	

REGION EPICENTRAL: San Juan
CODIGO FLINN-ENDGALL: 137 DESVIACION STANDARD: .94

EST.	FASE	COMP.	TIEMPO	MOV.
CFA	eP	SPZ	9: 1:46.7	+
	S	SPNS	9: 2: 6.5	
TCA	eP	SPZ	9: 2:25.3	+
RTLL	eP	SPZ	9: 1:46.0	-
	S	SPZ	9: 2: 6.0	
RTCV	eP	SPZ	9: 1:43.2	+
	S	SPZ	9: 2: .8	
RTCB	eP	SPZ	9: 1:42.3	+
	S	SPZ	9: 2: 0.0	

FIGURA 23

el boletín emite un listado de las estaciones con sus datos de ubicación y una referencia de la información suministrada.

Se completa el informe con el gráfico de los epicentros y perfiles correspondientes a la actividad sísmica registrada en el período de tiempo en diferentes zonas, tal como puede verse en las figuras 6 a 13.

4.2 Boletín Mensual: Idem al anterior pero con datos definitivos y frecuencia mensual.

4.3 Consulta y Listado de Catálogos Sismológicos: Esta opción permite una consulta rápida en pantalla de los datos correspondientes a cualquier evento del catálogo residente en discos y además posibilita el listado del mismo en formato SISRA, para cualquier período de tiempo.

5. ANALISIS DE SEÑAL

En esta parte del menú, el operador puede realizar la interpretación de la señal sísmica, partiendo de sismograma digital registrada en dos formas diferentes; una en cassette magnético obtenida en un equipo Microcorder de 3 canales y otra en cinta magnética obtenida en el sistema de adquisición de datos sísmicos y localización en tiempo real que opera en INPRES, a través de un minicomputador Cromemco. Las opciones de este módulo se muestran en la figura 24.

5.1 Transferencia de Datos: En este punto se establece la comunicación entre el instrumento y el computador almacenando la información en archivos de discos.

5.2 Toma de Tiempos: Consiste en un conjunto de programas para la determinación automática de los tiempos de arrivo Tp y Ts y la corrección manual de los mismos, mejorando la representación visual con ampliaciones en ambos ejes. Permite además obtener la gráfica de la señal como se muestra en la figura 25, y los tiempos Tp-Ts,T final. y duración del registro.

5.3 Demultiplexado: Se decodifica la información grabada en cinta magnética en el sistema de adquisición de datos para 28 canales, de esta manera son transferidos y almacenados los datos en disco.

5.4 Toma de Tiempos: Consiste en un completo manejo de la señal sísmica digital para mejorar su interpretación y toma de tiempos Tp y Ts, y características de la onda. En pantalla se grafican tres canales por vez, como muestra la figura 26.

Cada canal que corresponde a una componente de una estación, puede analizarse por separado. Para esto se la magnifica hasta 128 veces, se muestra en figura 27 con magnificación = 4 la señal correspondiente al trazo 1, para la estación RTCV; con redibujado en la figura 28, donde se ha tomado solo una porción de la señal de interés para ver el tiempo Tp, y los tres trazos tienen magnificación = 4. Por último en la figura 29 se nota la marca del Tp determinado por el operador con la señal del trazo 1 ampliado en la cantidad necesaria. Los gráficos resultantes pueden obtenerse en papel a través de un Hard-Copy incorporado en la terminal gráfica.

Un procedimiento similar se realiza para determinar el TS y para todas las señales.

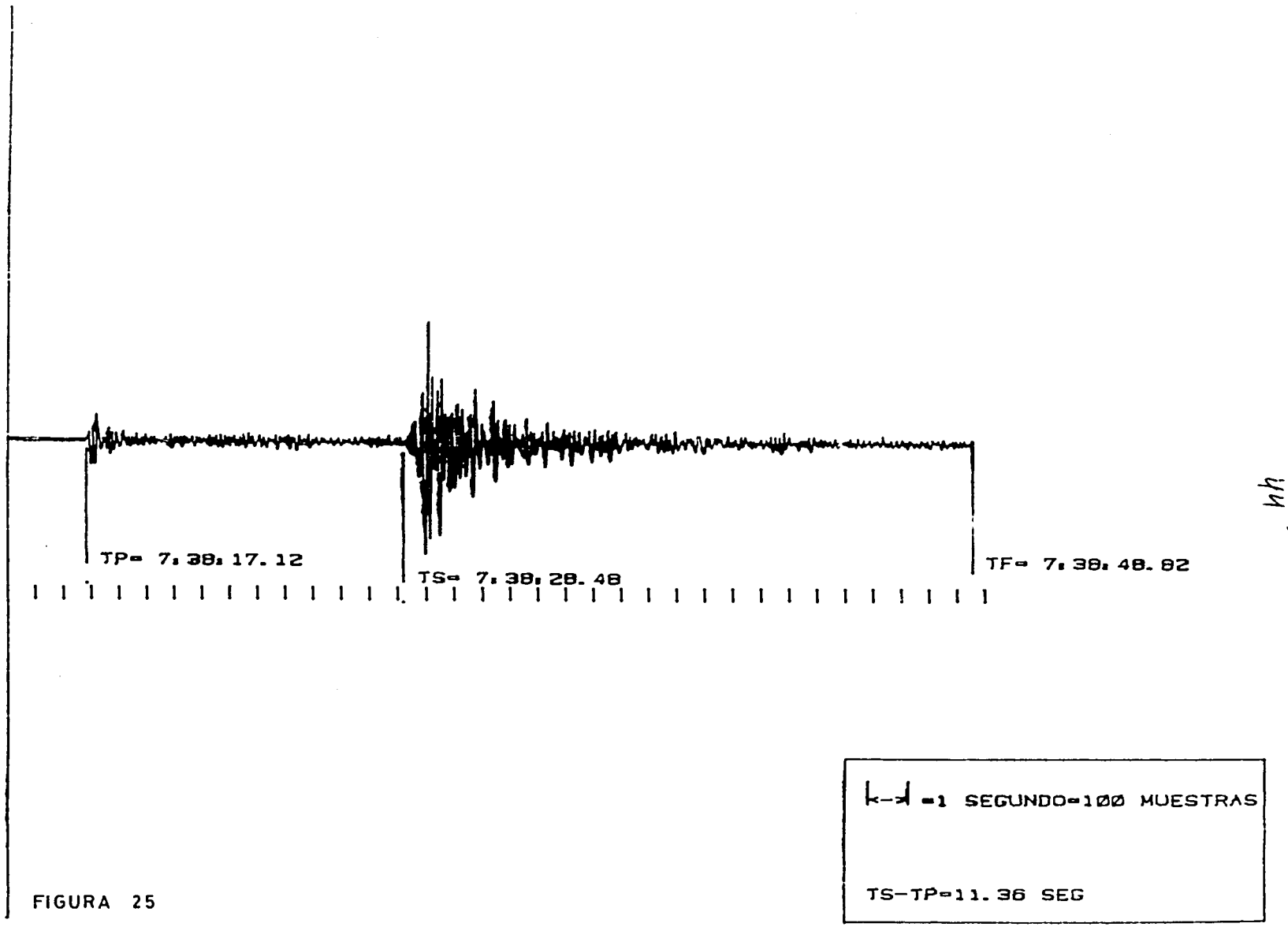

TP= 7:38:17.12
TS= 7:38:28.48
TF= 7:38:48.82
=1 SEGUNDO=100 MUESTRAS
TS-TP=11.36 SEG

FIGURA 25

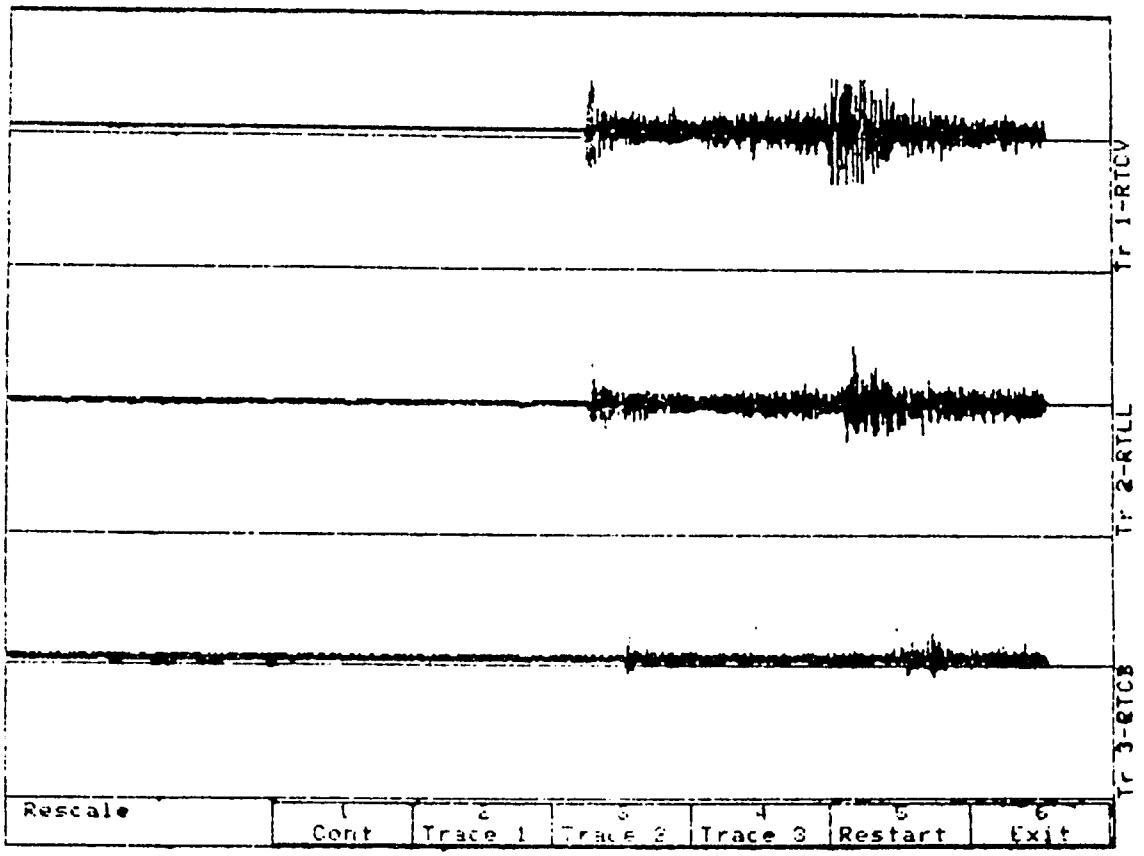


FIGURA 26

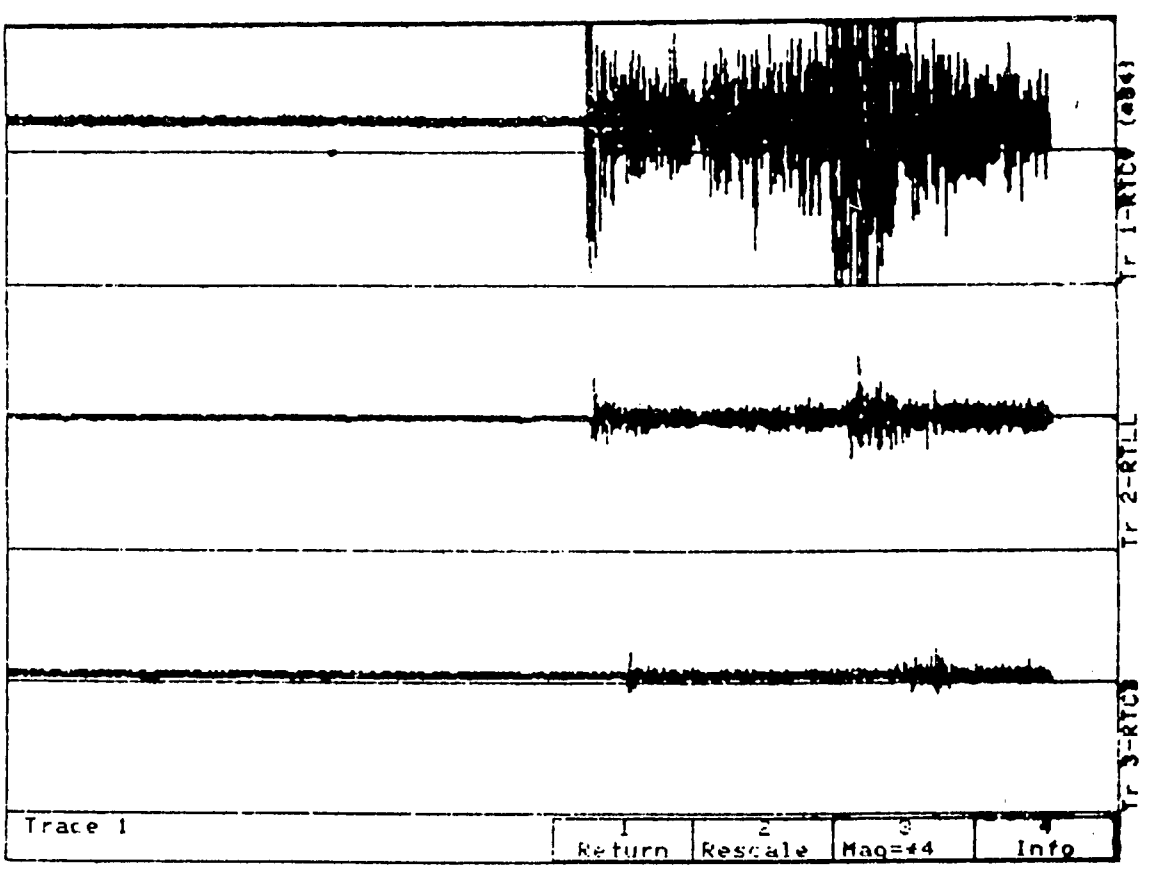


FIGURA 27

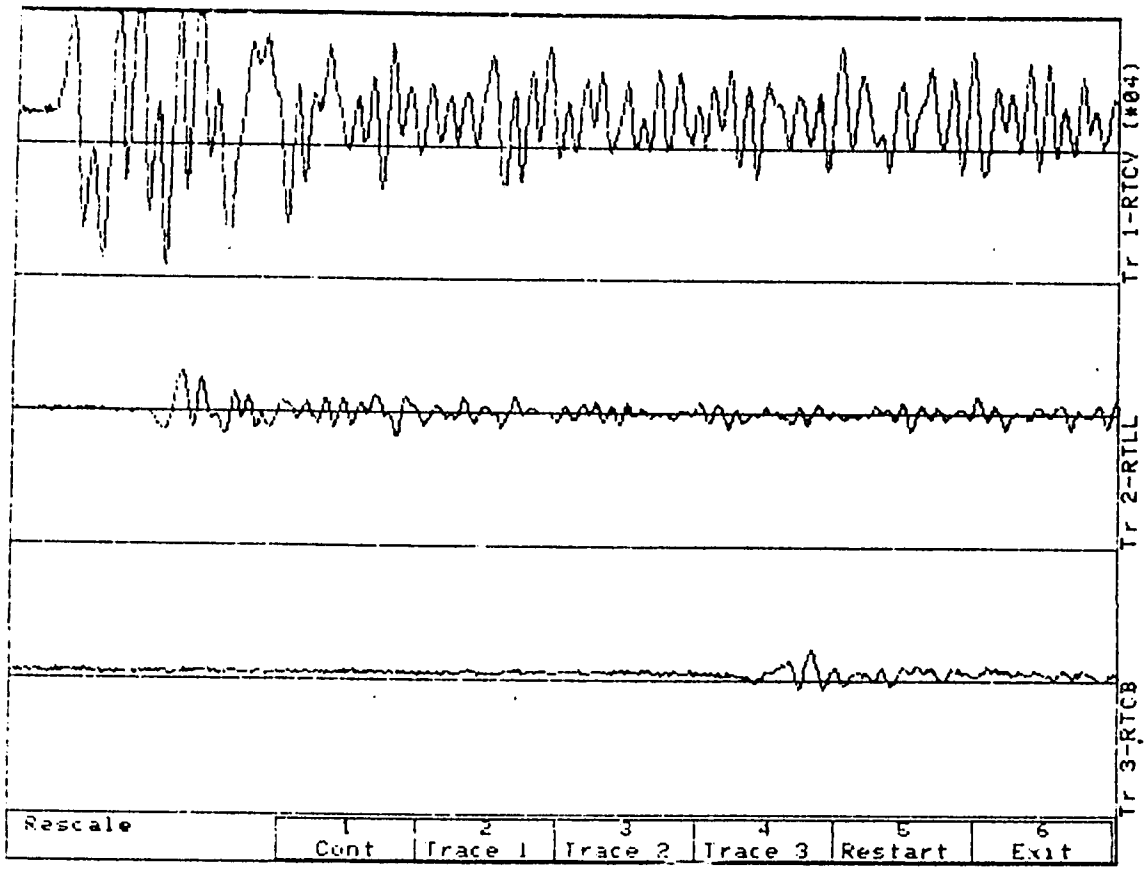


FIGURA 28

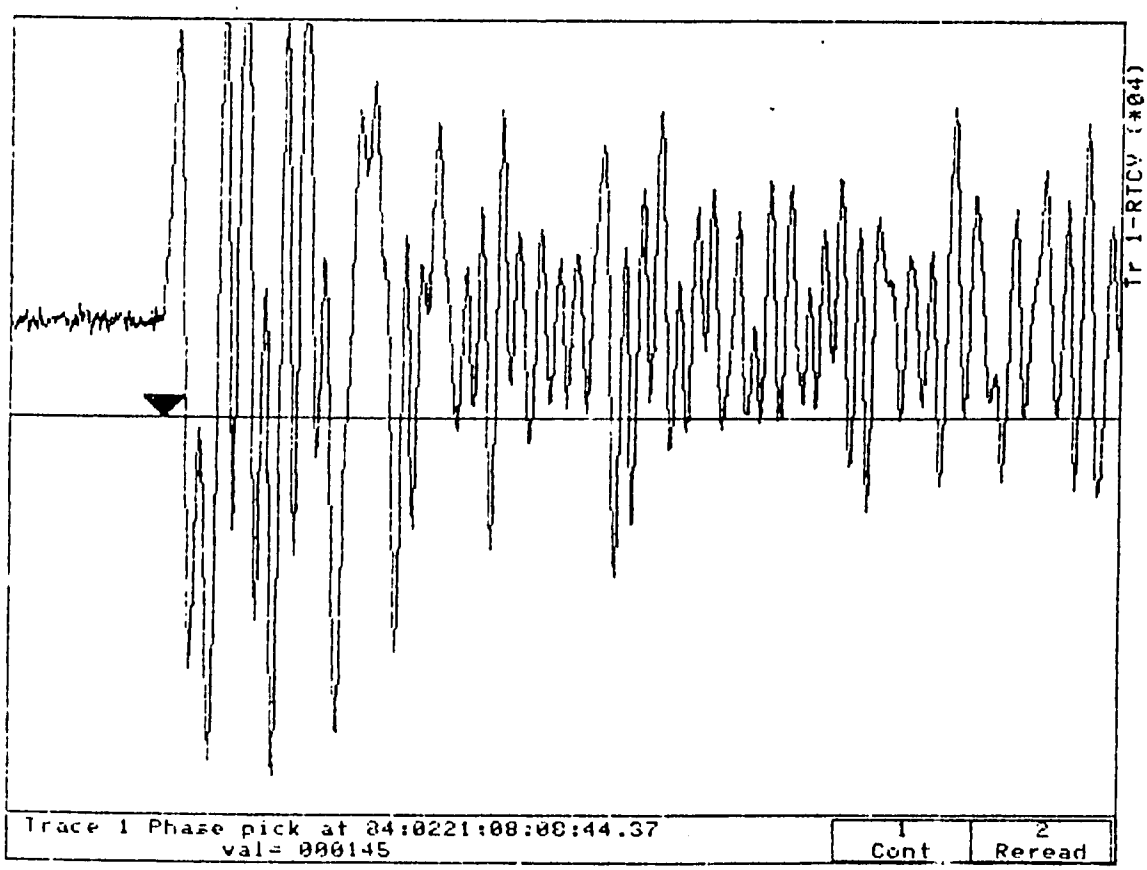


FIGURA 29

CENTRO DE COMPUTOS-INPRES

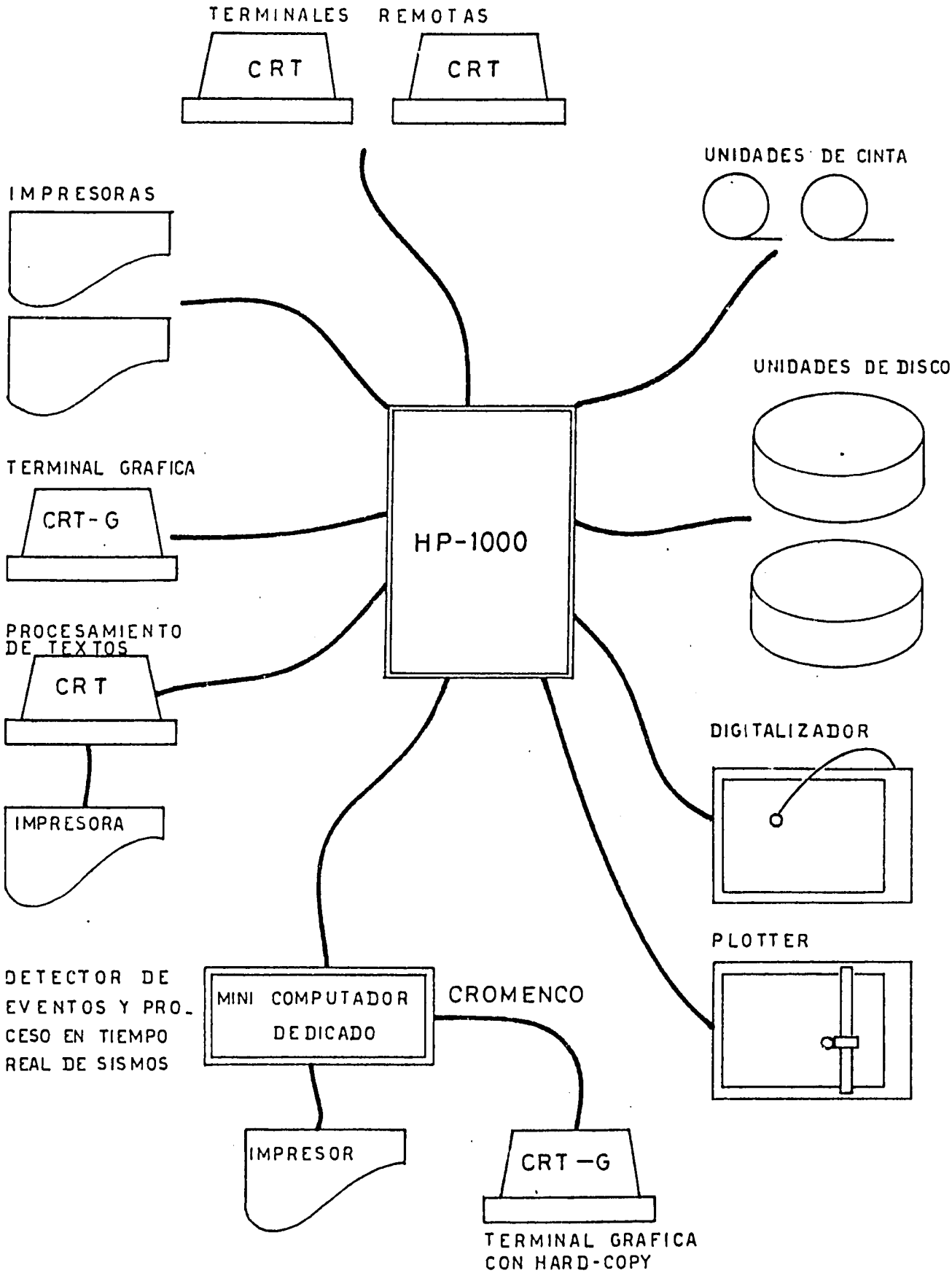


FIGURA 31

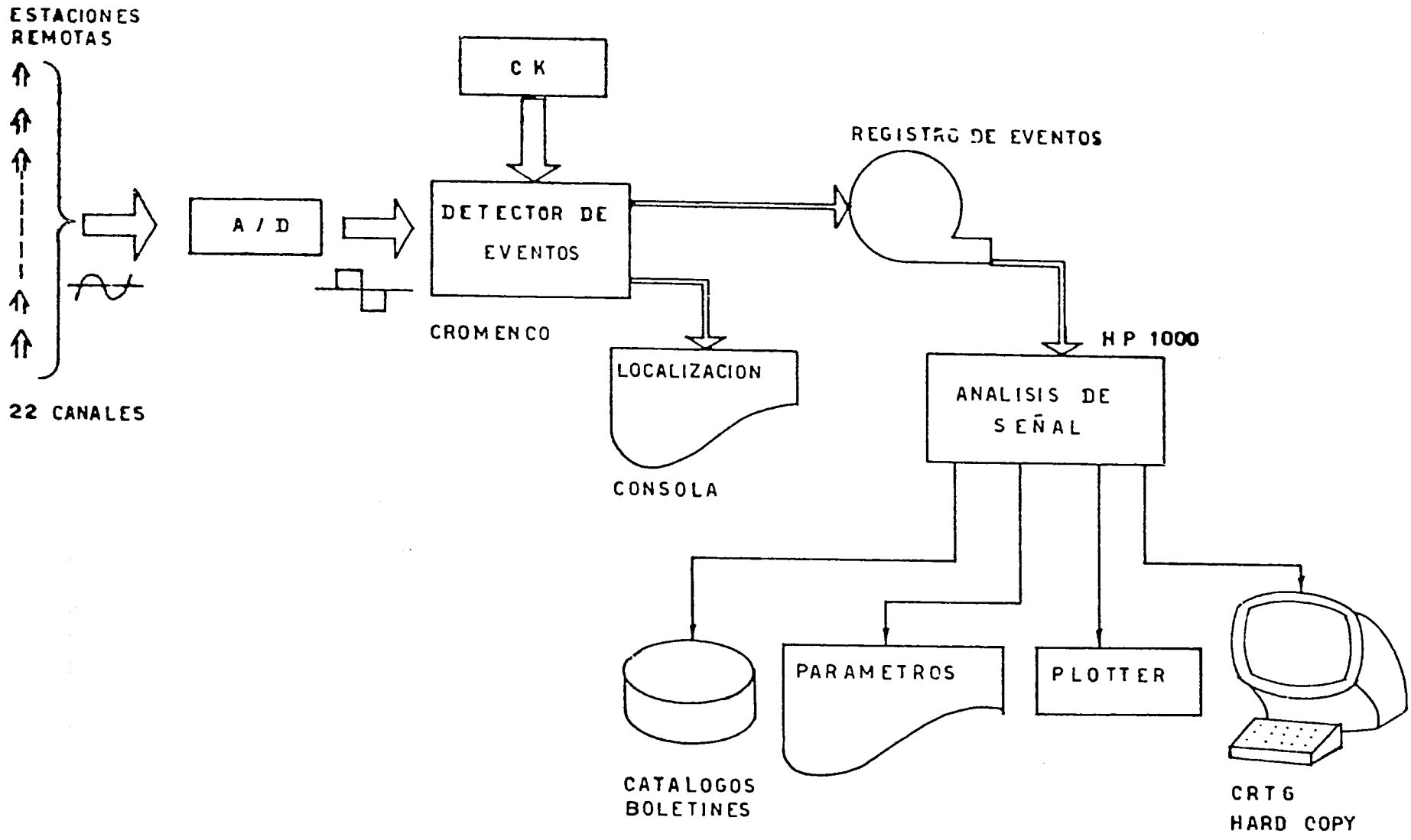

ESTACIONES REMOTAS
22 CANALES
A / D
C K
DETECTOR DE EVENTOS
CROMENCO
LOCALIZACION
CONSOLA
REGISTRO DE EVENTOS
HP 1000
ANALISIS DE SEÑAL
CATALOGOS BOLETINES
PARAMETROS
PLOTTER
CRTG HARD COPY

FIGURA 32

5.5 Datos para HYPINV: Los tiempos obtenidos en el punto anterior, son transferidos como datos para determinación de hipocentros mediante el programa Hipoinverse.

6. GRAFICOS

En este módulo se ha realizado todo el manejo de gráficos de entrada / salida para complementar los informes, partiendo de los datos archivados en el Banco de Datos Sísmicos. Las opciones se muestran en la figura 30.

6.1 Digitalización: Permite convertir todo registro, gráfico o mapa, a digital mediante el uso de un digitalizador de operación manual.

6.2/3./4.: En estos módulos se pueden obtener gráficos como sus nombres lo indican sobre distintos mapas y períodos tales como muestran las figuras 6 a 13 y 20 respectivamente.

EQUIPAMIENTO INFORMATICO

El INPRES cuenta en su Centro de Cómputos con un computador Hewlett Packard HP-1000 con una configuración como lo indica la figura 31.

Además está operando un sistema de adquisición de datos sísmicos y localizador en tiempo real, con un minicomputador Cromemco dedicado a tal fin. Un esquema de este sistema representa la figura 32 donde puede verse el detector de eventos que evalúa la relación STA/LTA para 28 estaciones y ante presencia del mismo, lo localiza en forma preliminar, y registra en cinta magnética de 9 traks y 1600 bpi las señales para su posterior análisis en el computador central, a fin de realizar determinaciones definitivas.

REFERENCIAS

- Catálogo Sismológico del INPRES.

- CASTANO, J.C.; ARAUJO, M. y PUEBLA, N.: "Distribución espacial de las réplicas del terremoto de San Juan del 23 de noviembre de 1977", INPRES, Argentina, 1982.

- CASTANO, J.C.: "Algunas consideraciones sobre los parámetros focales del terremoto de Caucete, San Juan, Argentina, del 23 de Noviembre de 1977", INPRES, Argentina, 1983.

- BASTIAS, H.; WEIDMANN, N. y PEREZ, M.A.: "Dos zonas de fallamiento cuaternario en la región Precordillera", Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Noviembre , 1984.

- FORRADELLAS, R.; GOMEZ, María C.; VARELA, R.: "Generación y Aplicaciones de una Base de Datos Sísmicos". IV Reunión Argentina de Computación y Sistemas, Tandil, Octubre, 1981.

- FORRADELLAS, R.; CORREA, C.: "Adquisición de Datos Sísmicos y su Proceso en tiempo Real", II Congreso Latinoamericano de Informática, Buenos Aires, Agosto, 1984.

- CHINNERY, M.A.; CANN, A.C.: "Desing and Development of a Seismic Data Center", M.I.T. Lincoln Laboratory 1980.

EL PROCESAMIENTO DE ACELEROGRAMAS DE UN TERREMOTO LIMEÑO EN EL DOMINIO DE LA FRECUENCIA

Luis M. Fernández *

RESUMEN

El procesado de acelerogramas analógicos debe proporcionar información espectral de la aceleración del suelo y registros correctos de la velocidad y del desplazamiento del suelo.

En la mayoría de los casos es necesario corregir por la línea base y por el inicio distinto de cero del registro.

Se propone un método de procesar los acelerogramas en el dominio de la frecuencia haciendo uso de un filtro múltiple tipo Gauss.

El método ha sido aplicado a acelerogramas obtenidos en Lima con el objeto de obtener registros correctos de la velocidad y el desplazamiento del suelo con ocasión del terremoto.

PROCESSING OF STRONG-MOTION LIMA ACCELEROGRAMS IN THE FREQUENCY DOMAIN

ABSTRACT

The processing of analog strong-motion accelerograms requires the spectra of the ground acceleration and accurate time histories of ground velocity and ground displacement. Corrections for the zero base line and for the starting point of recording must be carefully applied in most cases.

A method of processing accelerograms in the frequency domain making use of multiple Gaussian filtering is proposed.

The proposed method is applied to strong-motion accelerograms recorded in Lima to obtain accurate time histories of ground velocity and displacement.

---

* Geological Survey of South Africa, Pretoria S.A.

1. INTRODUCCION

El acelerograma es el registro principal que indica el movimiento del suelo en la zona epicentral donde el daño ocurre. Es necesario tener toda la información existente en el acelerograma con la mayor exactitud posible, ya que esta información será la base del diseño de futuras construcciones en las zonas sísmicas.

Un acelerograma puede proporcionar no solo datos de aceleración del suelo, sino también de velocidad y desplazamiento, asi como de las bandas de frecuencia de la energía liberada, y la duración de los movimientos fuertes.

El método clásico de procesar los acelerogramas consiste en integrarlos una vez para obtener la velocidad y dos veces para obtener el desplazamiento. Esta integración debe ser acompañada de correcciones de la línea base (nivel de aceleración cero), del inicio del registro y de fluctuaciones indeseables introducidas por el proceso de digitización a que debe ser sometido el registro analógico antes de ser integrado numéricamente (ver Trifunac 1941 , Sunder y Connor, 1982). En este trabajo se propone un método diferente de procesamiento que consiste en transformar el acelerograma en su espectro de frecuencia y aplicar en este dominio todas las correcciones necesarias para obtener espectros y registros de velocidad y desplazamiento del suelo debidamente filtrados y corregidos por la curva de respuesta del acelerógrafo.

2. La aceleración, la velocidad y el desplazamiento del suelo en el dominio de la frecuencia.

Es bien conocido el hecho de que un espectro de aceleración puede convertirse en espectro de velocidad o desplazamiento con sólo pequeñas alteraciones de los ejes de referencia.

Analíticamente si a(t) expresa la aceleración en función del tiempo "T" y si A (w) es su transformada de Fourier en función de la frecuencia angular "w", entonces, haciendo uso del teorema de Fourier (cfr. Bäth, 1974).

$$\int_{-\infty}^{+\infty} a(t)\, dt \Leftrightarrow \frac{A(w)}{iw} \qquad (1)$$

ó

$$v(t) \Leftrightarrow \frac{A(w)}{iw} \qquad (2)$$

donde "v" es la velocidad del terreno.

La segunda integral de (1) es el desplazamiento d (t) o sea:

$$d(t) \Leftrightarrow \frac{A(w)}{-(w)^2} \qquad (3)$$

De este modo es posible obtener la transformada inversa de $\frac{A(w)}{iw}$ o $\frac{A(w)}{-(w)^2}$ para conseguir registros de velocidad v(t) o de desplazamiento d(t).

3. Múltiple filtrado de Gauss en el dominio de la frecuencia.

Al igual que en el dominio del tiempo, el procesamiento de acelerogra -

mas requiere la debida corrección de los errores mediante debido filtrado. En el dominio del tiempo el filtrado es una convolución del filtro con el acelerograma. En el dominio de la frecuencia esta operación se reduce a multiplicar el espectro por los valores de la transformada del filtro.

La transformada del filtro de tipo Gauss para paso de alta frecuencia es

$$R(f) = 1 - \exp - [(2\pi f)^2/4a] \qquad (4)$$

donde "a" es un parámetro.

La respuesta para varios valores de "a" viene representada en la figura 1. Este filtro puede ser usado repetitivamente o "en cascada", que en el dominio de la frecuencia se reduce a exponenciar el algoritmo (4). La respuesta del filtro múltiple de paso de alta frecuencia está dada en la figura 2 para varios valores de "p", el número de "pases" del filtro.

4. Aplicación del método

Para demostrar el procesamiento de acelerogramas en el dominio de la frecuencia se ha aplicado el método a un acelerograma obtenido en Lima.

El terremoto tuvo lugar el 31 de Enero de 1951 y la aceleración vertical fue de 0.18g. El acelerograma fue obtenido en el Instituto Geofísico del Perú y ha sido proporcionado por el Dr. Daniel Huaco para este estudio.

La figura 3 presenta este acelerograma analógico en su estado original, sin línea base y con un comienzo de aceleración distinto de cero (Aceleración mínima que dispara el instrumento).

La figura 4 es la transformada de Fourier del acelerograma. Ahora podemos multiplicar los valores de este espectro de aceleración por "iw" para conseguir el espectro de velocidad, según la fórmula (2).

La transformada inversa (IFT) de este espectro de velocidad será el registro de velocidad en el dominio del tiempo (sismograma) según la misma fórmula (2). La figura 5 presenta este registro. Debe notarse que todavía no se ha aplicado ningún filtraje y que el registro de velocidad presenta algunas anomalías impropias de un sismograma como por ejemplo una coda debajo de la velocidad cero.

Estas anomalías debidas a la falta de filtraje son más notorias todavía cuando el espectro de aceleración se convierte a espectro de desplazamiento según la fórmula (3) y su transformada inversa nos da el registro del desplazamiento del suelo (figura 6). Este registro es inadmisible y debe ser filtrado y corregido. Es obvio que las anomalías consisten en la introducción de desplazamientos de largo período y en un componente lineal que distorsiona el registro. Sería absurdo el querer conseguir valores absolutos de desplazamiento del suelo de este registro no corregido.

La figura 7 nos presenta el mismo espectro de aceleración de la figura 4 corregido por un filtro Gaussiano de paso de alta frecuencia con parámetro "a" de valor unidad y "pasado" 50 veces. Es claro que las bajas frecuencias por debajo de 0.7 Hz han sido radicalmente suprimidas y que las otras frecuencias no han sido afectadas. La división de este espectro filtrado por

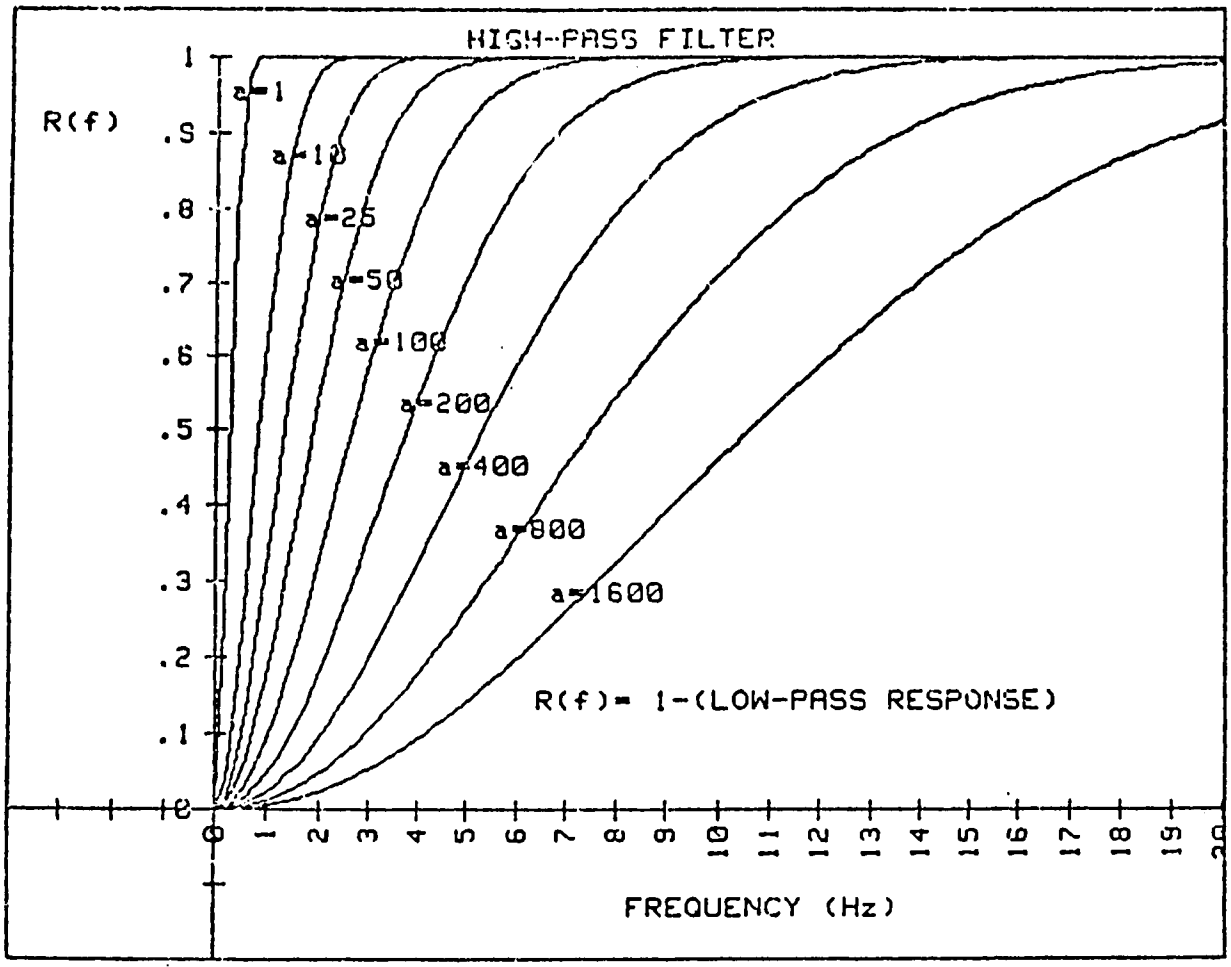


Figura 1.- Curvas de respuesta de un filtro Gaussiano de paso de alta frecuencia para diversos valores de "a".

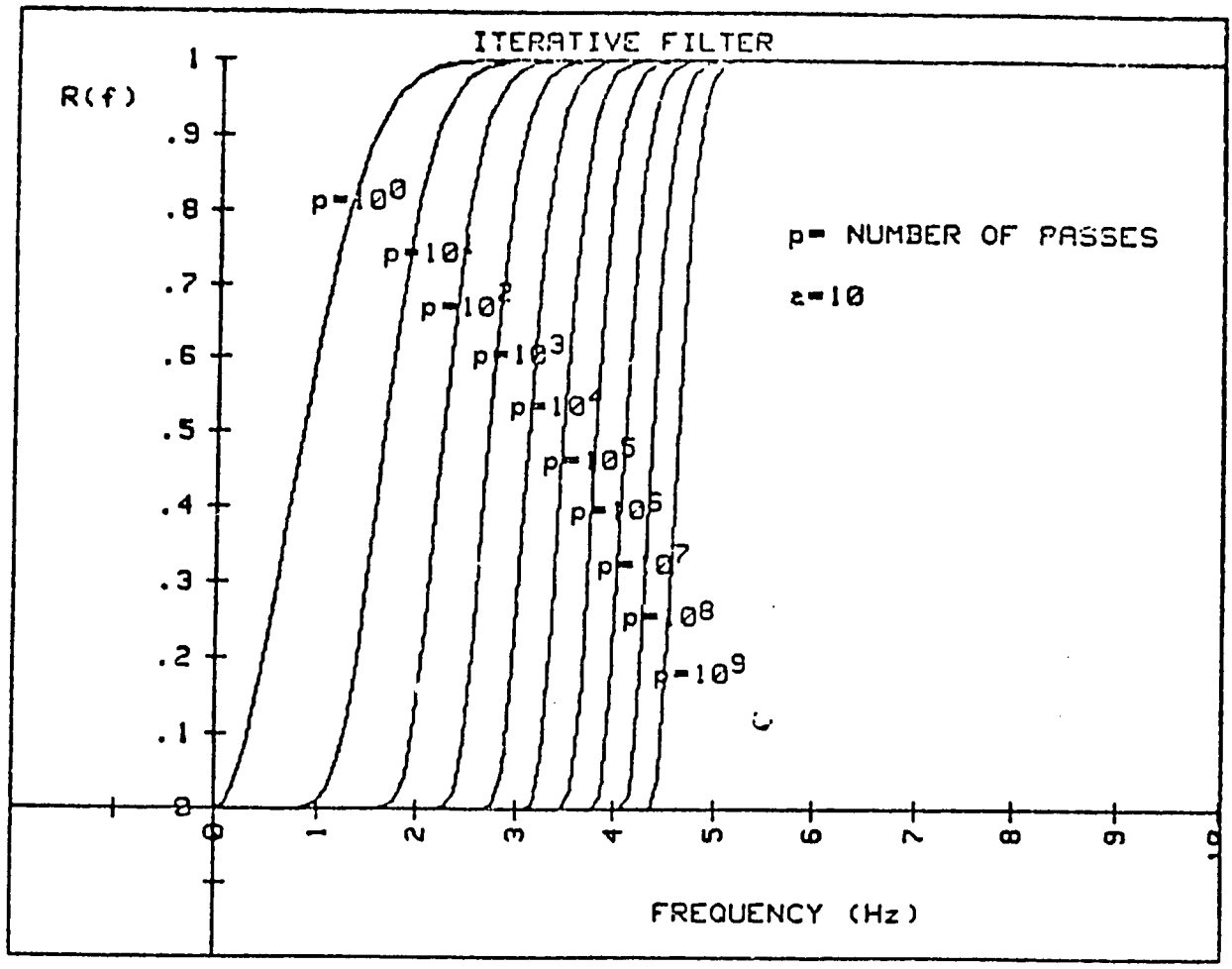


Figura 2.- Curvas de respuesta de filtros múltiples Gaussianos para diversos valores del número de "pases" y "a" = 10.

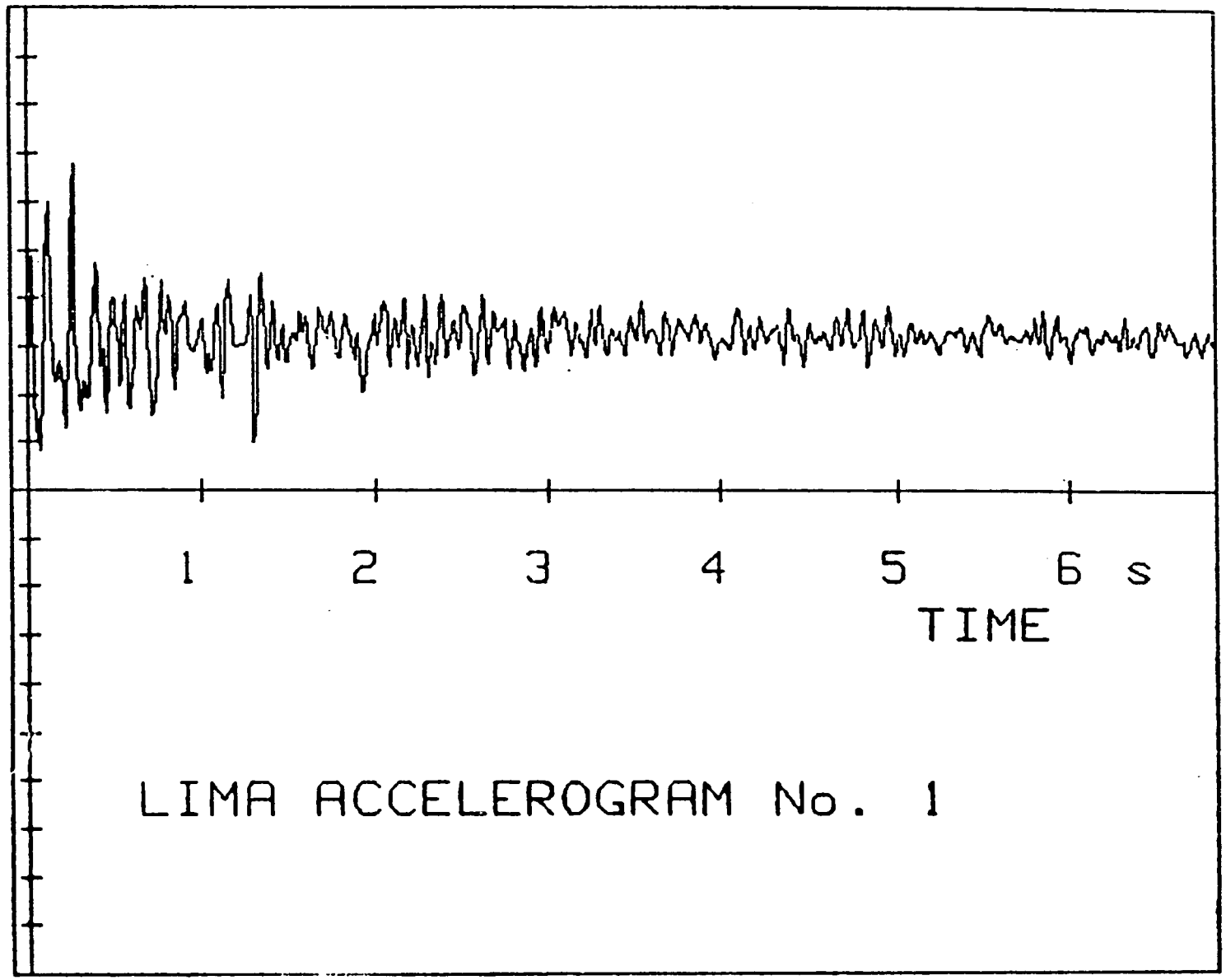


Figura 3.- Acelerograma del terremoto de Lima del 31 de Enero de 1951 en el Instituto Geofísico del Perú. Componente vertical. Lineas de escala vertical representan valores de 0,1g.

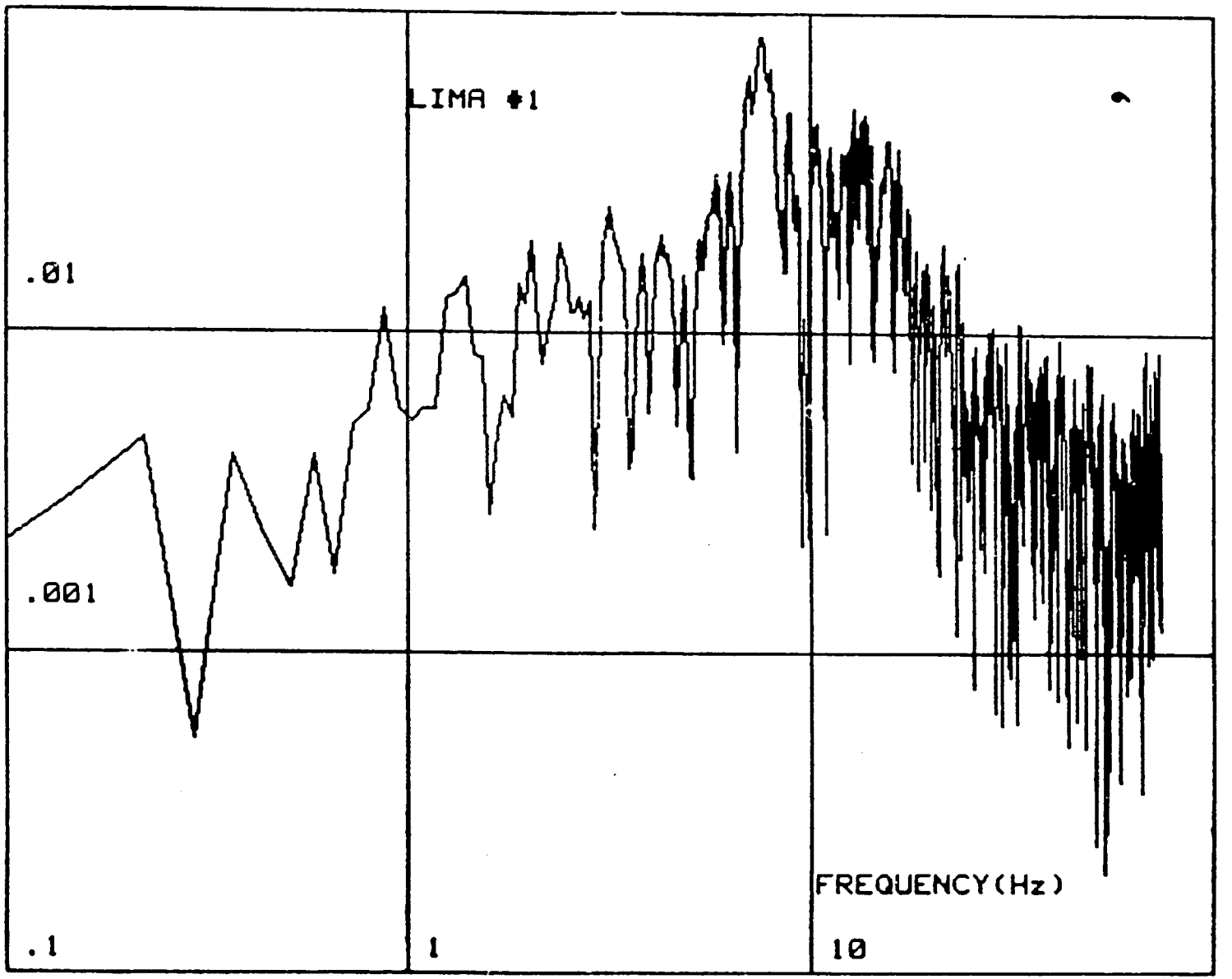


Figura 4.- Transformada de Fourier del registro de la figura 4. (No filtrado.

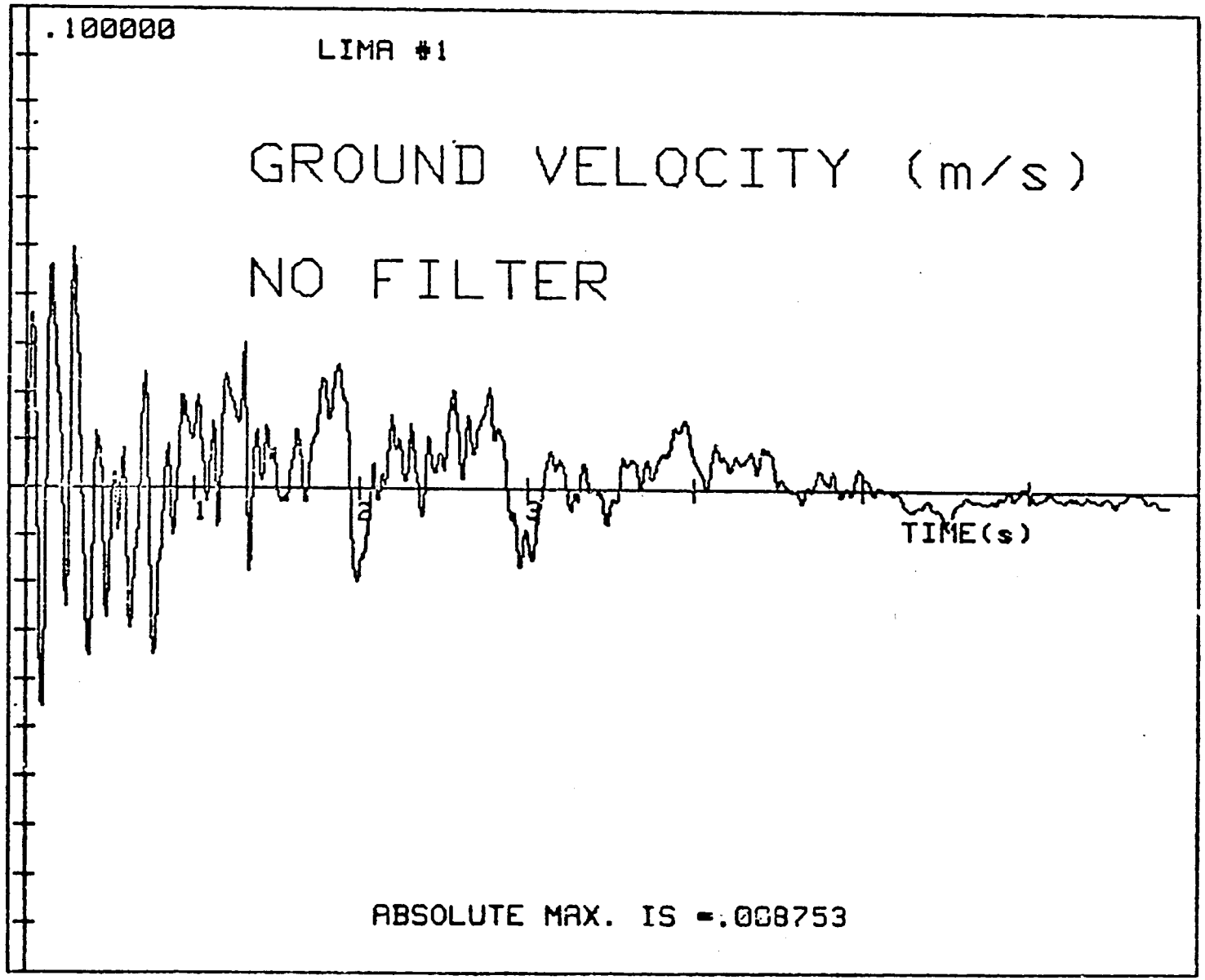


Figura 5.- Registro de velocidad del suelo, no filtrado, obtenido por inversión de Fourier del espectro de velocidad.

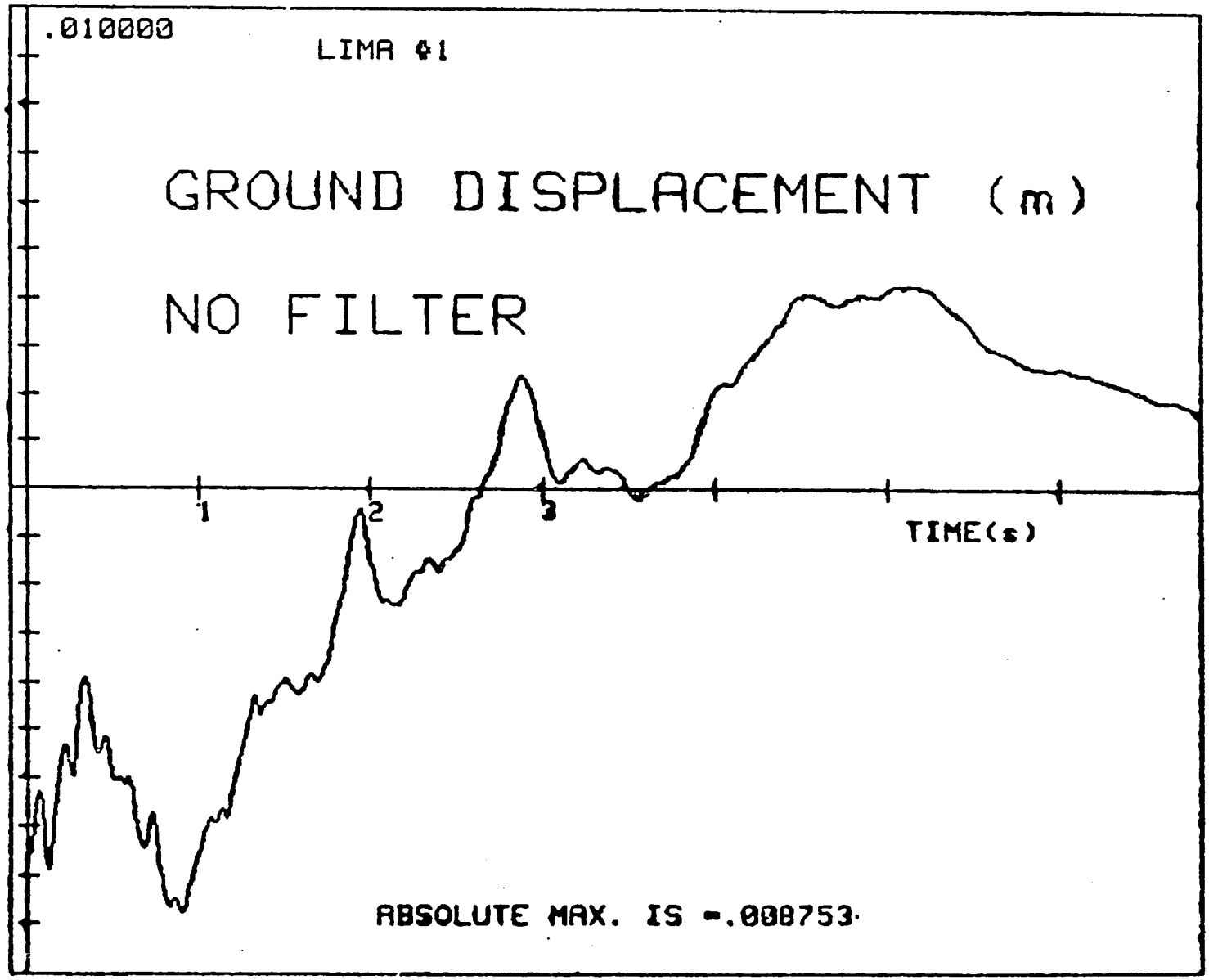


Figura 6.- Registro de desplazamiento del suelo, sin filtro y distorsionado.

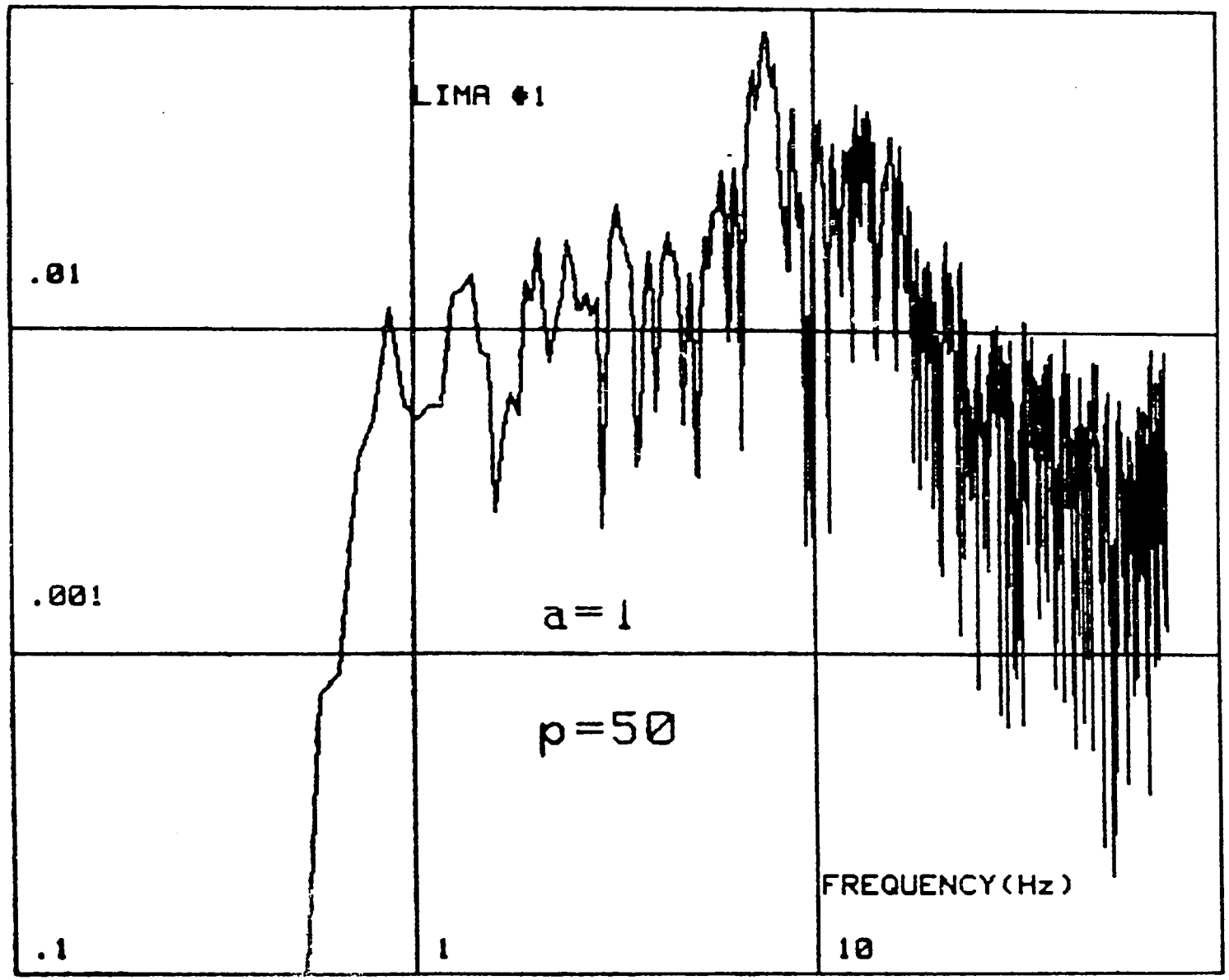


Figura 7.- Transformada de Fourier del acelerograma, con las bajas frecuencias eliminadas por un filtro Gaussiano de parámetro "a" = 1, "pasado" 50 veces.

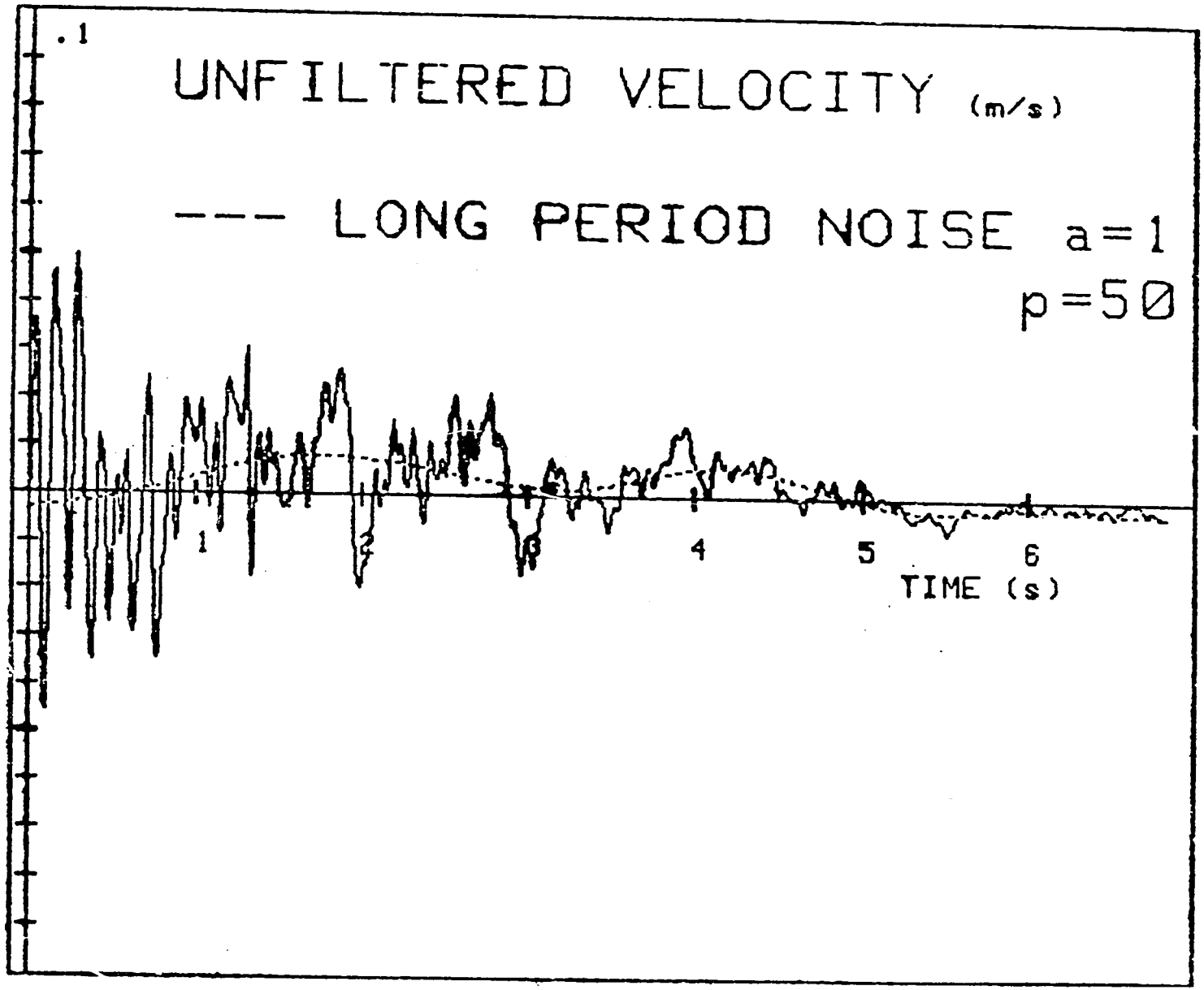


Figura 8.- Registro de velocidad del suelo (linea continua) y corrección que debe aplicarse (linea rayada).

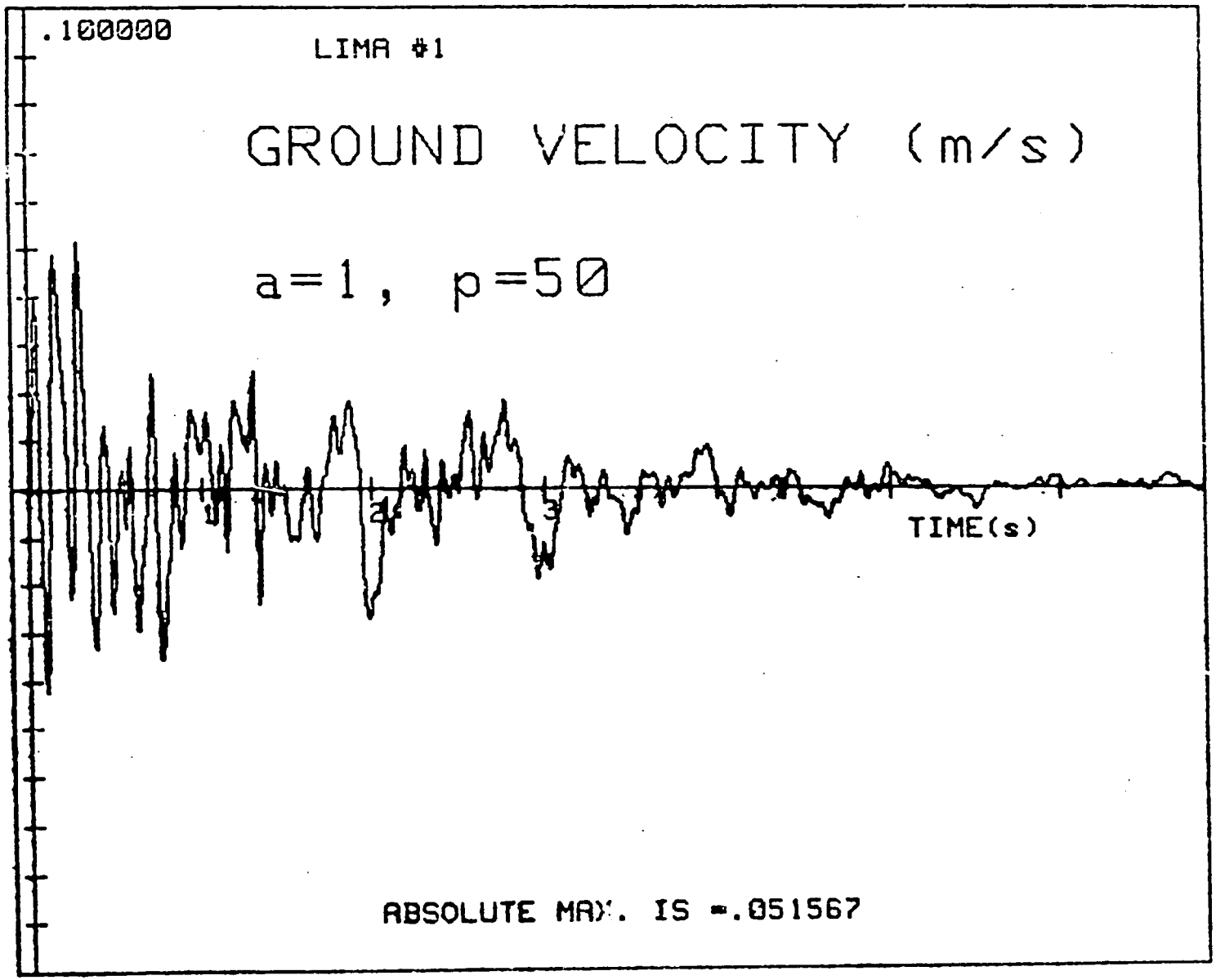


Figura 9.- Registro filtrado de velocidad del suelo.

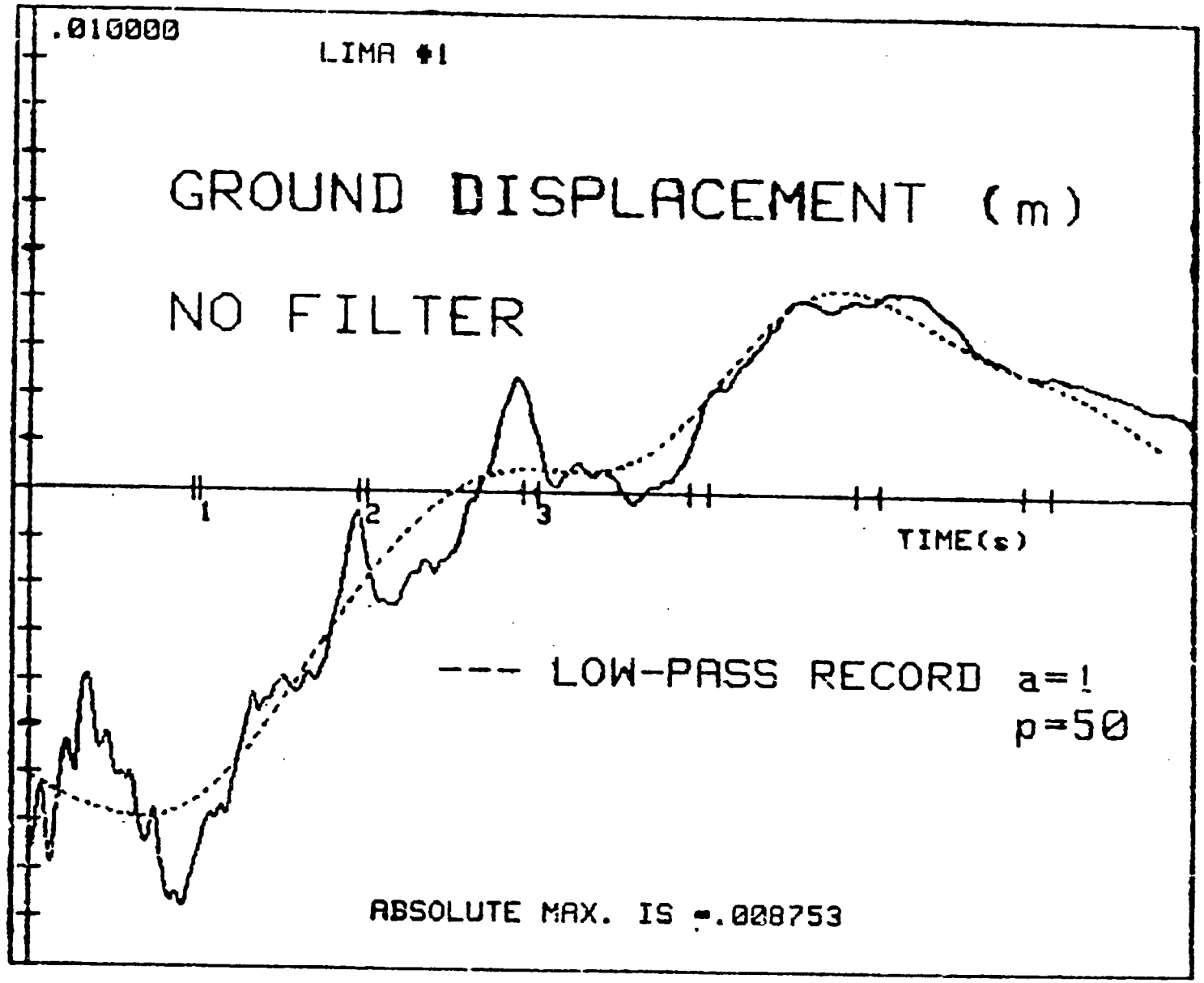


Figura 10.- Registro del desplazamiento del suelo (linea continua) y corrección que debe aplicarse (linea rayada) según el filtraje.

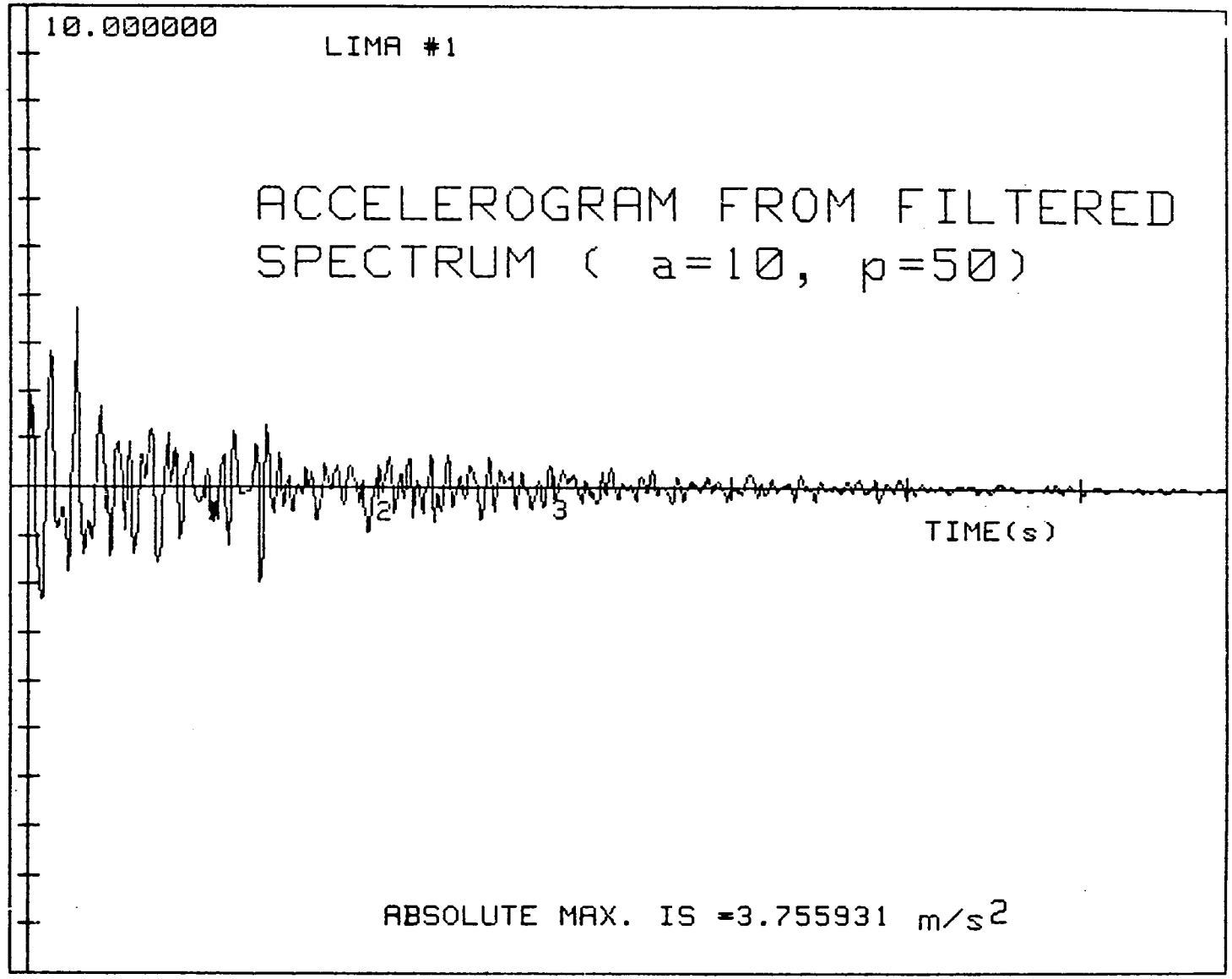


Figura 11 .- Acelerograma del espectro filtrado

valores muy pequeños de "w" o de "w^2" para obtener espectros de velocidad y de desplazamiento respectivamente (fórmulas 2 y 3) no introduce ahora indebida amplificación de las bajas frecuencias. La figura 8 nos muestra el registro original de velocidad no filtrado (línea sólida) y la componente de período largo que está siendo filtrada (línea de rayas). La substracción de este componente resulta en un registro de velocidad correcto (figura 9). Este registro de velocidad ha sido conseguido directamente del espectro filtrado de velocidad y es solamente su transformada inversa de Fourier. Nótese la ausencia de períodos largos espúreos y de la posición correcta de la coda.

El mismo tipo de filtrado o corrección se ha aplicado al registro de desplazamiento (figura 10) para obtener un registro correcto del movimiento del suelo (figura 11).

La selección de los parámetros del filtro, es decir "a" y el número de pases "p" es crítica y debe ser hecha de acuerdo a la magnitud del terremoto y a la distancia epicentral del acelerograma. Un filtrado demasiado drástico puede privarlos de información verdadera y necesaria de movimientos de período largo. Un filtrado "benigno" por otra parte puede introducir errores con períodos largos de alto valor que distorsionan el verdadero movimiento del suelo. Estos períodos no son genuinos y se deben solamente a las incertidumbres expresadas que afectan al acelerograma.

Resumiendo:

Es posible el obtener registros correctos de velocidad y de desplazamiento del suelo a partir de acelerogramas mediante la transformada de Fourier y su inversa, haciendo uso en el dominio de la frecuencia de un filtro múltiple tipo Gaussiano de paso de alta frecuencia. Este procesamiento proporciona al mismo tiempo espectros de frecuencia de los acelerogramas y posibilidades de corrección en el dominio de la frecuencia por la curva de respuesta del instrumento. El uso del algoritmo de la Transformada Rápida de Fourier (FFT) acelera grandemente el procesamiento.

Referencias:

- Bäth, M., (1974). Spectral analysis in Geophysics: Elsevier Sc. Publ. 6. Amsterdam.

- Sunder, S. and J. J. Connord, (1982). A new procedure for processing strong-motion earthquake signals, Bull. Seism. Soc. Am., 72, 645-661.

- Trifunac, M. D., F.E. Udwadia, and A.G. Brady, (1973). Analysis of errors in digitized strong-motion accelerograms. Bull. Seism. Soc. A., 63, 157-187.

SISTEMA DE PROCESAMIENTO DE ACELEROGRAMAS

Juan Carlos Rosas *

RESUMEN

El INPRES cuenta con una vasta red de acelerógrafos que abarca una amplia área de gran importancia económica para el país y que está dentro de la región sísmicamente activa del territorio nacional.

Esta amplia red de acelerógrafos provee la información que permite estudiar las características de los fuertes terremotos. Los registros obtenidos por dicha red son procesados para obtener como resultado la velocidad y el desplazamiento del suelo durante los sismos, espectros de Fourier, espectros de potencia y función de autocorrelación correspondientes a los acelerogramas, espectros de respuesta para distintos valores de amortiguamiento. Posteriormente, toda la información procesada se almacena en un Banco de Acelerogramas, con el fin de mantenerla disponible para su posterior utilización y publicación.

Esta publicación tiene dos propósitos. Primero, analizar las impurezas que contienen los registros de los acelerógrafos con el objeto de poner en evidencia las limitaciones de las mediciones y segundo, describir el sistema de procesamiento utilizado en el INPRES para depurar y recobrar toda la información prácticamente posible de ser rescatada de los registros.

ACCELEROGRAM PROCESSING SYSTEM

ABSTRACT

At the present time (September 1984) there are 79 strong motion accelerographs distributed throughout the seismic region of Argentina. Another 5 will be installed before the end of 1984. Almost all of these accelerographs produce a record as an analog trace of acceleration versus time in a photographic form either on a film or paper.

The object of this report is to describe a practical, feasible method to be applied in Argentina, by which the valuable information contained in these analog traces can be as accurately and completely recovered.

The processing of accelerograms to recover information from the records has the following aims: to introduce corrections for transducer characteristics so that the frequency range of the measurements can be extended; to make corrections to the digitización errors introduced by operators and also by the inaccuracy within the tracking mechanism of the digitizing machine.

Digital computation permits accurate integration of accelerograms to obtain ground velocities and ground displacements, Fourier spectra, response spectra, structural responses and so on.

---

* Instituto Nacional de Prevención Sísmica - Argentina.

INTRODUCCION

Un análisis cuidadoso de las consecuencias catastróficas de los terremotos históricos en Argentina (ver tabla 1) muestra muy claramente la necesidad de volcar todo el esfuerzo de la ingeniería con el fin de establecer los requerimientos estructurales mínimos para evitar las pérdidas humanas y económicas que pudieran ocasionar los derrumbes de las obras construidas por el hombre 1.

Para obtener un grado de seguridad adecuado de las construcciones a u un costo económico aceptable es necesario tener un profundo conocimiento del fenómeno sísmico. Por lo tanto es importante conocer las características del movimiento del suelo producido por los terremotos destructivos para poder estudiar el comportamiento dinámico de las estructuras que estarán sometidas al sismo.

La observación sistemática que se lleva a cabo en aquellos sitios donde se espera ocurra un movimiento, provee permanentemente información acerca de las propiedades de los terremotos.

Esta observación permanente se realiza con instrumentos capaces de registrar alguna característica de los fuertes terremotos. Uno de los más usados en Argentina para lograr tal propósito es el acelerógrafo, el cual, debido a sus características, produce un registro llamado acelerograma, que representa aproximadamente la variación de la aceleración del suelo durante el sismo en función del tiempo.

El INPRES cuenta con una red de acelerógrafos (figura 1) que abarca una amplia área de gran importancia económica para el país y que está dentro de la región sísmicamente activa del territorio nacional. Hasta el presente se han instalado 80 acelerógrafos. Estos aparatos son: 3(tres) AR-240, 2 (dos) DSA-1 y los restantes SMA-1.

Esta amplia red de acelerógrafos provee la información que, conjuntamente con datos de otra fuente, permitirán definir con mayor precisión los efectos que los terremotos causan a las estructuras.

La obtención de los acelerogramas requiere de un gran esfuerzo económico para hacer frente al alto costo de los acelerógrafos y a los gastos de mantenimiento necesarios para conservar la red en condiciones de funcionamiento adecuado. Por lo tanto se justifica ampliamente todo el esfuerzo necesario para obtener la mayor información que contengan los acelerogramas con la mayor precisión posible.

El propósito de esta publicación es describir el método de procesamiento de los registros obtenidos de la Red Nacional de Acelerógrafos para obtener la valiosa información contenida en ellos. Los objetivos de este método son los siguientes:

a) Mejorar la resolución del sistema con el fin de incrementar el rango dinámico de confianza.

b) Corregir los errores introducidos por las características de los osciladores del acelerógrafo con el objeto de extender el rango de frecuencias de las mediciones.

Fecha	LAT.	LONG.	MAGN.	PROF	Intensidad (M.M.)	Lugar	Observaciones
5-22-1782	32.5	69.2	7.0	50	VIII	Mendoza	Colapso y daños
3-20-1861	32.8	69.0	7.4	50	X	Mendoza	9000 muertos
10-27-1894	30.5	68.3	8.0	80	IX	Albardón Las Flores (San Juan)	Destrucción de la ciudad
12-17-1920	32.7	68.6	6.5	30	IX	El Central (Mendoza)	Elevada intensidad
4-14-1927	32.7	69.8	7.0	70	VII	Mendoza	Daños en la ciudad
1-15-1944	31.4	68.4	7.8	30	IX	San Juan	10000 muertos destrucción
6-10-1952	31.7	68.7	7.0	50	VIII	San Juan	Elevada intensidad
11-23-1977	31.3	67.7	7.4	40	IX	Caucete (San Juan)	Victimas y destrucción

Tabla - 1 Lista de Terremotos destructivos en Argentina

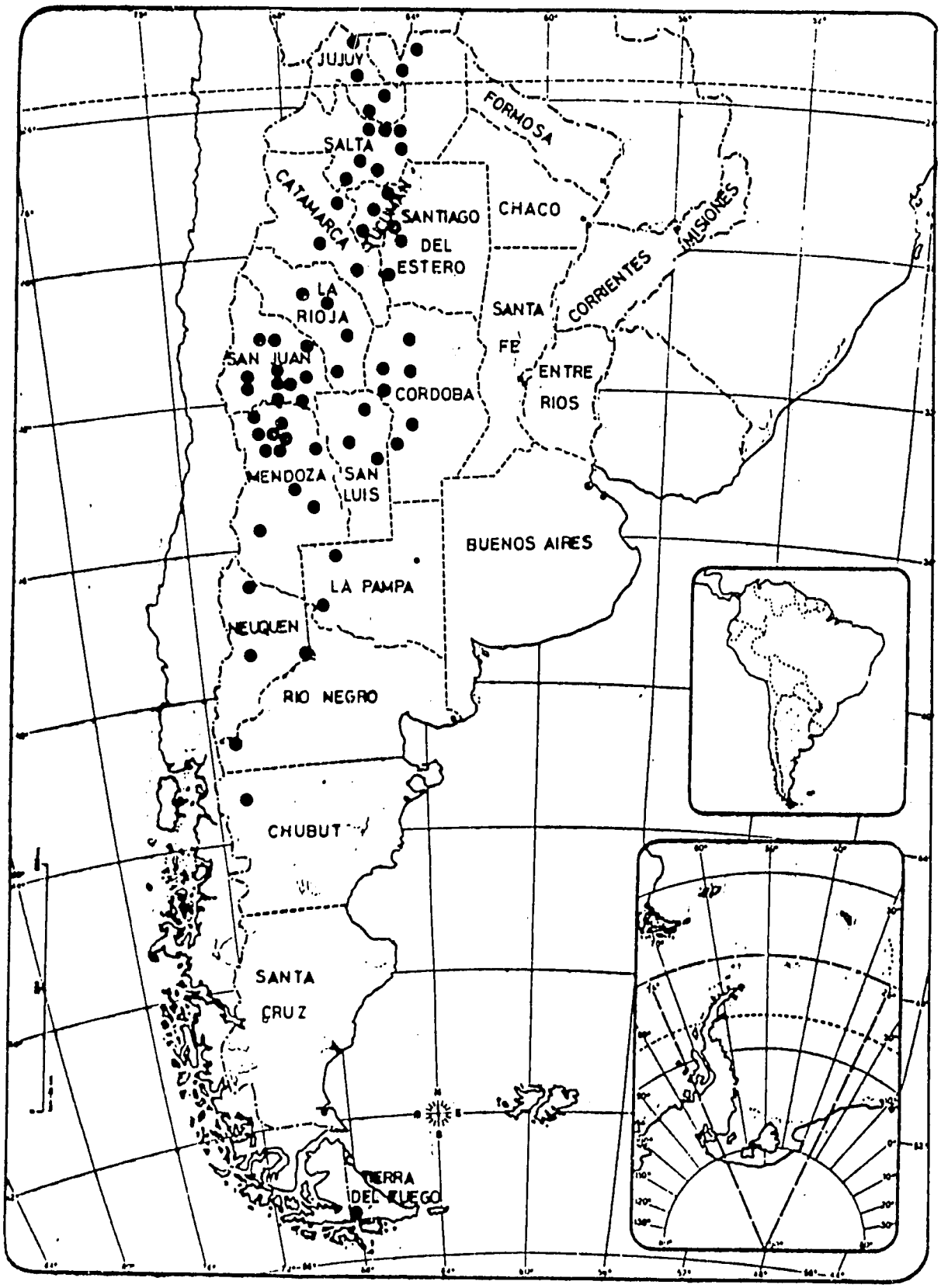


Fig. 1 - RED NACIONAL DE ACELEROGRAFOS. INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA.

c) Calcular, a partir del acelerograma corregido, la velocidad y el desplazamiento del suelo.

d) Determinación de espectros de Fourier, espectros de potencia, función de autocorrelación y espectros de respuesta.

e) Mantener la información procesada en un Banco de Acelerogramas, disponible para ser utilizada para cualquier otro tipo de estudio.

f) Publicar la información procesada.

1. INSTRUMENTO Y REGISTRO

1.1 Acelerógrafos

Con el objeto de facilitar la comprensión del procesamiento de acelerogramas, se ha considerado conveniente hacer aquí una breve descripción del instrumento que provee la información básica.

La figura 2 muestra un esquema del sistema de recepción y registro del acelerógrafo tipo óptico-mecánico.

Aunque los detalles pueden variar considerablemente entre los diferentes tipos y modelos disponibles en el mercado, el fundamento del funcionamiento es idéntico en todos los casos.

El elemento transductor es un oscilador de un grado de libertad con amortiguamiento viscoso que consiste en una masa que puede girar alrededor del eje Y. Un resorte torsional, provee la fuerza restauradora elástica cuando la masa oscila alrededor de Y, por causa del movimiento sísmico. El amortiguamiento viscoso es, en este esquema, del tipo electromagnético el cual consiste en una bobina fija a la masa del oscilador que se mueve dentro de un campo magnético permanente.

Debido a las características del oscilador, los movimientos inducidos en la masa por los fuertes terremotos, son muy pequeños. Por lo tanto es necesario amplificarlos para ser registrados en la película, lo cual se logra a través de un sistema óptico de espejos.

Los acelerógrafos generalmente vienen provistos de tres osciladores para poder captar el movimiento en tres direcciones perpendiculares entre sí. La figura 3 muestra el registro típico producido por un acelerógrafo del tipo descripto.

1.2 Acelerogramas

La figura 3 muestra un registro obtenido por un acelerógrafo SMA-1. Como puede verse, aparecen siete trazos que se identifican como sigue:

Trazo 1: Contiene marcas relativas de tiempo generadas por un reloj interno que posee el acelerógrafo.

Trazo 2: Aceleración horizontal en la dirección de mayor longitud de la carcaza del acelerógrafo, llamada componente longitudinal.

Trazo 3: Trazo fijo utilizable durante la digitalización.

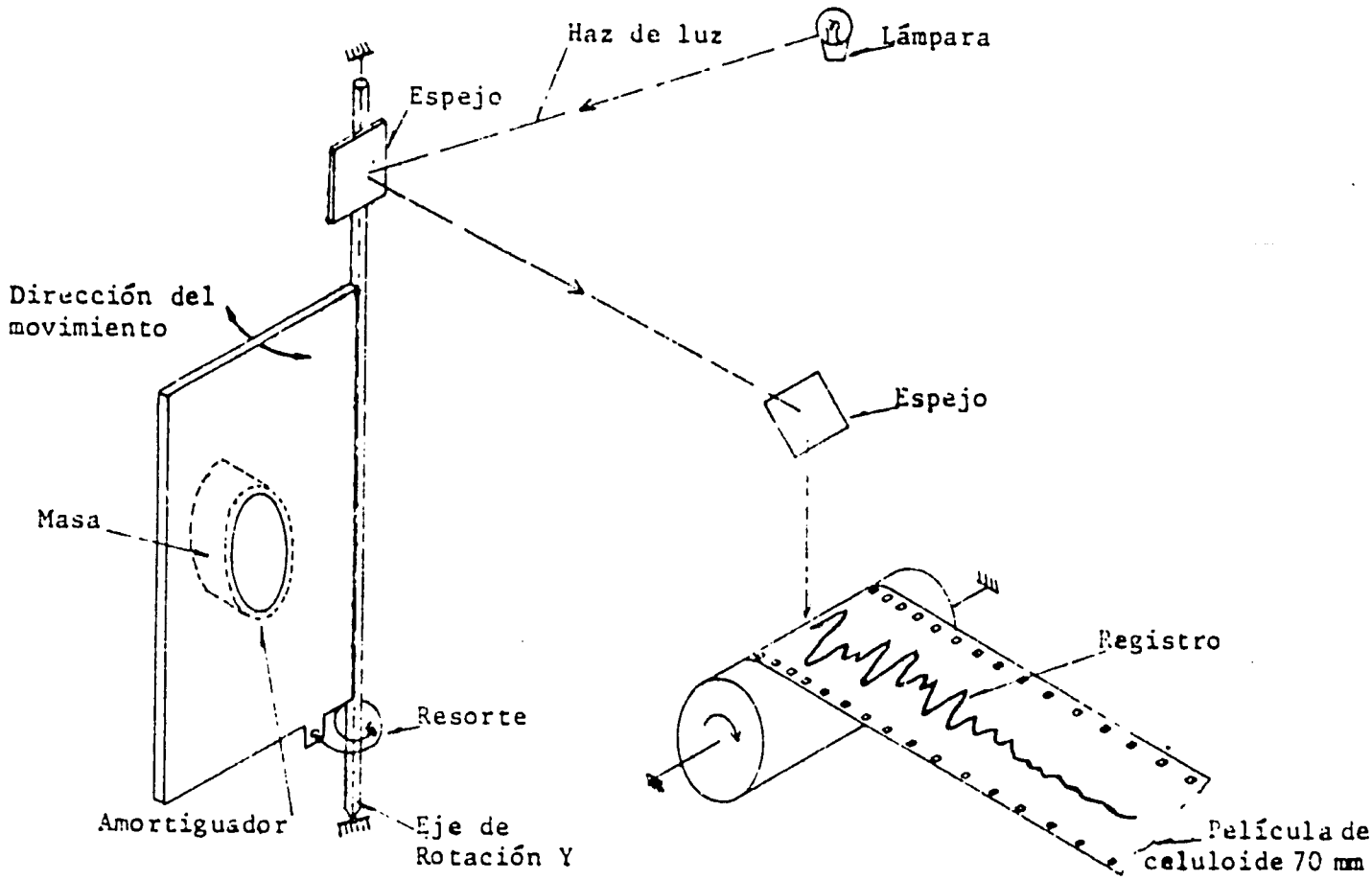


Figura 2 - Esquema de las Componentes de un Acelerógrafo

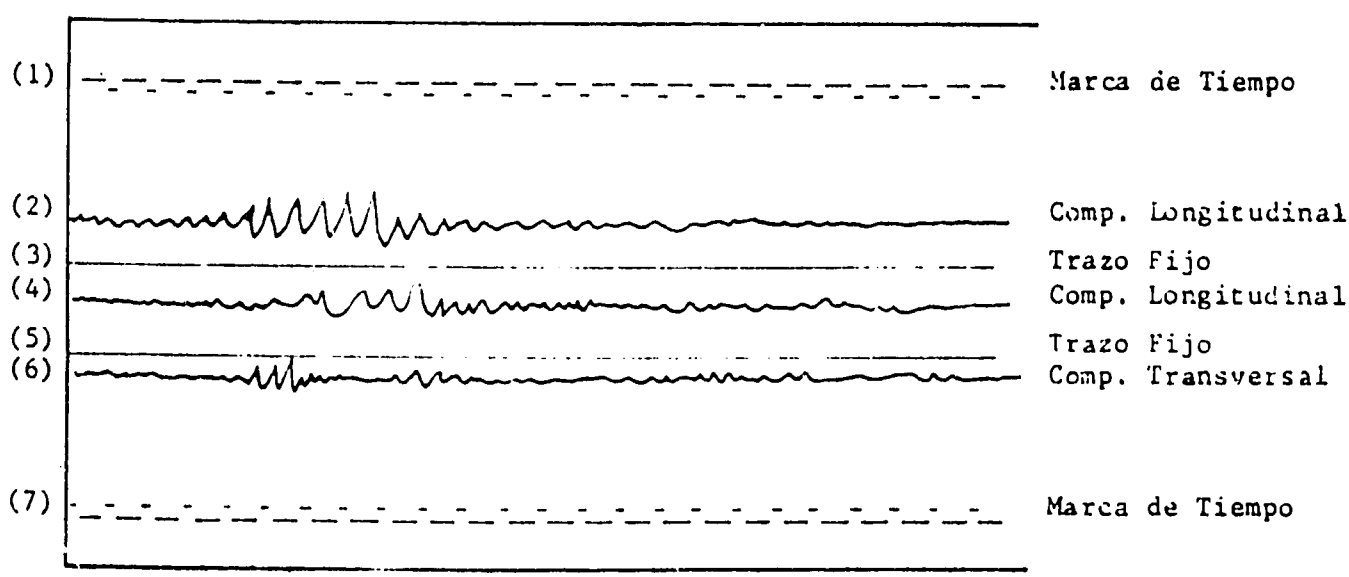


Figura 3 - Acelerograma Típico

Trazo 4: Aceleración en la dirección vertical llamada componente vertical.

Trazo 5: Trazo fijo. Idem Trazo.3.

Trazo 6: Aceleración horizontal en la dirección transversal a la mayor longitud de la carcaza del acelerógrafo, llamada componente transversal.

Trazo 7: Idem Trazo 1.

Para la interpretación de estos acelerogramas son necesarios entre otros, dos datos muy importantes. Primero, la sensibilidad o escala en el eje de las aceleraciones para cada trazo producido por los transductores y segundo, la frecuencia de las marcas relativas de tiempo o escala en el eje del tiempo.

El fabricante provee esta información para cada acelerógrafo en una tarjeta técnica como la mostrada en la figura 4.

1.3 Error introducido por el Oscilador del Acelerógrafo

Como se ha mencionado anteriormente, el oscilador de los acelerógrafos consiste en un sistema de un grado de libertad con amortiguamiento viscoso, el cual puede verse esquemáticamente en la figura 5.

Este sistema consta básicamente de una masa M conectada a la carcaza del acelerógrafo a través del resorte R y del amortiguador viscoso A. Durante la etapa de instalación, la carcaza se vincula al suelo en el lugar donde se desea registrar el movimiento.

Es muy importante conocer el principio de funcionamiento de este sistema, pues de ello saldrán a la luz algunas limitaciones que tiene este aparato para registrar aceleraciones.

Si el instrumento fuera un "acelerógrafo perfecto", el registro producido por él sería exactamente proporcional a la aceleración del suelo para todas las componentes elementales de la onda.

Sin embargo, el acelerógrafo reproduce la aceleración del suelo con algunas "imperfecciones" que dependen de la frecuencia de las componentes del sismo.

Para ser más claro, se analiza a continuación el sistema teórico.

El equilibrio de las fuerzas que actúan sobre la masa del oscilador (ver figura 5) durante el movimiento, es función del tiempo y conduce a la siguiente ecuación del movimiento:

$$\ddot{x}(t) + 2.\xi.W.\dot{x}(t) + w_1^2.x(t) = -\ddot{x}g(t) \qquad (1)$$

donde:

$\ddot{x}(t)$ es la aceleración relativa de la masa en el tiempo t
$\dot{x}(t)$ es la velocidad relativa de la masa en el tiempo t
$x(t)$ es el desplazamiento relativo de la masa en el tiempo t
$\ddot{x}g(t)$ es la aceleración del suelo en el tiempo t
ξ es la fracción del amortiguamiento respecto del crítico
w_1 es la frecuencia angular natural del oscilador

SMA-1 CALIBRATION DATA

Starter Type Vert SMA-1 Serial 5138

Optical Check Amp Electrical Check Amp

Timing Period — 10^{-2} scc/pulse

Accel.	Serial Number	Nat. Freq.	Damping (% crit.)	Sensitivity
Long.	15180	18.2 Hz	60	18.4 cm/ 1/2 G
Vert.	15174	18.7 Hz	60	16.8 cm/ 1/2 G
Trans.	15193	18.9 Hz	60	10.8 cm/ 1/2 G

Data Certified _____ Date 6. 9. 82

Figura 4 - Targeta técnica de un acelerógrafo SMA-1 provista por el fabricante.

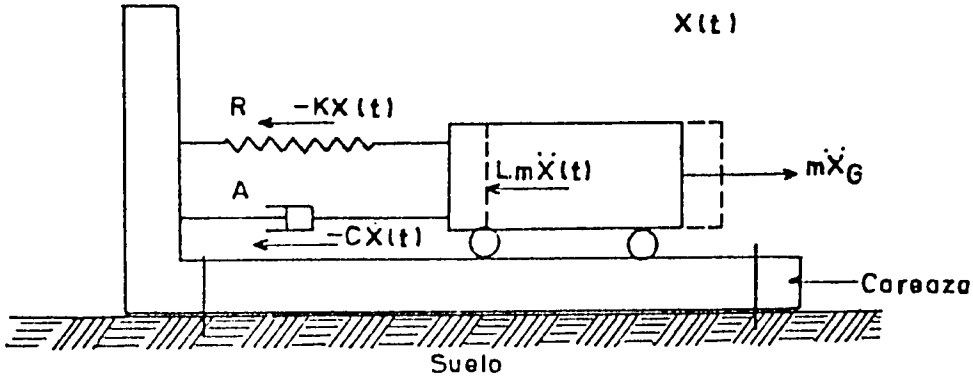


Figura 5 - Esquema del oscilador de un grado de libertad con amortiguamiento viscoso

La solución de la ecuación diferencial [1] cuando el sistema es sometido a una excitación armónica del tipo xg = Yo . sin (w.t) es:

$$x(t) = \exp(-\xi.w_1.t) \ . \ (A.\sin(w_d.t) + B.\cos(w_d.t)) +$$

$$=Yo/w. \ [(1-\beta^2)^2 + (2.\xi.\beta)^2]^{-I} \ . \ [(1-\beta^2).\sin(w.t)-2.\xi.\beta.\cos(w.t)] \qquad [2]$$

donde:

$$w_d = w_1 \ .\sqrt{1-\xi^2} \qquad [3]$$

$$\beta = w/w_1 \qquad [4]$$

A y B son constantes:

El primer término de la ecuación [2] representa la respuesta transiente a la carga aplicada. Este término puede despreciarse puesto que tiende rápidamente a cero cuando el oscilador tiene un gran amortiguamiento, como es el caso de los osciladores de los acelerógrafos del tipo SMA-1, cuyo amortiguamiento es del 60% del crítico.

El segundo término de la ecuación [2] representa la respuesta estacionaria en función de la frecuencia angular de la carga armónica aplicada.

En síntesis, despreciando el primer término de la ecuación [2] y haciendo transformaciones matemáticas del segundo término, la respuesta del oscilador viene dada por la siguiente ecuación:

$$x(t) = \rho(w).\sin(w.t - \theta(w)) \qquad [5]$$

donde:

$$\rho(w) = Yo/w_1.D(w) \qquad [6]$$

$$\theta(w) = \tan^{-1}(2.\xi.\beta)/(1-\beta^2)) \qquad [7]$$

siendo:

$$D(w) = ((1-\beta^2)^2 + (2.\xi.\beta)^2)^{-1/2} \qquad [8]$$

Como puede apreciarse en las ecuaciones [4] a [8], existen varios factores que dependen de w y de que son parámetros que vienen definidos por las características del acelerógrafo y cuyos valores vienen provistos por el fabricante.

Habiéndose fijado los valores de los parámetros del oscilador, esto es, la frecuencia natural y el amortiguamiento, puede hacerse el siguiente análisis:

Según se desprende de la ecuación [5], la respuesta del sistema a una excitación armónica simple es otra función armónica con la misma frecuencia que la excitación pero desfasada de ella un ángulo que es función de w como se ve en la ecuación [7]. La amplitud de la respuesta (w) también es una función de la frecuencia de excitación ya que, según la ecuación [6] depende del desplazamiento estático y del factor de amplificación dinámica, el cual es función de la frecuencia como lo muestra la ecuación [8].

En la figura 6-a se ha graficado el factor de amplificación dinámica y en la figura 6-b el ángulo de desfasaje, ambos en función de la frecuencia, para un oscilador con frecuencia natural 18Hz y con un amortiguamiento de 0.60.

Un análisis cuidadoso de la figura 6 conduce a las siguientes conclusiones:

- El factor de amplificación dinámico es aproximadamente igual a 1 si la excitación armónica tiene frecuencia comprendida entre 0 y 13 Hz. esto significa que, en ese rango de frecuencias, el oscilador se comporta prácticamente como un acelerómetro.

- El factor de amplificación dinámico es función decreciente de la frecuencia en el rango de frecuencias mayores que 13 Hz, llegando a ser D= 0.55 para la frecuencia de 25 Hz. Esto significa que para excitaciones armónicas con frecuencias superiores a 13 Hz la respuesta del oscilador no es proporcional a la aceleración de excitación.

- El ángulo de retraso de la respuesta del oscilador con respecto a la aceleración de excitación es diferente de cero, cualquiera sea su frecuencia, llegando a ser de 90° cuando la frecuencia de la excitación es igual a la frecuencia natural del oscilador.

Cuando ocurre un fuerte terremoto, el oscilador del acelerógrafo recibe una onda de aceleración que es, en general, compleja. Esta onda podría ser expresada como la suma de un número indefinido de componentes armónicas simples expresado en Series de Fourier.

Si en este caso hacemos extensivo el análisis anterior, se podría concluir que el registro obtenido de un acelerógrafo no es exactamente proporcional a la aceleración recibida, ya que el factor de amplificación y el desfasaje serían diferentes para cada componente elemental de la onda compleja.

Ante este inconveniente, se hace necesario considerar un método para reconstruir, a partir del registro del acelerógrafo, el verdadero acelerograma.

1.4 Método para eliminar el error introducido por el Oscilador.

El método empleado para econstruir el acelerograma a partir del registro del acelerógrafo es el de la función compleja de la frecuencia (complex frequency response) H(w).

Si la excitación x(t) es un movimiento armónico simple en estado estacionario, el sistema lineal, representado por el ascilador del acelerógrafo, tiene la propiedad de transformarlo en un movimiento de respuesta también armónico simple en estado estacionario. La amplitud y la fase de la respuesta son dependientes de la frecuencia de la excitación. El sistema tiene la propiedad de que, cuando la excitación es la parte real de exp(i.w.t), la respuesta es la parte real de H(w).exp(i.w.t).

La función H(w) puede obtenerse analíticamente reemplazando

$$x(t) = \exp(i.w.t) \qquad [9]$$

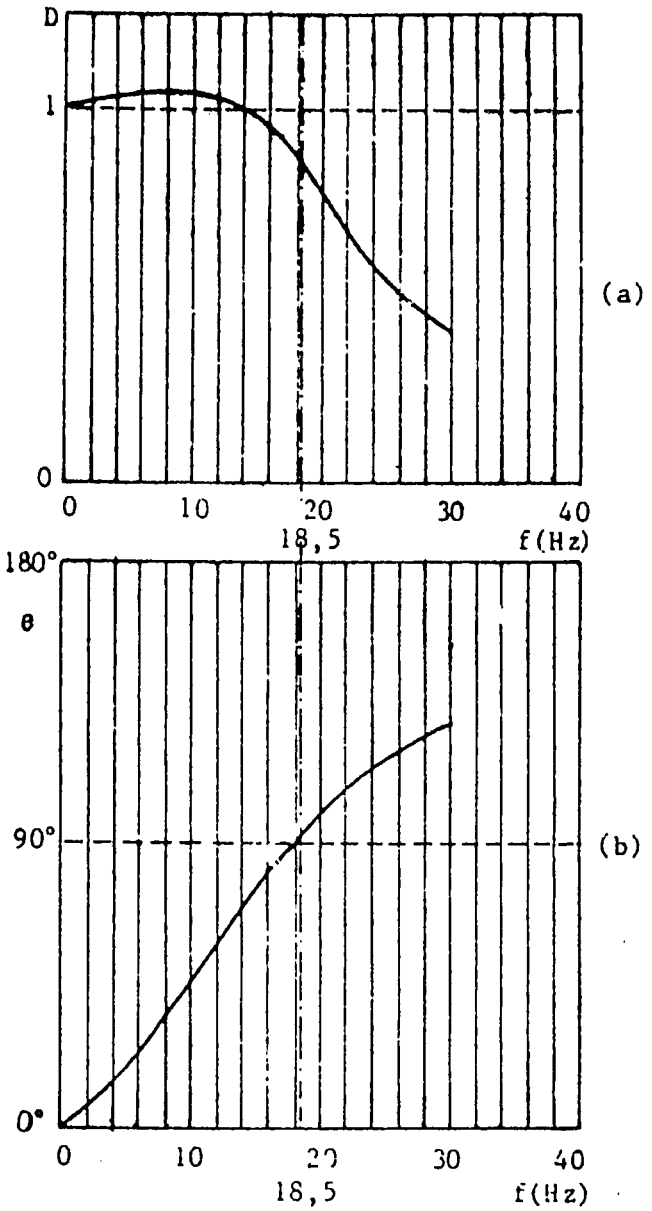


Figura 6 - (a) Espectro de Amplitudes
(b) Espectro de Fases

$$y(t) = H(w) \cdot \exp(i.w.t) \qquad [10]$$

en la ecuación del movimiento, cancelando los factores exp(i.w.t) y despejando algebraicamente H(w). Para el caso del oscilador del acelerógrafo:

$$H(w) = [(w_1-w)^2 + 2.i.\xi.w_1.w]^{-1} \qquad [11]$$

También es posible obtener H(w) experimentalmente. Es necesario determinar la relación de amplitudes y la diferencia de fases entre el movimiento de entrada y el de salida para excitaciones sinusoidales cuya frecuencia sea variable dentro del rango de experimentación deseado.

El conocimiento de la función compleja H(w) para todas las frecuencias, contiene toda la información necesaria para obtener la respuesta y(t) a una excitación arbitraria x(t), como así también, puede obtenerse la función de excitación x(t) a partir de una función de respuesta conocida y(t). Esta afirmación se basa en el principio de superposición, el cual se aplica a los sistemas lineales.

La superposición se realiza en el dominio de la frecuencia usando el método de Fourier.

Cuando la función x(t) de excitación es una función periódica puede ser descompuesta en componentes sinusoidales formando la Serie de Fourier. La respuesta a cada sinusoide es provista por H(w). Esas respuestas forman una nueva Serie de Fourier, que sumadas, forman la respuesta y(t).

Si la función x(t) no es periódica pero existe su Transformada de Fourier:

$$X(w) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t).\exp(-i.w.t).dt \qquad [12]$$

también es válido el principio de superposición. Para cada componente de frecuencia se tiene:

$$Y(w) = H(w).X(w) \qquad [13]$$

que es la Transformada de Fourier de la respuesta y(t).

Si se tuviera el caso en que se conoce la respuesta y(t) y se quisiera conocer la función de excitación x(t) entonces, la Transformada de Fourier de la respuesta estará dada por:

$$Y(w) = \int_{-\infty}^{\infty} y(t).\exp(-i.w.t).dt \qquad [14]$$

y la Transformada de Fourier de la excitación será:

$$X(w) = Y(w) \;/\; H(w) \qquad [15]$$

Por último, la función de excitación se obtendrá por la Integral de Fourier de la ecuación [15].

$$x(t) = 1/2.\int_{-\infty}^{\infty} X(w).\exp(i.w.t).dw \qquad [16]$$

Reemplazando las ecuaciones [14] y [15] en la [16] se tiene que:

$$x(t) = 1/2.\int_{-\infty}^{\infty} \exp(i.w.t) \;.\; dw \int_{-\infty}^{\infty} y(\cdot).\exp(-i.w.\cdot).d\cdot \qquad [17]$$

que es la forma explícita de la función de excitación x(t) que produjo la respuesta y(t).

Volviendo al caso particular de los acelerógrafos, estos constituyen un sistema lineal que se circunscribe a las características generales descriptas anteriormente.

Los acelerógrafos tienen la propiedad de dejar constancia de la excitación producida por un terremoto a través del acelerograma que no es más que la respuesta del sistema a dicha excitación.

Por lo tanto, será posible reconstruir la excitación a partir del acelerograma ya que, conociendo la función compleja H(w) del sistema, puede aplicarse la ecuación [17] a los puntos de la función de respuesta (acelerograma) almacenados en la computadora en forma digital.

2. DIGITALIZACION

2.1 Descripción del Digitalizador

El registro obtenido por el acelerógrafo es un producto intermedio que deberá ser procesado por computadora para obtener los resultados deseados. Por lo general los registros de acelerógrafos tienen forma analógica que requieren ser convertidos a forma digital para ser introducidos en computadora. Aparece así la operación de digitalización.

El proceso de digitalización constituye de hecho un delicado problema que debe ser tratado con el conveniente cuidado. El método usado en el INPRES para la conversión de los datos analógicos a digitales es el llamado Digitalización Semiautomática usando el digitalizador HP 9874A.

Este consiste básicamente en un tablero iluminado en el cual está definida la superficie de la digitalización. Sobre esta región puede desplazarse un cursor provisto de un sistema de vacío que permite fijarlo a la superficie del tablero. Para ubicarlo en otra posición es menester oprimir un "switch" que desactiva el vacío.

El registro original de un acelerógrafo o una fotografía ampliada de él, se fija sobre la superficie activa y el retículo del cursor se debe centrar sobre el punto a ser digitalizado. Este cursor tiene un switch que activa el circuito electrónico. Cuando este "switch" es oprimido por el operador, el circuito electrónico "lee" las coordenadas del punto y lo transfiere, a través de la interfase, a la computadora Hewlett Packard HP 1000 para ser almacenado en disco para su posterior procesamiento.

2.2 Resolución del Sistema

Es importante tener en cuenta que el digitalizador y el acelerograma a digitalizar forman un sistema cuya resolución depende de ambos.

Ya que la resolución del digitalizador viene dada por parámetros que no pueden modificarse (hardware del HP 9874A), es necesario definir las características que deben tener los acelerogramas que han de ser digitalizados para lograr una resolución del sistema que no sea inferior a la resolución requerida por la precisión del procesamiento.

La resolución del digitalizador HP 9874A es de 400 puntos por centímetro.

En el caso de registros obtenidos por acelerógrafos SMA-1 sobre película de celuloide de 70 mm, la escala de aceleración es tal que la aceleración de la gravedad (g) es representada aproximadamente por 2 cm. o mas . Por lo tanto, atendiendo a la aptitud del digitalizador, este podrá solo individualizar puntos cada 0.00125 g la cual es una resolución inferior a la deseada de 0·1% g.

Para salvar este requerimiento deben usarse fotografías ampliadas del registro original. Si la escala de ampliación es superior a 2 , entonces la resolución será superior a 0.000625 g.

En el eje del tiempo sobre la copia fotográfica ampliada al doble, un segundo está representado por 2 cm. Por lo tanto, el digitalizador puede leer puntos cada 0.00125 seg. la cual es una resolución mayor que la del reloj interno del acelerógrafo, el cual ha sido calibrado con una precisión de 0.002 seg.

Por lo general, en el INPRES se utilizan copias fotográficas del registro original ampliadas cuatro veces.

Es necesario destacar el inconveniente impuesto por la limitación de la longitud útil del digitalizador HP9874A. No es posible digitalizar registros con más de 435 mm de largo, lo que significa que la máxima duración del sismo para una copia fotográfica con factor de ampliación cuatro es de diez segundos.

Sin embargo es posible digitalizar acelerogramas de mayor duración seccionandolo en partes, cada una de ellas con longitud menor de 10 segundos.

Aparece entonces el problema de ensamblar todas las partes para conformar el acelerograma total. Esto se hace por programa, solapando, trasladando y rotando cada parte hasta lograr el ensamble deseado. Los detalles de la técnica de ensamble se verán más adelante.

De este modo, el máximo período del sismo que puede ser medido con precisión es de algo menos de 10 segundos.

Debe recordarse que, sin tener en cuenta las limitaciones del digitalizador, la duración del terremoto define el período máximo que puede ser medido con precisión.

2.3 Errores Introducidos por la Digitalización

El proceso de digitalización introduce un gran número de errores los cuáles afectarán los resultados del procesamiento de acelerogramas.

Se consideran aquí las más importantes fuentes de error involucradas en el procesamiento práctico de digitalización como así también la posibilidad de remediar sus efectos.

Es necesario poner de manifiesto que la precisión de la digitalización está limitada por la calidad de los registros a digitalizar, por las características del digitalizador y también por la capacidad para digitalizar del operador.

En cuanto a los registros que han de digitalizarse pueden existir las siguientes fuentes de error:

- Distorsión a lo largo del registro debido a que la velocidad de rotación del tambor que contiene a la película no es perfectamente uniforme. En ese caso la escala del tiempo no es constante como es de esperar. Sin embargo las marcas de tiempo impresas en la película por el reloj interno del acelerógrafo pueden ser usados para corregir este error, ya que dicho reloj está garantizado con una precisión del 0.20%.

- Distorsión producida por el proceso de ampliación fotográfica. Este error puede ser reducido si se realizan las ampliaciones sobre un material de base estable y de calidad uniforme. Además debe tenerse en cuenta que la ampliación se hace con un haz de luz que distorsiona las imágenes con mayor intensidad en aquellos puntos más alejados del centro de la fotografía. Esto causaría una deformación del registro original que introduciría un error en la digitalización. Para salvar este error, los registros originales deben ser ampliados con sumo cuidado y con técnicas especiales de fotografía.

- Espesor del trazo. El trazo grabado en la película tiene un espesor que es menor a 0.2 mm. Una vez tomada la copia fotográfica ampliada, por ejemplo cuatro veces, el espesor sería de 0.8 mm. Durante la operación de digitalización el operador debe tomar los puntos contenidos en la línea central en los dos bordes del trazo. Esto es especialmente dificultoso en las zonas del registro donde están los máximos y mínimos relativos, sobre todo si la curva del registro contiene componentes de período corto. En tal sentido es inevitable que el operador introduzca un error debido a la improbabilidad de que los puntos digitalizados pertenezcan a la línea central. Se ha comprobado que este error consiste en la introducción de un ruído de alta frecuencia en el espectro de amplitudes. Este error puede eliminarse por filtrado de las componentes de altas frecuencias.

- Determinación del eje de las aceleraciones. La digitalización de acelerogramas consiste, como ya se ha dicho, en leer las coordenadas de los puntos referidas a dos ejes perpendiculares entre sí: uno el eje del tiempo y el otro el eje de las aceleraciones. Errores en la definición de alguno de esos ejes produce errores de digitalización, por ejemplo, la determinación de la amplitud de la aceleración depende de la posición de la línea de base o eje del tiempo. La determinación de la línea de base se ve dificultada en parte debido a que la mayoría de los acelerógrafos comienzan a funcionar cuando cierto nivel de aceleración ha sido superado por el terremoto al cual está sometido. Esto significa que la línea de base previa al sismo se pierde, lo que implica la introducción de un error en las componentes de baja frecuencia que influye fuertemente en aquellos cálculos que involucran integración. Además la línea de base real puede tener ciertas ondulaciones debidas a posibles movimientos de la película o del tambor del registro en el sentido perpendicular a la dirección del movimiento de la película. Esto falsearía el espectro del acelerograma por contaminación con el espectro de la línea de base ondulada. Estos errores pueden ser eliminados por filtrado de las componentes de baja frecuencia de la señal.

3. CONTROL DE ERRORES

3.1 Filtro de Corrección

Los errores enunciados en 2.3 introducen componentes de alta y baja

frecuencias que se mezclan con aquellas del acelerograma verdadero.

Ambos tipos de errores son bastante significativos y deben ser cuidadosamente controlados con el fin de disponer de información calificada para cualquier estudio sobre terremotos.

El procedimiento de corrección para extender el rango de frecuencias descripto en 1.3. lleva involucradas operaciones matemáticas que son muy afectadas por las componentes de alta frecuencia, lo cual hace imprescindible la eliminación de aquellas componentes de alta frecuencia producidas por algunas de las fuentes de error enunciadas anteriormente.

Por otra parte, la doble integración de los acelerogramas para obtener la velocidad y el desplazamiento del suelo, se ve muy afectada por las componentes de baja frecuencia lo que requiere la minimización de los errores de período largo.

En general, la depuración de los errores es prácticamente imposible ya que no podría separarse la parte que corresponde a la información contenida en el acelerograma verdadero de aquella correspondiente al ruido introducido por las fuentes de error.

Sin embargo, es posible eliminar los errores recurriendo al filtrado total de las componentes no deseadas de alta y baja frecuencia.

Es evidente que la eliminación de dichos contenidos de frecuencia no solo eliminaría la contribución de los errores a esas componentes, sino también cualquier información contenida en el acelerograma verdadero en el rango de frecuencias eliminado.

El criterio adoptado está fundamentado en el principio de que es mejor limitar la información a una banda de frecuencias para la cual se puede lograr una precisión conocida antes que retener información adicional de bajas y altas frecuencias que contienen grandes e inciertos errores.

El método usado para la eliminación de las componentes no deseadas es el del filtrado en el dominio de la frecuencia.

El filtro aplicado en el Sistema de Procesamiento se construye de tal modo que no solo realice la eliminación de las componentes de frecuencias contaminadas con errores sino también realice la corrección de las alteraciones introducidos por el oscilador del acelerógrafo.

El filtro queda definido con los siguientes condicionamientos a la ecuación [11] (función compleja de la frecuencia).

$$H(w) = \begin{cases} 0+0.i & \text{para } w < w_{i1} & [19] \\ H(w_{i2}).(w-w_{i1})/(w_{i2}-w_{i1}) & \text{para } w_{i1} < w < w_{i2} & [20] \\ H(w) & \text{para } w_{i2} < w < w_{s1} & [21] \\ H(w_{s1}).(w_{s2}-w)/(w_{s2}-w_{s1}) & \text{para } w_{s1} < w < w_{s2} & [22] \\ 0+0.i & \text{para } w_{s2} < w & [23] \end{cases}$$

Posteriormente se aplica la ecuación (17) donde H(w) es la función definida por las ecuaciones [19], [20], [21], [22] y [23], y ( ) es la función representada por el registro del acelerógrafo y x(t) es la función de aceleración corregida.

Los valores w_{i2} y w_{s1} son los límites inferior y superior de la banda de frecuencias que corresponden a componentes que pueden considerarse sin errores. Los valores w_{i1} y w_{s2} son valores de frecuencias ligeramente menor y mayor que w_{i2} y w_{s1} respectivamente, definidos para que el filtro no tenga un corte brusco sino en forma de rampa lineal, como lo señalan las ecuaciones [19] y [21].

Dichos límites deben ser fijados para cada acelerograma en particular y serán función de las características del acelerograma y de la calidad de la digitalización.

4. SISTEMA DE COMPUTACION

4.1 Características del Equipo

Se expone aquí una somera descripción del equipo que es usado para el procesamiento de acelerogramas.

El Centro de Cómputos del Departamento Informática del INPRES tiene disponible para el Sistema de Procesamiento de Acelerogramas un computador Hewlett Packard HP1000/45 con 512 kbytes de memoria con dos discos para almacenamiento de datos: uno de 20 Mbytes y otro de 65 Mbytes.

Conectados al HP 1000/45, se dispone de los siguientes periféricos:

- Digitalizador: Hewlett Packard HP 9874A que tiene un área activa para digitalización de 315 mm por 435 mm, con una resolución de 25 micrones y una velocidad máxima de transferencia de 30 puntos por segundo.

- Plotter: Hewlett Packard HP9872A tiene un área útil para dibujo de 280 mm por 432 mm, con posibilidad de seleccionar por programa cualquiera de cuatro plumas de colores. Tiene una resolución de 0.025 mm.

- Impresora: Hewlett Packard HP 2631A que escribe 180 caracteres por segundo con matriz de puntos de alta resolución.

- CRT Gráfica: Hewlett Packard HP 2648A con 360 por 720 puntos en pantalla gráfica. El display tiene capacidad para 24 líneas de 80 caracteres. Los caracteres están formados por matriz de 7 por 9 puntos.

5. DESCRIPCION DEL SISTEMA DE PROGRAMAS

La figura 7 muestra el diagrama de flujo del programa principal del Sistema. Este programa es el encargado del direccionamiento a los programas ejecutores de las diversas operaciones que puede realizar el Sistema.

Dichas operaciones se dividen en dos grupos: uno que realiza el manejo de información acerca de la red de acelerógrafos y otro que maneja la información referida a los acelerogramas, los cuales se detallan a continuación.

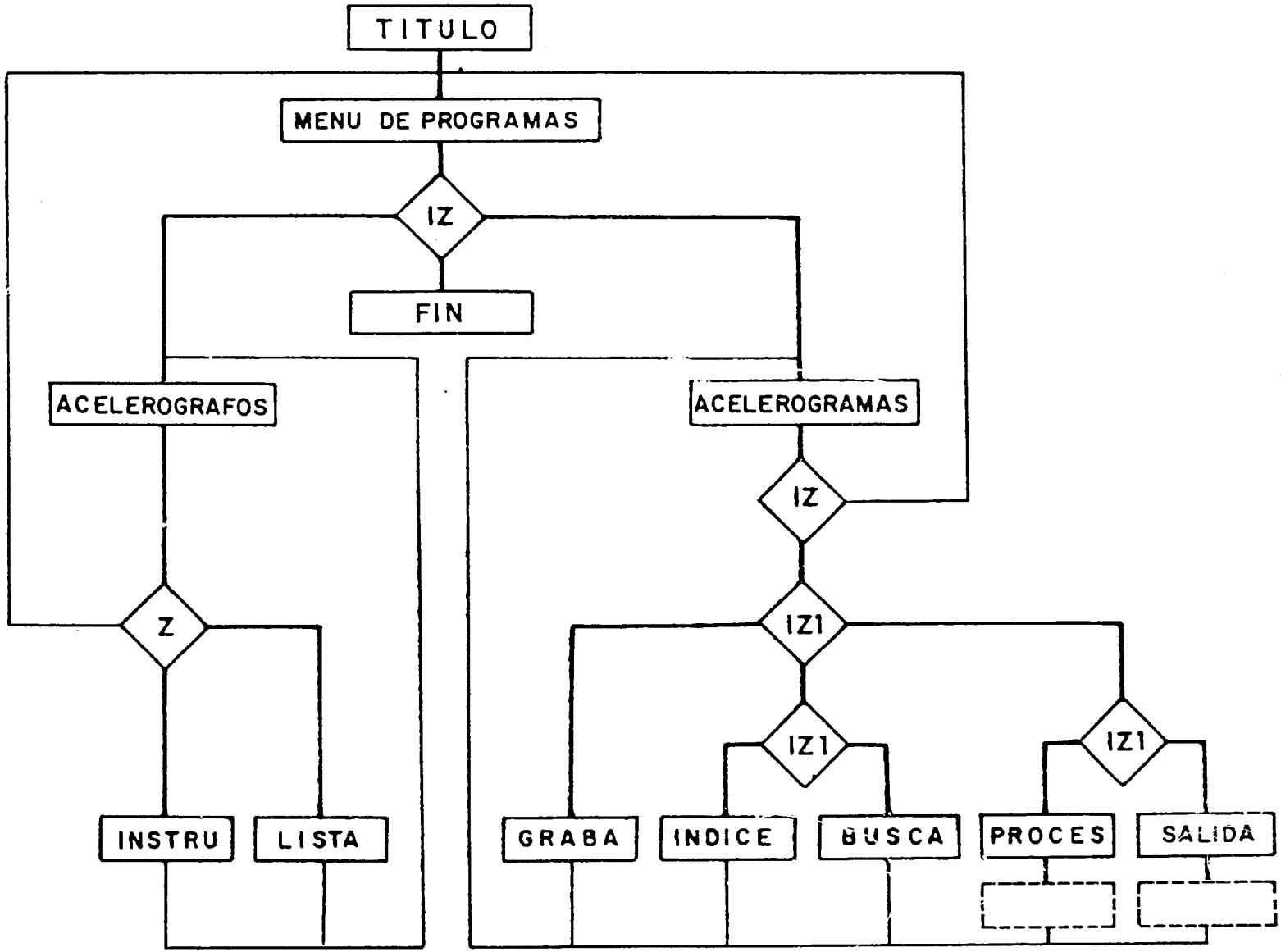


Figura 7 - Diagrama de flujo del Programa Principal de Sistema

5.1 Información sobre la Red de Acelerógrafos

La alternativa ACELEROGRAFOS que aparece en el Diagrama de la figura 7 comanda a los programas INSTRU y LISTA.

El programa INSTRU realiza la carga y posterior grabación de datos provenientes de la Red de Acelerógrafos. Esta información consiste en:

- Datos del Acelerógrafo: son los datos de identificación de cada acelerógrafo de la Red, las características técnicas de los osciladores de cada aparato, como así también la historia de los servicios de mantenimiento de cada uno de ellos. El formulario de la figura 8 es idéntico al que aparece en la terminal gráfica. La zona sombreada debe ser llenada con los datos en cuestión.

- Datos del Lugar de Instalación: son todos aquellos datos que definen la ubicación de cada acelerógrafo, la posición relativa dentro del edificio donde fue instalado y la descripción del depósito de suelo lugar. El formulario de la figura 9 muestra, en las zonas sombreadas, los datos que son requeridos como input.

El programa LISTA imprime la información cargada con el programa INSTRU

5.2 Información referida a los Acelerogramas

La alternativa ACELEROGRAMAS en el Diagrama de la figura 7 controla a los programas PROCES, SALIDA, GRABA, INDICE y BUSCA.

El programa PROCES constituye el corazón del Sistema, pues realiza las operaciones de digitalización y corrección de los registros, como así también calcula espectros de Fourier, espectros de potencia, función de autocorrelación y espectros de respuesta. También calcula la velocidad y el desplazamiento del suelo haciendo integración del acelerograma corregido. En la figura 10 se muestra un esquema de las operaciones que realiza este programa.

El programa SALIDA ejecuta la impresión y dibujo de los resultados del procesamiento. Dibuja e imprime los datos de Acelerogramas NO Corregidos, Acelerogramas Corregidos, Velocidades Calculadas, Desplazamientos Calculados, Espectros de Fourier, Espectros de Potencia, Funciones de Autocorrelación y Espectros de Respuesta (estos pueden ser dibujados en ejes con escalas lineales o trilogarítmicas.

El programa GRABA realiza la grabación de los resultados del procesamiento en Cintas Magnéticas que se rotulan como Banco de Acelerogramas.

El programa INDICE almacena en un archivo los datos fundamentales que definen a cada sismo, para conformar el índice de eventos contenidos en el Banco de Acelerogramas.

El programa BUSCA lee de las Cintas Magnéticas los resultados del procesamiento de cualquier sismo que esté contenido en el Banco de Acelerogramas.

DATOS DEL ACELEROGRAFO

IDENTIFICACION

CODIGO 61023 SERIE 5061
MARCA Kinemetrics
MODELO SMA-1

CARACTERISTICAS

LONGITUDINAL	Frecuencia Natural	: 25.8 c/seg
	Amortiguamiento	: 60 %
	Sensibilidad	: 18.8 mm / 1 g
VERTICAL	Frecuencia Natural	24.7 c/seg
	Amortiguamiento	: 60 %
	Sensibilidad	: 19.6 mm / 1 g
TRANSVERSAL	Frecuencia Natural	26.6 c/seg
	Amortiguamiento	60 %
	Sensibilidad	17.1 mm / 1 g

PULSOS DEL RELOJ INTERNO 1.0 seg

Figura 8 _ Formulario para Introducción de Datos del Acelerografo.

DATOS LUGAR DE INSTALACION

NOMBRE Escuela Francisco de Alganaras

DIRECCION

CALLE Y Nº	San Martin 1572
LOCALIDAD	Humauaca
DEPARTAMENTO	Humauaca
PROVINCIA	JUJUY
PAIS	REP. ARGENTINA

FECHA DE INSTALACION 22/09/83

DIRECCION DE LAS COMPONENTES

LONGITUDINAL : 354 Grad. 52 Min. 13.06 Seg.
TRANSVERSAL : 174 Grad. 52 Min. 13.06 Seg.

COORDENADAS DEL LUGAR

LONGITUD : 30 Grad. 27 Min. 45.30 Seg.
LATITUD : 44 Grad. 32 Min. 13.06 Seg.

DESCRIPCION DEL LUGAR

Instalado en el sotano del edificio, a 400m de profundidad sobre bloque de Hormigon enterrado en suelo natural.

DESCRIPCION DEL SUELO DEL LUGAR

Suelo Aluvional, con estratos de suelo blando (velocidad de propagación de ondas de corte 600m/seg)
Espesor : 300m hasta la roca.

Figura 9 - Formularios para introducción de datos del lugar de instalación.

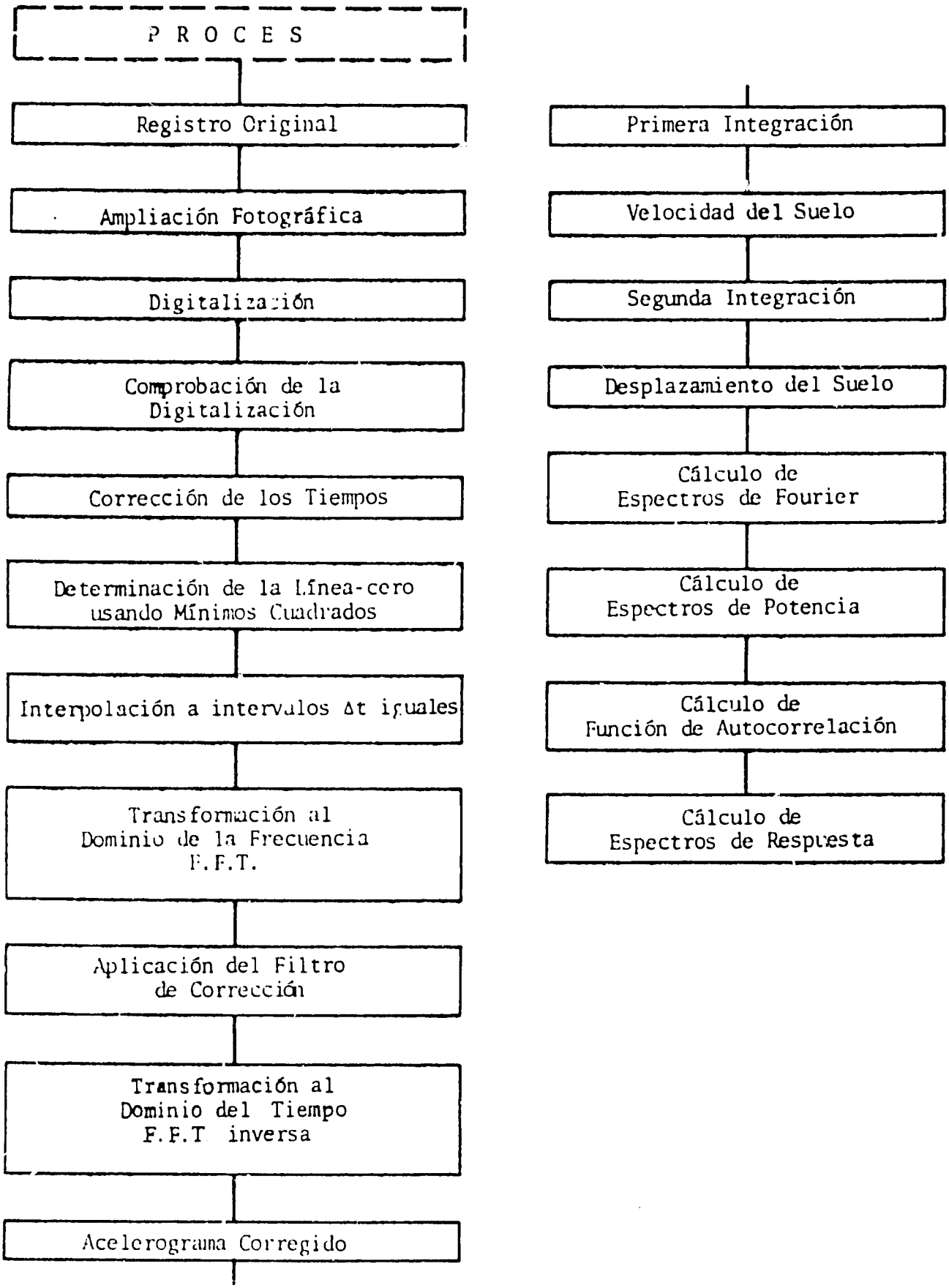


Figura 10 - Esquema de operaciones del programa PROCES

AGRADECIMIENTO

Es para el autor muy importante hacer notorio la colaboración y permanente predisposición prestada por el personal del Centro de Cómputos del Departamento Informática del INPRES, especialmente la inestimable ayuda brindada por la Lic. M. Claudia C. de Echegaray y por el Sr. Mario Valera.

REFERENCIAS

1. INPRES, "Manual de prevención Sísmica, Fascículo I", 1978.
2. HUDSON, M.D., "Reading and Interpreting Strong Motion Accelerograms", E.E.R.I., 1979.
3. KINEMETRICS, "Operating Instructions for SMA-1 Strong Motion Accelerograph", SMA-1 Calibration data.
4. BATH, M., "Spectral Analysis in Geophysics", Elsevier, 1974.

ATENUACION DE LAS ACELERACIONES HORIZONTALES MAXIMAS EMPLEANDO DATOS DE SISMOS ARGENTINOS

M A. Bufaliza *

RESUMEN:

En este trabajo se estudia la dependencia de la aceleración horizontal máxima del suelo con la magnitud y distancia hipocentral, empleando los datos de movimientos fuertes de eventos ocurridos en la República Argentina. Se presenta, para la aceleración máxima, una ecuación de atenuación . Esta ecuación se obtuvo con base en los datos de 25 temblores registrados en este país. Se comparan los valores de aceleración máxima obtenidos de esta ecuación, con los que se obtienen, para una misma distancia, empleando las ecuaciones de estimación propuestas por el U.S.G.S. para California.

ATTENUATION OF MAXIMUM HORIZONTAL ACCELERATIONS USING DATA FROM ARGENTINE EARTHQUAKES

ABSTRACT:

This paper examines the dependence of peak horizontal ground acceleration on magnitude and hypocentral distance using strong-motion data of western Argentina. An acceleration relationship is presented for peak acceleration. This equation was obtained using data from 25 earthquakes recorded in this country. Peak acceleration values obtained from this equation are compared with those obtained from the attenuation equations developed by the U.S. Geological Survey for California.

---

* Ingeniero Civil - Jefe Area Instrumental Registro - Departamento Ingeniería Sismorresistente - INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA - INPRES.

INTRODUCCIÓN

La necesidad de disponer de expresiones de atenuación orientadas a la estimación de intensidades* sísmicas, a partir de la magnitud del temblor y distancia del sitio a la fuente sísmica, es evidente, dada la importancia que ha tenido y sigue teniendo la estimación de los parámetros máximos del suelo esperados en el sitio, ante un sismo hipotético de magnitud prescripto ocurrido a una distancia también prescripta.

Aunque estos valores máximos (ya sean la aceleración, velocidad o desplazamiento), por sí solos no pueden describir un sismo, ellos resultan muy útiles en el escalamiento de espectros de respuesta correspondientes a distintos grados de amortiguamiento, y como indicadores de la intensidad relativa del movimiento.

Si bien las expresiones de atenuación cobran gran importancia al permitir estimar los valores máximos del movimiento del suelo en un sitio dado, su utilidad se hace más evidente al efectuar estudios de riesgo sísmico (o de regionalización sísmica), orientados a satisfacer las necesidades del ingeniero que deba proporcionar coeficientes o espectros para el diseño sísmico, en función de la importancia del tipo de cada estructura, así como del lugar donde se proyecte construir (refs. 4 y 5).

Existe hoy un gran número de expresiones para la atenuación de los parámetros máximos con la distancia, pero se debe tener presente que la aplicabilidad de sus resultados está prácticamente restringida a las zonas donde se obtuvieron los datos. Si se tienen en cuenta las razones expuestas anteriormente, la necesidad de contar con expresiones de atenuación propias de esta región es evidente.

Es por ello, que el propósito de este trabajo es analizar los datos con que se cuenta de eventos ocurridos exclusivamente en Argentina, estudiando la dependencia de la aceleración horizontal máxima con la magnitud y distancia hipocentral.

En este país no se cuenta hoy, con un número de datos suficientes de movimientos fuertes en un intervalo de distancia grande que permitan llegar a ecuaciones de predicción definitivas.

Sin embargo, la importancia de este primer intento radica en que se puede observar la tendencia general que marca el conjunto de datos.

Método empleado para este estudio.

Los datos de movimientos fuertes se ajustaron por regresión lineal múltiple con la ecuación

$$\log a = \sum_{i=1}^{N} a_i E_i - b \log R + c R \qquad (1)$$

donde

E_i = 1 para el temblor i

= 0 en otro caso

---

* En lo que sigue se entiende por intensidad de un temblor a cualquier parámetro del movimiento del terreno relacionado con la respuesta de una estructura a dicho temblor

a es aceleración horizontal máxima, N es el número de temblores en la muestra de datos y R es distancia hipocentral. Las constantes a_i, b y c se determinan a partir de una primera regresión lineal. Una vez conocidos los valores de a_i, éstos se utilizan en una segunda regresión, se obtienen así, un polinomio de primer grado que representa la dependencia de a_i con la magnitud

$$a_i = \quad + \quad M \qquad (2)$$

El uso de variables ficticias, tales como E_i para dividir el conjunto de datos en clases, es una técnica que ha sido usada anteriormente para desacoplar la determinación de la dependencia con la magnitud de la determinación de la dependencia con la distancia (refs. 3 y 6).

Este desacoplamiento evita que los errores que se cometen al medir la magnitud, afecten a los coeficientes de distancia obtenidos de la regresión. Además, cada temblor tiene el mismo peso para determinar la dependencia con la magnitud y la tiene cada registro, para determinar la dependencia con la distancia.

La forma del modelo usado en la regresión equivale a

$$a = \frac{K}{R} \quad ^{\gamma}$$

similar al propuesto por Joyner y Boore (ref. 6), donde K es una función de M; y γ son constantes. Esto corresponde a una fuente puntual de dispersión con una atenuación inelástica Q, constante. En realidad, si se tiene en cuenta la dependencia de Q con la frecuencia esta hipótesis sería aplicable a una componente armónica del movimiento del suelo, no a aceleración máxima. Sin embargo, dado que los coeficientes se determinan empíricamente, se considera que su aplicación a los parámetros máximos sería una buena aproximación.

Para estimar σ_a, que es el error standard en la estimación del log a por los procedimientos que aquí se describen, se usa la ecuación

$$\sigma_a = (\sigma_R + \sigma_M)^{1/2}$$

donde σ_R es la desviación standard de los residuos de la regresión descripta por la ec. (1) y σ_M es la desviación standard de los residuos de la regresión descripta por la ec. (2).

Características de los datos.

El conjunto de datos para aceleración máxima se obtuvo de 33 registros de 25 eventos. Los registros se obtuvieron de los acelerógrafos que forman parte de la Red Nacional del Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES), la cual se muestra en la fig. 1.

Los parámetros focales de los 25 eventos con que se trabajó figuran en la Tabla I. Todos los valores reportados se obtuvieron a partir de las "Preliminary Determination of Epicenter" del U.S. Geological Survey; a excepción de los valores de magnitud de los eventos 17 y 24 (Tabla I), los cuales fueron datos suministrados por el Departamento de Sismología del INPRES.

Los datos de movimientos fuertes para los sismos en estudio aparecen en la Tabla II. En esta tabla, figuran los valores máximos para las componentes de aceleración de cada registro. Para la regresión se utilizó el máximo valor entre las dos componentes horizontales.

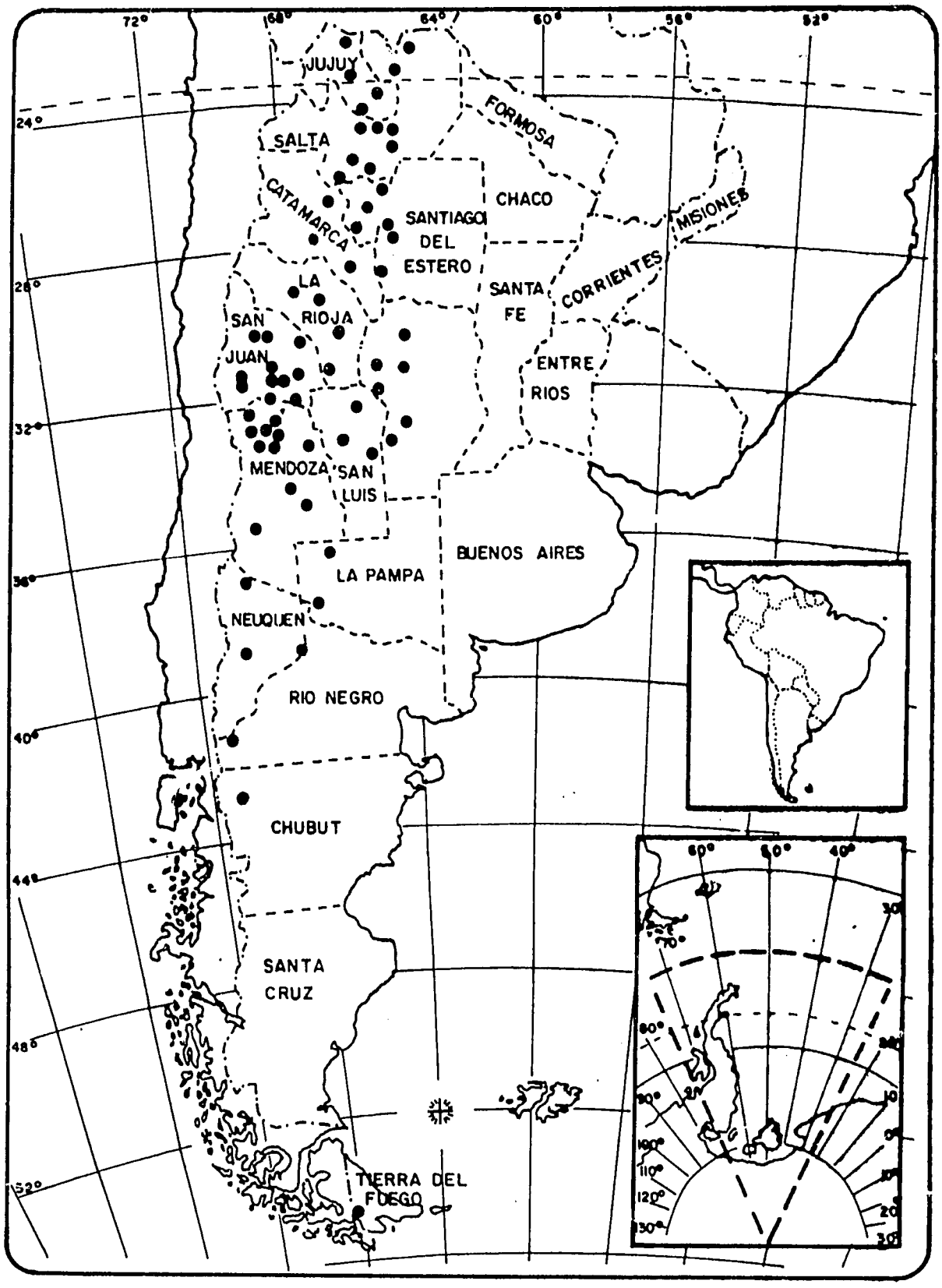


Fig. 1 - RED NACIONAL DE ACELEROGRAFOS. INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA

TABLA I. PARAMETROS FOCALES DE LOS TEMBLORES CON REGISTROS DE ACELERACION

EVENTO	FECHA	TIEMPO DE ORIGEN (UT)	COORDENADAS EPICENTRALES		MAGNITUD		PROFUNDIDAD (Km)
			LAT. S.	LONG. W.			
1	23/11/77	09:26:25.0	31.100	67.850	mb = 6.3	M_s = 7.4	26
2	28/11/77	23:08:00.5	31.650	67.628	mb = 4.8		33
3	29/11/77	00:33:35.3	31.449	67.478	mb = 4.8		33
4	29/11/77	03:18:39.3	31.149	67.597	mb = 5.1		33
5	05/12/77	15:43:27.9	30.968	67.700	mb = 5.4	M_s = 5.6	32
6	06/12/77	08:41:39.3	31.059	67.706	mb = 5.6	M_s = 5.1	35
7	06/12/77	12:41:16.7	31.374	67.663	mb = 4.9		33
8	06/12/77	17:05:06.4	31.168	67.718	mb = 5.9	M_s = 5.9	19
9	06/12/77	18:27:42.4	31.259	67.691	mb = 5.2		33
10	07/12/77	03:22:44.3	31.175	67.894	mb = 5.2		33
11	17/01/78	11:33:14.3	31.287	67.867	mb = 5.8	M_s = 5.7	24
12	25/10/78	01:36:41.9	31.525	67.712	mb = 5.3	M_s = 4.3	47
13	15/03/79	13:13:39.8	31.959	67.803	mb = 4.8		10
14	30/08/79	18:59:45.3	31.381	67.627	mb = 5.3	M_s = 5.1	32
15	07/10/79	22:55:04.9	32.107	68.985	mb = 4.8		50
16	08/10/79	01:52:36.0	31.366	67.842	mb = 4.8		15
17	09/10/79	19:34:29.0	31.393	68.109	M_L = 5.0		17
18	27/11/79	17:37:25.0	31.376	67.881	mb = 5.8		10
19	24/12/79	00:13:41.2	29.646	66.958	mb = 5.4		49
20	09/04/80	08:17:55.1	31.650	67.470	mb = 5.5	M_s = 4.3	10
21	13/05/80	06:34:51.3	29.429	66.775	mb = 4.5		50
22	10/11/80	16:24:40.5	31.570	67.460	mb = 5.7	M_s = 5.4	21
23	09/05/81	09:50:40.7	26.581	64.911	mb = 5.5	M_s = 5.6	50
24	24/05/82	23:28:23.8	31.285	67.950	M_L = 3.7		33
25	02/04/83	05:58:35.0	28.529	66.600	mb = 5.5	M_s = 4.9	39

TABLA II. DATOS DE MOVIMIENTOS FUERTES

SISMO	ESTACION	COMPONENTE	$a_{máx}$ (gal)	DISTANCIA HIPOCENTRAL (Km)
23/11/77	SUBSUELO INPRES, S.J.	Long.	186.39	84.94
		Trans.	189.33	
		Vertical	150.10	
28/11/77	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	27.47	70.06
		Trans.	34.33	
		Vertical	21.59	
29/11/77	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	23.54	05.84
		Trans.	13.73	
		Vertical	20.60	
29/11/77	INTA CAUCETE, S.J.	Long	18.64	91.57
		Trans.	21.58	
		Vertical	16.68	
05/12/77	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	66.71	98.94
		Trans.	39.24	
		Vertical	43.16	
	SUBSUELO INPRES, S.J.	Long.	16.68	105.92
		Trans.	13.73	
		Vertical	11.77	
06/12/77	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	16.68	92.18
		Trans.	14.71	
		Vertical	15.70	
06/12/77	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	34.33	73.88
		Trans.	14.71	
		Vertical	16.68	
06/12/77	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	87.31	78.01
		Trans.	75.54	
		Vertical	104.97	
		Long.	37.28	89.88
		Trans.	26.49	
		Vertical	22.56	

SISMO	ESTACION	COMPONENTE	$a_{máx}$ (gal)	DISTANCIA HIPOCENTRAL (Km)
06/12/77	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	27.47	78.11
		Trans.	14.71	
		Vertical	10.79	
		Long.	20.60	92.27
		Trans.	13.73	
		Vertical	9.81	
07/12/77	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	78.48	72.22
		Trans.	55.92	
		Vertical	57.88	
17/01/78	SUBSUELO INPRES, S.J.	Long.	37.28	73.54
		Trans.	32.37	
		Vertical	28.45	
25/10/78	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	33.35	72.81
		Trans.	24.52	
		Vertical	29.43	
	SUBSUELO INPRES, S.J.	Long.	14.71	92.01
		Trans.	12.75	
		Vertical	7.85	
15/03/79	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	15.70	57.70
		Trans.	16.68	
		Vertical	21.58	
30/08/79	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	74.56	75.87
		Trans.	44.14	
		Vertical	75.54	
	SUBSUELO INPRES, S.J.	Long.	23.54	94.18
		Trans.	14.71	
		Vertical	14.71	
07/10/79	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	15.70	97.02
		Trans.	24.52	
		Vertical	10.79	

SISMO	ESTACION	COMPONENTE	$a_{máx}$ (gal)	DISTANCIA HIPOCENTRAL (Km)
08/10/79	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	30.41	54.41
		Trans.	55.92	
		Vertical	43.16	
	JARDIN INPRES, S.J.	Long.	9.81	70.72
		Trans.	11.77	
		Vertical	3.92	
09/10/79	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	118.70	37.06
		Trans.	44.14	
		Vertical	104.97	
27/11/79	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	108.89	49.74
		Trans.	122.62	
		Vertical	78.48	
24/12/79	JUZGADO FEDERAL, L.R.	Long.	23.54	56.14
		Trans.	27.47	
		Vertical	27.50	
09/04/80	SUBSUELO INPRES, S.J.	Long.	11.77	103.71
		Trans.	11.77	
		Vertical	6.87	
13/05/80	JUZGADO FEDERAL, L.R.	Long.	25.51	50.54
		Trans.	38.26	
		Vertical	52.97	
10/11/80	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	25.51	81.04
		Trans.	49.05	
		Vertical	20.60	
	SUBSUELO INPRES, S.J.	Long.	11.77	105.35
		Trans.	8.83	
		Vertical	4.90	
	D.G.I., S.J.	Long.	10.79	105.35
		Trans.	3.92	
		Vertical	6.87	

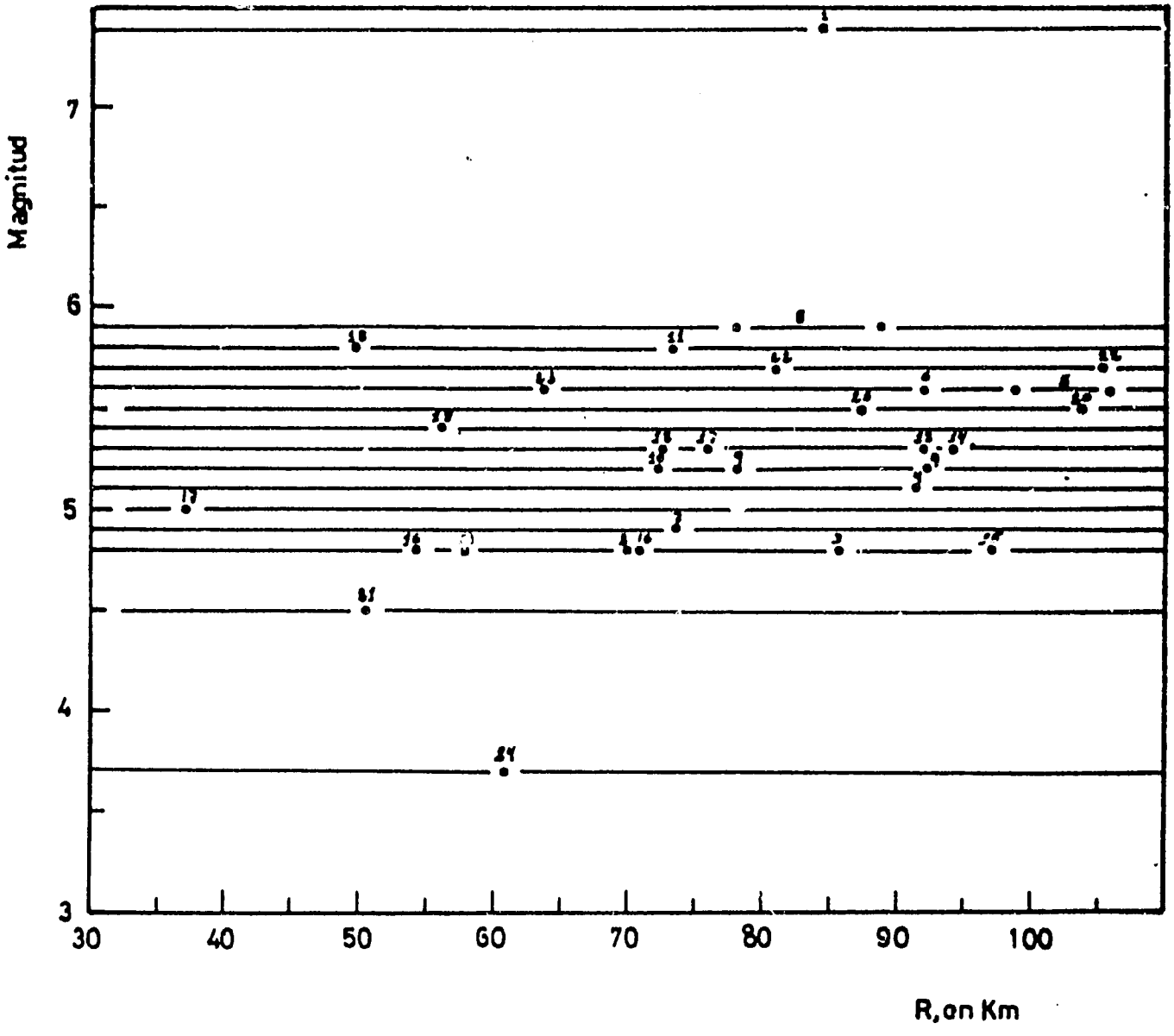


Fig. 2. Distribución en M y R del conjunto de datos para aceleración horizontal máxima. El número en la parte superior de la línea representa el evento correspondiente de acuerdo con la Tabla I.

En cuanto a la selección de la magnitud que representaría cada evento, se eligió el mayor valor entre m_b y M_S, en aquellos casos en que se contaba con ambos valores, o bien m_b cuando éste era el único valor reportado, a excepción de los eventos 17 y 24, donde los valores de magnitud $M_L = 5.0$ y $M_L = 3.7$, respectivamente, son los reportados por el INPRES.

Para este estudio, a las estaciones no se las clasificó según las condiciones locales del sitio de registro dado el escaso número de datos con que se cuenta y considerando, además, que los períodos bajos dominantes en los registros de aceleración (altas frecuencias) conducen a predicciones de aceleración muy poco sensibles al tipo de suelo, lo que concuerda con los resultados obtenidos por diferentes autores para otras regiones (refs. 2 y 7).

Con el propósito de no incluir datos posibles de desvirtuar la muestra no se consideraron aquellos registros de eventos con $h > 65$ km, considerados profundos.

Por último, entre los datos, si se consideraron aquellos obtenidos a partir de estaciones ubicadas en sótanos de edificios altos ignorando, por lo tanto, la posible influencia de la estructura en el movimiento de la base. En realidad, no existen hoy suficientes datos en esta región que permita mejorar esa suposición.

Estudio de la atenuación de la aceleración máxima con la distancia.

Se hizo un análisis de regresión con los 33 datos de aceleraciones máximas, cuya distribución en magnitud y distancia se muestra en la Fig. 2, correspondientes a 25 eventos.

Los valores de a_i, resultantes usando la ec. (1) se grafican en función de M en la Fig. 3. Analizando esta gráfica, se ve que, si bien los datos no son muchos, los puntos presentan cierta linealidad respecto a la magnitud.

Se hizo un ajuste por mínimos cuadrados según la ec. (2) para los valores de a_i y se determinó su dependencia con M. La línea recta en la Fig. 3 es el resultado del ajuste de los datos.

De los resultados del análisis al usar las ecs. (1) y (2) se obtuvo la siguiente ec. de predicción para la aceleración horizontal máxima.

$$\log a = 6.538 + 0.493\ M - 3.781 \log R - 0.00732R \qquad (3)$$

El error standard σ_a en la estimación del log a, resultó igual a 0.39, el cual se determina del valor 0.08 para σ_R que es la desviación standard de los residuos de la regresión descripta por la ec. (1) y del valor 0.38 para σ_M, que es la desviación standard de los residuos de la regresión descripta por la ec. (2).

En las Fig. 4 y 5 se grafica la ec. (3) para magnitudes $M = 4.8$ y $M = 5.2$, respectivamente. En estas figuras se grafican además los datos de los sismos con ese valor de magnitud o próximo a éste. Se puede observar que el ajuste de los datos con las curvas es satisfactorio.

En estas figuras se grafican también las ecuaciones de atenuación propuestas por el U.S. Geological Survey (ref. 1) para la zona Oeste de Estados Unidos. Se ve que las diferencias entre ambas curvas es grande.

SISMO	ESTACION	COMPONENTE	$a_{máx}$ (gal)	DISTANCIA HIPOCENTRAL (Km)
09/05/81	O.S.N., TUCUMAN	Long.	21.58	63.99
		Trans.	25.51	
		Vertical	26.49	
24/05/82	INTA CAUCETE, S.J.	Long.	6.88	60.97
		Trans.	11.77	
		Vertical	20.60	
02/04/83	O.S.N., CATAMARCA	Long.	26.49	87.56
		Trans.	34.33	
		Vertical	21.58	

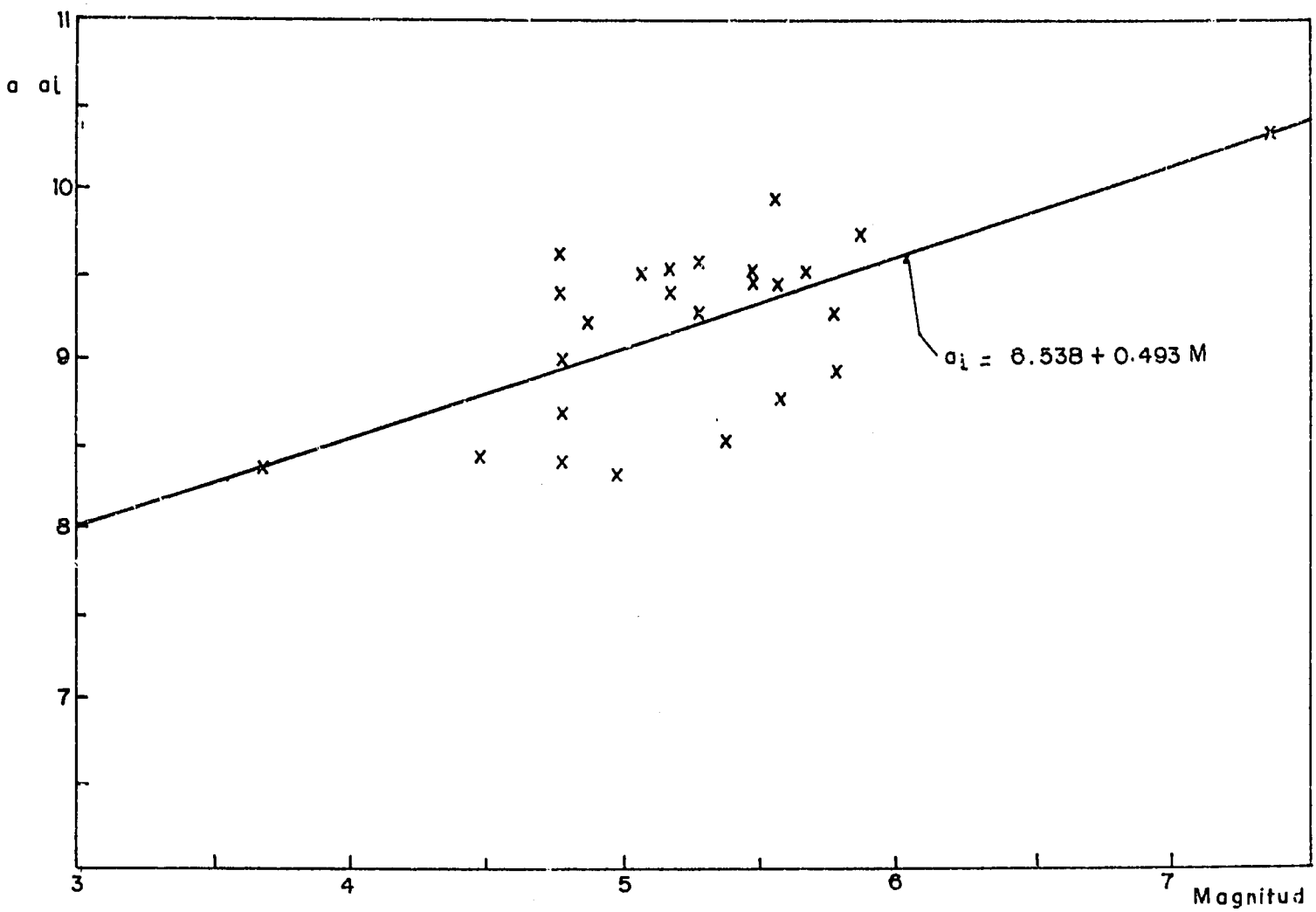


Fig. 3. Valores de a_i para la aceleración horizontal maxima obtenidos del análisis de regresión de la ec. (1) graficados en función de la magnitud.

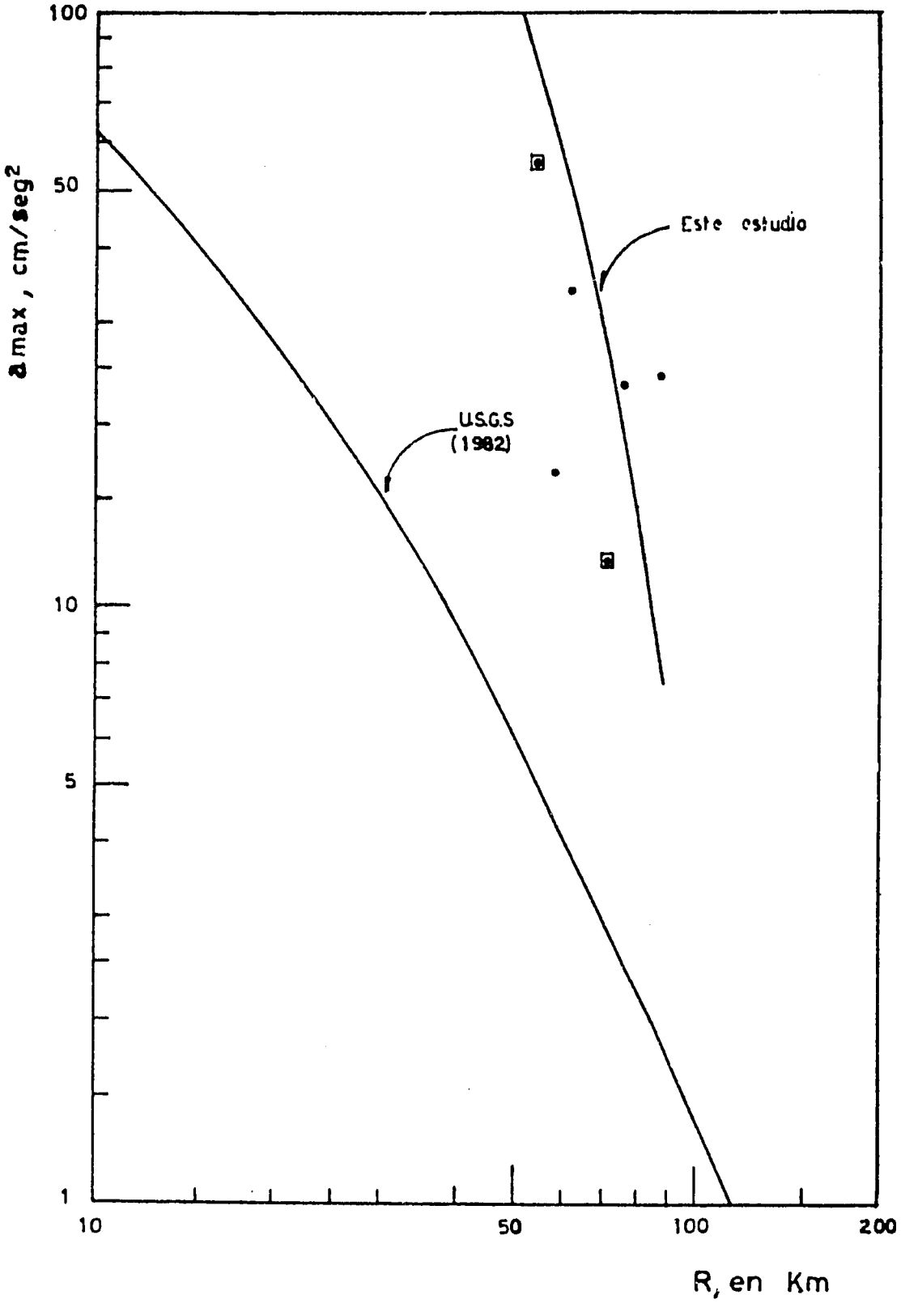


Fig. 4. Valores estimados de aceleración horizontal máximo por la ec. (3) en función de la distancia y para M = 4.8 comparados con los datos de aceleración de sismos con ese valor de magnitud y con la curva obtenida de otro estudio. Los puntos enmarcados con el mismo símbolo corresponden al mismo evento.

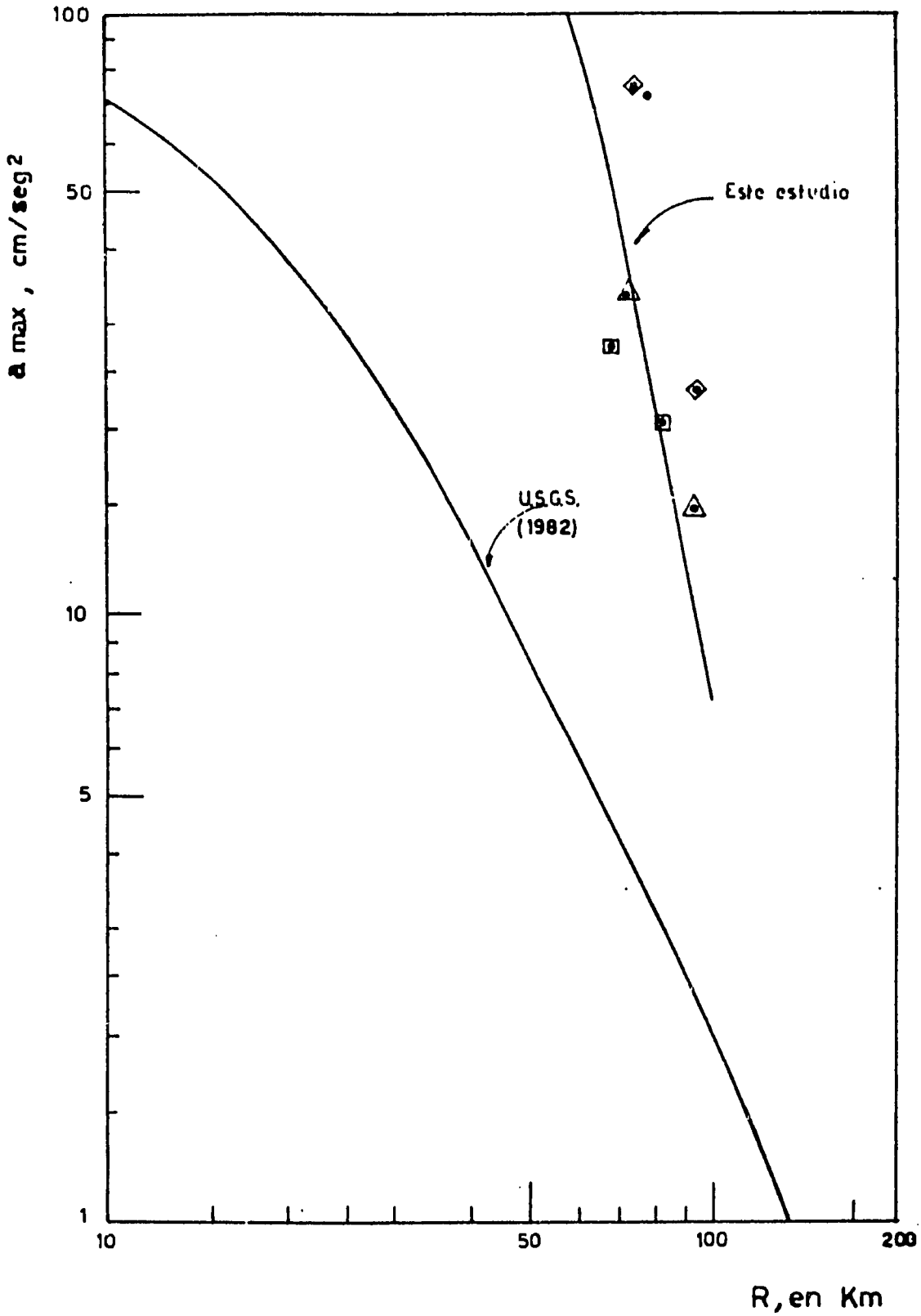


Fig. 5. Valores estimados de aceleración horizontal máximo por la ec. (3) en función de la distancia y para M = 5.2 comparados con los datos de aceleración de sismos con ese valor de magnitud o muy próximo a este y con la curva obtenida de otro estudio. Los puntos enmarcados con el mismo símbolo corresponden al mismo evento.

Conclusiones:

Como se dijo anteriormente, el número de datos que se tiene hasta el momento es muy reducido y éste corresponde a un intervalo muy pequeño de distancias y magnitudes. Por lo tanto, no se pueden considerar los resultados que aquí se obtienen como definitivos, ni aún en el intervalo de distancias y magnitudes donde se cuenta con el mayor número de datos.

Sin embargo, la importancia de este trabajo está, en que ante las diferencias que ya se presentan entre los resultados que aquí se obtienen con aquellos obtenidos para otras zonas, se pone de manifiesto aun más la necesidad de contar con ecuaciones de atenuación propias de esta región y la importancia de la Red Nacional de Acelerógrafos, ya que su instrumental permitirá registrar futuros eventos posibles y de esa manera, con un mayor número de datos, mejorar constantemente los resultados que aquí se obtienen.

AGRADECIMIENTOS

El autor quiere agradecer especialmente al Ing Arturo Vargas por la preparación del programa de cómputo usado en este trabajo. Al Ing. Juan Carlos Castano por la revisión del manuscrito. A los Técs. Gerardo Romero y Jorge López por la confección de los gráficos y a la Srta. Beatriz Camacho por el mecanografiado del trabajo.

REFERENCIAS

1. Algermissen, S.T., D.M. Perkins, P.C. Thenhaus, S.L. Hanson, and B. L. Bender (1982). Probabilistic estimates of maximum acceleration and velocity in rock in the contiguous United States, U.S. Department of the Interior Geological Survey, Open-File Report 82-1033, 100 pp.

2. Boore, D.M., W B. Joyner, A.A Oliver, III, and R.A. Page (1980). Peak acceleration, velocity, and displacement from strong-motion records, Bull. Seism. Soc. Am 70, 305-321.

3. Bufaliza, M.A. (1984). Atenuación de intensidades sísmicas con la distancia en sismos mexicanos. Tesis de Maestría, Div. de Postgrado - Facultad de Ingeniería -, Universidad Nacional Autónoma de México, 100 pp.

4 Donovan, N C. (1982). Strong-motion attenuation equations A critique - Proc. Third Int. Earthq. Microzonation Conference I, Seattle, U.S.A.

5. Esteva, L (1974). "Seismicity" en Seismic Risk and Engineering Decisions, C. Lomnitz y E. Rosenblueth eds. Elsevier Scientific Publishing Campany, Amsterdam 1976, 179-224.

6. Joyner, W B and D M Boore (1981). Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1970 Imperial Valley, California Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am. 71, 2011-2030.

7. Trifunac, M.D. and A.G. Brady (1976). Correlations of peak accelerations, velocity and displacement with earthquake magnitude, distance and site conditions, Earth. Engin. Estruct. Dyns. 4, 455-47.

ATENUACION DE LA INTENSIDAD EN LA REGION DE COCHABAMBA.

Estela Minaya R. *

RESUMEN

Una relación empírica de la atenuación de la intensidad con la distancia, que permita cálculos de aceleración, fue determinada para la región de Cochabamba en base a cinco sismos con isosistas anteriormente analizadas. La región se dividió en tres áreas por sus diferentes características sísmicas, tectónicas y geológicas, correspondiendo a:

AREA I , Tinquipaya al Norte de la ciudad de Cochabamba.
AREA II , Arque al Sudoeste de la ciudad de Cochabamba.
AREA III, Chapara al Este de Cochabamba.

Los resultados indican que la atenuación de la intensidad con la distancia es mayor en el área II.

A partir del análisis de la intensidad se aplica la relación empírica de Gutenberg-Richter (log a = I/3 - 1/2) para el cálculo de la aceleración. Se comprobó que la aplicación de otras relaciones conduciría a valores irreales, obteniéndose aceleraciones erróneas para Cochabamba.

ATTENUATION OF INTENSITY IN THE COCHABAMBA REGION

ABSTRACT

Empirical attenuation of intensity and acceleration was determined using data from five earthquakes in the Cochabamba region.

This region was divided into three areas with different seismic, tectonic and geological characteristics.

The complex geological conditions, macroseismic data and the empirical relationship of Gutenberg-Richter (log a = I/3 - 1/2) were used in the study.

The attenuation of intensity and acceleration in the area southwest, of Cochabamba is much less than in the areas to the north and east.

---

* Observatorio San Calixto, La Paz - Bolivia.

INTRODUCCION

Cochabamba es una región de alto riesgo sísmico principalmente en la parte Central, Arque, Chapare y Aiquile. Por este motivo la necesidad de determinar parámetros de riesgo sísmico, especialmente relacionados con el daño de estructuras, tales como atenuación de la intensidad y aceleración. Para la determinación de estos parámetros se utilizó un proceso semiteórico en base al análisis estadístico de intensidades observadas que posteriormente permitan el cálculo del movimiento del terreno.

Las ecuaciones asumidas son las propuestas por Karnik (1968)

$$I_o = \varepsilon_o \quad \beta m_b \tag{1}$$

$$\varepsilon_o = \alpha + \zeta \log_{10} r_o + \delta r_o \tag{2}$$

$$I_{MM}(r) = \varepsilon (r) + \beta m_b \tag{3}$$

$$\varepsilon(r) = \alpha + \zeta \log_{10} r + \delta r \tag{4}$$

$$\varepsilon(r) = I_{MM}(r) - \beta mb = \alpha + \zeta \log_{10} r + \delta r \tag{5}$$

donde:

I_o : Intensidad máxima
m_b : Magnitud de ondas internas
r : Distancia entre isosistas (en Km.)
$I_{MM}(r)$: Intensidad Modificada de Mercalli a una distancia r
ε_o; $\varepsilon(r)$: Esparcimiento geométrico y atenuación anelástica
β, α, ζ, δ: Constantes.

Como ε está directamente relacionada con la profundidad r será:

$$r' = (r^2 + h^2)^{1/2}$$

h: Profundidad (Km.)

ATENUACION DE LA INTENSIDAD EN COCHABAMBA

Se seleccionaron 21 sismos de la región de Cochabamba (Tabla 1) por contar, en su mayoría, con datos de intensidad y magnitud (Catálogo SISRA, 1982). Cinco sismos fueron determinantes para el análisis de atenuación por tener isosistas, el sismo de Quiroga fue descartado ya que no influye en la zona central de Cochabamba. Estos datos se muestran en la Tabla 2 y en las Figuras 1, 2.

La región dividida en tres áreas corresponden:

AREA I , Tinquipaya: Situada al Norte de la ciudad de Cochabamba en sedimentos Cuaternarios y circundante a una falla normal que limita la Cordillera del Tunari.

AREA II, Arque: Situada al Sudoeste de la ciudad de Cochabamba en sedimentos Ordovícicos con reactivación tectónica actual.

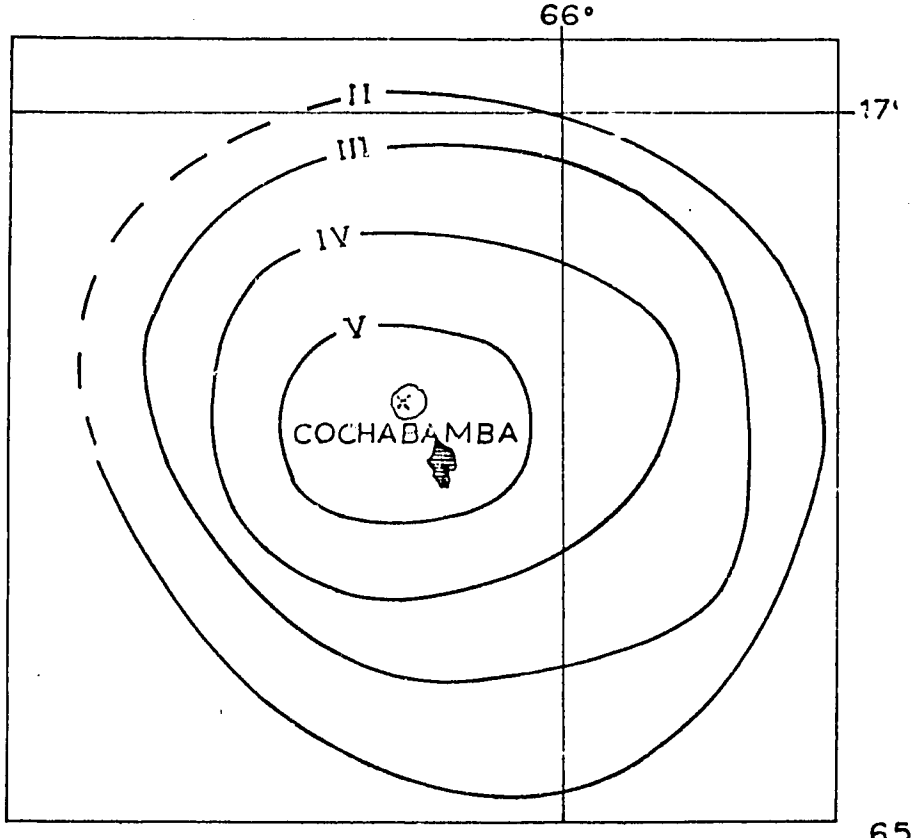
TABLA 1

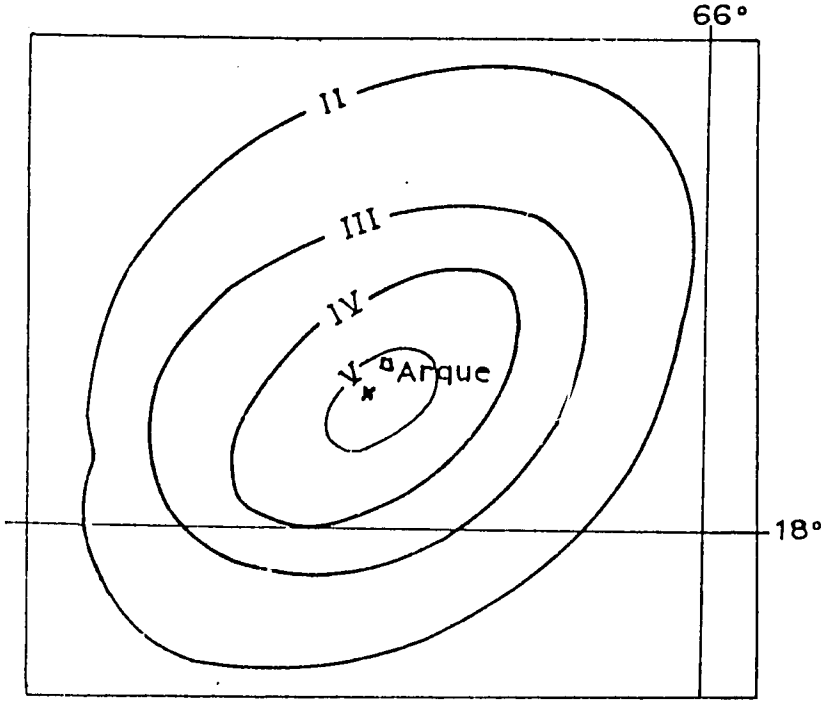
No	FECHA	HORA ORIG.	Lat.	Long.	I_o	m_b	AREA
1	07 06 1928	04 24 05.00	17.240	66.240	VI	5.3	Tinquipaya
2	02 18 1943	15 38 46.40	17.380	66.190	VI	5.2	Tinquipaya
3	11 02 1950	06 18 02.80	17.380	66.190	IV	5.3	Tinquipaya
4	11 19 1959	14 29 44.80	17.380	66.190	VI	5.4	Tinquipaya
5	01 05 1964	23 38 19.9	17.650	66.030	III	3.1	Tinquipaya
6	05 12 1972	17 16 28.50	17.280	66.180	VI	5.0	Tinquipaya
7	04 05 1981	12 17 29.00	17.280	66.180	IV	4.3	Tinquipaya
8	07 23 1909	12 15 00.00	17.430	66.300	V	4.9	Arque
9	11 13 1926	00 17 31.30	17.400	66.120	VI	5.4	Arque
10	07 06 1928	04 24 05.00	17.240	66.240	VI	5.3	Arque
11	09 16 1962	23 51 56.40	17.800	66.260	IV	3.2	Arque
12	06 30 1976	17 16 59.70	17.910	66.380	V	4.8	Arque
13	02 23 1871	02 30 00.00	16.720	65.120	VI	4.9	Chapare
14	05 07 1914	10 21 54.90	17.180	65.850	VI	5.2	Chapare
15	12 22 1920	05 53 44.80	16.870	65.850	VII	5.3	Chapare
16	12 25 1942	08 00 28.20	17.280	65.810	VI	5.7	Chapare
17	06 17 1951	17 59 42.70	17.200	65.240		5.5	Chapare
18	04 24 1955	20 34 35.00	17.000	65.000		5.4	Chapare
19	12 28 1957	14 36 40.00	17.870	64.640		5.7	Chapare
20	08 22 1968	00 06 42.44	17.237	64.803		4.6	Chapare
21	07 23 1981	13 51 26.53	16.979	64.841	VII	5.3	Chapare

TABLA 2

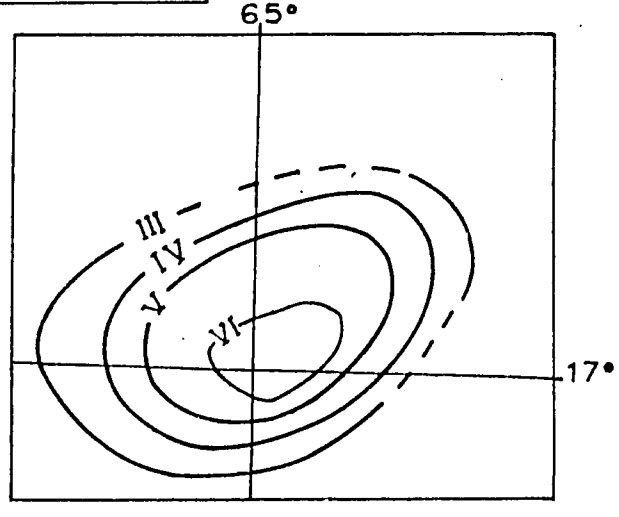
m_b	I_{MM}	r (Km)	h (Km)
5.0	V	15.5	10
	IV	31.0	
	III	42.0	
	II	52.0	
4.3			
	IV	15.0	43
	III	27.5	
4.8			
	V	6.0	10
	IV	10.0	
	III	17.0	
	II	30.0	
5.3			
	VI	30.0	13
	V	41.0	
	IV	52.0	
5.3	VII	13.0	41 (Sismo descartado)
	VI	30.0	
	V	41.0	
	IV	52.0	

MAPA DE ISOSISTAS
TINQUIPAYA
Sismo del 5 Mayo 1972





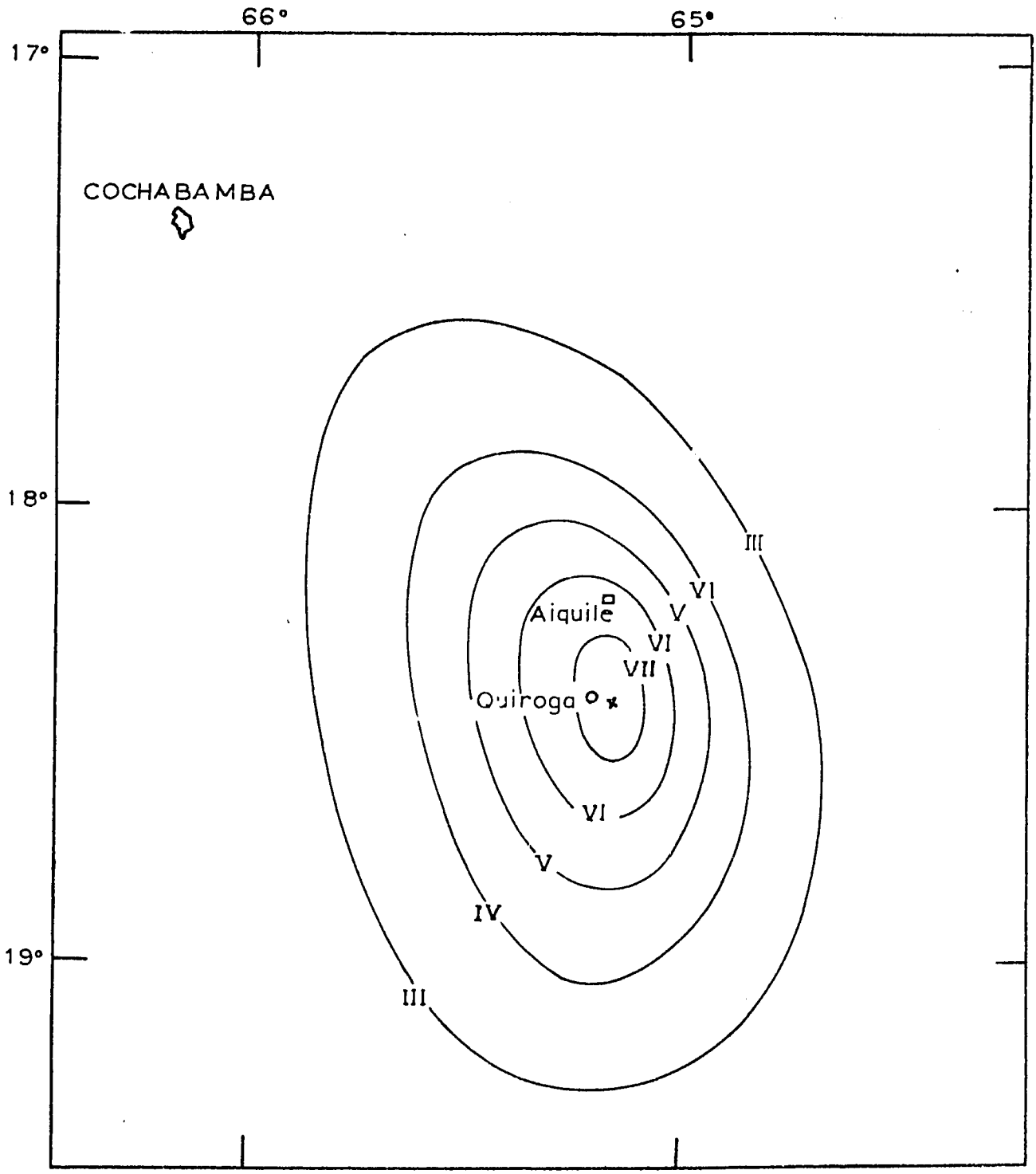
ARQUE
Sismo del 30-Junio 1976



CHAPARE
Sismo del 23-Julio 1981

FIG. 1

c107



MAPA DE ISOSISTAS

Sismo del 22 - Feb.-1976

FIG. 2

AREA III, Chapare: Situada al Este de la ciudad de Cochabamba en sedimentos Terciarios con fallamiento inverso.

La Figura 3 corresponde a la ubicación de las tres áreas.

La relación de intensidad máxima observada se estableció en base a la ecuación 1 para las tres áreas. (Figura 4).

Las relaciones de atenuación con la distancia para las tres áreas se muestran en las Figuras 5, 6 y 7. Relaciones obtenidas a partir del análisis de las isosistas y de la ecuación 5.

Se consideró que la profundidad para las diferentes áreas debía ser recalculada. En este análisis se tomaron profundidades de 10, 10 y 13 Km. para el área I, área II y área III respectivamente, obteniéndose las siguientes relaciones

AREA I $$I_{MM}(r) = 3.3 + 1.23m_b - 3.3 \log_{10} r' - 0.013\, r'$$

AREA II $$I_{MM}(r) = 4.9 + 0.38m_b - 3.6 \log_{10} r' - 0.021\, r'$$

AREA III $$I_{MM}(r) = 1.7 + 1.16m_b - 0.28\log_{10} r' - 0.014\, r'$$

Los resultados permiten concluir que la atenuación de la intensidad con la distancia es mayor en el área II que en las áreas I y III.

ACELERACION HORIZONTAL DEL TERRENO

La relación de la atenuación de la intensidad con la distancia anteriormente analizada proporciona información indirecta para otros parámetros de la ingeniería antisísmica y más directamente con el daño de la estructura.

Existe una relación entre intensidad y aceleración que permite derivar a una expresión para calcular la atenuación de la aceleración con la distancia en base a la relación empírica de Gutenberg-Richter.

$$\log a_H = A + BI_{MM} \qquad (6)$$

Se acepta los valores de A = -1/2 y B = 1/3, determinados por los autores de la fórmula ya que no contamos con datos de acelerógrafos en Bolivia.

La relación utilizada, aplicando la intensidad y la profundidad, resulta:

$$\log a_H(r_o) = A + B\,(\varepsilon_o + \beta m_b) \qquad (7)$$

$$\log a_H\,(r) = A + B(\alpha + \gamma \log_{10} r + \delta\, r + \beta\, m_b) \qquad (8)$$

$$\log a_H\,(r') = A + B(\alpha + \gamma \log_{10} r' + \delta\, r' + \beta\, m_b) \qquad (9)$$

ACELERACION HORIZONTAL DEL TERRENO EN COCHABAMBA

Aplicando las relaciones obtenidas para las tres áreas de la región de Cochabamba, en el acápite anterior y mediante las ecuaciones 7, 8 y 9, la

MAPA DE LA REGION DE ESTUDIO

Escala 1:2;000.000

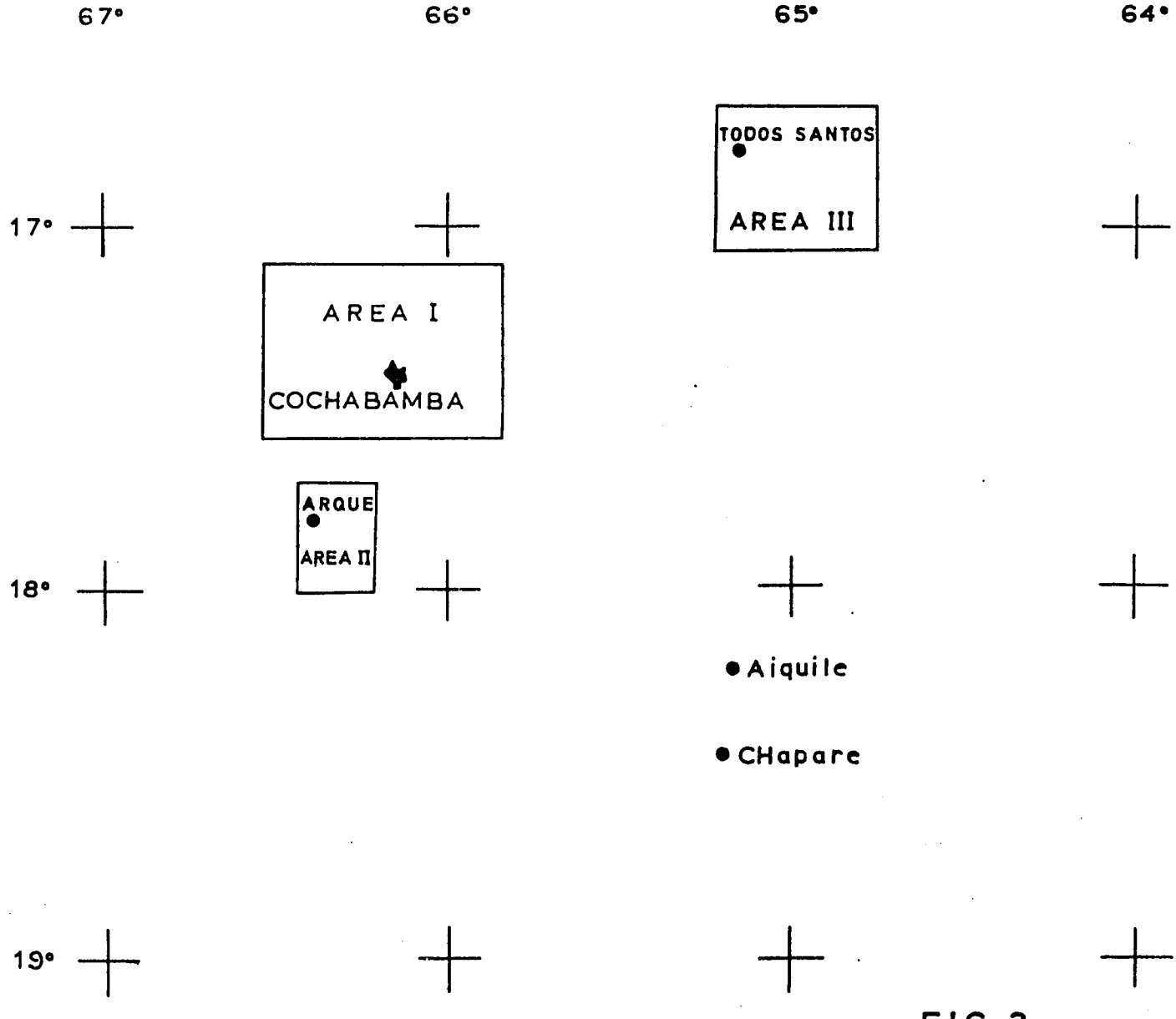


FIG. 3

RELACION DE I_o/m_b
PARA LA REGION DE COCHABAMBA

— — — □ Tin. $I_{o\,MM} = 1.21\, m_b - 0.83 \pm 0.78$
——— △ CHap. $I_{o\,MM} = 1.16\, m_b + 0.33 \pm 0.48$
—·—+ Arq. $I_{o\,MM} = 0.88\, m_b + 1.03 \pm 0.79$

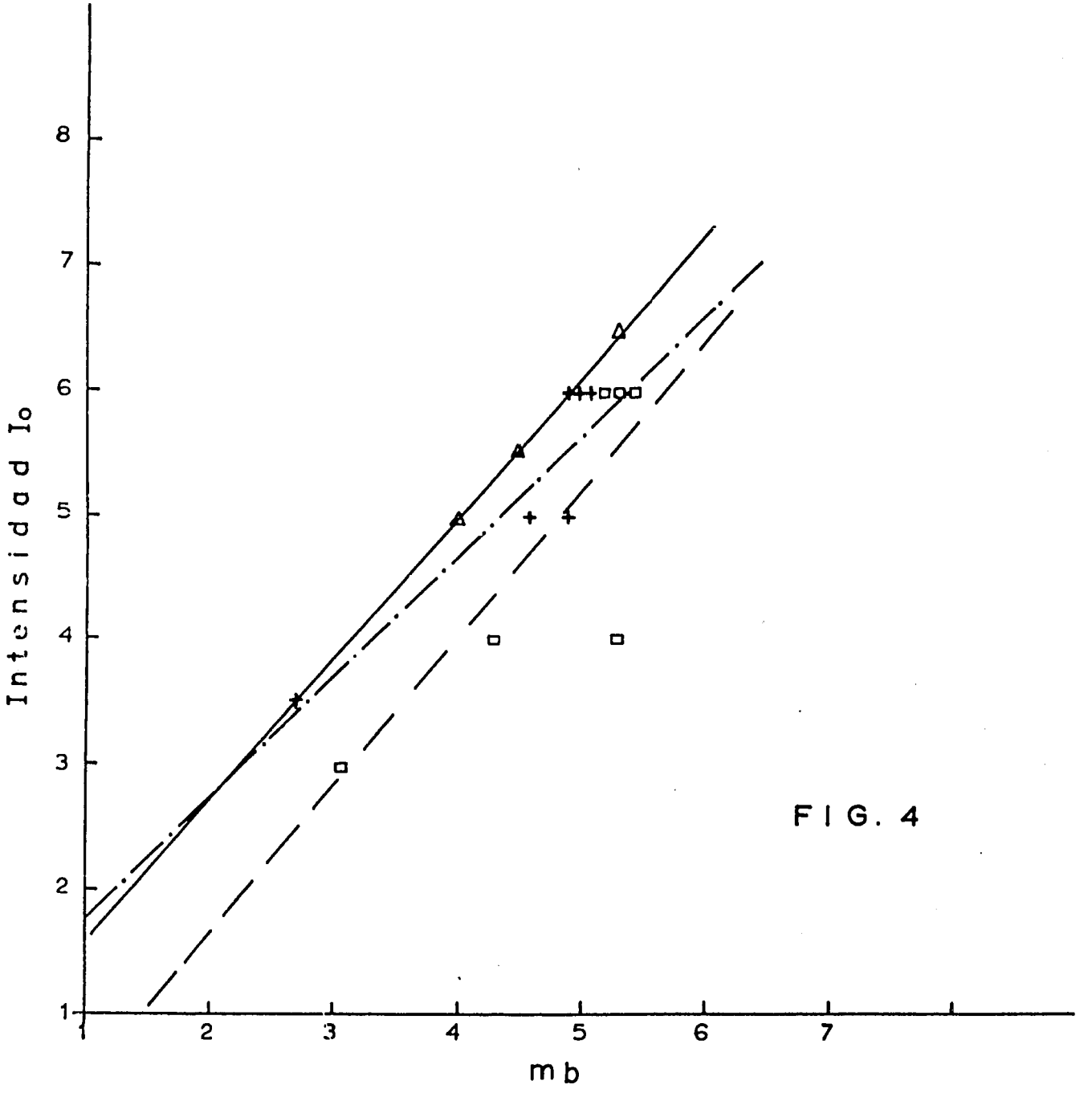


FIG. 4

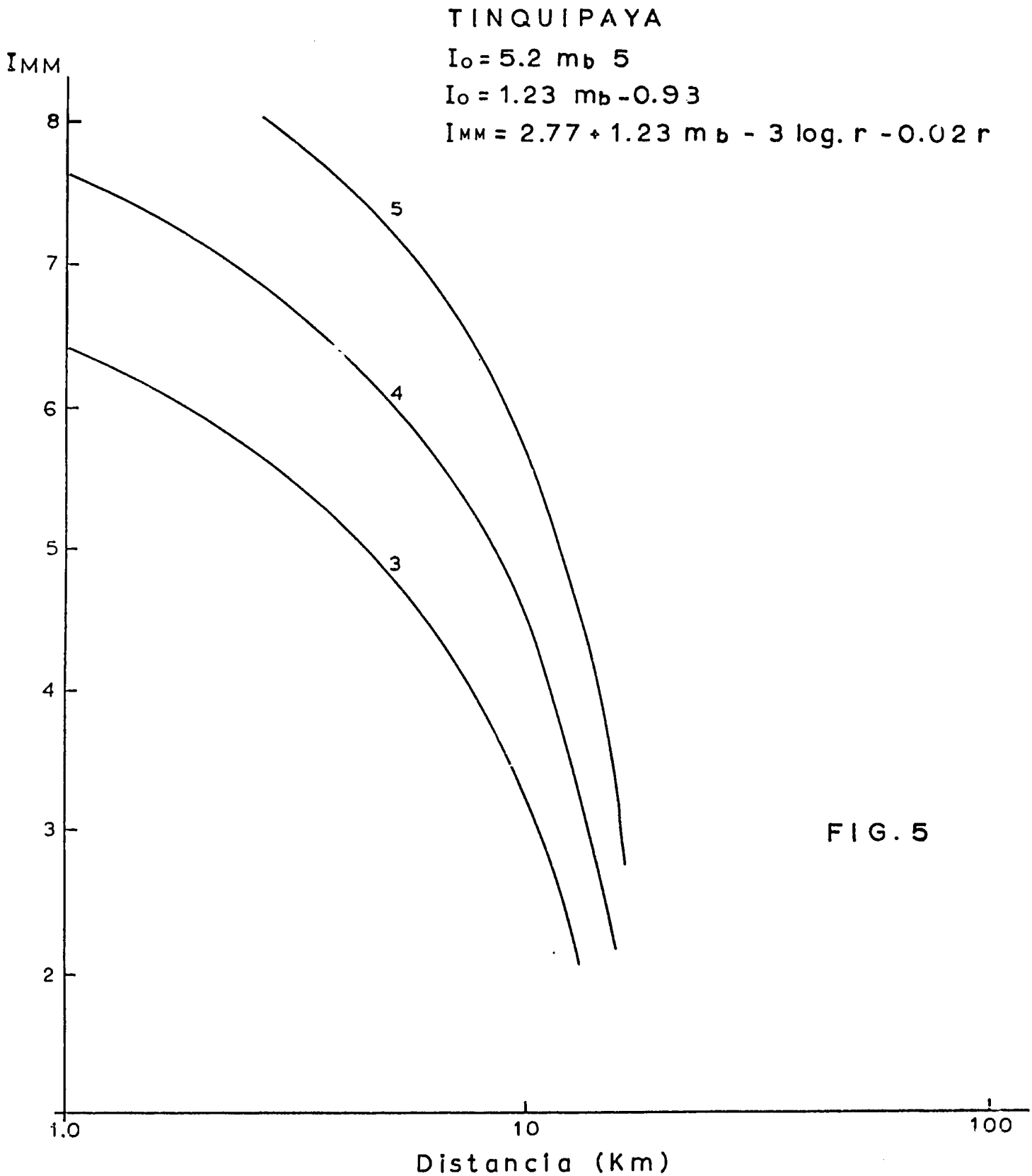

TINQUIPAYA
Io = 5.2 mb 5
Io = 1.23 mb -0.93
IMM = 2.77 + 1.23 mb - 3 log. r -0.02 r
IMM
8
7
6
5
4
3
2
5
4
3
1.0
10
100
Distancia (Km)

FIG. 5

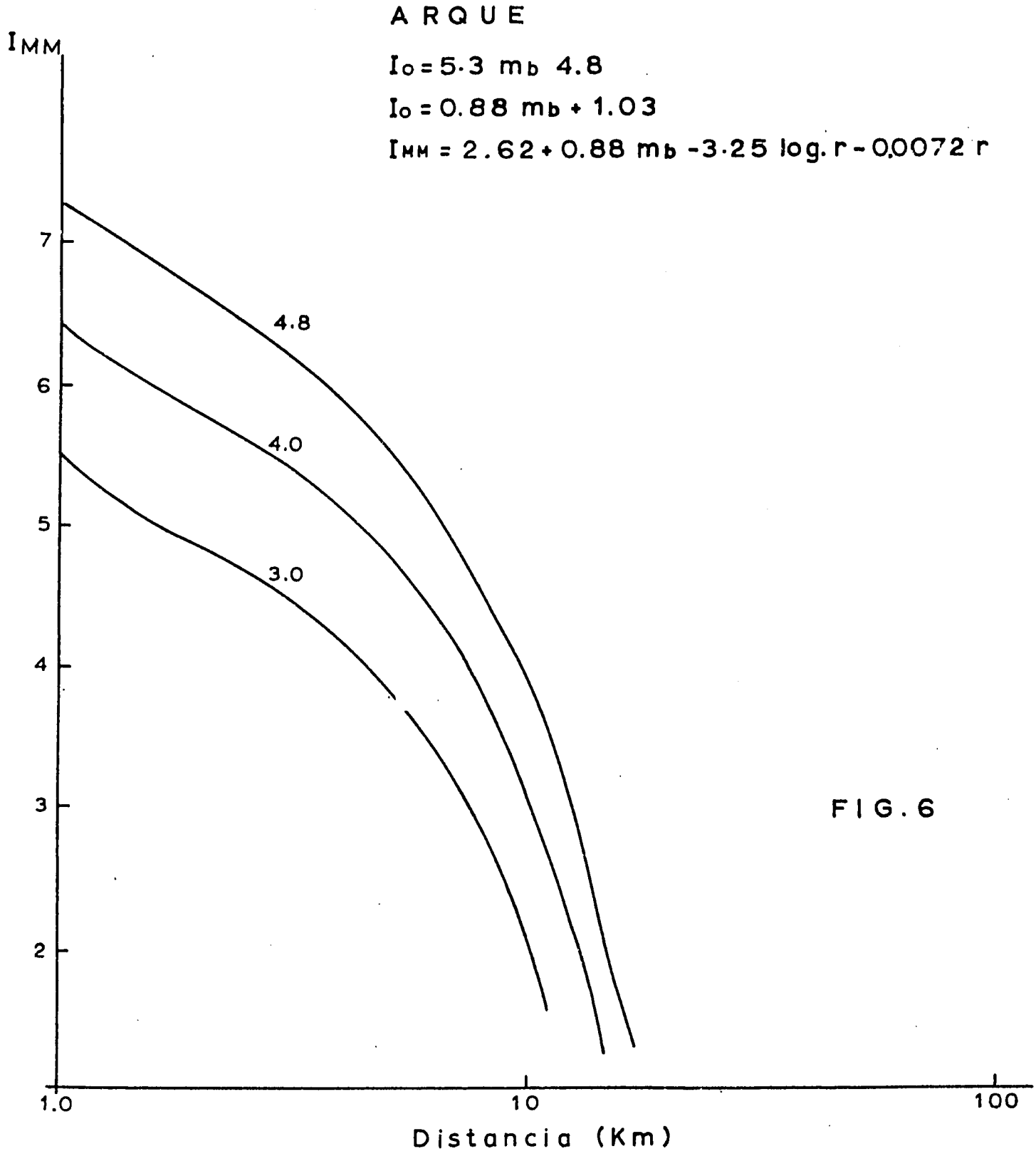

ARQUE
Io = 5.3 mb 4.8
Io = 0.88 mb + 1.03
IMM = 2.62 + 0.88 mb -3.25 log. r - 0.0072 r
IMM
7
6
5
4
3
2
4.8
4.0
3.0
1.0
10
100
Distancia (Km)

FIG. 6

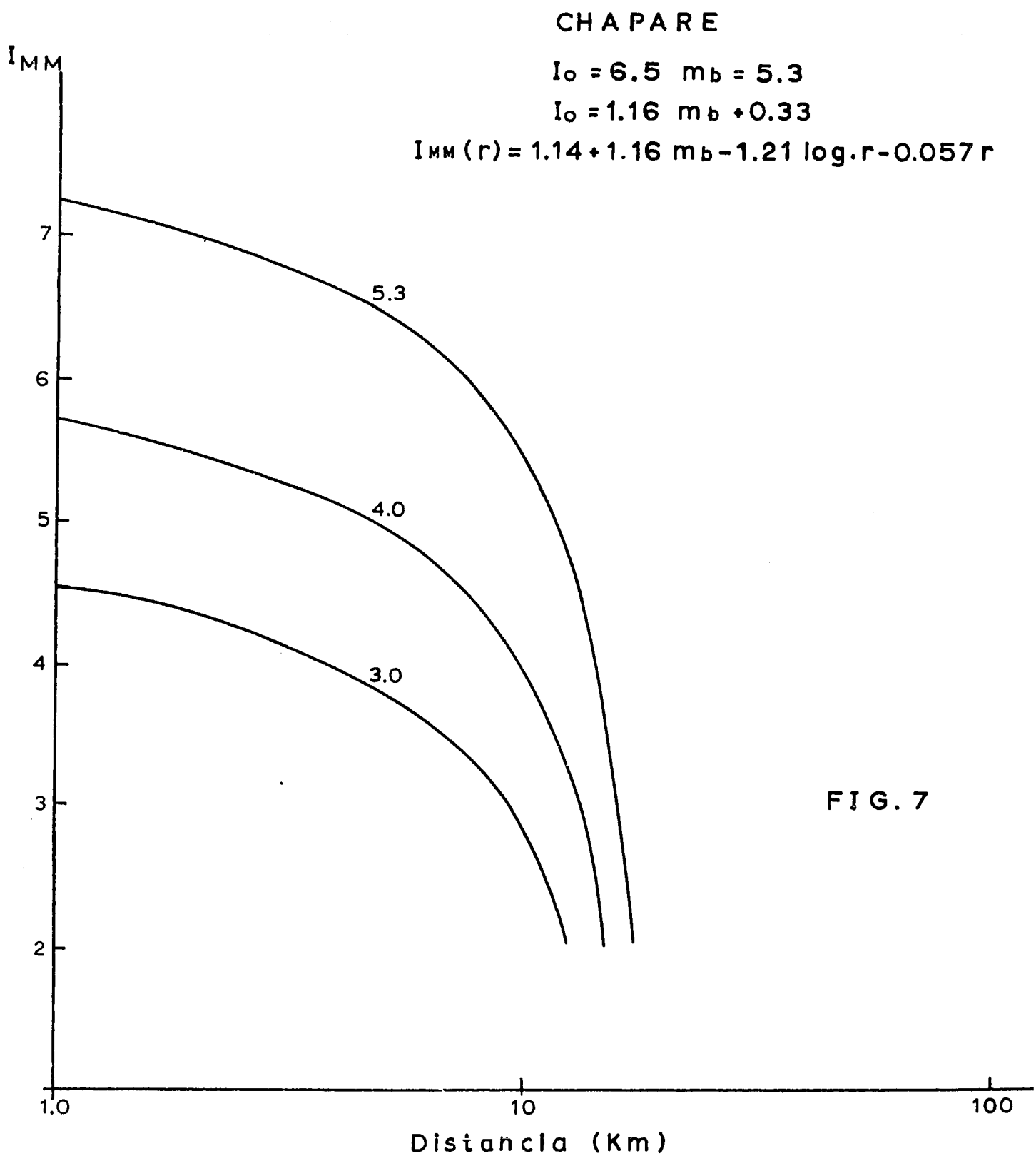

CHAPARE
Io = 6.5 mb = 5.3
Io = 1.16 mb + 0.33
IMM (r) = 1.14 + 1.16 mb - 1.21 log.r - 0.057 r
IMM
7
6
5
4
3
2
5.3
4.0
3.0
1.0
10
100
Distancia (Km)

FIG. 7

ACELERACION HORIZONTAL EN COCHABAMBA

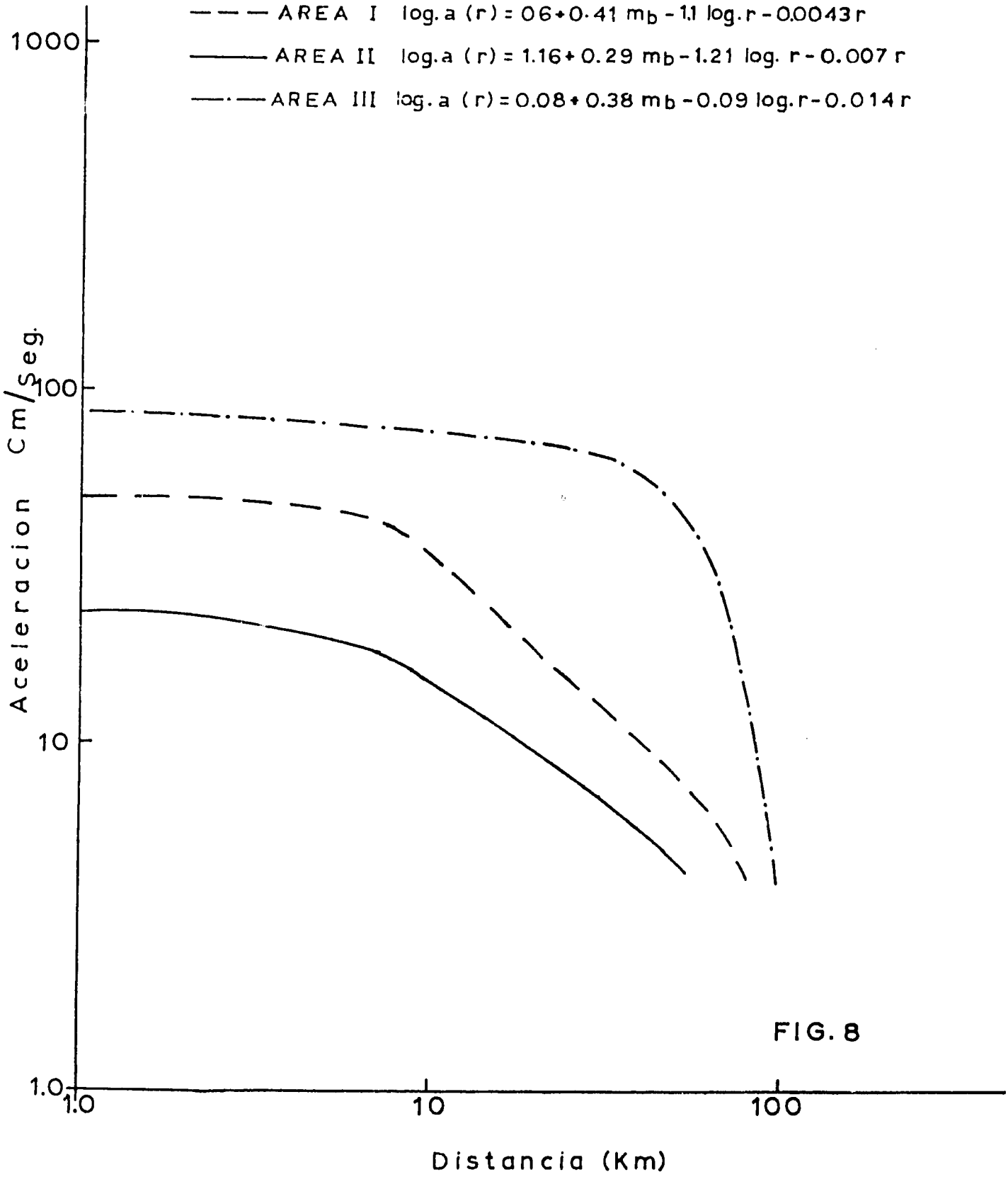


FIG. 8

atenuación de la aceleración para una intensidad máxima (I_o), intensidad a una distancia r y una profundidad h, (Figura 8), resulta:

AREA I

$$\log a_H(r_o) = 0.41m_b - 0.83$$

$$\log a_H(r) = 0.92 + 0.41m_b - \log_{10} r - 0.006\, r$$

$$\log a_H(r') = 0.60 + 0.41m_b - 1.1 \log_{10} r' - 0.0043\, r'$$

AREA II

$$\log a_H(r_o) = 0.29m_b - 0.15$$

$$\log a_H(r) = 0.37 + 0.29m_b - 1.1 \log_{10} r - 0.0024\, r$$

$$\log a_H(r') = 1.13 + 0.29m_b - 1.21 \log_{10} r' - 0.007\, r'$$

AREA III

$$\log a_H(r_o) = 0.38m_b - 0.39$$

$$\log a_H(r) = -0.02 + 0.38m_b - 0.4 \log_{10} r - 0.019\, r$$

$$\log a_H(r') = 0.08 + 0.38m_b - 0.09 \log_{10} r' - 0.014\, r'$$

Las relaciones de atenuación de aceleración se consideran preliminares, debido a la incertidumbre de todo dato teórico.

BIBLIOGRAFIA

Catálogo SISRA, 1982 Observatorio San Calixto, La Paz, Bolivia

Karnik, V. 1968 Seismicity of the European area, Studia Geophys, et Geod.

Rodríguez René y Vega Angel , 1976. Sismo del 22 de Febrero de 1976 en el sur de Cochabamba. Publicación No. 27, Observatorio San Calixto, La Paz, Bolivia.

Referencias: Rodríguez R. "Strong ground motion estimates from intensity data" en prensa.

CONDICIONES DE BORDE TRANSPARENTES EN LA GENERACION NUMERICA DE SISMOGRAMAS

Diana Comte S. *
Humberto Fuenzalida P. *

RESUMEN

Se informa acerca de la implementación de un modelo numérico simple capaz de generar sismogramas sintéticos. El modelo, propuesto por Alterman y Karal (1968) es descrito en detalle, particularmente su procedimiento de cálculo en el artículo original no suficientemente explícito. El modelo está constituido por una capa horizontal sobre un semiespacio y posee simetría cilíndrica. La fuente compresional requiere de un entorno que se ensambla con el resto del espacio a través de dos contornos cerrados vecinos.

Para evitar reflexiones espúreas procedentes de los bordes de la región de cálculo se introducen las condiciones de borde sugeridas por Smith (1974).

Ellas muestran ser eficientes, al permitir identificar fases que de otro modo serían encubiertas por dichas reflexiones.

TRANSPARENT BOUNDARY CONDITIONS IN THE NUMERIC GENERATION OF SEISMOGRAMS

ABSTRACT

This paper reports on the implementation of a numerical model able to generate synthetic seismograms. The finite difference model originally proposed by Alterman and Karal (1968) is described in detail, particularly with reference to the computational procedure which is not completely clear in their article. The model uses a homogeneous horizontal layer over a half space with cylindrical symmetry. The compressional source extends over a finite region surrounded by two closed contours within the computational domain and through which information is transferred to the rest of the space.

To avoid spurious reflections from the boundaries, transparent boundary conditions suggested by Smith (1974) are introduced. They are very efficient in allowing the identification of phases which otherwise would be concealed by such reflections.

---

* Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

INTRODUCCION

Los sismogramas sintéticos constituyen una importante herramienta en Sismología, motivo por el cual, en las últimas décadas ha habido una proliferación de métodos para obtenerlos, los que varían en grados de precisión y facilidades de implementación computacional.

De las numerosas técnicas disponibles para este propósito, el método de diferencias finitas es uno de los más usados. Las ecuaciones de movimiento que describen la propagación de ondas en un medio elástico son aproximadas por ecuaciones en diferencias finitas, las que pueden ser resueltas en una malla espacial discreta mediante procedimientos numéricos. En este artículo se da cuenta de las primeras experiencias en un esfuerzo por montar un modelo de este tipo.

Los métodos de diferencias finitas pueden ser clasificados en dos amplias categorías: explícitas e implícitos. Los esquemas explícitos simulan la ecuación de propagación determinando el movimiento de cada punto de la malla en un instante de tiempo dado exclusivamente en función de los movimientos previamente determinados en tiempos anteriores. Por otra parte, los esquemas implícitos determinan simultáneamente el movimiento en todos los puntos de la malla para un instante de tiempo dado a partir de los valores conocidos en tiempos anteriores a través de la inversión de la matriz correspondiente.

En ambos esquemas las ecuaciones son resueltas recursivamente en el tiempo como un problema de valor inicial para el movimiento en un medio excitado por una perturbación (fuente).

De las dos categorías, el esquema explícito es computacionalmente más económico y es el empleado en el presente trabajo.

Los problemas de propagación de ondas son generalmente resueltos para medios infinitos, sin embargo, la resolución de dichas ecuaciones por métodos numéricos obliga el uso de fronteras artificiales, las que introducen reflexiones espúreas en los sismogramas sintéticos. El presente trabajo ilustra cómo dichas reflexiones se pueden anular implementando las condiciones de borde propuestas por Smith (1974) que corresponden a la supersposición de dos soluciones, una de las cuales impone desplazamiento normal y la segunda, impone desplazamiento tangencial y tensiones normales nulas en la frontera.

1. ECUACIONES DE MOVIMIENTO

Se utiliza un modelo desarrollado por Alterman y Karal (1968) con simetría axial de una capa horizontal elástica, homogénea e isotrópica sobre un semiespacio de las mismas características; sobre el eje del modelo se ubica una fuente puntual de ondas compresionales.

Las densidades y constantes elásticas en la capa y en el semi-espacio están representadas por ρ_1, λ_1, μ_1 y ρ_2, λ_2, μ_2, respectivamente. La profundidad de la interfaz y de la fuente son z_i y z_f.

La ecuación de propagación de ondas en un medio elástico homogéneo e isotrópico está dada por

$$(\lambda + 2\mu)\ \nabla(\nabla.\vec{u}) - \mu\nabla\times\nabla\times\vec{u} = \rho\ \frac{\partial^2\vec{u}}{\partial t^2} \tag{1}$$

donde $\vec{u} = \vec{u}(r, z, t)$ es el vector desplazamiento.

Escribiendo la ecuación (1) en coordenadas cilíndricas, en función de los desplazamientos radiales y verticales u, w, se obtiene:

$$\left[\frac{\partial^2 u}{\partial r^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial u}{\partial r} - \frac{1}{r^2}u + \frac{\partial^2 w}{\partial z\partial r}\right] + \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2\left[\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 w}{\partial z\partial r}\right] = \frac{1}{v_c^2}\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \tag{2a}$$

$$\left[\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + \frac{1}{r}\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial^2 u}{\partial z\partial r}\right] + \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2\left[\frac{\partial^2 w}{\partial r^2} - \frac{\partial^2 u}{\partial z\partial r} - \frac{1}{r}\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{r}\frac{\partial w}{\partial r}\right] = \frac{1}{v_c^2}\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \tag{2b}$$

donde v_c y v_s corresponden a las velocidades de la onda P y S, respectivamente.

Las ecuaciones (2a) y (2b) no están definidas para r=0, por lo tanto es necesario derivar las ecuaciones válidas para el eje de simetría.

Debido a la continuidad del medio elástico, el desplazamiento radial u es nulo a lo largo del eje de simetría, entonces en este caso la ecuación (2a) se reduce a

$$u = 0. \tag{3a}$$

Aplicando la regla de L'hopital para $\frac{1}{r}\frac{\partial u}{\partial z}$ y $\frac{1}{r}\frac{\partial w}{\partial r}$, la ecuación (2b) adopta la siguiente forma

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + 2\left(\frac{v_s}{v_c}\right)\frac{\partial^2 w}{\partial r^2} + 2\left[1 - \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2\right]\frac{\partial^2 u}{\partial r\partial z} = \frac{1}{v_c^2}\frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \tag{3b}$$

Las condiciones de borde son determinadas imponiendo tensiones que se anulan en la superficie libre, tensiones y desplazamientos continuos en la interfaz.

De modo que las condiciones de borde para la superficie libre z=0 están dadas por

$$\left(\frac{\partial u^1}{\partial r} + \frac{1}{r}\, u^1 + \frac{\partial w}{\partial z}\right) - 2\left(\frac{V_{S1}}{V_{C1}}\right)^2 \left[\frac{1}{r}\, u^1 + \frac{\partial u^1}{\partial r}\right] = 0 \tag{4a}$$

$$\left(\frac{\partial w^1}{\partial r} + \frac{\partial u^1}{\partial z}\right) = 0 \tag{4b}$$

Y para r=0, la ecuación (4a) se puede escribir de la siguiente forma

$$\frac{\partial w^1}{\partial z} + 2\left(1-2\left(\frac{V_{S1}}{V_{C1}}\right)^2\right) \frac{\partial u^1}{\partial r} = 0 \tag{5}$$

donde el superíndice 1 identifica a la capa superior y luego el superíndice 2 identifica el semiespacio inferior.

En forma análoga, las condiciones de borde para la interfaz $z=z_i$ corresponden a

$$\left[\frac{\partial u^1}{\partial r} + \frac{1}{r}\, u^1 + \frac{\partial w^1}{\partial z}\right] - 2\left(\frac{V_{S1}}{V_{C1}}\right)^2 \left[\frac{1}{r}\, u^1 + \frac{\partial u^1}{\partial r}\right] \tag{6a}$$

$$= \left(\frac{\rho_2}{\rho_1}\right)\left(\frac{V_{C2}}{V_{C1}}\right)^2 \left[\frac{\partial u^2}{\partial r} + \frac{1}{r}\, u^2 + \frac{\partial w^2}{\partial z}\right] - 2\left(\frac{\rho_2}{\rho_1}\right)\left(\frac{V_{S2}}{V_{S1}}\right)^2 \left[\frac{1}{r}\, u^2 + \frac{\partial u^2}{\partial r}\right]$$

$$\frac{\partial w^1}{\partial r} + \frac{\partial u^1}{\partial z} = \frac{\mu_2}{\mu_1}\left(\frac{\partial w^2}{\partial r} + \frac{\partial u^2}{\partial z}\right) \tag{6b}$$

$$u^1 = u^2$$

$$w^1 = w^2 \tag{6c}$$

Y para el eje de simetría la ecuación (6a) adopta la siguiente forma

$$\left[2\,\frac{\partial u^1}{\partial r} + \frac{\partial w^1}{\partial z}\right] - 4\left(\frac{V_{S1}}{V_{C1}}\right)^2 \frac{\partial u^1}{\partial r} = \left(\frac{\rho_2}{\rho_1}\right)\left(\frac{V_{C2}}{V_{C1}}\right)^2 \left[2\,\frac{\partial u^2}{\partial r} + \frac{\partial w^2}{\partial z}\right]$$

$$- 4\left(\frac{V_{S2}}{V_{C1}}\right)^2 \frac{\partial u^2}{\partial r} \tag{7}$$

2. TRATAMIENTO DE LA FUENTE

La fuente puntual de ondas P está localizada dentro de la capa, a lo largo del eje de simetría en el punto $(0, z_f)$. La fuente comienza a funcionar en t=0, provocando una variación en la tensión, durante un intervalo finito de tiempo y manteniendo finalmente un desplazamiento constante en cada partícula del medio para $t \to \infty$.

Con el objeto de tener segundas derivadas espaciales y temporales suaves, el potencial de desplazamiento que define a la fuente es considerado como una diferencia finita cuártica de una función de cuarto orden. Ilan & Lowenthal (1976) muestran que una fuente definida de esta forma tiene un menor contenido de altas frecuencias y es entonces, las más apropiadas para un esquema de diferencias finitas.

El potencial de desplazamiento de la fuente está dado por

$$\varphi_0(t) = \frac{1}{\Delta^4}[f_0(t) - 4f_0(t-\Delta) + 6f_0(t-2\Delta) - 4f_0(t-3\Delta) + f_0(t-4\Delta)] \tag{8}$$

con

$$f_0(t) = -\frac{C}{12R}\left(t - \frac{R}{v_{c1}}\right)^4 H\left(t - \frac{R}{v_{c1}}\right) \tag{9}$$

donde $R^2 = r^2 + (z - z_f)^2$, C es un factor de amplificación, H es la función de Heaviside y Δ es una constante que determina el período predominante generado por la fuente.

El campo de desplazamiento está relacionado con el potencial por

$$\vec{v} = \nabla \varphi_0 \tag{10}$$

La Fig. (1a) muestra la variación temporal de la fuente para un punto cualesquiera. Aplicando la transformada de Fourier se obtiene su espectro en el dominio de frencuencias como el observado en la Fig. (1b). Nótese que en el límite $\Delta \to 0$, $\varphi_0(t)$ se hace proporcional a la función de Heaviside y los desplazamientos a la función delta de Dirac.

3. FORMULACION DE DIFERENCIAS FINITAS

Las ecuaciones de movimiento pueden ser escritas en forma de diferencias finitas reemplazando las varias derivadas por sus aproximaciones centradas. La malla está impuesta en el plano r-z. Por conveniencia los tamaños de los incrementos espaciales Δr y Δz se han considerado iguales.

Colocando $r = m\,\Delta r$, $z = n\,\Delta z$, y $t = p\,\Delta t$ donde Δt es el incremento temporal, m, n, p, enteros $0<m<M$, $0<n<N$, $0<p<P$, se representan las componentes aproximadas de los desplazamientos en el punto de malla $(m, \Delta r, n\,\Delta z)$ en el tiempo $p\,\Delta t$ por $U_{m,np}$ y $W_{m,n,p}$.

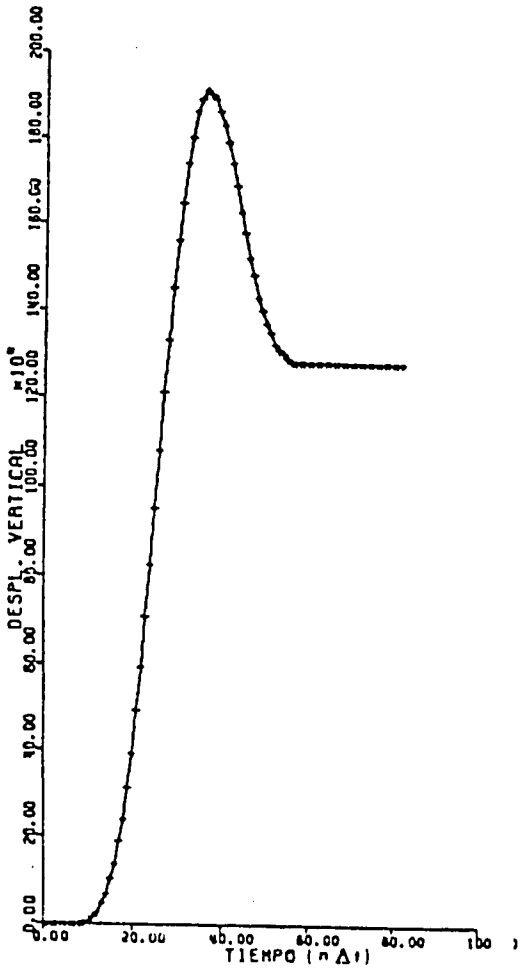


Fig. 1 a.

Desplazamiento vertical de la fuente

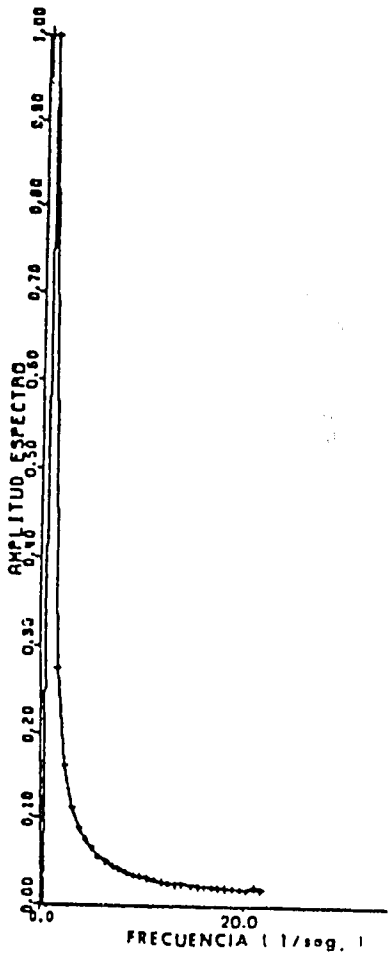


Fig. 1 b.

Espectro de amplitud de la fuente

Con esto las ecuaciones (2a) y (2b) se pueden escribir de la siguiente forma.

$$
\begin{aligned}
U_{m,n,p+1} = {} & 2\, U_{m,n,p} - U_{m,n,p-1} \\
& + \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 [U_{m+1,n,p} - 2\, U_{m,n,p} \\
& + U_{m-1,n,p}] + \frac{1}{2m} \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 \\
& \cdot [U_{m+1,n,p} - U_{m-1,n,p}] \qquad (11a) \\
& - \frac{1}{m^2} \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 U_{m,n,p} + \frac{1}{4} \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 \left(\frac{\Delta r}{\Delta z}\right)^2 \\
& [1 - \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2] \cdot [W_{m+1,\, n+p} - W_{m+1,\, N-1,\, p} \\
& - W_{m-1,n+1,p} + W_{m-1,\, n-1,p}] \\
& + \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 \left(\frac{\Delta r}{\Delta z}\right)^2 \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2 [U_{m,n+1,p} \\
& - 2\, U_{m,n,p} + U_{m,n-1,p}] \, .
\end{aligned}
$$

En forma análoga

$$
\begin{aligned}
W_{m,n,p+1} = {} & 2\, W_{m,n,p} - W_{m,n,p-1} \\
& + \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 \left(\frac{\Delta r}{\Delta z}\right)^2 [W_{m,n+1,p} - 2\, W_{m,n,p} \\
& + W_{m,n-1,p}] + \frac{1}{2m} \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 \left(\frac{\Delta r}{\Delta z}\right) \\
& \cdot [1 - \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2] [U_{m,n+1,p} - U_{m,n-1,p}] \\
& + \frac{1}{4} \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 \left(\frac{\Delta r}{\Delta z}\right) [1 - \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2] [U_{m+1,\, n+1,\, p} \qquad (11b) \\
& - U_{m+1,\, n-1,\, p} - U_{m-1,\, n+1,\, p} + U_{m-1,\, n-1,\, p}]
\end{aligned}
$$

$$+ \frac{1}{2m} \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2 [\, W_{m+1,n,p} - W_{m-1,n,p} \,]$$

$$+ \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2 [\, W_{m+1,n,p} - 2\, W_{m,n,p}$$

$$+ W_{m-1,n,p} \,]$$

y las ecuaciones (3a) y (3b) para el eje se simetría, o sea para m=0, están dadas por

$$U_{0,n,p+1} = 0 \tag{12a}$$

$$W_{0,n,p+1} = 2\, w_{0,n,p} - W_{0,n,p-1} + \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 \left(\frac{\Delta r}{\Delta z}\right)^2$$

$$.[\, W_{0,n+1,p} - 2W_{0,n,p} + W_{0,n-1,p} \,] + \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 \left(\frac{\Delta r}{\Delta z}\right)$$

$$.[\, 1 - \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2]\, [U_{1,n+1,p} - U_{1,n-1,p}] + 4 \left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right)^2 \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2$$

$$.[\, W_{1,n,p} - W_{0,n,p} \,] \tag{12b}$$

Donde se ha considerado que u y w son regulares en el entorno de r=0, de modo que

$$U_{-1,n,p} = -U_{1,n,p}$$

$$W_{-1,n,p} = W_{1,n,p} \tag{13}$$

Las ecuaciones correspondientes a las condiciones de borde en la superficie libre, exigen la generación de una línea ficticia (n=-1) sobre la superficie física (n=0), y en este caso las ecuaciones (4a) y (4b) adoptan la siguiente forma

$$U_{m,-1,p} = U_{m,1,p} + \left(\frac{\Delta z}{\Delta r}\right) [\, W_{m+1,0,p} - W_{m-1,0,p} \,] \tag{14a}$$

$$W_{m,-1,p}=W_{m,1,p}+\left(\frac{\Delta z}{\Delta r}\right)\left[1-2\left(\frac{v_{s1}}{v_{c1}}\right)^2\right]\left[U_{m+1,0,p}-U_{m-1,0,p}\right]+\frac{2}{m}\left(\frac{\Delta z}{\Delta r}\right)\left[1-2\left(\frac{v_{s1}}{v_{c1}}\right)^2\right]U_{m,0,p} \tag{14b}$$

Para el eje, o sea m=0, la ecuación (3a) y (5) se pueden escribir como

$$U_{0,-1,p}=0 \tag{15a}$$

$$W_{0,-1,p}=W_{0,1,p}+4\left(\frac{\Delta z}{\Delta r}\right)\left[1-2\left(\frac{v_{s1}}{v_{c1}}\right)^2\right]U_{1,0,p} \tag{15b}$$

El conjunto de las ecuaciones (14) y (15) permiten calcular los valo - res de U y W para cualquier instante de tiempo p sobre la línea ficticia n=-1. Conocidos los valores sobre esta línea es posible usar las ecuaciones (11) y (12) sobre la superficie libre n=0.

En forma análoga, las ecuaciones correspondientes a las condiciones de borde en la interfaz, obligan al uso de una línea ficticia que se extiende al medio inferior, pero que conserva las características del medio superior, y en este caso las ecuaciones que nos permiten calcular U y W sobre esta línea ficticia $n=N_0+1$ están dadas por

$$U^1_{m,N_0+1,p}=\left[1-\left(\frac{\mu_2}{\mu_1}\right)\right]U^1_{m,N_0,p}+\left(\frac{\mu_2}{\mu_1}\right)U^2_{m,2,p}-\frac{1}{2}\left(\frac{\Delta z}{\Delta r}\right)\left[1-\left(\frac{\mu_2}{\mu_1}\right)\right]\left[W^1_{m+1,N_0,p}-W^1_{m-1,N_0,p}\right] \tag{16a}$$

$$W^1_{m,N_0+1,p}=\left[1-\left(\frac{\rho_2}{\rho_1}\right)\left(\frac{v_{c2}}{v_{c1}}\right)^2\right]W^1_{m,N_0,p}+\left(\frac{\rho_2}{\rho_1}\right)\left(\frac{v_{c2}}{v_{c1}}\right)^2W^2_{m,2,p}-\frac{1}{2}\left(\frac{\Delta z}{\Delta r}\right)\left\{\left[1-2\left(\frac{v_{s1}}{v_{c1}}\right)^2\right]-\left(\frac{\rho_2}{\rho_1}\right)\left[\left(\frac{v_{c2}}{v_{c1}}\right)^2-2\left(\frac{v_{s2}}{v_{c1}}\right)^2\right]\right\}\left[U^1_{m+1,N_0,p}-U^1_{m-1,N_0,p}+\frac{2}{m}U^1_{m,N_0,p}\right] \tag{16b}$$

y en el eje m=0

$$U^1_{0,N_0+1,p}=0$$

$$W^1_{0,N_0+1,p}=\left[1-\left(\frac{\rho_2}{\rho_1}\right)\left(\frac{v_{c2}}{v_{c1}}\right)^2\right]W^1_{0,N_0,p}+\left(\frac{\rho_2}{\rho_1}\right)\left(\frac{v_{c2}}{v_{c1}}\right)W^2_{0,2,p} \tag{17a}$$

$$-2\left(\frac{\Delta z}{\Delta r}\right)\left\{\left[1-2\left(\frac{V_{S_1}}{V_{C_1}}\right)^2\right]-\left(\frac{\rho_2}{\rho_1}\right)\left[\left(\frac{V_{C_2}}{V_{C_1}}\right)^2\right.\right.$$

$$\left.\left.-2\left(\frac{V_{S_2}}{V_{C_1}}\right)^2\right]\right\}U^1_{1,N_0,p}. \qquad (17b)$$

4. PROCEDIMIENTO DE CALCULO

La fuente utilizada posee una discontinuidad infinita en el punto $(0, z_f)$, por lo tanto, en dicho entorno se pierde precisión en el cálculo de las derivadas parciales formuladas en términos de diferencias finitas, debido a que las componentes del desplazamiento son muy grandes.

Para evitar este problema la fuente es rodeada por una región cilíndrica finita en donde es calculada la fuente y a través de sus bordes es tras - pasada la información al medio que la rodea.

El esquema del procedimiento del cálculo es el siguiente:

- Primero se definen dos regiones de cálculo: la región I, que contiene a la fuente, que está definida en el 2° párrafo y que tiene por límite el borde L_1 (Fig. 2), y la región II que corresponde al medio que rodea a la región I y que posee un límite interno L_2. Ambas regiones se fu - sionan a través de las condiciones de borde establecidas en L_1 y L_2, las que además suprimen las reflexiones generadas por dichos bordes fijos.

- Llamando UF, WF a las componentes radial y vertical del desplazamiento generado por la fuente, y UR, WR a las reflesiones generadas por la superficie libre y la interfaz, para t-0:

$$UR = WR = 0$$
$$U = W = 0 \qquad (18)$$

- En la región I se utilizan las ecuaciones (II) para calcular los UR y WR, usando como condición de borde en L_2

$$UR = U - UF$$
$$WR = W - WF \qquad (19)$$

Si se desea conocer U y W en la región I, es necesario agregar los UF y WF calculados analíticamente, (esto no puede hacerse en la fuente, donde R=0), en particular, esto es necesario en L_1, pues allí se requiere conocer U y W como condición de borde para la región I.

- En la región II se calculan U y W usando las ecuaciones (II), con las características elásticas correspondientes al medio donde se ubique el punto, se imponen las condiciones de borde en la superficie libre y en la interfaz. Las condiciones iniciales son

$$U = UF$$
$$W = WF \qquad (20)$$

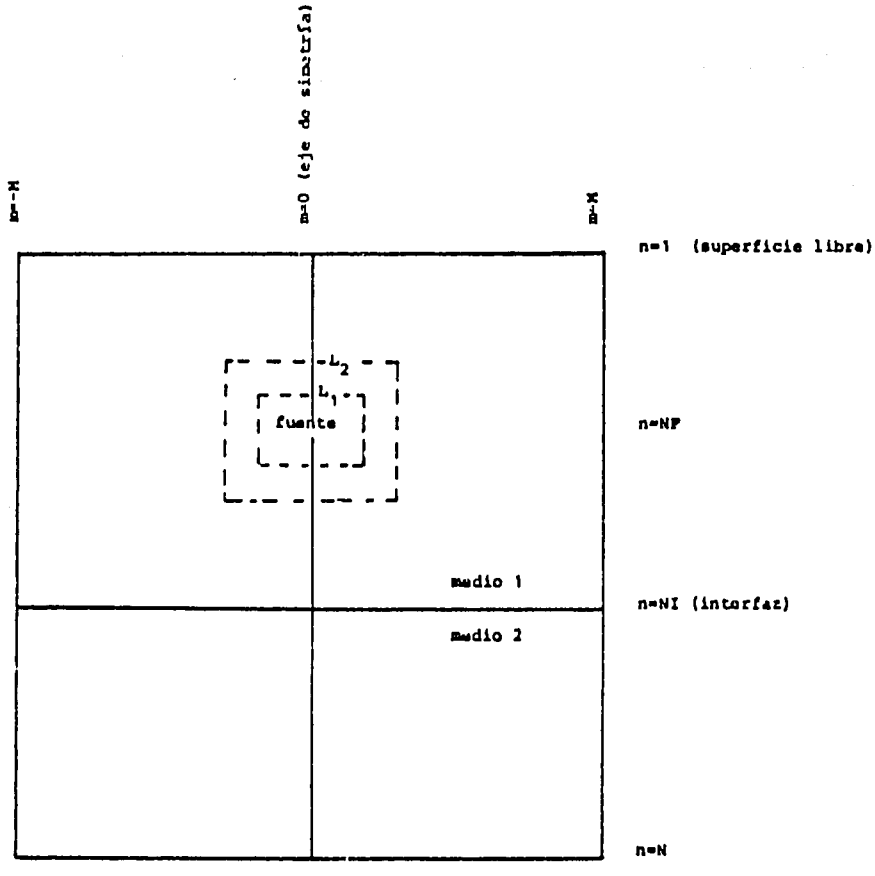


Fig. 2

Malla utilizada; m=1,M; n=1,N; NI corresponde a la interfaz, NF a la profundidad de la fuente; L_1 y L_2 definen los límites de las regiones I y II de cálculo.

- Del cálculo de U y W en la región II se obtienen las condiciones para la región I restando en L_2 UF y WF de los valores de U y W obtenidos. La continuidad espacial entre la región I y II se logra por medio de las condiciones de borde entrelazadas que se inician con la ecuación (15) en I y (20) la región II.

En resumen tenemos:

i) En p=-1, se imponen los valores U y W idénticamente nulos en todos los puntos de la malla

ii) En p=0 los desplazamientos son sólo debidos a la fuente (ec. 20) y las reflexiones son nulas (ec. 18).

iii) Para tiempos posteriores p=1, 2 P, el orden de ejecución es el siguiente:

1° Sobre L_2 se calculan las componentes de las reflexiones UR y WR imponiendo la ecuación 19.

2° En la región I se calculan los UR y WR usando las ecuaciones (11) de propagación usando como condición de borde, las reflexiones calculadas en L_2 según el punto anterior sobre el eje de simetría se utilizan las ecuaciones (12).

3° Sobre L_1 se calculan las componentes del desplazamiento U y W usando la ecuación (19).

4° Se imponen las condiciones de borde de la superficie libre (ecs. 14 y 15) y las de la interfaz (ecs. 16 y 17).

5° En la región II se calculan los componentes del desplazamiento U y W usando las ecuaciones (11) y (12) donde se utilizan los desplazamientos calculados en L_1 según el tercer punto.

Este proceso se repite pasando p·p +1 hasta alcanzar la condición final.

El criterio de estabilidad utilizado corresponde a

$$\left(\frac{v_c \Delta t}{\Delta r}\right) \cdot \left[1 + \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2 \right]^{-1/2} \qquad (21)$$

cuyo desarrollo se presenta en la publicación de Alterman & Lowenthal (1970).

Finalmente para evitar los problemas relacionados con dispersión de grilla, se impuso un número mínimo de puntos de la malla por longitud de onda, en la frecuencia dominante del espectro de potencia de la fuente, mayor o igual a 10, lo que corresponde al criterio utilizado en problemas numéricos semejantes al nuestro (Alford, Keller, Boore, 1974).

5. CONDICIONES DE BORDE TRANSPARENTES

Las condiciones de borde sugeridas por Smith (1974) requieren de superposición de dos soluciones S1 y S2, para cancelar los efectos de las reflex-

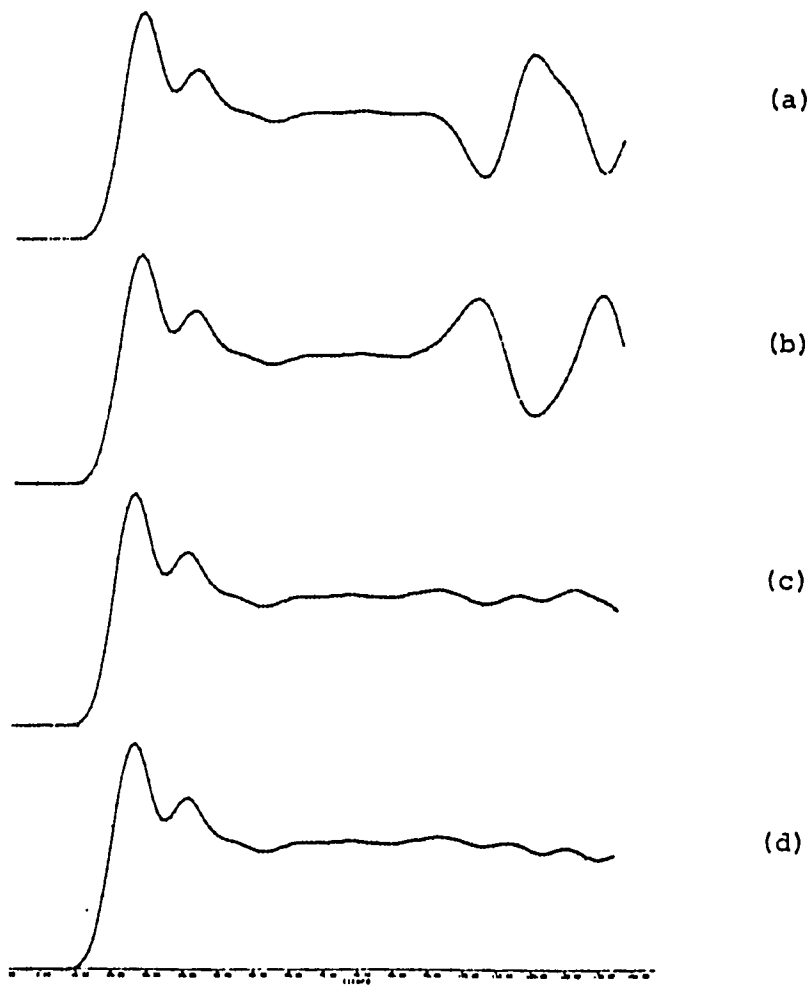


Fig. 3 Desplazamiento radial.

(a) Solución S1.

(b) Solución S2.

(c) Superposición de S1 y S2.

(d) Comparación con frontera rígida lateral alejada.

iones generadas por la frontera lateral m=M.

La solución S1 se obtiene imponiendo desplazamientos normales y tensiones tangenciales a dicha frontera nulos, de modo que las ecuaciones (2) adquieran la siguiente forma:

$$u = 0 \tag{22a}$$

$$\frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2 \frac{\partial^2 w}{\partial r^2} = \frac{1}{v_{c^2}} \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} \tag{22b}$$

Las soluciones S2, por su parte, impone desplazamiento tangencial y tensiones normales nulas sobre la frontera, y en este caso las ecuaciones (2) se transforman en:

$$w = 0 \tag{23a}$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial r^2} - \frac{u}{r^2} + \left(\frac{v_s}{v_c}\right)^2 \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{v_{c^2}} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \tag{23b}$$

En su publicación Smith (1974) muestra analíticamente cómo ambas soluciones presentan un desfase en oposición en la parte correspondiente a las reflexiones, de suerte que la superposición de ellas elimina las contribuciones espúreas de las reflexiones laterales.

La formulación e implementación en diferencias finitas de las ecuaciones (22) y (23) obedece a la misma técnica planteada anteriormente.

Si se analiza el caso de una fuente ubicada a 6 Δz de profundidad, en una malla de 20 Δr x 60 Δr con una interfaz a 20 Δz de la superficie, con v_{c1}= 1.33 km/seg y v_{c2}= 2.0 km/seg, considerando ($\lambda=\mu$) Δ=0,2 seg. $\Delta r=\Delta z$ =0.1 km, Δt=0.03 seg, cuyos resultados se pueden observar en la Fig. 3, se aprecia la eficiencia del método propuesto por Smith (1974).

La Fig. (3a) muestra los desplazamientos radiales productos de la solución S1 (ec. 22), en forma análoga la Fig. (3b) corresponde a dichos desplazamientos, productos ahora de la solución S2 (ec. 23); la Fig. (3c) representa la superposición de las soluciones S1 y S2 las que pueden compararse con la Fig. (3d) que corresponde al caso en que se ha alejado el borde lateral en 20 Δr, imponiendo sobre éste, condiciones de borde rígidas.

6. ANALISIS DE RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados obtenidos con una malla de 30 Δr x 60 Δz, con una profundidad de la fuente y de la interfaz de 15 Δz y 30 Δz, respectivamente; v_{C1}= 33 km/seg, v_{C2}= 2.0 km/seg ($\lambda=\mu$), $\Delta r = \Delta z$ = 0.1 km, Δt = 0.03 seg, Δ= 0.2 seg.

Inicialmente se impuso condiciones de borde rígidas en la frontera lateral para una posterior comparación con las condiciones de borde de Smith.

En las Figs. 4a y 4b se muestran los desplazamientos verticales y radiales en el epicentro a distancia de, 5 Δr, 10 Δr, 15 Δr, 20 Δr, 25 Δr de éste y en la frontera rígida, todos ellos en superficie. Puede apreciarse desplazamientos verticales en la primera llegada (onda P), (Fig. 4a), en función de la distancia (atenuación geométrica), la que, por supuesto, refleja el com -

Figura 4(a)

Desplazamientos verticales en superficie con condiciones de borde laterales rígidas.

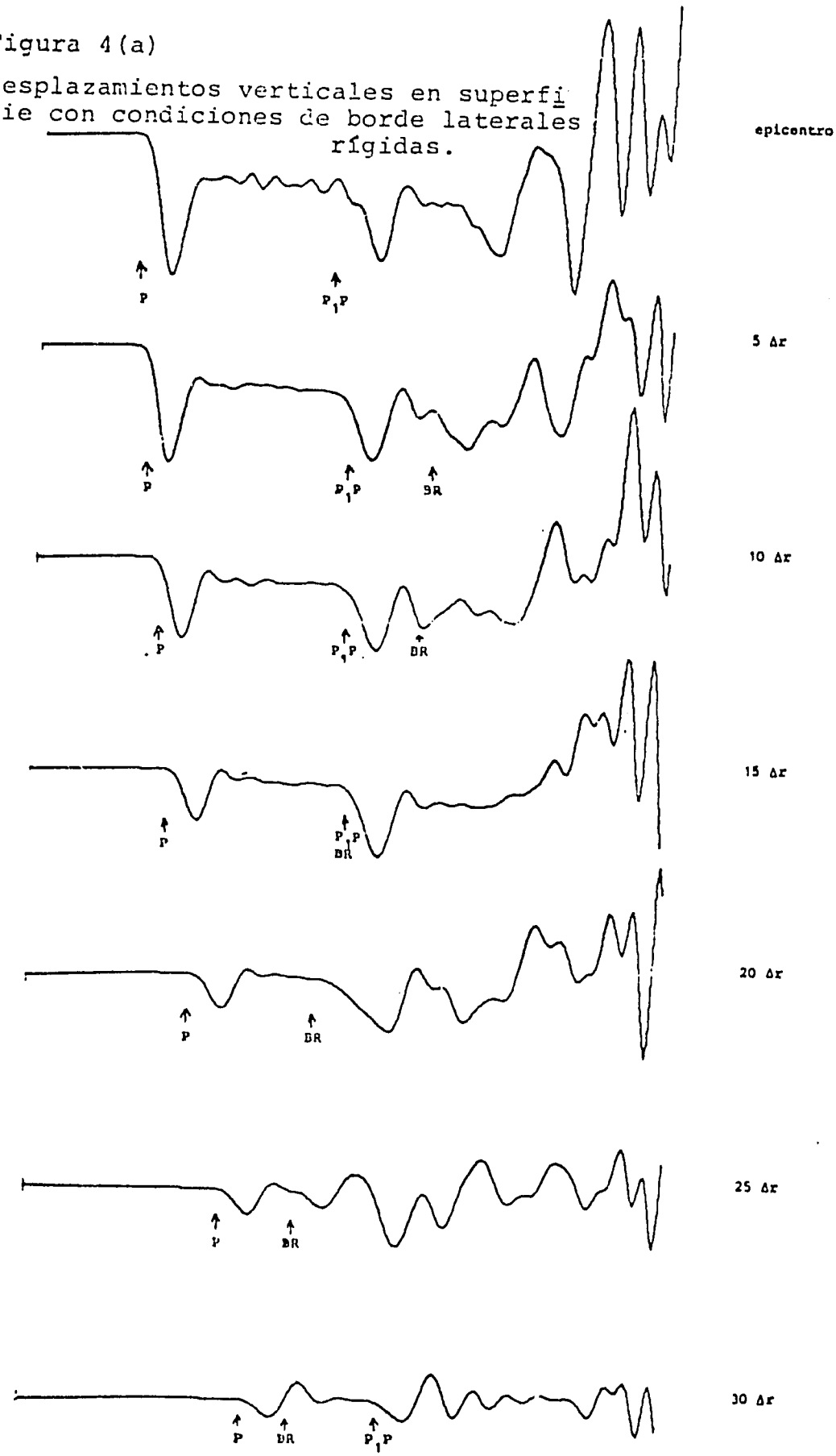


Figura 4(b)

Desplazamientos radiales en superficie con condiciones de borde laterales rígidas.

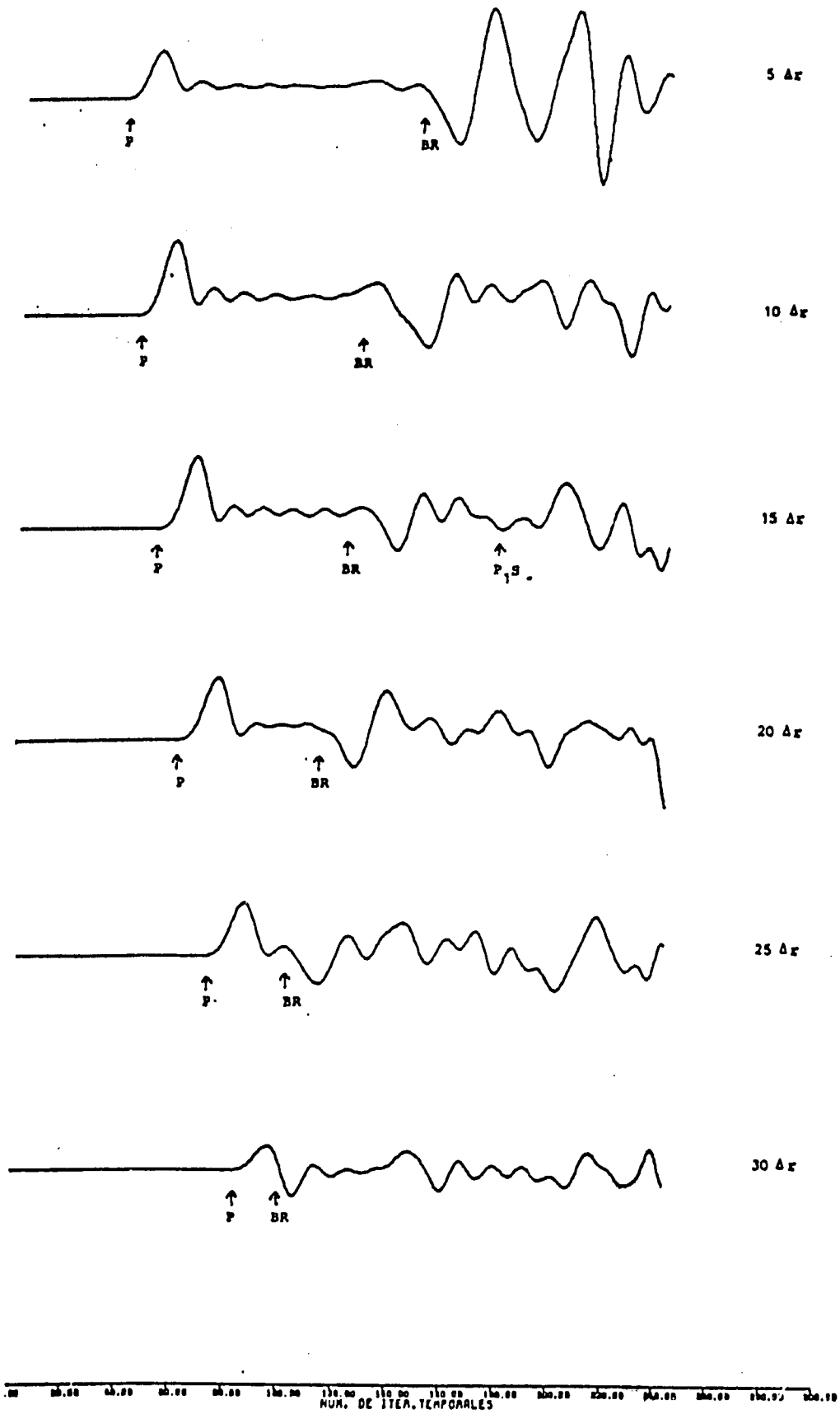


Figura 5(a) Desplazamientos verticales en superficie con condiciones de borde transparentes. La fase $P_{01}P$ corresponde en la onda P que se reflejó en superficie y en la interfaz.

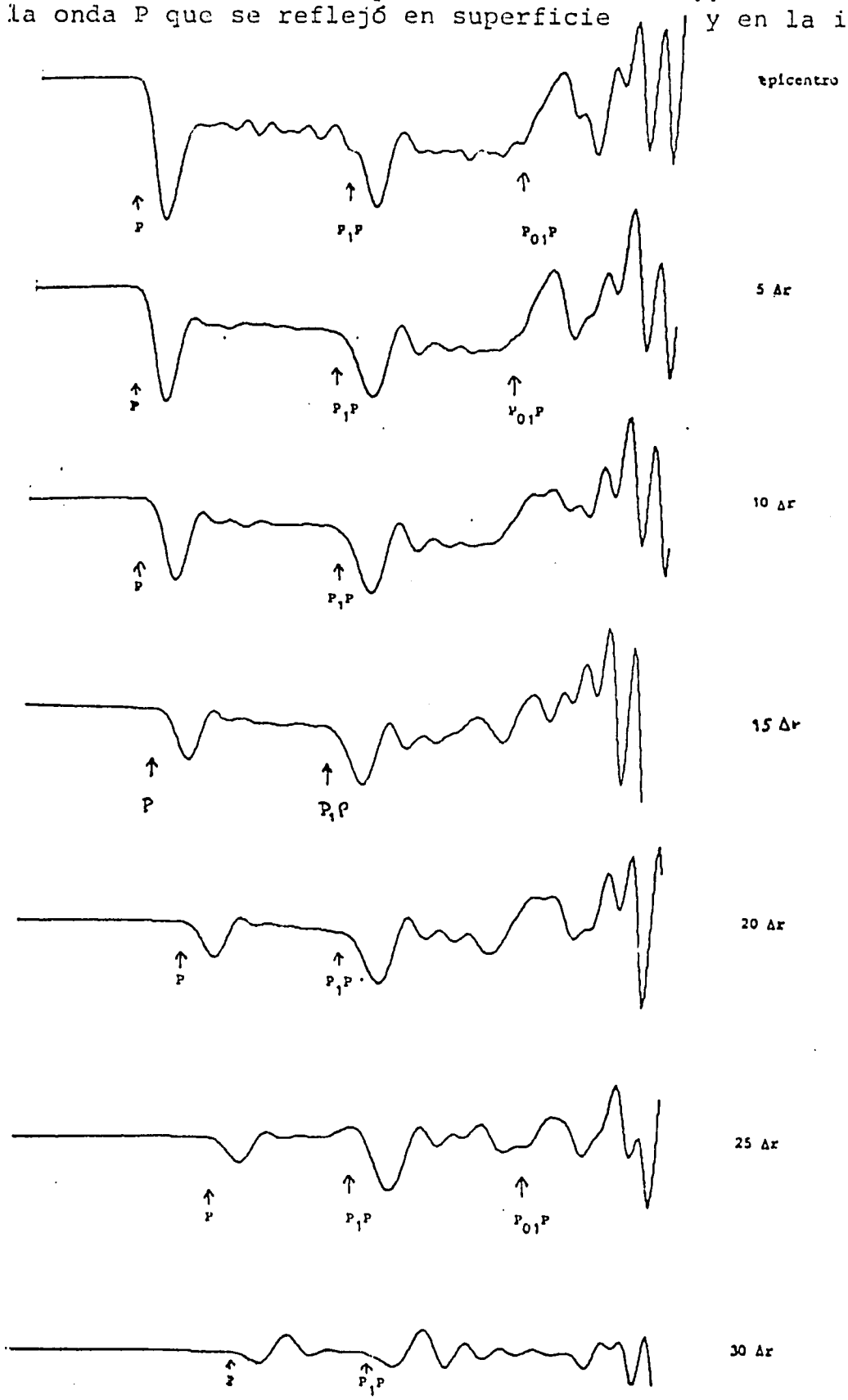
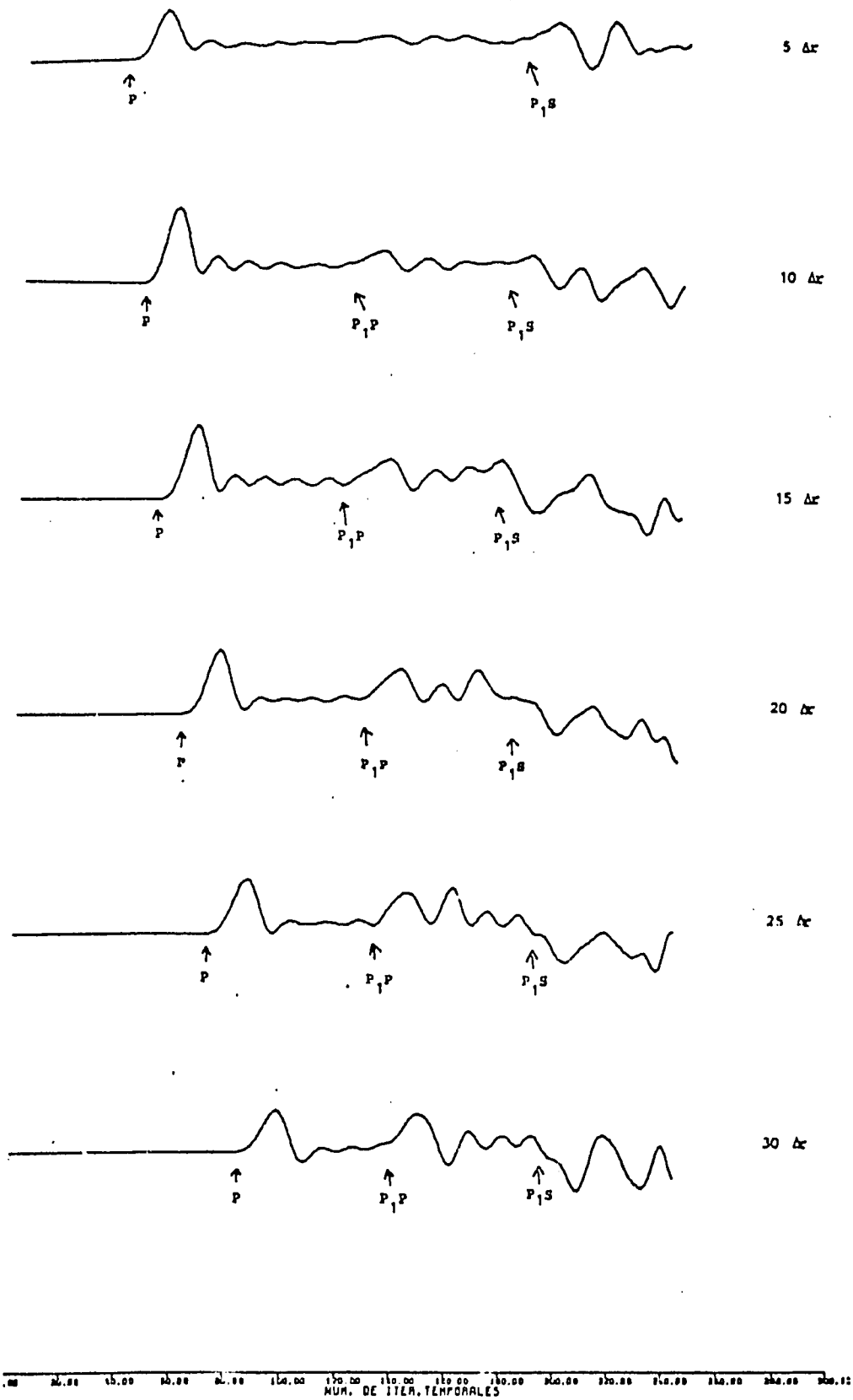


Figura 5(b) Desplazamientos radiales en superficie con condiciones de borde transparentes.



portamiento de la fuente. Además se puede distinguir claramente la llegada de la onda P. que se reflejó en la interfaz como onda P (P_1P) y la llegada de la contribución de la onda reflejada en el borde rígido lateral. Evidentemente, estas reflexiones se pueden distinguir en formá más clara en la Fig. (4b) correspondiente a la componente radial de los desplazamientos.

Las Figs. 5a y 5b corresponden a los desplazamientos verticales y radiales a las mismas distancias epicentrales que las Figs. 4a y 4b. Notamos que las fases son más claras de distinguir, por ejemplo, el sismograma correspondiente a 5 Δr del epicentro, con las condiciones de borde de Smith nos permite identificar claramente la onda P que se reflejó en la interfaz como S, lo que era imposible de hacer en su análogo con condiciones de borde rígidas.

La implementación de las condiciones de borde de Smith es simple y aunque significa un costo doble en computación con respecto a las de borde rígido, los resultados justifican ampliamente su uso, puesto que significa independizarse del tamaño de la malla a utilizar.

7. CONCLUSIONES

El modelo de Alterman & Karal (1968) ha sido adecuadamente reproducido lo que significa contar con una poderosa herramienta numérica en la producción de sismogramas sintéticos. Aunque la geometría cilíndrica conlleva algunas limitaciones permite utilizarlo en casos de estructuras más complejas.

Las condiciones de borde de Smith (1974) anulan eficientemente las reflexiones producidas por tamaño finito del dominio de cálculo.

A pesar del ahorro en puntos de cálculo debido a la simetría cilíndrica, el tiempo de computación en un computador IBM 370 es de 30 minutos CPU para el caso de una malla de 30 Δr x 60 Δz y 250 pasos temporales.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

ALFORD, R.M., KELLER, K. R. and BOORE D. N., 1974. "Accuracy of finite-difference modeling of the acoustic wave equation". Geophysics, Vol 39, pp. 834-842.

ALTERMAN, Z.S. and KARAL F.C. Jr., 1968. "Propagation of elastic waves in layered media by finite difference methods". Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 58, pp. 367-398.

ALTERMAN, Z.S. and LOWENTHAL, D., 1970. "Seismic waves in a quarter and three-quarter plane". Geophys. J. Roy. Astr. Soc., Vol 20, pp. 101-126.

SMITH, WARWICK D., 1974. "A non reflecting plane boundary for wave propagation problems", J. Comp. Physics, Vol. 15, pp. 492-503.

ILAN, A. and LOWENTHAL, D., 1976. "Inestability of finite difference schemes due to boundary conditions in elastic media". Geophys. Prop., Vol. 24, pp. 431-453.

SISMICIDAD
(SEISMICITY)

CATALOGOS DE HIPOCENTROS E INTENSIDADES DE AMERICA DEL SUR

Bonny Askew *
S. T. Algermissen *

RESUMEN

El objetivo primario de la compilación del catálogo de hipocentros e intensidades de América del Sur es el de recoger y presentar de un modo uniforme toda la información histórica e instrumental existente acerca de los terremotos en cada uno de los países. Los catálogos han sido preparados a partir de los realizados por cada país para este proyecto. La mayor parte del material presentado en los catálogos nacionales representa muchos años de trabajo de abnegados investigadores en cada uno de los países. Además se ha usado ampliamente el material que fue coleccionado por el Proyecto SISAN, que fue una compilación anterior de datos sísmicos de los terremotos de Colombia, Ecuador, Perú y Bolivia.

Los hipocentros e intensidades han sido clasificados por países incluyendo datos de Argentina, Bolivia, Brasil, Chile, Colombia, Ecuador, Perú, Trinidad y Tobago y Venezuela.

El catálogo cubre el período de tiempo que va desde los principios de los terremotos históricos conocidos hasta el año 1981.

Para cada uno de los parámetros hipocentrales se da un factor de calidad. Se citan las referencias o fuentes de cada uno de los datos y en cuanto es posible se cita al investigador de los datos originales.

Se ha hecho un gran esfuerzo en la supresión de referencias duplicadas del mismo evento, en cuanto esto es posible.

Este catálogo significa una colección de datos sobre terremotos que debería ser el fundamento de una futura estimación bien exacta del peligro y riesgo sísmico en América del Sur.

CATALOGS OF HYPOCENTERS AND INTENSITIES FOR SOUTH AMERICA

ABSTRACT

The primary purpose of the compilation of the hypocenter and intensity catalog for South America is to obtain and present in a uniform format all of the historical and instrumental information which exists concerning earthquakes in each of the countries. The catalogs have been prepared on the basis of those prepared by each country for this project. The greater part of the material presented in the national catalogs represents many years of work of dedicated researches in each of the participating countries. Furthermore, much use has been made of the material collected by Project SISAN, which was a compilation of seismic data pertaining to Colombia, Ecuador, Bolivia and Peru.

The hypocenters and the intensities have been classified by countries and include Argentina, Bolivia, Brasil, Chile, Colombia, Ecuador, Peru, Trinidad and Tobago, and Venezuela.

---

* U. S. Geological Survey.

The catalog covers the period of time from the beginning of historical information of known earthquakes through the year 1981.

For each of the hypocentral parameters a quality factor is given. References and sources for each of the parameters are given and whenever possible the researcher of the original data is cited

Much effort has gone into the elimination of duplicate information for the same event where ever possible.

This catalog represents a collection of data on earthquakes which should be the basis for future estimates of seismic hazard and risk in South America.

The South American hypocenter and intensity catalogs are organized by country. Included are catalogs for Argentina, Bolivia, Brazil, Chile, Colombia, Ecuador, Peru, Trinidad-Tobago, and Venezuela. A listing of events in areas adjacent to each country is also included for completeness although these events have not been in any way checked or edited. Areas covered by each country do not overlap, so that when these catalogs are combined earthquakes should appear in the catalog only once.

The catalogs cover a time period beginning with the earliest known historical events and ending with December 1981. The earliest event included occurred in 1471. The completeness of the catalog varies over time, being relatively incomplete for early historical events and much more complete for recent events. The lower magnitude limit has been designated as m_b equal to 4.5. At this point in the compilation a number of events smaller than m_b = 4.5 have possibly been included, in particular events with, as yet, no reported or calculated magnitude. The catalog, however, is much less complete for events below this lower limit.

A description of the format used for the hypocenter catalog is included here as Appendix A. Appendix A is followed by eight tables which describe codes used in the format including references for sources used. The listings of references are at this point preliminary, and the listings included with the final published catalogs will be more complete. The two-letter country code together with the five-digit indentifying number provide a unique reference for each event. The section on magnitude data includes space for as many as four magnitudes. The first is a reported m_b magnitude, followed by a reported M_S magnitude. Space is also provided for two additional magnitudes. These may be additional m_b or M_S magnitudes, other reported magnitudes, magnitudes derived from intensity data, or magnitudes converted from one magnitude scale to another (for example, an M_S magnitude converted from an m_b magnitude). The errors associated with quality factor codes are described in Tables 1, 2, and 3. When quality factors were defined by the sources hypocenter data, these quality factors were converted to the factors defined for this catalog. These conversions are also shown in Tables 1, 2, and 3. These

relationships were determined by Dr. L. Ocola in the early phases of the catalog project. The code X is used when no information is known about the quality of the given parameter. In many cases, a good estimate of the error for the hypocenter is not available, but knowing whether it is instrumentally determined or derived from macroseismic data gives some additional information about probable error ranges. Therefore, the codes M for macroseismic and I for instrumental have been used in place of X for epicenter and depth quality factors if it is known whether or not the hypocenter was instrumentally determined.

A primary goal in the development of this catalog has been to present magnitude data in a form so that it is possible to determine how the magnitudes were computed. This information may be critical for any future work done with regression analysis. In such work, it is important that magnitude data grouped together be homogeneous. For example, in regressing intensity of magnitude, if the magnitudes are a mixed group of m_b and M_s the regression will be of little value. Many questions arise as to how to properly handle magnitudes computed in different ways, but the first step in being able to deal with this problem is to be able to determine what methods were used for the data that are included in the catalog. Therefore, for all magnitudes included in the catalog, we have included references which describe how the data were computed. Although magnitudes may be labeled with the same scale code, they may be determined in quite different manners. For example, both GS and ISC magnitudes are listed as m_b magnitudes but their methods of computations of magnitudes differ. In Table 5 under the source codes GS and ISC, references are listed which describe how these magnitudes were computed. Some magnitudes were derived by local institutions during this project and a description of these computations will be included when the catalog is published.

The compilation of the catalog was undertaken in two parts. One was the instrumental catalog beginning just after 1900. The second was the historic catalog beginning with the earliest known event for each country and continuing to the present. In the present century the historic data supplement the instrumental data. The instrumental catalog was compiled using data from international sources and from local instrumental data. The international data were supplied primarily through NOAA and the ISC. The primary sources included in these collections of data and the dates covered by them are as follows:

G-R	Gutenberg and Richter (1956)	1906-1950
ISS	International Seismological Summary	1918-1959
CGS	U.S. Coast and Geodetic Survey	1933-1973
BCI	Bureau Central International de Seismologie	1951-1960
ISC	International Seismological Centre	1964-present
GS	U.S. Geological Survey	1973-present

Instrumental data from local agencies, observatories, stations, and universities were also included. Compilation of the historic catalog involved research through historic documents including periodicals, diaries, and local archives, and also inclusion of recent research on historic events.

In undertaking a task of this size, it was necessary to emphasize certain aspects of the compilation process, while leaving other aspects as future refinements of the catalog. One of the primary tasks at this stage of the catalog work has been to eliminate duplicate listings for the same event. Since data have been collected from many overlapping sources, in the initial

collection of events the same event was often included multiple times. Inclusion of events as unidentified multiple entries can bias any future hazard - and risk analysis. Two major problems arise in eliminating the duplicate events. The first is to recognize that two or more entries are the same event when the date, time, location, and magnitude reported by two different sources may differ significantly. The second is to decide which data to keep and which to delete. It is possible that in future versions of this catalog alternate entries for hypocenter parameters may be included as long as they are identified as alternate entries and not additional events. However, at this stage only one entry for each recognized event has been included.

A second area of emphasis was correcting data processing errors. Some errors occurred in the data provided by NOAA, other were introduced during various phases of the compilation of the catalog. It is virtually impossible to eliminate all errors in processing this amount of data collected from so many different sources. We have made attempts to discover and correct as many errors as possible. In doing so, we have concentrated on the hypocenter, magnitude, and intensity data, since these parameters are essential in hazard and risk analysis. Other data such as Flinn-Engdahl region numbers and associated phenomena have not been given the same attention during this phase of the catalog work.

A third area of emphasis has been the referencing of all data included in the catalog in as thorough a manner as possible. This includes primarily the source code given for hypocenter data and the source codes for all magnitudes listed. Efforts have also been made to reference all intensity data, but not with the same rigor as the hypocenter and magnitude data.

Several problems were encountered during the compilation of the catalog. The first of these was integrating data received in many varying formats. Different countries had different understandings of what format should be used or different interpretations of the same format.

Another problem was encountered in assigning events to countries. When the individual countries worked on the catalog, they covered a geographic block delineated by latitude and longitude coordinates and not by political boundaries. These blocks overlapped between different countries. In compiling the composite catalog for all of South America, it was important to eliminate the duplication of events between individual country catalogs. This required defining some arbitrary boundaries between countries and assigning each event to a single country. In order to do this we digitized a map produced by the U.S. Defense Mapping Agency and used a computer program which - assigned events to different countries based on these digitized boundaries. The assignment of events to countries remains as only an approximation used for purposes of organizing the catalog into regions.

Because the editing was organized by country, the possibility exists -- that some events have been duplicated or left out of the catalog if different sources with different locations were used by different countries. For example, if Colombia preferred a location by Gutenberg and Richter which was located in Ecuador and Ecuador used a location determined locally which actually fell in Colombia, it is possible that the event was deleted from both catalogs and so is not included anywhere in the South American catalog. In addition, both countries may have included the same event, and this duplication may not have been discovered. Some checking for these kinds of errors has been done, but comprehensive checking is one aspect of the compilation - that has not been completed.

Sorting out magnitude sources and scales also presented some problems. In many catalogs received from the countries, magnitude sources or scales were not identified. Many magnitudes reported from NOAA also did not have the magnitude scale identified. We have attempted to obtain a description of the magnitude determination for all magnitudes included in the catalog.

One of the problems during the compilation was brought about by the decision to give preference to ISC data over CGS/GS data. Originally, the decision concerning which locations should be preferred was left to individual countries to evaluate in light of focal conditions. Most countries followed a consistent policy of selecting one or the other source for all events that were reported by both sources. However, some countries had chosen the CGS/GS as the preferred locations and some had chosen the ISC locations. This resulted in extensive problems as described above where events were duplicated or not included at all because different countries used different sources. It was therefore decided that one of these two sources should be consistently used as the preferred source. The ISC data were chosen because, in general, their locations were based on data from a greater number of stations. It was unfortunate that this decision was made after much work had already been done by many countries with the CGS/GS as the preferred source. Replacing CGS/GS data with ISC data in these countries required extensive reproce-sing. It is believed, however, that this contributed to a more accurate catalog.

A summary of the intensity catalog format is given in Appendix B. The intensity catalog gives detailed intensity data for some of the events included in the hypocenter catalog. Two types of records, or line entries, are included in the intensity catalog. The first is a single line for each event describing the hypocenter parameters. Then for each event a number of location records are included which describe intensity observations for that event at different locations.

The hypocenter record includes much of the same information that is given for that event in the hypocenter catalog. The same country code and idenfigying number are used in the intensity catalogs as are used for that event in the hypocenter catalog. The date and time are also listed the same but the time is only given to the nearest second in the intensity catalog. The intensity catalog allows space for two different epicenters: an instrumental epicenter and an epicenter determined from intensity distribution. The reason for this is that the instrumental epicenter may not correspond very well with the center of the intensity distribution. This may lead to additional uncertainty in the investigation of intensity attenuation. Therefore, in some instances it may be useful to include both an instrumental epicenter and an epicenter based on intensity distribution. Earthquake focal depth is also given in the intensity catalog but only to the nearest kilometer. The m_b and M_s magnitudes listed in the hypocenter catalog are also given in the intensity catalog. Space is included to report up to three different maximum intensities. The first is the observed maximum intensity. This should be the actual maximum value of all reported intensity observations. In some situations, however, an intensity map not be reported at a location where the maximum intensity occurred. This may happen if the epicenter of the event is offshore or located in an unpopulated area. In these situation it is often possible to estimate what the maximum intensity would have been based on the distribution of other observed intensities. Thus, the second maximum intensity included is an estimated maximum. The third is a maximum intensity computed from a reported magnitude using an appropriate regression formula. The last value in the hypocenter record indicates the number of location records which follow.

Each location record describes an observed intensity value for a given locationg. A two-letter country code is first listed to indicate the country in which the intensity was reported. A field of 45 characters follows in which a description of the locality is given. This is usually the name of a town, sometimes followed by the province in which it is located. Sometimes the country name is agin included in this description. The latitude - and longitude of this location are then given, shown to the nearest hundredth of a degree. As in the hypocenter, negative values are used for south latitudes and west longtitudes. This is followed by the elevation of the location given in meters. Space is then provided to report the distance from -- the epicenter to the location and the distance from the hypocenter to the location. The difference between these two parameters is that the hypocenter distance takes into account depth of the hypocenter and elevation at the given location while the epicentral does not. Space is also provided to report the azimuth between the epicenter and the coordinates of the given location. The observed intensity for that location is then listed in decimal form followed by an M to indicate Modified Mercalli scale or a K to indicate the MSK scale. Following this is a code of four letters used to indicate the interpreter or interpreters. In some cases a code of two, three, or four letters has been used to indicate a single interpreter and in other cases a code of four letters includes two sets of two initials used to indicate two interpreters. Table 7 lists these codes and what they represent. Following the interpreters' initials is space for up to four references, represented with three-digit numeric codes. These are references to published material, which may include evaluated intensity values or may be periodicals describing damage from an event. Based on these references the interpreter has assigned an intensity value for that location. Complete bibliographic quotations are given for each reference code in Table 8. A field is also provided for comments relating to that location. This space may be used to point out unusual reasons for damage such as liquefaction or landslides.

The hypocentral parameters given in the intensity catalog should be the same as those listed in the hypocenter catalog. This is important because no references are provided for the hypocentral data included in the intensity catalog, but these references can be found by referring back to the hypocenter catalog. It is also essential that the identifying number used in the intensity catalog correspond with the number in the hypocenter catalog and that any event given in the intensity catalog be included in the hypocenter catalog. During the compilation of the intensity catalogs we have attempted to insure that this correspondence is maintained.

Some questions has arisen as to what the maximum intensity in the hypocenter catalog represents. Should this necessarily correspond to the maximum intensity given in the intensity catalog, and if so which of the three possible maximum intensities? Our interpretation has been taht the hypocenter catalog includes the maximum observed intensity, but this may be modified in the future. During the compilation, we have checked that the maximum observed intensity given in the intensity catalog is the actual maximum of the reported intensity observations. We have then compared this maximum intensity with that given in the hypocenter catalog. If the hypocenter catalog gave a lower intensity value, it was changed to the value from the intensity catalog. However, if the hypocenter catalog value was greater that the intensity catalog value, it was not changed since there may be legitimate reasons for this discrepancy. One reason may be that higher intensity values were reported by another country. It may also be that these were instances, such as offshore events, where a maximum intensity has been estimated. These case were noted and should be given further consideration.

It may often be the case that an event with an epicenter in one country may have intensity reports in neighboring countries. In such situations, -- the event is included in the intensity catalog for the country in which the epicenter is located, and intensity observations from other countries are included in the same place. The two-letter country code included with each location was added to identify the country in which the intensity occurred. Observations from a given location may be included more than once if more than one country included those observations. Many events from the Caribbean area were felt in Venezuela. Since no intensity catalog has been compiled for the Caribbean area, these events were felt in the Venezuela intensity catalog.

The intensity catalog includes space in the location records for elevation, epicentral distance, hypocentral distance, and azimuth in order to facilitate analysis of intensity attenuation. The evaluation of these parameters varied significantly among countries. If the data were not completed by the individual countries, no further effort has been made to complete the data. If epicenters are reevaluated most of these data would have to be reevaluated, so this has been left as one of the final refinements to be made on the catalog.

Once the catalog was compiled into a simi-final form, preliminary epicenter maps were produced as a check on the catalog data. Two maps have been produced: one with all events plotted, and one with events of M_s magnitude greater than or equal to 6.5. The events were grouped into three depth ranges following the categories defined by Gutenberg and Richter which are as follows:

Shallow	:	0-70 kms.
Intermediate	:	70-300 kms.
Deep	:	Greater than 300 kms.

The second plot grouped the events into two magnitude ranges: one with M_s magnitudes greater than or equal to 6.5 and less than 8.0, and the second with magnitudes greater than or equal to 8.0. For the events with magnitudes greater than or equal to 8.0 the year in which they occurred is labeled on the map. In order to divide the events into ranges based on M_s magnitudes, it was necessary to compute and M_s magnitude for events which had only an m_b magnitude reported or only a maximum intensity. A least squares regression was done, regressing M_s on m_b using the catalog data for events of a depth less than or equal to 55 kms. This regression produced the following formula:

$$M_s = -6.44 + 2.18\ m_b \qquad (1)$$

This formula was used to compute an M_s value if no M_s value was available but an m_b value was available. A second regression was done regressing M_s on I_o, also for events with a depth less than or equal to 55 kms. This regression produced the following equation:

$$M_s = 1.26 + 0.63I_o \qquad (2)$$

This is very similar to the equation derived by Gutenberg and Richter - (1956) which is:

$$M_s = 1 + 2/3I_o \qquad (3)$$

Equation 2 was used to compute M_s if no M_s or m_b values were available but an I_o value was available. Other maps such as strain release and focal mechanisms may also be produced from the catalog.

As a result of the work done thus far, a catalog has been produced for all of South America that can be used for hazard and risk analysis. Many further refinements could still be made that would form the basis for more extensive analysis and would increase the accuracy of the catalog. Flinn-Engdahl region numbers should be rechecked and added for events which currently do not include them. Futher data should be added under the associated phenomena, particularly data on damage and casualties. Further checking should be done to look for events which have been lost or duplicated as a result of assingnment of events to countries. More sources for focal mechanisms could be added to the catalog with further research. Listings could be compiled showing alternate locations for events where much uncertainty exists in the location of the events. Hypocenters of large events should be rechecked to see if a more accurate location could be determined. Further work should be done in the intensity catalog to clarify whether maximum intensities are observed, estimated, or computed from magnitude. The data in the intensity catalog on elevation, epicentral distance, hypocentral distance, and azimuth are still incomplete. Further research can still be done into historic data.

. MS

APPENDIX A

DESCRIPTION OF ENTRIES IN THE HYPOCENTER CATALOG

Columns	Heading	Sub-heading	Description
2-9	IDENT		A unique code used to refer to the event.
2-3		CNTRY	A two-letter code which identifies the country in which the event is located. The codes are as follows: AR - Argentina BO - Bolivia BR - Brazil CH - Chile CO - Colombia EC - Ecuador PE - Peru VE - Venezuela TT - Trinidad-Tobago
5-9		NUMBER	A five-digit number assigned to each event which, together with the country code, uniquely identifies the event.
11-13	F-E REG	NUMBER	Seismic region number as defined by Flinn and Engdahl (1974).
15-24	DATE		Date on which the event occurred according to Greenwich Mean Time.
15-18		YEAR	
10-11		MONTH	
23-24		DAY	
26-37	TIME		Time at which the event occurred according to Greenwich Mean Time. The time is always shown to hundredths of a second, but this does not indicate the accuracy with which it is known.
26-27		HOUR	
29-30		MINUTE	
32-36		SECOND	

APPENDIX A (Continued)

Columns	Heading	Sub-heading	Description
37		QUAL	A code used to indicate the quality of the reported time. Table 1 explains each code and the relationships to quality factors used by other authors or agencies.
39-56	LOCATION		Geographic coordinates of the epicenter.
39-45		LAT	Latitude of event epicenter. This is listed to thousandths of a degree, but is not necessarily accurate to that level. Negative values indicate south latitudes.
47-54		LONG	Longitude of event epicenter. This is listed to thousandths of a degree, but is not necessarily accurate to that level. Negative values indicate west longitudes.
56		QUAL	A code used to indicate the quality of the epicenter. Table 2 explains each code and relationships to quality factors used by other authors or agencies.
58-63	DEPTH		Focal depth of the earthquake.
58-62		KMS	This is the focal depth in kilometers listed to the nearest tenth of a kilometer.
63		QUAL	A code used to indicate the accuracy of the depth. Table 3 explains each code and relationships to quality factors used by other authors or agencies.
65-67	NUM STA		The number of stations reporting data used to determine the hypocenter.
69-71	HYP SRC		Source of the hypocentral data.
		CODE	A three-letter code which indicates the source from which the hypocentral data were taken. A list of these codes is given in Table 4.

APPENDIX A (Continued)

Columns	Heading	Sub-heading	Description
73-79	m_b		This section lists a body-wave magnitude estimate if it is available. Different sources may vary significantly in the method used to compute m_b-magnitudes. References describing the method of magnitude computation are given in Table 5.
73-75		MAG	The magnitude value is given to the nearest tenth of a unit.
77-79		SOURCE	A three-letter code indicating the source reporting this magnitude. These codes are explained in Table 5.
81-88	MS		This section lists a reported surface-wave magnitude estimate, if it is available. Table 5 gives references which describe the computation of these magnitudes.
81-83		MAG	The magnitude value is given to the nearest tenth of a unit.
84		COMP	This column indicates the component used for the magnitude determination. The letter H indicates the horizontal component was used and Z indicates the vertical component was used. For details of the magnitude computation, see the references listed in Table 5 for the appropriate source.
86-88		SOURCE	A three-letter code indicating the source reporting this magnitude. These codes are explained in Table 5.
90-106	OTHER MAGNITUDES		This section allows space to list two additional magnitudes, if available. These may be additional estimates of m_b or M_s magnitudes: they may be magnitudes from a different sclae, such as moment-magnitudes, or they may be magnitudes based on a conversion from intensity data or from one magnitude scale to another.
90-92		MAG	Magnitude value given to the nearest tenth of a unit.

APPENDIX A (Continued)

Columns	Heading	Sub-heading	Description
93		SCALE	Single-letter code indicating the magnitude scale or conversion relationship used to obtain the previous magnitude value. These are explained in Table 6.
95-97		SOURCE	A three-letter code indicating the source reporting this magnitude. These codes are explained in Table 5.
99-101		MAG	Magnitude value given to the nearest tenth of a unit.
102		SCALE	Single-letter code indicating the magnitude scale or conversion relationship used to obtain the previous magnitude value. These are explained in Table 6.
104-106		SOURCE	A three-letter code indicating the source reporting this magnitude. These codes are explained in Table 5.
108-110	FOC MEC	SOURCE	If a source was known which had determined a focal mechanism, it is listed here. The three-letter codes used are listed in Table 4.
112-120	INTENSITY		
112		DATA	An * in this column indicates detailed intensity data are available for this event in the intensity catalog.
114-115		MAXINT	An estimate of the maximum intensity listed in decimal numbers.
116		SCALE	This single-letter code indicates the intensity scale used for the maximum intensity estimate. An M indicates the Modified Mercalli scale, and a K indicates the MSK scale.
118-120		SOURCE	A three-letter code indicating the source of the maximum intensity estimate. The codes are explained in Table 4.

APPENDIX A (Continued)

Columns	Heading	Sub-heading	Description
122-124		ISO MAP	If it was known that an isoseismal map had been produced for this event, the source of that map is listed here. The codes are listed in Table 4.
126-131	ASSOC PHENOM		This section lists six categories of associated phenomena for the event. Each column contains a one-letter code describing the phenomena, and an X is listed if no information is available.
126		DIA	Diastrophism: F = surface faulting U = uplift/subsidence D = surface faulting and uplift/subsidence X = unknown
127		GEO	Geological Effects: L = liquefaction S = landslides B = both liquefaction and landslides X = unknown
128		TSU	Tsunami/Seiche T = tsunami generated S = seiche B = both tsunami and seiche X = unknown
129		OBS	Observed Effects: L = lights or other visual phenomena seen S = earthquake sound heard G = ground waves observed A = lights seen and sound heard B = lights seen and ground waves observed C = sound heard and ground waves observed D = lights seen, sound heard and ground waves observed X = unknown

APPENDIX A (Continued)

Columns	Heading	Sub-heading	Description
130		NON	Nontectonic Phenomena: R = rockburst C = coal bump or rockburst in coal mine M = meteoritic source E = explosion I = collapse V = earthquake associated with volcanism X = unknown
131		CAS	Casualties and Damage C = casualties reported D = damage reported N = no casualties or damage reported X = unknown

TABLE 1—TIME QUALITY FACTOR

Type of Hypocenter	SISRA Code	Probable Error Range Sec	Gutenberg-Richter Code	NEIS Code	Remarks
Instrumental	A	<0.25			
	B	0.25-0.5			
	C	0.5-1			
	D	1-2			
	E	2-3			
	F	3-5			
	G	5-8	A		
	H	8-12	B		
	I	12-60	C		
Macroseis	U	MIN			
	V	HR			
	W	DAY			
	Y	MONTH			
	X	Unknown			

TABLE 2—EPICENTER QUALITY FACTOR

Type of Hypocenter	SISRA Code	Probable Error Range km	Gutenberg-Richter Code	NEIS Code	Remarks
Instrumental	A	< 1			
	B	1-5			
	C	5-10			
	D	10-25			
	E	25-50			
	F	50-100	A		
	G	100-200	B		
	H	200-400	C		
		< 400			
	I	Unknown			Instrumental epicenter, quality unknown.
Macroseismic	M	Unknown			Macroseismic epicenter, quality unknown.
	T	< 10			Dense intensity data in 4 quadrants, max., isoseismal radius less than 10 km.
	U	10-25			Dense intensity data in 4 quadrants, max., isoseismal radius less than 25 km.
	V	25-50			Intensity data in 4 quadrants.
	W	50-100			Intensity data in 3 quadrants.
	Y	100-200			Intensity data in 2 quadrants.
	X	Unknown	D		

TABLE 3—DEPTH QUALITY FACTOR

Type of Hypocenter	SISRA Code	Probable Error Range Km	Gutenberg-Richter Code	NEIS Code	Remarks
Instrumental	A	< 1			
	B	1-5		D	For depth > 33 km
	C	5-10			
	D	10-20			
	E	20-40	A	G,N,S,R	
	F	40-60	B		
	G	60-100	C	A	
	I	Unknown			Instrumental depth, quality unknown
Macroseismic	M	Unknown			Macroseismic depth, quality unknown.
	T	< 10*			Dense intensity data in 4 quadrants, max., isoseismal radius less than 10 km.
	U	10-20*			Dense intensity data in 4 quadrants, max., isoseismal radius less than 25 km.
	V	20-40*			Intensity data in 4 quadrants.
	W	40-80*			Intensity data in 3 quadrants.
	Y	80-150*			Intensity data in 2 quadrants.
	X	Unknown	D		

*Computed using intensity data and the appropriate attenuation functions.

TABLE 4—CODES FOR DATA SOURCES

BCI Bureau Central International de Seismologie, Strasbourg, France.

BRA British Association for the Advancement of Sciences, Seismic Activity Reports, 1899-1909, 1910 (London, 1911-1913). Seismic Monthly Bulletins for 1914, 1915 and 1917. The Large Earthquakes of 1913 and 1916, by H. H. Turner. Index of Catalogues of Epicenters, 1913.0 - 1920.5 by H. H. Turner. Catalogue of Earthquakes, 1918-1924 by H. H. Turner. Index Catalogue of Earthquakes, 1925-1930, by Bellamy and Index Catalogue of Epicenters, 1913-1930, 1931-1935 by Bellamy.

CAR Caracas, Venezela.

CEN Centeno-Grau, M. Estudios Sismologicos (Boletin de la Ac. de Ciencias F. M. y N. de Venezuela, Ano 28, T. 28, No. 79, Caracas, 1969).

CGS Coast and Geodetic Survey, U.S. Dept. of Commerce.

DEW Dewey, J. W., Seismicity and Tectonics of Western Venezuela, BSSA, Vol. 62, No. 6, pp. 1711-1751.

EDR Earthquake Data Report.

EGR Egred, Jose. Breve Historia Sismica de la Republica del Ecuador (1534-1965). Bol. Bibliogr. j de Geogr. y Oceanogr. Am. (I.P.G.H.) v. 4, Pte. Geof., Mexico, 1968.

FEB Febres, Tulio. Cronicon Sismico de los Andes Venezolanos. Archive de Historia y Var. T. II, Caracas, 1931, ps. 146-151.

FIE Fiedler, G., 1961, "Areas afectadas por terremotos en Venezuela" Memorias del Tercer Congreso Geologico Venezolano, Tomo IV, pp. 1791-1814, Caracas, 1961; and

Fiedler, G., 1961a, "El gran terremoto de El Tocuyo del 3 de Agosto de 1950 y el fenomeno mecanico en el foco" Memorias, III Cog. Geologic-Venezolano, Tomo IV, pp. 1787-1790; and

Fiedler, G., 1968, "Estudio Sismologico de la region de Caracas con relacion al terremoto del 29 de Julio de 1967" Boletin IMME, vol. 6 N°23-24, pp. 127-22; and

Fiedler, G., 1979a, "Die seismische Aktivitat in Venezuela in Zusammenhang mit den wichtigsten tektonischen Bruchzonen" Geol. Rundschau, v. 59, N° 3 pp. 1203-1215; and

Fiedler, G., 1972, "La Liberacion de energia sismica en Venezuela, volumenes sismicos y mapa de isosistas" IV Congreso Geologico Venezolano, Tomo IV, Caracas, 1972, pp. 2441-2462.

TABLE 4—(Continued)

G-R Gutenberg, B. and Richter, C., 1954, Seismicity of the Earth, Princeton University Press, Princeton, N.J., 310 p.

GRA Grases, Jose. Sismicidad de la Region Centroamericana asociada a la Cadena Volcanica del Cuaternario. Caracas, 1971.

_____La Sismicidad historica del Caribe: I. Documento de trabajo, 1502 hasta 1900. Caracas, 1971.

GS Geological Survey, U.S. Dept. of the Interior Denver, CO, USA.

GUC Departamento de Geologia y Geofisica de la Universidad de Chile.

HYP Hypo 71 (modified). Computer program HYPO 1971. Determinaciones de hipocentros mediante computador WAN por el Instituto Geofisico de los Andes Colombianos y por Ingenieria Tecnica y Cientifica-ITEC, Ltda. Bogota.

IGE Instituto Geofisico (Universidad Javeriana, Bogota). Determinaciones de epicentros hechas por el personal del Instituto mediante datos historicos antes de 1942 y mediant datos instrumentales despues de esa fecha.

IGO Instituto Geofisco del Peru, hypocenter data supplied by Dr. Leonidas Ocola.

IGH Instituto Geofisico del Peru, hypocenter data supplied by Dr. Daniel Huaco.

ISC International Seismological Center.

ISS International Seismological Summary, Kew, England.

JGG Grases, J., 1970, "El Terremoto de 1812 y sus efectos" Boletin IMME, vol. 8 N° 29-30, pp. 103-123; and

Grases, J., 1971, "La Sismicidad historica del Caribe" Documentos de trabajo, UCV, Caracas, 290 p; and

Grases, J., 1978, "El Terremonto del 21 de Octubre de 1766 que afecto el Oriente Venezolano". En prense, Caracas; and

Grases, J., 1979, Investigacion sobre los sismos destructores que han afectado el Oriente de Venezuela, Delta del Orinoco y regiones adyacentes. Proyecto INTEVEP, Febrero 1979, 2 vol.

JMA Japan Meteorological Agency, Tokoyo, Japan.

TABLE 4—(Continued)

MAR Margallo y Duquesne, Antonio, Antiguallas Curiosas, Santa Fe y Bogota. Ano IV, T. VII, No. 38, 1926, ps. 77-86.

MER Mercado, Pedro. Historia de la Provincia del Nuevo Reino y Quito de la Compania de Jesus, Biblioteca de la Pres. Bogota, 1957.

MOL Molnar, P. - Sykes, L. R. Tectonics of the Caribbean and Middle America Region from Focal Mechanisms and Seismicity. Geol. Soc. of Am. Bull., v. 80, No. 9, Sept. 1969, pp. 1671-1680.

MOS Moscow, RSFSR, USSR.

OAE Observatorio Astronomico de Quito, Ecuador.

OAU Observatorio Astronomico, Universidad de La Plata.

PER Perrey, A. Documents sur les Tremblements de Terre au Perou, dans la Colombie et dans la basin de l'Amazonie (1530-1857). Bull. Ac. Roy. Belgique, v. 7, pp. 1-134, Bruxelles, 1858.

_____Notes sur les tremblements de terre resenties en 1848-1851 avec supplements pour les annees anterieures 1852 ... 1877. Memoires de l'Ac. des Sc., Arts et B. Lettres de Dijon, A. 1879.

PSA Instituto Nacional de Prevencion Sismica (INPRES), Argentina.

R-I Used for intensities listed by Fr. J. E. Ramirez in Historia de los Terremotos en Colombia (Bogota, 1975) and interpreted by same Fr. Ramirez with other people of the Instituto Geofisico de los Andes Colombianos (Universidad Javeriana, Bogota) to give values in the Modified Mercalli scale.

RAM Ramirez, J. E., Historia de los Terremotos en Colombia, Bogota, 1975. Seg. ed. Instituto Geografico "Agustin Codazzi."

ROB Robson, G. R., 1964, An Earthquake Catalog for the Eastern Caribbean 1530-1960, Seism. Soc. America Bull., vol. 54, pp. 785-832.

ROT Rothe, J. P. in "The Seismicity of the Earth," 1953-1965 (Unesco), p. 74.

RUD Rudolph, E. - Szirtes, s. Das Kolumbianische Erdbeben am 31 Jannuar 1906. (Gerl. Beitr. zu Geoph. v. 11, Leipzig, 1919, pp. 132-190, 107-275).

SCB Observatorio de San Calixto, Bolivia.

TABLE 4—(Continued)

SCH Scheu, Erwin, Catalogue Regional des Tremblements de terre resentis pendant l'annees 1906 et 1907. Public. du B. C. de la Assoc. Int. de Seism. Serie B: Catalogues, Strasbourg, 1911-1912.

SIE Sieberg, A. Catalogue Regional des Tremblements de Terre resentis pendant l'annee 1908. Public, du B. C. de l'Assoc. Int. de Seism. Serie B: Catalogues, Strasbourg, 1917.

SIM Simon, Pedro, Noticias Historiales de las Conquistas de Tierra Firme en las Indias occidentales, Bibl. de Aut. Col. vs. 44-51. Ts. 1-9, Minist. Educ. Nac., Bogota, 1953.

SIS Proyecto SISAN, Instituto Geofisico del Peru, Lima, Peru.

SLM Stander, W. (1973), "Mechanism and Spatial Distribution of Chilean Earthquakes with relation to Subduction of the Oceanic Plate", Jr. Geoph. Res., v. 78, pp. 5033-5061.

SYK Sykes, L. R. and M. Ewing, The Seismicity of the Caribbean Region, Jr. Geoph. Res., vol. 70, no. 20, pp. 5067-5070.

TAB Tabor, L. L., Compilation of Seismic Data: Colombia and Adjoining Land and Sea Areas.

_____Compilation of Seismic Data: Panama and adjoining land and sea areas. J. A. Blume & Associates, San Francisco, CA, 1967.

TP Polo, J. T., 1898, Sinopsis de Temblores y volcanes del Peru, Sociedad Geografica de Lima, Ano VIII-Tomo VIII; and Polo, J. T., 1904, Sinopsis de Temblores del Peru, Sociedad Geografica de Lima, Ano XIV-Tomo XVI.

TRN Trinidad, W. I.

UPP Uppsala, Sweden.

VB Barriva, V., 1951, Los Terremolos de Arequipa, Tomo VII, Biblioteca "Arequipa."

VER Vergara y Velasco, Fr. Javier, Los Terremotos en Colombia. Anales de Ing. Ano. 7, Serie 1, v. X, No. 118, Bogota, 1898, ps. 186-192.

WB Bachmann, C., 1935, Fenomenos Sismicos Notables habidas en Lima en los cuatrocientos anos que tiena de fundada, Sociedad Geografica de Lima, Tomo LII; and Middendort, E. W., 1976 Observaciones y estudios del pais y sus habitantes durante mi permanencia de 25 anos, Tomo I, Lima, UNMSM Version Espanola.

TABLE 4—(Continued)

WCA WOODWARD-CLYDE & ASSOCIATES, 1969, "Seismicity and Seismic Geology of Northwestern Venezuela". A report to the Shell Company of Venezuelan, vols. I and II, June 1969.

TABLE 5—CODES FOR MAGNITUDE SOURCES

BRK Berkeley (Haviland), CA. USA. See Bath (1967) for a description of magnitude determinations.

CGS Coast and Geodetic Survey, USA. See Bath (1967) or U.S. Earthquakes for the desired year for a description of magnitude determination.

FIE Fiedler, G., 1961, "Areas afectadas por terremotos en Venezuela" Memorias de Tercer Congreso Geologico Venezolano, Tomo IV, pp. 179.-1814, Caracas, 1961; and

Fiedler, G., 1961a, "El gran terremoto de El Tocuyo del 3 de Agosto de 1950 y el fenomeno mecanico en el foco" Memorias, III Cog. Geologic-Venezolano, Tomo IV, pp. 1787-1790; and

Fiedler, G., 1968, "Estudio Sismologico de la region de Caracas con relacion al terremoto del 29 de Julio de 1967" Boletin IMME, vol. 6 N°23-24, pp. 127-22; and

Fiedler, G., 1979a, "Die seismische Aktivitat in Venezuela in Zusammenhang mit den wichtigsten tektonischen Bruchzonen" Geol. Rundschau, v. 59, N° 3 pp. 1203-1215; and

Fiedler, G., 1972, "La Liberacion de energia sismica en Venezuela, volumenes sismicos y mapa de isosistas" IV Congreso Geologico Venezolano, Tomo IV, Caracas, 1972, pp. 2441-2462.

GS U.S. Geological Survey, Denver, CO, USA. See the January issue of the Preliminary Determination of Epicenters for the desired year for a description of magnitude determination.

GUC Departamento de Geologia y Geofisica de la Universidad de Chile. See text accompanying catalog for a description of magnitude determination.

IGE Instituto Geofisico (Universidad Javeriana, Bogota). See text accompanying catalog for a description of magnitude determinations.

IGP Instituto Geofisico del Peru. See text accompanying catalog for a description of magnitude determinations.

JGG Grases, J., 1970, "El Terremoto de 1812 y sus efectos" Boletin IMME, vol. 8 N° 29-30, pp. 103-123; and

Grases, J., 1971, "La Sismicidad historica del Caribe" Documentos de trabajo, UCV, Caracas, 290 p; and

Grases, J., 1978, "El Terremonto del 21 de Octubre de 1766 que afecto el Oriente Venezolano". En prense, Caracas; and

TABLE 5—CODES FOR MAGNITUDE SOURCES

	Grases, J., 1979, Investigacion sobre los sismos destructores que han afectado el Oriente de Venezuela, Delta del Orinoco y regiones adyacentes. Proyecto INTEVEP, Febrero 1979, 2 vol.
JMA	Japan Meteorological Agency, Tokyo, Japan. See Bath (1967) for a description of magnitude determinations.
KAN	Kanamori, Hiroo, 1977, The Energy Release in Great Earthquakes, Jour. Geoph. Res., vol. 82, no. 20, pp. 2981-2987.
LAO	LASA array, Montana. See Needham and Steele (1969) for a description of magnitude determinations.
ISC	International Seismological Center. See Bath (1967) or the ISC Bulletins for a description of magnitude determination.
MAT	Matsushiro, Japan. See Bath (1967) for a description of magnitude determinations.
MOS	Moscow, USSR. See Bath (1967) for a description of magnitude determiantions.
OAE	Observatorio Astronomico de Quito, Ecuador. See text accompanying catalog for a description of magnitude determinations.
PAL	Palisades, NY, USA. See Bath (1967) for a description of magnitude determinations.
PAS	Pasadena, CA, USA. See Bath (1967) for a description of magnitude determinations.
PSA	Instituto Nacional de Prevencion Sismica (INPRES), Argentina. See text accompanying catalog for a description of magnitude determinations.
SCB	Observatorio de San Calixto, Bolivia. See Lee and Wetmiller (1978) and the text accompanying catalog for a description of magnitude determinations.
SIS	Project SISAN. See Ocola (1983 and 1984) for a description of magnitude determinations.
STL	Santa Lucia, Chile.
TAC	Tacubaya, Mexico. See Lee and Wetmiller (1978) for a description of magnitude determinations.
WCA	WOODWARD-CLYDE & ASSOCIATES, 1969, "Seismicity and Seismic Geology of Northwestern Venezuela". A report to the Shell Company of Venezuelan, vols. I and II, June 1969.

TABLE 6—MAGNITUDE SCALE CODE

B	Body-wave magnitude.
E	Estimated M_s magnitude based on macroseismic data.
G	Magnitude determined from Lg(Sg) waves at distance < 10 deg. (Bolivia).
K	Magnitude converted from MSK-intensity data using Gutenberg and Richter's (1956) formula.
M	Body-wave magnitude converted from MM-intensity data.
P	Body-wave magnitude converted from PAS magnitude.
S	Surface-wave magnitude.
W	Moment magnitude.

TABLE 7.—INTERPRETERS

AV	Angel Vega B.
BSSA	Bulletin of the Seismological Society of America
CAG	Cagigal station
CAR	Caracas
CGS	Coast and Geodetic Survey
EM	Estela Minaya R.
FIE	Gunther Fiedler
Fied	Fiedler, G. Valores dados en la escala MCS (Mercalli-Cancani-Sieberg).
FUNV	Funvisis, "Fundacion Venezolana de Investigacion Sismica", Caracas.
HEYO	Herd, D. G., Youd, T. L. et al. en "The Great Tumaco, Colombia, Earthquake of 12 December 1979" (SCIENCE, v. 211, j no. 4481, Jan. 1981, pp. 441-445).
IAEP	Irving Ayala y Edgar Paez.
ISC	Bulletins from the International Seismological Centre.
JCC	Juan Carlos Castano, Consultor Cientifico.
JE	Jose Egred.
JPGG	Jose Pablo Grases Galofre.
LF	Luis Fernandez.
MAL	Alfonso Malaver
MLU	Miguel Lugo (FUNVISIS)
NEIS	National Earthquake Information Service.
PHTP	Porfirio Huaco y Timoleon Palencia.
PMD	Pabon, M., Maldonado, F. y Duque, T.
RAM	Jesus Emilio Ramirez, S.J. - Valores dados en la escala Rossi-Forel.

TABLE 7—(Continued)

ROB	Catalogue of Robson.
ROT	Rothe.
SAL	Salas, Henry (Universidad Central de Venezuela)
TPRG	Timoleon Palencia y J. Rafael Goberna.
TRN	Trinidad station.
UTLO	Ursula Torres y Leonidas Ocola.
VC	Vinicio Caceres.
WC	Wilman Costa.
WCA	Woodward and Clyde Associates

TABLE 8—REFERENCES

101 Information received from Emique Silgado, Instituto Geofisico del Peru, Lima, Peru. Intensity values originally given on the MSK scale were converted to values on the MMI scale for this project.

102 E. Kausel, 1979, "Los Terremotos de Agosto 1868 y Mayo 1877 que Afectaron el sur de Peru y n Chile, Depto Geof., U de Chile.

103 F. Greve, documents on file with the Dept. of Geology and Geophysics, University of Chile, Santiago, Chile.

110 Archivo del Servicio Sismologico, Depto. de Geologia y Geofisica, U. de Chile.

201 INPRES (1978) Informe de las comisiones del Instituto Nacional de Prevencion Sismica que evaluaron los danos producidos por el terremoto de Caucete 23/11/1977.

202 Diarios y periodicos de la epoca.

203 INPRES (1975) Informe de las comisiones del Instituto National de Prevencion Sismica que evaluaron los danos producidos del terremoto de Oran del 17/08/1974.

204 INPRES (1974) Informe de las Comision del Instituto Nacional de Prevencion Sismica que evaluo los danos del sismo de Antofagasta de la Sierra del 23/11/73.

205 INPRES (1974) Informe de la comision del Instituto Nacional de Prevencion Sismica que evaluo los danos producidos por el terremoto de Salta - Jujuy del 23/11/73.

206 Estudio del Terremoto del Chaco del 15 de Octubre de 1968. F. Volponi, 1969.

207 El Terremoto de Santa Rosa (La Pampa) del 28 de Octubre de 1965 - Anales Sociedad Cientifica Argentina, 1967.

208 Zonificacion Sismica del la Republica Argentina, J. C. Castano, 1977.

209 Estudio desde el Punto de Vista Sismico de la Zona de Ubicacion de la Central Nuclear Embalse, INPRES, 1980.

210 Estudio Sismico de la Zona de Emplazamiento de la Central Nuclear Atucha II - Gil, Nafa, Zamarbide, Ingeniero Consultore.

211 Volcano y Terremotos -H. J. Harrington, 1944.

212 Terremoto de Sampacho (Cordoba), 10 y 11 de Junio de 1934, J. Olsacher, 1934.

TABLE 8—(Continued)

213 El Terremoto Sud-Mendocino del 30 de Mayo de 1929. F. Lunkenheimer - Observatorio Astronomico - Universidad de La Plata.

214 Historia del Senor y La Virgen del Milagro. Padre J. Toscano - Salta.

215 Historia Eclesiastica de Cuyo. Presbitero P. Verdaguer - Mendoza.

301 Unknown, 1650, Actas del Cabildo de Potosi, Arch. Nal. de Bolivia.

302 Lara, M.S., 1860, Cronicas Anonimas, Arch. Univ. Sta. Cruz.

303 Morales, J. A., 1925, Los Prim. 100 Anos de La Republica, Pub. en La Paz.

305 Gormaz, F. V., 1901, Algunos Naufragios, Santiago de Chile.

306 Unknown, 1884, La Industria: Dias 29-Sept. - 3 Y 6 - Dic. Sucre-Bolivia.

307 Unknown, 1909, Ignacio Teran Bol. Nal. de Estadistica, La Paz, pp. 48-52.

308 Unknown, 1890, La Estrella del Oriente - Diario, Sta. Cruz-Bolivia.

309 Arpiasu, A., 1909, Bol. Nal. de Estadistica, La Paz, pp. 47-48.

310 Unknown, 1931, Bol. Soc. Geografica de La Paz, La Paz Pub. n. 2.

311 De Ballore, M., 1916, Hist. Seismica de Los Andes Merid, Santiago-Chile, pp. 2-3.

312 Minaya, R. E., 1982, Intensidades Sismica en Bolivia, Arch. Sisra-La Paz

313 Descotes, et. al., 1973, Hist. Sismica de Bolivia, Geof. Panam. n. 2, pp. 251-781.

314 Unknown, 1920, El Heraodo: Dias 22-27-Dic., Cochabamba-Bolivia.

315 Unknown, 1931, La Patria: Dias 18-19 De Marzo, Oruro-Bolivia.

316 Unknown, 1942, El Imparcial: Dia 27-Dic., Cochabamba-Bolivia.

317 Unknown, 1948, La Razon: Dia 4-May, La Paz-Bolivia.

318 Unknown, 1958, El Diario: Dia 14-Ene, La Paz-Bolivia.

319 Unknown, 1959, El Pueblo: Dias 20-21 de Oct., La Paz-Bolivia.

320 Unknown, 1962, El Mundo: Dia 17-Sep., Cochabamba-Bolivia.

TABLE 8—(Continued)

321 Otero, R. A., 1972, Sismo en Cochabamba, Los Tiempos (Diario).

322 Rodriguez, R., 1976, Sismo del 22 de Feb. sur Cochab., San Calixto., pp. 1-30.

323 Vega, B. Angel, 1983, Sismo de Arque - Cochabamba, Def. Civil, pp. 1-25.

324 Unknown, 1976, Complementos de Hist. de Bolivia, Arch. San Calixto.

325 Vega. B. Angel, 1983, Sismicidad Regional Andina, Sra Archivos.

326 Vega, B. Angel, 1983, El Sismo de Oruro de 1982, Acad. Ciencias, pp. 1-61.

401 1947, Enrique Silgado F., Datos Sismologicos del Peru, Instituto Geologico del Peru, Ministerio de Fomento, Direccion de Minas y Petroleo, Boletin 3,01-42.

402 1947, Enrique Silgado F., Datos Sismologicos del Peru 1946, Instituto Geologico del Peru, Ministerio de Fomento, Direccion de Minas y Petroleo, Boletin 7,05-41.

403 1948, Enrique Silgado F., Datos Sismologicós del Peru 1947, Instituto Geologico del Peru, Ministerio de Fomento, Direccion de Minas y Petroleo, Boletin 11,05-41.

404 1949, Enrique Silgado F., Datos Sismologicos del Peru 1948, Instituto Geologico del Peru, Ministerio de Fomento, Direccion de Minas y Petroled, Boletin 13,07-39.

405 1952, Enrique Silgado F., Datos Sismologicos del Peru 1949-1950, Instituto Geologico del Peru, Ministerio de Fomento y Obras Publicas, Instituto Nacional de Investigacion y Fomento Mineros, Boletin 4,05-59.

406 1953, Enrique Silgado F., Datos Sismologicos del Peru 1951, Instituto Geologico del Peru, Ministerio de Fomento y Obras Publicas, Instituto Nacional de Investigacion y Fomento Mineros, Boletin 8,06-30.

407 1957, Enrique Silgado F., Datos Sismologicos del Peru 1952-1955, Boletin de la Sociedad Geologica del Peru, Tomo 29,05-71.

408 1977, Enrique Silgado F., Datos Macrosismicos de Terremotos Ocurridos en el Territorio Peruano 1912-1974, Centrol Regional de Sismologia para America del Sur, Lima, Peru .01-25.

409 1968, Julio Kuroiwa y Ernesto Deza, Danos Causados en Moyobamba por el Sismo del 19 Junio de 1968, Universidad Nactional de Ingenieria, Lima, Peru .01-13.

TABLE 8—REFERENCES

410 1972, Fernando Perales Calderon y Jorge Agramonte Bermejo, Reconominiento Geotecnico Entre Juanjui y Moyobamba con Motivo del Sismo del 20 de Marzo de 1972, Servicio de Geologia y Mineria, Oficina de Geologia Gene Ral, Lima, Peru. 01-33.

801 Ramirez, J. E. - "Historia de los Terremotos en Colombia", Bogota, 1975, y Terremotos Colombianos de Noviembre, 23, y Diciembre, 12, de 1979". (Instituto Geofisico de los A. Col.)

802 Fiedler, Gunther: "Areas afectadas por terremotos en Venezuela", Caracas, 1961.

803 Presa periodica archivada en el Instituto Geofisico, Bogota.

804 Instituto Geofisico de los Andes Colombianos (Universidad Javeriana); documentacion conservada en su archive.

805 Goberna, J. R. y Ramirez, J. E. - "Terremotos Colombiano de Noviembre, 23, y Diciembre, 12 de 1979. Informe Preliminar", Bogota, 1980.

806 Boletines Sismicos de las Estaciones sismologicas Colombianas (Instituto Geofisico de los Andes Colombianos, Bogota).

807 FUNVISIS: "Fundacion Venzolana de investigacion sismica", Caracas "El Sismo del Tariba del 18 de Octubre de 1981".

808 INFORMES especiales conservados en el archivo del Instituto Geofisico.

809 UNV - Universidad General Francisco de Paula Santander, Cucuta, Trabajo de grado sobre el Terremoto de Cucuta, Octubre, 17 de 1981, por los alumnos M. Pabon, F. Maldonado y T. Duque, Cucuta, 1982.

810 GRL - Universidad General Francisco de Paula Santander, Cucuta, Trabajo de grado sobre el Terremoto de Cucuta, Octubre, 17 de 1981, por los alumnos M. Pabon, F. Maldonado y T. Duque, Cucuta, 1982.

811 Universidad General Francisco de Paula Santander, Cucuta, Trabajo de grado sobre el Terremoto de Cucuta, Octubre, 17 de 1981, por los alumnos M. Pabon, F. Maldonado y T. Duque, Cucuta, 1982.

APPENDIX B

DESCRIPTION OF ENTRIES IN THE INTENSITY CATALOG

EVENT - The first section contains information describing the event. These data are the same as data given in the hypocenter catalog, but are repeated here for convenience. Sources for the data can be found in the hypocenter catalog.

Columns	Heading	Sub-heading	Description
3-10	IDENT		Unique identification code used to refer to the event.
3-4		CY	A two-letter code which identifies the country in which the event is located. The codes are as follows: AR - Argentina BO - Bolivia BR - Brazil CH - Chile CO - Colombia EC - Ecuador PE - Peru VE - Venezuela TT - Trinidad-Tobago
6-10		NUM	A five-digit number assigned to each event which, together with the country code, uniquely identifies the event.
16-25	DATE		Date on which the event occurred according to Greenwich Mean Time.
16-19		YR	Year
21-22		MO	Month
24-25		DA	Day
31-38	TIME		Time at which the event occurred according to Greenwich Mean Time. The time is always shown to the nearest second, but is not necessarily accurate to that level.
31-32		HR	Hour
34-35		MN	Minute

APPENDIX B (Continued)

Columns	Heading	Sub-heading	Description
37-38		SC	Second
44-80	EPICENTER		Epicenter of the event. Since the instrumental epicenter may not coincide with the highest intensity observed, the instrumental epicenter and epicenter derived from intensity data are both shown.
44-59		INSTRUMENTAL	Instrumental epicenter of the event.
65-80		INTENSITY	Epicenter of the event derived from intensity data.
86-88	DEP KMS		Focal depth in kilometers.
94-102	MAGNITUDES		Magnitude estimates.
94-96		M_s	Surface-wave magnitude.
100-102		m_b	Body-wave magnitude.
108-122	MAX INT		Maximum intensity. Up to three estimates may be included as described below.
108-110		OBS	Maximum intensity actually observed.
114-116		EST	Maximum intensity assigned using available intensity data. For example, if an event occurred offshore, observed on-shore intensity values may be used to estimate what the intensity at the epicenter would have been had it occurred on land.
120-122		COM	Maximum intensity computed from a magnitude.
128-130	NUM OBS		Number of intensity observations listed in following section.

APPENDIX B (Continued)

INTENSITY OBSERVATIONS - This section contains listings of observed intensities at various locations for the event described above.

Columns	Heading	Sub-heading	Description
2-49	LOCATION		Description of location of observation. The first two columns in this section are a country code, using the same codes as described under CY in the event description.
51-64	COORDINATES		Geographic coordinates of the location.
		LAT	Latitude given to hundredths of a degree. South latitudes are indicated as negative values.
		LONG	Longitude given to hundredths of a degree. West longitudes are indicated as negative values.
66-69	ELEV		Elevation in kilometers of the location. This information is included if available.
71-74	EPIC DIST		Distance (in kilometers) from the epicenter of the event to this location. This has not been computed for all events.
76-79	HYP DIST		Distance (in kilometers) from the hypocenter of the event to this location. This has not been computed for all events.
81-84	AZI		Azimuth from the epicenter to this location. This has not been computed for all events.
86-88	INT		Intensity observed at this location.
90-93	INTP		Initials of interpreters who determined the above intensity value. See Table 7 for an explanation of the initials.
95-109	REFERENCES		Up to four references are listed for the determination of this intensity. See Table 8 for a listing of these codes.
111-131	COMMENTS		Comments regarding the intensity determination.

ASPECTOS DE LA SISMICIDAD DEL TERRITORIO BRASILEÑO

J. Berrocal, M. Assumpção,
R. Antezana, C.M. Dias Neto,
R. Ortega, H. França e J. A. V.
Veloso.

RESUMEN

Los terremotos que han ocurrido en el Brasil desde 1560 hasta diciembre 1981, han sido catalogados por el Instituto Astronómico y Geofísico de la Universidad de Sao Paulo. Desde Enero de 1982 los datos se publican en la Revista Brasilera de Geofísica. De este catálogo, se han seleccionado los eventos principales para el catálogo SISRA.

La mayor parte de los datos han sido compilados de información macrosísmica. Para algunos eventos significativos que han ocurrido durante el último siglo se realizó investigación adicional en las localidades donde se sintieron los temblores. Este procedimiento permitió la construcción de mapas isosistas y la definición de las áreas sentidas. Los datos instrumentales existen para los eventos más recientes, especialmente aquellos que han ocurrido después de 1975 cuando la mayoría de las estaciones brasileñas fueron instaladas.

Durante el período de estudio ni un solo evento catastrófico ha ocurrido en el Brasil y pocos eventos han producido intensidades hasta de VII MM, causando efectos mas emocionales y preocupación que daños de consideración.

El territorio del Brasil ocupa la mayor parte del escudo Precámbrico de América del Sur con un bajo nivel de actividad sísmica típico de las regiones intraplaca; por lo tanto, una relación entre sismicidad y tectónica es compleja y no es fácilmente delineable. Sin embargo, es posible inferir la existencia de las siguientes regiones sismo-tectónicas: La región del Sur Este, la del Nor Este, la de Paragua-Araguaia, la región del Amazonas, la región del Sureste Oceánico, la región de Recôncavo Baiano y la región del norte del Maranhao.

ASPECTS OF THE SEISMICITY OF THE BRAZILIAN TERRITORY

ABSTRACT

Earthquakes which have occurred in Brazil from 1560 to December 1981 have been cataloged by the Instituto Astronómico e Geofísico of the Universidade de Sao Paulo. Since January 1982 the data are being published in the

---

Instituto Astronómico e Geofisico, Universidade de Sao Paulo, Brazil.

Revista Brasilera de Geofísica. From this catalogued, data of the principal events have been selected for the SISRA Catalog.

Most of the data have been compiled from macroseismic information. For some significant events occuring during the last 100 years, an effort was made to find additional macroseismic data in the localities were the tremors were felt. This allowed the construction of isoseismal maps and the definition of felts areas. Instrumental data exists for the more recent events, specially those which have occurred after 1975 when most Brazilian seismographic stations were installed.

During the period of study, not a single catastrophic event has ocurred in Brazil. A few events have produced intensities up to VII MM causing more emotional effects and concern than any significant material damage.

Brazil occupies most of the South American pre-Cambrian shield, having a low level of seismic activity typical of intraplate regions. A relation between seismicity and tectonics is complex and not easy to delineate. Nevertheless, it is possible to infer the existence of the following seismotectonic regions: The Southeast region, the Northeast region, the Paraguay-Araguaia region, the Amazonas region, the Southeast Oceanic region, the Recôncavo Baiano region, and the North of Maranhão region.

INTRODUCCION

El presente trabajo es una síntesis del libro "Sismicidad del Brasil" (Berrocal et al., 1984) que representa una recopilación de la actividad sísmica ocurrida en el Brasil hasta 1981. Los datos sobre los sismos ocurridos a partir de enero de 1982, en territorio brasileño están siendo publicados en la Revista Brasilera de Geofísica.

Esta investigación fue ejecutada por el Instituto Astronómico y Geofísico de la Universidad de Sao Paulo (IAG/USP) en convenio con la Comisión Nacional de Energía Nuclear (CNEN) y con la colaboración del Consejo Nacional de Desarrollo Científico y Tecnológico (CNPq) y de la Fundación para el Amparo de la Investigación del Estado de Sao Paulo (FAPESP).

Una de las tareas más importantes de esta investigación fue la dedimensionar los eventos sísmicos a través de sus intensidades y/o magnitudes y localizar sus posibles epicentros en base a los datos disponibles. Durante el análisis detallado de tales datos, algunas informaciones fueron cuestionadas, tanto en relación con los datos de ocurrencia de los eventos, cuanto acerca de las localidades afectadas y de los efectos observados. En varios casos fueron constatados errores en listas publicadas y, en otros casos, las informaciones de diferentes orígenes aparentemente se referían a un mismo evento.

Algunos relatos históricos que indican efectos inverosímiles causados por posibles eventos sísmicos y, principalmente, noticias sensacionalistas de los periódicos, exigieron largos debates entre los autores de esta investigación para conseguir un consenso sobre la interpretación de los datos. Los resultados que se presentan son fruto del análisis cuidadoso de los datos existentes y representan, principalmente en el caso de los datos macrosísmicos, la interpretación de los autores. Debe recordarse que la determinación de intensidad, a partir de las descripciones de los efectos de un sismo, es bastante subjetiva.

A fines de la década del 60 y durante la década del 70 fueron instaladas varias estaciones sismográficas en territorio brasileño, permitiendo desde entonces la detección y localización epicentral de los eventos ocurridos en el Brasil, muchos de los cuales de tan pequeña magnitud que no llegaron a ser sentidos.

Algunos eventos ocurridos en territorio brasileño fueron localizados con datos instrumentales cuyos parámetros se encuentran en los boletines sísmicos de circulación internacional, tales como el Boletín del International Seismological Summary (para el período 1913-1963) y el Boletín del International Seismological Center (a partir de 1964) y principalmente en el Earthquake Data File Summary, recopilado por el National Geophysical and Solar-Terrestrial Data Center del United States Department of Commerce, con datos de sismos ocurridos desde 1900.

El Boletín del International Seismological Center contiene algunos eventos cuyos epicentros fueron determinados por IASA en territorio brasileño, los cuales en realidad corresponden a las fases PmKP de los sismos ocurridos en otras regiones de la tierra (Assumpção, 1983).

1. DATOS MACROSISMICOS

Los datos macrosísmicos correspondientes a un determinado lugar son observaciones hechas por el hombre de los efectos causados por el pasaje de las ondas producidas por un sismo y corresponden principalmente a: sensaciones de las personas y animales, ruídos, desplazamiento de objetos y mobiliario, los efectos y daños en residencias y otras obras construídas por el hombre y desplazamiento del terreno o de otros efectos naturales. Los datos macrosísmicos definen el valor de la intensidad sísmica en el lugar de la observación por comparación con las escalas de intensidad aceptadas, tales como la Escala de Mercalli (IM) aquí utilizada. La clasificación correcta del valor de la intensidad depende, por eso, de la veracidad de los efectos macrosísmicos relatados.

Los levantamientos de datos macrosísmicos son indispensables en el caso de sismos antiguos no registrados por sismógrafos y en el caso de sismos ocurridos en regiones con muy baja densidad de estaciones sismográficas, ya que tales observaciones permiten dimensionar esos fenómenos y localizar sus probables epicentros. En algunos casos cuando no existen datos instrumentales de estaciones sismográficas próximas, los epicentros obtenidos con datos macrosísmicos son más precisos que los epicentros calculados con datos instrumentales de estaciones distantes. Así mismo los levantamientos macrosísmicos de eventos de magnitud apreciable permiten la construcción de mapas de isosistas. La distribución de las isosistas está relacionada con la magnitud

y profundidad del sismo, con su mecanismo focal y con las características geológicas y tectónicas del área afectada por el mismo. Por este motivo los levantamientos macrosísmicos detallados son útiles en los estudios de sismicidad y de sismotectónica. Ellos permiten en una determinada región determinar coeficientes de atenuación de intensidad y los niveles de sacudimiento sísmico que son utilizados en la definición de los parámetros que la ingeniería sismológica necesita para el diseño y la construcción de obras de ingeniería de gran tamaño.

Los datos de la mayoría de los sismos ocurridos en el Brasil corresponden a descripciones de efectos macrosísmicos, principalmente los ocurridos antes de la década del 70 cuando el número de estaciones sismográficas brasileras era muy pequeño.

Fueron consultadas todas las compilaciones publicadas sobre eventos sísmicos ocurridos en el Brasil tanto de trabajos específicos sobre sismicidad brasileña como relatos aislados de eventos sísmicos contenidos en la efemérides o en anuarios históricos. Entre las compilaciones consultadas pueden ser mencionadas las de Capanema (1859), Gama (1910), Branner (1912 y 1920), Sadowski et al (1978) y Haberlehner (1978). También fueron consultados trabajos sobre sismos ocurridos en determinadas regiones o localidades, tales como los de Silveira (1906 y 1920) que trata sobre los sismos de Bom Sucesso-MG, Sampaio (1916, 1919 y 1920) sobre los temblores de tierra de Reconcavo Baiano-BA y Sternberg (1953) sobre los eventos sísmicos sentidos en la región amazónica. Siempre dentro de lo posible fueron investigadas las fuentes originales mencionadas por esos autores.

Muchos eventos sísmicos, principalmente los ocurridos en el siglo XX, se encuentran relatados en los periódicos, tanto locales como de circulación nacional. Para conseguir toda esa información fue necesaria intensa investigación, principalmente en las bibliotecas y archivos de periódico, en las capitales y en otras localidades del Estado de Sao Paulo, Rio de Janeiro, Minas Gerais, Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, Espíritu Santo, Bahía, Pernambuco, Rio Grande Do Norte y Ceara. En esas expediciones fue posible obtener datos de algunos sismos más recientes a través de entrevistas personales.

Para varios eventos sísmicos fue posible conseguir abundante información que permitió realizar estudios detallados de sus características, localizar sus epicentros y determinar sus áreas afectadas. En algunos casos se pudieron construir mapas de isosistas. Entre tanto para la mayor parte de los sismos compilados no existe información suficiente que permita un estudio detallado. Inclusive hay casos en que los datos son tan pocos, tanto en relación con la fecha como en cuanto a los lugares afectados, que la ocurrencia de los temblores es cuestionada.

Todos los relatos originales, generalmente en lenguaje periodístico, están entremezclados con datos irrelevantes, y tuvieron que ser condensados a descripciones suscintas para cada evento, conteniendo únicamente los datos macrosísmicos de interés. Estas descripciones condensadas fueron analizadas individualmente por los autores para clasificar el tipo del evento (ver Tabla 1) y para determinar su intensidad. Posteriormente las evaluaciones individuales de la intensidad y la clasificación de los eventos fueron analizados en conjunto para obtener un consenso sobre los valores y la interpretación adoptada.

Una buena parte de los sismos compilados en este trabajo no fueron registrados por ninguna estación sismográfica, sea porque ocurrieron antes de 1900 cuando no había sismógrafos o porque tuvieron magnitudes muy pequeñas. Estos sismos sin registros instrumentales no pueden evidentemente tener sus magnitudes calculadas directamente. Es posible entre tanto estimar la magnitud de los mismos a través de relaciones empíricas entre magnitud y datos macrosísmicos, tal como la relación entre la magnitud y el área afectada por el sismo (es decir, el área donde el sismo fue sentido). Assumpção et al (1980) mostraron que se puede usar para el Brasil, preliminariamente, las relaciones entre áreas afectadas y magnitudes, establecidas para la región central y del Este de los Estados Unidos (región intraplaca como el Brasil). Las modificaciones posteriores de esa relación con datos de sismos ocurridos en el Brasil permiten llegar a las siguientes relaciones, que han sido usadas en este trabajo:

$$m_b = 1{,}63 + 0{,}60 \text{ Log } A_f \text{ , y}$$

$$m_b = 2{,}29 + 0{,}55 \text{ Log } A_{IV}$$

donde A_f = área total afectada en km^2, correspondiente a la isosista II MM,

y

A_{IV} = área de la isosista IV MM, en Km^2

TABLA 1. Criterios para clasificar los sismos con datos macrosísmicos.

CATEGORIA	CRITERIOS
A	Sismo con datos macrosísmicos que permiten construir mapas de isosistas y determinar el centro con buena precisión.
B	Sismo con datos macrosísmicos que permiten determinar el área afectada, evaluar las intensidades observadas, y determinar el epicentro con aceptable precisión.
C	Sismo con informaciones ciertas sobre su ocurrencia, algunas veces permitiendo evaluar intensidades observadas, pero no hay posibilidad de determinar el área afectada ni el epicentro, con precisión.
D	Evento dudoso, con fecha y localización incierta, no siendo posible tener certeza de su ocurrencia o sobre su naturaleza.
E	Temblor sentido en el Brasil como efecto de sismo distante, ocurrido en la región andina.
F	Dato falso en la fuente consultada.
R	Dato repetido correspondiente a otro evento descrito en la lista.

2. DATOS INSTRUMENTALES

Los datos instrumentales de los sismos ocurridos en territorio brasileño, incluídos en el catálogo SISRA, fueron recopilados de las siguientes fuentes:

a) Boletines sísmicos internacionales que utilizan datos de la red sismográfica internacional, incluídos sismos ocurridos en el Brasil de magnitud generalmente de 5.5 desde 1919 y mayores de 4.5 desde 1965.

b) Determinaciones epicentrales utilizando datos de estaciones sismográficas brasileñas, desde 1966.

Algunos de los sismos seleccionados de los boletines sísmicos internacionales ocurrieron en la primera mitad de este siglo y fueron registrados por pocas estaciones de tal manera que los epicentros determinados tienen una imprecisión muy grande, y algunos sismos mas recientes (después de 1968) cuyos epicentros fueron determinados únicamente por la array LASA, corresponden en realidad a fases PmKP (ondas refractadas y reflejadas en el núcleo terrestre).

El número de estaciones sismográficas en Brasil creció bastante en los últimos años. La primera estación (RDJ) fué instalada en Río de Janeiro en 1906, operando con componentes de período largo y, a pesar de los nuevos aparatos instalados a fines de la década del 50, tanto de período corto como largo, la estación RDJ opera con una ganancia bastante baja registrando un número reducido de sismos del Brasil.

En 1965 fué instalada la segunda estación sismográfica del Brasil en Natal (NAT), con componentes de período corto y largo, como parte de la red mundial de sismógrafos normalizados (WWNSS). Esta estación operó en Natal hasta 1976 y fué transferida en 1984 para Caicó, un lugar más adecuado, en el interior del Estado de Rio Grande do Norte.

En 1966 fue instalada la estación tipo array de Brasília, con componentes de período corto de óptima calidad, que vienen registrando una cantidad apreciable de temblores pequeños ocurridos en el Brasil.

A fines de 1975 fue instalada una red de estaciones portátiles en el área de Carmo do Cajuru - MG, para monitorear la sismicidad local probablemente inducida por el reservorio. En 1977 fue instalada una red de estaciones portátiles en el reservorio de Paraibuna-Paraitinga - SP.

En 1978 fue instalada la estación del IAG/USP en Valinhos - SP y la Red Sismográfica de Sobradinho - BA. Desde entonces varias otras estaciones fueron instaladas en el Brasil, principalmente en la región sudeste, contribuyendo sustancialmente a la detección de sismos brasileños. La Fig. 1 presenta las estaciones sismográficas actualmente en operación en el país.

Varios sismos fueron registrados en los últimos años por las estaciones brasileñas y sus epicentros y magnitudes fueron determinados por el IAG o en la Estación Sismológica de Brasília (ESB). Es probable que varios de estos sismos hayan sido sentidos, pero no fue posible recolectar tal tipo de información para todos ellos.

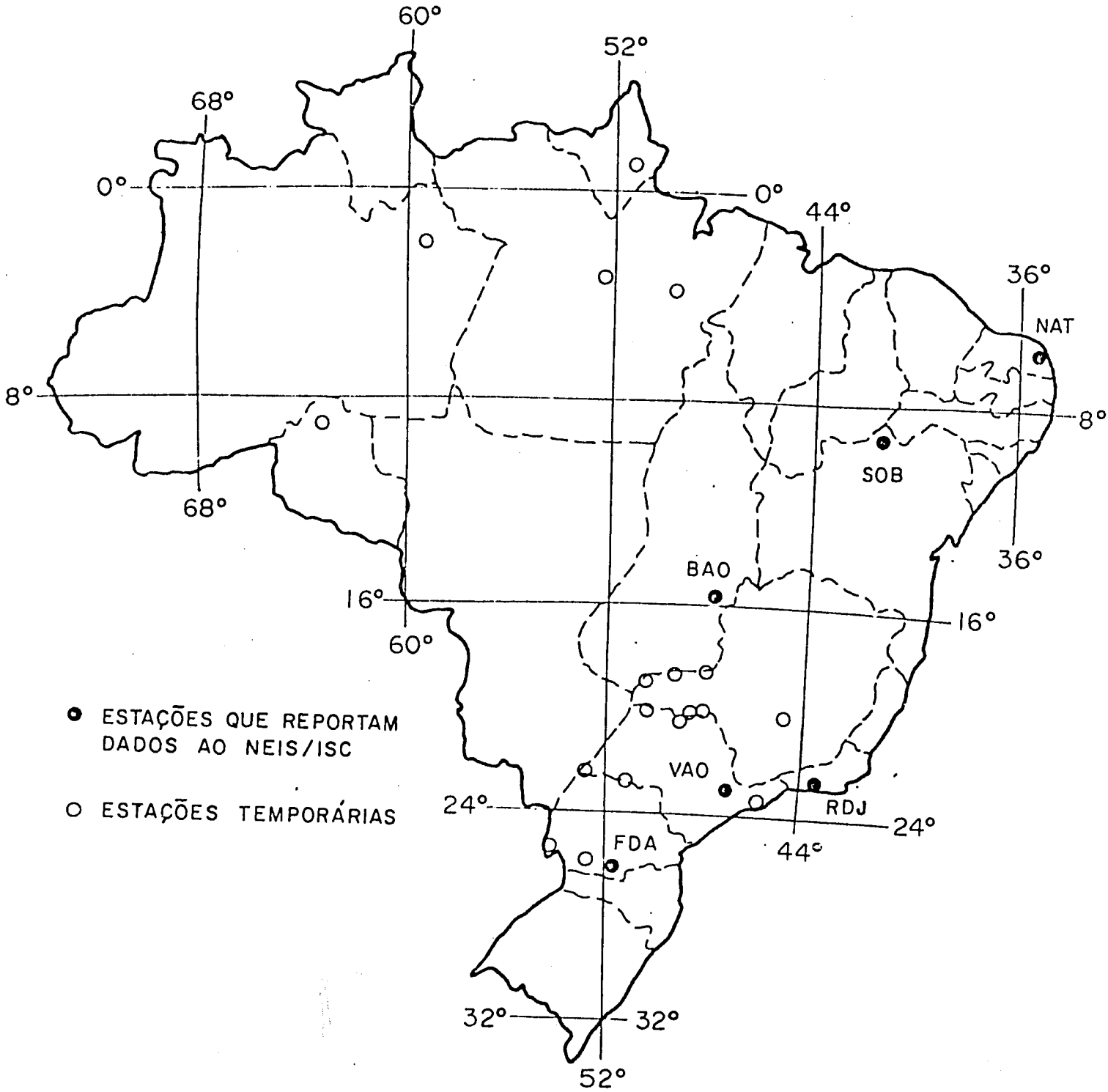


FIGURA 1 ESTACIONES SISMOGRAFICAS DEL BRASIL

El parámetro de magnitud de los sismos brasileños que se presentan en este trabajo corresponde normalmente a valores m_b contenidos en los boletines internacionales o convertidos del valor M_S a través de la relación adecuada.

El cálculo de m_b usando la relación definida por Gutenberg y Richter (1956), la de mayor uso en la actualidad, resulta en valores anormalmente grandes (una unidad por encima) para distancias menores de 2,000 Km, en regiones continentales de baja sismicidad, esto es al interior de placas tectónicas, como es el caso del territorio brasileño.

Una tentativa para calcular la magnitud m_b para sismos regionales superficiales en el Brasil (es decir a distancia menor de 2,000 km del foco, en la corteza) fue hecha por Assumpção(1983) obteniendo la siguiente ecuación:

$$m_R = \log V + 2,3 \log D - 2,28$$

donde:

m_R = magnitud, con datos regionales, correspondiente a m_b

$V = 2\pi A/T$ (A = amplitud y T = período de la ona P)

D = distancia epicentral en km ($200 < D < 1500$ km)

Esta escala de valores consistentes con los de m_b calculados por estaciones distantes de la red internacional.

3. ASPECTOS DE LA SISMICIDAD EN EL TERRITORIO BRASILEÑO

La actividad sísmica en el territorio brasileño era hasta recientemente considerada como de nivel despreciable, por ocupar el Brasil una gran parte de la plataforma Suramericana, considerada estable desde el punto de vista sismológico por la no ocurrencia de terremotos catastróficos en el país.

Por los resultados presentados en este trabajo y en otras compilaciones sísmicas recientes, es posible verificar que el nivel de actividad sísmica existente en territorio brasileño es significativo, como puede ser observado en el mapa de la Fig. 2.

Los sismos que ocurren en el Brasil, aunque no existen determinaciones hipocentrales muy precisas, deben ser en su gran mayoría de profundidad focal muy baja ($h < 33$ km), generalmente localizados en la corteza terrestre, encima de la descontinuidad de Mohorovicic, característica ésta de los sismos intraplaca. Solo en el Estado de Acre, cerca del límite con el Perú, ocurren sismos de foco profundo ($h > 500$ km).

Los datos macrosísmicos permiten verificar, a través de la extensión del área afectada, que los focos de los sismos en el Brasil son generalmente superficiales. En algunos casos, pueden ocurrir pequeños eventos en estratos geológicos bien próximos a la superficie (del orden de centenas de metros), con efectos sentidos en áreas muy restringidas en las inmediaciones del lugar de ocurrencia.

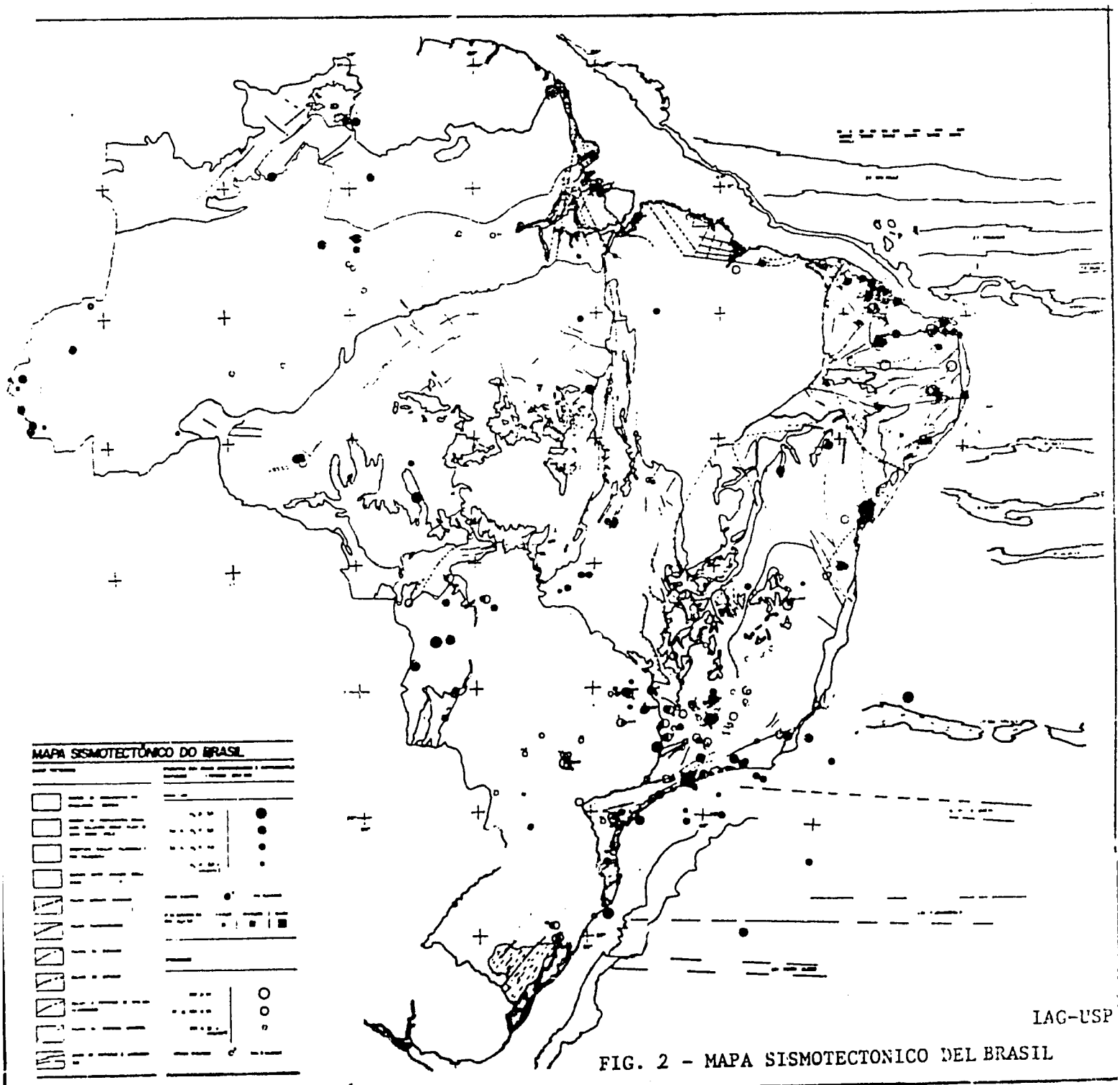


FIG. 2 - MAPA SISMOTECTONICO DEL BRASIL

Los sismos inducidos por pozos artesianos ocurren también a profundidades muy pequeñas (del orden de pocas centenas de metros), en tanto que los sismos inducidos por reservorios pueden alcanzar profundidades focales de unos pocos kilómetros y, dependiendo de la magnitud, pueden ser sentidos a decenas de kilómetros del epicentro.

Los sismos que son sentidos en áreas muy extensas, con radios del orden de centenas de kilómetros y con $m_b \geq 5,0$, como el sismo de Mogi Guaçu (SP) de 1922, o de Tubarao (SC) de 1939 o el ocurrido en Pacajus en Ceará el 20 de noviembre de 1980, deben tener profundidades focales entre 10 y 30 kilómetros más siempre dentro de la corteza terrestre. (Figs. 3, 4 y 5).

Los sismos de foco profundo (h > 300 km) que ocurren en el Acre, pertenecen al tectonismo profundo causado por la interacción de la placa Sudamericana y la de Nazca y normalmente no producen grandes efectos en la superficie terrestre, aún cuando algunos de ellos han sido sentidos con pequeñas intensidades.

Es probable que haya ocurrido, antes de la implementación de la actual red sismográfica nacional, sismos de magnitud significativa ($m_b \geq 4,0$) en regiones de baja densidad poblacional, como la región amazónica, y que inclusive algunos de ellos hayan sido sentidos en algunas localidades, más cuyos datos no llegaron a hacer noticia, y por lo tanto tales eventos difícilmente pueden ser catalogados. Un caso típico de esos eventos ocurre con el sismo de Redençao (PA) del 12 de noviembre de 1980, con $m_b = 4,7$, cuyos datos macrosísmicos hubieran pasado desapercibidos si no fuese por contactos directos con las localidades del área afectada, efectuados por el IAG, después de la determinación del epicentro con datos instrumentales.

Por este motivo, los datos de sismicidad de Brasil presentados en este trabajo constituyen, en el caso de eventos determinados con datos macrosísmicos, una muestra representativa de actividad sísmica real en las regiones más densamente pobladas como el Nor este, el Este y el Sudeste del País. Así mismo para los eventos detectados por estaciones sismográficas en la cobertura de territorio brasileño no es uniforme. Los eventos pequeños con magnitudes del orden de 3, pueden ser detectados solamente si ocurren cercanos a las redes sismográficas.

Los sismos más significativos ocurridos en el Brasil, determinados con datos confiables y de magnitud $m_b \geq 5,0$ o intensidades $\geq$ VI MM, están listados en la Tabla 2. En esta relación destacan 6 eventos que tienen magnitudes $m_b \geq 5,0$ y que ocasionaron intensidades $\geq$ VI MM, y que pueden ser considerados como los mayores sismos ocurridos en el Brasil.

En la Tabla 2 puede observarse que para un período de un poco más de 400 años son conocidos en el Brasil solamente 8 sismos con $m_b \geq 5,0$, de los cuales apenas dos con $m_b \geq 6,0$. Este nivel de sismicidad es obviamente muy bajo cuando se compara con los niveles de actividad de las regiones típicamente sísmicas, como es el caso de la región andina. En esa región ocurren anualmente 65 eventos con $m_b \geq 5,0$, de los cuales por lo menos uno tiene $m_b \geq 6,0$.

La enorme diferencia entre los niveles de actividad sísmica de la región andina y del territorio brasileño corresponden a diferencias del tectonismo actual entre las regiones más activas por la interacción de placas litosféricas (región andina) y las regiones intraplaca más estables (territorio brasileño)

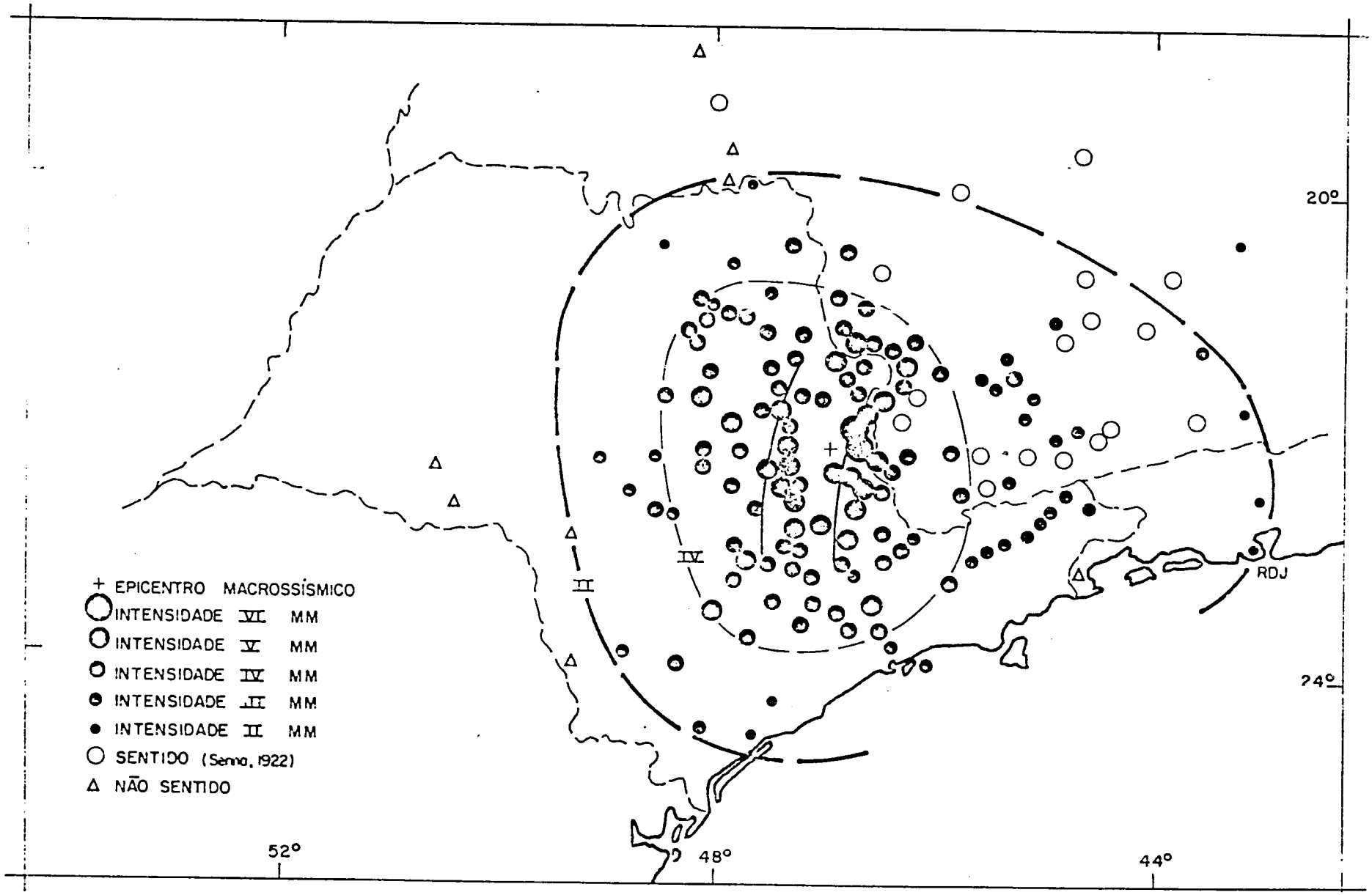


FIGURA 3.- SISMO DE MOGI GUACU - SP DEL 27.01.1922

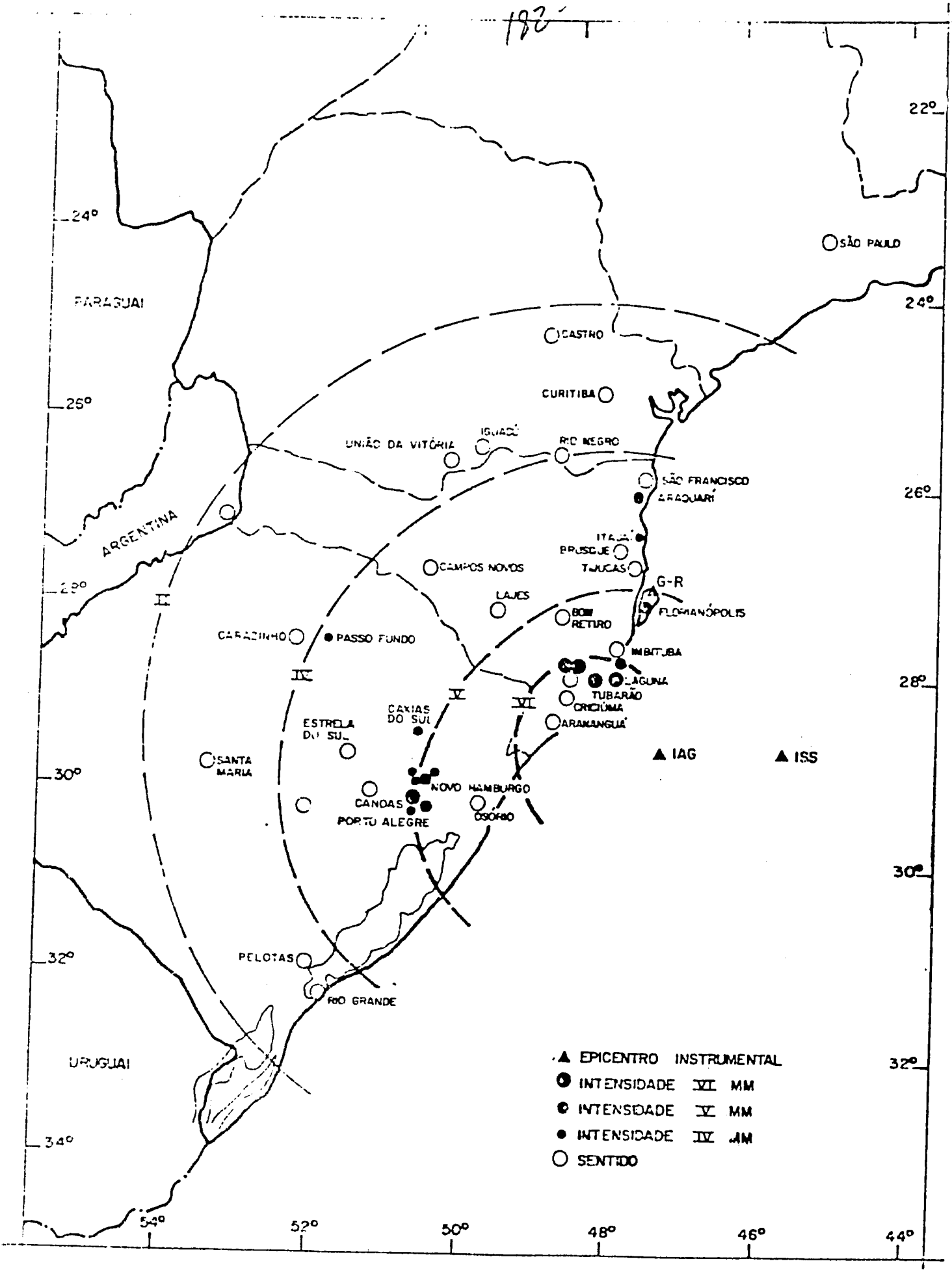


FIGURA 4 SISMO DE TUBARAO - SC DEL 28.06.1939

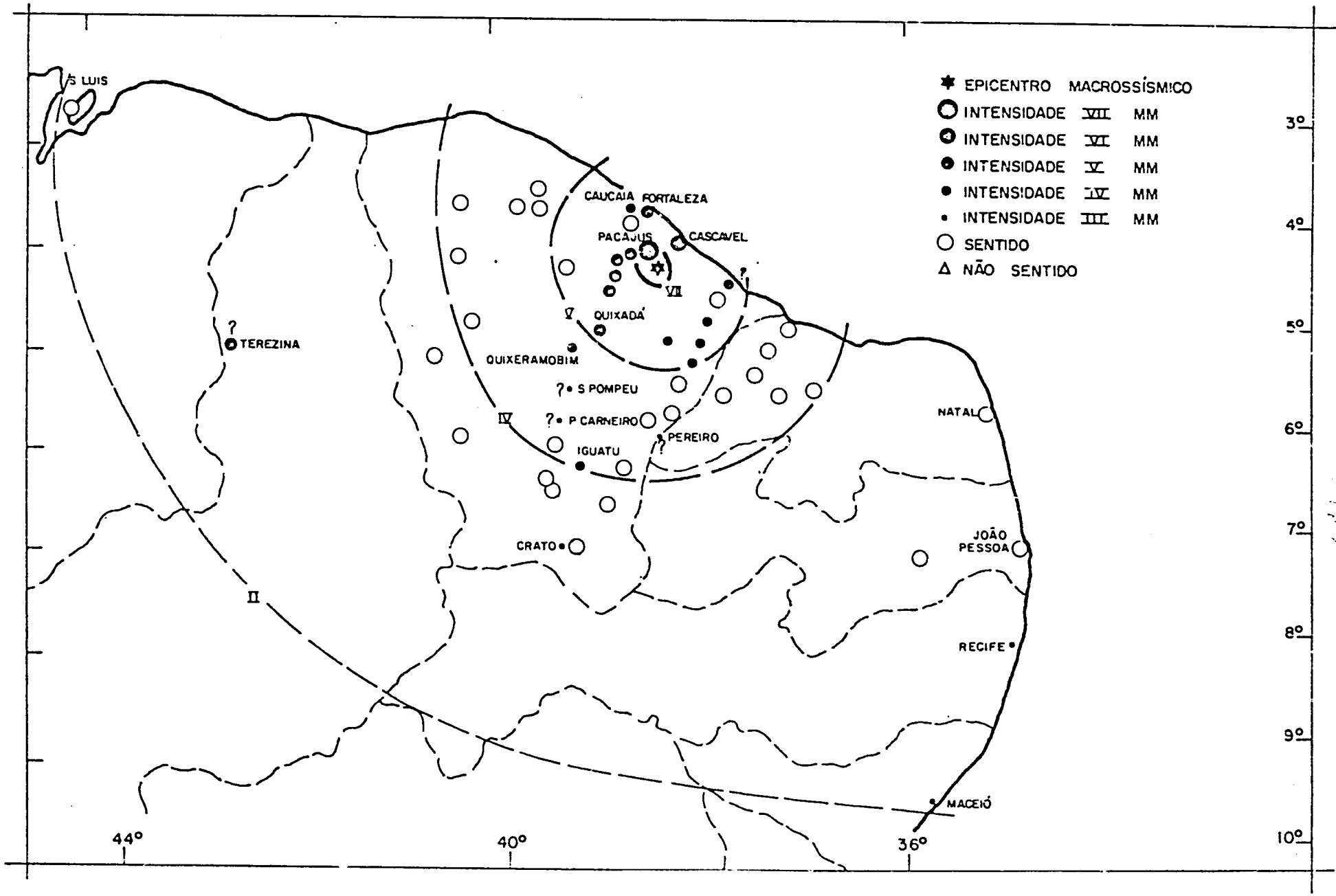


FIGURA 5 SISMO DE PACAJUS-LE DEL 20.11.1980

En consecuencia, el nivel de sismicidad del Brasil no señala índices de riesgo alarmante que puedan presentar situaciones de catástrofe, como las regiones típicamente sísmicas, para las cuales deben ser tomadas medidas preventivas de carácter general. En cambio, para casos específicos de obras de ingeniería de gran tamaño, tales como usinas nucleares o represas de grandes dimensiones entre otras, el nivel de sismicidad del territorio brasileño sí precisa ser considerado de modo adecuado.

TABLA 2. SISMOS IMPORTANTES (m_b 5,0 , I ≥ VI MM) OCURRIDOS EN EL BRASIL

FECHA	H. LOCAL	LOCALIDAD	ESTADO	INT. MM	MAG. m_b
08.08.1808	08h	Açu	RN	VI	4,8
14.02.1903	-	Baturité	CE	VI	4,1
15.02.1903	-	Baturité	CE	VI	4,1
16.02.1903	-	Baturité	CE	VI	4,1
22.03.1911	15h	I. de Itaparica	BA	VII?	
06.11.1915	15h 30min	I. das Fontes	BA	VI	4,0
07.11.1917	20h 25min	Rio Fundo	BA	VI-VII	4,3
23.11.1919	01h 20min	M. Reconcavo	BA	VII	4,2
31.01.1920	08h 10min	Bom Sucesso	MG	VI	4,0
*27.01.1922	03h 50min	Mogi Guaçu	SP	VI	5,1
14.04.1928	21h 59min	Aracati	CE	CI	4,0
*28.06.1939	08h 32min	Tubarao	SC	(VII)	5,5
17.09.1949	-	Oiapoque	AP	IV	5,0
31.12.1949	-	Lajes	RN	VI	-
*31.01.1955	02h 03min	Sa. Tombador	MT	(IX)	6,6
*28.02.1955	22h 46min	Fte. a Vitória	ES	(VIII-IX)	6,3
02.10.1963	-	Lajes	RN	VI	-
*13.02.1964	08h 21min	NW de MS	MS	(VII)	5,4
22.03.1967	21h 12min	Cunha	SP	VI-VII	4,1
12.01.1968	22h 55min	Sa. Macacos	RN	VI	3,9
15.02.1968	10h 20min	Sa. Macacos	RN	VI	4,1
23.02.1968	11h 23min	Sa. Macacos	RN	VII	4,6
07.11.1969	06h 28min	O. Atlântico	RS		5,0
16.07.1969		S.M. Suaçuí	MG	VII?	-
12.01.1970	01h 43min	Belém	PA	VI-VII	4,5
29.01.1970		S.C.Capibaribe	PE	VI	-
06.02.1970	08h	S.P. Suaçuí	MG	VII?	-
--.11.1970		Alagoinha	PB	VI	-
21.05.1971	13h	Capiv.Cachoeira	PR	VI	-
23.01.1972	00h 03min	C. do Cajuru	MG	VI	3,7
--.08.1972		Tuparecê	MG	VI	-
24.10.1972	12h 36min	Campos	RJ	(VI)	4,8
22.07.1973	18h 22min	Parazinho	RN	VI-VII	4,3
24.02.1974	00h 19min	Conc. Alagoas	MG	VI-VII	4,2
11.04.1974		Tuparecê	MG	VI-VII	3,7
15.12.1974	02h 14min	S.L. do Curu	CE	VI	3,3
18.05.1976	05h 30min	Ibicaraí	BA	VI	3,7
25.05.1976	05h 30min	Ibicaraí	BA	VI	3,7
16.06.1976	17h 00min	Prim. de Maio	PR	VI	-
25.02.1977	10h 40min	Riachuelo	RN	VI-VII	3,6
12.03.1977	04h	Ibaretama	CE	VI	-
*20.11.1980	00h 29min	Pacajus	CE	VII	5,2

* = sismos con m_b ≥ 5,0 y I ≥ VI MM.
(VIII) = intensidad inferida

4. REGIONALIZACION SISMICA PRELIMINAR DEL TERRITORIO BRASILEÑO

La relación entre sismicidad y tectónica en la región intraplaca, como es el caso del territorio brasileño, es compleja y difícil de precisar.

Esto se debe, por un lado, al bajo índice de actividad sísmica que normalmente presentan estas regiones, y en nuestro caso la dependencia del conocimiento de la actividad sísmica en la distribución de población y asimismo de las estaciones sismográficas, que no es satisfactoria, resultando en un levantamiento incompleto del número de sismos realmente ocurridos en territorio brasileño e impreciso en la localización epicentral de la gran mayoría de los eventos registrados instrumentalmente.

Por otro lado, la información tectónica necesaria debe cubrir los tiempos geológicos para la definición de zonas susceptibles a inestabilización. Esa información es más clara para los tiempos paleozóicos y mesozóicos, más deja que desear en relación con el Precámbrico; también, el importante campo de la Neotectónica apenas comienza a ser explorado en el Brasil.

En ese contexto, un ensayo de regionalización sismotectónica en el territorio brasileño sólo puede ser considerado de carácter preliminar y de nivel genérico.

En tanto, a pesar de esas dificultades, es posible delinear tentativamente algunos aspectos sismotectónicos del territorio brasileño.

Tres aspectos deben ser normalmente considerados en la interpretación de la sismicidad intraplaca, del detalle a lo general:

1. La liberación de las tensiones responsables de los sismos deben estar relacionados con las descontinuidades o con otras características geológicas, siendo las primeras las esenciales en el caso del Brasil.

2. Las tensiones actuantes en una corteza anisotrópica deben de ser redistribuídas, con concentraciones en zonas de fractura.

3. Las tensiones primarias deben de vincularse al movimiento de las placas litosféricas.

Actualmente, la existencia de descontinuidades de diferentes tipos, tamaños, sistemas, orientaciones y asociaciones, es un hecho comprobado. Entre tanto, la correlación de un sismo con una determinada descontinuidad requiere de una extrema cautela, dada la imprecisión de la localización del hipocentro, la ausencia de efectos observables en el terreno debidos al sismo, y la dificultad a definir entre varias la descontinuidad activa.

Algunos casos de correlación probable podrán ser relevados, como el lineamiento de Pernambuco, al cual se asociaría la actividad sísmica en Poxite, Caruaru y Floresta, o a la Falla de Cubatão, a la cual se podrían vincular algunos eventos del Sureste brasileño. Con todo, esos casos no significan necesariamente una correlación irrefutable, no habiendo reactivación de fallas, mereciendo estos casos estudios más profundos que puedan permitir conclusiones más convincentes.

La mayor parte de las consideraciones sismotectónicas han enfocado la correlación de sismos con zonas de fractura de la corteza. Diversas proposiciones han sido hechas (Sadowsky y Dias Neto, 1981) en relación a presuntos lineamientos de intrusiones alcalinas, arcos tectónicos, depósitos sedimentarios, fajas de plegamientos precámbricos, cinturones de cisallamiento proterozóico, zonas de fractura oceánica y sus supuestos reflejos en el continente, etc., como si paleoestructuras tan diversas, de diferentes edades, aun mantuviesen su actividad en porciones limitadas. Otras proposiciones más coherentes se fundamentan en la existencia de zonas de fractura, desarrolladas en eventos tectónicos pretéritos que pueden remontarse hasta el Arqueano, y dotadas de mayor susceptibilidad a reactivaciones (Hasui y Ponçano, 1978). La manifestación que envuelve ese tipo de evidencia ha sido llamada de tectónica resurgente. La reconstitución de esas manifestaciones intermitentes del lastre geológico, aún no muy sólido entre nosotros.

En todo caso, debe de admitirse que los sismos de carácter tectónico, o sea aquellos con profundidad focal del orden de varios kilómetros, deben estar asociados con características tectónicas importantes, preferencialmente fallas existentes, correspondiendo a zonas de fractura de la corteza, susceptibles de poder liberar tensiones acumuladas.

En cuanto a la vinculación al mecanismo de placas, esto es, al desplazamiento de la Placa Sudamericana, esta es más admitida que comprobada, los datos todavía son pocos y no muy coherentes.

Esta limitación natural, y ciertamente momentánea, fuerza la separación de los dominios sismotectónicos amplios que tienen en cuenta los grandes procesos tectónicos responsables por una significativa estructuración regional de la corteza. Estos procesos son:

1. La compleja evolución del Precámbrico y Paleozóico, con etapas de estabilidad y de actividad tectónica, en parte ha sido ya descrita. El evento termotectónico Brasiliano (Ca. 700-450 Ma) es por el momento considerado como responsable por los rasgos estructurales principales de la arquitectura tectónica del territorio brasileño, pudiendo separarse regiones por el afectadas y otras que se comportaron como bloques rígidos. En estos bloques cratónicos rígidos y en aquellas regiones movibles son observadas características estructurales más antiguas y otras fanerozóicas significativas.

2. La separación de los continentes suramericano y africano, que deja señas y cicatrices en toda la región costera del Brasil, en una extensión submarina de la porción continental del Sudeste y el área de la corteza oceánica adyacente.

3. La subducción de la placa de Nazca debajo de la placa sudamericana en la región occidental de América del Sur, afectando una pequeña porción del extremo oriental brasileño.

El mayor índice de actividad sísmica aparentemente está asociado con las regiones afectadas por el ciclo Brasiliano, destacándose entre estas:

a) La región que incluye la parte sur oriental del Sudeste Brasileño, extendida hasta los Estados de Paraná y Santa Catarina,

b) La parte nor oriental de la región Noreste, y

c) La porción occidental del Estado de Mato Grosso del Sur, el sur del Estado de Mato Grosso y la porción central del Estado de Goiás, que forman parte de la faja de plegamientos Paraguai-Araguaia.

Mientras tanto, es necesario resaltar que en las regiones cratónicas también ocurren eventos sísmicos significativos, siendo que el sismo de mayor magnitud registrado en el Brasil (m_b = 6,6 el 31 de enero de 1955) ocurrió en el interior del Cratón Amazónico, además de que alguna actividad no muy significativa fué observada en algunas partes del Cratón de San Francisco.

Las características tectónicas asociadas a la separación de los continentes sudamericano y africano, podrían ser responsables por la actividad sísmica existente en algunas porciones del litoral y en la porción oceánica del territorio nacional, siendo posible identificar las siguientes regiones sismotectónicas:

a) Bacia de Santos, Bacia de Campos y Alto Vitória-Trinidade,
b) Cobertura pos-paleozóica en la porción norte del Estado de Maranhão y Foz de Río Amazonas, y
c) Región de Reconcavo Baiano.

El efecto de la subducción en la región occidental de América del Sur, provoca, además de los sismos profundos (profundidad focal mayor que 500 km) en la frontera Brasil-Perú, algunos sismos de foco superficial en esa área limítrofe.

Por otro lado, es interesante notar que la Bacia do Paraná, lugar de intenso magmatismo basáltico contemporáneo a la abertura del océano atlántico, no representa un nivel de actividad sísmica significativo. La actividad sísmica en Bacia do Paraná, se limita principalmente a algunos casos de sismos inducidos por reservorios o pozos artesianos, logrando alcanzar una magnitud máxima m_b = 4,2 (sismo inducido por los reservorios de Volta Grande y Porto Colombia el 24 de febrero de 1974).

Otras regiones con índices muy bajos o ausentes de actividad sísmica, son las regiones de cobertura paleozóica o pos-paleozóica localizadas en: a) al sur de los Estados del Maranhao e Piauí, al nordeste del Estado de Goiás y oeste del Estado de Bahía; b) al este del Estado de Mato Grosso y al oeste del Estado de Goiás; y c) en el Estado de Rio Grande do Sul.

Es necesario recalcar una vez más que la interpretación sismotectónica efectuada arriba está basada en datos sísmicos que fueron posibles de ser catalogados en este trabajo. Así mismo, en regiones señaladas con índices muy bajos o ausentes de actividad sísmica podrían tal vez tener niveles diferentes de actividad sísmica que no fué posible catalogar, principalmente tratándose de regiones más remotas y de menor densidad demográfica.

En base a las correlaciones sismotectónicas descritas arriba es posible efectuar una regionalización sísmica preliminar del territorio brasileño.

De acuerdo con la cantidad y la distribución temporal de los eventos

sísmicos y de su probable correlación con provincias tectónicas conocidas, fueron determinadas las regiones sismotectónicas con diferente grado de caracterización.

A continuación se presentan las regiones sismotectónicas en orden descendente del grado de caracterización, señalando las principales características de cada una:

1) Región Sismotectónica del Sudeste

Esta región está constituída por la faja de Plegamientos Brasilianos que ocupa la parte sur-oriental del Sudeste Brasileño que se extiende hasta el litoral de los Estados de Paraná y Santa Catarina. La actividad sísmica en esta región incluye los eventos que ocurren desde el Sur de Bahía (Ibicaraí) hasta el litoral sur de Santa Catarina (Tubarão), así como los eventos que ocurren en el límite de la faja de plegamientos con la Bacia do Paraná y el Cratón de San Francisco.

Al sur de Bahía e incluído en esta región debido a la incertidumbre que existe acerca del límite norte de los plegamientos en esta región. El sismo de Tubarao-SC(28.06.1939) está incluído en esta región por motivos geográficos, aunque este evento podría tener alguna relación con el Lineamiento de Florianópolis.

Esta región presenta un mayor número de eventos conocidos que las otras regiones debido en parte a una mayor concentración poblacional y al mayor número de estaciones sismográficas instaladas en los últimos años.

Los sismos más significativos de esta región son los ocurridos en Mogi-Guaçu-SP (27.02.1922) con m_b = 5,1 e intensidad VIMM, en Tubarao-SC (28.06.1939) con m_b = 5,5 e intensidad epicentral inferida de VIIMM y en Cunha-SP (22.03.1967) con m_b = 4,1 e intensidad VI-VIIMM.

Esta región podría ser extendida hasta la parte oriental del Estado do Rio Grande do Sul, donde se prolonga la faja de Plegamientos Brasilianos, lo que incluiría la actividad sísmica próxima a Porto Alegre, probablemente asociada a esta provincia tectónica.

Los sismos de Bacia do Paraná no deben ser considerados dentro de esta región ya que no están asociados a la misma provincia tectónica, a pesar de que la bacia oculta grandes extensiones de dominio afectado por el Brasiliano y porque la mayor parte de ellos son inducidos por reservorios o pozos artesianos, presentando por lo tanto un mecanismo de liberación de energía diferente de los otros de esta región.

De esta misma manera deben ser excluídos los sismos de Carro do Cajuru-MG.

2) Región Sismotectónica del Nor-este

Esta región también está constituída por la porción de Plegamientos Brasilianos que ocupa la parte norte-oriental del Nor-este Brasileño (Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas e Sergipe). La actividad sísmica de esta región se concentra principalmente en la porción norte del Estado do Ceará, en la porción nor-este del Estado do Rio Grande do Norte y a lo largo del Lineamiento de Pernambuco.

Los sismos más significativos de esta región son los ocurridos en la Serra dos Macacos-RN (25.02.1968) con m_b = 4,6 e intensidad VIIMM, en Parazinho-RN (22.07.1973) con m_b = 4,3 e intensidad VI-VIIMM, en Riachuelo-RN (25.02.1977) con m_b = 3,6 e intensidad VI-VIIMM y en Pacajus-CE (20.11.1980) con m_b = 5,2 e intensidad VIIMM. Además de estos eventos ocurrieron varios otros con intensidad VMM.

3) Región Sismotectónica Paraguai-Araguaia

Esta región está constituída por la porción de Plegamientos Brasilianos, conocida como Faja Paraguai-Araguaia, que se extiende desde la parte occidental del Estado do Mato Grosso do Sul, continúa (parcialmente cubierta por sedimentos paleozóicos y post-paleozóicos) por el sur del Estado do Mato Grosso y ocupa la mayor parte del Estado de Goiás hasta la división con el Estado de Pará.

La actividad sísmica en esta región está concentrada principalmente en dos áreas: entre Campo Grande -MS y Cuiabá-MT y la porción central del Estado de Goiás.

Los eventos sísmicos de esta región, en su mayoría, de magnitud moderada (m_b ≈ 4,0) y con intensidades también moderadas (≈ VMM), destacándose los eventos ocurridos en Corumbá-MS (01.06.1919) con m_b = 4,9 e intensidad de VMM, en el MT de LS (15.02.1964) con m_b = 5,4 e intensidad epicentral inferida de VIIMM y en Pedenceo-PA (12.11.1980) con m_b = 4,7 e intensidad de V-VMM.

4) Región Sismotectónica del Amazonas

Esta región, aunque no bien definida, está constituída por los Escudos Brasil Central y Guianas y por la Bacia Amazónica, involucrando la totalidad de los Estados do Norte Brasileiro y centro-norte del Estado do Mato Grosso.

La actividad sísmica conocida de esta región se concentra en la Bacia Amazónica, principalmente entre la Foz do Río Amazonas y Manaus-AM y la frontera con el Perú, donde está caracterizada por sismos de magnitud moderada (m_b ≈ 5,0). Entretanto, esa concentración puede no reflejar la ocurrencia real de eventos sísmicos en esta región y depender de la distribución de la población a lo largo del río Amazonas. Otras concentraciones de actividad sísmicas son observadas en las áreas de los arcos de Iquitos y Purus, en la Bacia de Takutu y en el alto de Monte Alegre sugiriendo una vinculación con la evolución de la Bacia Amazónica.

En esta región ha ocurrido el mayor sismo del territorio Brasileño en la Serra do Tombador-MT (31.01.1955) con m_b = 6,6 e intensidad epicentral inferida de IXMM. Otros sismos significativos de la región son los ocurridos en Oiapoque-AP (17.09.1949) con m_b = 5,0 e intensidad IVMM, en Belém-PA (12.01.1979) con m_b = 4,5 e intensidad VI-VIIMM y en el nor-este de Ilha do Marajó-PA (02.06.1977) con m_b = 4,8.

En la frontera Perú-Brasil ocurren sismos con profundidad focal del orden de 500-700 km y grandes magnitudes (m_b ≈ 6,0) que corresponden al tectonismo profundo causado por la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sud-americana; estos sismos profundos no causan intensidades grandes (VMM) en la superficie.

Probablemente esta región podrá ser dividida en varias regiones sismotectónicas de menor extensión cuando su actividad sísmica sea mejor conocida.

5. Región Sismotectónica Oceánica del Sudeste

Esta región está comprendida por las Bacias de Santos y Campos y la porción occidental de los lineamientos del Atlántico Sur (Vitória-Trinidade,Rio de Janeiro, Florianópolis y Porto Alegre), y localizada frente al Sudeste Brasileño.

En esta región han ocurrido algunos sismos importantes como el del alto de Vitória-Trinidade, frente al Estado de Espíritu Santo (28.02.1955) con m_b - 6,3 e intensidad epicentral inferida de VIII-IXMM y el de Bacia de Campos, frente al Estado do Rio de Janeiro (24.10.1972) con m_b = 4,8 e intensidad epicentral inferida de VIMM. El sismo de Tubarão-SC (28.06.1939) con m_b = 5,5 e intensidad epicentral inferida de VIIMM podría ser incluído en esta región, no obstante que el mismo ha sido considerado como perteneciente a la Región Sismotectónica del Sudeste. Estos tres eventos fueron sentidos en la porción continental del territorio brasileño.

Varios otros eventos de pequeña magnitud (m_b -- 4,4) han ocurrido en esta región y han sido localizados con datos instrumentales de las estaciones sismográficas brasileñas instaladas a partir de la década del 70.

Es probable que los sismos de esta región ocurridos en la plataforma continental puedan ser asociados a la Faja de Plegamientos Brasilianos del Sudeste, suponiendo que la Faja tenga continuidad en la plataforma.

6. Región Sismotectónica de Reconcavo Baiano

Esta región está restrigida al área del propio Reconcavo Baiano-BA, que está constituído principalmente por cobertura tabular post-paleozóica de hasta 5,000 m de espesor en contacto con el Craton de Sao Francisco a través de fallamientos de carácter regional. La actividad sísmica de esta región ocurre principalmente en un período restringido, entre 1911 y 1919. Por este motivo esta región sismotectónica no puede ser bien caracterizada, ya que no hubo continuidad de actividad.

Los principales eventos que ocurrieron en esta región son de Ilha de Itaparica-BA (22.03.1911) con intensidad VIIMM, de Rio Fundo-BA (07.11.1917) con m_b = 4,3 e intensidad VI-VIIMM, y de Monte Recôncavo-BA (23.11.1919) con m_b = 4,2 de intensidad VIIMM.

Varios otros eventos con intensidades entre V y VIMM ocurrieron en esta región en el mismo período pero sus efectos casi siempre fueron restringidos al área de Reconcavo.

Las intensidades de estos eventos relativamente grandes, en comparación con las magnitudes de las pequeñas áreas afectadas, sugieren que los focos sísmicos tendrían que ser muy superficiales (del orden de pocos kilómetros).

7. Región Sismotectónica del Norte do Maranhao

Esta región está limitada a la porción norte del Estado do Maranhão que

está constituída por cobertura post-paleozóica (Bacias Barreirinhas, São Luis y Bragança) y por el arco Guamá-São Vicente Ferrer-Urbano Santos.

La actividad sísmica observada en esa región se restringe a algunos pocos eventos sentidos en São Luis-MA y localidades próximas. El sismo más significativo de esta región es de Itapicuru-Mirim-MA (05-04-1871) con intensidad V-VIMM. Eventos de menor relevancia ocurrieron hasta 1909. Recientemente algunos eventos han sido localizados en esta región con datos instrumentales, pero con errores de localización muy grandes.

El bajo nivel de actividad sísmica en esta región, así como su falta de continuidad, no permiten caracterizar con mucho criterio esta región sismotectónica.

La regionalización sísmica efectuada en este trabajo representa apenas una etapa preliminar en el estudio e interpretación de la sismicidad del territorio brasileño, que debe continuar con la actualización del catálogo de sismos brasileños y que debe estar vinculada al avance del conocimiento de zonas de fracturas de la corteza, antes que de características estructurales particulares con las cuales la correlación es difícil, para de este modo posibilitar interpretaciones sismotectónicas menos circunstanciales.

De ese modo los subsidios que el presente trabajo puede ofrecer a importantes sectores de Ingeniería y al desarrollo de la Neotectónica en el Brasil, deben ser incrementados.

REFERENCIAS

ASSUMPÇÃO, M.; DIAS NETO, C.M.; BERROCAL, J.; ANTEZANA, R.; FRANÇA H.; ORTEGA, R. - 1980 - Sismicidade do Sudeste do Brasil An. 31° Congr. Bras. Geol., 2:1075-1092.

ASSUMPÇÃO, M. - 1983 - PmKP Phases Misidentified by LASA as Brazilian Events. Geophys. J.R. astr.Soc., 72:265-271.

BERROCAL, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ANTEZANA, R.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H.; VELOSO, J.A.V. - 1984 - Sismicidad do Brasil. Instituto Astronómico e Geofísico. 360 pp.

BRAMER, J.C., - 1920 - Recent Earthquakes in Brazil. Bull. Seism. Soc. Am. 10:90-104.

CAPANEMA, G.S. - 1859 - Quais as tradicoes, ou vestigios geológicos que nos levem a certeza de ter havido terremotos no Brasil. Rev. Inst. Hist. Geogr. Bras., 22:135-159.

GAMA, A. - 1910 - Tremores de terra no Brasil e sua origem provável. An. 1° Congr. Bras. Geogr., Rio de Janeiro, 4: 153-178.

GUTENBERG, B.; RICHTER, C.F. - 1956 - Magnitude and energy of eartquakes. Annal di Geofisica, 9:1-15.

HABERLEHNER, H. - 1978 - Análise sismotectonica do Brasil, notas explicativas sobre o mapa sismotectônico do Brasil e regioes correlacionadas. An. 2° Congr. Bras. Geol. Eng. 1: 297-329.

HASUI, Y.; PONÇANO, W.L. - 1978 - Geossuturas e sismicidade no Brasil. An. 2° Congr. Bras. Geol. Eng., 1:331-338.

SADOWSKI, G.R.; CSORDAS, S.M.; KANJI, M.A. - 1978 - Sismicidade da plataforma brasileira. An. 30° Cong. Bras. Geol., Recife, 5: 2347-2361.

SADOWSKI, G.R.; DIAS NETO, C.M. - 1981 - O Lineamento Sismo-Tectônico de Cabo Frio. Rev. Bras. Geoc., 11(4): 209-212.

SAMPAIO, T. - 1916 - Movimientos Sísmicos na Bahia de Todos os Santos. An. 5° Congr. Bras. Geog. - 357-367 pgs.

SAMPAIO, T. - 1919 - Tremores de terra no reconcavo da Bahia de Todos os Santos. Rev. Inst. Geogr. e Hist. da Bahía, 26,45:211-222.

SAMPAIO, T. - 1920 -Tremores de terra na Bahia em 1919 - Rev. do Inst. Geogr. e Hist. da Bahia, 27,46: 183-195.

SILVEIRA, A.A. - 1906 - Os tremores de terra em Bom Sucesso. Imprensa Oficial do Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte 137 pgs.

SILVEIRA, A.A. - 1920 - os tremores de terra em Bom Sucesso. Imprensa Oficial do Estado de Minas Gerais, Belo Horizonte 2° Volume, 197 pgs.

STERNBERG, H.O. - 1953 - Sismicidade e Morfologia na Amazonia Brasileira. Boletim Geográfico. Bol. 117, ano XI, pg. 595-600.

SISMICIDAD SUPERFICIAL EN CHILE CENTRAL

Mario Pardo P. *
Patricio Acevedo A.

RESUMEN

Se estudia la sismicidad superficial (0-30 km.), en la zona de Chile Central comprendida entre las latitudes 32°-34.5° Sur, determinando su distribución espacial, mecanismos de foco y su correlación con la tectónica y geología regional.

La zona en estudio es de gran importancia para el país debido a su alta densidad de población y gran desarrollo de obras de ingeniería civil y minas, por lo que el mejor conocimiento de la actividad sísmica superficial es fundamental para evaluar el peligro sísmico, importante en el diseño de obras de infraestructura.

La información obtenida, es también importante para mejorar los modelos de sismotectónica regional.

Se observan zonas anómalas de alta sismicidad superficial asociadas a posibles fracturamientos de la corteza tanto oceánica como continental, debidas a esfuerzos generados principalmente por el proceso de subducción.

SHALLOW SEISMICITY IN CENTRAL CHILE

ABSTRACT

Shallow seismicity (0-30 km.), is studied in the zone of Central Chile between the latitudes 32°- 34.5° south. The spatial distribution, focal mechanisms and correlation with tectonics and regional geology is determined.

The zone under study is very important for the country due to its high density of population and development of projects related to civil and mine engineering. A better knowledge of the shallow seismic activity is fundamental for the evaluation of seismic hazard which is important in the design of engineering projects.

The information obtained is also useful for improvement of the regional seismotectonics models.

Anomalous zones of high shallow seismicity are observed, associated with possible fractures of the oceanic and continental crust, due to stresses generated mainly by the subduction process.

---

* Departamento de Geofísica, U. de Chile, Santiago.

INTRODUCCION

Chile Central entre las latitudes 32°- 34.5° Sur, es la zona de más alta densidad de población del país, perteneciendo a ella importantes ciudades como Santiago, Valparaíso, San Antonio, Rancagua, San Felipe y otras.

Grandes obras de ingeniería civil en construcciones urbanas, caminos, puentes y embalses están asociadas a estas ciudades, así como tranques de relavo y obras de infraestructura están relacionadas con importantes minas, principalmente de cobre en la región.

El presente trabajo pretende estudiar las características de la sismicidad superficial (o - 30 km.) en la zona, su distribución espacial , mecanismos de foco y posible correlación con geología regional y tectónica, con el objeto de considerarlos con mayor detalle en la evaluación del peligro sísmico.

DATOS UTILIZADOS

Se usaron los datos de sismicidad superficial recopilados en el catálogo de Hipocentros para Chile del proyecto SISRA entre 1906 - 1981, los cuales se presentan en la figura 1 (a).

Debido a que estos datos solo son completos para magnitudes $m_B \geq 5.0$, se determinaron los hipocentros de todos los sismos superficiales para el año 1983 registrados por el Servicio Sismológico de la Universidad de Chile, estos se presentan en figura 1 (b).

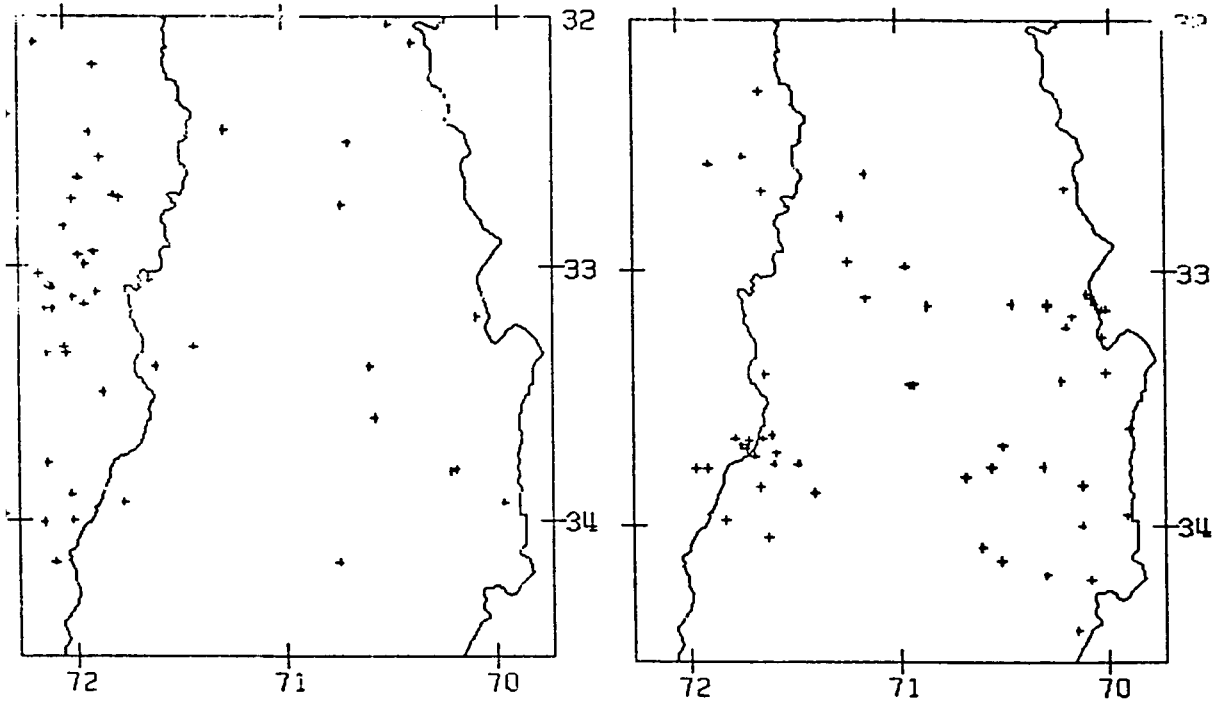
Se observa claramente la mayor densidad de sismos determinados para 1983, lo que se debe exclusivamente al mayor número de estaciones sismológicas en la zona, evidenciando la importancia de disponer de redes locales.

La red de estaciones locales en Chile Central se muestra en la figura 2, formada hasta el momento por 12 estaciones sismológicas, todas con registro en Santiago en las oficinas del Servicio Sismológico. Se tiene una estación completa de seis componentes (PEL), que también forma parte de la red WWSSN y se envía por telemetría a Santiago, SAN con tres períodos cortos y un vertical de período largo, el resto son estaciones telemétricas de una sola componente, vertical de período corto , ocho de las cuales son financiadas por la Comisión Chilena de Energía Nuclear en un proyecto conjunto con la Universidad de Chile. El control de tiempo es común para todas por medio de un reloj satelítico.

HIPOCENTROS Y MECANISMOS DE FOCO

Los hipocentros de los sismos ocurridos en 1983, fueron determinados utilizando un programa basado en el método de Geiger para primeras llegadas, el cual permite además la obtención de mecanismos de foco para sismos cercanos. Este programa fue desarrollado por P. Acevedo (1983).

La estructura utilizada en la determinación de hipocentros corresponde a un modelo simple de dos capas sobre un semiespacio obtenido para Chile Central por Acevedo y Pardo (1983), Tabla 1.



(a) (b)

Fig. 1 Sismos superficiales (0-30 Km).
(a) Catálogo de hipocentros chilenos SISPA.
(b) Determinados por el Servisio Sismológico de la Univ. de Chile para 1983.

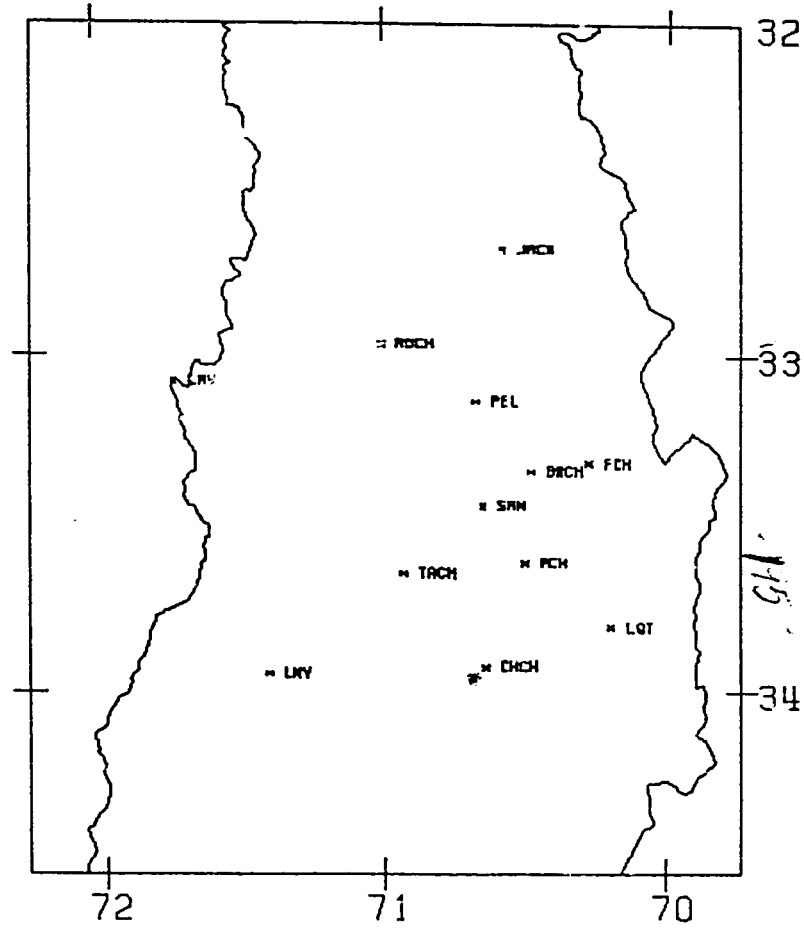


Fig. 2 Red local de estaciones sismológicas dependientes del Servicio Sismológico de la Univ. de Chile

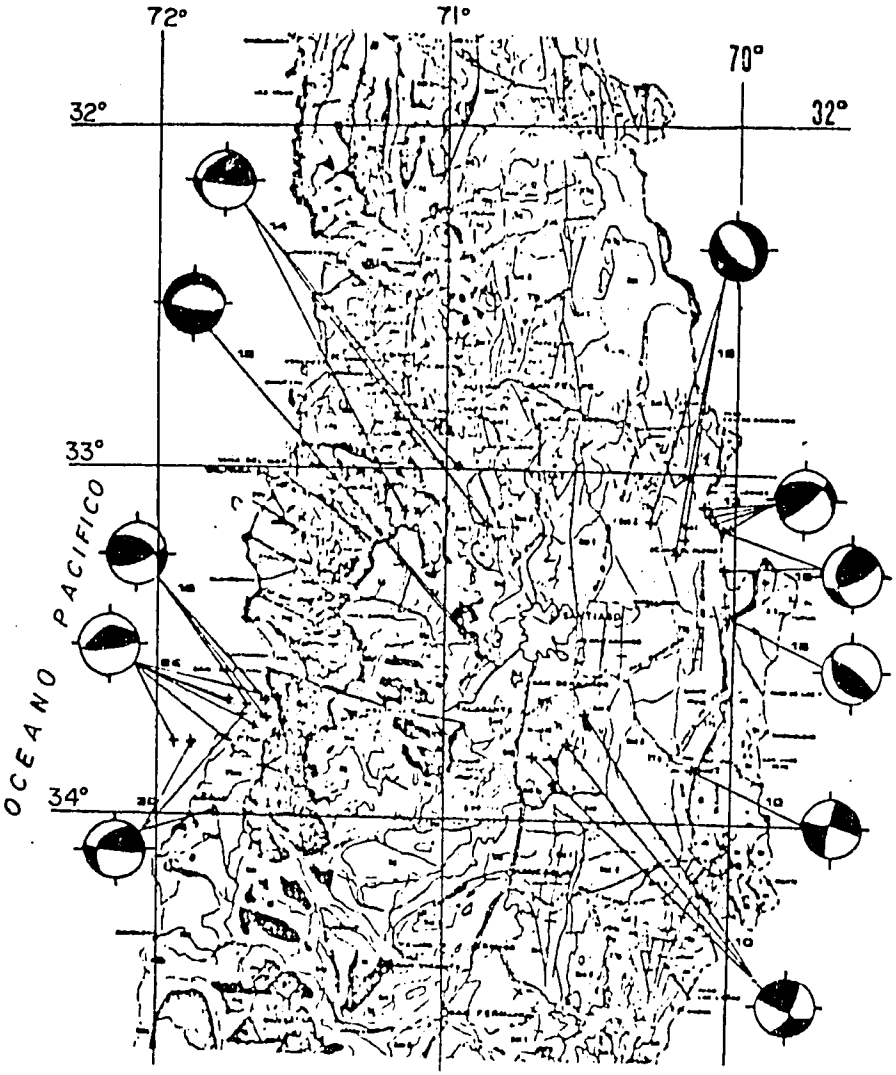


Fig. 3 Mecanismos de foco de sismos superficiales en Chile Central. Base mapa Geológico de Chile.

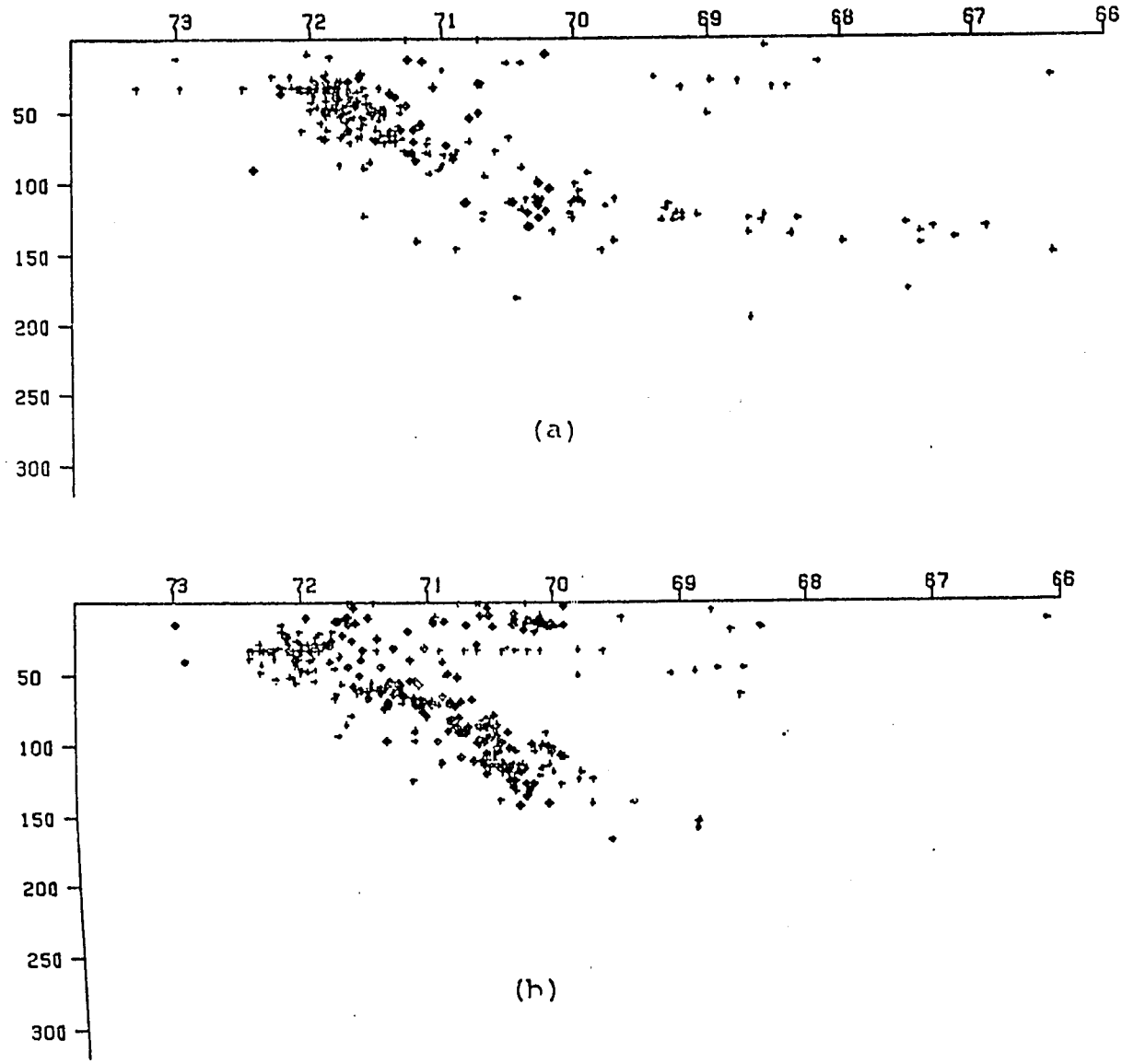


Fig.4 Perfiles verticales de sismicidad en profundidad. (a) Norte de los 33° latitud Sur. (b) Sur de los 33° latitud sur.

Profundidad base de la capa (km.) ± 3.0	Velocidad de onda P. (km./seg) ± .2
17.5	5.5
37.5	7.0
Semiespacio	8.1

Tabla 1.- Modelo de estructura cortical en Chile central.

Los mecanismos de foco de sismos de 1983 más el del importante sismo del 04 de Septiembre de 1958 en las Melosas (M_S = 6.9) se presentan en figura 3.

DISCUSION

Análisis de las figuras 1 (a) y (b), indican zonas anómalas de alta sismicidad superficial.

(1) Paralelo a la costa en la región interplaca oceánica-continental, los sismos están relacionados directamente al proceso de subducción. La importancia de estos sismos es evidente en la evaluación del peligro sísmico. Históricamente se tienen sismos mayores de magnitud $M_S > 8.0$ (Valparaíso 1906). La distribución de hipocentros es consistente con el modelo de subducción.

(2) En la corteza continental, se observan concentraciones en la zona de San Antonio. Su distribución de epicentros y mecanismos de foco, con posibles planos de falla en dirección Noreste - Suroeste, se pueden correlacionar con la falla de San Antonio - Melipilla del mapa Geológico de Chile. No hay antecedentes históricos de grandes sismos asociados a esta falla.

(3) En la precordillera, los sismos superficiales se concentran en zonas de pasos cordilleranos y están asociados de acuerdo a sus mecanismos de foco, a posibles fallas gravitacionales de dirección preferencial Norte-Sur, como las mapeadas en la carta geológica de Chile. A esta zona corresponde el sismo de las Melosas del 04 de Setiembre de 1958 con M_S = 6.9 que produjo intensidad máxima de X, y VI - VII en Santiago.

(4) Alrededor de los 33° de latitud Sur, se observa una lineación de la sismicidad superficial en dirección Este-Oeste, la cual podría ser un efecto superficial del fracturamiento y cambio de inclinación y dirección de la placa oceánica en subducción bajo Chile central. Esto se evidencia si se proyecta en perfiles verticales la sismicidad en profundidad. Figura 4 (a), (b). Al Norte de los 33° la subducción es prácticamente sub horizontal llegando hasta los 66° de longitud Oeste, al Sur de los 33° la placa oceánica cambia su inclinación y rota llegando solo hasta los 68° de longitud, permitiendo la existencia de astenósfera interplaca oceánica y continental, que da origen al volcanismo que se prolonga hacia el Sur del país. Otra evidencia geológica del fracturamiento de la placa oceánica, es el término de los valles longitudinales y comienzo de valles transversales.

CONCLUSIONES

La actividad sísmica superficial en Chile Central, se distribuye espacialmente en forma no homogénea concentrándose en zonas bien definidas.

La cercanía de estas zonas a centros urbanos importantes, compañías mi-

neras y grandes obras de ingeniería, ligado a la historia sísmica que indica grandes sismos en el pasado, evidencian la necesidad de considerarlas en forma especial en la evaluación del peligro sísmico.

La existencia de una red local de estaciones fué fundamental para mejorar el detalle y precisión en la determinación de los parámetros sísmicos y mecanismos focales.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la colaboración de UNESCO por el financiamiento de transporte de uno de los autores (Mario Pardo) para la presentación de este trabajo en la Reunión General del Proyecto SISRA, realizada en San Juan, Argentina , del 24 al 29 de Septiembre de 1984.

REFERENCIAS

P. ACEVEDO Y M. PARDO (1983). Estructura cortical de Chile Central (32.5° - 34.5°S). En prensa Revista TRALKA, Vol. 2, N° 3.

SISMICIDAD HISTORICA DE LOS ANDES VENEZOLANOS. UNA EXPOSICION SUCINTA DE LOS MAPAS DE ISOSISTAS PRODUCIDOS PARA LOS PRINCIPALES EVENTOS DESTRUCTORES (I_o max $\geq$ VII)

M.A. Lugo *

RESUMEN

La sismicidad de los Andes Venezolanos ha sido reevaluada, produciéndose nuevos mapas de isosistas, a escala 1:250.000 para eventos destructores en la región, a saber: sismos de 1610, 1812, 1849, 1875, 1894, 1932, 1957 . Se utilizó la versión revisada de la Escala Modificada de Mercalli, realizada por R.J. Brazee (NOAA, 1978). La incorporación de información sobre efectos geológicos conocidos, asociados con la sismicidad, a los mapas de isosistas producidos, ha servido para reconocer en alguna medida el papel morfogénico de la sismicidad en esta región; así como también, de ayuda en previsión de tipos de riesgos geológicos que pueden esperarse en eventos futuros con intensidad $\geq$ VIII en esta región.

Exceptuando el sismo del 21-03-1957, las asociaciones sismotectónicas de estos eventos convergen en el sistema de la Falla de Boconó, accidente tectónico dominante de la región. Se dispone de información instrumental para los dos últimos eventos, lo que ha permitido comparar esta información con los datos macrosísmicos obtenidos Las horas señaladas son todas locales.

HISTORIC SEISMICITY OF THE VENEZUELAN ANDES. A BRIEF DESCRIPTION OF THE ISOSEISMAL MAPS PRODUCED FOR THE PRINCIPAL DESTRUCTIVE EVENTS ($I_o$max $\geq$ VII)

ABSTRACT

The seismicity of the Venezuelan Andes is revaluated and new isoseismal maps are produced on a scale of 1:250,000 for seven destructive events: 1610, 1812, 1849, 1875, 1894, 1932 and 1957. Incorporation of known geological effects associated with seismicity has been helpful in establishing its proper role and also for preventive measures concerning geological risks of future earthquakes with intensities $\geq$ VIII.

With the exception of the March 3, 1957 event, the seismotectonic associations of all the events converge at the Boconó Fault System. Instrumental information is available for the earthquakes of 1932 and 1957; this has made possible a comparison between instrumental and macroseismic data.

---

* Dpto. Ciencias de la Tierra, FUNVISIS, Caracas, Venezuela.

Sismo del 3 de Febrero de 1610:

El sismo más antiguo conocido en los Andes Venezolanos, es el que destruyó la población de La Grita el 3 de Febrero de 1610 a las 3 de la tarde. Casi la única relación histórica sobre este evento es dada por Fray Pedro Simón en su obra "Noticias Historiales de las Conquistas de Tierras Firmes en las Indias Occidentales", publicada originalmente en 1627.

La intensidad máxima asignada es grado X, en el Valle del Río Mocotíes, cerca de la aldea de Bailadores, donde ocurrió un gigantesco alud, consecuencia del movimiento. En La Grita, población más importante de la zona, la intensidad alcanzó el grado IX, casi la totalidad de las casas fue destruída, reportándose hundimientos de tierra, grietas en lechos de ríos y quebradas - con desaparición del flujo de agua, deslizamientos y desprendimientos de tierra. El alud sísmico de Bailadores produjo un represamiento del río, formándose un lago de obturación por espacio de 4 meses, que al romperse causó -- cuantiosos daños materiales.

Hubo más de 60 muertos, 4 de ellos fueron causados directamente por el alud, y más de 500 reses murieron como consecuencia de la rotura del dique - de obturación formado por éste.

El epicentro macrosísmico se ubica entre las poblaciones de la Grita y Bailadores, en las cercanías del trazo principal de la Falla de Boconó.

Sismo del 26 de Marzo de 1812:

El día 26 de Marzo de 1812, Jueves Santo, a las cuatro de la tarde, un sismo de gran extensión estremece la mayor parte del Norte de Venezuela, - arruinando las principales ciudades desde Caracas hasta Mérida. Tres zonas de concentración de daños pueden ser distinguidas, lo que ha llevado a algunos autores a sugerir la actuación simultánea de 3 hipocentros (G. Fiedler, 1961).

La intensidad máxima para la zona andina fue grado X en las poblaciones de Mérida y Tabay. En los Andes fue sentido hasta Pamplona (Colombia), con- calificación de fuerte. Se reportó el desplazamiento de un pueblito, por espacio de 1 legua, en un deslizamiento ocurrido a unas 7 leguas del poblado de Trujillo, sin causar muertes ni destrucciones. Se observaron grandes -- grietas y desprendimientos de rocas.

La mayoría de las muertes causados en este sector de los Andes corres-- ponden a la ciudad de Mérida que resultó casi totalmente destruída, con unos 5.000 muertos; un mayor número de víctimas se registró en otras partes del país: en Barquisimeto, de 4.000 a 5.000, en San Felipe 3.000, y en Caracas, entre 3.000 y 14.000 muertos. Este sismo requiere mayor investigación, en especial, por la naturaleza múltiple que se le ha asignado

El epicentro macrosísmico de la zona andina se ubica próximo a Mérida - en la traza principal de la Falla de Boconó.

Sismo del 26 de Febrero de 1849:

Un terremoto de efectos concentrados en un área relativamente pequeña, sacudió parte del Estado Táchira, a las 5:30 a.m. del día 26 de Febrero de 1849. La acción del sismo se centró en la población de Lobatera, donde resultaron destruídas las 3/4 partes de las viviendas, para una intensidad máxima de IX.

En Colombia fue sentido fuertemente en San José de Cúcuta y La Villa del Rosario (I_0 = VI) y en Pamplona (I_0 = IV). En Venezuela las poblaciones más distantes de la zona epicentral que reportaron el sismo fueron Mérida (I_0 = IV) y Maracaibo (I_0 = III).

Hubo 40 muertos y más de 50 heridos. El epicentro macrosísmico se localiza en las cercanías de Lobatera, y puede vincularse a la zona de la Falla de Boconó.

Sismo del 18 de Mayo de 1875:

Este sismo conocido como El Terremoto de Cúcuta, por haber destruído totalmente la población colombiana de San José de Cúcuta, el día 18 de Mayo de 1875 a las 11:15 a.m., además de causar cuantiosos daños a otras poblaciones colombianas del Departamento del Norte de Santander, hizo estragos en varios pueblos del Estado Táchira, en Venezuela.

La intensidad máxima asignada es de XI para la ciudad de San José de Cúcuta (Colombia), alcanzando intensidad X en las poblaciones venezolanas de San Antonio del Táchira, Ureña, La Mulata, Capacho y San Juan de Colón.

Se reportaron numerosísimas observaciones sobre efectos geológicos: grietas laterales en las vegas de los ríos Táchira y Pamplonita, eyecciones de arena (Sand-blows), manifestaciones termales, deslizamientos de tierra, desprendimiento de rocas.

La mayor parte de las víctimas corresponden a la parte colombiana, más de mil muertos, la mayoría de San José de Cúcuta. En Venezuela, hubo muy pocos muertos, las pérdidas fueron principalmente de orden material.

El epicentro macrosísmico se sitúa muy cercano al pueblo de San José de Cúcuta, en Colombia, siendo díficil establecer su asociación con la tectónica de la zona. La Falla de Boconó se ramifica en esta zona, en forma de cola de caballo, para penetrar en el territorio colombiano.

Sismo del 28 de Abril de 1894:

El llamado "Gran Terremoto de Los Andes", tuvo lugar el 28 de Abril de 1894 a las 10:15 p.m. Las poblaciones de Santa Cruz de Mora y Zea, quedaron completamente destruídas. Varios poblados del Estado Mérida alcanzaron intensidades mayores al grado VII. Fue un sismo sentido en una vasta zona comprendida entre Caracas y Bogotá.

Hubo muchas manifestaciones geológicas dentro del área delimitada por -

la isosista VIII: hundimiento de terreno, deslizamientos de tierra, caídas de roca, polvaredas, desbordes de lagunas, eyección de aguas negras y fétidas, y chorros de agua de varios metros de altura.

El número de muertos fue de 317, la mayoría de ellos en Santa Cruz de Mora. El epicentro macrosísmico se ubica próximo a la traza principal de la Falla de Boconó, cerca de la población antes mencionada.

Sismo del 14 de Marzo de 1932:

El sismo ocurrido el 14 de Marzo de 1932, a las 5:40 p.m. causó estragos en varias poblaciones de los Estados Mérida y Táchira. La zona de daños se concentró en La Grita, donde la mayoría de las edificaciones sufrieron averías, algunas con colapso parcial.

Se reportaron numerosos casos de efectos geológicos como hundimientos del terreno, caída de rocas, grietas de gran extensión y licuefacción.

La zona de mayor intensidad corresponde a La Grita con grado IX, y en la Estación Táchira (Uracá) se hizo igual asignación, interpretándose ésta como una consecuencia de efectos locales del suelo.

Se reportaron tan solo 3 muertos, más otros 3 causados por un derrumbe sobre un camino. El epicentro macrosísmico se ubica cerca de La Grita, próximo a la Falla de Boconó, muy cercano a los dos epicentros calculados instrumentalmente por J. Dewey (1972) en 8.29°N - 71.88°W y magnitud mb = 6.75, y por G. Fiedler (1961) en 8.20°N - 71.90°W con magnitud mb = 6.50.

Sismo del 21 de Abril de 1957:

El más reciente de los sismos re-evaluados de esta región, tuvo lugar el 21 de Abril de 1957 a las 4:42 p.m. Este evento tienen la particularidad de presentar dos áreas epicentrales macrosísmicas: una en Venezuela, centrada alrededor de San José de Bolívar, Estado Táchira; y la otra en Colombia, centrada en Cucutilla, Departamento del Norte de Santander. Ambas zonas epicentrales tienen asignación de intensidad grado VII, distando entre sí unos 80 kilómetros.

El epicentro instrumental es localizado por J. Dewey (1972) en 6.96°N - 72.20°W con una estimación de magnitud mb = 7.10, fuera de la cordillera de Los Andes, en la zona fronteriza entre Venezuela y Colombia, correspondiendo a un área despoblada.

DISTRIBUCION REGIONAL DEL PARAMETRO DE ATENUACION "Q" ESTIMADO EN BASE A LA CODA DE SISMOS LOCALES CHILENOS

E. Kausel y J. Cruzat *

RESUMEN:

Mediante el método de estimación de Q a partir de la coda de 97 sismos locales chilenos se estudió la distribución regional de Q a lo largo de la costa occidental de Sudamérica entre los 18° S y 40° S de Latitud. El valor medio de Q para toda la zona resultó igual a 260. Se utilizaron cuatro criterios diferentes de regionalización. Si bien los resultados de cada método difieren en sus detalles, los rasgos generales se mantienen, observándose consistentemente que los valores de Q en los extremos Norte y Sur de la zona estudiada son menores que en la zona central. Se comparan estos resultados con variaciones regionales de otros parámetros sismotectónicos.

REGIONAL DISTRIBUTION OF "Q" VALUES FROM CODA WAVES OF LOCAL EARTHQUAKES IN CHILE

ABSTRACT:

Based on the estimation of Q from coda waves of 97 chilean local earthquakes the regional distribution of Q along the Pacific Coast of South America was studied (18° S to 40° S). Four regionalization criteria were used. Although the results of each method differ in their details, the general features are preserved. A mean value of Q = 260 was obtained for the whole area. Lower Q values in the northen and southern regions with respect the central part are consistently observed in all four methods of regionalization. The results are compared with regional variations of other seismic and tectonic parameters.

---

* Dep. de Geofísica, Univ. de Chile.

INTRODUCCION

En el transcurso de la última década, se ha establecido, como producto de diversas investigaciones, la existencia de variaciones regionales significativas en varios importantes parámetros geofísicos. Uno de los parámetros que sufren fuertes variaciones laterales es la tasa de atenuación anelástica sísmica, lo cual se muestra en diferentes estudios realizados en varios países.

La forma estándar de medir la atenuación sísmica es el parámetro adimensional Q, aunque la información sobre la atenuación de las ondas se describe comúnmente en términos de la fricción interna, Q^{-1}, el cual es un parámetro adimensional definido como la razón entre la energía disipada a lo largo de una distancia igual a la longitud de onda y el total de la energía transportada. Otra medida de atenuación es la obtenida a partir del decremento logarítmico de una onda armónica, el cual es igual a la cantidad π/Q. El factor espacial de atenuación para funciones de onda observadas en el espacio para un tiempo fijo, será de la forma $\exp(-\alpha x)$, donde $\alpha = \omega/2cQ$, y c es la velocidad de fase. Por otro lado, si la función de onda es considerada como una función del tiempo en un punto fijo del espacio, se considera un factor de amortiguamiento $\exp(-\nu t)$, donde $\nu = \omega/2Q$.

La hipótesis de que Q, en un rango de períodos de varios minutos a alrededor de 10 segundos, es independiente (o débilmente dependiente) de la frecuencia, es consistente con resultados de estudios de atenuación sísmica en ondas P, S y superficiales de período largo. Sin embargo otros estudios en ondas de cuerpo de período corto, sugieren que Q crece junto con la frecuencia en este tipo de ondas sísmicas.

Aki (1969) postuló que la coda sísmica de sismos locales es un conjunto de ondas producto de un "backscattering" singular de ondas desde numerosas heterogeneidades aleatoriamente distribuídas en la corteza terrestre. Basándose en esta teoría, Herrmann (1980) desarrolló un método para la obtención del Q de las ondas coda de sismos locales. Este Q de coda representa un valor promedio de la región que ha sido recorrida por las ondas que forman la coda de diferentes sismos locales, y como lo muestra el estudio de Herrmann (1980), sus valores son concordantes con el Q obtenido a partir de ondas Lg en la corteza. Esto indica que el Q obtenido a partir de las ondas coda, representa un valor promedio del Q de la corteza terrestre.

Singh (1981) utiliza los métodos desarrollados por Herrmann (1980) para realizar observaciones detalladas de atenuación en períodos cortos para pasos cortos dentro de provincias geológicas individuales de los Estados Unidos (Continental), lo que le permite, entre otros objetivos confeccionar un mapa de perfiles de Q para todo Estados Unidos Continental.

El objetivo de este trabajo será realizar un estudio de los valores de Q a partir de la coda en el territorio de Chile Continental, pretendiendo confeccionar, finalmente, un mapa de perfiles de Q.

Para esto, se analizará información de sismos locales registrados por sismógrafos de período corto tipo WWSSN (Worlwide Standardized Seismograph Network) o, en su defecto, por otros instrumentos similares.

Esta investigación, además de ser pionera en trabajos de este tipo en Chile, presenta utilidad en diferentes aspectos: en primer lugar, la confección de un mapa de perfiles de Q en un rango de período corto, aunado al hecho de que la atenuación sísmica es uno de los principales parámetros para el análisis del riesgo sísmico, permitiría aproximarse apropiadamente a la regionalización sísmica de Chile Continental, lo cual hasta el momento sólo se ha efectuado en forma muy general (Labbé y Saragoni (1976); Kausel y Barrientos (1981); Barrientos (1980)). En segundo lugar, el conocimiento de la atenuación sísmica permite determinar fórmulas regionales para precisar la intensidad de los sismos en función de la magnitud y la distancia, y obtener un mayor conocimiento de las propiedades anelásticas de la corteza terrestre Por otro lado, siendo el parámetro Q, en determinadas circunstancias, más sensible que la velocidad a características de la corteza terrestre tales como fallas, contenido de fluidos, fusión parcial y temperatura, el conocimiento de las propiedades anelásticas puede proveer un conocimiento más profundo de los procesos que han transformado la corteza terrestre continental

DESCRIPCION DEL METODO

Aki (1969) estableció la siguiente relación para la amplitud peak-to-peak media A(t) observada en torno a un tiempo t, medido desde el origen del sismo.

$$\frac{A(t)}{\sqrt{8}} = I(fp)\, Q^{\frac{1}{4}}\, t^{-\frac{1}{2}} \left| \frac{dt}{df_p} \right|^{-\frac{1}{4}} e^{-\frac{\pi f_p t}{Q}}\, M_o\, B(fp) \qquad (1)$$

En esta ecuación, I (fp) representa la magnificación instrumental en función de la frecuencia predominante f_p observada en el tiempo t, Q es el factor de calidad de atenuación anelástica para las ondas superficiales que conforman la coda, $t^{-\frac{1}{2}} \left| \frac{dt}{df_p} \right|^{-\frac{1}{4}}$ representa el efecto de divergencia geométrica y las correcciones de dispersión, $e^{-\pi f_p t/Q}$ representa la corrección de disipación, M_0 es el momento sísmico y B(fp) describe el mecanismo de "scattering". Suteau y Whitcomb (1979), definieron B (fp) como:

$$B(f_p) = [2\, N(r_o)]^{\frac{1}{2}}\, \phi_o(f_p, r_o)$$

en que: $N(r_0)$ es el número de "scatterers" dentro de un radio r_0 en torno al sismo y ϕ_0 (fp, r_0) expresa la excitación de las ondas secundarias producto del "scattering".

La ecuación 1 fue desarrollada para analizar sismos locales en la zona central de California, para la cual existe un valor particular de Q.

Herrmann (1980) modificó (1) para utilizarla en otras regiones, en términos de una nueva variable temporal t^*, en que $t^* = t/Q$.

Con esto, la ecuación 1 se transforma en la siguiente:

$$\frac{A\ (t^*)}{\sqrt{8}} = Q^{-1} \quad I_{(}\ E\ (f_p) \quad C\ (\ f_p\ ,\ t^*) \tag{2}$$

En esta ecuación, C(fp, t*) es una función que describe la forma de la coda y viene dada por:

$$C\ (f_p,\ t^*) = I\ (t_p) \quad t^{*\ -\frac{1}{2}} \quad \left|\frac{df_p}{dt^*}\right|^{\frac{1}{4}} \quad e^{-\pi f_p\ t^*} \tag{3}$$

Herrmann (1980) hace hincapié en que los términos I (fp) y Q de (2) son funcionalmente dependientes del sistema instrumental utilizado y también de la región geográfica en la cual se hayan realizado las observaciones. Para el uso de la ecuación 2 es esencial determinar la variación de la frecuencia predominante de la coda con respecto al tiempo, dfp/dt*.

Siguiendo este objetivo, Herrmann (1980) supuso que la frecuencia predominante observada en la coda es función del espectro de la fuente del sismo, la respuesta instrumental y el filtro Q terrestre. Una característica de este filtro Q es que provoca la disminución de la frecuencia predominante a medida que el tiempo crece. Por otro lado, la frecuencia predominante observada también es dependiente de la respuesta instrumental.

El efecto del espectro de fuente puede ser ignorado tomando en cuenta sólo sismos lo bastante pequeños, de manera que sus frecuencias características fc sean mayores que la respuesta peak del instrumento. Aunque no se sabe a ciencia cierta la importancia de esta condición, se toma en cuenta, en general, por seguridad.

Luego, bajo esta condición y tomando en cuenta los otros dos factores, es relativamente fácil evaluar la ecuación 3 para la determinación de C (fp, t*). Para esto, en primer lugar se asume un valor particular de t*, luego se evalúa la respuesta del sistema de filtro, I (f) $e^{-\pi f t^*}$ (incluye los efectos del instrumento y del filtro Q), sobre un cierto rango de frecuencias. La frecuencia predominante fp del sistema para un t* dado será, entonces, aquella frecuencia que determine una respuesta peak en I(f)$e^{-\pi f t^*}$, para ese determinado t*.

Luego, dándose esta frecuencia para valores cercanos de t*, la derivada dfp/dt* puede ser evaluada numéricamente. Finalmente, C(fp,t*) puede ser obtenida usando la ecuación 3.

Las curvas que relacionan fp y t* y la función C(fp, t*) han sido determinadas para distintos sistemas instrumentales, entre los que se cuenta el sistema WWSSN de período corto, que consta de un sismómetro de frecuencia natural de 1 Hz. y un galvanómetro de frecuencia natural de 1.35 Hz., y que se caracteriza por una magnificación de 1.0 para una frecuencia de 1 Hz., siendo similar al de las estaciones sismológicas de nuestro país usadas en este trabajo. Dos de las estaciones utilizadas (PEL y ANT) se han calibrado constantemente para tener esas características. Las otras dos estacioness (TLL y VLL) poseen los mismos instrumentos que PEL y ANT, pero su calibración no ha sido periódica.

Los valores de fp en función de t* para el sismógrafo WWSSN han sido determinados por Herrmann (1980).

Se pueden construir curvas similares para cualquier sistema instrumental, de manera parecida a la anteriormente descrita.

Estas curvas maestras se han construído bajo el supuesto que el parámetro Q es independiente de la frecuencia. Sin embargo pueden ser modificadas para una relación de dependencia de Q con la frecuencia que puede expresarse como:

$$Q = Q_0 \left(\frac{f}{f_0} \right)^{\eta} \qquad (4)$$

En que: f_0 es la frecuencia para la cual $Q = Q_0$. Comúnmente se elige $f_0 = 1$ Hz. Para $\eta = 0$ la ecuación se reduce al caso de independencia de Q respecto a la frecuencia.

En este caso, las curvas maestras (fp, t*), para diferentes valores de η, pueden ser determinadas investigando los valores máximos de la función:

$$I(f) = \exp(\pi f^{1-\eta} f_0^{\eta} t^*)$$

donde t* es ahora igual a t/Q_0.

RESULTADOS

Mediante el uso del método de determinación de Q a partir de la coda de sismos locales desarrollado por Herrmann (1980), el cual se basa en el modelo de scattering singular para las ondas coda establecido por Aki (1969) y Aki y Chouet (1975), se ha efectuado una primera determinación y regionalización de dicho parámetro de atenuación para el territorio de Chile Continental.

Para la determinación de los valores de Q se usaron sismos locales registrados en cuatro estaciones sismológicas con instrumental de tipo WWSSN o similar (ver Fig. 1).

En la regionalización del parámetro Q se usó el método original propuesto por Herrmann (1980), otros dos métodos propuestos por Singh (1981), y un cuarto método propuesto en este trabajo.

Debido al escaso número de estaciones sismológicas a disposición, a lo que se agrega la particular forma alargada y angosta de nuestro territorio, ninguno de los métodos de regionalización utilizados permite entregar, por sí sólo, un mapa de distribución de Q detallado para el territorio de Chile Continental. Sin embargo, el análisis conjunto de los resultados entregados por los cuatro métodos de regionalización estudiados, permite establecer una primera regionalización aproximada de éste parámetro.

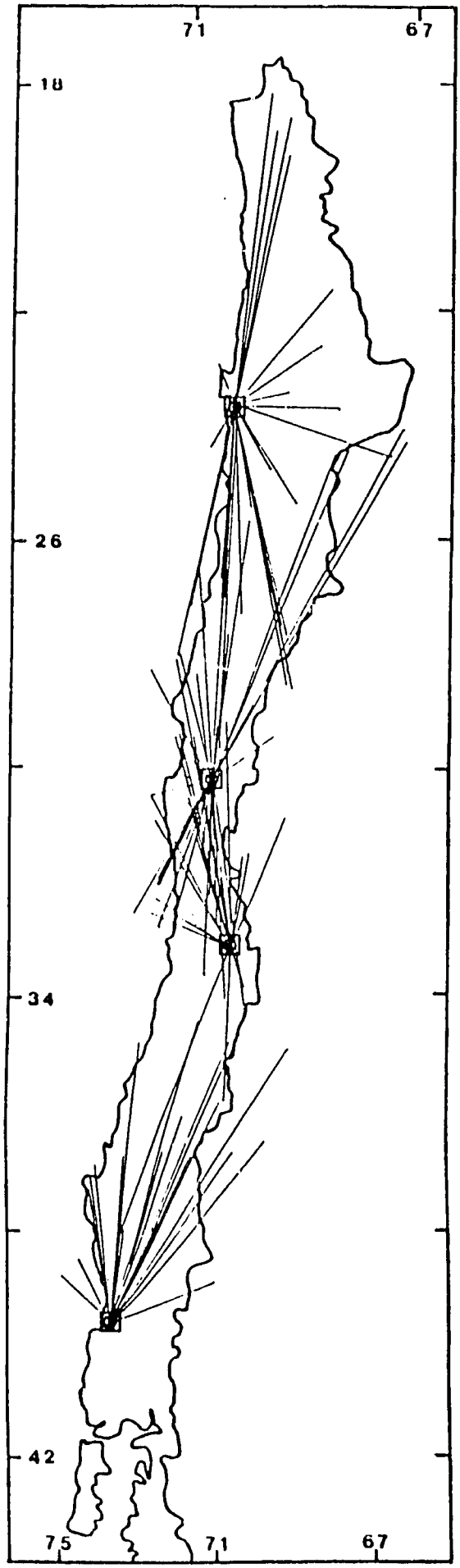


Figura 1. Esquema de pasos sismo-estación utilizados en este trabajo.

Los resultados que se muestran en la figura 2, pueden ser considerados como una primera estimación de la variación de Q en Chile Continental, a manera de zonificación.

DISCUSION

En general los valores de Q obtenidos son bajos, variando aproximadamente entre 150 y 400, lo que está de acuerdo con la alta atenuación que se espera para la corteza en zonas tectónicamente activas. Valores de este orden han sido observados en otras zonas de convergencia (Japón: Chouet (1976) y zonas de fallas transformadas (California: Aki y Chouet (1975), Kurita (1975), Bakun et al (1976), Chouet (1976), Herrmann (1980), Singh (1981)).

La figura 2 muestra también la existencia de valores relativamente más bajos de Q en la zonas norte y sur de Chile, estableciéndose un incremento de dichos valores en la zona media del país, donde se nota la presencia de valores de Q intermedios.

En resumen, se establecerían tres grandes zonas en la región en estudio: dos extremas con valores bajos de Q y una central con valores intermedios.

Barazangi e Isacks (1976) postulan la existencia, en Chile, de dos zonas extremas en las cuales la placa de Nazca se hundiría bajo la placa Continental con una cierta inclinación, y una zona intermedia donde el ángulo de subducción sería pequeño, siendo la zona de contacto entre ambas placas relativamente plana. Postulan, además, que esta configuración de las placas en dicha zona intermedia, podría llevar aparejada la existencia escasa o nula de una cuña de material astenosférico entre las placas superior e inferior, lo cual podría explicar la ausencia de volcanismo cuaternario en esta región (aproximadamente entre los 27° S y 33° S), y la ausencia de alta atenuación observada por : Molnar y Oliver (1969); Barazangi, Pennington e Isacks (1975); Chinn, Isacks y Barazangi (1976); y Sacks (1976).

Por lo tanto, la mayor atenuación, asociada a menores valores de Q, observada en este trabajo en las zonas norte y sur de la región en estudio , podría presentar una correlación con la presencia de volcanes activos en dichas zonas, ya que esto indicaría la presencia material más plástico. Además, la ausencia de alta atenuación observada por los autores antes mencionados, en la zona central de nuestro país, coincidiría con los valores intermedios de Q estimados en este trabajo para dicha región.

Por otra parte, valores altos de Q indicarían una alta velocidad de las ondas P_n, alta velocidad en la corteza de las ondas P, bajos valores de flujo de calor, anomalías negativas en los tiempos de viaje, corteza angosta y baja conductividad eléctrica.

En Chile, Yañez (1983) y Schwarz et al (1984) postulan la presencia frente a Antofagasta de una zona de alta conductividad eléctrica. Esta no contradice los valores bajos de Q obtenidos para esa región en este trabajo.

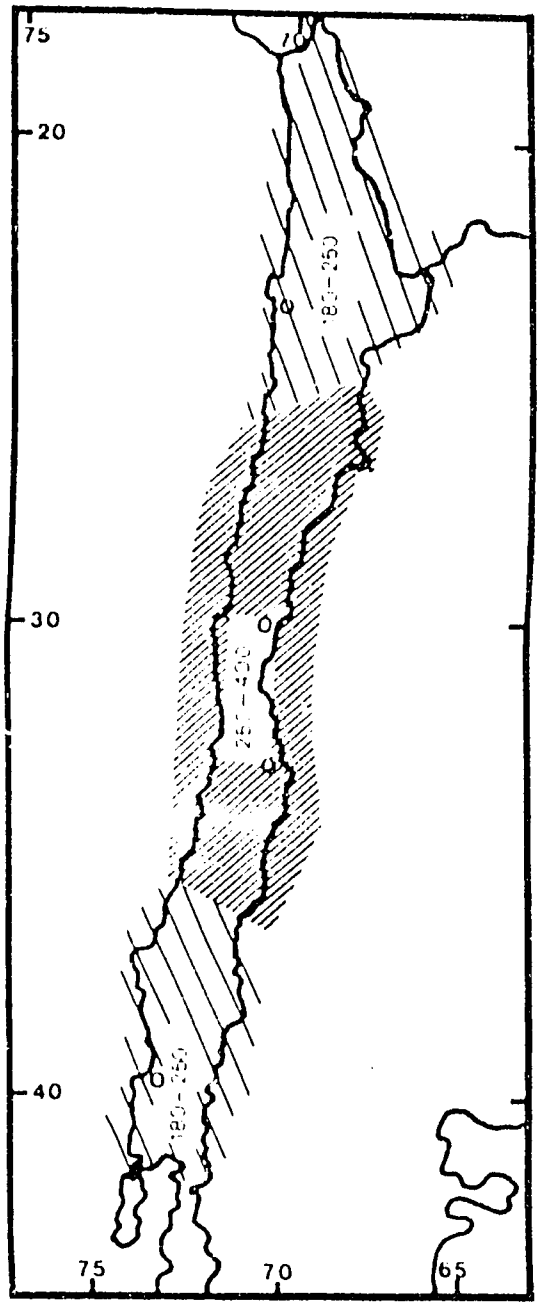


Figura 2 . Mapa de concentraciones características de los valores de Q en Chile Continental.

Barrientos (1980) determina relaciones funcionales para la intensidad sísmica I versus diferentes parámetros sismológicos, para Chile. Establece diferentes combinaciones de parámetros, siendo la más destacada por él la siguiente:

$$I = a_1 M + a_2 \log r + a_3 r + a_4 h + a_5 \qquad (5)$$

donde: M es la magnitud de Richter M_s del sismo, r es la distancia hipocentral y h es la profundidad focal del evento. En esta ecuación a_3 representa la atenuación anelástica del medio y tiene un valor de: $a_3 = -0.0003$. Si se cuenta con relaciones entre la intensidad y la aceleración se puede establecer un valor de Q a partir del valor de a_3 dado por Barrientos (1980).

Murphy y O'Brien (1977) recopilan y establecen relaciones entre intensidad y aceleración, usando una muestra mundial de datos. Saragoni, Crempien y Araya (1981) hacen un estudio similar para Chile. Las relaciones son, en general, del tipo:

$$\log a = \alpha I + \beta \qquad (6)$$

donde: a es la aceleración, I es la intensidad, α es una constante y β puede ser una relación funcional de parámetros como la magnitud y la distancia epicentral o, más comúnmente, una constante.

Tomando en cuenta que la atenuación anelástica se considera como: $\exp(-\pi f t/2Q)$, podemos establecer una relación de Q en función de a_3 de la forma:

$$Q = -\frac{1}{a_3}\,\frac{1}{\alpha}\,\frac{\pi t}{v \operatorname{Ln} 10} \qquad (7)$$

donde: Q es el parámetro de atenuación anelástica, f es la frecuencia, v es la velocidad de las ondas y α es el coeficiente que acompaña a la intensidad I en las relaciones del tipo de la ecuación (6).

Tomando los diferentes valores para α dados por Murphy y O'Brien (1977), y Saragoni, Crempien y Araya (1981) y usando diferentes combinaciones de f y v, se llega a valores de Q superiores, en general, en un orden de magnitud a los obtenidos en este trabajo.

Si suponemos fijos los valores de a_3, f y v, para que los valores de Q dados por la ecuación (7) sean concordantes con los obtenidos en este trabajo, el coeficiente α debería ser mayor. Luego, si α es mayor para Chile, que aquellos valores determinados en los trabajos antes mencionados, estaría indicando que la intensidad de los sismos chilenos sería menor ante aceleraciones iguales en otras regiones. Esto concordaría con la hipótesis planteada por Saragoni (comunicación personal), acerca de que los sismos chilenos serían menos destructivos.

En todo caso, es dable destacar que cualquier conclusión en base a relaciones de intensidad, tiene las limitaciones propias de una escala de

medida no lineal y bastante subjetiva como lo es la escala de intensidades Modificada de Mercalli, base de las relaciones usadas en estas deducciones.

El establecimiento de una red de estaciones sismológicas que permitiera una mejor cobertura de la región en estudio, con instrumental debidamente calibrado y con curvas de magnificacón conocidas, así como la disponibilidad de registros de sismos más cercanos a las estaciones y la utilización de una componente de medida única para todos los sismos, permitiría mejorar considerablemente la información disponible, lo que redundaría ciertamente en la obtención de resultados más definidos y definitivos. La reciente instalación de una red local de estaciones sismológicas en el centro del país permitirá efectuar el estudio detallado de esta región una vez que dichas estaciones hayan sido calibradas y operadas sin modificaciones durante un período suficiente de tiempo.

En cuanto a los métodos de regionalización utilizados, llama poderosamente la atención el hecho de que, siendo el denominado "Método de Scattering Singular" el único que efectúa una modelación física del mecanismo que produce las ondas coda, sea el que entrega resultados de menor confiabilidad. Dainty y Toksoz (1980) efectúan una comparación de codas sísmicas terrestres y lunares, estableciendo que en las codas terrestres se observaría una preponderancia del modelo clásico de scattering (singular) en frecuencias cercanas a los 20 Hz., pero que presentarían una transición entre scattering singular y múltiple en frecuencias cercanas a 1 Hz. Por otro lado, Gao, Lee, Biswas y Aki (1983) obtienen resultados que muestran que en lapsos de tiempo tempranos la potencia de la coda estaría bien explicada por la teoría del scattering singular, pero en tiempos postreros el efecto de scattering múltiple necesariamente debiera ser considerado. En caso contrario, para tiempos lo suficientemente largos, la determinación de valores de Q, en base a la teoría de scattering singular, podría tener una sobrestimación de hasta 40%.

En todo caso, los planteamientos de depuración de los métodos no menoscaban la importancia de la determinación, como primera estimación, de los valores de Q en Chile Continental. El conocimiento de este parámetro lleva consigo un avance cierto en el establecimiento de otros parámetros geofísicos y geológicos que permitan una evaluación más depurada del riesgo sísmico en nuestro país, a través del efecto que la variación de la atenuación por regiones produce sobre la amplitud de los movimientos fuertes excitados por los sismos a lo largo de nuestro territorio. Uno de los parámetros para la predicción de intensidades descrita por Evernden (1975) y Nuttli et al. (1979) es el factor de atenuación local, el cual podría ser obtenido, como primera estimación, de los resultados de este estudio.

Finalmente, es preciso recordar que los valores de Q obtenidos en este trabajo fueron determinados bajo la hipótesis de independencia de Q con la frecuencia. Las características de los instrumentos utilizados muestran una respuesta máxima en torno a una frecuencia de 1 Hz., de manera que los valores de Q obtenidos en esta tesis son representativos de dicha frecuencia. Una posible dependencia de Q con la frecuencia puede observarse en la figura 3. En ella, la curva teórica que mejor representa los valores experimentales (fp,t) parece tener una desviación sistemática, en el sentido de que la pendiente teórica es menor que la observada. Esta característica sólo puede subsanarse utilizando curvas maestras que incluyan dependencia de Q. con f. La

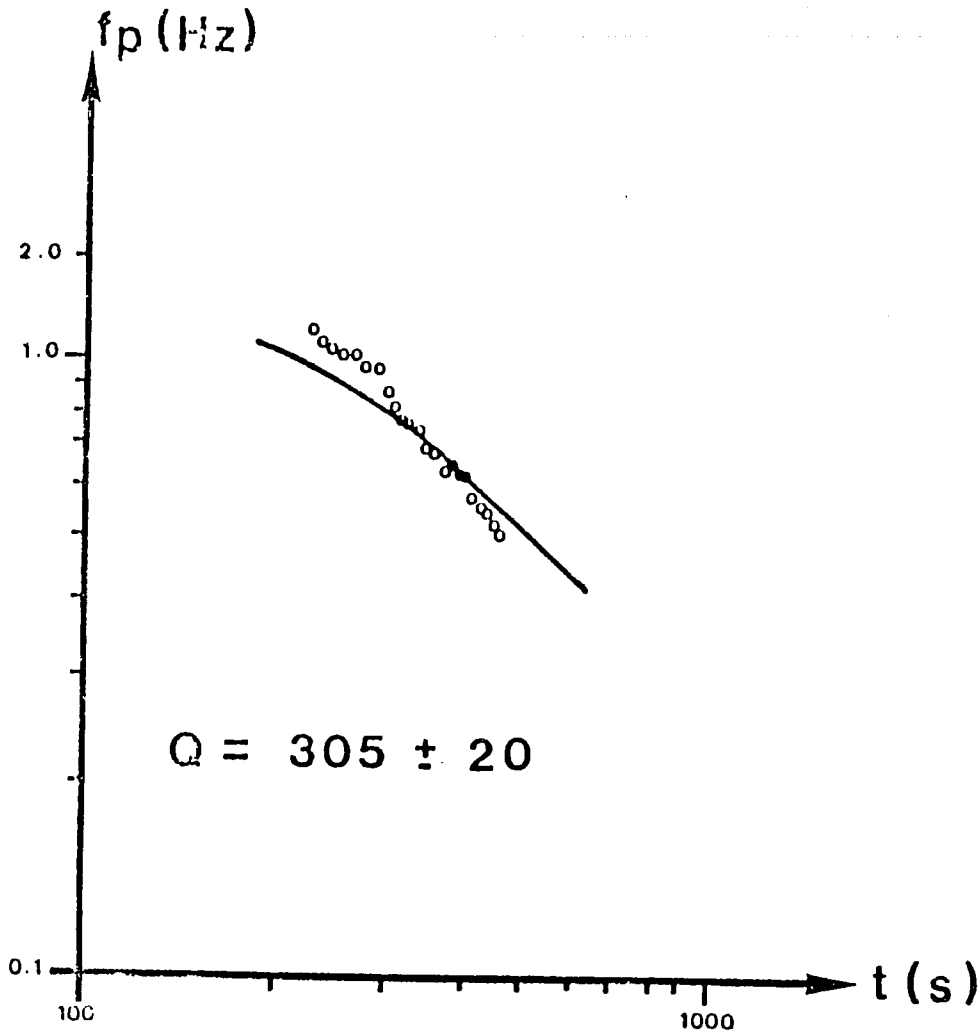


Figura 3 Visualización gráfica del Método fp vs. t, aplicado a la Componente Z del período corto del instrumento WWSSN, del sismo captado en PEL el 20/03/78.

implementación de la determinación de Q suponiendo una dependencia funcional con la frecuencia, es factible de realizar siguiendo el procedimiento estipulado al final de la sección DESCRIPCION DEL METODO. Dado que este procedimiento agrega un nuevo parámetro a determinar (η), el que puede, además, variar regionalmente, es preciso contar con una mayor cobertura de estaciones sismológicas y con una selección de sismos de menores distancias epicentrales, para esperar resultados confiables. En una segunda etapa de esta investigación se explorará esta posibilidad.

Por último, es dable destacar que la totalidad de los programas computacionales usados en este trabajo fueron confeccionados durante el desarrollo del mismo, y se encuentran implementados para ser utilizados en el IBM 3031 de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

REFERENCIAS

Aki K., (1969)

"Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves".
J. Geophys Res., Vol. 74 pp. 615-631.

Aki K., Chouet B. (1975)

"Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects".
J. Geophys. Res., Vol. 80, N°23, pp. 3322-3342.

Bakun W.H., Bufe C. G., Stewart R. M. (1976).

"Body wave spectra of Central California earthquakes".
Bull. Seis. Soc. Amer., Vol 66, pp. 363-384.

Barazangi M., Isacks B. L., (1976).

"Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America"
Geology, Vol. 4, pp. 684-692.

Barazangi M., Pennington W., Isacks B. L. (1975)

"Global study of seismic wave attenuation in the upper mantle behind island arcs using pP waves".
J. Geophys. Res., Vol. 80, N° 8, pp. 1079-1092.

Barrientos S., (1980)

"Regionalización Sísmica de Chile"
Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias con Mención en Geofísica.
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

Chinn D., Isacks B., Barazangi M., (1976)

"Tectonic features of western South America inferred from variations in travel times and attenuation of the seismic phases Sn and Lg". EOS (Am. Geophys. Union Trans.), Vol. 57, p. 334.

Chouet B. (1976)

"Source, scattering and attenuation effects on high frequency seismic waves"
Ph. D. thesis, Mass. Inst. of Technol., Cambridge.

Dainty A.M., Tokzos M.M. (1981)

"Seismic codas on the Earth and the Moon: a comparison".
Phys. Earth. Planet. Inter., Vol 26, pp. 250-260.

Evernden, J. F. (1975)

"Seismic instensities, "size" of earthquakes and related parameters".
Bull. Seis. Soc. Amer., Vol. 65, N° 2, pp. 1287-1313.

Gao L. S., Lee L. C., Biswas N. N., Aki K., (1983)

"Comparison of the effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes".
Bull. Seis. Soc. Amer., Vol. 70, No. 2, pp. 377-189.

Herrmann R. B. (1980)

"Q estimates using the coda of local earthquakes".
Bull. Seis. Soc. Amer., Vol. 70, N° 2, pp. 447-468.

Kausel E., Barrientos S. (1981)

"Relación de Intensidades en Chile".
International Seminar on Earthquake Prediction and Seismic Hazard Evaluation; San Juan, Argentina, 20-24 Octubre 1980.

Kurita T. (1975)

"Attenuation of shear waves along the San Andreas fault zone in Central California".
Bull. Seis. Soc. Amer., Vol. 65, pp. 277-292.

Labbe J. C., Saragoni R., (1976)

"Sismicidad de Chile"
Publicación SEF-I-7/76 (124), Depto. Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

Molnar P., Oliver J., (1969)

"Lateral variations of attenuation in the upper mantle and discontinuities in the litosphere".
J. Geophys. Res., Vol. 74, pp. 2648-2682.

Murphy J. R., O'Brien L. J., (1977)

"The correlation of peak ground acceleration amplitude with seismic intensity and other physical parameters".
Bull. Seis. Soc. Amer., Vol. 67, N° 3, pp. 877-915.

Nuttli O. W., Bollinger G. A., Griffiths D. W., (1979)

"On the relation between Modified Mercalli intensity and Body-wave magnitude".
Bull. Seis. Soc. Amer., Vol. 69, pp. 893-909.

Sacks I. S., (1977)

"Interrelationships between volcanism, seismicity, and anelasticity in western South America".
Tectonophysics, Vol. 37, pp. 131-139.

Saragoni R., Crempien J., Araya R., (1981)

"Características de los Movimientos Sísmicos Fuertes de Chile".
Publicación SEF-I-2/81 (164). Departamento Ingeniería Civil, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

Schwarz G., Haak V., Martínez E., Bannister J., (1984)

"The electrical conductivity of the Andean crust in Northern Chile And Southern Bolivia as inferred from Magnetothelluric measurements".
Enviado para su publicación en el Journal of Geophysical Research.

Singh S., (1981)

"Regionalization of crustal Q in the continental United States".
Ph. D. Thesis, St. Louis University, St. Louis, Missouri.

Suteau A.M., Whitcomb J. H., (1979)

"A local earthquake coda magnitude and its relation to duration, momento M_0 and local Richter magnitude M_L".
Bull. Seis. Soc. Amer., Vol. 69, pp. 353-368.

Yáñez, G., (1983)

"El Método Magnetotelúrico"
Memoria para optar al grado de Magister en Ciencias con mención en Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile.

GEOLOGIA Y SISMOTECTONICA
(GEOLOGY AND SEISMOTECTONICS)

Previous Page Blank

IDENTIFICACION DE UNA POSIBLE ESTRUCTURA EN BLOQUES EN EL SUR DEL PERU

Ernesto Deza M. *

RESUMEN

La distribución espacial de la actividad sísmica en el Sur del Perú, entre los paralelos 13° y 19° Sur, se caracteriza por presentarse en agrupamientos más o menos definidos y coincidentes con la distribución espacial de los lineamientos obtenidos de las fotos de satélite. El análisis conjunto de ambas distribuciones, muestra una estructura de carácter profundo que podría alcanzar incluso, a la Placa de Nazca que se encuentra por subducción debajo del continente.

Se han identificado preliminarmente 5 bloques principales, a modo de mosaicos, aproximadamente perpendiculares a la fosa de subducción Perú-Chile y de diferente dimensión. Estos bloques se caracterizan por presentar en forma alternada, alta y baja sismicidad y también por mostrar algunas diferencias en la distribución de los lineamientos. Los perfiles sísmicos transversales a los Andes para cada uno de estos bloques, muestra además del ángulo de subducción, que la placa de Nazca cambia de morfología de Norte a Sur y las características son diferentes para cada uno de ellos. Los perfiles sísmicos longitudinales a los Andes que involucran varios bloques indican que los posibles límites entre ellos, son coincidentes con lo observado en superficie y sugieren varias fracturas en la Placa de Nazca.

Como consecuencia de esta estructura parece existir una relación entre los bloques de baja sismicidad y ciertas áreas mineralizadas en actual explotación; por otro lado algunos bloques de alta sismicidad parecen estar relacionados con la distribución y actividad volcánica del Sur del Perú.

IDENTIFICATION OF POSSIBLE BLOCK STRUCTURES IN SOUTHERN PERU

ABSTRACT

The spatial distribution of seismic activity in southern Peru, between 13° and 19° south latitude is characterized by several more or less defined groups coincident with the spatial distribution of lineaments seen on satellite photos. The analysis of both distributions show a deep block structure which probably includes the subducted Nazca plate under the continent.

Five main blocks have been tentatively identified. Like a mosaic, they are of different sizes and are located perpendicular to the Peru-Chile trench. The blocks are characterized by areas of alternating high and low seismicity.

* Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

Beatriz Pepa Neal

Seismic profiles of each block, transverse to the Andes, show, besides the subduction angle, certain other peculiarities. The seismic longitudinal profiles involving the five blocks show possible boundaries between the blocks which are coincident with boundaries observed on the surface. These boundaries suggest possible fractures in the subducted Nazca Plate.

As a consequence of these structures, certain mineralized areas seem to be associated with the low seismicity blocks. The high seismicity blocks seem to be related with the distribution of the volcanoes in southern Peru.

INTRODUCCION

La observación y estudio de los movimientos corticales en la región del Sur del Perú fue iniciada en Octubre de 1966 con la finalidad de investigar los movimientos corticales anómalos previos a la ocurrencia de sismos destructures (TANAKA et, al, 1969).

Hasta la fecha, se han observado aparentes movimientos corticales anómalos previos a la ocurrencia de varios sismos cuyas magnitudes varían entre 5.0 Mb hasta 6.6 Mb y que incluye los dos últimos terremotos de Lima (17-10-66 y 03-10-74). El conocimiento sismotectónico no sólo de todo el Perú en general sino del Sur del Perú en particular, es fundamental para la comprensión de los movimientos corticales y de los movimientos anómalos en particular; por esta circunstancia se empezó a desarrollar un programa de investigación en sismotectónica y neotectónica; algunos resultados preliminares de estas disciplinas se consideran en este trabajo.

Por otro lado, el conocimiento de las estructuras sismotectónicas implica una mejor determinación del régimen sísmico y ambos son determinantes en la evaluación del riesgo y vulnerabilidad sísmicos.

La secuencia del análisis para el propósito definido líneas arriba consistió en la determinación de los lineamientos del territorio en base a fotos de satélite, habiéndose efectuado una clasificación de los mismos y un análisis de las direcciones preferenciales en relación con la dirección de esfuerzos tectónicos principales de (aproximadamente Nor-Este - Sur-Oeste). Se examinó también la distribución espacial de la actividad sísmica, así como de la volcánica. La integración de estos resultados fueron analizados para determinar las estructuras que posiblemente existan en esta región.

La región considerada involucra el territorio al Sur del Paralelo 13°S, que es donde ocurre la transición de la región sismotectónica Norte y Cen-

tro del Perú a la región sismotectónica Sur del Perú y parte del Norte de Chile que abarca hasta la latitud 26°S (DEZA, 1972); como es conocido, la actividad sísmica en la región sismotectónica del Norte y Centro Peruanos, está distribuída en 2 fajas sísmicas longitudinales a los Andes; una occidental a los Andes y exclusivamente producto de la subducción con hipocentros mayormente superficiales y algunos intermedios; y la otra, oriental a los Andes que involucra tanto a procesos de subducción (para hipocentros de profundidades intermedias, hasta 300 km.), como también a procesos secundarios tal como la acción compresiva del escudo Brasileño contra el cinturón andino. Estas dos fajas sísmicas se unen en la zona de transición sismo - téctónica (13°-14° Sur) para constituir una sola amplia faja sísmica en la región sismotectónica del Perú (DEZA, 1972).

1. DISTRIBUCION DE LOS LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES

El análisis para la región del Sur del Perú (13° -19° S) de los foto mosaicos a escala 1/2'000,000 de imágenes del espectro visible tomadas por los satélites EARTS-I y LANSAT-2, para todo el Perú, permite determinar 4 tipos de lineamientos clasificados de acuerdo a su grado de resolución y dificultad de identificación; asímismo, se les ha catalogado por la dirección predominante de ocurrencia. La mayoría de ellos se encuentran siguiendo la dirección longitudinal andina, Nor Oeste-Sur Este, teniendo una mayor frecuencia de acurrencia los lineamientos comprendidos entre los azimuths de 310° Norte y 340° Norte; con una frecuencia menor se presenta los lineamientos Norte-Sur así como los de rumbos Este-Oeste; por último los lineamien - tos NorEste se presentan con una frecuencia menor que los anteriores.

En esta región varios lineamientos Este-Oeste, NorEste-SurOeste y Nor-Oeste-SurEste, presentan, longitudes superiores a los 100 Km. (Fig. 1). Estos lineamientos inducen a pensar que esta parte del territorio está constituído por un gran número de bloques de dimensiones pequeñas, sin embargo,no es posible obtener una correlación estrecha con el mapa tectónico respectivo en vista que la mayoría de los lineamientos tectónicos muestran una dirección paralela al Eje longitudinal Andino y la mayoría de las estructuras transversales son de carácter inferido, con excepción de los fallamientos costaneros; ésto se debe posiblemente a que los estudios tectónicos de superficie no son del todo suficientes; por lo menos parcialmente no es un reflejo in extenso, de la dinámica interna actual del área considerada.

2. DISTRIBUCION ESPACIAL DE LOS SISMOS

Para este análisis, se ha considerado solamente los sismos comprendidos entre los 12° a 19° de latitud Sur del Catálogo del USGS para los años de 1963 a 1980 inclusive y para un rango de profundidades de 0 a 300 Kms.

Como se indicó anteriormente, los sismos a partir de los 13-14°S (zona de transición sismotectónica; DEZA 1972) se encuentran distribuídos en una sola amplia faja sísmica que continúa hacia el Sur hasta el paralelo 26°, donde existe otra zona de transición sismotectónica (DEZA 1972).

Como es conocido, la posición exacta de los hipocentros es una materia difícil de conseguir por la existencia de algunos parámetros indeterminados hasta hoy, especialmente los concernientes a la estructura geológica del ambiente donde ocurren los sismos y por donde se propagan las ondas sismicas; esto es altamente crítico para la corteza terrestre donde la heterogeneidad tanto vertical como horizontal, es el factor predominante.

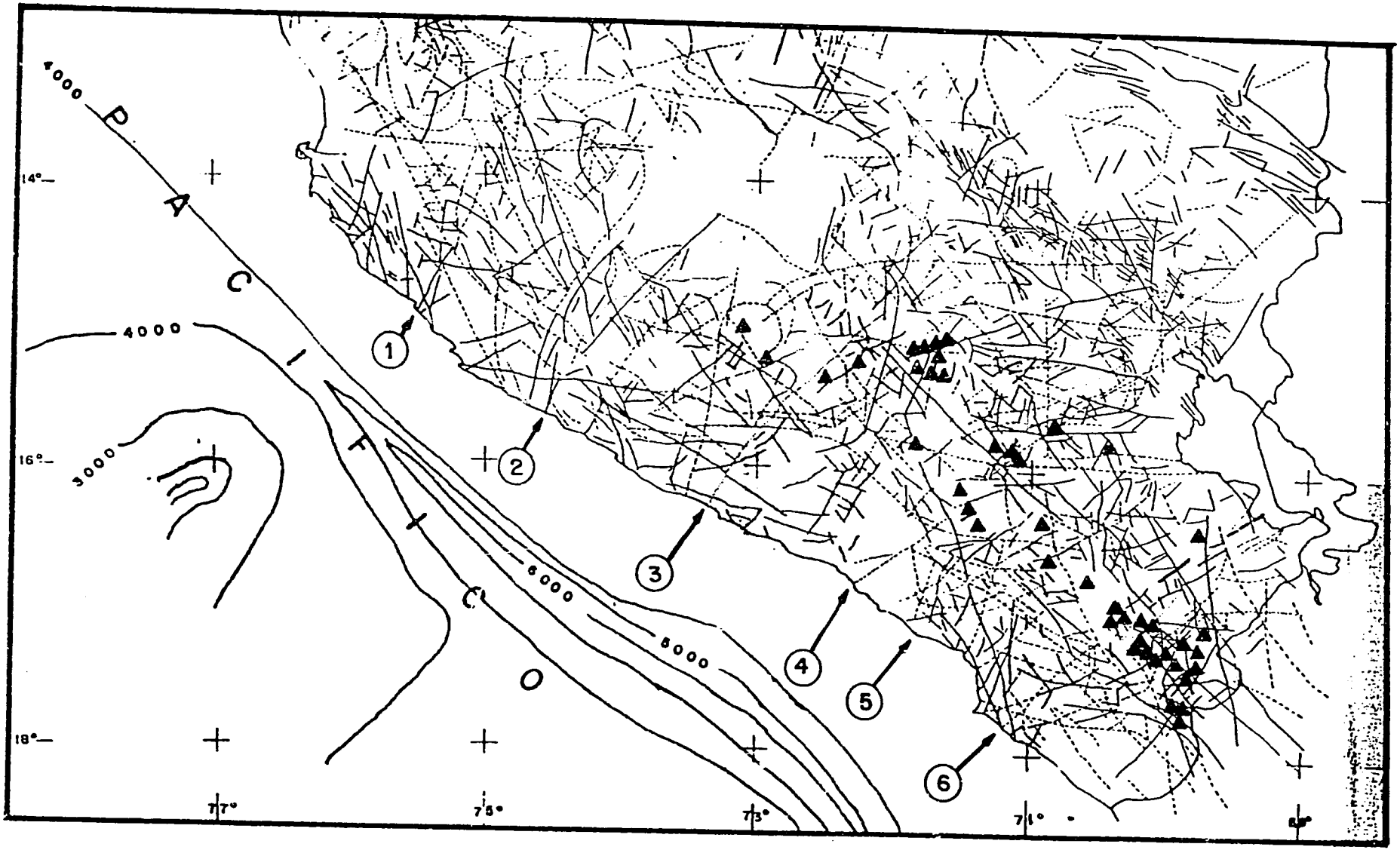


Fig. 1

Para tener una idea del orden de magnitud de la variación de los parámetros de posición de los hipocentros, se han construído unos gráficos que muestran estas variaciones (Figs. 2, 3 y 4). La figura 2 muestra la variación del error de la profundidad; en este gráfico se puede ver que la dispersión es mayor entre los primeros 60 km. de profundidad, tendiendo a estabilizarse para profundidades mayores; sin embargo, un alto porcentaje de sismos presentan una variación de error del orden de ± 10 km., lo cual para un analisis cualitativo lo hace suficiente. Las figuras 3 y 4, para variaciones en longitud y latitud respectivamente, pudieron haber sido calculadas bidimensionalmente en la elipse de confidencia, pero se piensa que es más ilustrativo en la forma presentada. La variación del error con la Longitud, se puede decir que es estacionario y con excepción de algunos casos, el error mayoritariamente se encuentra dentro de ± 10 km. (Fig. 3) mientras que para la latitud se observa dispersión, especialmente entre las latitudes 16° y 18°S; esta mayor variación es debido probablemente a la presencia de una estructura tectónica más complicada como se verá posteriormente. A pesar de estas variaciones, en latitud, un porcentaje muy alto de sismos presentan una variación de ± 10 km. como se puede ver en la Fig. 4.

A pesar de lo anterior, la distribución espacial de los sismos determinados telesísmicamente han servido para delinear y definir la morfología de la placa oceánica que por subducción se introduce debajo de la continental, permitiendo inferir que esta placa podría estar dividida en segmentos de diferentes tamaños y diferentes inclinaciones (geometría variable).

STAUDER (1975), examinando la sismicidad, indica que la Placa de Nazca subduce a la Continental en el Norte y Centro del Perú, con una pendiente poco pronunciada y cuyo valor angular es de aproximadamente 10°; mientras que para el Sur del Perú y Norte de Chile, este ángulo se hace más pronunciado, tomando valores entre 25° y 30°; BARAZANGI e ISACKS (1979), en un análisis detallado de la distribución espacial de los sismos para el Norte, Centro y Sur del Perú, indican que el cambio de pendiente o el paso de una geometría casi plana en el Norte y Centro del Perú, a una geometría inclinada en el Sur del Perú ocurre por una ruptura de la Placa de Nazca, que se encuentra debajo de la Continental en forma perpendicular al eje longitudinal Andino; esta estructura proyectada en superficie interceptaría a la línea de Costa a la altura del paralelo 16.5°S aproximadamente, con un ángulo de 50° hacia el Norte del paralelo mencionado. GRANGE y otros (1984) usando los resultados de una red temporal de 17 sismógrafos en el Sur del Perú indican que esta estructura no es una ruptura o discontinuidad sino una contorsión de la Placa de Nazca.

La distribución espacial de los sismos, como se muestra en la figura 5, no es uniforme sino que tiende a mostrarse en agrupamientos, cuyo significado no es muy claro; podría considerarse a priori que estos agrupamientos estaría relacionados a algún tipo de estructura sismotectónica aunque su configuración no es posible delimitar con solo este criterio (BARANZAGI e ISACKS 1979).

3. POSIBLE ESTRUCTURA EN BLOQUES EN EL SUR DEL PERU

Parece ser que la placa Sudamericana no es un bloque compacto que se desplaza como un todo hacia el Oeste, porque por lo menos para el Perú y el Norte de Chile se han identificado 3 grandes regiones sismotectónicas, separadas por las zonas de transición así denominadas por DEZA (1972); una de

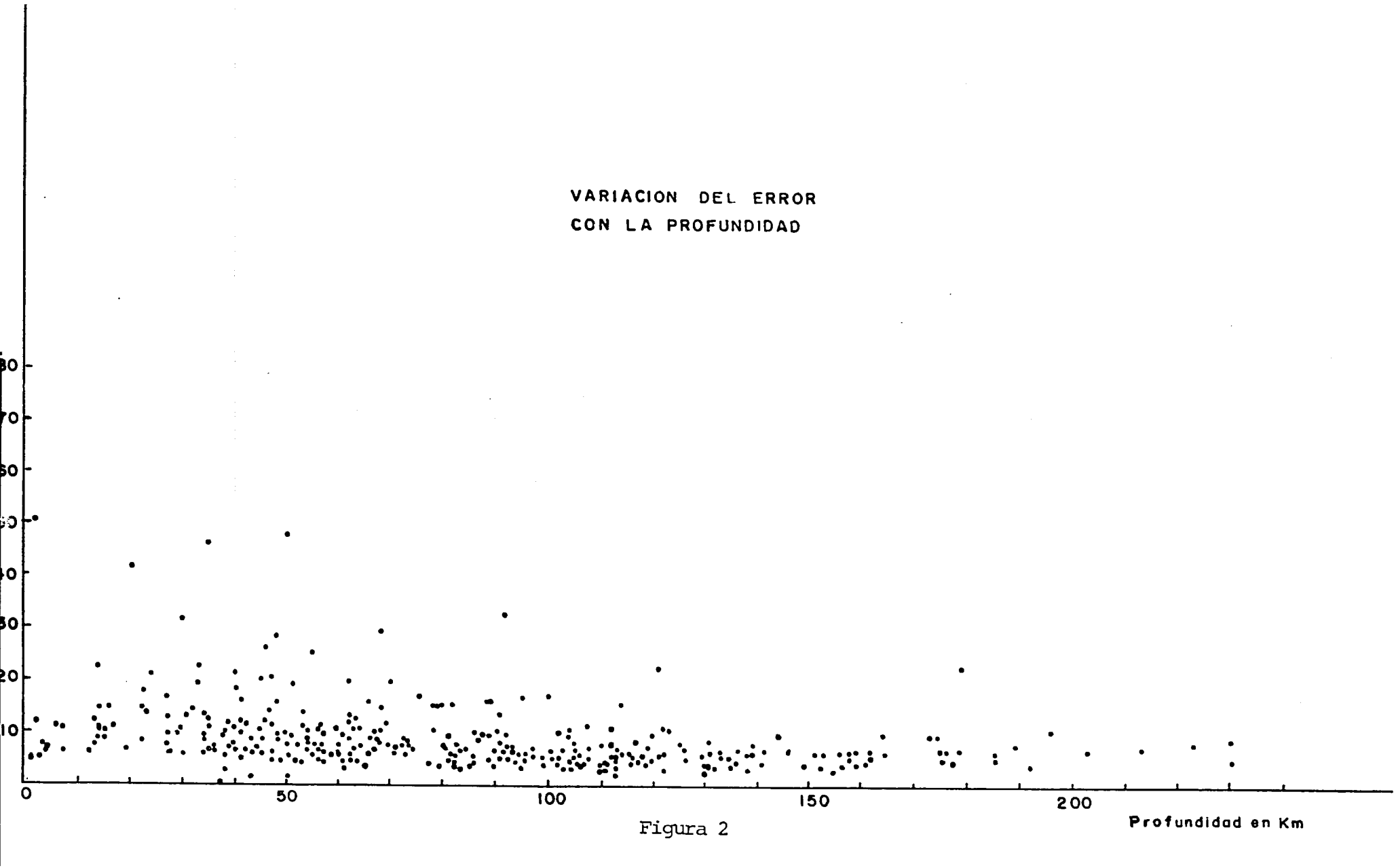

VARIACION DEL ERROR
CON LA PROFUNDIDAD
80
70
60
50
40
30
20
10
0
50
100
150
200
Profundidad en Km

Figura 2

VARIACION DEL ERROR
CON LA LONGITUD W

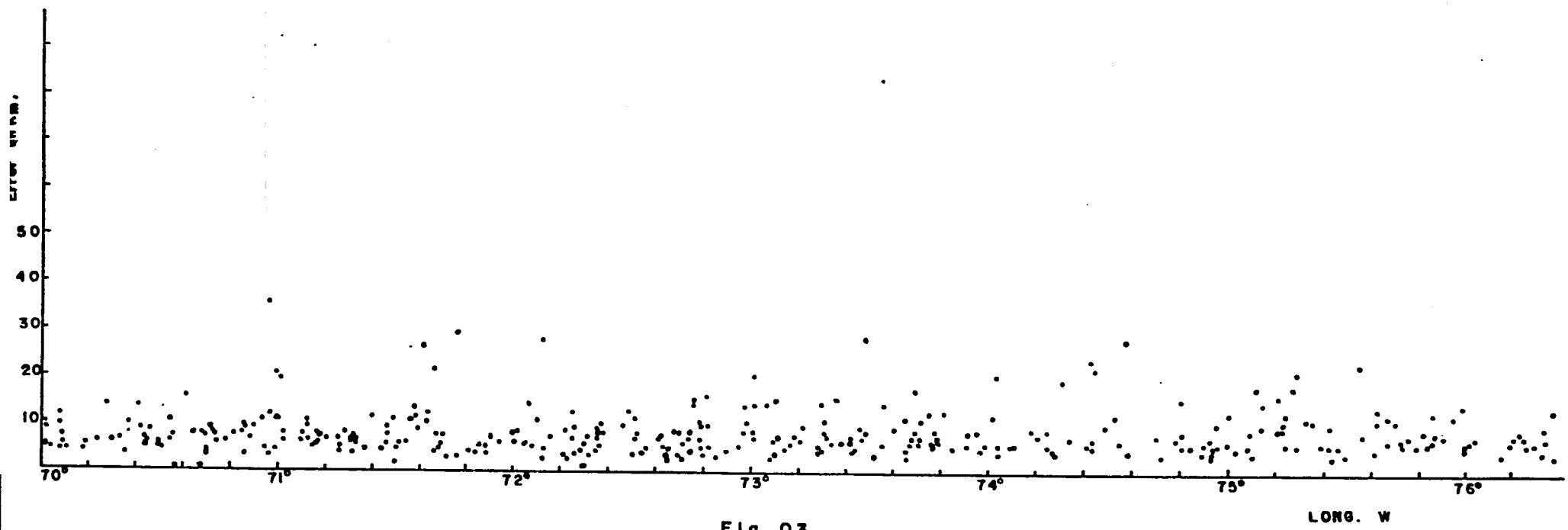


Fig. 03

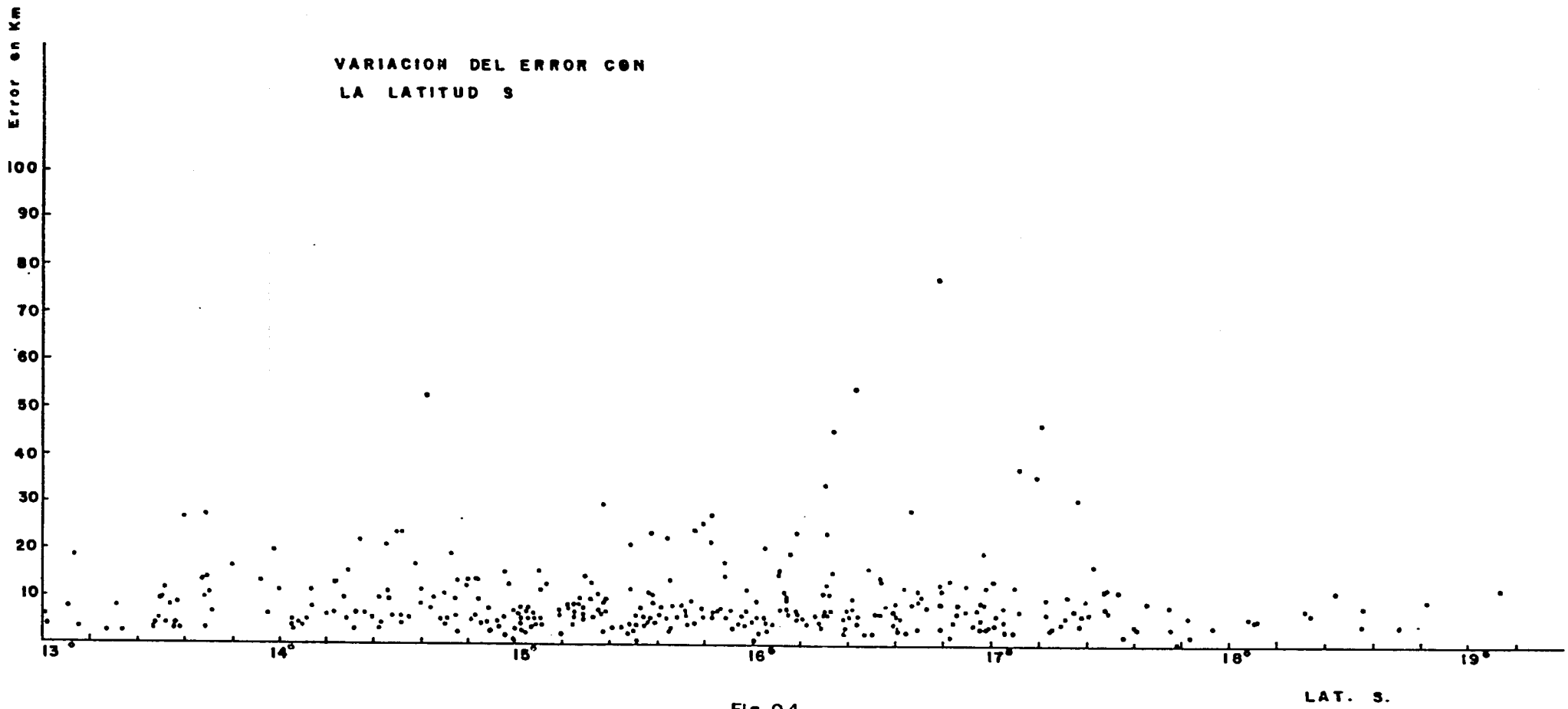

VARIACION DEL ERROR CON
LA LATITUD S
Error en Km
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
13°
14°
15°
16°
17°
18°
19°
LAT. S.

Fig. 04

estas zonas de transición y de importancia para el caso presente, se ubica entre los paralelos 13° y 14°Sur y estaría constituído por un sistema de fracturamiento transcurrente sinestral complejo de rumbo predominante Este-Oeste, (DEZA 1972); esto se habría formado por la acción pasiva de la Dorsal de Nazca, oponiéndose al movimiento de la Placa Sudamericana (DEZA 1972) ; esta zona de transición constituye el límite norte de la Región sismotectónica Sur del Perú y Norte de Chile, y su límite Sur sería otra zona de transición posiblemente similar a la anterior pero entre los paralelos 26° y 27° Sur, como lo señalan GAJARDO y LOMNITS (1960), en donde la Dorsal de Iqui - que pudiera jugar un papel importante al igual que la Dorsal de Nazca.

En el mapa de lineamientos estructurales (Fig. 1), se identifican la zona de transición sismotectónica con los grandes lineamientos Este-Oeste entre los 13° y 14°Sur, además de otros más pequeños que en conjunto formarían un sistema de lineamientos; algunos tramos de estos lineamientos, constituyen fallas activas (mapa neotectónico; SEBRIER y otros 1984) asociados a sismos como por ejemplo el terremoto del Cuzco del 21-05-1950; estas fallas están en proceso de estudio de campo.

Al efectuar un análisis más detallado de los lineamientos trasversales a los Andes en el Sur del Perú, se identifican varios lineamientos de más de 150 Kms. que son señalados en el litoral con números y flechas, tal como se ve en la figura 1; varios de ellos son lineamientos persistentemente contínuos y otros discontínuos y paralelos formando sistemas agrupados en franjas estrechas.

El agrupamiento de los hipocentros se muestra también en áreas definidas cuyos bordes sugieren ser transversales a los Andes por lo menos dentro del ámbito continental.

Al suponer ambas distribuciones, tanto la de los lineamientos como la de los hipocentros se obtiene una coincidencia notablemente sorprendente entre los lineamientos transversales señalados en la Fig. 1 y los límites de los agrupamientos de hipocentros; este resultado se muestra en la Fig. 5; salta a la vista la posible estructura en bloques transversales a los Andes. Se identifican 5 bloques sismotectónicos principales de diferente dirección; se les ha denominado de NorOeste a Sur Este, bloques de 1 al 5, siendo los bloques 1 y 2 de menor dimensión y acuñados a la zona de transición sismotécnica. Los límites entre estos bloques se piensa que son estructuras verticales de carácter profundo que involucrarían a la placa de Nazca subducciona debajo del continente.

Para determinar las características individuales de los bloques se efectuaron 6 perfiles transversales uno para cada bloque con excepción del bloque N° 4 el cual fue dividido en 2 perfiles por presentar una distribución hipocentral algo más compleja que los otros bloques; esto se muestra en las Figuras del 6 al 11, en las que además, para cada perfil, se muestra su ubicación.

Una característica común para todos los perfiles es que el ángulo de subducción hasta profundidades próximas a los 100 kms. es de aproximadamente 30°, lo cual ya es conocido, sin embargo la zona de cambio angular de subducción de la placa de Nazca no ocurre en la ubicación señalada por BARAZANGI e ISACKS, sino, como se puede ver en el perfil 1 (figura 6) el cambio ocurre en la zona de transición sismotectónica entre los 13° - 14° Sur. El cambio del valor angular es aparentemente brusco, de manera que la zona de

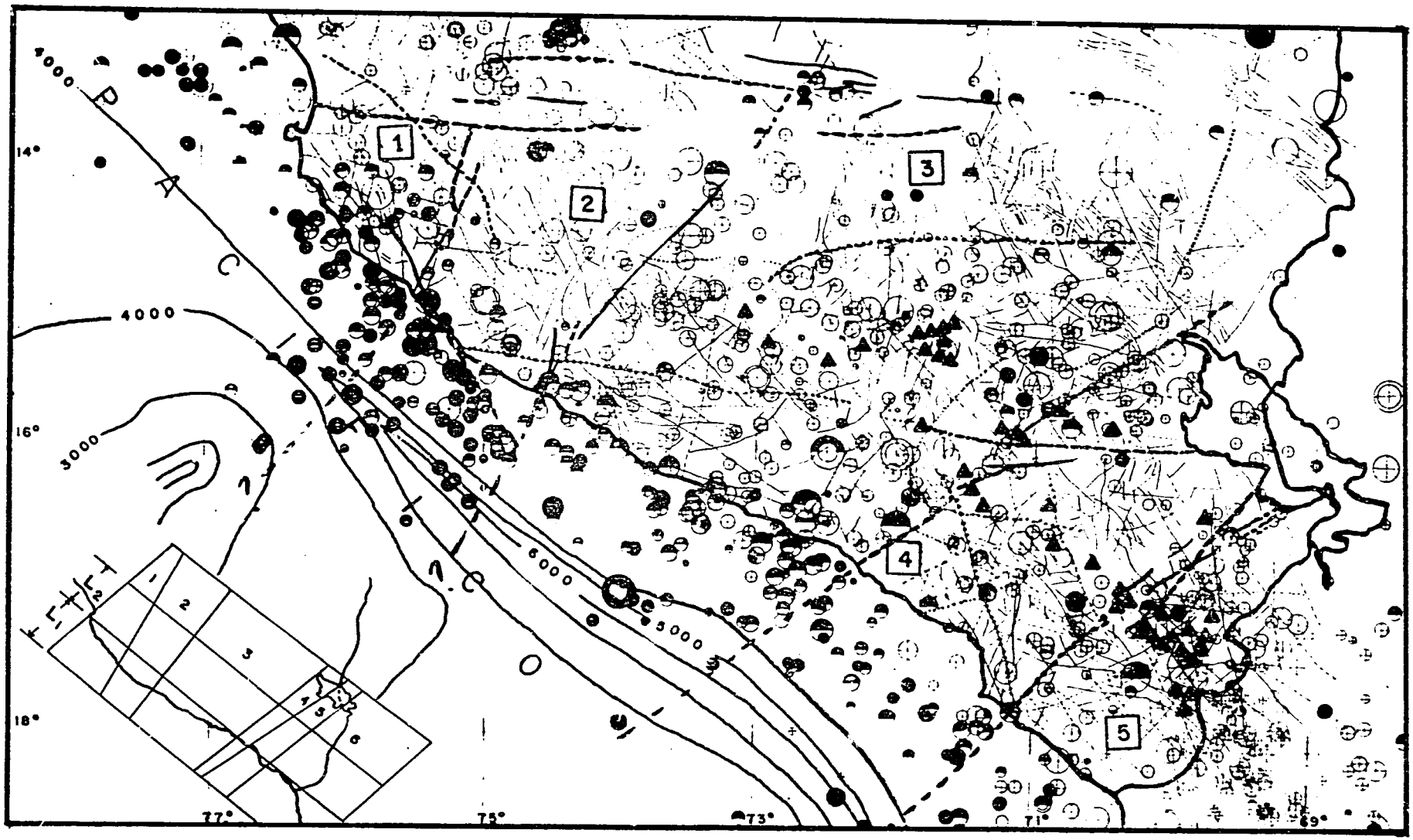

4000
P
A
C
I
F
I
C
O
4000
3000
6000
5000
14°
16°
18°
77°
75°
73°
71°
69°
1
2
3
4
5
1
2
3
4
5
6

Figura 5

transición representaría una estructura vertical de por lo menos 100-150 km. de profundidad; esta estructura señala el comienzo del bloque N° 1 en donde la placa de Nazca debajo del Continente a 100-150 Km. de profundidad y a 150 Km. de la línea de la costa, sufre aparentemente una deflexión hasta ponerse casi horizontal en forma similar a la geometría de la placa de Nazca del Centro y Norte Peruanos.

El bloque N° 2, de baja sismicidad presenta un perfil (Fig. 7) similar al anterior en cuanto a geometría y valor angular, pero la distribución hipocentral presenta una discontinuidad, prácticamente a la altura de la línea de Costa, que en superficie estaría identificada por la prolongación de uno de los lineamientos longitudinales del bloque N° 1.

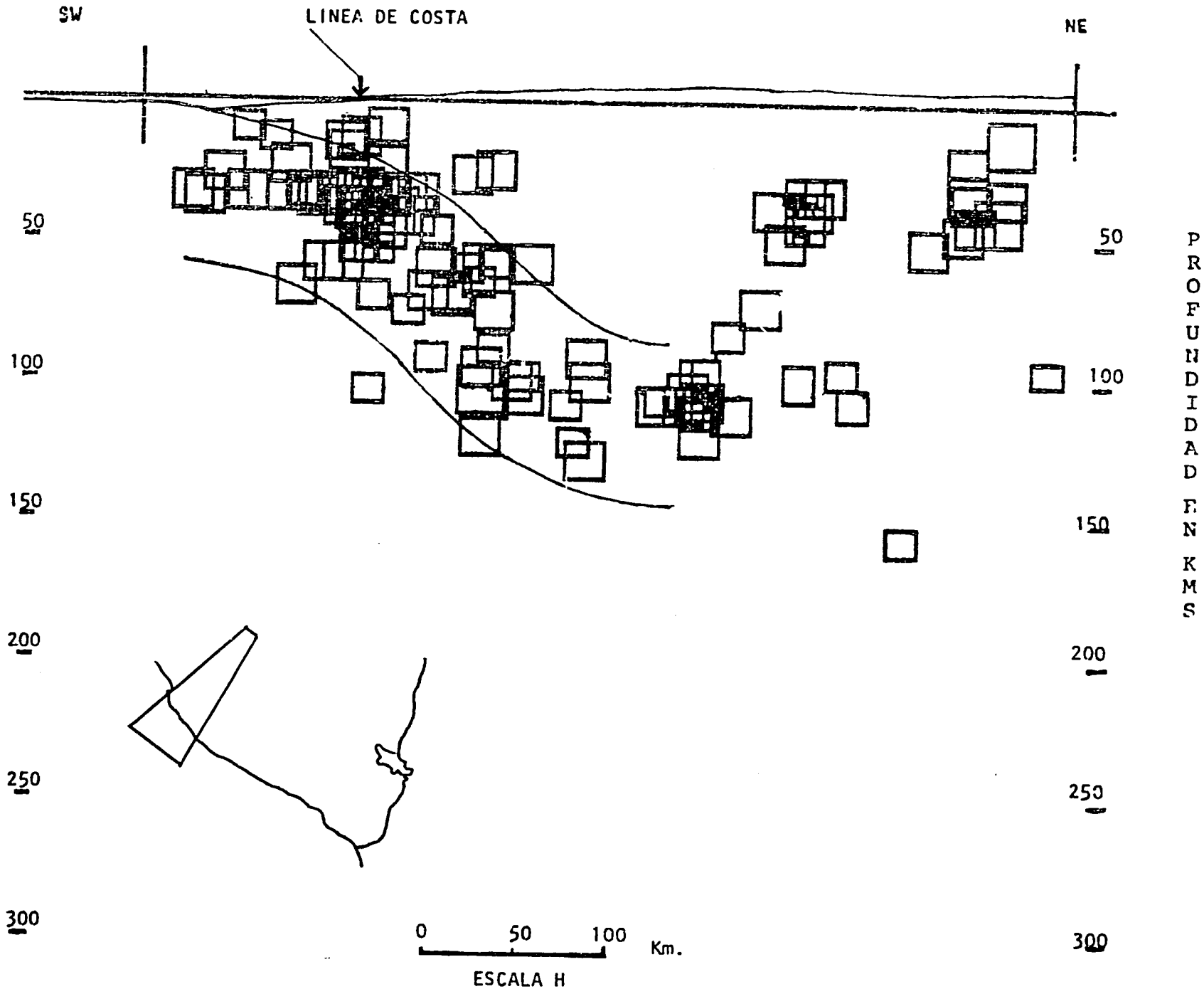
El bloque N° 3, es el de mayor tamaño y está atravezado por lineamientos Este-Oeste de gran dimensión que complican la geometría del bloque especialmente en el borde Este, como se puede ver en la Fig. 5; su perfil (Fig. 8) es más complicado porque hasta 150 Km. de la Costa la inclinación de la placa es similar al de las 2 anteriores, pero a partir de esta distribución y a 100-150 Km. de profundidad, la geometría de la placa se complica presentando en forma combinada dos modalidades; una parte de la placa parece que adquiere una geometría plana, siguiendo el patrón de las 2 anteriores y la otra parte mantiene la inclinación inicial de 30°; de acuerdo con este resultado, el cambio de geometría de la placa de Nazca dentro de este bloque, estaría originando la división del bloque 3 en dos sub-bloques ambos sísmicamente activos; el cambio de geometría de la placa de Nazca dentro de este bloque ocurriría en una zona de ruptura señalado por BARAZANGI e ISACKS (1979) o sería tal vez una contorsión en lugar de ruptura, como es señalado por GRANGE y otros (1984). Por otro lado el cambio de geometría de la placa de Nazca en este bloque, estaría físicamente representado en la superficie por el lineamiento N° 3 de la figura 1 que soportaría mejor la tesis de BARAZANGI e ISACKS (1979), aunque una combinación de ambas hipótesis es también factible.

El bloque N° 4 es un bloque nuevamente de baja sismicidad; su forma no es tan rectangular como las 2 anteriores y la distribución hipocentral se agrupa en la parte central y sur del bloque; muestra una distribución de lineamientos algo más compleja que los anteriores; por tales motivos se trazaron 2 perfiles como se muestra en las Figuras 9 y 10.

En ambas figuras la inclinación de la placa de Nazca muestra la misma pendiente de 30° hasta profundidades mayores de 200 Km; no presenta la geometría plana como en los dos primeros bloques. En el perfil de la Fig. 9 los hipocentros se presentan en 2 grupos conforme aumenta la profundidad; este perfil es en cierta forma similar al perfil del bloque 1, pero, por ser escasa la información, no se puede efectuar ninguna inferencia.

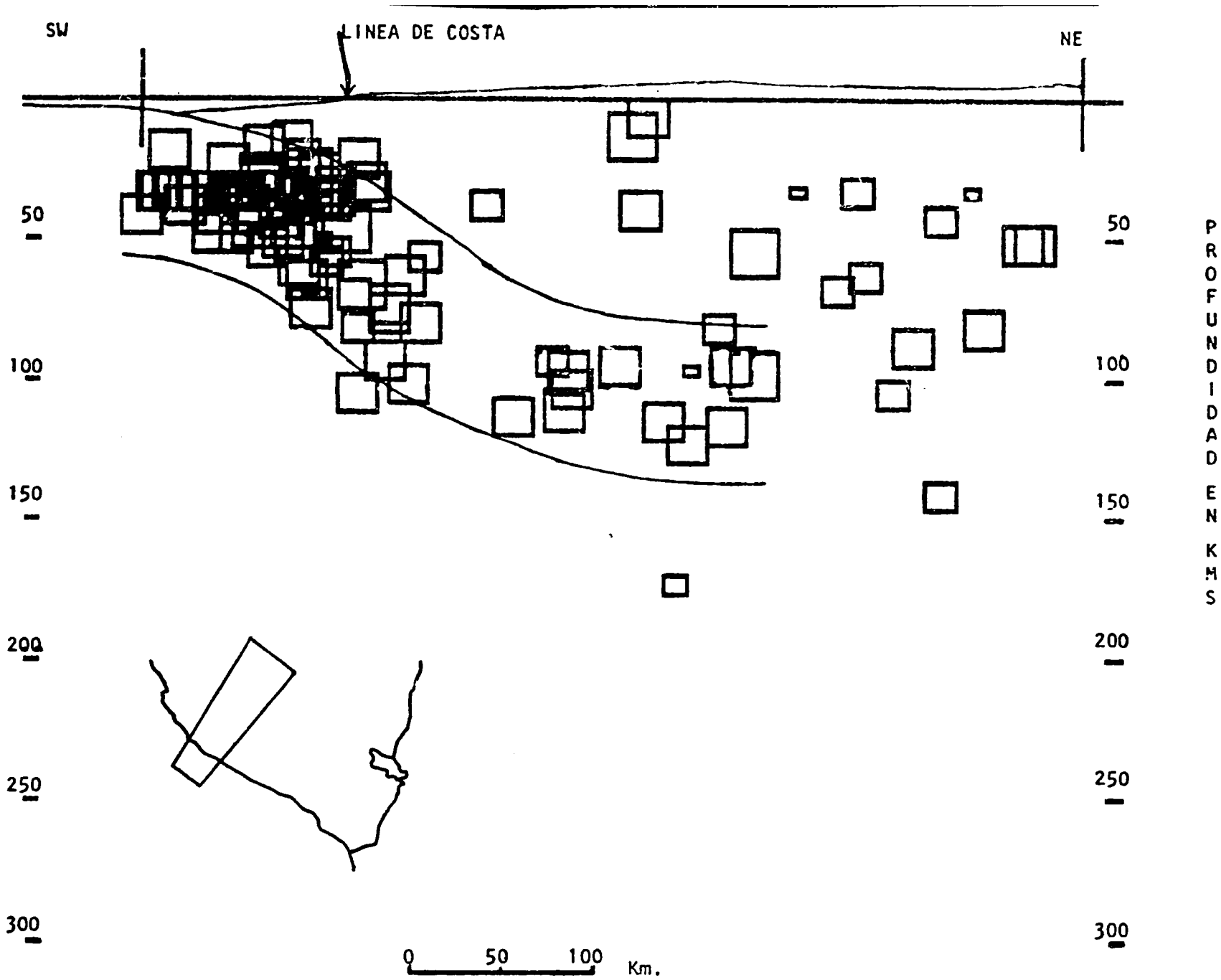
El bloque N° 5, justamente en la flexura del Continente, presenta nuevamente alta actividad sísmica; el límite Sur de este bloque no ha sido definido por haber considerado el análisis solo hasta la latitud 19° S; sin embargo el perfil de la Fig. 11 correspondiente a este bloque, muestra que la inclinación de la placa de Nazca mantiene un ángulo de 30° y que en profundidad (100-150 Km.), la placa no presenta la geometría plana como la de los bloques 1, 2 y parte del 3.

Para complementar el análisis anterior se prepararon 2 perfiles longitudinales paralelos a los Andes (Figs. 12 y 13).



PERFIL TRANSVERSAL 1

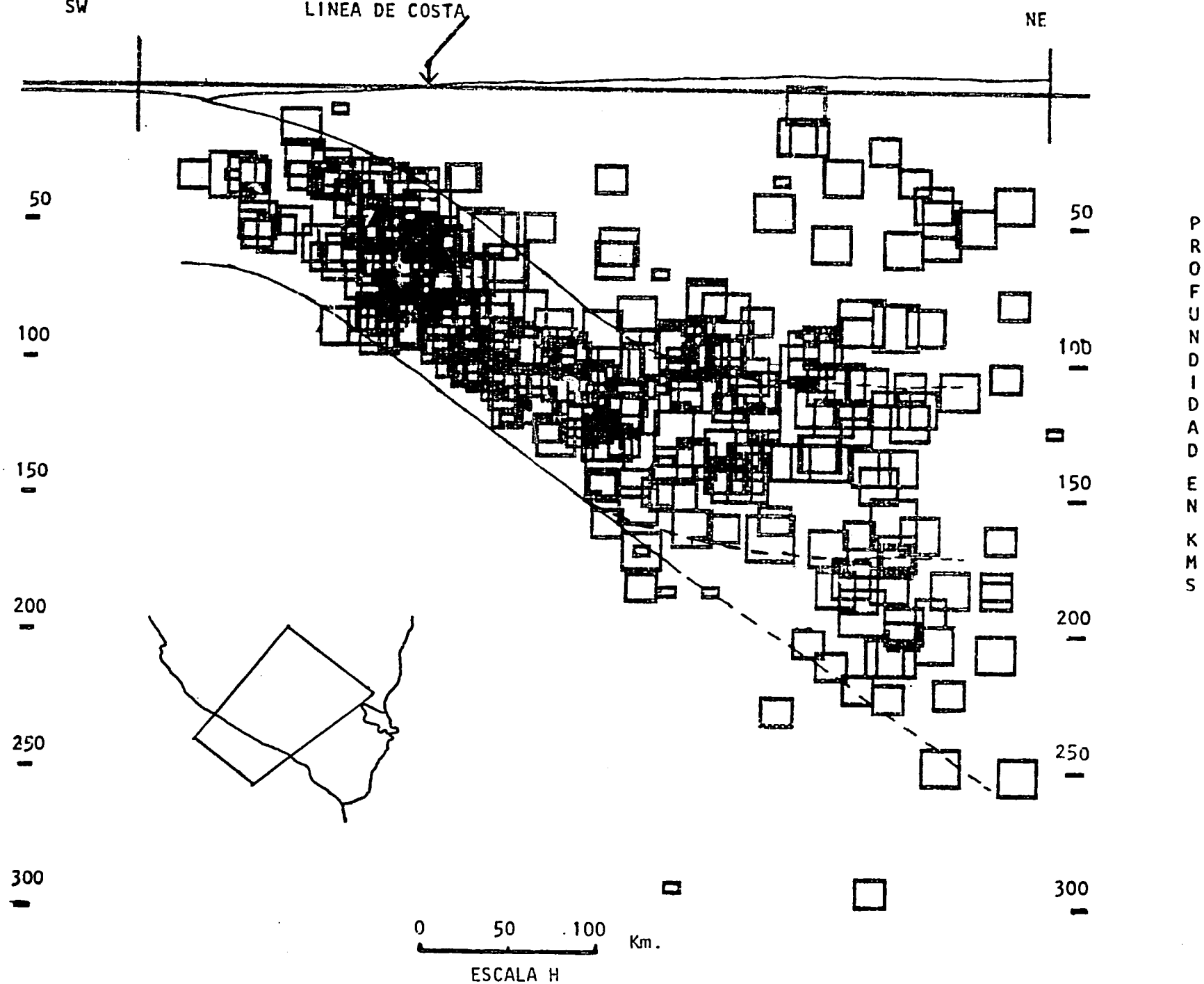
232



PERFIL TRANSVERSAL 2

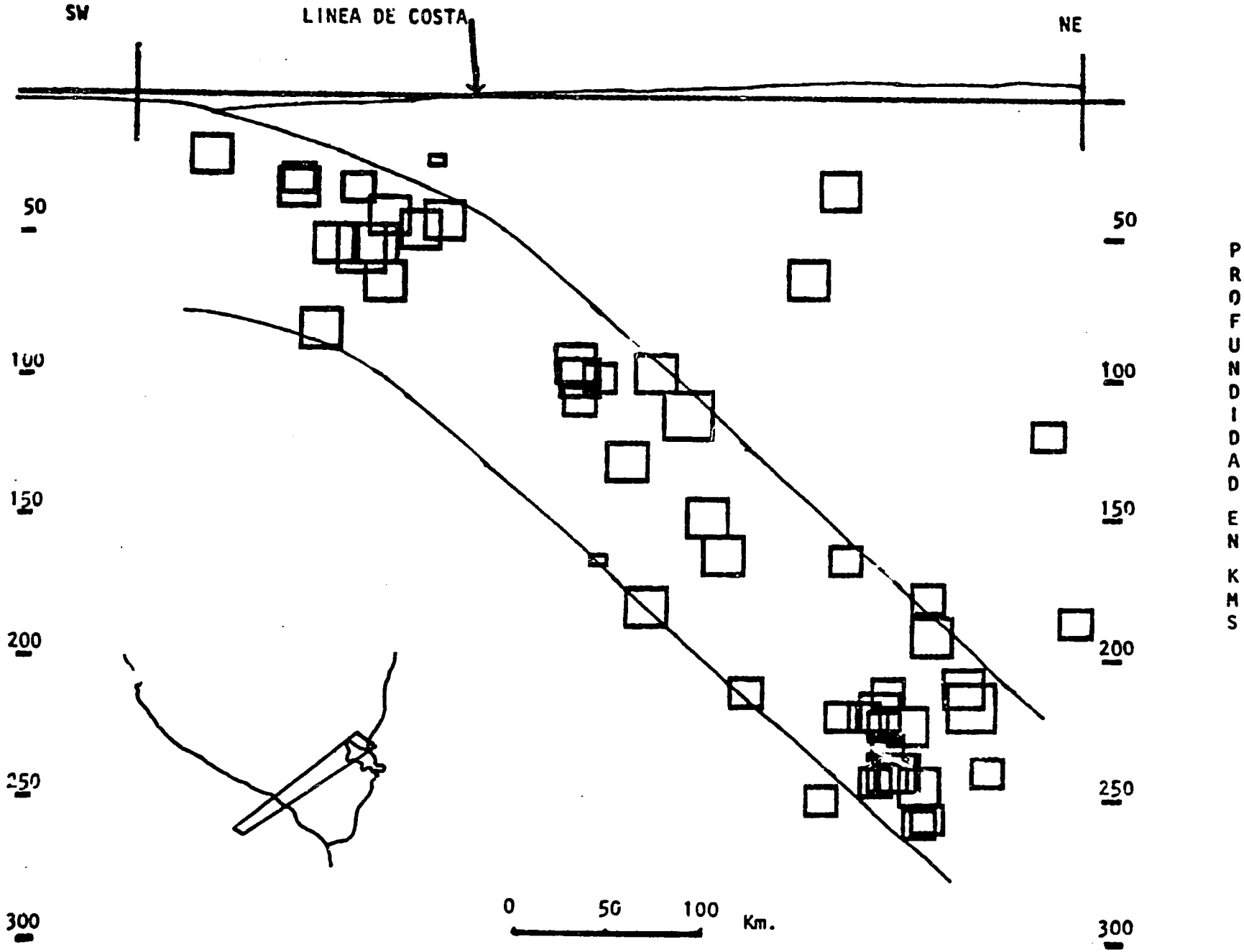
Fig. 07

232



PERFIL TRANSVERSAL 3

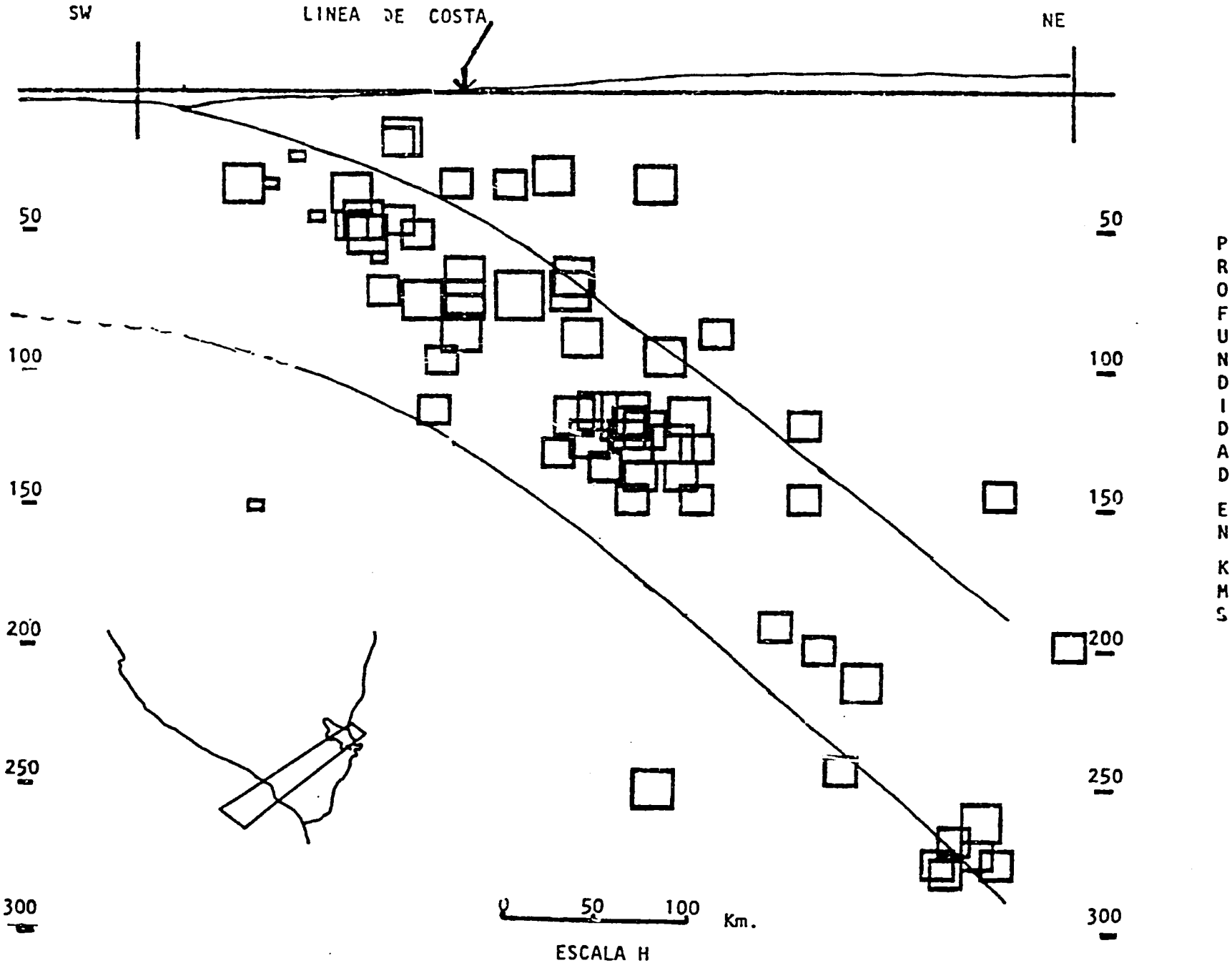
Fig. 08



PERFIL TRANSVERSAL 4

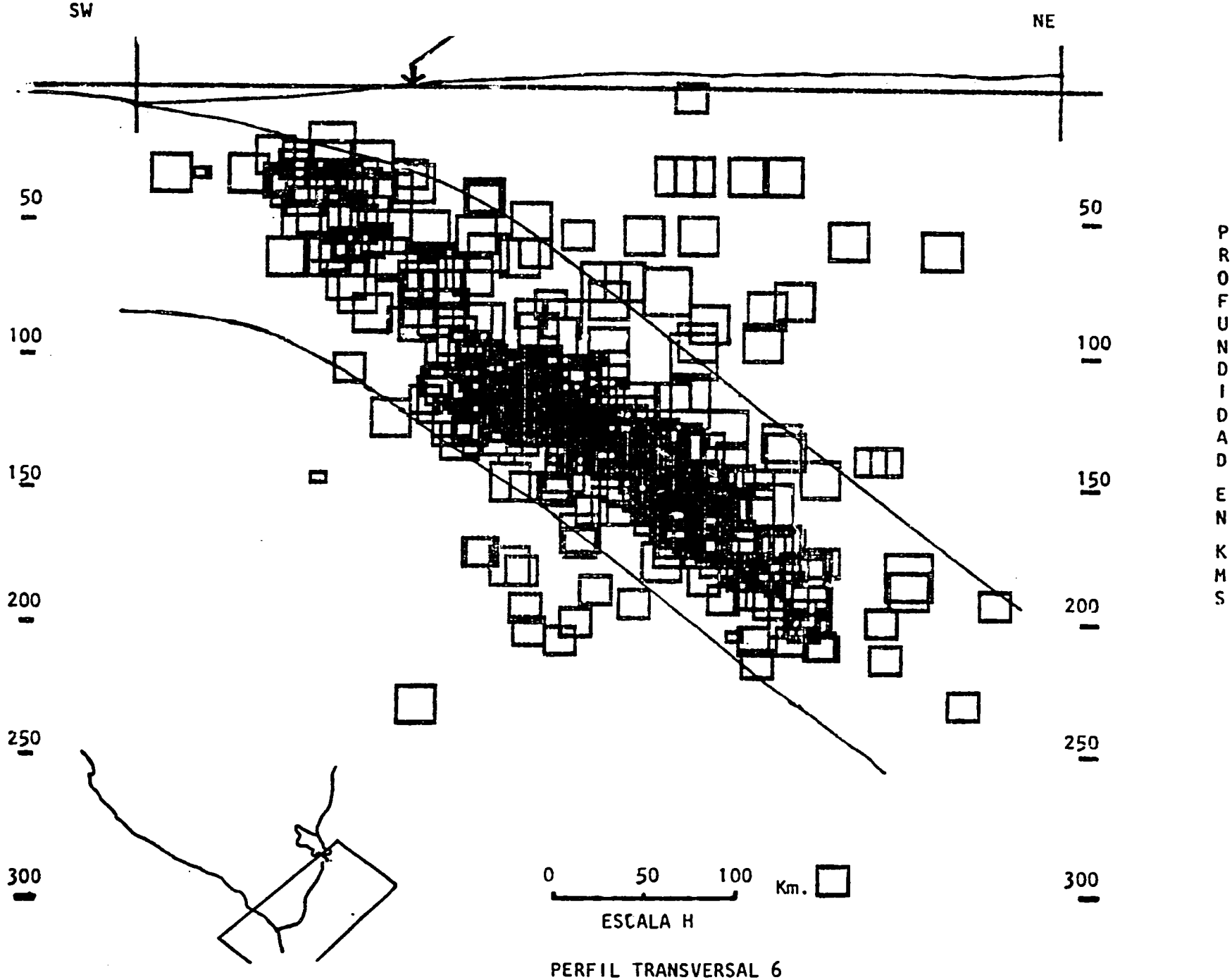
Fig. 09

235



PERFIL TRANSVERSAL 5

Fig. 10



PERFIL TRANSVERSAL 6

Fig. 11

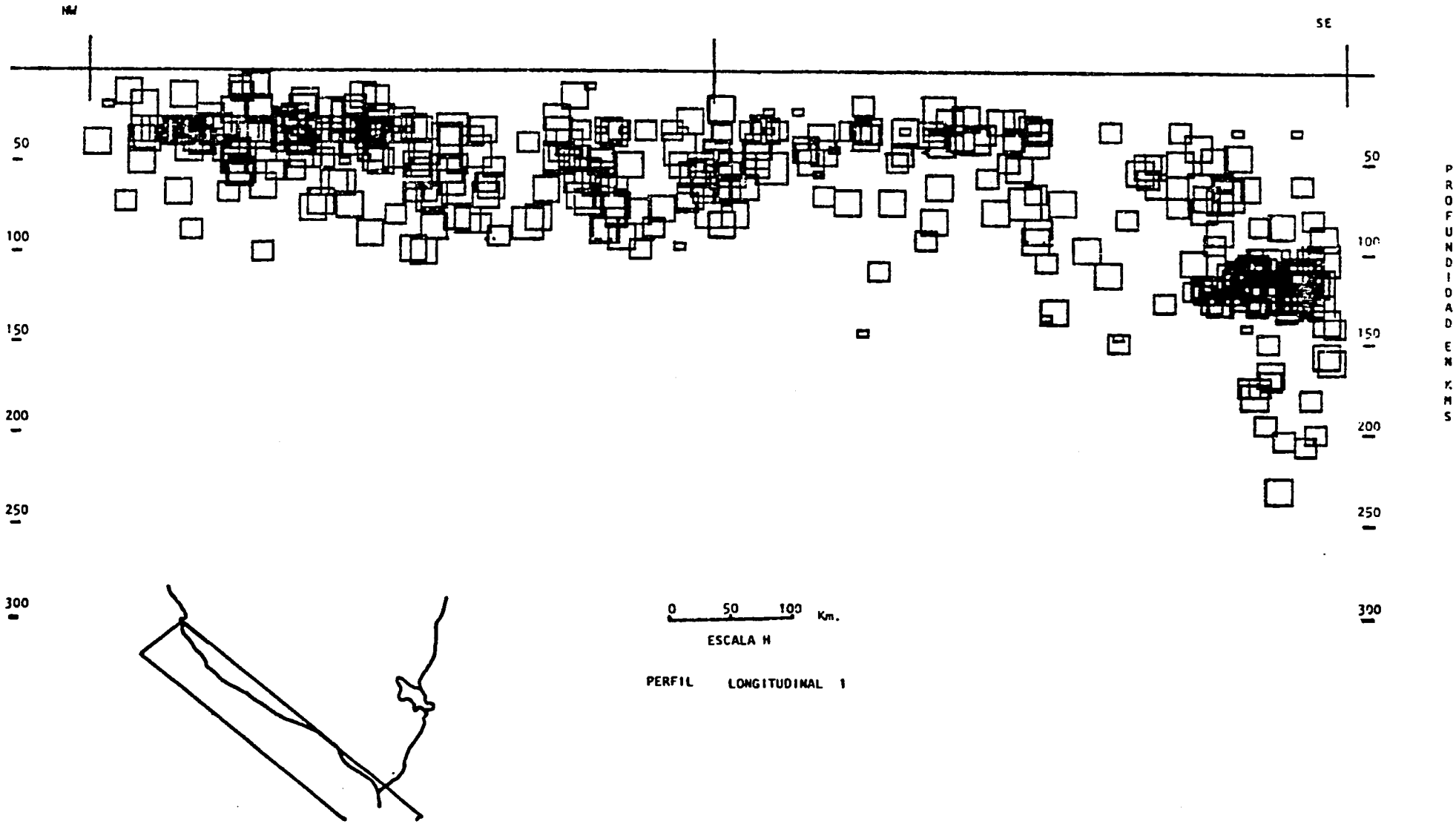

NW
SE
50
100
150
200
250
300
PROFUNDIDAD EN KMS
0 50 100 Km.
ESCALA H
PERFIL LONGITUDINAL 1

Fig. 12

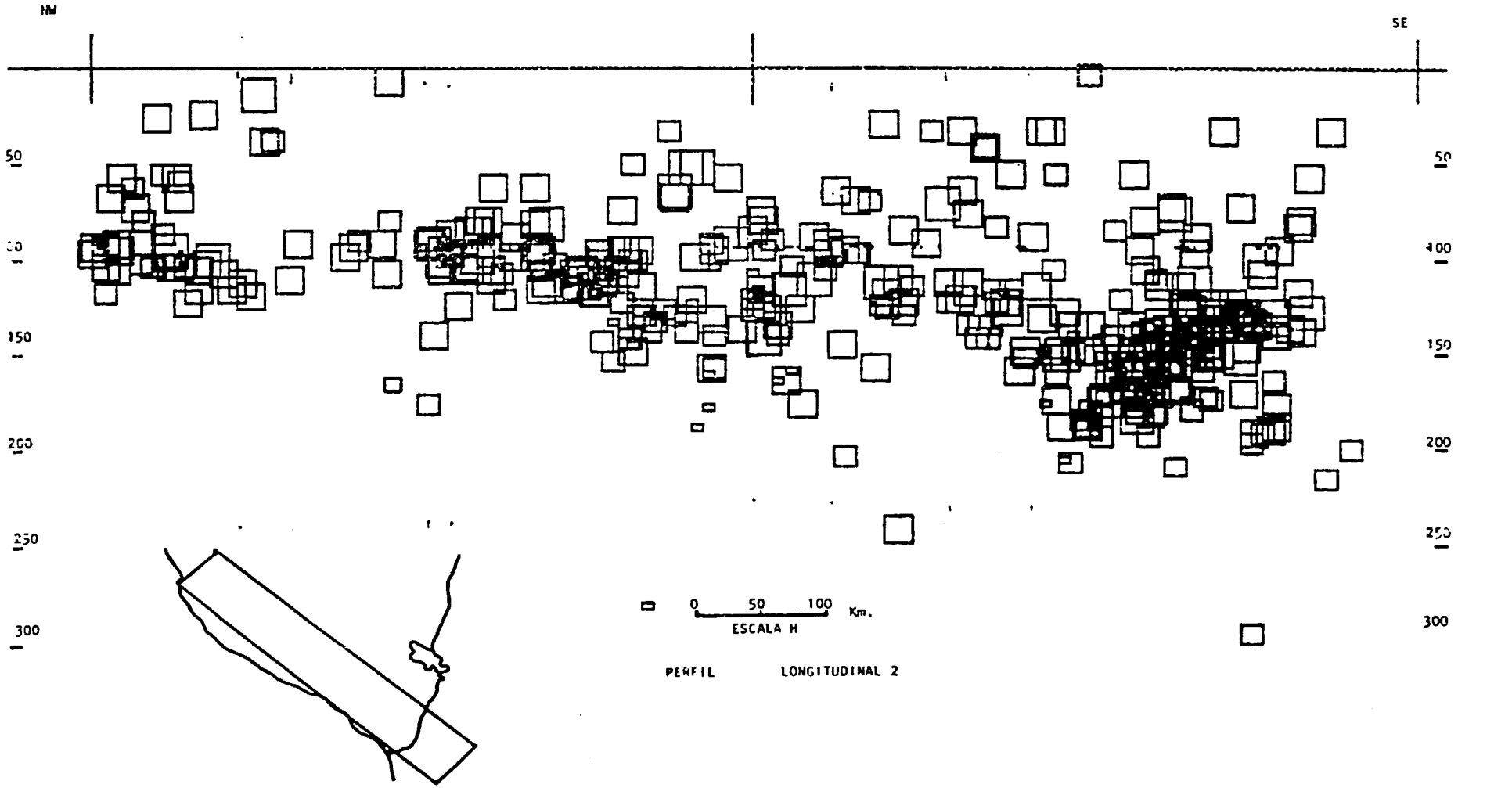
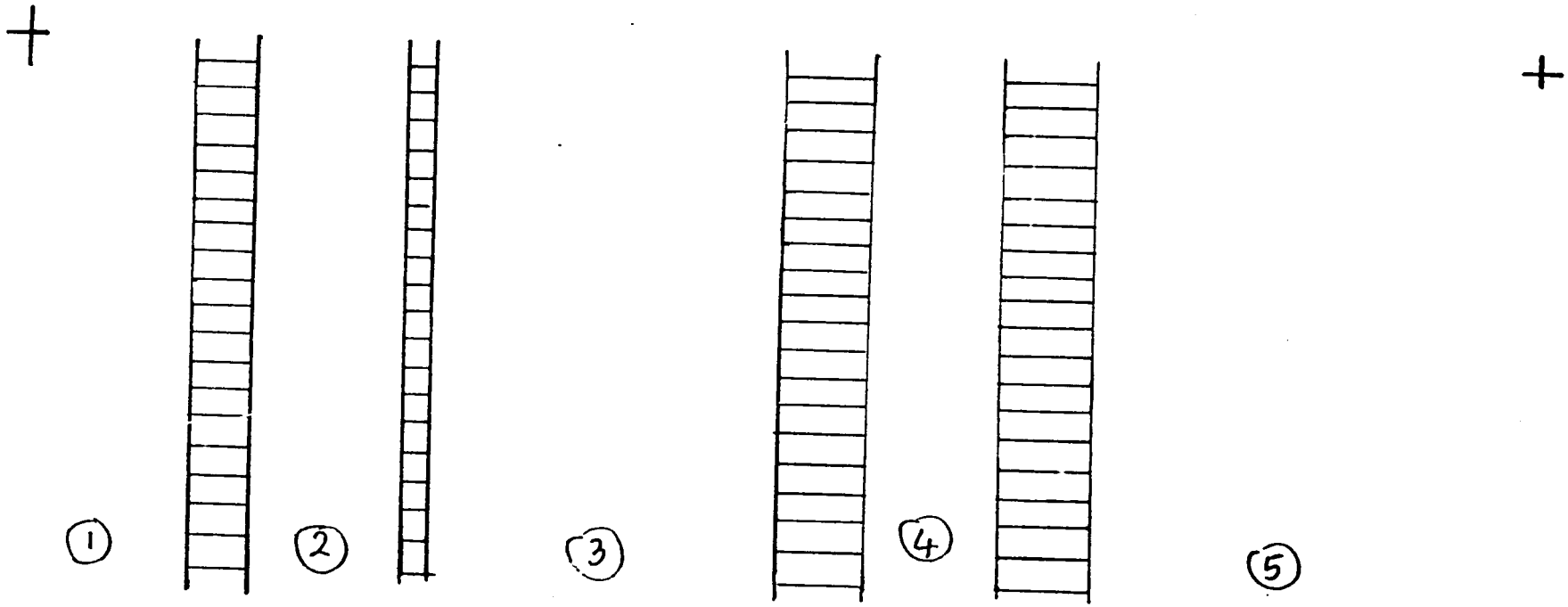

NW
SE
50
100
150
200
250
300
PROFUNDIDAD EN KMS
0 50 100 Km.
ESCALA H
PERFIL LONGITUDINAL 2

Fig. 13


1
2
3
4
5

El perfil longitudinal 1 (Fig. 12) comprende la plataforma continental hasta la fosa y parte de la Costa; en el cual se han proyectado a manera de planos verticales, los lineamientos que separan los posibles bloques sismotectónicos; se puede notar que la distribución de los hipocentros se presenta en agrupamientos y que los planos proyectados, especialmente entre los bloques 1, 2 y 3, se encuentran desplazados hacia el Nor Oeste y no coincide con los bordes de los agrupamientos; ésto puede deberse a que la estructura próxima a la fosa puede ser mucho más compleja que la del Continente , como se puede ver en los bloques 1 y 2 (Fig. 5), en donde un alineamiento casi longitudinal en la Costa, probablemente continúa hacia la plataforma y controla la actividad sísmica de estos 2 bloques, debajo de la plataforma próxima a la fosa. Por otro lado, si se considera que la distribución espacial de los hipocentros, podría delinear la morfología de la placa de Nazca, en este perfil se podría insinuar algunas peculiaridades de la placa a lo largo de los Andes; para los bloques 1 y 2 existiría una inclinación de la placa de Nazca hacia el Sur Este, mientras que en los bloques 3 y 4 la inclinación sería hacia el Nor Este; para el bloque 5 la inclinación nuevamente parece ser hacia el Sur Oeste.

El perfil longitudinal 2 (Fig. 13) que involucra la Costa y la Cordillera Occidental Andina presenta en forma de agrupamientos la distribución espacial de los sismos; en este perfil al igual que el anterior se han proyectado en profundidad en forma vertical los lineamientos que en superficie delimitan los bloques sismotectónicos; en este perfil los bordes de los agrupamientos sísmicos son coincidentes con los planos proyectados, individualizando en profundidad con mayor claridad los 5 bloques sismotectónicos;es evidente la drástica disminución de actividad sísmica en los bloques 2 y 4. Se puede observar aproximadamente en la mitad del bloque 3, un adelgazamiento o disminución de actividad sísmica que podría coincidir con la zona de ruptura postulado por BARAZANGI e ISACKS (1979).

Al igual que en el perfil 1, si la distribución espacial de los hipocentros puede delinear la morfología de la placa de Nazca, en este perfil se tendrá las siguientes características: en los bloques 1 y 2, la placa podría esbozarse como horizontal; en el bloque 3 la inclinación parece ser hacia el Sur Este, contrario a lo del perfil 1 (Fig. 12). En el bloque 4, la distribución hipocentral se muestra algo difusa sin embargo, insinúa una inclinación hacia el Sur Este. En el bloque 5 la tendencia de inclinación es claramente hacia el Nor Oeste contrario a lo del perfil 1.

Esta distribución en bloques esbozada anteriormente muestra además dos características conspicuas; la primera está relacionada a la distribución de los volcanes. Se había señalado con anterioridad (DEZA 1972), que la distribución de volcanes cuaternarios en el borde occidental de Sudamerica está circunscrita a regiones sismotectónicas por lo menos en Ecuador, Perú y Chile , de tal modo que la región sismotéctónica que involucra el extremo Norte del Perú y Ecuador, muestra la presencia de volcanes; la región sismotectónica del Norte y Centro Peruanos, está excenta de volcanes activos cuaternarios y la región sismotectónica del Sur del Perú y Norte de Chile presenta vulcanismo activo.

La posible estructura en bloques sismotectónicos esbozada en el presente trabajo muestra que la distribución de los volcanes en esta región sismotectónica del Sur del Perú y Norte de Chile, se presenta en concordancia a la distribución de los bloques mencionados.

Una mayor concentración de volcanes ocurre en los bloques 3 y 5 que son de alta sismicidad, mientras que en el bloque 4, que es de baja sismicidad y de menor dimensión la concentración de volcanes es menor, es de notar también que en los bloques 3 y 4 existen agrupamientos de volcanes en las inmediaciones de los lineamientos límites de estos bloques. Se puede notar también que en el bloque 1 de alta sismicidad hay ausencia de volcanes, posiblemente por su pequeña dimensión y por la morfología de la placa.

La segunda característica que es interesante mencionar es la relativa a la presencia en el Sur del Perú de dos extensas áreas mineralizadas en activa explotación; la primera corresponde al yacimiento de Hierro de Marcona (Ica) que se encuentra en el bloque 2 de baja sismicidad y en la zona de la costa; el yacimiento parece estar conectado al lineamiento que separa el bloque 1 del bloque 2 y al lineamiento que parece limitar la actividad sísmica oceánica del bloque 2. La segunda área mineralizada corresponde a los yacimientos cupríferos de Toquepala y Cuajone (Moquegua) que están ubicados en el bloque 4 de baja sismicidad y en la parte alta del flanco occidental de la Cordillera Occidental; por su inmediata proximidad al lineamiento que separa los bloques 4 y 5, debe de estar estrechamente vinculado a él.

4. DISCUSION Y COMENTARIOS

La distribución espacial de los sismos y la distribución de los grandes lineamientos transversales, señalan la existencia de 5 bloques sismotectónicos de alta y baja sismicidad distribuídos transversalmente a los Andes en el Sur del Perú. Estos lineamientos parecen ser fracturas verticales que estarían afectando a la placa de Nazca que se encuentra debajo del Continente; es en estas estructuras donde se preseatan los cambios angulares de inclinación de la placa de Nazca en su proceso de descenso. El cambio más importante de inclinación de la placa de Nazca ocurre en la zona de transición sismotectónica identificada en la superficie por un sistema de lineamientos Este Oeste, o sea que de la región sismotectónica del Norte y Centro peruanos donde el ángulo es de 10°, próxima a la fosa y casi plana a 150 a 200 km. de la fosa, cambia casi bruscamente para adquirir un ángulo de 25° - 30° cercano a la fosa y conseguir ser casi horizontal a 150 km. aproximadamente de la fosa hacia el Continente y a 100 km. de profundidad aproximadamente.

Esta forma de cambio angular se mantiene en los bloques 1, 2 y parte del 3 hasta el lineamiento 3 (Fig. 1), a partir del cual y hacia el Sur la placa de Nazca que se introduce debajo del Continente, no presente una morfología plana a 100-150 kms. de la fosa tal como la señalan BARAZANGI e ISACKS (1979) y GRANGE y otros (1984) de modo que hacia el Sur a partir de la mitad Sur del bloque 3 e incluyendo a los bloques 4 y 5, el ángulo de inclinación de 25° a 30° de la placa de Nazca en descenso, es más o menos uniforme.

Por otro lado la presencia de los volcanes está circunscrita a los bloques 4 y 5, notándose un mayor agrupamiento en el borde sur del bloque 3 y en el borde Norte del bloque 5. Se había indicado que en los perfiles longitudinales, la morfología longitudinal de la placa de Nazca introducida debajo del Continente muestra, especialmente para los bloques 3, 4 y 5, cambios de inclinación en un sentido, próximo a la fosa (perfil longitudinal 1, Fig. 12) y en sentido contrario a 100 - 200 km. alejado de la fosa (perfil longitudinal 2, Fig. 13). Esta morfología, de cada bloque, sugiere una posible "contorsión" de la placa y es justamente en estos bloques donde se

presenta la actividad volcánica, mientras que en los bloques 1 y 2 no exista esta posible "contorsión" y por lo tanto hay ausencia de volcanes; es posible que los grandes yacimientos minerales, el del cobre en el bloque 4 y el de hierro en el bloque 2 estén ligados a la "contorsión" de la placa el primero y a la ausencia de "contorsión", el segundo.

La dinámica de ésta área se presenta cada vez más compleja siendo necesario mayores observaciones no sólo desde el punto de vista de la sismología, sino también de otras ramas de la geofísica, tales como gravimetría y magnetismo, así como vulcanológicas y neotectónicas. Por estas circunstancias no se desea ir más allá en las especulaciones hasta no poseer mayor información.

Indudablemente que la evaluación del riesgo sísmico varía hacia niveles más específicos o más concretos en la medida que se conozca mejor el régimen sísmico y éste solo será posible con un mayor conocimiento de la estructura sismotectónica Sudamericana, lo que se va conociendo cada vez más en la medida que se integren los resultados de diversas disciplinas; esta integración deberá ampliarse y profundizarse cada vez más siendo necesario tal vez que este proceso se considere con mayor énfasis en la siguiente etapa del proyecto SISRA.

REFERENCIAS

1. Tanaka, Y., Ichinohe, Deza, E. y Giesecke, A. (1969)

   Anomalous changes of the ground tilts and strains before and after the ocurrence of the Ica Earthquake on June 7, 1966, in Perú. An. Dis Prev. Res. Inst. Kyoto Univ. Kyoto Japan.

2. Deza, E. y Minaya, M., (1984)

   "Mapa de lineamientos estructurales y actividad sísmica del territorio Peruano", informe interno Instituto Geofísico del Perú; Dirección de Movimiento de Corteza Terrestre. Agosto 1984. Informe interno IGP.

3. Deza, E. (1972)

   Zonas de transición sismotectónica en Sudamérica; Estudio preliminar de la zona de transición en el Perú. Simposio del Manto Superior 1970, Bs. As. Argentina. Comité Argentino del Manto Superior, Bs. As. 1972.

4. Barazangi, M. e Isacks, B.L. (1979)

   Subduction of the Nazca plate beneath Perú: evidence from spatial distribution of Earthquakes Geophys J.R. Astron Soc. 57; pp. 537-555.

5. Stauder, W. (1975) The subduction of the Nazca Plate under Perú as evidenced by focal mechanism and by seismicity - J. Geophy R. Vol 80- N° 8.

6. Grange, F., Cuningham, P., Gagnepain, J., Hatzfeld, D., Molnar, P., Ocola, L., Rodríguez A., Roecker, S.W., Stock, J.m., Suárez, G. (1984).

The configuration of the seismic zone and the downgoing slab in southern Perú (in Press).

7. Gajardo, E. y Lomnitz, C. (1960). Sismic provinces of Chile Proc. , 2d. world conf. Earthq Eng. (1526-1540).

TEXTO DE LAS FIGURAS

Fig. 1 - Mapa de distribución de lineamientos del Sur del Perú obtenido de imágenes de satélite LANDSAT II y EARTS 1. Con números y flechas se indica los grandes lineamientos transversales a la cadena Andina; los triángulos llenos representan los volcanes cuaternarios.

Fig. 2 - Variación del error en Km. en el cálculo de la profundidad de los hipocentros del USGS, con la profundidad.

Fig. 3 - Variación del error en Km. en el cálculo de la posición de los hipocentros, en este caso longitud.

Fig. 4 - Variación del error en Km. en el cálculo de la posición de los hipocentros; en este caso latitud. Se puede notar una mayor dispersión entre los paralelos 16° y 18° Sur.

Fig. 5 - Mapa que muestra los cinco bloques sismotectónicos cuyos límites lo constituyen los lineamientos transversales señalados en la Fig. 1. En este mapa se muestra también los lineamientos y la distribución espacial hipocentral de la actividad sísmica 1963-1980; los círculos llenos corresponden a las profundidades de 0 a 33 Kms.;los círculos medio llenos para 34 a 70 Kms.; los círculos en blanco para 500 a 700 Kms.; los triángulos llenos representan los volcanes cuaternarios; por números dentro de los cuadrados identifican el bloque sismotectónico respectivo.

Fig. 6 - Perfil transversal 1, correspondiente al bloque N° 1 en el ángulo inferior izquierdo se muestra su ubicación; se nota la inclinación de 25° - 30° de la placa de Nazca y su tendencia a conseguir una geometría plana.

2

Fig. 7 - Perfil transversal 2, correspondiente al bloque N° 2, se muestra su ubicación en el ángulo inferior izquierdo. Al igual que la figura 6 el ángulo de 25° - 30° de inclinación de la placa de Nazca tiende a disminuir hasta conseguir una geometría plana. Se nota una agrupación de hipocentros entre la Costa y la fosa.

Fig. 8 - Perfil transversal 3, correspondiente al bloque N° 3, se nota la inclinación de 25° - 30° de la placa de Nazca, a partir de los 100 Kms. de profundidad se nota una combinación de geometría plana y geometría inclinada.

Fig. 9 - Perfil transversal 4, correspondiente a la mitad Nor Este del bloque N° 4; la inclinación de la placa subduccionada se mantiene sin mayor alteración entre 25° - 30° hasta profundidades de 300 Kms. Se nota, al igual que el perfil transversal 2, agrupamientos de sismos entre la Costa y la fosa.

Fig. 10 - Perfil transversal 5, correspondiente a la mitad SurOeste del bloque N 4 La inclinación de la placa permanece similar al perfil anterior, no muestra un agrupamiento definido

Fig. 11 - Perfil transversal 6, correspondiente al bloque N 5, la inclinación de la placa permanece entre 25 - 30

Fig 12 - Perfil longitudinal 1, su ubicación se muestra en el ángulo inferior izquierdo; en el se han proyectado en profundidad los planos de los lineamientos que limitan los bloques sismotectónico.

Aunque los planos mencionados no concuerdan con las discontinuidades de la distribución hipocentral, esta distribución muestra cambios de inclinación lateral que sugerirían una morfología cambiante de la placa de Nazca en sentido lateral

Fig. 13 - Perfil longitudinal 2, su ubicación se muestra en el ángulo inferior izquierdo Se puede notar que los planos proyectados de los lineamientos concuerdan con las discontinuidades de la distribución hipocentral. Se puede ver también que ésta distribución muestra cambios de inclinación lateral, que sugirirían una morfología lateral cambiante de la placa de Nazca

SISMOTECTONICA DEL VALLE DE COCHABAMBA (BOLIVIA)

J. Remberto Cardona I. *

RESUMEN

Cuatro mecanismos focales estudiados nos indican que la región de Cochabamba está actualmente en una etapa de compresión de dirección aproximada NE-SW y de distensión NW-SE.

Los microterremotos de la parte Septentrional de la región están encerrados dentro de un área reducida mientras que en la parte Meridional se encuentran dispersos La actividad sísmica ocurre en la corteza a la profundidad de 24 ± 17 km.

Los parámetros a y b, en la fórmula log. N= a - bM, para esta región, a lo largo de 2 años son: a = 4 41, b = 1 01; esto es una región que da lugar a numerosos movimientos sísmicos pequeños, pero que en general no permite acumular grandes tensiones por lo que se tiene una baja probabilidad de sismos de gran magnitud.

SEISMOTECTONICS OF THE COCHABAMBA VALLEY (BOLIVIA)

ABSTRACT

Four focal mechanisms studied indicate that the Cochabamba region is at present in a stoge of compression in an approximately NE-SW direction with extension NW-SE

Microearthquakes in the northern part of the study region are concentrated within a rather small area; in the central part they are somewhat sparse. Analyzed foci, originated in fracturing or faulting, occur mostly in the crust, approximately at a depth of 24 ± 17 km.

The parameters a and b, in the fórmula log N = a - bM, for that region for a two years period are: a = 4 41, b = 1 01. It is a fractured region with numerous small earthquakes but it is not able to accumulate much stress and therefore has a rather low probability of high magnitude earthquakes.

* Observatorio San Calixto La Paz, Bolivia.

INTRODUCCION

Hemos dividido el análisis en tres etapas:

a) Acopio de datos Geológico - Estructurales
b) Selección de los eventos sísmicos que cumplan con las condiciones necesarias para la determinación de los mecanismos focales con datos de ondas P. y S.
c) Se han leído todos los eventos sísmicos de magnitud mayor que 1.5 ocurridos en la zona de estudio, entre los años 1980 y 1981.

Con los datos obtenidos se ha procedido a relacionar la sismicidad con los procesos que originan dichos movimientos en la región de Cochabamba.

ASPECTOS GEOLOGICO - ESTRUCTURALES

La zona de estudio se halla ubicada en el Dpto. de Cochabamba y Oeste de Oruro; está comprendida dentro de las siguientes coordenadas geográficas: de 16.75° a 18.52° de latitud Sur y de los 66.92° a los 64.53° de longitud Oeste (Fig. 1).

Litológicamente, en el área se encuentran aflorando rocas principalmente de tipo sedimentario y metamórfico con edades que van desde el cámbrico hasta el cuaternario (Martínez y Tonasi, 1978), existiendo además en la parte SW afloramientos de lavas de tipo andesítico de edad terciaria, en la Fig. 2 (mapa Geológico de Cochabamba) se puede ver con más detalle la distribución areal y características litológicas de dichas rocas.

Estructuralmente se ha podido determinar la existencia de tres principales rumbos de fallas, producto de la superposición de las fases orogénicas Hercínica y Andina (Martínez y Tonasi, 1978). Las primeras con rumbos aproximados NW-SE, son en su gran mayoría de tipo inverso, el segundo grupo de fallas son predominantes rumbo con direcciones NE-SW. y por último las fallas que corren con rumbos casi E-W, son en algunos casos de tipo normal (falla Tunari etc. ver fig. 1).

MECANISMOS FOCALES

Para el análisis de los esfuerzos que están actuando en la corteza de la región de Cochabamba, se han seleccionado 4 eventos sísmicos de mediana magnitud, los que se encuentran detallados en la siguiente tabla, estractados del Bulletín of the International Seismological Centre.

Fecha	Hora Origen			Coordenadas del Epicentro		Magnitud
	h	m	s	Latitud S	Longitud W	
a) 23/7/81	13	51	26.5	16.9	64.9	5.3
b) 12/5/72	17	16	20.5	17.3	66.2	5.0
c) 22/2/76	08	09	22.3	18.3	65.2	5.3
d) 22/8/68	00	06	42.4	17.2	64.8	4.9

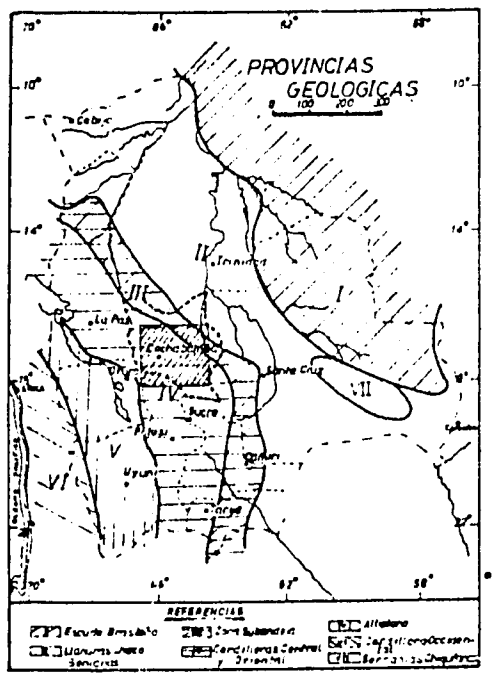
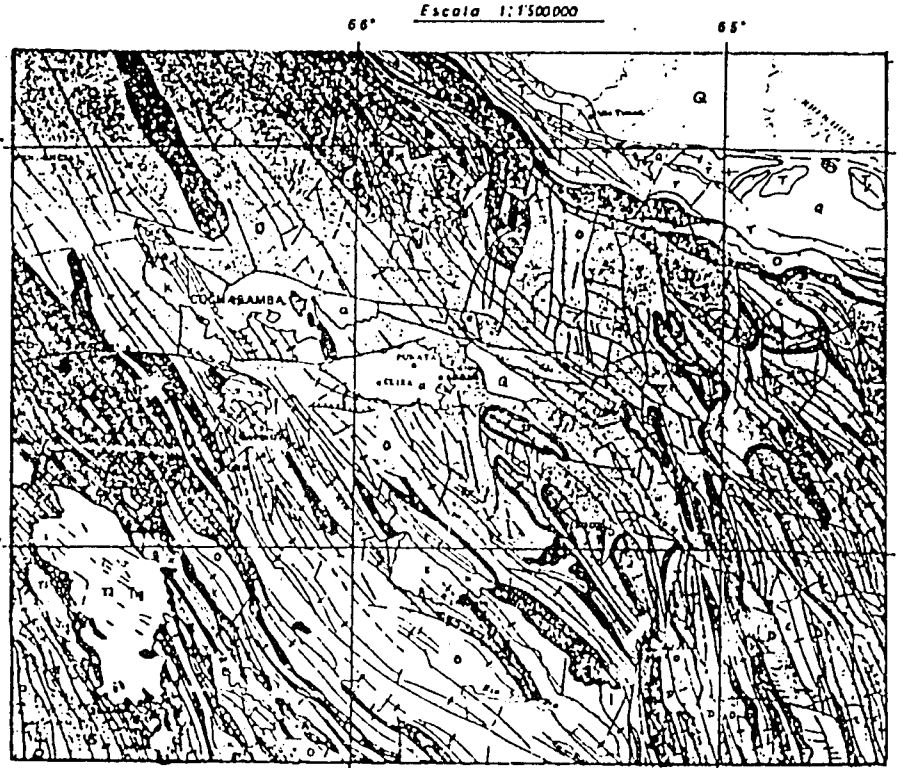


FIG. 1.- Provincias Geológicas en que ha sido dividido Bolivia (Rodrigo y Castaños, 1973).

Zona de estudio.

MAPA GEOLOGICO DE COCHABAMBA

Escala 1:1'500000



REFERENCIAS

CUATERNARIO

Q Depósitos: aluviales, fluvio-lacustres, coluvios, morrenas terrazas, fluvio glaciales.

TERCIARIO

Tl Lavas andesíticas, tobas

Tg Ignimbritas riodacíticas

T Areniscas, limolitas, lutitas

CRETACICO

K Areniscas, limolitas, arcilitas

PERMICO

Pe Calizas, margas, areniscas

CARBONICO

C Conglomerados, diamigtitas areniscas, lutitas

DEVONICO

D Areniscas, lutitas, limolitas

SILURICO

S Diamigtitas, pizarras, cuarzitas, limolitas, lutitas

ORDOVICICO

O Cuarzitas, areniscas, lutitas

CAMBRICO

Cm Conglomerados, areniscas.

SIMBOLOS GEOLOGICOS

Contactos

Eje anticlinal

Eje anticlinal inferido

Eje sinclinal

Eje sinclinal inferido

Falla inversa

Falla inversa inferida

Falla normal

Falla normal inferida

Falla

Falla inferida

Lineamientos

SIMBOLOS TOPOGRAFICOS

Rios

Ciudades

Poblaciones

Lagos

MAPA CONFECCIONADO POR
Y. P. F. B. y GEOBOL

FIG. 2

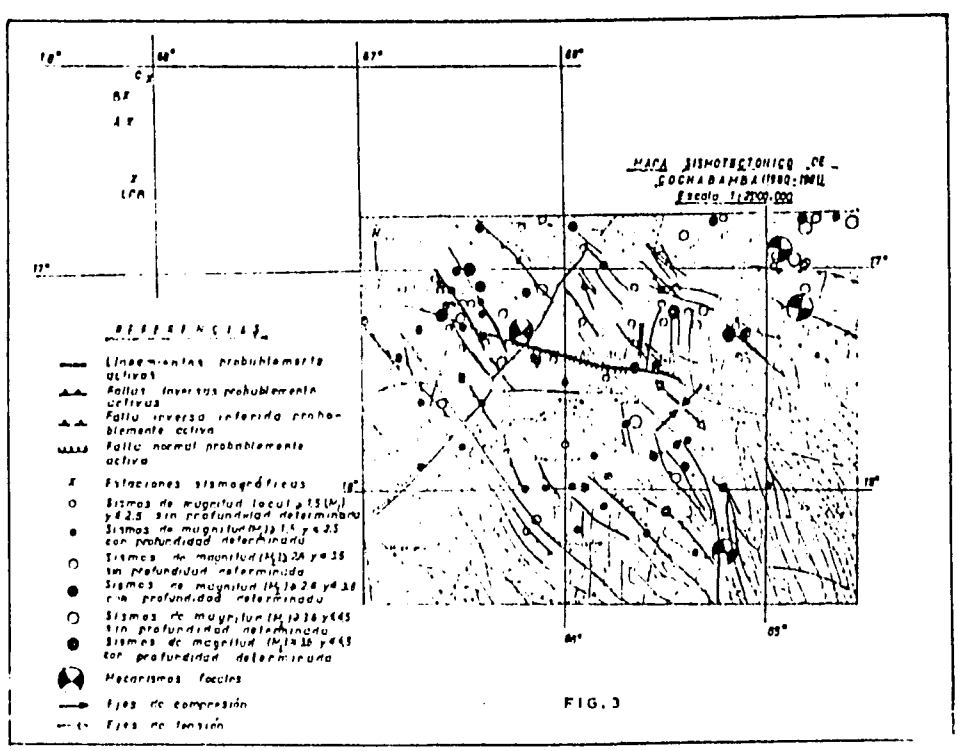


FIG. 3

SISMO DEL 23/7/81

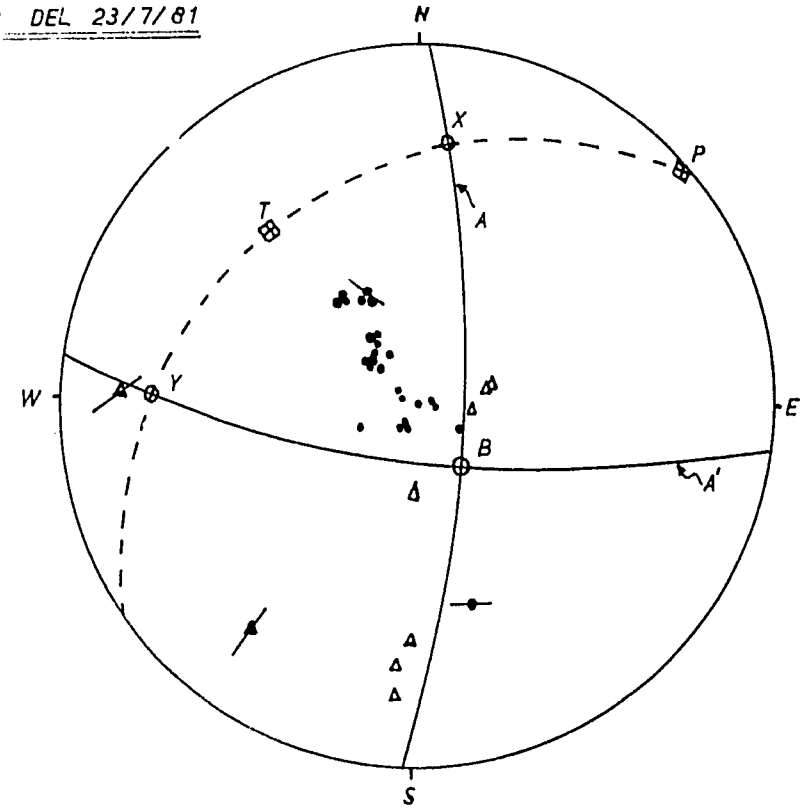


FIG. 4a

CUADRO III

Plano	Rumbo	Buzam.	∡ de Desplaz.	Azimut del Mov. en el Plano Hor.	Buzam. de la direcc. del Mov.
A	15°	74° SE	20°	1°	19°
A'	91°	70° SW	18°	270°5	17°

Ejes	B	P	T	X	Y
Azim	144°	49.5°	218.5°	7°	270.5°
Buzam	64°	1°	26°	19°	17°

REF. LAS MISMAS DE LA FIG. 4b

A' = PLANO DE FALLA

SISMO DEL 22/8/68

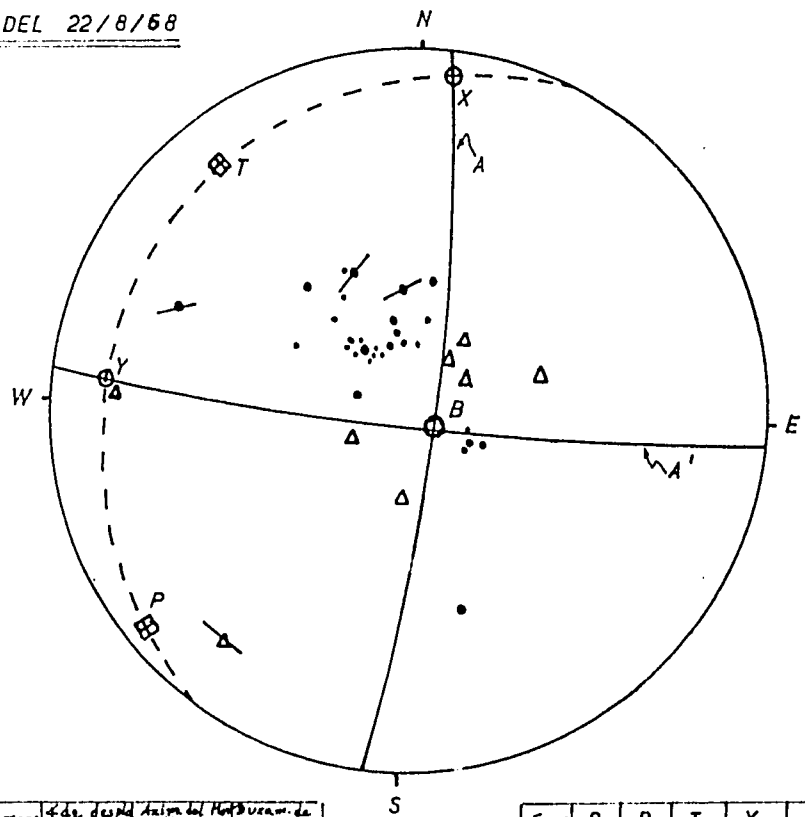


FIG. 4d

CUADRO IV

Plano	Rumbo	Buzam.	∡ de desplazamiento	Azim. del Mov. en el Plano Hor.	Buzam. de la Dir. del Mov.
A	6°	80° SE	4°	6.5°	4°
A'	94°	86° SW	10°	275°	10°

Ejes	B	P	T	X	Y
Azim.	120°	230.5°	321°	6.5°	275°
Buzam.	80°	4.5°	9°	4°	10°

A' = PLANO DE FALLA

SISMO DEL 12/5/72

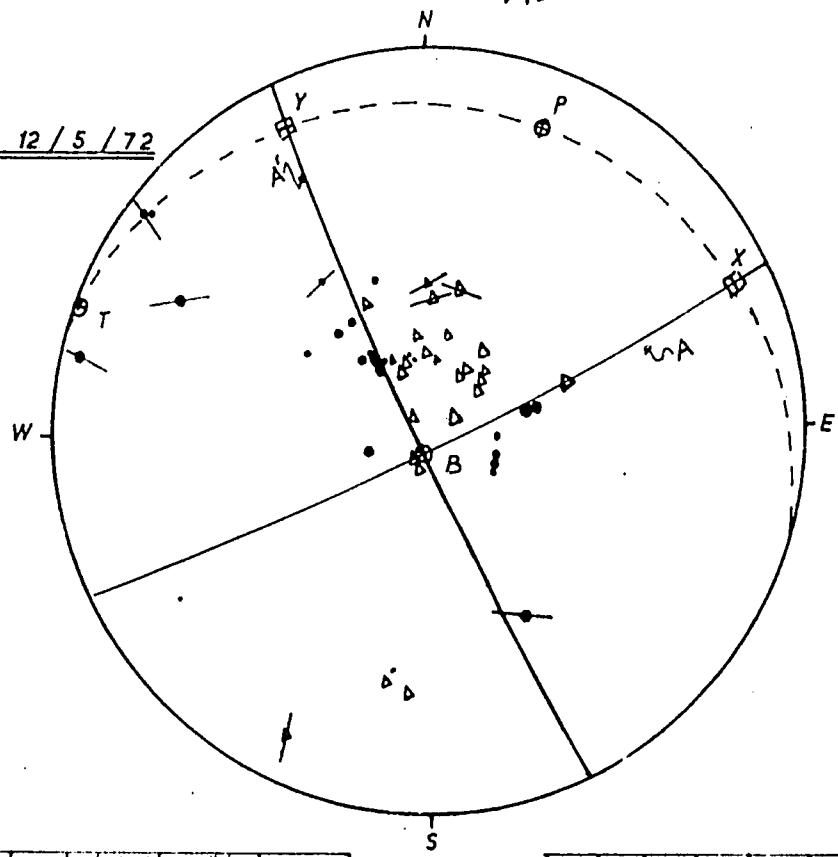


FIG. 4b

CUADRO I

Plano	Rumbo	Buzam	∢ de desplazamiento	Azimuth del Hipocentro	Buzamiento de la Proyección del Hipocentro
A	65°	83°SE	7.0°	66°	6°
A'	155°	85°SW	8.0°	334°	7.5°

Ejes	B	P	T	X	Y
Azim.	199°	20°	290°	66°	334°
Buzam	81°	10°	1°	6°	8°

REF.
- A Y A' = PLANOS MODALES
- Δ = IMPULSOS DE TENSION
- ● = IMPULSOS DE COMPRESION
- ----- = PLANO AUXILIAR

A = PLANO DE FALLA

P = EJE DE PRESION
T = EJE DE TENSION
B = EJE NULO
X, Y = EJES DEL SISTEMA DE FUERZAS
— = POLARIZACION DE LAS ONDAS "S"

SISMO DEL 22/2/76

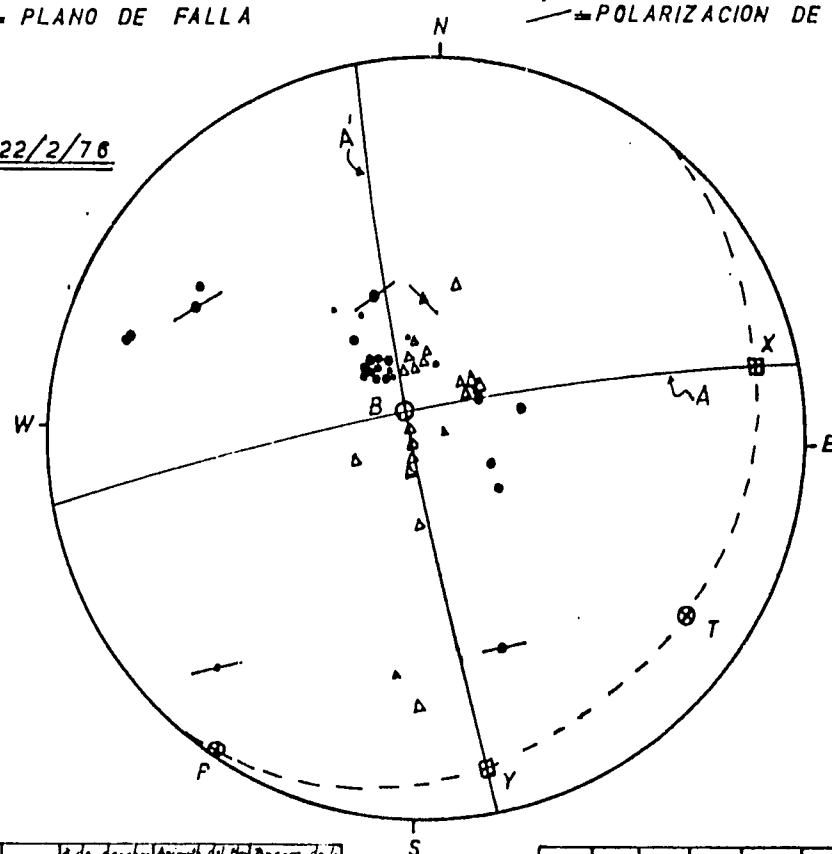


FIG. 4c

CUADRO II

Plano	Rumbo	Buzam	∢ de desplazamiento	Azimuth del Hipocentro	Buzam. de la Proyecc. del Hipocentro
A	12°	82°SW	6.5°	77°	6°
A'	167°	84°SW	8.0°	167.5°	8°

Ejes	B	P	T	X	Y
Azim.	214°	213.5°	122.5°	77°	168°
Buza.	10°	1°	10°	6°	8°

REFERENCIAS LAS MISMAS DE LA FIG. 4b

A' = PLANO DE FALLA

Las profundidades de estos sismos se han calculado en base a un programa de refracciones múltiples y un modelo de corteza obtenido para la región (Rodríguez et al., 1976); La variación de las mismas están en el rango de 24 ± 17 Km.

Los registros de las estaciones WWSSN (red estandar) utilizadas para las lecturas de los primeros impulsos de las ondas P, han sido proporcionados por el N.O.A.A. en películas de 70 mm. y microfichas tanto en sus componentes verticales como horizontales de largo y corto período. Se tomaron también datos de registros de otras estaciones que no pertenecen a la red estandar como son: Cerro Negro (CEN), Kosan Boka (KIC), etc. En el caso de las estaciones de La Paz Seguencoma (LPB) y Zongo (ZOBO), se consultaron los archivos del Observatorio San Calixto.

Tanto los mecanismos focales resultantes como sus valores obtenidos en base a la red de Wulff, están detallados en las figs. 4a, 4b, 4c y 4d; correspondiendo estos a fallas de rumbo en los cuatro casos.

Se ha procedido también a la lectura de sismogramas correspondientes al intervalo Enero 1980 a Diciembre de 1981, de las estaciones Seguencoma (LPB), Zongo (ZOBO) y la red francesa (que consta de tres estaciones Zongo (A), Banderani (B) y Huaylipaya (C), cuya localización se encuentra indicada con una X en la fig. 3. Estas lecturas se hicieron para determinar los epicentros de sismos de magnitudes menores a 4.5 en la escala de Richter.

De los 105 sismos localizados se ha podido determinar la profundidad probable de 52 y todas se encuentran en el rango de 24 ± 17 Km.

Por último se ha confeccionado una curva con el número N acumulado de eventos Vs. la magnitud local (M_L), obtenido los siguientes valores:

$$\log. N = \underbrace{4.41}_{a} - \underbrace{1.01}_{b} M_L$$

CONCLUSIONES

Los parámetros hallados tanto por los mecanismos focales como por los microterremotos (localizados preferentemente en zonas adyacentes a fallas) nos permite establecer las relaciones sismotectónicas evidenciando por lo tanto la existencia actual de actividad tectónica indicando las posibles fallas (mayormente de rumbo e inversas) que estarían produciendo dicha sismicidad, a profundidades del orden de 24 ± 17 Km; siendo una zona de actividad mediana con menor probabilidad de ocurrencia de fuertes sismos y donde los esfuerzos compresivos tienen una disposición casi perpendicular al rumbo predominante de las estructuras, mientras que los ejes de tensión guardan cierto paralelismo a éstas, por lo que la región de Cochabamba se encontraría en una etapa de compresión.

BIBLIOGRAFIA

- CASTAÑO A. RODRIGO, G.A. "Sinopsis Estratigráfica de Bolivia I Parte Paleozoico", Academia Nacional de Ciencias de Bolivia, La Paz, 1978, pp. 7-16.

- MARTINEZ, C. TOMASI, P. "Mapa estructural de los Andes Septentrionales de Bolivia", O.R.S.T.O.M., GEOBOL, París, 1978, pp. 38-41.

- RODRIGUEZ, R. y VEGA, A. "El terremoto del 12 de Mayo de 1972 en Cochabamba", Revistas de Geofísica, México, 1976, N° 5, pp. 101-174.

OBSERVACIONES ACERCA DE LA NEOTECTONICA DEL PERU

Michel Sebrier (2)
Jean-Luc Blanc (2)
Didier Bonnot (2)
Justo Cabrera (1)
Ernesto Deza (1)
David Huamán (1)
José Macharé (1)

RESUMEN

Se presenta un resumen de los estudios neotectónicos realizados a partir de 1977 por el equipo Franco-Peruano de Neotectónica. Es una versión presentada en la primera etapa del Proyecto SISRA. El próposito del presente trabajo, es para informar del mapa neotectónico preliminar (1:2'000,000) e indicar el estado de avance de la neotectónica en el Perú.

La evolución geodinámica de los Andes Peruanos en los últimos 40 MA se caracteriza por largos períodos con actividad tectónica leve y mayormente de tipo extensional. Estos períodos son interrumpidos por fases tectónicas de compresión de corta duración.

En las zonas más estudiadas (Sur y Centro del Perú) se distinguen tres fases tectónicas de compresión en el Oligo-Mioceno: La fase N_1 de edad Oligoceno medio en el sur y Mioceno inferior en el Centro, la fase N_2 de edad Mioceno medio y la fase N_3 (de mayor extensión) ocurre en el Mioceno terminal.

El levantamiento de la cadena andina es discontinuo y ligeramente contemporáneo de las fases tectónicas compresivas. La crisis de levantamiento la más intensa es la del Mioceno terminal a consecuencia de la cual la cadena alcanzó su altitud actual.

La evolución plio-cuaternaria desde unos 6 MA. hasta la actualidad, se divide en dos períodos separados por movimientos compresivos (fase tectónica N_4). El período Plioceno-Cuaternario antiguo se caracteriza por un relleno sedimentario a facies finas (Plioceno) y generalmente conglomerádicas (Cuaternario antiguo). Los movimientos compresivos comienzan entre 2 y 3 MA. y terminan en el Cuaternario medio; en la Costa y Piedemonte Pacífico esta técnica produjo flexuras fallas inversas y transcurrentes (o de rumbo); en las cuencas intracordilleranas y en la zona subandina se formaron pliegues y flexuras asociados con fallas inversas.

El análisis microtectónico de las deformaciones de la fase N_4 muestra dos direcciones de compresión; una más antigua E-W y una más reciente N-S.

En el período Cuaternario medio y reciente, las condiciones climáticas controlaron estrechamente una sedimentación discontínua que alterna con períodos erosivos, lo cual va conformando terrazas. Estas terrazas están escalonadas en las áreas levantadas y encajonadas en las áreas hundidas.

---

(1) Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.
(2) L.G.D.I. - C.N.R.S. - V.A. 730, U. Paris XI, Francia

La tectónica reciente y actual se caracteriza por deformaciones en compresión y extensión. Las deformaciones compresivas (N-S o E-W) están ceñidas a la región subandina y la zona de Huancayo. El resto de la Cordillera Andina se caracteriza por deformaciones extensionales con una dirección de extensión aproximadamente N-S.

El análisis de los movimientos cuaternarios muestra que a partir del Cuaternario medio, la Costa Central se hunde, mientras que las Costas Norte y Sur se levantan. Los altos ramales cordilleranos con fallas activas en sus cercanías se encuentran en procesos de levantamiento.

Se presenta un inventario de las estructuras cuaternarias representadas en el Mapa Neotectónico Preliminar. Las estructuras cuaternarias (pliegues, flexuras y fallas) se encuentran mayormente ubicadas en fajas que corresponden aproximadamente con límites de unidades morfo-estructurales. Las zonas de mayor peligro sismotectónico son los límites: Cordillera Oriental-Zona subandina, Cordillera Oriental-Altas Planicies, Cordillera Occidental- Piedemonte Pacífico y la zona costera.

La tercera y cuarta parte presentan una relación de las fallas activas del Perú y las características de la deformación cuaternaria reciente y actual. 14 lugares fueron estudiados con el método microtectónico, los primeros resultados muestran deformaciones en compresión y en extensión: Las deformaciones compresivas (N-S o E-E) están ceñidas a la región subandina, a la zona de Huancayo y la costa NW. El resto de la Cordillera Andina se caracteriza por deformaciones extensionales con una dirección de extensión aproximadamente N-S.

La quinta y sexta parte presenta los movimientos verticales cuaternarios y la repartición de los volcanes plio-cuaternarios y activos. Los altos ramales cordilleranos con fallas activas en sus cercanías (Cordillera Blanca, Huaytapallana, Vilcabamba, Ausangate) se encuentran en procesos de levantamiento.

Finalmente, se efectúa la presentación de estudios regionales: Las deformaciones cuaternarias de la Cuenca de Huancayo, la falla de Huaytapallana, la falla de San Lorenzo, las flexuras de Pisco, las fallas normales de Cañete, las fallas de Huambo-Cabanaconde, las fallas recientes del flanco Oeste de la Cordillera Blanca, la falla de Chulibaya, las fallas de la región del Cuzco y las fallas en Bayovar.

COMMENTS CONCERNING NEOTECTONIC OF PERU

ABSTRACT

This paper presents a summary of the work carried out in neotectonics in Peru, from 1977 on, by the French-Peruvian group. The paper describes the preliminary neotectonic map of Peru (scale 1:2,000,000) and documents the progress achieved.

The geodynamic evolution of the Peruvian Andes in the last 40 my. is characterized by long periods of low tectonic activity, principally of the extensional type. Such periods are interrupted by compressional tectonic phases of short duration.

In the areas better studied (south and central Peru) three compression phases are distinguished in the Oligo-Miocene: Phase N_1 of mid Oligocene in the south and lower Miocene in the center, phase N_2 in the mid Miocene and phase N_3 (of greater extension) in the terminal Miocene.

The uplift of the Andean mountains is discontinuous and somewhat contemporaneous with the compressive tectonic phases. The crisis of the uplifts the most intense, was in the late Miocene as a result of which the mountain chain reached its present height.

The Plio-Quaternary evolution since about 6 my. till the present is divided into two separate periods by compressive movements (tectonic phase N_4). The old Pliocene-Quaternary period is characterized by a sedimentary fine grain fill of (Pliocene) and conglomerites (old Quaternary) The compressive movements begin between 2 and 3 my. and end in the mid Quaternary; in the coast and the Piedmont Pacific the tectonics produces flexures, inverse faults and transform faults; in the intracordillera basins and in the subandean zone, folding and flexures associated with inverse faults were formed.

The microtectonic analysis of the deformations of phase N_4 shows two directions of compression: an older E-W and a more recent one N-S

In the mid and recent Quaternary period, the climatic conditions controlled closely the discontinuous sedimentation which alternates with erosive periods, thus forming terraces. The terraces are broader in the uplifted areas and smaller in the subsided areas.

The recent and present tectonics is characterized by deformations both in compression and in extension. The compressive deformations (N-S or E-W) are related to the subandean region and the zone of Huancayo. The rest of the Andean Cordillera is characterized by extensional deformations with the direction of the extension approximately N-S.

The analysis of the Quaternary movements shows that from the mid Quaternary the coast subsides in the Center while it rises both in the North and the South. The high branches of the cordillera with nearby active faults are in the process of rising

An inventory is presented of the Quaternary structures shown on the Preliminary Neotectonic Map The Quaternary structures (folds, flexures and faults) are largely located in strips that correspond approximately with boundaries of morfo-structural units. The zones of greatest seismotectonic danger are the boundaries: Oriental Cordillera-Subandean zone; Oriental Cordillera-High Plateaus; Occidental Cordillera-Pacific Piedmont and the Coastal zone.

The third and fourth parts present relationships of the active faults of Peru to the characteristics of the recent and present Quaternary deformation. Fourteen places were studied by microtectonic methods, and the first results show deformations in compression and in extension; the compressive deformations (N-S or E-W) are related to the subandean region, the Huancayo zone and the NW coast The rest of the Andean Cordillera is characterized by extensional deformations with an extensional direction approximately N-S.

The fifth and sixth parts present the vertical Quaternary movements and the distribution of the Plio-Quaternary volcanoes and the active ones. The high Cordillera branches with active faults nearby (Cordillera Blanca, Huaytapallana, Vilcabamba, Ausangate) are in the process of rising.

Finally, regional studies are presented. The Quaternary deformations of the Huancayo Basin, the Huaytapallana fault, the San Lorenzo fault, the Pisco flexures, the normal faults of Cañete, the faults of Huambo - Cabanaconde, the recent faults of the western slope of the Cordillera Blanca, the Chulibaya fault and faults of the Cuzco region and the Bayoval faults.

INTRODUCCION

El propósito del informe es mostrar en forma integral el estado de avance de las investigaciones neotectónicas en el Perú; los resultados hasta el presente se muestran en el mapa neotectónico preliminar elaborado a escala 1/2'000,000.

La integración de los resultados obtenidos hasta la fecha permite analizar en forma preliminar la evolución geodinámica del Perú desde hace 40 (MA) hasta el presente.

Los estudios relativos a las deformaciones corticales recientes (neotectónica), fueron hasta el final de los años setenta, escasos y puntuales: Bosworth (1922), Dollfus (1965), Dollfus y Megard (1968), Laharie (1970, 1974, 1975), Teves (1973, 1975), Soulas (1975, 1977, 1978), Myers (1976), Lavenu (1976), Lavenu y Soulas (1976), Phylip y Megard (1977). También se puede mencionar la tesis de Megard (1973) y Audebaud, Marocco y Laubacher (1977). A partir de 1977 el Instituto Geofísico del Perú en colaboración con el Laboratoire Geologie Dynamique Interne de la Universidad de Paris Sud, comienza a desarrollar un programa de investigación de campo que esta contribuyendo a aumentar considerablemente el conocimiento de la Neotectónica en el Perú. Este programa se inició con un reconocimiento de campo de las fallas activas, luego se ejecutó el estudio neotectónico de la transversal de los Andes en el Sur del Perú a fin de proporcionar un cuadro evolutivo de referencia. Actualmente dentro de dicho programa se está realizando estudios regionales detallados que permitirán evaluar los peligros neotectónicos en forma precisa. Las áreas estudiadas o en proceso de estudio son las siguientes: Costa Central, Huancayo, departamento de Arequipa, región del Cuzco, departamento de Ica y Cordillera Blanca.

EVOLUCION GEODINAMICA DEL OLIGOCENO AL ACTUAL

La corteza terrestre ha estado sometida, en líneas generales, a deformaciones cuyas escalas de tiempos comprenden períodos de cientos de miles de años y otros de varios millones de años: en consecuencia, para entender el proceso de la actividad tectónica actual se tiene que situarse en su marco

evolutivo. En este resumen se proporciona la información básica generalizada acerca de la evolución geodinámica de los Andes del Perú desde el Oligoceno; es decir desde hace 40 MA hasta la actualidad. Se ha escogido este límite porque después de la fase tectónica compresiva incaica (hace 40 a 45 MA) se van estableciendo los grandes rasgos morfo-estructurales presentes actualmente en la cadena andina.

La evolución geodinámica dentro de este marco, está conformada por largos períodos con actividad tectónica relativamente leve y mayormente de tipo extensional; ellos están interrumpidos por fases tectónicas compresionales de corta duración. Los períodos largos tienen duración del orden de 3 a 10 MA mientras que las fases compresionales parecen ser menores de 1 MA, de tal forma que la evolución parece ser el resultado de dos fenómenos, uno anormal (fases breves) que corresponden a crisis en el proceso evolutivo, y otro normal (períodos largos) que debe estar relacionado con el funcionamiento continuo de la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana. Estas crisis tectóncas parecen ser las consecuencias de modificaciones en la dinámica de las placas. Actualmente, la actividad tectónica es característica de las de los períodos largos, es decir no es anormalmente intensa y es mayormente extensional.

En forma más precisa, esta evolución geodinámica puede estar dividida en dos partes:

a. Una evolución oligo-miocena, desde unos 40 MA, durante la cual se va formando el volumen montañoso andino y los grandes rasgos estructurales activos en el Cuaternario. Es el período clave del levantamiento de la cadena andina.

b. Una evolución Plio-cuaternaria, desde unos 6 MA hasta el presente. Es el período durante el cual la cadena va tomando su configuración actual. Este período es importante porque nos permite entender la actividad sismotectónica actual y por lo tanto constituye la base necesaria para la evolución del peligro de reactivación de fallas y por ende el peligro sísmico.

Evolución Geodinámica Oligo-Miocena

a. Se tomó como ejemplo de evolución geodinámica oligo-miocena, la cadena andina del Sur del Perú en la medida que esta parte es estructuralmente la más completa y la mejor conocida.

b. -N_1 hace 28-30 MA (Oligoceno medio) con una dirección de compresión N-S y NE-SW.

   -N_2 hace 15 MA (Mioceno medio).

   -N_3 hace 7 MA (Mioceno terminal) con una dirección de compresión N-S y E-W.

   Estas fases produjeron deformación predominante por fallamientos inversos y transcurrentes con fuerte buzamiento.

c. Aproximadamente contemporáneas a estas fases compresivas se producen 3 fases del levantamiento Andino; siendo la última - (6-7 MA) la más intensa y responsable de la formación de los valles del lado pacífico y la que practicamente determinaría el nivel actual de la Cadena Andina.

Entre las fases de compresión y levantamiento, la actividad tectónica era más tranquila, probablemente de tipo extensional lo que favorecía la subsidencia de cuencas sedimentarias y la actividad volcánica; como consecuencia la tectónica cuaternaria y actual va a tener a su disposición una fracturación casi vertical.

d. Cabe mencionar que la actividad volcánica alcanzó su mayor extensión geográfica y desarrollo cenozoico entre las fases N_1 y N_2.

En el Perú Central no parece existir la fase N_1; mientras que en el Norte del Perú no son claras las conclusiones por ausencia de fechamiento radiométricos; sin embargo, se puede asegurar la existencia de la fase N_1 (Costa Nor-Occidental).

En la región subandina parece que solo existe la fase N_3 con una distribución restringida.

Evolución Geodinámica Plio-cuaternaria

En el Perú, la evolución Plio-Cuaternaria puede ser dividida en dos períodos mayores separados por los movimientos compresivos (fase tectónica N_4) del cuaternario antiguo.

- Período Plioceno-cuaternario antiguo; y,
- Período Cuaternario medio al presente

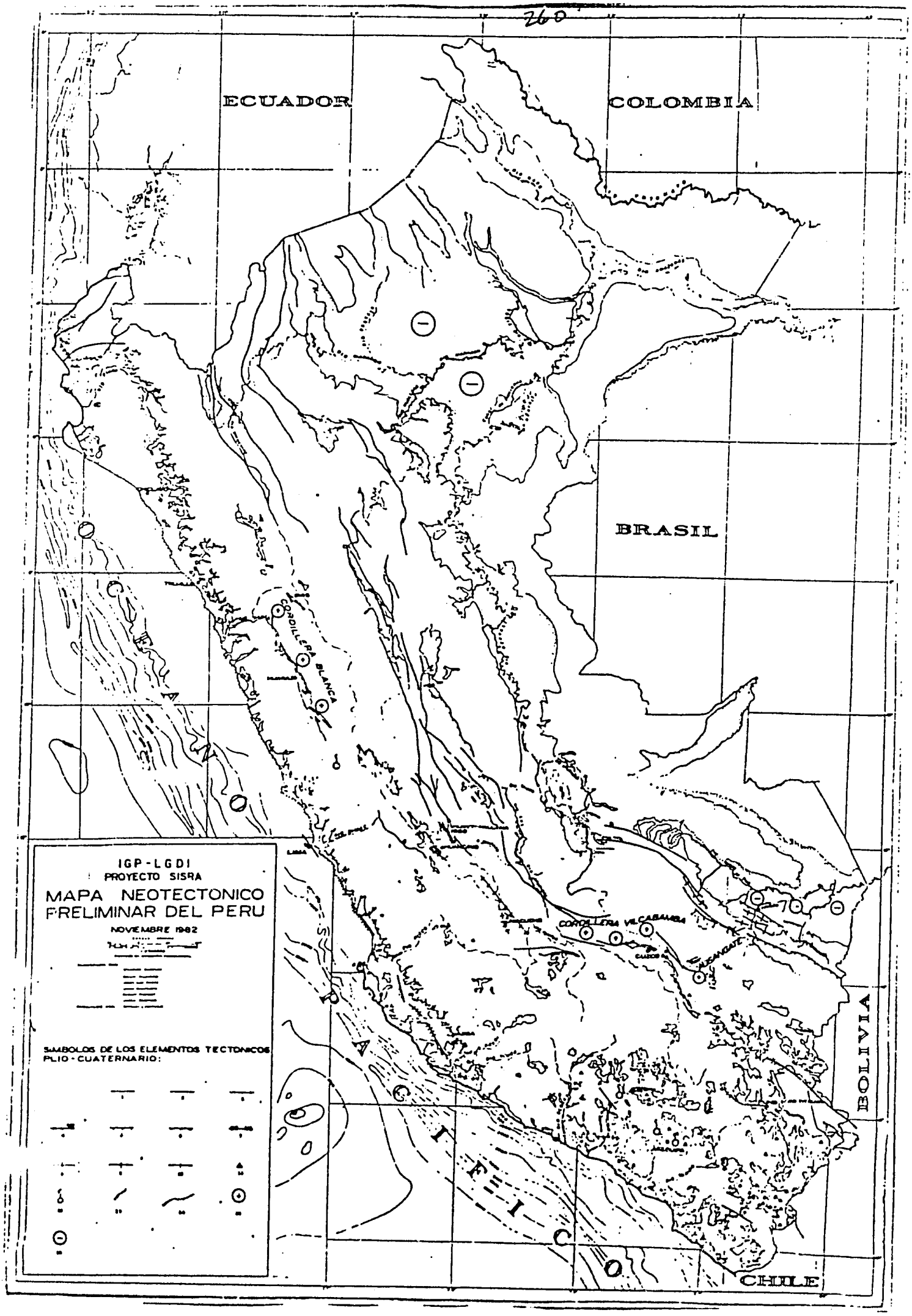
En el período Plioceno-cuaternario antiguo los valles profundos formados en el mioceno terminal son rellenados por material sedimentario, fino en el Plioceno y conglomerádicos en el Cuaternario antiguo. El ambiente tectónico parece de tipo extensional; algunos datos señalan una dirección de extensión E-W que necesita corrobarse. Durante este período, la Costa, el Altiplano y la zona Sub-andina sufren hundimientos mientras que la Cordillera Oriental continúa ascendiendo. La actividad volcánica Pliocena es más extensa que la del Cuaternario y su desarrollo es más pronunciado en el Sur del Perú. El período Plioceno-cuaternario antiguo se termina con una crisis tectónica mayor. Esta crisis está conformada por varias pulsaciones de deformaciones compresivas que empiezan entre 2 y 3 MA y terminan en el Cuaternario medio. Esta tectónica compresiva produjo esencialmente fallamientos inversos y transcurrentes así como flexuras.

El análisis microtectónico muestra 2 direcciones de acortamiento : una aparente más antigua E-W y la otra más reciente N-S.

Durante el período Cuaternario medio al presente, después del levantamiento general Andino contemporáneo a la tectónica compresiva del cuaternario antiguo, se van conformando terrazas controladas por el ambiente tectónico; escalonadas en las áreas levantadas (Costa Norte y Sur, colinas Sub-andinas meridionales) y encajonadas en las áreas hundidas (Costa Central).

En este período la actividad volcánica se circunscribe al Sur del Perú, los grandes volcanes toman su configuración actual. La actividad tectónica es contemporánea de una tectónica extensional cuyo eje es aproximadamente N-S.

Al final del cuaternario medio la tectónica es de tipo compresional; el análisis microtectónico parece indicar que los esfuerzos tuvieron una dirección mayormente N-S.


ECUADOR
COLOMBIA
BRASIL
BOLIVIA
CHILE
CORDILLERA BLANCA
CORDILLERA VILCABAMBA
LIMA
CUSCO
IGP-LGDI
PROYECTO SISRA
MAPA NEOTECTONICO
PRELIMINAR DEL PERU
NOVIEMBRE 1982
SIMBOLOS DE LOS ELEMENTOS TECTONICOS
PLIO-CUATERNARIO:

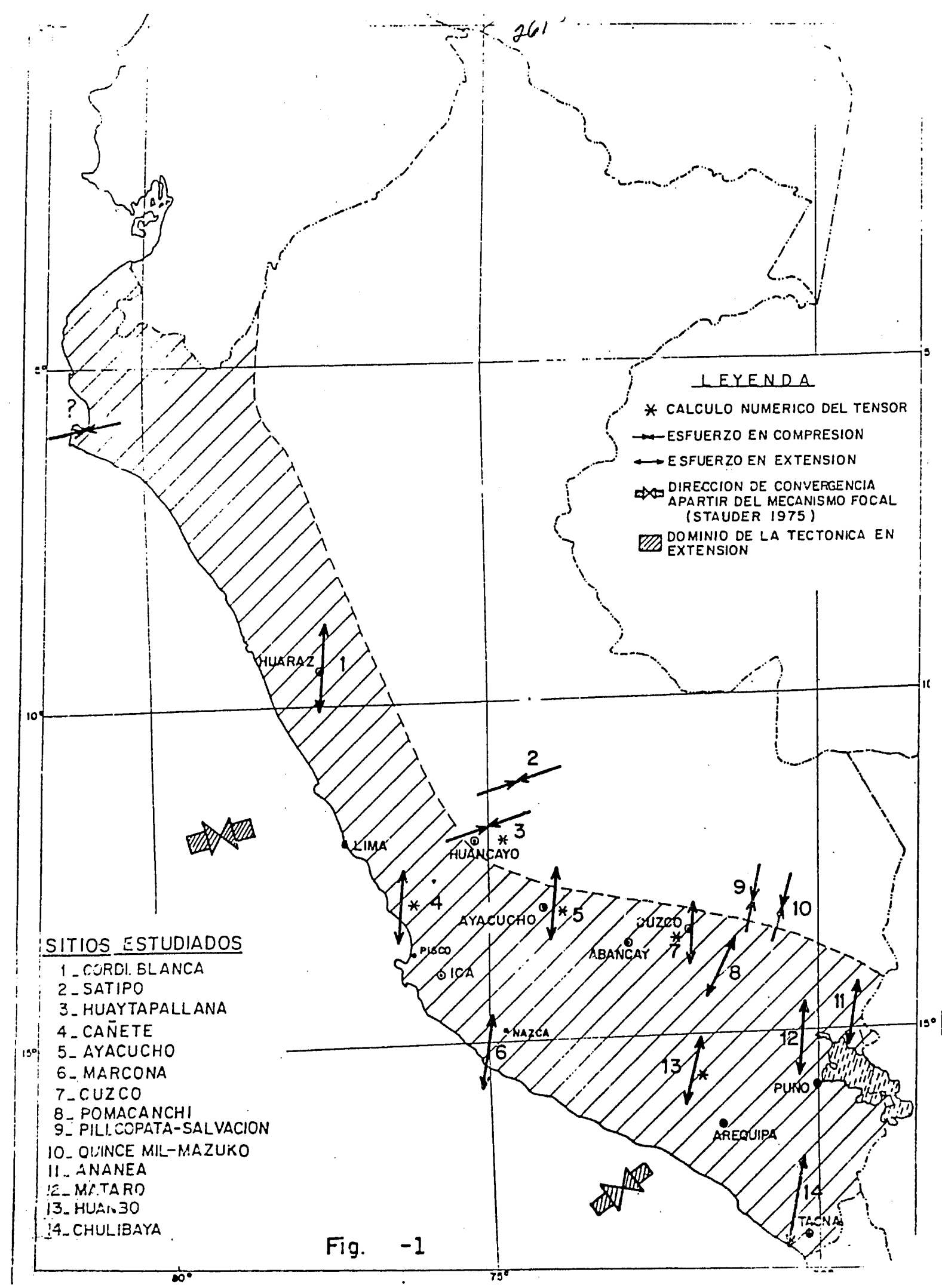

LEYENDA
CALCULO NUMERICO DEL TENSOR
ESFUERZO EN COMPRESION
ESFUERZO EN EXTENSION
DIRECCION DE CONVERGENCIA APARTIR DEL MECANISMO FOCAL (STAUDER 1975)
DOMINIO DE LA TECTONICA EN EXTENSION
SITIOS ESTUDIADOS
1_CORDI. BLANCA
2_SATIPO
3_HUAYTAPALLANA
4_CAÑETE
5_AYACUCHO
6_MARCONA
7_CUZCO
8_POMACANCHI
9_PILLCOPATA-SALVACION
10_QUINCE MIL-MAZUKO
11_ANANEA
12_MATARO
13_HUANBO
14_CHULIBAYA
HUARAZ
LIMA
HUANCAYO
AYACUCHO
CUZCO
ABANCAY
PISCO
ICA
NAZCA
PUNO
AREQUIPA
TACNA
?
10°
15°
80°
75°

Fig. -1

En general la tectónica del cuaternario medio y reciente es mayormente de tipo extensional excepto en la región de la selva, de la Cuenca de Huancayo y en la Costa NW donde predominan deformaciones compresionales.

Durante el cuaternario reciente, en las cumbres Andinas se identifican 2 glaciaciones; al final de cada uno de estos avances glaciares se desarrollan las terrazas lacustres del altiplano.

En el cuaternario reciente la tectónica extensional tiene una dirección de extensión aproximadamente N-S mientras la compresional tiene una dirección E-W.

DISTRIBUCION GEOGRAFICA DE LA TECTONICA RECIENTE Y ACTUAL EN EXTENSION Y EN COMPRESION

Los resultados de los análisis microtectónicos preliminares indican que en general los ejes de extensión obtenidos son N-S; mientras que los ejes compresionales algunas veces son E-W y otras N-S. Si estos datos se plotean en un mapa resulta la Fig. 1 en la que se puede ver que la mayor parte de la Cordillera Andina se caracteriza por deformaciones extensionales mientras que la región sub-andina y la zona de Huancayo son del dominio compresional.

MOVIMIENTOS VERTICALES CUATERNARIOS

Comportamiento de la línea de la Costa

La zona de Costa sufre un levantamiento al final del Cuaternario antiguo.

A partir del cuaternario medio, la costa central se va hundiendo, mientras que las costas Norte y Sur se siguen levantando.

En la zona de Ica el levantamiento cuaternario tiene una velocidad promedio de 0.8 m.m. por año, es el mayor levantamiento costero y se debe probablemente a la dorsal de Nazca.

En la Costa N-W, se puede calcular una velocidad promedio de 0.4 mm.

En el Sur la amplitud del levantamiento disminuye.

En la región de Lima, la Costa tiene una velocidad de hundimiento del orden de 0.1 mm. por año.

Areas Andinas en Levantamiento

Todos los altos ramales cordilleranos que muestran evidencias de levantamientos reciente o activo, tienen fallas cuaternarias o activas en sus cercanías. Los mejores ejemplos están en la Cordillera Blanca, Cordillera de Huaytapallana, Cordillera de Vilcabamba y el macizo de Auzangate.

EL MAPA NEOTECTONICO PRELIMINAR

El mapa neotectónico preparado por el IGP-LGDI que acompaña al presente resumen, es de carácter preliminar porque la información contenida no es abundante, debido a que falta investigar buena parte del territorio Peruano; sin embargo, permite formarse ideas concretas sobre la evolución Neotectónica del Perú. El aumento de información se cree que pueda originar algunas modificaciones en aquellos aspectos que necesitan corroboración.

En el mapa, se muestran las estructuras tectónicas fundamentales, que han podido formarse y/o activarse en algún momento durante el transcurso de los últimos 6 MA.; así mismo se puede ver las áreas de levantamiento y hundimiento continentales así como del litoral de la costa. Con relación a las fallas se muestran el grado de actividad y la clasificación de las mismas.

Se señala también la ubicación de las fuentes termales, los límites del Cuaternario o Plio-Cuaternario y por último la ubicación de los volcanes plio-cuaternarios y activos.

Desde el punto de vista de riesgo sísmico, la ubicación y grado de actividad de las fallas determinan el riesgo de una ubicación escogida para fines de ingeniería.

Se adjunta la leyenda de los elementos tectónicos Plio-Cuaternarios.

INVENTARIO DE ESTRUCTURAS CUATERNARIAS

Para un detalle mayor se adjunta un inventario de las estructuras cuaternarias.

CONCLUSIONES

En conclusión se pueden observar los hechos siguientes:

- La evolución geodinámica de los Andes peruanos en los últimos 40 MA está conformada por largos períodos con actividad neotectónica relativamente leve y mayormente de tipo extensional, estos períodos están interrumpidos por fases tectónicas compresionales de corta duración.

- El levantamiento de la cadena es discontinuo y más o menos contemporáneo de las fases tectónicas compresivas. La crisis del levantamiento más intensa es la del Mioceno terminal; a consecuencia de la cual la cadena alcanzó aproximadamente su altitud actual.

  Actualmente en comparación con lo que ha podido ocurrir en los últimos 40 MA la actividad tectónica no es anormalmente intensa; además desde el cuaternario medio es mayormente extensional.

- Las estructuras cuaternarias (pliegues, flexuras y fallas) se encuentran mayormente ubicadas en fajas que corresponden aproximadamente con límites de unidades morfo estructurales. Por lo tanto las zonas que tienen mayor peligro sismotectónico son las siguientes:

1. Los límites de la Cordillera Oriental con la zona Sub-Andina y con las Altas Planicies son las dos zonas más notables.
2. La zona costera y el límite entre la Cordillera Occidental y el Piedemonte Pacífico.

- Los Altos Ramales Cordilleranos cubiertos con glaciares tienen frecuentemente fallas activas en sus cercanías.

- En la Costa y Sierra, el campo de esfuerzo es mayormente extensional, excepto en la zona de Huancayo y posiblemente en la Costa NW. Dichos esfuerzos extensionales tienen un eje de tracción que es aproximadamente N-S. La zona Sub-Andina no muestra huellas de una tectónica extensional y más parece sometida actualmente a esfuerzos compresivos.

- Durante el Cuaternario, las Costas Norte y Sur se levantan mientras que a partir del Cuaternario medio la Costa Central se hunde.

- En la región de Lima se puede mostrar que la velocidad media de este hundimiento es aproximadamente de 0.1 mm. por año y que el máximo podría alcanzar 0.5 mm. por año.

- Los Altos Ramales Cordilleranos con fallas activas en sus cercanías (Cordillera Blanca, Huaytapallana, Vilcabamba y Auzangate) se encuentran en proceso de levantamiento.

RECOMENDACIONES

- Realizar un estudio de fotografía satélite por medio de un analizador de imagenes a fin de mejorar el mapa neotectónico preliminar.

- Realizar estudios de microsismicidad en las zonas donde existen fallas activas a fin de mejorar la evaluación de los peligros.

- Realizar estudios neotectónicos detallados en la Cordillera Blanca y en la Región del Cuzco donde el conocimiento que se tiene de las deformaciones recientes es aún preliminar. Sin embargo, se puede estimar que en estas dos zonas el riesgo sismotectónico es muy importante.

- Realizar estudios neotectónicos en el Norte del Perú donde el conocimiento de las deformaciones recientes es muy débil.

- Consultar especialistas en Neotectónica cada vez que se quiera realizar obras, ya que el Perú es un país con alto peligro sismotectónico.

INVENTARIO DE LAS ESTRUCTURAS CUATERNARIAS

Las estructuras cuaternarias han sido diferenciadas con pliegues, flexuras y fallas.

1. Los pliegues

- Pliegues de Huancayo

Se trata de anticlinales y sinclinales ubicados en la margen derecha de la Cuenca. Los ejes tienen rumbos más o menos andinos, comprendidos entre N 125°E y N 160°E. Sus edades son Cuaternario Medio.

- El Anticlinal del Cuzco

Tiene un eje con rumbo N 120°E, está atribuído al Cuaternario Antiguo a Medio.

- Los Pliegues de Mazuko

Se sitúa a lo largo del río Inambari, los ejes tienen un rumbo de N 110°E. Edad: Cuaternario antiguo medio.

- El Sinclinal de Salvación

Se encuentra cortado por el río Alto Madre de Dios, entre el Pongo de Coñec y Shintaya. Está asignado a una Edad: Cuaternario Antiguo Medio.

2. Las Flexuras

- Flexura de Talara

Tienen un rumpo aproximadamente NW-SE y NNE-SSW. Su edad es: Cuaternario Antiguo o Medio.

- Flexura de Tortuga

Se ubica al SW de la Silla de Paita, tiene una dirección aproximada NW-SE. Su edad: Cuaternario Antiguo o Medio.

- Flexura de Huancayo

Están ubicadas en la margen derecha de la Cuenca. Tienen rumbos comprendidos entre N 100°E y N 135°E, muestran generalmente buzamientos hacia el NE. Su edad es: Cuaternario Antiguo o Medio.

- Flexura de Pisco

Se observa en San Clemente y tiene un rumbo de N-S con fuerte buzamiento hacia el E. Su edad: Cuaternario Antiguo o Medio.

- Flexura del río Nazca

Su rumbo es NW-SE, ella limita la depresión de Ica-Nazca y levanta el bloque costero. Su edad: Cuaternario antiguo.

- Flexura de Calientes (Al NE de Tacna)

Tiene un rumbo N 125°E y levanta el bloque cordillerano respecto al Piedemonte Pacífico. Edad: Cuaternario medio.

- Flexuras Sub-Andinas (Pillcopata, San Ramón, Satipo)

Las Cuencas ubicadas al pie de la Cordillera Oriental muestran flexu-- ras que tienen rumbos andinos (NW-SE) y buzamiento al SW. Edad: Cuaternario antiguo.

3. Las Fallas

Fallas de la Costa Norte

- Falla de Huaypirá

Se encuentra al Norte de Sullana, tiene un rumbo alrededor de E-W y un buzamiento fuerte hacia el Sur. Tiene un componente aparente normal es probable que se haya movido en el Cuaternario.

- Falla de Illescas

Está ubicada entre el macizo de Illescas y la Cuenca de Sechura. Tiene un rumbo promedio Norte 150°E y un buzamiento sub-vertical a veces hacia el Este, lo que da un componente aparente normal, pero algunas indicaciones mostrarían que fue transcurrente. Tiene una edad Cuaternario reciente.

Fallas de la Costa Central

- Falla de San Lorenzo

Esta falla no ha sido observada, sino deducida por el estudio de los - depósitos cuaternarios de la zona. Tendría un rumbo muy aproximado NW -SE; con un salto que levanta la Isla de San Lorenzo. Su edad es Cuaternario reciente.

- Fallas de Asia

Están ubicadas al Sur de Asia. Tienen rumbos promedios cerca de E-W - con buzamientos fuertes hacia el Norte y Sur. Poseen un componente -- aparente normal. Sus edades son Cuaternarias- Antiguas o medio.

- Fallas de Montejato

Se observan al SE de San Vicente de Cañete, tienen rumbos comprendi-- dos entre N 110°E y N 125°E, con buzamientos entre 65° y 85° hacia el Norte. Son normales y se han movido en el Cuaternario antiguo y medio con una extensión cerca de N-S.

Fallas de la Costa Azul

- Falla de Ica

Se le observa limitando el Valle de Ica por el lado Oeste. Tiene un rumbo N 160°E, edad Cuaternario antiguo.

- Falla de Marcona

Tiene un rumbo de Norte 120 E buzando 70° al Norte. Su movimiento es normal y compatible con una extensión N-S. Edad: Cuaternario reciente y posiblemente activa.-

- Falla de Calaveritas

Ubicada al Oeste de la Planchada. Tiene un rumbo N 100°E con buzamiento de 65° al Norte; movimiento transcurrente. Edad: Cuaternario antiguo.

- Falla de la Planchada Este

Tiene un rumbo N 160°E y buzamiento de 80° al Oeste. Su movimiento es transcurrente. Edad: Cuaternario antiguo.

- Falla de Chulibaya

Tiene un rumbo N 100°E con buzamiento de 70° al Sur. Su movimiento es normal. Es una falla activa.

Fallas de la Sierra Norte

- Fallas de la Cordillera Blanca

Tienen rumbos entre N 100°E y N 150°E con buzamientos entre 55° y 75° al Sur y Oeste. Sus movimientos son normales a veces ligeramente sinestrales. Edad: Cuaternario reciente, debe considerarse como activas. El análisis microtectónico muestra una dirección cerca de N-S.

- Falla de Quiches

Está ubicada cerca de Quiches, al Oeste del Cañón del río Marañón. Tiene un rumbo promedio NW-SE con buzamientos fuertes al SW y también al NE. Esta falla se ha formado durante el sismo de 1946, pero podría ser solamente una consecuencia secundaria del sismo.

Fallas de la Sierra Central

- Falla de Huaytapallana

Tiene un rumbo NW-SE con un buzamiento de 65°NE; esta falla se ha movido en 1969 con un movimiento sinestral inverso según, un eje de acortamiento cerca de N 70°E.

- Fallas de la margen derecha de la Cuenca de Huancayo

Tienen un rumbo de NW-SE y buzamiento al SW. Sus movimientos son inversos y están atribuídos al Cuaternario medio.

- Falla de Cayesh

Está ubicada en la parte NE del cuadrángulo de Tarma. Tiene un rumbo promedio de N 160°E. Es aparentemente normal y debe ser considerada como falla activa.

- Falla de la Quinua

Se encuentra en la parte alta del pueblo homónimo (Ayacucho). Tiene - un rumbo de N 120°E con buzamiento de 55°S. Su movimiento es normal y se acorta con un eje de tracción cerca de N-S. Su edad es Cuaternario medio reciente.

- Falla de Razuwilca

Se encuentra al NE de Huanta y de la Quinua. Se trata de un conjunto de fallas asociadas con el flexuramiento del borde del macizo de Razuwilca. Tiene rum-os entre NW - SE y N-S con fuerte buzamiento hacia el NE. Se ha movido en forma transcurrrente al finalizar el Mioceno y muestra huellas de reactivaciones cuaternarias.

Fallas de la deflexión de Abancay

- Falla de la Laguna Pacucha

Tiene un rumbo de E-W y atestigua un movimiento Cuaternario medio a reciente.

- Falla de Surite

Limita al Sur de la Cordillera de Vilcabamba. Tiene un rumbo E-W. Posee características de una falla reciente.

- Falla de Tambomachay

Se encuentra al Norte del Cuzco. Tiene un rumbo E-W con buzamiento de 60°S. Su movimiento es normal y en acuerdo con una dirección de Tracción N-S. Es una falla activa.

Fallas de la Sierra Sur

- Falla del Ausangate

Tiene un rumbo N 60°E. Edad: Cuaternario medio a reciente.

- Falla del Alto Vilcanota

Tiene un rumbo N 150°E con buzamiento de 60°SW. Estas fallas tienen movimientos normales sinestrales, que son compatibles con una Extensión N-S. Edad: Cuaternario medio a reciente.

- Falla Norte del Titicaca

Tiene un rumbo N 120°E, con movimiento que se supone normal. Este fallamiento ha controlado probablemente la subsidencia del Titicaca durante el Cuaternario medio.

- Falla Atuncolla

Se encuentra al Norte de la Laguna Umayo (Puno). Tiene un rumbo N 160° con un buzamiento subvertical. Su movimiento es transcurrente. Edad: -

Cuaternario antiguo.

- Falla Viscachani

Se ubica al Este de Ananes. Tiene un rumbo E-W y un buzamiento hacia el Norte. Su movimiento es normal compatible con una extensión N-S. Edad: Cuaternario reciente.

- Falla Pampacolca

Ubicada en la Cordillera Occidental al Sur del Coropuna. Tiene un rumbo N 140°E, con buzamiento fuerte al SW. Su componente aparente es normal, con el bloque cordillerano levantado. Edad: Cuaternario antiguo y medio.

- Fallas de Huambo-Cabanaconde

Tienen rumbos E-W con buzamiento de 65°S y con movimientos normales -- compatibles con un eje de tracción N 10°E. Es una falla activa.

Fallas de la zona Sub-Andina

La mayoría de las fallas sub-andinas son inversas o inversas transcurrentes, con buzamientos que varían entre 30° y 65°. Se observa en el Sur (Pillcopata, Quince Mil, Mazuco). Los rumbos son: N 100°E y el movimiento es compatible con un eje de compresión entre N-S y NNE-SSW. En Satipo el rumbo promedio es N 120°E y las fallas son compatibles con una compresión alrededor de E-W.

SEGMENTACION VOLCANO-TECTONICA DE LOS ANDES SEPTENTRIONALES

Minard L. Hall (1)
Charles A. Wood (2)

RESUMEN

En base de la información tomada de imágenes LANDSAT, de datos geológicos y geofísicos publicados y de trabajos de campo, se presenta un modelo sobre la segmentación volcano-tectónica de los andes septentrionales. Se basa el modelo en el concepto de segmentación dada por Carr, en que la distribución de los volcanes del arco refleja las fracturas fundamentales de la corteza continental controladas por desgarres u otras estructuras en la placa subducida. Por lo tanto los rasgos estructurales en la placa oceánica subducida asi como en la placa continental sobrecorrida influencian grande - mente la geología superficial.

Se reconocen siete límites principales que dividen los Andes septentrionales en segmentos de aproximadamente 125 km. de largo. Desde el Norte hacia el Sur los límites cruzan el arco volcánico a las latitudes de 5.4°N, 4.4°N, 3°N, 2.3°N, 1.2°N, y o.2°N. Estos límites tienen rumbos NW-SE, que son paralelos al buzamiento de la placa subducida, y no al rumbo al Este de convergencia. El límite más meridional (0.7°S) tiene rumbo NE-SW, que es paralelo a la declinación nororiental de la zona de subducción bajo el Ecuador austral.

La superficie de la placa Nazca es relativamente plana y lisa entre las Lat. 7°N y 1°N; al Este sobre el continente se presenta una sencilla fila de estratovolcanes cuyas lavas tienen una composición restringida. Entre las Lat. 1°N y 2°S está siendo subducida la gran cordillera submarina Carnegie, de 300 km. de ancho y de 3 km. de alto. Relacionado con esta subducción se nota que la fosa alcanza su mínima profundidad, está levantándose la costa, los Andes alcanzan una mayor altura y el volcanismo está ampliamente distribuído y es de una composición diversa. Entre las Lat. 2°S y 4°S la placa Nazca está cortada por tres grandes fracturas con rumbo NE-SW. El límite más austral propuesto aquí se alínea con estas fracturas. Se propone que el área entre estas fracturas constituye una pequeña placa que, una vez subducida pasa a ser la zona de Benioff anómala, identificada por Pennington (1981).

VOLCANO-TECTONIC SEGMENTATION OF THE NORTHERN ANDES

ABSTRACT

On the basis of information obtained from Landsat images, published geologic and geophysical data and on field work, a model is presented for the

---

(1) Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
(2) Johnson Space Center, NASA, Houston, Texas.

volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. The model is based on the concept given by Carr (1973), in the which the distribution of the volcanoes in an arc reflects the fundamental fractures of the continental crust controlled by tearing or other structures of the subducted plate. Therefore, the structural characteristics in the oceanic plate as well as in the shifted continental plate freatly influence the superficial geology.

Seven principal boundaries are recognized which divide the northern Andes in segments each approximately 125 km long. From north to south the boundaries cross the volcanic arc at latitudes 5.4°N, 4.4°N, 3.0°N, 2.3°N, 1.2°N and 0.2°N. These boundaries have bearings NW-SE, parallel to the inclination of the subducted plate and not parallel to the East of Convergence. The boundary of the most Southerly segment (0.7°S) has a bearing NE-SW which is parallel to the northeastern inclination of the subduction zone.

The surface of the Nazca plate is relatively flat and smooth between latitudes 7°N and 1°N; to the East on the continent there is a simple line of stratovolcanoes with lava of restricted composition. Between latitudes 1°N and 2°S the great submarine Cordillera Carnegie is being subducted, 300 km wide and 3 km high. Related with this subduction it is noted that the trench reaches its minimum depth, the coast is uplifted, the Andes reach greater heights and the volcanism is widely distributed and is of diverse composition. Between latitudes 2°S and 4°S the Nazca plate is cut by three great fractures with bearing NE-SW. The most southerly boundary proposed here is aligned with those fractures. It is proposed that the area between these fractures constitutes a small plate which, once subducted, becomes anomalous with the Benioff zone identified by Pennington (1981).

INTRODUCCION

Desde mucho tiempo la parte occidental de Sudamérica ha sido considerada como "la localidad ideal" para estudiar la colisión de una placa oceánica con una continental, ya que allí se manifiestan claramente los principales rasgos tectónicos, tales como: una fosa profunda, una fila larga de volcanes activos, una larga cordillera y una sismicidad somera a profunda que define la placa Nazca subducida bajo el continente. Una subdivisión tectónica -o segmentación- a mayor escala del margen que delimita las dos placas ha sido identificada por intervalos vacíos ("gaps") en la continuidad de la fila volcánica, los que corresponden a regiones de subducción poco inclinada (Barazangi e Isacks, 1976). Así, existen tres segmentos con volcanismo activo y con zonas de subducción inclinadas entre 25 y 30 grados (Ecuador-Colombia; Perú austral a Chile norte; Chile austral), los que se encuentran separados por dos segmentos volcánicamente inactivos y con zonas de subducción inclinadas unos 10 grados (Perú norte y central; Chile central). Barazangi e Isacks (1976), siguiendo los trabajos de Carr et al. (1973), Sillitoe (1974) Swift y Carr (1975) y otros, reconocieron que dicha segmentación a mayor escala refleja el control de la geología de la placa Sudamericana por la placa Nazca subducida.

Muchas de las investigaciones geológicas sobre el choque de las placas

Nazca y Sudamericana han sido dedicadas a los Andes Centrales y australes, debido por una parte a las buenas condiciones de trabajo que ofrece una zona con un clima árido y con abundantes afloramientos; y por otra parte, a la existencia de un mayor número de datos sísmicos que permiten un mejor conocimiento de la forma de la placa consumida. En cambio en Ecuador y Colombia dominan condiciones no tan favorables; por ejemplo se notan un clima nublado y lluvioso, una densa cubertura vegetal, y un menor nivel de actividad sísmica. Por lo tanto existen pocos estudios tectónicos y volcánicos para los Andes septentrionales. A base de estudios de las imágenes LANDSAT, datos geológicos y geofísicos publicados, y trabajos de campo se propone un nuevo modelo tectónico para los Andes del Norte. Este modelo se basa en el concepto de la segmentación de placas (Carr et al, 1973; Stoiber y Carr, 1973), en que se emplea la distribución de los volcanes y otros rasgos geológicos para delimitar los segmentos individuales.

1. ELEMENTOS TECTONICOS

1.1 Fisiografía

Los Andes septentrionales comprenden una provincia fisiográfica distinta en Ecuador y Colombia que está destacada por sus filas de volcanes activos, que no se ven hacia el sur en el Perú ni hacia el norte de Colombia. En la parte norte del Ecuador los Andes son dominados por dos filas principales de volcanes (la Cordillera Occidental al Oeste y la Cordillara Real al Este). A la Lat. 1.0°N los Andes se dividen, formando tres cadenas distintas: la Cordillera Real sigue al Norte, manifestándose como la Cordillera Central de Colombia; poco al Este se encuentra la Cordillera Oriental; y la Cordillera Occidental continúa al Norte con el mismo nombre. Una gran depresión elongada, parecida a un graben,-el Valle Interandino- corre a lo largo de la cresta de los Andes en Ecuador y se extiende al Norte, formando la Depresión Cauca-Patía entre las cordilleras Occidental y Central. Esta depresión tiene una longitud total de 900 km y sigue paralelamente al arco volcánico y a la fosa Ecuador-Colombia (Fig. 1).

1.2 Volcanismo

El arco volcánico del Cuaternario de los Andes septentrionales está representado por una fila discontínua de estratovolcanes activos e inactivos, así como mantos de cenizas riolíticas, que se extiende desde la Lat. 5.0° N hasta la Lat. 3.5°S, una distancia de 1100 km. A pesar de la presencia de numerosos volcanes activos, este arco es una de los menos estudiados en el mundo. En su extremo norte, el arco es esencialmente una fila sencilla, de 90 km de largo, conformada por varios estratovolcanes (Nevado del Ruiz a Machin). El volcán aislado, Huila, se ubica unos 200 km al Sur de la fila mencionada, y unos 60 km al Norte del grupo volcánico Pucaré-Doña Juana del Colombia austral. Este último grupo incluye nueve centros volcánicos; adicionalmente, un campo joven de conos de escoria de composición basáltica-alcalina ha sido identificado recientemente a unos 30 km al Este de Pucaré (Kroonenberg et al, 1982).

Las lavas más jóvenes de estas filas volcánicas de Colombia Central tienden a componerse de andesitas de dos piroxenos o de andesitas con olivino y clinopiroxeno con 56-62% de SiO2 (Jaramillo, 1980; Murcia y Marin, 1981; Acevedo y Cepeda, 1982; Murcia, 1982).

A partir del Volcán Galeras pasando hacia el Sur el volcanismo muestra

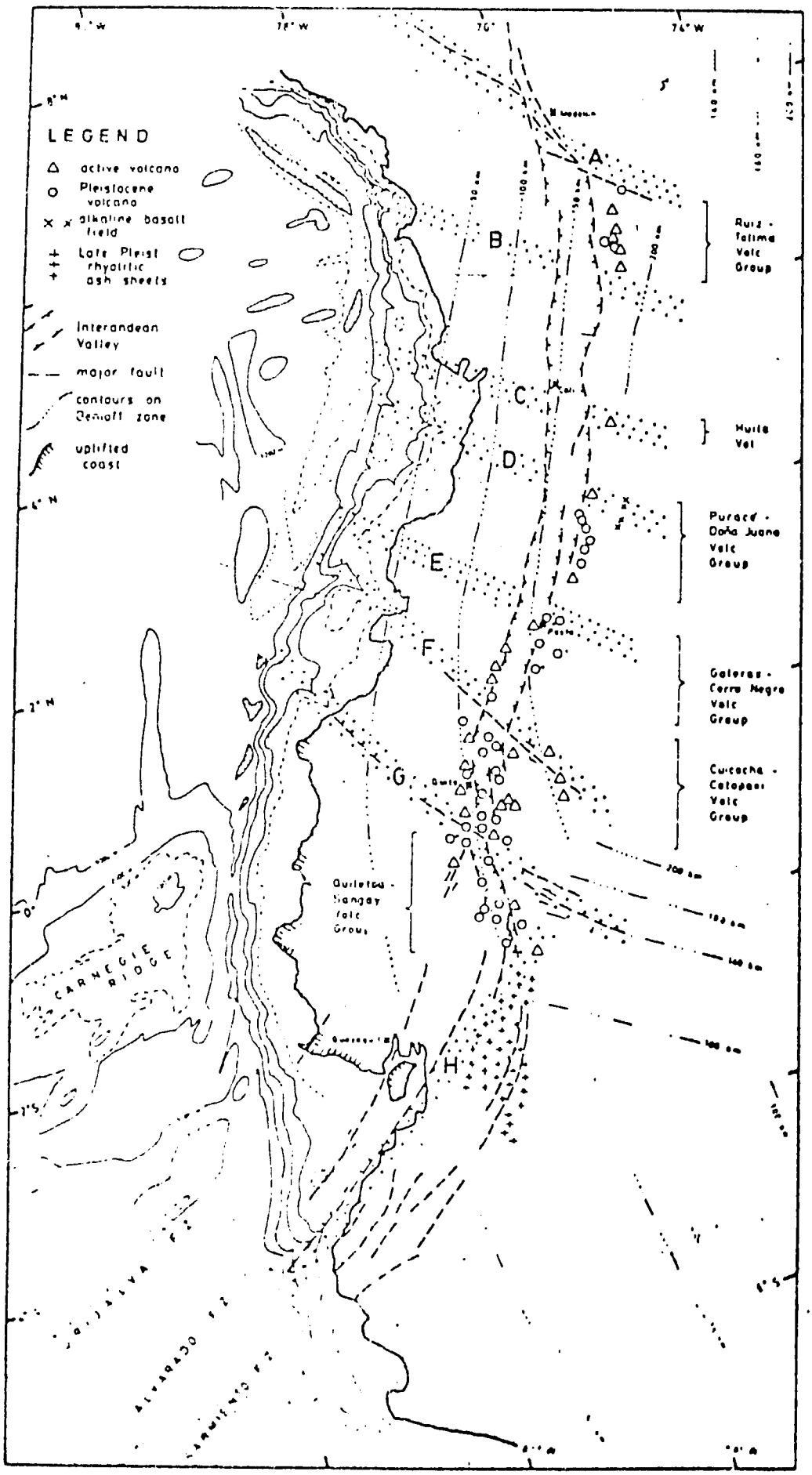

LEGEND
active volcano
Pleistocene volcano
alkaline basalt field
Late Pleist rhyolitic ash sheets
Interandean Valley
major fault
contours on Benioff zone
uplifted coast
A
B
C
D
E
F
G
H
Ruiz - Tolima Volc Group
Huila Vol
Puracé - Doña Juana Volc Group
Galeras - Cerro Negro Volc Group
Cuicocha - Cotopaxi Volc Group
Quilotoa - Sangay Volc Group
CARNEGIE RIDGE
ALVARADO FZ
CARMENTO FZ

Figura 1

una distribución más amplia y una petrografía mucho más variable. Desde este sector cuatro filas volcánicas subparalelas siguen hacia el Sur (Hall, 1977). A lo largo de la cresta de la Cordillera Occidental, una fila volcánica se traza en forma contínua unos 270 km, que presenta a menudo un espaciamiento regular entre los conos. Típicamente estos volcanes tienen calderas quebradas del tipo de St. Helens, Washington, y están rodeados por extensos depósitos de material piroclástico. Al parecer, las lavas del Holoceno son dacitas y andesitas con clinopiroxeno, hornblenda y biotita (Gumowska-Wdowiak et al, 1974).

La segunda fila principal, definida por numerosos centros volcánicos dispersados a lo largo de la Cordillera Real, yace 40-50 km al Este de la fila occidental y tiene 370 km de largo. Jóvenes estratovolcanes, como el Cotopaxi que alcanza casi a los 6000 m. de altura, forman grandes conos simétricos raramente con calderas. Sus lavas recientes son típicamente de andesitas y andesitas basálticas con dos piroxenos $\pm$ olivino y con 54-58% de SiO_2 (Hall, 1977).

Entre estas dos filas de volcanes y restringida al piso del Valle Interandino se ve otra fila de conos más antiguos y bien erosionados; pocos análisis químicos sugieren que las rocas de estos volcanes se componen principalmente de andesitas y basaltos (OLADE, 1981).

Localizados a unos 50 km al Este de la Cordillera Real se reconoce un cuarto grupo definido por los volcanes Pan de Azúcar y Sumaco; es único este grupo por tener tefritas y basanitas conteniendo los feldespatoides, hauynita y noseana, y por tener valores de SiO_2 entre 46 y 53% (Colony y Sinclair, 1928; Hall, datos inéditos).

Este arco de estratovolcanes termina cerca de la Lat. 2.5°S, sin embargo a partir de esta latitud otra provincia volcánica joven se extiende unos 200 km. hacia el Sur sobre los Andes ecuatorianos australes. Allí afloran inmensos flujos de ceniza riolítica que cubre más de 14.000 km^2 y están datados como Pleistoceno tardío (Hall, 1977).

Los valores $^{87}Sr/^{86}Sr$ para las lavas jóvenes de Colombia y Ecuador son bajas (0.7038 a 0.7043), varían muy poco a lo largo del arco y no muestran similitud con los valores determinados en Perú y Chile (Francis et al, 1977; James, 1982). Esto sugiere que los magmas generados debajo del arco septentrional tienen un origen similar.

1.3 Sismicidad y la Placa Subducida

Comparado con el resto de los Andes, poco ha sido publicado en cuanto a la sismicidad de los Andes septentrionales; esto es debido indudablemente a la escasez de datos sísmicos así como a su complejidad tectónica. En base de los datos disponibles de los hipocentros de profundidad intermedia (Pennington, 1981; James, 1982; Stauder, 1975; Barazangi e Isacks, 1976, 1979), se han dibujado la posición y la orientación más probable de la placa subducida (Fig. 1). En el Norte y Centro de Colombia Pennington (1981) identificó los segmentos de Bucaramanga y Cauca que son subyacidos por distintas piezas de la placa subducida, las que se inclinan hacia el ESE y se encuentran separadas por una falla grande. El segmento cauca, razonablemente definido por numerosos hipocentros, buza unos 35 grados hacia el ESE.

En el Sur de Colombia y el Norte de Ecuador, región que se destaca por

tener un bajo nivel de sismicidad de profundidad intermedia, los pocos datos sísmicos sugieren que la placa subducida allí representa la prolongación de la pieza que subyace al segmento del Cauca y que mantiene una orientación similar (Mooney et al, 1979). La continuidad y la orientación del arco volcánico así como el paralelismo del arco con la fosa en esta región son argumentos que hacen pensar que esta interpretación es la probable.

Al Sur, una notable zona de actividad sísmica de profundida intermedia ocurre al Este del Golfo de Guayaquil, la que separa el área de poca sismicidad del Norte de la otra al Sur. En base a soluciones de mecanismos focales de algunos eventos sísmicos, Pennington (1981) concluyó que la placa subducida allí tiene una orientación anómala y se inclina 35 grados hacia el Noreste.

En el Norte del Perú, Barazangi e Isacks (1976, 1979) mostraron que allí la placa consumida buza suavemente 10 grados hacia el ENE, una orientación similar a la observada en Perú Central.

Una rotura distinta en la placa subducida es probable cerca de la terminación septentrional del volcanismo Cuaternario, donde Pennington (1981) anotó el cambio significativo en el rumbo y buzamiento de los segmentos adyacentes. Además él sugirió que esta rotura marca el límite entre las placas subducidas, Caribe y Nazca.

Otra rotura tiene que existir en el Sur del Ecuador. La orientación anómala de la pequeña placa subducida allí, inclinada hacia el Noreste, sugiere que esta no representa la continuación de cualquier de los segmentos, Cauca o de Perú. Pennington (1981) puso el límite norte de esta placa en el Norte del Ecuador, donde él consideró que existe un cambio notable en el nivel de la sismicidad de profundidad intermedia. Sin embargo, la continuidad y el paralelismo del arco volcánico a la fosa en la parte central del Ecuador implican que la rotura tiene que estar más al Sur. El hecho que la sismicidad parece incrementarse gradualmente desde el Perú hacia el Norte, cruzando la placa anómala, para terminarse abruptamente en el supuesto límite occidental de esta placa (Pennington, 1981) sugiere que dicha rotura debe ubicarse a lo largo de una línea de rumbo noreste que pasa a través del Golfo de Guayaquil.Los datos no muestran rotura alguna entre la placa anómala y la placa subducida de poca inclinación del Perú; queda la posibilidad que esta pequeña placa represente un rincón doblado hacia abajo del segmento Perú.

2. SEGMENTACION

En base a los intervalos y cambios de rumbo del arco volcánico, la terminación de otras estructuras y unidades longitudinales, la presencia de mayores estructuras transversales, y cambios anómalos en datos de gravimetría, se han identificado siete límites que subdividen los Andes septentrionales en grandes segmentos (Fig. 1). Estos límites (en realidad zonas de unos 20 km de ancho) tienen en general un rumbo NW-SE con la excepción del límite más meridional que se orienta NE-SW; a continuación se los describen desde el Norte hacia el Sur. Es interesente anotar que los límites asignados son semi-paralelos al buzamiento de la placa Nazca subducida (con pocas excepciones) y no muestran ninguna relación con el rumbo de deriva de esa placa.

2.1 Límite Cañasgordas

Este límite es marcado por la terminación septentrional del volcanismo actual y del Mioceno en Colombia, así como de la Depresión Cauca-Patía. Se lo

define también por una serie de grandes fallas y lineamientos con rumbo noreste, tales como, el tramo "La Pintada" del Río Cauca, el lineamiento de Cañasgordas - Golfo de Uraba y el lineamiento Río Murri-Urrao (Restrepo et al, 1979; INGEOMINAS, 1976). Coincidiendo con este límite se ven desplazamientos aparentes del tipo sinestral del sistema de Falla Romeral y también del cinturón metamórfico Paleozóico. Estamos de acuerdo con Pennington (1981) que éste es un límite estructural relacionado con el cambio del rumbo y buzamiento de la placa consumida así como con la terminación de la actividad sísmica de profundidad intermedia bajo el arco volcánico.

2.2 Límite Cartago

Este límite es definido por la terminación austral del grupo volcánico Ruiz-Tolima y por un número notable de truncaciones y flexuras de mayores unidades geológicas. En particular un largo cinturón de rocas Precámbricas que forman el zócalo en el extremo sur de la Cordillera Oriental, termina al Norte en este límite (INGEOMINAS, 1976). En la Cordillera Occidental existe una aguda flexura en el cinturón volcánico-sedimentario del Cretácico y en la hilera de intrusiones Terciarias. Varios ríos, incluyendo el Río Ariari y el Río Cauca, se desvían cerca del límite. También alineado con el límite está un gran cañón submarino de rumbo noroeste que corta la pared interior de la fosa. Además este límite coincide con una notable discontinuidad en el eje de valores más negativos de las anomalías gravimétricas Bouguer a lo largo de la Cordillera Central (Bermúdez y Acosta, 1978)

2.3 Límite Huila

Este límite es el peor definido y por tanto es algo especulativo. Un mapeo geológico incompleto y pocos estudios detallados de esta parte de la Cordillera Central no permiten un análisis preciso. La ubicación de este límite es sugerida por la presencia del Volcán Huila (un gran volcán aislado), por la gran curva en la línea costera que también marca el borde de la corteza oceánica acrecionada al margen continental durante el Terciario tardío (Case, 1974) y por una rápida disminución de la sismicidad de profundidad somera e intermedia hacia el Sur (Pennington, 1981).

2.4 Límite Puracé

La terminación norte de la fila volcánica Puracé-Doña Juana ayuda a definir este límite. El volcán más septentrional de este grupo es el Puracé, un estratovolcán inusualmente grande (diámetro de 27 km) y activo. Otros ventos volcánicos cerca del límite han erupcionado una notable variedad de rocas que varían de basaltos olivínicos alcalinos (Kroonenberg et al, 1982) a andesitas (Murcia y Marin, 1981) y riolitas (Acevedo y Cepeda, 1982). El límite también está definido por los ríos San Juan de Micay y Popayan, por la única división de drenaje que divide la Depresión Cauca-Patía, por un gran cañón submarino en la pared interna de la fosa, así como por una deflexión aparente en el eje de la fosa.

2.5 Límite Guairapungo

Este límite es una de los alineamientos más conspícuos en los Andes septentrionales (Acosta, 1983). Allí se unen dos de las tres cordilleras grandes -las cordilleras Oriental y Central. También existe una notable división fisiográfica de los Andes marcada por los ríos Patía, Juanambi y Mocoa, que

cortan las montañas en esta zona.

Al Norte del límite el volcanismo activo ocurre solamente al Este de la Depresión Cauca-Patía, pero al Sur los volcanes activos se encuentran al lado oeste de la Depresión; allí las lavas más jóvenes cambian de andesitas a dacitas. El Volcán Caleras, el volcán más grande y más activo del Sur de Colombia, se ubica sobre la intersección del límite propuesto y el Valle Interandino. Las imágenes LANDSAT sugieren que los volcanes también continúan a lo largo del margen oriental del Valle, pero la falta de estudios geológicos detallados no permiten su verificación. El límite también marca el punto de unificación de los arcos volcánicos del Mioceno y del Cuaternario, que se separan hacia el Norte.

La sismicidad es más activa al Sur del límite que al Norte, en especial a lo largo de la fosa. El límite propuesto también coincide con el límite nororiental de la zona principal de réplicas asociadas con el terremoto del 12 Diciembre 1979 (Mendoza y Dewey, en prensa). Al Sur de la región las anomalías gravimétricas Bouguer se vuelven más negativas y más anchas, sugiriendo que las raíces de los Andes se vuelven más profundas y más anchas hacia el Sur (Case et al, 1973; Bermúdez y Acosta, 1978; Mooney et al, 1979).

2.6 Límite Río Mira

Las imágenes LANDSAT muestran un lineamiento importante de rumbo noroeste que atraviesa a los andes en este sector, correspondiente a una gran división fisiográfica marcada por los valles de los ríos Mira y Salado. A lo largo de estos ríos y en el área de Ibarra se han reconocido fallas de desgarre. Este límite también coincide con la terminación austral del Grupo Cajamarca, el cinturón metamórfico de edad Paleozoica que forma el núcleo de la Cordillera Central de Colombia.

Al Sur del límite se destacan una mayor concentración de volcanes, una distribución más amplia de los centros volcánicos, así como una mayor gama de composiciones de lavas. La fila occidental de volcanes consiste principalmente en dacitas, en cambio andesitas basálticas y andesitas constituyen la mayoría de los volcanes, tanto en el fondo del Valle como en la Cordillera Real. El Volcán Sumaco, ubicado al extremo suroriental de este límite, consiste en basanitas y tefritas (Colony y Sinclair, 1928). El Valle Interandino y las filas volcánicas tienen una orientación de NNE-SSW hacia el sur del límite, en comparación a la tendencia NE-SW observada hacia el Norte.

Un gran cañón submarino que baja hasta la fosa Ecuador-Colombia se alinea con el límite, que también separa los segmentos sacudidos por los terremotos de 1958 y 1979 y sus réplicas (Mendoza y Dewey, en prensa).

2.7 Límite Esmeraldas - Pastaza

Las imágenes LADSAT asi como estudios geológicos muestran que este límite representa otro lineamiento importante que atraviesa a los Andes y penetra a la cuenca amazónica. Se ven alineados a lo largo del límite ciertos tramos largos de los ríos Pastaza y Esmeraldas. Además, este límite se prolonga hacia el océano; allí coincide con un gran cañón submarino asi como un desplazamiento notable del eje de la fosa Ecuador-Colombia. Igualmente, dicho límite está definido por ciertas fallas, tales como las del Río Esmeraldas, Río Pilatón y Río Pastaza, que están relacionadas, al parecer, a la truncación septentrional del paquete de rocas Paleozoica - Jurásicas de

las cordilleras Cóndor y Cutucú, al desvío sinestral del cinturón metamór - fico y de la franja de cabalgamiento Laramidiano poco al Oeste de Puyo, y a la División fisiográfica elevada que separa las cuencas Terciarias Manabi y Borbon en la parte noroccidental del país (DGGM, 1982).

También se destaca el límite por la presencia del volcán espectacular , Cotopaxi, así como la caldera Chalupas, importante como potencial fuente de energía geotérmica. Al Sur del límite el espaciamiento de los volcanes es menos regular, y ellos así como el Valle Interandino adoptan una orientación más N-S. Al Norte del límite está hundida - la línea de la costa, en cambio al Sur la costa es emergente. Además se nota una actividad sísmica somera a lo largo de este lineamiento que sugiere que se trata de fallamiento de sentido sinestral (Stauder, 1975; Hall y Yepes, 1982). Finalmente el límite coincide también con la línea que separa los segmentos definidos por los grandes terremotos de 1942 y 1958 y sus zonas respectivas de réplicas (Mendoza y Dewey, en prensa).

2.8 Límite Golfo de Guayaquil

Al contrario a los otros límites en los Andes septentrionales, este límite es considerado como una zona ancha con rumbo NE-SW. Grandes fallas de rumbo NE van por el Golfo de Guayaquil y entran en la Sierra; largos linea - mientos que corren paralelamente a estas fallas atraviesan al Ecuador austral y la parte noroccidental del Perú (Shepherd, 1979; DGGM, 1982; imágenes LANDSAT). Estas desplazan en sentido dextral la Formación Macuchi, el cinturón intrusivo del Terciario tardío y el arco magmático Cuaternario. Este límite también coincide con la terminación septentrional del Batolito de la Costa del Perú (Cobbings et al, 1981), del cinturón metamórfico Zamora y del anómalo zócalo cristalino de edad Paleozoica y Mesozoica de la Provincia de El Oro (DGGM, 1982). Además se puede prolongar este límite hasta la fosa mediante varios cañones submarinos en la pared interna de la fosa y bloques levantados en el Golfo de Guayaquil (Shepherd y Moberly, 1981).

El límite propuesto representa también la terminación austral de los estratovolcanes calco-alcalinos - claramente señalado por el Volcán Sangay y sus erupciones perpetuas-, así como del Valle Interandino y del cinturón metamórfico Llanganates (DGGM, 1982). En gran parte de esta ancha zona el volcanismo del fin del Pleistoceno está representado por extensos mantos de ceniza y toba riolítica joven (Hall, 1977). La actividad sísmica de profundidad intermedia, que se encuentra casi ausente al Norte del límite, es nota - ble bajo esta zona; los parámetros focales implican que la subducción vaya hacia el Noreste (Pennington, 1981). Finalmente este límite separa corteza oceánica acrecionada al Norte de Corteza continental en el Sur (Feininger y Seguin, 1983).

3. DISCUSION

Aunque otros límites geológicos podrían ser sugeridos para los Andes Septentrionales, nosotros creemos que los límites de los segmentos documentados aquí son las estructuras más importantes que atraviesan a este arco volcánico. El hecho que cada límite es marcado por discontinuidades y roturas de la fisiografía, del volcanismo actual y Terciario, de la estructura, de la sismicidad, y de las anomalías gravimétricas demuestra la naturaleza funda - mental y persistente de los límites. Probablemente los límites no representan simplemente la respuesta tectónica a las irregularidades en la placa oceánica que actualmente buza por debajo, sino también a estructuras de gran es-

cala con historias largas. En verdad algunos límites de los segmentos ocurren donde no aparecen rasgos notables sobre la placa Nazca.

Sin embargo grandes rasgos de la placa Nazca se pueden correlacionar con estructuras de los Andes septentrionales. Se reconocen tres regímenes tectónicamente distintos en la superficie de la placa Nazca frente a Colombia y Ecuador. Entre las Lat. 1° y 7°N el fondo marino es relativamente plano y liso y su edad corre progresivamente de 10 a 26 m.a. hacia el Norte (Lonsdale y Klitgord, 1978). Su subducción al Este coincide con una simple fila de estratovolcanes en la placa sobrecorrida (con ciertos intervalos sin volcanes) cuyas lavas más jóvenes tienen una composición química restringida.

Entre las Lat. 1°N y 2°S la cordillera submarina Carnegie choca con la placa continental de Sudamérica. Esta gran cordillera tiene 300 km de ancho y 3 km de alto y descansa sobre corteza oceánica con una edad mayor de 16 m.a. A causa de que el rumbo de deriva de la placa Nazca ha sido hacia el Este durante los últimos 25 m.a. (Pilger, 1983) y también que, la cordillera está orientada E-W, la Carnegie debe estar buzando directamente al Este bajo la parte central del Ecuador. Losdale (1978) estimó que esta subducción empezó hace 2 0 3 m.a.; Pennington (1981) supuso un comienzo todavía más temprano.

La subducción de esta cordillera se manifiesta por la poca profundidad de la fosa, así como por el levantamiento activo de la costa ecuatoriana; el levantamiento máximo ocurre directamente frente a la Cordillera Carnegie. Esta subducción podría ser también responsable de las elevaciones en general más altas de los Andes ecuatorianos, de la formación de múltiples filas de estratovolcanes y del fallamiento transversal activo. El hecho de que la zona de fractura Yaquira (Lonsdale y Klitgord, 1978) no es paralela a las otras fallas de transformación con rumbo N-S en la cuenca de Panamá, sino está desviada hacia el Oeste cuando se acerca a la Cordillera Carnegie (Fig. 1), hace pensar que la subducción de la placa Nazca está siendo frenada grandemente en esta región, probablemente debido a la dificultad de subducir este gran rasgo topográfico.

La colisión de la Cordillera Carnegie con Ecuador ha alterado el régimen de esfuerzos tectónicos de este margen convergente, resultando en un juego conjugado bién desarrollado de fallas de rumbo NW-SE y NE-SW, en especial los límites Esmeraldas-Pastaza y el Golfo de Guayaquil. Muchos terremotos destructivos (por ejemplo, Riobamba, 1797; Alausí, 1961 y otros) han ocurrido a lo largo de la falla Paliatanga y fallas asociadas en el Sur del Ecuador. En el Norte del Ecuador estudios microsísmicos se han permitido detectar un nivel considerable de sismicidad de profundidad somera a lo largo de ciertos lineamientos de rumbo NW, los que han sido reconocidos en las imágenes LANDSAT (Hall y Yepes, 1982). La intersección de este juego conjugado de fallas se ubica precísamente en la región de Ambato y Latacunga, una región bién conocida por su alto nivel de sismicidad y por varios terremotos destructores (Ambato, 1949; Patocalle, 1944 y 1976).

La subducción de la Cordillera Carnegie no ha extinguido el volcanismo . Evidencia morfológica así como algunas dataciones K-Ar indican que la actividad volcánica ha estado presente en el Ecuador durante los últimos millones de años (OLADE, 1981; Hall, 1977); 20 o más volcanes han tenido erupciones importantes desde el Pleistoceno tardío. En otras partes de Latinoamérica la subducción de cordilleras submarinas ha dado como resultado la extinción del volcanismo (Pilger, 1981; Nur y Ben-Avraham, 1981). El paralelismo íntimo y

la proximidad de la depresión interandina al arco volcánico hacen pensar que existe una relación genética entre ellos mismos, posiblemente la de ser actualmente el eje de intrusiones plutónicas.

Entre las Lat. 2°y 4°S el fondo oceánico frente a la fosa ecuatoriana es una zona sumamente fracturada, de 230 km de ancho, cortada por fracturas oceánicas de rumbo NE, denominadas Grijalva, Alvarado y Sarmiento (Lonsdale y Klitgord, 1978). La deriva al Este de la placa Nazca durante los últimos 25 m.a. (Pilger, 1983) y la orientación oblícua de estas fracturas han producido una migración lateral hacia el Sureste de las fracturas a lo largo de la zona de subducción, que quizás explique la presencia de ciertas estructuras y fallas con rumbo NE que atraviesan al Ecuador. Debido a que el área de mayor sismicidad de profundidad intermedia reportada por Pennington (1981) coincide con la zona de fracturas oceánicas proyectada bajo el continente, proponemos que esa zona, una vez subducida, se comporta como una pequeña placa separada, independiente de las placas adyacentes.

La inclinación empiñada (35 grados) de esta placa favorece la generación de magmas, sin embargo no existe ningún estratovolcán en esta región. En cambio ocurren extensos mantos de flujos de ceniza del Pleistoceno tardío directamente sobre la zona de dicha placa. Al contrario del arco andesítico al Norte, esta región austral es subyacida por una corteza continental tal vez más amplia y espesa (Feininger y Seguin, 1983). Es bien conocido que las voluminosas ignimbritas silíceas ocurren solamente cuando el espesor de la corteza continental excede los 25 km (Coulon y Thorpe, 1981).

Por lo tanto la pequeña placa bién inclinada, la corteza continental inusualmente más amplia y posiblemente más espesa, así como la ausencia de corteza oceánica acrecionada al Oeste resultan, al parecer, en un notable cambio en el estilo y composición del volcanismo en Ecuador austral en comparación al resto de este arco.

CONCLUSION

Se ha documentado una serie de discontinuidades con rumbo noroeste en la geología y geofísica de los Andes septentrionales que subdividen el arco en segmentos de unos 125 km de largo. Cada límite de segmento está definido por una variedad de rasgos geológicos y geofísicos de distintas edades, que demuestran que los segmentos son aspectos fundamentales y persistentes para los Andes. Algunos límites de segmentos no presentan una relación obvia con la estructura de la placa Nazca adyacente; esto difiere de la hipótesis original sobre segmentación tectónica, que postula que los límites ocurren donde existen zonas desgarradas y débiles en la litósfera subducida (por ejemplo, Stoiber y Carr, 1973). Sin embargo, dos grades estructuras en la placa Nazca claramente controlan la geología de los Andes. La subducción de la Cordillera Carnegie produce el levantamiento de los Andes, un volcanismo extenso y químicamente variado, el fallamiento y la sismicidad observada. La subducción de una zona bién fracturada en el Sur del Ecuador ha resultado en la formación de una pequeña placa con una distinta orientación y en el notable cambio en el estilo volcánico, es decir, desde estratovolcanes andesíticos al Norte a mantos de flujo de ceniza riolítica al Sur.

El reconocimiento de la naturaleza segmentada de los Andes septentrionales provee un modelo para ayudar la interpretación de la geología y geofísica de la región. El modelo de segmentación, ya reconocido en América Central, Japón, Alaska y otros lugares, vuelve a ser un aspecto común para más -

genes convergentes. Sin embargo, es obvio que la estructura y la geología de la corteza continental no siempre están relacionadas a las irregularidades de la litósfera subducida.

AGRADECIMIENTO

Los autores desean agradecer al Ing. Armin Jansen y a los señores Francisco López y Alfredo Carrasco, quienes ofrecieron comentarios positivos que han resultado en una mejor redacción del manuscrito. El Dr. Hall también desea agradecer a la NASA, Johnson Space Center, Houston, Texas por la beca que se le otorgó durante dos veranos.

BIBLIOGRAFIA

Acevedo, A. y Cepeda, H., 1982. El volcán Sotarí: Geología y Geoquímica de elementos mayores; INGEOMINAS, Publ. Geol. Esp. No. 10, p. 19-30.

Acosta, C., 1983, Geodynamics of Ecuador: in Geodynamics of Eastern Pacific Region. Caribbean ad Scotia Arcs; Amer. Geophy. Union Geodynamics Series Vol. 9, p. 53-63.

Barazangi, M. e Isacks, B., 1976, Spatial distribution of Earthquakes and subduction of the Nazca plate bneath South America; Geology, 4, p. 686-692.

Barazangi, M. e Isacks, B., 1979. Subduction of the Nazca plate beneath Peru; evidence from spatial distribution of earthquakes; Geophys J.R. Astron. Soc., Vol. 57, p. 537-555.

Bermudez, A. y Acosta R., 1978. Mapa gravimétrico: Anomalías de Bouguer simples de Colombia; INGEOMINAS Rept., 32 p. y mapa.

Carr, M., Soiber, R. y Drake, C., 1973. Discontinuites in the deep seismic zones under the Japanese arcs; Geol. Soc. Amer. Bull. 84, p. 2917-30.

Case, J., 1974. Oceanic crust forms basement of eastern Panamá; Geol. Soc. Amer. Bull. 85, p. 645-652.

Case, J., Barnes, J., Paris, G., González, H. y Viña, A., 1973. Trans-Andean geophysical profile, southern Colombia: Geol. Soc. Amer. Bull. 84, p. 2895-2904.

Cobbings, E., Pitcher, W., Wilson, J., Baldock, J., Taylor, W., McCourt, W. y Snelling, N., 1981. The geology of the Western Cordillera of northern Peru; Inst. Geol. Sci. Overseas Memoir 5, London, 143 p.

Colony, R. y Sinclair, J., 1928. The lavas of the volcano Sumaco, eastern Ecuador, South America; Amer. Jour. Sci. Vol. 16, p. 299-312.

Coulon, C. y Thorpe, R., 1981. Role of continental crust in petrogenesis of oceanic volcanic associations; Tectonophysics, Vol. 77, p. 79-93.

Dirección General de Geología y Minas (D.G.G.M.), 1982. Mapa Geológico del Ecuador (escala 1:1'000.000); Quito y mapas geológicos regionales de

escalas 1:50.000 y 1:100.000.

Feininger, T. y Seguin, M., 1983. Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador; Geology Vol. 11, p. 40-44.

Francis, P., Moorbath, S. y Thorpe, R., 1977, Strotium isotope data for recent andesites in Ecuador and North Chile; Earth Planet. Sci. Letters 37, p. 197-202.

Gurwska-Edwiak, Z., Mancke, A., Naresbski, W. y Paulo, A., 1974, Mineralogical and chemical study of dacite from Quillotoa volcano in Ecuador; Mineral, Polonica, Vol. 5, p. 3-17.

Hall, M., 1977. El volcanismo en el Ecuador; Biblio. Ecuador, Inst. Pan. Geog. Historia, Quito, 120 p.

Hall, M. y Yepes, H., 1982. Fallamiento y actividad microsísmica en el Valle Interandino, Ecuador; Revista Geofísica, Inst Pan. Geog. Hist. Vol. 13.

INGEOMINAS (Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras), 1976, Mapa geológico de Colombia, Escala 1'500,000, Bogotá, Colombia.

James, D., 1982. Isotopic evidence for the petrogenesis of modern andesites of the northernmost Andes; Ann. Rept. 1981 - 1982, Carnegie Inst. of Washington, Dept. Terrestrial Magnetism, p. 485-9.

Jaramillo, J., 1980. Petrology and geochemistry of the Nevado del Ruiz Volcano, Northern Andes, Colombia; Ph. D. dissertation, Univ. of Houston, Texas, 167 p.

Kroonenberg, S., Pichler, H. y Diederix, H., 1982. Cenozoic alkali basaltic to ultrabasic volcanism in the uppermost Magdalena Valley, Southern, Huila Departament, Colombia; Geología Notsnfins Vol. 5, p. 19 - 26.

Lonsdale, P., 1978. Ecuadorian subduction system: Amer. Assoc. Petroleum Geologist Bull. 62, p. 2454 - 2477.

Lonsdale, P. y Klitgord, K., 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin; Geol. Soc. Amer. Bull. 89, p. 981 - 999.

Mendoza, C. y Dewey, J., en prensa, Seismicity associated with the great Colombia - Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979; Implications for barrier models of earthquakes rupture; Bull. Seism. Soc. Amer.

Mooney, W., Meyer, R., Laurence, J., Meyer, H. y Ramirez, J., 1979, Seismic refraction studies of the western Cordillera, Colombia; Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 69, p. 1745-61.

Murcia, A., 1982. El vulcanismo plio-cuaternario de Colombia: Depósitos piroclásticos asociados y mediciones isotópicas de Estroncio, Neodymio y Oxígeno en lavas de los volcanes galeras, Puracé y Nevado del Ruiz; INGEOMINA. Publ. Geol. Esp. No. 10, p. 1- 17.

Murcia, L. y Marín, P., 1981. Petrología y petroquímica en lavas recientes de algunos volcanes en Colombia; Revista CIAF Vol. 6, No. 1 - 3, 349 - 63. 63.

Nur, A. y Ben-Avraham, Z., 1981. Volcanic gaps and the consumption of aseismic ridges in South America; Geol. Soc. Amer. Memoir 154, p. 729 - 40.

OLADE, 1981. Informe Geo-Volcanológico; Informe Inédito, Quito, 54 p.

Pennington, W., 1981. Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America; Jour. Geophys. Research, Vol. 86, p. 10753 - 10770.

Pilger, R., 1981 Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes; Geol. Soc. Amer. Bull. 92, p. 448 - 456.

Pilger, R., 1983, Kinemetrics of the South American subduction zone from global plate reconstructions; Amer. Geophy. Union. Geodynamics series Vol. 9, p. 113 - 125.

Restrepo, J., Toussaint, J., Zuluaga, J. y Hoyos, P., 1979. Algunas consideraciones sobre la geología de la parte septentrional de la Cordillera Occidental; Univ. Nacional de Colombia, Medellín, Publ. Esp. Geología No. 20, p. 85 - 107.

Shepherd, G., 1979 Shallow crustal structure and marine geology of a convergence zone northwest Peru and Southwest Ecuador; Thesis. Ph. D. Univ. Hawaii, Honolulu.

Shepherd, G., y Moberly, R., 1981. Coastal structure of the continental margin, northwest. Peru and south west Ecuador; Geol. Soc. Amer. Memoir 154, p. 351 - 391.

Sillitoe, R., 1974. Tectonic segmentation of the Andes: Implications for magmatism and metallogeny: Nature Vol. 250, p. 542 - 5.

Stauder, W., 1975. Subduction of the Nazca plate under Peru as evidence by focal mechanisms and by seismicity; Jour. Geophys. Research, 80, p. 1053-1064.

Stoiber, R. y Carr, M., 1973. Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America; Bull. Volc., Vol. 37, p. 304 - 325.

Swift, S. y Carr, M., 1975. The segmented nature of the Chilean seismic zone; Physics Earth Planetary Interiors Vol. 9, p. 183 - 191.

DIFERENCIACION DE LAS UNIDADES SISMOGENETICAS AL SUR DE MEXICO: EL CASO OAXACA

L. Ponce *
F. Núñez-Cornu *
L. Quintanar *

RESUMEN

Los sismos mayores que ocurren al sur de México, asociados a la interacción de las placas de Cocos y Norteamericana, presentan magnitudes (Ms) en el rango 7.0 - 8.2; la mayor parte de ellos tienen magnitudes del orden de 7.6. Las áreas de rupturas asociadas a estos eventos son del orden de 4.000 m^2, con dimensiones lineales típicas del orden de 50 - 70 km. Considerando que las localizaciones epicentrales para eventos de moderada y gran magnitud tienen asociada una incertidumbre del orden de 40 km, es inútil intentar estudios de variaciones espacio-temporales de la actividad sísmica. También es difícil estimar adecuadamente los tiempos de recurrencia para cada unidad sismogenética.

Con el fin de disminuir la incertidumbre en la localización epicentral para la región del sur de Oaxaca, se han realizado los siguientes trabajos sistemáticos: 1) Observación de réplicas asociadas a sismos mayores; 2) Relocalización de los eventos principales, respecto a réplicas bien controladas localmente; 3) Relocalización de la actividad sísmica (m_b 4.3) para el período 1950-1984 usando las técnicas de evento maestro y de relocalización conjunta (JHD); 4) Relocalización de las réplicas para eventos mayores ocurridos entre 1928-1937, relativas a "eventos de calibración" con localización epicentral aceptablemente conocida (incertidumbre 20 km).

Los resultados principales son los siguientes: a) Las áreas de ruptura (unidades sismogenéticas) presentan un patrón espacial complejo, sugiriendo la existencia de por lo menos dos fuentes de ruptura (sismos someros) a lo largo de la zona de subducción; b) Los períodos de recurrencia son del orden de 100 o más años, el doble o triple de lo reportado anteriormente para la región; c) Se observan algunos patrones en la variación espacio temporal de la actividad sísmica de mediana magnitud (mb _ 4.3), que pudieran ser de importancia en la predicción a mediano plazo.

DIFFERENTATION OF SEISMOGENIC UNIT IN SOUTHERN MEXICO: THE OAXACA CASE

ABSTRACT

Large earthquake in South Mexico, associated with the interaction of the Cocos and Northamerica plates have magnitudes (Ms) in the range 7.0 - 8.2 ; most are of the order of 7.6. Associated rupture areas for these events are about 4,000 km^2 with lineal dimension tipically of about 50 - 70 km. considering that the epicentral locations for moderate and large magnitude events

---

* Instituto de Geofísica, UNAM, 04510 - MEXICO D.F.

have associated with them an approximation of about 40 km, it is useless to attempt to study space-time variation of seismic activity. It is also difficult to estimate correctly the times of recurrence for each seismogenic unite.

In order to reduce the uncertainty in earthquake location the following sistematic steps have been taken: 1) observation of after-shocks of larger earthquakes; 2) relocation of principal events with respect to aftershocks well controlled locally; 3) relocation of seismic activity ($m_b > 4.3$) for period 1950-1984 using the techniques of master event and join relocation (JHD); 4) relocation of aftershocks for larger events occurred between 1928-1937 relative to "calibration events" with acceptable location (20 km).

The principal results are: a) the rupture areas (seismogenic units) present an unusually complex spatial pattern suggesting the existence of at east two sources of rupture along the subduction zone; b) the periods of recurrence are of the order of 100 or more years, two or three times the previously reported periods; c) some patterns in the spatial time variation of seismic activity ($m_b \geq 4.3$) are observe which may be of importance in prediction.

El estado de Oaxaca es una de las regiones de más alta sismicidad en México. A la fecha el estudio de esta sismicidad se ha dividido en dos tipos de temblores: temblores interiores de profundidad intermedia (70-120 km), y temblores costeros asociados a la subducción de la Placa de Cocos bajo de la Norteamérica y con mecanismo focal de falla inversa. Sobre este último tipo se ha centrado la atención de diversos investigadores, tomando como base el trabajo de Kelleher (1973) y a partir del temblor de Noviembre de 1978 presumiblemente pronosticado por Matumoto y Ohtake(1977), y han elaborado modelos sobre la sismicidad en la costa de Oaxaca y tiempos de recurrencia de eventos con $M_s \geq 7.0$ en esta zona.

Existe un catálogo de temblores históricos en Oaxaca (Figueroa 1975) basado para la sismicidad anterior a 1887 en el trabajo de Orosco y Berra (1888). Para la elaboración de los modelos para la sismicidad en la zona se han utilizado básicamente el trabajo de Figueroa (1975), Kelleher (1973) y la información contenida en los catálogos internacionales (I.S.C., U.S.G.S., etc), por esto se puede decir que los datos anteriores a 1950 no tienen la confianbilidad necesaria para elaborar un modelo en esta zona ya que son incompletos o de mala calidad, y no se ha utilizado la información existente en el Observatorio de Tacubaya (sismogramas desde 1904) y otras fuentes para revisar su localización.

En este trabajo se hace una revisión de las fuentes citadas por los diversos autores y otras más, así como los sismogramas existentes en el Observatorio de Tacubaya para tratar de corregir o corroborar las localizaciones existentes para los temblores más importantes de la región, se hace especial énfasis en los últimos cien años ya que los tiempos de recurrencia propuestos para la costa oscilan entre 35 y 70 años.

La región de interés de este estudio está situada entre 15°.00 y 18°.50 de latitud norte y 95°.00 y 98°.75 longitud oeste ($\sim$ 163000 km^2).

Una revisión detallada de los trabajos de Figueroa (1974) y Orozco y Berra (1888) permite afirmar que basándose sólo en estos trabajos para temblores anteriores a 1882 lo mas que se puede decir sobre la localización epicentral de un temblor y sólo en algunos casos es si el temblor es interior o sucede en la costa. Sin embargo McNally y Minster J.B.(1981) da un catálogo y tiempos de recurrencia para temblores costeros en Oaxaca a partir de 1542, aunque sólo se limita a dar el año e intensidad máxima del temblor sin aportar más datos para los eventos anteriores a 1898.

Para los eventos comprendidos entre 1882 y 1927 (6) se ralizó una investigación más completa que permitió corregir la localización de cuatro de ellos de los cuales dos estan fuera de la región de interés (1903 y 1917). De importancia fundamental para cualquier modelo sobre la sismicidad en Oaxaca es la serie de 7 temblores M $\geq$ 7.4 ocurrida entre 1928 y 1931 de los cuales 5 aparentemente son costeros, los dos interiores ya han sido estudiados por Jimenez y Ponce (1978).

Las localizaciónes publicadas por diversos autores y catálogos para esta serie de temblores llegan a diferir entre ellas, para un mismo temblor, más de 100 km.

Para estimar la zona epicentral de los temblores costeros se usaron sus réplicas, para esto se utilizaron los simogramas de las estaciones de TAC (Tacubaya) y VCM (Veracruz) en los cuales se leyeron las prefases S-P. Los tiempos de estas prefases se graficaron (TAC U.S. VCM) y se observó que se podían distinguir los diferentes eventos.

Utilizando eventos posteriores a 1950 del catálogo hecho por Quintanar y Ponce (1980) cuya localización se considera confiable y registrados por los mismo instrumentos (Wiechert) en TAC y VCM se hizo una calibración para relocalizar los eventos de 1928 y 1931, las nuevas localizaciones difieren de las propuestas en otros trabajos aunque son totalmente congruentes con los resultados de la investigación macrosísmica realizada.

Con el método descrito anteriormente se relocalizaron también los temblores costeros de 1937 y 1950.

Usando las técnicas utilizadas (evento maestro) por Quintanar y Ponce (1980) y los datos publicados por el ISC (ISS) se relocalizaron los eventos costeros de 1928 - 1931, 1937 y 1950, obteniéndose resultados poco satisfactorios para la serie 1928 - 1931. En cambio el resultado para 1937 y 1950 coincide con los obtenidos a partir de los datos de TAC Y VCM.

Se redefinieron las áreas de réplicas para los temblores costeros a partir de 1928 bajo los siguientes criterios:

1) Magnitud mayor o igual a 4.4
2) Eventos registrados en los siguientes 15 días al evento principal.

Con estos criterios se trataron de conjuntar los estudios de microsismicidad existentes y los datos de la red mundial.

Las localizaciones de los eventos costeros posteriores a 1950 se tomaron del catálogo de Quintanar y Ponce (1980).

La información disponible sobre los mecanismos focales de los temblores - costeros de la serie 1928 - 1931, muestra que en el caso de los eventos de Marzo, Agosto y Octubre de 1928 es congruente con un mecanismo de falla inversa asociada a la subducción para el temblor de Enero de 1931 es un mecanismo de falla normal mientras que para el de Junio de 1928 no es posible emitir un juicio aunque se considera que es inversa asociada a la subducción.

Los eventos interiores de profundidad intermedia de 1928 a 1973 se relocalizaron usando como evento maestro el temblor del 24 de Octubre de 1980 en Huajuapan de León, Oax.

Como resultado de este trabajo se ha obtenido un catálogo de los temblores sentidos con una intensidad mayor o igual a VI (M.M) en Oaxaca de 1507 a la fecha y una localización que se considera confiable (error ≤ 20 km.) para los últimos 102 años.

Analizando los resultados para los últimos 102 años se observa que en el caso de los temblores interiores de profundidad intermedia solo se ha repetido un epicentro (1882 y 1980). En el caso de los temblores costeros no ha repetido ningún epicentro en los últimos 102 años y toda la sismicidad se ha desarrollado en los últimos 56 años observando las áreas de réplicas se observan pequeños vacíos que pudieran ser considerados como gaps. Finalmente se observa un tercer tipo de temblor (Enero 1931) que es superficial de falla normal.

INESTABILIDAD DE TALUDES EN LA CUENCA DEL RIO MANTARO Y SU RELACION CON EL TECTONISMO DEL PERU CENTRAL

José Véliz Bernabé *

RESUMEN

El Río Mantario es una de las cuencas hidrográficas más importantes de la parte centro-oriental del Perú, pues en él se ubica la central hidroeléctrica más grande del país, que genera un millón de KW, que significa la producción del 75% de la energía total.

El deslizamiento de Mayunmarca en 1974, uno de los fenómenos de desestabilización de laderas más espectaculares habidos en el presente siglo y la reactivación del "Derrumbe 5", que actualmente se conjura, son muestra de una evidente actividad geodinámica en esta cuenca.

El darle la mayor seguridad a la Presa de Tablachaca (lugar de captación y derivación de las aguas del Río Mantaro hacia la Central Hidroeléctrica de Campo Armiño), crea la necesidad de conocer, cada vez con más propiedad, el origen y mecanismos de los deslizamientos ubicados en la cuenca del Mantaro.

El presente trabajo enfoca estos aspectos, buscando una relación entre las inestabilidades de taludes y el tectonismo regional, no solo en el origen, sino también en la evolución.

Relacionado con el interés del tema, la referencia es el tramo encañonado del Río Mantaro , entre el punto denominado Huacrapuquio (inicio del cañón) hasta la curva de Mayoc, en una longitud aproximada de 120 Kms. y en donde se evidencian la mayor cantidad de deslizamientos.

INESTABILITY OF SLOPES IN THE MANTARO RIVER BASIN AND ITS RELATION WITH THE TECTONISM OF CENTRAL PERU

ABSTRACT

The Mantaro river is one of the more important hydrographic basins of north-eastern Peru. It is the source of energy for the langest hidroelectric plant in the country, with one million KW, which is equivalent to about 75% of the total produced in Peru.

The landslide at Mayunmarca in 1974, one of the most spectacular cases of slope destabilization during the present century and the reactivation of "slide No. 5" at present being corrected, are examples of evident geodynamic activity in this basin.

In order to give greater security to the Tablachaca dam (place of intake of the Mantaro river waters for the Hydroelectric Plant at Campo Armiño)

---

* Dirección de Geotecnia, Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú.

it is necessary to learn, in increasing detail, the origin and the mechanisms of the slides located in the Mantaro basin.

This paper deals with this subject, and attempts to establish a relationship between the instabilities of the slopes and the regional tectonism,not only in the origin, but also in the evolution.

This paper discusses in particular the section of the Mantaro River between the point known as Huacrapuquio, at the beginning of the canyon and the curve at Mayoc, a distance of approximately 120 km, along which the greatest number of slides occur.

1. GEOLOGIA Y GEOMORFOLOGIA

1.1 SERIE PALEOZOICA

Las rocas más antiguas, relacionadas con el área de interés del estudio, corresponden al GRUPO EXCELSIOR, de edad Paleozoico Inferior, constituidas por un extenso afloramiento de lutitas con proporciones subordinadas de areniscas. La secuencia de lutitas pasa gradualmente hacia las partes inferiores a esquistos y localmente hacia gneis, en donde, en estos últimos hay pequeñas ocurrencias de anfibolitas, no siendo posible una diferenciación precisa del contacto entre las rocas metamórficas y los sedimentos normales.

Las rocas metamórficas gradan de pizarras satinadas suaves al tacto, hasta filitas a esquistos sericíticos, cloritosos, talcosos, micáceos y localmente a gneis.

Los sedimentos normales están compuestos principalmente de lutitas gris oscuras, finamente estratificadas, que se intercalan con estratos delgados de areniscas grises a gris verdosas. En conjunto se presentan fuertemente deformadas, en pliegues sinclinales y anticlinales, con dirección general NW.

Con una fuerte discordancia angular, o, en algunos casos, por una falla inversa, sobre el Grupo Excelsior, hay una serie moderadamente plegada de rocas sedimentarias y volcánicas del GRUPO MITU, de edad permiana, constituidos, inferiormente por areniscas rojizas y pardo violáceas, intercaladas con volcánicos; en cambio, en la parte superior son enteramente areniscas.

1.2 SERIE MESOZOICA

Una secuencia de calizas del GRUPO PUCARA, de edad Triásico superior a Jurásico Inferior, se ubican a lo largo de buena parte del tramo analizado

del Río Mantaro; y descansan en discordancia de erosión sobre las rocas del Grupo Mitu.

Las calizas son grises, marrón oscuras y gris amarillentas con intercalaciones de lutitas negras y grises. Por intemperismo, las calizas adquieren tonalidades blanco-grisáceas y gris-amarillentas; y las lutitas coloraciones verdosas.

Todas estas rocas se presentan bien estratificadas, generalmente en capas de 20 a 80 cms. de grosor y ocasionalmente en bancos gruesos. Se encuentran muy deformados en pliegues apretados, cuyos ejes se orientan con rumbo regional hacia el NW.

Un conjunto de estratos bien diferenciados, constituídos esencialmente por areniscas, corresponden al denominado GRUPO GOYLLARISQUIZGA, de edad cretáceo inferior y sobreyacen al Grupo Pucará en forma paralela pero con discordancia de erosión.

Las areniscas en la parte inferior son blandas y a veces arcillosas, de colores brillantes, con intercalaciones de areniscas más resistentes. En la parte intermedia, son areniscas resistentes, en bancos medianos a gruesos. En la parte superior se repite la intercalación de areniscas con otros más resistentes, que originan una topografía característica en forma de repisas.

Con estas areniscas Goyllarisquizga se intercalan mantos de carbón siles de diabasa y hasta derrames volcánicos.

Encima de estas areniscas y en forma restringida aparecen estratos de calizas de las Formaciones Chulec-Pariatambo, también del Cretáceo Inferior. Las calizas, inferiormente, son en parte arenosas, con intercalaciones de margas y areniscas; y, superiormente, son negras, que se vuelven gris-oscuras a claras al intemperizarse.

1.3 DEPOSITOS CUATERNARIOS

Diferentes manifestaciones de material proveniente de la desintegración de la roca por acción de los agentes de erosión, se exponen en la zona de interés, siendo así que, encima de los 3,800 m.s.n.m. hay depósitos morrénicos, que son una mezcla heterogénea de cantos y gravas angulosas, con arenas y arcillas, derivadas de las distintas formaciones.

La acción de las lluvias y aguas de escorrentía han desintegrado estas morrenas y transportado a niveles inferiores, en donde han sido depositados en forma de mantos, groseramente estratificados, constituyendo acumulaciones fluvio-glaciares.

La zona mayormente encañonada del tramo del Río Mantaro ha restringido una mayor acumulación de materiales de arrastre por acción de las aguas del río. Los depósitos aluviales existentes generalmente se encuentran rellenando depresiones o formando terrazas en el fondo de algunos valles.

El material está compuesto por rodados heterogéneos, de dimensiones variables, mezclados con gravas, arenas, arcillas, de escasa consolidación. Hacia los flancos de los valles las terrazas quedan cubiertas por coluvios y otros abanicos aluviales de los tributarios laterales.

Depósitos coluviales, constituídos por acumulaciones de talud y materiales de laderas, que se han originado por procesos de intemperismo y acción de la gravedad, son frecuentes en ambas márgenes del tramo encañonado del Río Mantaro.

Estos depósitos tienen formas irregulares y reposan sobre laderas de suave y moderada pendiente. Están compuestos por fragmentos de tamaño variado, formas irregulares y aristas agudas, mezcladas con materiales finos, que generalmente quedan a poca distancia de la roca madre.

1.4 ROCAS INTRUSIVAS

En la región, las rocas intrusivas tienen un significativo emplazamiento, siendo desde dimensiones batolíticas (Batolito de Villa Azul) hasta pequeños stocks. Estos cuerpos plutónicos generalmente tienen forma alargada en dirección andina (NW-SE) y atraviesan rocas del paleozoico y mesozoico , con desarrollo de aureolas de metamorfismo.

Predominantemente, son de composición granítica y en menor proporción se encuentran rocas dioríticas y dacíticas.

Por correlación estratigráfica se deduce que estas rocas intrusivas son de edad Cretáceo Superior a Terciario Inferior y probablemente fueron originadas por procesos magmáticos ligados a los movimientos andinos.

2. GEODINAMICA EXTERNA

El tramo encañonado del Río Mantaro presenta en sus laderas muestras de un activo movimiento de masas, incentivados determinantemente por la acción del agua de precipitación en períodos de lluvias, que al saturar el material de cobertura rompen su equilibrio fluyendo pendiente abajo, ya sea en forma de reptación, inicialmente y de desplazamientos rápidos y hasta violentos , posteriormente, dando lugar a derrumbes frecuentes y deslizamientos periódicos, que por su magnitud, se consideran dentro de los más importantes en el cuadro geodinámico del territorio peruano.

Son importantes, el derrumbe del Cerro Condorsenja, producido en 1945; el deslizamiento de Kichicani, en 1932; el deslizamiento de Mayunmarca en 1974 y por su magnitud, uno de los más espectaculares en el presente siglo, pues represó el Río Mantaro con una presa natural de 147 m. de alto y una longitud de embalse de 19 Kms; el derrumbe N° 5, producido por una reactivación, por acción del hombre.

Existen inestabilidades de masas de material que por acción directa del agua de precipitación y peso propio, tienen desplazamientos ahora lentos, pero que, al romper su equilibrio pueden fluir violentamente, represando por igual al Río Mantaro, con consecuencias imprevisibles. Se encuadran dentro de este estado la serie de derrumbes que están dentro del perímetro de la Presa de Tablachaca; los deslizamientos de Laria y Pilchaca, distantes 60 y 50 km, respectivamente, aguas arriba de dicha presa.

3. TECTONICA

3.1 OROGENIAS HERCINIANA Y ANDINA

En el contexto regional, las rocas han sido afectadas por dos orogénesis

principales. La primera, llamada HERCINIANA por comparación con la orogenia europea, fué producida probablemente al final del Devonico, durante la cual se plegaron y metamorfizaron los sedimentos del paleozoico inferior (Grupo Excelsior); y los movimientos subsiguientes originaron levantamientos y arqueamientos de las rocas del permiano inferior (Grupo Copacabana).

La segunda orogenia, OROGENIA ANDINA, ocurrida entre fines del Cretáceo y Terciario Inferior, produjo el plegamiento y fallamiento de las rocas del permiano superior (Grupo Mitu) y sedimentos del Mesozoico (Grupo Pucará y formaciones cretácicas), proceso que fue seguido por el emplazamiento de los plutones.

Dentro de este marco tectónico, las rocas se presentan intensamente deformadas, como las correspondientes al Grupo Excelsior, cuyos pliegues en conjunto parecen formar parte de estructuras mayores, del tipo de anticlinorios y sinclinorios, profundamente erosionados.

En cambio las rocas del Grupo Mitu y las mesozoicas están deformadas en pliegues amplios y abiertos, unas veces; y en otros casos, con núcleos bastante replegados. Asociados con estos pliegues se presentan importantes fallas inversas.

Todas las estructuras están orientadas en dirección NW-SE, que coinciden con la dirección general de los Andes; siendo los más importantes pliegues y fallamientos.

Los pliegues son anticlinales y sinclinales del tipo normal o asimétricos, comprometiendo las rocas sedimentarias descritas. Son importantes el anticlinal de Acostambo, el sinclinal de Quinjoto, la serie de anticlinales y sinclinales de la sierra de Pampas, sinclinorio de Huari; serie de anticlinales y sinclinales de Colcabamba-Tocas

Las fallas, son iversas con rumbo general NW-SE; y del tipo normal, que afectan a las anteriores. Son importantes las fallas inversas de Huari y Arhuayaco; estas últimas, probablemente subsidiarias de la primera; y la falla normal de Jabonillos.

La falla de Pampas se reconoce por 50 Kms, con un rumbo promedio de N 45°W e inclinación entre 50° a 75°SW, sobreponiendo las rocas del Grupo Excelsior (Paleozoico Inferior) a unidades más jóvenes, como los Grupos Mitu y Pucará, del Paleozoico Superior y del Triásico-Jurásico, respectivamente. Por esto se infiere que la falla tiene un desplazamiento considerable.

La falla de Pampas probablemente se ha origirado durante el período de mayor plegamiento de la orogenia andina.

Las otras fallas inversas de Huari y Arhuayaco, al parecer son subsidiarias de la Falla de Pampas.

La falla normal de Jabonillos, de aproximadamente 20 Kms, corta oblicuamente la falla de Pampas, desplazándola varios kilómetros.

Un sistema menor de fallas normales de rumbo NE-SW, desplazan ligeramente a la falla de Pampas.

Las relaciones observadas, indican que las fallas normales son posteriores a las fallas inversas y que las primeras están relacionadas con el dislocamiento que siguió al levantamiento general de los Andes, durante el Terciario Superior.

3.2 TECTONICA RECIENTE

En la región hay movimientos evidentes, a todas luces recientes, como removilización de fallas con cabalgamientos ligados a la topografía; plegamientos, que afectan a las capas del terciario superior y cuaternario; movimiento de bloques. que influenciaron la génesis de los rasgos prominentes de la topografía actual, etc.

Las fallas de Quinjote, cuenca y otras, muestran una removilización, al ser en profundidad fallas verticales, ó inversas de alto ángulo, de probable edad andina, que en la superficie se traducen por cabalgamientos tardíos cuya dirección está ligada a la topografía.

La genesis de los rasgos principales del relieve actual empieza con la formación de la "Superficie Puna" en el curso del Terciario Superior. No se trata, en verdad, de una sola superficie, sino de los rasgos confundidos de varias superficies policíclicas elaboradas en un tiempo bastante largo.

En el curso del Plioceno tuvo lugar el levantamiento de esta superficie hasta una altura mayor a los 4,000 m., acompañado, probablemente, de un plegamiento de un gran radio de curvatura, que dió lugar a una serie de arrugas anticlinales o sinclinales, de varias decenas de kilómetros de ancho, que controlaron el drenaje regional.

Las cubetas de Huancayo e Ingahuasi se habrían formado entonces como depresiones axiales de dos arrugas sinclinales, descartándose la posibilidad que estas depresiones sean un graben, ni pudieran haberse formado por la sola acción de los ríos o los glaciares, que indudablemente, intervinieron posteriormente en su evolución

El encañonamiento del Río Mantaro, aguas abajo del Puente Chongos, muestra una evidente influencia de una tectónica de bloques. El río está cortado en el macizo montañoso altos del Mantaro-Chuamba, cuya altura media se encuentra a más de mil metros encima de la depresión de Huancayo. El encañonamiento principia bruscamente en el punto en que el río sale de la depresión.

En las laderas del cañón se observan pequeños valles colgados con restos de grandes acumulaciones de escombros, que se ubican escalonadamente en varios niveles, correspondiendo cada uno de ellos a un nivel antiguo del Río Mantaro.

El cambio del cauce del Mantaro ocurrido en los últimos años cerca a Puente Chongos, donde pasó de un cauce con canales anastomasados, a un cauce con meandros, refleja un reciente cambio local de su pendiente, causado probablemente, por un ligero levantamiento actual del macizo Alto Mantaro-Chuamba.

En el área también se observan varias estructuras ligadas exclusivamente a la acción de la gravedad

Los aspectos más importantes de la Neotectónica es la existencia de pliegues en las formaciones terciario-cuaternarias. La dirección general de estas estructuras coinciden con la dirección andina.

4. SISMICIDAD

El Oeste de Sud-América, incluyendo al Perú, es uno de los márgenes continentales de mayor actividad tectónica en el mundo. A lo largo de este margen, convergen la placa oceánica de Nazca y la placa continental Sud-Americana, dando como resultado la subducción de la placa de Nazca. (Fig. 1).

Las áreas oceánicas y costeras del Perú ("ZONA FUENTE DE INTRAPLACA SUPERFICIAL" que buza entre la fosa oceánica y el área costera del Perú. (Figura 3), experimentan frecuentes sismos superficiales mayores ($M_w \geq 7.5$) o grandes ($M_w \geq 7.75$). Los sismos históricos-interplacas que han ocurrido en estas áreas han llegado hasta una magnitud 8.2 Mw (24 de Mayo de 1940 y 24 de Agosto de 1942). En los últimos 42 años han ocurrido cinco sismos grandes a lo largo de la costa del Perú (Cuadro N° 1)

Se estima que el intervalo de recurrencia promedio en esta zona fuente, para un sismo de magnitud 8.5 Mw, o mayor, es de 60 años, aproximadamente. La aproximación más cercana al sitio de investigación se estima del orden de 80-90 Kms.

Se han identificado fallas extensas de la corteza en las zonas cordilleranas y subandinas del Perú, que reflejan el proceso de convergencia de las placas. Algunas de estas fallas son sísmicamente activas, como lo indican los sismos de intraplaca continental superficial (profundidad focal de 70 Kms.), con magnitudes de hasta 7.3 Ms (1 noviembre 1947), que han ocurrido en el área.

Por debajo del interior del continente ("ZONA FUENTE DE BENIOFF") ocurren sismos de profundidad intermedia (profundidades focales de 70 a 250 Kms) dentro de la placa subandina de Nazca. Los sismos históricos con focos dentro de esta placa, en la zona del Perú Central, alcanzan magnitudes de hasta 7 Mb. Se estima que el sismo de máxima magnitud ocurriría, en promedio, cada 200 años, aproximadamente; y la aproximación más cercana de la zona de Benioff, de profundidad intermedia, al lugar de interés, es del orden de 85 km por debajo de esta área.

No hay suficientes sismos de profundidad intermedia como para definir adecuadamente la zona de Benioff en este rango de profundidades.

El área de interés está localizada dentro de la zona cordillerana de fallamiento cortical ("ZONA FUENTE DE SISMOS DE INTRAPLACA CONTINENTAL SUPERFICIAL"), aproximadamente de 80 a 90 kms. por encima de la zona de actividad de profundidad intermedia; y aproximadamente a 180 kms. de la costa del Pacífico (Fig. 2).

Los sismos mayores que han ocurrido dentro de la zona más activa de la región, la zona intraplacas, han causado efectos solo de leves a moderados en en área, produciendo intensidades en el rango de V a VI MM.

Esta zona fuente (intraplaca Continental Superficial) presenta una serie de incertidumbres, en la medida que no se conoce con claridad si todas las fallas geologicas mapeadas en el área son sísmicamente activas. Una excepción es la Falla Huaytapallana (inversa con rumbo N 60°W y buzamiento al NE), ubicada a 60 Km. en promedio, al Norte, no mapeada previamente y que rompió la superficie terrestre durante la secuencia de sismos de Huancayo, en 1969 (5.9 M_b, 6.4 Ms); siendo así que, esta falla es la falla activa conocida más cercana, pero siendo probable que otras fallas más cercanas (Sistema de fallas de Pampas) sean igualmente activas, ubicadas a solo 10 a 20 Kms. de distancia.

En 1980 ocurrió, cerca de Ayacucho, una serie de sismos superficiales, con magnitud máxima 5.2 M_b, en el borde suroccidental del sistema de fallas de Pampas. No se asoció ninguna rotura de superficie en esta secuencia de eventos; y no existe evidencia definitiva de que el Sistema de fallas de Pampas sea activo. Sin embargo, debido a la asociación espacial de los eventos de 1980, con este sistema y al hecho de que éste continúa en dirección de la falla activa de Huaytapallana, el sistema de Pampas se considera potencialmente activo.

Se estima que los sismos máximos para las zonas de cordilleras y subandino son de 6.5 y 7.5 Mw, respectivamente.

Para toda la zona fuente intraplaca continental superficial, el intervalo promedio de recurrencia para un sismo de magnitud 6.5 Mw, o mayor, es de aproximadamente 16 años; y para 7.2 Mw, o mayor, es de aproximadamente 24 años.

APENDICE: Definiciones:

- Zona Fuente de Intraplaca Superficial, es definida como la porción de la zona de sismicidad de buzamiento relativamente fuerte, hasta una profundidad de 70 Kms. Así, en planta (proyección horizontal) esta zona fuente se extiende aproximadamente 250 Kms. tierra adentro desde el eje de la fosa marina y es paralela a la fosa y línea costera, como se muestra en la Fig. 3.

- La Zona Fuente de Benioff, se define como la porción de la zona sísmica inclinada por debajo del Perú Central y con profundidad mayor que 70 Kms. (Fig. 3); extendiéndose en planta, a través del Perú Central hasta el NNE del límite de la zona intraplaca superficial, 250 Kms. tierra adentro del eje de la fosa marina (Fig. 3).

- La definición de las fuentes sísmicas dentro de la placa continental superficial del Perú, se basa principalmente en la distribución espacial de los sismos superficiales (Fig. 4), respaldada por datos geológicos disponibles sobre el fallamiento superficial.

CONCLUSIONES

- El encañonamiento del Río Mantaro en un tramo de su recorrido, es una evidencia de una rápida evolución, íntimamente relacionada en su origen, con eventos tectónicos.

- Las inestabilidades de taludes existentes en las laderas del tramo encañonado del Río Mantaro, marcan la búsqueda del equilibrio de las mismas y que, en condiciones "estáticas", los mecanismos de su evolución están gobernados mayormente por la acción del agua y la gravedad.

- Los eventos tectónicos Herciniano y Andino en su momento disturbaron por completo las rocas pre-existentes, originando no solo fuertes plegamientos, sino también importantes fallamientos, que en algunos casos, como Huaytapallana, se han convertido en fuente reciente de liberación de energía; y, en otros casos, constituyen potenciales zonas de debilidad (sistema de fallas de Pampas), lo que hace pensar en un alto riesgo sísmico para la región.

- Históricamente, no se conoce que los grandes deslizamientos producidos en

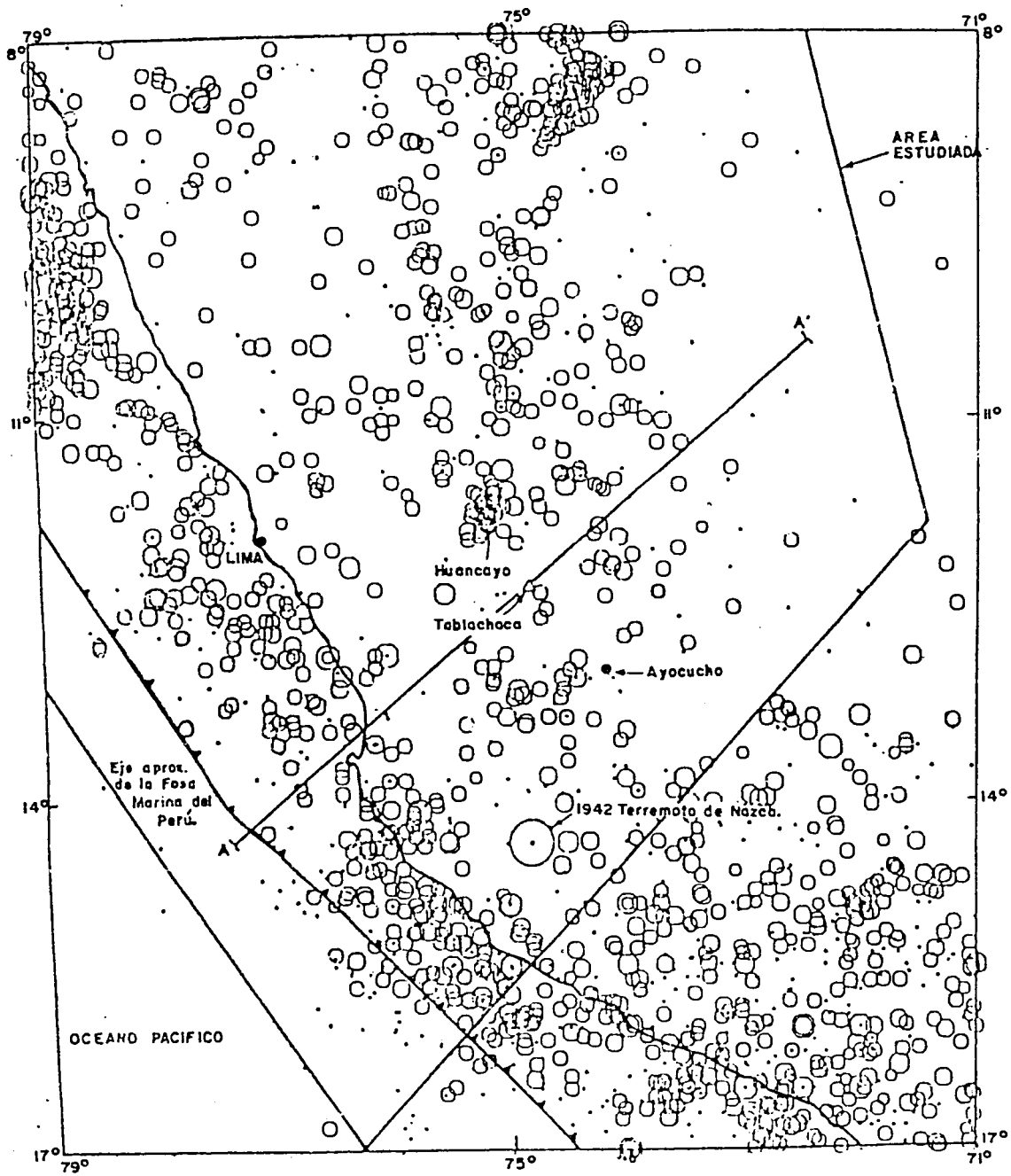
CUADRO Nº 1

GRANDES SISMOS PERUANOS (1913-1982)

FECHA	M_s (1)	M_w (2)
6 Agosto 1913	7.75 G	-
24 Mayo 1940	8.0 G	8.2
24 Agosto 1942	8.1 G	8.2
19 Octubre 1966	7.5 I	8.1
31 Mayo 1970	7.8 N	7.9
3 Octubre 1974	7.6 N	8.1

(1) Fuente de Datos : G = Gutemberg y Richter (1965)
I = ISC
N = NOAA

(2) Valores Mw de Kanamori (1977).



ESCALA DE MAGNITUD(m_b)

- Magnitud no Determinada
- 3.0
- 4.0
- 5.0
- 6.0
- 7.0

0 50 100 200 Km.

Fig. 1 SISMICIDAD DEL PERU CENTRAL 1913-1980

TODAS LAS FROFUNDIDADES

Ref. Woodward Clyde Consultants

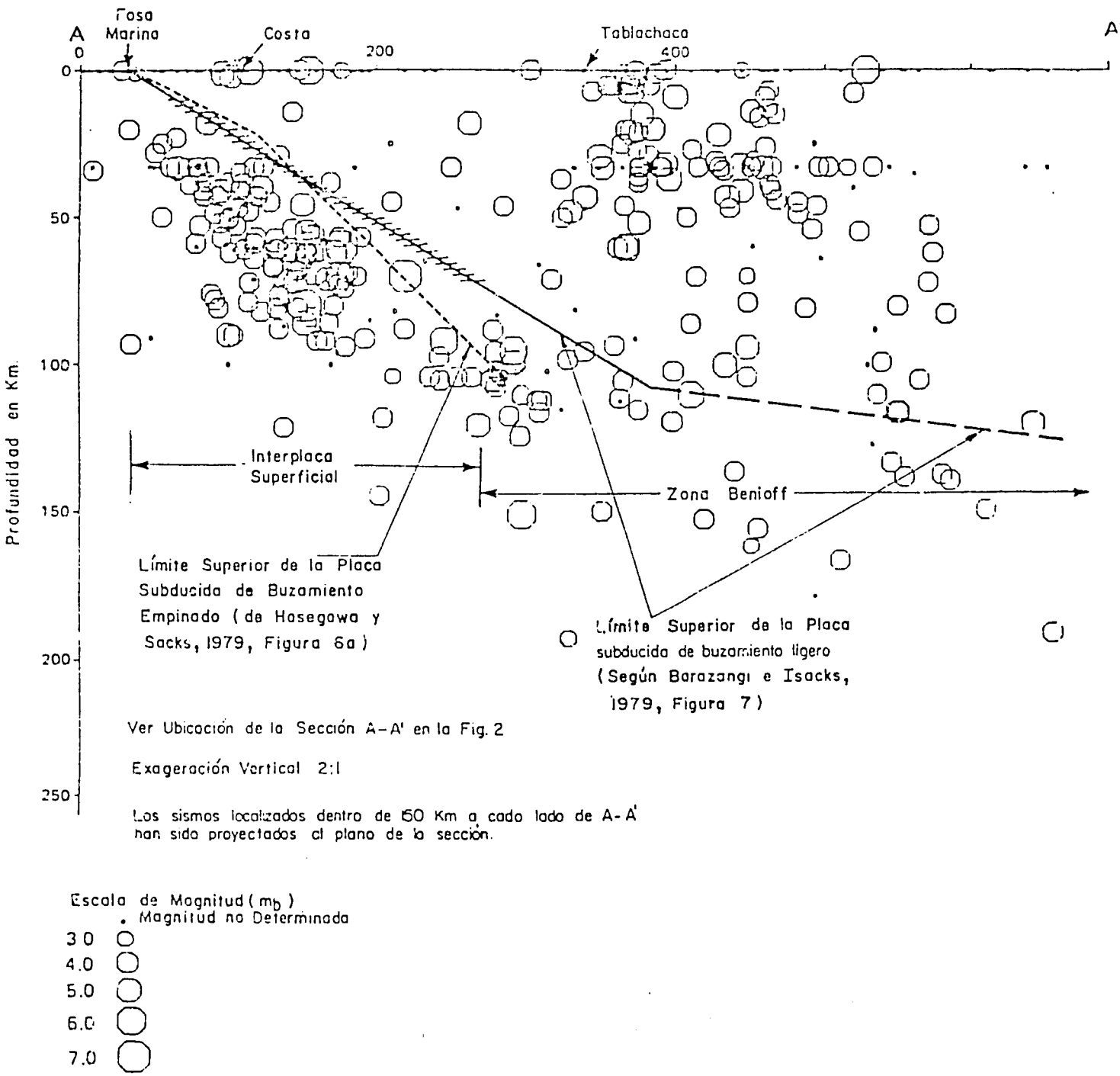
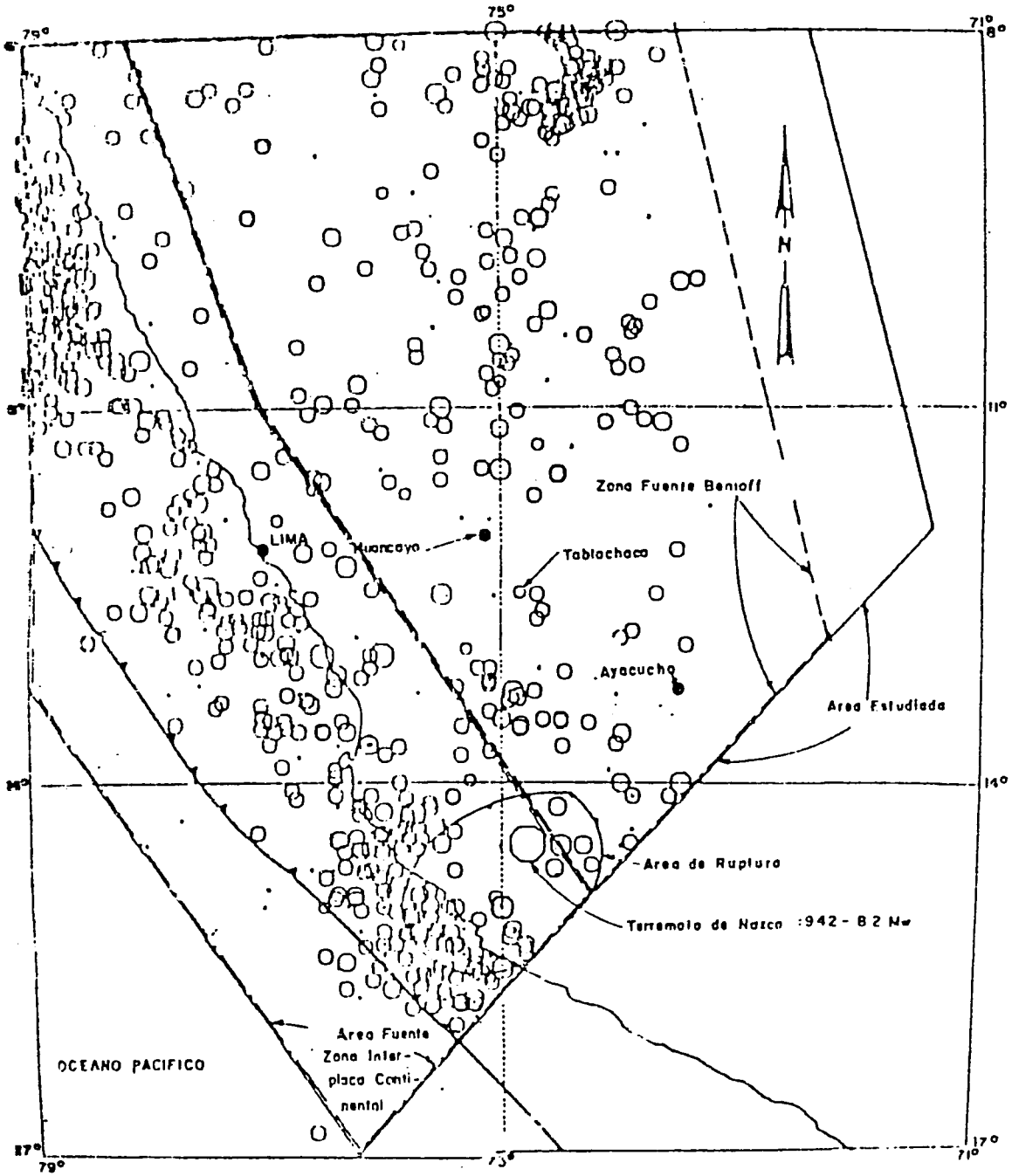


Fig. 2 SECCION TRANSVERSAL DE SISMICIDAD A TRAVES DE TABLACHACA, CON LA GEOMETRIA DE LA ZONA DE SUBDUCCION

Ref. Woodword Clyde Consultants



ESCALA DE MAGNITUD (m_b)

- Magnitud no Determinada
- 3.0
- 4.0
- 5.0
- 6.0
- 7.0

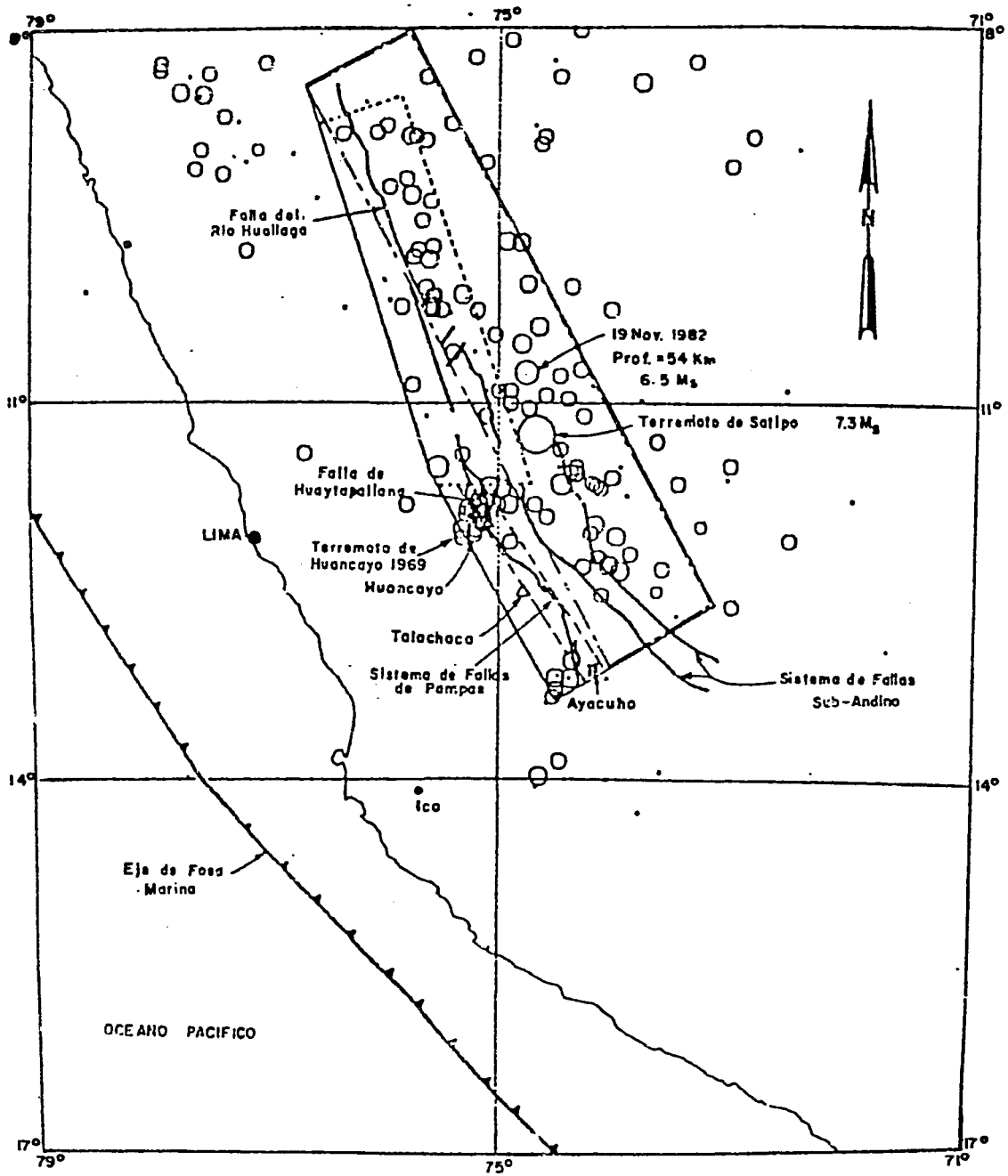
NOTA :

EPICENTRO REPRICADO Y AREA DE RUPTURA DEL TERREMOTO DE NAZCA DE 1942 TOMADOS DE KELLEHER (1972)

0 50 100 200 Km

Fig. 3 SISMICIDAD DE LAS ZONAS INTERPLACA SUPERFICIAL Y BENIOFF

Ref. Woodward Clyde Consultants



ESCALA DE MAGNITUD (m_b)

- Magnitud no Determinada
- 3.0
- 4.0
- 5.0
- 6.0
- 7.0

LEYENDA

- Región utilizada para deducir la relación de recurrencia de la Zona Intraplaca Continental Superficial
- Area Fuente del Río Huallaga
- Area Fuente de Huaytapallana-Pampas
- Area Fuente del Sistema Sub-Andino

0 50 100 200 Km.

Fig. 4 SISMICIDAD DEL PERU CENTRAL PROFUNDIDAD FOCAL MENOR QUE 70 Km.

Ref. Woodward Clyde Consultants

el tramo encañonado del Río Mantaro, tales como Condorsenja, Quichicani y Mayunmarca, hayan sido una consecuencia directa de un sismo; sin embargo, es evidente que hayan sido incentivados por eventos sísmicos.

Por otra parte, si en base a una correlación sismo-tectónica, se asume que el sistema de fallas de Pampas es potencialmente activo, si podemos esperar que las masas inestables en las laderas puedan ser fuertemente incentivados, hasta el colapso.

- Las importantes áreas inestables de Laria y Pilchaca, ubicadas entre, aproximadamente 40 y 50 Km. aguas arriba de la Presa de Tablachaca; el sistema de derrumbes (con más propiedad deslizamientos) ubicados dentro del perímetro de la presa, pueden ser los que sufran las consecuencias directas de una liberación importante de energía, cercana y cuya incidencia en la obra de presa de la Central Hidroeléctrica del Mantaro deberá evaluarse con mucha propiedad.

Por otra parte, la reactivación, por efecto sísmico, de los deslizamientos de Mayunmarca y Quichicani, que si bien es cierto se ubican aguas abajo de la presa, deben también considerarse por su cercanía a la misma.

- A la luz de como evolucionan estas inestabilidades, la evaluación deberá hacerse para condiciones estáticas (sin presencia de sismo) con prontitud.

ANEXOS

- Gráficos tomados de las fuentes de información, para cuyos autores pido disculpas, agradeciéndoles.

BIBLIOGRAFIA

- Casaverde L. y Vargas J. : "Zonificación Sísmica del Perú". Ponencia presentada al II Congreso Latinoamericano de Sismología. Lima 1980.

- Casaverde L. y Vargas J.: "Riesgo Sísmico". Pontificia Universidad Católica del Perú - Julio 1980.

- Dávila S, Malta J. y otros: Estudio de Seguridad Física de los Centros Poblados afectados por los Sismos en el Area de Ayacucho-Huancavelica". Informe del INGEMMET - 1981.

- Dávila S. Véliz J.: "Memoria Descriptiva del Mapa de Deslizamientos en el Perú". INGEMMET-Proyecto Sisra - Enero 1983.

- Deza E. "The Pariahuanca Earthquake, Huancayo, Peru: July-October 1969, 1971, Preliminary Report: Recent Crustal movements: Royal Sociaty of New Zeland Bulletin, v.9, P.77.83.

- Galdos J. Dávila S. : "Estudio Geodinámico de la Cuenca del Río Mantaro" Informe del INGEMMET - 1980.

- Guizado J., Landa C.: "Geología del Cuadrángulo de Pampas". Boletín N° 12 de la Comisión Carta Geológica Nacional. Lima, Setiembre 1964.

- Megard F. : "Geología del Cuadrángulo de Huancayo". Boletín N° 18 del Servicio de Geología y Minería - Lima, Marzo de 1964.

- Ministery of Mines and Energy-Brazil: Tectonic Map of Sud-América 1 = 500,000, 1978.

- Megard F.: "Estudio Geológico de los Andes del Perú Central-Boletín 8, Serie D. INGEMMET 1979.

- Morales B., Véliz J.: "Informe Preliminar del Equipo de Emergencia de ElectroPerú para la Defensa de la Represa Tablachaca.Deslizamiento de Mayunmarca. Junio 1974.

- Palacios O., Dávila D., Véliz J.: "Memoria Descriptiva del Mapa Tectónico del Perú" (INGEMMET-Proyecto SISRA-Junio 1982).

- Palacios O., Dávila D., Véliz J.: "Memoria Descriptiva del Mapa de Fallas y Lineamientos del Perú". INGEMMET, Proyecto SISRA - Junio 1982.

- Palacios O., Caldas J.: "Estudio Geológico-Tectónico del Area de Lima, CNDC - INGEMMET. Octubre 1981.

- Sebrier M y Otros: "Resumen del Informe de Neotéctónica del Perú - Mayo 1983.

- Silgado F.: "Historia de los Sismos más notables Ocurridos en el Perú, 1513-1974" - Boletín N° 7-Serie C del INGEOMIN-1978.

- Woodward Clyde and Michelena Repetto: Estudio de Sismicidad para el Derrumbe N° 5-Tablachaca. Informe Final. Enero 1983.

MAPA DE LICUACION DE SUELOS EN EL PERU

Jorge Alva Hurtado *

RESUMEN

Se presenta la información disponible sobre el fenómeno de licuación de suelos en el Perú debido a la acción sísmica, y su representación en un mapa de áreas de licuación de suelos.

Este trabajo ha sido elaborado como parte del proyecto SISRA (Sismicidad de la Región Andina), patrocinado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur, CERESIS. El objetivo del Grupo de Evaluación del Peligro Sísmico de dicho proyecto era confeccionar mapas de intensidades máximas en la escala Mercalli Modificada, de licuación de suelos y de deslizamientos producidos por sismos en la región andina. En este artículo se presenta el mapa de licuación de suelos para el Perú.

El mapa de áreas de licuación de suelos está dibujado a la escala 1:5'000,000 y presenta distinciones entre casos de licuación seguros y probables, de acuerdo a la interpretación de la información disponible en la literatura. Toda la documentación que presenta evidencia del fenómeno de licuación, tales como la formación de pequeños volcanes de barro y arena, la expulsión violenta de agua del suelo, la presencia de intenso agrietamiento y los asentamientos diferenciales debido a la acción sísmica, ha sido detallada en este artículo.

MAP OF SOIL-LIQUEFACTION IN PERU

ABSTRACT

The available information on liquefaction in Peru due to seismic action is presented, together with a map.

The map is drawn at a scale 1:5,000,000 showing differences between real and probable liquefaction. Documentation showing evidence of liquefaction, such as formation of mud and sand boils, violent expulsion of water from the ground, presence of intense cracking and differential subsidence due to seismic events, is presented in this study.

Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería.

INTRODUCCION

El Grupo de Evaluación del Peligro Sísmico del Proyecto SISRA (Sismicidad de la Región Andina), patrocinado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur, se fijó como objetivo obtener un producto final que expresara de alguna manera niveles relativos del peligro sísmico y que fuera homogéneo para la región andina.

Se tomó en cuenta el desarrollo alcanzado en cada país en esta clase de estudios y el tiempo disponible para ejecutar el trabajo. El resultado final en común con los países andinos consistió en confeccionar mapas regionales a partir de los antecedentes históricos, graficando intensidades máximas, áreas de licuación de suelos y zonas de deslizamientos asociadas a terremotos.

El mapa de intensidades máximas en la escala Mercalli Modificada para el Perú, que representa los niveles de daños alcanzados, sin distinguir si tales daños se debieron a la vibración del suelo, licuación o deslizamientos, ha sido presentado por Alva Hurtado y Torres Cabrejos (1983); una versión actualizada de dicho mapa se presentará en el V Congreso Nacional de Ingeniería Civil a celebrarse en Noviembre de 1984 en Tacna.

El mapa de áreas de licuación de suelos presentado en este artículo se realizó para completar la información condensada en el mapa de intensidades máximas, con la correspondiente al fenómeno de licuación de suelos ocasionados por terremotos y documentar la ocurrencia del fenómeno de licuación en el Perú.

DOCUMENTACION BASICA

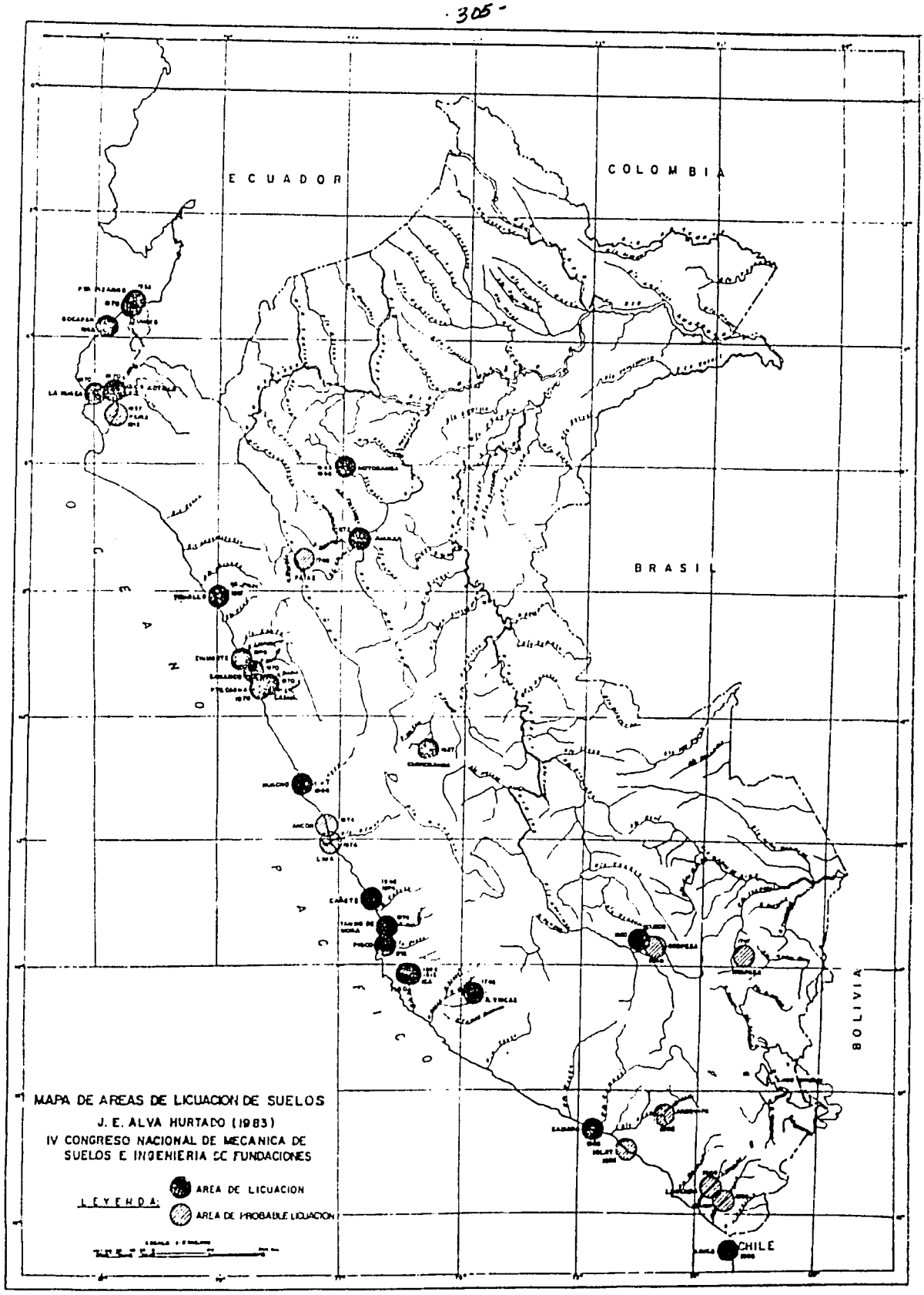
Se estudió detalladamente la información disponible sobre sismos peruanos (Alva Hurtado, 1981), recopilando la información histórica y del presente siglo referente al fenómeno de licuación de suelos. Se trató de encontrar evidencia sobre este fenómeno, tales como la formación de pequeños volcanes de barro y arena, la expulsión violenta de agua del suelo, la presencia de intenso agrietamiento del terreno, los asentamientos diferenciales, la pérdida de capacidad portante y hundimiento de estructuras, la pérdida de resistencia de taludes y terraplenes y la pérdida de resistencia lateral de pilotes y caissones durante los terremotos. La literatura sobre sismos peruanos que señala la ocurrencia del fenómeno licuación de suelos se presenta en la lista de referencias.

Se distinguió entre casos de licuación de suelos seguros y probables. La distinción la realizó el autor, en base a la literatura existente. Los casos probables son por lo general aquellos asociados a sismos históricos y a sismos recientes, en los que la descripción del fenómeno de licuación de suelos no era muy detallada. En el mapa de áreas de licuación de suelos se incluye el nombre de la localidad y el año en que se produjo el fenómeno, así como la red hidrográfica nacional.

BREVE HISTORIA DEL FENOMENO DE LICUACION DE SUELOS

22 de Enero de 1582

Silgado (1978) basado en la obra de Fray Víctor Barriga, "Los Terremotos


ECUADOR
COLOMBIA
BRASIL
BOLIVIA
CHILE
OCEANO PACIFICO
MAPA DE AREAS DE LICUACION DE SUELOS
J. E. ALVA HURTADO (1983)
IV CONGRESO NACIONAL DE MECANICA DE SUELOS E INGENIERIA DE FUNDACIONES
LEYENDA:
AREA DE LICUACION
AREA DE PROBABLE LICUACION

de Arequipa", indica un terremoto que dejó en ruinas a la ciudad de Arequipa. Después del mismo toda la ciudad quedó anegada por la mucha agua que corrió por sus calles, probablemente debido al asentamiento y compresión de la napa freática. En la costa se sumergió un arroyo de agua que entraba al Puerto de Islay. También se referencia este fenómeno en la Historia del Perú del Padre Rubén Vargas Ugarte, S.J. La máxima intensidad de este sismo fue de X MM.

14 de Febrero de 1619

Terremoto en el Norte del Perú, que arruinó los edificios de Trujillo. Silgado (1978) refiere la crónica del Padre Calancha que indica que se agrietó la tierra en varias partes, de las cuales surgió un lodo negruzco. Además Feijóo decía que el material viscoso y pestilente expelido envuelto en agua gredosa de que se formaron ríos que corrieron por las campiñas de la Villa del Santa, el de Barranca y otros, tiñeron sus corrientes con tal maligna inundación. De los relatos se desprende que hubo otros efectos en las vertientes, en algunos lechos secos de ríos apareció agua, mientras que en otros riachuelos el agua dejó de correr. La máxima intensidad de este sismo fue de IX MM.

31 de Marzo de 1650

Terremoto en el Cuzco que derribó todos los templos y la mayor parte de las edificaciones. Según Silgado (1978), la tierra se agrietó en varios lugares, observándose disturbios en el nivel freático de las aguas que escorrentía cerca del pueblo de Oropesa. La máxima intensidad de este sismo fue de IX MM.

12 de Mayo de 1664

Terremoto en Ica. Silgado (1978) refiere el relato del cura de la Iglesia Parroquial de San Jerónimo, licenciado Cristóbal Rodríguez Alvarez: "otra vez abrióse la tierra por muchas partes, en los montes y campos se desunía la tierra formando abras y horribles profundidades que parecían bocas para tragarnos. Corrió el río en más de seis riegos de agua, rebosaron algunos pozos de la ciudad, arrancándose de raíz muchos y grandísimos árboles, sauces y espinos". La máxima intensidad de este sismo fue de X MM.

10 de Febrero de 1716

Terremoto en Pisco que La Barbinais relatia: "al cuarto de hora tembló de nuevo la tierra, que abriéndose en algunos lugares, expelió chorros de polvo y agua con ruido pavoroso" (Silgado, 1978) La máxima intensidad de este sismo fue de IX MM.

28 de Octubre de 1746

Terremoto en Lima y tsunami en el Callao. Bachmann (1935) indica que en la quebrada minerai del río Viseca, de la Provincia de Lucanas, se abrió la tierra y salieron sabandijas; reventando también un volcán de agua caliente que lo inundó todo.

En las Misiones de Cajamarquilla de los Franciscanos, en Pataz, reventaron

dos volcanes de cieno y lodo. La máxima intensidad de este sismo fue de X MM.

1747

Toribio Polo en su "Sinopsis de los Temblores y Volcanes del Perú" señala que en dicho año ocurrió un fuerte sismo, que por haberse producido en una región apartada de Puno no se pudo obtener fecha. Se sabe que ocasionó grandes destrozos en Ayapata, provincia de Carabaya; agua cenagosa brotó de la tierra y pereció mucha gente (Silgado, 1978). La máxima intensidad de este sismo fue de VIII MM.

30 de Marzo de 1813

Silgado (1978) refiere un terremoto en Ica que destruyó casas y templos, muriendo 32 personas. Se formaron grandes grietas en el cauce del río, del cual surgió gran cantidad de lodo. La máxima intensidad de este sismo fue de VII MM.

20 de Agosto de 1857

Silgado (1978) indica un fuerte sismo en Piura que destruyó muchos edificios. Se abrió la tierra, de la cual emanaron aguas negras. Daños menores en el puerto de Paita. La máxima intensidad de este sismo fue de VIII MM.

13 de Agosto de 1868

Terremoto acompañado de tsunami en Arica. Silgado (1978) refiere el relato de Toribio Polo: "Agrietamientos del suelo se observaron en varios lugares, especialmente en Arica, de las que brotó agua cenagosa". Bachmann (1935) reporta que en Sama y Locumba se perdió gran parte de las cosechas, y la tierra se abrió a trechos en hondas grietas que vomitaban agua cenagosa. La máxima intensidad de este sismo fue de XI MM.

24 de Julio de 1912

Terremoto en Piura y Huancabamba. En el cauce seco del río Piura se formaron grietas con surgencia de agua, otros daños afectaron el terraplén del ferrocarril. En el puerto de Paita se produjeron agrietamientos del suelo (Silgado, 1978). La máxima intensidad de este sismo fue de VIII MM.

24 de Diciembre de 1937

Terremoto en las vertientes orientales de la Cordillera Central. Afectó los pueblos de Huancabamba y Oxapampa. Silgado (1978) indica que en el Fundo Victoria se abrió una grieta de la que emanó abundante cantidad de agua que arrasó corpulentos árboles, aumentando el caudal del río Chorobamba. La máxima intensidad del sismo fue de IX MM y su magnitud fue de MS=6.3.

24 de Mayo de 1940

Terremoto en la ciudad de Lima y poblaciones cercanas. Valencia (1940) reporta que en el Callao quedaron efectos del sismo, sobretodo en terrenos

formados por relleno hidráulico. En estas zonas el terreno se agrietó y brotó a la superficie masas de lodo semilíquido. Las grietas del terreno atravezaron algunas construcciones. La máxima intensidad del sismo fue de IX MM y su magnitud fue de MS=8.0.

6 de Agosto de 1945

Fuerte temblor en la ciudad de Moyobamba y alrededores. De acuerdo a Silgado (1946), se formaron algunas grietas en la quebrada de Shango. Posteriormente, el temblor del día 8 produjo nuevas grietas vecinas a las primeras, una de ellas semicircular de 15 mts. de diámetro y 4 cm. de separación, de las cuales emanaron aguas cargadas de limo durante dos días. Las grietas se presentaron también en los bordes de los barrancos en Tahuisco, cerca del río Mayo y en la quebrada Asungue. A unos cinco kilómetros de los baños sulfurosos y a diez de la ciudad se había producido la aparición de nuevos manantiales. La máxima intensidad de este sismo fue de VII MM

28 de Mayo de 1948

Fuerte sismo destructor en Cañete. En las inmediaciones del lugar denominado Calavera se produjeron varios deslizamientos en terrenos pantanosos. En las faldas del Cerro Candela se formaron grietas, observándose en el lugar pequeños derrumbes debido a la saturación del terreno (Silgado, 1978). La máxima intensidad del sismo fue de VII MM y su magnitud fue de MS=7.0.

21 de Mayo de 1950

Terremoto en la ciudad del Cuzco. Silgado, Fernández-Concha y Ericksen (1952) notaron en el lado sur del Valle, al sureste del pueblo de San Sebastián, una zona de extensa fisuración. También observaron dos pequeñas fracturas en una zona pantanosa situada a 300 mts. al Sur de San Sebastián, de las cuales surgió agua y arena durante el terremoto. Los hoyos producidos por la eyección tenían cerca de 2 m. de diámetro y la arena alrededor de la fractura un espesor de 1 a 2 cms. Durante el movimiento sísmico estas fracturas y otras producidas a lo largo del cerro, vertieron chorros de agua que alcanzaron 1 a 2 mts. de altura.

El nivel de la napa freática se levantó en el lado sur del Valle. Areas que habían estado casi secas antes del terremoto aparecieron cubiertas con 10 a 40 cms. de agua semana y media después del sismo. El agua en un pozo de la Hacienda San Antonio subió 1.80 mts. por encima de su nivel normal, después del terremoto. La máxima intensidad del sismo fue de VII MM y su magnitud fue de MS=6.0.

10 de Diciembre de 1950

Fuerte temblor en Ica. En el Fundo La Vela se produjeron algunas pequeñas grietas en el terreno de sembrío de los cuales se dice salió agua, hasta unas horas después del sismo (Silgado, 1951). La máxima intensidad del sismo fue de VII MM y su magnitud fue de MS=7.0.

12 de Diciembre de 1953

Un fuerte y prolongado movimiento sísmico afectó la parte Noroeste del

Perú y parte del territorio ecuatoriano. Silgado (1957) indicó que se produjeron en los terrenos húmedos grietas largas. Se apreciaron eyecciones de lodo en la quebrada de Bocapán, en los esteros de Puerto Pizarro y en otros lugares. En Bocapán que había estado seco antes del movimiento, corrió momentáneamente agua a causa de los surtidores. En Puerto Pizarro se originaron chorros de agua de 60 cms. de altura y grietas. La máxima intensidad del sismo fue de VIII MM y su magnitud fue MS=7.8.

15 de Enero de 1958

Terremoto en Arequipa. Silgado (1978) indicó agrietamiento del terreno cerca de la zona de Camaná, con eyección de aguas negras. La máxima intensidad del sismo fue de VIII y su magnitud fue de MS=7.0.

17 de Octubre de 1966

La ciudad de Lima fue estremecida por un sismo. En la Hacienda San Nicolás a 156 Km al norte de Lima, aparecieron numerosas grietas y de varias de ellas surgió agua de color amarillo (Silgado, 1978). La máxima intensidad del sismo fue de VIII MM y su magnitud fue de mb=6.3.

19 de Junio de 1968

Terremoto en Moyobamba. Kuroiwa y Deza (1968) describieron agrietamientos del suelo, surgimiento de arena y agua por las grietas y grandes deslizamientos de tierra en la región epicentral. Los fenómenos de agrietamientos y surgimiento de agua fueron los más numerosos, especialmente a lo largo de las márgenes del río Mayo. Martínez Vargas (1969) presentó vistas del afloramiento de arenas en forma de conitos de 10 a 20 cms. de diámetro producidos por el fenómeno de licuación en la terraza de Moyobamba. La máxima intensidad del sismo fue de VIII MM y su magnitud fue de MS=6.9.

31 de Mayo de 1970

Terremoto que afectó todo el departamento de Ancash y sur de La Libertad. Ericksen et al (1970) y Plafker et al (1971) indicaron que en Casma, Puerto Casma y en zonas cerca al litoral en Chimbote, se produjo desplazamiento lateral del terreno causado por licuación de depósitos deltaicos y de playa, ocasionando grietas en el terreno que derrumbaron las estructuras que las cruzaron. Las áreas más extensas de volcanes de arenas se formaron a lo largo del río Casma, entre Casma y Puerto Casma. Los volcanes tenían un cráter central de unos cuantos centímetros a 1 mt. de diámetro, cercados por un montículo de arena y limo de hasta 15 mts. de diámetro. Se produjeron eyecciones de agua de un metro. La zona central de Chimbote fue evidentemente un área de licuación de suelos, así como de compactación diferencial de la cimentación. El puente de Casma fue dañado por licuación de la cimentación de los estribos. En Chimbote y Casma y a lo largo de la Carretera Panamericana se notaron subsidencias superficiales producto de la licuación. La sección residencial de Puerto Casma mostró evidencias de asentamientos y eyección de agua.

Cluff (1971) reportó fallas del terreno en Chimbote debido a depósitos de playa saturados y sueltos. En Casma se produjo compactación diferencial y desplazamiento lateral del terreno debido a licuación. Se produjeron inundaciones del terreno por agua freática, debido a la compactación diferencial.

En muchas áreas se produjeron volcanes de arenas y eyección de agua por existir nivel freático alto. Berg y Husid (1973) indicaron evidencia de licuación de suelos en la cimentación del Colegio Mundo Mejor, en Chimbote.

Carrillo (1970) indicó descensos en los terraplenes de acceso de casi todos los puentes de la Carretera Panamericana y asentamientos en las plataformas del Terminal Marítimo de Chimbote. También presentó evidencias del fenómeno de licuación de los depósitos de arenas saturadas en la calle Elías Aguirre en Chimbote y en el km 380 de la Carretera Panamericana, cerca de Samanco.

Corporación Hidrotécnica y C. Lotti (1979) reportaron licuación generalizada en Puerto Casma, produciendo agrietamiento de suelo y eyecciones de agua con arena. En Chimbote se produjeron numerosos casos de licuación y Puerto Casma se inundó totalmente.

Morimoto et al (1971) describieron el fenómeno de licuación de suelos en la ciudad de Chimbote. En la zona pantanosa se produjo licuación generalizada, con grietas debido a compactación diferencial; y en zona aluvional licuación subsuperficial con grietas y volcanes de arena.

La máxima intensidad del sismo fue de IX MM y su magnitud fue de MS=7.8.

10 de Diciembre de 1970

Terremoto en el Noroeste del Perú. En el área de Querecotillo en terraza fluvial y aluvial se formó un sistema de grietas en echelon, de longitud de 500 mts. con aberturas de 0.30 mts. y saltos de 0.25 mts. Se notó efusión de arena formando sumideros de 0.60-1.00 mts. de diámetro. Cerca al caserío La Huaca se agrietó el suelo, brotando arena y lodo. En Tumbes cerca al Puerto Cura, en las terrazas fluviales, se observó efusión de aguas negras acompañadas de arena que salieron a la superficie a través de grietas (Taype, 1971). La máxima intensidad del sismo fue de IX-MM y su magnitud fue de MS=7.1.

20 de Marzo de 1972

Sismo en el Nororiente. Según Perales y Agramonte (1972), en el área urbana de Juanjuí se produjo el fenómeno de licuación de suelos con sumideros alineados de hasta 1 mt. de diámetro. En la Carretera Marginal se produjeron asentamientos. Las aguas subterráneas variaron su nivel estático en más de un metro. Se inspeccionaron dos pozos de agua que al momento de la visita se encontraban secos y taponeados con arena. La máxima intensidad del sismo fue de VIII MM y su magnitud fue de MS=6.9.

3 de Octubre de 1974

Terremoto en Lima. Según Huaco et al (1975) y Giesecke et al (1980), ocurrieron fenómenos locales de licuación en el valle de Cañete, donde el nivel freático es muy superficial. El fenómeno local más importante se encontraba en la Cooperativa La Quebrada cubriendo un área de 30,000 m^2 Maggiolo (1975) indicó licuación generalizada en Tambo de Mora, asociada a una subsidencia o hundimiento, con densificación posterior a lo largo de 4 kms. paralelos a la línea de playa. En la zona norte se desarrollaron eyecciones de agua con arena a través de volcanes de arena.

Espinosa et al (1977) indicaron posibles asentamientos diferenciales en el Callao debido a licuación de suelos y Moran et al (1975) presentaron vistas de posible licuación en Ancón. La máxima intensidad del sismo fue de VIII MM y su magnitud de MS=7.5.

CONCLUSIONES

La revisión de la literatura indica que el fenómeno de licuación de suelos se ha producido en la Costa, Sierra y Selva Alta del Perú. Existe una mayor incidencia de dicho fenómeno en la Costa, que es donde la concentración de la población ha sido mayor y la sismicidad es más alta.

Se considera que el mapa de áreas de licuación de suelos presentado puede estar incompleto y no ser totalmente representativo de dicho fenómeno en el Perú. Se espera que en el futuro se realicen estudios adicionales que aporten nuevas evidencias sobre la ocurrencia de este fenómeno, que servirán para modificar o completar el mapa propuesto.

AGRADECIMIENTO

Se agradece el apoyo bridado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur para la ejecución de este trabajo, en especial a su Director el Ing. Alberto Giesecke.

REFERENCIAS

1. Alva Hurtado, J. (1981). "Bibliografía sobre los Terremotos Peruanos: Aspectos Ingenieriles", El Ingeniero Civil, N° 15, pp. 50-51, Lima, Perú.

2. Alva Hurtado, J. (1982), "Estudio del Potencial de Licuación del Suelo de Cimentación de las Obras del Proyecto Central Hidroeléctrica de Curumuy", Informe presentado a la Gerencia de Estudios de Electroperú.

3. Alva Hurtado, J. y Orihuela, P. (1982), "Estudio de Licuación y Amplificación Sísmica en Chimbote, Perú", IV Congreso Nacional de Ingeniería Civil, Chiclayo-Perú.

4. Alva Hurtado, J. y Torres Cabrejos, R. (1983), "Mapa de Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas en el Perú", Revista TECNIA de la Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.

5. Bachmann, C.J. (1935), "Fenómenos Sísmicos Notables Habidos en Lima en los Cuatrocientos Años que tiene de Fundada", Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, Tomo 4-D, Lima, Perú.

6. Berg, G.V. y Husid, R. (1973), "Structural Behavior in the 1970 Peru Earthquake", 5th. World Conference on Earthquake Engineering, Rome, Italy.

7. Carrillo Gil, A. (1970), "Algunas Apreciaciones del Comportamiento del Suelo en la Zona del Sismo de Ancash", II Congreso Nacional de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Cimentaciones, Lima, Perú.

8. Cluff, L.S. (1971), "Perú Earthquake of May 31, 1970; Engineering Geology Observations", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 61, N° 3, pp. 511-534.

9. Corporación Hidrotécnica y C. Lotti & Asociados (1979), "Estudio de Factibilidad del Sistema General de Abastecimiento de Agua Dulce a Bayovar", Organismo de Desarrollo del Complejo de Bayovar, ODECOL, Febrero.

10. Ericksen, G.E., Plafker, C. y Fernández-Concha, J. (1970), "Preliminary Report on the Geologic Events Associated with the May 31, 1970 Peru Earthquake", U.S. Geological Survey Circular 639.

11. Espinosa, A.F., Husid, R., Algermissen, S.T. y De las Casas, J. (1977), "The Lima Earthquake of October 3, 1974: Intensity Distribution", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 67, N° 5, pp. 1429-1439.

12. Giesecke, A., Ocola, L. y Silgado, E. (1980), "El Terremoto de Lima del 3 de Octubre de 1974", Informe Preparado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur a UNESCO Contrato SC/RP 601-013.

13. Huaco, D., Huaco, P. y Espejo, C. (1975), "Comportamiento del Suelo de Cañete Asociado al Sismo del 3 de Octubre de 1974", Reunión Andina de Seguridad Sísmica, Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima, Perú.

14. Kuroiwa, J. y Deza, E. (1968), "Daños causados en Moyobamba por el sismo del 19 de Junio de 1968", Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.

15. Maggiolo, O. (1975), "Algunos Aspectos de Mecánica de Suelos y Comportamiento de Construcciones Durante el Sismo del 3 de Octubre de 1974", Reunión Andina de Seguridad Sísmica, Pontificia Universidad Católica del Perú, Lima, Perú.

16. Martínez Vargas, A. (1969), "Apreciaciones Geológicas de Campo Sobre los Efectos del Terremoto del 19 de Junio de 1968 en Moyobamba y Alrededores del Nor-Oriente Peruano", Primer Congreso Nacional de Sismología e Ingeniería Antisísmica, pp. 107-116, Lima, Perú.

17. Moran, D., Perver, G., Thiel, C. Jr., Stratta, J., Valera, J. y Wyllie, L. Jr. (1975), "Engineering Aspects of the Lima, Peru Earthquake of October 3, 1974", Earthquake Engineering Research Institute, Oakland, California.

18. Morimoto, R., Koizumi, Y., Matsuda, T., Hakuno, M. y Yamaguchi, I. (1971), "Seismic Microzoning of Chimbote Area, Peru", Overseas Technical Cooperation Agency, Government of Japan, March.

19. Perales, F. y Agramonte, J. (1972), "Reconocimiento Geotécnico entre

Juanjuí y Moyobamba con Motivo del Sismo del 20 de Marzo de 1972", Servicio de Geología y Minería, Lima, Perú.

20. Plafker, G.,Ericksen, G.E., y Fernández-Concha, J. (1971), "Geological Aspects of the May 31, 1970, Peru Earthquake", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 61, N° 3, pp. 543-578.

21. Silgado, E. (1946), "El Tenblor Destructivo de Moyobamba del 6 de Agosto de 1945", Datos Sismológicos del Perú, Boletín 3, Instituto Geológico del Perú, pp. 29-38.

22. Silgado, E. (1952), "El Sismo del 9 de Diciembre de 1950", Datos Sismológicos del Perú 1949-1950, Boletín N° 4, Instituto Nacional de Investigación y Fomento Mineros, Ministerio de Fomento y Obras Públicas, pp. 47-51.

23. Silgado, E. (1957), "El Movimiento Sísmico del 12 de Diciembre de 1953", Anales del Primer Congreso Nacional de Geología, Parte II, Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Tomo 32, pp. 225-238.

24. Silgado E. (1978), "Historia de los Sismos más Notables Ocurridos en el Perú (1513-1974)", Instituto de Geología y Minería, Boletín N° 3 , Serie C., Geodinámica e Ingeniería Geológica, Lima, Perú.

25. Silgado, E., Fernández-Concha, J. y Ericksen, G.E. (1952), "El Terremoto del Cusco del 21 de Mayo de 1950", Datos Sismológicos del Perú 1949-1950, Boletín N° 4 Instituto Nacional de Investigación y Fomento Mineros, Ministerio de Fomento y Obras Públicas, pp. 27-45.

26. Taype, R.V., (1971), "Observaciones Geológicas de los Daños Producidos por el Sismo del 9 de Diciembre de 1970 en los Departamentos de Piura y Tumbes", Servicio Nacional de Geología y Minería, Lima, Perú.

27. Valencia, R. (1940), "El Terremoto del 24 de Mayo de 1940, sus Efectos y sus Enseñanzas", Revista de la Universidad Católica del Perú, Tomo VIII, pp. 294-329, Lima, Perú.

RIESGO Y PELIGRO SISMICO Y VOLCANICO

SEISMIC AND VOLCANIC RISK AND HAZARD

Previous Page Blank

SISMICIDAD Y PELIGRO SISMICO EN EL CENTRO DE BOLIVIA

Angel J. Vega B. *

RESUMEN

La información sísmica y geotectónica recopilada para Bolivia a través del Proyecto Multinacional de Sismicidad Regional Andina (SISRA, 1981-1984), permite reconocer áreas de interés sismotectónico en el país. El análisis de la gran cantidad de sismos pequeños, registrados en las estaciones de alta ganancia del Observatorio San Calixto, pueden a su vez permitir completar su estudio.

El área comprendida entre el Valle de Cochabamba, Aiquile, Sucre y el Norte de Potosí (17° a 19° Sur y 65° a 67° Oeste), muestra las mismas características sísmicas de la región del Codo de Arica, gran número de sismos pequeños en un corto lapso de tiempo; pero con mecanismos de generación diferentes.

Por otro lado siendo de interés el estudio de eventos pequeños en el área considerada, se desarrolla una ecuación para calcular magnitudes en base de las estaciones de alta ganancia de Zongo (La Paz, Bolivia).

$$M_R = \text{Log}\ (A/T) + 2.74\ \text{Log}\ (°R) + 2.78$$

Así la localización de 133 eventos (magnitudes 1.0 a 3.3 M_R), en el área estudiada, sólo en el año 1983, y su relación con los fallamientos presentes, identifica a la zona como la de mayor Riesgo Sísmico en el país.

El emplazamiento de grandes represas como Corani y Misicuni, implica así mismo mismo un tratamiento cuidadoso del Riesgo Sísmico determinado en la zona.

SEISMICITY AND SEISMIC HAZARD IN CENTRAL BOLIVIA REGION

ABSTRACT

The information collected in Bolivia by SISRA allows us to delineate area of seismotectonic interest. The study of seismicity and seismic hazard can be intensified thanks to the great amount of small local tremors recorded by the high gain seismograph stations of San Calixto Observatory.

The region between the Cochabamba Valley, Aiquile, Sucre and Northern Potosi seems to have the same characteristics as the Arica area: large numbers of shallow earthquakes and small tremors in relatively small periods of time, but with notably different focal mechanisms.

---

* Observatorio San Calixto. La Paz, Bolivia

Since it is of interest to study the small events in the area under consideration, an equation is developed to calculate magnitudes on the basis of data from the high gain stations in Zongo (La Paz, Bolivia). The following equation was developed:

$$M_R = \text{Log } (A/T) + 2.74 \text{ Log } (°R) + 2.78$$

Thus we located 133 events (magnitudes 1.0 to 3.3. M_R), in the area, for the year 1983 and correlated these with the existing faults.. This identifies the zone as the highest seismic risk in the country.

The construction of great dams such as Corani and Misicuni therefore requires a detailed study of the level of seismic risk in these areas.

INTRODUCTION

Resulta de sumo interés el conocimiento de la sismicidad nacional, más aun cuando se tienen en puertas proyectos de desarrollo que tienden al aprovechamiento de los recursos naturales de vastas regiones del país, especialmente en la zona central.

El Proyecto de Sismicidad Regional Andina (SISRA, 1981-1984), cuya primera etapa culmina, ha permitido ampliar nuestro conocimiento acerca de la cantidad y magnitud de los fenómenos sísmicos que tienen lugar dentro de nuestras fronteras. El reconocimiento in situ de las manifestaciones de éstos permite a su vez delimitar como zona de interés aquella comprendida entre las coordenadas geográficas de 17° a 19° de latitud sur y 65° a 67° de longitud oeste, donde además se observan las mayores complicaciones tectónicas que en el pasado dieron origen al encurvamiento estructural de la Cordillera Real u Oriental de los Andes.

Los equipos sismológicos de alta ganancia del Observatorio San Calixto que en varias oportunidades permitieron identificar secuencias de réplicas de eventos como del 12 de Mayo de 1972 (Rodríguez y Vega, 1976), 22 de Febrero de 1976 (Rodríguez y Vega, 1976), 30 de Junio de 1976 (Vega, 1976), 27 de Julio de 1981 (Cabré, 1981), 23 de Agosto de 1982 (Vega, 1983), 19 de Mayo y 5 de Septiembre de 1983 (Vega, 1983); pueden permitirnos además definir el patrón sísmico de la zona donde por referencias también se sabe de la presencia de bastantes eventos sísmicos menores cuya determinación puede ayudar a esbozar el riesgo sísmico.

CARACTERISTICAS MACROSISMICAS

Como se indica en el Catálogo de Intensidades Sísmicas del Proyecto SISRA, compilado en base a la Historia Sísmica de Bolivia (Descotes y Cabré, 1973), y a la abundante información recopilada en las propias poblaciones afectadas, en los últimos cien años en la zona se han experimentado 16 eventos con un rango de magnitudes de 4.0 a 6.0 e intensidades máximas de IV a VII M.M., siendo más predominante la intensidad de grado VI.

Aun permanece en la memoria de algunas personas mayores los efectos

del sismo de Julio de 1909 en Sipe-Sipe, Cochabamba; donde la pérdida de vidas no fue mayor, tan sólo dos víctimas, pues el sismo se produjo muy cerca al medio día y después que la gran mayoría de los pobladores abandonaran la pequeña iglesia cuyo pesado techo quedó por los suelos junto con el desplome de algunos muros de adobe y tapiales en el resto del pueblo, al mismo tiempo que del subsuelo provenía un incesante bramido. El pánico fue tal que en principio se pensó en una evacuación total y traslado definitivo del pueblo.

En marzo de 1948 la ciudad de Sucre, capital política del país, experimenta un caso parecido al anterior pero que al parecer alcanzó mayor intensidad pues enormes ornamentos artísticos de la torre de la Catedral son movidos de sus soportes aún de la caída de gran cantidad de cornizas y rotura de vidrios en edificaciones de tipo colonial, causando alarma y pánico así como el deceso de una persona por aplastamiento.

Aiquile es otra de las poblaciones que experimenta en septiembre de 1958 un tremendo remesón causando el agrietamiento de gruesas paredes quedando algunas a punto de desplomarse; en este caso el fenómeno no es único ya que el suelo permanece temblando por algunas horas mas, en la estación IPZ del Observatorio San Calixto fueron registradas algunas réplicas, lo cual indujo a los pobladores a alejarse del lugar y trasladarse a las poblaciones vecinas, incluso algunos llegaron hasta la propia capital del valle cochabambino dejando bienes e inmuebles abandonados.

Daños a la escasa infraestructura vial y agropecuaria si bién no alcanzan proporciones alarmantes hasta el presente, en cambio frente a los proyectos de desarrollo que en la actualidad se implementan como son represas hidroeléctricas, obras de regadío y ferrovías que de seguro incrementarán la densidad demográfica en la zona, están expuestas a un peligro latente.

MICROSISMICIDAD

La presencia en la zona de eventos sísmicos con magnitudes menores o iguales a 3.0 fue determinada por primera vez en ocasión del sismo del 12 de mayo de 1972, con epicentro próximo a la ciudad de Cochabamba, cuando se contabilizaron hasta 82 réplicas en los registros de las estaciones sismológicas LPB y PNS del Observatorio San Calixto durante los catorce días siguientes al evento principal que alcanzó una magnitud de 5.2.

Un análisis estadístico de estas réplicas (Rodríguez y Vega, 1976), permitió localizar 36 de las mismas en las cercanías de un alineamiento geoestructural situado al norte de la ciudad de Cochabamba, capital principalmente afectada en dicha ocasión.

Sin embargo persistía la duda acerca de la correcta determinación epicentral de estos eventos menores dado más que todo el ínfimo número de datos disponibles, tan sólo de dos estaciones, y la posibilidad de origen de las mismas en la región chilena de Arica donde se sabe de la existencia de un enjambre sísmico originado por la fricción de la placa oceánica de Nazca contra el Continente Suramericano.

Eventos sísmicos tanto de la región de Arica como de la región central de Bolivia pueden ser fácilmente confundidos en los registros de las estaciones bolivianas con magnificación stándar, debido a la semejanza que alcan-

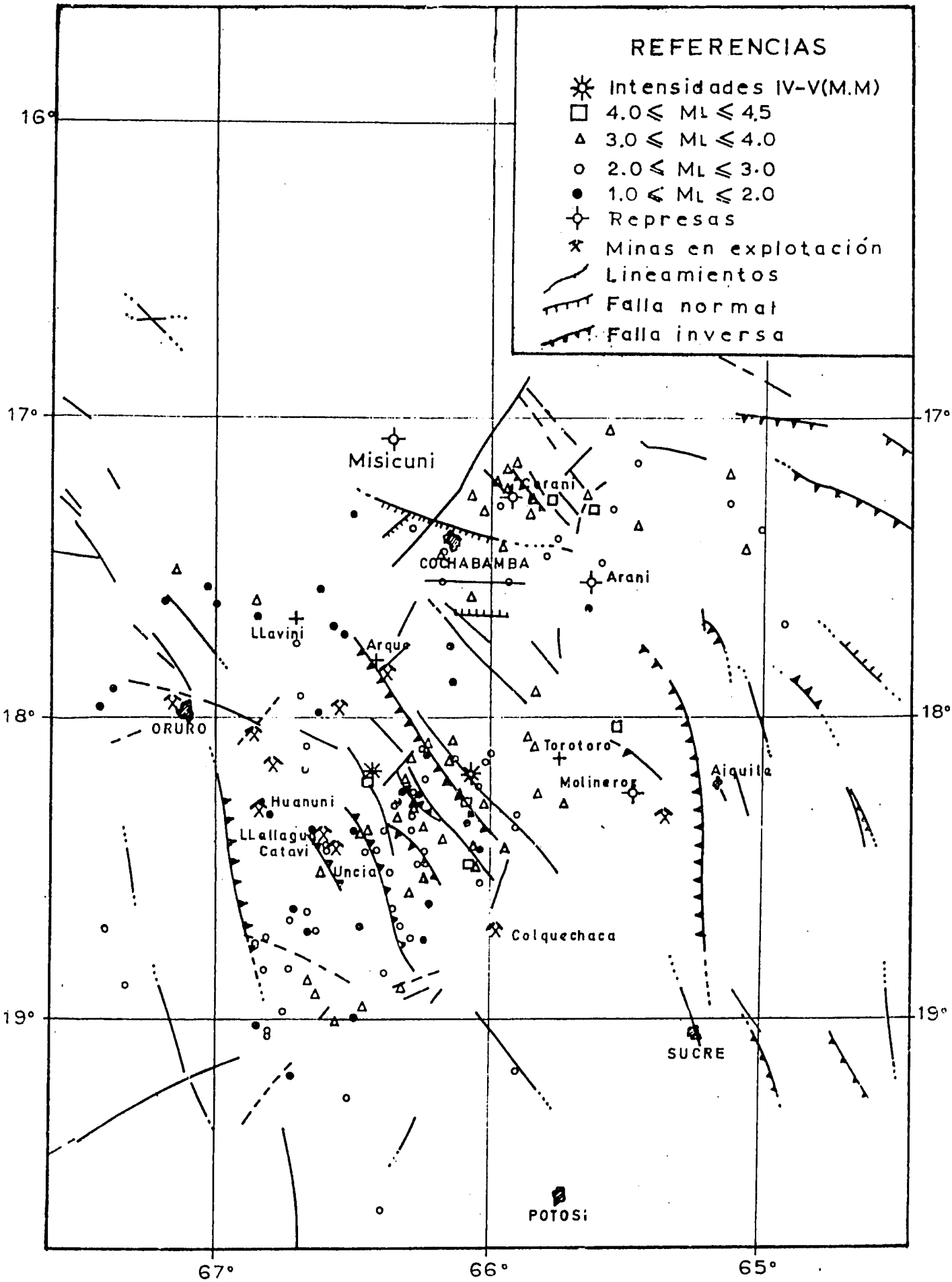


FIG.1.- Epicentros y principales geoestructuras de la zona estudiada (Escala 1: 2'000.000).

zan las fases P_N y S_N, y especialmente el intervalo de tiempo transcurrido entre ambas.

No obstante gracias a la red sísmica de Zongo que el Observatorio San Calixto inaugura en abril de 1975, a 40 kilómetros al norte de la ciudad de La Paz, cuya máxima ganancia alcanza a un millón de veces el movimiento del suelo es posible en la actualidad identificar mejor los eventos locales de magnitud menor a 4.0 en base a la apreciación inmediata de la dirección de llegada y la diferencia de tiempo entre las tres estaciones de la red.

Como una muestra de lo antes indicado se han analizado cuidadosamente los registros de las tres estaciones de alta ganancia de Zongo (A, B y C) sólo correspondientes al año 1983, se ha escogido este período de tiempo debido a la existencia de una secuencia de réplicas entre los meses de mayo y septiembre cuya ubicación es segura lo cual permite a su vez un chequeo del método de ubicación empleado.

Mediante el programa iterativo para tres estaciones y con un modelo local de corteza se han ubicado 133 eventos dentro de la zona considerada (17°-19° sur y 65° - 67° oeste), con profundidades entre 15 y 45 kilómetros para desviaciones estandar de 1.0 segundos para el tiempo origen y errores en las coordenadas epicentrales menores a los 10 kilómetros. En la figura 1, se han ploteado los epicentros junto con los principales rasgos tectónicos de la región así como la ubicación de las represas proyectadas y los asientos mineros explotados en la actualidad.

DETERMINACION DE MAGNITUDES LOCALES

Para el cálculo de magnitudes se ha tomado en principio la relación

$$M_L = \text{Log}\ (A/.T) + 1.8\ \text{Log}(°\Delta) + 3.5 \qquad (1.-$$

donde A representa la máxima amplitud de la fase S en micrones y T el período predominante en segundos, °Δ representa la distancia epicentral en grados geográficos. Esta ecuación parece correcta cuando se utilizan lecturas en los registros de corto período de la estación LPB, en base a la cual fue seguramente calculada por Rodríguez (#); sin embargo cuando se utilizan los registros de Zongo de alta ganancia la magnitud resultante parece algo mayor de la real.

En la figura 1, en las proximidades de la represa de Corani donde se embalsan aproximadamente 141 millones de metros cúbicos de agua, mediante la ecuación 1 se han calculado magnitudes locales entre 3.5 a 4.0, lo cual no sería factible ya que no se tienen datos de intensidad por lo menos durante el año que se abarca en este estudio.

Por lo indicado existe la necesidad de determinar una relación de magnitudes locales en base a las estaciones A, B y C de Zongo, con este propósito se ha ploteado el logaritmo A/T en función de la distancia epicentral

---

No existe una información clara en los archivos del Observatorio San Calixto sobre los datos y métodos empleados para la determinación de esta ecuación.

Tabla 1.- Eventos usados para ajustar la curva amplitud/período vs. distancia.

Evento Nº	Fecha día:mes	Tiempo origen	Latitud sur	Longitud oeste	M_L	M_R
1	1-Ene.	20:07:28.2	17.61	67.00	2.0	1.5
2	4-Abr.	19:35:04.9	18.68	66.74	2.5	2.2
3	5-Abr.	21:49:12.8	17.83	67.38	1.8	1.3
4	9-Abr.	12:57:40.3	18.37	66.66	2.0	1.6
5	2-May.	05:06:31.2	17.40	65.77	2.4	2.1
6	15-May.	18:52:22.6	17.53	66.18	1.9	1.6
7	19-May.	09:08:07.7	18.22	66.03	2.6	2.4
8	"	09:26:16.1	18.32	65.89	2.2	1.9
9	"	09:31:43.2	18.63	66.20	2.6	2.3
10	"	09:38:14.1	18.15	66.01	2.3	2.0
11	"	11:00:18.3	18.44	66.23	2.3	2.0
12	"	22:30:29.9	18.31	66.07	2.4	2.1
13	20-May.	00:15:49.5	18.49	66.26	2.4	2.1
14	"	09:30:17.2	18.65	66.68	2.4	2.1
15	"	09:43:22.7	18.84	66.74	2.2	1.9
16	"	10:58:23.3	18.31	66.29	2.0	1.7
17	"	22:50:58.9	18.44	66.46	2.3	2.0
18	21-May.	14:03:37.2	18.37	66.28	2.4	2.1
19	"	15:55:05.3	18.43	65.91	3.5	3.2
20	"	16:21:23.7	18.37	65.91	2.3	2.0
21	"	19:25:10.6	18.06	65.88	3.0	2.7
22	31-May.	02:58:34.8	18.51	66.36	2.5	2.2
23	23-Jun.	08:30:37.1	18.42	66.60	2.3	1.9
24	30-Jun.	13:08:17.9	18.14	66.12	2.7	2.4
25	8-Jul.	07:17:25.8	18.85	66.39	2.6	2.3
26	21-Jul.	10:29:53.5	17.43	65.07	3.4	3.1
27	22-Jul.	05:52:35.9	17.36	66.28	2.3	1.9
28	29-Jul.	06:48:32.6	17.87	66.13	1.8	1.4
29	31-Agt.	05:50:06.7	17.61	66.87	3.0	2.6
30	2-Sep.	09:48:54.7	18.28	66.33	1.7	1.4
31	4-Sep.	01:04:15.5	18.20	66.23	2.4	2.1
32	"	22:04:21.8	18.25	66.26	1.4	1.1
33	5-Sep.	09:33:50.1	18.27	66.33	2.6	2.3
34	"	09:45:59.7	18.12	66.23	2.5	2.2
35	"	09:53:35.1	18.63	66.72	2.0	1.7
36	"	09:54:42.3	18.38	66.50	2.2	1.9
37	"	10:03:43.7	18.14	66.14	3.5	3.2
38	"	10:45:06.6	18.24	66.27	2.2	1.9
39	"	10:58:06.8	18.11	66.00	2.3	2.0
40	"	11:11:47.7	18.43	66.60	2.6	2.2
41	"	11:50:58.5	18.39	66.48	3.6	3.3
42	"	11:19:54.4	18.29	66.01	3.2	3.0
43	"	12:03:12.7	17.90	65.85	3.3	2.9
44	"	12:05:22.8	18.38	66.39	2.2	1.8
45	"	12:11:52.3	18.33	66.33	3.5	3.1
46	6-Sep.	15:53:53.5	17.30	65.57	2.4	2.1
47	7-Sep.	11:15:05.6	18.39	66.31	3.1	2.9
48	18-Sep.	15:28:41.2	17.31	66.02	3.4	3.1

(continua)

Evento Nº	Fecha día:mes	Tiempo origen	Latitud sur	Longitud oeste	M_L	M_R
49	26:Sep.	17:17:13.5	17.42	65.97	3.0	2.7
50	2:Oct.	02:48:11.5	17.92	66.70	2.0	1.6
51	7:Oct.	05:04:01.2	19.04	66.82	2.2	1.9
52	15:Oct.	03:29:41.7	17.45	65.81	2.1	1.8
53	15-Oct.	18:48:43.8	17.75	66.15	1.8	1.5
54	13-Oct.	20:05:10.8	17.48	65.60	2.0	1.7
55	4-Nov.	07:55:34.9	18.73	66.82	2.5	2.2
56	8-Nov.	10:53:44.6	18.43	66.04	3.3	3.1
57	"	12:09:56.8	18.98	66.76	2.4	2.1
58	10-Nov.	08:49:51.8	17.53	65.94	2.2	1.8
59	15-Nov.	23:34:09.8	17.29	65.98	2.2	1.8
60	22-Dic.	19:36:2[illegible].2	18.17	66.69	2.3	2.0

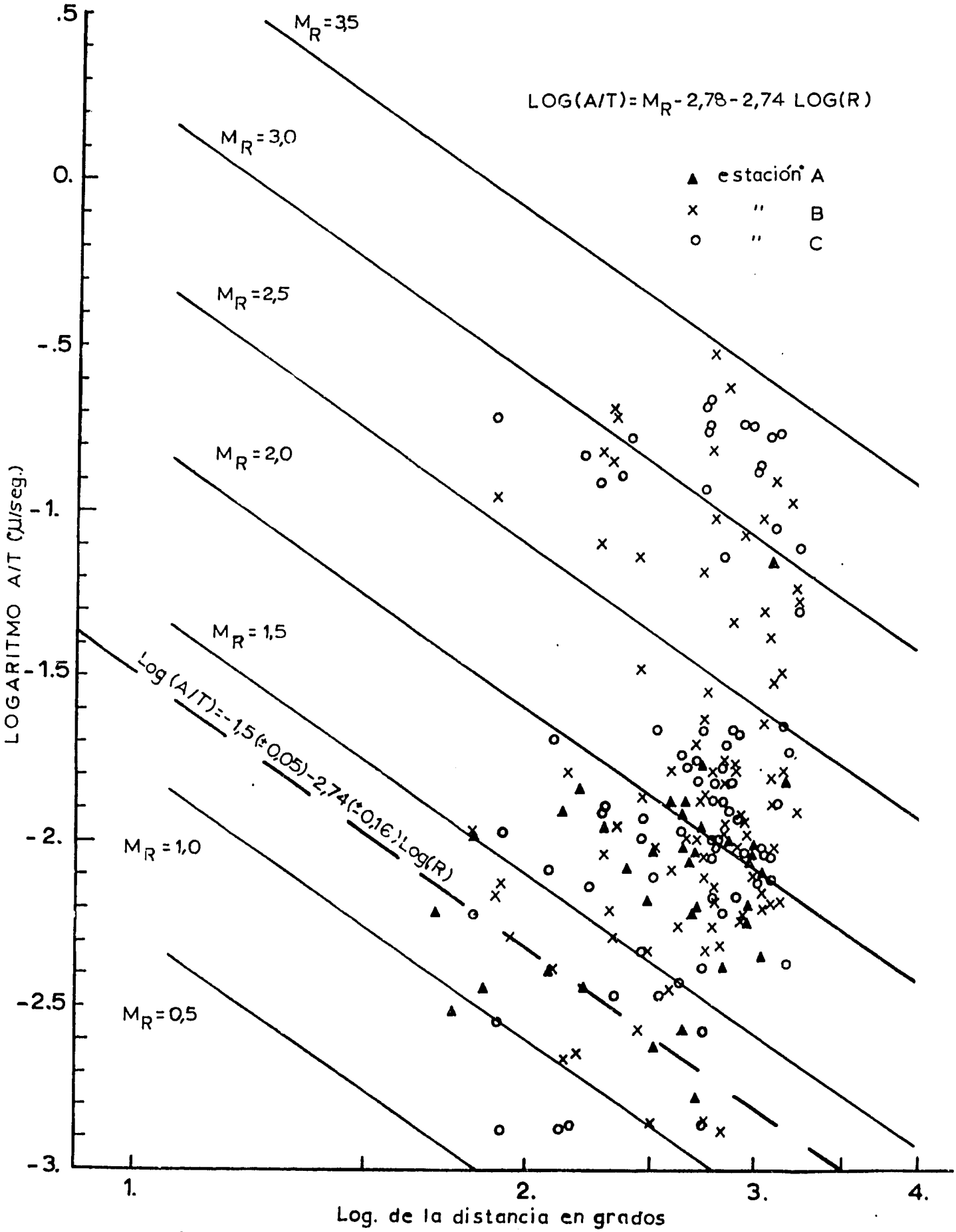


FIG. 2.- Atenuación de la velocidad de partícula (A/T), para diferentes magnitudes, versus la distancia.

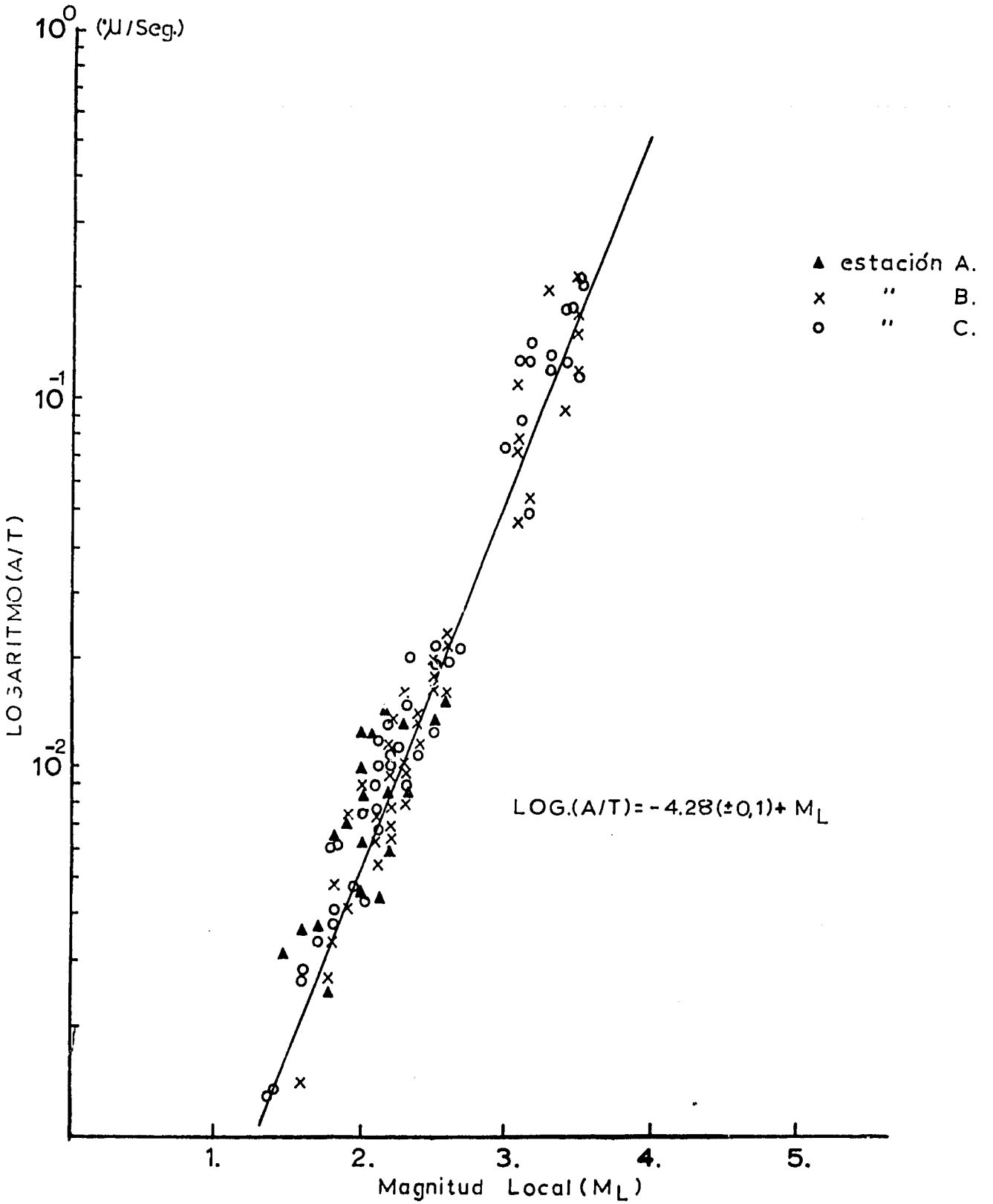


FIG.3.- Relacion (A/T) versus magnitud (M_L), con pendiente igual a la unidad.

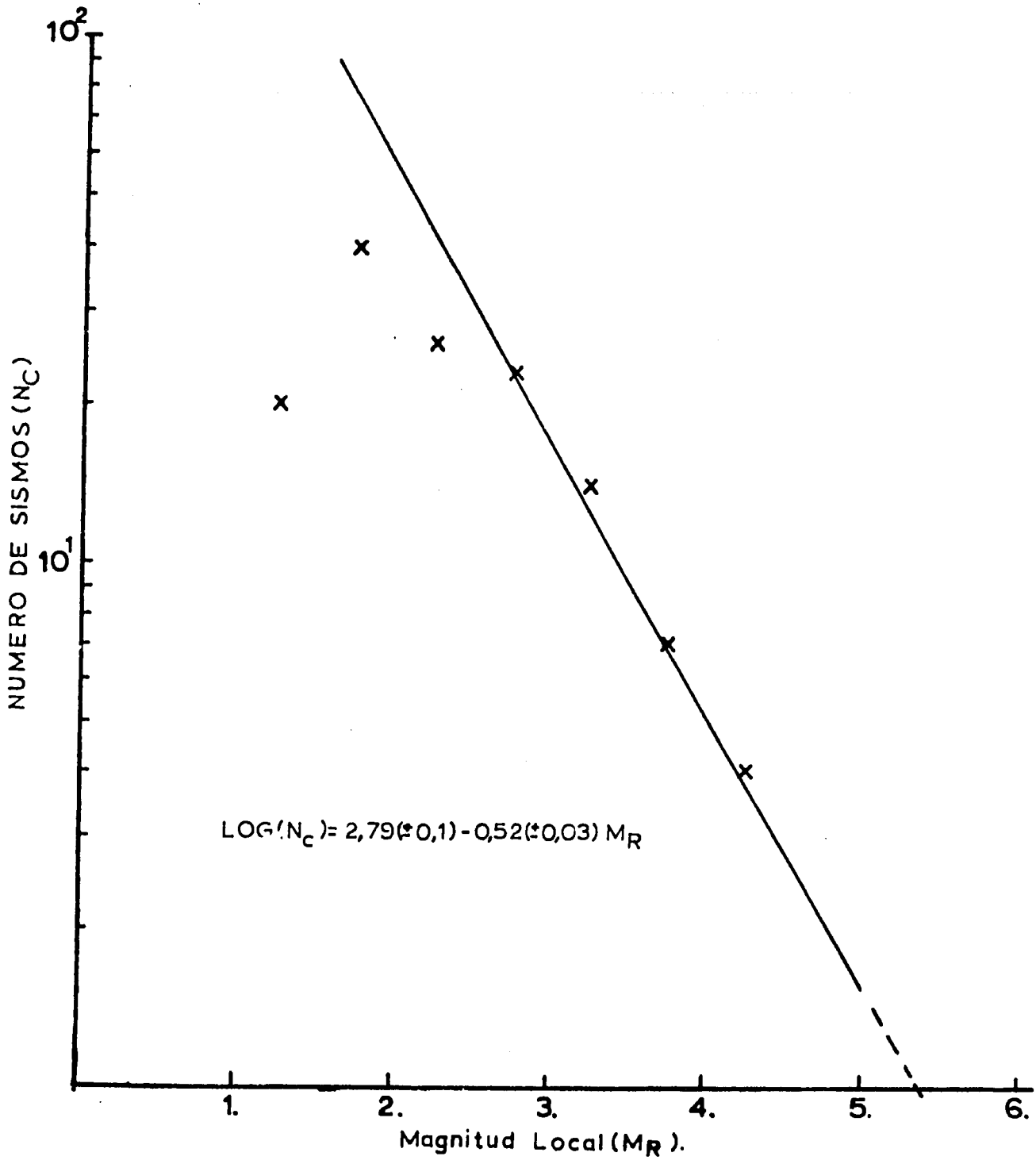


FIG.4.- Frecuencia de ocurencia de sismos durante el año 1983 en el área de estudio.

para cada una de las estaciones, figura 2; por la forma de dispersión de los puntos parece posible trazar curvas que se ajusten a los mismos en diferentes niveles de magnitud.

Para regresión lineal y una serie de tanteos se ha logrado determinar una curva (ecc. 2), que con mucha aproximación alínea los puntos en diferentes niveles, línea de trazos de la figura 2.

$$\text{Log } (A/T) = -1.50(\pm 0.05) - 2.74(\pm 0.16) \text{ Log}(R) \qquad (2.$$

Se hace necesario ahora determinar la forma que nos permita calcular magnitudes a partir de ésta ecuación; una forma empírica muy aproximada sería ajustar primero el logaritmo de A/T y las magnitudes locales, calculadas por la ecuación 1, para las tres estaciones. Por regresión lineal e iteraciones sucesivas la relación final con una pendiente igual a la unidad sería:

$$\text{Log } (A/T) = 4.28(\pm 0.1) + M_L \qquad (3.$$

cuyo segundo miembro menos la ordenada en el origen de la ecuación 2 nos da el factor de corrección que permite hallar el nivel correspondiente para cada magnitud de la figura 2.

De esta forma la relación final de magnitudes para las estaciones de Zongo es;

$$M_R = \text{Log } (A/T) + 2.74 \text{ Log}(R) + 2.78 \qquad (4.$$

donde M_R representa la magnitud local para las estaciones de Zongo siendo R la distancia epicentral en grados; en la figura 2 con línea contínua se han trazado las curvas correspondientes para magnitudes de 0.5 a 3.5.

Las magnitudes así calculadas y listadas en la tabla 1, más cercanas a la realidad, nos servirán para determinar el Riesgo Sísmico en la zona.

TECTONICA Y RIESGO SISMICO

Desde el punto de vista morfo-estructural la zona se encuentra ubicada dentro de la dorsal estructural de Aiquile, Cordillera Real u Oriental, surcada por gran cantidad de lineamientos geológicos que como se observa en la figura 1. son en gran mayoría fallas inversas y en menor proporción fallas normales.

Por la magnitud de los sismos y por el tipo de fallas presentes la zona puede dividirse en dos partes:

SECTOR NORESTE (COCHABAMBA-MISICUNI-CORANI)

Los sismos en este sector alcanzan magnitudes entre 2.0 y 4.0 M_R y estarían relacionados a fallas longitudinales; además por la menor cantidad de eventos y el mayor nivel de magnitudes alcanzado se diría que en el sector existe cierto grado de acumulación de energía sísmica, la cual se libera esporádicamente.

Por otro lado el emplazamiento de las represas de Corani y Misicuni, por

la sobrecarga que representa su represamiento (141 millones de m^3 de agua sólo en Corani), podría servir como detonante para generar sismos de mayor magnitud de los actuales.

Como un llamado de atención a principios de este año (16 de Enero de 1984), en un tunel de la Empresa Nacional de Electricidad (ENDE), entre Corani y Colomi se observaron rajaduras en su revestimiento. En el Observatorio San Calixto de La Paz el sismo fué registrado a las 22 horas y 30 minutos (hora de Greenwich) con una magnitud de 4.0 M_R.

SECTOR SUROESTE (ARQUE-HUANUNI-COLQUECHACA)

En este sector los sismos son de magnitud más baja (1.0 a 3.0 M_R) y en mayor número, pueden a su vez estar relacionados a fallas tanto longitudinales como transversales, siendo las primeras de tipo inverso.

Los distintos asientos mineros emplazados en el sector (Huanuni, Llallagua, Catavi, Uncía, Siglo XX, Colquechaca, Asientos, Santa Fé, Morococala, Bolívar y Cerro Grande), a la vez que concentran un buen número de habitantes, con los trabajos que en ellos se realizan apenas modificarían las características tectónicas imperantes, siendo en consecuencia despreciable su influen- en la generación de sismos. Los sismos existentes podrían ser causados por la liberación contínua de energía sísmica a través de las menores fallas longitudinales y transversales presentes en superficie, razón por la cual cuando éstos alcanzan magnitudes importantes sólo son sentidos muy localmente como los sismos del 19 de Mayo y 5 de Septiembre de 1983.

Siendo muy pocos los sismos considerados en cada uno de los sectores, una estimación del riesgo sísmico por separado para ambos resulta muy deficiente; en consecuencia sería mejor tratar la zona en todo su conjunto.

MAGNITUD MAXIMA ESPERADA

Tomando como período de muestra el año 1983 con 133 sismos ubicados en la zona cuyas magnitudes van desde 1.0 a 4.5 M_R; con un intervalo de medio grado de magnitud se ha construído la figura 4, donde se muestra el número acumulativo de sismos para cada intervalo escogido.

Por regresión lineal se obtiene la curva, ecuación 5, de cuyo análisis por extrapolación se infiere que la magnitud máxima espectada sería de mag-

$$\mathrm{Log}N_c = 2.79(\pm 0.1) - 0.52(\pm 0.03)\ M_R \qquad (5.$$

nitud 5.3 M_R; es de recordar que en la zona las magnitudes máximas observadas son de este orden.

Otras características observadas en la figura son: El nivel de detección óptimo para las estaciones de Zongo comienza entre las magnitudes de 1.5 a 2.0 M_R.

Por otro lado por el bajo valor de la pendiente de la curva (b=0.52), la zona se clasificaría como de alta resistencia y de esfuerzos variables (Mogi, 1967), consecuentemente propensa a la generación de sismos de magnitud impor-

tante.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Por la magnitud alcanzada de los sismos más importantes la zona puede considerarse como de actividad sísmica moderada y consiguientemente de menor riesgo sísmico. Sin embargo por la gran cantidad de eventos pequeños superficiales el riesgo podría alcanzar niveles de importancia, que para el caso de diseño de obras civiles debería ser tomado en cuenta.

El emplazamiento de represas en la zona desde ya es una buena razón para realizar estudios más detallados, si fuera posible estudios de microzonación sísmica.

Tanto para la ampliación de la represa de Corani como para la construcción de la de Misicuni resulta imperiosa la necesidad de contar con una estación sismológica permanente en el valle de Cochabamba, y lograr de esta forma ubicar con mayor precisión los muchos eventos locales que de seguro se producen muy continuamente.

Desde el punto de vista social es importante incentivar el uso de normas de seguridad en la construcción de viviendas obreras como las que actualmente proliferan en las proximidades del Parque Forestal de la ciudad de Cochabamba. Así mismo las viviendas afectadas por sismos pasados en la población de Aiquile, que aún permanecen en pié, deben ser por lo menos correctamente reparadas.

Por otro lado es necesario divulgar entre los habitantes de la zona, ya sea con folletería o medios audiovisuales, el comportamiento que deben seguir en caso de producirse eventos sísmicos de importancia.

REFERENCIAS

- Cabré R.S.J., (1981). Informe del Sismo del 27 de Julio de 1981 en el Chapare. Archivo Observatorio San Calixto.

- Descotes P.M.S., J. y Cabré R.S., J (1973). Historia Sísmica de Bolivia. Rev. Geofísica Panamericana N.2, pp. 251-781.

- Rodríguez R. y Vega A. (1976). El Sismo del 12 de Mayo de 1972 en Cochabamba. Rev. de Geofísica N.5. IPGH. pp. 161-171.

- Rodríguez R. y Vega A. (1976). Sismo del 22 de Febrero de 1976, en el sur de Cochabamba. Observatorio San Calixto, Publicación N. 27, La Paz, Bolivia.

- Vega B.A. (1976) El Sismo de Arque, Cochabamba. Informe para Defensa Civil de Bolivia, Ministerio de Defensa.

- Vega B.A. y Minaya R.E. (1983) Sismo en Oruro. Rev. Academia Nal. de Ciencias de Bolivia. La Paz, Bolivia.

- Vega B.A. (1983) Sismo en el Norte de Potosí. Informe para Defensa Civil. Ministerio de Defensa.

- Vega B.A. (1984) Catálogo de Hipocentros en Bolivia (1530-1981) Proyecto SISRA.

- Vega B.A. (1984) Catálogo de intensidades Sísmicas de Bolivia (1530-1981) Proyecto SISRA.

SISMOS Y RIESGO SISMICO EN COLOMBIA

Alberto Sarria Molina *

RESUMEN

El 7 de junio de 1984, el presidente de la República de Colombia firmó el decreto ley No. 1400 por el cual se adopta con carácter obligatorio dentro del territorio nacional, a partir de diciembre de 1984, el Código Colombiano de Construcciones Sismorresistentes.

La adopción de este código marca el fin de una etapa conflictiva de la ingeniería colombiana, pues pone orden a una anarquía en el diseño y construcción de la vivienda y los edificios públicos y privados para el uso de la comunidad nacional, que ha sido la causa de pérdidas de vidas y bienes, como efecto de sismos destructores.

La adopción del Código de Construcciones Sismorresistentes, representa la culminación de un gran esfuerzo nacional, en el cual la geofísica y particularmente la sismología han desempeñado un papel muy importante; es tal vez donde más incluye la componente regional y local de la codificación.

El presente trabajo resume las labores realizadas en cuanto a la parte de sismología e ingeniería sísmica se refiere. La componente sismológica ha sido desarrollada principalmente en combinación entre el Instituto Geofísico de los Andes de la Universidad Javeriana y profesores y alumnos del departamento de ingeniería civil de la Universidad de los Andes; esta labor de cooperación se inició a finales de la década de los años sesenta.

Las bases de ingeniería sísmica empleadas en el código fueron desarrolladas principalmente por profesores y alumnos del departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de los Andes, a lo largo de los últimos quince años.

La Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica ha desempeñado una destacadísima labor de estímulo y difusión y fué la encargada de preparar para el gobierno nacional, el Código Colombiano de Construcción Sismorresistentes.

En el trabajo se discute la incidencia de la sismicidad histórica, su confiabilidad y origen. Se presentan algunas consideraciones y características sobre la sismicidad instrumental. Posteriormente se plantea la geotéctonica regional del territorio nacional dentro del contexto práctico que para este tipo de trabajo se requiere; para ello se describen en forma resumida en extremo las características de los principales sistemas de fallamientos activos que se conocen en el país. Se pasa luego por el articulado de la norma y se hace una breve historia sobre la zonificación sísmica del país y de las características de la instrumentación sismológica tanto en referencia a la disponible como a la deseable. Por último se presentan unas conclusiones generales para terminar recomendando la necesidad de desarrollar los mecanismos que lleven el Código a algo práctico es decir que se use y exija. Se concluye también sobre la urgencia de mayores estudios de geología estructural y sobre la necesidad de diseñar, adquirir e instalar las redes sismológicas y de acelerógrafos.

---

* Profesor de Ingeniería Civil, Universidad de los Andes, Bogotá, Colombia.

EARTHQUAKES AND SEISMIC RISK IN COLOMBIA

ABSTRACT

The Presidential Decree of June 7, 1984, makes it obligatory to use the Earthquake Resistant Building Code in Colombia. This paper summarizes some of the background work that led to the Code, the limitations of the Code and necessary future work. Project SISRA provided a good deal of the reference information consulted in preparing the Seismic Zoning map of Colombia. Thus, in Colombia, the results of Project SISRA have been of immediate value and have been put to good use.

The part of the Code that deals with the seismicity covers both historic and instrumental. Seismogenic sources refers to zones or volumes of the lithosphere where destructive earthquakes have originated. The section dealing with normalization presents some basic aspects; it is the norm for earthquake resistant design. The parts that deals with instrumentation shows the precarious distribution of instruments, both teleseismic and accelerographs. The paper concludes with some specific recommendations.

INTRODUCCION

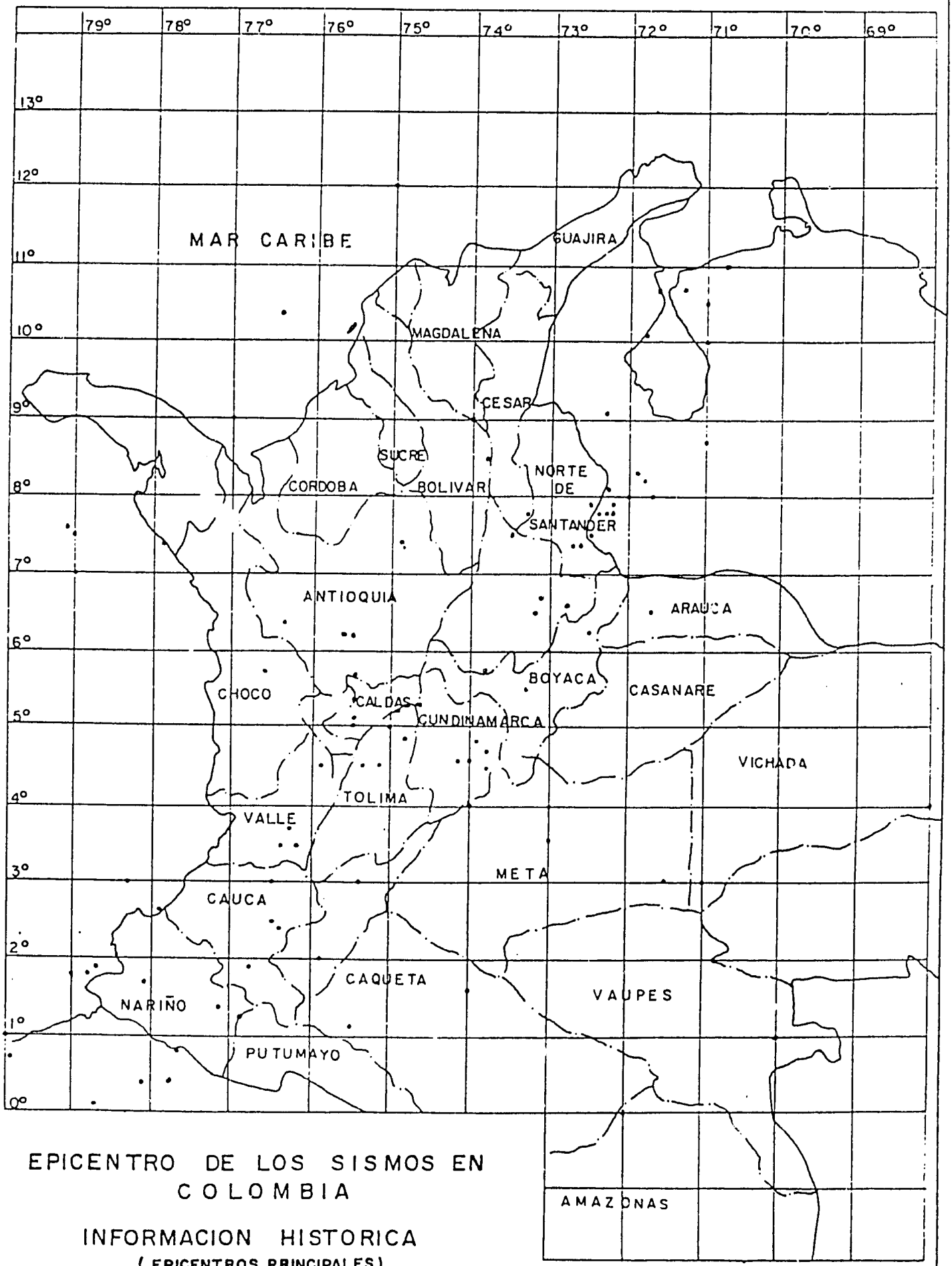
El 7 de junio de 1984 el presidente de Colombia, doctor Belisario Bentancur, firmó el decreto No. 1400, referente a la adopción obligatoria dentro del territorio nacional, del Código de Construcciones Sismorresistentes. Este decreto representa la coronación, al menos inicial, de un esfuerzo largo y constante de muchas personas y entidades de la nación.

En este trabajo, se intenta resumir algunos de los tópicos que fueron necesarios estudiar, las limitaciones con que se hicieron los estudios y aquello que conviene hacer en el futuro cercano.

El desarrollo del proyecto de Sismicidad Regional Andina, SISRA, aportó una buena parte de la información consultada en Colombia para la elaboración de los mapas de Zonificación Sísmica del país; por lo tanto, en el caso de Colombia los resultados del proyecto SISRA han sido aplicados en forma rápida y útil.

El autor de este trabajo no tiene la ingenuidad de pretender cubrir asi sea en forma aceptable un campo tan amplio y tan variado como aquel que se refiere a los terremotos y el riesgo sísmico de Colombia. Sólo se pretende presentar algunos aspectos relievantes y esto en la forma más resumida que sea posible.

La parte de sismicidad se refiere a los aspectos tanto históricos como instrumentales. Las fuentes sismogénicas se refieren a las zonas o volúmenes de la litósfera donde se originan los sismos que han producido destrucción y muerte en Colombia. La parte correspondiente a la normalización presenta algunos de los conceptos básicos. Es la norma para diseño sismorresistente de Colombia. La parte referente a instrumentación muestra la precaria disponibilidad de equipos tanto sismológicos como de movimiento fuerte. El trabajo termina con algunas conclusiones generales y recomendaciones específicas.



EPICENTRO DE LOS SISMOS EN COLOMBIA

INFORMACION HISTORICA

(EPICENTROS PRINCIPALES)

FIGURA I

- Sismo de Popayán ocurrido el 2 de febrero de 1735. Produjo graves daños en la entonces floreciente población capital de la capitanía del Cauca. Los destrozos fueron lo suficientemente importantes como para permitir que se remodelara la ciudad en forma sustancial, ampliándose las calles y seleccionando un tipo de arquitectura que hizo famosa a la ciudad. No se tienen informaciones sobre muertos y heridos.

- Sismo del 12 de julio de 1785, sentido intensamente en una gran parte del territorio nacional. Su magnitud debió ser bastante alta al tiempo que su profundidad también debió ser grande para haberse sentido en un área tan extensa, desde Popayán al sur occidente hasta Pamplona en el nor-oriente del país.

- Sismo del 16 de junio de 1805; produjo más de 100 muertos en la población de Honda en el centro del país. Según la referencia (1) en Bogotá que queda cerca de Honda no se sintió y por lo tanto debió ser bastante superficial.

- Sismo del 16 de noviembre de 1827; debió producirse sobre la falla frontal de la Cordillera Oriental. Su magnitud debió ser muy alta pues produjo gravísimos daños en un amplia área y fué sentido muy fuertemente en Bogotá que queda distante unos doscientos cincuenta kilómetros del posible epicentro. Se dice que perecieron más de 250 personas y hubo gran número de heridos. El río Suaza se represó durante 55 días debido al deslizamiento de dos cerros. Hubo muchas réplicas lo cual significa que a la luz de las experiencias actuales en Colombia, el foco debió tener una profundidad inferior a 100 kilómetros y probablemente pudo ser del orden de 40 a 60 kilómetros.

- Sismo del 20 de enero de 1834, ocurrió unos 200 kilómetros al sur del anteriormente relacionado. Según testigos presenciales unos 100 kilómetros cuadrados de selva fueron descuajados; hubo fuertes cambios topográficos y se sintió en un área muy extensa. Este sismo junto con el de 1827 deben considerarse como sismos de magnitud extremadamente alta. No hay informaciones sobre muertos o heridos. Este sismo debió ocurrir muy posiblemente debido a la actividad de la falla frontal de la Cordillera Oriental.

- Sismo del 18 de mayo de 1875, ocurrió con epicentro cercano a Cúcuta y destruyó casi totalmente esta ciudad donde se recuperaron y contaron 461 cadáveres, equivalentes a aproximadamente el 10% de la población de la ciudad. Hubo gran número de heridos. Se ha estimado que la duración del sismo fué de 40 a 50 segundos. El sismo se sintió en Caracas y Bogotá, localizadas a más de 400 kilómetros del epicentro.

En la referencia (2) hay descritos varios sismos que no han sido investigados todavía y que podrían ser una ayuda en el establecimiento del marco general de la sismicidad histórica.

2. SISMICIDAD INSTRUMENTAL

La sismicidad instrumental de Colombia se remonta a comienzos del presente siglo, época en la cual los grandes sismos que ocurrieron en el país o sus vecindades, fueron registrados en algunos de los pocos sismógrafos que existían en el mundo.

La sismicidad colombiana se origina de la interacción entre las placas Caribe, Sur América y Nazca.

2.1 ANTECEDENTES

El primer sismógrafo del país fué puesto en operación en el año 1922; en la actualidad hay en operación siete estaciones sismológicas permanentes, tal como se describe más adelante.

Toda la labor sismológica del país en referencia a la detección e interpretación a nivel regional, ha sido adelantada por el Instituto Geofísico de los Andes Colombianos, de la Universidad Javeriana, bajo la dirección del Padre José Rafael Colema.

La labor de sistematización de la información sísmica, consignada en la referencia (1) se inició en la Universidad de los Andes de Bogotá en los años 1969 y 1970; se formó entonces un banco de datos de manejo automático que permitió adelantar algunos estudios sistematizados, tales como localización de epicentros, correlación con fallas geológicas, variación de la actividad sísmica, etc.

En 1979 entre el Instituto Geofísico de los Andes e TTLC LTDA. hicieron una recopilación y actualización de la información sísmica para Colombia.

En 1982 se terminó el catálogo sísmico del país dentro del proyecto SISRA para el Centro Regional de Sismología para la América del Sur, CERESIS. Este catálogo contiene informaciones sobre 4784 sismos de todo tipo, de los cuales, 999 son históricos y 3,782 son instrumentales.

En la actualidad se adelanta la interpretación de algunos sismogramas que no estaban procesados y la correspondiente a los sismos que van ocurriendo en el país.

En la actualidad el catálogo de sismos colombianos, o de sus vecindades inmediatas cuenta con datos de unos 5260 sismos, de los cuales aproximadamente el 80% son de tipo instrumental el resto de tipo histórico.

2.2 CONFIABILIDAD DE LA INFORMACION

La confiabilidad de la información instrumental depende de numerosos factores; sin embargo aquellos referentes a la calidad del interpretador, el sincronismo de los relojes, la distribución de las estaciones y la calidad y tipo de los instrumentos de las estaciones juegan un papel fundamental en la precisión con que puede ubicarse el foco.

Del catálogo preparado para CERESIS en el proyecto SISRA en 1982, pueden extractarse estas informaciones que son muy interesantes:

- Número de sismos registrados entre 1 y 5 estaciones sismológicas: 1908
- Número de sismos registrados entre 6 y 10 estaciones sismológicas: 796
- Número de sismos registrados entre 11 y 15 estaciones sismológicas: 322
- Número de sismos registrados entre 16 y 20 estaciones sismológicas: 162
- Número de sismos registrados entre 21 y 25 estaciones sismológicas: 119
- Número de sismos registrados en 26 o más estaciones sismológicas: 478

De la anterior puede deducirse que hay 3782 sismos instrumentales, de los cuales 1877 han sido registrados en 6 o más estaciones y 1908 con registro de menor confiabilidad , entre una y cinco estaciones.

Por más que exista un registro en un alto número de estaciones, como en el caso presentado anteriormente en el cual 478 eventos localizados con los registrados en 26 o más estaciones, esta localización sigue adoleciendo de graves defectos puesto que la mayoría de las estaciones de registro están localizadas en el hemisferio norte y rara vez hay una estación con distancia al epicentro del mismo orden que la profundidad del foco.

Puede decirse entonces que la confiabilidad de la información de los 4784 eventos del catálogo preparado para CERESIS en 1982 es en promedio regular, pues cerca de 1000 son de tipo histórico y cerca de 2000 son registrados en 5,0 menos estaciones sismológicas.

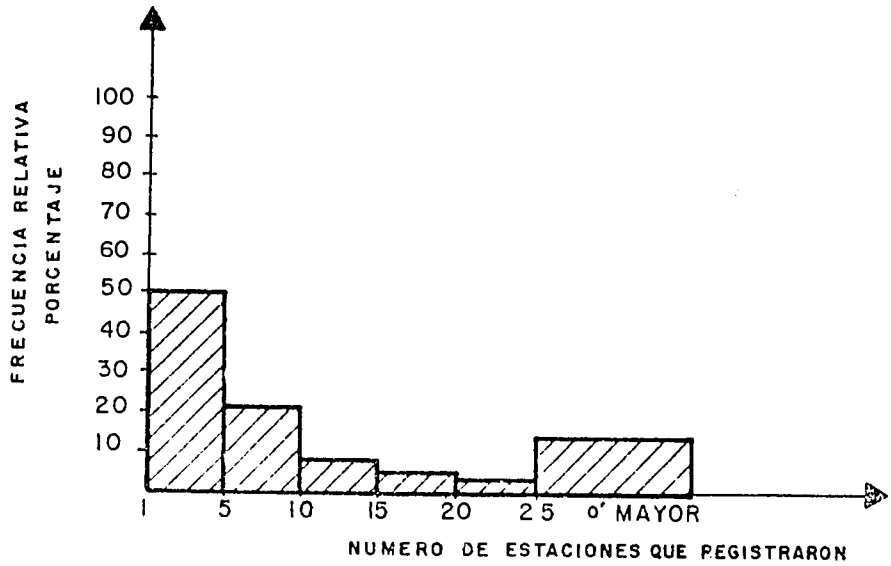
En la figura 2 se aprecia un histograma que contiene los datos anteriormente presentados. Si la confiabilidad de la información dependiera únicamente del número de estaciones de registro, sería claro que en Colombia ésta sería muy baja pues del histograma de la figura 2 se puede inferir una variación de tipo exponencial de la frecuencia relativa del número de estaciones de registro. Sin embargo, no es el número de estaciones solamente lo que garantiza la confiabilidad. Una red regional de relativamente pocos instrumentos bién ubicados puede dar más confiabilidad que la red mundial que tiene mucho instrumento pero generalmente mal ubicados. En principio y como conclusión preliminar puede decirse que aproximadamente el 45% de la información instrumental tiene control aceptable en planta. El control en profundidad es deficiente en un alto porcentaje de los eventos registrados.

2.3 INTENSIDADES SISMICAS

Con motivo del proyecto SISRA y anteriormente para el proyecto SISAN hubo oportunidad de recolectar y analizar las informaciones sobre los efectos de 132 sismos; estas informaciones se obtuvieron mediante la consulta de los periódicos, crónicas y encuestas, todo dependiendo de la época en que ocurrió el sismo. La mayoría de los 132 eventos estudiados no ofrecieron datos suficientes para poder dibujar mapas de isosistas en la escala modificada de Mercalli; para 19 eventos si se pudo hacer el estudio el cual es muy importante pues ofrece indicaciones muy útiles sobre la forma de la atenuación de la energía sísmica dentro del contexto regional.

Además, para el proyecto SISRA se elaboró un mapa síntesis que contiene las intensidades máximas del país.

Las figuras 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20 y 21 muestran los 19 mapas de isosistas que se pudieron ejecutar; en la ac-



REGISTRO DE SISMOS COLOMBIANOS EN ESTACIONES SISMOLOGICAS

FIGURA 2

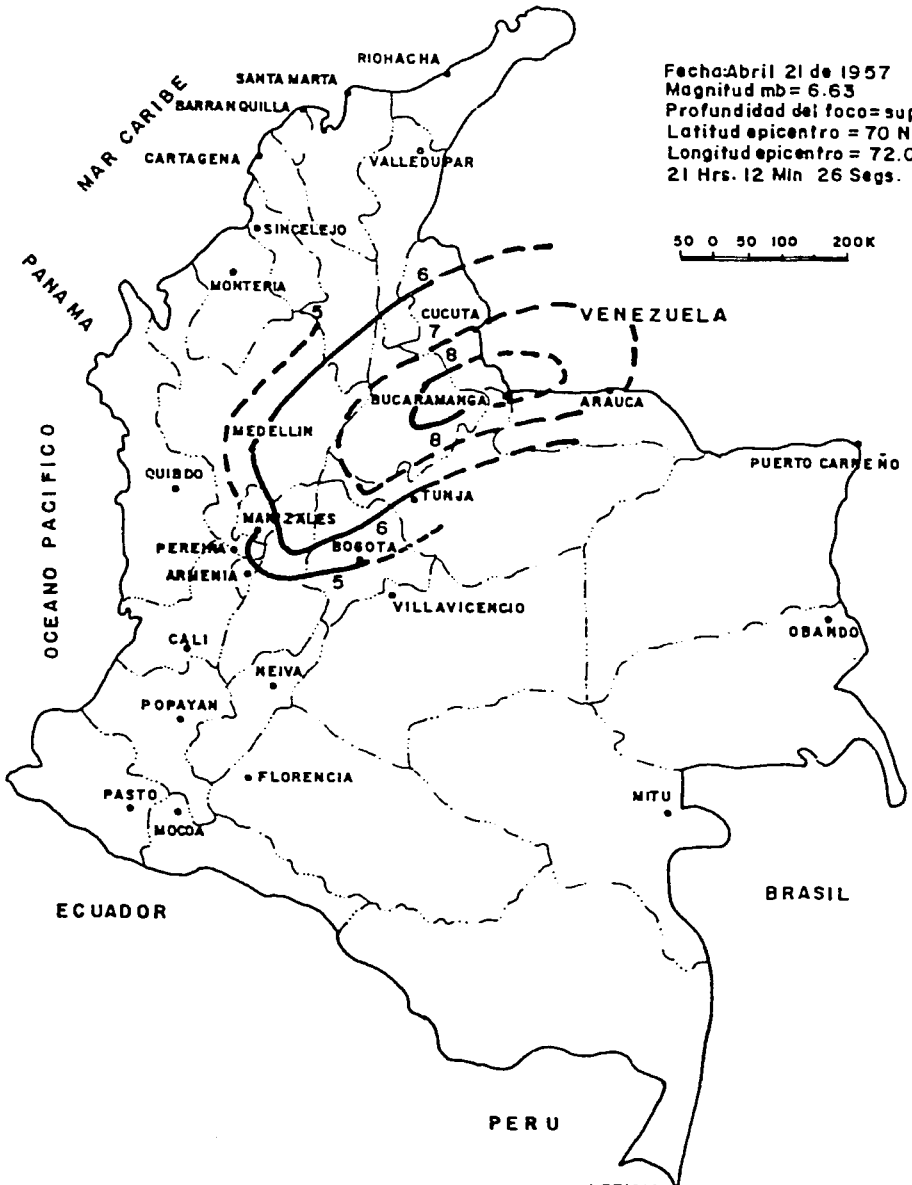


FIGURA 5
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

FIGURA 6
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

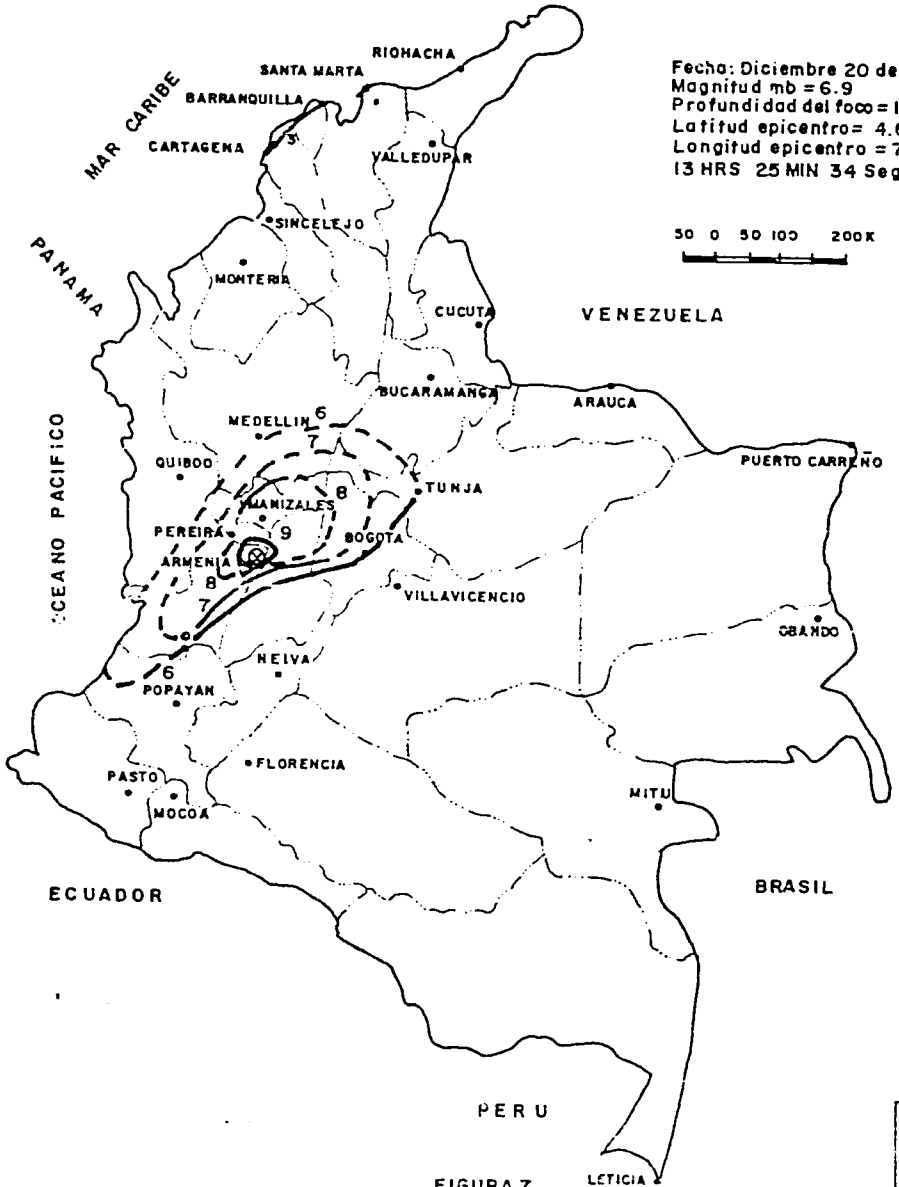


FIGURA 7
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

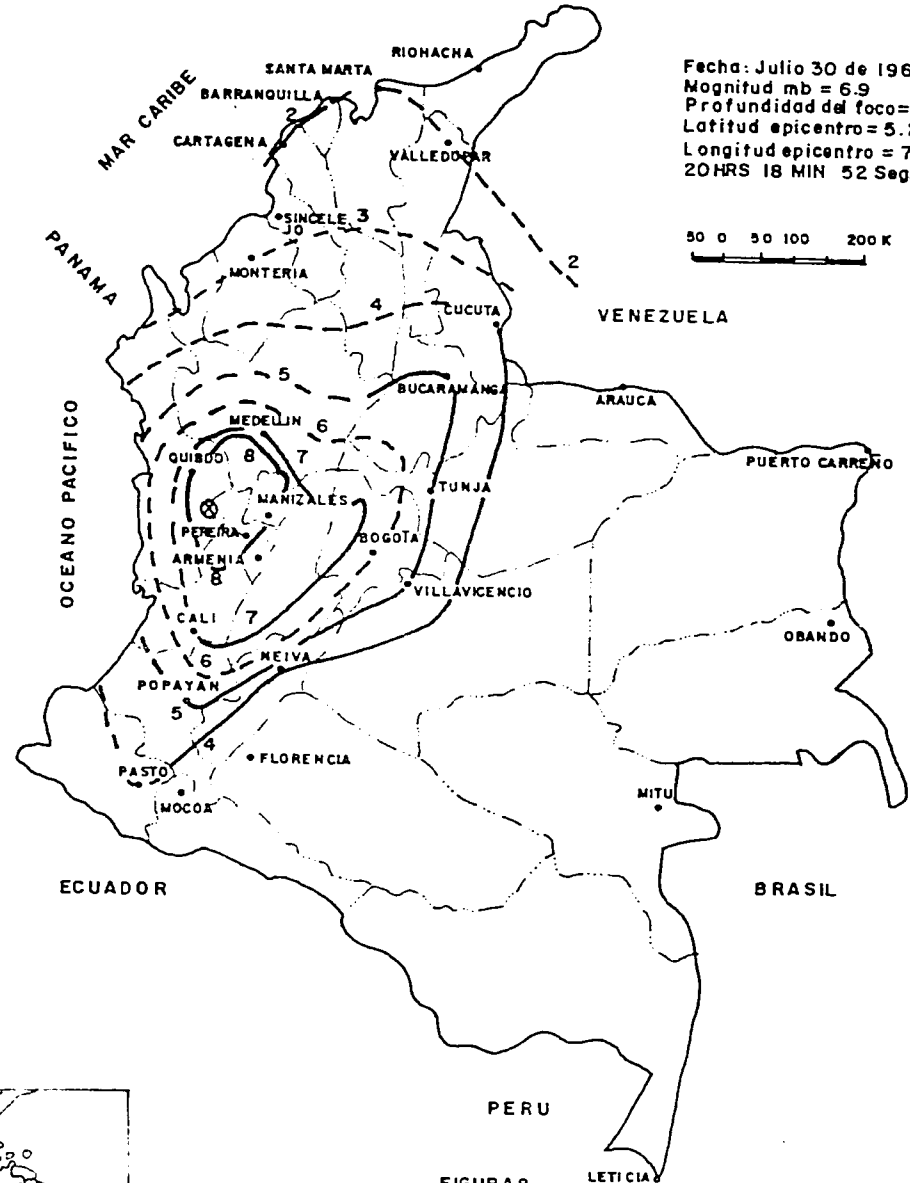


FIGURA 8
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

FIGURA 9
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

FIGURA 10
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

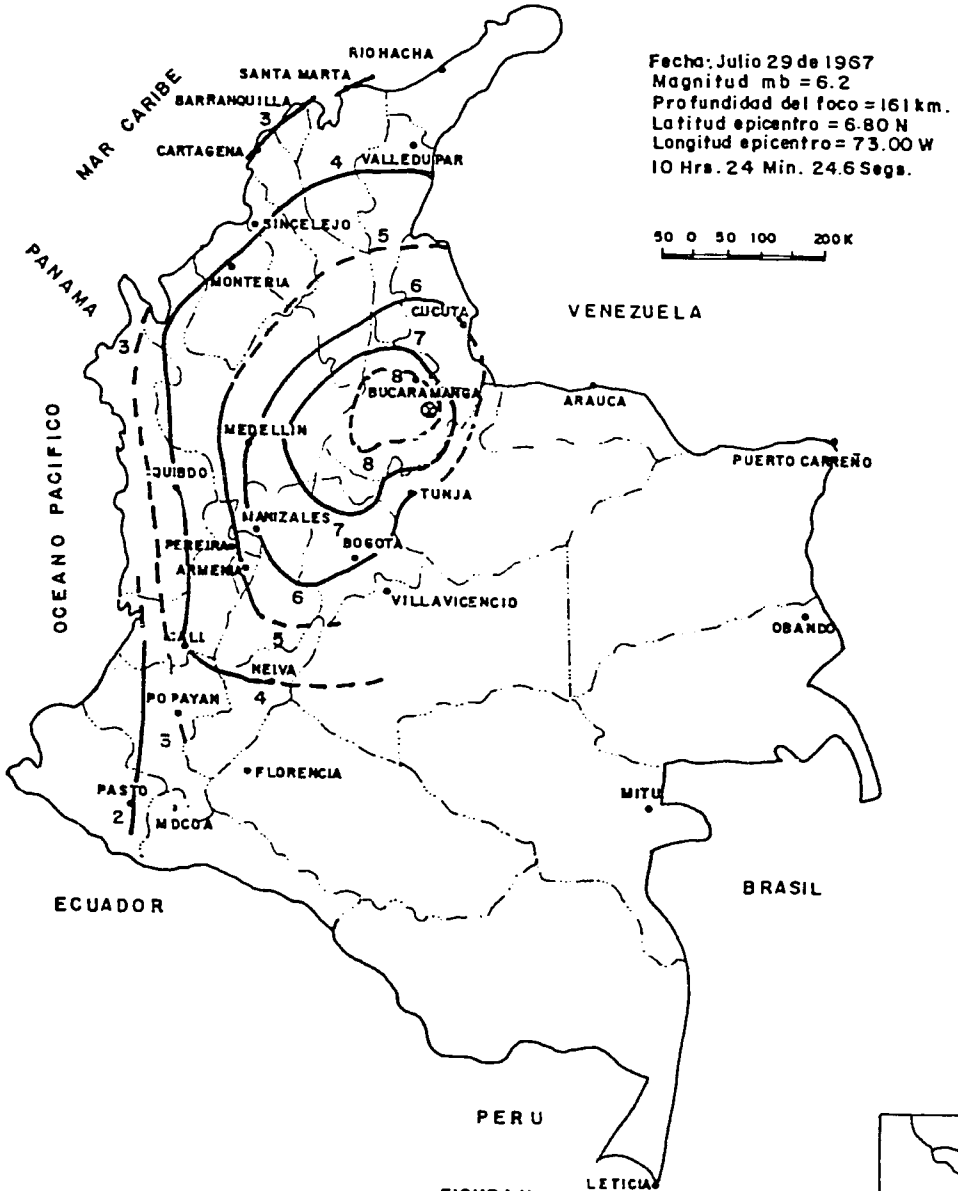


FIGURA 11
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

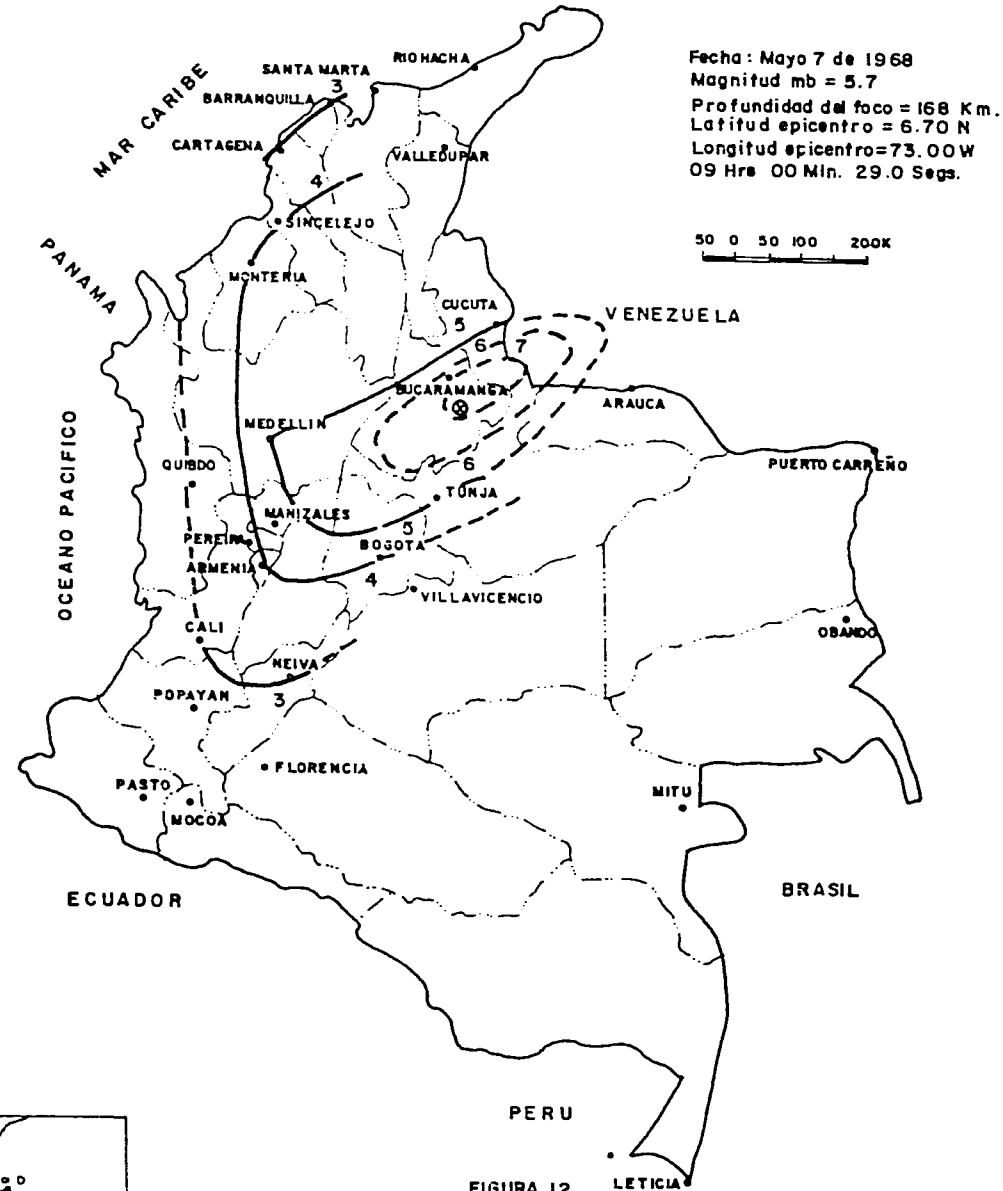


FIGURA 12
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

FIGURA 13
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

FIGURA 14
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

FIGURA 15
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

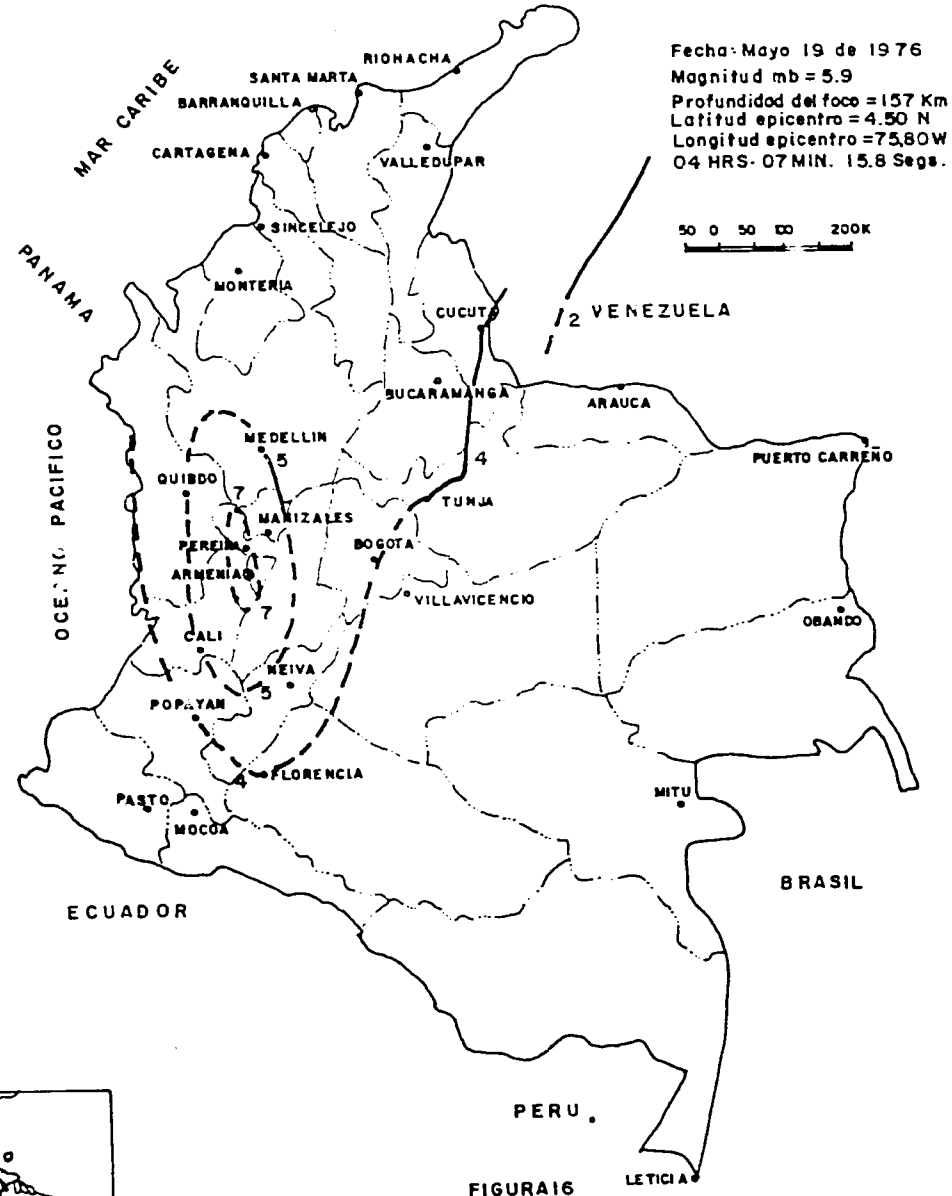


FIGURA 16
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

FIGURA 17
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

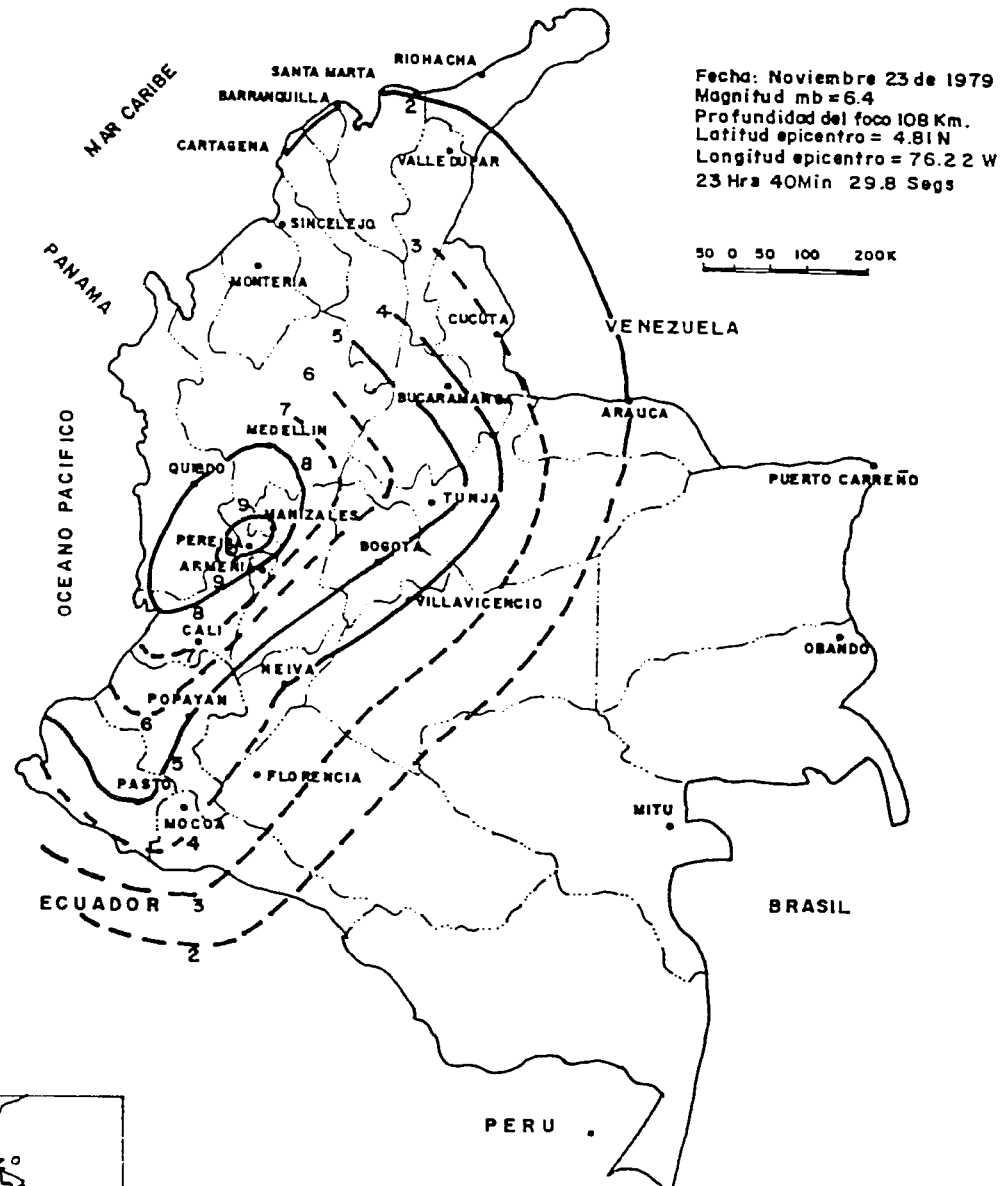


FIGURA 18
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

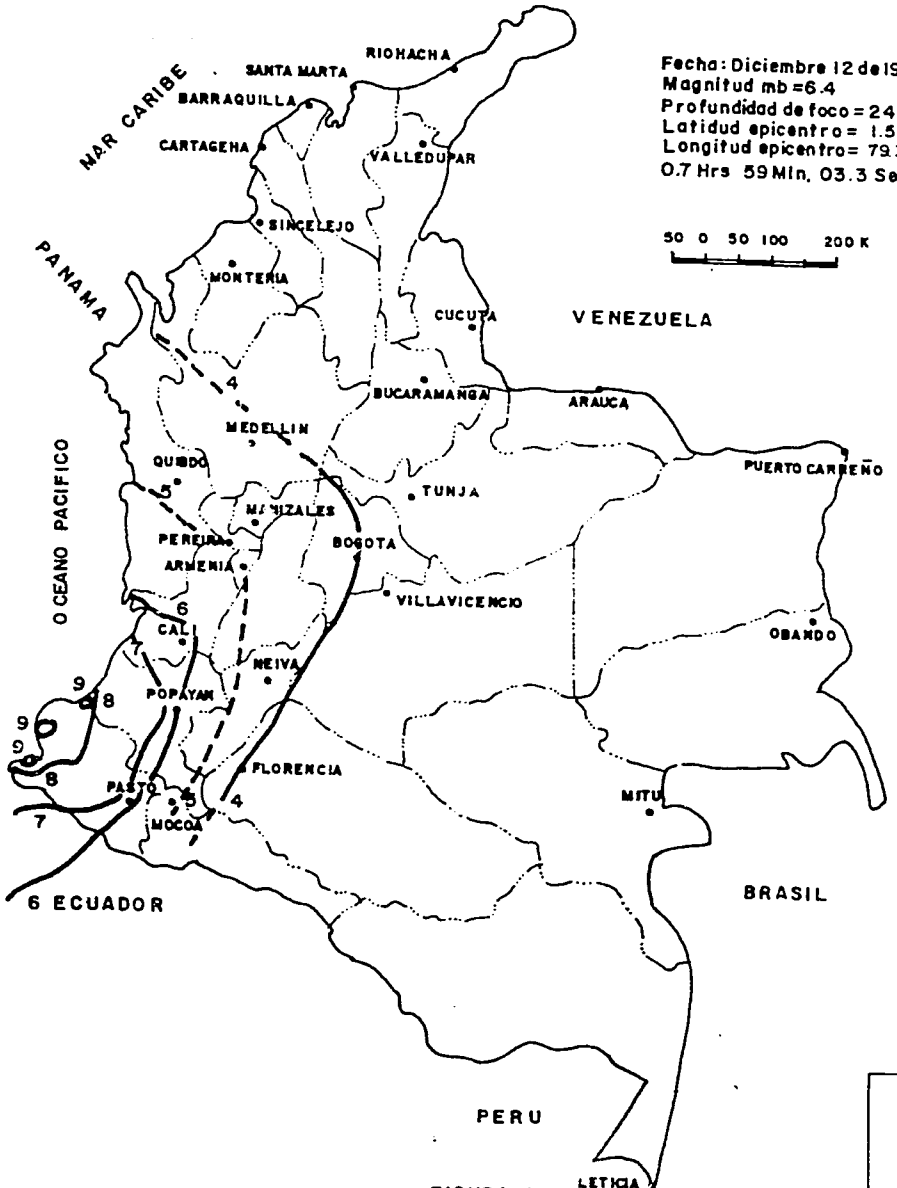


FIGURA 19
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

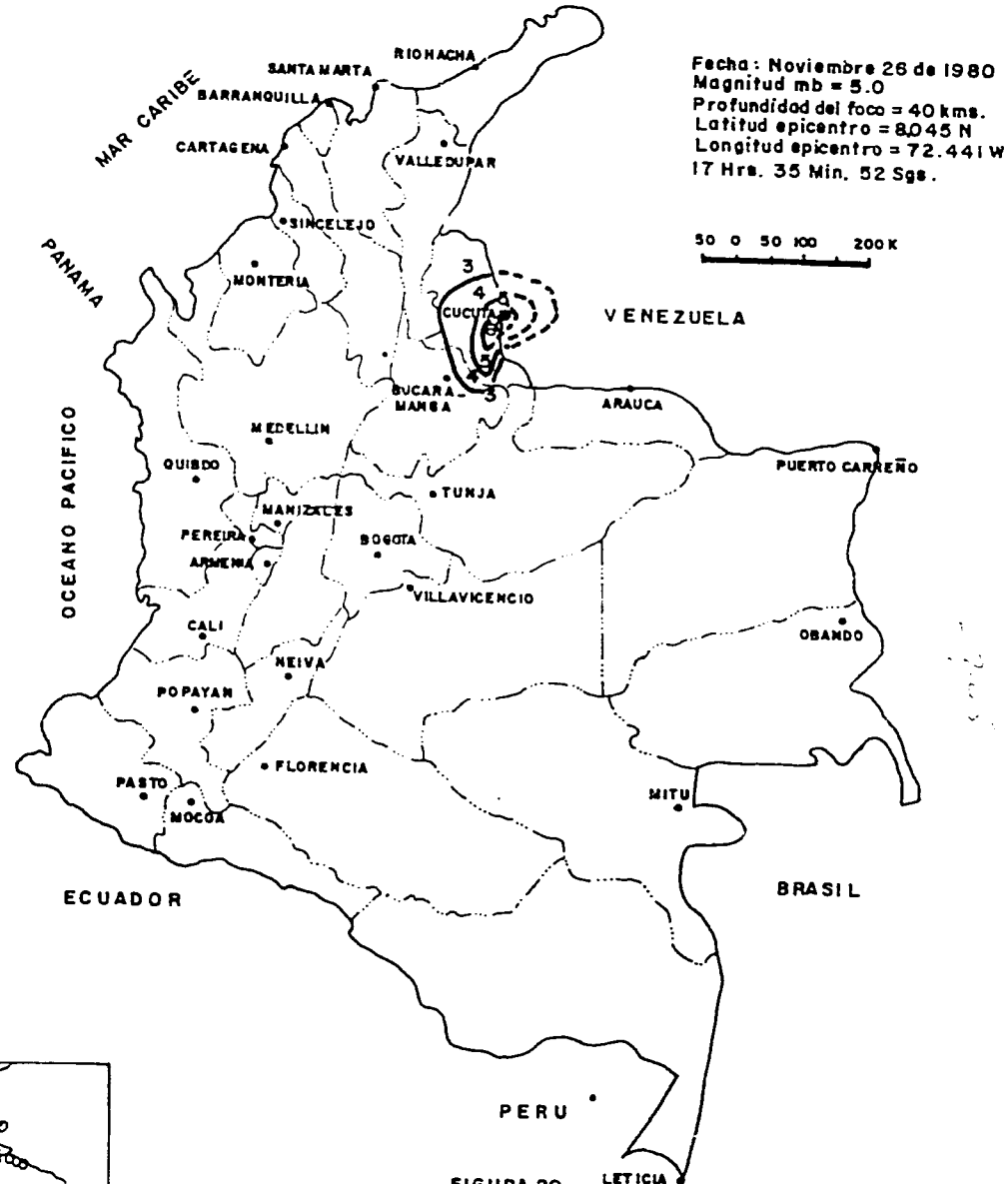


FIGURA 20
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

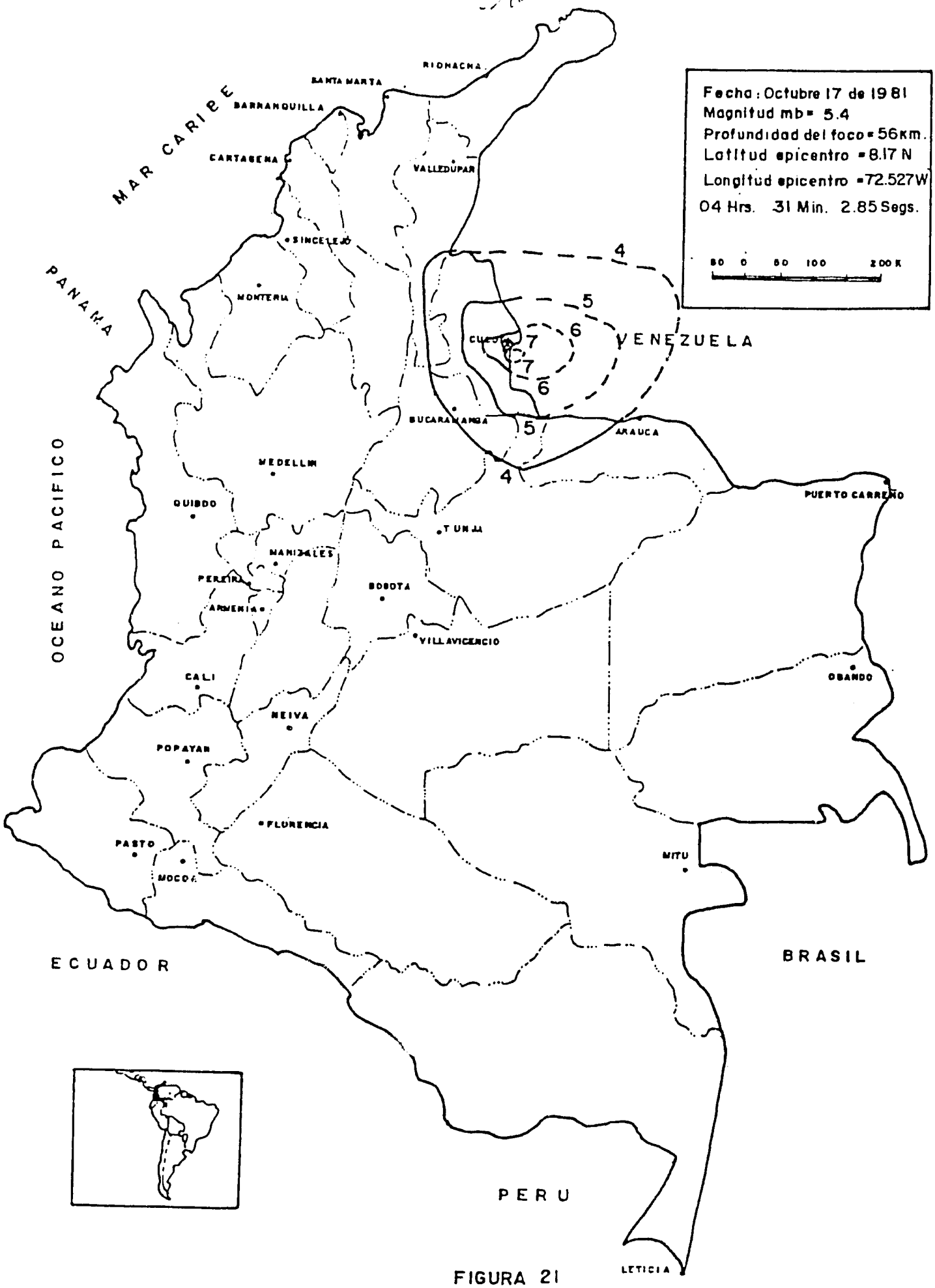


FIGURA 21
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

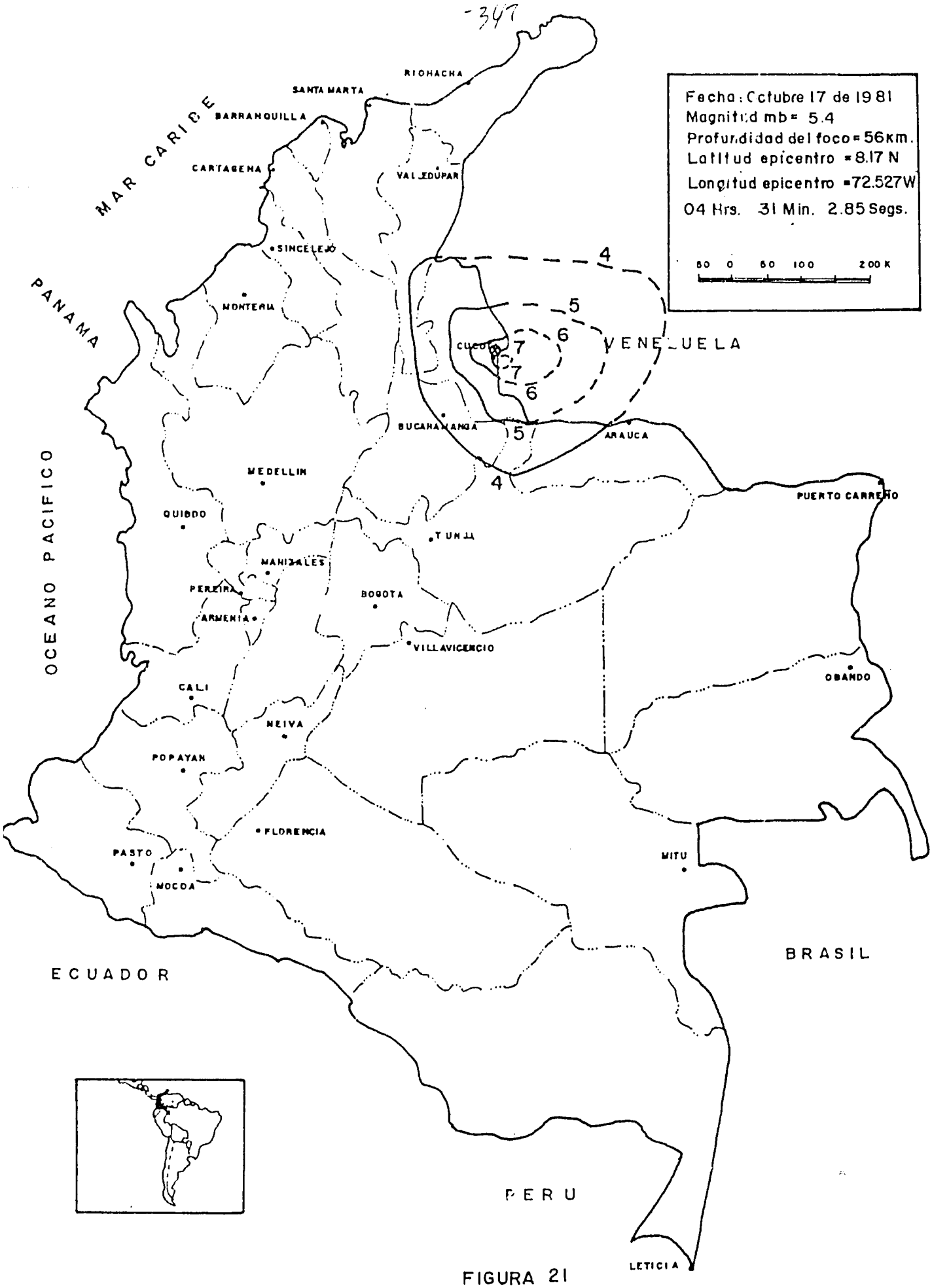


FIGURA 21
COLOMBIA
MAPA DE ISOSISTAS
ESCALA MM

tualidad existe un mapa adicional que corresponde al sismo de Popayán del 31 de marzo de 1983 el cual no se ha publicado. Los mapas indicados muestran las intensidades de las líneas isosistas, no la intensidad del área; por ejemplo, el área entre las líneas de intensidad 5 y 6 tiene intensidad 5 y así sucesivamente. Otra anotación que cabe sobre estos dibujos se refiere a que, datos insuficientes pueden conducir a la inexistencia de líneas de una intensidad cualquiera; en otras ocasiones, cuando las líneas son punteadas corresponden a valores inferidos con información muy deficiente o pobre.

La figura 22 corresponde a la superposición de las figuras 3 a 21 (inclusive) pero extractando de éstas la isosista de intensidad máxima; se conforma así entonces el mapa de intensidades máximas históricas del país el cual tiene utilidad para el amplio soporte cualitativo que acompaña necesariamente a todo estudio de riesgo sísmico.

La versión en escala 1:1.500.000 de las figuras 3 a 21 ha sido empleada extensamente por la referencia (3) para analizar cuantitativamente la atenuación de la intensidad y se estudian en la actualidad las relaciones área contra intensidad en términos de la magnitud y la profundidad del foco.

3.4 MAGNITUDES

Todos los estudios de riesgo sísmico que se hacen en la actualidad están basados en el análisis de la recurrencia de las magnitudes propuesto por Richter. El análisis estadístico de las magnitudes conduce a la llamada ley de Richter que puede expresarse por la ecuación:

$$M_s = A - B \ln N$$

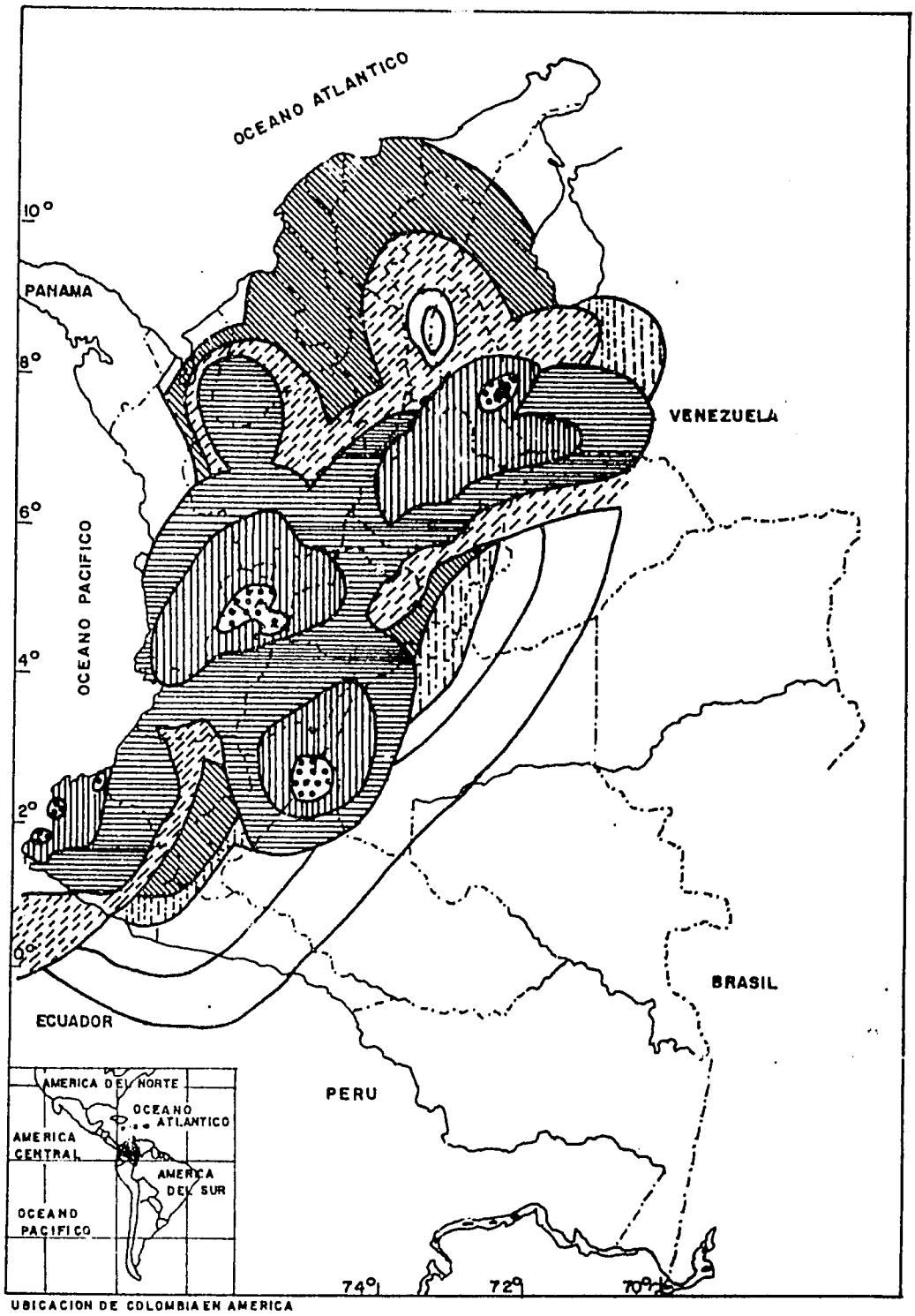
En la cual:

Ms = Magnitud evaluada en ondas superficiales de 20 segundos de período
A = Parámetro de sismicidad que se estudia por regresión y está ligado al valor máximo de Ms.
B = Parámetro de sismicidad que liga la distribución de los sismos de la muestra considerada, entre grandes y pequeños.
N = Número de sismos de la muestra con magnitud igual o mayor que el nivel de referencia considerado.

De acuerdo con Richter el análisis para la ecuación 1, debe hacerse sobre una muestra que provenga de un volumen de litósfera o litósfera y manto que sea representativo, es decir suficientemente grande.

En Colombia este análisis se ha hecho de diferentes maneras dependiendo de lo que se esté estudiando. Cuando se estudia un punto específico, es decir se evalúa el riesgo localmente, ha sido costumbre analizar la ecuación 1 para el conjunto del área de influencia sísmica y luego para cada una de las fuentes sismogénicas. En otros casos se ha estudiado el conjunto del país. La figura 23 muestra el análisis sistemático realizado para Colombia por la referencia (4). En la figura se aprecian las curvas de igual magnitud máxima probable para un período de retorno de 50 años, con una probabilidad de excedencia del 10% esta figura se evaluó analizando la ecuación 1 para un B muy pequeño, en cada uno de los vértices de la parrilla conformada por una cuadrícula de 30' x 30', correspondiente a aproximadamente 55 x 55 kilómetros.

Ni siquiera el mejor o más antiguo catálogo sísmico del mundo, permitiría evaluar las magnitudes máximas únicamente con base en la ecuación 7; por esta



CONVENCIONES:

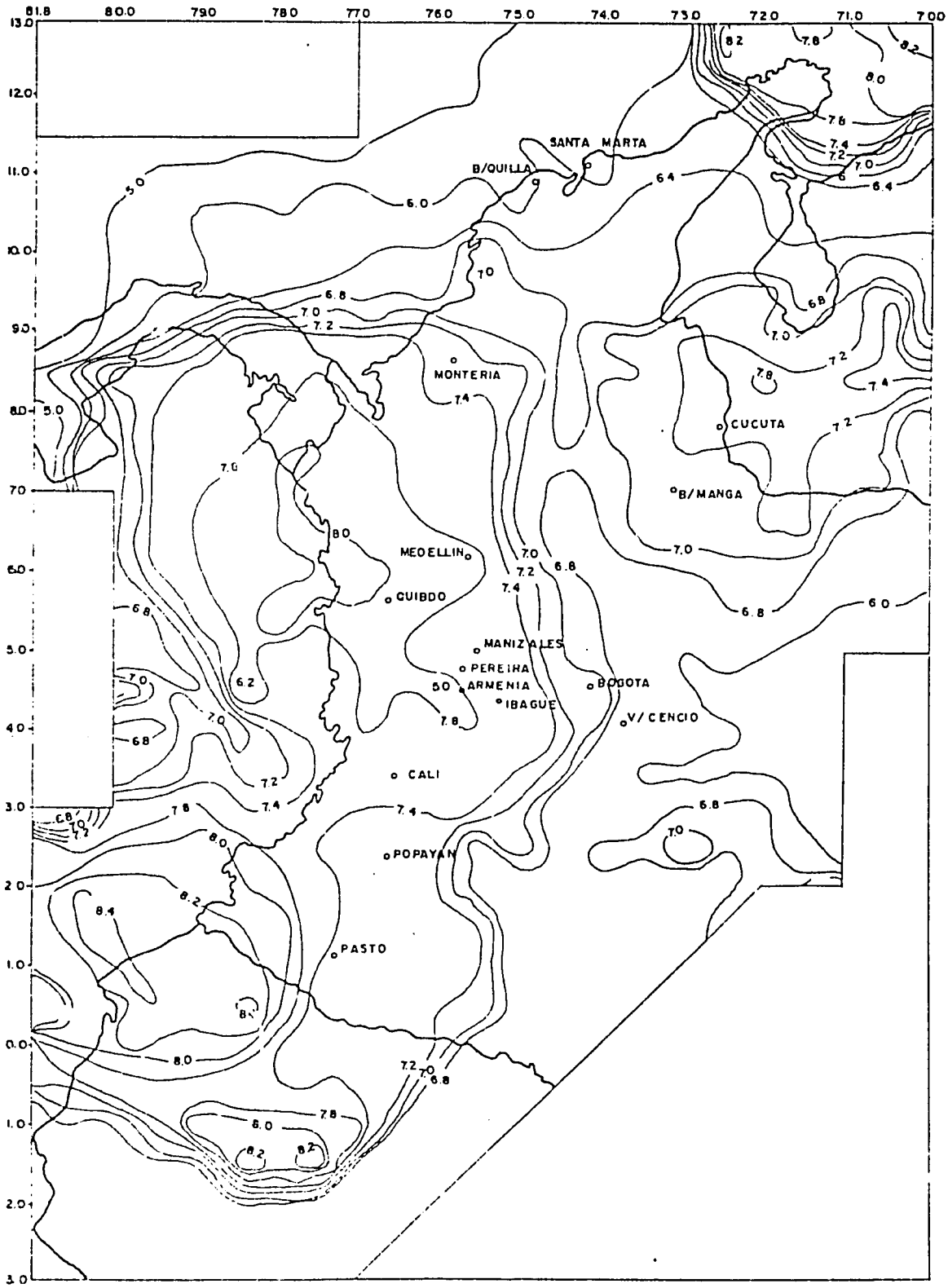
X	VI
IX	V
VIII	IV
VII	<IV

REPUBLICA DE COLOMBIA

CENTRO REGIONAL DE SISMOLOGIA PARA LA AMERICA DEL SUR

MAPA DE INTENSIDADES MAXIMAS REGISTRADAS

FIGURA 22



CURVAS DE MAGNITUDES ULTIMAS: MUESTRA 1.922- 1.979

FIGURA 23

razón es necesario recurrir a una combinación entre la ecuación 1 y el análisis de la geotectónica regional para conocer el sistema de fallamiento y sus características. Ambrasseys y varios autores han estudiado las correlaciones existentes entre la longitud de ruptura L de una falla y la magnitud Ms correspondiente. Ambrasseys ha propuesto las ecuaciones siguientes que en Colombia se han empleado como complemento de la ecuación 1 en los estudios de riesgo sísmico:

$$L = \exp(1,150\ Ms - 3,35) \qquad 2$$
$$L = \exp(1,596\ Ms - 7,56) \qquad 3$$
$$L = \exp(1,615\ Ms - 8,58) \qquad 4$$

En su orden, las ecuaciones 2, 3 y 4 representan el límite superior, el mejor ajuste y el límite inferior.

El autor de este trabajo es consciente de las limitaciones que tiene la aplicación de este tipo de regresiones, en las cuales la inmensa mayoría de los datos provienen de fallamientos de desplazamiento horizontal, con campos de esfuerzo que se liberan mediante sismos de focos con profundidades que rara vez sobrepasan los 20 kilómetros. Este caso es poco frecuente en Colombia, donde la mayoría de los sismos provienen de la actividad de la zona de subducción, su zona de Benioff o de fallamientos de tipo normal o de compresión. Una serie de estudios geológicos, estudios de sismicidad y análisis comparativos con situaciones fuera del país que pudieran considerarse similares, ha permitido seleccionar las magnitudes máximas para las fuentes sismogénicas del país, tal como se presenta más adelante.

En la referencia (5) se presentan algunas características estadísticas de la sismicidad colombiana que complementan las consideraciones hasta ahora discutidas.

Un aspecto complementario que es necesario presentar aquí se refiere a la relación entre las magnitudes evaluadas con base en ondas de cuerpo o internas MB, de período de un segundo y aquellas evaluadas sobre ondas superficiales Ms, de período largo tipo veinte segundos. Los estudios preliminares adelantados para Colombia por la referencia (3) indican que esta relación es pobre a nivel regional, al menos de acuerdo con los datos disponibles; la ecuación de mejor ajuste deducida en la referencia (3) está dada por:

$$Ms = 1,63\ MB - 3,55$$

El empleo de la ecuación 5 permite eliminar parte de los problemas de saturación de la escala de magnitudes MB.

2.5 DISTRIBUCION ESPACIAL DE EPICENTROS

La figura 24 muestra la distribución de los epicentros conocidos en Colombia hasta abril del año 1979. En esta figura algunos puntos representan más de un epicentro. La alineación de los puntos resulta de la precisión, en grados y décimas de grado, con que se ubicaron los epicentros.

La observación de la figura sugiere una serie de agrupaciones de epicentros al tiempo que muestra a éstos concentrados esencialmente en la parte occidental del territorio nacional, en la cual se desarrollan sus tres Cordilleras. Al oriente, los sismos son escasos y muy profundos originados seguramente en las partes de máxima profundidad de la placa Nazca subducida. Hay

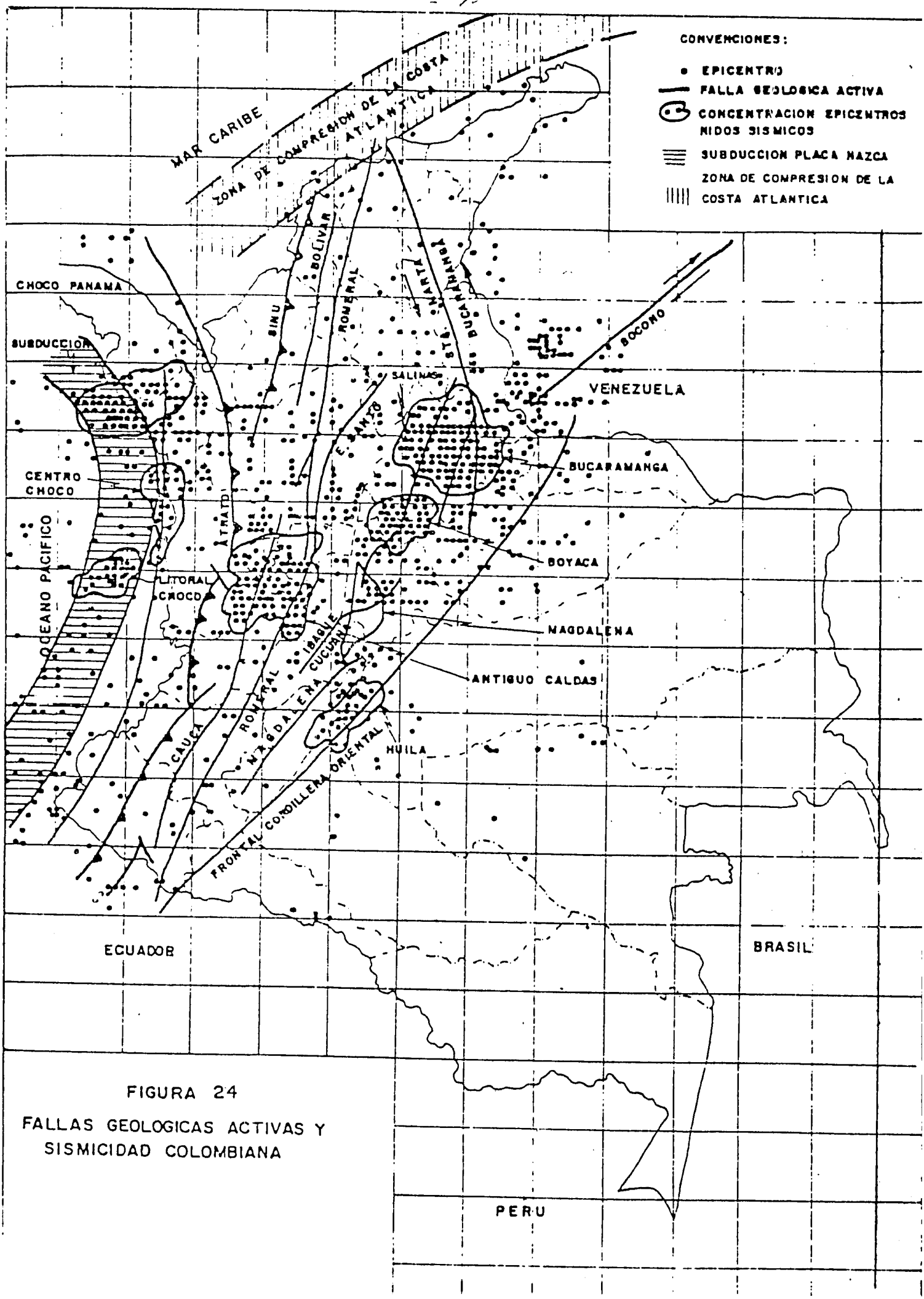


FIGURA 24

FALLAS GEOLOGICAS ACTIVAS Y SISMICIDAD COLOMBIANA

agrupaciones de sismos en la costa del Pacífico, correspondientes a la zona de subducción; en la frontera entre Colombia y Panamá posiblemente debido a las compresiones que se originan por la interacción de las tres placas, tal vez una unión triple difusa; hay también concentración de sismos en la llamada zona del Antiguo Caldas hacia el centro occidental del país y en el llamado nido o enjambre de Santander donde en promedio se registran entre 15 y 20 sismos por día, de baja magnitud.

Se han hecho algunos estudios sobre posible migración de focos en Colombia pero hasta ahora los resultados no son indicativos de que este fenómeno se haya presentado; los resultados han sido erráticos pero de todos modos deben considerarse incompletos.

3. FUENTES SISMOGENICAS

El tectonismo del nor-occidente de América del Sur se manifiesta mediante una serie de fuentes de actividad sísmica reciente, denominadas fuentes sismogénicas.

Los sistemas de fallamiento en el territorio colombiano tienen dirección predominante N-S, coincidiendo con la dirección de los ejes principales del sistema montañoso nacional, conformado por tres cordilleras; la central es la más antigua, la oriental la más reciente y la occidental de edad intermedia.

Cuando se evalúa el riesgo sísmico regional es casi importante involucrar la totalidad de los componentes de un sistema de fallamiento; debe recurrirse entonces a evaluar el aporte en el riesgo generado por los elementos principales de los sistemas de fallamiento. Así se ha hecho para la elaboración de la zonificación sísmica de Colombia y la generación de los parámetros Aa y Av llamados aceleración y velocidad pico efectivas, respectivamente.

Por otra parte, el análisis del riesgo sísmico para una obra específica generalmente involucra no sólo las fallas principales sino también componentes menores de los grandes sistemas de fallamiento.

En los apartes que se presentan más adelante se discute en forma muy resumida algunas características de las principales fuentes sismogénicas del país.

3.1 ZONA DE SUBDUCCION

La zona de subducción corresponde al inicio de doblamiento de la placa Nazca cuando ésta comienza a penetrar por debajo de la placa Sur América. Esta zona de choque impone fuertes deformaciones a las placas involucradas; la liberación de los esfuerzos engendrados se manifiesta en Colombia desde aproximadamente los 8°de latitud norte.

La concentración de epicentros que marca la zona de subducción tiene tres segmentos sensiblemente definidos.

El primer segmento corresponde a la zona norte de la subducción; tiene trayectoria curvilínea y se extiende entre los 6,5°y 8°de latitud norte. La pobre información disponible muestra que las magnitudes de los sismos conocidos que han ocurrido dentro de este segmento son pequeñas y la profundidad media de los focos es del orden de 30 kilómetros. Posiblemente este segmento haga parte de una falla de transformación asociado a la zona de expansión que

impulsa la parte norte de la placa Nazca. En términos relativos a los otros dos segmentos, la velocidad de desplazamiento de la placa Nazca es baja.

El segmento central de la zona de subducción se extiende aproximadamente entre los 6.5°y 5°de latitud norte. La información disponible muestra que los sismos ocurridos en este segmento han tenido magnitudes variadas entre pequeñas e intermedias con profundidades focales del orden de 30 kilómetros. El rumbo del segmento central es sensiblemente N-S y el eje de la franja que lo conforma puede establecerse alrededor de un meridiano que pasará cerca de los 78°w. En términos relativos a los otros dos segmentos, la velocidad de desplazamiento de la placa Nazca es intermedia.

El segmento Sur de la zona de subducción se extiende desde un poco al sur de la línea ecuatorial y los 5°de latitud norte. Como en los otros segmentos, los epicentros lo muestran conformado por una franja ancha; El eje de la franja tiene un rumbo aproximado de N 20°W .En el segmento sur han ocurrido sismos desde pequeños hasta de grandes magnitudes, el más reciente gran sismo ocurrido en este segmento fué el del 12 de diciembre de 1979 con magnitud Ms entre 7.7 y 7.9; este sismo produjo grandes daños y cerca de 500 víctimas entre muertos y desaparecidos en el sur-occidente del país. Hubo un gran maremoto. En resumen la zona de subducción en su conjunto es la fuente sismogénica de más alta capacidad de destrucción en el país; la magnitud última creíble para los sismos originados allí puede ser del orden de 8.6 en la escala Ms. No se ha establecido la limitación superior de la magnitud en referencia a cada uno de los tres segmentos planteados; no obstante, algunas consideraciones de orden físico y geométrico mueven al autor a presumir que el segmento sur puede generar sismos mayores; el segmento central puede generar sismos con magnitud última creíble que podría limitarse en un valor del orden de 8 en la escala Ms mientras que para el segmento norte, la magnitud última creíble en la escala Ms, probablemente podría estar entre 7 y 7.5. De acuerdo con la referencia (6) la zona de subducción de Colombia ha sido poco estudiada y se conoce bastante mejor el resto de la línea ecuatorial hacia el sur.

3.2 ZONA DE BENIOFF

La zona de Benioff aparece bastante clara si se dibujan los focos de los sismos, en secciones transversales E-W. Por aspectos de espacio no se incluyen secciones de esta naturaleza, pero pueden consultarse en muchos estudios de ingeniería sísmica realizados en el país con la participación del autor de este trabajo. También en la referencia (7) pueden consultarse algunos mecanismos focales.

El buzamiento de la zona de Benioff varía según la latitud; en el segmento norte de la zona de subducción la zona de Benioff tiene un buzamiento, para la sección E-W, ligeramente inferior a 20º en el segmento central el ángulo aumenta un poco y en el segmento sur aumenta hasta cerca de los 30º Los cambios en el buzamiento y la posición no del todo alineada de los volcanes de la Cordillera Central permiten suponer que existe un alabeo de la placa subducida la cual puede generar sismos por flexión según un eje aproximadamente N-S, además de los tradicionales por flexión de la placa fría y frágil, ya en su dirección principal, sensiblemente E-W.

Una buena parte de los sismos registrados en Colombia, y posiblemente también de los realmente ocurridos, se deben a fenómenos de liberación de esfuerzos de la placa subducida, cuya profundidad puede llegar hasta cerca de los 700 kilómetros tal como se presentó anteriormente.

El primer tramo de la placa subducida es el más activo y tiene profundidades que van desde los 40 o 50 kilómetros al occidente, hasta 120 o 130 kilómetros al oriente. El plano conformado por la placa subducida en su parte más activa se extiende desde la zona de subducción hasta aproximadamente el río Magdalena.

El segundo tramo de la placa subducida muestra que si se descarta el enjambre de Bucaramanga, el rango entre 250 kilómetros y la máxima profundidad tiene relativamente poca actividad. Es necesario tener en cuenta en estos planteamientos la poca confiabilidad que tiene la ubicación de la profundidad de los focos.

Un análisis de la sismicidad de la placa subducida permite estimar que la magnitud última creíble en la escala Ms para el primer tramo con profundidad hasta de 130 kilómetros puede ser del orden de 8, mientras que para el segundo tramo con rango de profundidades entre 120-130 hasta 700 kilómetros la magnitud última creible puede llegar a 7.5 en la escala Ms.

3.3 FALLAS GEOLOGICAS

El nor-occidente de América del Sur está dominado por la inter-acción de las placas Caribe cuasi-estática, Sur América que se desplaza con dirección oriente-occidente y velocidad del orden de 2cm/año; Nazca que se desplaza occidente-oriente con velocidad variable según la latitud, pero que en promedio en Colombia puede suponerse de unos 6 cm/año.

La compleja interacción derivada de estos movimientos, induce esfuerzos principales y secundarios en la litósfera, los cuales se disipan por la actividad de las zonas de Benioff y de subducción y por la actividad de una serie de fallas geológicas de compresión, normales o de rumbo; en Colombia las principales fallas son combinadas, con movimientos que imponen compresión en el sentido normal a la dirección de la falla y movimientos horizontales paralelos a la falla. Es fácil aventurarse a pensar que en Colombia pueda ser frecuente que la matriz que representa el tensor de esfuerzos tenga los nueve componentes de éstos, principalmente en la corteza.

En Colombia las fallas geológicas carecen de estudios sistemáticos de geología estructural; hay sin embargo un buen número de estudios que orientan sobre el tema. A continuación se presentan muy resumidas algunas características de los principales sistemas de fallas del país; es natural que no se presenten las fallas pequeñas aunque positivamente sea conocida su actividad.

3.3.1 FALLA UTRIA

La falla Utria queda localizada en el extremo occidental del país, a lo largo de la costa del Océano Pacífico; en la parte norte del país ha sido localizada en las imágenes de radar; según la referencia (8) la falla Utria es del tipo inverso de bajo ángulo. La misma referencia postula que la falla Utria se extiende desde Panamá hasta los límites entre Colombia y Ecuador.

Los temblores que ocurrieron en Bahía Solano a comienzos de 1970, descritos en la referencia (1) muy posiblemente, casi con seguridad, se debieron a la actividad de la falla Utria.

La información de los registros sísmicos asociables a la actividad de la

falla Utria no son suficientes para calibrar sus parámetros de sismicidad; no obstante su posición muy cercana a la subducción, ver figura 24, su longitud y los sismos de Bahía Solano permiten al autor de este trabajo asignarle una magnitud última creíble de 7 en la escala Ms a la falla Utria.

3.3.2 FALLA ATRATO

Ha sido muy poco estudiada; su trayectoria es más o menos paralela a la falla Utria; posiblemente es una falla de tipo normal de ángulo alto. La información disponible no permite calibrar sus parámetros de sismicidad. Sus características geométricas y el tipo de fallamiento movieron al autor de este trabajo a asignarle una magnitud última creíble de 6 en la escala Ms en los trabajos de riesgo sísmico ejecutados en los estudios de la normalización sismorresistente de Colombia. En la figura 24 se aprecia la posición aproximada de este sistema de fallamiento que según algunos autores coincide aproximadamente con una paleofosa. La referencia (9) sugiere que esta falla pudo haber estado sometida a compresión.

3.3.3 FALLA CAUCA

No ha sido objeto de un estudio sistemático; en el Valle del Cauca su alineamiento se infiere por la trayectoria del río Cauca. Al sur de la ciudad de Cali ha sido detectada en varios estudios realizados para la industria del carbón. Unos pocos epicentros de magnitud modesta y foco de poca profundidad quedan localizados prácticamente sobre el alineamiento de este sistema de fallamiento que se prolonga desde el sur del país hasta el departamento de Caldas en una longitud de más de 400 kilómetros. La falla Cauca ha sido catalogada del tipo normal. Su geometría, posición y tipo impulsaron al autor de este trabajo a asignarle una magnitud última creíble de 7 en la escala Ms en los estudios de riesgo de la normalización sismorresistente del país. La información actualmente disponible no permite calibrar sus parámetros de sismicidad. La posición de la falla que pasa por las goteras de Cali, la tercera ciudad del país con una población del orden de un millón y medio de habitantes, indica que el estudio detallado e integrado de este sistema de fallamiento es de alta prioridad en el país. En la figura 24 puede apreciarse la ubicación aproximada de este sistema de fallamiento.

3.3.4 FALLA ROMERAL

Es la estructura tectónica de mayor importancia en el país porque lo atraviesa en su totalidad de norte a sur, tal como se aprecia en la figura 24. El sismo que destruyó la población de Popayán el 31 de marzo de 1983 y produjo daños por valor superior a cuatrocientos millones de dólares, se debió a la actividad de la falla Rosas-Julumito que hace parte del sistema Romeral. La expresión de la falla Romeral la muestra de tipos variables; según la referencia (9) hacia el sur es de rumbo mientras que al norte es de tipo normal. Los estudios realizados en Popayán con motivo del sismo mencionado indican que en esa zona es de tipo normal y que en el pasado tuvo un fuerte componente de desplazamiento horizontal.

Dada la relativa actividad de esta falla sus parámetros de sismicidad si se han podido calibrar; la profundidad media de los sismos asociables los muestra bastante superficiales. Los parámetros de sismicidad, el tipo de fallamiento y su posición entre la subducción y la falla frontal de la Cordillera Oriental, indican que la magnitud última creible para esta falla es del orden de 7.6 en la escala de magnitudes Ms.

A pesar de que esta falla si ha sido estudiada en sus aspectos estructurales, no hay una integración de estos resultados. Hay pocas informaciones que permiten inferir el período de retorno de los sismos grandes asociables a esta falla; por estas razones y la alta concentración de población a todo lo largo de la falla, su estudio sistemáticio es de extrema urgencia.

3.3.5 FALLA ESPIRITU SANTO

La falla Espíritu Santo ha sido clasificada como de rumbo con desplazamiento lateral derecho; su tasa de actividad ha sido estimada por WoodWard and Clyde Consultants como del orden de 0.2mm/año. Se han encontrado signos de actividad en los sedimentos recientes que cubren algunos trazos de la falla. La falla Espíritu Santo se separa del sistema Romeral-Cauca en la población de Liborina, departamento de Antioquia.

3.3.6 FALLAS SINU Y BOLIVAR

Están localizadas al norte del país; no hay manera de calibrar sus parámetros de sismicidad. Estudios geológicos de la zona norte del país muestran la ocurrencia de deformaciones corticales recientes.

3.3.7 FALLA MAGDALENA

Queda localizada en el departamento del Huila principalmente, al occidente del río Magdalena. Un número aceptable de sismos de foco superficial y con magnitudes entre pequeñas e intermedias, tienen epicentros cuya posición coincide con el trazo del sistema de fallamiento.

La geometría, la sismicidad y la posición de esta falla permiten asignarle una magnitud última creible de 6.5 en la escala Ms.

3.3.8 FALLA PALESTINA

La falla Palestina se extiende a lo largo del valle del río Magdalena en la parte central del territorio nacional. A una latitud aproximada de 5.9° norte, cambia de rumbo y sigue hacia el norte hasta morir en las inmediaciones de la falla Santa Marta-Bucaramanga.

La falla Salinas es postulada por la referencia (9) como de tipo inverso; varios sismos de pequeña a intermedia magnitud con poca profundidad focal son asociables a la actividad de esta falla.

3.3.9 FALLA SANTA MARTA-BUCARAMANGA

La falla Santa Marta-Bucaramanga se desarrolla en el norte del territorio nacional. Su parte más meridional tiene un rumbo sensiblemente N-S con trayectoria curva de relativamente poca longitud; desde las inmediaciones de los 7°N, su rumbo cambia a NW con una expresión extraordinariamente rectilínea.

La parte sur de la falla Santa Marta-Bucaramanga es positivamente activa y su movimiento es dextrolateral; la zona norte ha sido poco estudiada; muy pocos epicentros de baja profundidad focal son asociables a este tramo de la falla; por lo tanto sus parámetros de sismicidad no se han podido calibrar.

La falla Santa Marta-Bucaramanga pasa por la ciudad de Bucaramanga, im-

portante ciudad del nor-oriente del país. Es urgente un estudio sistemático de la actividad de esta falla para establecer toda la dimensión de su potencial.

3.3.10 FALLA FRONTAL DE LA CORDILLERA ORIENTAL

A todo lo largo de la margen oriental de la Cordillera Oriental, se prolonga una amplia zona de fallamiento de tipo compresional. Existen numerosos sismos de todo tipo de magnitud y de profundidades focales que llegan hasta unos 50 o 60 kilómetros que son asociables a la actividad de esta zona de fallamiento.

La referencia (7) postula que la falla frontal de la Cordillera Oriental conforma el límite Oriental de la placa Caribe el cual se prolonga, según el autor de esta referencia, hasta el golfo de Guayaquil. Los dos grandes sismos ocurridos en 1827 y 1834, sirven de apoyo a esta hipótesis. Más recientemente, las referencias (10) y (11) plantean importantes hipótesis que se apoyan sobre un límite de placas a lo largo de este sistema de fallas.

El tipo de fallamiento, su longitud y su posición, se combinan con los parámetros de sismicidad, para asignar a la Falla Frontal de la Cordillera Oriental una magnitud última creible de 8 en la escala Ms. Colombia dispone de un importante potencial hidroeléctrico en la margen oriental de la Cordillera Oriental; en la actualidad el proyecto Chivor con una capacidad instalada de 1000 MW se encuentra en operación y se construye el proyecto Guavio con capacidad de 1600 MW; ambos proyectos quedan en las cercanías de la Falla Frontal; por otra parte, la capital de la república, Bogotá con unos cinco millones de personas, se encuentra bastante cercana a esta falla que buza al w con un ángulo del orden de 40 a 50 grados.

La posición y las características ominosas de esta falla recomiendan estudiarla en forma detallada e integrada a la mayor brevedad posible. Estudios de microsismicidad se deben hacer a todo lo largo de la falla.

3.4 ZONA DE COMPRESION DE LA COSTA ATLANTICA

La topografía continental y marina de la costa norte muestran características coincidentes con una zona de compresión de baja actividad. A lo largo de esta zona de compresión hay algunos sismos con baja profundidad focal y baja magnitud.

4. LA NORMA PARA CONSTRUCCION SISMORRESISTENTE DE COLOMBIA

Colombia ha sido azotada por sismos que han producido pérdidas de vidas y daños materiales enormes. Desde 1979 hasta el año 1983, el país tuvo 4 sismos que afectaron núcleos poblados con los resultados siguientes:

- Sismo del 23 de noviembre de 1979, produjo daños por cerda de sesenta millones de dólares en las ciudades de Manizales, Pereira y Armenia y otras poblaciones menores; más de cuarenta personas murieron atrapadas por los escombros y hubo centenares de heridos.

- Sismo del 12 de diciembre de 1979, produjo graves destrozos en Tumaco ; cerca de 500 víctimas entre muertos y desaparecidos; gran maremoto que destruyó varios pueblos de la costa.

- Sismo del 17 de octubre de 1981, produjo 5 muertos en Cúcuta y causó pérdidas avaluadas en unos cinco millones de dólares.

- Sismo del 31 de marzo de 1983, produjo cerca de doscientos cincuenta muertos en Popayán, más de mil heridos y daños por valor de casi cuatrocientos millones de dólares.

En total cerca de 800 personas muertas y daños materiales cercanos a quinientos millones de dólares en escasos cinco años. Esto es una enorme pérdida para un país como Colombia.

En Manizales, Pereira, Armenia y Popayán, tanto las construcciones antiguas como las modernas fueron destruídas. Era entonces urgente la adopción oficial de una normalización sismorresistente, la cual sólo pudo ponerse al servicio de la comunidad, con carácter obligatorio, a partir de la expedición del decreto número 1400 con fecha 7 de junio de 1984.

En este capítulo se describen algunos aspectos resumidos de la norma , principalmente desde el punto de vista de la zonificación que es el tópico relacionado con el trabajo bajo consideración en este escrito.

4.1 ANTECEDENTES DE LA NORMA

Los trabajos referentes a la instalación, operación y mantenimiento de la red sísmica Colombiana han estado a cargo, en su totalidad, del Instituto Geofísico de los Andes Colombianos, anexo a la Universidad Javeriana y en la actualidad bajo la dirección del Padre José Rafael Goberna S.J.; sobre este tema se vuelve más adelante.

Hacia mediados del año 1968 se iniciaron una serie de estudios en la Universidad de los Andes de Bogotá cuyo objeto general era tratar de establecer el impacto de los sismos colombianos en las construcciones colombianas . El objeto era amplio y aspiraba desde el primer momento a sentar las bases de la normalización sismorresistente del país. Los primeros trabajos se centraron en la colección y sistematización computarizada de la información del Instituto Geofísico, estudios geológicos e investigaciones de diversa índole. Posteriormente se comenzaron a evaluar las cargas vivas dominantes en el país y mediante estudios de vibración ambiental se analizaron las propiedades dinámicas de muchos edificios para conocer los períodos de vibración dominantes según sistemas estructurales variables.

Hacia el año 1972 comenzaron a dar los primeros pasos para la fundación de la Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, los cuales cristalizaron en el año 1974. En 1973 se realizó en la Universidad de los Andes de Bogotá el primer seminario internacional sobre ingeniería sísmica al cual asistieron como conferencistas los distinguidos profesores norteamericanos N. M. Newmark, R.V. Whitman, P.C. Jennings y J. Penzien. A estos profesores se les consultaron una amplia gama de inquietudes; al propio tiempo comenzaban a llegar varios ingenieros jóvenes del país que habían hecho estudios de posgrado en diferentes tópicos relacionados con los efectos de los sismos sobre las construcciones. En 1977 se realizó el segundo seminario internacional sobre ingeniería sísmica al cual fueron invitados como expositores los pro -

fesores Emilio Rosenblueth, Luis Esteva y José Grases; con estos expertos visitantes hubo oportunidad de discutir el avance de los trabajos en Colombia y conocer en más profundidad las soluciones a problemas similares dados en México y Venezuela. En el año 1981 se realizó el tercer seminario internacional de ingeniería sísmica al cual asistieron como conferencistas extranjeros los doctores A.N. Chopra, David Simpson y William Page; en esta oportunidad el seminario estuvo orientado hacia el riesgo sísmico y el problema sísmico en centrales hidroeléctricas principalmente; para el año 1985 está planeándose el cuarto seminario.

En los años 1975 y 1976 la Asociación de Ingeniería Sísmica promovió una serie de reuniones de ingenieros que en una u otra forma tuvieran que ver con el diseño de edificios con el fin de ir sentando las bases de la futura norma del país; se discutieron diferentes posibilidades siempre alrededor de códigos de otros países pues ya era claro que no se justificaba ni era viable un código totalmente nuevo. Durante estas discusiones resultó más o menos concluyente que el código SEAOC era de amplio uso nacional y que por lo tanto podría ser la base de la futura norma colombiana. En 1978 la Asociación tradujo la norma SEAOC 197 la cual tuvo amplia difusión en el país.

En 1978 apareció la versión del ATC-3 en forma oficial y la Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica luego de estudiar detenidamente el documento, llegó a la conclusión de que ésta estructura de código se ajustaría bien a algo como lo que el país necesitaba. Se preparó entonces la versión de 1981 de la norma de la Asociación, llamada, norma AIS-100-81.

El Instituto Colombiano de Normas Técnicas, Icontec, comenzó hacia el año 1978 el estudio de un código para construcciones de concreto reforzado ; después de varias alternativas y muchas discusiones se llegó a la conclusión de que el código de construcciones llevaría un apéndice sismorresistente que estaría basado en la actualización y los ajustes de la norma AIS-100-81. Desafortunadamente el marco de aplicabilidad legal de la norma Icontec resultó débil y la norma no tuvo la fuerza que se esperaba.

A comienzos de 1984 el Ministro de Obras Públicas y Transportes de Colombia, MOPT, entró en contacto con la Asociación de Ingeniería Sísmica con el fin de producir el código de construcciones sismorresistentes del país ; este documento es el que actualmente rige con carácter obligatorio para todo el territorio colombiano. A continuación se resume el articulado del código.

4.2 ARTICULADO DEL CODIGO SISMORRESISTENTE DE COLOMBIA

El código sismorresistente de Colombia consta de los siguientes títulos con los capítulos correspondientes:

Título A: Requisitos Generales de Diseño y Construcción Sismo-Resistente

Capítulo A.1	Propósitos y Alcances
Capítulo A.2	Zonas de Riesgo Sísmico y Espectros de Diseño
Capítulo A.3	Requisitos Generales de Diseño
Capítulo A.4	Método de la Fuerza Horizontal Equivalente
Capítulo A.5	Método del Análisis Modal
Capítulo A.6	Límites de la Deriva
Capítulo A.7	Requisitos para zonas de Riesgo Sísmico Bajo
Capítulo A.8	Requisitos para Zonas de Riesgo Sísmico Intermedio.
Capítulo A.9	Requisitos para Zonas de Riesgo Sísmico Alto.

Título B: Cargas

Capítulo B.1	Requisitos Generales
Capítulo B.2	Combinaciones de Cargas
Capítulo B.3	Cargas Muertas
Capítulo B.4	Cargas Vivas
Capítulo B.5	Empuje de Tierra y Presión Hidrostática
Capítulo B.6	Cargas de viento

Título C: Concreto Reforzado

Capítulo C.1	Requisitos Generales
Capítulo C.2	Definiciones
Capítulo C.3	Materiales
Capítulo C.4	Calidad del Concreto
Capítulo C.5	Mezclado y Colocación del Concreto
Capítulo C.6	Formaletas, Tuberías Embebidas y Juntas de Construcción.
Capítulo C.7	Detalles de Refuerzo
Capítulo C.8	Análisis y Diseño
Capítulo C.9	Requisitos de Resistencia y Servicio
Capítulo C.10	Flexión y Fuerza Axial
Capítulo C.11	Cortante y Torsión
Capítulo C.12	Desarrollo y Empalmes de Refuerzo
Capítulo C.13	Sistemas de Losa en Una y dos Direcciones
Capítulo C.14	Muros
Capítulo C.15	Zapatas
Capítulo C.16	Concreto Prefabricado
Capítulo C.17	Elementos Compuestos de Concreto Sujetos a Flexión.
Capítulo C.18	Concreto Preesforzado
Capítulo C.19	Pruebas de Carga
Capítulo C.20	Requisitos de Concreto Reforzado en Zonas de Riesgo Intermedio
Capítulo C.21	Requisitos de Concreto Reforzado en Zonas de Riesgo Alto

Título D: Mampostería Estructural

Capítulo D.1	Requisitos Generales
Capítulo D.2	Materiales
Capítulo D.3	Tipos de Mampostería Estructural
Capítulo D.4	Mampostería No Reforzada
Capítulo D.5	Mampostería Parcialmente Reforzada
Capítulo D.6	Mampostería Reforzada
Capítulo D.7	Mampostería con Muros Confinados
Capítulo D.8	Muros Diafragmas

Título E: Edificaciones de Uno y Dos Pisos

Capítulo E.1	Introducción
Capítulo E.2	Muros de Carga y Muros Transversales
Capítulo E.3	Muros Divisorios y Parapetos
Capítulo E.4	Losas de Entrepisos y Cubiertas
Capítulo E.5	Cimentación

Título G: De las Sanciones

4.3 ZONIFICACION SISMICA DE COLOMBIA

Los trabajos de zonificación sísmica de Colombia se hicieron en

1970; en 1971 se produjo el primer mapa de zonificación del país el cual resultó bastante complicado y todavía de poco uso práctico. En 1972 se elaboró el segundo mapa de zonificación del país, dividido ya en zonas al estilo de las impuestas por el código SEAOC; este mapa fué revisado en 1978 y ajustado a nuevas informaciones y a transiciones escalonadas naturalmente entre cada zona.

En 1982 se inició el proceso de zonificación sísmica desde el punto de vista cuantitativo para el país; para esta zonificación se procedió en términos generales de la forma siguiente:

- Análisis de la información existente en referencia a catálogos sísmicos; fueron revisados y contrastados los catálogos preparados para ISA en 1979 y para SISRA en 1982.

- Revisión y análisis de la información geológica en referencia a la identificación de las fallas activas; para esto se tuvo como base el mapa geotectónico preparado para el proyecto SISRA y se consultaron numerosos estudios realizados para los diseños de importantes obras, principalmente centrales hidroeléctricas.

- Selección de la metodología a seguir; se seleccionó en definitiva la metodología general presentada en la referencia (12) porque ya había sido ampliamente empleada en Colombia y porque se adaptaba aceptablemente a los problemas regionales que debían estudiarse.

- Selección de las fuentes sismogénicas superficiales y profundas

- Deducción de los parámetros A y B de la ecuación 1 para todas y cada una de las fuentes sismogénicas seleccionadas.

- Preparación de programas de computador para generar los resultados de los parámetros Aa y Bb de cada fuente sismogénica y para que el proceso de generación sea lo más automático posible.

- Digitalización del mapa de Colombia y de las fuentes sismogénicas correspondientes a la subducción y a las fallas geológicas.

- Estudio y selección de la ecuación de atenuación más apropiada para Colombia; hubo que recurrir a las regresiones de Donovan, Esteva y McGuire en vista de que en Colombia los estudios que hay no son suficientes para tener algo propio suficientemente confiable.

- Preparación y prueba de una serie de programas de computador que generen en la forma más automatizada posible los niveles de aceleración en cualquier coordenada pre-establecida.

Para esto se prepararon programas a los cuales se les indican las coordenadas de los tramos extremos de una falla o de una parte de una falla, el buzamiento y se selecciona un corredor de un ancho dado a cada lado de la línea que representa la falla. Hecho esto, el programa acude al banco de datos y selecciona los sismos superficiales que queden dentro del volumen de influencia conformado por dos planos paralelos, al plano de buzamiento y limitados por las coordenadas extremas del corredor seleccionado.

Con estos programas y los consignados en la referencia (12) se puede eva-

luar en forma automática y repetitiva los niveles de aceleración para intervalos de confianza seleccionados y predeterminados, en función del período de retorno. En Colombia se siguieron las recomendaciones del ATC-3 a este respecto; retorno de 50 años con intervalo de confianza del 90%.

- Graficación de los datos de aceleración y dibujo de curvas de igual aceleración y velocidad equivalente.

- Zonificación del país para lo cual se hicieron varias alternativas hasta llegar a los mapas más razonables.

Todo el proceso computacional fué manejado por los ingenieros Luis Enrique García, Carlos E. Bernal y Marco Puccini. Los programas fueron montados y corridos en un computador Prime.

En la figura 25 se aprecia la zonificación de Colombia en áreas de riesgo sísmico bajo, intermedio y alto. Puede observarse que la costa del Pacífico y la zona paralela a la Falla Frontal de la Cordillera Oriental tiene riesgo sísmico alto, acorde con el tectonismo que se aprecia en la figura 24. La zona central del país corresponde a riesgo intermedio mientras que las llamadas de la costa norte y el oriente del país tienen riesgo bajo.

En la figura 26 se aprecia la zonificación para la aceleración pico efectiva, evaluada con un período de retorno de 50 años y una confiabilidad del 90%. La aceleración regional máxima resulta de 0.30 g y corresponde a la zona 7. Se ha dejado no obstante la posibilidad de que estudios de riesgo sísmico locales arrojen valores más altos, hasta de 0,40g.

En la figura 27 se aprecia la zonificación para Av definido por el ATC-3 como velocidad pico efectiva, equivalente a una aceleración. Puede observarse que el máximo valor de Av asignado es de 0.30; no obstante, se ha previsto la posibilidad de que estudios de riesgo sísmico local produzcan valores más altos, que podrían cubrirse en las zonas 8 y 9.

5. INSTRUMENTACION SISMOLOGICA Y DE INGENIERIA SISMICA

Es opinión del autor que en un país como Colombia el interés principal sobre los sismos proviene de los daños y efectos que sobre la comunidad pueden causar estos eventos naturales.

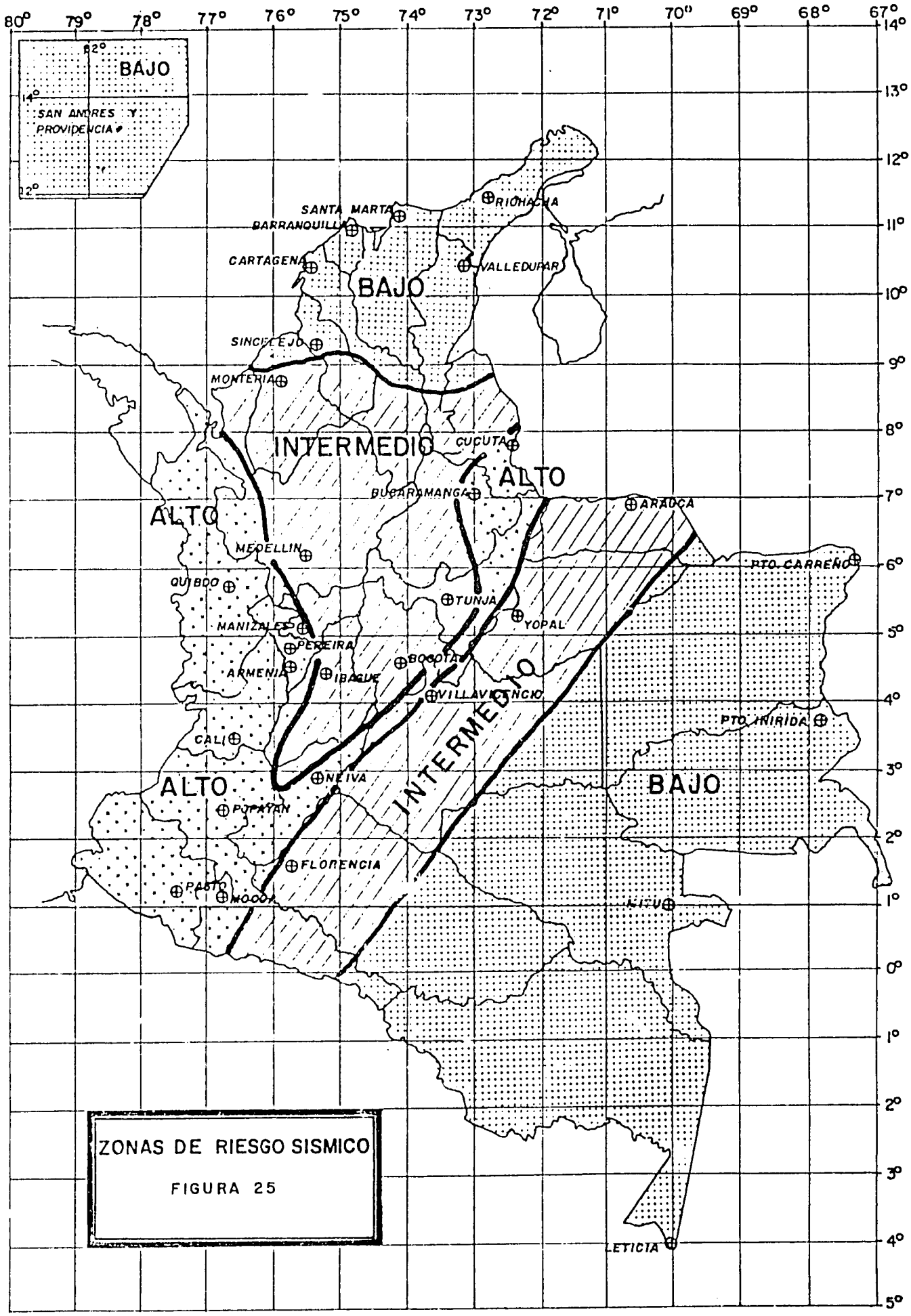
En medios científicos de un nivel muy avanzado, el estudio de los sismos puede generarse por otro tipo de interés, y los resultados investigativos ser empleados posteriormente por la comunidad, del país origen o de otros países.

En Colombia es del mayor interés e importancia conocer con precisión la ubicación de los focos sísmicos, su magnitud, su nexo con las fallas geológicas.

Conocer la existencia de fallas no evidentes por fenómenos topográficos o geológicos en la superficie. Este conjunto de necesidades, no de deseos, es el que conduce a discutir los aspectos de instrumentación tanto sismológica como de ingeniería sísmica.

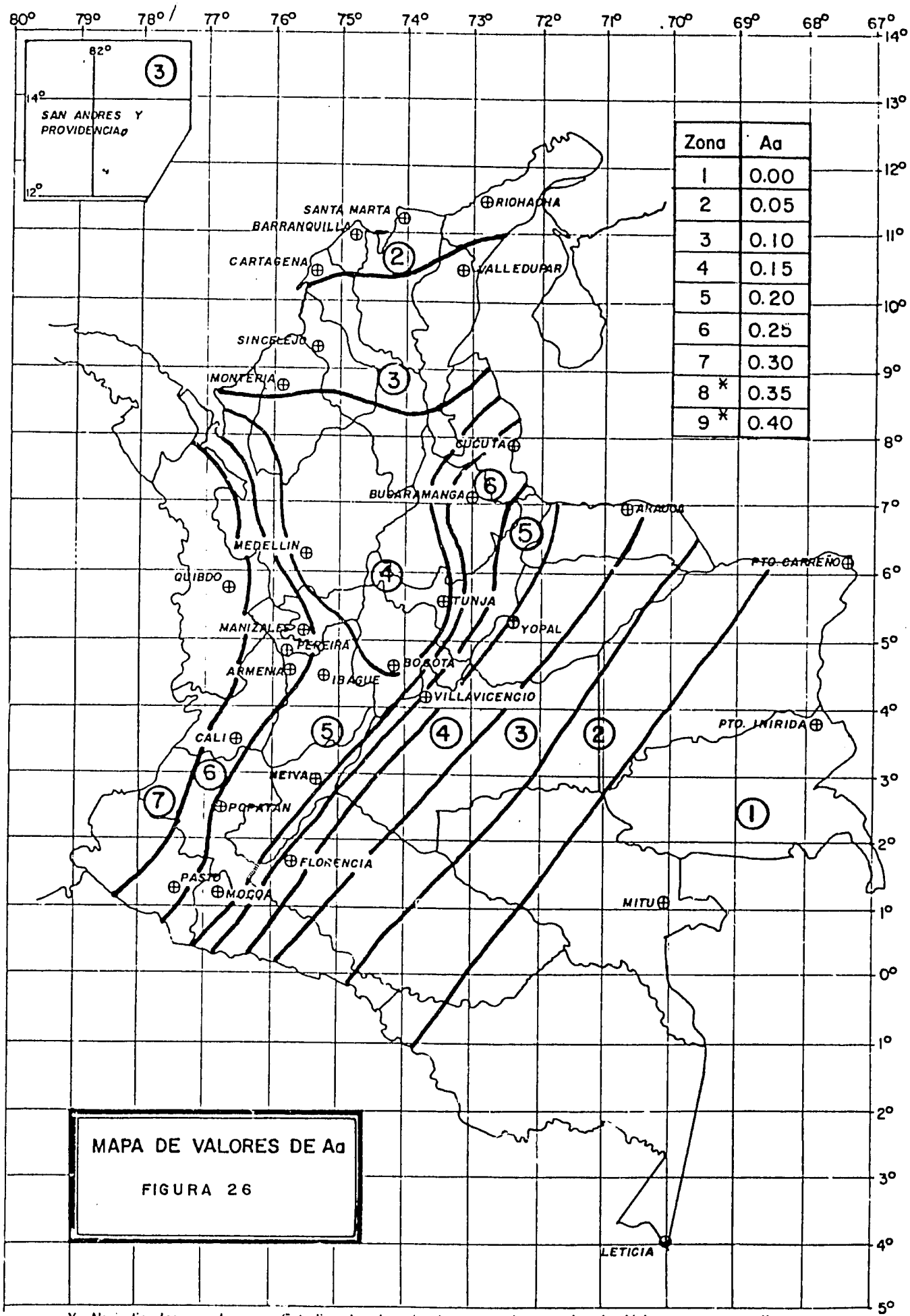
5.1 ESTACIONES SISMOLOGICAS ACTUALES

En la actualidad están en operación las siguientes estaciones sismológi-

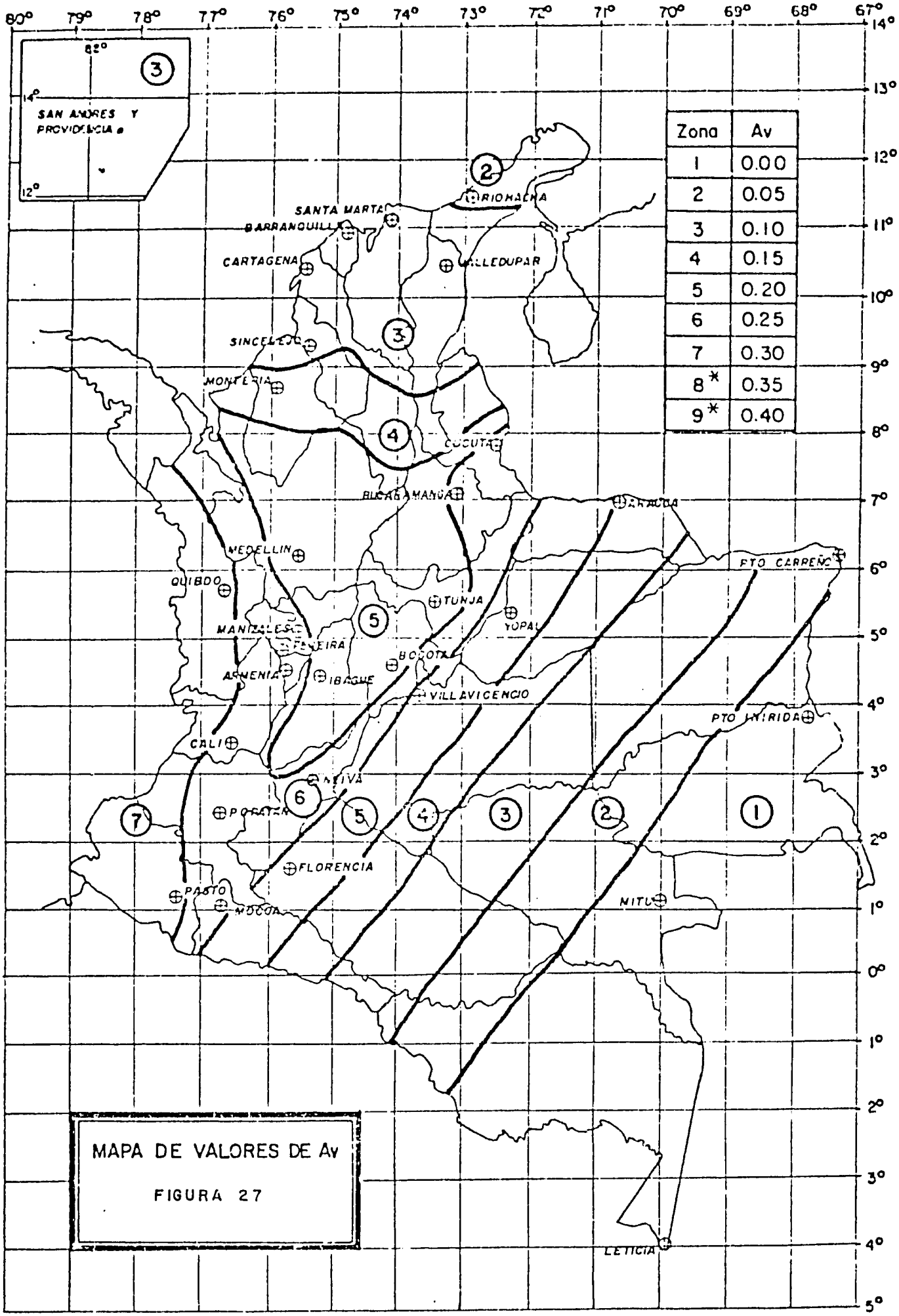


ZONAS DE RIESGO SISMICO

FIGURA 25



* No indicados en el mapa. Estudios locales de riesgo pueden arrojar los Valores correspondientes.



MAPA DE VALORES DE Av

FIGURA 27

* No indicadas en el mapa. Estudios locales de riesgo pueden arrojar los valores correspondientes.

cas permanentes, en operación dentro del territorio nacional: Galerazamba ubicada en la costa norte del país; Bucaramanga en las inmediaciones de la ciudad de su mismo nombre; Fúquene cerca a Bogotá; Bogotá en operación en el Colegio de San Bartolomé de la Ciudad, SRO en operación muy cerca de Bogotá ; Chinchiná cerca a Manizales y Pasto al sur del País. En la figura 28 se aprecia la distribución de estas estaciones; es evidente que la apertura de la red es demasiado grande para casi todos los sismos. Es probable que el control más apropiado se logre para sismos ocurridos en la zona de Benioff y con epicentros más o menos cercanos a la zona del antiguo Caldas. Todos los sismos de la zona de subducción y de la Falla Frontal de la Cordillera Oriental son externos a la red; por lo tanto para eventos de pequeña magnitud, de interés principalmente ingenieril, el control será necesariamente pobre; es necesario incrementar el número de estaciones, modernizar equipos y conseguir el dinero para lograr una operación apropiada e independiente.

5.2 ACELEROGRAFOS ACTUALES

La principal información que requieren los ingenieros que diseñan obras en zonas de riesgo sísmico es el espectro de aceleraciones o de velocidades . Estos parámetros sólo pueden conocerse mediante el análisis de historias temporales de la aceleración, en el dominio de la frecuencia. Para lograr estos registros se requieren instrumentos llamados acelerógrafos con respuesta en la zona de aceleración del espectro.

La variación del nivel de aceleración en función de la magnitud y de la distancia focal es trascendental en el estudio de riesgo sísmico. Sólo con base en los registros de muchos acelerógrafos ante un suficiente número de sismos pueden lograrse resultados estadísticamente significativos.

En la figura 28 se aprecian los sitios donde hay acelerógrafos en Colombia; es evidente que en este campo está el país mucho peor que en el de las estaciones sismológicas; es necesario hacer un esfuerzo grande al respecto.

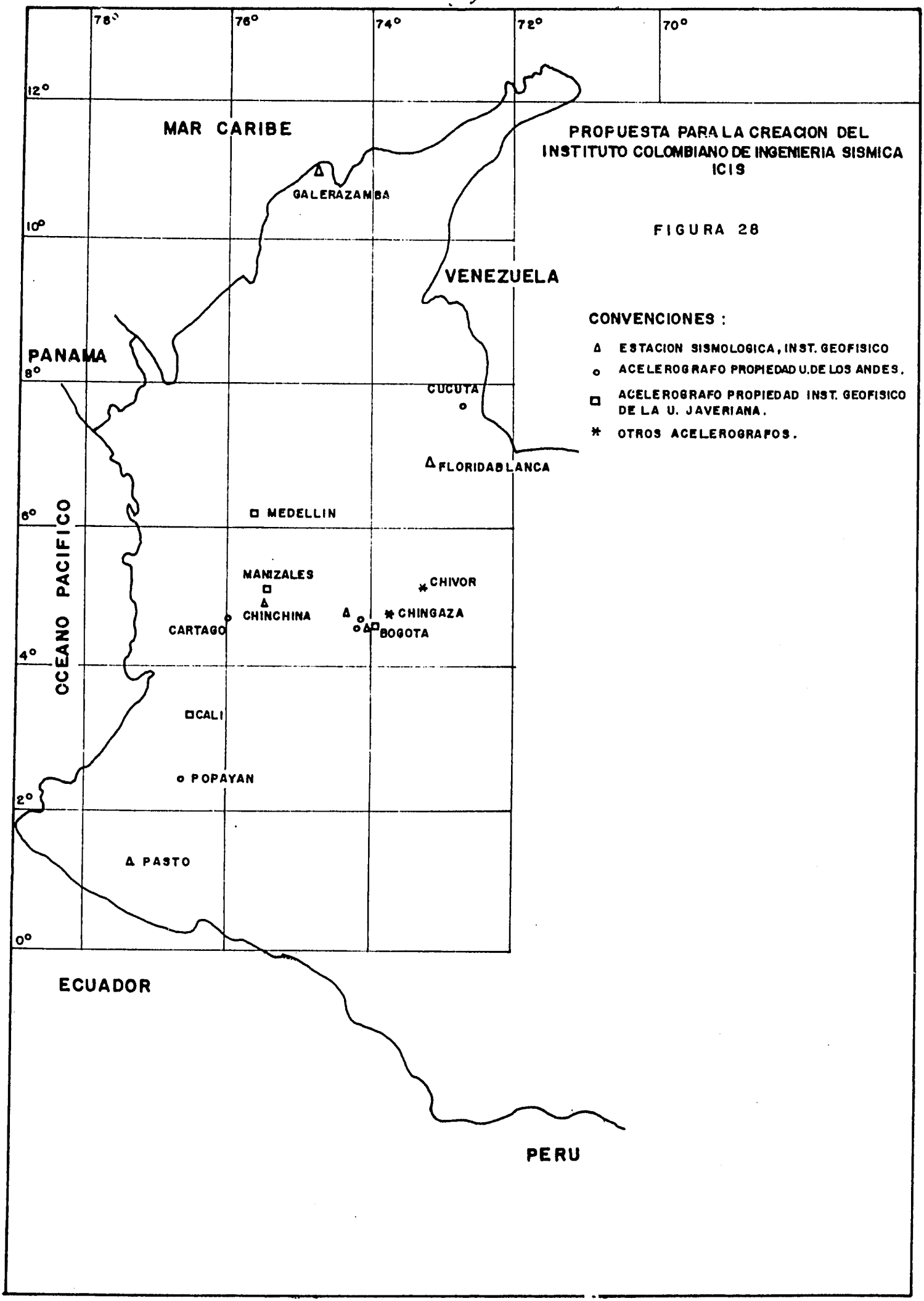
5.3 NECESIDADES DE LA RED SISMOLOGICA

La red de estaciones sismológicas actuales debe modernizarse y ampliarse no solo en número de estaciones, sino darle más apertura. En la actualidad este es un punto de amplia discusión en el país. La referencia (13) plantea las siguientes consideraciones sobre lo que debe ser la futura red sismológica nacional de Colombia; ante todo debe ser capaz de establecer patrones de actividad sísmica pre y posterremoto. Para esto, se plantea una red nacional básica de 17 estaciones de tres componentes como mínimo; esta red nacional , debía ir soportada por un conjunto de cinco redes regionales con un número de estaciones que están por establecerse, para la inmensa mayoría de las cuales sólo se requeriría un sensor y su equipo, para período corto.

Este ambicioso esquema permitiría a lo largo del tiempo ir haciendo los primeros estimativos lógicos en el campo de la predicción sísmica.

5.4 NECESIDADES DE LA RED DE ACELEROGRAFOS

No existe en Colombia una red de acelerógrafos; debe instalarse una cuyo objeto principal, a nivel nacional, sea conocer el movimiento fuerte y su atenuación. En un esfuerzo paralelo deben instrumentarse los edificios, pero este esfuerzo preferencialmente debería ser financiado por los usuarios, o inquilinos.



PROPUESTA PARA LA CREACION DEL INSTITUTO COLOMBIANO DE INGENIERIA SISMICA ICIS

FIGURA 28

La instalación de la red debe tener en cuenta las fuentes sismogénicas de mayor actividad con el fin de lograr, cuando ocurra un sismo de magnitud y posición focal apropiada, una serie de registros a diferentes distancias y en diferentes direcciones.

El análisis de un buen número de sismos así ubicados, permitirá conocer la variación del contenido frecuencial, la aceleración y la velocidad y el desplazamiento del medio transmisor en función de la distancia focal. De esta variación se lograrán establecer ecuaciones empíricas de la atenuación de estos parámetros; con estos datos, se lograrán hacer evaluaciones de los niveles de aceleración y la velocidad apropiados y calcular en forma más confiable las bases de la zonificación sísmica del país.

La referencia (13) estima que con 110 acelerógrafos rurales se logrará, en principio, el objetivo propuesto.

5.5 OPERACION DE LAS REDES SISMOLOGICAS Y DE ACELEROGRAFOS

El autor de este escrito está firmemente convencido de que la instrumentación, operación y mantenimiento de las redes de instrumentos mencionados debe ser una labor del estado colombiano.

El Instituto Geofísico de los Andes debe conservar su identidad y capacidad operativa y debe ser dotado de un presupuesto apropiado; en esta forma el Instituto Geofísico podrá cumplir una labor más acorde con las necesidades nacionales, las cuales se desarrollarían en forma armónica con las redes sismológicas y de acelerógrafos que se requieren para un mucho más amplio estudio de los sismos nacionales, tal como lo requiere el proceso de desarrollo del país.

La referencia (13) estima que se requieren del orden de dos millones de dólares para la adquisición de los equipos necesarios y la actualización de los existentes; además de esto, se requieren gastos de instalación y naturalmente dinero para la operación permanente.

6. CONCLUSIONES

El resumen aquí presentado permite concluir lo siguiente:

1. El problema sísmico ha sido descuidado en forma lamentable por los gobiernos colombianos; por fortuna la adopción del código sismorresistente muestra el inicio de un cambio de actitud que resultará positivo para la comunidad.

2. El catálogo sísmico colombiano es aceptablemente completo; desafortunadamente la confiabilidad de la información es apenas regular en promedio.

3. Las principales fuentes sismogénicas identificadas en la actualidad en el país son las siguientes: Zona de subducción y la zona de Benioff de la placa subducida; por otra parte, contribuyen a esta actividad las siguientes fallas geológicas: Utría, Atrato, Cauca, Romeral, Espíritu Santo, Sinú, Bolívar, Magdalena, Ibagué, Cucuana, Palestina, Nátaga, Iquira, Santa Marta-Bucaramanga, Frontal de la Cordillera Oriental y Suárez.

   Existe además una zona de lenta compresión en la costa norte del país. Existen otras fallas cuya actividad no se ha podido establecer; otras

actividades de menor dimensión que posiblemente hacen parte de sistemas de fallamiento principal.

4. La adopción del Código Colombiano de Construcciones Sismorresistentes , en el mes de junio de 1984, es un indudable paso de adelanto y representa un hito en la Ingeniería Civil Colombiana.

5. La instrumentación sismológica de Colombia es totalmente insuficiente en la actualidad y debe mejorarse para poder establecer patrones de actividad pre y posterremotos, así como para complementar los estudios de riesgo sísmico que seguirán haciéndose en el futuro.

6. La aguda escasez de acelerógrafos no ha permitido establecer ecuaciones propias y acordes con la geología regional para las aceleraciones máximas y atenuación de parámetros para el diseño.

7. Se requieren muchos más estudios geológicos en el país con el objeto de conocer mejor el proceso tectónico regional, las características de las fallas y el período de retorno de los grandes sismos.

7. RECOMENDACIONES

Las principales recomendaciones a quienes en alguna forma tengan poder decisorio en estos transcendentales aspectos son los siguientes:

1. Proceder de inmediato al estudio, adquisición, instalación y operación de las redes sismológicas y de acelerógrafos.

2. Proceder de inmediato a estudios integrados y coherentes de los principales sistemas de fallamiento del país.

3. Desarrollar los mecanismos para que el Código Colombiano de Construcciones Sismorresistentes se aplique tanto en el diseño como en la construcción.

4. Estimular el estudio de los problemas sísmicos del país en todos los programas de Ingeniería Civil y acercar más a los geólogos y geofísicos a los problemas prácticos que imponen los sismos sobre la vida y los bienes de la comunidad nacional.

REFERENCIAS CITADAS

(1) RAMIREZ, J. EMILIO
"Historia de los Terremotos en Colombia"
Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Bogotá 1975

(2) CABALLERO, J. MARIA
"Un Diario" - Particularidades de Santa Fé de Bogotá
Editorial Bedout, Medellín Colombia 1974

(3) FERRARO, ANTONIO
"Características de los Sismos Colombianos"
Proyecto de Grado Universidad de los Andes; Departamento Ingeniería Civil , 1983

(4) SARRIA, ALBERTO; BERNAL, CARLOS; ECHEVERRY, DIEGO
"Estudio Preliminar del Riesgo Sísmico en Colombia con Base en Curvas de Isoaceleración"
Segundo Seminario Colombiano de Geotecnia; Bogotá, Colombia, 1980

(5) SARRIA, ALBERTO
"Ingeniería Sísmica"
Editado por la Universidad de los Andes, Bogotá, Colombia, 1982

(6) LONSDALE, PETER
"Ecuadorian Subduction System"
The American Association of Petroleum Geologists Bulletin
Volumen 62 , Diciembre de 1978

(7) PENNINGTON, WAYNE A.
"La Subducción de la Cuencia Oriental de Panamá y la Sismotectónica del Noroeste de Sur América"
Proyectos Nariño II y III; Instituto Geofísico de los Andes Colombianos; Bogotá, Colombia 1981 .

(8) ALVAREZ, A.J.
"Datos informe Base Naval"

(9) IRVING, EARL M.
"Evolución Estructural de los Andes"
Instituto Nacional Geológico y Minero, Ingeominas Boletín Geológico 1972.

(10) ESPINOSA, AUGUSTO
"La Micro Placa de Macondo en Colombia"
Segundo Coloquio Colombo-Venezolano de Ingeniería Sísmica; Cúcuta, Colombia, 1983

(11) AGGARWAL, YASH
"Límites de la Placa Caribe"
Segundo Coloquio Colombiano-Venezolano de Ingeniería Sísmica; Cúcuta Colombia, 1983.

(12) DER KIUREGHIAN, A.
"A line Source Model For Seismic Risk Analisys"
University of Illinois, October 1975, Structural Series No. 419

(13) SARRIA, ALBERTO
"Propuesta al Gobierno Nacional Para la Creación del Instituto Colombiano de Ingeniería Sísmica - ICIS"
Presentado al Banco Central Hipotecario en septiembre de 1983.

RIESGO SISMICO DEL PERU

Lucía Casaverde M. *
Julio Vargas N. *

RESUMEN

Se presenta un análisis probabilístico de riesgo sísmico para el Perú, que considera una relación de atenuación de la Intensidad, con variación azimutal. Los parámetros que definen la variación de atenuación con la dirección horizontal también varían según la latitud, de acuerdo a las características tectónicas y geológicas del Perú.

El ajuste de estas relaciones de atenuación de la Intensidad está basado en la recopilación de los trabajos sobre terremotos históricos peruanos que incluyen distribución de Isosistas. De esta manera se logra resultados más realistas que los reportados en estudios anteriores por los mismos autores.

SEISMIC RISK IN PERU

ABSTRACT

A probablistic analysis of seismic risk in Peru is presented. It considers a relationship between attenuation and intensity with the azimuth as a variable. The parameters that define the change in attenuation with horizontal direction also vary with latitude and with regard to the tectonic and geologic characteristics of Peru.

The adjustment of these relations of attenuation with intensity is based on the compilation of information of historical earthquakes in Peru which have a distribution of isoseismal lines. Thus one obtains more realistic results than those reported in previous work by the same authors.

---

* Profesores del Departamento de Ingeniería ,
PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATOLICA DEL PERU.

1. ANTECEDENTES

Los estudios probabilísticos de riesgo sísmico en el Perú se iniciaron el año 1978. Desde ese entonces se han ido refinando las características estadísticas de las fuentes y perfeccionando los métodos utilizados, para disminuir las incertidumbres asociadas a este tipo de análisis.

Como es muy conocido, la mayor fuente de incertidumbre está ligada a la relación de atenuación del movimiento del suelo con la distancia, ya sea éste expresado en términos de aceleración máxima, velocidad máxima, intensidad (M.M.), etc.

Estudios de sensibilidad hechos en el país (Ref. 1) y en otros países (Refs. 2 y 3) demuestran claramente la importancia de una buena definición de la relación de atenuación.

Desafortunadamente, por la carencia de información instrumental, los análisis de riesgo sísmico realizados para cada país o región, utilizan por lo general una sola curva de atenuación, sin diferenciación por zonas ni por direcciones de radiación.

2. OBJETIVO

El objetivo central de este trabajo es lograr un análisis de riesgo sísmico para el Perú, algo más realista, que utilice relaciones de atenuación que sean función de la dirección de radiación considerada.

La simple observación de las isosistas de terremotos peruanos ocurridos en el pasado, que no son circulares, indican una clara tendencia de diferenciación de atenuaciones según la dirección considerada, ver Figura 1. En efecto, normalmente las isosistas tienden a ser alargadas en el sentido paralelo a la falla que ocasiona el movimiento. Esto en el Perú significa que si las fallas más importantes para la estimación del riesgo sísmico son aproximadamente paralelas a la costa, la atenuación transversal será mayor que la paralela a la misma.

El presente trabajo ha elegido como parámetro un estudio a la Intensidad Mercalli Modificada por las siguientes razones:

- La información que permite deducir leyes de atenuación no circulares o con variación azimutal, es basada en las isosistas propias de estudios de distribución de Intensidades MM apreciadas en el terreno.

- Aunque se reconocen ciertas inconsistencias y falta de precisión en la Escala de Mercalli, la información resultante está directamente ligada al daño estructural y es aceptado como una buena medida de la severidad sísmica para usos de Ingeniería.

- El uso de otros parámetros como la aceleración máxima, no constituye una buena medida del movimiento esperado, ni del daño estructural, como ha quedado establecido (Ref. 4).

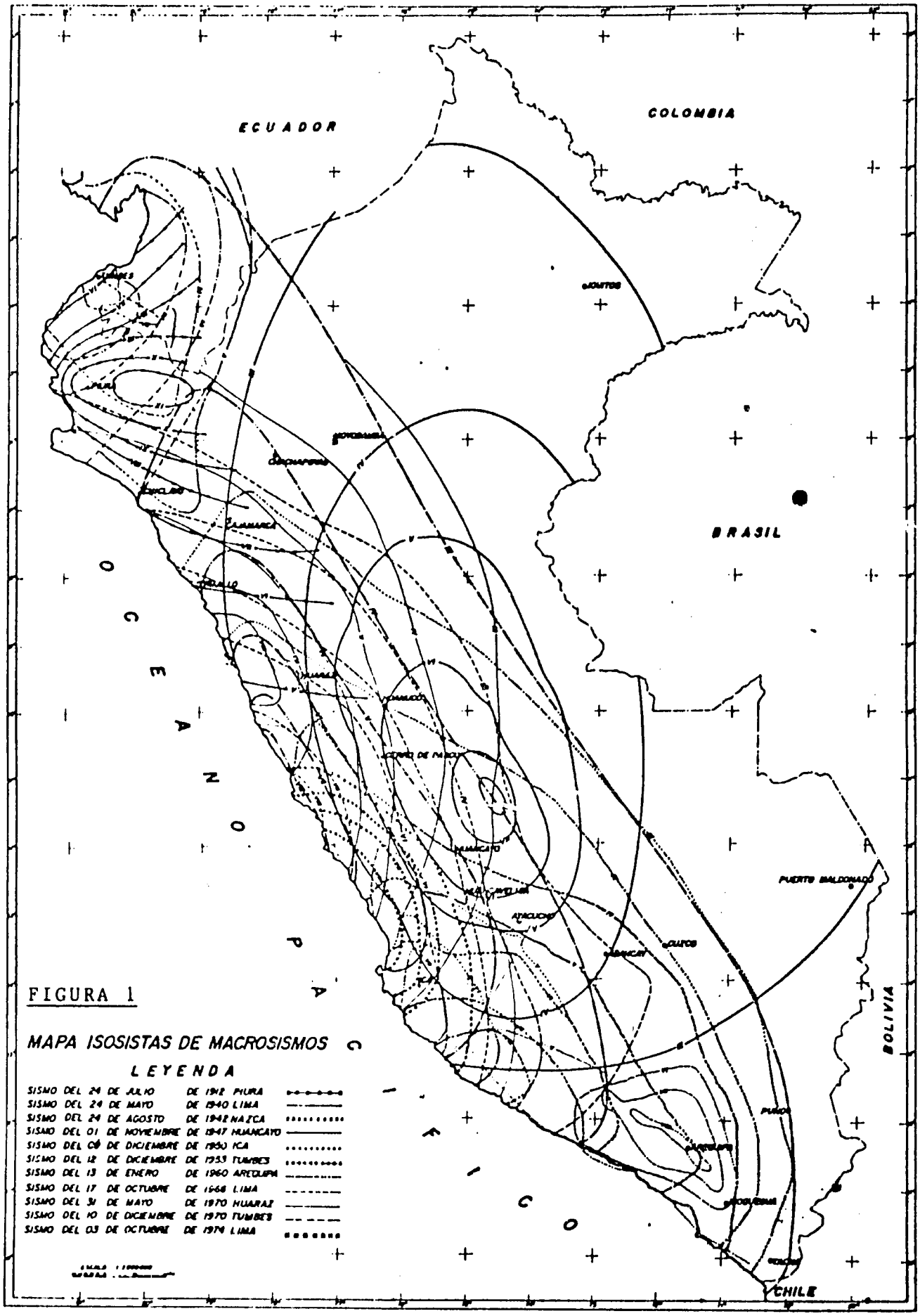


FIGURA 1

MAPA ISOSISTAS DE MACROSISMOS

3. DESCRIPCION DEL METODO EMPLEADO

El presente trabajo utiliza básicamente las mismas herramientas empleadas para el estudio de la Ref. 5 y que en general son propias de un análisis de riesgo sísmico probabilístico en términos de Intensidades.

Sin embargo, se referirán todas aquellas nuevas tareas que han permitido afinar el análisis.

Una vez recopilados más de veinte estudios que presentan distribución de isosistas asociadas a diferentes sismos peruanos, se les clasificó por su ubicación geográfica y por su relación con las diferentes provincias sismogénicas definidas en estudios anteriores.

Aunque en el futuro pueda refinarse el proceso, por razones de simplicidad en este trabajo, se adoptó una hipótesis fundamental: la forma de las isosistas es elíptica y concéntrica con el epicentro.

Los parámetros de dichas familias de elipses varían de acuerdo a tres zonas en el país: Norte, Centro y Sur. Estas zonas, que dividen transversalmente al Perú, fueron delineadas en virtud de la variación de buzamiento de Benioff, que coinciden con accidentes de la estructura geológica muy importante (deflexiones de Cajamarca y Abancay). ver Figuras 2,3,4 y 5.

Los ejes principales de las familias de elipses en cada una de las tres zonas, tienen diferentes relaciones por cociente y son paralelos o perpendiculares -ejes mayor y menor- a segmentos paralelos a la costa cuyos ángulos con relación al norte son 26°, 28° y 52.5°, respectivamente (nor-oeste). Dichas relaciones entre los ejes mayor (2a) y menor (2b), fueron definidas en 1.632, 2.411 y 1.69 para cada una de dicha zonas (las desviaciones estándar fueron 0.20, 0.45 y 0.32 respectivamente).

Paralelamente, en cada zona se realizó un estudio para definir la expresión de la atenuación de Intensidades (M.M.) con la distancia, en los sentidos paralelo y perpendicular a la costa. Luego de analizar la correlación de las curvas ajustadas, se decidió por trabajar con las leyes de atenuación perpendiculares a la costa, pues éstas tenían mejores correlaciones (75, 91 y 77% vs. 65, 68 y 67% de las paralelas a la costa).

Adicionalmente, la decisión de trabajar con las leyes de atenuación transversal, permite una comparación directa con las leyes de atenuación de aceleraciones máximas determinadas en estudios anteriores, en base a datos instrumentales, especialmente en la zona central del país.

Una vez definida la ley de atenuación perpendicular a la costa y definida la relación entre los ejes elípticos mayor y menor, para cada zona , quedan automáticamente definidas no sólo las leyes de atenuación paralelas a la costa, sino en cualquier otra dirección azimutal que se desee, a través de la relación elíptica adoptada para las isosistas.

Las leyes de atenuación fijadas para cada zona son:

Norte $I = 10.501 + M - 2.112 \ln (b + 25)$

Centro $I = 8.032 + M - 2.043 \ln (b + 25)$

Sur $I = 9.322 + M - 2.298 \ln (b + 25)$

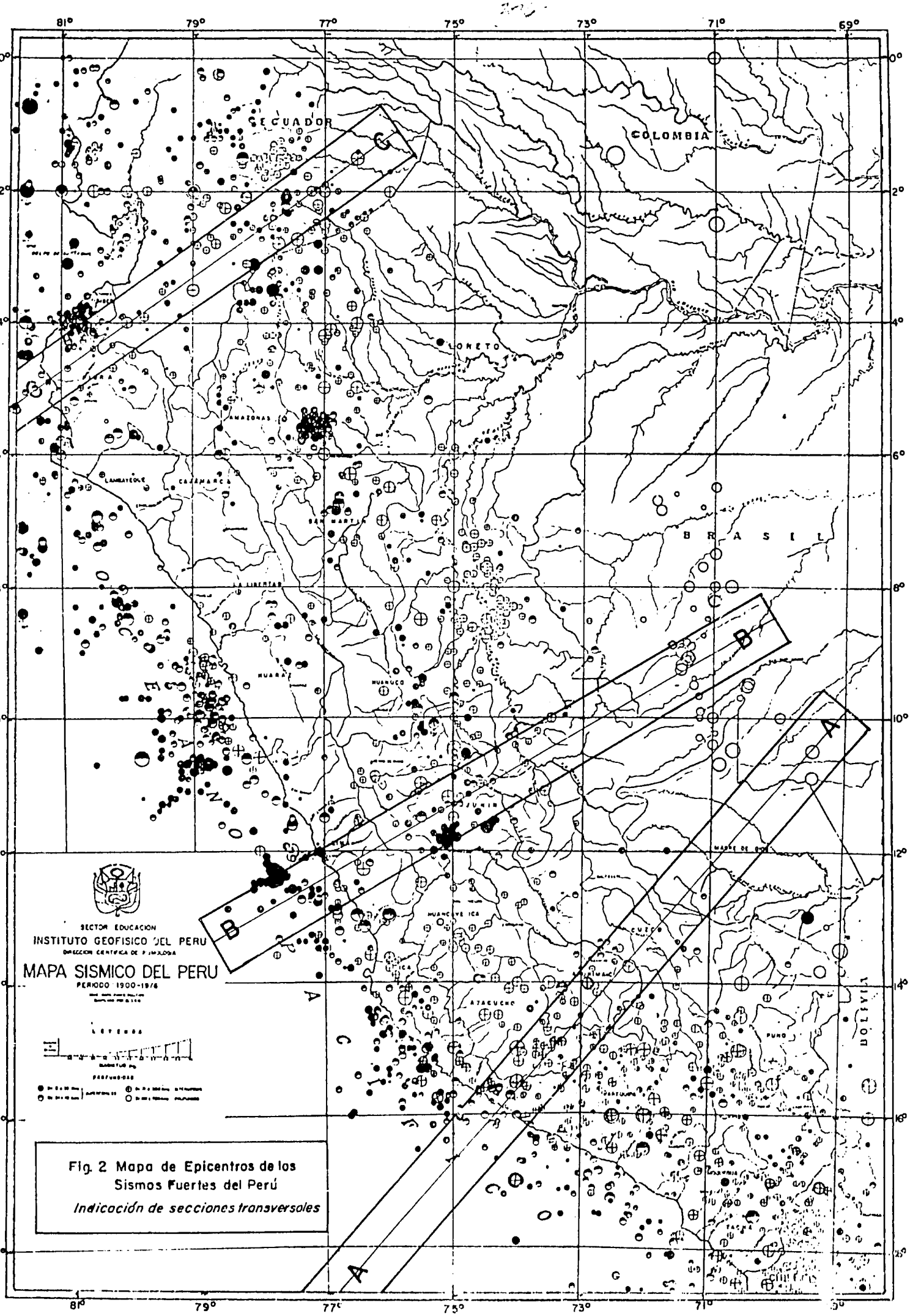


Fig. 2 Mapa de Epicentros de los Sismos Fuertes del Perú

Indicación de secciones transversales

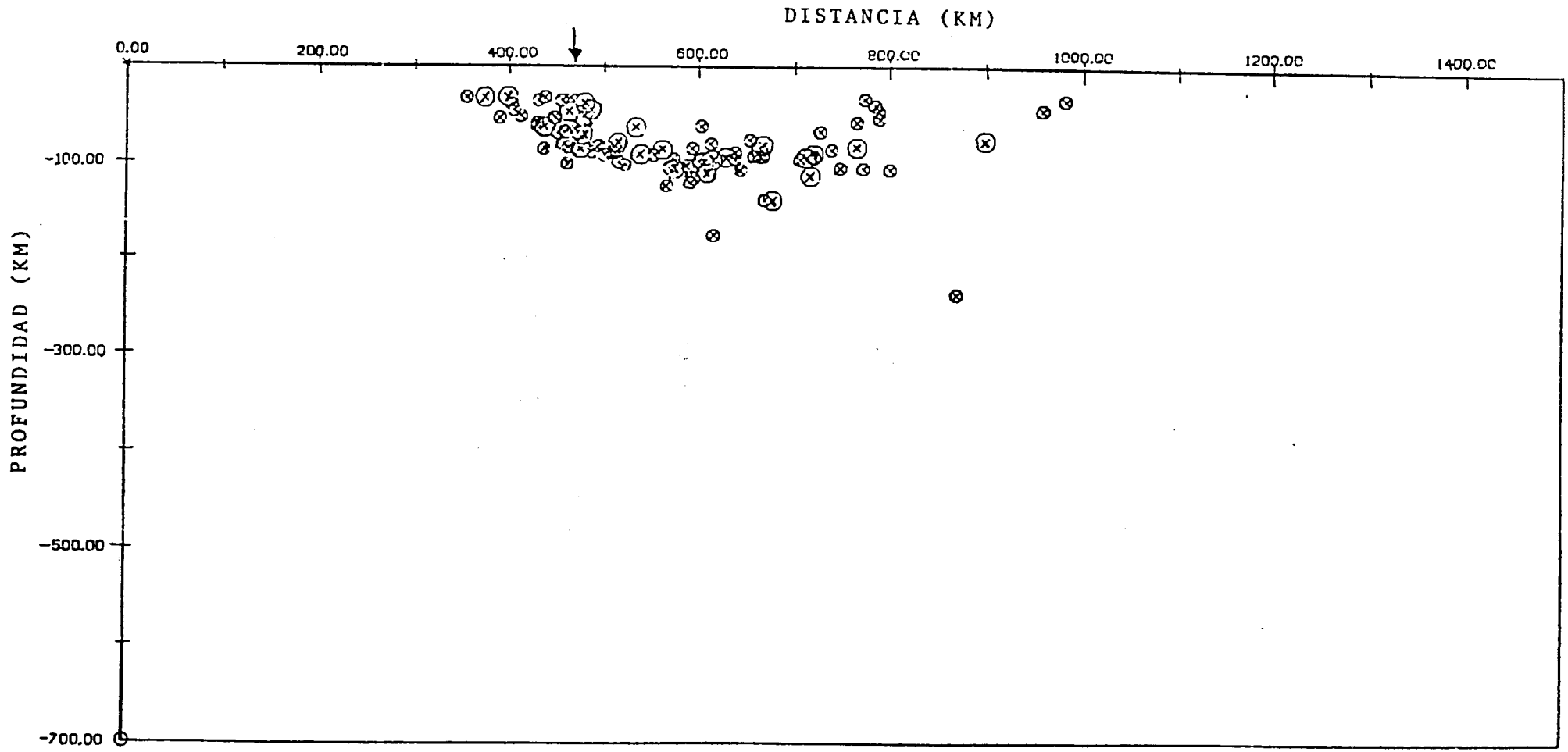


FIGURA 3 SECCION A

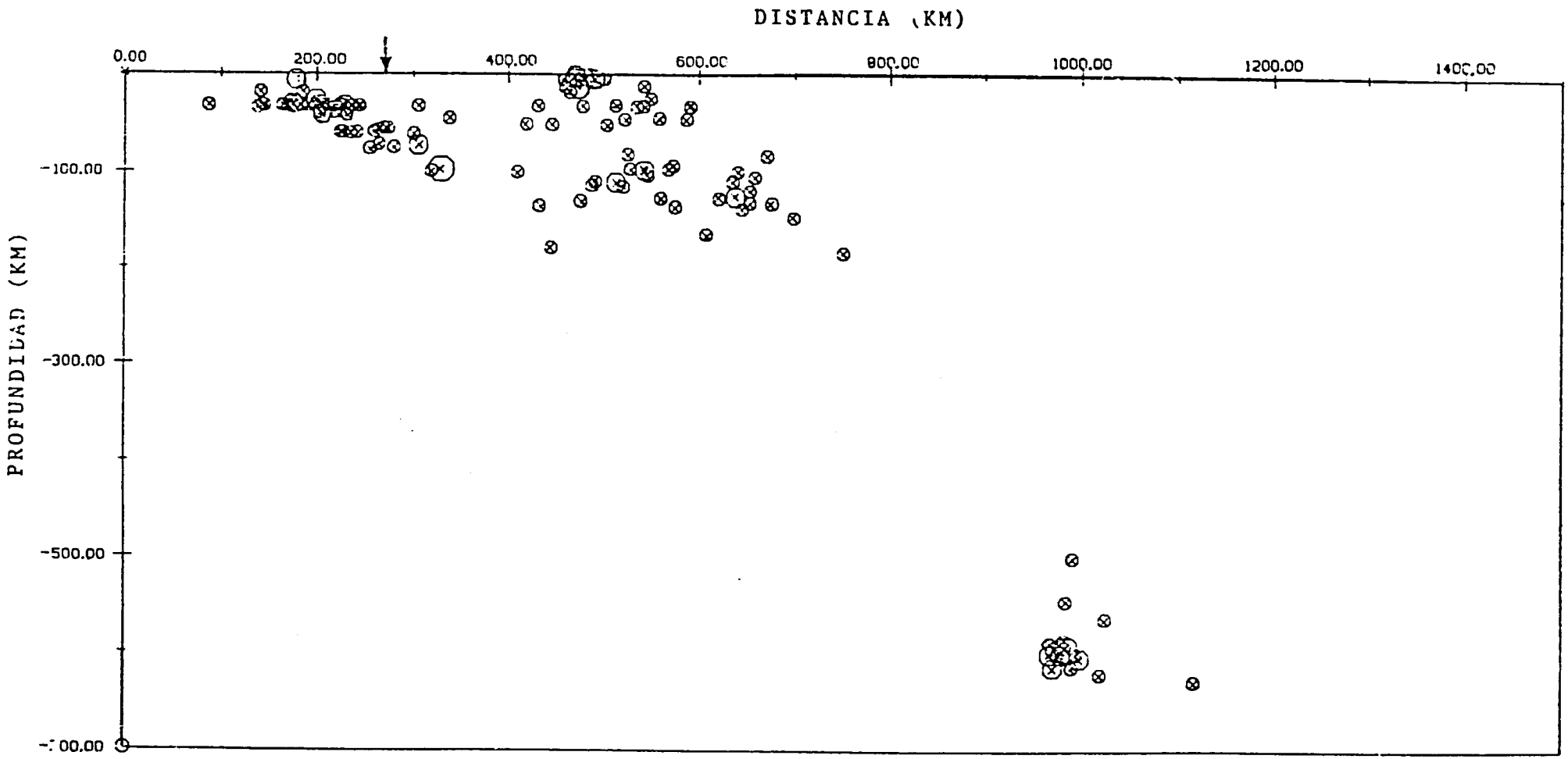


FIGURA 4 SECCION B

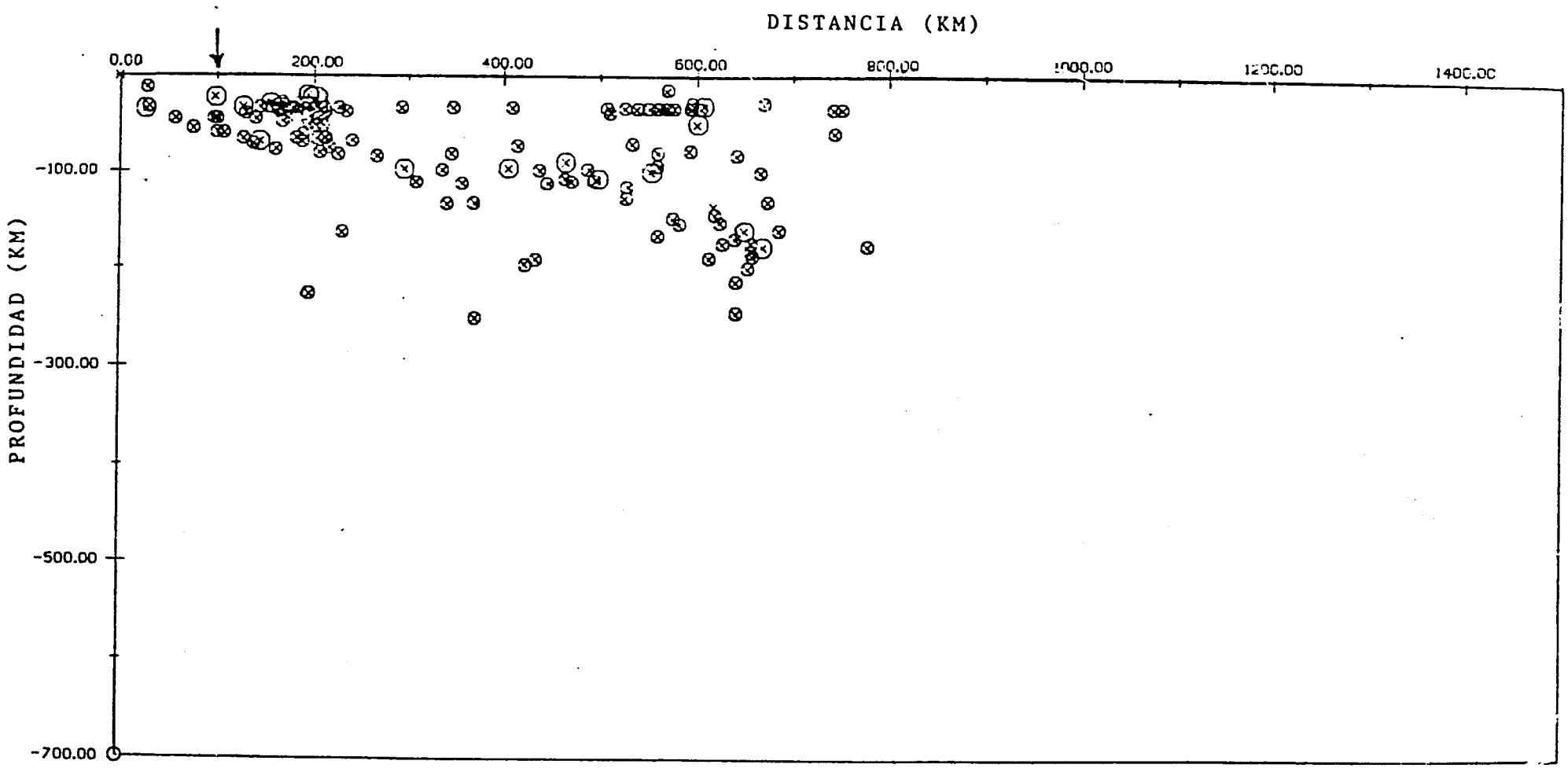


FIGURA 5 SECCION C

donde b es el semieje elíptico menor o la distancia entre el epicentro y el punto de interés ubicado sobre una perpendicular a la costa.

En las Figuras 6, 7 y 8 se presentan las curvas de atenuación de la Intensidad con la distancia, aislando la dependencia con la magnitud, para las zonas norte, centro y sur.

En las Figuras 9, 10 y 11 se presentan las curvas de atenuación de la Intensidad, considerando las diferentes magnitudes de los sismos.

Naturalmente, el presente trabajo significó una modificación del programa automático de Robin McGuire (Ref. 6), para poder incluir la variación elíptica azimutal descrita. Con la ayuda de este programa se calculó luego la Intensidad (M.M.) esperada para cada punto y para cada período de retorno elegido.

La retícula de puntos de interés para el presente estudio fue de 1/4 de grado en cada dirección.

4. RESULTADOS

En las Figuras 12, 13 y 14 se presentan las distribuciones de la Intensidad Mercalli Modificada asociadas a períodos de retorno de 30, 50 y 100 años.

Como se puede apreciar y estaba previsto, en general bajan las Intensidades (M.M.) con relación al estudio de la Ref. (5) hecho con distribuciones de tipo circular y no elíptico.

Debe notarse que en estos nuevos mapas se observa más claramente la influencia de la zona de Moyobamba sobre la zona costera norte del Perú.

En general, se observa una mayor actividad sísmica en el norte, que no coincide con la apreciación general sobre dicha área.

En las Figuras 15 y 16 se presentan dos croquis que representan un dato estadístico simple: El número de temblores con Magnitud mayor que 4.2. Ellas corroboran que principalmente en los sismos superficiales y también en los intermedios, la actividad del norte es importante y debe ser tomada en su correcta dimensión.

Los mapas presentados pretenden constituir un aporte para fines de zonificación, complementados por otros estudios estadísticos realizados para el Perú.

La técnica presentada, puede ser mejorada en estudios futuros, clasificando los sismos en un mayor número de familias, de acuerdo a tipos de mecanismos de falla, trayectoria, etc., para cada una de las cuales se podrá asignar parámetros de radiación elíptica más ajustados a la realidad.

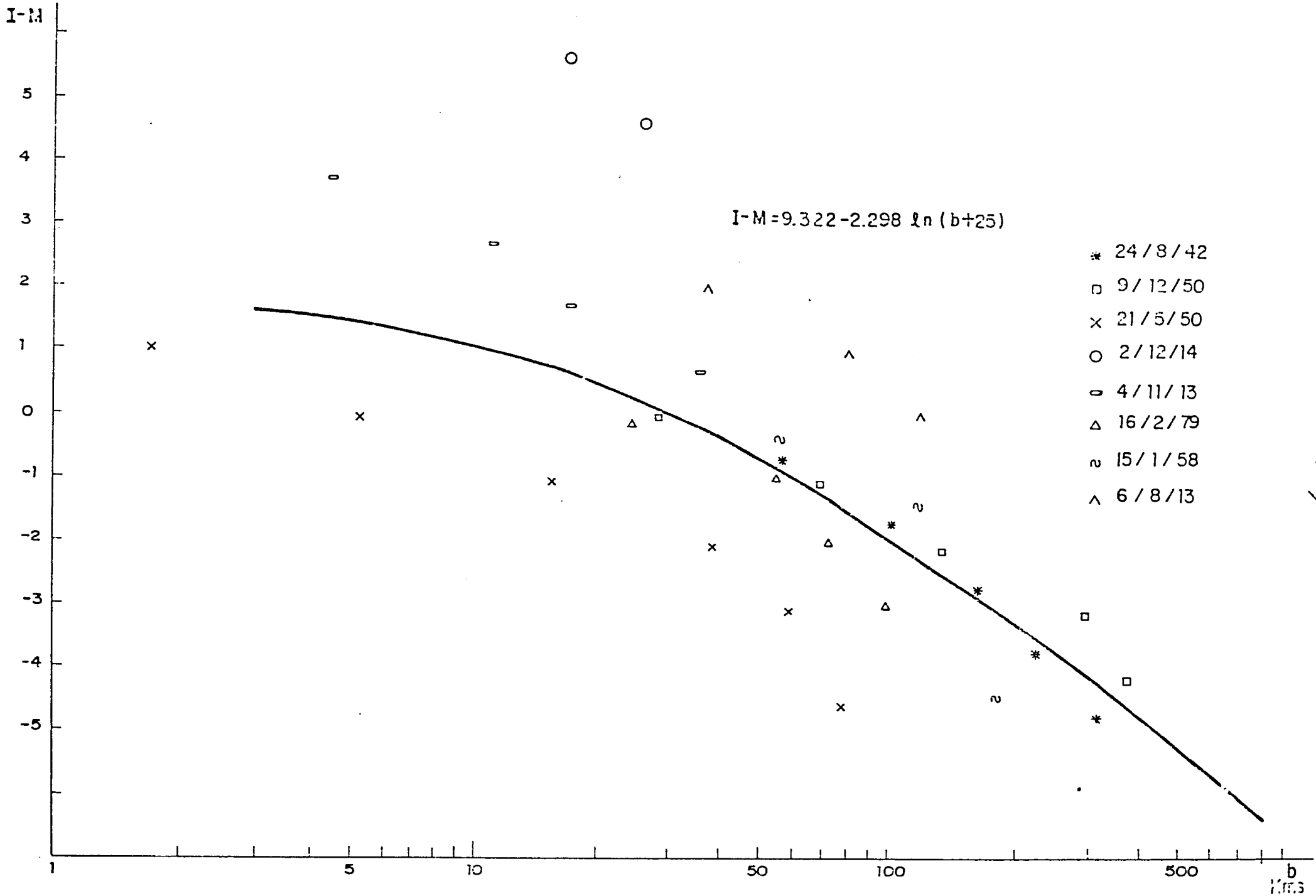


FIG. 6 - ATENUACION DE LA INTENSIDAD - ZONA SUR DEL PERU

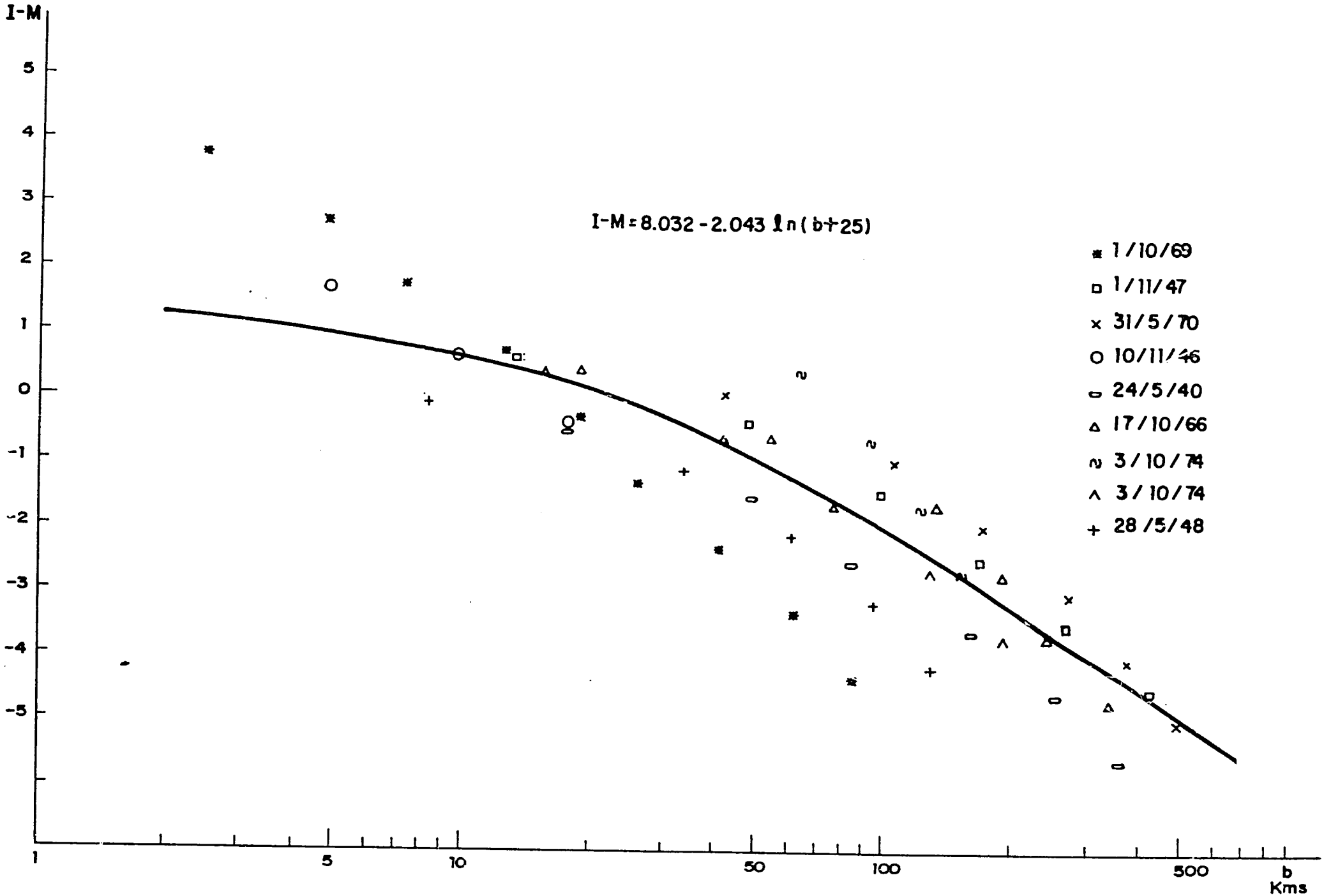


FIG. 7- ATENUACION DE LA INTENSIDAD - ZONA CENTRO DEL PERU

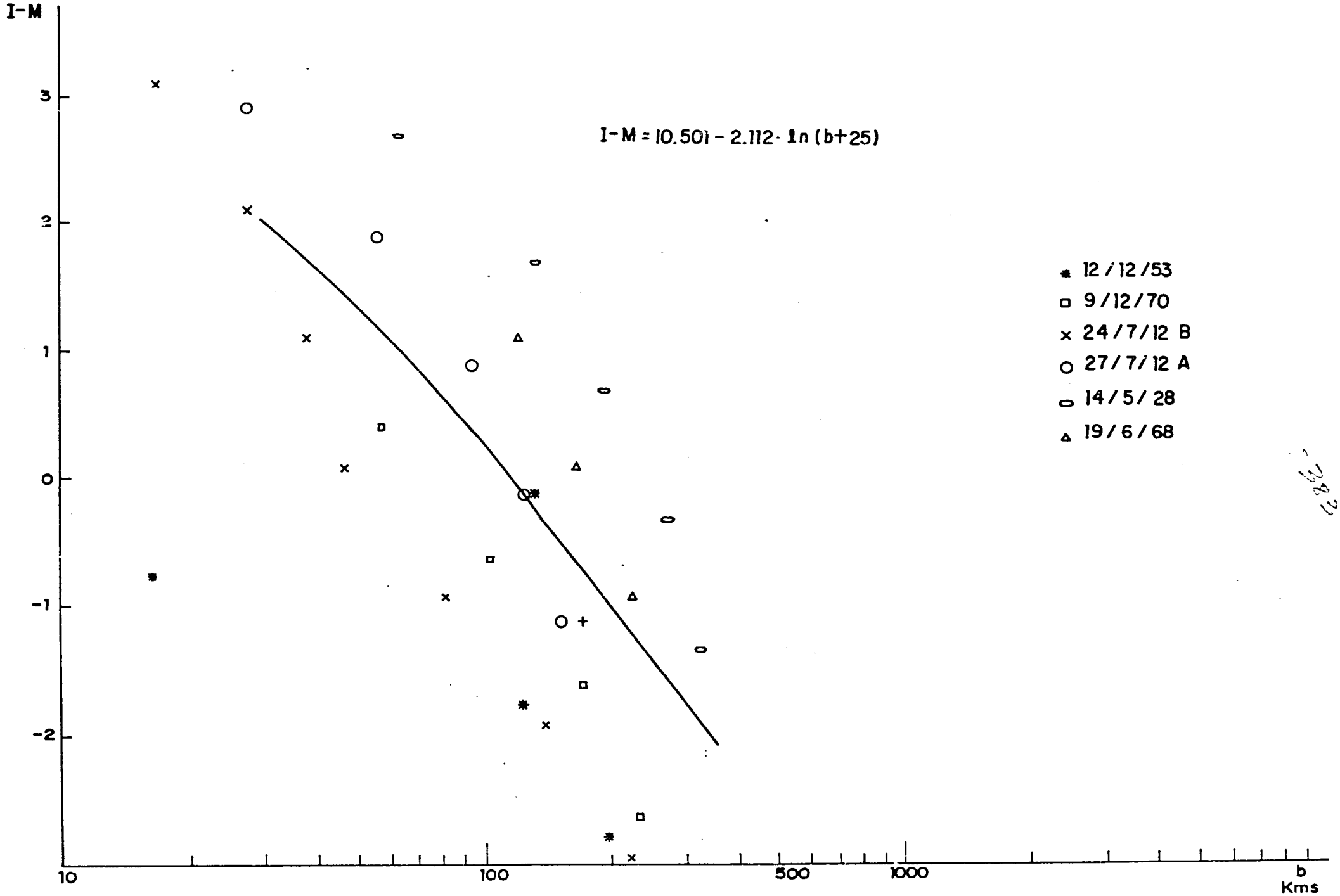


FIG. 8 - ATENUACION DE LA INTENSIDAD - ZONA NORTE DEL PERU

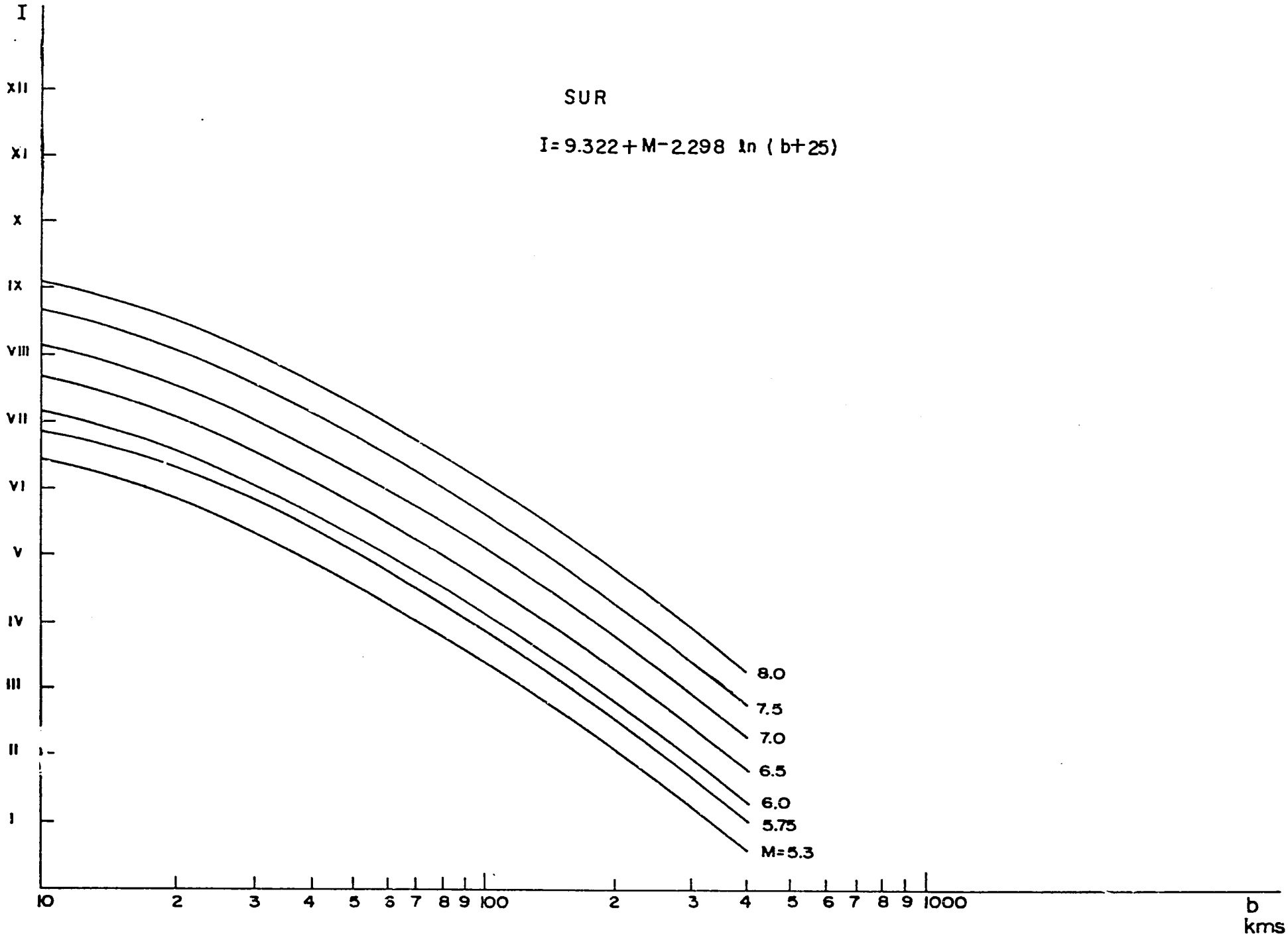


FIG. 9.- ATENUACION DE LA INTENSIDAD, DEPENDIENTE DE LA MAGNITUD

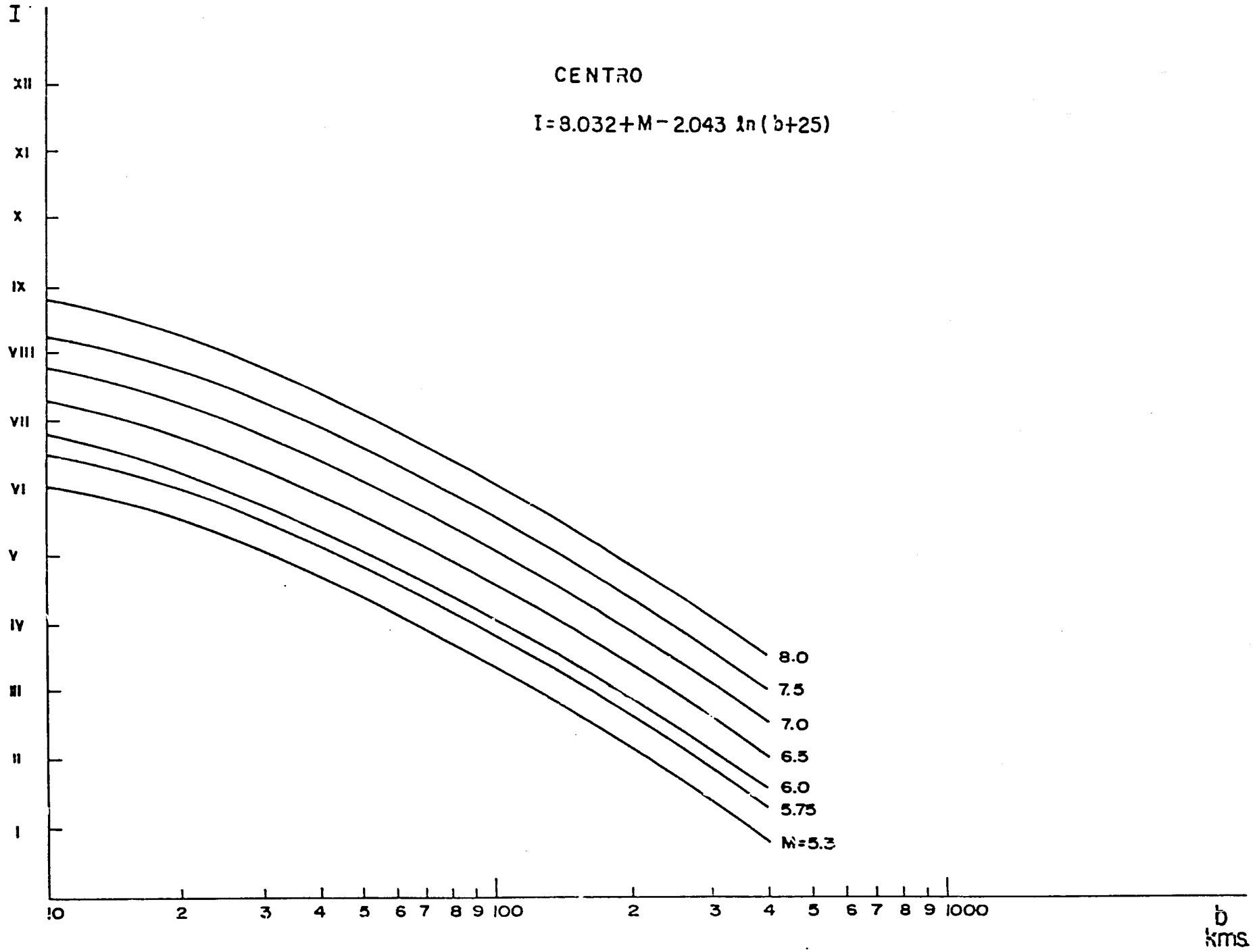


FIG. 10.- ATENUACION DE LA INTENSIDAD, DEPENDIENTE DE LA MAGNITUD

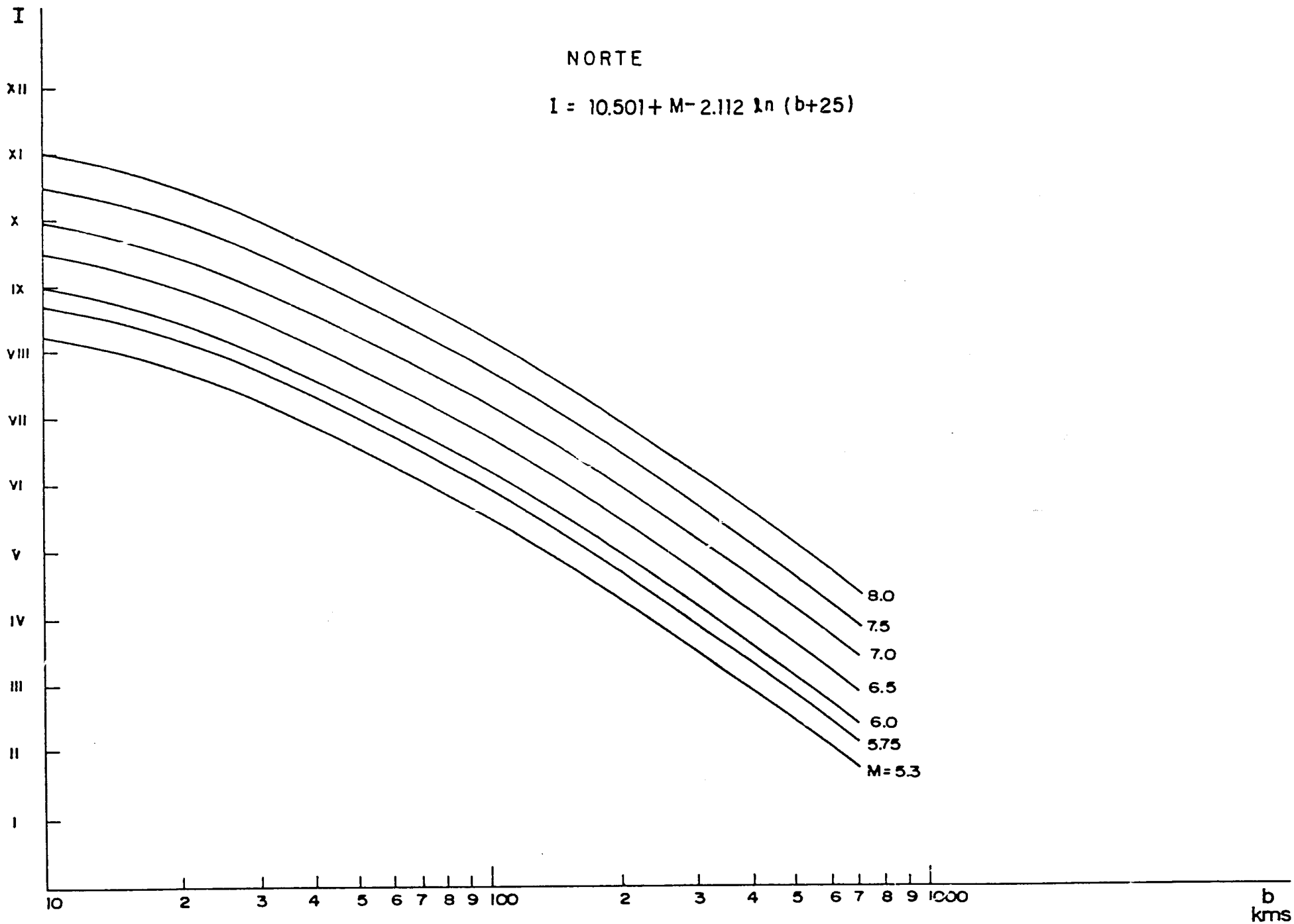


FIG. 11- ATENUACION DE LA INTENSIDAD, DEPENDIENTE DE LA MAGNITUD

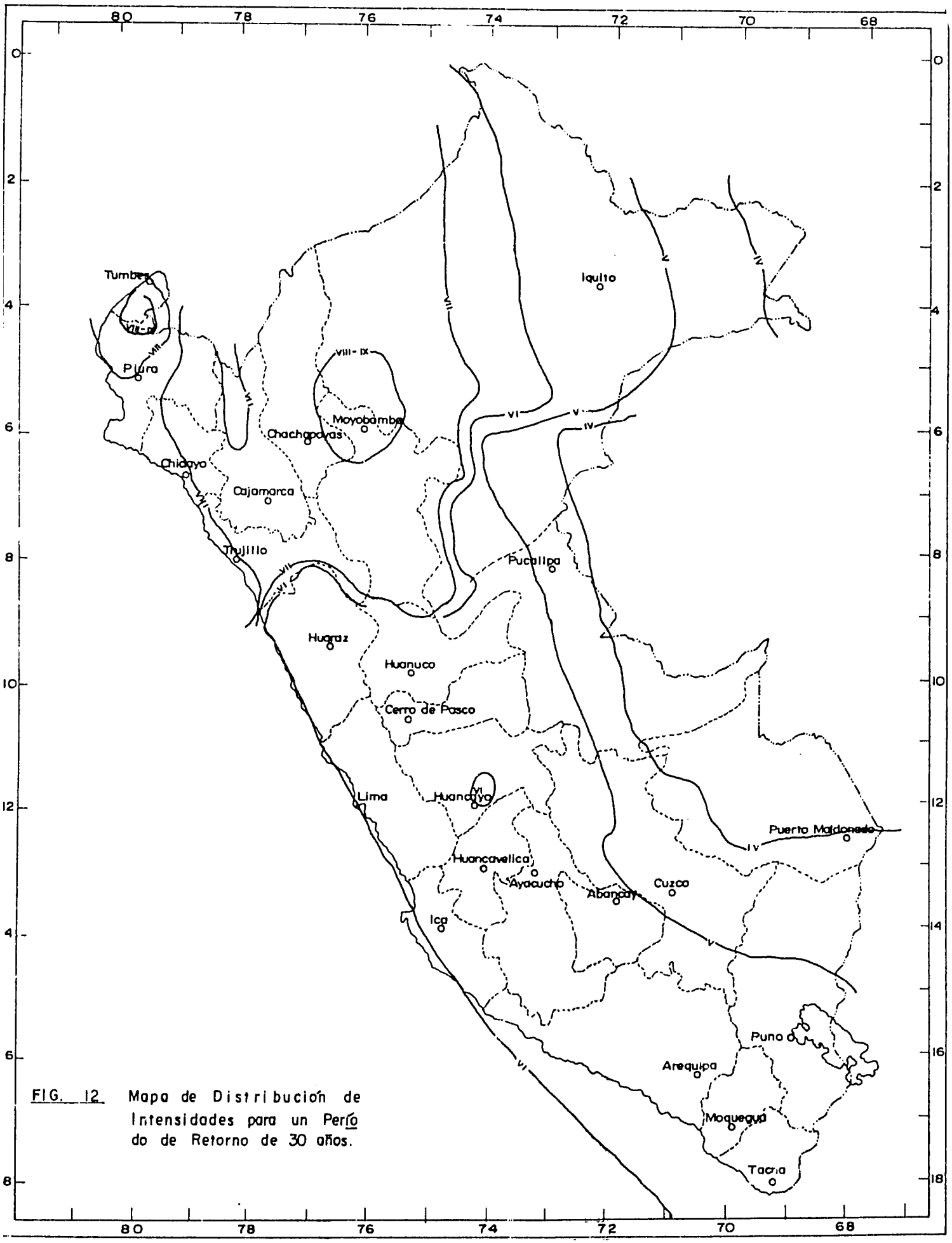


FIG. 12 Mapa de Distribución de Intensidades para un Período de Retorno de 30 años.

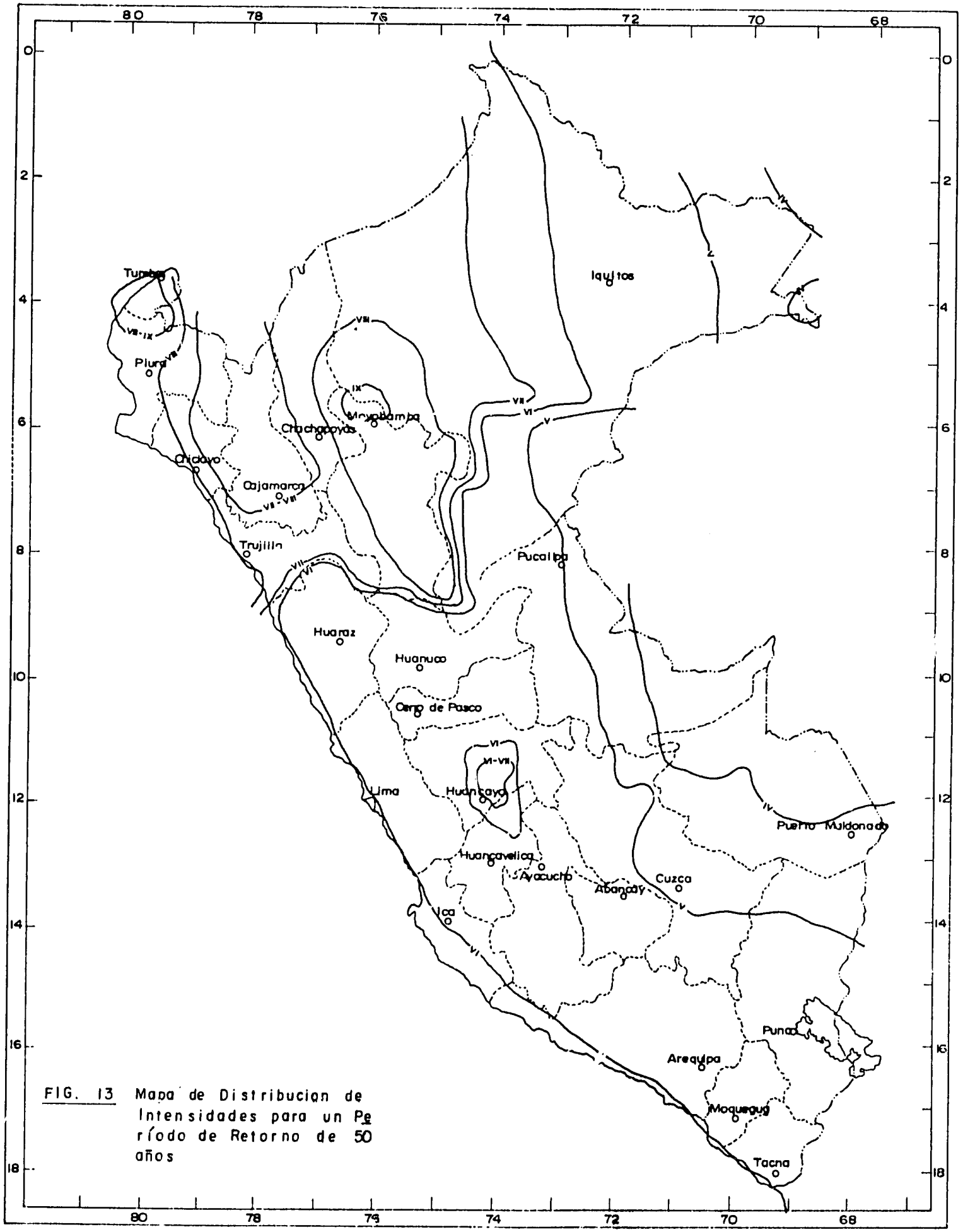


FIG. 13 Mapa de Distribucion de Intensidades para un Período de Retorno de 50 años

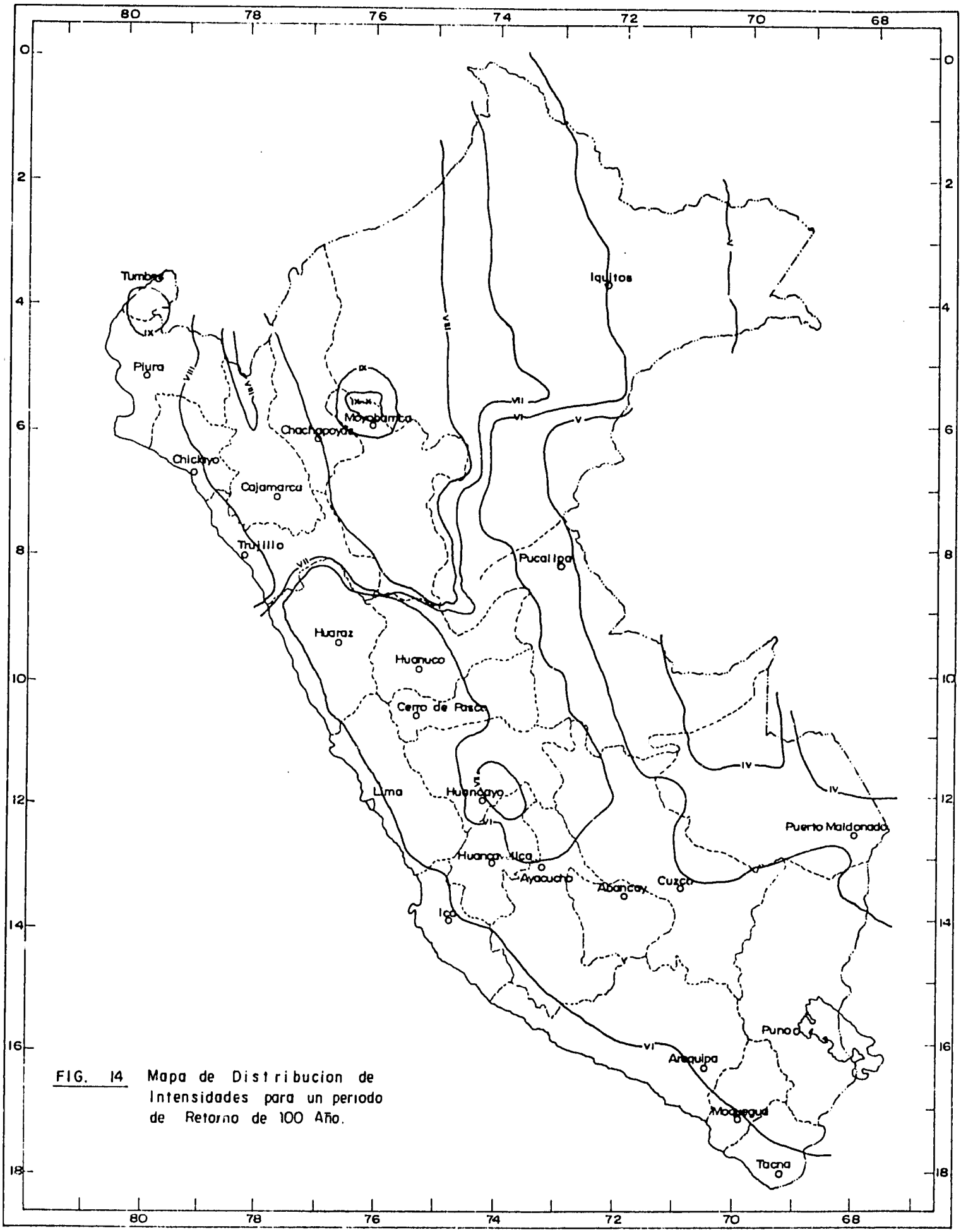


FIG. 14 Mapa de Distribucion de Intensidades para un periodo de Retorno de 100 Año.

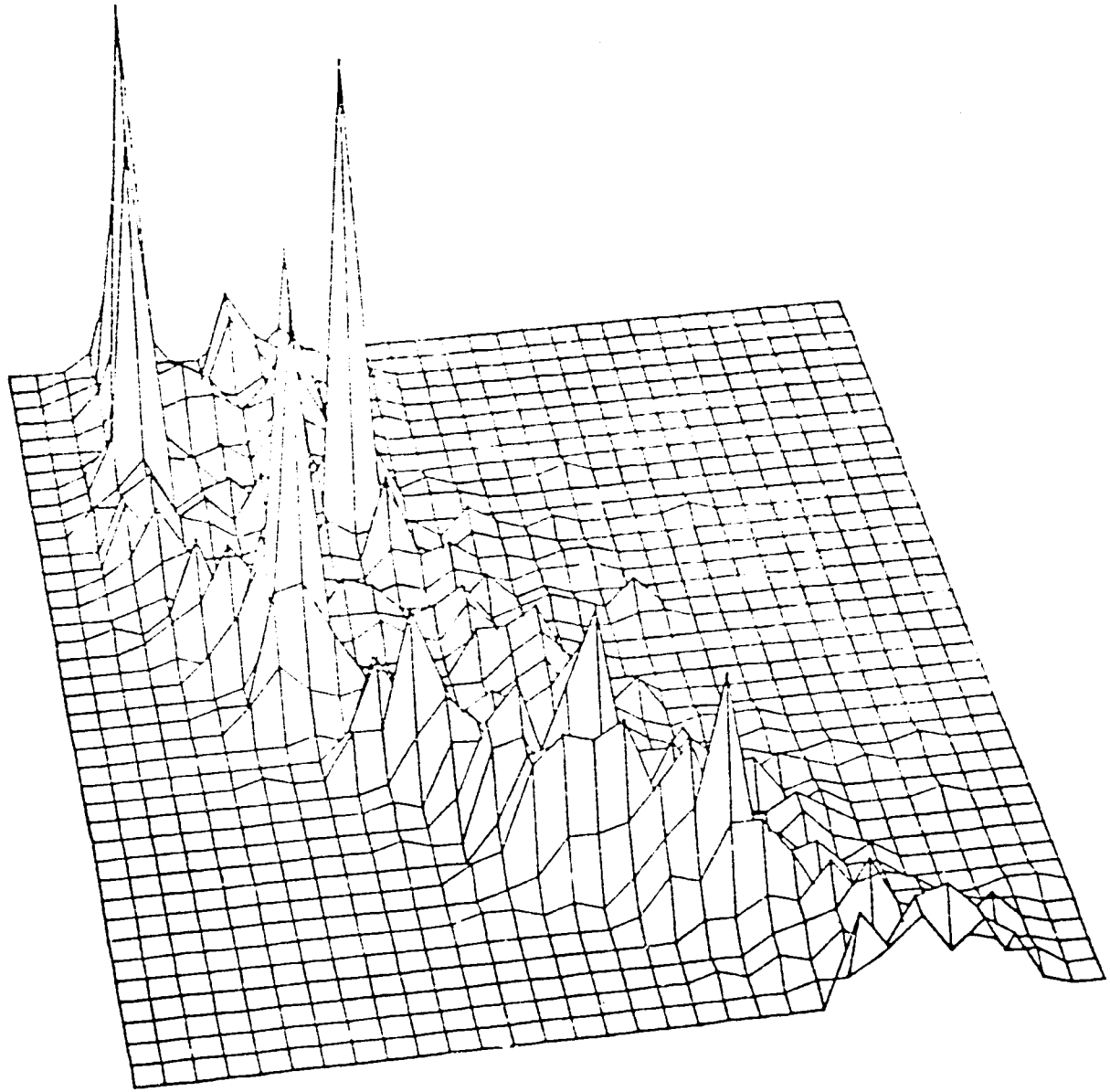


FIGURA 15 NUMERO DE SISMO SUPERFICIALES (M_s > 4.2) EN EL PERU

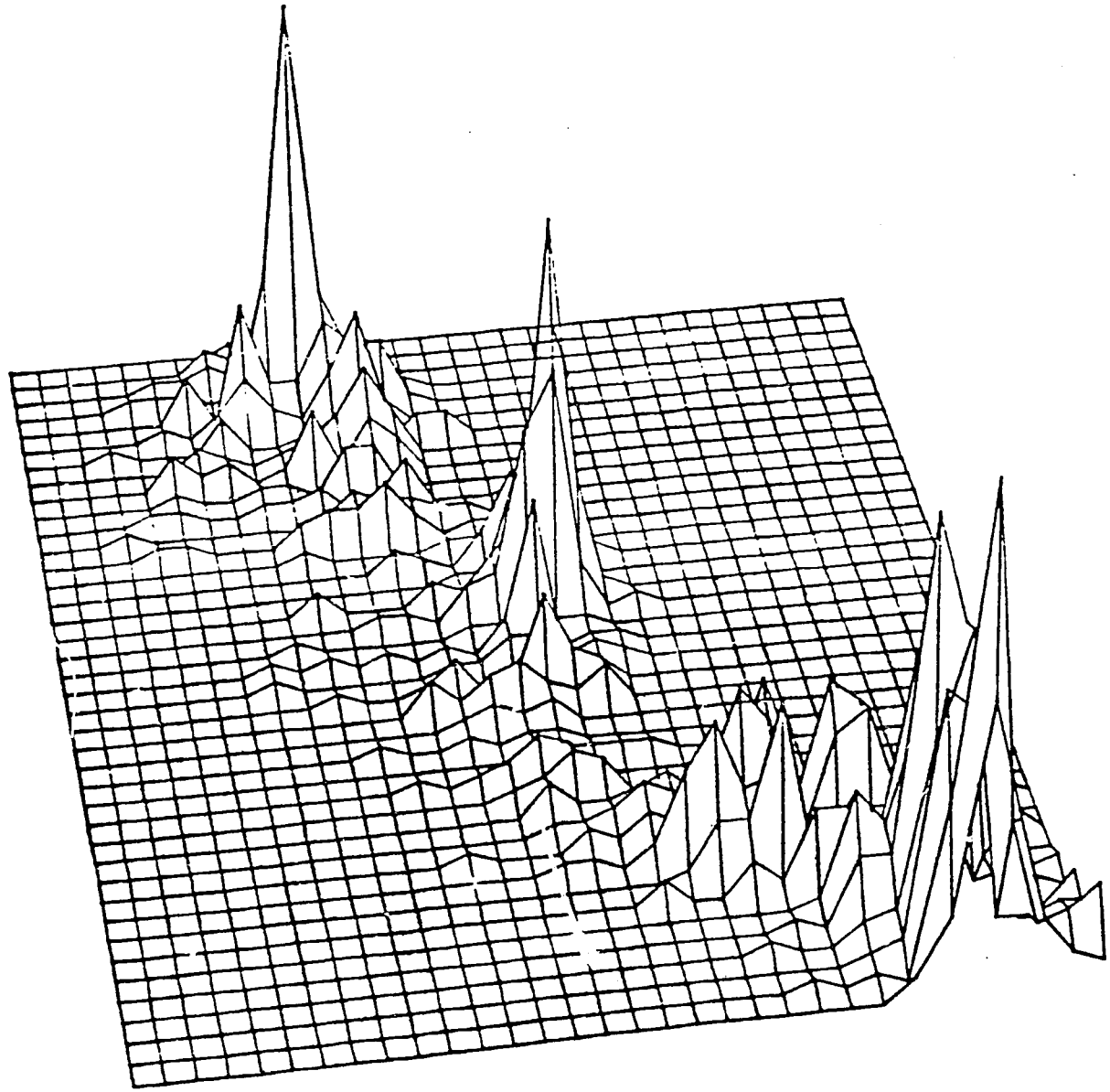


FIGURA 16 NUMERO DE SISMOS INTERMEDIOS (M_s > 4.2) EN EL PERU

RECONOCIMIENTO

Los autores desean expresar su agradecimiento al Centro Regional de Sismología para Sudamérica (CERESIS) y a la Pontificia Universidad Católica del Perú, quienes financiaron el presente trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

1. Estudio de Incertidumbre en el Análisis de Riesgo Sísmico de Lima. Tesis Bachiller. Juan Benavides. Asesores: J. Vargas, L. Casaverde, 1979.

2. A. General Procedure for Estimating Earthquake Ground Motions. W.W. Hays, 1978.

3. Uncertainties in Seismic Risk Procedures. N.C. Donovan, A. Bornstein, Journal of the Geotechnical Engineering Division, July 1978.

4. Earthquake Accelerogram Destructiviness Potential Factor. R. Araya, R. Saragoni. Civil Engineering Department. Universidad de Chile, 1982.

5. Mapa de Distribución Probabilística de Intensidades del Perú. L. Casaverde, J. Vargas, Pontificia Universidad Católica del Perú, 1982.

6. Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis. R.K. McGuire, U.S.G.S., 1976.

"MAPA DE DISTRIBUCION PROBABILISTICA DE INTENSIDADES DEL PERU"

Ing. Lucía Casaverde Méndez *
Ing. Julio Vargas Neumann *

RESUMEN

La protección contra el peligro sísmico es importante para el país por las implicancias económicas y sociales que origina un terremoto.

El presente estudio tiene por finalidad proporcionar información sobre la sismicidad de las distintas regiones del Perú en términos probabilísticos de Riesgo Sísmico, por su gran utilidad en la ingeniería.

Como una primera fase del Proyecto SISRA se toma como base de este estudio la información instrumental disponible de los eventos sísmicos registrados.

Se ha determinado así una relación de Atenuación de la energía sísmica en términos de Intensidades (IMI) y actualizado las relaciones de recurrencia hasta el año 1980. Para el cálculo del Riesgo Sísmico se utilizó un programa automático de la U.S. Geological Survey y como resultados de este análisis se presentan Mapas probabilísticos en términos de Intensidades para el Perú para tres períodos de retorno (30, 50, 100 años).

MAP OF PROBABILISTIC DISTRIBUTION OF INTENSITIES FOR PERU

ABSTRACT

Protection against seismic hazard is important to the country because of the economic and social implications that are due to an earthquake. This paper has as its objective to provide information concerning the seismicity of the various regions in Peru in probabilistic terms of seismic risk, because of its great usefulness to engineering.

As a first phase of Project SISRA the available instrumental information of seismic events recorded is used as a basis for this study.

A relation for attenuation of seismic energy in terms of intensities (IMI) is determinated as well as an updating of the relations for recurrence through 1980. In order to estimate the seismic risk, the automatic program of the U.S. Geological Survey is used and, as a result, probabilistic maps, in terms of intensities, are obtained for Peru for three different return periods of 30, 50 and 100 years.

---

* Departamento de Ingeniería, Pontificia Universidad Católica del Perú.

Antecedentes

A pesar del progreso alcanzado en la sismología instrumental, la escala de intensidad continúa jugando un importante rol. Los terremotos anteriores a 1900 y un considerable número de sismos posteriores se han clasificado sólo en base de intensidades. Las observaciones macro sísmicas continúan siendo la manera más sencilla para determinar la distribución superficial de los efectos de los terremotos, si no se cuenta con una red densa de instrumentos de movimientos fuertes. No obstante, en todas las aplicaciones se desea enfatizar que el concepto de intensidad es cualitativo y por tanto su valor es limitado.

Para el caso del Perú, se cuenta con un estudio basado en la información macrosísmica que se tiene desde 1582 obteniéndose así un mapa de distribución de los movimientos destructores (1). También se ha elaborado un mapa de zonificación sísmica en base a intensidades calculadas mediante ecuaciones empíricas obtenidas de las observaciones de varios sismos en diferentes áreas básicas de 1/4 de grado (2).

En los últimos años, se han introducido en el Perú las técnicas probabilísticas para la estimación del Riesgo Sísmico. En la Pontificia Universidad Católica del Perú se han realizado estudios que definieron la distribución esperada de los parámetros de aceleración, velocidad y desplazamiento a lo largo del territorio (3 y 4) utilizando como base las tecnologías desarrolladas en Estados Unidos a través de Cornell, R.K. McGuire, etc.

Ultimamente dentro del Proyecto "Protección Sísmica Andina" (PROSISAN) financiada por la Organización de los Estados Americanos, el Dr. Leonidas Ocola (Instituto Geofísico del Perú) viene trabajando un mapa de distribución de intensidades con técnicas semejantes.

Trabajos recientes realizados en la región (5), revelan la baja relación que tienen los parámetros de aceleración, velocidad y desplazamiento con la destructividad de los sismos. Se define el concepto de Potencia Destructiva asociado con la intensidad de Arias y el número de cortes que la señal sísmica muestra durante el movimiento principal. Se logra al fin correlacionar la destructividad de los terremotos con un factor paramétrico proveniente de los registros de los terremotos.

En un intento de acercamiento hacia la definición de la distribución sísmica con fines de uso en Ingeniería de Diseño, se presenta en este trabajo un análisis de Riesgo Sísmico para el Perú, utilizando la distribución de las intensidades (MMI) en el país.

Ajustes de una Nueva Curva de Atenuación

Los datos sísmicos instrumentales que se conocen para el caso peruano son muy escasos. Sin embargo, en base a ellos es posible relacionar los parámetros de intensidad sísmica (MMI), magnitud y distancia hipotentral.

Un ajuste por regresión múltiple de dichos datos utilizando una expresión polinómica, permite determinar la expresión:

$$I = 5.972 + 1.00756\ M - 1.26\ \ln\ (R + 25)$$

La Figura 1 muestra la relación de atenuación de la intensidad ajustada a los datos que sirvieron de base para obtenerla.

La pendiente de atenuación que muestra esta expresión (ver Figura 2) resulta consistente con las curvas de atenuación con la distancia deducidas en base a algunos trabajos realizados por el Dr. Enrique Silgado en base a curvas isosistas de sismos peruanos. La Figura 3, muestra la verificación de la pendiente seleccionada.

Se desechó la idea de utilizar expresiones en función de la intensidad epicentral, debido a que en el caso peruano los datos de base más instrumentalizada provienen de sismos cuyos focos se encuentran bajo el océano.

Dos inconvenientes se reconocen para la utilización de los datos del presente estudio y son: la incertidumbre e inconsistencia reconocida en la escala de intensidad de Mercalli Modificada y la limitación de contar con una sola ley de atenuación de intensidades para todo el país, aún cuando ésta haya sido ajustada tan solo con datos de sismos ubicados fuera del continente y registrados en la costa. La escala de MSK tampoco es una alternativa viable, por cuanto tiene las mismas desventajas que la escala de MMI.

Queda por realizar complementariamente estudios tendientes al ajuste de otras leyes de atenuación en base a las curvas isosistas de terremotos pasados, asociadas a las diferentes regiones sísmicas del país, a pesar de que se conoce de antemano la fuerte incertidumbre que poseen los resultados que utilizan este tipo de banco de datos.

Análisis de Riesgo Sísmico en Términos de Intensidades

La teoría del Riesgo Sísmico está basada, en su forma más elemental, en el Teorema de la Probabilidad Total (6):

$$P\{A\} = \int P\{A/m\ y\ r\}\ f_M\ (m)\ f_R\ (r)\ dm\ dr$$

En este caso A representa el evento cuyo valor específico de Intensidad (MMI), pueda ser excedido en el lugar de interés durante un terremoto. Las variables m y r representan magnitud y distancia hipocentral.

Utilizando todos los datos geológicos, tectónicos y sísmicos disponibles se determinaron las fuentes sísmicas y sus parámetros correspondientes.

Las 27 fuentes sismogénicas utilizadas en el presente estudio son las ya definidas en estudios anteriores (4). (Figuras 4 y 5).

El catálogo de datos se extendió hasta el año 1980. Se recalcularon estadísticamente los parámetros de la tasa de actividad sísmica (ν_{mo}) y de recurrencia (b) (3, 4, 7, 8) para dos períodos: uno anterior y otro posterior a 1963. Como se puede apreciar en la Tabla N° 1, los valores de "b" encontrados para las fuentes sísmicas son consistentes con valores reportados en

TABLA No. 1

Fuente No.	M_{bl}	Tasa Anual para M_{bl}	Tasa Anual para $M_S \geq 5$	Tasa Anual Observada para $M_S \geq 5$*	Tasa Anual Observada para $M_S \geq 5$**	b	Magnitud Máxima M_S	Profundidad (Km.)
1	4.3	4.97	0.50	0.229	0.44	0.712	7.38	10.50
2	4.7	10.75	1.285	0.170	1.10	0.987	7.6	10-50
3	4.7	4.32	0.25	0.31	0.22	1.241	8.6	10-50
4	4.2	4.02	0.25	0.03	0.07	0.82	7.10	10-50
5	4.2	9.29	0.615	0.40	0.59	0.835	7.5	70-110
6	4.4	1.097	0.07	0.03	-	0.916	7.3	5-55
7	4.4	7.315	0.704	0.51	0.44	0.88	7.0	70-110
8	4.3	1.024	0.07	0.03	0.07	0.965	7.4	5-55
9	4.6	1.46	0.15	0.37	0.33	0.94	5.6	5
10	4.2	6.0	0.32	0.31	0.51	0.76	7.0	70-110
11	4.4	3.80	0.13	0.17	0.15	1.086	7.25	5-55
12	4.2	1.61	0.013	0.09		1.21	6.5	70-110
13	4.2	1.39	0.0624	0.03	-	0.762	7.0	5-55
14	4.4	6.36	0.39	-	0.22	0.987	7.1	5
15	4.2	1.244	0.022	0.06	-	1.26	6.9	70-110
16	4.4	2.49	0.071	0.29	0.073	1.20	7.8	5-55
17	4.0	7.10	0.353	0.114	0.293	0.742	7.3	5-55
18	4.0	12.58	0.95	0.371	0.805	0.67	7.9	70-110
19	4.3	4.755	0.24	-	0.15	0.94	7.5	5
20	4.1	3.0	0.17	0.06	0.0732	0.690	7.3	5-55
21	4.3	7.0	0.565	0.257	0.512	0.83	6.75	70-110
22	4.6	1.61	0.32	0.63	0.293	0.61	7.5	525-660
23	4.2	8.44	0.03	0.23	0.07	0.80	7.1	5-55
24							7.0	70-110
25							7.5	525-660
26	5.0	4.25	1.10	1.09	4.13***	1.03	7.75	10-50
27	5.1	10	1.609	2.54	10.25***	1.40	8.0	70-110

* 1913-1962
*** 1963-1978
*** 1963-1970

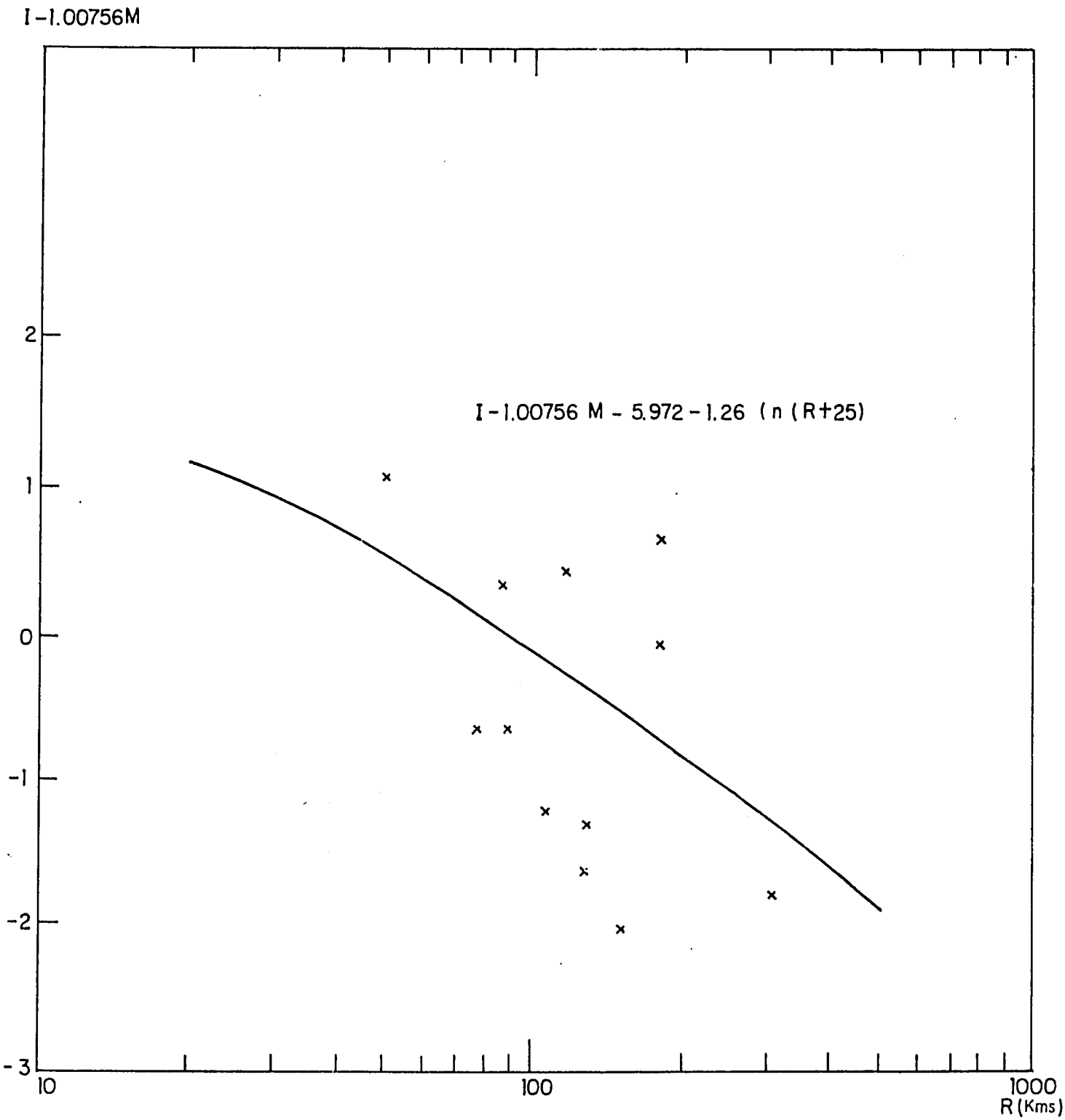


FIG. 1.-Variación de la Intensidad con la Distancia Hipocentral

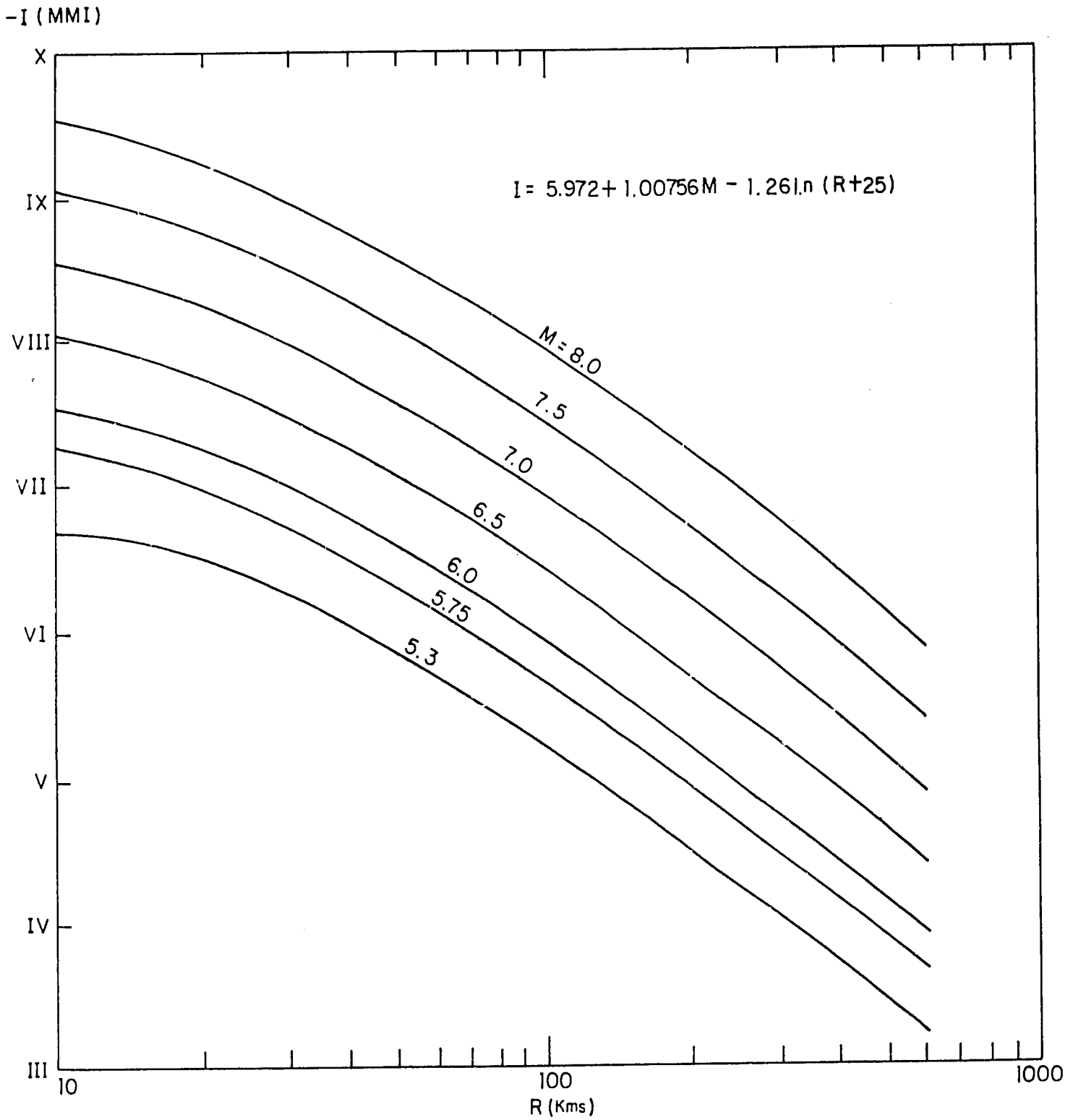


FIG. 2.- Atenuación de la Intensidad (MMI) según el nivel de magnitud de los Sismos (M_S)

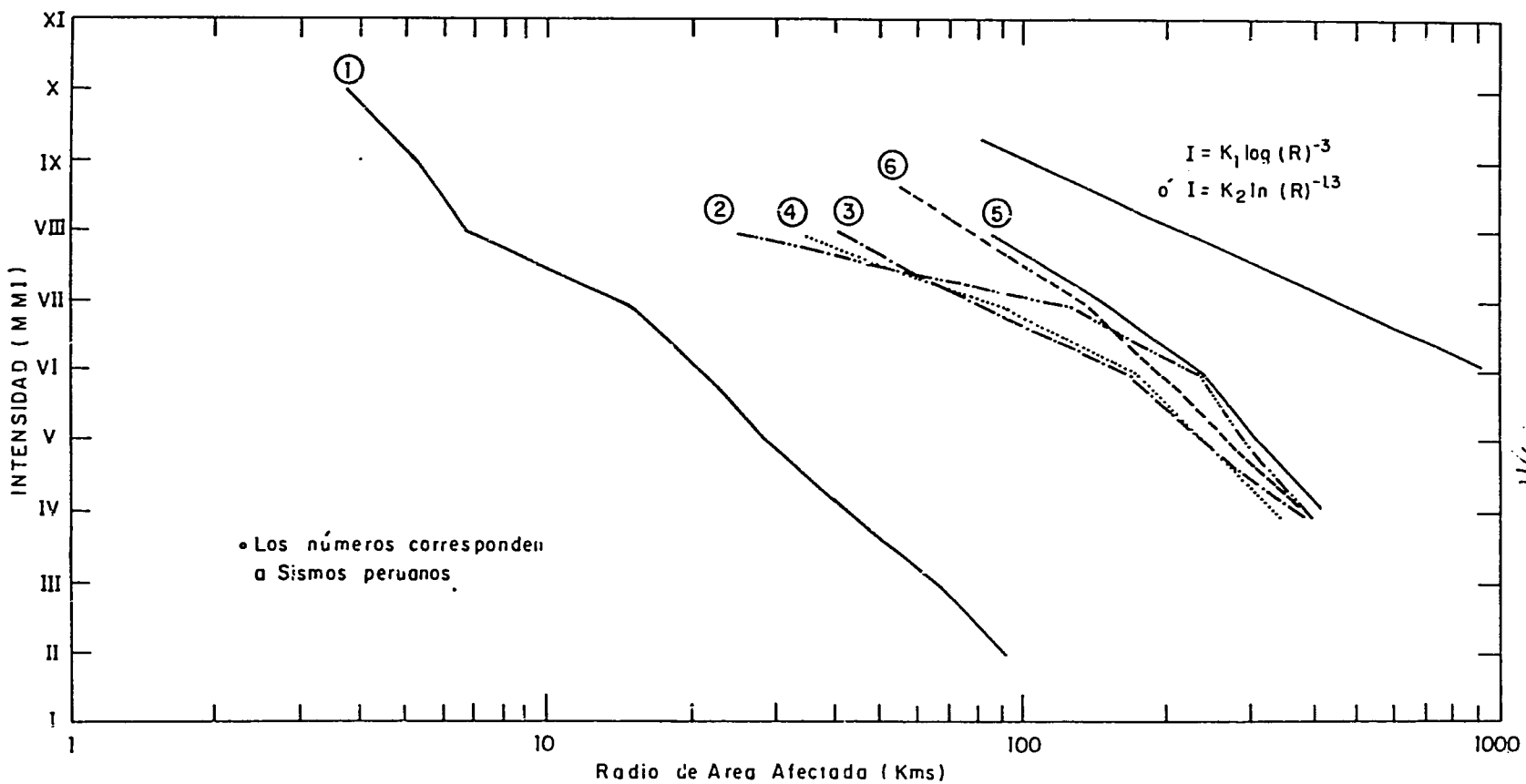


FIG.3.-Relación entre Intensidades (MMI) y Distancia Epicentral
Evaluación de la pendiente de la curva de Atenuación de Intensidades

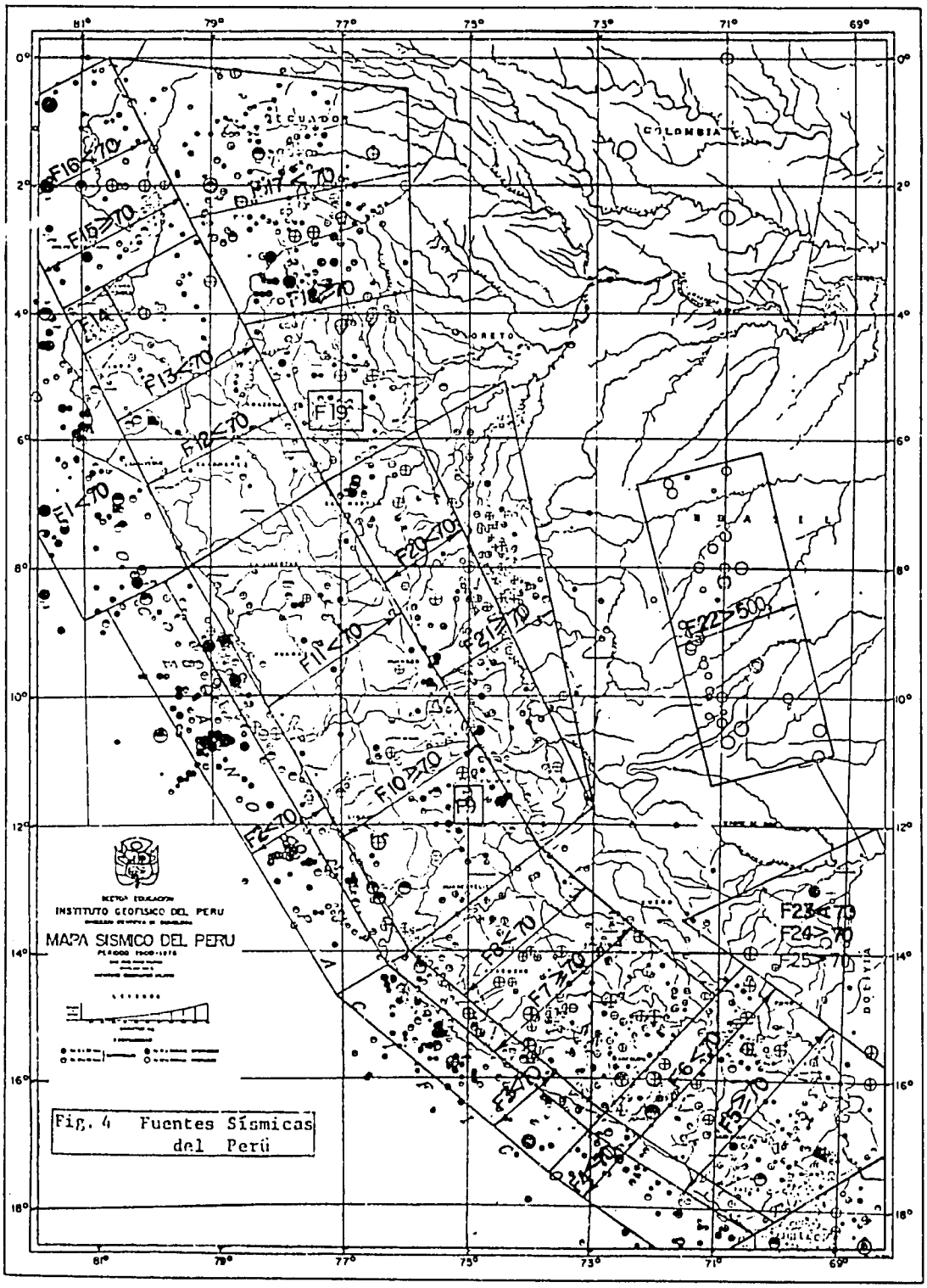


Fig. 4 Fuentes Sísmicas del Perú

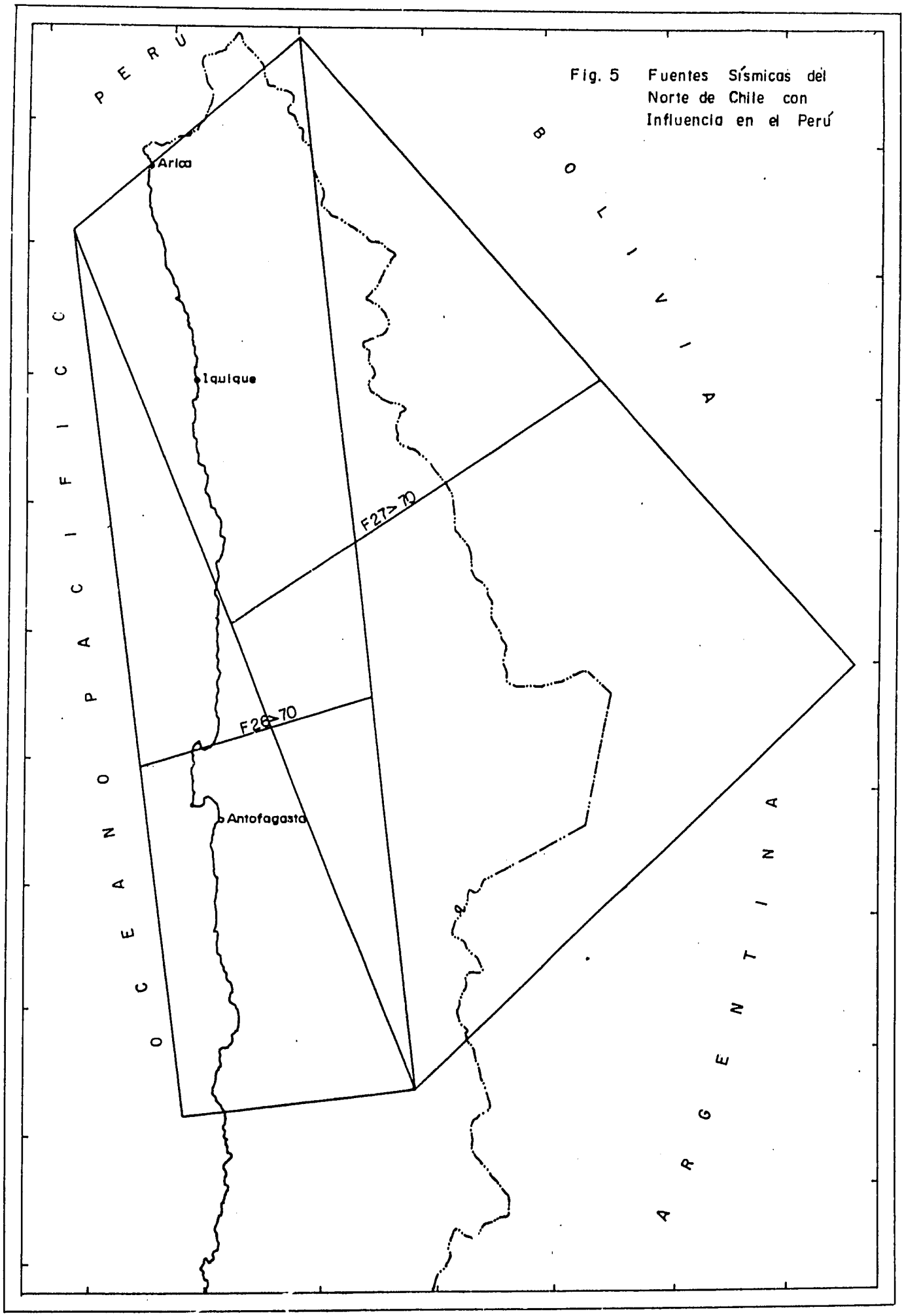


Fig. 5 Fuentes Sísmicas del Norte de Chile con Influencia en el Perú

otros estudios hechos para Sudamérica (9).

En las Figuras 6, 7, 8 y 9 se pueden apreciar las relaciones de recurrencia de cada fuente. Las máximas magnitudes para cada fuente (MS) son las máximas interpretadas en cada una de ellas.

Una vez obtenidos los parámetros de las fuentes y la relación de atenuación de la intensidad, se evaluó el riesgo sísmico del Perú, utilizando un programa automático existente (5).

En las figuras 10, 11 y 12 se presentan los mapas de distribución de intensidades (MMI) máximas esperadas para períodos de retorno de 30, 50 y 100 años.

Comentarios

Varias singularidades han sido detectadas dentro de las características de los sismos peruanos registrados y que deben ser tenidas en cuenta para la interpretación de trabajos de esta índole:

- El fuerte contenido de altas frecuencias que se mantienen presente, aún cuando las distancias hipocentrales y las magnitudes aumentan.
- Se registran altos valores para la máxima aceleración, aún cuando las señales han sido captadas a grandes distancias.
- La relación de estos máximos valores de aceleración con el daño estructural no es consistente como el reportado en otras partes del mundo. En otras palabras, las relaciones entre la aceleración y la intensidad de Mercalli son atípicas para el Perú.
- La máxima amplificación de la aceleración en la respuesta estructural es mayor que las reportadas para otros países.

Observando la distribución de intensidades que se presentan en este trabajo, se aprecia que al igual que ocurre con la distribución de las aceleraciones máximas, la atenuación de ambos parámetros es especialmente lenta.

El carácter discreto de la escala de Mercalli impide ajustar curvas intermedias que podrían reflejar mejor la distribución de dichas intensidades en extensas zonas que ahora tienen asignadas una misma intensidad.

Es necesario definir una relación entre las aceleraciones máximas y las intensidades MMI esperadas; en base a los datos existentes en el Perú y los mapas que se presentan.

Convendría realizar este tipo de Análisis de Riesgo Sísmico, incluyendo adicionalmente datos sísmicos provenientes de información histórica.

FIG. 6.- Curvas de Recurrencia por fuente para el Norte del Peru

Relaciones de Recurrencia	
Fuente	b_{MB}
1	0.712
12	1.21
13	0.762
14	0.987
15	1.26
16	1.20
17	0.742
18	0.67
19	0.94

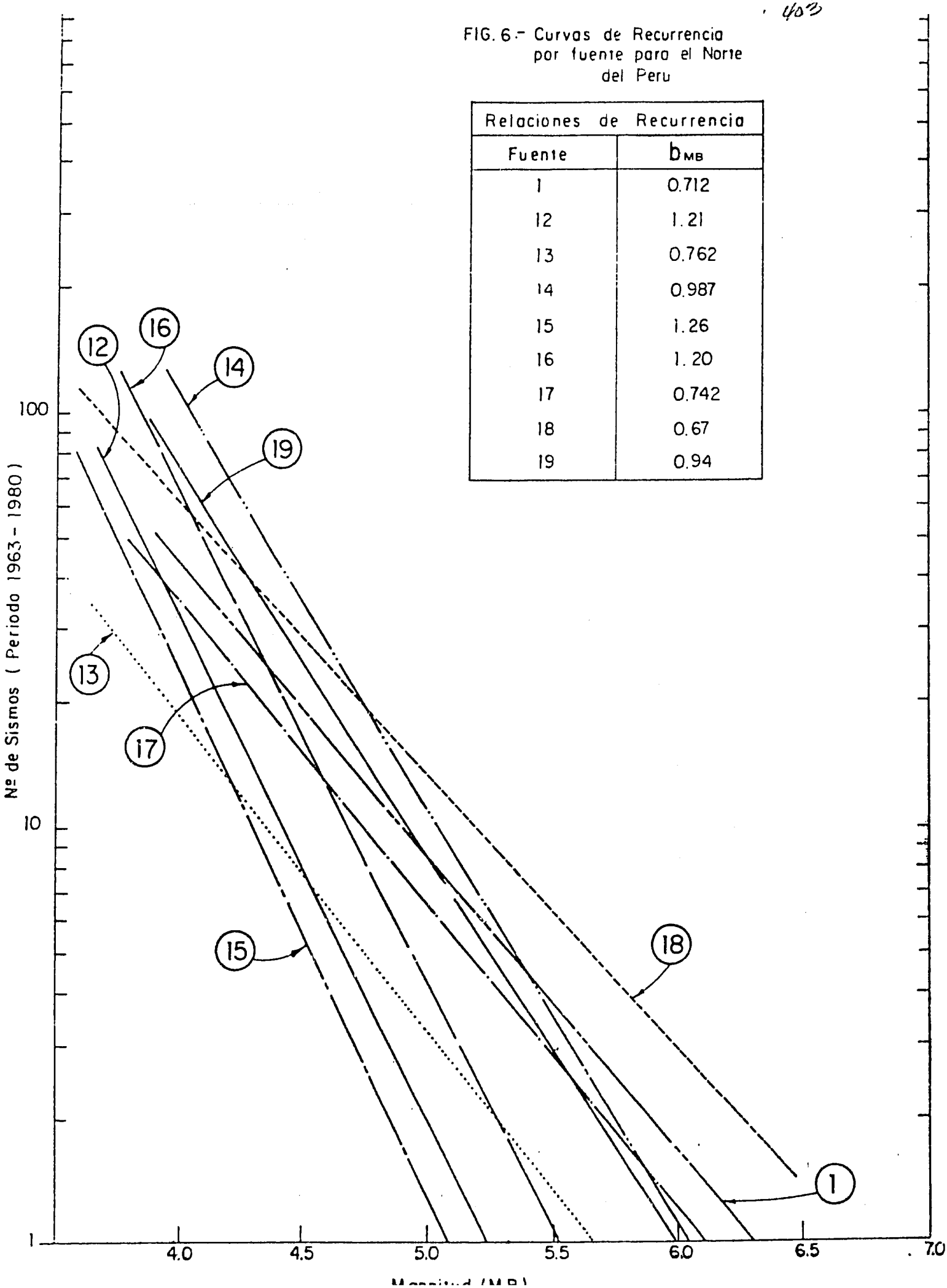


FIG. 7.- Curvas de Recurrencia por fuente para el Centro del Peru

Relaciones de Recurrencia	
Fuente	b_{MB}
2	0.987
10	0.760
11	1.086
20	0.690
21	0.830
22	0.610

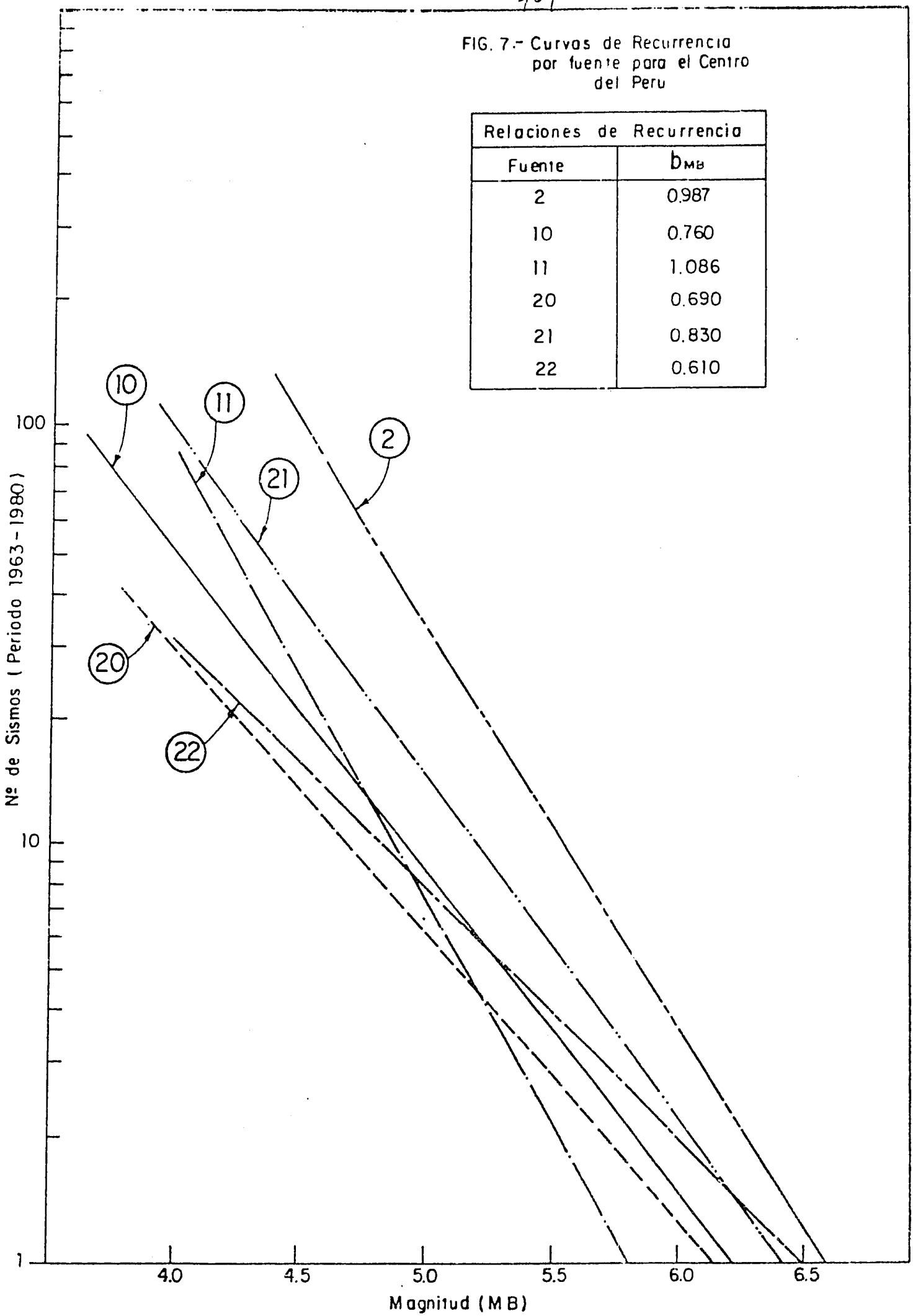


FIG. 8.- Curvas de Recurrencia por fuente para el sur del Peru

Relaciones de Recurrencia	
Fuente	b_{MB}
3	1.241
4	0.820
5	0.835
6	0.916
7	0.88
8	0.965
23, 24, 25	0.80

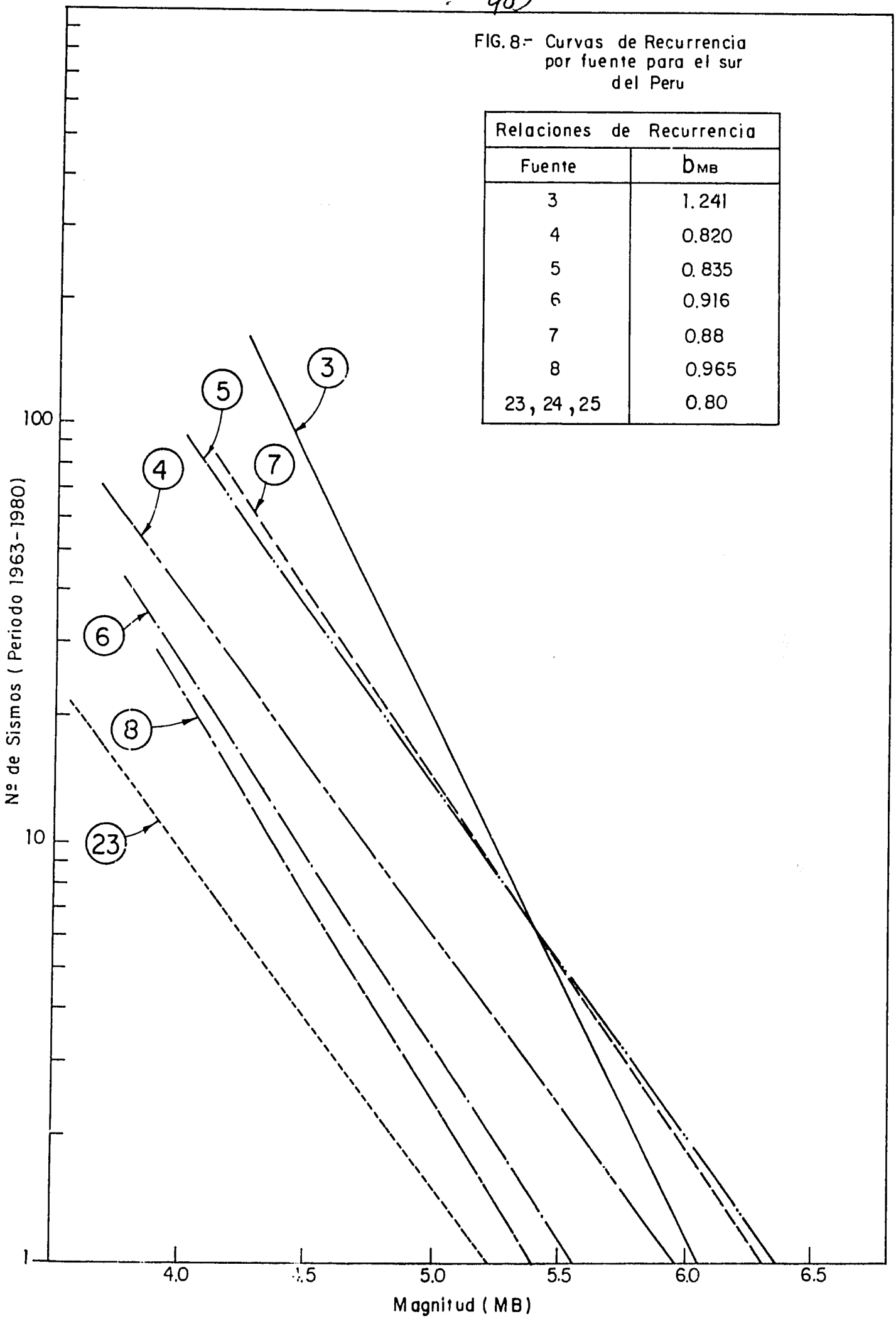
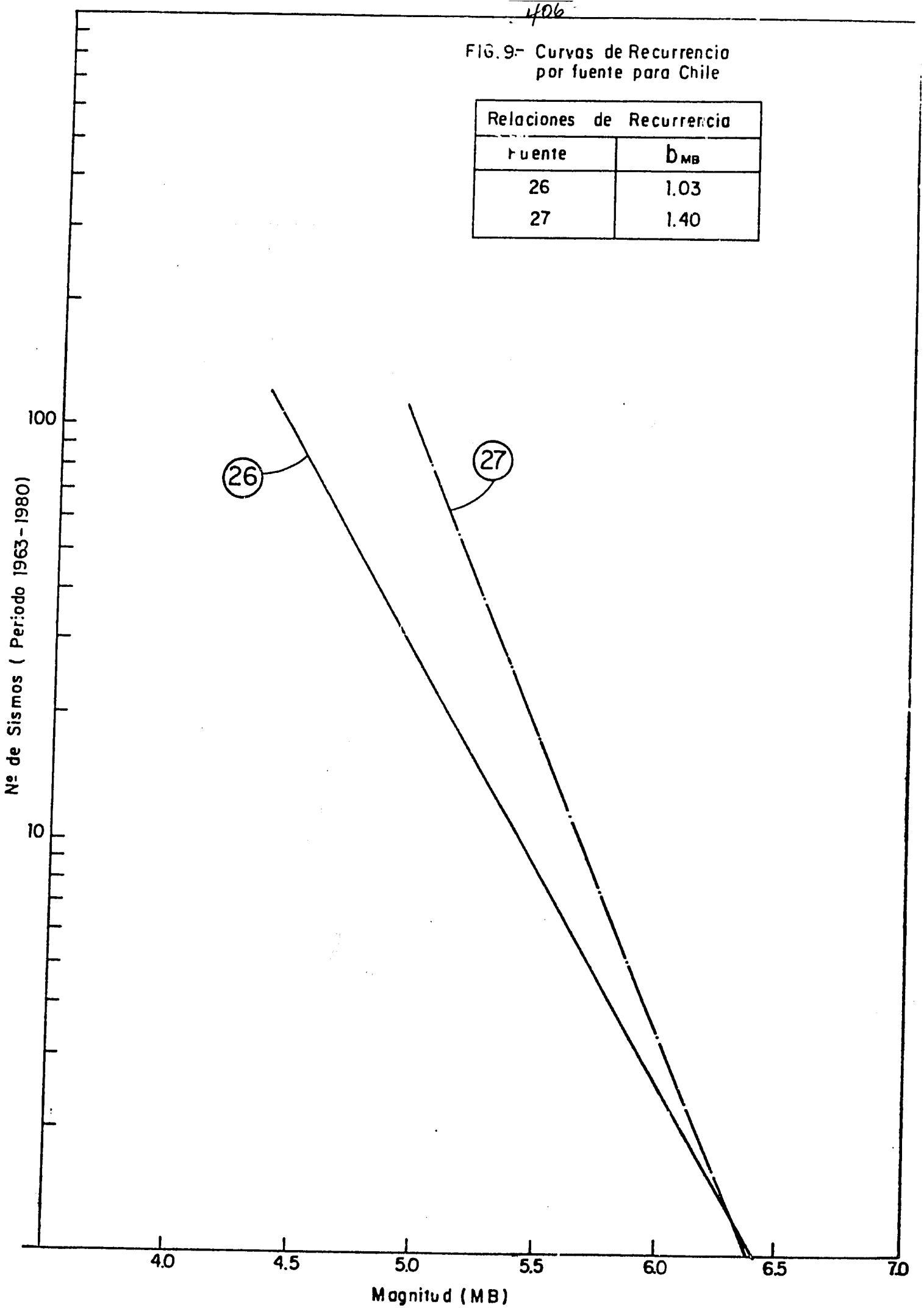


FIG. 9.- Curvas de Recurrencia por fuente para Chile

Relaciones de Recurrencia	
Fuente	b_{MB}
26	1.03
27	1.40



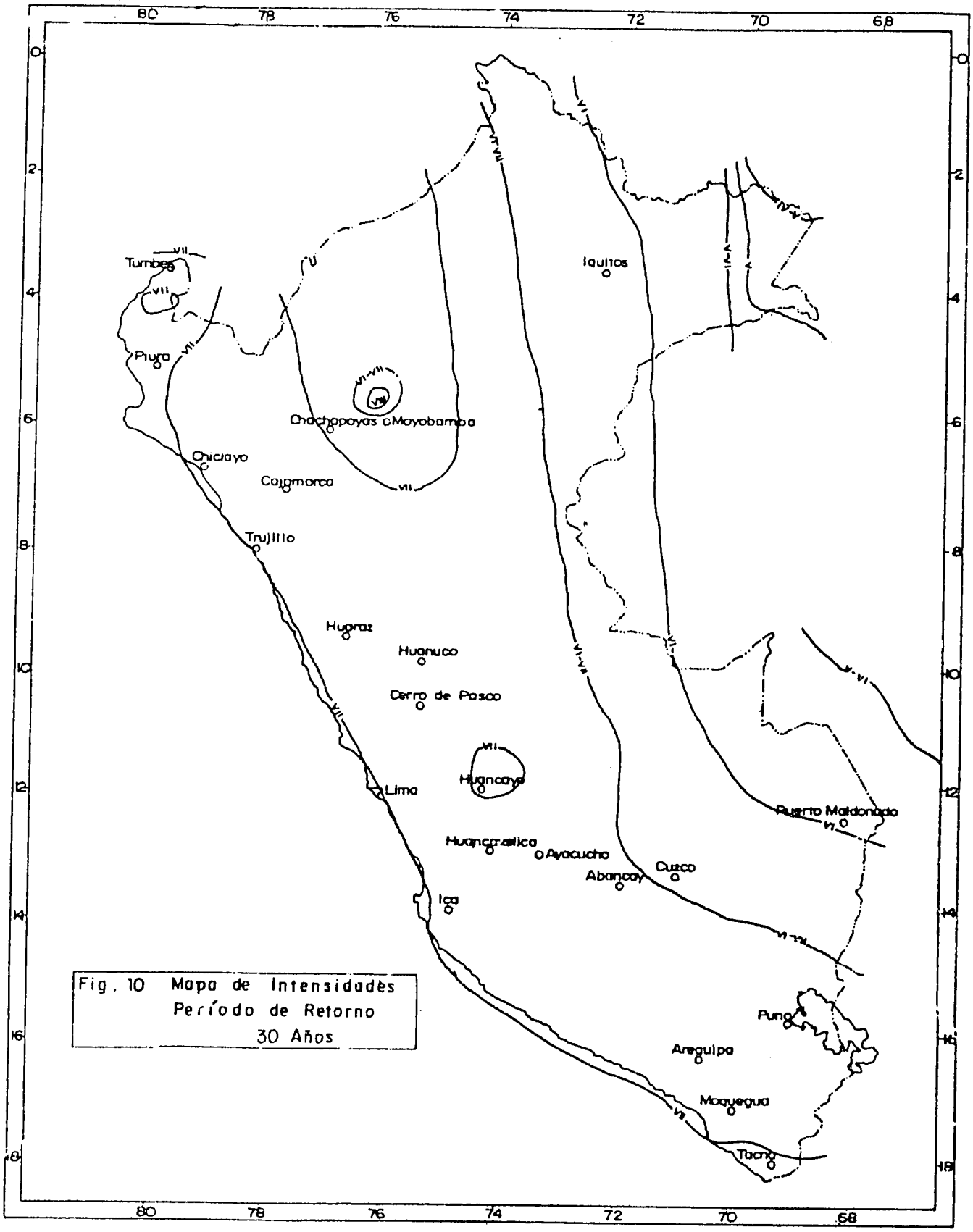


Fig. 10 Mapa de Intensidades
Período de Retorno
30 Años

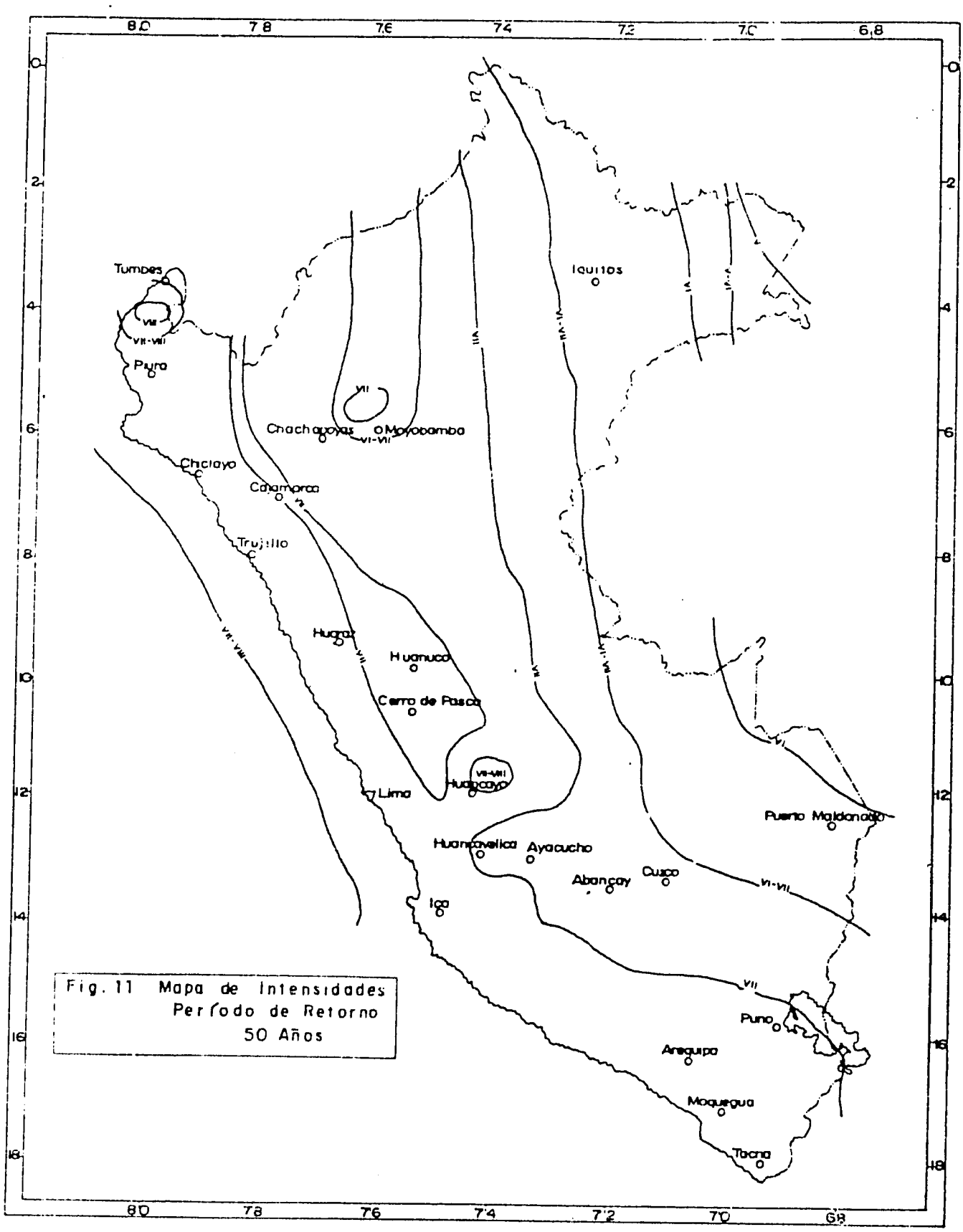


Fig. 11 Mapa de Intensidades
Período de Retorno
50 Años

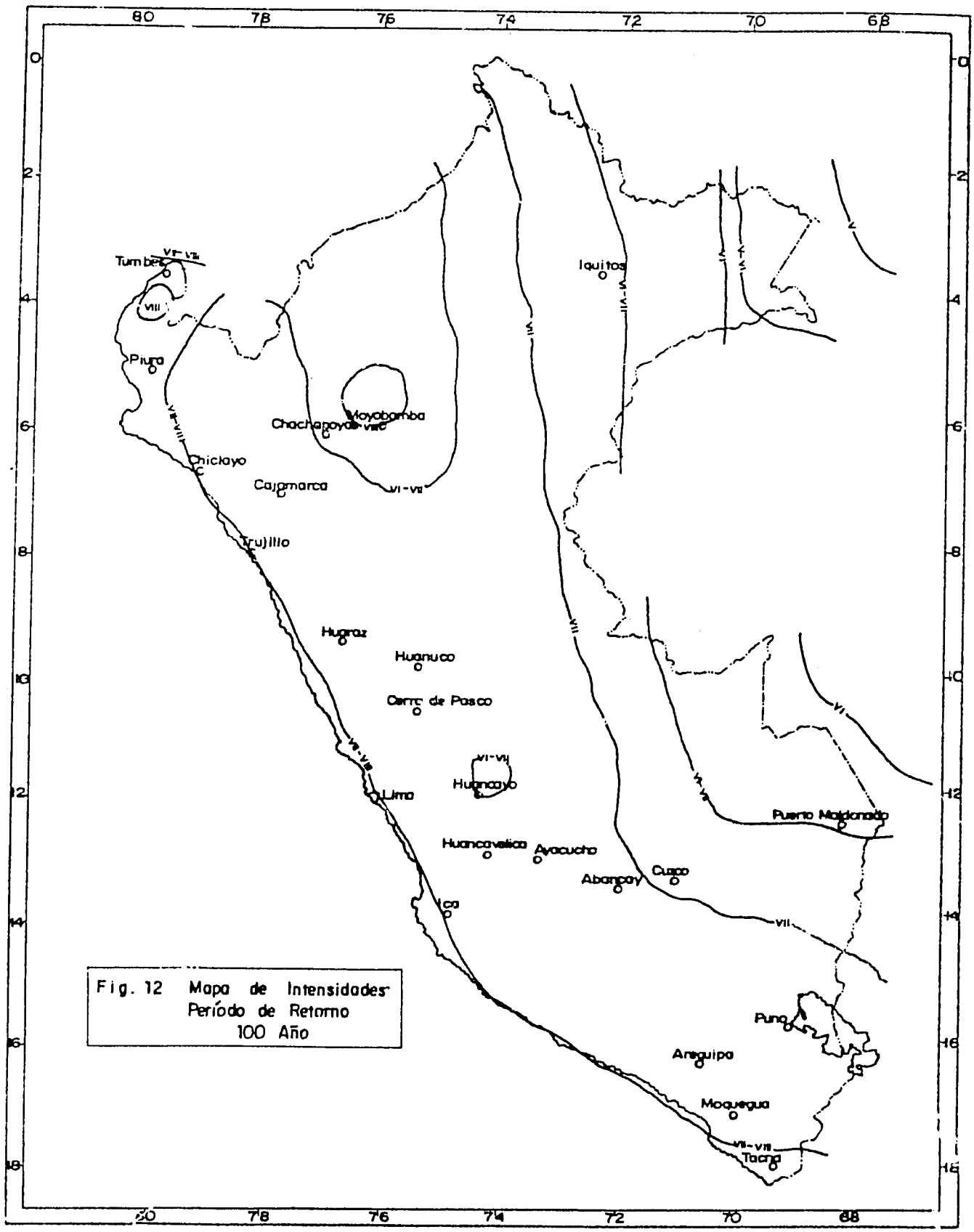


Fig. 12 Mapa de Intensidades
Período de Retorno
100 Año

REFERENCIAS

1. Silgado E., (1969) "Sismicidad de la Región Occidental de la América del Sur entre los Paralelos 2° y 18° Latitud Sur".
   I Congreso de Sismología e Inteniería Antisísmica.

2. Chávez J. , Huaco D., (1975) "Regionalización Sísmica del Perú mediante Intensidades" .
   Reunión Andina de Seguridad Sísmica.

3. Vargas J., y Casaverde L., (1979) "Análisis de Riesgo Sísmico para el Reactor Nuclear RP 10 de Huarangal"
   Inédito-Información Reservada.

4. Casaverde L., Vargas J., (1980) "Zonificación Sísmica del Perú"
   II Seminario Latinoamericano de Ingeniería Sismo Resistente.

5. Saragoni R. y otros (1981) "Características de los Movimientos Sísmicos Fuertes de Chile".

6. McGuirre R.K., (1976) "Fortran Computer Program for Seismic Risk Analysis"
   U.S. Geological Survey.

7. Cornell C.A., (1968) "Engineering Seismic Risk Analysis"
   Seismol. Soc. America Bull.

8. Cornell C.A., (1971) "Probabilistic Analysis of Damage to Structures Under Seismic Load".

9. Everden J.F. (1970) "Study of Regional Seismicity and Associated Problems"
   Seismol. Soc. America Bull.

DISTRIBUCION DE MAXIMAS INTENSIDADES SISMICAS OBSERVADAS EN EL PERU

Jorge E. Alva Hurtado (1)
Jorge Meneses Loja (1)
Vladimiro Guzman León (2)

RESUMEN

Se presenta en este artículo la versión más reciente del mapa de distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú preparado por la Universidad Nacional de Ingeniería como parte del Proyecto SISRA: Programa para la Mitigación de los Efectos de los Terremotos en la Región Andina. Este proyecto ha sido patrocinado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur - CERESIS.

En este trabajo se documenta la confección de dicho mapa, indicando la utilización de treinta isosistas de sismos peruanos y datos de intensidades puntuales de sismos históricos y de sismos recientes. El mapa elaborado representa los niveles de daños producidos por los terremotos, sin distinguir si tales daños se debieron a la vibración localizada del suelo, a la licuación de suelos, a deslizamientos y otros fenómenos locales. Se presentan en este artículo las referencias utilizadas para la confección del mapa de Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú y una versión del mismo a escala 1:5'000,000.

DISTRIBUTION OF MAXIMUM OBSERVED SEISMIC INTENSITIES IN PERU

ABSTRACT

The most recent version of a map of maximum seismic observed intensities is presented.

The method is explained, specially the use of thirty isoseismal maps and point intensities of historical earthquakes. The map represents the level of damage irrespective of the cause: ground shaking, liquefaction, landslides or other. References used for the map are given.

---

(1) Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.
(2) ELECTROPERU S.A., Lima, Perú.

INTRODUCCION

La primera etapa del Proyecto SISRA (Programa para la Mitigación de los Efectos de los Terremotos en la Región Andina) patrocinado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS) consistió en recopilar y evaluar los datos históricos y geológicos referentes a la sismicidad andina y la información instrumental de eventos sísmicos para estimar el peligro sísmico de la región. El compromiso mínimo del Grupo de Peligro Sísmico del Proyecto SISRA era confeccionar a nivel regional un mapa de Intensidades Máximas en la escala Mercalli Modificada. También se prepararían separadamente mapas de Distribución de Areas de Licuación de Suelos y de Deslizamientos producidos por los sismos en la Región Andina. En este trabajo se presenta el mapa de Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú.

En este mapa se expresan las intensidades máximas por medio de curvas isosistas en la escala Mercalli Modificada, incluyendo eventos históricos de importancia ocurridos en el Perú hasta el 31 de Diciembre de 1981. La principal diferencia de la versión reciente del mapa de Intensidades Máximas con la versión anterior (Alva Hurtado y Torres Cabrejos, 1983) es la incorporación de tres mapas de isosistas de sismos históricos preparados por Silgado (1983) y la revisión actualizada de la información disponible. El mapa presentado para el Perú ha sido compatibilizado con los mapas de intensidades máximas de los países vecinos por el Coordinador Regional del Grupo de Peligro Sísmico del Proyecto SISRA, Ing. Juan Carlos Castano, del Instituto de Prevención Sísmica de la República Argentina.

DOCUMENTACION BASICA

Se recopiló y revisó la información disponible en la literatura (Alva Hurtado, 1981) sobre datos de intensidades sísmicas históricas y mapas de isosistas de sismos peruanos. La información más importante se presenta en las referencias de este trabajo.

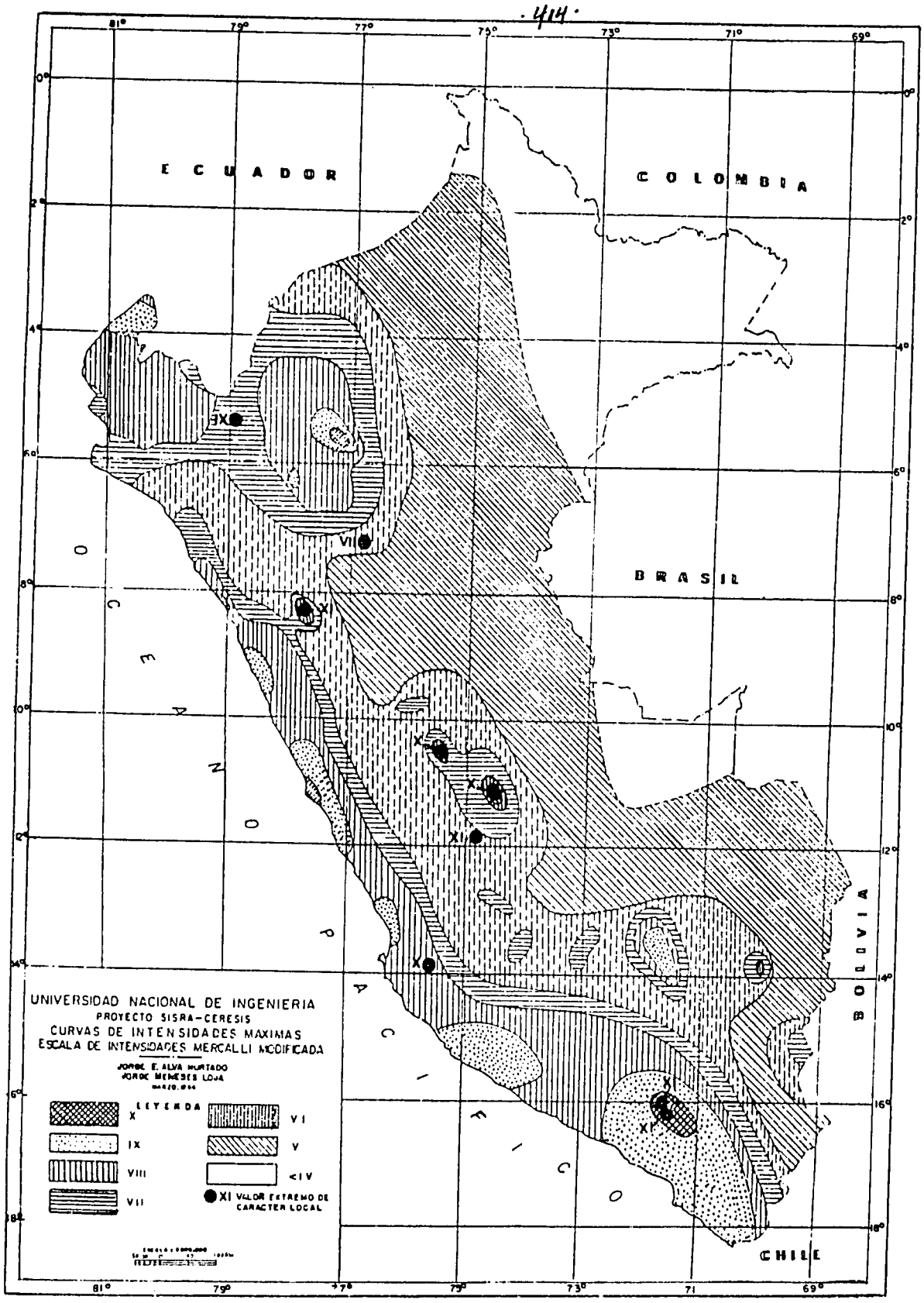
La información existente de sismos históricos consistió principalmente en las descripciones de sismos publicados por el Dr. Enrique Silgado en 1973, 1977, 197[illegible] 1983. También se contó con la información de sismos históricos del Dr. Leonidas Ocola del Instituto Geofísico del Perú presentados en el Mapa Preliminar de Intensidades Máximas (Escala MSK) de 1471-1974 elaborado como parte del Proyecto SISAN: Sismicidad de la Región Andina, (Ocola, 1982).

De la información sísmica revisada se pudo determinar la existencia de treinta mapas de isosistas de sismos peruanos, con fechas de ocurrencia de 1619 a 1981. Estos mapas de isosistas se dibujaron en un mismo formato (Guzmán, 1983), consultando los trabajos originales para corregir algunos errores existentes en copias recientes. La Tabla 1 presenta una descripción de los mapas de isosistas utilizados.

Adicionalmente a la información sobre sismos históricos y mapas de isosistas, se obtuvieron datos puntuales de intensidades de sismos a partir de 1945 hasta el 31 de Diciembre de 1981. La información publicada por el Dr. Enrique Silgado cubre intensidades de sismos por localidades de 1945 a 1955 en los boletines Nos. 3, 7, 11 y 13 del Instituto Geológico del Perú; en los boletines Nos. 4 y 8 del Instituto Nacional de Investigación y Fomento Mine-

TABLA 1 DESCRIPCION DE LOS MAPAS DE ISOSISTAS EN EL PERU

NOMBRE DEL SISMO Y LOCALIDAD	FECHA	ESCALA INTENSIDADES	MAX. INT. UTILIZADA	MAGNITUD	PROFUNDIDAD (KM)	REFERENCIA MAPA ISOSISTAS
TRUJILLO	14 Febrero 1619	Mercalli Modificada	IX			Silgado (1983)
LIMA	28 Octubre 1746	Mercalli Modificada	X			Silgado (1983)
ARICA	13 Agosto 1868	Mercalli Modificada	XI			Silgado (1983)
PIURA	24 Julio 1912	Mercalli-Sieberg	VIII			Sieberg (1930)
CARAVELI	6 Agosto 1913	Rossi-Forel	VIII	MS = 7.8		Umlauff (1915)
AIMARAES	4 Noviembre 1913	Rossi-Forel	VIII			Umlauff (1915)
PARINACOCHAS	2 Diciembre 1914	Rossi-Forel	VIII			Umlauff (1915)
CHACHAPOYAS	14 Mayo 1928	Rossi-Forel	IX	MS = 7.3		Arrigoni (1928)
LIMA	24 Mayo 1940	Mercalli Modificada	VIII	MS = 8.0	60	Silgado (1978)
NAZCA	24 Agosto 1942	Mercalli Modificada	IX	MS = 8.1	60	Silgado (1973)
MOYOBAMBA	6 Agosto 1945	Mercalli Modificada	VII			Silgado (1946)
ANCASH	10 Noviembre 1946	Mercalli Modificada	XI	MS = 7.3		Silgado (1951)
SATIPO	1 Noviembre 1947	Mercalli Modificada	X	MS = 7.3		Silgado (1948)
CAÑETE	28 Mayo 1948	Mercalli Modificada	VII	MS = 7.0	60	Silgado (1977)
CUZCO	21 Mayo 1950	Mercalli Modificada	VIII	MS = 6.0		Silgado, Fernández-Concha y Ericksen (1952)
ICA	10 Diciembre 1950	Mercalli Modificada	VII	MS = 7.0	80	Silgado (1952b)
TUMBES	12 Diciembre 1953	Mercalli Modificada	VIII	MS = 7.8		Silgado (1957a, 1977), Silgado y De las Casas (1971)
AREQUIPA	15 Enero 1958	Mercalli Modificada	VIII	MS = 7.0	100	Ministerio de Agricultura (1979), Huaco et al
AREQUIPA	13 Enero 1960	Mercalli Modificada	VIII	MS = 7.5	200	Ministerio de Agricultura (1978), Huaco et al
LIMA	17 Octubre 1966	Mercalli Modificada	VIII	mb = 6.3	38	Silgado (1977)
MOYOBAMBA	19 Junio 1968	Mercalli Modificada	X	MS = 6.9 mb = 6.4	33	Hansen (1969), Kuroiwa y Deza (1968)
PARIAHUANCA	1 Octubre 1969	Mercalli Modificada	XI	MS = 6.2 mb = 5.9	43	Deza (1971)
CHIMBOTE	31 Mayo 1970	Mercalli Modificada	IX	MS = 7.8 mb = 6.6	48	Silgado (1977)
TUMBES	10 Diciembre 1970	Mercalli Modificada	IX	MS = 7.6 mb = 6.3	15	Silgado (1978)
LIMA	3 Octubre 1974	Mercalli Modificada	VIII	MS = 7.5 mb = 6.2	9	IGP (1974), Herrera y Cuillani (1975), Giesecke et al. (1980), Huaco et al (1974), Espejo (1974), Shikiya y Alemán (1974), Espinosa et al (1977)
AREQUIPA	16 Febrero 1979	Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK)	VII	MS = 6.9 mb = 6.2		Orihuela (1981)
CUZCO	3 Junio 1980	Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK)	VII	mb = 4.9	20	Ocola (1981)
AYACUCHO	10 Noviembre 1980	Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK)	VII	mb = 4.9	48	Ocola (1981)
AYACUCHO	13 Abril 1981	Medvedev-Sponheuer-Karnik (MSK)	VII	mb = 5.5	40	Ocola (1981)


ECUADOR
COLOMBIA
BRASIL
BOLIVIA
CHILE
OCEANO PACIFICO
UNIVERSIDAD NACIONAL DE INGENIERIA
PROYECTO SISRA-CERESIS
CURVAS DE INTENSIDADES MAXIMAS
ESCALA DE INTENSIDADES MERCALLI MODIFICADA
JORGE E. ALVA HURTADO
JORGE MENESES LOJA
LEYENDA
X
IX
VIII
VII
VI
V
<IV
XI VALOR EXTREMO DE CARACTER LOCAL

ros y en el Tomo 29 de la Sociedad Geológica del Perú (Silgado 1946, 1947, 1948a, 1948b, 1952a, 1953 y 1957b). Durante dichos años el Dr. Silgado publicó para cada sismo importante las intensidades sísmicas determinadas en localidades cercanas al epicentro. Para sismos recientes se utilizó la información puntual de intensidades publicada por el Instituto Geofísico del Perú, así como toda otra información disponible que se documenta en las referencias.

METODOLOGIA UTILIZADA

La metodología utilizada consistió en compatibilizar los valores de intensidades sísmicas disponibles y superponer dichos valores en un mapa del Perú a escala 1:2'000,000 del Instituto Geográfico Nacional en el que se indican coordenadas y localizaciones geográficas. En la compatibilización se transformaron escalas de intensidad sísmica a la escala de Mercalli Modificada y se realizaron algunas modificaciones a los valores de intensidad, que se documentan en este trabajo.

En el mapa indicado se ubicaron en primer lugar los valores de intensidades por localidades, realizando previamente la transformación a escala Mercalli Modificada si fuera necesario, de acuerdo a la conversión indicada por el Ing. Juan Carlos Castano. Los treinta mapas de isosistas de sismos peruanos disponibles fueron convertidos a intensidades MM y redibujados en mapas a escala 1:2'000,000, modificando en algunos casos los valores de las intensidades siguiendo los criterios de Silgado (1977) y Ocola (1982) y las propias interpretaciones de los autores en los casos de discrepancia. Los mapas de isosistas modificados se superpusieron en el mapa 1:2'000,000 que contenía los valores de intensidades por localidades. A este mapa se añadieron los valores extremos históricos de Ocola (1982). Finalmente, en base a la información anterior superpuesta en el mapa se trazaron las curvas de intensidades máximas. Se procuró en todos los casos presentar líneas de contornos de intensidades máximas observadas en el Perú. Sin embargo, por tener algunos sismos valores extremos de carácter local o por contar para algunos sismos solamente con un valor máximo de intensidad, se consideró representar dichos valores separadamente en el mapa de Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas Observadas en el Perú.

Con el objeto de documentar toda modificación realizada por los autores a los valores de intensidades publicadas, se presenta una lista que resume dichas modificaciones:

- Sismo de 1581. Se incorporó el valor extremo de intensidad MM de IX en Yanaoca, Cuzco (Silgado, 1978 y Ocola, 1982).

- Sismo 22 de Enero de 1582. Se incorporó el valor extremo de intensidad MM de X en Socabaya, Arequipa (Silgado, 1978 y Ocola, 1982).

- Sismos 19 y 26 de Febrero de 1600. Se incorporaron los valores extremos de intensidad MM de XI en la zona del volcán Huaynaputina y de X en Omate (Silgado, 1978 y Ocola, 1982).

- Sismo 31 de Marzo de 1650. Se incorporaron valores máximos de intensidad MM de IX en Yaurisque, Oropesa y Paucartambo en Cuzco (Silgado, 1978 y Ocola, 1982).

- Sismo 12 de Mayo de 1664. Se incorporó el valor extremo de intensidad MM de X en Ica (Silgado, 1978 y Ocola, 1982).

- Sismo de 1747. Se incorporó el valor extremo de intensidad MM de VIII en Ayapata, Puno (Silgado, 1978 y Ocola, 1982).

- Sismo 13 de Agosto de 1868. Se incorporó el valor extremo de intensidad MM de XI en el cerro de La Caldera en Yura, Arequipa (Silgado, 1983).

- Sismo 24 de Julio de 1912. Se disminuyeron los valores de intensidades, hasta valores máximos MM de VIII y el epicentro se situó al oeste del mapa original (Silgado, 1977).

- Sismos 6 de Agosto de 1913, 4 de Noviembre de 1913 y 2 de Diciembre de 1914. Se disminuyeron los valores de intensidades, hasta valores máximos MM de VIII (Silgado, 1977 y Ocola, 1982).

- Sismo 14 de Mayo de 1928. Se disminuyó el valor de la máxima intensidad MM a IX en Chachapoyas. Se incorporó el valor extremo de intensidad MM de IX en el valle del río Chinchipe (Silgado, 1977 y Ocola, 1982).

- Sismo 9 de Abril de 1928. Se incorporaron los valores de intensidades MM de VIII en Ayapata y de VII en Ituata, Macusani y Ollachea en Puno (Silgado, 1978 y Ocola, 1982).

- Sismo 24 de Diciembre de 1937. Se incorporaron los valores de intensidades MM de IX en Chontabamba y de VIII en Huancabamba y Oxapampa en Pasco (Silgado, 1978 y Ocola, 1982).

- Sismo 10 de Noviembre de 1946. Se incorporó el valor extremo de intensidad MM de XI en Quiches, cerros Palta y Sillapata (Silgado, 1978 y Ocola, 1982).

- Sismo 1 de Noviembre de 1947. Se incorporó el valor extremo de intensidad MM de X en Satipo (Ocola, 1982).

- Sismo 21 de Mayo de 1950. Se incorporó el valor extremo de intensidad MM de VIII en Cuzco (Ocola, 1982).

- Sismo 12 de Diciembre de 1953. Se incorporaron valores máximos de intensidades MM de VIII en Corrales, Tumbes (Silgado y De las Casas, 1971).

- Sismo 19 de Junio de 1968. Se aumentaron los valores de intensidades máximas MM a X en Angaisha, Moyobamba (Kuroiwa y Deza, 1968).

- Sismo 1 de Octubre de 1969. Se aumentó el valor de la máxima intensidad MM a XI en Huaytapallana, Junín (Ocola, 1982).

- Sismo 31 de Mayo de 1970. Se aumentaron los valores de intensidades máximas MM a IX en Chimbote y Casma (Silgado, 1978).

- Sismo 20 de Marzo de 1972. Se incorporó el valor extremo de intensidad MM de VIII en Juanjui (Perales y Agramonte, 1972 y Ocola, 1982).

El mapa presentado a escala 1:5'000,000 en este artículo fue dibujado teniendo como base el mapa original a escala 1:2'000,000, por lo que pueden haberse incorporado algunas imprecisiones en la localización de las curvas.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- El mapa de distribución de máximas intensidades sísmicas observadas en el Perú presenta líneas de contorno de intensidades máximas y puntos representando valores extremos de carácter local o valores máximos de intensidades sísmicas cuyas isosistas no se conocen. Se recomienda continuar con el estudio de sismos históricos para incorporar en el futuro su distribución de intensidades en el mapa.

- Existe suficiente información de intensidades sísmicas del pasado en la Costa, Sierra y Ceja de Selva del Perú para poder elaborar un mapa de distribución de intensidades. Sin embargo, dicha información es escasa en la zona de Selva Baja.

- Además de la alta sismicidad existente en la costa del Perú, se aprecia una gran actividad sísmica en la denominada Zona Subandina localizada en la Selva Alta.

- Existe alguna similitud entre el mapa presentado y el mapa de Zonificación Sísmica del Perú de las Normas de Diseño Sismo-Resistente en vigencia (RNC, 1977). La zona 3 (sismicidad baja) coincide con la zona de intensidades menores que IV en el mapa. Como se indicó anteriormente, existe una gran escasez de información en esta área. La zona 2 (sismicidad media) se asemeja a la zona de intensidad V, aún cuando existen diferencias en los departamentos de Huancavelica, Ayacucho, Cuzco y Puno. El mapa presentado indica en dichas zonas mayor sismicidad. La zona 1 (sismicidad alta) está representada en el mapa presentado por áreas de intensidad mayor que VI. Esta zona presenta un gran rango de valores de intensidad, por lo que podría subdividirse.

- En base a la información presentada, se concluye que es recomendable actualizar el mapa de Zonificación Sísmica del Perú existente en las Normas de Diseño Sismo-Resistente vigentes.

- Se recomienda a las instituciones encargadas, la continuación de la toma sistemática de datos de intensidades sísmicas en todo el Perú, así como se recomienda el estudio de sismos históricos para determinar la distribución de intensidades que puedan ser incorporadas al trabajo presentado.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a los Dres. Enrique Silgado y Leonidas Ocola por haber puesto a disposición de los autores las publicaciones relevantes. Igualmente se agradece el apoyo brindado a este Proyecto por el Ing. Alberto Giesecke, Director del Centro Regional de Sismología para América del Sur. Se agradece a los Ings. Edgar Arévalo, Abel Ordóñez y Luis Chang, exalumnos del primer autor por su colaboración en la búsqueda de la información pertinente, de igual manera a la Srta. Elizabeth Zegarra por el paciente mecanografiado.

REFERENCIAS

Alva Hurtado, J.E. (1981) "Bibliografía sobre los Terremotos Peruanos: Aspectos Ingenieriles", Revista El Ingeniero Civil, Año 3, N° 15, pp. 50-55.

Alva Hurtado, J.E. y Torres Cabrejos, R. (1983) "Mapa de Distribución de Máximas Intensidades Sísmicas en el Perú", Revista TECNICA de la Universidad Nacional de Ingeniería, Vol. 2, N° 2, pp. 33-36.

Arrigoni, H. (1928) Mapa aparecido en el diario El Comercio el 18 de Mayo de 1928 por H. Arrigoni, Cartógrafo de la Sociedad Geográfica de Lima.

Deza, E. (1971) "The Parialhuanca Earthquakes Huancayo, Peru: July- October 1969", Recent Crustal Movements, Royal Society of New Zealand, Bulletin 9, pp. 77-83.

Espejo, G. (1974) "Evaluación de Intensidades y Efectos Geológicos Asociados con el Terremoto del 3 de Octubre de 1974 en la zona de Pisco Yauca", Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

Espinosa, A.F., Husid, R., Algermissen, S.T. y De las Casas, J. (1977) "The Lima Earthquake of October 3, 1974: Intensity Distribution", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 67, N° 5, pp. 1429-1439.

Giesecke, A., Ocola, L y Silgado, E. (1980) "El Terremoto de Lima del 3 de Octubre de 1974", Informe preparado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur a UNESCO, Contrato SC/RP 601.013.

Guzmán, V. (1983) "El Riesgo Sísmico en Proyectos de Ingeniería Civil", Tesis de Grado, Programa Académico de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.

Hansen, W. (1968), "Earthquake Activity Near the Tarapoto Rio Nieva Highway", Woodward-Clyde and Associates, Report to ENKAY S.A.

Herrera Cano, J. y Giuliani, H. (1975) "El Terremoto de Lima (Perú) del 3 de Octubre de 1974 - Espectro de la Componente N 82° W del Acelerograma", Informe preparado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur a UNESCO, Contrato SC/RP 601.013.

Huaco, P., Lescano, W., Bueno A., Vásquez, M. y Chávez, J. (1974) " Evaluación de Intensidades, Sismo del 3 de Octubre de 1974 en la zona de Lima - Río Pisco", Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

Huaco, D., Rodríguez, A. y Rodríguez, L. "Sismicidad de Arequipa", Informe Inédito, Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

IGP (1974) "Boletín del Instituto Geofísico del Perú del Sismo del 3 de Octubre de 1974", Instituto Geofísico del Perú, 18 de Octubre de 1974.

Kuroiwa, J. y Deza E. (1968) "Daños Causados en Moyobamba por el Sismo del 19 de Junio de 1968", Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.

Ministerio de Agricultura y Alimentación (1978) "Desarrollo Integral de los Recursos Hídricos de Tacna y Moquegua", Vol. IV, Estudios Básicos Generales, Apéndice 6, Sismología, Oficina de Estudios, Estudio Integral de las Cuencas de Tacna y Moquegua, Diciembre.

Ocola, L. (1981) "Actividad Sísmica en la zona de Ayacucho y Programa de Estudios", Dirección de Investigación Científica y Geofísica Aplicada, Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

Ocola, L. (1982) "Mapa Preliminar Intensidades Máximas (MSK) 1471-1974", Proyecto SISAN, Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

Orihuela, P. (1981) "Influencia de las Condiciones Locales en el Sismo de Arequipa 16.02.79", Tesis de Grado, Programa Académico de Ingeniería Civil, Universidad Nacional de Ingeniería, Lima, Perú.

Perales, F. y Agramonte, J. (1972) "Reconocimiento Geotécnico entre Juanjuí y Moyobamba con motivo del Sismo del 20 de Marzo de 1972", Servicio de Geología y Minería, Lima, Perú.

RNC (1977) "Reglamento Nacional de Construcciones-Normas de Diseño Sismo-Resistente", Ministerio de Vivienda y Construcción, Oficina de Investigación y Normalización Coordinadora, Lima, Perú.

Shikiya, J. y Alemán, H. (1974) "Evaluación de Intensidades y Daños producidos por el Sismo del 3 de Octubre de 1974 en la Zona de San Juan", Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú.

Sieberg, A. (1930) "Los Terremotos en el Perú" Capítulo VI, Geología del Perú de G. Steinmann Heidelberg Carl Winster Universitat-Schuchhan-Lunc, p. 406.

Silgado, E. (1946) "Datos Sismológicos del Perú", Boletín N° 3, Instituto Geológico del Perú, Lima, Perú.

Silgado, E. (1947) "Datos Sismológicos del Perú - 1946", Boletín N° 7, Instituto Geológico del Perú, Lima, Perú.

Silgado, E. (1948a) "Datos Sismológicos del Perú - 1947", Boletín N° 11, Instituto Geológico del Perú, Lima, Perú.

Silgado, E. (1948b) "Datos Sismológicos del Perú - 1948", Boletín N° 13, Instituto Geológico del Perú, Lima, Perú.

Silgado, E. (1951) "The Ancash Earthquake of November 10, 1946", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 41, N° 2, pp. 83-99.

Silgado, E. (1952a) "Estadística Sísmica del Perú, 1949-1950", Datos Sismológicos del Perú 1949-1950, Boletín N° 4, Instituto Nacional de Investigación y Fomento Mineros, Ministerio de Fomento y Obras Públicas, Lima, Perú, pp. 7-26.

Silgado, E. (1952b) "El Sismo del 9 de Diciembre de 1950", Datos Sismológicos del Perú 1949-1950, Boletín N° 4, Instituto Nacional de Investigación y Fomento Mineros, Ministerio de Fomento y Obras Públicas, Lima, Perú, pp. 47-51.

Silgado, E. (1953) "Datos Sismológicos del Perú - 1951", Boletín N° 8, Instituto Nacional de Investigación y Fomento Mineros, Ministerio de Fomento y Obras Públicas, Lima, Perú.

Silgado, E. (1957a) "El Movimiento Sísmico del 12 de Diciembre de 1953", Anales del Primer Congreso Nacional de Geología, Sociedad Geológica del Perú, Lima, Perú, Parte II, Tomo 32, pp. 225-238.

Silgado, E. (1957b) "Datos Sismológicos del Perú 1952-1955", Boletín de la - Sociedad Geológica del Perú, Lima, Perú, Tomo XXIX.

Silgado, E. (1973) "Historia de los Sismos más Notables Ocurridos en el Perú (1513-1970)", Geofísica Panamericana, Vol. 2, N° 1, pp. 179-243.

Silgado, E. (1977) "Datos Macrosísmicos de Terremotos Ocurridos en Territorio Peruano 1912-1974. Mapas de Isosistas y Apreciaciones", Centro Regional de Sismología para América del Sur, Lima, Perú.

Silgado, E. (1978) "Historia de los Sismos más Notables Ocurridos en el Perú (1513-1974)", Instituto de Geología y Minería, Boletín N° 3, Serie C, Geodinámica e Ingeniería Geológica, Lima, Perú.

Silgado, E. (1983) "Isosistas de los Sismos del 14 de Febrero de 1619, 28 de Octubre de 1746 y el 13 de Agosto de 1868", Comunicación Personal.

Silgado, E., Fernández-Concha, J. y Ericksen, G.E. (1952) "El Terremoto del Cuzco del 21 de Mayo de 1950", Datos Sismológicos del Perú 1949-1950, Boletín N° 4, Instituto Nacional de Investigación y Fomento Mineros, Ministerio de Fomento y Obras Públicas, Lima, Perú, pp. 27-46.

Silgado, E. y De las Casas, J. (1971) "Seismological Report on Chira Piura Project", Submitted to Energoprojekt, Lima, Peru.

Umlauff, A.F. (1915) "La Región Sísmica de Caravelí", Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, Tomo XXXI, Segundo Trimestre, Lima, Perú.

REGIONES DE MAYOR RIESGO VOLCANICO DE AMERICA DEL SUR

O. González-Ferrán *

RESUMEN

El Volcanismo Holocenico en América del Sur, alcanza una longitud de 3680 Km. que se distribuyen en tres importantes segmentos o cinturones sobre el margen occidental andino de la placa continental americana y están intimamente ligados a los procesos dinámicos de subducción de la placa de Nazca. Ellos son: A.- La cadena septentrional Colombiano-Ecuatoriano, con 880 Km.; B.- La cadena de los Andes Centrales de Chile-Perú, con 1360 Km. y C.- La cadena meridional andina de Chile Central-Sur, con 1440 Km. Históricamente se ha reconocido en ellas un total de 128 volcanes activos, que totalizan un registro de 514 erupciones ocurridas desde 1500, lo cual representa solo el 9.5% tanto de los volcanes activos, como de las erupciones ocurridas históricamente en el mundo.

El cinturón Colombiano-Ecuatoriano, con 12 volcanes activos concentra el 35.5% de las erupciones, con un índice de explosividad que alcanza al 65.5% del total de la actividad ≥ 3, ocurrida a lo largo de la subducción de la placa de Nazca. Seguido por el cordón de Chile Central-Sur, donde la actividad eruptiva generada por 19 volcanes en los últimos 100 años, llega al 52.5% con un índice de explosividad que totaliza el 31.5%.

Casi el 50% de los valores señalados se concentran puntualmente en regiones eruptivas como el Reventador; Cotopaxi; Quizapu; Llaima, Villarrica y Hudson, transformándolas en las regiones de más alto peligro volcánico. Al considerar la alta densidad de la población y la actividad que el hombre desarrolla alrededor de estos centros, ellos se señalan como las zonas de más alto Riesgo Volcánico de América del Sur.

REGIONS OF GREATER VOLCANIC RISK IN SOUTH AMERICA

ABSTRACT

Holocenic volcanism in South America is located along some 3680 kilometers, distributed in three important segments or belts on the occidental andean side of the continental American plate and are closely linked to the dynamic subduction processes of the Nazca Plate. These segments are: A. the northern Colombia-Ecuadorean chain, about 680 kilometers long; B. the Central Andes chain in Chile and Peru, about 1360 Km. long and C. The Meridional chain of Central and South Chile, some 1440 Km long. 128 active volcanoes have been identified in these chains, with a total of 514 eruptions

---

* Departamento de Geología y Geofísica , Universidad de Chile.

recorded since year 1500, which number represents only 9.5% of the active volcanoes and total eruptions which have occurred historically throughout the world.

The Colombia-Ecuadorean chain, with 12 active volcanoes concentrates 35.5% of the eruptions, with an explosive index which reaches 65.5% of the total activity, equal to or greater than 3, which has occurred along the subduction zone of the Nazca Plate. This is followed by the Central and South Chile chain, where the eruptive activity generated by 19 volcanos, in the last 100 years, is 52.5% with an explosive index of 31.5%.

Almost 50% of the values indicated correspond to specific eruptive regions such as Reventador, Cotopaxi, Quizapu, Llaima, Villarrica and Hudson, making these the regions of greatest volcanic hazard. Considering the high density of population and of human activity which has developed around these regions, they can be considered the areas of the highest volcanic risk in South America.

INTRODUCCION

La región Andina de América del Sur es una de las áreas de mayor actividad sísmica y volcánica de la Tierra. En esta región no solo ocurren severos sismos, varias veces en el año, que alcanzan alrededor del quince por ciento de la energía total liberada anualmente por la actividad sísmica, sino que también gran parte de la energía se libera en forma de flujo calórico generando una intensa actividad volcánica con frecuentes erupciones, las que a menudo causan grandes pérdidas materiales y numerosas víctimas. Los tres grandes cinturones volcánicos reconocidos en esta región representan alrededor del diez por ciento, tanto de los volcanes activos como de las erupciones históricas, registradas en el mundo.

El presente estudio se ha realizado dentro del contexto y objetivos del Proyecto SISRA, contribuyendo con ello a identificar las regiones volcánicas de mayor riesgo potencial en América del Sur, sus relaciones con la distribución poblacional y el emplazamiento de obras de ingeniería. En este primer análisis, se entregan los antecedentes básicos de la actividad volcánica andina, asociado a los procesos de subducción de la Placa de Nazca con la Placa Americana y constituyen la Base para investigaciones detalladas de los centros de mayor riesgo, en una segunda etapa del Proyecto SISRA.

MARCO TECTONICO-VOLCANICO

La actividad volcánica a lo largo de la región Andina, sobre el margen occidental de la Placa Americana, ha tenido un intenso desarrollo durante el Cenozoico Superior, estrechamente ligado a los procesos de subducción de la Placa de Nazca. Desde el Mioceno hasta el Presente, el volcanismo ha presentado varios ciclos de mayor o menor actividad cuyos depósitos de materiales volcánicos y estructuras han permitido reconocer migraciones progresivas hacia el Este, que pueden interpretarse como reflejos de la velocidad de subducción (González-Ferrán, 1973; González-Ferrán et.al. 1985). Mientras

que durante el Plioceno-Pleistoceno la actividad volcánica se restringe a tres grandes segmentos (Fig. 1) separadas por zonas sin volcanismo. Estos segmentos volcánicos, están íntimamente asociados a la segmentación que presenta el plano de subducción de la Placa de Nazca. Dicha segmentación queda demostrada ampliamente por la distribución de los focos sísmicos, como lo han señalado, Kausel y Lomnitz (1968) y Barazangi and Isacks, (1976), (Fig. 2). Es así como el volcanismo activo del presente está asociado con los segmentos de subducción de gran ángulo ($\geq$ 30°) y está ausente en aquellos donde la placa es de bajo ángulo ($\leq$ 10°). En este último caso, el bajo ángulo causa un efecto negativo en la generación de magma, debido a la menor distancia que queda entre la corteza continental y la oceánica, por el efecto de flotación que experimenta la placa subductada impidiendo así, la presencia de material astenoférico entre ambas placas, lo cual se traduce en la ausencia del volcanismo en estos segmentos del margen continental.

Petrológicamente, el magmatismo que caracteriza este volcanismo andino, es típicamente calco-alcalino. Con predominio de eruptivos felsicos, riolitas, dacitas y andesitas en los primeros ciclos eruptivos y términos más básicos en las etapas más recientes, lo cual está indicando una génesis claramente asociada a procesos de subducción. (Vergara y González-Ferrán, 1972; González-Ferrán et.al 1985; Baker et. al 1985). Es frecuente observar principalmente durante el Mioceno-Plioceno, fuertes variaciones petrográficas en un mismo centro eruptivo, que se inicia con una fase efusiva andesítica-dacítica y culmina con una fase explosiva, generadoras de grandes depósitos riolíticos y que han dado origen a numerosas calderas gigantes, especialmente en los Andes Centrales de América del Sur (Katsui y González-Ferrán, 1968). Desde el punto de vista del peligro volcánico, las características petrográficas de los materiales efusivos, son indicadoras del grado de peligrosidad de una erupción, la cual puede ser tranquila o altamente explosiva. Así aquellas erupciones causadas por magmas ricos en sílices, como es el caso de lavas felsicas (dacitas y riolitas), que tienen una gran viscosidad impidiendo la libre circulación de gases, se transforman en erupciones altamente explosivas, generadoras en muchos casos de nubes ardientes y grandes flujos de ceniza acompañado de una fuerte inyección de material piroclástico en la atmósfera que pueden alcanzar hasta los 15 o 20 mil metros de altura. Mientras que aquellas erupciones asociadas a magmas básicos, son relativamente tranquilas, los gases escapan libremente y la lava fluye muy líquida, con escasa eyección de material piroclástico. Sin embargo la mayoría de las erupciones en estos cinturones Andinos están asociados a magmas de tipo intermedio o de composición andesítica, la cual genera erupciones cuyo grado de explosividad es variable, llegando en algunas ocasiones a eyectar abundantes piroclásticos seguidos de pequeños flujos de lava.

En el análisis del peligro que revisten los volcanes activos de la región andina de América del Sur, es importante tener presente, el relieve que han generado estos volcanes, implantado casi siempre sobre bloques andinos y depresiones tectónicas, donde sus edificios sobrepasan los 2000 metros de altura, los que sumados a la altura base del terreno, alcanza en muchos casos los 4000 y 6000 metros de altura sobre el nivel del mar. Con lo cual sus centros activos quedan sobre la línea de equilibrio de los glaciares y nieve permanente en los Andes. Así la mayoría de los volcanes activos de esta región tienen una cubierta de hielo y nieve, lo que eleva enormemente el índice de peligrosidad ante pequeñas erupciones, por la generación de avalanchas o lahares, que son los que generalmente han causado los mayores daños materiales y víctimas (González-Ferrán, 1972).

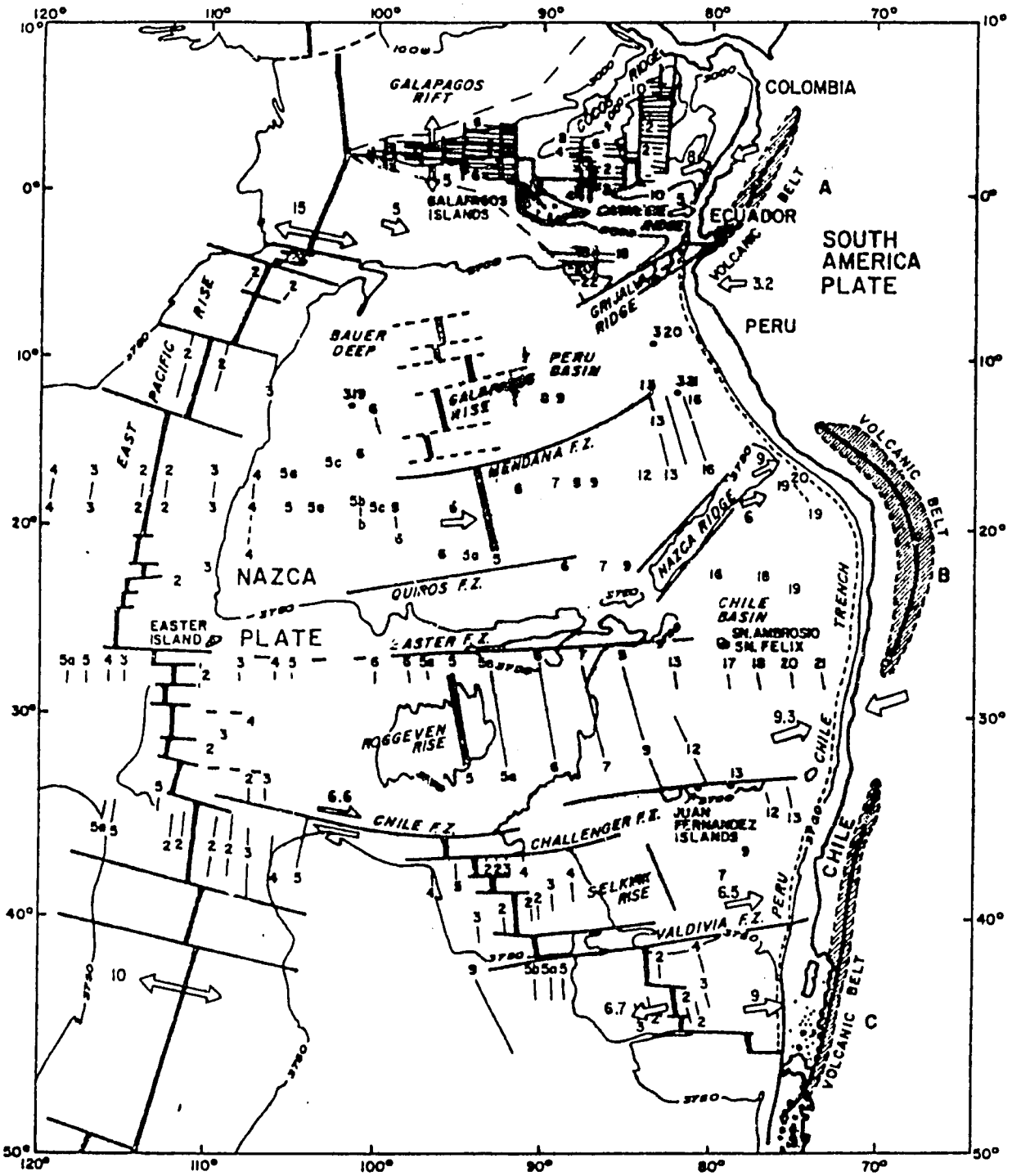

GALAPAGOS RIFT
COLOMBIA
COCOS RIDGE
GALAPAGOS ISLANDS
CARNEGIE RIDGE
ECUADOR
A
SOUTH AMERICA PLATE
VOLCANIC BELT
GRIJALVA RIDGE
PERU
BAUER DEEP
PERU BASIN
GALAPAGOS RISE
EAST PACIFIC RISE
MENDANA F.Z.
NAZCA RIDGE
VOLCANIC BELT
B
NAZCA
QUIROS F.Z.
PLATE
EASTER ISLAND
EASTER F.Z.
CHILE BASIN
SN. AMBROSIO
SN. FELIX
TRENCH
ROGGEVEN RISE
CHILE
CHILE F.Z.
CHALLENGER F.Z.
JUAN FERNANDEZ ISLANDS
SELKIRK RISE
PERU
VALDIVIA F.Z.
CHILE
VOLCANIC BELT
C

Figura 1

VOLCANIC ACTIVITY DURING THE LAST 100 YEARS

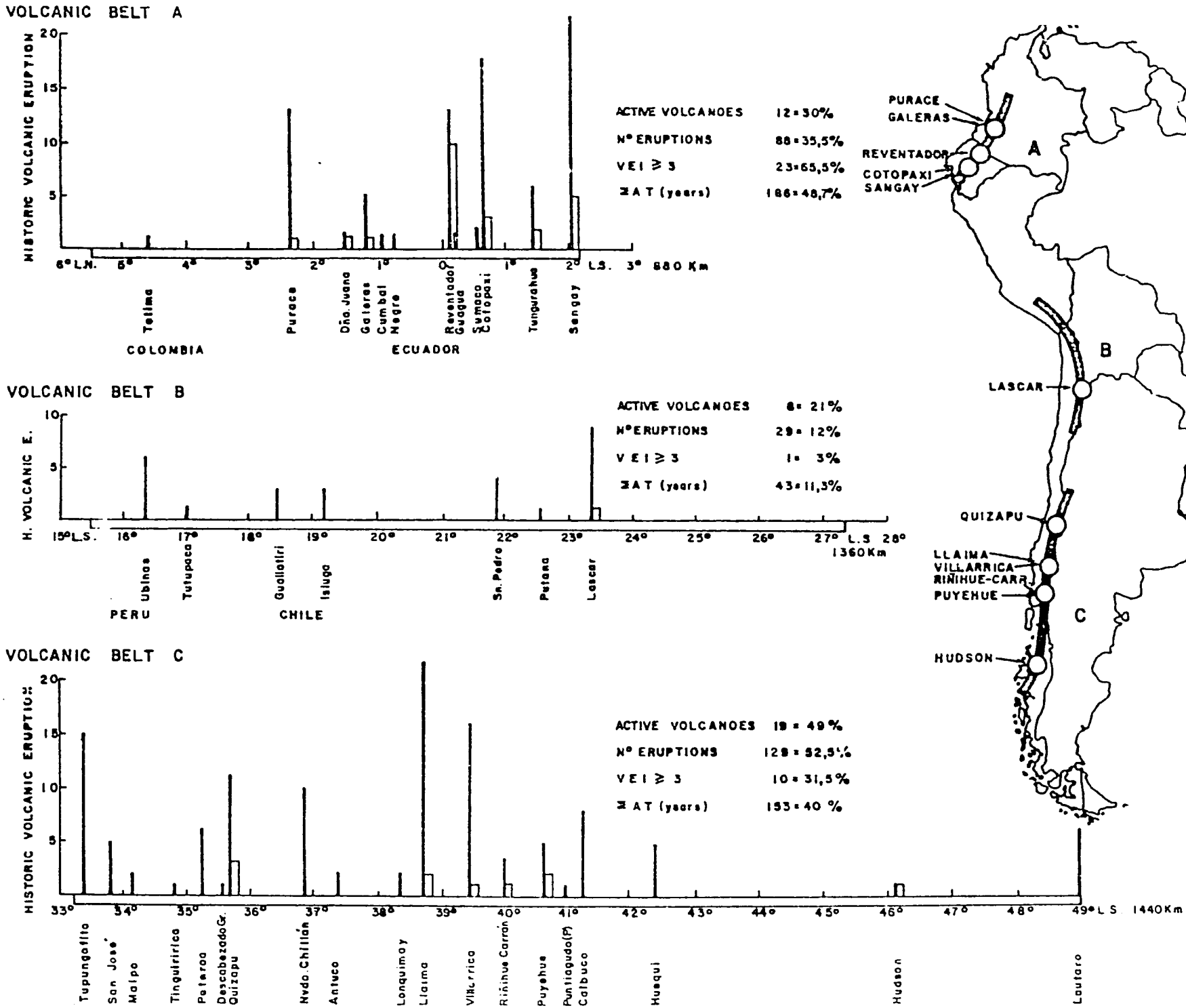


Figura 2

CINTURONES VOLCANICOS ACTIVOS

En el análisis de los antecedentes para reconocer aquellos cinturones volcánicos activos y determinar cual es el de mayor vigor potencial eruptivo, se ha tomado el criterio propuesto por Simkin y Siebert (1984). Así a partir de los registros existentes, se ha procedido al análisis cuantitativo de ciertos parámetros, tales como el índice de explosividad volcánica, en el cual se han tomado valores mínimos ≥ 3; el número de erupciones y la suma del tiempo de duración de las erupciones a lo largo de un mismo cinturón. Todos estos parámetros se han normalizado por la unidad de tiempo y espacio.

En los tres cinturones ya señalados (Fig. 1), se han reconocido históricamente en ellos un total de 128 volcanes activos, que a su vez totalizan un registro de 514 erupciones históricas ocurridas desde 1500 hasta la fecha. Estas cifras corresponden al 9.5% de los volcanes activos y al 9.3% de las erupciones históricas registradas en el mundo.

Para los efectos de la determinación de los cinturones de mayor vigor, solo se han tomado los registros de los últimos cien años, ya que los datos tienen una mayor confiabilidad y continuidad en su observación. Los datos se han tomado de los registros proporcionados por González-Ferrán, 1972, Simkin et. al 1981; Hall, 1977.

A. ANDES SEPTENTRIONALES (Colombia - Ecuador).-

Este cinturón volcánico activo que se extiende a través de Colombia y Ecuador (Fig. 3) alcanza una longitud aproximada de 880 kilómetros entre las latitudes 6°30' Norte y 2°15' Sur. Los registros demuestran hasta la fecha, la existencia de 12 volcanes activos durante los últimos cien años con 88 erupciones históricas, donde el 25% de ellas acusa un índice de explosividad ≥ 3. Su distribución tanto en Colombia como en Ecuador es la siguiente:

COLOMBIA	N° Erup. Ult. 100 años	%	N° Erup. con IEV ≥ 3
V. Tolima	1	1.0	0
V. PURACE	13	15.0	1
V. Doña Juana	1	1.0	1
V. GALERAS	5	6.0	1
V. Cumbal	1	1.0	0
V. Negro Mayasquer	1	1.0	0
ECUADOR			
V. REVENTADOR	13	15.0	10
V. Guagua	3	3.0	0
V. Sumaco	2	2.0	0
V. COTOPAXI	18	21.0	3
V. Tungurahua	6	7.0	2
V. SANGAY	23	27.0	5

Del análisis de este cuadro se puede señalar que solo cinco volcanes han tenido una actividad significativa. En Colombia, los volcanes Purace y Galeras,

PARAMETROS INDICADORES DEL GRADO DE ACTIVIDAD DE LOS CINTURONES VOLCANICOS DE AMERICA DEL SUR

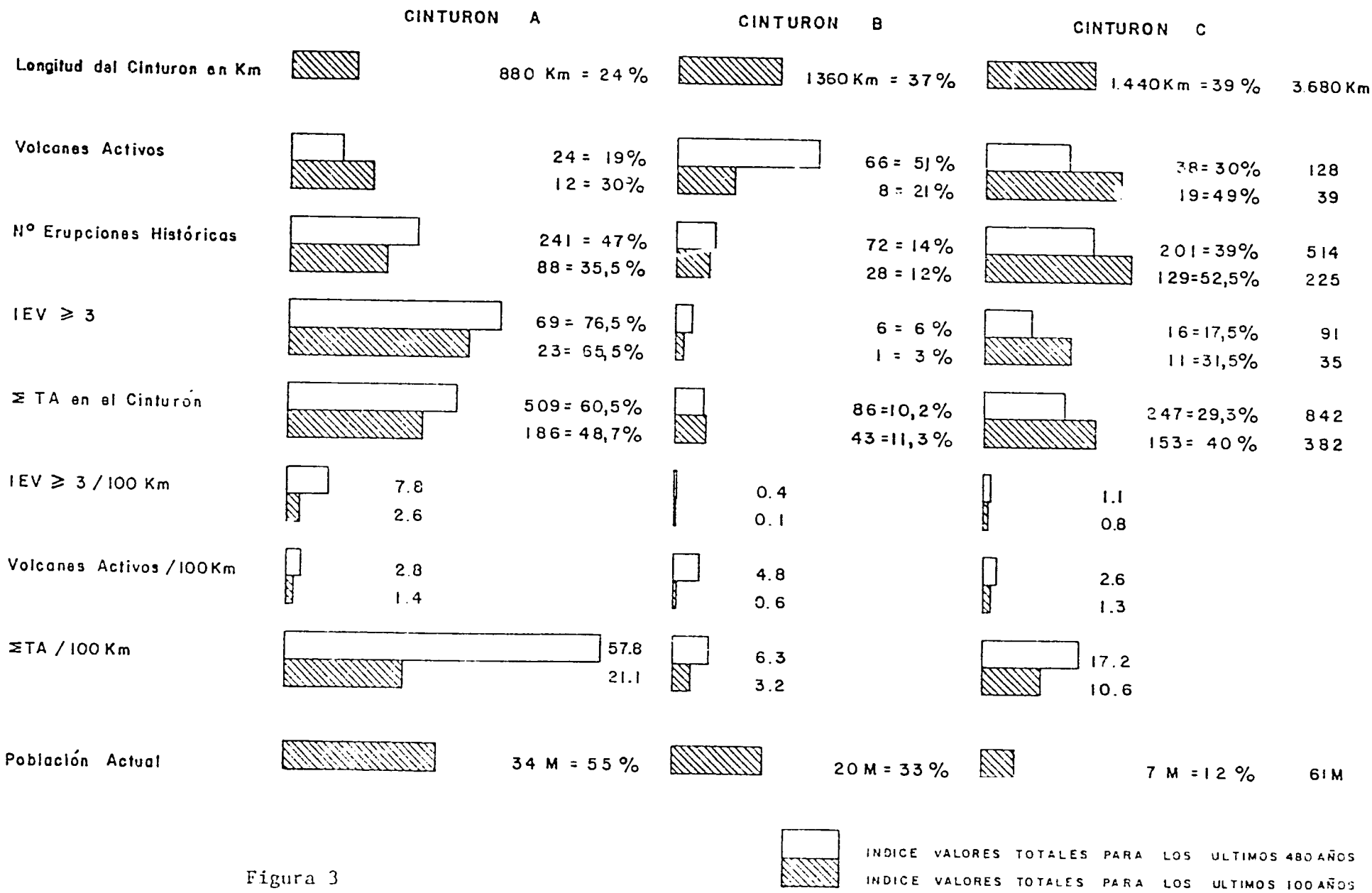


Figura 3

concentra solo el 21% de las erupciones de este cinturón y ellas raramente registran un índice de explosividad ≥ 3,. Mientras que en Ecuador, los volcanes Reventador, Cotopaxi y Sangay, registran el 63% de las erupciones ocurridas durante los últimos cien años, con una alta frecuencia en erupciones con un IEV≥3. Siendo el Reventador, el volcán de mayor peligro eruptivo, por la frecuencia y alto valor que alcanza su índice de explosividad.

B. ANDES CENTRALES (Perú - Chile - Bolivia - NW Argentina).-

Como se señala en la Figura 3, este cinturón en forma de arco, se extiende entre los 15°30' y 27°15' de latitud sur alcanzando una longitud aproximada de 1360 Km. Es una de las regiones de menor actividad eruptiva durante los últimos cien años. Se registran solo 8 volcanes activos con 28 erupciones que se distribuyen como sigue:

PERU	N° Erup. Ult. 100 años	%	N° Erup. c/IEV ≥ 3
V. Misti	1 (?) Actv. Solf.	0.0	0
V. Ubinas	6	22.0	0
V. Tutupaca	1	3.5	0
CHILE			
V. Guallatiri	3	11.0	0
V. Isluga	3	11.0	0
V. San Pedro	4	15.0	0
V. Putana	1	3.5	0
V. LASCAR	9	34.0	1

Se puede observar claramente que el único volcán que ha tenido una actividad significativa en esta región durante los últimos cien años es el Lascar, situado en plena Cordillera altiplánica en Chile. De sus nueve erupciones que concentra el 34% de la actividad en el cinturón, sólo una alcanza un índice de explosividad cercano a 3. Seguido por el Ubinas en Perú, cuyas erupciones representan el 22% de la actividad y ninguna de sus erupciones ha alcanzado un IEV igual a 3. Sin embargo, esta región ha tenido en el pasado una significativa actividad eruptiva. Además aquí es donde se concentra el mayor número de edificios volcánicos y calderas gigantes. Su bajo vigor eruptivo durante los últimos cien años, no debe confundirse con la alta peligrosidad que tienen los volcanes de carácter dacítico-andesítico.

C ANDES MERIDIONALES.- (Chile - Argentina).-

Con una longitud de 1440 Km., este cinturón volcánico, se extiende entre los 33°15' y 49° de Latitud Sur, con un registro de 19 volcanes activos durante los últimos cien años y los que totalizan 129 erupciones históricas, donde sólo 10 de ellas alcanzan un IEV ≥ 3. Su distribución es como sigue:

CHILE	N° Erup. Ult. cien años	%	N° Erup. con IEV _ 3
Tupungatito	15	12.0	0
San José	5	4.0	0
Maipo	2	1.5	0
Tinguiririca	1	0.7	0
Peteroa	6.	4.7	0
Descabezado Grande	2	1.5	0
QUIZAPU	12	9.0	3
Nevado Chillán	10	7.6	0
Antuco	2	1.5	0
Lonquimay	2	1.5	0
LLAIMA	25	19.0	2
VILLARRICA	18	14.0	1
Riñihue-Carrán-Mirador	5	4.0	1
PUYEHUE	5	4.0	2
Parasitos (Puntiagudo)	1	0.7	0
Calbuco	8	6.3	0
Huequi	5	4.0	0
HUDSON	1	0.7	1
Lautaro	3	1.3	0

Al analizar este cuadro eruptivo, se puede observar que en este cinturón los volcanes Llaima y Villarrica son los que tienen unamayor frecuencia de erupciones. Sus erupciones son relativamente tranquilas, con un bajo índice de explosividad, el que rara vez alcanza un valor igual o superior a 3. En 43 erupciones solo en 3 ocasiones ha sobrepasado el valor ya indicado. En contraste con estos volcanes, se tiene el volcán Quizapu con una frecuencia eruptiva inferior, pero con un IEV muy alta, alcanzando la erupción del 10 de Abril de 1932 un IEV igual a 5, lo cual lo identifica como uno de los volcanes más explosivos en este cinturón.

PELIGRO Y RIESGO VOLCANICO.-

Del análisis hecho en los párrafos anteriores, queda claramente evidenciado que las regiones volcánicas del margen occidental de América del Sur, con mayor vigor eruptivo durante los últimos cien años, la constituyen los cinturones A y C. Sin embargo, el cinturón B que demuestra una escasa actividad, en términos de "pronóstico eruptivo" constituye una de las regiones de mayor peligro volcánico. Ello es efectivo, si se considera básicamente las características magmáticas de esta provincia volcánica, donde predominan los productos dacíticos y riolíticos y donde la dinámica de las placas es muy intensa. Por otra parte es sabido que erupciones de materiales felsicos, toman un tiempo o intervalo muy largo entre cada erupción, particularmente si estas están asociadas a calderas gigantes, como es el caso de esta región. Por lo tanto, un intervalo largo de quietud, contribuye a aproximarnos a una erupción altamente explosiva. Sin embargo su riesgo volcánico es bajo, por cuanto ellas se distribuyen entre el desierto y el margen altiplánico ,

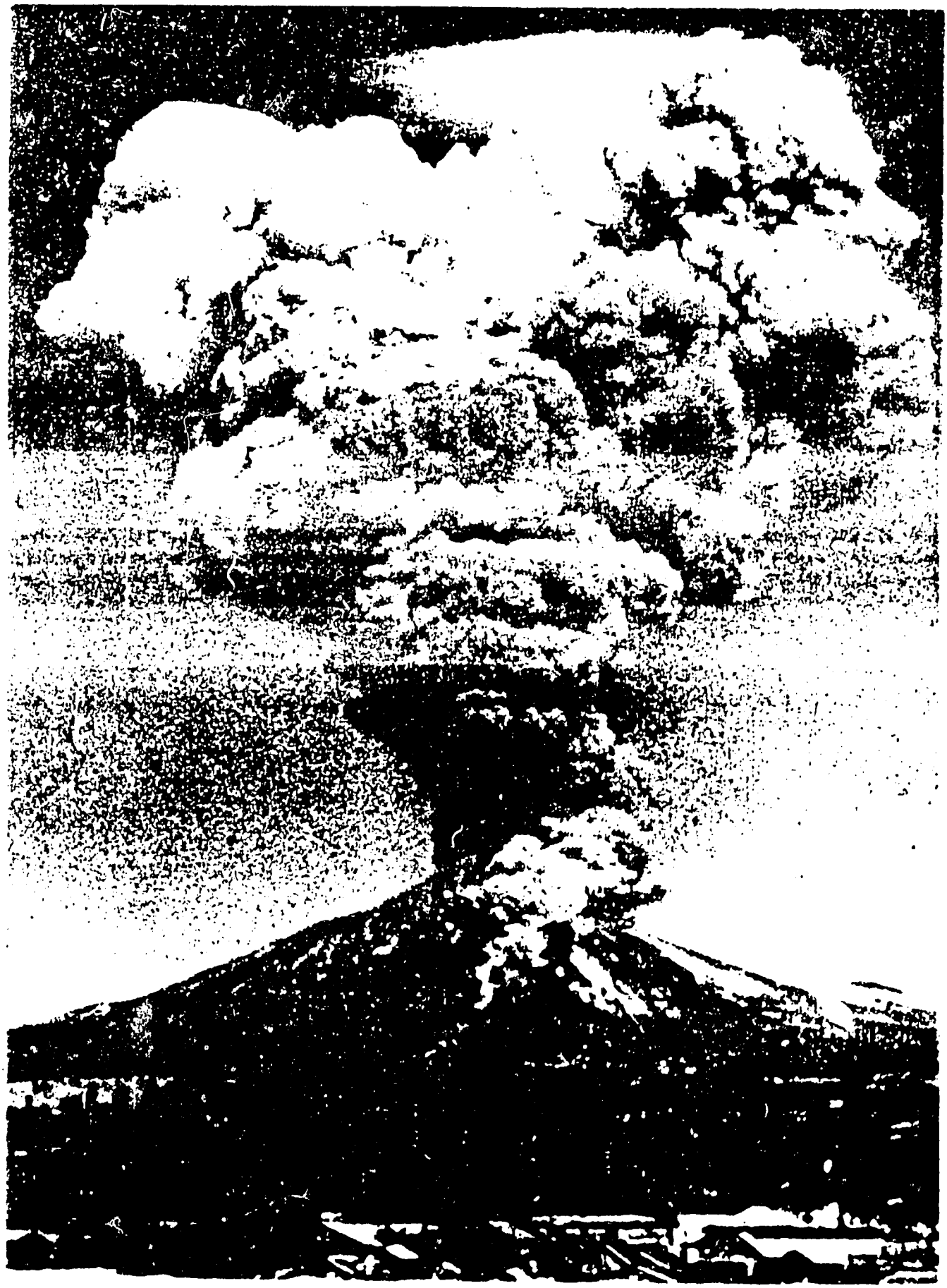


Figura 4

donde la densidad de población es muy baja y las obras de ingeniería asociadas a los centros mineros son esporádicos.

Además vemos que la mayoría de los volcanes activos con alta frecuencia eruptiva, se localizan en regiones donde existe una alta densidad poblacional, como lo es el caso de Ecuador, Colombia y Chile Central-Sur. Esto hace considerarlas como regiones de "mayor Riesgo Volcánico", aunque muchos de sus volcanes constituyen un Peligro eruptivo bajo. Fig. 4.

Finalmente deberá iniciarse o continuarse un estudio detallado de aquellas áreas que se han identificado como de "alto riesgo volcánico". Este estudio deberá comprender un levantamiento geológico detallado, donde se pueda establecer claramente la historia y evolución del centro volcánico y reconocer sus ciclos eruptivos pre-históricos, como así mismo una acuciosa investigación de los datos y registro de las erupciones históricas. Estos antecedentes permitirán hacer un PRONOSTICO, basado en la extrapolación de los eventos pasados, para estimar en el largo plazo, posibles actividades sin mayor precisión, lo cual es una componente importante en la evaluación del riesgo. Una vez identificado el Volcán de más alto riesgo, deberá motivarse a las autoridades locales y organismos Oficiales, para la instalación de equipos, que permitan su monitoreo permanente. Solo así, basado en datos precisos cuantificados se podrán interpretar para formular la PREDICCION, que en el corto plazo es determenístico, indicando ciertos parámetros como ubicación, tiempo y naturaleza de la actividad esperada.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio ha sido apoyado por el Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile y por el Proyecto SISRA, a través de CERESIS, Centro Regional de Sismología para América del Sur. El autor expresa su agradecimiento a los colegas Edgar Kausel y Alberto Giesecke, por el apoyo y estímulo dado a esta área de la Investigación.

REFERENCIAS:

Baker P.E.; O. González-Ferrán and D.C. Rex, 1985.- Geology and Geochemistry of the Ojos del Salado Volcanic Region, Chile (In press).

Barazangi, M. and B. L. Isacks, 1976.- Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. Geology, 4 p. 686-692.

González-Ferrán, O., 1972.- Distribución del volcanismo activo de Chile y la reciente erupción del Volcán Villarrica. Primer Symposium Cartográfico Nacional. I. G. M. Santiago. -. 191-207.

González-Ferrán, O., 1973.- Volcanismo Andino Cenozoico y sus relaciones con la zona de subducción del Pacífico Oriental. Conference on Geodynamics IASPEI-IUGG, Lima, Comptes Rendus N. 18, p. 238.

González-Ferrán, O.; P.E. Baker and C. Rex, 1985.- Tectonic Volcanic discontinuity at Latitude 27 South Andean Range, Associated with Nazca Plate Subduction. Tectonophysics 112. p. 51-70.

Hall, M., 1977.- El Volcanismo en el Ecuador. XI Asamblea General del IGPH, Quito, p. 1-120.

Katsui, Y. y O. González-Ferrán, 1968.- Geología del área neovolcánica de los Nevados de Payachata, Prov. Tarapacá. Univ. de Chile, Dpto. Geología, Publicación 29, p. 1-61.

Kausel, E. and C. Lomnitz, 1968.- Tectonics of Chile. México Symp. Panamericano del Manto Superior, Grupo II, p. 47-67.

Simkin, T.; L. Siebert; L. McClelland; D. Bridge; C. Newhall and J. H. Latter, 198[illegible].- Volcanoes of the World Smithsonian Institution , Stroudsburg, Pennsylvania, p. 1-233.

Simkin, T. and L. Siebert, 1984.- Explosive Eruptions in Space and Time: Durations, Intervals and a Comparison of the World's Active Volcanic Bolts. National Academy Press, Washington, p. 110-121.

Vergara, M. and O. González-Ferrán, 1972.- Structural and petrological characteristics of the late Cenozoic Volcanism from Chilean Andean Region and West Antarctica. Krystalinikum, Prague, Vol 9, p. 157-184.

MAPA DE RIESGOS VOLCANICOS EN LA ANTARTICA

O. Gonzáles-Ferrán *

RESUMEN:

Se reconocen cuatro regiones afectadas por el volcanismo cenozoico-reciente en la Antártica Occidental (Is. Sandwichs; Area Península Antártica ; Tierra de Marie Byrd y Tierra Victoria) y una en la Antártica Oriental (Montañas de Gaussberg). Se han identificado noventaidos centros volcánicos, de los cuales veintiuno corresponden a volcanes activos, con erupciones históricas y fumarolas permanentes, constituyendo por lo tanto, las regiones de mayor peligro volcánico.

Las áreas de alto riesgo volcánico son la Región del Bransfield-Shetland del Sur-Península Antártica, donde existe una concentración de ocho Estaciones Científicas Permanentes y los mayores emplazamientos de apoyo logístico (pistas de aterrizaje y puertos); y la Región del Volcán Erebus en el Mar de Ross, en cuya base se emplazan las instalaciones de la Estación McMurdo, Williams Field y Scott, todas con una alta densidad de población permanente.

MAP OF VOLCANIC RISK IN THE ANTARCTIC

ABSTRACT

Four regions affected by the recent cenozoic volcanism in the Western Antarctic (Sandwich Is.; the Antarctic Peninsula; Marie Byrd Land and Victoria Land) and one in Eastern Antarctic are identified (Gaussberg Mountains). Ninety two volcanic centers have been identified, of which twenty one correspond to active volcanoes with historical eruptions and permanent fumaroles, constituting one of the regions of higher volcanic hazard.

The areas of high volcanic risk are: 1) the Bransfield South Shetland region and Antarctic Peninsula, where there is a concentration of eight permanent scientific stations and is an area of good logistic support (harbors and landing strips) and 2) the region of the Erebus Volcano in the Ross Sea which has installations of the McMurdo Station, William Field and Scott and a dense permanent population.

---

* Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile.

INTRODUCCION

El Continente Antártico, con sus catorce millones de kilómetros cuadrados, se encuentra densamente poblado por volcanes de edad cenozoica-reciente. Ellos particularmente se localizan en el sector conocido como Antártica Occidental o Pacífica y sus islas adyacentes. La excepción la constituye el Volcán Gaussberg, en la Antártica Oriental, que es la prolongación del Rift de las Kerguelen. Hasta ahora se han reconocido casi un centenar de volcanes y veintitrés de ellos activos, varios de los cuales han tenido erupciones históricas, observadas por los exploradores o expediciones científicas. Sin embargo, es posible que muchas erupciones históricas hayan pasado inadvertidas para el hombre, pues no debemos olvidar que este Continente blanco es uno de los desiertos absolutos y más aislados del mundo. Pero en muchos casos, el registro de erupciones ha quedado archivado en los estratos de nieve y hielo, que han permitido reconstruir parte de su cronología histórica. Estos volcanes conforman cadenas montañosas que se extienden principalmente a lo largo de la Tierra Victoria, Tierra de María Byrd y por numerosas islas, como las Balleney, las Shetland del Sur, Sandwichs del Sur, región de la Barrera de Larsen y James Ross, etc., enlazando con su actividad ígnea Nueva Zelandia con América del Sur, cerrando así el llamado Círculo de Fuego del Pacífico (Fig. 1).

No obstante, el bajo porcentaje que representan los volcanes activos de la Antártica, que es del orden del 4% de los volcanes activos del mundo, se han transformado en las últimas décadas en centros de alto riesgo para el hombre. Su distribución geográfica y proximidad a los continentes del Hemisferio Austral, ha orientado las vías de acceso del hombre hacia la Antártica, el cual ha elegido por razones obvias, las áreas libre de hielo para su asentamiento, que como es natural, el alto flujo calórico de la actividad ígnea permite que ellas no se cubran de hielo en estas latitudes. Allí, en las laderas de los volcanes activos, el hombre ha emplazado y concentrado sus obras de ingeniería, puertos y aeropuertos, pasando a transformar estas zonas de simple peligro volcánico en "zonas de alto riesgo volcánico". Basta recordar las erupciones de Isla Decepción 1967, 1969, 1970, para ver cuanto desastre causó a las Bases Chilenas, Inglesas y Argentinas.

Sin embargo, hoy día, a pesar de aquella experiencia, las dos grandes puertas de entrada al Continente Antártico - MCMurdo y Teniente Marsh - están emplazadas en zonas de alto riesgo sísmico-volcánico. La Base McMurdo de Estados Unidos, se levanta al pié del Volcán activo Erebus y la Base Marsh, chilena, está emplazada en la Península Fildes de la Isla Rey Jorge, a pocas cuadras del Rift activo del Estrecho de Bransfield. Es por esta razón que hoy día no solo debemos preocuparnos de la actividad volcánica desde el punto de vista científico, en el contexto de la tectónica global de placas en la Antártica, sino que paralelamente impulsar el monitoreo de su actividad que permita el pronóstico en el largo plazo y la predicción en el corto plazo, contribuyendo a alertar oportunamente a los pobladores y mitigar los posibles daños. Con este objeto, se ha preparado este mapa, que muestra en forma global las áreas críticas, como primera información y que deberá en un futuro inmediato complementarse con mapas locales de "riesgos sísmico-volcánico".

MAPA DE RIESGOS VOLCANICOS.- Figura 2.

El mapa muestra la distribución de los centros volcánicos y volcanes activos en la Antártica, señalando además las áreas expuestas a los efectos de

las erupciones y que constituyen zonas de peligro. Zonas que han sido definidas en una primera aproximación, a partir de los antecedentes, tanto históricos como de terreno, (Berninghausen et. al 1960; González-Ferrán y Y. Katsui 1970; González-Ferrán, 1982 y 1983; Simkin et. al 1981; Kyle et. al 1976; González-Ferrán and González Bonorino, 1972). Así mismo se ha indicado la posible extensión que alcanzaría la expansión de los piroclásticos y hongos de cenizas, teniendo presente la dirección predominante de los vientos, tanto de superficie como de altura.

Se destacan las áreas de mayor riesgo volcánico, que generan las instalaciones de las Bases McMurdo y Marsh.

MARCO TECTONICO-VOLCANICO.

Los Volcanes antárticos, están en casi su totalidad asociados a sistemas tectónicos de Rift, es decir, ellos son producto principalmente de procesos extensivos en zonas de microplacas. La excepción la constituye el grupo de las Islas Sandwichs que conforman un arco de islas asociadas a procesos de subducción en la región oriental del Arco de Scotia.

El carácter alcalino de sus lavas, confirman claramente su relación con la dinámica de Rift, específicamente en la Tierra Victoria, María Byrd y Gaussberg-Kerguelen.

En el área de la Península Antártica, el volcanismo pleistoceno-reciente, está controlado por un sistema de rift en Abanico, que lo conforman el Rift del Bransfield con los volcanes Decepción, Penguin, Bridgeman y otros submarinos; el Rift del Canal Príncipe Gustavo, compuesto por una serie de centros eruptivos, entre los que destacan el Volcán Paulet y finalmente el Rift del Larsen, con los volcanes Argo, Seal Nunatak y Caley (Fig. 3), (González-Ferrán, 1985; Parra et. al, 1985).-

MONITOREO DE LA ACTIVIDAD SISMICA-VOLCANICA.

Tanto en las Bases McMurdo como Marsh, se ha iniciado la instalación y equipamiento instrumental para monitorear la actividad sísmica-volcánica, la deformación del terreno, la variación química de gases volcánicos, la medición de la gravedad, magnetismo y sismicidad.

McMurdo al pié del Volcán Erebus posee facilidades logísticas para unas mil personas, y es el centro de llegada del flujo aéreo y marítimo procedente de Christchurch, Nueva Zelandia.

La Base Teniente Marsh, es a su vez como se ha dicho, la principal puerta de entrada a la Península Antártica desde América del Sur y es hoy día, el centro de gravedad de 24 Bases permanentes en dicha área, que pertenecen a nueve Países que representan el 50% de los Países Consultivos del Tratado Antártico, manteniendo una población del orden de 400 personas, que debido al flujo de actividades científicas, logísticas y turísticas, durante los meses de verano, se eleva a más de 1500 personas, en un área sísmica-volcánicamente activa, como lo es el Rift del Bransfield. En este Rift activo, que tiene una velocidad de expansión entre 0.5 y 1.0 centímetros por año, el Departamento de Geología y Geofísica de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, de la Universidad de Chile, con el financiamento y apoyo de la FACH

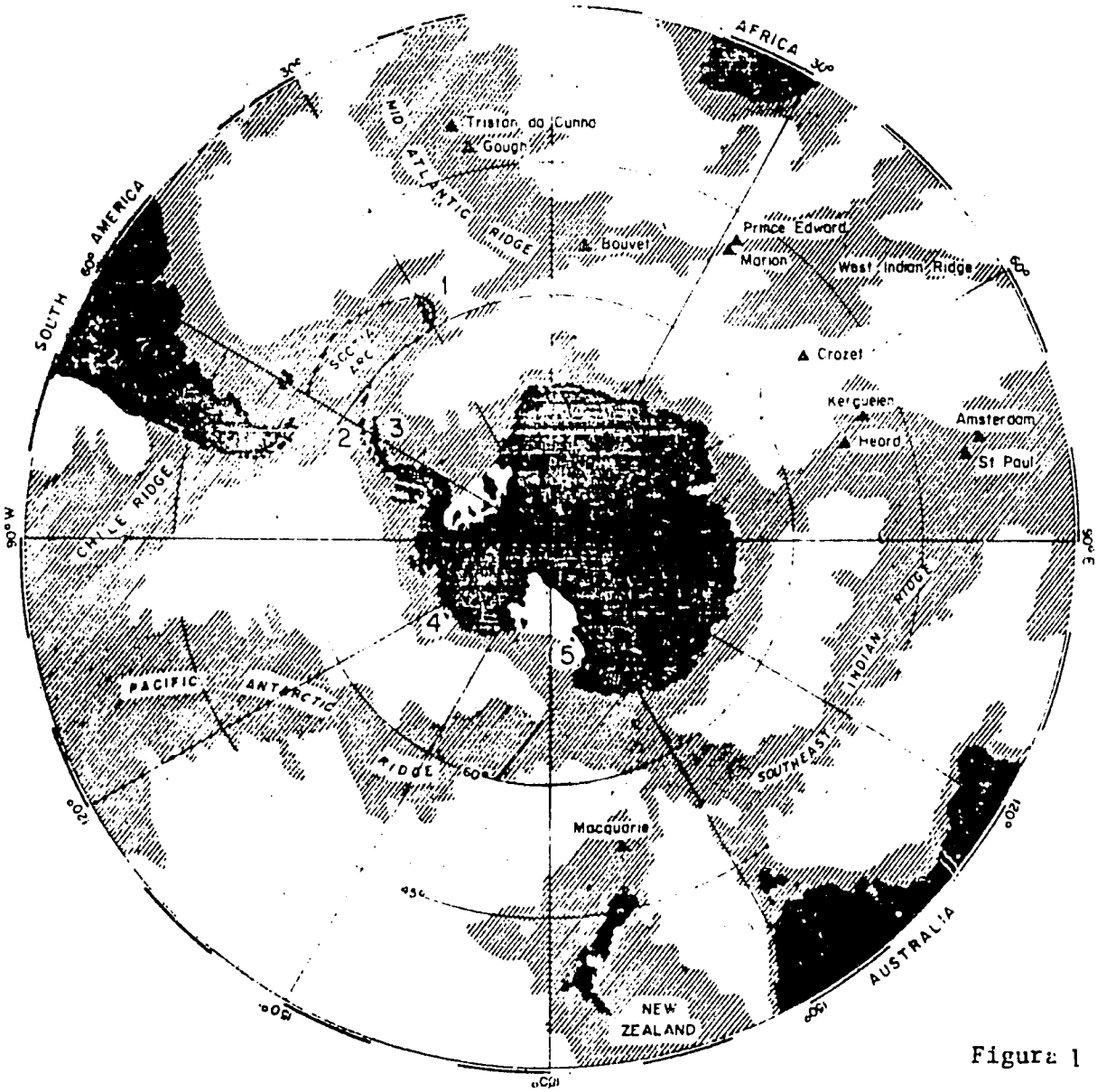


Figura 1

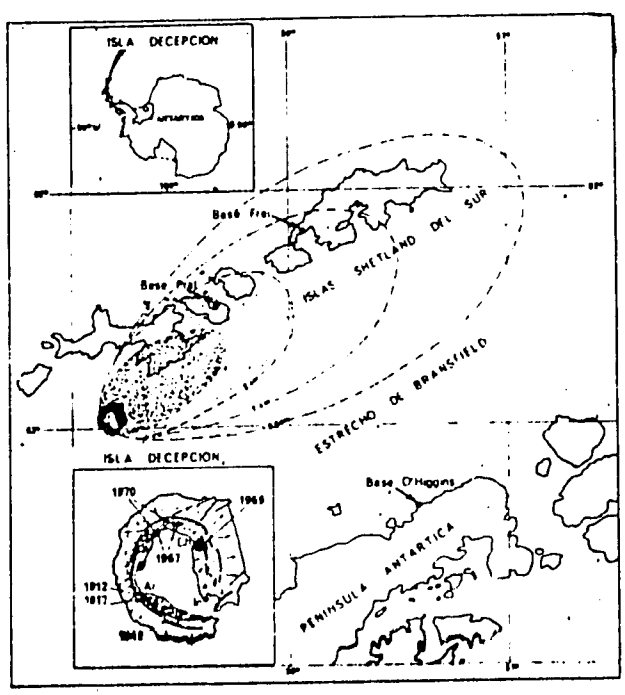


Figura 5

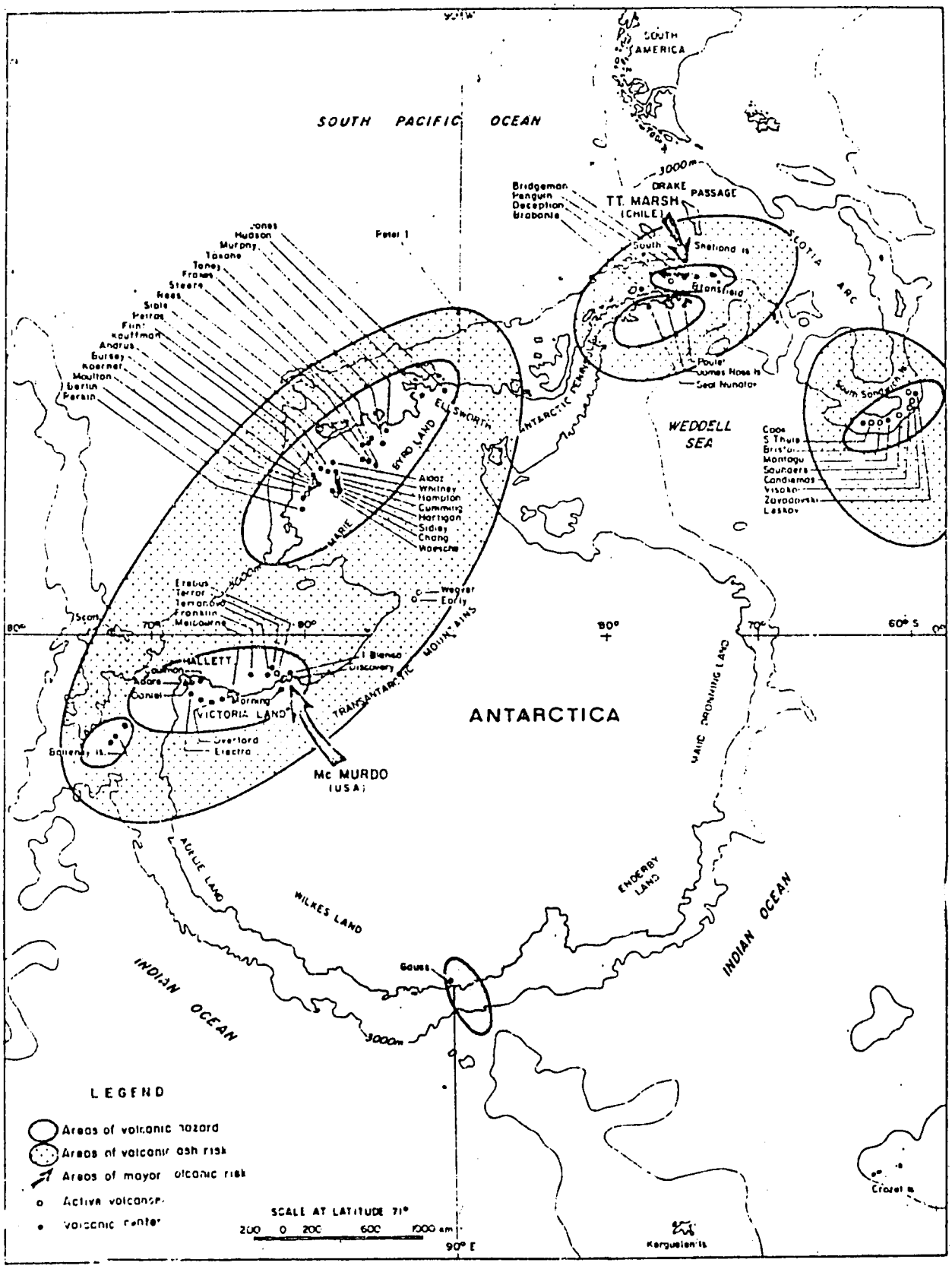

SOUTH AMERICA
SOUTH PACIFIC OCEAN
DRAKE PASSAGE
TT. MARSH (CHILE)
Bridgeman
Penguin
Deception
Brabante
Peter I
Jones
Hudson
Murphy
Toscane
Toney
Frakes
Steere
Rees
Siple
Petras
Flint
Kauffman
Andrus
Bursey
Koerner
Moulton
Berlin
Persin
ELLSWORTH
BYRD LAND
MARIE
ANTARCTIC PENINSULA
WEDDELL SEA
South Sandwich
Coos
S. Thule
Bristol
Montagu
Saunders
Candlemas
Visokoi
Zavodovski
Laskov
Aldot
Whitney
Hampton
Cumming
Hartigan
Sidley
Chang
Wordsche
Erebus
Terror
Terror
Franklin
Melbourne
Wegener
Early
MOUNT ADAMS
TRANSANTARCTIC
HALLETT
Adare
Morning
VICTORIA LAND
Overland
Electra
Balleny Is.
Mc MURDO (USA)
ANTARCTICA
MARIE BYRD LAND
AUCKLAND
WILKES LAND
ENDERBY LAND
INDIAN OCEAN
INDIAN OCEAN
Gauss
Crozet Is
Kerguelen Is
LEGEND
Areas of volcanic hazard
Areas of volcanic ash risk
Areas of mayor volcanic risk
Active volcanoes
Volcanic center
SCALE AT LATITUDE 71°
200 0 200 600 1000 km
90° E
60° S
80°
70°
3000m

Figura 2

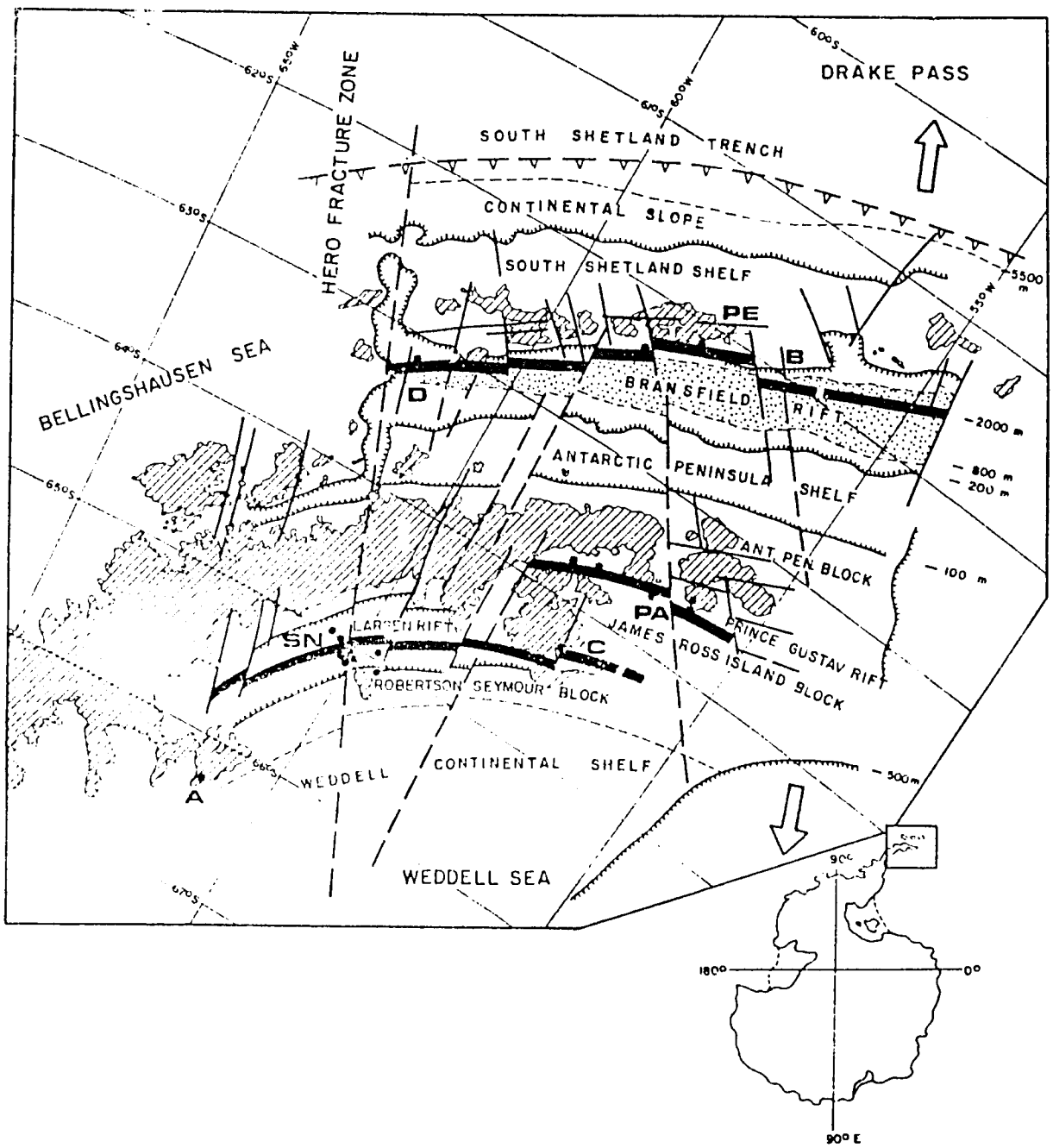

DRAKE PASS
SOUTH SHETLAND TRENCH
CONTINENTAL SLOPE
SOUTH SHETLAND SHELF
HERO FRACTURE ZONE
BELLINGSHAUSEN SEA
PE
B
D
BRANSFIELD RIFT
ANTARCTIC PENINSULA SHELF
ANT PEN BLOCK
PA
SN
LARSEN RIFT
C
ROBERTSON SEYMOUR BLOCK
JAMES ROSS ISLAND BLOCK
PRINCE GUSTAV RIFT
WEDDELL CONTINENTAL SHELF
A
WEDDELL SEA
-2000 m
-800 m
-200 m
-100 m
-500m
-5500 m
90°
180°
0°
90° E

Figura 3

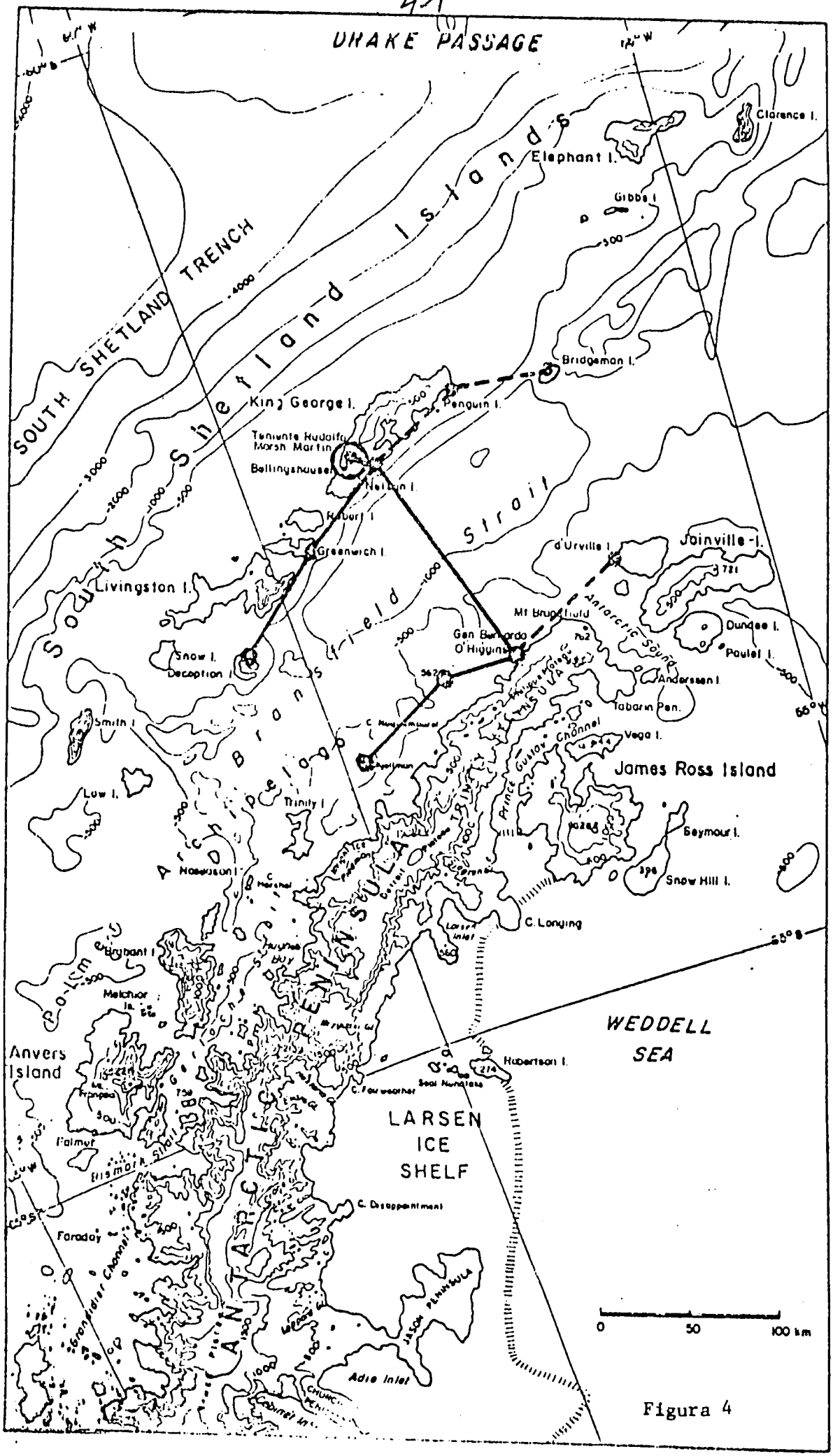

DRAKE PASSAGE
SOUTH SHETLAND TRENCH
South Shetland Islands
Elephant I.
Clarence I.
Gibbs I.
Bridgeman I.
King George I.
Penguin I.
Bellingshausen
Nelson I.
Robert I.
Greenwich I.
Livingston I.
Snow I.
Deception I.
Smith I.
Low I.
Trinity I.
Brabant I.
Anvers Island
Melchior Is.
Palmer
Ellsworth Land
Faraday
Grandidier Channel
d'Urville I.
Joinville I.
Dundee I.
Poulet I.
Andersen I.
Tabarin Pen.
Vega I.
Prince Gustav Channel
James Ross Island
Seymour I.
Snow Hill I.
C. Longing
Hubertson I.
Soal Nunataks
C. Fairweather
LARSEN ICE SHELF
C. Disappointment
Adie Inlet
WEDDELL SEA
0
50
100 km

Figura 4

y CORFO, está desarrollando un proyecto de investigación, que ha permitido instalar una red sísmica-telemétrica de ocho sismómetros, cuya estación receptora digitalizada se ha ubicado en Base Marsh (Fig. 4). Cabe recordar que las erupciones ocurridas en la Isla Decepción durante los años 1967, 1969 y 1970, que destruyeron las Bases chilena e inglesa, con su lluvia de cenizas, causó serias emergencias a otras instalaciones en las islas Shetland del Sur (Fig. 5), (Gonzáles-Ferrán et. al 1971).

AGRADECIMIENTOS.-

Este trabajo, forma parte del proyecto geológico-geofísico, que está desarrollando el Departamento de Geología y Geofísica de la Universidad de Chile, por lo tanto, el autor expresa su agradecimiento a los colegas co-investigadores que en él participan, por su cooperación y apoyo. Igualmente al Departamento de Investigación y Bibliotecas de la Universidad de Chile, por el financiamiento otorgado por Grant E 1360-8445. Así mismo a los Oficiales de la Fuerza Aérea de Chile, por el extraordinario apoyo logístico brindado, sin el cual no habría sido posible investigar aquellas remotas regiones.

REFERENCIAS.-

Berninghausen, W.H. and M.N. Van Padang, 1960.- Antarctica. Catalog of active volcanoes of the World, Vol. 10 IAVCEI, Rome, p. 1-32.

Gonzáles-Ferrán, O., 1982.- The Antarctic Cenozoic Volcanic Provinces and their implications in Plate Tectonic Processes. In Craddock C.; Ed. Antarctic Geoscience. The University of Wisconsin Press, Madison, p. 687-694.

González-Ferrán, O., 1983.- The Seal Nunataks: An active volcanic group on the Larsen Ice Shelf, West Antarctica: In Oliver R. et. al. Eds. Antarctic Earth Sciences, Australian Acad. Sc., Cambridge. University Press, p. 334-337.

González-Ferrán, O., 1985.- Volcanic and Tectonic evolution of the Northern Antarctic Peninsula - Late Cenozoic to Recent. Tectonophysics 114, p. 320-336.

González-Ferrán, O. and F, González Bonorino, 1972.- The Volcanic Ranges of Marie Byrd Land between 100 and 140 W. In Adie R., Ed. Antarctic Geology and Geophysics. Universitetsforlaget Oslo, p. 261-275.

González-Ferrán, O. y Y. Katsui, 1970.- Estudio Integral del Volcanismo Cenozoico Superior de las Islas Shetland del Sur, Antártica, Inst. Ant. Chileno, Serv. Cient. Vol. I N. 2, p. 123-174/.

González-Ferrán, O.; F. Munizaga and H. Moreno, 1971.- 1970 Eruption at Deception Island: Distribution and chemical features of ejected material. Ant. Jour. Washington, Vol VI, N. 4, p. 97-98.

Parra, J.C.; O. González-Ferrán and J. Bannister, 1985.- Aeromagnetic Survey over the South Shetland Islands, Bransfield Strait and part of the Antarctic Peninsula, Rev. Geológica de Chile, N. 23, p. 1-22.

Simkin, T.; L. Siebert; L. McClelland; D. Bridge; C. Newhall and J.H. Latter, 1981.- Volcanoes of the World. Smithsonian Institution, Stroudsburg, Pennsylvania, p. 1-233.

PREVENCION DE DESASTRES Y MITIGACION

DISASTER PREPAREDNESS AND MITIGATION

Previous Page Blank

UN PROGRAMA PARA LA MITIGACION DE LOS EFECTOS DE LOS TERREMOTOS EN LA REGION ANDINA. PROYECTO SISRA

Alberto Giesecke M. *

RESUMEN

Objetivos

- Obtener datos básicos de orden geológico y sismológico necesarios para la evaluación de los peligros y riesgos sísmicos de América del Sur.
- Preparar mapas que expresen el peligro de terremotos en América del Sur.
- Organizar reuniones de carácter disciplinario para geólogos, sismólogos e ingenieros con el objeto de asegurar que los resultados del proyecto sean usados en la elaboración de códigos de construcciones con la debida consideración de diseños sismo-resistentes; en cierto nivel de preparación para afrontar desastres; en el planeamiento de medidas de mitigación y auxilio y en la evaluación económica del impacto que los daños de un terremoto pueden tener en las economías nacionales y regional.
- Mejoramiento de las redes instrumentales de sismógrafos mediante mejoras de las comunicaciones, de los instrumentos y de los lugares donde están instaladas.

Resultados

- Se ha terminado el primer catálogo unificado de terremotos de América del Sur.
- Se ha producido el primer mapa sismotectónico de América del Sur.
- Se ha conseguido terminar un mapa completamente nuevo de los niveles de movimiento del suelo para América del Sur.
- Se ha construido un sismógrafo piloto con comunicación vía satélite.

A PROGRAM FOR THE MITIGATION OF EARTHQUAKE EFFECTS IN THE ANDEAN REGION. SUMMARY OF OBJECTIVES AND RESULTS.

ABSTRACT

Objectives

- Develop basic geologic and seismological data critical to the evaluation of seismic hazard and risk in South America.
- Prepare interpretative maps of seismic hazard for South America.

---

* Director CERESIS, Lima.

- Conduct interdisciplinary meetings for geologist, seismologists and engineers to assure that the products of the project will be used for the development of earthquake resistant design provisions for building codes, for disaster preparedness, mitigation and relief planning and for economic evaluation of the impact of earthquake damage on national and regional economics.

- Improve the seismological instrumental network of stations through better communications, instruments and station locations.

Results

- The firstunified earthquake catalogue for South America has been completed.

- The first seismotectonic map of South America has been completed.

- A completely new ground shaking map of South America has been completed.

  A prototype seismograph station with satellite telemetry has been developed.

La región Andina abarca una de las grandes zonas sísmicas del mundo pues contribuye aproximadamente con un 15% de la energía total liberada anualmente por los terremotos. Terremotos grandes y destructivos, con demasiada frecuencia, en esta región y su ocurrencia está acompañada por cuantiosas pérdidas materiales y económicas y numerosas víctimas. Basta con recordar algunos eventos sísmicos recientes como los de Chile, 1939; Perú, 1942; Chile, 1943; Argentina, 1944; Ecuador, 1949; Chile, 1960; Perú, 1966; Venezuela, 1967; Perú, 1970 y 1974; Argentina, 1977; Colombia, 1979 y 1983. Muchos de estos sismos tuvieron una magnitud superior a 7.5 y en algunos casos las pérdidas económicas fueron equivalente en valor al total del presupuesto anual de la nación afectada, además de la pérdida de miles de vidas. Ciertamente, los efectos sociales y económicos, después de un gran terremoto, tienen un profundo efecto sobre el desarrollo de la región.

Si bien los movimientos orogénicos en esta región han ocurrido desde tiempos Paleozoicos, hace millones de años, el peligro sísmico actual está asociado principalmente con la zona de subducción que da cara al océano Pacífico y a los bordes adyacentes de la Placa a lo largo del Mar Caribe. Así pues, el peligro sísmico, -es decir, el fenómeno físico asociado con la ocurrencia de terremotos que causan pérdida económica, heridos y muertos, no ha de desaparecer. Por lo tanto es de máxima importancia para los gobiernos y los pueblos de la región tener la capacidad de protegerse contra los terremotos. Para atenuar los efectos de los terremotos es indispensable realizar un programa coordinado mediante la recolección y el procesamiento de datos y la utilización de la información a escala regional. Existe una verdadera necesidad para el enfoque regional del problema del peligro sísmico y la evaluación del riesgo sísmico en los países Andinos, dado que existen en esta región varias bien definidas y distintivas provincias sísmicas que cru-

zan las fronteras nacionales.

En el año 1970 el Consejo Directivo del CERESIS elaboró una propuesta para un "Estudio de la Sismicidad de América del Sur", un proyecto similar al proyecto de los países Balkanes, auspiciado por UNESCO y financiado por el PNUD durante 6 años. El proyecto para América del Sur no fue aceptado y CERESIS buscó otras fuentes de financiamiento. Se presentó la propuesta a la Oficina de Ayuda en Caso de Desastres en el Exterior del Gobierno de los Estados Unidos, la cual, después de dos años de discusión del proyecto, aprobó su ejecutación contratando al Servicio Geológico de los Estados Unidos para la administración y supervisión técnica. A su vez, el Servicio Geológico celebró un contrato con CERESIS, en Octubre de 1981, dando así inicio al Proyecto SISRA - siglas que significan Sismicidad Región Andina. El Proyecto SISRA fue diseñado para ser realizado en un plazo de cinco años.

Objetivo principal del Proyecto es el de dotar a la región Andina de una capacidad adecuada para enfrentar con éxito los problemas generados por los terremotos. Debe recordarse que hay una desproporción enorme entre la magnitud de la amenaza inminente de los terremotos y la verdadera preocupación, a nivel académico, profesional y político, evidenciada por las acciones que se toman para minimizar los efectos de tales catástrofes.

Un objetivo científico importante es el entender mejor la tectónica relacionada con la generación de terremotos y así conocer el verdadero nivel del peligro sísmico. Es necesario llamar la atención hacia el peligro sísmico durante un programa de investigación científico con suficientes recursos y con la participación de personas capaces e influyentes para (1) progresar en materia de evaluación y minimización del riesgo sísmico, (2) aplicar una metodología regional para la zonación sísmica y (3) adoptar procedimientos claros y racionales para salvaguardar vidas y reducir los daños causados por los terremotos. Un ejemplo de estos procedimientos podría ser la futura implementación de acciones para lograr oportunas y precisas predicciones.

Los objetivos inmediatos del Proyecto SISRA han sido recolectar y catalogar en cada país de manera consistente, la información disponible, histórica e instrumental, de eventos sísmicos anteriores; recolectar y resumir la información geológica y tectónica de la región Andina para la evaluación del peligro y riesgo sísmico; obtener, evaluar y catalogar información disponible de instrumentos de movimientos fuertes; producir y publicar mapas preliminares del Peligro Sísmico y la Sismotectónica de la Región Andina; publicar un Catálogo Sísmico regional; realizar un proyecto piloto para una red sísmica continental con telemetría vía satélite; estimar los efectos económicos de los terremotos y facilitar el entrenamiento y la capacitación de personal técnico de los países participantes.

Cada día se toman decisiones a nivel de la ingeniería en relación con el diseño sismo-resistente. Los edificios y las estructuras correctamente diseñadas han resistido, como regla general, las fuerzas sísmicas, con éxito. Es muy importante que se evalúe el riesgo sísmico para el área de un determinado proyecto, en base a información veraz y real. El Proyecto SISRA está orientado a proporcionar dicha información a escala regional.

A la luz de los resultados del Proyecto SISRA se examinarán mapas de zonación existentes y, si fuera justificado, se revisarán tales mapas. Cualquier modelo para zonación es siempre provisional y está sujeto a una permanente revisión. Ciertamente, el modelo debe considerar la cultura del país y los parámetros económicos y sociales pertinentes.

Las primas de seguros están basadas en aproximaciones gruesas en la mayoría de los casos. Una mejor y más completa información dará lugar a una más precisa y realista determinación de las tasas de seguros.

Se ha progresado bastante en el desarrollo de una metodología para la estimación probabilística del riesgo sísmico; tal estimación debe compararse con la historia real de los terremotos que han destruído grandes ciudades. La prueba ha sido bastante exitosa, no obstante que los modelos se basan en una cantidad más pequeña de datos. Los datos adicionales logrados por el Proyecto SISRA permitirán un análisis más profundo y una mejor estimación del riesgo sísmico, en gran número de ciudades de América del Sur.

El Proyecto SISRA está financiando el entrenamiento y la capacitación de unas dos decenas de científicos y técnicos sudamericanos. Un resultado del entrenamiento técnico y científico es el mejor y más confiable funcionamiento de los equipos y por consiguiente la producción de datos mejores y más contínuos, mejor interpretación de los registros, investigación significativa relevante a los problemas locales y mayor conciencia del peligro y del riesgo sísmico.

La participación de organismos nacionales gubernamentales de enlace, en cada país, ha dado lugar a que los funcionarios públicos tomen mayor contacto con el tema de los terremotos y, en particular, se ha intentado motivar a los organismos de Defensa Civil, que éstos mejoren sus planes de emergencia para casos de desastre. El Proyecto SISRA ha logrado, en algunos países, que se tomen acciones dirigidas a adoptar una política nacional para el manejo de desastres.

Esta reunión de San Juan se ha convocado para examinar en detalle los resultados del Proyecto SISRA. Se presentarán los productos regionales y luego, los logros a nivel nacional. Esperemos que en estas sesiones surjan críticas y recomendaciones que permitan mejorar los resultados antes de proceder a su publicación y distribución definitiva.

Debo mencionar que las tareas realizadas por las instituciones nacionales participantes en el Proyecto SISRA, son coincidentes con la razón de ser de la gran mayoría de dichas instituciones; el Proyecto SISRA ha servido para priorizar ciertas acciones y para homogenizar, en la medida de lo posible, las metodologías y los resultados.

El financiamiento por parte de la Oficina de Ayuda en Caso de Desastres en el Exterior de los subsidios a los participantes ha sido relativamente modesto en comparación con la inversión nacional, en cada caso. Como ejemplo tenemos el caso de Bolivia. Ese país ha recibido un total de US$ 27,900 durante los tres años de ejecución del Proyecto SISRA. La contrapartida de Bolivia para lograr los productos SISRA ha sido $286,200 - once veces mayor que el monto recibido.

Para finalizar debo mencionar que en esta reunión habrá una sesión dedicada a examinar los planes para futuros trabajos en el contexto general de la filosofía del Proyecto SISRA.

Estas actividades futuras podrían ser las siguientes:

1. Elaborar Mapas Probabilísticos de Movimiento del Terreno.

2. Realizar proyectos piloto de Microzonación, en determinadas ciudades.

3. Organizar seminarios, involucrando a ingenieros, planificadores y funcionarios de Defensa Civil, para transferir la tecnología desarrollada en el Proyecto SISRA a los Códigos de Construcción, Planeamiento para Uso de Suelos y Previsión de Desastres.

4. Recolectar y publicar toda la información relevante de Movimientos Fuertes del Terreno.

5. Organizar e implementar un Banco de Datos para información Geofísica y de Preparación para Desastres.

Estas y otras actividades serían objetivos a corto plazo. A mediano plazo, podemos considerar la instalación de una red continental de sismógrafos digitales con telemetría vía satélite, en tiempo real. Esta es una posibilidad para de aquí a unos cuatro o cinco años.

El Proyecto SISRA ha sido y es sumamente útil para los países de nuestra región y sirve además para cautelar la inversión de agencias financieras internacionales y de los gobiernos y bancos externos a la región.

NUEVAS INICIATIVAS PARA ESTUDIOS DE MITIGACION DEL PELIGRO SISMICO EN AMERICA DEL SUR

S.T. Algermissen*

RESUMEN

El proyecto "Programa para la Mitigación de los Efectos de los Terremotos en la Región Andina" ha logrado que se disponga de una nueva generación de datos y resultados de investigación que pueden ser usados de un modo efectivo en la reducción de pérdidas por causa de terremotos en América del Sur. Especificamente, los catálogos unificados de hipocentros e intensidades y el mapa preliminar sismotectónico constituyen la base para un tratamiento probabilístico posterior del peligro y del riesgo sísmico. Ciertos modelos probabilísticos son posibles, pero el modelo que sea elegido deberá ser cuidadosamente adecuado a los usos destinados. Por ejemplo un modelo de Poisson de ocurrencia temporal de terremotos puede ser más adecuado para los códigos de construcción que un modelo de ocurrencia de terremotos dependiente del tiempo, mientras que modelos dependientes del tiempo pueden tener gran éxito en aplicaciones relacionadas con la alerta y planeamiento de acción en caso de desastres.

Una prolongación importante del trabajo presentado en esta reunión podría ser la microzonificación de áreas urbanas que se tema puedan tener altos niveles de riesgo sísmico basándose en los estudios probabilísticos o en otros estudios de peligro sísmico.

Ya se ha conseguido gran cantidad de datos para áreas urbanas tales como Lima, Caracas y San Juan y datos adecuados pueden conseguirse para otras áreas urbanas que probablemente tienen un alto riesgo sísmico.

Acelerogramas de fuertes movimientos del suelo son una comodidad muy valiosa para el análisis de la respuesta local del suelo y de la atenuación de las ondas sísmicas. Aunque existe cierta cantidad de acelerogramas Sud Americanos, con todo no han sido utilizados en toda su potencialidad y no se encuentran todavía disponibles adecuadamente para la investigación aplicada. La recolección y publicación de estos registros del movimiento del suelo sería un gran paso para una mejor comprensión del peligro sísmico en América del Sur.

Otra área de la investigación aplicada de la mitigación del peligro que podría ser de suma importancia es la del desarrollo de un banco de datos sobre información relacionada al peligro. Tal banco de datos podría incluir las características y la ubicación geográfica de registros de fuertes movimientos, la ubicación de áreas de deslizamientos y licuefacción del suelo tanto históricos como en potencia, zonas de posible peligro volcánico, embancamientos e inundación por razón de posibles tsunamis, etc. Este banco de datos sería de valor incalculable a las oficinas de alerta nacional y a otras interesadas en estudios de preparación ante desastres.

---

* Servicio Geológico de los EE.UU., Denver, Colorado.

Tal vez la iniciativa más importante que debe acometerse sea el estudio interdisciplinario de la naturaleza del peligro de terremotos y su riesgo. Deben construirse mecanismos adecuados y encontrarse financiamiento para reuniones de geólogos, sismólogos, ingenieros y planificadores. Grupos de trabajo y reuniones similares serán tal vez el mecanismo más adecuado de asegurar que los resultados de la investigación son usados con éxito en los códigos de edificación, alerta de desastres, planificación en el uso de tierras, y análisis económicos y de inversión.

Las sugerencias indicadas no cubren de modo alguno toda la gama de posibles investigaciones relacionadas con la mitigación de desastres. Con todo son representativos y han sido ofrecidas en la esperanza de que provocarán - discusión adecuada instigando a una ampliación de la investigación aplicada.

NEW INITIATIVES FOR EARTHQUAKE HAZARD MITIGATION STUDIES IN SOUTH AMERICA

ABSTRACT

The project "Earthquake Mitigation Program in the Andean Region" has made available a new generation of data and research results that can be - applied effectively to reduce the losses from earthquakes in South America. In particular, the unified earthquake hypocenter and intensity catalogs and the preliminary seismotectonic map provide the basis for the regional treatment of seismic hazard and risk on a probabilistic basis. A number of probabilistic models are feasible, but the model selected must be carefully matched to the intended application. For example, a Poisson Model of earthquake occurrence in time may be more suitable for building code applications than a time dependant earthquake occurrence model, while time-dependant models may be very successfully applied to disaster preparedness and planning activities.

An important extension of work reported on at this meeting might be the microzoning of urban areas deemed to have high seismic risk on the basis of probabilistic or other studies of seismic hazard. Considerable data have already been developed for urban areas such as Lima, Caracas and San Juan and suitable data are available for other urban areas that probably have high seismic risk.

Strong ground motion accelerograms are an important resource in the analysis of building performance site response and seismic wave attenuation. While a number of strong motion accelerograms exist in South America, they have not been fully utilized and are not conveniently available for applied research. The collection and publication of these important ground motion records would be a major step in improving the understanding of earthquake hazard in South America.

Another area of applied research in hazard mitigation that could be of major importance is the development of a data bank of hazard information. Such data bank might include the characteristic and geographic location of strong ground motion records, the location of historical and potential landslide and liquefaction areas, areas of possible volcanic hazard, flooding and potential tsunami, inundation, etc. Such a data bank would be of inval-

uable assistance to National emergency preparedness offices and others with an interest in disaster preparedness studies.

Perhaps, the most important initiative that must be pursued is the interdisciplinary understanding of the nature of earthquake hazard and risk. Mechanisms and funding must be developed so that workshops and other meetings involving geologists, seismologists, engineers and planners are possible. Workshops and related meetings are perhaps the most important mechanism for assuring that the results of research are successfully used in building codes, disaster preparedness, land use planning and investment and economic analyses.

The suggestions outlined here by no means cover the range of research initiatives with application to disaster mitigation. They are, however, representative and are offered in the hope that they will provoke discussion and further expansion of applied research.

UNA EXPERIENCIA VENEZOLANA EN LA EVALUACION DE RIESGOS NATURALES: EL INVENTARIO NACIONAL DE RIESGOS GEOLOGICOS A ESCALA 1:1,500,000

M. Lugo *

RESUMEN

El Inventario Nacional de Riesgos Geológicos de Venezuela a escala 1:1,500,000 (FUNVISIS 1983) presenta un inventario cartográfico de los sitios de este país donde se han registrado importantes manifestaciones de inestabilidad geológica del suelo y del subsuelo (deslizamientos, subsidencia, etc.), acompañados, en ciertos casos, de daños materiales considerables e incluso de pérdida de vidas humanas. Este trabajo de carácter preliminar se está ampliando en la actualidad a través de la preparación de una encuesta de riesgos geológicos conducida por FUNVISIS en todo el país, a nivel de distritos .

El objeto del inventario es reseñar el mayor número posible de "casos" ocurridos en el territorio nacional de manera de señalar los sitios donde estos fenómenos dañinos son susceptibles de presentarse de nuevo, con el fin de permitir la aplicación de medidas para prevenirlos (control instrumental, normas de construcción), corregirlos (obras de ingeniería), o evitarlos (zonificación "non aedificandi", etc.). La orientación preventiva del inventario de riesgos geológicos propuesto se desprende también de la importancia que adquiere en éste la búsqueda retrospectiva de referencias a "casos" históricos y de evidencias geológicas recientes, que le confiere cierta analogía con los catálogos de sismicidad histórica o con las series de observaciones contínuas en hidrología.

El mapa a escala 1:1,500,000 anexo resulta de la compilación de unas 1000 referencias de casos, publicados o inéditos, de inestabilidad geológica vinculados por lo general con una amplia gama de riesgos naturales (sismicidad , subsidencia, tormentas tropicales, huracanes, etc.)

La totalidad de la información puntual cartografiada aparece reseñada en el glosario anexo al mapa, bajo la forma de listados por Estados y de acuerdo a 5 grandes categorías genéricas de riesgos (riesgos gravitacionales, vicios del suelo y subsuelo, movimientos laterales de espejos de agua, deformaciones del suelo, y otros riesgos). La apreciación eventual de la importancia del riesgo se expresa visualmente a través del número conocido de víctimas y de las referencias a daños materiales indicadas en el glosario. Por otra parte, y en virtud del papel que cumple la actividad sísmica como parámetro generador y catalizador del riesgo geológico, se ha destacado gráficamente la existencia de un vínculo eventual entre ésta y los fenómenos inventariados en cada punto del mapa. Tal procedimiento permite una evaluación sinóptica, cómoca, de la importancia de los efectos geológicos de la sismicidad con respecto a otros riesgos naturales en el potencial general de inestabilidad que caracteriza al país. Esta concepción se inspira en la filosofía actual de la UNESCO, acogida por CERESIS en América Latina, en lo que concierne a la evaluación de riesgos naturales desde una perspectiva amplia, de carácter multidisciplinario.

---

* Departamento de Ciencias de la Tierra. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS).

A VENEZUELAN EXPERIENCE IN THE FIELD OF NATURAL HAZARDS EVALUATION: THE NATIONAL INVENTORY OF GEOLOGICAL HAZARDS. SCALE 1:1,500,000

ABSTRACT

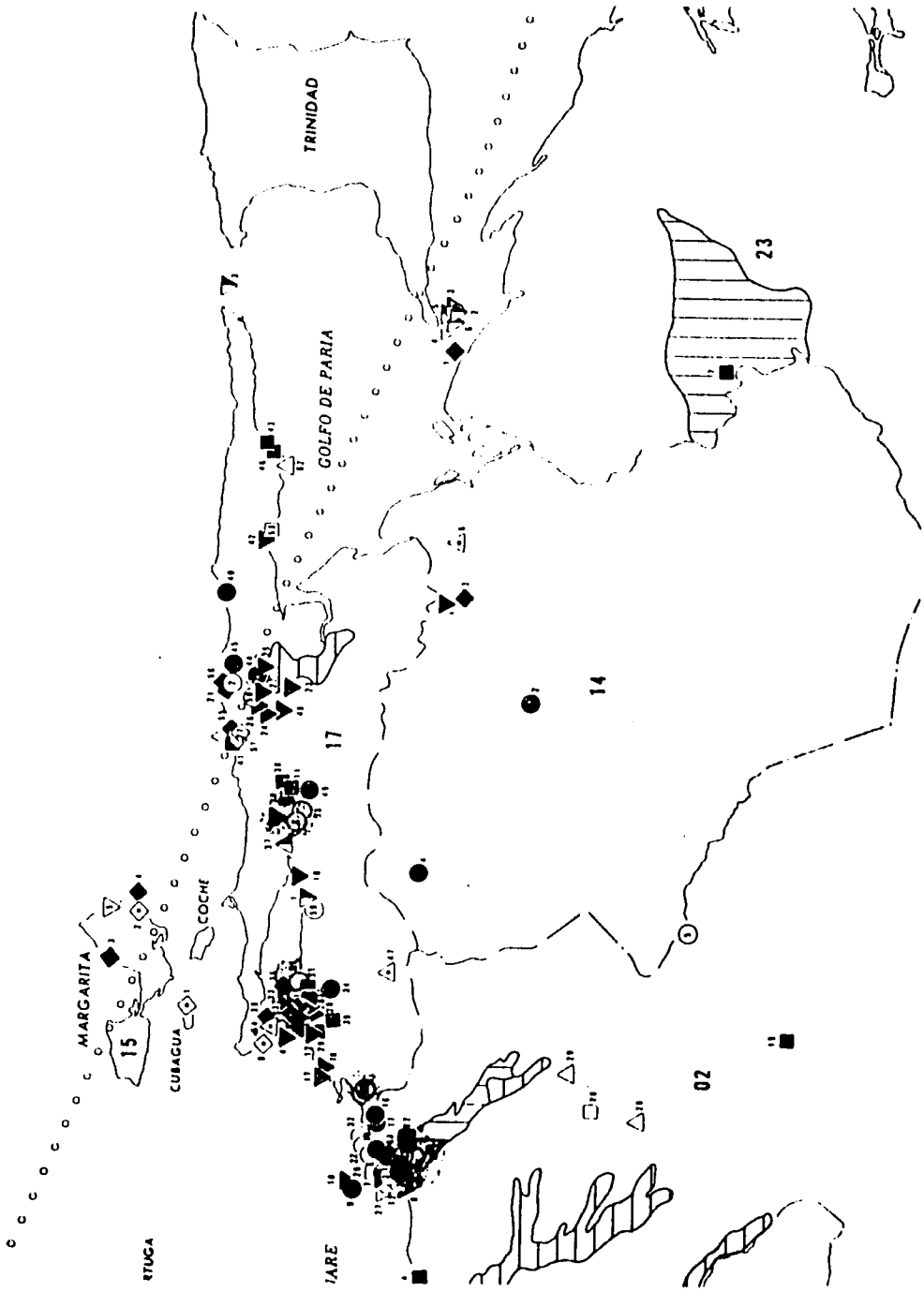
The National Inventory of Geological Hazards in Venezuela at scale 1:1,500,000 (FUNVISIS, 1983) presents a cartographic inventory of sites in Venezuela where important manifestations of soil and subsoil instabilities (landslides, subsidences, etc.) have been reported together with cases of material losses, including human casualities. This work, of a preliminary nature, is currently being expanded through a survey of geological hazards undertaken by FUNVISIS throughout the country at the district (county) level.

The object of the inventory is to provide references to the possible maximum number of "cases" which have occurred in Venezuela, so that it is possible to recognize places where these damaging phenomena may happen again. In this way, the application of measures to prevent them (Instrumental control, building codes), make corrections (engineering works), or avoid them ("non aedificandi" zoning), are possible. The preventive nature of this inventory also springs from the importance of the retrospective research of "cases" historically reported and from recent geological evidences that analogies with catalogs of historical seismicity and with the continuous observations available in hydrology provide.

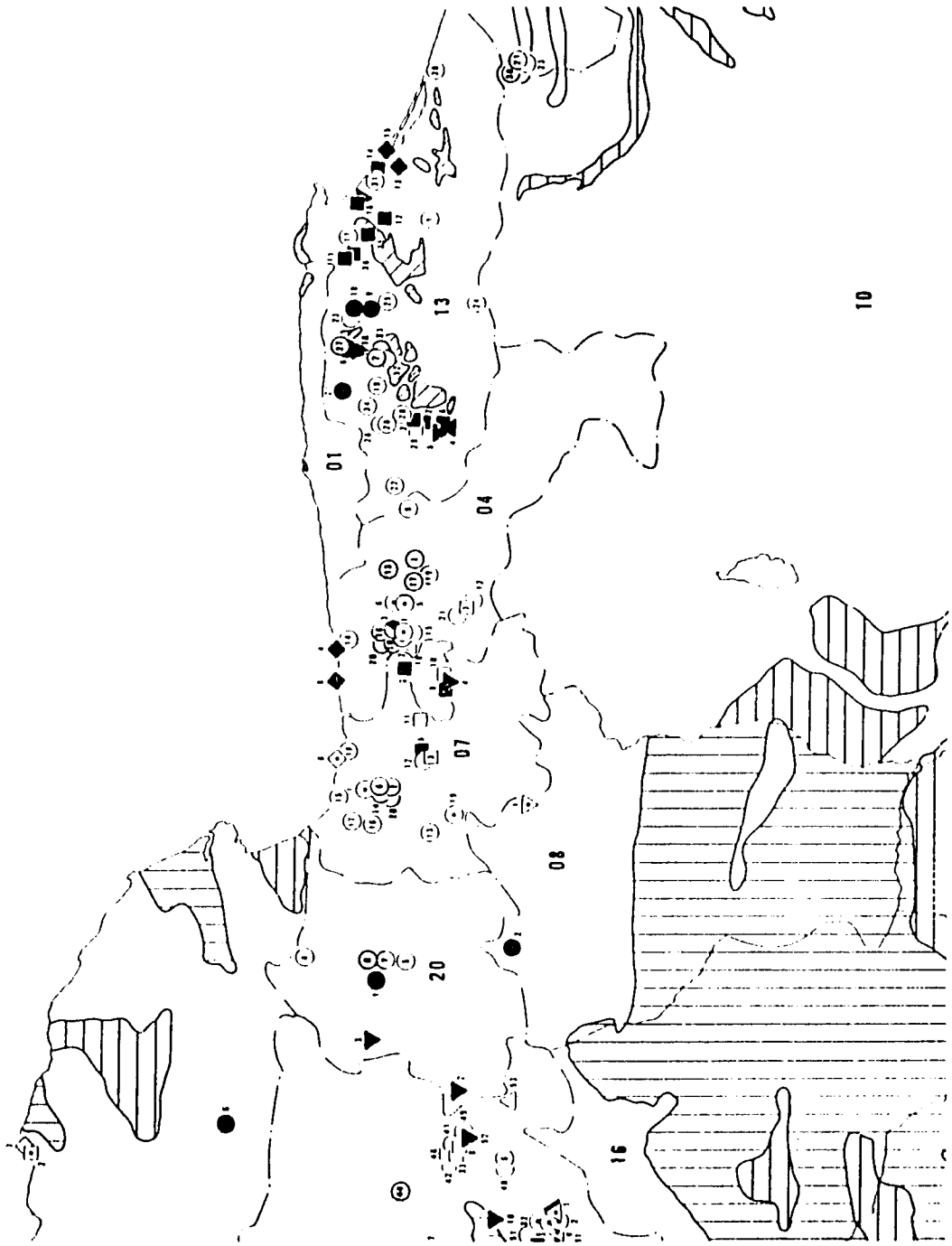
The annexed map at 1:1,500,000 scale results from the compilation of some 1000 references to cases, published or unpublished, of geologic instabilities generally linked to a wide variety of natural hazards (seismicity, subsidence, tropical storms, hurricanes, etc.)

All the mapped information appears in a glossary listed by state and according to five major generic categories of hazards (gravitational hazards, soil and subsoil failures, lateral movements of water surfaces, soil deformations, and others). The risk is graphically expressed through the known number of victims and through the material losses mentioned in the glossary. On the other hand, as the seismic activity is a relevant parameter in the generation and modification of the geological hazards, the relationship between this and the reported phenomena has been distinguished graphically on the map. This procedure allows us to make an easy synoptic evaluation of the importance of the geological effects of seismicity in connection to other natural hazards in the general potential of instability which characterizes the country. This conception is inspired in the present philosophy of UNESCO that is applied by CERESIS to Latin America in the evaluation of natural hazards from a perspective of wide and multidisciplinary character.

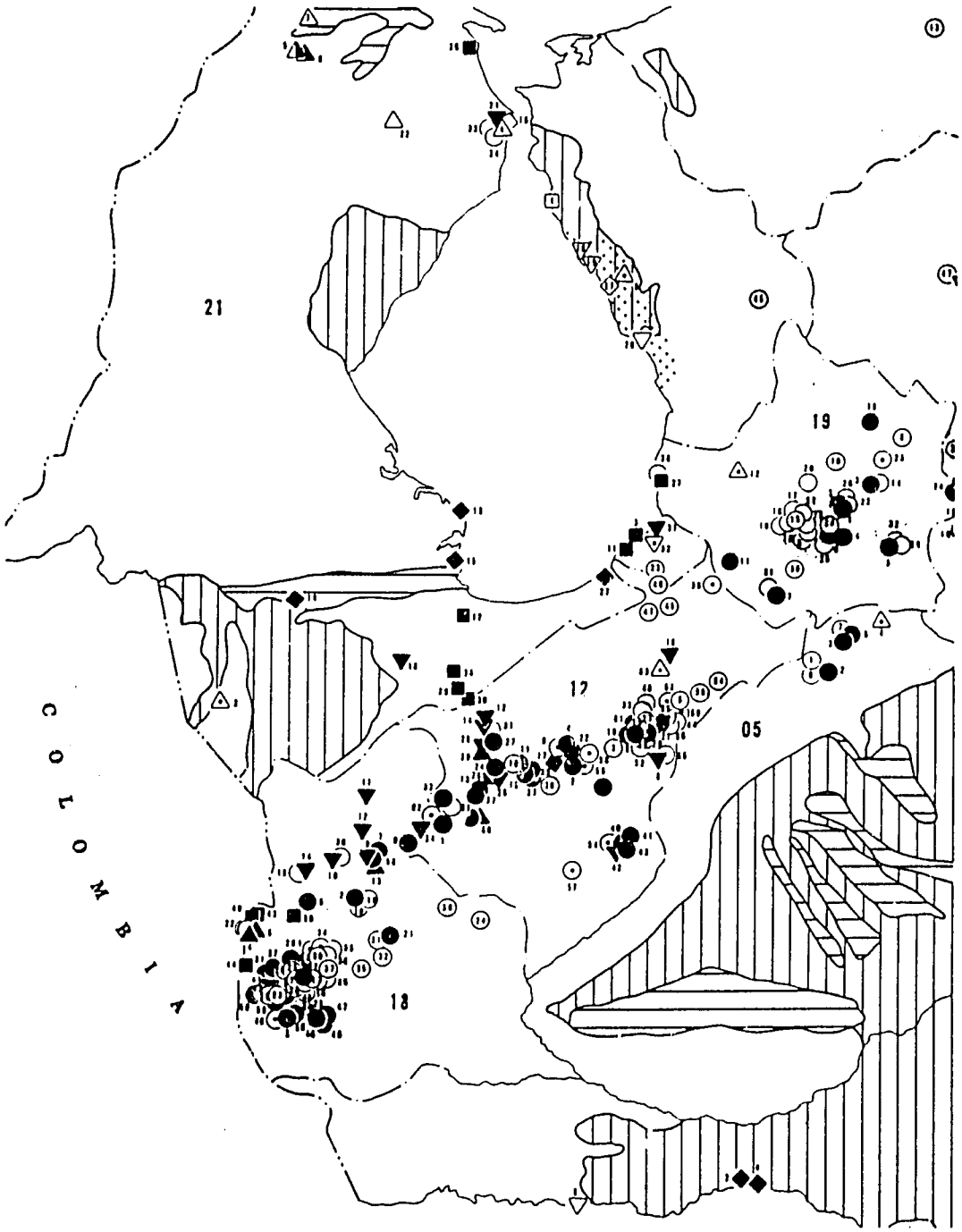
EXTRACTO DEL MAPA DE RIESGOS GEOLOGICOS. ZONA ORIENTAL DE VENEZUELA



EXTRACTO DEL MAPA DE RIESGOS GEOLOGICOS. ZONA CENTRAL DE VENEZUELA



EXTRACTO DEL MAPA DE RIESGOS GEOLOGICOS. ZONA OCCIDENTAL DE VENEZUELA



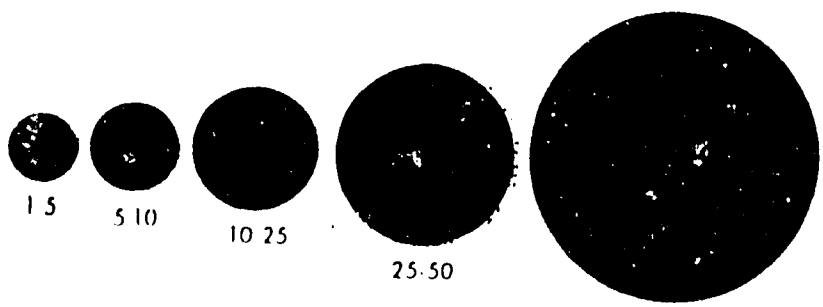
FUNDACION VENEZOLANA DE INVESTIGACIONES SISMOLOGICAS

INVENTARIO NACIONAL DE RIESGOS GEOLOGICOS

LEYENDA

CATEGORIA DE RIESGOS GEOLOGICOS / VINCULO CON LA SISMICIDAD	COMPROBADO	PROBABLE	DUDOSO O INDETERMINADO	SIN VINCULO
FENOMENOS GRAVITACIONALES	●	◐	⊙	○
VICIOS DEL SUELO Y/O SUBSUELO	■	◪	⊡	□
DESPLAZAMIENTOS BRUSCOS DE ESPEJOS DE AGUA	◆	◩	⊡	◇
DEFORMACIONES DEL TERRENO Y CAMBIOS FISIOGRAFICOS	▼	◩	⊡	▽
OTROS RIESGOS	▲	◩	⊡	△

NUMERO DE VICTIMAS OCASIONADAS



INFORMACION AREAL SOBRE POTENCIAL DE RIESGO GEOLOGICO

- DISTRIBUCION DE SUELOS CON ARCILLAS EXPANSIVAS (HASTA 2 METROS DE PROF.) SEGUN J. A. COMERMA Y L. F. ARIAS (1971): > 60 % ; > 25 % < 60 %
- OTRAS AREAS DE SUELOS EXPANSIVOS (SEGUN U. S. B.)
- AREA DE SUBSIDENCIA

TRAYECTORIA DEL HURACAN DE 1933 o o o o o o o o ➤

NUMERO DE INVENTARIO PARA CONSULTAS EN EL GLOSARIO ● 11

CODIGO DE ESTADO PARA CONSULTAS EN EL GLOSARIO 13

A. M. C. = AREA METROPOLITANA DE CARACAS

Como resultado de la cartografía de más de 1000 referencias de manifestaciones de inestabilidad geológica natural o inducida, se dispone de un inventario de un gran número de sitios conocidos en el país donde se han registrado fenómenos dañinos para las instalaciones humanas, en una o varias oportunidades, incluso con pérdidas de vidas humanas.

La compilación de información fue iniciada por el geomorfólogo André Singer, autor principal, quien presentó el proyecto ante FUNVISIS siendo aceptado como contribución en la evaluación de riesgos naturales con o sin vínculos con la sismicidad. Posteriormente se incorporó el geomorfólogo Carlos Rojas a la elaboración del inventario, y finalmente, el suscrito, geógrafo Miguel Lugo, quien ha tenido participación especial en la evaluación de información de sismicidad histórica.

La finalidad del inventario es fundamentalmente preventiva en la cual adquieren gran importancia la búsqueda retrospectiva de referencias a "casos históricos" y de evidencias geológicas recientes que puedan permitir señalar los sitios donde estos fenómenos dañinos son susceptibles de presentarse de nuevo; y permitir así la aplicación de medidas para prevenirlos (control instrumental, normas de construcción), corregirlos (obras de ingeniería) o evitarlos (zonificación "non aedificandi").

Los casos reseñados en el inventario se agrupan en cinco grandes categorías, a saber:

1. Riesgos asociados a fenómenos gravitacionales.

   - Deslizamientos; derrumbes; caída de rocas.
   - Aludes de tierra y peñas; arrastres torrenciales.
   - Represamiento de ríos por obstrucción lateral; flujos de descarga en ríos y quebradas represadas.

2. Riesgos Inherentes a vicios del suelo y/o subsuelo.

   - Fenómenos de licuefacción.
   - Suelos expansivos.
   - Asentamientos y hundimientos.
   - Cavidades de disolución y excavaciones artificiales (minas,, galerías, etc.)

3. Riesgos asociados al desplazamiento brusco de espejos de agua

   - Tsunami; mar de leva; seiche.
   - Derrames (shaking) en ríos, lagos y embalses.

4. Deformaciones del suelo y cambios fisiográficos.

   - Movimientos de ascenso del terreno
   - Movimientos de subsidencia
   - Rupturas de superficie y desplazamientos verticales y/o laterales a lo largo de fallas.
   - Modificaciones de líneas de costas
   - Modificaciones de cauces naturales.

5. Otros riesgos.

   - Huracanes.

- Zonas anegadizas con espejo de agua a poca profundidad.
- Sitios de combustión subsuperficial de materias inflamables; anomalías geotérmicas.
- Sitios con proyecciones de sustancias líquidas, sólidas o gaseosas.

Un glosario suministra la información, por entidades federales, estado por estado, en lo que se refiere a la localización y fechas de ocurrencia, la naturaleza de los fenómenos ocurridos, de acuerdo con las categorías señaladas y con indicación de daños reportados. Un mapa a escala 1:1,500,000 representa por medio de símbolos puntuales las diversas manifestaciones inventariadas para la parte de Venezuela al norte del paralelo 6°.

También se establecieron categorías para indicar, tanto en el Glosario como en el mapa, el vínculo existente la sismicidad y los fenómenos inventariados:

a - Vínculo comprobado
b - Vínculo probable
c - Vínculo dudoso o indeterminado
d - Vínculo ausente

La relación entre la importancia del riesgo y el nivel de concentración de la población es muy llamativo en el área de Caracas. Debe señalarse que la búsqueda de información ha sido necesariamente más intensa en las zonas donde se registra una mayor concentración de riesgo geológicos, lo que conduce a una situación de "sub-información" relativa de otras áreas del país. Sin embargo, un mayor trabajo de inventario en estas últimas áreas, no reduciría de manera significativa el contraste que presentan las áreas de mayor densidad de datos con aquellas otras donde éstos lucen escasos.

PAUTAS PARA IMPLEMENTAR UN PLAN DE ACCION ANTE LA EMERGENCIA DE UN TERREMOTO EN EL GRAN SAN JUAN

Ing. Juan C. Castano *
Ing. Raymundo O. Forradellas *

RESUMEN

El propósito de este estudio es obtener la información técnica necesaria para implementar un plan de acción en la emergencia de un terremoto en el área denominada Gran San Juan que posee un elevado nivel de peligro sísmico y donde se concentra prácticamente el 90% de la población de la provincia de San Juan.

El trabajo está basado en estudios previos realizados por el INPRES en esta zona, relacionados con el análisis de las características tectónicas regionales y locales, la localización de fallas activas y la sismicidad. A partir de esta información se efectuó una estimación del peligro sísmico para un tiempo de exposición de 50 años y tres diferentes niveles de probabilidad de excedencia. Los eventos sísmicos fueron modelados en fuentes representadas por fallas. Se usaron relaciones de atenuación sugeridas por el INPRES.

Los resultados se expresan como intensidades máximas probables (MI) de ocurrir en el área estudiada, para terremotos con intervalos de recurrencia de 475, 200 y 50 años, lo que corresponde a probabilidad de excedencia del 10% 22% y 63% en 50 años. También se muestra la distribución de construcciones de adobe, ya que las intensidades máximas más probables de ocurrir producirán elevados niveles de colapsos en este tipo de edificación.

Finalmente se ubican los edificios que, por sus características constructivas y su destino, podrían ser utilizados como centro de emergencia en caso de terremotos destructivos.

GUIDE LINES FOR THE IMPLEMENTATION OF A PLAN IN PREPARATION FOR AN EMERGENCY ASSOCIATED WITH AN EARTHQUAKE IN THE GREATER SAN JUAN AREA.

ABSTRACT

The purpose of this study is to obtain the technical information needed for implementing an earthquake emergency preparedness plan in the greater San Juan area, an area with a population of about 400,000 and a high seismic hazard.

This paper is a summary of work performed by INPRES in the area dealing with the regional and local tectonic setting, active faulting and seismicity. The seismic hazard is assessed for an exposure time of 50 years and for three different probability levels. Earthquakes were modeled in source zones as fault ruptures. Attenuation relations suggested by INPRES were used.

---

* Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Universidad Nacional de San Juan.

The results are expressed as probable maximum intensities (M.M) in the area, for earthquakes with return periods of 475, 200 and 50 years, which correspond to 10%, 22% and 63% probability levels of exceedance in 50 years.

The distribution of adobe buildings is also shown, considering that the most probable maximum intensities to occur will produce high levels of collapse in adobe.

Finally, buildings that can be used as earthquake emergency centers are also located.

INTRODUCCION

Los terremotos destructivos que afectaron la provincia de San Juan, Argentina, en los últimos cien años han demostrado que el peligro sísmico es uno de los principales factores que condicionan el desarrollo socio-económico de la región. Los efectos de estos terremotos sobre centros de población, zonas industriales y áreas de cultivo han sido diferentes, con un grado variable de daños y pérdidas.

La provincia de San Juan ubicada en la región centro-oeste de la República Argentina, tiene una población de 465.976 habitantes (censo de 1980) distribuída sobre una superficie de 92.789 Km^2. Sin embargo, y dado que casi toda esa zona es desértica, solamente el 2% de esta superficie se utiliza para agricultura, mediante el uso de una extensa red de canales de irrigación.

El valle de Tulum, dentro del cual se localiza la ciudad de San Juan, concentra el 98% de la población total de la provincia. Este valle se extiende con orientación norte-sur, en una longitud de 100 Kms aproximadamente, con un ancho que varía entre 5 y 50 Kms.

Toda la provincia de San Juan y muy especialmente el valle de Tulum, ha sufrido las consecuencias de terremotos destructivos, entre los que se destacan los de 1894, 1944 y 1977, con magnitudes superiores a 7 en la escala de Richter. El terremoto de 1944 fue el más destructivo de todos ellos, causando estimativamente 10,000 muertos y grandes daños materiales.

El terremoto destructivo más reciente, ocurrido el 23 de noviembre de 1977, presentó como característica particular, una muy extendida zona donde se produjo el fenómeno de licuación de suelo, lo que trajo como consecuencia daños considerables en terrenos cultivados, rutas, pozos y canales de irrigación, viviendas, etc. Un saldo de 70 personas muertas y gran cantidad de daños materiales dejó este terremoto en el valle de Tulum. Sin embargo el comportamiento de las construcciones de mampostería diseñadas de acuerdo al código sismorresistente, fue satisfactorio.

Después de este terremoto, el INPRES realizó un estudio de microzonificación del valle, que incluyó una evaluación de las características sismorre-

sistentes de las construcciones existentes. Toda esa información junto a nuevos datos fueron usados en el presente trabajo.

Los resultados de este estudio constituyen los elementos técnicos esenciales para la implementación de un programa de preparación para la emergencia sísmica. Teniendo en cuenta que la planificación por parte del gobierno provincial es un pre-requisito para encarar en forma efectiva la solución del problema del peligro sísmico y los riesgos asociados, será su responsabilidad hacer la implementación final.

1. CONFIGURACION SISMOTECTONICA

1.1 Marco Tectónico y Fallas Activas

La región donde se localiza la provincia de San Juan presenta una configuración tectónica caracterizada por compresión predominantemente este-oeste, acompañada de fenómenos de vulcanismo, plutonismo, fallamiento y sedimentación. Desde el oeste hacia el este se distinguen cuatro grandes unidades tectónicas que son: la placa Pacífica de subducción, la cordillera de los Andes, la Precordillera y las sierras Pampeanas. Estos tres últimos rasgos morfoestructurales tienen rumbo predominante norte-sur y están separados unos de otros por fallas.

El movimiento relativo a la placa Sudamericana hacia el oeste respecto a la placa subducenta de Nazca que se desplaza hacia el este, genera un régimen de esfuerzos de compresión responsable de las fallas inversas de rumbo norte-sur que prevalecen en la región.

Si bien se observan varios rasgos estructurales importantes, solamente las fallas han sido tomadas en cuenta en el presente estudio, ya que ellas pueden constituirse en fuentes potenciales de actividad sísmica y de ruptura superficial. Los resultantes de estudios previos muestran que existen dos conjuntos principales de fallas en el territorio de la provincia, uno con rumbo norte-sur y el otro noreste-suroeste.

En el trabajo anteriormente mencionado, el INPRES identificó las fuentes potenciales de terremotos destructivos, a partir del estudio de las expresiones superficiales de dichas fallas sobre elementos cuaternarios. Se estimaron los parámetros más importantes para el análisis del peligro sísmico, a saber: magnitud máxima posible y período de recurrencia, mediante el estudio combinado de sismicidad histórica y evidencias en el terreno. Para ello varios indicadores fueron usados, tales como: extensión y sentido de los desplazamientos observados sobre fallas en trincheras excavadas para tal fin, altura y longitudes de las escarpas, número y altura de las terrazas fluviales, etc. Los resultados obtenidos están resumidos en la Tabla 1.

1.2 Sismicidad

A pesar que la ciudad de San Juan fue fundada en el año 1562, es prácticamente imposible obtener información referente a la ocurrencia de terremotos destructivos antes de 1894. La muy baja densidad de población en esta desértica región, las luchas internas y la falta de buenas comunicaciones podrían ser las razones para explicar tal anomalía.

Desde el terremoto del 27 de octubre de 1984 ocurrieron cuatro más, con epicentros en la provincia de San Juan, en 1941, 1944, 1952 y 1977, que afec-

taron de distinta manera al valle de Tulum. En la figura 1 se muestran los epicentros de estos eventos sísmicos, superpuestos sobre las fallas activas, consideradas fuentes sísmicas potenciales. Para los terremotos de 1944 y 1977 se encontraron evidencias de ruptura superficial, también indicadas en dicha figura. El epicentro del terremoto de 1894 se ubicó tentativamente a partir del análisis del área de mayor intensidad.

Se obtuvieron también los valores de a y b, de la relación magnitud - frecuencia de terremotos, para las dos zonas de actividad sísmica bien diferenciadas: la zona de subducción y la zona de actividad superficial. La primera con una profundidad focal media entre 100 y 120 Kms y la segunda entre 0 y 65 Kms.

Se considera constante para todas las fuentes potenciales el valor regional de b obtenido para la zona de actividad superficial, mientras que el valor de a obtuvo directamente del período de recurrencia de la magnitud máxima posible para cada fuente.

2. ESTIMACION DEL PELIGRO SISMICO

Teniendo en cuenta la finalidad de este estudio, se ha evaluado el grado de exposición sísmica de la provincia de San Juan para tres diferentes niveles de probabilidad de excedencia de una cierta amplitud máxima en un intervalo de tiempo de exposición de 50 años. Ellos corresponden a terremotos con períodos de recurrencia de 475, 200 y 50 años o probabilidades de excedencia de las amplitudes máximas del 10%, 22% y 63% respectivamente, en 50 años.

Para cada fuente sismogénica, la probabilidad total de que la amplitud, a, del movimiento sísmico, estará dada por:

$$P(A > a|E_i) = \int P[A > a|m, l_r(m), x] \cdot f_M(m)\, f_L(l_r)\, f_X(x)\, dm\, dl_r\, dx$$

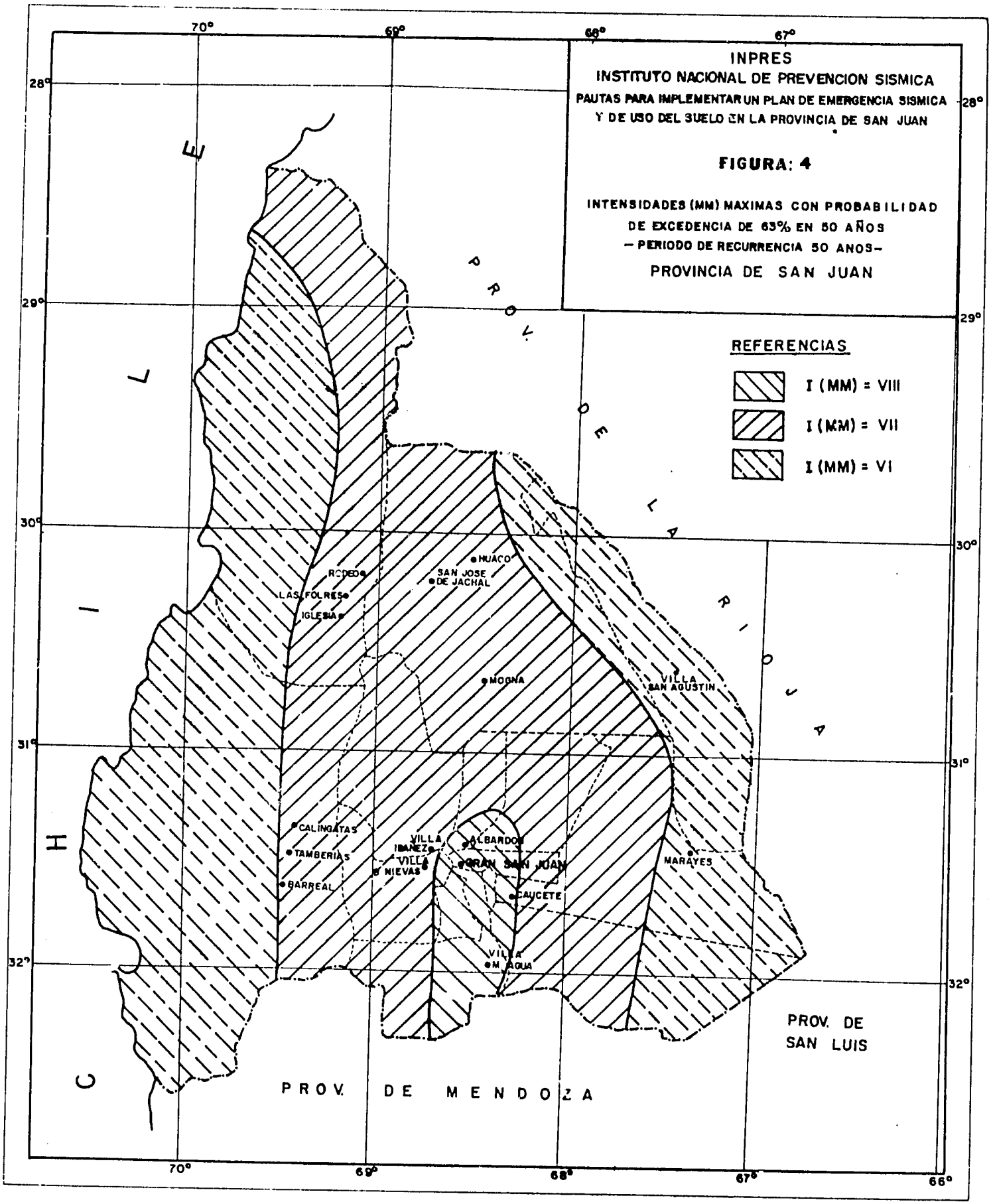
Siendo: M = magnitud
L_r = longitud de ruptura
X = localización de la ruptura respecto al sitio.

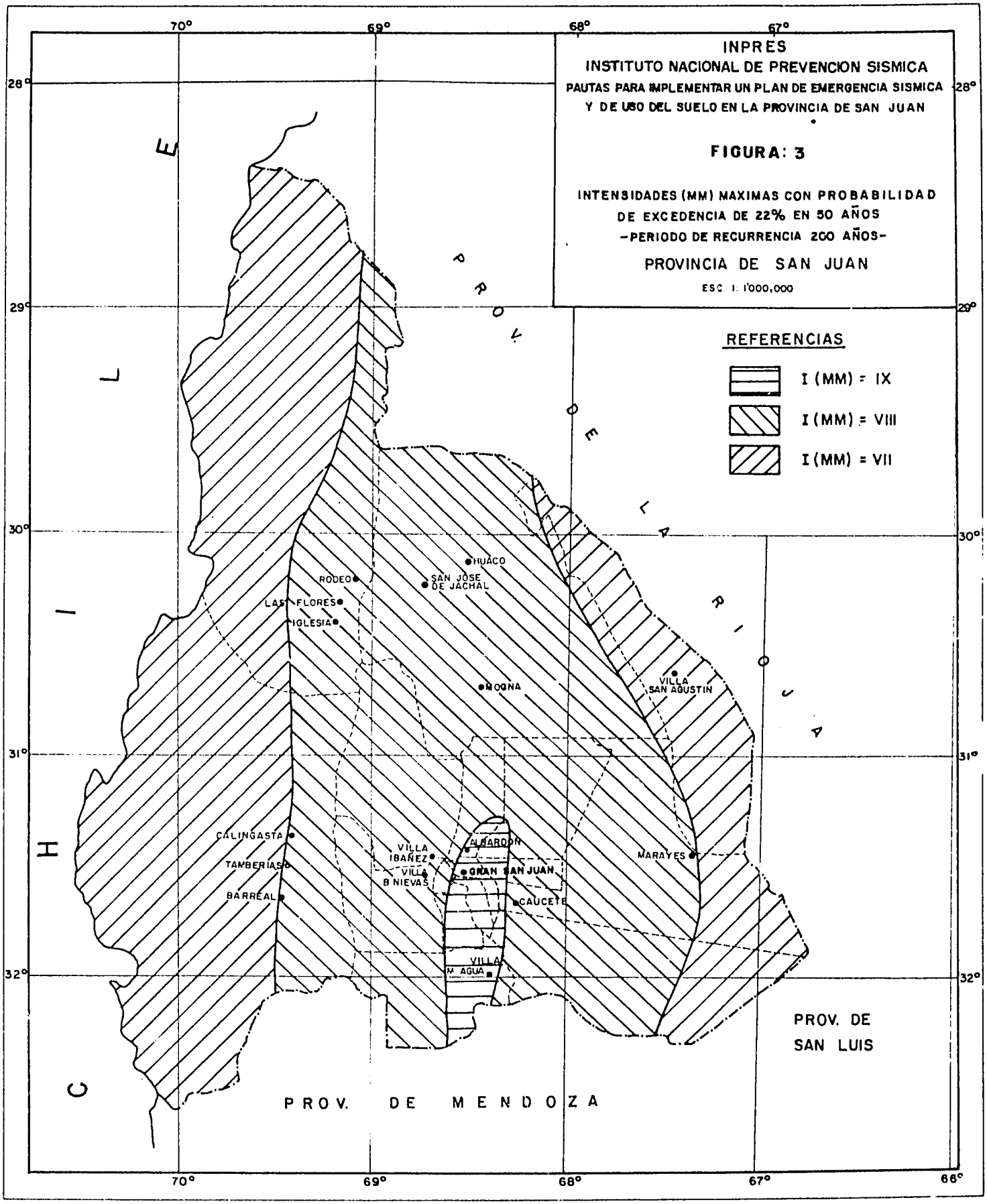
El número esperado de excedencias resultará de multiplicar esta probabilidad por la razón media de actividad sísmica para el período de tiempo de interés.

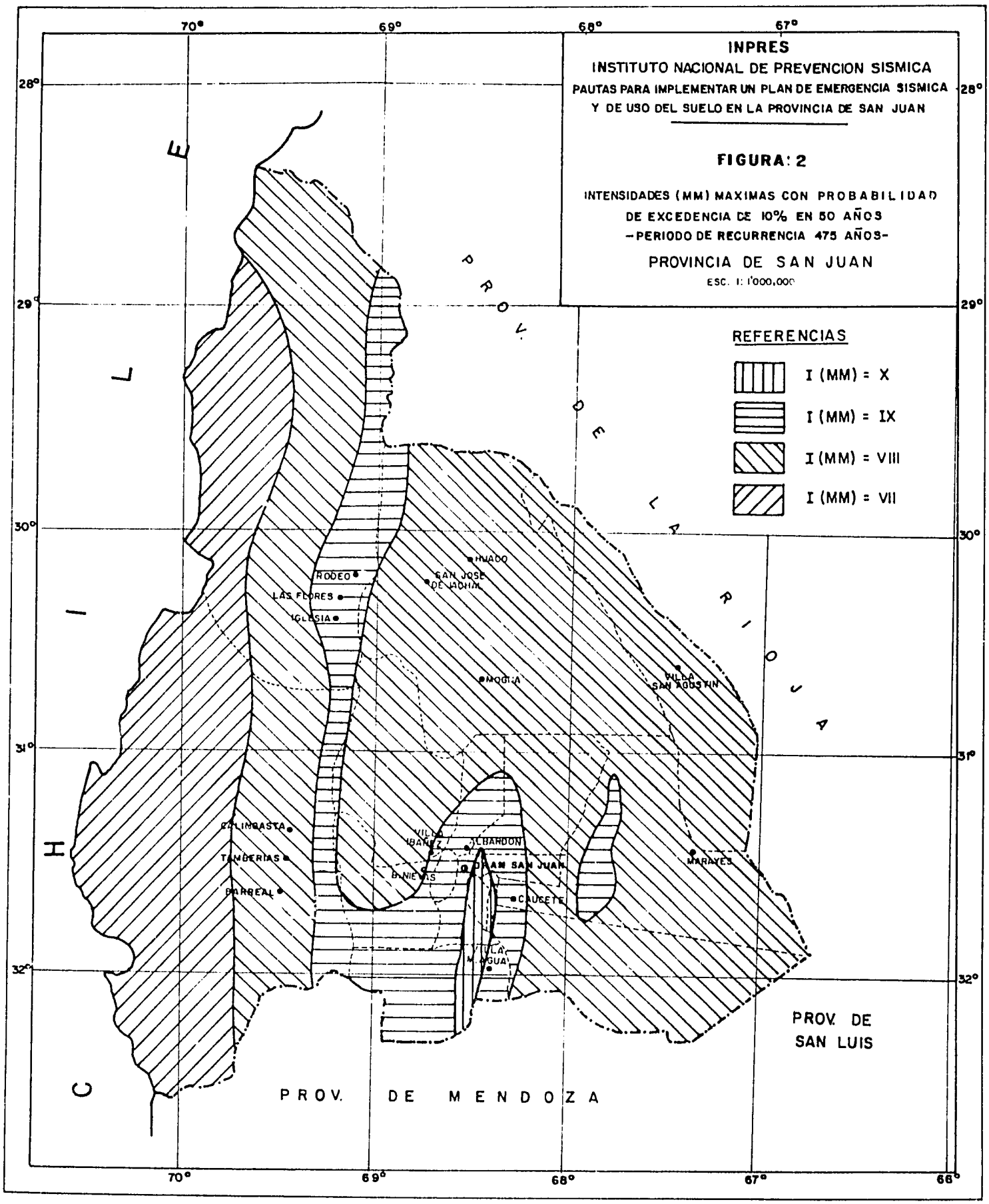
El peligro sísmico en un sitio dado, expresado como la probabilidad de que una cierta amplitud del movimiento del suelo sea superada, se determina como:

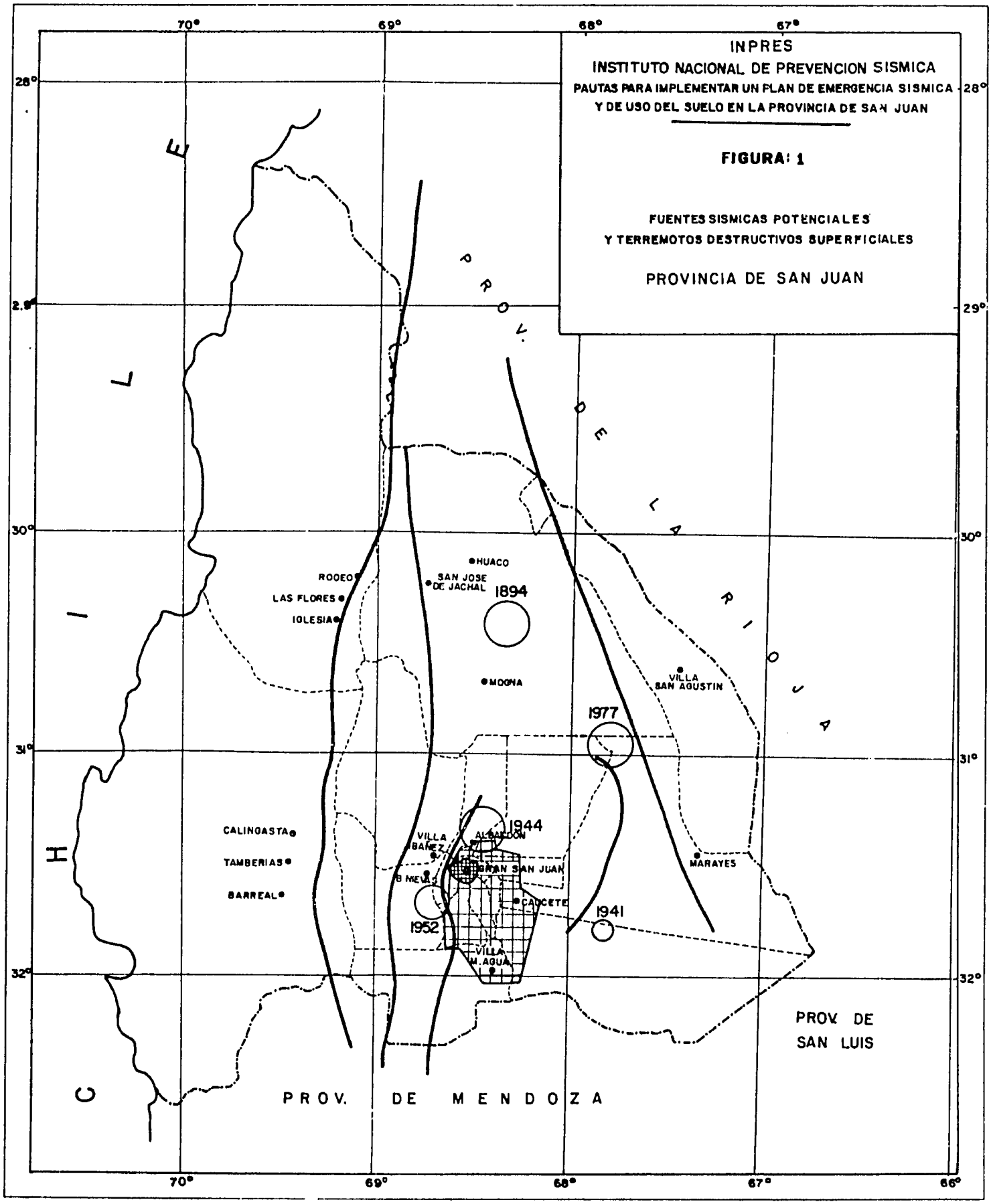
Peligro (A a) = 1-exp (-Nro. esperado excedencias x tiempo)

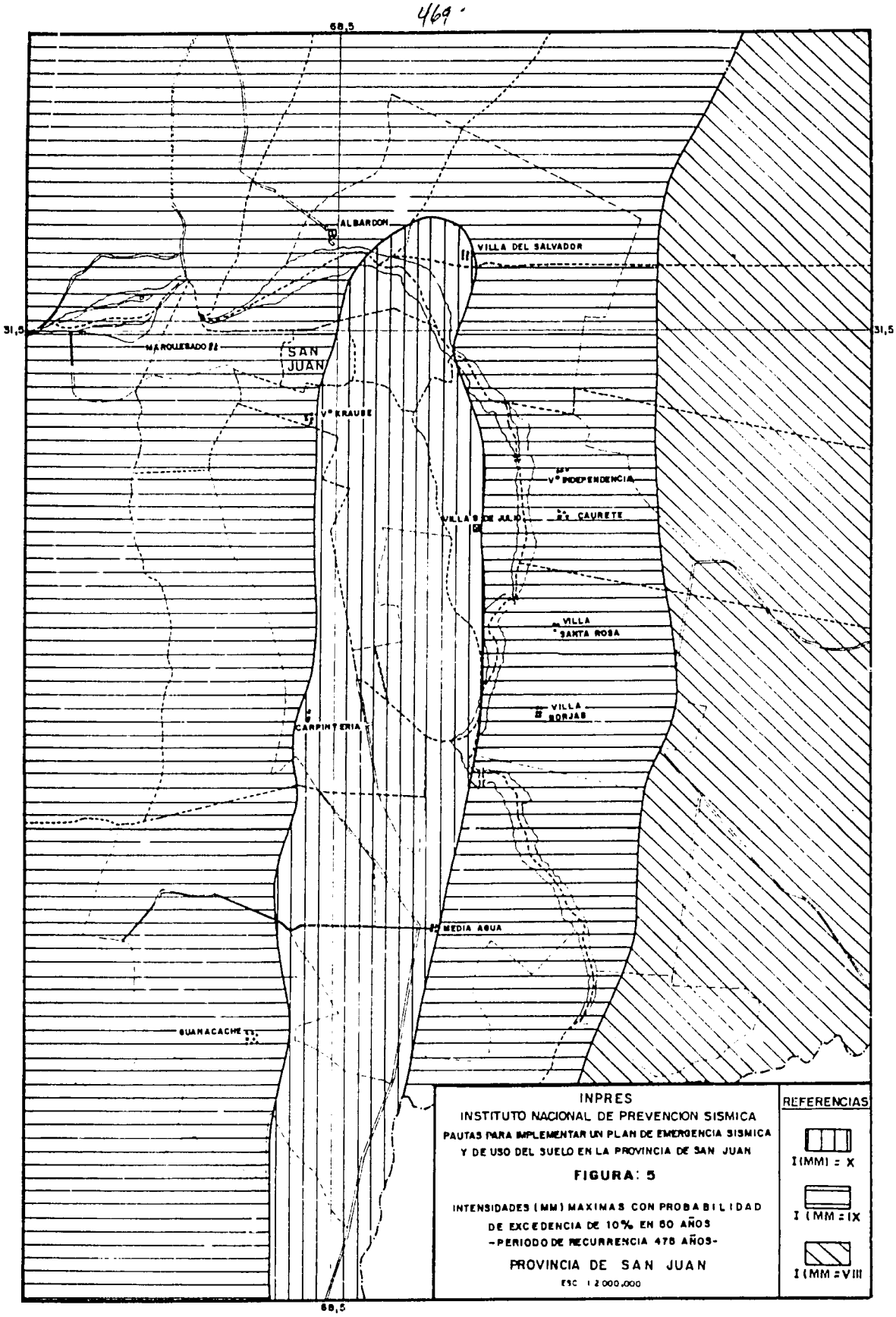
El problema inverso consiste en estimar las amplitudes del movimiento del suelo, expresadas en grados de intensidad Mercalli Modificada, para toda la provincia de San Juan, a partir de los parámetros de las fuentes sismogénicas resumidos en la Tabla 1. Los resultados obtenidos se muestran en las figuras 2, 3 y 4, mientras que en las figuras 5, 6 y 7 se presenta la misma información para el Valle de Tulum.

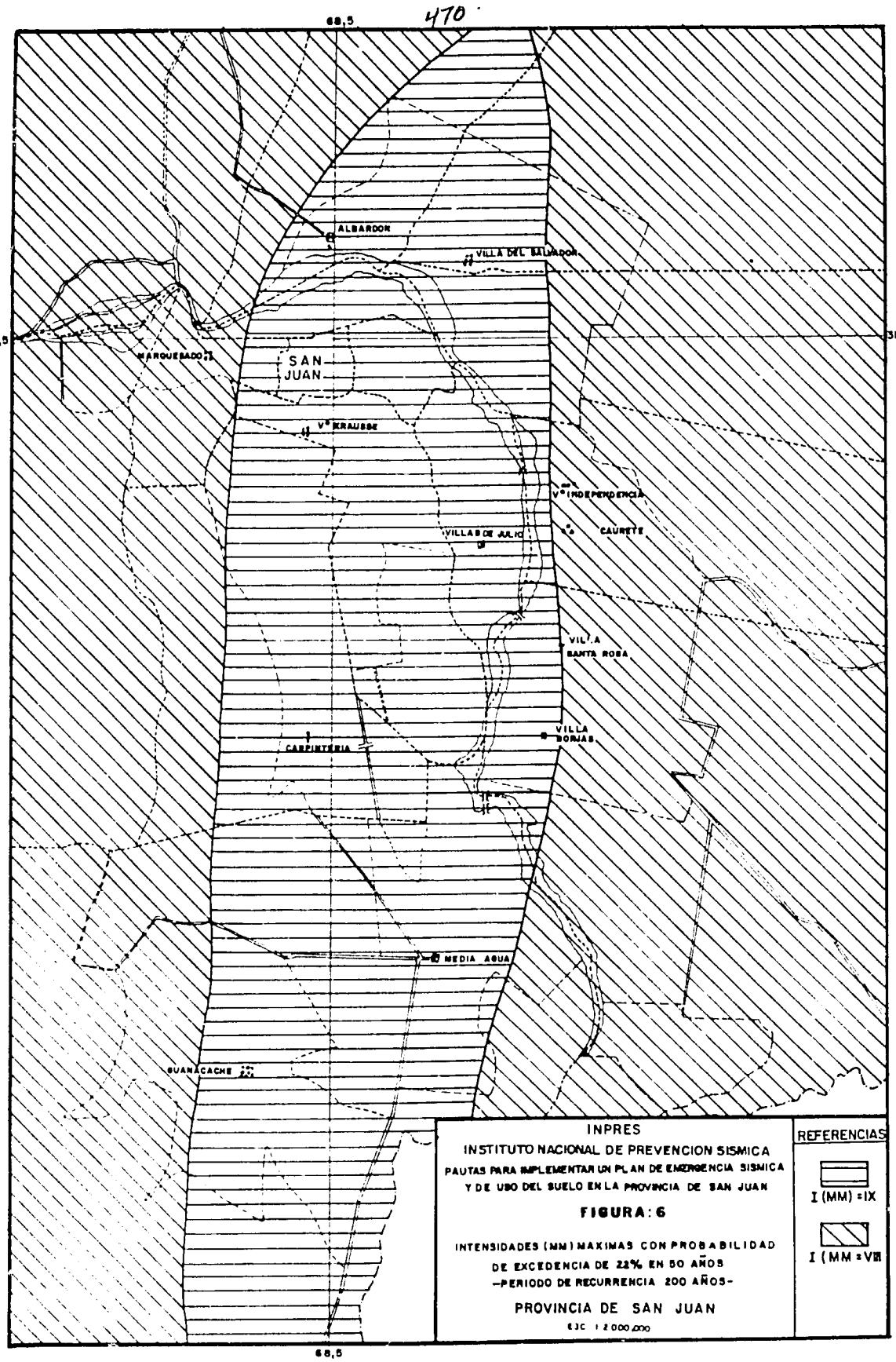

INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
PAUTAS PARA IMPLEMENTAR UN PLAN DE EMERGENCIA SISMICA
Y DE USO DEL SUELO EN LA PROVINCIA DE SAN JUAN
FIGURA: 4
INTENSIDADES (MM) MAXIMAS CON PROBABILIDAD
DE EXCEDENCIA DE 63% EN 50 AÑOS
— PERIODO DE RECURRENCIA 50 AÑOS —
PROVINCIA DE SAN JUAN
REFERENCIAS
I (MM) = VIII
I (MM) = VII
I (MM) = VI
CHILE
PROV. DE LA RIOJA
PROV. DE SAN LUIS
PROV. DE MENDOZA
RODEO
LAS FOLRES
IGLESIA
HUACO
SAN JOSE DE JACHAL
MOGNA
VILLA SAN AGUSTIN
CALINGASTA
TAMBERIAS
BARREAL
VILLA IBAÑEZ
VILLA NIEVAS
ALBARDON
GRAN SAN JUAN
CAUCETE
VILLA M. AGUA
MARAYES
70°
69°
68°
67°
66°
28°
29°
30°
31°
32°

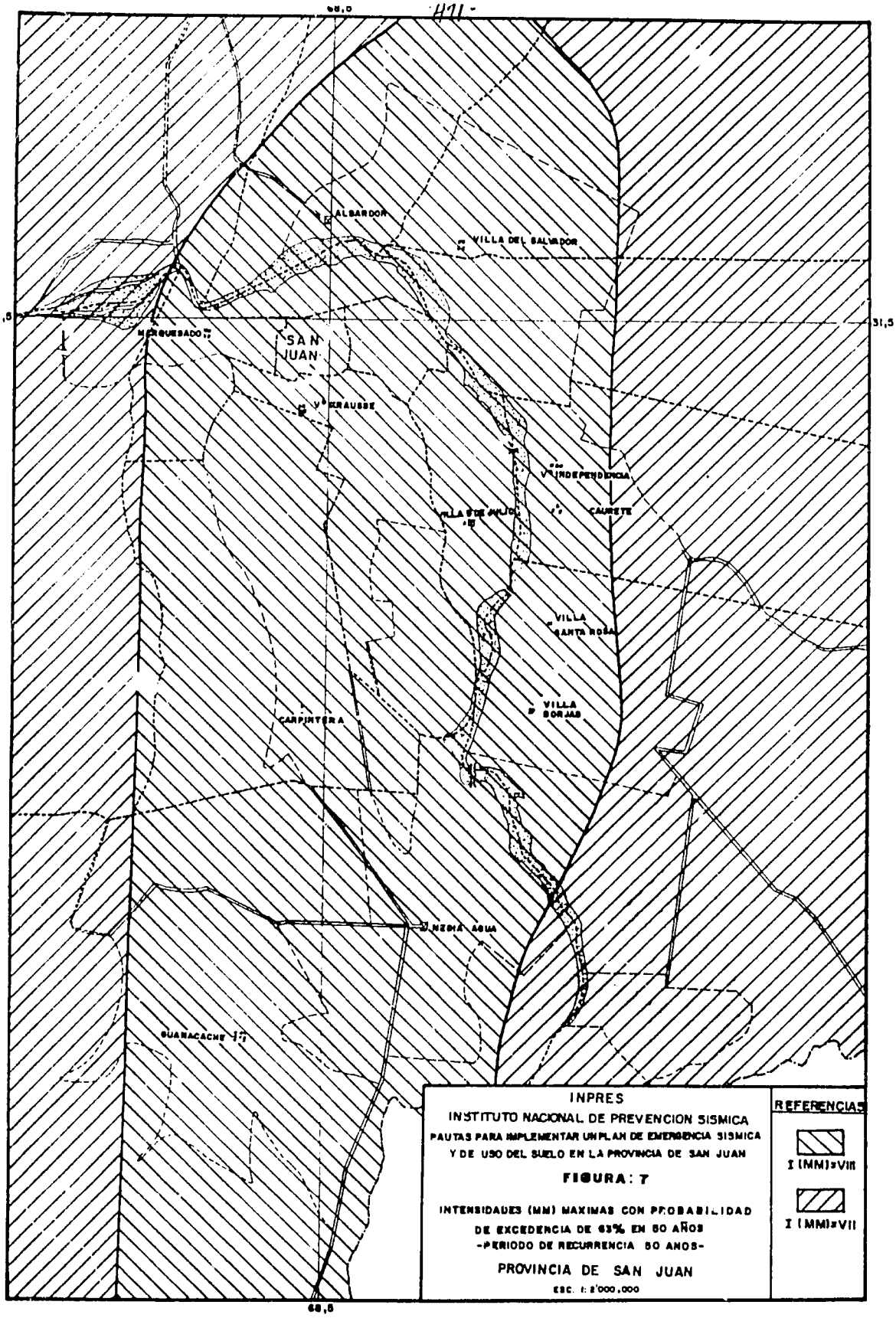

INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
PAUTAS PARA IMPLEMENTAR UN PLAN DE EMERGENCIA SISMICA
Y DE USO DEL SUELO EN LA PROVINCIA DE SAN JUAN
FIGURA: 3
INTENSIDADES (MM) MAXIMAS CON PROBABILIDAD
DE EXCEDENCIA DE 22% EN 50 AÑOS
-PERIODO DE RECURRENCIA 200 AÑOS-
PROVINCIA DE SAN JUAN
ESC 1: 1'000.000
REFERENCIAS
I (MM) = IX
I (MM) = VIII
I (MM) = VII
70°
69°
68°
67°
66°
28°
29°
30°
31°
32°
CHILE
PROV. DE LA RIOJA
HUACO
RODEO
SAN JOSE DE JACHAL
LAS FLORES
IGLESIA
ÑOGNA
VILLA SAN AGUSTIN
CALINGASTA
TAMBERIAS
BARREAL
VILLA IBAÑEZ
VILLA B NIEVAS
ALBARDON
GRAN SAN JUAN
CAUCETE
MARAYES
VILLA M AGUA
PROV. DE SAN LUIS
PROV. DE MENDOZA


INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
PAUTAS PARA IMPLEMENTAR UN PLAN DE EMERGENCIA SISMICA
Y DE USO DEL SUELO EN LA PROVINCIA DE SAN JUAN
FIGURA: 2
INTENSIDADES (MM) MAXIMAS CON PROBABILIDAD
DE EXCEDENCIA DE 10% EN 50 AÑOS
-PERIODO DE RECURRENCIA 475 AÑOS-
PROVINCIA DE SAN JUAN
ESC. 1: 1'000.000
REFERENCIAS
I (MM) = X
I (MM) = IX
I (MM) = VIII
I (MM) = VII
PROV. DE LA RIOJA
PROV. DE SAN LUIS
PROV. DE MENDOZA
CHILE
RODEO
LAS FLORES
IGLESIA
HUACO
SAN JOSE DE JACHAL
MOGNA
VILLA SAN AGUSTIN
CALINGASTA
TAMBERIAS
BARREAL
VILLA IBAÑEZ
CHARDON
CAPITAL SAN JUAN
BANIEGAS
CAUCETE
VILLA MERCEDES
MARAYES
70°
69°
68°
67°
66°
28°
29°
30°
31°
32°


INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
PAUTAS PARA IMPLEMENTAR UN PLAN DE EMERGENCIA SISMICA
Y DE USO DEL SUELO EN LA PROVINCIA DE SAN JUAN
FIGURA: 1
FUENTES SISMICAS POTENCIALES
Y TERREMOTOS DESTRUCTIVOS SUPERFICIALES
PROVINCIA DE SAN JUAN
70°
69°
68°
67°
66°
28°
29°
30°
31°
32°
CHILE
PROV. DE LA RIOJA
RODEO
LAS FLORES
IGLESIA
HUACO
SAN JOSE DE JACHAL
1894
MOGNA
VILLA SAN AGUSTIN
1977
1944
ALBARDON
VILLA IBAÑEZ
GRAN SAN JUAN
B. NEVADO
CALIGASTA
TAMBERIAS
BARREAL
CAUCETE
1941
1952
VILLA M. AGUA
MARAYES
PROV. DE SAN LUIS
PROV. DE MENDOZA


68,5
31,5
31,5
68,5
ALBARDON
VILLA DEL SALVADOR
M.A ROLLEBADO
SAN JUAN
V° KRAUSE
V° INDEPENDENCIA
VILLA DE JAUJ
CAURETE
VILLA SANTA ROSA
VILLA BORJAS
CARPINTERIA
MEDIA AGUA
GUANACACHE
INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
PAUTAS PARA IMPLEMENTAR UN PLAN DE EMERGENCIA SISMICA
Y DE USO DEL SUELO EN LA PROVINCIA DE SAN JUAN
FIGURA: 5
INTENSIDADES (MM) MAXIMAS CON PROBABILIDAD
DE EXCEDENCIA DE 10% EN 50 AÑOS
-PERIODO DE RECURRENCIA 475 AÑOS-
PROVINCIA DE SAN JUAN
ESC 1:2.000.000
REFERENCIAS
I (MM) = X
I (MM = IX
I (MM = VIII


68,5
31,5
31,5
68,5
ALBARDON
VILLA DEL SALVADOR
MARQUESADO
SAN JUAN
Vª KRAUSSE
Vª INDEPENDENCIA
CAURETE
VILLA DE JULIO
VILLA SANTA ROSA
VILLA BORJAS
CARPINTERIA
MEDIA AGUA
GUANACACHE
INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
PAUTAS PARA IMPLEMENTAR UN PLAN DE EMERGENCIA SISMICA
Y DE USO DEL SUELO EN LA PROVINCIA DE SAN JUAN
FIGURA: 6
INTENSIDADES (MM) MAXIMAS CON PROBABILIDAD
DE EXCEDENCIA DE 22% EN 50 AÑOS
-PERIODO DE RECURRENCIA 200 AÑOS-
PROVINCIA DE SAN JUAN
ESC 1:2000.000
REFERENCIAS
I (MM) = IX
I (MM = VII


68,0
31,5
31,5
68,5
ALBARDON
VILLA DEL SALVADOR
MARQUESADO
SAN JUAN
V° KRAUSSE
V° INDEPENDENCIA
CAUCETE
VILLA SANTA ROSA
VILLA BORJAS
CARPINTERA
NUEVA AGUA
GUANACACHE
INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
PAUTAS PARA IMPLEMENTAR UN PLAN DE EMERGENCIA SISMICA
Y DE USO DEL SUELO EN LA PROVINCIA DE SAN JUAN
FIGURA: 7
INTENSIDADES (MM) MAXIMAS CON PROBABILIDAD
DE EXCEDENCIA DE 63% EN 50 AÑOS
-PERIODO DE RECURRENCIA 50 AÑOS-
PROVINCIA DE SAN JUAN
ESC. 1:2'000.000
REFERENCIAS
I (MM)≥VIII
I (MM)=VII

3. ALTERNATIVAS PARA LA EMERGENCIA

El conocimiento de los distintos niveles de peligro sísmico debe asociarse a las características de las construcciones existentes a efectos de obtener información sobre el grado de riesgo sísmico que afecta a estas construcciones.

En el caso particular del valle de Tulum, estudios realizados previamente por el INPRES muestran que el 58,6% de la edificación ha sido ejecutada de acuerdo a normas sismorresistentes, que el 39,7% es de adobe y que solamente el 1,7% es de otros tipos. Por lo tanto podemos considerar que la distribución de las construcciones de adobe representa con exactitud la zonificación del mayor riesgo sísmico en el área que estamos estudiando.

En las figuras 8 y 9 se presenta la zonificación porcentual de los diferentes tipos de edificios para el Gran San Juan y para el departamento Capital. Al mismo tiempo se ha señalado la ubicación de sitios que pueden ser utilizados en la emergencia sísmica, identificándolos de acuerdo al destino que están cumpliendo actualmente.

Además, considerando lo expuesto previamente respecto a que gran parte del valle de Tulum presenta una elevada probabilidad de licuación de suelos ante la ocurrencia de terremotos destructivos, se ha realizado el mismo tipo de relevamiento respecto a lugares alternativos para la emergencia sísmica en los departamentos Santa Lucía y Caucete, a lo que se ha agregado la zonificación del peligro de licuación. (Figura 10). Esta información constituye un nuevo elemento a tener en cuenta en la emergencia, ya que las experiencias anteriores indican que como consecuencia de haberse producido licuación, sufrieron daños considerables los distintos elementos de la infraestructura provincial, especialmente las rutas que son tan importantes en este tipo de emergencia.

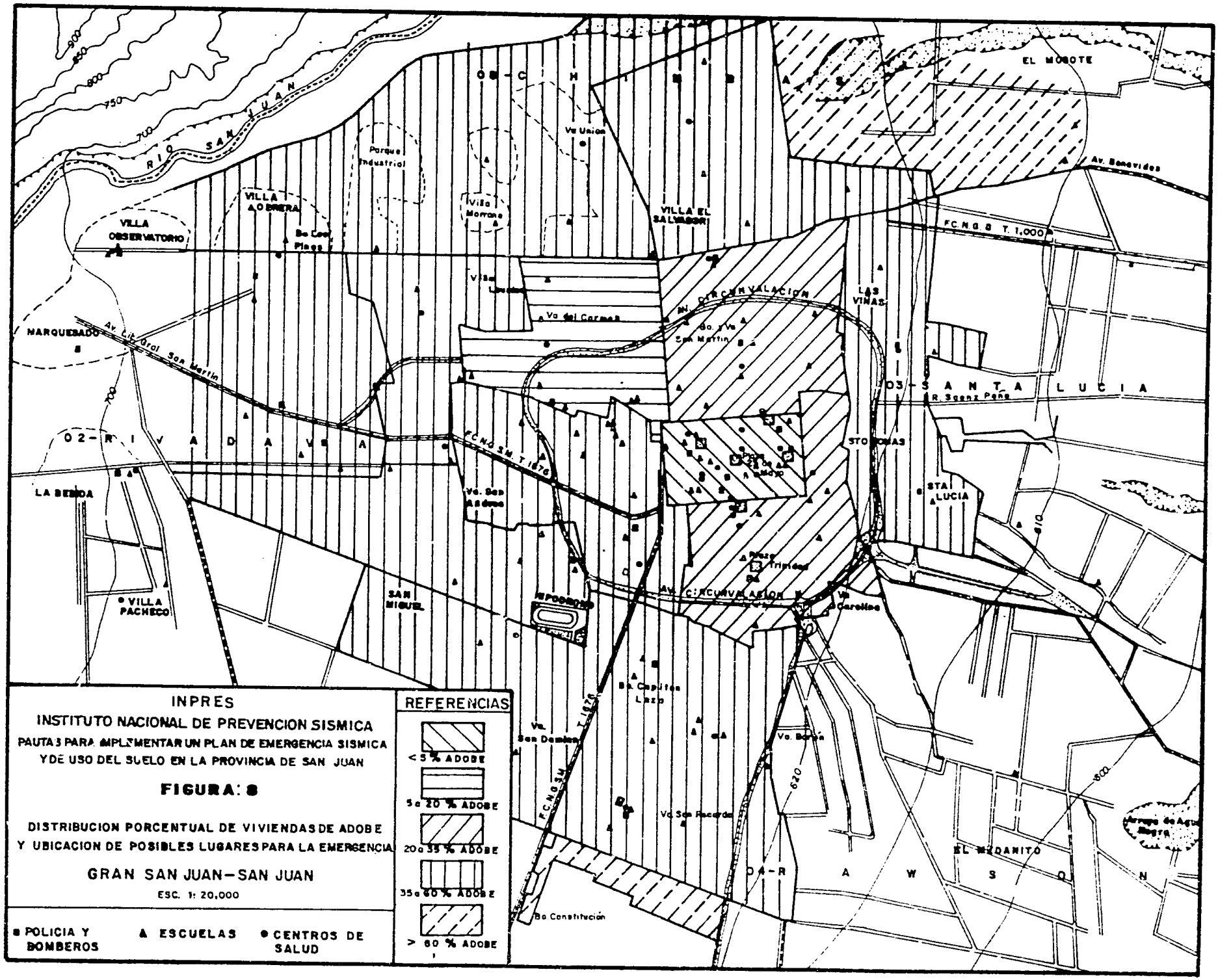
4. CONCLUSIONES

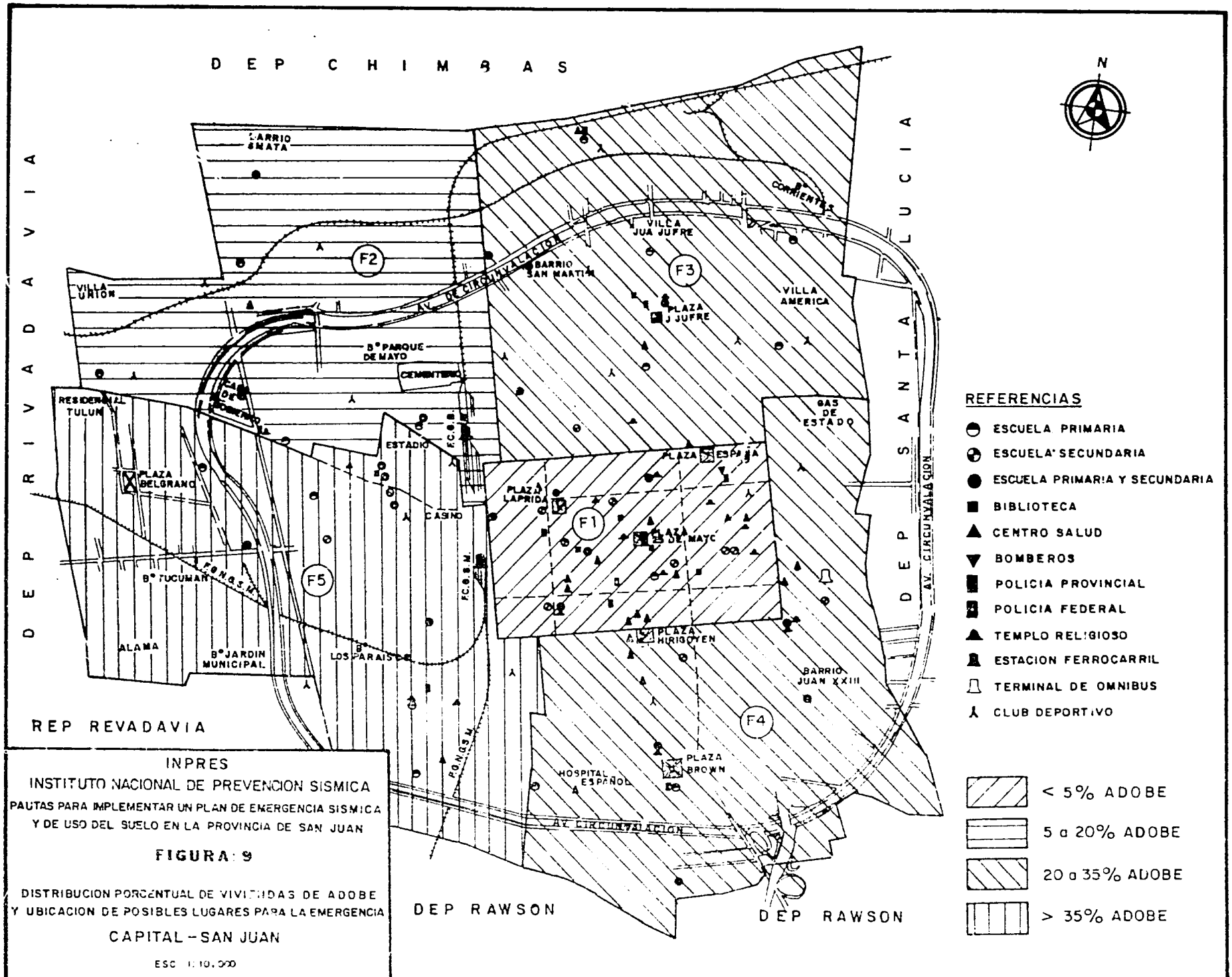
Los resultados presentados en las figuras 5, 6 y 7 muestran que el área denominada Gran San Juan está expuesta a un elevado nivel de riesgo sísmico. Tomando el caso menos peligroso, que sería el correspondiente al terremoto con período de recurrencia de 50 años, cuya amplitud máxima tiene una probabilidad del 63% de ser excedida en ese intervalo de tiempo, la intensidad más probable de ocurrir (figura 7) es de VIII (MM). En cambio estos valores pueden llegar a IX y X (MM) si ocurre en los próximos 50 años el terremoto con período de recurrencia de 475 años (figura 5).

La intensidad VIII (MM) es suficiente para producir serios daños en las construcciones de adobe, incluyendo colapsos parciales. Intensidades IX (MM) y superiores, son causantes de destrucción total en este tipo de edificación.

La distribución de construcciones de adobe en el Gran San Juan (figura 8) muestra que existen zonas con porcentajes superiores al 60% y que, exceptuando el área céntrica de la ciudad, los porcentajes fluctúan entre el 20 y el 50%.

La combinación del peligro sísmico (figuras 5, 6 y 7) con el tipo de construcciones existente nos permite evaluar el grado de riesgo Sísmico asociado a cada tipo de edificación. Sin lugar a dudas y teniendo en cuenta que en el Gran San Juan lo que no es construcción de adobe es construcción sismo-


INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
PAUTAS PARA IMPLEMENTAR UN PLAN DE EMERGENCIA SISMICA
Y DE USO DEL SUELO EN LA PROVINCIA DE SAN JUAN
FIGURA: 8
DISTRIBUCION PORCENTUAL DE VIVIENDAS DE ADOBE
Y UBICACION DE POSIBLES LUGARES PARA LA EMERGENCIA
GRAN SAN JUAN – SAN JUAN
ESC. 1: 20.000
POLICIA Y BOMBEROS
ESCUELAS
CENTROS DE SALUD
REFERENCIAS
< 5 % ADOBE
5 a 20 % ADOBE
20 a 35 % ADOBE
35 a 60 % ADOBE
> 60 % ADOBE
RIO SAN JUAN
EL MOGOTE
Av. Benavides
VILLA OBSERVATORIO
VILLA OBRERA
Parque Industrial
Villa Morone
VILLA EL SALVADOR
F.C.N.G.B. T. 1.000
CIRCUNVALACION
LAS VIÑAS
MARQUESADO
Av. Lib. Gral San Martin
03 - S A N T A L U C I A
R. Saenz Peña
02 - R I V A D A V I A
F.C.N.G.S.M. T. 1.870
STO TOMAS
STA LUCIA
LA BEBIDA
VILLA PACHECO
SAN MIGUEL
AV. CIRCUNVALACION
Av. Carolina
Bo. Capitán Lazo
Va. San Damian
Va. Borja
Va. San Facundo
F.C.N.G.S.M.
Bo. Constitución
01 - R A W S O N
EL MEDANITO
620
800
810



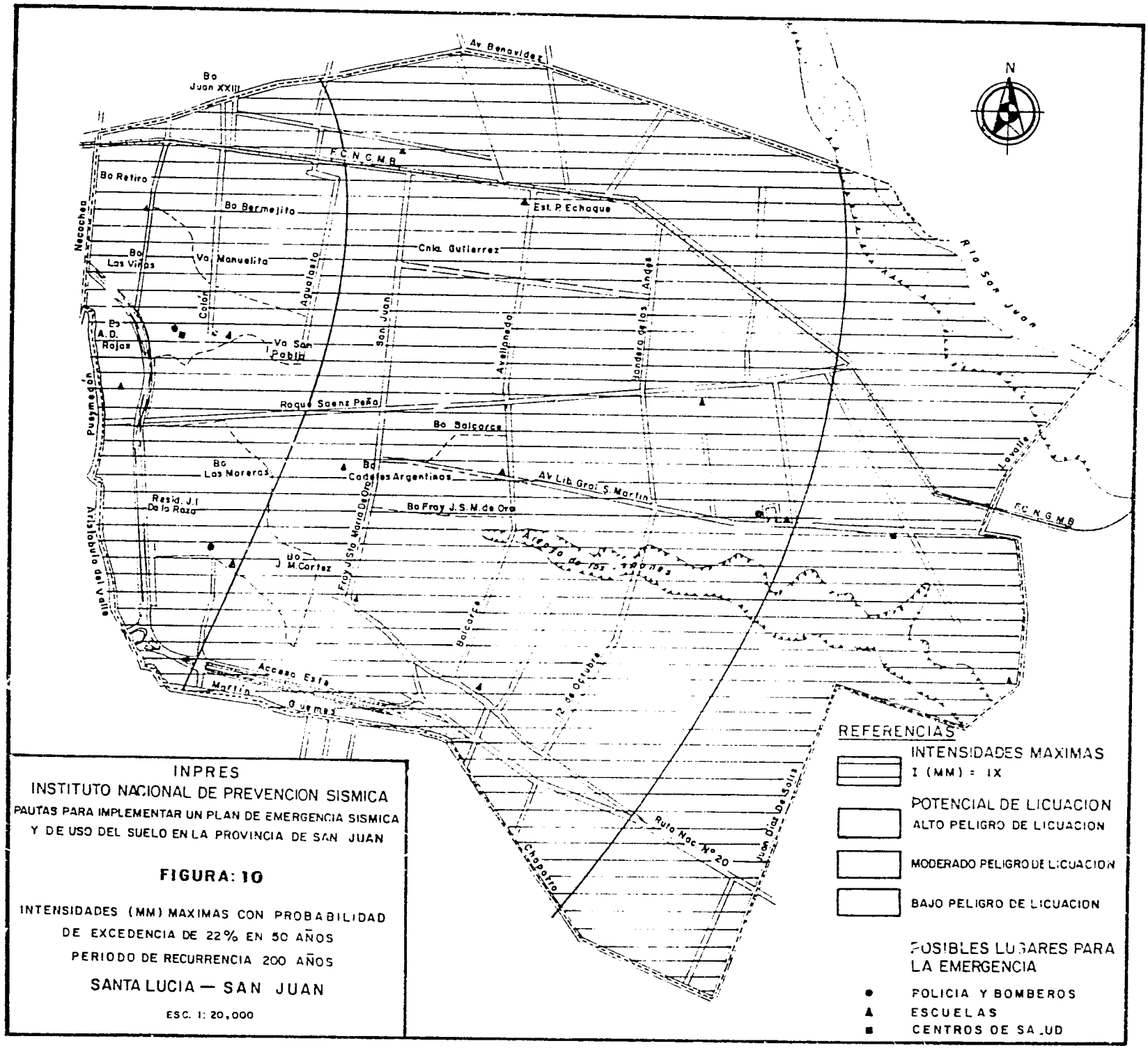
INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
PAUTAS PARA IMPLEMENTAR UN PLAN DE EMERGENCIA SISMICA Y DE USO DEL SUELO EN LA PROVINCIA DE SAN JUAN

FIGURA: 9

DISTRIBUCION PORCENTUAL DE VIVIENDAS DE ADOBE Y UBICACION DE POSIBLES LUGARES PARA LA EMERGENCIA

CAPITAL - SAN JUAN

ESC 1:10.000



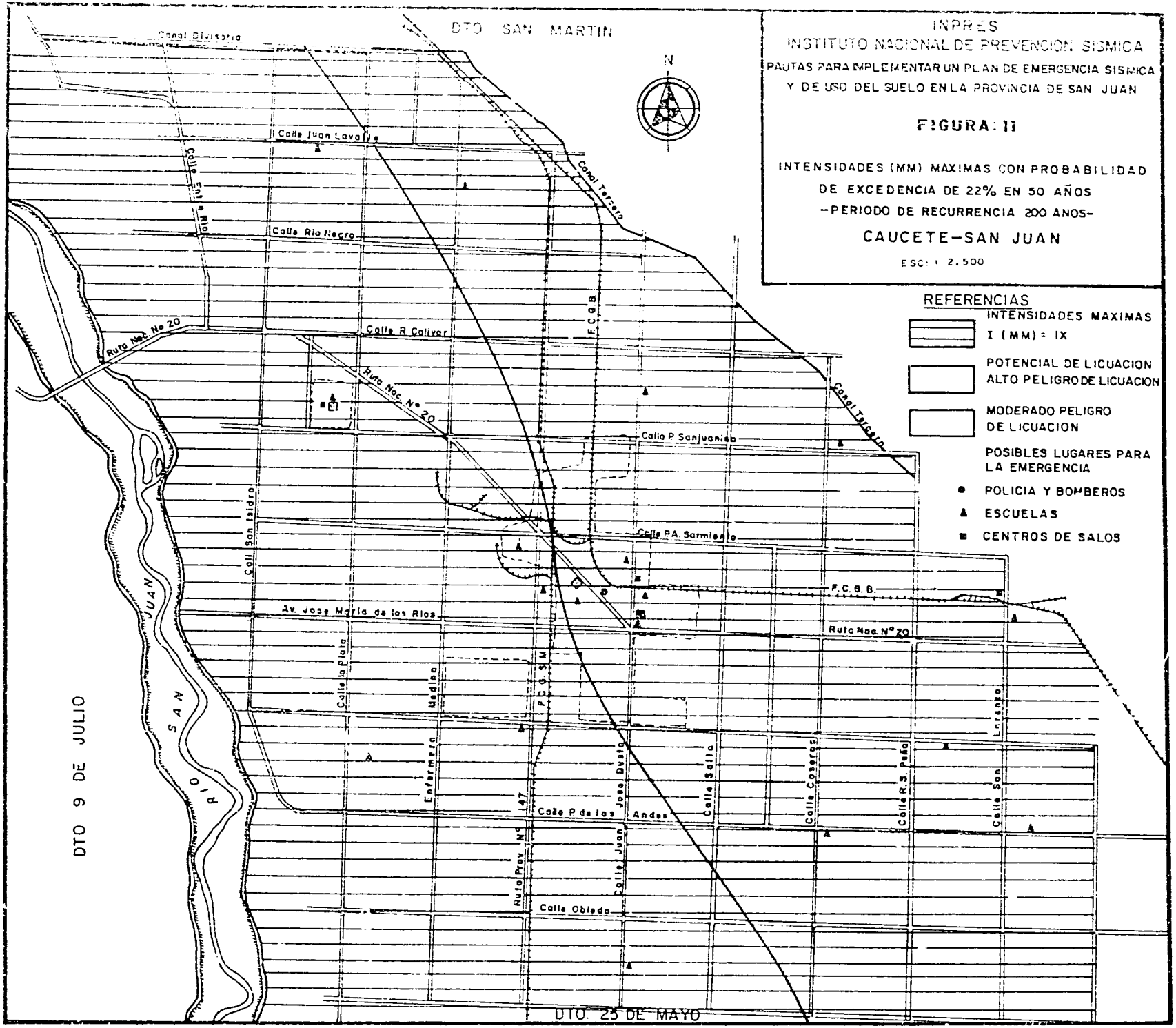
INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
PAUTAS PARA IMPLEMENTAR UN PLAN DE EMERGENCIA SISMICA Y DE USO DEL SUELO EN LA PROVINCIA DE SAN JUAN

FIGURA: 10

INTENSIDADES (MM) MAXIMAS CON PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA DE 22% EN 50 AÑOS
PERIODO DE RECURRENCIA 200 AÑOS

SANTA LUCIA — SAN JUAN

ESC. 1: 20,000


INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
PAUTAS PARA IMPLEMENTAR UN PLAN DE EMERGENCIA SISMICA
Y DE USO DEL SUELO EN LA PROVINCIA DE SAN JUAN
FIGURA: 11
INTENSIDADES (MM) MAXIMAS CON PROBABILIDAD
DE EXCEDENCIA DE 22% EN 50 AÑOS
-PERIODO DE RECURRENCIA 200 AÑOS-
CAUCETE-SAN JUAN
ESC: 1 2.500
REFERENCIAS
INTENSIDADES MAXIMAS
I (MM) = IX
POTENCIAL DE LICUACION
ALTO PELIGRO DE LICUACION
MODERADO PELIGRO
DE LICUACION
POSIBLES LUGARES PARA
LA EMERGENCIA
POLICIA Y BOMBEROS
ESCUELAS
CENTROS DE SALOS
DTO SAN MARTIN
DTO 9 DE JULIO
DTO. 25 DE MAYO
N
Canal Divisoria
Calle Juan Lavalle
Calle Entre Rios
Calle Rio Negro
Ruta Nac. Nº 20
Calle R Calivar
Canal Tercero
F.C.G.B.
Calle P Sanjuanino
Calle San Isidro
Calle P.A. Sarmiento
F.C.G.B.
Av. Jose Maria de los Rios
Calle la Plata
Medina
F.C.G.S.M.
Enfermera
Ruta Prov. Nº 147
Calle Jose Dusto
Calle Juan
Calle P de los Andes
Calle Salta
Calle Caseros
Calle R.S. Peña
Calle San Lorenzo
Calle Obledo
RIO SAN JUAN

476

rresistente, el nivel de riesgo sísmico estará directamente relacionado con el número y porcentaje de construcciones de adobe. Por tal motivo las figuras 8 y 9 representan una zonificación del riesgo sísmico.

Conociendo dicha distribución, así como la cantidad de personas que podrían ser afectadas y la ubicación de los edificios que, por su destino, pueden ser utilizados como centros de emergencia, se tienen los elementos básicos indispensables para estructurar, con suficiente anticipación, un plan de acción para el caso que ocurra dicha emergencia.

TABLA 1

RESUMEN DE FUENTES SISMICAS POTENCIALES
UBICADAS EN LA PROVINCIA DE SAN JUAN

Fuente N°	Fuente Nombre	Longitud (Km)	Rumbo	Buzam.	Terremoto Máximo Posible	Período de Recurrencia (años)
1	Quebrada de la Caída del Tigre Fault	500	N-S	75°N	8	1,600
2	Precordillera Región Faulting Area	400	N-S	45°W	7-3/4	7,500
3	Frente Norte Fault	250	N-S	45°W	7-3/4	3,200
4	Precordillera Faulting System	250		35°E	7-1/2	400
5	Sierra Pie de Palo Fault	90		90°	7-3/4	4,000
6	Sierra Valle Fértil Fault	400	N70°W	45°E	7-3/4	15,000
7	Benioff Zone	-	-	Horiz.	7-1/2	15,000

BIBLIOGRAFIA

- CASTANO, J.C.: "Conceptos básicos para la estimación del peligro sísmico en grandes obras de ingeniería". Curso Internacional sobre Riesgo Sísmico. ESPOL, Guayaquil, Ecuador, 1984.

- Estadística y Censo de San Juan - "Serie Población y Viviendas - 1981".

- Gobierno de la Provincia de San Juan. Municipalidades. Dirección de Escuelas, Salud Pública y Obras Públicas: "Ubicación y estado de los

edificios públicos de San Juan".

- INPRES: "Microzonificación Sísmica del Valle de Tulum. Provincia de San Juan". Informe Técnico General, Vol. I, II y III. Argentina, 1982.

- ZAMARBIDE, J. L.; CASTANO, J. C. y GIULIANO, A. P.: "Potential damageability due to earthquakes in the Tulum Valley, San Juan, Argentina". Proc. VIII, W.C.E.E., San Francisco, California, 1984.

SISTEMA NACIONAL DE PROTECCION CIVIL EN CHILE

Alfredo Saleh Murra *

RESUMEN

Se expone en sus líneas básicas el Sistema Nacional de Protección Civil y algunos programas que, por etapas, se están desarrollando en Chile para identificar y controlar las diversas variables de catástrofes naturales o provocadas por el hombre que han afectado a nuestro país desde sus orígenes, especialmente terremotos y tsunamis, inundaciones, sequía, incendios urbanos y forestales y deslizamientos de tierra.

A través de una muy estrecha coordinación entre la comunidad científica y las autoridades gubernamentales, estos desastres están siendo estudiados cuidadosamente. Su mejor conocimiento permite, en primer lugar, la corrección o solución de los problemas detectados y en segundo término, entregar antecedentes o elementos de juicio para una adecuada planificación de emergencia y para la capacitación de especialistas en protección civil.

THE NATIONAL SYSTEM FOR CIVIL PROTECTION IN CHILE

ABSTRACT

The basic outlines of the National Civil Protection's System and some programs are presented, that by stages have been carried out in Chile to identify and control the diverse variables of natural catastrophes or those caused by man which have affected our country since its origins, especially earthquakes and tsunamis, floods, droughts, urban and forest fires, volcanic eruptions and landslides.

Through a very close coordination between the scientific community and the government authorities, these disasters are being studied carefully. Better knowledge permits, in the first place, the correction or solution of problems detected, and in the second place, provides background and a basis for adequate planning for emergencies and for training of specialists in civil protection.

---

* Departamento de Protección Civil, Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior, República de Chile.

ANTECEDENTES

Chile, junto a la belleza de sus paisajes y bondad de su clima, por su ubicación geográfica al borde del Océano Pacífico, ha estado expuesto periódicamente a una gran gama de catástrofes naturales como terremotos y tsunamis, erupciones volcánicas, sequías, temporales e inundaciones y deslizamientos de tierra, cuya dolorosa secuela de víctimas y de pérdidas del patrimonio nacional son realmente dramáticas.

Si a estas pérdidas agregamos los daños de aquellos eventos provocados por el Hombre como los incendios urbanos y forestales, y accidentes graves de trabajo y de tránsito, tenemos cifras tan importantes que justifican plenamente cualquier esfuerzo que se haga para reducirlos.

Esta realidad nacional ha permitido modelar el temple y entereza de nuestra población, acostumbrándola a organizarse para enfrentar con éxito las amenazas del medio ambiente y desarrollando la natural solidaridad de toda la nación chilena, cada vez que alguna zona del país es afectada por cualesquiera calamidad pública..., pero faltaba una organización nacional y permanente del país que, aplicando la capacidad científica y tecnológica disponible, evitara la ocurrencia de catástrofes provocadas por el hombre y minimizara y mitigara los daños de los desastres naturales, restableciendo la normalidad en el más breve plazo posible a través de una acción coordinada.

En un proceso gradual que está en pleno desarrollo, se ha ido perfeccionando en Chile un Sistema Nacional de Protección Civil, tanto en lo que se refiere a disposiciones constitucionales, legales y reglamentarias, como a la organización e implementación del mismo.

EVOLUCION CRONOLOGICA

A. La Oficina Nacional de Emergencia - ONEMI -

En el año 1974, el Supremo Gobierno toma una decisión trascendente y crea la Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior - ONEMI -, mediante el Decreto Ley N° 369, y la dota de las potestades necesarias para coordinar las actividades de cualquier otro organismo público y privado que tenga relación con la solución de los problemas derivados de emergencias o catástrofes.

B. El Plan Nacional de Emergencia.

En el año 1977, S.E. el Presidente de la República da su aprobación al Plan Nacional de Emergencia, y mediante el Decreto Supremo N° 155, de Interior, asigna tareas a todos los Ministerios y Servicios, Instituciones y Empresas dependientes o relacionadas con el Estado a través de ellos.

Deseo destacar la concepción del Plan Nacional de Emergencia vigente en Chile y sus objetivos.

El Plan no sólo permite, sino que considera fundamentalmente la participación activa de todos los ciudadanos y entidades, tanto del sector público como privado que conforman nuestro país, de modo que cada uno de ellos identifique claramente el rol que les corresponde en la gran tarea nacional de

eliminar la improvisación y de actuar coordinada y sistemáticamente en la prevención y atención de catástrofes.

Cuatro son los objetivos fundamentales del Plan Nacional de Emergencia:

"1. Asegurar la no interrupción de los planes normales de desarrollo del país, mediante la identificación previa de riesgos potenciales, condiciones y acciones inseguras y su corrección preventiva."

"2. Restablecer la normalidad si ella es alterada por causas de fuerza mayor, movilizando los recursos científicos, técnicos y económicos en una acción coordinada y racional que garantice que las necesidades vitales de la población queden siempre cubiertas, especialmente en los aspectos de agua potable, alimentación, albergue, vestuario, servicios sanitarios, de energía y combustible, de transporte y comunicaciones."

"3. Arbitrar medidas orientadas a la educación, adoctrinamiento y capacitación de la población y de especialistas en Protección Civil para afrontar, de manera rápida, ordenada y segura los problemas creados por las catástrofes naturales o provocadas por el hombre."

"4. Que el Supremo Gobierno disponga de un Sistema que le permita la prevención y control de las catástrofes que se produzcan en el país, sin crear nuevos organismos y utilizando coordinadamente los recursos humanos y materiales existentes, mediante una adecuada planificación."

C. Directiva Nacional de Emergencia

Cada dos años, el Ministerio del Interior emite una Directiva Nacional de Emergencia, por orden de S.E. el Presidente de la República, para precisar misiones y tareas prioritarias a cumplir durante el período y para reiterar las medidas tendientes a obtener la integral y oportuna aplicación del PLAN NACIONAL DE EMERGENCIA.

D. SIPAC' 78.

En Marzo de 1978, la Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior organizó, en la ciudad de Viña del Mar, un Seminario Internacional de Preparación para Atención de Catástrofes, con el auspicio de la Oficina de Asistencia en caso de Desastres en el Exterior - USAID/OFDA, de Estados Unidos, y de la Liga de Sociedades de la Cruz Roja - LICROSS -, de Ginebra, el que contó con la activa participación de representantes de: Argentina, Bolivia, Brasil, Colombia, Ecuador, El Salvador, Guatemala, Nicaragua, Perú y de los Organismos Internacionales que tienen relación con la atención de emergencias de las Naciones Unidas, de la Organización de Estados Americanos y de la Organización Panamericana de la Salud.

La calidad de los trabajos presentados en SIPAC' 78, y el alto nivel académico de los participantes lograron que este evento internacional y regional tuviera una extraordinaria y trascendente importancia, reflejada en las siguientes conclusiones de dicho Seminario:

"1. Es deber de cada Gobierno realizar el máximo esfuerzo para proteger la vida y bienes de la comunidad toda y compete a cada país, la responsabilidad de prepararse adecuadamente para afrontar las catástrofes de acuerdo a sus posibilidades, historia y tradiciones."

"2. En esta preparación nacional deben participar el sector público y privado utilizando todos los recursos materiales, humanos, científicos, tecnológicos y financieros de cada país, en una acción coordinada por el organismo gubernamental responsable de dicha preparación. Dentro de este marco el organismo gubernamental responsable debe estimular y coordinar la acción de Universidades, Ministerios e Instituciones pertinentes para llevar adelante las investigaciones que conduzcan a una mejor comprensión de las causas de los desastres y las medidas que permitan reducir sus efectos."

"3. Queda de manifiesto:

a.- La importancia de la elaboración de mapas nacionales de riesgos y los correspondientes análisis de vulnerabilidad como punto de partida para toda la planificación de desarrollo y de emergencias;

b.- Que deben promoverse las inversiones de carácter preventivo que permitan prever, evitar, reducir o minimizar los riesgos detectados, considerando en la evaluación de cada proyecto la relación costo-beneficio y la trascendencia de los mismos;

c.- Que la participación de la población es fundamental para afrontar en mejor forma los desastres, siendo indispensable su capacitación desde la más temprana edad a través de los programas de educación pública la que debe ser continuada hasta niveles de educación superior.

Se destaca asimismo la participación eficiente de líderes locales de la población, especialmente en áreas rurales, los que debieran ser objeto de atención preferente en esta capacitación;

d.- Que el rol de los medios de comunicación social, radial, escrita y televisada, en coordinación con las autoridades responsables, constituyen una ayuda de gran valor antes, durante y después de una catástrofe."

"4. Que para lograr una mayor coordinación de la respuesta internacional en caso de una catástrofe, deben intensificarse las relaciones e intercambio de información previa entre los organismos nacionales responsables y los correspondientes organismos internacionales de asistencia en caso de desastres.

Debe organizarse en el país respectivo un Comité Ejecutivo permanente con estos organismos internacionales de manera que puedan reunirse en forma habitual y no sólo con ocasión de una emergencia, a fin de que este Comité pueda colaborar activamente con el Organismo nacional, prestar la asistencia técnica que estime necesaria y, en caso de una emergencia, servir de organismo relacionador para definir el tiempo de asistencia requerida y forma como ésta debe materializarse. También debe llevarse el control de la ayuda recibida y desarrollar toda actividad que se estime necesaria para la correcta y oportuna implementación de la respuesta internacional."

Se destaca la importancia de utilizar como ayuda, en ciertos casos, las remesas en dinero, con lo que se logra mayor rapidez, economía de fletes y vitalización de las actividades productivas locales."

"5. El desarrollo de normas técnicas panamericanas aparece como un factor decisivo para mejorar la eficiencia de las acciones preventivas y de socorro en caso de desastres; reconociendo, sin embargo, la existencia de ciertas normas de validez local solamente."

"6. Los organismos nacionales responsables deben incorporar como asesores a los científicos y técnicos que sean necesarios y apoyar la formación de profesionales especializados para la prevención y atención de cada tipo de desastre, incluyendo técnicas para la evaluación de daños."

"7. Es necesario mantener un intercambio permanente entre cada uno de los organismos nacionales responsables de la preparación para atención de catástrofes con sus similares de otros países, para comunicarse experiencias y avances tecnológicos; y

"8. Realizar, a lo menos una vez cada dos años, Seminarios Regionales para evaluar el grado de avance en las materias que abarcan estas conclusiones."

E. Organización Nacional.

1. Disposiciones Constitucionales y Legales.

La Constitución Política del Estado de 1980, entrega atribuciones especiales al Presidente de la República para facilitar la solución de problemas derivados de catástrofes graves. Así, en el Art. 32, N° 22 señala: "...El Presidente de la República, con la firma de todos los Ministros de Estado, podrá decretar pagos no autorizados por ley, para atender necesidades impostergables derivadas de calamidades públicas,... El total de los giros que se hagan con estos objetos no podrán exceder anualmente de dos por ciento (2%) del monto de los gastos que autorice la Ley de Presupuestos."

En el Art. 40, N° 4, establece "En caso de calamidad pública, el Presidente de la República, con acuerdo del Consejo de Seguridad Nacional, podrá declarar la zona afectada o cualquier otra que lo requiera como consecuencia de la calamidad producida, en estado de catástrofe". Ello permite eliminar los efectos de la catástrofe por métodos de intervención que difieren por su ritmo y por su forma de las actividades habituales.

Además, anualmente en la Ley de Presupuestos, se faculta a los Intendentes Regionales para disponer, privativamente, de hasta un tres por ciento (3%) de los Fondos de Desarrollo Regional, para atender situaciones de emergencia, pudiendo efectuar inversiones de carácter preventivo antes de producirse una catástrofe.

2. Comités de Emergencia y Centros de Operaciones de Emergencia.

En 1983, mediante el Decreto Supremo N° 509, se dispone que "En cada Región del país se constituirán Comités Regionales, Provinciales y Comunales de Emergencia, los que tendrán su asiento en la ciudad capital o cabecera de región o de provincia y en las comunas respectivas."

Estos Comités son los órganos de trabajos permanente que representan y coordinan el empleo de los recursos locales, cuya finalidad sea la prevención o atención de catástrofes y el cumplimiento de programas de protección civil.

Asimismo, dicho Decreto establece que "Los Intendentes Regionales, Gobernadores Provinciales y Alcaldes dispondrán la habilitación, en la ciudad donde tengan su asiento, de un "Centro de Operaciones de Emergencia" (C.O.E.), el que deberá contar con facilidades de comunicaciones para la coordinación de los servicios estatales y entidades privadas o voluntarias, cuyos recursos humanos y materiales sean necesarios para la prevención y atención de catástrofes."

3. Comité Científico - Técnico de ONEMI.

Desde Abril de 1977, teniendo presente la necesidad de mantener una estrecha y permanente coordinación entre la Oficina Nacional de Emergencia y las Universidades, para un aprovechamiento óptimo de la gran capacidad científica y tecnológica que ellas representan, se dispuso la creación y funcionamiento del Comité Científico - Técnico Asesor del Director General de la Oficina Nacional de Emergencia, el que está integrado por:

a.- Los representantes de las Universidades del país que designen sus Rectores;

b.- Los funcionarios de ONEMI que designe el Director General del Servicio; y

c.- Los especialistas de los sectores públicos y privado que designe el Director General de ONEMI.

Las actividades de este Comité han resultado muy valiosas por cuanto además de asesorar al Director General de la Oficina Nacional de Emergencia para el cumplimiento de los objetivos previstos en el Plan Nacional de Emergencia, han permitido coordinar y orientar adecuadamente la actividad científico - técnica que las Universidades han estado en condiciones de aportar y desarrollar, para que las actividades vitales del país no sean afectadas por accidentes o catástrofes previsibles.

PROGRAMAS EN DESARROLLO

A. Operación "DEYSE", De Evacuación y Seguridad Escolar.

La Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior, diseñó este programa de carácter sectorial, destinado a desarrollar hábitos de conducta y autocontrol de niños y jóvenes frente a emergencias o accidentes graves, como terremotos, incendios, etc.

En el Plan Nacional de Emergencia se le ha asignado al Ministerio de Educación la tarea de aplicar este programa en todos los establecimientos educacionales del país. Durante el año escolar se realizan, por lo menos, ocho prácticas de evacuación a diferentes horas y sin aviso previo. Cada práctica es para los profesores y alumnos un ejercicio de gobierno escolar, de modo que los alumnos al sonido de la alarma, diferente al usado para

regular las horas de clase, forman sus filas y cada curso o grupo se desplaza rápida y silenciosamente hacia las "zonas de seguridad", por vías de evacuación o de alternativas previamente establecidas. Entre los alumnos de mayor ascendiente y mejores condiciones físicas se seleccionan Líderes o Monitores, quienes colaboran eficientemente en el desarrollo de las prácticas y ayudan a aquellos niños que, por limitaciones físicas, sean incapaces de conservar su lugar en una fila que se desplaza a razonable velocidad.

B. Plan "SEH" , de Seguridad y Evacuación Hospitalaria.

La Oficina Nacional de Emergencia, elaboró este documento basado en que, dentro de la concepción moderna de la Protección Civil de un país, es fundamental que los establecimientos hospitalarios no sólo no interrumpan sus funciones bajo ninguna circunstancia, sino que deben estar en condiciones de aumentar su capacidad de atención ante cualquiera catástrofe que pueda afectar su área jurisdiccional o de regiones vecinas.

En el Plan Nacional de Emergencia se le ha asignado al Ministerio de Salud la tarea de aplicar este programa, de modo que cada establecimiento hospitalario tenga su Plan de Emergencia basado en sus características propias, como ubicación geográfica, tipo de atención que brinda, condiciones estructurales de sus edificios, recursos humanos de que dispone, etc.

C. Operación de Seguridad Familiar "OSEFA".

Este programa, también diseñado por ONEMI, tiene por objeto ayudar al núcleo básico de nuestra comunidad que es la Familia, a planificar actividades que les sirvan para afrontar con éxito cualquiera emergencia y para orientarlos sobre la forma de proteger mejor sus vidas y sus bienes.

En su desarrollo, el grupo familiar se reune en casa, a la hora y en el lugar que más les agrade y acomode. El tema de conversación es analizar qué tipos de emergencias o catástrofes podrían afectar la familia, en su propio hogar.

Así, los integrantes del grupo familiar toman conciencia sobre los principales riesgos a los que están expuestos y comienzan su preparación modificando todas aquellas condiciones o acciones inseguras detectadas. Ello, les permite establecer procedimientos sobre como debe actuar cada uno, en caso de producirse alguna emergencia.

Los grupos familiares son alentados para que coordinen con los vecinos de su cuadra o de su Junta de Vecinos, acciones comunes de capacitación en las que se invitan a expertos para que den charlas sobre temas como protección contra incendios, primeros auxilios, planificación de evacuaciones, control de inundaciones o cómo actuar durante un terremoto.

D. Mapa Nacional de Riesgos y Prevención de Catástrofes.

Desde el año 1979, ONEMI está desarrollando, por etapas, un programa denominado "Mapa Nacional de Riesgos y Prevención de Catástrofes", el que representa un importante esfuerzo iniciado por Chile para evitar la repetición de desastres, movilizando recursos científicos y económicos en una acción coordinada, a nivel nacional, por la Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior.

1. Objetivos del Programa.

Los principales objetivos de este programa son:

a.- Identificar todas aquellas catástrofes naturales o provocadas por el Hombre que han producido mayores daños en Chile, desde sus orígenes.

b.- Ubicar geográficamente los lugares afectados por dichas catástrofes, registrando su periodicidad e intensidad.

c.- Realizar los estudios pertinentes, aprovechando toda la capacidad científica y tecnológica disponible, para determinar la forma más efectiva de eliminar dichos riesgos potenciales o condiciones y acciones inseguras. Si su eliminación no es posible, arbitrar las medidas para reducir su impacto negativo y estar preparados para restablecer rápidamente la normalidad alterada.

2. Metodología y etapas.

Por la complejidad y extensión de las actividades que involucra este programa, se tomó la decisión de realizarlo por etapas, con una coordinación central radicada en la Oficina Nacional de Emergencia y otra regional, controlada por los respectivos Intendentes Regionales.

La primera etapa, comprendió la elaboración de "Mapas Históricos del Indice de Ocurrencia de Catástrofe" del territorio nacional, a escala 1:1.000.000, registrando los antecedentes de aquellas variables de mayor trascendencia por la gravedad de su impacto como terremotos y tsunamis, inundaciones, incendios urbanos e incendios forestales.

De cada una de estas variables se elaboraron mapas a la escala señalada, más uno de síntesis en el que se aplicó la simbología de todas las catástrofes investigadas. Además de los mapas se redactó un Informe General, que contiene todos los antecedentes seleccionados, incluyendo gráficos, cuadros estadísticos y conclusiones.

Durante el año 1981, se abordó la variable sequía, realizándose una investigación sobre la "Ocurrencia Histórica y Efectos de la Sequía en Chile".

Durante el año 1982, se completó una investigación exhaustiva sobre "Evaluación de Algunos Riesgos Climáticos en Chile y su Distribución Regional".

En 1983, se desarrolló una investigación sobre "Los deslizamientos de Tierras en Chile: Su significado, origen y ocurrencia histórica".

En el presente año se abordó la variable erupciones volcánicas y se está elaborando el "Mapa Nacional de Riesgo Volcánico".

En las etapas ya cumplidas, se ha capturado y ordenado en forma coherente toda la información que estaba disponible a nivel nacional, para conformar una macrozinificación de las principales catástrofes naturales o provocadas por el hombre que han afectado a nuestro país.

A partir del año 1985, en base a los resultados obtenidos, se otorgará prioridad a las investigaciones específicas y a los estudios de microzonificación que deban hacerse a nivel local.

Corresponderá también, completar las investigaciones que sean necesarias para determinar las causas que originan cada uno de los problemas y de todos aquellos factores determinantes que incidan en la gravedad de sus efectos.

En la ejecución de este importante programa también se está aplicando la concepción básica que emana del Plan Nacional de Emergencia, que contempla y orienta la participación activa de todos los Ministerios, Organismos e Instituciones, tanto del sector público como privado, incluyendo las entidades de carácter voluntario, en las actividades destinadas a prevenir o solucionar los problemas derivados de situaciones de emergencia o catástrofes.

Así, mediante la participación de los mejores especialistas de cada una de las variables en estudio, será posible obtener tres resultados de gran trascendencia:

1) Eliminar definitivamente todas las condiciones inseguras detectadas, mediante la ejecución de trabajos correctivos, modificación de diseños, cambio de calidad de materiales, etcétera.

2) Modificar o controlar acciones inseguras, a través de la enseñanza y capacitación de las personas involucradas.

3) Delimitar aquellas zonas expuestas a desastres naturales en las que sea aconsejable realizar obras especiales de protección, cambiar el uso de la tierra o proceder a la erradicación de poblaciones.

Además de los beneficios directos que implica la realización de este programa, existen otras ventajas adicionales que inciden favorablemente en una mayor eficiencia del Sistema Nacional de Protección Civil.

Una de ellas es que la valiosa información, resultante de los estudios e investigaciones de las diversas variables de catástrofes reales, nutre permanentemente tanto el proceso de planificación para el desarrollo como el de prevención y emergencia del país.

De esta forma, al elaborarse cualquier proyecto de inversión se podrá disponer de toda la información registrada en el Programa, la que será de gran utilidad al realizar el indispensable análisis de vulnerabilidad del proyecto. Igualmente, el conocimiento de los riesgos potenciales y características de cada área, será de un valor inestimable para una correcta orientación y toma de decisiones en relación con el uso de la tierra.

Para quienes tienen la responsabilidad de elaborar y mantener al día la planificación de emergencia, sea ella territorial, sectorial o institucional, los antecedentes señalados constituyen también, una inapreciable fuente de información real y no sólo una mera suposición teórica de posibles riesgos.

Finalmente, otro de los beneficios agregados tiene relación directa con todo el proceso de capacitación de dirigentes, de especialistas en protección civil y de la población en general.

Resumiendo, la experiencia de este Sistema Nacional de Protección Civil en Chile, conformado por todos los recursos humanos y materiales del país, coordinado a nivel nacional por el Ministro del Interior a través de su Servicio especializado, la Oficina Nacional de Emergencia, y en los niveles regionales y locales por los respectivos Intendentes, Gobernadores Provinciales y Alcaldes, con una participación cada vez más activa de la comunidad científica, está demostrando, por sus excelentes resultados, que es el camino correcto para reducir el impacto de las catástrofes naturales, evitar la ocurrencia de aquellas provocadas por el hombre y mitigar adecuadamente el sufrimiento de las poblaciones afectadas.

ESTIMACION PRELIMINAR DE LAS PERDIDAS MAXIMAS PROBABLES DEBIDAS A TERREMOTOS EN LA CIUDAD DE MENDOZA, ARGENTINA

Ing. Juan C. Castano (1)
Ing. Marcelo H. Millán (2)

RESUMEN

El objetivo de este estudio es realizar una estimación preliminar de la probable distribución de daños y pérdidas potenciales debidas a terremotos en la ciudad de Mendoza, basándose en las consecuencias de los terremotos históricos que la afectaron y en las características de sus construcciones.

En primer lugar se obtuvo una curva que relaciona intensidad sísmica (MM) y período de recurrencia, a partir de la cual se estimaron las probabilidades de ocurrencia anual para diferentes intensidades.

A efectos de calcular las pérdidas máximas probables se empleó una relación entre fuerza sísmica y razón de daño, en base a los efectos causados por terremotos históricos sobre las construcciones de la zona. Solamente se consideraron dos tipos de edificios: sismorresistentes y no-sismorresistentes, por ser estos los característicos de la región.

Además se obtuvieron en forma separada las pérdidas máximas probables en construcciones no sismorresistentes, lo que representa una distribución zonal de daños probables, necesarios para planes de preparación ante la emergencia sísmica.

El estudio se efectuó manzana por manzana en alrededor de 35,000 construcciones distribuídas sobre aproximadamente 1.000 manzanas. Se evaluaron las pérdidas máximas probables para 1, 25 y 50 años. Estas pérdidas se expresaron como el número de equivalente de viviendas de mampostería sismorresistente, lo que representa, una estimación de pérdidas monetarias.

PRELIMINARY ESTIMATION OF THE MAXIMUM PROBABLE LOSSES DUE TO EARTHQUAKES, IN THE CITY OF MENDOZA, ARGENTINA

ABSTRACT

A preliminary estimation of the probable distribution of damage and potential losses due to earthquakes in Mendoza is given based on historical earthquakes and construction characteristics.

---

(1) Consultor Científico - Instituto Nacional de Prevención Sísmica - INPRES. Profesor Titular Ordinario, Universidad Nacional de San Juan.
(2) Departamento Sismología - Instituto Nacional de Prevención Sísmica - INPRES.

A return period versus seismic intensity (MM) curve is obtained from the analysis of past destructive earthquakes affecting this city. Then, the annual probability of exceedance for a given intensity is estimated as the inverse of the return period.

To evaluate the probable maximum losses a relation between earthquake loading and damage ratio is used, based on the damage analysis of previous earthquakes. Only two types of buildings are considered: earthquake resistant masonry and non-earthquake resistant buildings.

The analysis was performed block by block for about 35,000 structures distributed over 1,000 blocks of houses.

The results are presented as maps and tables showing the probable maximum losses for 1, 25 and 50 years period, expressed as the equivalent number of collapsed earthquake resistant masonry dwellings, which represent an estimation of monetary losses.

The probable maximum losses in non-earthquake resistant buildings alone are also presented in order to show the distribution of damage necessary for earthquake emergency preparedness.

INTRODUCCION

La provincia de Mendoza se encuentra ubicada en la zona centro-oeste argentina, entre los 32° y 37° de latitud sur y los 67° y 70° de longitud oeste. Tiene alrededor de 1.200.000 habitantes, de los cuales más de 700.000 están asentados en el área denominada "Gran Mendoza" que constituye un único núcleo urbano, estando integrada por parte de los departamentos Guaymallén, Godoy Cruz, las Heras, Maipú, Luján y Capital.

Es una de las provincias con mayor potencialidad económica del país, constituyendo la vitivinicultura la base de su economía. Además, el petróleo, la agricultura y la minería contribuyen a su desarrollo.

La parte norte de esta provincia junto con la de San Juan, constituyen una región sismotectónica donde se han originado numerosos terremotos con diferentes grados de destructividad. Ellos han afectado de manera distinta al área poblada de Mendoza, siendo el terremoto del 20 de marzo de 1861 el que, por sus consecuencias, puede considerarse el más destructivo de todos los ocurridos en la Argentina.

Debido a estos antecedentes históricos y a las características tectónicas de la región, y por consecuencia el elevado nivel de riesgo sísmico a que están expuestos los habitantes de esta provincia, se decidió realizar una evaluación de las Pérdidas Máximas Probables debidas a terremotos en diferentes intervalos de tiempo, comenzando en este caso por el departamento Capital.

Dicha evaluación está basada en el estudio de la distribución temporal de los eventos de mayor intensidad que afectaron la ciudad de Mendoza y en el conocimiento de las características sismorresistentes de las construcciones de la ciudad.

La combinación de estos dos factores ha permitido, mediante un análisis probabilístico, estimar las pérdidas que podría sufrir la edificación del departamento Capital.

Además, el conocimiento de la distribución de los daños probables en diferentes intervalos de tiempo es un elemento indispensable para la planificación en caso de emergencia sísmica.

SISMICIDAD

La sismicidad es una medida de la frecuencia y magnitud de los terremotos que ocurren en un área determinada. En el caso particular de este estudio, nos referiremos fundamentalmente a la frecuencia y magnitud de los terremotos con intensidades moderadas y grandes, o sea aquellos que han producido daño en las construcciones.

La región central del país que comprende las provincias de San Juan, Mendoza y San Luis se caracteriza por dos zonas de actividad sísmica diferenciadas en profundidad. La de mayor densidad de sismos corresponde a la zona de subducción o de Benioff, con una profundidad focal predominante de 120 km y la otra, de actividad superficial, generalmente menor de 65 km, es donde han ocurrido los terremotos destructivos más importantes. En las figuras 1 y 2 se muestran las distribuciones espaciales de dicha actividad.

Haciendo una cronología de la actividad sísmica histórica de Mendoza podemos decir que el primer terremoto importante del cual se tiene referencia es el del 22 de mayo de 1782, que produjo daños de diferente consideración en los edificios de la ciudad. Sin embargo el terremoto de mayor poder destructivo fue el del 20 de marzo de 1861, que además de dejar un saldo del 90% de la edificación destruída produjo alrededor de ocho mil víctimas de un total de 13,000 habitantes que tenía la antigua ciudad de Mendoza. De todos los terremotos ocurridos en la Argentina, éste es el que produjo mayor cantidad de daños y víctimas en relación al total de la población afectada.

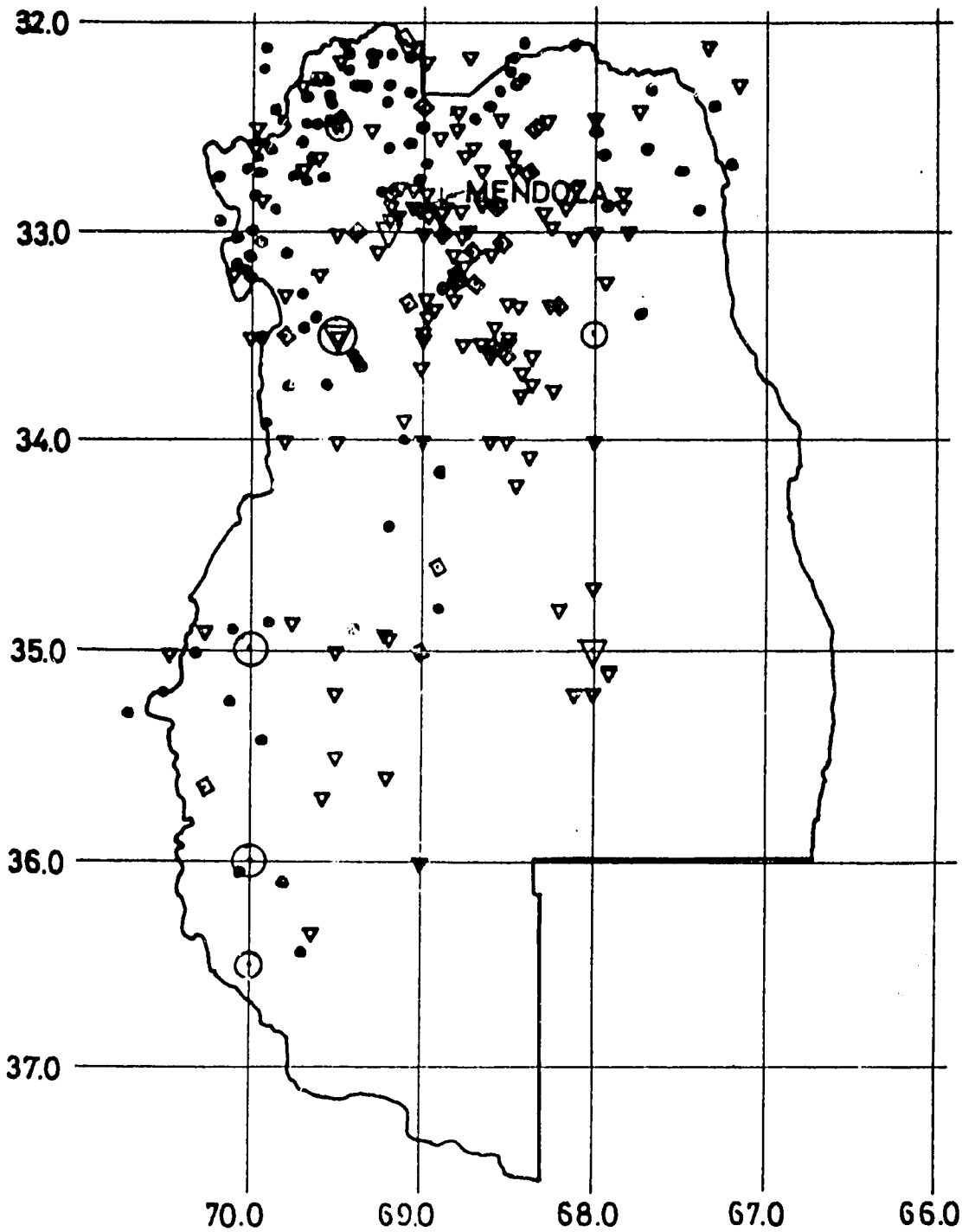
El terremoto del 27 de octubre de 1894, que por sus características podría ser el de mayor magnitud ocurrido en la Argentina y cuyo epicentro se ubicó al norte de la ciudad de San Juan, también ocasionó algunos daños en la ciudad de Mendoza, a pesar de la gran distancia.

Los dos terremotos más importantes que afectaron la ciudad de Mendoza durante lo que va de este siglo, ocurrieron el 12 de agosto de 1903, el 26 de julio de 1917, el 17 de diciembre de 1920, el 14 de abril de 1927, el 15 de enero de 1944, el 26 de abril de 1967 y el 23 de noviembre de 1977, con diferentes grados de destructividad. La figura 3 muestra la ubicación de los epicentros de estos terremotos.

A partir de esta información histórica se ha obtenido la curva de período de recurrencia en función de la intensidad sísmica, en la ciudad de Mendoza, que se presenta en la figura 4.

I N P R E S

492



DISTRIBUCION DE EPICENTROS
PROV. DE MENDOZA

Profundidad

Magnitud

3 4 5 6 7 8

PR > 80

40 < PR < 80

PR < 40

FIGURA 1

PERIODO:

13-9-1892

a

29-2-1984

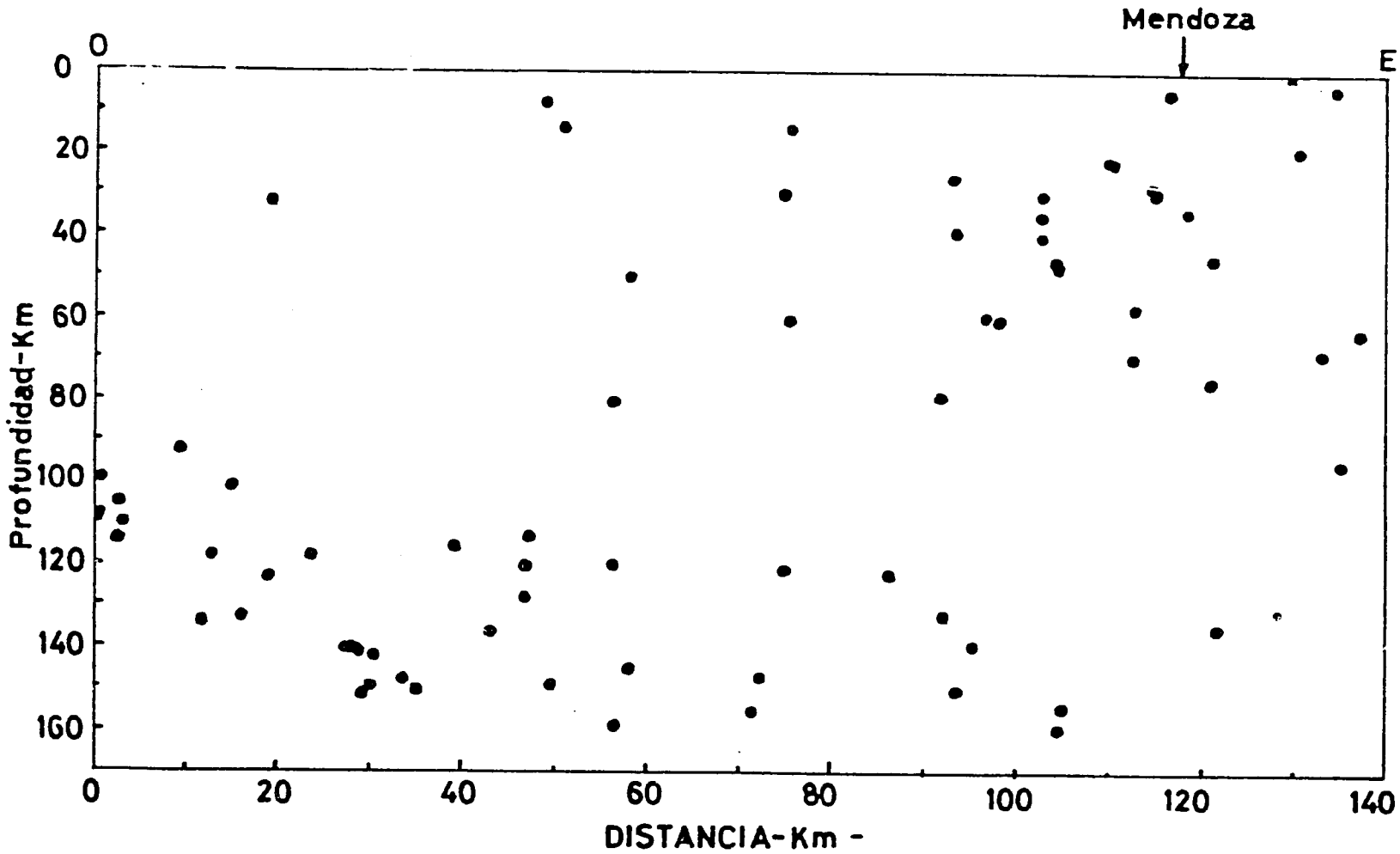
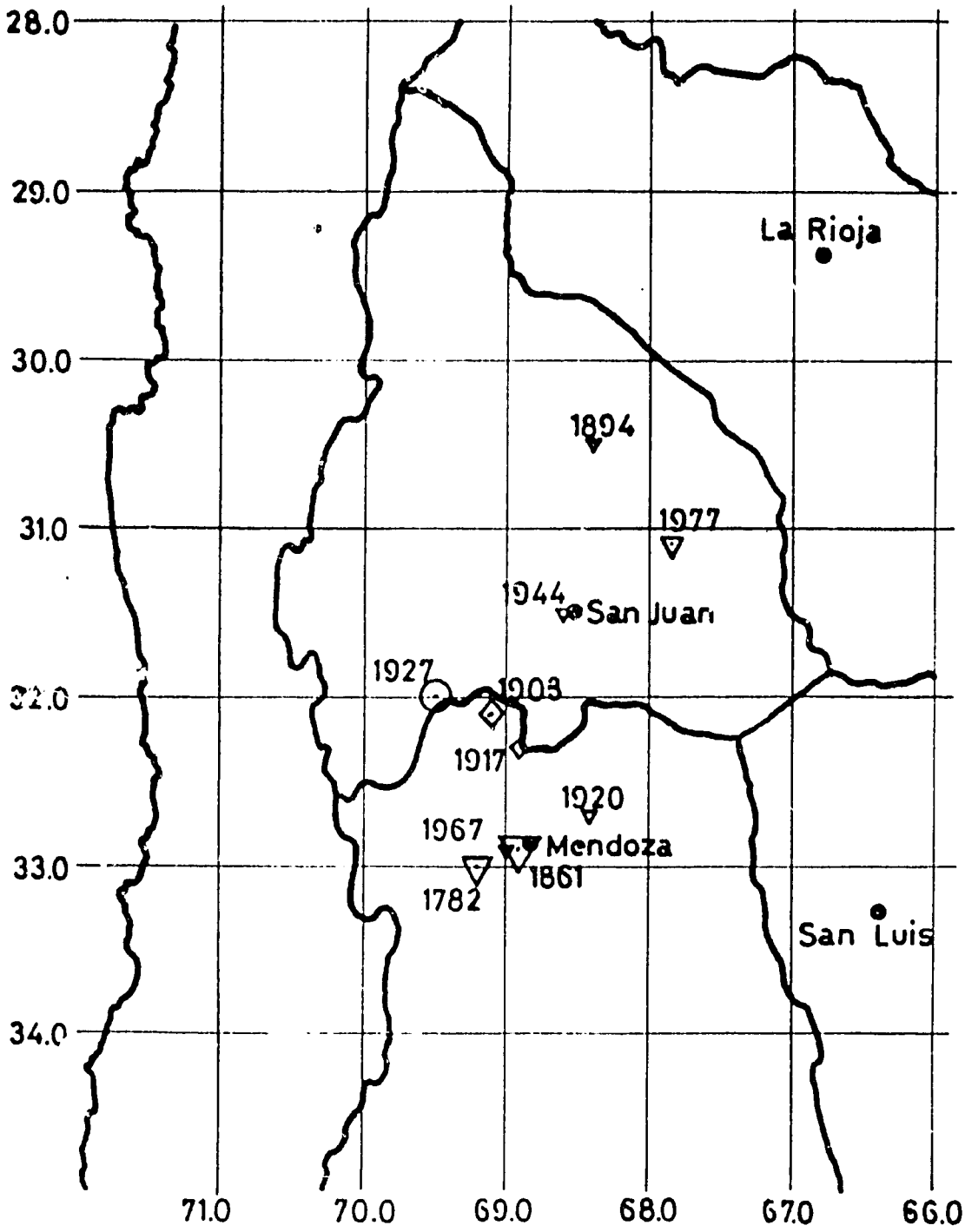


FIGURA 2 PERFIL SISMICO E-O DE HIPOCENTROS EN CIUDAD DE MENDOZA

INPRES



EPICENTROS DE TERREMOTOS DESTRUCTIVOS QUE AFECTARON LA CIUDAD DE MENDOZA

Profundidad	Intensidad VI	VII	VIII	IX	
PR > 80	⊙	⊙	⊙	⊙	⊙
40 < PR < 80	◇	◇	◇	◇	◇
PR < 40	▽	▽	▽	▽	▽

FIGURA 3

PERIODO :

22-5-1782

a

23-11-1977

RELACION INTENSIDAD-RECURRENCIA EN CIUDAD DE MENDOZA

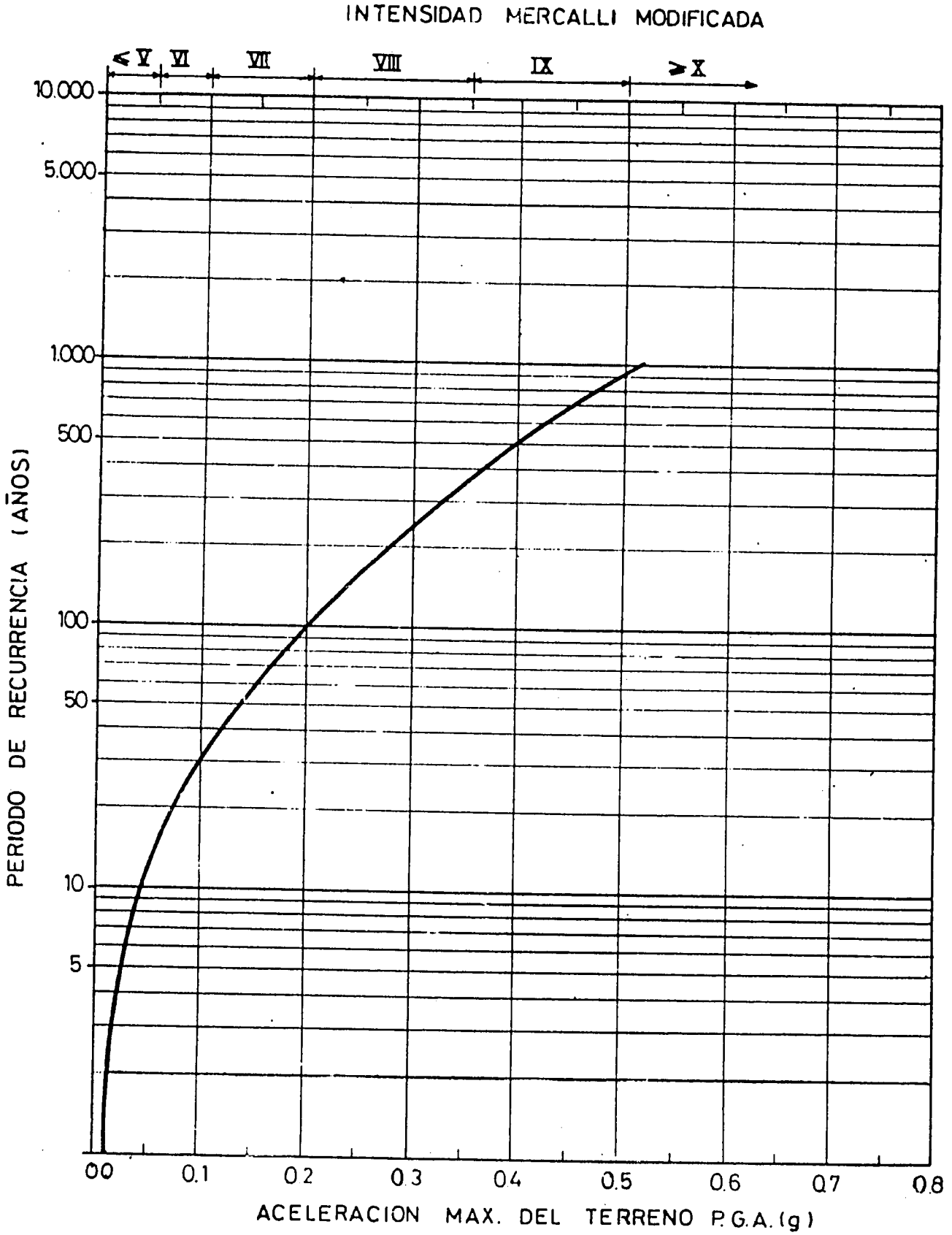


FIGURA 4

ESTIMACION DEL PELIGRO SISMICO

Definimos al Peligro Sísmico en un sitio dado como la función de probabilidad de ocurrencia del movimiento del suelo de todas las intensidades posibles, durante un determinado intervalo de tiempo.

La probabilidad anual de excedencia de una amplitud en un sitio, está dada por

$$P\ (A_{max} > a)_{t=1} = 1 - e^{-\gamma t}$$

siendo: $\gamma = \sum_{i=1}^{n} \gamma_i = \sum_{i=1}^{n} I\,(A > a | E_i) . \lambda_i$, el número esperado de excedencias en el sitio obtenido como la sumatoria de la ocurrencia de k eventos, E, en cada fuente i, de los h fuentes a las cuales está expuesto el lugar.

λ_i = razón media anual de ocurrencia de sismos en la fuente i.

Para períodos de recurrencia, T_a, suficientemente largos (mayor de 10 años)

$$Ta = \frac{1}{P\ (Amax > a)_{t=1}}$$

En consecuencia podemos estimar la probabilidad de excedencia de una cierta amplitud como la inversa de su período de recurrencia y la probabilidad de ocurrencia como la diferencia entre probabilidades de excedencia sucesivas.

Teniendo en cuenta la dispersión existente cuando se relaciona intensidad sísmica con aceleración máxima del movimiento del suelo, se tomaron rangos de aceleración para cada valor de Intensidad Mercalli Modificada.

Los resultados obtenidos se presentan en la Tabla 1, debiéndose tener presente que los períodos de recurrencia para cada valor de aceleración se obtienen directamente de la figura 4.

EVALUACION DE LAS PERDIDAS MAXIMAS PROBABLES

Las Pérdidas Máximas Probables (P.M.P.) surgirán como resultado de considerar en forma conjunta, la capacidad sismorresistente de las construcciones y el peligro sísmico que las afecta.

Sin embargo es necesario conocer, en primer lugar, la función de vulnerabilidad para cada edificio o tipo de edificio. Esta función relaciona cada rango de intensidad con el nivel de daño del edificio, V_i, expresado como fracción de su valor total. Para el caso de Mendoza, en esta estimación preliminar se consideraron solamente dos tipos de construcciones, sismorresistentes y no sismorresistentes adoptándose las funciones de vulnerabilidad que se muestran en la figura 5.

TABLA 1

CALCULO DE PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA Y OCURRENCIA
PARA DIFERENTES ACELERACIONES MAXIMAS EN LA CIUDAD DE MENDOZA

ACEL. MAX. (% g)	PER. REC.	PROB. EXCED. ANUAL
< 5	1	1,00000
5	11	0,09091
10	30	0,03333
20	96	0,01042
35	350	0,00286
50	900	0,00111

RANGOS DE ACEL. (% g)	I (MM)	PROB. OCURR. ANUAL
P (0 < A < 5)	P (I ⩽ V)	0,90909
P (5 < A < 10)	P (I = VI)	0,05758
P (10 < A < 20)	P (I = VII)	0,02291
P (20 < A < 35)	P (I = VIII)	0,00756
P (35 < A < 50)	P (I = IX)	0,00175
P (A > 50)	P (I ⩾ X)	0,00111

RAZON DE DAÑO
VS
INTENSIDAD MERCALLI MODIFICADA

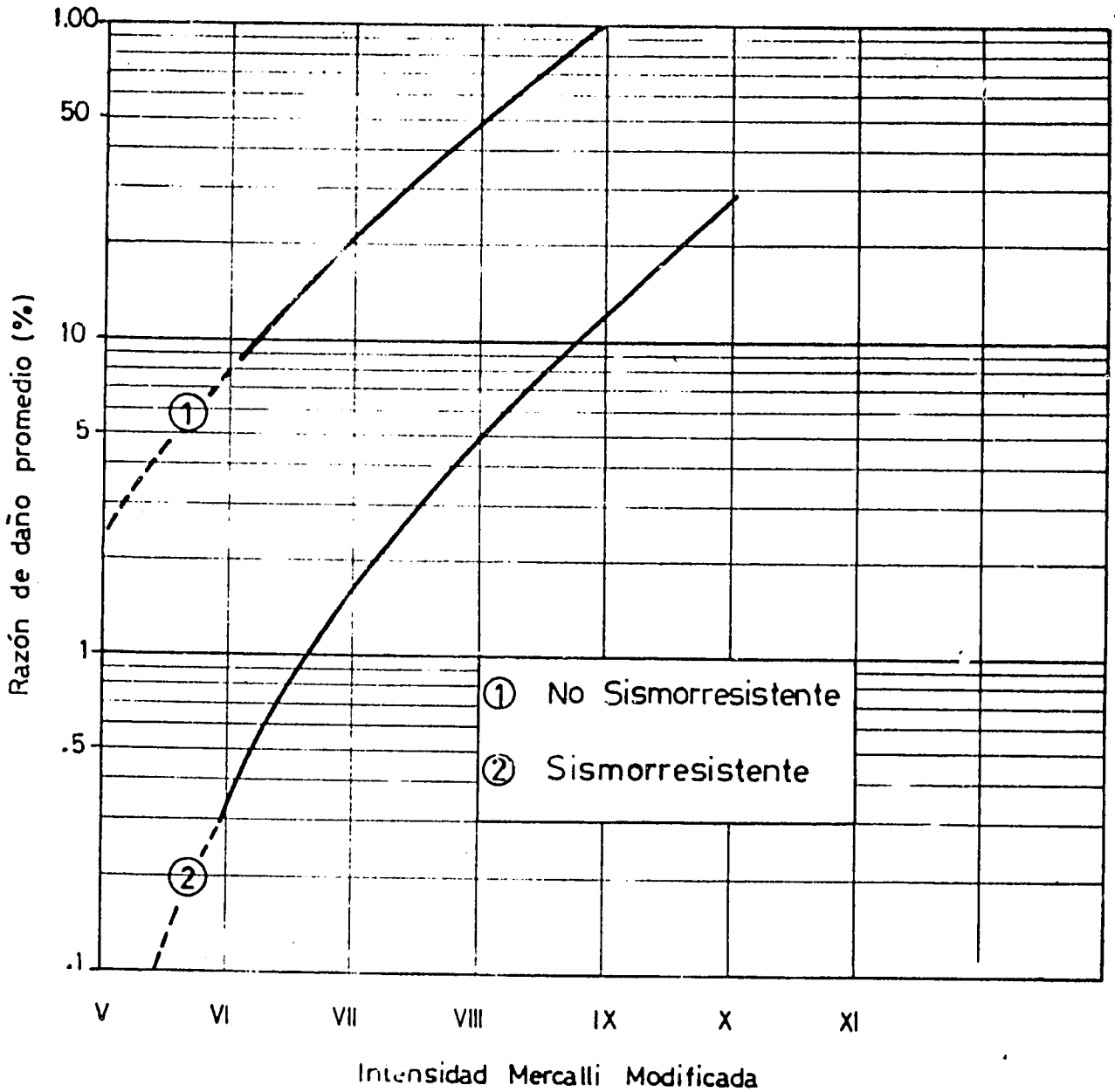


Figura 5

Para un edificio tipo j, la pérdida específica, PEj, se obtiene como

$$PE_j = \sum_{i=i(min)}^{i(max)} P(IMM = i) \cdot V_i$$

Las PMP se obtendrán considerando el número total de edificios, N_j, para cada tipo de construcción, resultando :

$$PMP = \sum_j PE_j \cdot N_j \qquad \text{(J tipos de edificios)}$$

Teniendo en cuenta que los datos disponibles están expresados en superficie cubierta de construcción, por manzana, distinguiéndose lo que es sismorresistente de lo que no lo es, se tomó el número equivalente de edificios de 100 m^2. Además, a efectos de tener un solo patrón de comparación se consideró que el costo de construcción no sismorresistente representa la décima parte de la misma construcción sismorresistente.

Aplicando las relaciones correspondientes se estimaron las PMP para 1, 25 y 50 años, expresándolas como el número equivalente de construcciones sismorresistentes de 100 m^2 de superficie cubierta.

Los resultados obtenidos se presentan en forma resumida en la table 2. En la figura 6 se muestra la distribución de PMP anuales, por manzana.

Como era lógico de esperar, teniendo en cuenta la filosofía del diseño sismorresistente, el elevado nivel de peligro sísmico y el alto costo de la construcción sismorresistente comparado con la no sismorresistente, los mayores valores de PMP se encuentran en las manzanas con mayor superficie cubierta; la que normalmente, por tratarse de edificios en altura, es sismorresistente.

Por otra parte se han graficado las PMP para construcciones no sismorresistentes, las que se presentan en la figura 7. Como estas pérdidas resultan, para intervalos de tiempo suficientemente largos, del colapso parcial o total de este tipo de construcción, los resultados obtenidos indican las áreas de mayor peligro potencial desde el punto de vista de la seguridad de las personas. Este tipo de zonificación puede servir como base para planes de preparación para la emergencia de terremotos.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

La estimación de las pérdidas máximas probables para la ciudad de Mendoza ante la acción sísmica, realizada en este estudio, permite conocer en forma preliminar, la distribución probable de daños manzana por manzana en dicha ciudad y evaluar las pérdidas en término del número de construcciones sismorresistentes de 100 m^2 de superficie cubierta, para diferentes intervalos de tiempo.

Los resultados obtenidos pueden ser de utilidad para mejorar los planes de preparación para la emergencia sísmica, en vigencia en esa provincia, para planificar el reemplazo de construcciones vulnerables ante los terremotos

TABLA 2

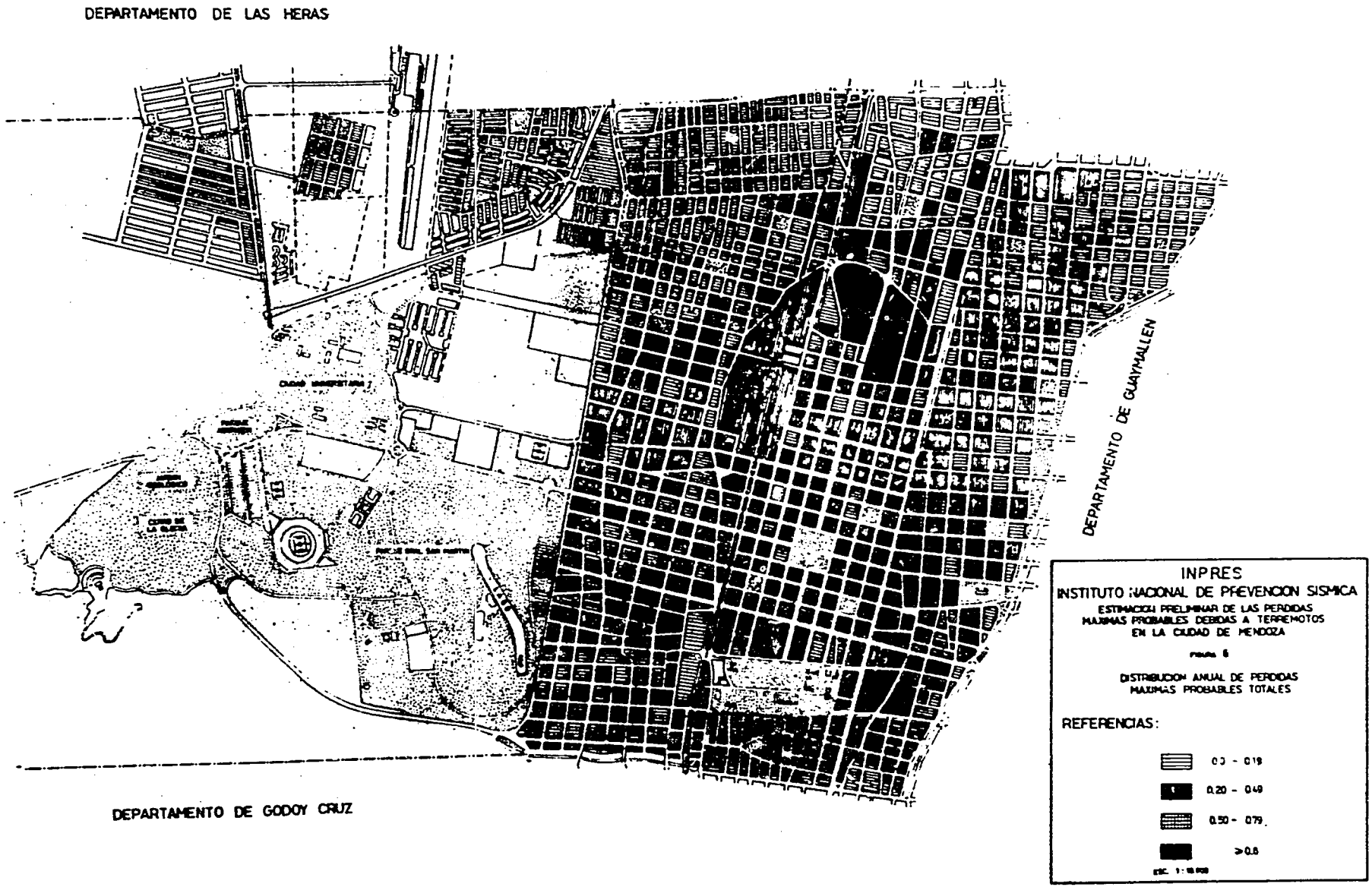
RESUMEN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS EN LA CIUDAD DE MENDOZA

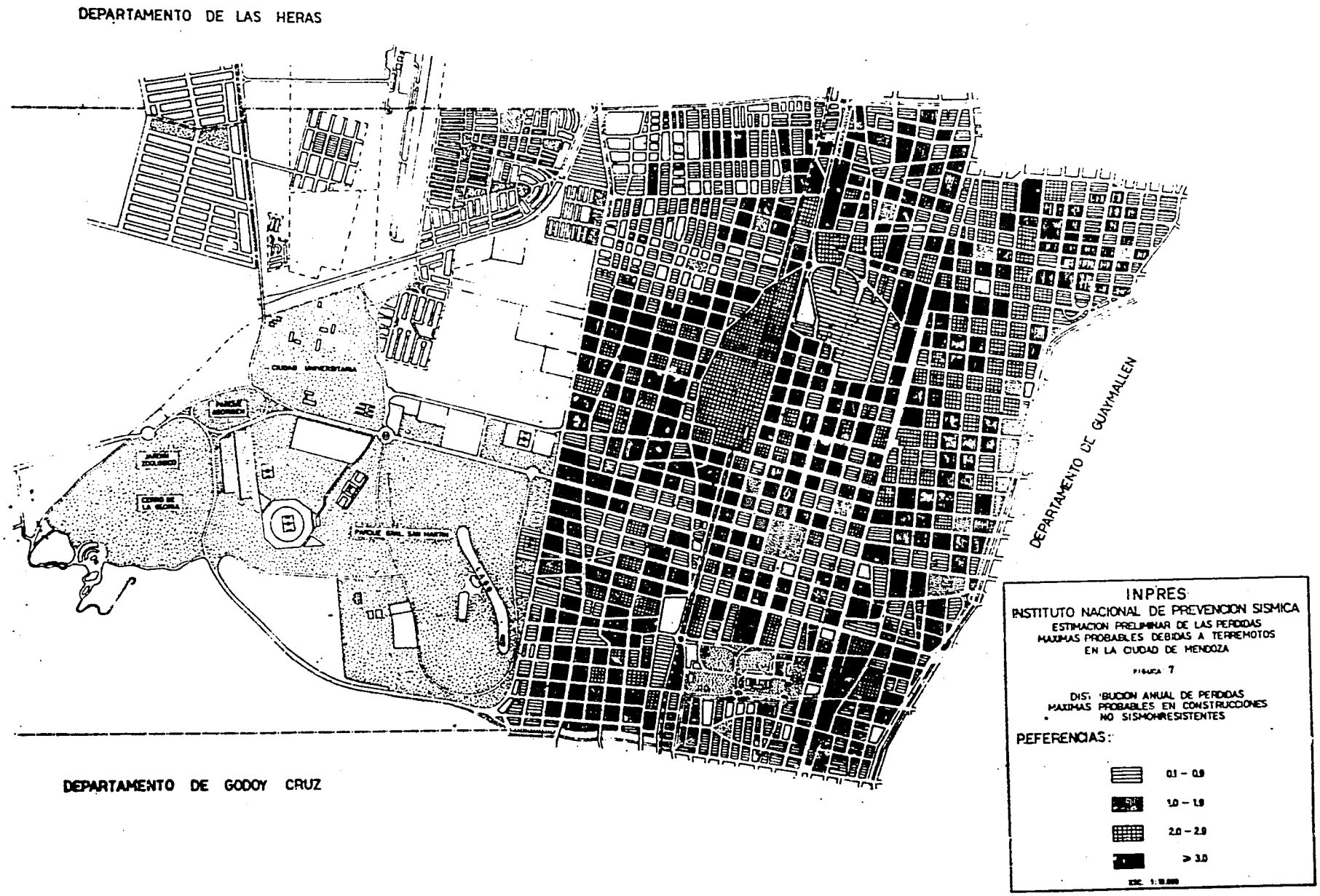
1- TIPO DE CONSTRUCCIONES

TOTAL CENSADO	=	6.549.029 m^2	(941 manzanas)
CONSTRUCCIONES SISMORRESISTENTES	=	65 %	
CONSTRUCCIONES NO SISMORRESISTENTES	=	35 %	

2- PERDIDAS MAXIMAS PROBABLES

PMP (ANUALES)	=	148 viviendas sismorresistentes de 100 m^2
PMP (25 AÑOS)	=	1.557 viviendas sismorresistentes de 100 m^2
PMP (50 AÑOS)	=	2.390 viviendas sismorresistentes de 100 m^2


DEPARTAMENTO DE LAS HERAS
DEPARTAMENTO DE GODOY CRUZ
DEPARTAMENTO DE GUAYMALLEN
INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
ESTIMACION PRELIMINAR DE LAS PERDIDAS
MAXIMAS PROBABLES DEBIDAS A TERREMOTOS
EN LA CIUDAD DE MENDOZA
DISTRIBUCION ANUAL DE PERDIDAS
MAXIMAS PROBABLES TOTALES
REFERENCIAS:
0.20 - 0.49
0.50 - 0.79
>0.8


DEPARTAMENTO DE LAS HERAS
DEPARTAMENTO DE GODOY CRUZ
DEPARTAMENTO DE GUAYMALLEN
INPRES
INSTITUTO NACIONAL DE PREVENCION SISMICA
ESTIMACION PRELIMINAR DE LAS PERDIDAS
MAXIMAS PROBABLES DEBIDAS A TERREMOTOS
EN LA CIUDAD DE MENDOZA
FIGURA 7
DISTRIBUCION ANUAL DE PERDIDAS
MAXIMAS PROBABLES EN CONSTRUCCIONES
NO SISMORRESISTENTES
REFERENCIAS:
0.1 – 0.9
1.0 – 1.9
2.0 – 2.9
> 3.0

y también para la posible implantación de seguro contra ese tipo de fenómeno natural.

Para completar este estudio, extendiéndolo a toda la provincia de Mendoza, es necesario analizar la distribución del peligro sísmico en tiempo y espacio partiendo del estudio detallado de la potencialidad de las fuentes de actividad sísmica. Además, es menester conocer las características más importantes de los suelos de fundación en cada núcleo poblado. Finalmente deberá analizarse en forma detallada cada construcción, clasificándola de acuerdo a sus características sismorresistentes y estructurales.

ACRADECIMIENTO

Los autores del presente trabajo desean agradecer a las autoridades de la Dirección de Catastro y de la Municipalidad de la Capital de la provincia de Mendoza, quienes en forma desinteresada brindaron los datos y apoyo logístico necesario para la realización de este estudio. También al grupo que encabeza la Dra. Nelly Grey de Cerdan, perteneciente al Instituto de Geografía de la Universidad Nacional de Cuyo, quienes cedieron en forma separada información catastral de la ciudad de Mendoza.

BIBLIOGRAFIA

- Castano, J.C.: "Conceptos básicos para la estimación del peligro sísmico en grandes obras de ingeniería". Curso Internacional sobre Riesgo Sísmico. ESPOL, Guayaquil, Ecuador, 1984.

- Castano, J.C. y Bastías H.: "Análisis sismotectónico y su aplicación a la estimación del peligro sísmico". Publicación técnica N° 7, INPRES, Argentina, 1981.

- Castano, J.C.: "Zonificación sísmica de la República Argentina". Publicación técnica N° 5, INPRES, Argentina, 1978.

- Catálogo sismológico del INPRES.

- Diarios y revistas de la época.

- Morey, F.: "Los temblores de tierra. Mendoza sísmica". Mendoza, 1938.

- Sauter, F. y Shah, H.C.: "Estudio de seguro contra terremoto". Costa Rica, Septiembre 1978.

- Zamarbide, J.L., Castano, J.C. y Giuliano, A.P.: "Potential damageability due to earthquakes in the Tulum Valley, San Juan, Argentina". Proc. VIII W.C.E.E., San Francisco, California, 1984.

PERDIDAS ESPERADAS, EN EDIFICIOS, CAUSADAS POR TERREMOTOS

J. Grases (1)

RESUMEN

Este trabajo resume un algoritmo que ha sido desarrollado para calcular las pérdidas directas debido a daños en un edificio como resultado del sacudimiento del terreno; para efectos de validar el algoritmo se ha aplicado a la población de edificios afectados por el terremoto de Caracas del año 1967. Su principal contribución está dirigida hacia los tres puntos siguientes: i) el desarrollo de un procedimiento general para calcular las pérdidas debido a terremotos, substitutivas de aquellas basadas en las matrices bien conocidas de probabilidad de daños, que son de valor limitado en el caso de edificios de varios pisos; ii) la posibilidad de calcular las pérdidas esperadas en un solo edificio asi como en una gran población de edificios, de distintos tipos, alturas, resistencias, fechas de construcción y condiciones del suelo; y iii) la identificación de situaciones críticas que pueden ser el origen de pérdidas catastróficas en áreas urbanas.

Este trabajo está dividido en dos partes: la primera, que es una descripción del algoritmo (Sección 2), y la segunda, en la cual se dan los resultados de su aplicación al terremoto de Caracas de 1967 (Sección 3).

EXPECTED BUILDING LOSSES CAUSED BY EARTHQUAKES

ABSTRACT

This paper summarizes an algorithm which has been prepared for calculating direct losses due to building damage as a result of ground shaking; for purposes of validation it has been applied to the building population affected by the 1967 Caracas EQ. Its main contribution is directed towards the three following points: i) the development of a general procedure for the calculation of EQ losses, substitutive of those based in the well known damage probability matrices, which are of limited value in the case of multistory buildings; ii) the possibility of calculating expected losses in a single building as well as in a large population of them made up of different types, heights, strengths, dates of construction and soil conditions; and iii) the identification of critical situations that may be the origin of catastrophic losses in urban areas.

The paper is divided in two parts: the first which is a description of the algorithm (Section 2), and the second in which the results of its application to the 1967 Caracas EQ are given (Section 3).

---

(1) Instituto de Materiales y Modelos Estructurales, IMME, Facultad de Ingeniería, Apartado 50361, Sabana Grande 105, Caracas 1050A, Venezuela.

1. Introduction

In densely populated urban areas, losses due to earthquakes may reach catastrophic levels (2). Direct losses, such as damages in buildings and instalations, or in life-line-systems, are normally considered separately from indirect and consequetial losses such as flooding, fires and the like. Among the direct losses, building damage is anticipated and tolerated in earthquake resistant design codes. In other words, the expected behaviour of buildings designed and constructed according to approved standards, admittedly will undergo severe straining in the non-elastic range of deformation under the action shaking of the intensity foreseen in urban areas located in seismic zones. This represents more or less generalized damage of more or less economic importance. Field as well as experimental observations confirm the previous statements.

For sake of simplicity, buildings which are not linked to, or satisfying a, particular standard, can be somehow reconciled to it by evaluating the corresponding values of design parameters as: base shear resistance , toughness and ductility.

Additionally, it is recalled that in the code criteria for selecting design ground motions, the possibility of these being exceeded during the design life time is admitted, although the probability of its occurrence is considered to be sufficiently small.

From what has previously been said, given the occurrence of strong ground shaking due to EQ in urban areas, the amount of losses as a consequence of building damage and/or collapse, can be significant. For its evaluation it is obviously necessary to take into consideration yet the intensity of Shaking as well as the expected building behaviour and their respective uncertainties.

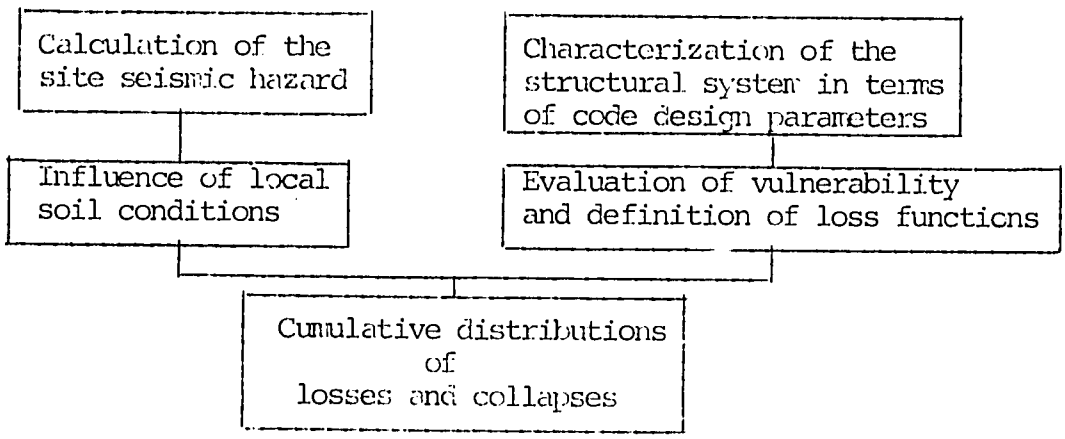
2. General Algorithm for the Calculation of Direct Losses

There are two groups of parameters to be considered in the general problem of predicting building losses due to EQ actions in a given site, as shown in Block Diagram N° 1.

Cuantitative evaluation of expected seismic actions at the site of interest.	Cuantitative evaluation of the expected building behaviour under EQ type actions and associated losses

Block Diagram N° 1

The two groups require the consideration of a number of specific problems. Therefore, the previous Diagram can be expanded in the form shown in Block Diagram N° 2.



Block Diagram N° 2

In order to develop an algorithm sensitive to variables that admittedly influence the expected loss of a given building, each of the previous blocks was disaggregated into fundamental parameters. As will be seen, simplifying assumptions were necessary in some cases in order to facilitate the modeling of the interaction among them. Rather than ignoring influencing parameters the use of simple models was preferred.

2.1 Seismic Actions at the Site of Interest

The uncertainties associated to the expected maximum ground motions are usually incorporated in the evaluation of the seismic hazard at a given site, given a seismic scenario. This leads to the complement of the cumulative distribution function F_A (a) of the site parameter of interest A. Therefore, if A represents the site maximum ground acceleration and the probabilities have been calculated on an annual base, the annual probability of exceedence will be:

$$P\ [A > a] = 1 - F_A(a) \qquad (1)$$

Because of its direct relation to structural analysis and design, for a given damping referred to the critical the ground motions are usually given in terms of the spectral response ordinates $S(a, T, \beta)$, where: a is given value of A, T is the fundamental period of vibration and β is an amplification factor dependent on damping, period and soil conditions. Following current standards three types of soil were typified each of them associated to a certain β (T) mean function, with β (T=0) = 1,0; i.e., normalized response spectra. Additionally, given a value of T the β value has been considered normally distributed with a coefficient of variation in the order of 0,40 (1). Finally and after ignoring scaling effects, in the algorithm has been accepted that the seismic action can be defined as the product of the two independent variables:

---

(1) Strictly β should be considered as a truncated distribution; notwithstanding, the expected improvement does not justify difficulties in the ulterior mathematical treatment.

$$S\ (a,T,\beta) = \beta(T).a \qquad (2)$$

Therefore:

$$P\ [S \leq s\ ] = P\ [A \leq a\ ]\ .\ P[\beta \leq \beta] \qquad (3)$$

Note that the characterization of seismic actions in terms of Intensity Scales (for isntance the Modified Mercalli Scale) is useful in less disaggregated algorithms; in such cases it is necessary the use of statistical information of losses given in the form of probability matrices. This alternative requires a large amount of statistical data generally not available even for the most current types of dwellings. In fact damage matrices are single points of a continuous function.

2.2 Characterization of the Structural Response and Limit States

Given the almost infinite variety of possible buildings and resistant systems in urban areas, the evaluation of the response under EQ type actions has been symplified by grouping into a limited number of well typified responses. Aside of obvious differentations such as: structural materials , heights, replacement values and the like, the response characterization takes into account the three following properties: a) natural (fundamental) period of vibration, b) the strength of the building to seismic actions, and c) the capacity of absorbing and dissipating energy in the non-elastic range of deformations.

The first of this properties can be estimated for current buildings by means of empirical relations, which essentially relate fundamental period with geometry, as given in present codes, The other two require idealizations regarding the design criteria and detailing of the structure; some of this data can be obtained from the date of the project and construction. In Figure N° 1 this two properties have been illustrated: C_y means the seismic coefficient at yielding (also called the seismic resisting coefficient) and has been treated as a deterministic parameter; D_m is the available ductility which is treated as a random variable.

The use of this three simple parameters offers advantages: i) they are directly related to code prescriptions or design criteria, no matter the age of the building; ii) they allow the performance evaluation of the expected behaviour quantitatively, in terms of well defined limit states, as will be discussed immediately.

Three limit states have been selected in accordance with, and related to, expected monetary loss and live loss functions as will be seen in Section 2.3. Limit State 1 (LS1) is associated with the yielding of the structure. Limit State 2 (LS2) is defined as the condition where the ductility demand D equals the available ductility D_m. It is easy to demostrate that, given the previous hypothesis, the ductility demand D varies according to the following expressions if simplified models are assumed:

a) for $T < 0,1$ sec

$$D = \frac{a\ \beta}{10\ C_y\ T} + 1 - \frac{1}{10\ T} \qquad (4)$$

b) for $0,1 \leq T < T^*$

$$D = \mu \frac{a}{C_y} \beta \tag{5}$$

c) for $T \geq T^*$

$$D = \mu \frac{a}{C_y} \beta \left(\frac{T^*}{T}\right) P \tag{6}$$

where: μ is a reconciliation factor which takes into account the effect of higher modes of vibration.

No matter which the soil conditions are, β is considered to be a random variable as was previously declared. The variability of C_y and T have been ignored. Therefore, given a certain value of the maximum ground acceleration a (zero period design spectrum), and certain building characteriscs (C_y and T) located in given soil conditions, the value of the ductility demand D is also random and its probability density function $f_D(d)$ will have the same variability as β. Note that LS2 is associated with important damage (structural and non structural) but a very small probability of collapse or ruin, i.e., a small risk of loss of lives. The possibility of D_m being exceeded is explicitely accepted in some codes; its probability is readily calculated:

$$P\ [\ D > D_m] = \int_0^{\infty} [1 - F_D(x)]\ f_{D_m}(x)dx\ . \tag{7}$$

This turns necessary the definition of a third Limit State (LS3) defined as the condition of instability due to: excessive ductility demand, strength degradation or second order effects. This means total loss and large risk of loss of lives. The previous condition has been called ultimate ductility D_u; LS3 is reached when $D > D_u$. In order to better understand the meaning and quantitifaction of this limit state, let us recall some usual standards limitations: i) ductility demand D must not exceed the mean available value D_m which is guaranteed by means of detailing and whose values are derived from laboratory testing results. Also, from them it can be said that the structure has a very little probability to cope with ductility demans in excess of values in the order of $2.D_m$ (1); ii) drift Δ, including non elastic displacements, must not exceed certain limits. In simple oscilators and for failure mechanisms of the soft-story type, this code prescription can be written in the form:

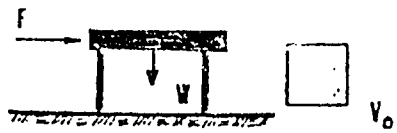
$$\Delta \leq \frac{T^2\ gC_y D}{4\ \pi^2\ h} \tag{8}$$

where h is the interstory height and Δ is the allowable drift. Therefore, according to code limitations D may reach at most the following value:

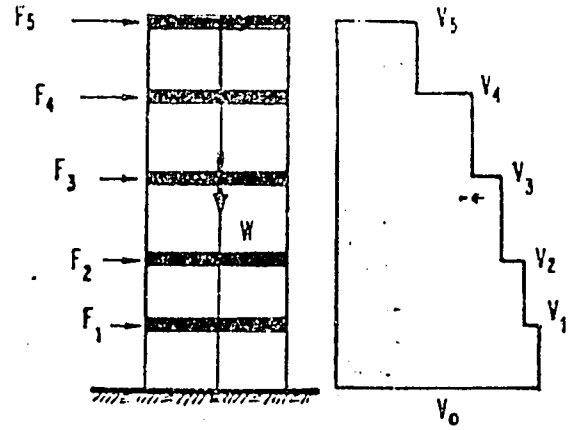
$$D = \frac{4\pi^2\ \Delta\ h}{T^2\ C_y\ g} \tag{9}$$

---

(1) This rough preliminary value, should be considered as a first approximation.



$$C_y = \frac{V_y}{W}$$



HIGH RISE BUILDINGS

W : WEIGHT OF THE STRUCTURE

V_y: MAXIMUM BASE SHEAR V_o

C_y: SEISMIC COEFFICIENTE AT YIELDING.

FIGURE 1a - IDEALIZATION OF THE STRENGTH OF THE BUILDING

$$D = \frac{\delta}{\delta_y}$$: DUCTILITY DEMAND

$$D_m = \frac{\delta_m}{\delta_y}$$: AVAILABLE DUCTILITY

δ_y : DISPLACEMENT AT YIELDING

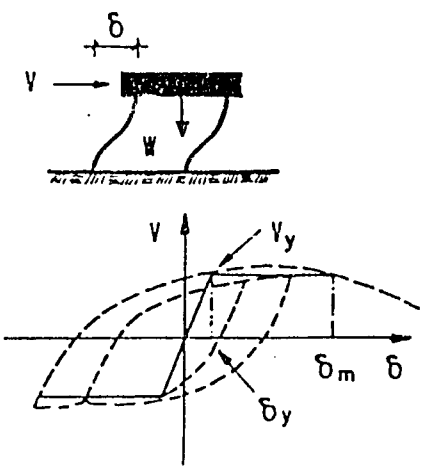


FIGURE 1b - IDEALIZATION OF THE BUILDING'S CAPACITY FOR ABSORBING AND DISSIPATING SEISMIC ENERGY

FIGURE 1 - IDEALIZATION OF THE BUILDING'S STRENGTH AND ENERGY DISSIPATION CAPACITY.

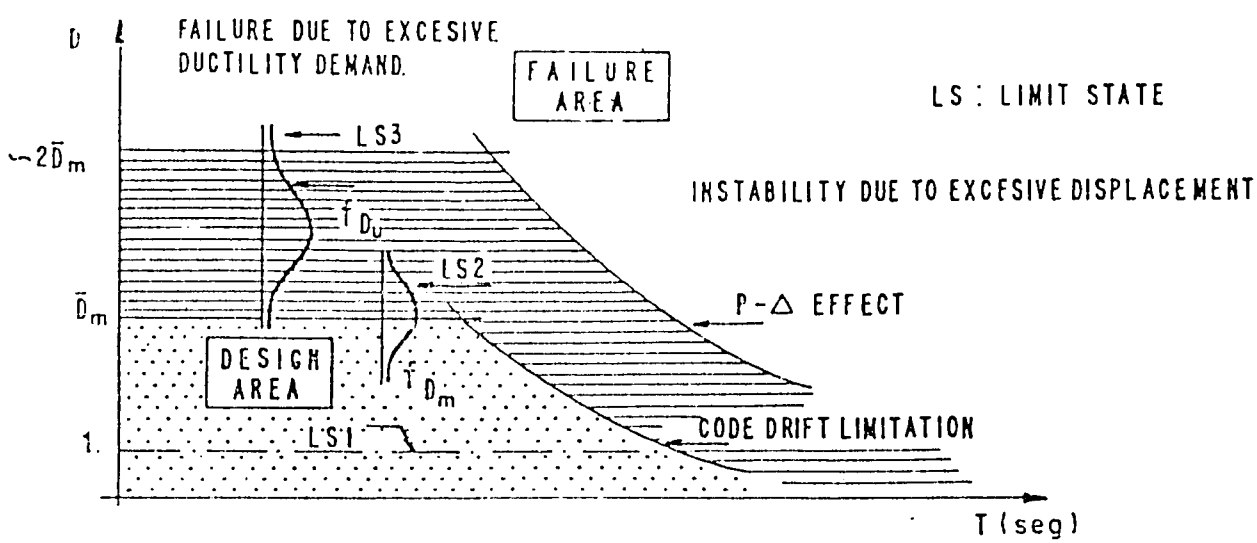


FIGURE 2 - LIMIT STATES IDEALIZATION

iii) P - Δ effects have also been limited in modern codes. If K'/K is the hardening to elastic stiffness ratio, then instability will occur if:

$$D \cdot \frac{1 - K'/K}{(T/2\pi)^2 \; g/h - K'/K} \qquad (10)$$

The three limit states previously idealized can be sinthetized in the form shown in Figure N° 2. The shadowed zone between the design and failure areas is a transition zone within which ultimate ductility D_u is most probable. Until better information is obtained, it has been accepted in the algorithm that D_u a random variable, normally distributed, satisfying the following two conditions: i) the probability of D_u being within the design area is 5%, and ii) the probability of D_u being within the failure area, in the way this has been defined, is also 5%.

2.3 Reference Code

Some of the idealizations presented are usually accepted for one degree of freedom oscilators and have been generalized to multi-degrees of freedom systems; such is the case of the ductility demand calculation or the inclusion of second order effects. This generalizations are similar to those currently accepted in modern standards.

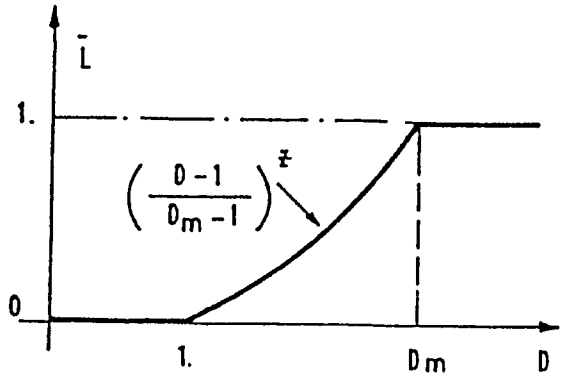
From Section 2.2 it is clear that buildings identical in: geometry, dimensions and even strength, may have different expected behaviour under the same ground motions if they have different available ductilities D_m. Therefore, once a reference code is selected, correction factors may be found for buildings designed and constructed according to other codes and/or design criteria. In the case of large building populations this reconcilation possibility is useful since normally several codes might have been used during a certain time span.

Buildings explicitely excluded from codes require special considerations; such is the case of large precast panels multistory buildings. On the other hand, buildings with similar characteristics in the terms defined in 2.2, may be grouped in a single type.

2.4 Vulnerability and Loss Functions

Under vulnerability it is understood the degree of loss of an element or a group of elements at risk, due to the occurrence of a natural phenomenon, expressed in a scale from 0 (no loss) to 1 (total loss). The statistical procedures usually employed in the computation of losses will be substituted here by loss functions defined in terms of the limit states proviously described in Section 2.2. This are dependent on the ductility demand D as is illustrated in Table N° 1. Increments in D will increase damage and consequently the percentage of loss L; this has been shown qualitatively in Table N° 1.

The variation of the expected mean loss $\bar{L}$ with D is given in Figure N°3; for systems whose expected mean losses grow proportionally with D, the exponent z approaches unity. The value of z will be larger than one for fragile systems. In Figure N° 4 the sensibility to z is illustrated.



$\bar{L}(D) = 0$ FOR $D \leq 1$

$\bar{L}(D) = 1$ FOR $D > D_m$

$\bar{L}(D) = \left[(D-1)/(D_m-1)\right]^z$ FOR $1 < D \leq D_m$

FIGURE 3 - VARIATION OF THE EXPECTED MEAN LOSS $\bar{L}$. LOSS FUNCTION

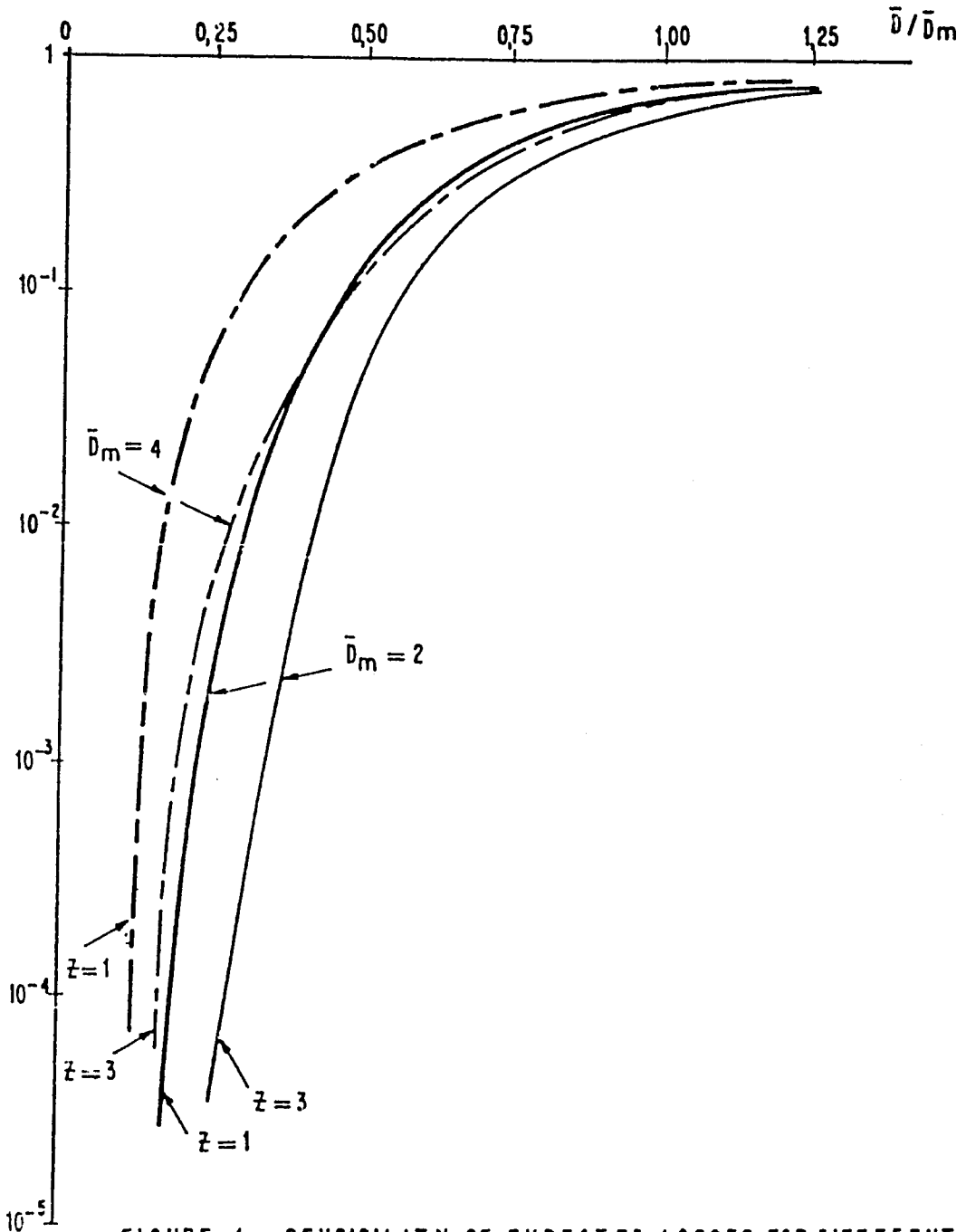


FIGURE 4 - SENSIBILITY OF EXPECTED LOSSES FOR DIFFERENT Z VALUES OF THE LOSS FUNCTION.

Due to the fact that very few is known about the uncertainty of this function, when necessary it was decided to incorporate our degree of ignorance by means of a beta function:

$$f_L(\ell) = \frac{1}{B(q;r)} \ell^{q-1} (1-\ell)^{r-1} \tag{11}$$

$$\bar{L} = q/(q+r) \tag{12}$$

where q and r depend on D in such a way that the coefficient of variation for symmetrical distributions (q = r) attains a given value arbitrarily chosen as 0,35. In other words:

$$CV = \sqrt{\frac{q.r}{(q+r)^2 (q+r+1)}} (q+r)/q \tag{13}$$

therefore q+r = 7.

In order to calculate the expected loss for a given building with known expected loss function $\bar{L}$ (D) and known probability density function of D due to a given value of maximum ground acceleration $\underline{a}$, it is necessary to solve:

$$\int_0^\infty \bar{L}(\delta) \cdot f_D(\delta/a) \cdot d\delta \tag{14}$$

where δ is an auxiliary variable denoting D. Note that $f_D(d/a)$ is not only sensible to the maximum ground acceleration $\underline{a}$, but also to the building fundamental period T, the soil conditions and the seismic coefficient C_y.

The probability of failure is calculated as the probability of reaching LS3:

$$P_f = P[D > D_u] = \int_0^\infty F_{D_u}(\delta) \cdot f_D(\delta) \cdot d\delta \tag{15}$$

where:

$$F_{D_u}(\delta) = \int_0^\delta f_{D_u}(x)\, dx \tag{16}$$

The calculation of P_f is necessary for the estimation of live losses and other indirect losses.

Since f_D and f_{D_u} have been assumed to be normally distributed and since they can be considered statistically independent, the failure probability was calculated as:

$$P_f = F_u(-\beta^*) \tag{17}$$

where F_u is the standard normal distribution and β^* is the so called reliability index:

$$\beta^* = \sqrt{\sigma^2_{D_u} + \sigma^2_D} \; / \; (\bar{D}_u - \bar{D}) \qquad (18)$$

The following values were adopted in Section 3:

$$\sigma_{D_u} = 1{,}25 \qquad \sigma_D = 0{,}38\,\bar{D} \qquad (19)$$

3. Application to the 1967 Caracas EQ

The information about this EQ arises from a large number of references (1). Though some of the information is incomplete and some times unreliable; occasionally the necessary data have been inferred as will be explained.

3.1 General Information

Seated in an alluvium valley at a height of 900 meters, the Capital of Venezuela is sited in a well recognized seismic zone. At the time of 1967 EQ the non-marginal population was estimated to be 1.5 m, living in a rather concentrated urban development with buildings up to 30 stories high.

The epicenter of the 6,6 magnitude EQ, was located some 50 km off the city with superficial focus; no accelerographic records were recovered from this event. On the basis of building damage and the behaviour of simple structures, maximum ground motions were estimated by several authors; the following representative values of maxium ground accelerations in the valley have been selected for this application: 40 gal in competent hard ground (represents around 38% of the affected area), between 60 gal and 80 gal in intermediate (consolidated) soil deposits (about 50% of the affected area) and up to 100 gal in soft soils which represents, the rest of the affected area. The estimated maximum values of the ground acceleration in intermediate soils is something less than the most probable maximum in 50 years periods, if the following type of extreme value distribution is accepted for the Caracas area:

$$P[A > a] = 1 - e^{-(a/23{,}5)^{-2{,}46}} \qquad (20)$$

The total number of buildings damaged in the valley, ignoring discrepancies among different sources, is in the order of 2500. From this, between a half and a third were high rise buildings with different degrees of damages: 50% with damage in non structural elements but undamaged in its structural resisting system; 30% with light structural and heavy non structural damage; 19% with important structural damage, ocassionally beyond repair and 1% with partial or total collapse. Among this last percentage, 4 buildings with heights between 10 and 12 stories, pancaked and were the origin of almost the totality of the near 300 lives lost. The incidence and concentration of damage in different zones of the valley, turns highly likely that the soil conditions have changed the spectral characteristics of the ground motions. In a survey performed in the most affected area (the Los Palos Grandes district),

---

(1) An unpublished report about the Caracas EQ has been prepared by the author for FUNVISIS. About 250 references are quoted in the text.

it was found that the weighted mean of the Modified Mercally Intensity assigned to 1-3 story buildings differed up to three degrees from the Intensity assigned to 12 story buildings.

According to official sources, monetary losses reached around 500 m Bs. (about 120 US$ at that time); there is no information whatsoever on how this total is subdivided. The quoted amount totalizes founds allocated by the Government for repairs and reconstruction of affected buildings; therefore it should be taken as a lower bound. The cost of other losses - repaired or non repaired damages in private or public buildings - should be added to those 500 m Bs.

3.2 Building Population in the Caracas Valley at the Time of the EQ

The available data about the type, height, number and age of the existing buildings at the time of the EQ, are incomplete and in some cases contradictory. The adopted values have been selected in accordance with population census up to 1970, number of permissioned buildings through local councils and aerial photographic maps. The total number of buildings obtained was 40.000 (1), a quarter of which were 10 or more storied high. Figure N° 5 gives the characteristics of the twelve existing buildings Types in terms of the selected parameters (see Section 2.2 and 2.3).

Several height ranges were selected and characterized by means of the fundamental period of vibration T (sec). $\bar{D}_m$ and $\bar{D}_u$ values are weighted means taking into account the at-the-time-of-the-EQ existing percentage of building age distribution for each building type (2). The total number of housing units is 260.000; from them more than a quarter (71.000) belong to 1 to 3 story buildings. At the time of the EQ, approximately half of the population lived in 6 or more story buildings, which represents 10% of the total number of buildings. About 10% of the population lived in 12 or more story buildings, which is 1% of the total number of buildings.

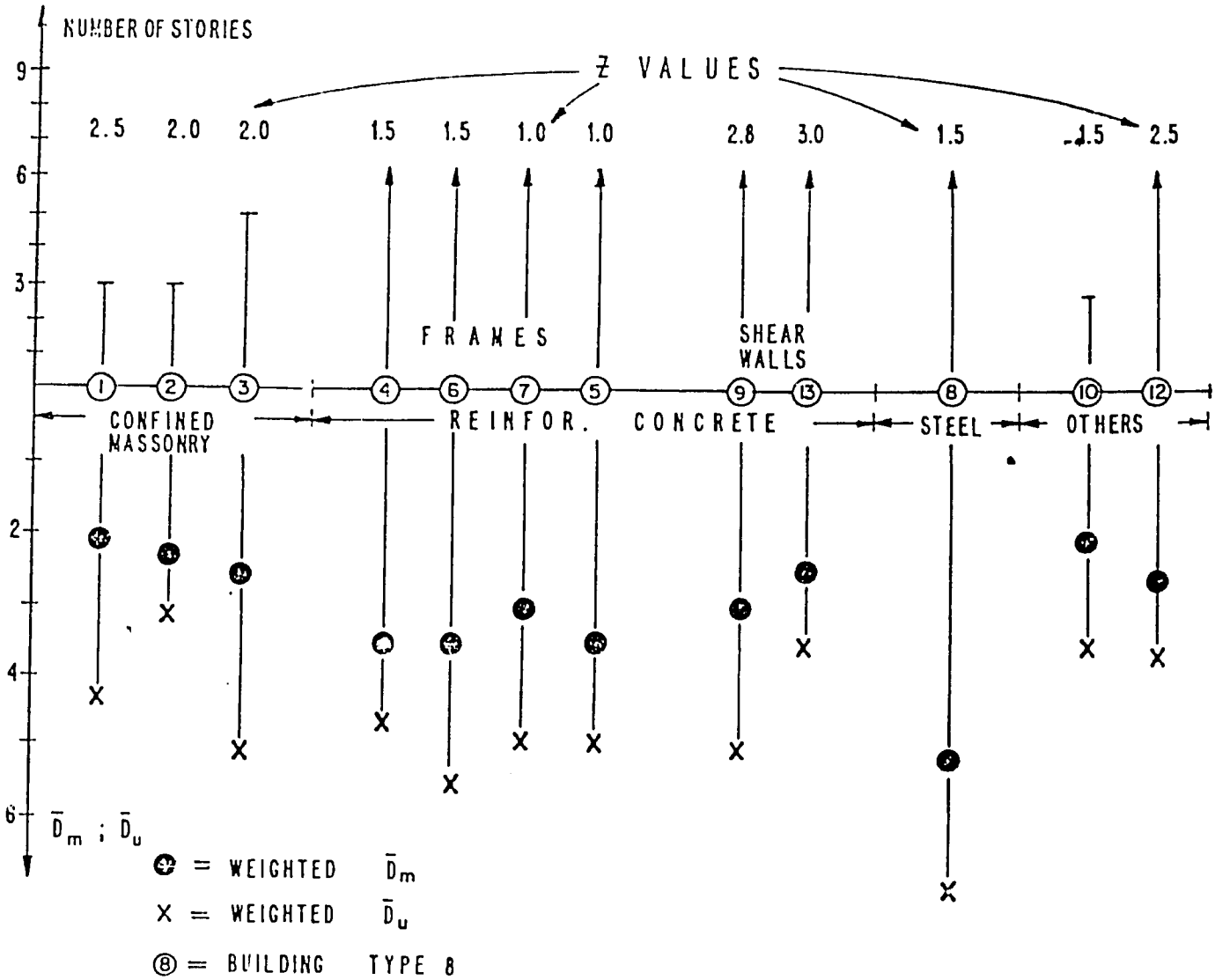
The following parameters were used in the Code reconciliation: i) seismic coefficients at yield; ii) contributing live load used in the analysis; iii) value of the service or live load; iv) shear distribution; v) criteria for design and detailing of structural members. On the basis uf unit values and typical housing areas the replacement value of the building population was obtained and totalizes 24.000 m Bs. (3).

---

(1) Housing of tappia, adobe or similar is excluded from this number, Factories and industrial halls account for an additional 2000 buildings also included in this application.

(2) This estimation was performed taking into account the race of growth of the population between 1938 and 1970, statistics about selling of lifts and dates of official changes in codes.

(3) According to newspapers of the time, the 4 collapsed buildings in Los Palos Grandes had a replacement value of 4,2 m Bs.



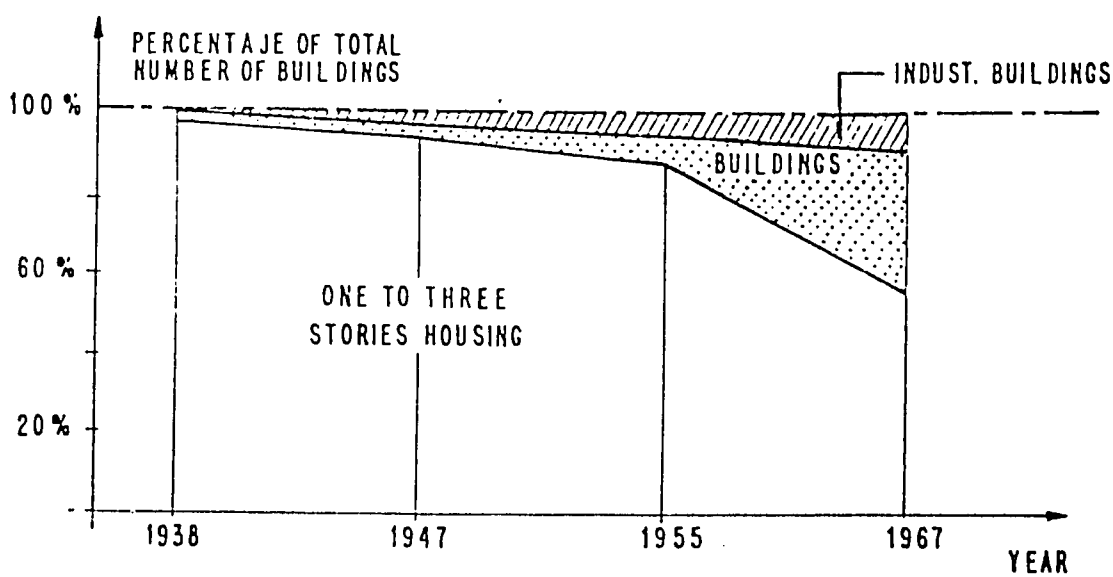


FIGURE 5 - CHARACTERISTICS AND DISTRIBUTION OF BUILDING TYPES

Figure N° 6 Cumulative distribution of replacement value versus failure probability

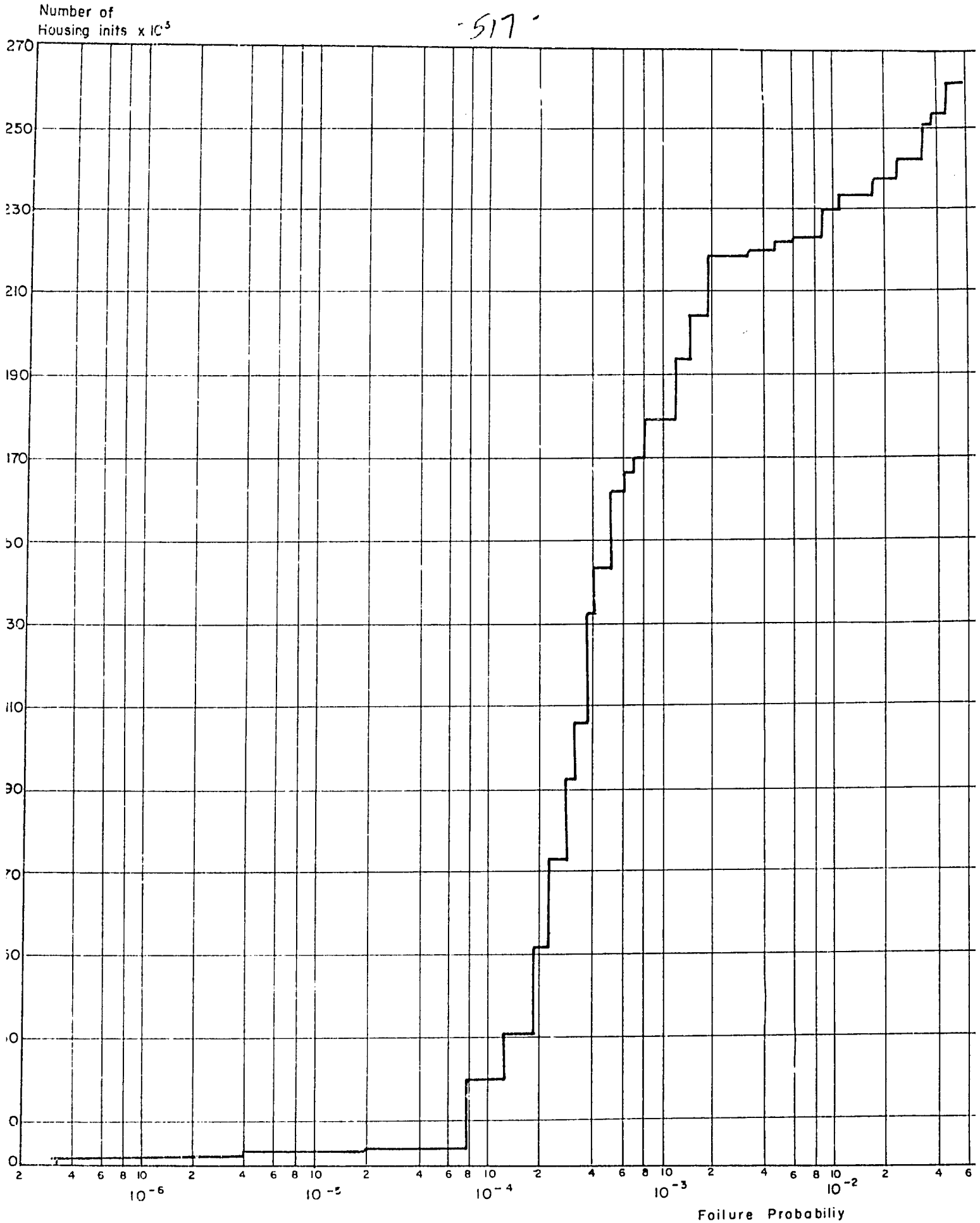


Figure Nº 7 Cumulative distribution of number of housing units versus failure probability.

3.3 Results

The mean values of: ductility demand $\bar{D}$, expected losses $\bar{L}$ and failure probability, were calculated for each building type and selected height range. In order to illustrate the variability of the expected losses due to the 1967 Caracas EQ, a sample of the 93 different studied cases is reproduced in Table N° 2. Several observations are apparent: a) the expected losses obtained cover a wide range of values; from practically zero (buildings type 12 and 13, founded in hard soils -S1-), up to more than 60% of the replacement value (buildings type 5 and 7, founded in soft soils -S3-); b) for a given type of high rise building, maximum expected losses are 1 to 2 orders of magnitude higher in soft soils than in hard soils; for very long fundamental periods, these differences may be even more pronounced; c) large differences are also expected between different types of buildings, seated in the same soil conditions.

For the calculation of the failure probabilities given in Table N° 2 , the reliability indeces were previously calculated; these are expressed as the inverse of the coefficient of variation of the standard normal distribution of random variable (D_u - D). Avoiding commentaries about differences among building types, for hard soils -S1- this index varies between 1,976 and 4,973 with a mean equal to 3,310. In soft soils -S3- the variation is between 1,377 and 3,179, with a mean equal to 2,299. Given that we are dealing with standard distributions, the differences between mean values lead directly to failure probabilities which are in the ratio $4{,}6 \times 10^{-4}$: $1{,}1 \times 10^{-2}$. Therefore the failure probability is, as a mean, 24 times less in the first case (soils S1) than in the second case (soils S3).

These results are totally linked to the hypothesis and idealizations made; their extrapolation outside the scope of this application must be done cautiously.

The expected total loss calculated, amounts to 1.292 m Bs, which represents 5,4% of the total estimated replacement value (24.000 m Bs). This loss is 2,58 times larger than the lower bound given in Section 3.1 (500 m Bs.). Figures N° 6 and N° 7 show the cumulative distributions of replacements values and of housing units, respectively, versus the failure probability. From Figure N°6 it can be concluded that for the intensity of shaking assumed for 1967 Caracas EQ, housing investments in order of 2.000 m Bs were associated to failure probabilities in excess of 10^{-2}. Similarly, assuming symmetry in the distribution, the expected probable loss due to failure (instability) only, is very near to 5 m Bs which is in the same order of magnitude than the actual losses due to building collapses.

From Figure N° 7 it can be inferred that 11,5% of the existing housing units were associated to a failure probability in excess of 10^{-2}. The probable number of collapsed housing turns to be 52 and the number of lives lost can be estimated as 5 to 6 times larger; again, both figures are comparable to the actual ones.

3.4 Final Commentary

The results obtained show that the expected losses for the existing building types are sensitive to the selected parameters. There are still many particular subjects to be studied in order to improve the reliability

of such a general desaggregated algorithm as the one presented in this report. Its validation must be performed by parts or by blocks, such as those showed in Block Diagram N° 2. By this it is meant that the good agreement obtained in the application described in this Section 3, between predicted and actual losses, being a good outcome does not necessarily prove that the methodology is valid or of general applicability In fact its application to other events is underway.

Finally, this experience has shown the paramount importance that good field work has and the need of accurate statistics, in order to apply properly any methodology for loss prediction. Unnecessary to note, the usefulness of such analysis for the identification of critical pre-earthquake situations which may deserve urgent upgrading in order to avoid future catastrophic losses.

Part of the Building	Ductility Demand (D)					
	0	1		D_m		D_u
Foundations:			No damage			
Elements of the earthquake resisting system:	Fissures	Yielding		Ultimate		Strength degradation
Non structural elements:	Fissures	Cracks	Failure			
Installations and fixtures:		Light damage	Failure			
Finishing work and plastering:	Light damage		Destruction			
	0%	0,1%	1%	10%	50%	100% ——>
				Degree of Loss		

TABLE N° 1

CONSECUENCIAS PSICOLOGICAS Y SOCIALES PROVOCADAS POR EL SISMO EN LA POBLACION DE CAUCETE . UN ABORDAJE INTERDISCIPLINARIO

Neri Romero, José Mini, Ruth Colombi de Peñafort, Marta Molina de Russo, Alejandra Krause de Vargas. *

RESUMEN

El objetivo de esta investigación, de carácter aplicado, es ofrecer un marco de análisis acerca de los comportamientos psicológicos y sociales de la población de la ciudad de Caucete, en relación con el terremoto ocurrido el 23 de noviembre de 1977.

La sociedad de Caucete será enfocada desde un punto de vista estructural, por lo que conceptos tales como totalidad, transformación, autorregulación, serán centrales en la interpretación de los datos recogidos. Confiamos que este enfoque nos permitirá arrojar nueva luz sobre algunas variables específicas que se considerarán: alteraciones en la salud mental, características generales socioeconómicas y culturales de la población y su relación con la vulnerabilidad frente al desastre, reacciones adaptativas de los grupso familiares y comunales ante la situación de emergencia.

El sismo no solo ocasiona perjuicios materiales a una comunidad, sino que puede afectar psicológicamente a los miembros de ésta. Además, el sismo provoca alteraciones significativas en la organización social, y debe encontrar respuestas de adaptación adecuadas si desea sobrevivir.

Por ello consideramos que un enfoque interdisciplinario psicológico-social nos permitirá lograr una comprensión integral del impacto humano que el terremoto de Caucete ocasionó.

Creemos que con este trabajo podremos contribuir al perfeccionamiento futuro de políticas preventivas acordes a la comunidad en estudio.

PSYCHOLOGICAL AND SOCIAL CONSEQUENCES CREATED BY THE EARTHQUAKE IN CAUCETE AN INTERDISCIPLINARY STUDY

ABSTRACT

The purpose of this research is to provide a framework for analysis of the phsycological and social behaviour of the population of Caucete in relation to the earthquake of 23 November 1977.

---

* INSTITUTO DE INVESTIGACIONES DE CIENCIAS SOCIALES, FACULTAD DE CIENCIAS SOCIALES, UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN JUAN.

The society of Caucete is viewed structurally such that concepts such as totality, transformation and autoregulation are central to the interpretation of data. We hope that this approach will allow us to shed light on some of the specific variables that will be considered: mental health, general socio-economic and cultural characteristics of the population and their vulnerability to the disaster, and the adoption of family groups in emergency situations.

Besides causing material damage, earthquakes cause psychological damage to communities. Therefore, alteration in social organization and adaptive measures are necessary for survival.

An interdisciplinary focus will lead to integral understanding of the human impact of the Caucete earthquake. We believe that with this paper we can improve preparedness policies compatible with the needs of the community.

INTRODUCCION

La presente exposición resume las conclusiones de un estudio exploratorio previo, el cual se remitió básicamente a la búsqueda bibliográfica en torno a los desastres y sus consecuencias naturales y psicosociales. Nos parece de vital importancia destacar que en el curso de la investigación constatamos que los análisis de los desastres se habían enfocado preferentemente hacia los aspectos sismológicos y de ingeniería sísmica, en desmedro de la consideración de los impactos humanos que toda catástrofe supone.

Es por ello, que como científicos sociales habitantes de una geografía altamente sísmica, nos proponemos realizar un aporte interdisciplinario que privilegie el nivel psicosocial, llamativamente descuidado en este tipo de estudios, brindando un aporte original y necesario.

Consideramos oportuno señalar la relación que mantienen los habitantes con su entorno ecológico y al respecto señalamos que los pobladores de geografías sísmicas tienen una particular cosmovisión que puede explicitarse en dos coordenadas básicas: por un lado el tiempo, considerado como la biografía del habitante, y que es vivenciado en dos momentos: antes de la catástrofe y después de esta. Esta ruptura de su tiempo biográfico sella profundamente su personalidad, puesto que si bien el sismo es de corta duración, las experiencias sufridas quedan marcadamente registradas en su psiquismo ocasionando trastornos de distinta intensidad que se expresan básicamente en la pérdida de la salud mental. Por otra parte, el espacio es vivido como un espacio azaroso, lo que determina en los pobladores una percepción peligrosa de su entorno y una vivencia de incertidumbre frente al real peligro de desorganización psicosocial que significa la catástrofe.

Estamos convencidos que el ser humano sólo puede alcanzar todas sus expresiones psicológicas, culturales, ideológicas y sociales, merced a la profunda interrelación que logra mantener con su medio natural de una parte, y con sus congéneres de otra. En esta dirección, consideramos al sismo como un elemento que introduce profundas alteraciones en el medio ecológico provo-

cando la ruptura del equilibrio original entre el hombre y su entorno y por ende la desorganización de la estructura social, y produciendo significativos trastornos en la personalidad.

1. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACION

Nos proponemos arribar con nuestra investigación a los siguientes objetivos:

1.1 Realizar un estudio interdisciplinario destinado a reconocer en la población de Caucete las consecuencias psico-sociales ocasionadas por el sismo de 1977. Dicho abordaje deberá entenderse no como una simple adición de conocimientos sino como un método de análisis e interpretación que contemple la complejidad de nuestro tema de investigación.

1.2 Sugerir políticas de prevención, orientadas hacia la formación de una conciencia sísmica: ello implica que el ser humano debe tomar conciencia de su geografía y estar preparado para afrontar los riesgos del desastre natural, mediante la educación o información pública.

1.3 Proponer políticas preventivas que tengan por efecto disminuir la vulnerabilidad personal, social y comunal que ocasiona la catástrofe.

1.4 Propender al avance del conocimiento social de un fenómeno significativamente descuidado en nuestras regiones, altamente castigadas por este tipo de siniestros. En este sentido somos concientes que ingresamos a una "tierra de nadie" y aceptamos el reto teórico-metodológico que nos impone nuestro tema de estudio.

1.5 Explicitar los canales dinámicos de participación de los miembros de la comunidad víctima de desastre de modo de poder elaborar modelos de participación que puedan ser transmitidos mediante el entrenamiento masivo y selectivo de la comunidad; para ello será necesario, si el estudio así lo determina, adiestrar a aquellas personas que revisten algún tipo de carisma dentro de su contexto social.

2. TEMA DE INVESTIGACION

Consideramos a la estructura social como el lugar donde se encuentran inmersas las condiciones sociales que nos permitirá la comprensión del fenómeno en estudio. Trataremos de indagar de qué modo la catástrofe altera la aparente normalidad social y precipita las condiciones sociales que permite la aparición de la enfermedad mental, que antes del sismo la misma organización social mediante sus diversos procedimientos había mantenido reprimida.

Estamos convencidos de que la alteración de la salud mental es un fenómeno altamente complejo en el cual intervienen factores orgánicos, psicológicos y socioculturales, y que ninguno de ellos por sí sólo puede explicar acabadamente el fenómeno. Por esta razón abordaremos nuestro objeto de estudio a partir de un enfoque que integre dichos factores, los que están implicados de diversos modos y en diferentes grados en la aparición del trastorno mental. Nuestra tarea como equipo residirá en evaluar el papel de los aspectos específicos orgánicos, psicológicos y socio-culturales en la medida en que éstos afectan un determinado comportamiento. Es así que ubicamos los sustratos últimos de los emergentes de la alteración mental en las condiciones sociales que permiten el desarrollo y mantenimiento del intercambio entre el ser social y su medio natural.

Privilegiamos la catástrofe sísmica en un sentido de totalidad puesto que veremos hasta qué punto la ruptura del equilibrio ecológico altera la relación del hombre entre sí y su medio natural, es decir que no solamente comprendemos el sismo en sus aspectos unilaterales, como por ejemplo la ruptura de la geografía y sus daños materiales, sino que lo abarcamos en su expresión máxima, como un elemento que llega a alterar lo más preciado: las conductas adaptativas del ser humano, único medio que nos puede garantizar la continuidad de la especie.

3. ENFOQUE TEORICO

Generalmente en todo trabajo de investigación, el enmarque teórico, es el medio o el resumen sistemático expuesto y controlado por el investigador , lo que permite por un lado, orientar permanentemente la investigación, saber a ciencia cierta hacia donde marcha en dicho proceso, y por otra es su herramienta cognitiva por esxelencia. Nuestra posición filosófica, epistemológica y metodológica en nuestro caso es trascender la visión empirista fenomenológica.

Con el criterio de hacer clara nuestra exposición teórica, expondremos las grandes premisas que nos guían de manera tal que sean comprensibles; procederemos a enumerarlas teniendo en cuenta su complejidad lógica;

3.1 Estudio de los aspectos socio-históricos complejos, con la finalidad de comprender adecuadamente el surgimiento de la enfermedad mental enfocada en una situación especial: la catástrofe sísmica.

3.2 Análisis de la situación real de vida de los sujetos sociales, tomando como punto de vista analítico al contexto socio-histórico y no a la representación mental que el individuo haga de su situación, sea o no racionalmente justa.

3.3 Análisis de la consideración de los aspectos socio-históricos; en este sentido profundizaremos el estudio de las relaciones que el ser humano establece con la naturaleza, como con la sociedad. Estas relaciones dan como resultado determinadas estructuras sociales, entendidas como complejos de totalidades en permanente auto-transformación. Estudiaremos estas estructuras sociales a partir de dos momentos diferentes:

a) En un sentido histórico general, lo que implica considerarlas como un modo de cooperación social que garantiza al ser humano la satisfacción de sus necesidades mínimas.

b) Como estructuras relativas, lo que implica captar su modo específico de génesis, desarrollo, estabilidad y decadencia.

3.4 En el análisis de las interrelaciones humanas se tendrá en cuenta que cada ser humano se manifiesta en parte en el mundo sociocultural al cual pertenece y que, por otra parte está inserto al mismo tiempo en un todo mayor: El sistema social. Esa misma inserción lo conecta activamente con cada dimensión del mismo: económica, social, política, normativa, valorativa, etc. y es en este sentido que estará sujeto a limitaciones, condicionantes o alternativas.

3.5 Para la comprensión del problema de la pérdida progresiva de la salud mental, abordaremos como marco de análisis el contexto socio-histórico,

puesto que el hombre no enferma en su unidad orgánica abstracta e independiente de todo contacto social, esto es su personalidad, sino que enferma en su totalidad humana, vale decir enferma socialmente a pesar de que dicha enfermedad se exprese en distintas formas individuales.

3.6 Por último nos detendremos a explicitar la relación que guarda la enfermedad mental y la catástrofe natural, en este caso el sismo. Señalamos que el ser humano es una unidad con su medio social y natural. Sin embargo tal relación no es lineal ni mecánica, sino dinámica y compleja. Al analizar dicha complejidad caemos en la cuenta que existen condiciones sociales que lejos de favorecer la salud integral del ser humano, adolecen de fallas que precipitan la pérdida gradual y progresiva de la salud de la población y entre estas condiciones precipitantes incluimos al sismo como un evento no previsto por la estructura social, que madura el emerger de la enfermedad mental sin ser causa de la misma.

4. UNIVERSO DE ESTUDIO

Trataremos de estudiar y analizar el modo como el sistema precipita las condiciones sociales que motivan la pérdida de salud mental. Analizaremos este proceso en la ciudad de Caucete, por ser ella la más duramente castigada durante el terremoto del año 1977. Nuestro universo de estudio será Caucete concebida como una estructura, y dentro de esa estructura tomaremos una muestra poblacional.

5. UNIDAD DE ANALISIS

Consideraremos unidad de análisis a los habitantes del Departamento de Caucete que hayan vivido antes, durante y después del sismo; también van a formar parte de nuestra unidad de análisis los componentes de la estructura social.

6. NIVEL DE LA INVESTIGACION

En el estado actual de nuestra investigación hemos concluído las actividades propias del nivel exploratorio.

Como fruto de la culminación de dicha etapa el equipo ha logrado formular el presente diseño, de carácter exploratorio-descriptivo.

7. ENFOQUE METODOLOGICO

La separación entre el enmarque teórico-metodológico se ha realizado sólo con fines analíticos, puesto que partimos de la unidad indisoluble entre ambos aspectos. Señalaremos seguidamente las premisas metodológicas básicas que guiarán nuestra tarea de investigación.

Dada la complejidad de nuestro tema de estudio y a fin de comprender fehacientemente sus determinaciones concretas, nuestro trabajo exige el esfuerzo de un equipo de investigación interdisciplinario. Con esto no nos referimos a la mera suma de actividades de profesionales provenientes de diversas áreas del conocimiento, sino a la creación de un recurso teórico-metodológico fértil, que permite enmarcar más adecuadamente el tema de investigación dotándolo de una totalidad y coherencia tal, que nos permitirá la captación de la lógica interna de la problemática en estudio.

Como lo hemos indicado ya, este método de interpretación implica una posición particular respecto de los distintos modos de enfocar el conocimiento. Exponemos a continuación cual es la concepción que nos ocupa:

"(...) Los conocimientos conllevan modos de estructuración imprevisibles, múltiples e incesantemente renovados, y su análisis sólo puede ser provechoso después de su constitución o durante su creación y, en la medida de lo posible, desde el interior y con un mínimo de presuposiciones, pues estas siempre amenazan con la deformación". Esto supone:

a) Que el conocimiento es la representación compleja de la lógica interna de la realidad en estudio.

b) Que existe na separación entre el conocimiento (actividad subjetiva) y la realidad (actividad objetiva);

c) Que tal actividad objetiva, presenta modos de estructuración que obedecen a leyes independientes de nuestra voluntad y conocimiento. Este se apropia de esas leyes de estructuras, único modo de explicar científicamente el objeto de estudio;

d) Que es necesario realizar el análisis solamente allí donde estas estructuras presentan su génesis o plasmación.

e) Que es necesario, mediante el análisis, conocer la lógica interna de tal estructuración y jamás suponerla tan sólo cognitivamente. Esto implicará no abordar el objeto de estudio, sino con la actitud epistemológica de captar su realidad desechando las ideas preconcebidas que la nieguen.

f) Esta visión del conocimiento implica que los fenómenos objetivos poseen la particularidad de estructurarse permanentemente, y que estas estructuras presentan su génesis y desarrollo. A continuación expondremos la manera de considerar metodológicamente nuestra investigación.

En primer lugar enfocamos nuestro tema de estudio como una realidad objetiva que se presenta estructuradamente. Las formas que esta realidad asume son consideradas como expresiones de su lógica interna.

En segundo lugar, consideramos que esta realidad estructurada forma parte de una estructura social global, la que suponemos, también posee sus leyes objetivas de estructuración y desarrollo. Si esto es así entonces la manera más eficaz de conocer nuestro tema de estudio será el análisis de la realidad social que le da origen.

En tercer lugar, recién conocida la estructura social en sus aspectos relevantes para la investigación considerada, analizaremos las condiciones sociales que favorecen y provocan la aparición de la enfermedad mental. Esto nos permitirá lograr una más adecuada comprensión de su surgimiento y consolidación en la estructura social.

En cuarto lugar, analizaremos de que modo la catástrofe provoca el desencadenamiento de las condiciones sociales que favorecen la aparición de la enfermedad mental.

De lo anterior puede inferirse que la hipótesis subyacente a nuestro trabajo, es que la catástrofe no es la causal omnímoda de la pérdida de la salud,

mental, sino tan solo el elemento detonante de determinadas y peculiares condiciones sociales que la provocan.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

1. Ahearn, F. y Castellón, S. Problemas de Salud Mental después de una situación de desastre, Buenos Aires, Acta Psiquiátrica y Psicológica de América Latina, 1979, Vo. 25, 65, 70.

2. Baker, S. Neurosis traumáticos de Guerra, En Freeman, A. y Kaplan, H. Tratado de Psiquiatría: Bercelona, Salvat, 1982.

3. Coleman, J. Psicopatología. Los Grandes Modelos Teóricos, Bs.As., Paidos, 1977.

4. Defensa Civil. Boletín Informativo. Bs.As., Tercer Trimestre, 1972.

5. Drabek, T. Family and Societal Response to Disasters. Earthquake Information Bulletin. Vol 26, pág. 89-92.

6. Earthquakes as Natural Disasters. En Abstract Journal of Earthquakes Engineering, Nueva York, Houghton Mifflin, 1976.

7. Emergencia y Catástrofes. Educación para la Salud. Bs. As. Serie 7, 1981.

8. Ey, H. Tratado de Psiquiatría. Torcy Mason, Barcelona, 1969.

9. Gobierno del Perú. Reglamento del Sistema de Defensa Civil, Lima, 1972.

10. Hawley, J. Ecología Humana, Bs. As., Nueva Visión, 1969.

11. Kates et al. Human Impact of the Managua Earthquakes. Science. Vol. 182, 981-989.

12. Merloo, J. Psicología del Pánico. Bs. As., Editorial Hormé, 1964.

13. Metodología de Planeamiento para afrontar Desastres, Lima, 1976.

14. Mouloud, N. Psicología y Estructuras, Bs. As., Editorial Columba, 1070.

15. Marín, G. Lecturas de Psicología Social Contemporánea, México, Editorial Trillas, 1976.

16. Mariátegui, J. Ecología y Psiquiatría. Acta Psiquiátrica y Psicológica de América Latina. 1978, pág. 24-100.

17. Mira y López, E. Psiquiatría en la Guerra, Bs. As., Editorial Médico Quirúrgica, 1944.

18. Psicólogos colaboran en la población: sismos en San Juan, Gaceta Psicológica, noviembre 1977, 5-6.

19. Piaget, J. Clasificación de las Ciencias y principales corrientes de la Epistemología Contemporánea. Tratado de Lógica y Conocimiento Científico: Buenos Aires, Paidós, 1979.

20. Piaget, J. Naturaleza y Métodos de la Epistemología. Tratado de Lógica y Conocimiento Científico, Buenos Aires, Paidós, 1979.

21. Piaget, J. Epistemología de las Ciencias Humanas. Tratado de Lógica y Conocimiento Científico, Buenos Aires, Ed. Proteo, 1972.

22. Piaget, J. Biología y Conocimiento, Madrid, Siglo XXI de España Editores, 1969.

23. Piaget, J. Introducción a la Epistemología Genética, Buenos Aires, Paidós, 1979.

24. Piaget, J., Mackenzie, W., Lazarsfeld, P. Tendencias de la Investigación en las Ciencias Sociales, Madrid, Alianza Ed., 1975.

25. Russo, J.J. Introducción a la Problemática Interdisciplinaria: Una propuesta, Trabajo inédito, San Juan, Gabinete Académico: Area Socio - lógica. Facultad de Ciencias Sociales, Univ. Nac. de San Juan, 1982.

26. Saul, L. y Lyons, J. Reacciones Neoróticas agudas; en Alexander, F., Psiquiatría Dinámica. Buenos Aires, Paidós, 1979.

27. Skinner, B.F. Registro Acumulativo, Barcelona: Fontanella, 1975.

28. Teodoroson, F. Estudios de Ecología Humana. Buenos Aires, Nueva Visión, 1971.

29. Unesco, Conferencia intergubernamental sobre la evaluación y disminución de los Riesgos Sísmicos. Informe final C/MD/53, París, mayo de 1976. Original Inglés.

30. United Nations: Economic and Social Council. Rehabilitation and Reconstruction Follovoing Natural Disastrs, January 1964.

31. Undro: Prevención y Mitigación de desastres. Vol. 7 . Aspectos económicos, Naciones Unidas, Nueva York, 1979.

32. Undro: Prevención y mitigación de desastres. Vol. 4. Aspectos de Información Pública. Naciones Unidas.

LISTA DE PARTICIPANTES

(LIST OF PARTICIPANTS)

- PATRICIO ACEVEDO	Universidad de Chile Departamento de Geofísica Casilla 2777 Santiago - Chile
- S. T. ALGERMISSEN	U.S. Geological Survey P.O. Box 25046 M.S. 966 Denver Federal Center Denver, CO 80225 U.S.A.
- JULIO S. AGUIRRE R.	INPRES Roger Balet 47 Norte San Juan - Argentina
- JORGE ALVA	Enrique Palacios 210 Dpto. 401 Lima 18 - Perú
- ROBERTO ARELLANO	Escuela Politécnica Nacional Facultad de Ingeniería Civil Casilla 2759 Quito - Ecuador
- BONNY ASKEW	*U. S. Geological Survey Denver Federal Center
- ALBERTO BENAVIDEZ	Instituto de Agrimensura Facultad de Ingeniería Julio Herrera y Reissig 565 Montevideo - Uruguay
- M. A. BUFALIZA	*INPRES
- JUSTO CABRERA	Instituto Geofísico del Perú Apartado 3747 Lima 100 - Perú
- REMBERTO CARDONA	Observatorio San Calixto Casilla 5939 La Paz - Bolivia
- JUAN C. CASTANO	*INPRES
- HERNAN CLAURE	*Observatorio San Calixto La Paz - Bolivia
- DIANA COMTE	*Universidad de Chile Departamento de Geofísica
- ERNESTO DEZA	*Instituto Geofísico del Perú

- JAMES F. DEVINE	U.S. Geological Survey Deputy Chief for Engineering Office of Earthquake Studies Reston, Va 22090 U.S.A.
- JOSE EGRED	Observatorio Astronómico de Quito Apartado 165 Quito - Ecuador
- LUIS FERNANDEZ	CERESIS Apartado 14-0363 Lima - Perú
- RAYMUNDO Q. FORRADELLAS	*INPRES
- E. M. FOURNIER D'ALBE	4, rue de la Boutinaye Dortmont 27920 St. Pierre de Bailleul Francia
- CARLOTA GERSHANIK Y - SIMON GERSHANIK	Calle 19, No. 1173 1900 La Plata Argentina
- ALBERTO GIESECKE M.	*CERESIS
- A.P. GIULIANO	*INPRES
- RAFAEL GOBERNA, S.J.	Instituto Geofísico de los Andes Colombianos Apartado Aéreo 56710 Bogotá - Colombia
- OSCAR GONZALEZ-FERRAN	*Universidad de Chile Departamento de Geofísica
-- JOSE GRASES	Av. Mohedano No. 9 La Castellana (Chacao) Caracas - Venezuela
- MINARD HALL	*Escuela Politécnica Nacional Quito - Ecuador
- DANIEL HUACO	*Instituto Geofísico del Perú
- EDGAR KAUSEL	*Universidad de Chile Departamento de Geofísica
- MIGUEL LUGO	FUNVISIS Apartado Postal 1892 Caracas 1011
- ESTELA MINAYA	*Observatorio San Calixto La Paz

- RENATO ORTEGA	Instituto Astronómico e Geofísico Universidad de Sao Paulo Caixa Postal 30.627 Sao Paulo SP, Brasil
- MARIO PARDO	*Universidad de Chile Departamento de Geofísica
- ARMINGULO PEREZ	Observatorio Nacional Rua General Bruce 586 Sao Cristovao Rio de Janeiro - RJ, Brasil
- M. PEREZ	*INPRES
- J. PIERRE SOULAS	*FUNVISIS
- LAUTARO PONCE	Instituto de Geofísica UNAM 04510 México, D.F.
- EDGAR PROAÑO	*Escuela Politécnica Nacional Quito - Ecuador
- FERNANDO REPETTO	UNESCO Casilla de Correos 859 Montevideo - Uruguay
- MARIA TERESA ROMA	*Instituto de Agrimensura Montevideo
- NERI ROMERO	Instituto de Investigaciones de Ciencias Sociales Universidad Nacional de San Juan, Argentina
- JUAN CARLOS ROSAS	*INPRES
- GRACE SALAZAR	DMIAGS Cartographic School Drawer 934 Fort Clayton, Panamá
- ALFREDO SALEH MURRA	Oficina Nacional de Emergencia del Ministerio del Interior Dpto. de Protección Civil Santiago - Chile
- ISABEL SANTILLAN	*CERESIS
- ALBERTO SARRIA M.	Universidad de los Andes Dpto. de Ingeniería Civil Apartado Aéreo 15647 Bogotá - Colombia

- WILLIAM U. SAVACE	Woodward-Clyde Consultants 566 El Dorado Street P.O. Box 93245 Pasadena, CA 91109-3245 U.S.A.
- ENRIQUE SILGADO	*CERESIS
- KARL V. STEINBRUGGE	Consulting Structural Engineer 6851 Cutting Blvd. El Cerrito, CA 94530, U.S.A.
- ANGEL VEGA	*Observatorio San Calixto La Paz - Bolivia
- MAXIMO VEGA CENTENO	Agrupamiento Risso B-104 Lima 14 - Perú
- JOSE VELIZ BERNABE	INGEMMET Apartado 889 Lima, Perú
- GERALD WHITMAN	American Embassy Cervino 4320, Buenos Aires - Argentina
- EDWARD WOOD	*DMAIACS Panamá

Nota: El asterisco (*) significa que la dirección postal completa de la institución, se encuentra con el nombre de la primera persona en esta lista, que pertenece a esa misma institución.

San Juan, Argentina
Setiembre 24-28, 1984.