

unión geofísica mexicana
boletín época II



geos

vol. 9

n° 3

julio

1989

GEOS

Órgano informativo de la Unión Geofísica Mexicana
(ISSN 0186-1891)

Editor: *Sonia Salazar Lizán*

Apoyo técnico:

Ma. Paulina Salas Ríos
Juan Manuel Pérez Céspedes
Ela Molina Sevilla
Leticia Elizalde Camacho

UNION GEOFISICA MEXICANA*

Mesa Directiva (1987-1989)

Presidente	<i>David J. Terrell (IMP)</i>
Vicepresidente	<i>Mario Martínez (CICESE)</i>
Tesorero	<i>Nuria Segovia (ININ)</i>
Srio. General	<i>José Francisco Valdés (IGF)</i>
Srio. Difusión	<i>Sonia Salazar (IGF)</i>
Srio. Educación	<i>Javier González (CICESE)</i>
Srio. Investigación	<i>Héctor Pérez de Tejada (IGF)</i>
Vocal Norte	<i>José Luis Comparán (UANL)</i>
Vocal Noroeste	<i>José M. Romo (CICESE)</i>
Vocal Centro	<i>Jorge Nieto (FI)</i>
Vocal Sur	<i>J. Romeo León Vidal (CFE)</i>

* La Unión Geofísica Mexicana (UGM) es la sociedad civil no lucrativa de los profesionales de la Geofísica y ciencias relacionadas.

BIBLIOTECA
CICESE

unión geofísica mexicana
boletín época II



geos

vol. 9

julio



1989

n.º 3

Union general
nations
II 1989



Deep

U. S.

Vol. 2

July 1989

EDITORIAL

La "REUNION ANUAL UGM-1988" fué realizada con gran éxito en la ciudad de Colima, gracias a la participación de un gran número de participantes, superior a 250, y al apoyo decidido de las autoridades universitarias, municipales así como del estado de Colima. Este número de la revista "GEOS" está formado por artículos basados en las ponencias presentadas durante dicho congreso. Fueron presentadas ponencias de todas las especialidades de las ciencias geofísicas durante el congreso que se realizó del 7 al 11 de noviembre de 1988. Además de estas ponencias, se invitó a científicos de alto prestigio internacional a dar conferencias magistrales al inicio de las sesiones de cada día. Por ello queremos agradecer al Prof. Izumi Yokoyama (Experto de JICA, Japón); al Prof. Marino Martini (Universidad de Florencia, Italia); a la Prof. Laura Serpa (Universidad de Nuevo Orleans, EUA); al Dr. Federico Sabina (Instituto de Investigación en Matemáticas Aplicadas y Sistemas, UNAM); al Dr. Ignacio Galindo (Instituto de Geofísica, UNAM); Dr. Enrique Gómez (Centro de Investigación Científica y Estudios Superiores de Ensenada); y al Dr. Gordon Ness (Universidad de Oregon, EUA). Queremos agradecer al Dr. Francisco Valdés por ser el principal promotor dentro de la mesa directiva para la realización del congreso en Colima. Al renunciar a su cargo de Secretario General en la asamblea general efectuada durante el congreso, el Dr. Valdés, fue sustituido, en elección unánime por el Dr. Francisco Nuñez Cornú. También queremos agradecer de manera muy especial a nuestros amigos del CICBAS de la Universidad de Colima por constituir el Comité Organizador Local. También agradecemos a todas aquellas personas tanto de la Universidad Autónoma de Colima así como a las autoridades municipales y del gobierno del Estado de Colima, particularmente al personal de la Casa de la Cultura de Colima, por su apoyo. Gracias al apoyo de todas estas personas la "REUNION ANUAL UGM-1988" fue un evento digno de recordar.

A NOMBRE DE LA MESA DIRECTIVA	
DAVID J. TERRELL	Presidente
FRANCISCO NUNES-CORNU	Secretario
NURIA SEGOVIA	Tesorera

CONTENIDO

CONFERENCIAS MAGISTRALES

PARADIGM IN VOLCANOLOGY.
IZUMI YOKOYAMA

1

VIGILANCIA DE LOS VOLCANES ACTIVOS.
MARINO MARTINI

7

AEREONOMIA Y ESPACIO EXTERIOR

RELACION ENTRE EL AREA DE HOYOS CORONALES
POLARES Y EL NUMERO DE MANCHAS DEL
SIGUIENTE CICLO.
S. BRAVO Y J. A. OTAOLA.

13

CIENCIAS ATMOSFERICAS

EFFECTO CLIMATICO DEL AUMENTO DE CO₂ CON
RETROALIMENTACION POR VAPOR DE AGUA
R. GARDUÑO Y J. ADEM.

23

VARIACION TEMPORAL DE LA PRECIPITACION EN MEXICO
J. SANCHEZ-SESMA

31

ESTUDIO PRELIMINAR DE LA SOLUCION DE LAS
ECUACIONES "SHALLOW WATER" POR EL METODO
ESPECTRAL DE ARMONICOS ESFERICOS.

A. ESPINOSA, L. LE MOYNE Y T. CASTRO.

34

ANALISIS DE PARTICULAS DE AEROSOL ATMOSFERICO
EN UNA ZONA URBANA DE LA CIUDAD DE MEXICO.
L. MA. CARRERA, S. SALAZAR Y F. MANRIQUEZ.

40

DISTRIBUCION DE LAS DESCARGAS ELECTRICAS EN EL
VALLE DE MEXICO DURANTE EL VERANO COMO UNA
FUNCION DE LA DIRECCION DEL VIENTO A NIVEL BAJO
O. TRONCOSO

65

FISICA Y QUIMICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA

ANALISIS COMPARATIVO DE MEDICIONES DE FLUJO DE CALOR
REALIZADAS CON DIFERENTES METODOS EN TERRITORIO
CONTINENTAL DE MEXICO.
R.M. PROL-LEDEZMA.

73

HIDROLOGIA

PRUEBAS DE DESPLAZAMIENTO DE FLUIDOS EN MEDIO POROSOS J. CRUZ-HERNANDEZ.	87
EL METODO DE UPWIND DIRECTO EN PROBLEMAS DE ADVECCION-DIFUSION J. CARRERA	91
AVENIDA DE DISEÑO: CUANDO NO SE TIENEN REGISTROS HIDROMETRICOS EN EL SITIO DEL PROYECTO D. PEREIRA Y A. HERNÁNDEZ	95
ESTUDIO PRELIMINAR PARA DISEÑO DE UN ALGORITMO DE INTERPRETACION DE DATOS ISOTOPICOS EN AGUAS SUBTERRANEAS R.D. ARIZABALO Y J.D. MARTINEZ	103
APLICACION DE METODOS POLAROGRAFICOS PARA LA DETERMINACION DE METALES PESADOS EN AGUAS SUBTERRANEAS A. AGUAYO-RIOS Y M.A. ARMIENTA	111
HIDROLOGIA ISOTOPICA DE MONTANAS A. CORTÉS, R.D. ARIZABALO Y R. ROCHA-MILER	121

OCEANOGRAFIA FISICA

UN MODELO DE MAREAS PARA LA LAGUNA DE TERMINOS D.A. SALAS DE LEÓN Y M.A. MONREAL	127
---	-----

SISMOLOGIA

CARTOGRAFIA DE DANOS OCACIONADOS POR LOS TEMBLORES DE SEPTIEMBRE DE 1985 EN LA ZONA CENTRO DE LA CIUDAD DE MEXICO. FOTOGRAFIA AEREA Y RECONOCIMIENTO DE CAMPO. J. YAMAMOTO Y I. MONTES DE OCA	141
PATRON DE ESFUERZOS TECTONICOS EN LA REGION DEL ESTADO DE OAXACA Z. JIMÉNEZ J. Y FCO. NÚÑEZ-CORNÚ	157
ZONAS SISMICAS DE OAXACA Fco. NÚÑEZ-CORNÚ Y L. PONCE	167
ANOMALIAS DE RADON EN ZONAS GEOTERMICAS ASOCIADAS A SISMOS GRANDES N. SEGOVIA, S. DE LA CRUZ, M. MENA, E. RAMOS M. MONNIN Y J.L. SEIDEL.	177
ONDAS SISMICAS DE GRAVEDAD EN UNA CAPA SEDIMENTARIA C. LOMNITZ	189
UN SISTEMA DE DETECCION Y LOCALIZACION AUTOMATICA DE EVENTOS SISMICOS CON PC/AT T. YI Y D. NOVELO	193

VOLCAN DE COLIMA

MONITOREO GEODESICO EN EL VOLCAN DE COLIMA. B. MARQUEZ A., C. CARON A. Y M. MENA J.	197
EVALUACION ECONOMICA DEL VOLCAN DE COLIMA. J. A. FLORES D., G. SAAVEDRA Y MA. R. CASTILLO A.	203
ACTIVIDAD SISMICA EN LA REGION DEL COLCAN DE COLIMA DURANTE DOS CAMPANAS REALIZADAS EN LOS ANOS DE 1987 Y 1988. Z. JIMENEZ, L.C. GONZALEZ Y J.M. ESPINDOLA.	213
DESARROLLO DE UNA RED SISMOLOGICA TELEMETRICA PARA LA VIGILANCIA DEL VOLCAN DE COLIMA G. CASTELLANOS, G. ORNELAS, C. RAMIREZ, G. REYES J. HERRERA, J. PÉREZ Y H. TAMEZ	221
ONDAS DE MONTANA EN EL NEVADO Y VOLCAN DE COLIMA I. PÉREZ G.	231

PARADIGM IN VOLCANOLOGY

By Izumi YOKOYAMA

Instituto de Geofisica, UNAM

ABSTRACT A paradigm in the modern volcanology is discussed from the standpoint of geophysics. It is related to formation of calderas which are small or large volcanic depressions on the earth. No calderas have been formed under modern scientific eyes, and therefore a paradigm of their formation may have been constituted. Subsurface structure of calderas and detection of magma reservoirs are discussed, and an alternative idea on caldera formation is proposed.

1. WHAT IS A PARADIGM IN SCIENCES ?

"PARADIGM" is defined as conventionality adopted among a group of scientists believing consistently in theoretical assumptions and subsequent problems. The members of the group who share the paradigm would follow the same manners, examples and laws, and carry out only exercises depending on that paradigm. This is called "normal science" by Thomas S. Kuhn in "The Structure of Scientific Revolutions"(1962).

Examples of paradigms in earth science :

Origin of geologic formations : Neptunism --- Plutonism

Origin of craters :

Craters-of-elevation --- Craters-of-accumulation

Earthquake source mechanism : Single couple --- Double couple

Tectonics : Vertical motion --- Continental drift

It is very desirable for each scientist to revolt against any paradigm or to produce any counterevidences against the paradigm, even if they seem to be trifle to the other scientists.

2. FUNDAMENTAL CONCEPTS IN VOLCANOLOGY

Volcanology aims to interpret the following processes :

MAGMA GENESIS → MAGMA ASCENT → VOLCANIC ERUPTION
in terms of physics and chemistry.

1) MAGMA was first defined by G.P. Scrope in 1876.

2) MAGMA RESERVOIR has been assumed as a working hypothesis :
Volcanism necessitate a certain spaces shallow beneath volcanoes where differentiation and assimilation of magmas take place.

Geological evidences for magma reservoirs :

(1) Dissected Tertiary volcanoes in Scotland -- Glencoe

and Mull calderas where thick piles of basaltic lavas are found and consequently high gravity anomalies are observed.

(2) Vesuvius in Italy was studied by A. Rittmann who related the depth of limestone formation of the Cretaceous and Jurassic with ejectaments of leucites. According to him, a magma reservoir is located at a depth of 3 km beneath the volcano and 50 km³ in volume. For many years, his book "Vulkane und ihre Tätigkeit" (1936) had been a unique and international textbook on volcanology.

(3) Caldera formation during historical ages : Thera (3500 YBP) and Krakatau (1883) — These have been proved to be very violent eruptions but not fully interpreted in formation mechanism.

Prof.H. Williams, one of the leading geologists of the world, visited Krakatau and later published "Calderas and their origin" in 1941. According to him, 2/3 of Krakatau Island collapsed into high-level magma reservoir by the 1883 eruption because few lithic fragments remain at the surface. Prof.H. Kuno (1910-1969), one of the leading geologists in Japan, believed in Williams' idea.

3. GEOPHYSICAL EVIDENCES OF MAGMA RESERVOIRS

Geophysical methods to discuss depth and dimension of magma reservoirs :

- a) No stress accumulation or aseismic region beneath volcanoes :

Kilauea --- about 2 km deep

- b) Attenuation of seismic S-waves

Utilization of seismic S-waves of far earthquakes :

Kliuchevsky (Gorshkov, 1958) --- 50 to 70 km deep

Utilization of seismic S-waves of near earthquakes :

Katmai (Kubota & Berg, 1967) --- a few layers, 10 to 50 km deep

Explosion seismology :

Aira caldera, Japan (Geol.Surv.Japan,1978)--- not clear

- c) Low Q zone beneath volcanoes or anomalous distribution of seismic intensity at the earth surface :

Etna (Machado,1965)--- 40 kmx100 km at a depth of 5 km

- d) Seismic velocity contrasts :

Yellowstone (Eaton et al., 1975) --- to a depth of 100 km

Kamchatka (Fedotov, 1968)

Kilauea (Ellsworth & Koyanagi, 1977)

Long Valley (Hill, 1985)

- e) Pressure source for surface deformation :

Kilauea --- 2 km deep

Sakurajima --- 3 and 8 km deep

- f) Origin of volcanic tremors (free oscillation of magma reservoir) :

Tremors of long period observed on Aso volcano is interpreted as free oscillation of a magma reservoir by Kubotera (1965) with various ambiguity. --- 2~4 km in diameter

- g) Magma supply rates
 Kilauea --- $0.1 \text{ km}^3/\text{yr}$
 Vesuvius
 Ooshima

Monogenetic volcanoes in Mexico possibly should provide us with important clues for the problem of magma reservoirs ;

Xitle (lavas of 0.3 km^3), Paricutin (all ejecta of 1.5 km^3)
 Why is magma supply limited once at monogenetic volcanoes ?

4. GEOPHYSICAL RESEARCHES OF CALDERAS IN JAPAN

1950-1951 : Eruption of Mihara volcano, Ooshima Island, which has a caldera of 2 km in diameter.

Discussion on geomagnetic changes associated with volcanic activity.

Subsurface structure of Mihara volcano, mainly by geomagnetic and gravity anomalies. At the summit caldera, a high gravity anomaly amounting to 10 mgal was found.

1955 : Gravity survey on Fuji volcano which is a stratovolcano. No particular anomaly was observed.

1958 : Gravity survey on the frozen surface of a lake, Kuttyaro caldera in Hokkaido, around which a large amount of ignimbrite are deposited. A low residual gravity anomaly amounting to 40 mgal was found at the centre of the caldera.

Thereafter, almost all calderas in Japan were surveyed gravimetrically. Their gravity anomalies are classified into two : high and low.

HIGH : Mihara

LOW : Kuttyaro, Shikotsu, Toya, Towada, Hakone, Aso, Kakuto, Aira, Ata, Kikai

1968 : Volcanological surveys in Indonesia were carried out.

HIGH : Batur in Bali

LOW : Krakatau

1969 & 1971 : A gravity survey on Thera Islands (low anomaly)

1983 : A gravity survey at Toba, Sumatra (low anomaly)

In due time, gravity and drilling data at many calderas have been accumulated in Japan and in the world.

HIGH : Hawaiian calderas, Galapagos calderas (not yet surveyed) — basic magmas —

LOW : many calderas ejecting silicious pyroclastics — silicic magmas —

Drillings : Kuttyaro, Nigorikawa, Hakone, and Aso calderas in Japan

Also other geophysical methods including explosion seismology, were applied to study the subsurface structure of calderas :

Shikotsu, Aira, Aso, etc.

Kilauea, Yellowstone, Valles, Long Valley, etc.

Since 1980 the Comision Federal de Electricidad has carried out drillings at La Primavera caldera (Gutiérrez-Negrin, 1988). It is classified as "resurgent caldera". The deepest well reaches at a depth of 3 km detecting the granitic basements, and 13 wells in total do not show any evidences for "resurgence".

The idea of "resurgence" was first proposed by Smith and Baily (1968) to interpret the central hills in Valles caldera, New Mexico. At that time sufficient data on subsurface structure and drillings at calderas were not available. Later, along this idea, Rundle et al. (1985) drew a model for Long Valley caldera, California, discussing various geophysical data. However, to the present author, even that model seems to be prepossessed with the idea of high-level magma reservoirs.

"Resurgence" probably may be one of paradigms in volcanology in the author's humble opinion.

Generally speaking, crustal deformation causing upheavals or subsidences amounting to a few hundred meters is not rare even under our eyes. — The 1977-1982 activity of Usu volcano caused remarkable upheavals at its summit amounting to about 200 meters in elevation by a tilt of the volcano as a whole (Yokoyama, 1986). — To say nothing of long geological ages.

5. WHAT IS THE DEFINITION OF "CALDERA" ?

We should return to the origin of the problem : What is the definition of caldera ? The definition has changed according as progresses in volcanology. It has been framed by the following items :

x Topographies : It has been proved that rim topographies at many calderas are results of erosions. The present caldera-rims are not derived from faults.

x Dimension : Many geology texts classify volcanic depressions by their diameters as follows :

{ less than 2 km in diameter --- crater.
{ more than 2 km --- caldera

Distinction of calderas and craters by diameters is not genetically significant.

⊙ A large amount of silicious ejecta (low gravity anomaly type) — Is its origin crustal melting ? —

Rieskessel in Germany had been deemed as a "crypt-caldra depression" for many years : around it there are ignimbrite-like deposits. This idea was a paradigm. However, it was proved to be a meteorite crater in 1960 by finding of coesite and stishovite (high pressure silica minerals).

⊙ Gravity subsidence of mafic lavas (high gravity anomaly type) Examples : Ooshima, Galapagos, Batur, Glencoe & Mull

6. EXPLOSION HYPOTHESIS FOR FORMATION OF LOW GRAVITY TYPE CALDERA

"A QUANTITATIVE CONSIDERATION OF SEVERAL CALDERAS FOR STUDY OF THEIR FORMATION" was discussed by the present author (Yokoyama, 1987).

Mass deficiency ΔM in calderas can be estimated by gravity anomalies there by

$$\Delta M = 2.0 \times 10^6 D^{3.3}$$

where ΔM is expressed in ton and diameter D in km. This means that caldera structure is 3-dimensional: the larger the diameter of depressions, the larger the explosions as the origin of their formation. If calderas of different diameter were formed by collapses to a certain depth, say a few hundred meters, the structure should be 2-dimensional.

Calderas may have been formed by violent magmatic explosions, and craters are of similar origin but of smaller scale.

Explosion hypothesis may be favorable for interpretation of extended distribution of the ejecta around calderas.

7. PRESENT SITUATION IN THE DISCUSSION OF CALDERA FORMATION

Volcanic hazard alert around Long Valley caldera was issued in 1982 but any volcanic events have not occurred. The alert may have derived from the idea that there should exist magma reservoir or partly molten one at a shallow depth beneath the caldera. This emphasizes importance of study on caldera structure. Actually subsurface structure of Long Valley caldera has been discussed geologically and geophysically, but, in the author's opinion, any unquestionably convincing results have not been presented.

Japanese volcanologists classify calderas into "funnel type or Crater Lake type" and "resurgent type or Valles type", perhaps because they are familiar to the former in Japan and the latter is strongly proposed in U.S.A.

8. CONCLUSION

The idea of magma reservoirs was originally proposed as a working hypothesis from the standpoint of differentiation and assimilation of magmas beneath volcanoes. Their true images have not been established even now though various geophysical and geological researches have been carried out in order to prove their locations and dimensions. Especially high-level magma reservoirs are still doubtful, and a traditional hypothesis of caldera formation assumes such magma reservoirs. This may remain to be a paradigm in volcanology.

In order to establish the idea of magma reservoirs, precise geophysical researches on their subsurface structure are absolutely necessary. The discussion on caldera formation should be advanced on the bases of their structure. From this viewpoint, some drillings at the calderas in Mexico may provide important clues to the discussion.

ACKNOWLEDGMENTS

The author has benefited by daily discussions with his colleagues of the Instituto de Geofísica, UNAM, to whom he is sincerely grateful. Valuable results of drillings obtained by the Comisión Federal de Electricidad at La Primavera caldera spurred the author on to further studies. The author would like to greatly appreciate the efforts of the Comisión.

REFERENCES (SELECTED ONLY)

- Gutiérrez-Negrín, Luis C.A., 1988. The La Primavera, Jalisco, Mexico, geothermal field. Transactions of Geothermal Resources Council, 1988.
- Rundle, J.B. et al., 1985. Seismic imaging in Long Valley, California, by surface and borehole techniques: An investigation of active tectonics. Trans. Amer. Geophys. Union, EOS, 66, 194-200.
- Scrope, G.P., 1862. Volcanoes. The character of their phenomena, their share in the structure and composition of the surface of the globe, and their relation to its internal forces, 2nd ed., Longman, Green, Longmans, and Roberts, London, 490 p.
- Smith, R.L., and R.A. Bailey, 1968. Resurgent cauldrons, Geol. Soc. Amer. Mem., 116, 613-662.
- Williams, H., 1941. Calderas and their origin. Univ. Calif. Berkeley Pub. Geol. Sci., v.25, 239-346.
- Yokoyama, I., 1986. Explosions, earthquake swarms and deformations: 1977-1982 activity of Usu volcano, Japan. Bull. Roy. Soc. New Zealand, 24, 141-153.
- Yokoyama, I. and S. Ohkawa, 1986. Subsurface structure of Aira caldera and its vicinity in southern Kyushu, Japan. J. Volcanol. Geotherm. Res., 30, 253-282.
- Yokoyama, I. 1987. A quantitative consideration of several calderas for study of their formation. Geofis. Int., 26, 487-498.

VIGILANCIA DE LOS VOLCANES ACTIVOS

Prof. Marino Martini,
Dipartimento di Scienze della Terra
Università degli Studi di Firenze
Italia

El año 79 d.C., fué descrita por primera vez una de las erupciones volcánicas del Vesuvio por el naturalista romano Plinio el viejo. Esta y otras descripciones similares pueden encontrarse en la tradición de muchos pueblos. Sin embargo, solamente en los últimos años del siglo XVIII, el francés Deodat de Dolomieu y el abate italiano Lazzaro Spallanzani propusieron una explicación natural del fenómeno volcánico el cual mantiene todavía su validez substancial: el motor fundamental de cada erupción consiste en la pérdida de gases por el magma, y la composición de los gases que salen del magma puede proporcionarnos informaciones importantes para un mejor conocimiento de la actividad volcánica.

Han pasado dos siglos, pero no podemos decir que conozcamos mucho más ya sea de los gases magnésicos o de las causas de las erupciones.

El conocimiento científico ha adelantado un poco más en lo que se refiere a los fenómenos sísmicos que normalmente se manifiestan mucho antes de las erupciones. Existen registros de características de la actividad sísmica que puedan considerarse como precursores de la actividad volcánica. Sin embargo hay ejemplos recientes que no confirman completamente esta regla. En el volcán Usu, Japón, hubo un ensamble sísmico 32 horas antes de la erupción de 1977; en el volcán Ontake, Japón, una débil

sismicidad precedió 6 horas a la erupción de 1979; por otro lado las erupciones del Asama, Japón, en 1982 y del Ebeko, Kurili, en 1987 ocurrieron sin precursores sísmicos y en el Tacaná, México, sólo una pequeña explosión freática se produjo después de 6 meses de crisis sísmica.

Por naturaleza, los gases que salen del magma pueden viajar rápidamente hacia la superficie y es posible que puedan proporcionar las primeras indicaciones de un cambio al interior del sistema. Por esto, la consideración conjunta de fenómenos sísmicos y geoquímicos parece más adecuada para medidas de vigilancia y de previsión de actividad futura.

Programas de este tipo de vigilancia se desarrollan desde hace más de diez años en Italia, para los sistemas activos de Campos Flegreos, al norte Nápoles y de Vulcano, en las Islas Eolias (figura 1).

La última actividad eruptiva en los Campos Flegreos tuvo lugar en 1538, produciendo en pocos días el cono de Monte Nuovo, de 144 m de altura. después de eso, el fenómeno Bradisísmico (movimiento vertical lento) que levanta y hunde el suelo fue la característica más importante.

Después de unos siglos de lento hundimiento, en 1970 el suelo se levantó hasta en 1.5 m en pocos meses; en 1972 la situación se normalizó. Fue hasta 1982 cuando el suelo volvió a subir. Como puede verse por el diagrama de la figura 2, no hubo actividad sísmica al principio del levantamiento y la misma sismicidad terminó poco después que el movimiento ascensional terminó al fin de 1984; un hundimiento de más de 60 cm se produjo en noviembre de 1986.

Los cambios en la composición de los gases fumarólicos de Bocca Grande empezaron cambiando antes del movimiento y se invirtieron unos meses antes de que el movimiento ascensional terminara. Aunque no se puedan indicar con seguridad las relaciones H_2S/CO_2 y H_2/N_2 constituyen un precursor del movimiento grandisísmico. Esta indicación geoquímica parece la más adecuada para seguir el fenómeno.

El movimiento fluctuante fue considerado como producto de una intrusión magmática, pero un flujo discontinuo de calor de la cámara magmática residual puede producir una expansión de las formaciones piroclásticas saturadas de agua. Esta explicación parece más probable. (Martini, 1986).

La última actividad eruptiva en la Isla de Vulcano se produjo de 1888 a 1890 y después sólo fumarolas de temperaturas y flujos variables testimonian la presencia de una cámara magmática bajaprofundidad. Muchas fluctuaciones en este tipo de actividad fueron observadas durante el último siglo y una vigilancia sistemática de los gases fumarólicos y de las aguas freáticas de Vulcano Porto empezó en 1977.

Las variaciones de temperatura, de composición química de los gases fumarólicos y de las aguas freáticas representadas en la figura 3, nos indican que los eventos sísmicos de 1978 ($M=5.3$), 1984 ($M=3.9$) y 1988 ($M=4.0$) fueron precedidos por cambios bastante importantes en las composiciones químicas. Parece pues, por lo menos para sistemas en fase fumarólica, que la primera información respecto a un cambio en el sistema profundo se obtiene por modificaciones de la composición química de los fluidos (Martini, 1986).

Con base en la composición de las fumarolas y de las

reacciones teóricas de equilibrio entre especies diferentes es posible calcular "temperaturas aparentes de equilibrio" que nos permiten averiguar si el sistema está en fase de equilibrio substancial o se encuentra en un estado perturbado.

Fuesto que la renovación en la actividad de aquellos sistemas en fase fumarólica tiene que ser producida por un gradual aumento de presión por debajo, es muy probable que la primera evidencia de lo que está desarrollándose en el sistema profundo se obtenga por medio de las temperaturas aparentes de equilibrio.

Cálculos de este tipo permitieron obtener el diagrama de la figura No. 4, en el cual se consideran volcanes de diferente actividad y temperatura.

Los volcanes cuyos puntos representativos permanecen dentro de las líneas punteadas pueden ser considerados de equilibrio sustancial y por eso, de muy improbable próxima actividad de gran energía. Para los otros volcanes, la posibilidad y probabilidad de explosiones violentas puede considerarse mayor. De hecho, algo similar ocurrió en el Nevado del Ruiz en 1985 y en el Ebeko en 1987. Mientras que actividades frecuentes se registran en White Island y San Cristobal y a la fecha en Vulcano no han ocurrido explosiones y sólo se han abierto nuevas fracturas y se han registrado derrumbes de tamaño considerable.

La verificación de la extensión de las fracturas parece muy importante y un programa de termolevantamiento por medio de aviones ultraligeros se ha desarrollado en los últimos meses. Por este medio se puede controlar la extensión de los procesos de fracturación, también a micro escala, con una incertidumbre de 30 cm.

REFERENCIAS

- Martini M. (1986) Thermal activity and ground deformation at Phlegrean Fields, Italy: precursors or eruptions or fluctuations of quiescent volcanism. Journ. Geophys. Res., 91, 12253-12260.
- Martini M., (1988) The forecasting significance of chemical indicators in areas of quiescent volcanism: examples from Vulcano and Phlegrean Fields (Italy), in Latter (ed.) Volcano hazards: assessment and monitoring. Springer, Berlin.
- Martini M., Capaccioni B., Giannini L. (1988) Geochemical and seismic precursors of volcanic activity. Submitted to Bulletin of Volcanology.

Comentarios de las figuras

Figura 1. Ubicación de Campos Fiebreros y vulcanos.

Figura 2. Variación de los parámetros geosúfícos a la fumarola Bocca Grande ($T = 157^{\circ}\text{C}$), al mismo tiempo del movimiento del suelo y de la sismicidad (Martini et al., 1988).

Figura 3. Variación de la temperatura, las relaciones HF/HCl y SO_2/B en los gases y de la salinidad media de las aguas freáticas a vulcano. Las flechas indican eventos sísmicos (Martini et al., 1988).

Figura 4. Comparación entre temperaturas observadas y temperaturas aparentes de equilibrio.

F = Foas	EA = Ertá Ale	A = Ardoukoba
K = Kilauea	T = Tolbachik	Me = Merapi
Mo = Momotombo	NG = Ngsutunor	U = Uzu
SH = Mt. St. Helens	SC = S. Cristóbal	WI = White Island.
PP = Papandayan	R = Ruiz	ER (EG) = Ebeko

Círculos y triángulos = Vulcano.

RELACION ENTRE EL AREA DE HOYOS CORONALES POLARES Y EL NUMERO DE MANCHAS DEL SIGUIENTE CICLO

S. Bravo y J.A. Otaola
Depto. de Física Espacial
Instituto de Geofísica, UNAM
México, D.F. 04510, MEXICO

Resumen

En este trabajo se muestra que la correlación encontrada por Ohl (1966, 1968) entre la actividad geomagnética alrededor del mínimo de actividad solar y el número de manchas del siguiente máximo, resulta ser en realidad una correlación entre el área de hoyos coronales polares y el número de manchas con un desfase de 6.3 años.

1. Introducción

Desde el punto de vista geofísico, el interés por la predicción de la evolución de la actividad solar va más allá de la mera satisfacción de poder hacer pronósticos. La actividad magnética solar se caracteriza por la aparición de manchas en la superficie del Sol y por la ocurrencia de fenómenos explosivos tales como ráfagas, estallidos de protuberancias, activación de hoyos coronales, etc. Esta actividad no siempre se mantiene al mismo nivel sino que aumenta y disminuye en forma cíclica con un período promedio de alrededor de 11 años. Los efectos de esta actividad se dejan sentir sobre la Tierra de diversas maneras: perturbaciones geomagnéticas (con los consecuentes problemas en la navegación), perturbaciones ionosféricas (que acarrearán problemas en las comunicaciones por radio) e incluso peligros para los satélites artificiales y eventualmente para sus tripulantes.

Se han hecho muchos intentos por pronosticar la actividad solar (principalmente la fecha de ocurrencia y la intensidad del máximo) basados tanto en períodos anteriores de esa misma actividad como en índices geomagnéticos. Las predicciones de este último tipo, basadas en la suposición de que la actividad geomagnética cerca del final de cada ciclo se puede usar como precursor del nivel de actividad en el Sol en el ciclo siguiente, han resultado sorprendentemente satisfactorias (Ohl, 1966, 1968, 1976; Brown y Williams, 1969; Sargent, 1978; Legrand y Simon, 1981; Kane, 1978, 1987). El hecho en realidad resulta sorprendente pues no puede establecerse una relación causal entre un fenómeno geofísico y uno solar posterior, como si la actividad geomagnética influyera la actividad solar y no al revés.

Una explicación de esta aparente paradoja surge del hecho de que, según el modelo de dínamo solar (Babcock, 1961; Leighton, 1969; Parker, 1977; Howard, 1977) el ciclo magnético solar, y la actividad periódica que lo acompaña, se debe a una transformación cíclica del campo magnético poloidal del Sol (representante del período de baja actividad) en un campo magnético toroidal (donde surgen las mayores manifestaciones de actividad solar, en particular las manchas solares). Con base en esto, Schatten et al. (1978) han sugerido que la intensidad del campo polar del Sol cerca del mínimo de actividad solar (causante de las perturbaciones geomagnéticas en esa época) debe estar relacionada la actividad de manchas posterior, durante el máximo. De acuerdo con este proceso, es el flujo polar, enredado por la rotación diferencial del Sol en un flujo toroidal bajo la superficie solar, el que emerge en la fase siguiente formando las manchas y conduciendo a toda la actividad relativa. De esta manera, el que la actividad geomagnética alrededor del mínimo esté relacionada con la actividad solar del máximo siguiente tiene que ver con la variabilidad del campo magnético y la velocidad del viento solar causante de las perturbaciones en la Tierra, la cual durante el mínimo está asociada al campo solar polar (Schatten and Sofia, 1987; Wang

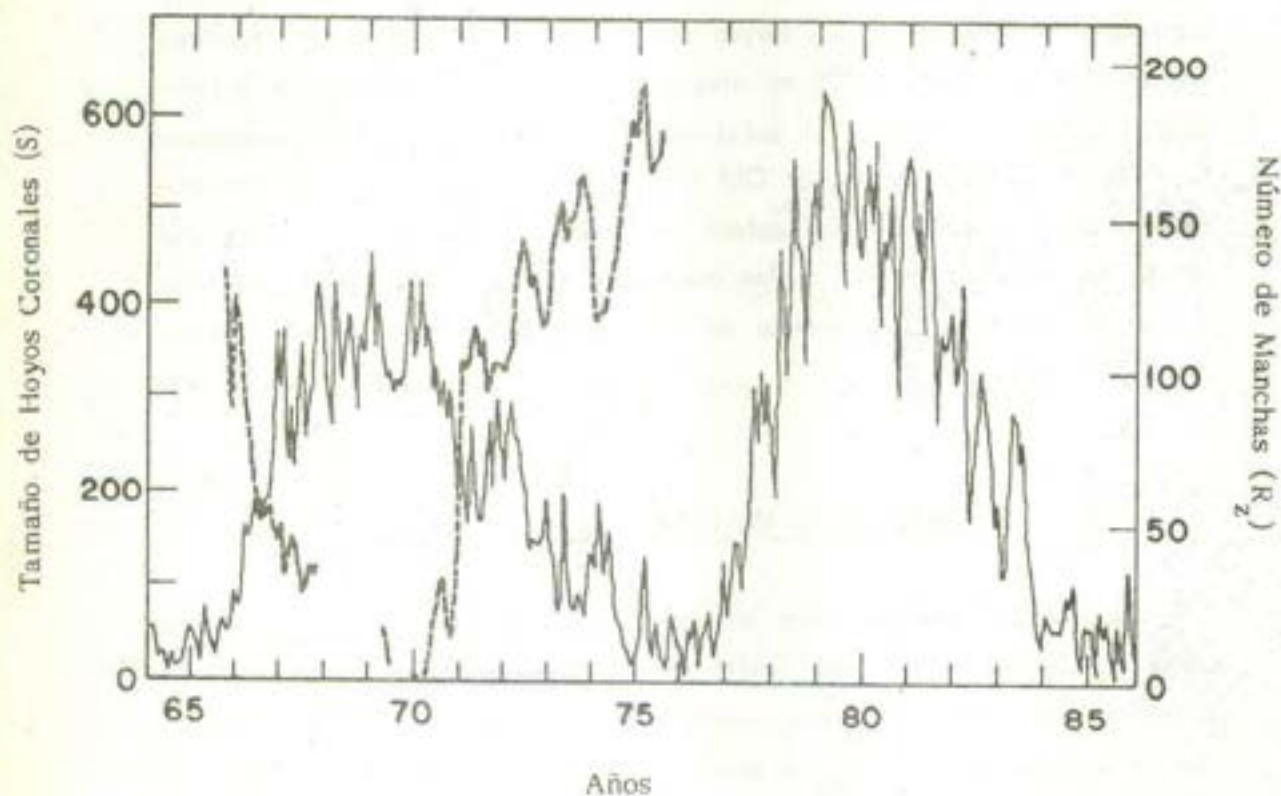
and Sheeley, 1988) y durante el máximo al toroidal.

Por otra parte, Legrand y Simon (1987) encontraron que la ocurrencia de auroras a $\lambda_{\text{inv}} \leq 67^\circ$ se correlaciona muy bien con índices geomagnéticos $aa \geq 2 \gamma$, mientras que Bravo y Otaola (1989) encontraron que el número de auroras se correlaciona muy bien con el tamaño de los hoyos coronales del Sol (regiones oscuras en rayos X cuya extensión es mayor alrededor del mínimo de actividad y se reduce durante el máximo). De esta manera, la correlación establecida originalmente por Ohl (1966) entre la actividad geomagnética y las manchas solares subsiguientes se traduce en una relación entre los hoyos coronales y las manchas solares, una relación nada difícil de aceptar. El propósito de este trabajo es analizar en detalle esta relación.

2. Evolución de los Hoyos Coronales Polares

Los hoyos coronales son regiones de baja densidad en la corona solar de donde surgen las corrientes de viento solar rápido y muy posiblemente todo el viento solar. Son también, según lo mostrado por Hewish y Bravo (1986) y Bravo et al. (1987, 1988), el origen de las perturbaciones que viajan en el medio interplanetario. Los polos magnéticos del Sol (muy cercanos a los polos heliográficos) se encuentran casi siempre cubiertos por hoyos coronales, pero el tamaño de estos hoyos coronales polares varía con el ciclo magnético del Sol. Alrededor del mínimo de actividad solar, cuando el campo magnético del Sol es predominantemente dipolar (y hay muy pocas manchas solares), los hoyos coronales polares pueden cubrir hasta más de la cuarta parte de la superficie del Sol. Pero conforme el ciclo solar progresa hacia el máximo de manchas, los hoyos polares se reducen y pueden incluso desaparecer durante el máximo. Conforme el número de manchas empieza a disminuir, los hoyos coronales polares vuelven

a aumentar su tamaño, volviendo éste a ser máximo durante el mínimo de manchas solares, y así sucesivamente. En la figura (1) se muestra el tamaño combinado de ambos hoyos coronales polares (norte y sur) de 1965 a 1976 junto con el número mensual de manchas de 1964 a 1986; en la figura puede observarse claramente el comportamiento antes descrito.



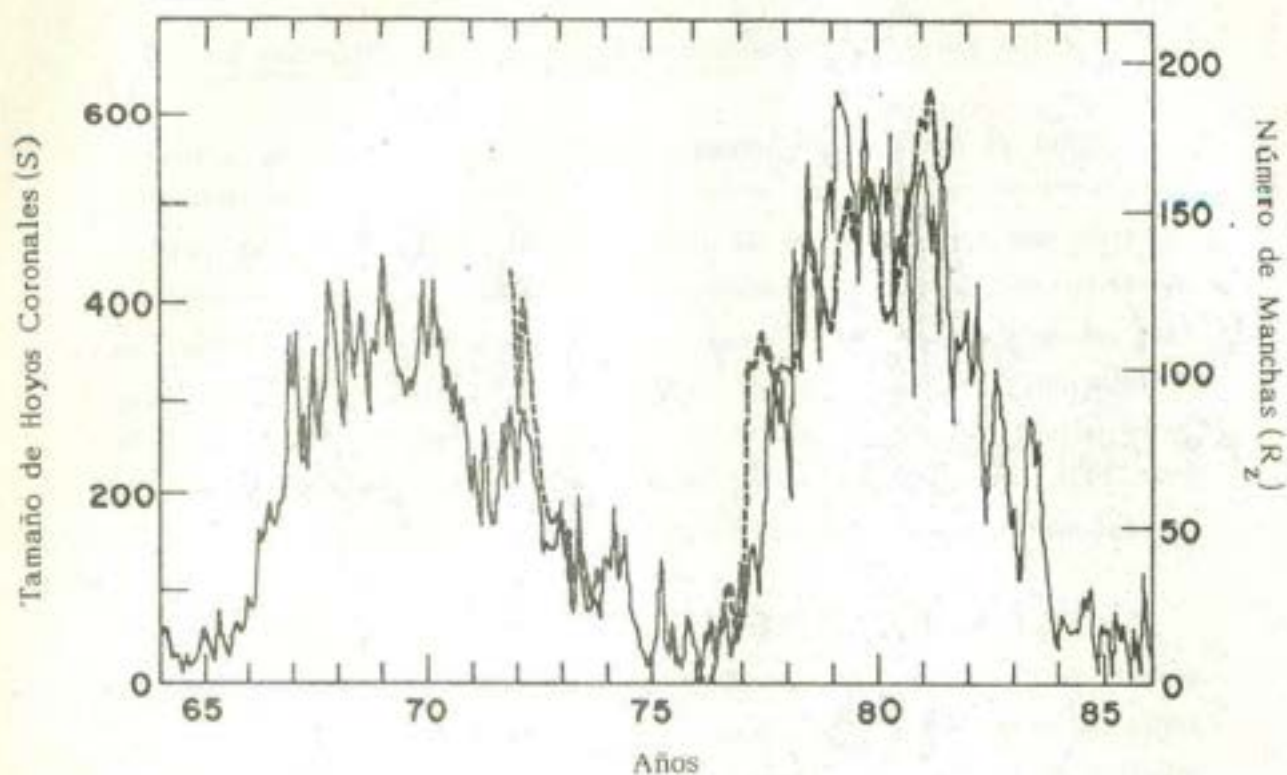
1. Número de manchas (línea sólida) de 1964 a 1985 y tamaño de hoyos coronales polares (línea cortada) de 1965 a 1975. El tamaño de los hoyos coronales polares está dado en unidades de 75 grados cuadrados (5° en latitud por 15° en longitud).

3. Relación Entre los Hoyos Coronales Polares y las Manchas Solares

Como ya se han mencionado, las correlaciones entre la actividad geomagnética en el mínimo solar y las manchas del máximo siguiente sugieren una relación entre el tamaño de los hoyos coronales polares alrededor del mínimo y el número de manchas del siguiente máximo. Para investigar cuantitativamente esta conexión se hizo un análisis de correlación de los promedios mensuales de ambos parámetros. Los datos para el tamaño de los hoyos coronales polares, durante el período 1965-1976, fueron tomados de Hundhausen et al. (1981) y el número de manchas solares se obtuvo del "Solar Geophysical Data".

Al hacer el análisis se obtuvo que la mejor correlación correspondía a un adelanto de 76 meses (6.3 años) de la curva que representa la evolución de los hoyos coronales polares sobre la curva que muestra el número de manchas solares. En la figura (2) se muestran nuevamente ambas curvas, pero la correspondiente a los hoyos polares se ha adelantado 76 meses; se puede apreciar la buena correlación existente entre ambas curvas. Debe notarse también que la escala que representa el número de manchas solares es 3.33 veces menor que la escala del área de hoyos coronales polares. En la figura (3) se muestra el diagrama de dispersión correspondiente; $R_z(t)$ representa el promedio mensual del número de manchas y $S(t+176)$ el tamaño mensual de los hoyos coronales polares. El análisis de correlación da un coeficiente de correlación de $r=-0.89$, significativo al 95% usando una prueba t de Student. El ajuste lineal de mínimos cuadrados para estos datos resulta ser

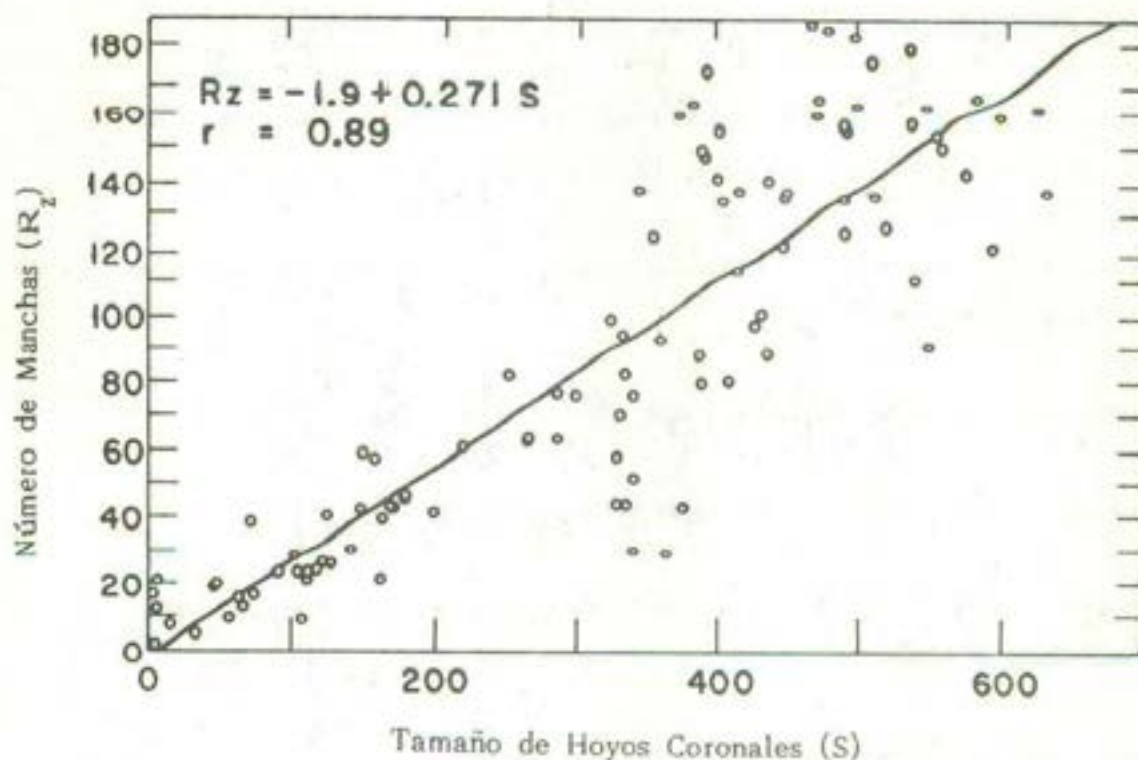
$$R_z = -1.9 + 0.271$$



2. Igual que la figura 1, pero la curva correspondiente al tamaño de los hoyos coronales polares se ha corrido hacia adelante 76 meses.

4. Discusión y Conclusiones

La conclusión más significativa que se deriva de este estudio es que no solamente el área de hoyos polares en el mínimo concuerda en altura (con un factor de 3.33) con el número de manchas en el máximo, como se esperaría de las correlaciones ya observadas con la actividad geomagnética, sino que las evoluciones de ambas estructuras solares son muy cercanas. Físicamente hablando, esto refleja una relación muy cercana entre los campos magnéticos polar y toroidal que se alternan en el Sol a lo largo del ciclo de actividad.



3. Curva de regresión lineal del número de manchas (R_z) versus el tamaño de los hoyos polares (S). Se indican la recta de mejor ajuste y el coeficiente de correlación.

Aunque el número de Wolf de manchas solares no proporciona una medida del área cubierta por las manchas, sí varía en forma proporcional a ella, como ha hecho notar Waldmeier (1961); de hecho, la razón del área de manchas al número de Wolf ha permanecido constante por lo menos durante el último siglo. Por lo tanto, el resultado obtenido en este trabajo significa que el área ocupada por los hoyos coronales polares es proporcional al área que será ocupada por las manchas 6.3 años después. Esto significa también que el máximo de manchas de un cierto ciclo puede pronosticarse desde más de seis años antes, por medio de la evolución de los hoyos coronales polares.

Referencias

- Babcock, H.W., 1961, *Astrophys. J.*, 133, 572.
- Bravo, S. y J.A. Otaola, 1989, *Ann. Geophys.* (por aparecer).
- Bravo, S., B. Mendoza, R. Pérez-Enríquez y J. Valdés-Galicia, 1987, *Rev. Mex. Astron. Astrofís.* 14 (2), 688.
- Bravo, S., B. Mendoza, R. Pérez-Enríquez y J. Valdés-Galicia, 1988, *Ann. Geophys.*, 6, 377.
- Brown, G.M. y W.R. Williams, 1969, *Planet. Space Sci.*, 17, 455.
- Hewish, A. y S. Bravo, 1986, *Solar Phys.*, 106, 185.
- Hundhausen, A.J., D.G. Sime, R.T. Hansen y S.F. Hansen, 1981, *Science*, 207, 761.
- Kane, R.P., 1978, *Nature*, 274, 139.
- Kane, R.P., 1987, *Solar Phys.*, 108, 415.
- Legrand, P.J. y P.A. Simon, 1981, *Solar Phys.*, 70, 173.
- Legrand, P.J. y P.A. Simon, 1987, *Ann. Geophys.*, 5A, 161.
- Leighton, R.B., 1969, *Astrophys. J.*, 156, 1.
- Ohl, A.I., 1966, *Soln. Dann*, 12, 84.
- Ohl, A.I. 1968, *Problems of the Arctic and Antarctic*, 28, 137.
- Ohl, A.I., 1976, *Soln. Dann*, 9, 73.

- Parker, E.N., 1977, Ann. Rev. of Astron. and Astrophys., 15, 45.
- Sargent III., H.H., 1978, IEEE Vehicular Technology Conf., 490.
- Schatten, K.H. y S. Sofia, 1987, Geophys. Res. Lett., 632.
- Schatten, K.H., P.N. Scherrer, L. Svalgaard y M. Wilcox, 1978, Geophys. Res. Lett. 5, 411.
- Waldmeier, M., 1961, The Sunspot Activity in the Years 1610-1960, Schulthess & Co., Zurich., pp. 7-8.
- Wang, Y.M. y N.R. Sheeley Jr., 1988, J. Geophys. Res. 93, 11227.

EFFECTO CLIMATICO DEL AUMENTO DE CO_2 CON RETROALIMENTACION POR VAPOR DE AGUA

René Garduño y Julián Adem

Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.

INTRODUCCION

En años recientes hemos trabajado en el refinamiento del espectro de onda larga del Modelo Termodinámico del Clima (MTC) de Adem. El nuevo espectro fue tomado de Smith (1969) y adaptado al MTC (Garduño y Adem, 1986, 1988b). Con este modelo mejorado hemos hecho cálculos preliminares de sensibilidad climática frente al aumento del CO_2 atmosférico (Garduño y Adem, 1987) y frente a la disminución de la constante solar (Garduño y Adem, 1988a). Para correr aquel experimento numérico de CO_2 transformamos artificialmente el espectro de Smith para asemejarlo al de Johnson (1954), a partir del cual se había construido el espectro usado anteriormente en el MTC. En el presente trabajo calculamos nuevamente el incremento de temperatura debido a la duplicación del CO_2 ; para ello usamos el espectro puro de Smith y refinamos la ventana de 8 a 12μ .

VENTANA (8, 12μ)

Hasta ahora el intervalo espectral (8, 12μ) había sido supuesto transparente en el MTC. Analizando 4 espectros reportados por distintos autores (Goody y Robinson, 1951, Goody, 1954, Johnson, 1954, y Fleagle y Businger, 1963) vemos que en ese intervalo la atmósfera dista de ser transparente; al promediar estos 4 espectros resulta una absorptividad (a) media de 0.14 entre 8 y 12μ . Ya anteriormente (Garduño y Adem, 1988b), hemos mostrado que nuestro nuevo espectro (de Smith, 1969) concuerda bien con 3 de aquellos 4 espectros para $\lambda > 12\mu$ (λ es longitud de onda). Sin embargo, la fórmula de Smith no es aplicable para $\lambda < 12\mu$; por lo tanto, tomamos $a=0.14$ como el valor típico actual en (8, 12μ).

Para calcular anomalías con respecto a este valor básico suponemos que en (8, 12μ) el único absorbedor es el H_2O y que la anomalía de absorptividad por este gas, dada por Smith para $\lambda > 12\mu$, continúa su comportamiento hasta 8μ . De manera que el incremento de absorptividad (Δa) por H_2O , desde 12μ hasta

donde se satura (22μ para las condiciones actuales), se extrapola linealmente y lo que resulte para 10μ se suma al valor normal 0.14 y se obtiene la absortividad anormal en el intervalo ($8, 12\mu$).

EXPERIMENTOS NUMERICOS

Para calcular el aumento de temperatura debido al incremento de 100% en la concentración actual de CO_2 en la atmósfera, el MTC se corre como en experimentos anteriores. En este caso el forzamiento externo (duplicación de CO_2) y el consecuente efecto de retroalimentación (o forzamiento interno), que es el aumento de vapor de agua en la atmósfera, inciden en el espectro de absortividad de onda larga. Naturalmente, están también los otros mecanismos de retroalimentación climática, incorporados al modelo desde antes: los debidos a la criosfera y a la nubosidad.

Inicialmente se corre el modelo duplicando el CO_2 , dejando el H_2O en su valor actual; las anomalías de las variables climáticas que resultan de esta corrida se usan para calcular el incremento de H_2O , por medio de la fórmula de Adem (1967), como se explica en Garduño y Adem (1988b). En la segunda corrida del MTC se usa un espectro que, aparte de tener CO_2 doble tiene el H_2O incrementado. Asimismo, en la fórmula de Smith se incrementan concomitantemente la temperatura y la presión, con los resultados de la primera corrida. Por lo tanto, en la primera no entra anomalía de absortividad en ($8, 12\mu$), en la segunda corrida sí.

Estrictamente, debería haber corridas recursivas hasta que el H_2O deje de aumentar. En este trabajo el modelo se corrió una tercera vez y ya. Esto se hace para abreviar habida cuenta que claramente se observa que el proceso converge y puede inferirse el resultado final.

Para cada corrida el modelo se corre varios años (generalmente 6) hasta que se estabiliza la respuesta frente al forzamiento introducido al principio de ella, que en este caso es el incremento espectral por CO_2 (en la primera corrida) y por H_2O (de la segunda en adelante). A fin de abreviar más el proceso, la segunda corrida fue detenida al tercer año; los resultados para el año 6 se extrapolan suponiendo que siguen la misma tendencia que en la primera corrida.

DATOS Y RESULTADOS

El espectro básico (normal actual) es el mismo de Garduño y Adem (1988b), completado según la sección Ventana (8, 12 μ). Cada columna de la Tabla I corresponde a una corrida. Cada intervalo espectral se identifica con su valor central de λ , todos son de 1 μ de ancho, excepto el centrado en 10 μ , que es de 4 μ . Aunque los 4 espectros de los autores referidos en aquella sección muestran claramente que no hay saturación para $\lambda < 8\mu$, continuaremos suponiendo $a=1$ en esa región espectral. Para cada corrida se tabulan también los valores del contenido (U) de H₂O y CO₂ con que se calculó el espectro, así como la temperatura (T) y presión (P) equivalentes para cada gas. Estos parámetros y sus valores básicos están definidos en Garduño y Adem (1988b); el método para incrementarlos se explica en Garduño y Adem (1987, 1988a).

Los valores normales son los mismos para todas las corridas; pero cada una tiene su propio conjunto de valores anormales.

Cuando aparecen huecos en la Tabla I significa que ese valor es igual al de junto a la izquierda. Así pasa por ejemplo con P, cuyo incremento es insignificante. Es decir, solo se tabulan los valores que difieren del de la columna anterior.

En todos los casos el espectro está saturado para $\lambda > 22\mu$.

El incremento (Δ) de temperatura superficial (T_s) que resultó de las corridas se muestra en las figuras y tabla siguientes.

La primera corrida se identifica "sin agua", indicando que el H₂O permanece en su contenido actual, y la tercera "con agua" cuando su contenido aumenta por el calentamiento.

La Fig. 1 muestra el mapa hemisférico N de ΔT_s , en décimas de K, resultante de la tercera corrida, para el mes de abril, en que el calentamiento es máximo.

La Fig. 2 muestra el perfil latitudinal de ΔT_s por estación, tanto para el caso sin agua (parte a) como con agua (parte b). En la Fig. 3 aparece el promedio anual para ambos casos. En la Fig. 4 está el ciclo anual del pro-

medio hemisférico correspondiente.

Tabla I

$\lambda(\mu)$	Absortividad			
	normal corrida	1a.	2a.	3a.
10	0.140		0.151	0.159
12.5	.249	0.271	.275	.278
13.5	.805	.860	.863	.865
14.5	.999	1.		
15.5	1.0			
16.5	.974	.988		.989
17.5	.944	.951	.954	.957
18.5	.952	.953	.956	.959
19.5	.995		.996	
20.5	.986		.988	.989
21.5	.999			
H ₂ O	U (cm)	2.37	2.45	2.60
	T (K)	275.55	275.86	276.39
	P (mb)	816.28		
CO ₂	U	181.1	362.2	
	T	263.43	263.74	264.27
	P	660.15		

Finalmente, en la Tabla II se dan los promedios hemisféricos de ΔT_s por estación y el anual, para ambos casos.

Tabla II

$\Delta T_s (0.01K)$	sin agua	con agua
Primavera	42	89
Verano	38	86
Otoño	35	80
Invierno	35	80
AÑO	37	84

DISCUSION

El experimento fue detenido a la tercera corrida, con solo 2 pasos de incremento del H₂O atmosférico; de hecho el proceso debería continuar hasta que

converja. Por su tendencia, creemos que el valor final de ΔT_g para el caso con agua sería un 10% mayor que el reportado aquí.

El experimento muestra claramente la gran contribución de la retroalimentación positiva del vapor de agua atmosférico en los cambios del clima, cuyo efecto resulta mayor que la duplicación (el factor es 2.3, pudiendo llegar a 2.5) del calentamiento primitivo (sin agua).

Sin embargo, y como se ve en la Tabla I, la contribución radiativa mayor radica en el intervalo espectral (8, 12 μ) que ha sido incorporado en forma burda. Esto se hizo porque ese intervalo está fuera del alcance de la fórmula de Smith (1969) y hasta ahora no tenemos un método mejor para generar su absorptividad. Estamos trabajando en mejorar esto.

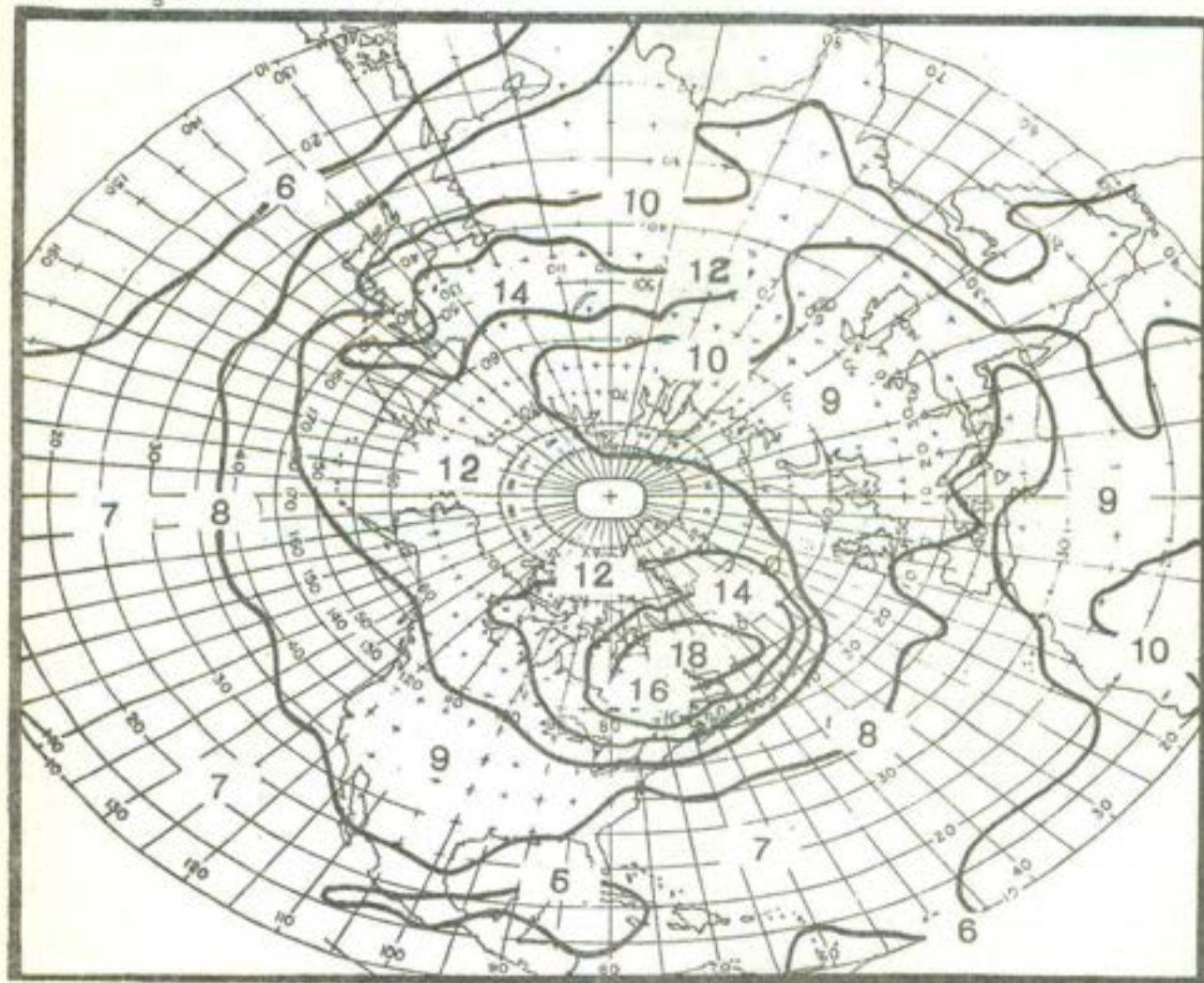
En cuanto a los patrones seguidos por ΔT_g (ilustrados en las Figs.), estos son muy similares a los que han resultado en otros experimentos de CO_2 ; p. ej., Adem y Garduño (1982) y Garduño y Adem (1987).

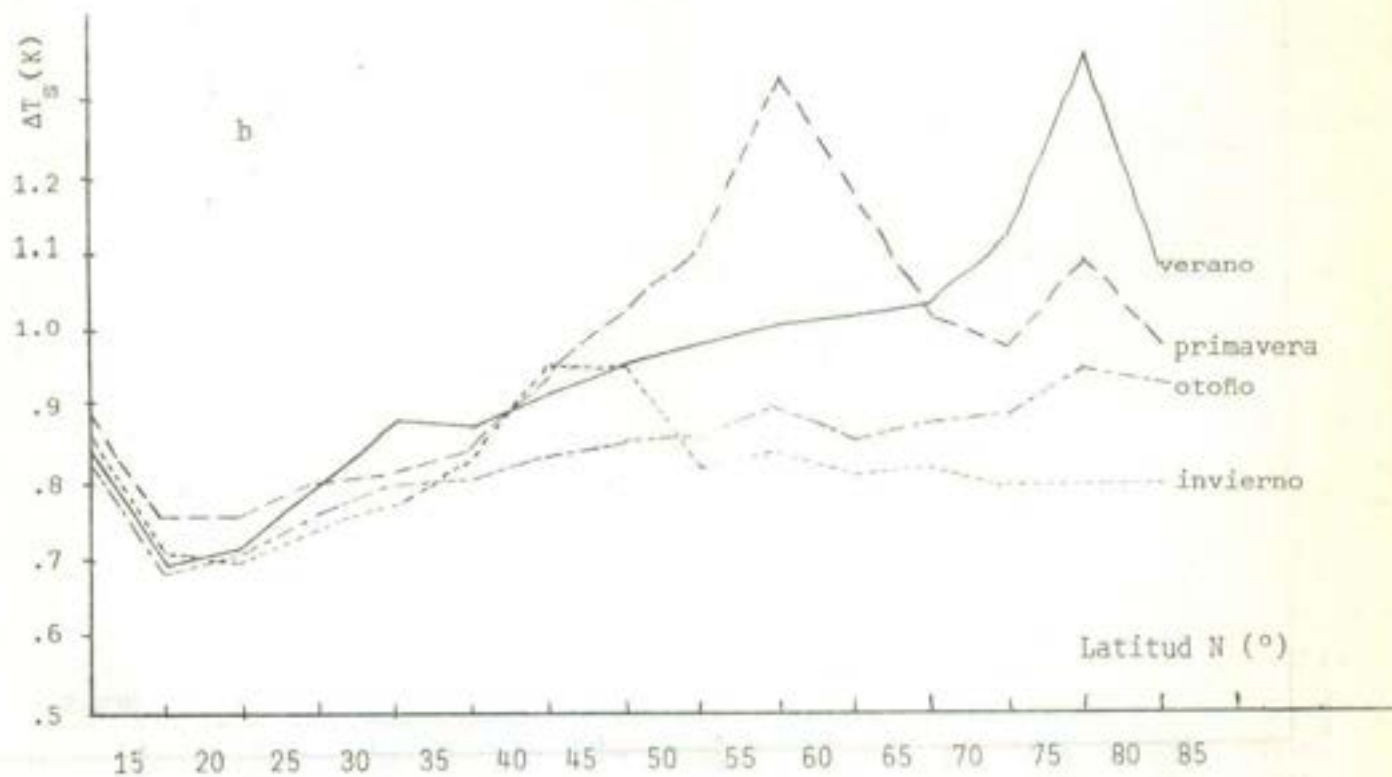
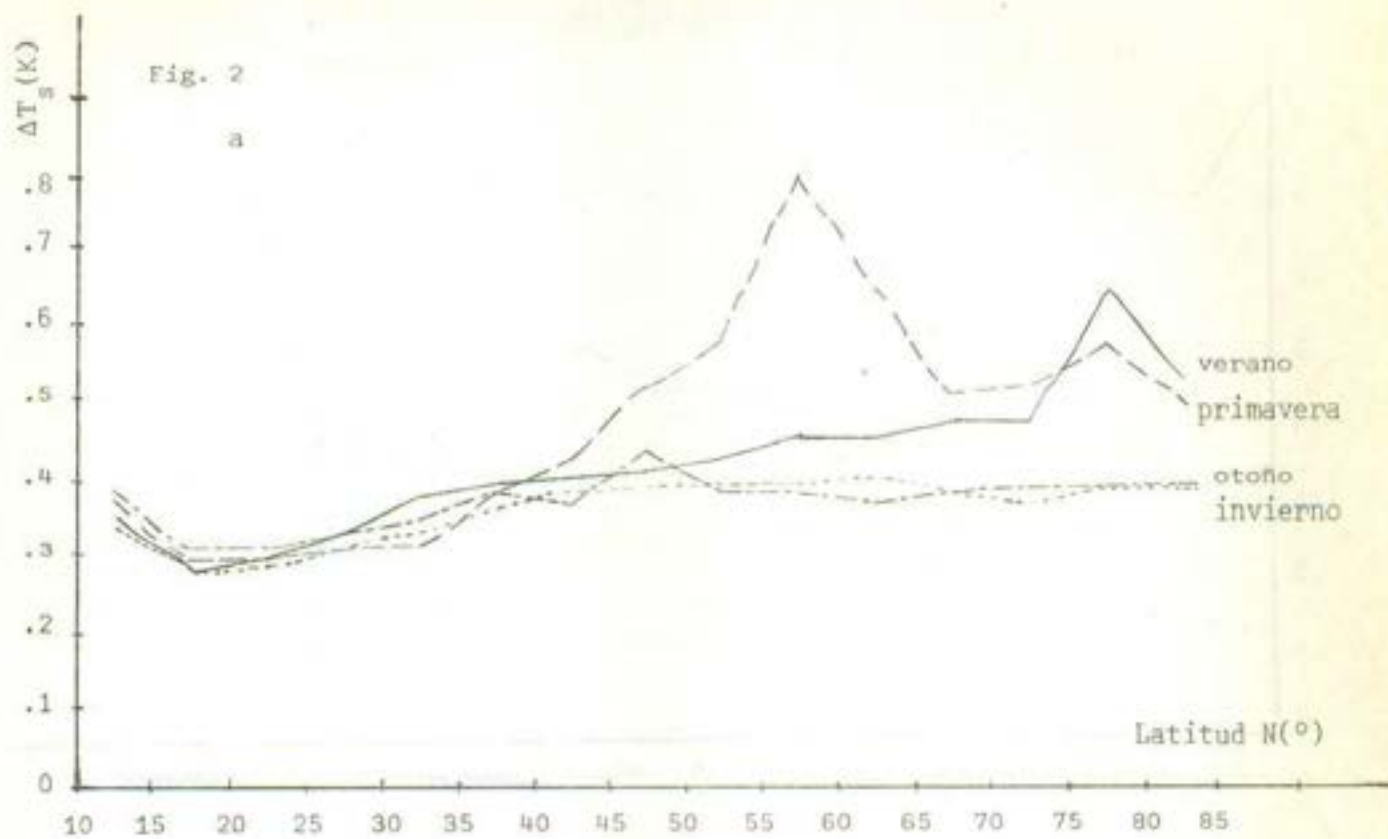
REFERENCIAS

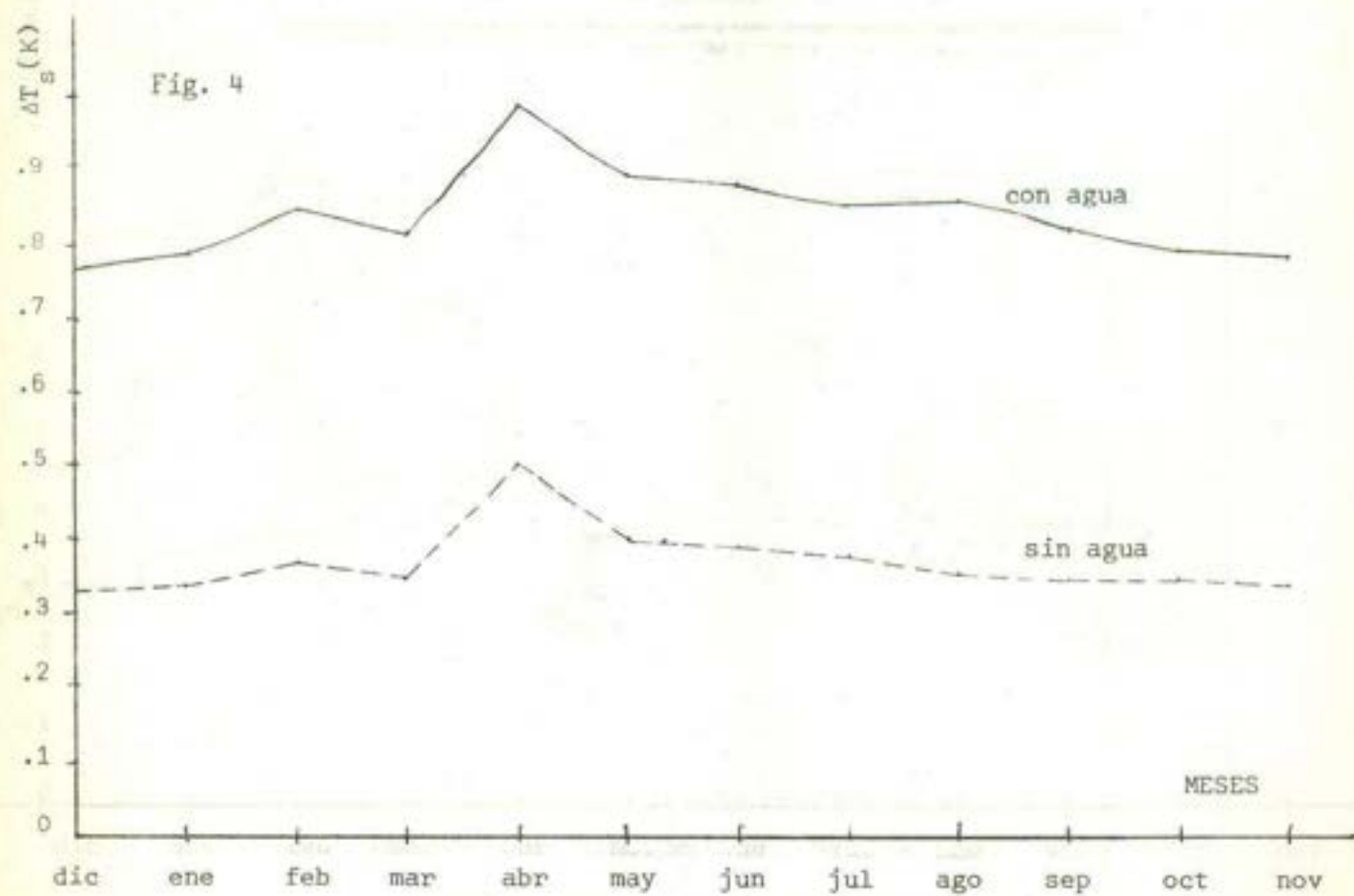
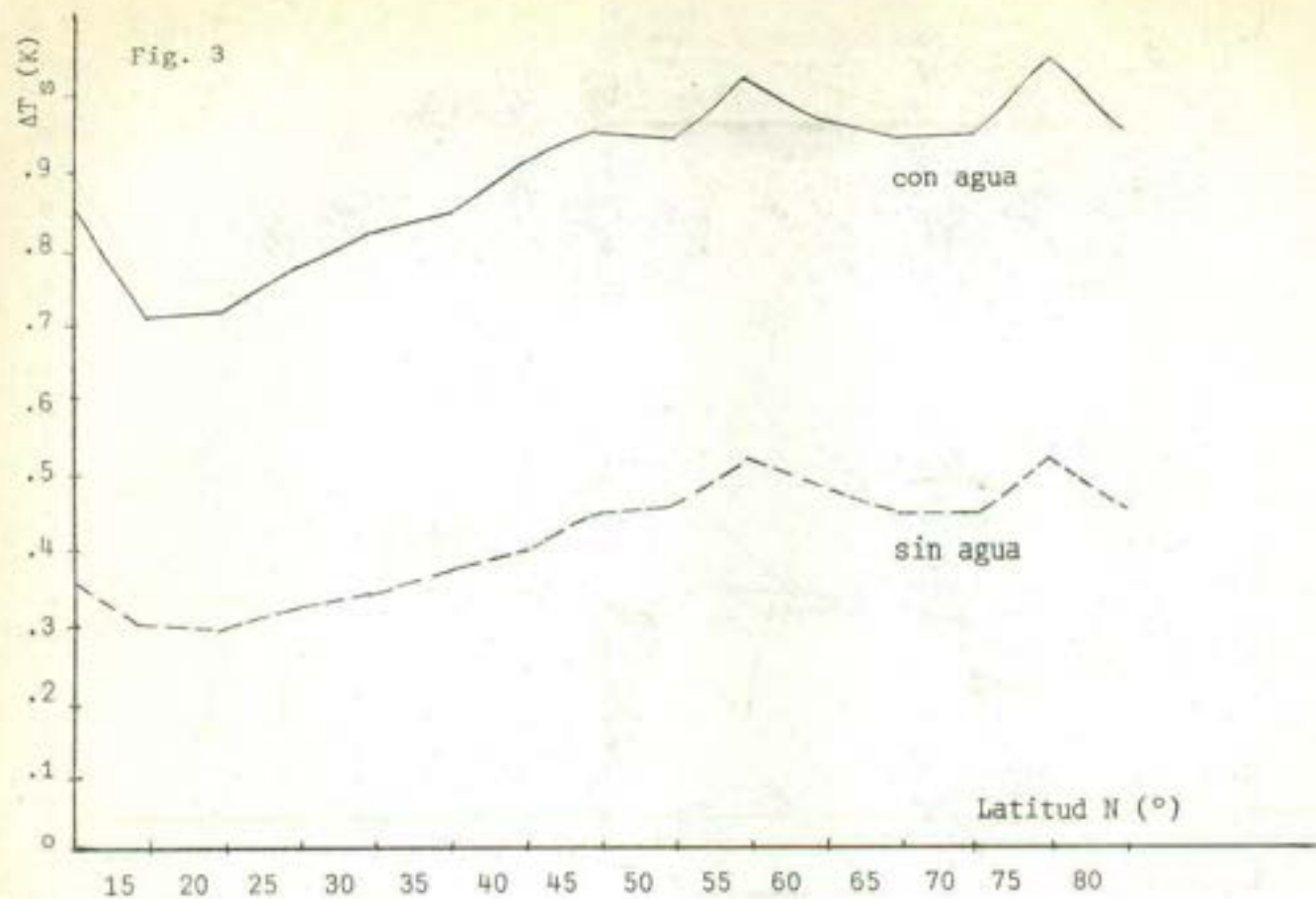
- Adem, J., 1967. Parameterization of atmospheric humidity using cloudiness and temperature. *Mon. Wea. Rev.*, 95, 83-88.
- Adem, J. and R. Garduño, 1982. Preliminary experiments on the climatic effect of an increase of the atmospheric CO_2 using a thermodynamic model. *Geof. Int.*, 21, 309-324.
- Fleagle, R.G. and J.A. Businger, 1963. An introduction to atmospheric physics. Academic Press. 346 pp.
- Garduño, R. y J. Adem, 1986. Espectro analítico de onda larga para el modelo termodinámico del clima. Memoria de la Reunión Anual 1985, UGM, Oaxaca, Oax.
- Garduño, R. y J. Adem, 1987. Resultados preliminares del modelo termodinámico con absorptividad analítica en el infrarrojo. Memoria de la Reunión Anual 1986, UGM, Morelia, Mich.
- Garduño, R. y J. Adem, 1988a. Sensibilidad del modelo termodinámico respecto a la constante solar con interacción radiativa del vapor de agua. Memoria de la Reunión Anual 1987, UGM, Ensenada, B.C.

- Garduño, R. and J. Adem, 1988b. Interactive long wave spectrum for the thermodynamic model. *Atmósfera*, 1, 157-172.
- Goody, R.M., 1954. *Physics of the stratosphere*. Cambridge, Univ. Press.
- Goody, R.M. and G.D. Robinson, 1951. Radiation in the troposphere and lower stratosphere. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 77, 151-187.
- Johnson, J.C., 1954. *Physical meteorology*, MIT Press and John Wiley & Sons Inc. New York. USA.
- Smith, W.L., 1969. A polynomial representation of carbon dioxide and water vapor transmission. ESSA Tech. Rept. NESC 47.

Fig. 1. ΔT_s (0.1K) con agua ABRIL







VARIACION TEMPORAL DE LA PRECIPITACION EN MEXICO

por

Jorge Sánchez-Sesma

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua
Cívac Morelos, Apdo Postal 235, Mexico 62500.

Resumen

Se presenta un análisis espectral de la precipitación acumulada anual en 16 sitios de México, utilizando el Método de Máxima Entropía (MME). Se detectan tendencias para las frecuencias asociadas a las componentes de mayor participación en los sitios estudiados.

Introducción.

Para pronosticar el régimen pluviométrico en México se requieren caracterizar sus fluctuaciones temporales.

Para ello se han utilizado métodos espectrales para determinar las frecuencias de las mayores fluctuaciones de la precipitación. Una vez hecho eso, se ajusta a la información meteorológica una suma de componentes periódicas pero con frecuencias prestablecidas por los métodos espectrales. Este ajuste que se realiza con el método de mínimos cuadrados, permite conocer las amplitudes de todas y cada una de las componentes senoidales con las que se modela a la precipitación (Kane y Trivedi, 1986).

En este trabajo se presentan los resultados del análisis espectral que con el Método de Máxima Entropía (MEM), se realizó a la información de 16 sitios de México, con la finalidad de iniciar el proceso de desarrollo de modelos para el pronóstico meteorológico a largo plazo.

Análisis Espectral.

Se analizan con el MME, los valores de la precipitación acumulada anual para 16 sitios que aparecen en la tabla 1. El número de años de información utilizado fue mayor de 80 años, salvo en Orizaba, Teziutlán, Queretaro, Pabellón, Colima y Saltillo, donde fue de 24 años para el primero y de 50 años para los 5 restantes. El orden del MEM utilizado fue de 50, salvo en Orizaba, Teziutlán, Queretaro, Pabellón, Colima y Saltillo, donde fue de 20 para el primero y de 40 para los 5 restantes.

En las figuras 1 a 3 se muestran los resultados del MME, para los datos de Jalapa, Tacubaya y Mazatlán respectivamente. En la figura 1, correspondiente a Jalapa, destacan las componentes con periodo cercano a 4, 2, 5.7, 7,

8, 2.8, 15, 24 y 36 años. En la figura 2, correspondiente a Tacubaya, destacan las componentes con periodo cercano a 3, 4.5, 2.3, 36, y 15 años. En la figura 3, correspondiente a Mazatlán, destacan las componentes con periodo cercano a 40, 3.1, 13, 2.2, 21, 2.3 y 3.3 años.

Siguiendo un procedimiento similar de detección, se clasificaron las frecuencias de componentes máximas en los 18 sitios estudiados. Se seleccionaron 18 frecuencias por sitio correspondientes a las mayores componentes.

En la figura 4 se muestran los resultados. Se puede observar como las frecuencias se agrupan o repiten alrededor de ciertas frecuencias. En 8 frecuencias sucede que estas se repiten en mas de la mitad de los sitios estudiados, lo que señala que las fluctuaciones en la precipitación asociadas a dichas frecuencias existen, y no son resultado fortuito de las técnicas numéricas.

Conclusiones.

Se ha realizado un análisis preliminar de las fluctuaciones temporales de la precipitación en México.

Se detectaron tendencias de repetición de las frecuencias con densidades espectrales mayores. Se puede aseverar que existen frecuencias correspondientes a fluctuaciones climáticas que abarcan al menos la mayor parte de México y que no son un resultado fortuito.

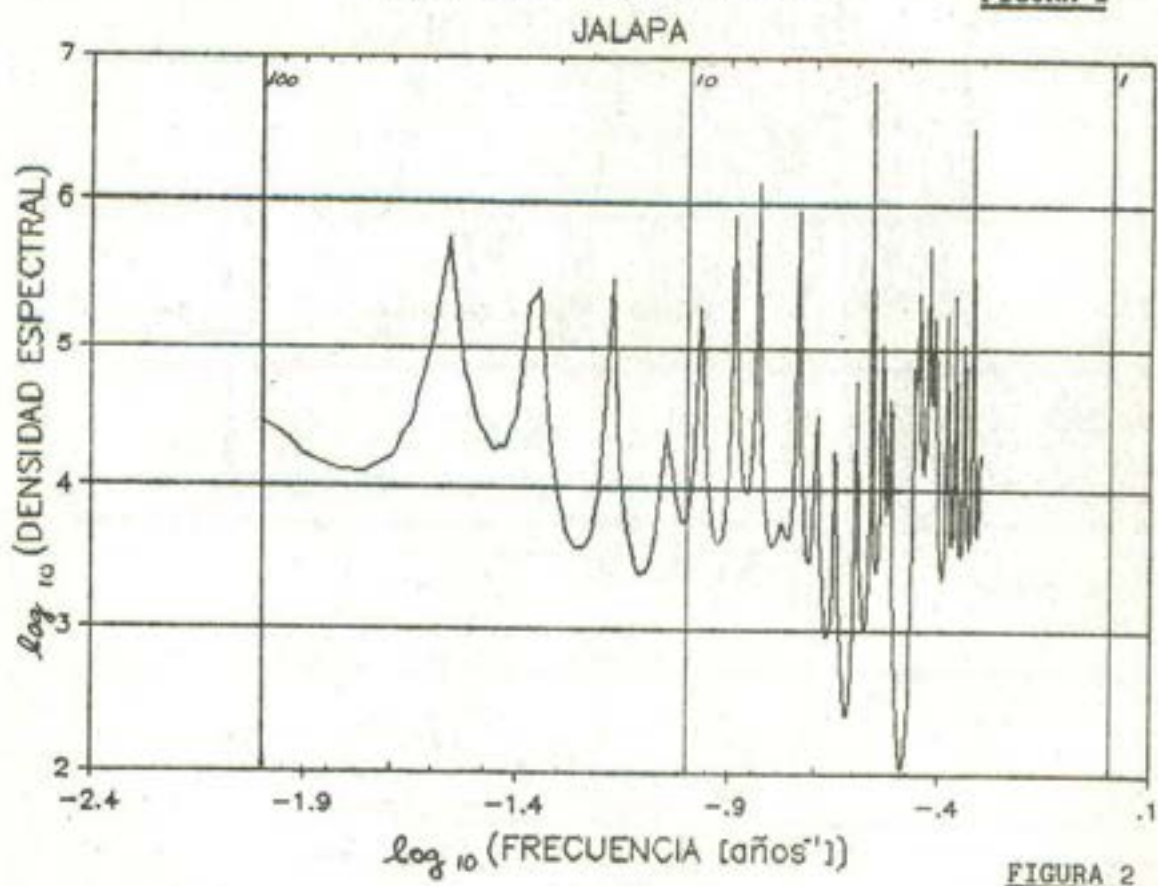
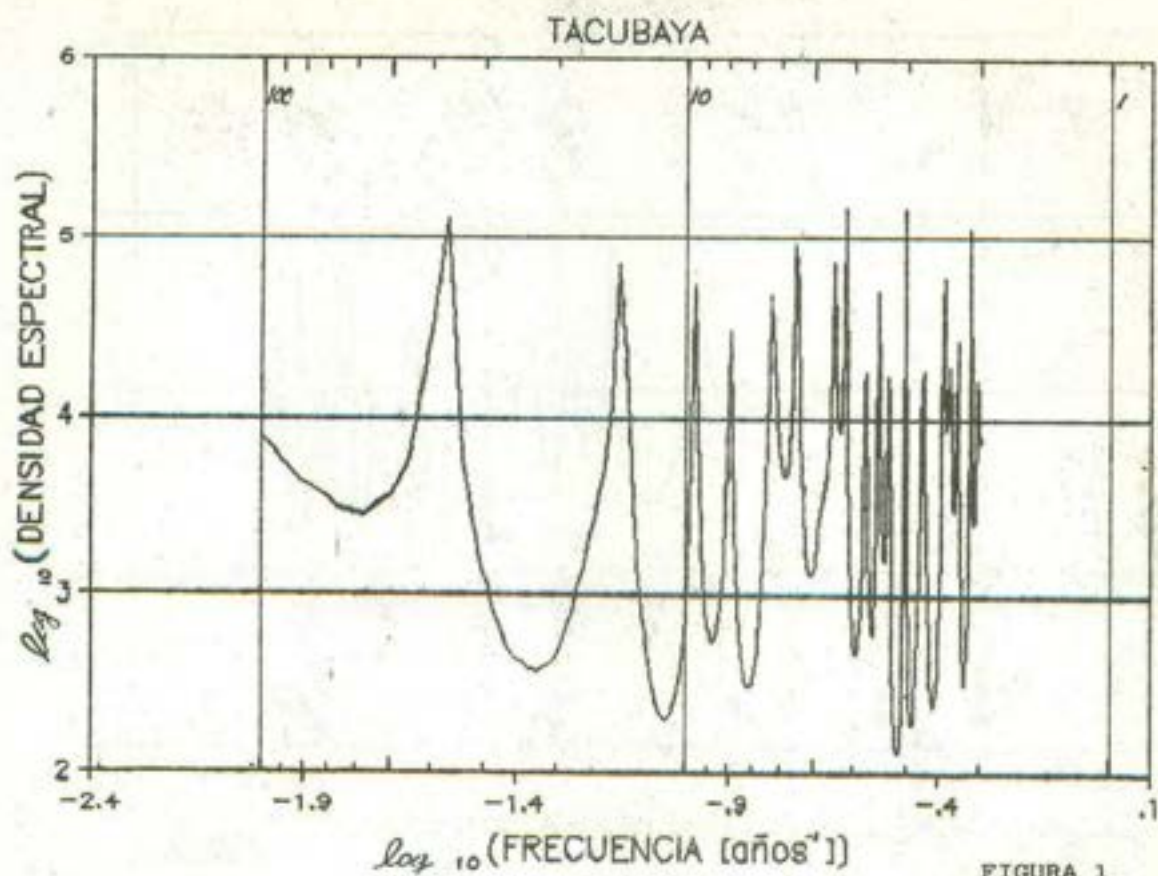
Es necesario redoblar esfuerzos en los estudios de las fluctuaciones temporales de la lluvia que permitan conocer de antemano y con cierta aproximación las precipitaciones que se presentarán en un lugar o región.

Referencias

Kane, R.P. and N.B. Trivedi, 1986. Are droughts predictable? *Climatic Change*, pp 208-223.

NUMERO	SITIO	NUMERO	SITIO
1	Jalapa	9	León
2	Cordova	10	San Luis P.
3	Orizaba	11	Zacatecas
4	Teziutlán	12	Pabellón
5	Puebla	13	Tepic
6	Tacubaya	14	Mazatlán
7	Queretaro	15	Colima
8	Guanajuato	16	Saltillo

TABLA 1



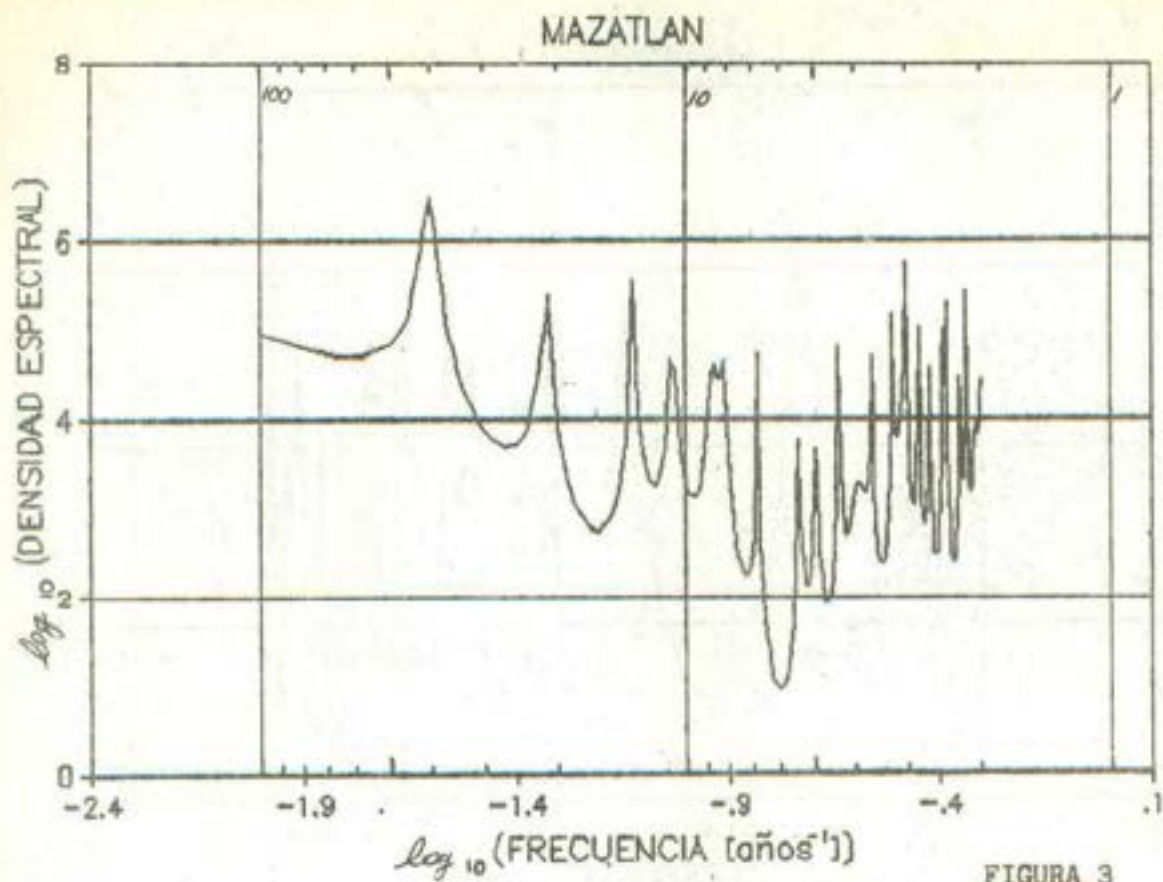


FIGURA 3

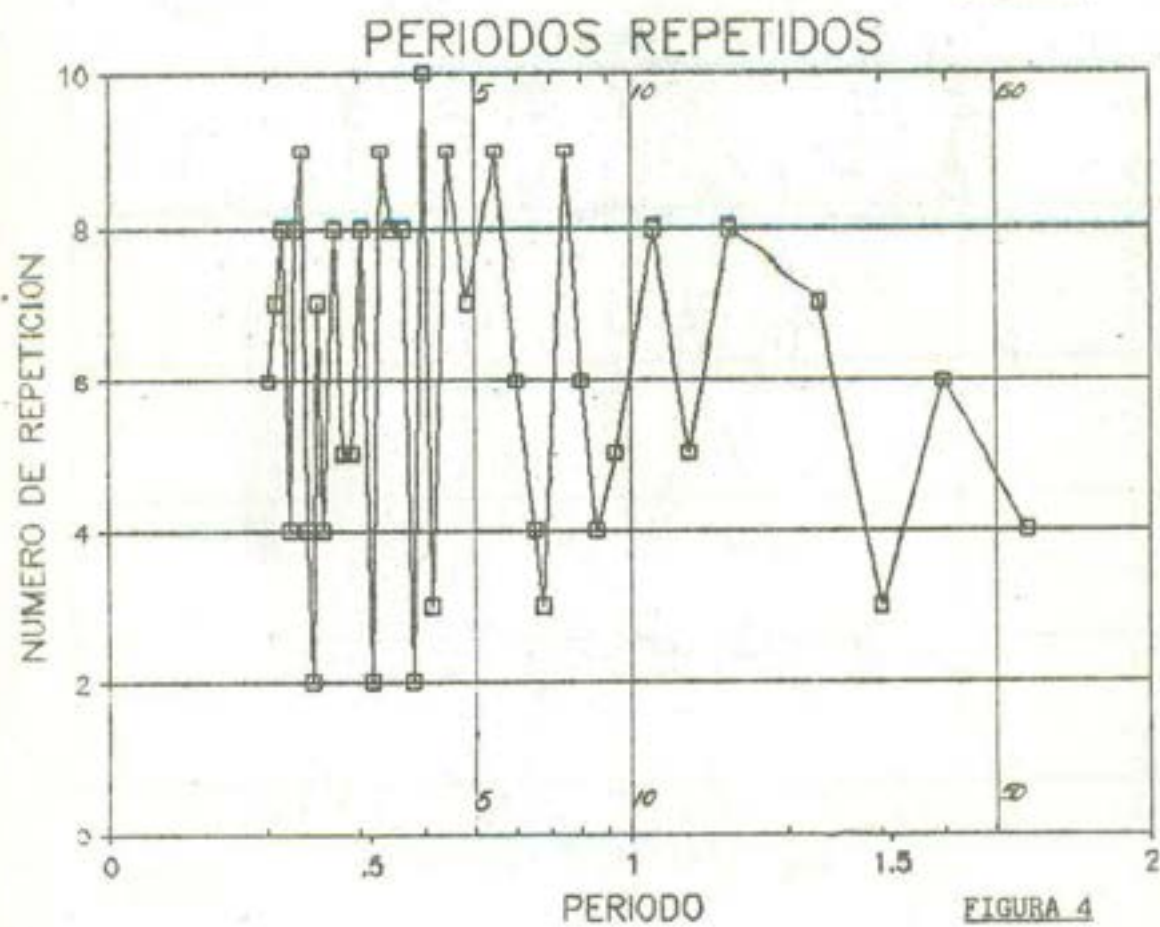


FIGURA 4

ESTUDIO PRELIMINAR DE LA SOLUCION DE LAS ECUACIONES "SHALLOW-WATER" POR EL METODO ESPECTRAL DE ARMONICOS ESFERICOS.

A. Espinosa, L. Le Moyne, T. Castro*

Abstract

Se modela globalmente a la atmósfera integrando las ecuaciones Shallow-water, por medio de armónicos esféricos de superficie. A estas ecuaciones se aplica el método de transformación de Orszag para integrar los términos no lineales. Las principales ventajas del método de transformación son: la eliminación simple de las contribuciones que vienen de los términos no lineales, la facilidad de modelar el flujo sobre todo el globo, la alta precisión y estabilidad numéricas y el cómputo eficiente y simple.

Las ecuaciones fundamentales para este modelo son:

La de vorticidad:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} = - \nabla \cdot (\xi + f) \bar{V}$$

La de divergencia:

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \bar{K} \cdot \nabla \times (\xi + f) \bar{V} - \nabla^2 (\phi' + \frac{\bar{V} \cdot \bar{V}}{2})$$

La de continuidad:

$$\frac{\partial \phi'}{\partial t} = - \nabla \cdot \phi' \bar{V} - \bar{\phi} D$$

donde:

$\xi = \bar{K} \cdot \nabla \times \bar{V}$	es la vorticidad
$D = \nabla \cdot \bar{V}$	es la divergencia
$\phi = \bar{\phi} + \phi'$	es el geopotencial

este geopotencial se expresa en término de un geopotencial promedio independiente del tiempo, más una perturbación del campo dependiente del tiempo, ϕ' .

Para simplificar las ecuaciones es conveniente expresar a la vorticidad, a la divergencia y a la velocidad en término de los campos escalares ψ, χ de la siguiente forma:

* Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM

$$\xi = \nabla^2 \psi$$

$$D = \nabla^2 \chi$$

$$\bar{V} = \bar{K} \times \nabla \psi + \nabla \chi$$

donde: ψ es la función de corriente y χ es el potencial de la velocidad.

Expresando las ecuaciones fundamentales en coordenadas esféricas y sustituyendo las expresiones de ξ , D y $\bar{V}$ en términos de ψ y χ , las ecuaciones fundamentales se transforman de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\nabla^2 \psi) = & - \frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} (U \nabla^2 \psi) + \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} (V \nabla^2 \psi) \right] \\ & - 2\Omega (\sin \varphi \nabla^2 \chi + \frac{V}{a}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} (\nabla^2 \chi) = & \frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} (V \nabla^2 \psi) - \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} (U \nabla^2 \psi) \right] \\ & + 2\Omega (\sin \varphi \nabla^2 \psi - \frac{U}{a}) - \nabla^2 \left(\frac{U^2 + V^2}{2 \cos^2 \varphi} + \phi' \right) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial \phi'}{\partial t} = - \frac{1}{a \cos^2 \varphi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} (U \phi') + \cos \varphi \frac{\partial}{\partial \varphi} (V \phi') \right]$$

donde:

$$U = - \frac{\cos \varphi}{a} \frac{\partial \psi}{\partial \varphi} + \frac{1}{a} \frac{\partial \chi}{\partial \lambda}$$

$$V = \frac{\cos \varphi}{a} \frac{\partial \chi}{\partial \varphi} + \frac{1}{a} \frac{\partial \psi}{\partial \lambda}$$

a = radio de la tierra.

Ω = velocidad de rotación de la tierra.

U, V = son los componentes escalares de la velocidad del viento horizontal.

φ = latitud

λ = longitud

Introduciendo una aproximación de cada uno de estos campos, en términos de series truncadas de Armónicos esféricos ortogonales se tiene:

$$\begin{aligned}\psi(\lambda, \varphi, t) &\sim \sum_m \sum_l \left[E_1^m \cos m\lambda + F_1^m \sin m\lambda \right] P_1^m(\sin\varphi) \\ \chi(\lambda, \varphi, t) &\sim \sum_m \sum_l \left[G_1^m \cos m\lambda + H_1^m \sin m\lambda \right] P_1^m(\sin\varphi) \\ \phi'(\lambda, \varphi, t) &\sim \sum_m \sum_l \left[C_1^m \cos m\lambda + D_1^m \sin m\lambda \right] P_1^m(\sin\varphi) \\ U(\lambda, \varphi, t) &\sim \sum_m \sum_l \left[O_1^m \cos m\lambda + Q_1^m \sin m\lambda \right] P_1^m(\sin\varphi) \\ V(\lambda, \varphi, t) &\sim \sum_m \sum_l \left[R_1^m \cos m\lambda + S_1^m \sin m\lambda \right] P_1^m(\sin\varphi) \\ \nabla^2 \psi(\lambda, \varphi, t) &\sim \sum_m \sum_l \frac{l(l+1)}{a^2} \left[E_1^m \cos m\lambda + F_1^m \sin m\lambda \right] P_1^m(\sin\varphi) \\ \nabla^2 \chi(\lambda, \varphi, t) &\sim \sum_m \sum_l \frac{l(l+1)}{a^2} \left[G_1^m \cos m\lambda + H_1^m \sin m\lambda \right] P_1^m(\sin\varphi)\end{aligned}$$

y los términos no lineales de las ecuaciones del modelo, se aproximan también de la misma forma; donde los coeficientes de estos términos se pueden obtener de la forma siguiente:

Suponiendo que el término no lineal que se desea calcular es:

$$F(\lambda, \varphi, t) = f(\lambda, \varphi, t) g(\lambda, \varphi, t) \quad (1)$$

y se quiere

$$F(\lambda, \varphi, t) = \sum_l \sum_m \left[A_1^m \cos m\lambda + B_1^m \sin m\lambda \right] P_1^m(\sin\varphi) \quad (2)$$

Para hallar A_1^m y B_1^m se usa la expresión (1) para evaluar $F(\lambda, \varphi, t)$ en todos los puntos de la red y con estos valores se integra numéricamente:

$$A_1^m(t) = \frac{\delta_m}{2\pi a^2} \int_0^2 \int_{-\pi/2}^{\pi/2} F(\lambda, \varphi, t) \cos m\lambda P_1^m(\sin\varphi) \cos\varphi d\varphi d\lambda$$

$$B_1^m(t) = \frac{1}{\pi a^2} \int_0^{2\pi} \int_{-\pi/2}^{\pi/2} F(\lambda, \psi, t) \sin m\lambda P_1^m(\sin\psi) \cos\psi \, d\psi d\lambda$$

De esta forma los coeficientes iniciales de ϕ' , se integran numéricamente, ya que ϕ' inicial se conoce de los datos, pues

$$\phi = gz$$

$$\Rightarrow \phi = \bar{\phi} + \phi' = g\bar{z} + gz'$$

Para los coeficientes iniciales de ψ , se usa la aproximación:

$$\nabla^2 \psi = \frac{1}{f} \nabla^2 \phi' \quad \text{en } (t=0)$$

pues se conoce ϕ' en $t=0$.

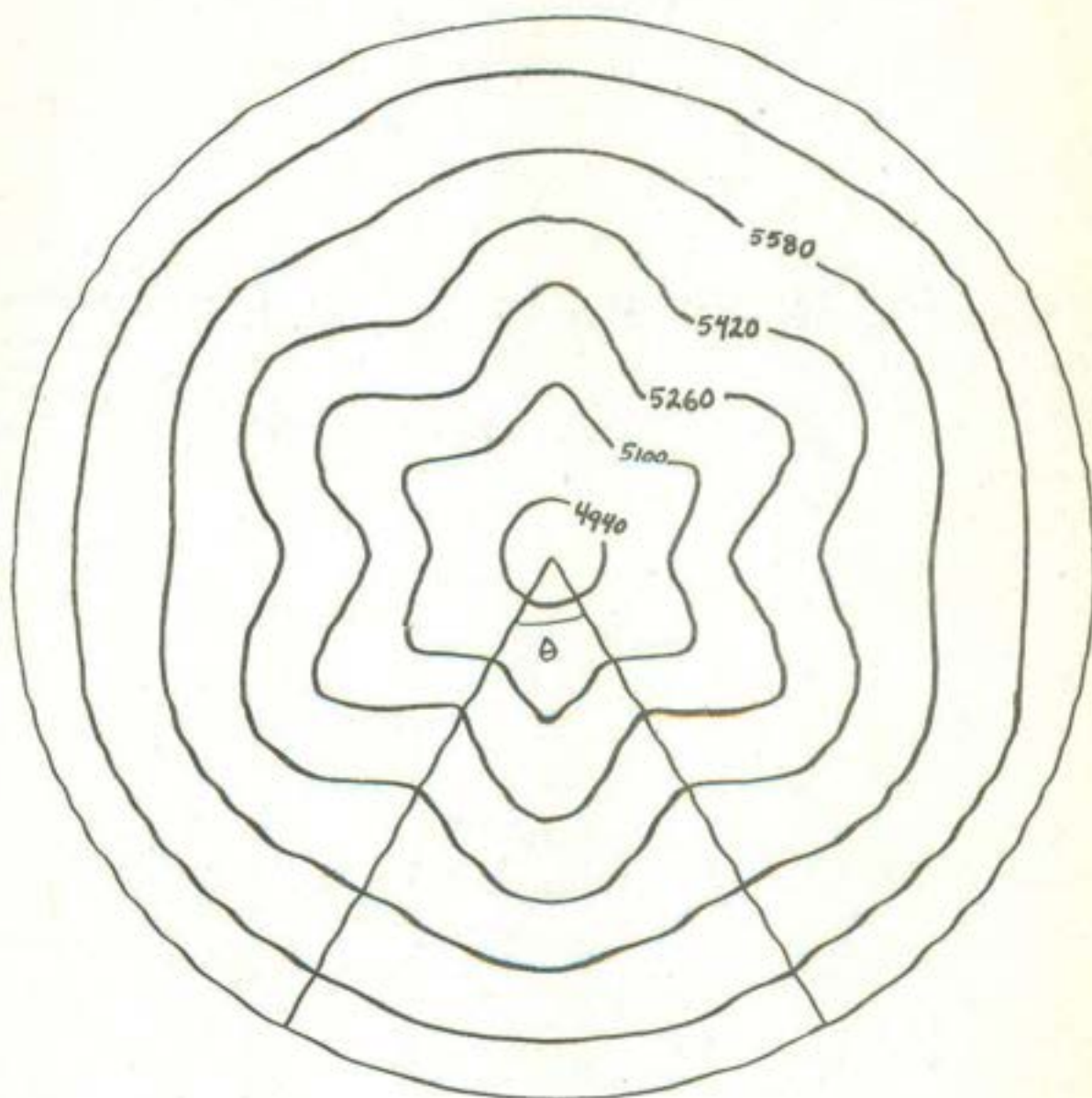
Para obtener los coeficientes iniciales de χ , basta tomar;

$$\chi = 0 \quad \text{en } t=0$$

De esta forma se obtienen todos los coeficientes iniciales de los 3 campos ϕ' , ψ y χ . Y a partir de estos se calculan las derivadas respecto al tiempo de los coeficientes de estos campos.

Este método se probó tomando una superficie hemisférica idealizada la cual se muestra en la siguiente figura:

CONDICION INICIAL : SUPERFICIE DE 500 mb



Finalmente, con los datos idealizados, se hizo un pronóstico para 45 minutos, observándose que las líneas de viento no se movieron perceptiblemente.

ANALISIS DE PARTICULAS DE AEROSOL ATMOSFERICO
EN UNA ZONA URBANA DE LA CIUDAD DE MEXICO.

Luz María Carrera García*

Sonia Salazar**

F. Manriquez***

*M. en C. Luz Ma. Carrera García
Depto. de Ciencia de Materiales, ININ.

** Grupo de Radiación, Instituto de Geofísica, UNAM.

*** Laboratorio de Microscopía Electrónica,
Depto. de Microscopía, Facultad de Química, UNAM.

RESUMEN

En este trabajo se estudia el aerosol atmosférico obtenido en el SW de la Ciudad de México. Tomándose muestras de las épocas de lluvias y secas, al inicio y al final de las mismas. El método de recolección fue realizado con un muestreador de grandes volúmenes y filtros de celulosa.

Los resultados fueron obtenidos mediante el uso de un Microscopio Electrónico de Barrido (MEB), el cual tiene adicionado a la columna electrónica un detector dispersivo de energía (EDRX) y se presentan con respecto a composición elemental, obteniéndose los siguientes elementos: Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Cr, Ti, V, Mn y Fe.

Se puede observar un comportamiento definido a las épocas de estudio. Cabe aclarar que estos resultados son preliminares y serán la base de un proyecto de investigación de interés institucional.

RECEIVED

TO THE HONORABLE SECRETARY OF THE
NAVY
WASHINGTON, D. C.
JAN 10 1892
SIR
I have the honor to acknowledge the receipt of your letter of the 7th inst. in relation to the matter of the purchase of the land for the proposed new Navy Yard at the city of Washington, D. C.
I am sorry to hear that the matter is still pending, and I am sure that the Government will do all in its power to expedite the same.
Very respectfully,
J. D. [Signature]

INTRODUCCION

Los aerosoles tienen un papel importante en el cambio global del clima en el mundo. Se encuentran suspendidos en la atmósfera muy cerca del nivel terrestre, su permanencia en ella puede medirse en días o semanas.

Sin embargo, las fuentes de tales partículas son tan variadas que estos materiales tienden a distribuirse en grandes áreas atmosféricas.

En zonas superiores de la atmósfera la concentración de estas partículas es menor que aquellas encontradas en zonas vecinas a centros urbanos e industriales, ya que el contenido total en la atmósfera mundial deriva de las actividades humanas¹. De tal suerte que en los últimos años se ha incrementado por varios órdenes de magnitud la densidad de estas partículas con respecto a centurias pasadas.

(Fig.1)².

Las partículas de aerosol, son capaces de absorber parte de la radiación solar que pasa por la atmósfera hacia la superficie de la tierra (efecto de calentamiento) y de dispersar la otra parte de la radiación que es enviada nuevamente a la atmósfera (efecto de enfriamiento).

Muchos de los efectos del aerosol en la temperatura urbana y otras condiciones climáticas son poco conocidos, esto depende de las propiedades físicas del aerosol, las cuales deben ser conocidas en detalle, ya que varían grandemente de una ciudad a otra y de una zona a otra de las ciudades de acuerdo con el tipo de industria local, al tipo de combustible utilizado y de una estación climatológica a otra.

Tales propiedades incluyen: número, densidad y distribución de tamaños de las partículas, así mismo, de la distribución vertical y de su composición química, la cual influye directamente sobre la potencialidad de absorber y dispersar la radiación solar.

En este trabajo el objetivo es identificar los elementos presentes en los filtros recolectados en las épocas seleccionadas, determinar sus variaciones con respecto al curso de los períodos escogidos y a partir de esto, determinar las posibles causas de tales variaciones.

Es evidente que para hacer conclusiones definitivas sobre la caracterización química del aerosol de interés, es necesario realizar un estudio con mayor número de muestras, que permitan efectuar un análisis estadístico serio, el cual deberá tomar en cuenta factores climatológicos que ayuden a su interpretación.

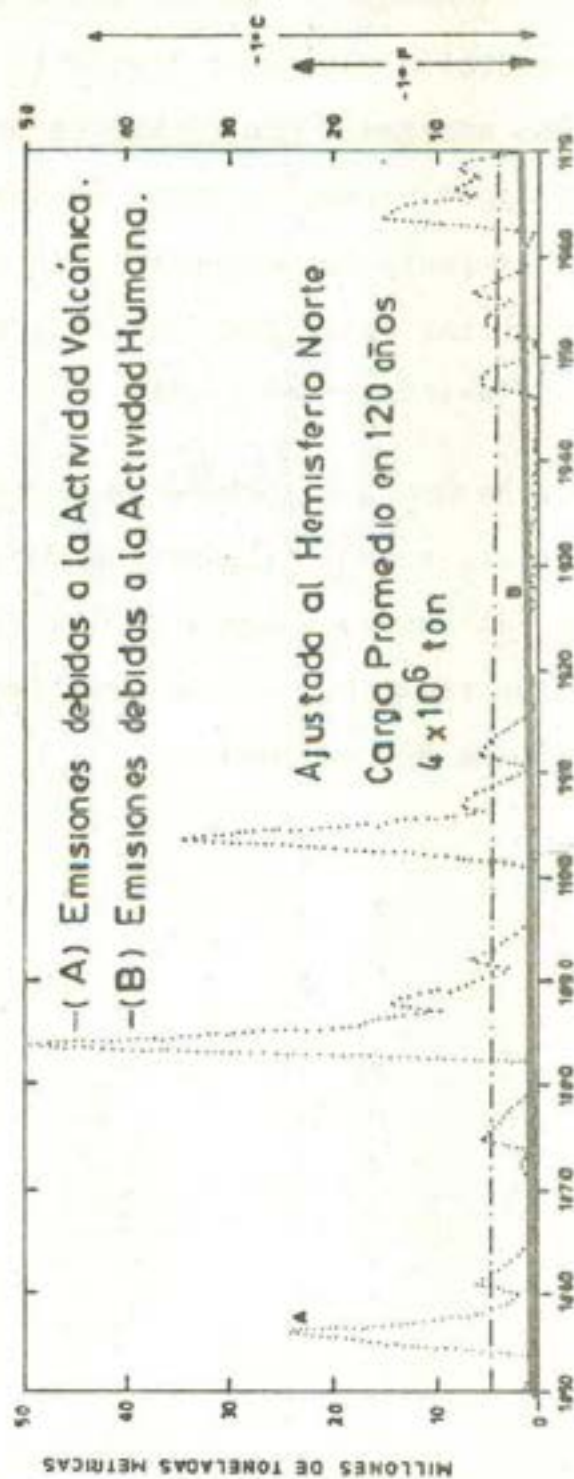


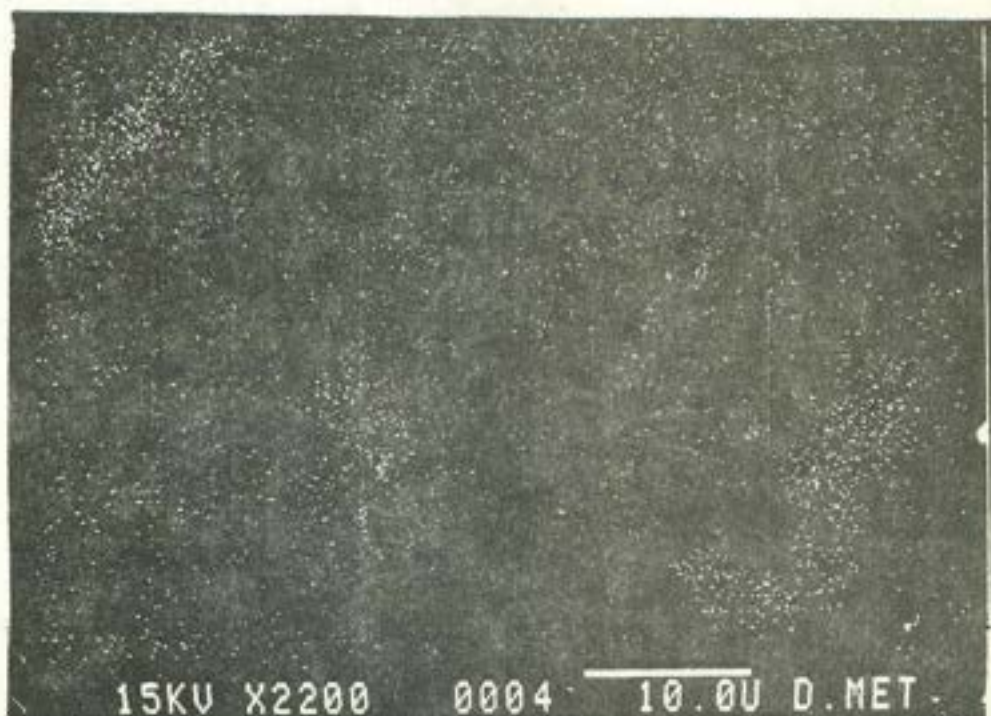
Fig. 1 Estimación Cronológica de la carga Atmosférica de Aerosol.
Tamaño de Partícula (0.1 - 1.0 μ m de diámetro).
Se usan promedios Anuales (1850 - 1969).

La determinación de la composición elemental del aerosol se hizo por la técnica de EDRX, con la que puede estudiarse la composición elemental a partir de $Z = 11$ tanto en partículas cristalinas como amorfas. Con el MEB es posible desarrollar la técnica de mapeo elemental sobre la imagen de la muestra (véase procedimiento experimental), lo cual permite analizar las diferencias en la composición zonal del aerosol analizado (Fotografías: 003, 004 y 005).

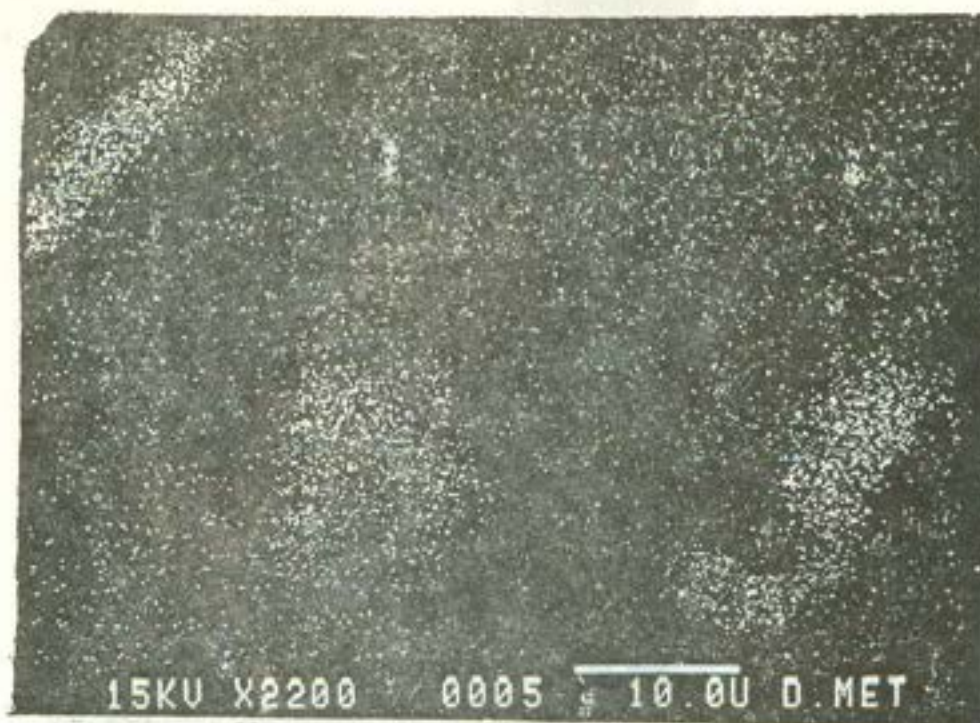
Se analizaron muestras de una zona urbana de la Ciudad de México (Cd. Universitaria), tomándose muestras de las épocas de lluvias y secas, al inicio y final de las mismas. El método de recolección fue realizado con un muestreador de grandes volúmenes y filtros de celulosa.



003.- Conglomerado Típico (Ca,Si,S,Al,Cl) de Aerosol.



0004.- Mapeo Puntual Al correspondiente a 0003.



15KV X2200 0005 10.0U 0.MET

0005.- Mapeo Puntual Si, correspondiente a
0003.

PROCEDIMIENTO EXPERIMENTAL

Las muestras se recolectaron por medio de un muestreador de grandes volúmenes en filtros de celulosa obteniéndose partículas de 0.3 a 100 μm de diámetro aproximadamente. El muestreador fue colocado en el Observatorio de Radiación Solar, situado en Ciudad Universitaria, en la zona SW de la Ciudad de México⁽²⁻³⁾. Se analizaron muestras del inicio y final de los períodos de secas y lluvias como se especifica en la Tabla 1.

Las partículas de aerosol fueron separadas del filtro con un pincel de cabello fino perfectamente limpio y depositadas en el portamuestras del MEB. Para evitar la sobrecarga producida en la imagen por partículas no conductoras se usó un recubrimiento metálico al vacío, encontrándose que los mejores resultados se obtuvieron con recubrimientos de Cu y Ag.

Las muestras así preparadas se introdujeron en un microscopio electrónico de barrido JEOL 35 Cf, el cual tiene adicionado a la columna un detector dispersivo de energía Ortec System 5000 con el cual se obtiene el microanálisis de las partículas observadas y los mapeos puntuales para los compuestos de interés.

TABLA 1. MUESTRAS DE AEROSOL ATMOSFERICO ANALIZADAS POR MEDIO DE EDX (% W)

S E C A S

Fecha	Mg	Al	Si	P	S	Cl	K	Ca	Cr	Ti	V	Mn	Fe
11,12-XII-85	(1) 2.32	(1) 10.51	(2) 68.41	(1) 12.89	(1) 4.96	(2) 18.95	(1) 44.85	(2) 16.75		(1) 1.46			(2) 7.38
15,16-I-86			(3) 53.54		(3) 27.92	(3) 4.64	(3) 4.60	(3) 9.28					
22,23-I-86			(3) 13.57	(1) 36.12	(3) 43.57	(3) 11.93		(2) 25.01			(1) 3.67		(1) 2.94
12,13-II-86	(3) 10.03	(3) 10.03	(3) 45.00	(1) 0.90	(3) 4.90	(3) 1.82	(3) 3.38	(3) 21.21				(1) 6.34	(3) 11.19
26,27-II-86	(3) 5.00	(3) 5.00	(4) 80.58		(4) 3.59	(4) 1.13	(4) 1.63	(3) 5.54					(3) 6.84
27,28-II-86	(3) 10.89	(4) 10.71	(7) 40.64		(7) 3.57	(2) 3.30	(1) 5.64	(6) 23.58		(1) 51.59			(7) 15.65
X=V	(4) 8.74	(11) 8.94	(22) 36.15	(3) 16.63	(21) 3.02	(17) 6.12	(12) 6.74	(19) 17.53	-	(2) 26.52	(1) 3.67	(1) 6.34	(10) 11.33

(CONTINUACION) TABLA 1.

L U V I A S

	Mg	Al	Si	P	S	Cl	K	Ca	Ti	V	Mn	Fe
2,3-VII-86		(1) 8.50	(3) 35.95		(2) 50.30	(4) 3.27		(3) 10.74	(1) 2.31			(3) 45.13
9,10-VII-86		(2) 1.87	(2) 23.71	(3) 11.04	(5) 20.27	(2) 8.67		(5) 56.17	(1) 4.12			(2) 5.99
16,17-VII-86		(1) 1.43	(2) 23.56	(2) 2.12	(2) 29.56	(2) 2.06		(2) 37.88				(1) 8.68
23,24-VII-86			(1) 2.48	(3) 6.14	(3) 61.59	(3) 19.69		(3) 14.39	(1) 19.54	(1) 0.73		
30,31-VII-86	(2) 3.91	(1) 4.26	(9) 28.02	(5) 1.55	(00) 9.17	(9) 4.28	(00) 11.57	(9) 32.27	(1) 63.93			(1) 14.46
6,7-VII-86		(1) 17.04	(2) 29.52		(2) 45.16		(1) 2.87	(1) 3.56		(1) 13.32		(1) 13.86
X = $\bar{x}$	(2) 3.91	(12) 5.04	(18) 27.83	(03) 4.90	(04) 26.16	(00) 6.60	(11) 10.77	(20) 33.20	(1) 4.12	(2) 7.02		(14) 19.36

() = Número de partículas conteniendo el elemento en cuestión.

ANÁLISIS DE RESULTADOS.

En la Tabla 1 se presentan los elementos detectados a partir de $Z = 11$ y sus porcentajes en peso (%W) promedio (ya que, el Sistema Ortec 5000 está diseñado para hacer un análisis semicuantitativo automáticamente, normalizando el resultado únicamente con los elementos que pueden detectarse), el número de partículas analizadas y las fechas correspondientes a los períodos citados.

A continuación se hace un análisis detallado de los resultados obtenidos para cada elemento presente.

Magnesio.- La época de secas creó condiciones favorables para la formación de partículas conteniendo Mg, ésta composición crece en la atmósfera y en las secas se ve incrementada (10.89%W).

Las partículas formadas en época de secas son arrastradas por las lluvias. Sin embargo, la fuente de emisión de tales compuestos no se altera por ellas, puesto que se observa formación de partículas conteniendo Mg con bajo %W de él (3.91).

Aluminio.- La concentración promedio de Al en % W es relativamente constante en época de secas ($\bar{X} = 8.94$ %W).

En la época de lluvias la concentración de este elemento se reduce, pero su presencia permanece constante ($\bar{x} = 5.24 \%W$), esto nos muestra que la lluvia no lo elimina totalmente de la atmósfera, aún cuando la limpia considerablemente de él. La fuente de emisión de estas partículas es independiente de las épocas climatológicas.

Silicio.- El Si se presentó en casi todas las partículas analizadas, independientemente de la época de muestreo. En época de secas se observan concentraciones altas ($\bar{x} = 36.15 \%W$) y en época de lluvias concentraciones menores ($\bar{x} = 27.83 \%W$). Las gotas de lluvia por efecto de tensión superficial atrapan algunas partículas de Si que regresan al suelo por gravedad.

Fósforo.- En época de secas se crean condiciones para la formación de partículas de gran tamaño o aglomerados que presentan concentraciones altas de fósforo. En la época de lluvias se observa un número mayor de partículas conteniendo fósforo pero con concentración menor; lo que nos indica, que la lluvia por la fuerza de caída parte los conglomerados y en su peso arrastra algunas partículas conteniendo P por medio del mecanismo explicado anteriormente.

Azufre.- Al igual que el Si, el azufre se encontró en casi todas las partículas analizadas de las dos épocas, pero en éstas la concentración detectada fue mayor en la época de lluvias. Por lo que consideramos que el S al reaccionar con el agua forma una serie de compuestos que no pueden formarse durante la época de secas.

Así, la lluvia no saca totalmente de la atmósfera el S como sucede en los casos anteriores sino que forma nuevos productos. Además, es posible que una de las fuentes que pudieran aportar más contenido de S durante la época de lluvias pudieran ser la actividad industrial (mayor utilización de combustible) y mayores emisiones vehiculares.

Cloro.- A lo largo de las épocas estudiadas observamos que no existe una gran variación en cuanto a la presencia de este elemento en un buen número de partículas analizadas, así como en los rangos de concentración detectados ($\bar{x} = 6.12$ y $6.60 \% W$, época de secas y lluvias, respectivamente. Podemos decir que es inmutable a cambios climatológicos.

Potasio.- En cuanto al potasio, se presenta un efecto de disminución de concentración entre la época de lluvias y secas. Observándose una menor concentración durante esta última.

Calcio.- Su comportamiento es similar al de S, desde el punto de vista de mayor presencia en época de lluvias y mayor concentración.

Cromo.- Este elemento se presentó en el análisis de un aglomerado de partículas durante la época de lluvias, al parecer su presencia no es frecuente en la zona estudiada.

Titanio.- En los casos observados el Ti se presenta en partículas de tipo porosas, compuestas en su mayoría por Ti con partículas adheridas en la corteza de Ca, Al y Si (Fotos 011, 012 y 013). Su presencia en una y otra época parece no variar.

Vanadio.- En las pocas partículas donde se encontró Vanadio, se observa que en la época de secas se detecta una concentración baja (3,67 %W), en otras muestras de la misma época también aparecen picos de vanadio pero las concentraciones no fueron cuantificables por el sistema Ortec.

En la época de lluvias se detectan pocas partículas con concentración cuantificable, aunque esta parece aumentar durante la época de lluvias.

Por la escasez de datos el vanadio requiere de estudios posteriores, tal vez utilizando otro tipo de metodología más adecuado para su cuantificación.

Manganeso.- El caso de la partícula con Mn es similar al caso del Cr. La única diferencia es en cuanto a la época en que se presentó (secas).

Fierro.- El fierro se presenta en ambas épocas, en la de secas con un $\bar{X} = 11.33 \%W$ y en la de lluvias $\bar{X} = 19.36 \%W$; lo cual nos indica que en la época de lluvias existe un incremento de la concentración de Fe. Comportamiento similar al del S, Ca y posiblemente V.

CONCLUSIONES

El efecto de lavado de la atmósfera que se produce por las lluvias deberá ser corroborado, analizando las partículas suspendidas en el agua de lluvias, ya que el método utilizado (MEB y EDRX) nos permitirá detectar cualquier posible enriquecimiento de ciertos elementos arrastrados por la precipitación pluvial.

En las muestras analizadas se encontraron 13 elementos perfectamente cuantificables con la técnica empleada a saber: Mg, Al, Si, P, S, Cl, K, Ca, Cr, Ti, V, Mn y Fe, las cuales pueden dividirse en tres categorías de acuerdo a su comportamiento respecto a las épocas climatológicas estudiadas.

1o. Las que en la época de lluvias disminuyen su concentración respecto a la época de secas: Mg, Al, Si, P.

2o. Aquellas que aumentan su concentración en la época de lluvias respecto a la época de secas: S, K, Ca y Fe.

3o. Los que no varían su concentración, independientemente de la época (Cl y Ti).

Fuera de estas categorías han quedado el Cromo, Vanadio y el Manganeseo, ya que de las muestras estudiadas no ha sido posible atribuirles comportamiento definible. Resulta de interés realizar estudios más profundos para determinar si la presencia de estos elementos en la atmósfera es irrelevante o si los resultados obtenidos pueden atribuirse a limitaciones de la técnica empleada.

De los datos obtenidos se puede afirmar que en términos generales, la lluvia actúa con un efecto de lavado que trae - como consecuencia un cierto "limpiado" de la atmósfera, salvo en algunos casos en los que no se observa este efecto. Lo - cual quiere decir que hay un aumento en la producción de es - tos elementos. Dicho aumento es atribuido a la actividad hu - mana pues en la zona estudiada las lluvias repercuten en el congestionamiento vehicular traduciéndose esto a una mayor - liberación de productos de combustión hacia la atmósfera. En esta misma época la industria requiere de mayor cantidad de combustibles para generar la energía indispensable para - sus procesos. Aunque esta zona no es considerada como indus - trial existen pequeñas industrias que contribuyen a estos - contenidos atmosféricos. Se deberán hacer estudios en zonas totalmente industrializadas para establecer esta conclusión como definitiva.

Todo lo anterior formará parte de las hipótesis de tra - bajo para el proyecto de investigación mencionado en el Resu - men de este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- 1.- Mitchell, J. M., The Encyclopedia of Geochemistry and -
Enviromental Sciences, Encyclopedia of Earth Science -
Series, Vol. IV A, 1976, 11 -14
- 2.- Singer, S. F. (Ed.), Global Effects of Enviromental --
Pollution, Springer Verlag, New York, 1970
- 3.- Salazar, S., Bravo, J. L. y Falcón, Y., Geof. Int. 20,
1981, 41 - 54
- 4.- Bravo, J. L., Salazar, S., Geof. Int., 21, 1982, 139 -
155
- 5.- Salazar, S., Bravo J. L., Geof. Int. 25, 1986, 455 - 469
- 6.- Goldstein, J. I., Yakowitz H., Practical Electron - -
Scanning Microscopy, Plenum Press, USA, 1975.

DISTRIBUCION DE LAS DESCARGAS ELECTRICAS EN EL VALLE
DE MEXICO DURANTE EL VERANO COMO UNA FUNCION DE LA -
DIRECCION DEL VIENTO DE NIVEL BAJO.

Oscar Troncoso Lozada

Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM.
04510, México, D.F.

R E S U M E N

Usando los datos recolectados en el verano por los registros de las descargas eléctricas nube-tierra, en el sur del Valle de México, se estudian los efectos de los vientos dominantes sobre la distribución espacial y temporal de la actividad eléctrica atmosférica. El régimen de vientos lo caracteriza en base a las medidas de los sondeos de altura en el Valle. Los resultados indican que los vientos dominantes determinan los patrones y magnitudes espaciales de la actividad relampagueante. Cuando el viento es del sur, el desarrollo de la intensa actividad eléctrica atmosférica se produce poco después del mediodía y se mueve rápidamente por la parte occidental hacia el noroeste del Valle. Cuando los vientos se aproximan por el N o NE, la actividad muy intensa se desarrolla poco antes o después del crepúsculo, y se mueve muy lentamente o es estacionaria.

INTRODUCCION

En un trabajo anterior (1) intentamos comprender los factores que controlan las distribuciones espaciales y temporales de las tempestades eléctricas y llegamos a la hipótesis de que la topografía de la región, donde se hacen las observaciones, tiene una influencia marcada en determinar los lugares preferidos donde se producen las intensas descargas eléctricas nube-tierra, y que el ciclo diurno de insolación puede modular fuertemente los tiempos de actividad de las tormentas eléctricas y en consecuencia, la producción de lluvia.

Desde luego, hay una variación muy grande en la frecuencia de las descargas de un día para otro dentro de nuestra región en particular, es decir, en algunos días se producen pocas o ninguna descarga y en otros, la producción es de un número muy grande de ellos. Las fluctuaciones son probablemente debidas en gran parte a la modulación diaria de la actividad convectiva por la imperante situación sinóptica del tiempo, influencia del flujo sinóptico en la distribución espacial y temporal de las descargas centellantes de las nubes a la superficie terrestre con la circulación de la brisa del sur que se desplaza en relación a la topografía local. En el caso particular del Valle de México, uno de estos factores es la distribución de los sistemas montañosos situados en los bordes australes y, la topografía asociada induce circulación direccional sobre los vientos alisios que vienen del Pacífico Sur acarreando corrientes húmedas durante los meses de la época lluviosa (Mayo-Sept.).

Esta particularidad puede explicar las características de que el Valle en su porción Sur es templado moderado lluvioso mientras que la porción Norte es seco de estepa con lluvias en verano (2). En el período de Julio de 1983 a Octubre de 1986 se registraron 170 tormentas eléctricas, de éstas 110 tuvieron lugar en el Sur y Suroeste del Valle, es decir, el 65% del total. Es este hecho que nos hace preguntar ¿Por qué la mayor actividad tempestuosa tiene lugar en el Sur del Valle?

También tendremos la oportunidad de evaluar con un conjunto de datos complementarios, de Mayo a Septiembre del presente año, los resultados de anteriores observaciones y análisis teóricos de la interacción de la actividad eléctrica y el flujo atmosférico prevaleciente.

Es necesario hacer notar que hasta ahora, los registros de las observaciones obtenidos para este propósito han sido fragmentarios y no tan sistemáticos como deberíamos esperara, sin la continuidad y secuencia necesarios para un análisis completo.

Aún así, sólo para efectos comparativos, usamos los datos del vientos a nivel superficial, intensidad y direcciones medias diarias de cuatro estaciones meteorológicas: Distrito Federal (Tacubaya), Cuernavaca, Tres Cumbres y Tequesquitengo. Los datos de los vientos en altura, fueron obtenidos de la SEDUE, y del Servicio Meteorológico Nacional, los registros del viento en superficie. Estos datos fueron usados sin aplicárseles, por nosotros, ninguna corrección. Por lo tanto, los resultados y mapas que se han confeccionado son fragmentarios y preliminares, no constituyen actualmente una referencia climatológica.

Tratamiento de datos y metodología

Para el presente estudio se usaron los datos registrados en la estación de la C.U. de las actividades electromagnéticas de la atmósfera en radiofrecuencia de 27 kHz y de las descargas eléctricas con un detector direccional en etapa de prueba, sólo registra magnitud relativa y dirección, no proporciona distancia y sentido de los eventos y por tanto, estos últimos datos sólo se usan como auxiliares y provisionalmente. Cuando ha sido posible para corregir esta incerteza, hemos usado la ayuda visual y sonora para determinar el sentido y la distancia, éste último tomando en cuenta que las ondas sonoras viajan a una baja velocidad: un km en 3 segundos y la velocidad de la luz viaja a 300,000 km/s. Las antenas detectoras de la actividad eléctrica atmosférica se encuentran instaladas sobre la terraza del edificio del Centro de Ciencias de la Atmósfera. El detector direccional se ponía a trabajar sólo cuando el nivel de ruido electrostático (en 27 kHz), mostraba un incremento notable (aproximadamente un crecimiento de tres veces la amplitud promedio del nivel del período de 3 horas anteriores al inicio del evento). Los datos de la precipitación son registrados en las instalaciones meteorológicas del Centro e instaladas sobre la misma terraza, a una distancia aproximada de 25 m. de la base de las antenas.

En este trabajo, los datos diarios de las descargas eléctricas fueron clasificados de acuerdo a la dirección del viento medio en la capa de 700 mb, medida por radio-sondeo en el Aeropuerto Internacional de la Ciudad de México a las 06:00, Tiempo Local (TL). Se clasificaron en grupos de acuerdo a la dirección del viento: el primero, del Norte (vel. promedio aproximado de 4 m/s), centrado alrededor de los 0° ; el segundo, del Sur (vel. promedio aproximado de 6 m/s), centrado alrededor de los 194° y el tercero, del Oeste (vel. promedio 4.5 m/s) centrado alrededor de los 280° .

Debido a que los datos de radio-sondeo sólo se obtuvieron para el verano del presente año, sólo utilizaremos los datos de la actividad eléctrica registrados en muy baja frecuencia, 27 kHz, para el mismo período.

Propiedades preliminares del régimen de vientos:

La Fig. 3 muestra el perfil de los vientos medios registrados en el verano del presente año para cada grupo (sólo 44 datos fueron seleccionados de un total de 51 días de registro). La dirección del viento en cada grupo se muestra uniforme y con perfiles distintos hasta una altura de 200 mb, arriba de este último nivel, hacia la capa de los 100 mb, parece haber una tendencia dominante hacia la dirección Noreste. La variabilidad dentro de cada clase ha sido determinada y se muestra en la Fig. 3, por la representación del cajón y los bigotes, para el nivel de los 700 mb. Para los niveles más altos también se han determinado estos límites de variabilidad pero son más extensos y por lo tanto, más imprecisos. No se utilizaron días con datos incompletos en algún nivel para nuestro estudio. Conviene advertir que en un período aproximadamente de 120 días del verano sólo se tienen datos de 51 días sin continuidad, y por lo tanto ha de ser muy importante obtener, en el futuro con una mayor aproximación la dirección del viento que prevalece en la región para una mejor determinación de los tipos de masas de aire que arriban en la re-

gión y en la que se desarrolla la convección.

En la Fig. 4, se incluyen tres histogramas: 1) Precipitación sobre la estación de la C.U., tiempos iniciales; 2) Número de días (N) en que se registraron vientos en altura con direcciones del Norte, del Oeste y del Sur en el nivel de 700 mb, cuando se produjeron fuertes incrementos en la actividad eléctrica registrados en nuestros instrumentos de radiofrecuencia. 3) Actividad eléctrica en radiofrecuencia (27 kHz) detectada en la C.U.: se usan los tiempos iniciales de cada evento. Se incluyen las horas en que se detectaron descargas eléctricas intensas, muchas de ellas audibles y también visible-audibles, estas últimas están señaladas con una pequeña flecha ($\downarrow$).

Discusión

Creemos que las diferencias entre los grupos, en los vientos en altura, aunque parecen consistentes internamente y están de acuerdo con lo que esperábamos para el Valle de México, son bastante modestas por disponer de una muestra con pocos datos, por lo que no existe una marcada diferencia, pero reflejan el bien conocido hecho de que en las regiones tropicales y subtropicales las propiedades termodinámicas de la atmósfera tienden a ser uniformes de un día a otro. Los vientos del Sur parecen prevalecer durante los meses de Mayo y Agosto; del Suroeste los meses de Mayo, Junio, Julio, Agosto y Septiembre, mientras que los vientos del Norte se registran casi todos en Agosto y Septiembre, o sea, que los dos primeros grupos prevalecen durante la estación convectiva.

Estas observaciones que, de carácter preliminar porque sólo corresponden a un 30% de días de la época lluviosa, se han de ampliar con el uso de un mayor número de datos de vientos en altura en un futuro inmediato.

Por lo tanto, tomando en cuenta la observación de vientos,

hemos de intentar explicar su influencia sobre el mecanismo de producción de tempestades eléctricas y precipitaciones sobre la porción sur del Valle de México, que como se sabe por otros observadores (2), es la región de mayor precipitación y que la región semiseca y seca es la dominante en las porciones centro y norte del Valle.

Conclusiones

Las observaciones presentadas aquí, verifican las conclusiones teóricas de estudios anteriores. Sobre las faldas montañosas al Sur de la sierra llegan las húmedas corrientes de aire y al ascender bruscamente llegan a niveles de superenfriamiento, en su avance hacia el norte tan luego alcanzan la máxima altura se mezclan con las corrientes convectivas de aire en ascenso - desde el valle, se crean corrientes turbulentas y condensación brusca de la humedad en torno a las partículas ionizadas positivamente. Debemos recordar que el proceso convectivo toma lugar sólo después de las 10 00, T.L., porque las laderas de tierra volcánica del lado norte de las sierras del Cuantzin, Ajusco y de Las Cruces, absorben la radiación infrarroja solar y se calientan, proceso que tiene lugar, primero lentamente y luego se va acelerando. Si la tierra está húmeda este proceso se lleva a cabo con mayor rapidez y generalmente para el medio día el mecanismo convectivo se encuentra trabajando con un alto grado de eficiencia y las corrientes ascendentes al encontrar a las capas de aire supersaturadas provenientes del Caribe y del Pacífico Sur, se mezclan y producen grandes turbulencias dando lugar a los cúmulus nimbus, estos últimos aparecen al mediodía, se vuelven maduros una o una hora y media después y luego se debilitan y desaparecen. Para confirmar experimentalmente estas conclusiones debemos acumular un mayor número de observaciones.

Agradecemos a la Secretaria de Desarrollo Urbano y Ecología así como al Servicio Meteorológico Nacional, SARH, por facilitar nos sus registros meteorológicos.

Referencias

1. O. Troncoso-Lozada. "Some Observations and Analysis of Atmospheric Electricity Over Non-uniform High Terrain" Proc. of 1988 International Aerospace and Ground Conference on Lightning and Static Electricity pp. 450-453, 1988.
2. E. Jáuregui y J. Calónico, "Mapas de climas del Valle de México, 5, 6 y 7" Tomo I, Ed. S.R.H., Comisión de Aguas del Valle de México, Depto. de Estudios Hidrológicos.



Fig.1. Situación geográfica del Valle de México



Fig.2. Valle de México

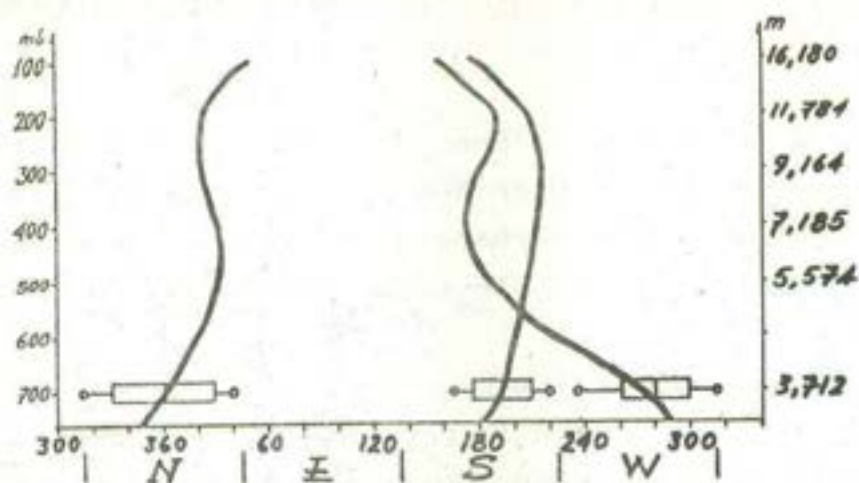


FIG. 3. PERFILES DE LAS DIRECCIONES MEDIAS DEL VIENTO EN ALTURA PARA CADA GRUPO DE LLEGADA (44 de 51 radiosondeos). MAYO-SEPT.-1966. (AEROPUERTO INT. C. de MEX.)



HORA INICIAL DEL AUMENTO EN LA ACTIVIDAD ELECTRICA EN RADIOFRECUENCIA, 27 MHz, EST. CU.

SECTORES DE LOS VIENTOS, DIRECCION DE LLEGADA.

ANALISIS COMPARATIVO DE MEDICIONES DE FLUJO DE CALOR REALIZADAS CON DIFERENTES METODOS EN TERRITORIO CONTINENTAL DE MEXICO.

Prol-Ledesma, R.M. Instituto de Geofísica y DEPTI,
UNAM. Cd. Universitaria, 04510 México, D.F.

RESUMEN

México es un país caracterizado por una actividad tectónica intensa y muy compleja. Actualmente, se cuenta con una cantidad relativamente pequeña de mediciones de flujo de calor hechas en pozos de exploración o en minas y su localización depende sobre todo de la disponibilidad de los pozos. Por otro lado se cuenta con una cantidad mayor de estimaciones indirectas de flujo de calor, utilizando parámetros geoquímicos (temperaturas de sílice y relación de isótopos de helio). En este trabajo se presenta una revisión de los datos de flujo de calor, tomando en cuenta las características de los diferentes métodos empleados para su determinación. Aún cuando las estimaciones indirectas de flujo de calor están restringidas a manifestaciones superficiales de actividad hidrotermal, es posible inferir una zonación en el flujo de calor, la cual tiene una estrecha relación con las estructuras tectónicas de cada área. Después de comparar los diferentes conjuntos de datos, fue posible confirmar la existencia de anomalías regionales, que se encuentran presentes en todos ellos y por otra parte se observan áreas donde los diferentes grupos de datos dan resultados que no concuerdan entre sí y hacen necesaria la obtención de mediciones adicionales en dichas áreas.

INTRODUCCION

El desarrollo tectónico tan complejo que ha experimentado la región que ocupa la República Mexicana se refleja en los valores de los parámetros geofísicos, uno de los que han resultado más afectados por este desarrollo es el flujo de calor terrestre.

De acuerdo a los trabajos publicados más recientemente por Morán-Zenteno (1986), los procesos de formación de las estructuras geológicas observadas en México, aún no han sido explicados completamente. Sin embargo, a pesar de la

incertidumbre acerca de los mecanismos que les dieron origen, es posible en términos regionales dar la distribución de las principales estructuras observadas en México (Fig.1).

DATOS DE FLUJO DE CALOR

La dificultad para efectuar medidas directas de flujo de calor en pozos, ha provocado que únicamente se cuente actualmente con 53 mediciones en el continente (Fig. 2), las cuales han sido llevadas a cabo principalmente en minas o en pozos exploratorios y sólo uno de los pozos fue perforado específicamente para medir flujo de calor. En la figura, los triángulos señalan los datos publicados por Ziagos y colaboradores (1985) y los círculos los de Smith y colaboradores (1974, 1979). Los valores de flujo de calor en la zona de la Faja Volcánica Mexicana van de 13 a 191 mW/m^2 y en la parte norte de México varían de 23 a 174.7 mW/m^2 . En general, los datos de la parte norte concuerdan con los obtenidos en Estados Unidos para las provincias térmica de Sierras y Valles y para la Provincia Central. También en la parte norte se observó que 4 valores se podrían correlacionar con los de la provincia del "rift" del Río Grande, de acuerdo con la relación que guardan el flujo de calor superficial y la producción de calor.

Por otra parte, los datos en la zona de la Faja Volcánica Mexicana, tienen un rango de variación muy grande debido a su diferente grado de confiabilidad y los valores más altos pueden relacionarse con sistemas hidrotermales activos.

Además de las mediciones directas de flujo de calor, en el continente se cuenta con los datos de flujo de calor basados en estimaciones indirectas, éstas se han llevado a cabo utilizando el geotermómetro de cuarzo y la relación de los isótopos de helio (Figs. 3 y 4). En ambos casos, los valores de flujo de calor se han calculado con base en relaciones empíricas, en el primer caso esta relación es entre las temperaturas calculadas con el geotermómetro de cuarzo para aguas de manantiales termales y el flujo de calor superficial; y en el segundo caso entre la razón He^3/He^4 en gases muestreados en manifestaciones geotérmicas superficiales y el flujo de calor reducido.

Dentro de la Faja Volcánica Mexicana se han realizado 32 mediciones de la relación de isótopos de helio (Fig. 3), en las cuales se incluyen los principales sistemas geotérmicos en esta zona: Los Azufres, Los Hornos y La Primavera. De acuerdo con esos datos, todos los valores de

flujo de calor reducido son mayores de 60 mW/m^2 , el cual es el valor promedio del flujo de calor superficial para zonas consideradas como "normales". En estos datos se observó la tendencia de los valores más bajos a encontrarse en áreas de formaciones geológicas más viejas y los más altos se localizan en áreas de rocas volcánicas recientes.

Las temperaturas calculadas con el geotermómetro de cuarzo (Fig. 4), se utilizaron para obtener contornos del flujo de calor estimado para una gran parte del territorio continental de México. Debido a que se cuenta con un mayor número de estimaciones de flujo de calor obtenidas con el geotermómetro de cuarzo (más de 300) que con otros métodos, fue posible elaborar con estos datos un mapa de contornos que refleja los patrones de variación de las temperaturas de equilibrio de las aguas de los manantiales. Este mapa muestra la presencia de tres anomalías positivas asociadas al "Rift" del Río Grande, la Faja Volcánica Mexicana y la continuación en México del Eje Volcánico de América Central.

DISCUSION

Los valores de flujo de calor en México han sido obtenidos por diferentes métodos (directos e indirectos) y no es posible efectuar una comparación cuantitativa entre los diferentes conjuntos de datos. Las mediciones directas de flujo de calor en pozos presentan variaciones muy grandes para datos con localizaciones muy cercanas, en algunos casos estas variaciones llegan a ser mayores de 80 mW/m^2 y pueden ser debidas a fenómenos locales de circulación en sistemas hidrotermales, o bien a variaciones en los parámetros que afectan la conductividad o las mediciones del gradiente geotérmico. En contraste con estos resultados, las mediciones de isótopos de helio indican valores más homogéneos para las estimaciones del flujo de calor reducido en la zona de la Faja Volcánica Mexicana.

A pesar de las diferencias en la magnitud de los valores obtenidos con los diferentes métodos, los patrones observados muestran una buena correlación con las estructuras tectónicas y es posible inferir una relación estrecha entre los fenómenos superficiales y las fuentes de calor profundas, puesto que todas las determinaciones indirectas de flujo de calor se basan en manifestaciones superficiales, principalmente manantiales termales. Y es posible observar una correlación en las tendencias regionales para todos los conjuntos de datos.

Como conclusión, se pueden definir varias provincias térmicas con base en los datos disponibles de flujo de

calor, estas provincias están relacionadas con las anomalías observadas en todos los conjuntos de datos. Los máximos más importantes corresponden a la zona de la Faja Volcánica Mexicana y áreas con un flujo de calor más bajo se localizan al norte y al sur de la Faja Volcánica, donde se tienen formaciones más viejas. Valores ligeramente más altos que el promedio se observan en la Sierra Madre Occidental. Las principales diferencias se obtienen para los valores de flujo de calor medidos en pozos y las estimaciones con el geotermómetro de sílice en el sureste de México, en el estado de Chiapas. Esto puede deberse a la intensa actividad hidrotermal en esta zona, relacionada con volcanismo reciente.

Es evidente que los datos de flujo de calor presentados en este trabajo no son suficientes para describir con detalle los complejos procesos tectónicos que tienen y han tenido lugar en esta región. Sin embargo, a una escala regional las principales provincias tectónicas están caracterizadas por las anomalías de flujo de calor. De cualquier forma es necesario obtener más datos para poder definir las anomalías locales dentro de las provincias geotérmicas, así como para resolver las diferencias observadas en los diferentes conjuntos de datos.

REFERENCIAS

Moran-Zenteno, D.J. 1986. Breve revision sobre la evolucion tectonica de Mexico. Geofis. Int., 25: 9-38.

Polak, B.G., Kononov, V.I., Prasolov, E.M., Sharkov, I.V., Prol, R.M., Gonzalez, A., Razo, A. and Molina, R., 1985. First estimations of terrestrial heat flow in the Transmexican Volcanic Belt and adjacent areas based on isotopic composition of natural helium. Geofis. Int., 24: 465-476.

Prol-Ledesma, R.M. and Juarez, G., 1986. Geothermal Map of Mexico. J. Volcanol. Geoth. Res., 28: 351-362.

Smith, D.L., 1974. Heat flow, radioactive heat generation, and theoretical tectonics for north western Mexico. Earth Planet. Sci. Lett., 23: 43-52.

Smith, D.L., Nuckels III, C.E., Jones, R.L. and Cook, G.A., 1979. Distribution of heat flow and radioactive heat generation in Northern Mexico. J. Geophys. Res., 84: 2371-2379.

Ziagos, J.P., Blackwell, D.D. and Mooser, F., 1985. Heat flow in Southern Mexico and the Thermal effects of subduction. J. Geophys. Res., 90: 5410-5420.

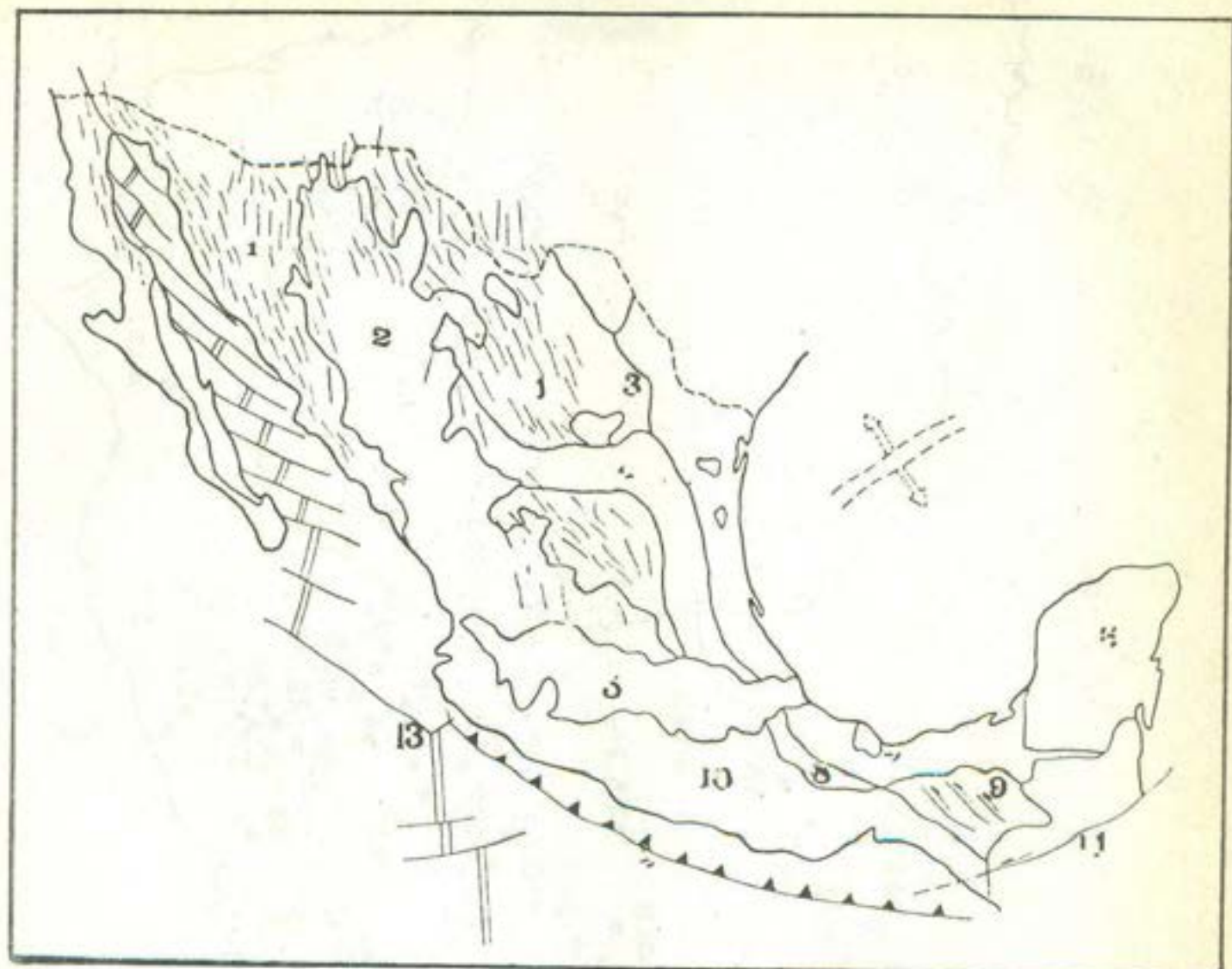
FIGURAS

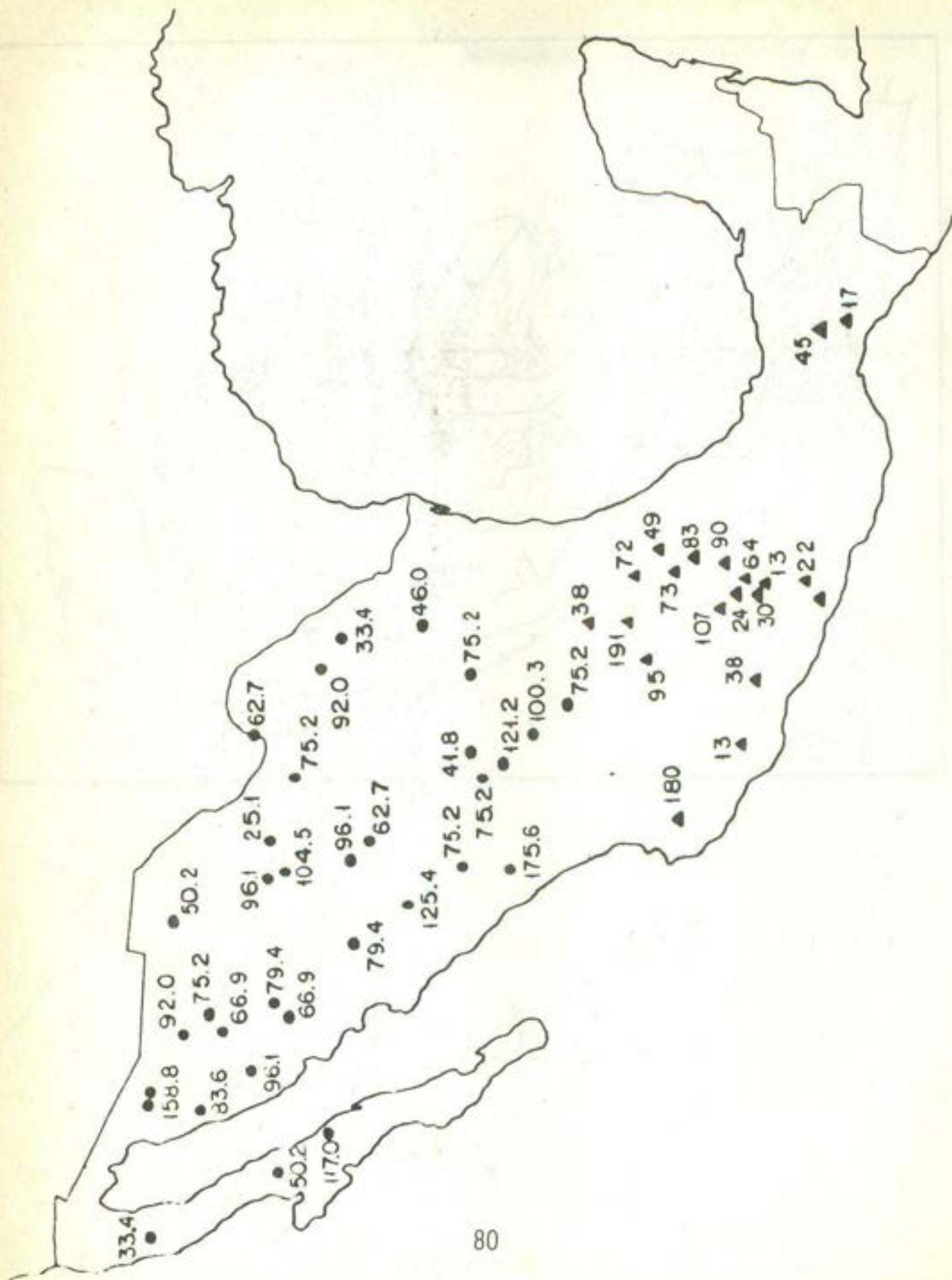
Fig.1 - Principales estructuras tectónicas en México. 1 y 3 indican estructuras del tipo de Sierras y Valles, el número 2 señala la Sierra Madre Occidental, el 4 - la Sierra Madre Oriental, el 5 es la Faja Volcánica Mexicana, el 6 la Plataforma de Yucatán, el 7 la Provincia costera del Golfo, el 8 la Sierra de Juárez, la 9 la Sierra de Chiapas, el 10 la Sierra Madre del Sur, el 11 señala el Sistema de Fallas Polochic-Motagua, el 12 la Trinchera de Acapulco y el 13 la Cresta del Pacífico Oriental.

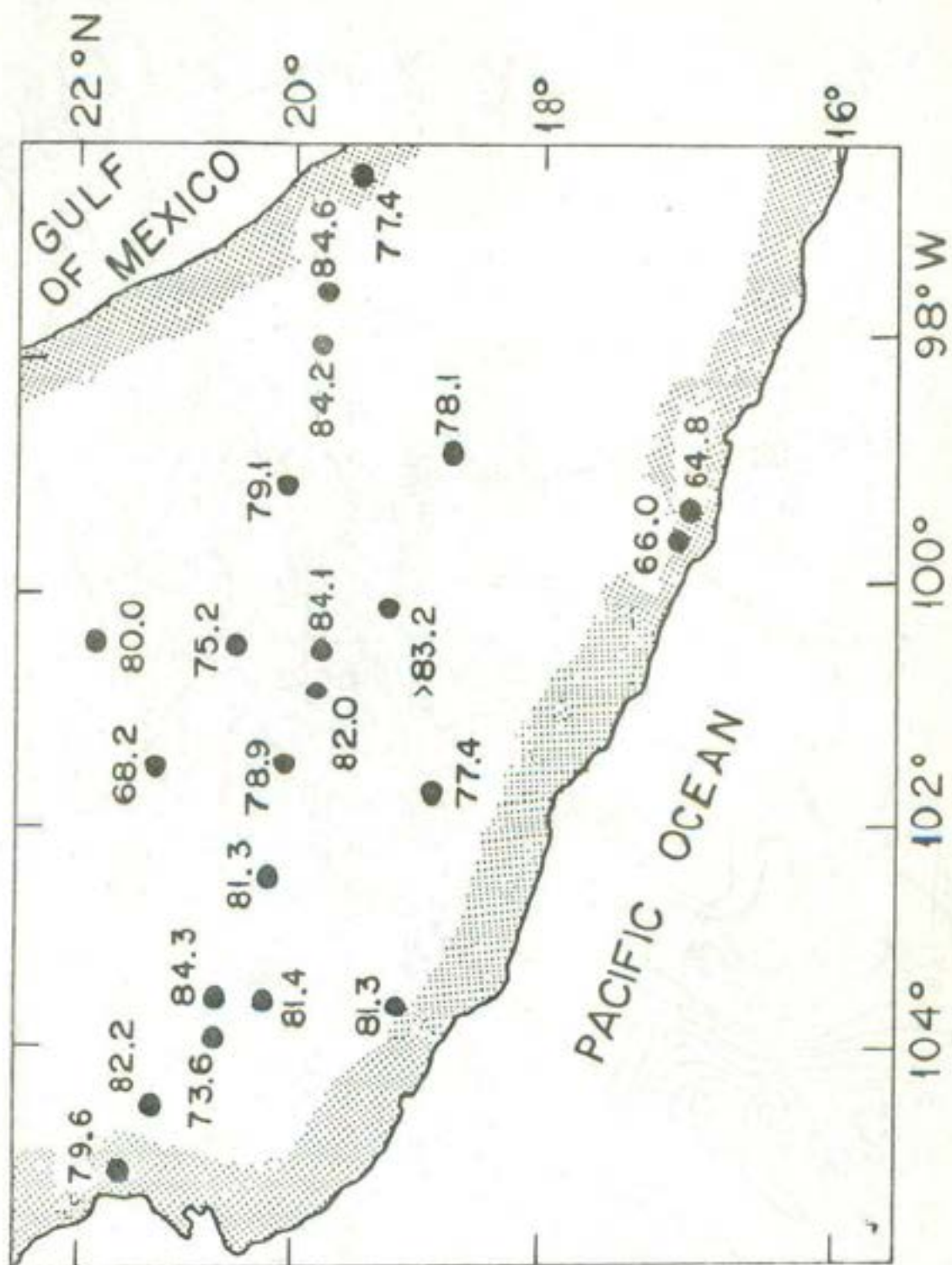
Fig.2 - Mediciones de flujo de calor efectuadas en el territorio continental de México. Valores de flujo de calor en mW/m^2 . Tomados de Smith (1974), Smith y otros (1979) y Ziagos y otros (1985).

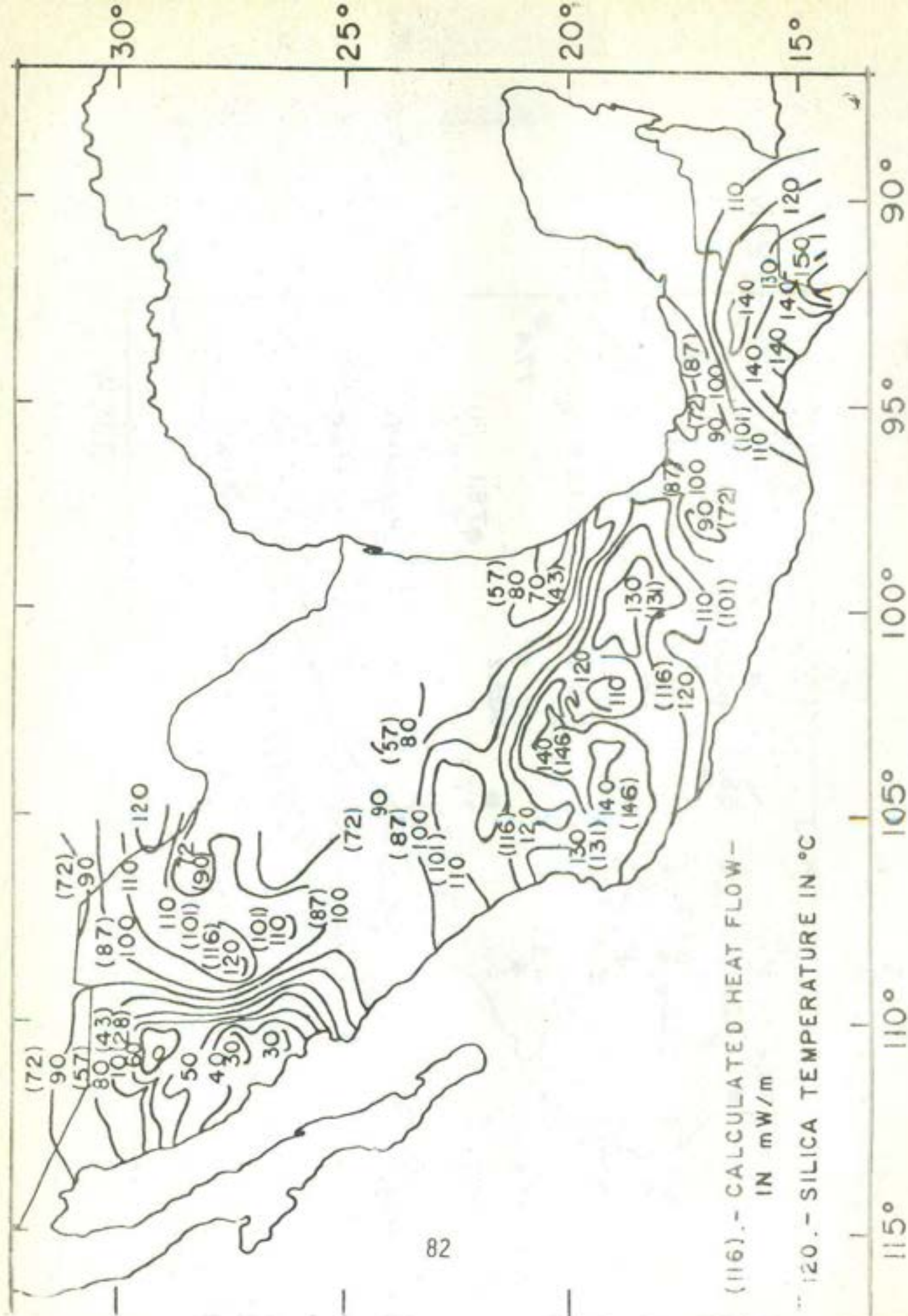
Fig.3 - Estimaciones de flujo de calor en la zona de la Faja Volcánica Mexicana con base en la relación isotópica He^3/He^4 . Tomada de Polak y otros (1985).

Fig.4 - Estimaciones de flujo de calor en México utilizando la temperatura calculada con el geotermómetro de cuarzo. Tomados de Prol-Ledesma y Juárez (1986).









PRUEBAS DE DESPLAZAMIENTO DE FLUIDOS EN MEDIOS POROSOS

Cruz Hernández, J.
Tecnología de Explotación, INSTITUTO MEXICANO DEL
PETRÓLEO.

R E S U M E N

El flujo de fluidos miscibles a través de medios porosos es un proceso que se presenta en algunas áreas de ingeniería petrolera, ingeniería química e hidrogeología, tales como la recuperación de hidrocarburos, columnas de intercambio iónico y flujo de aguas subterráneas.

En este trabajo se describe un dispositivo para estudiar el desplazamiento de fluidos en rocas porosas y se presentan los resultados que fueron obtenidos con muestras de arenisca Berea, usando NaCl como trazador. Los resultados experimentales concuerdan con las predicciones de la teoría propuesta por Coats y Smith. Esta teoría considera a la matriz porosa como formada por zonas de flujo (canales) y zonas de estancamiento (trampas), y usa una relación lineal para explicar el intercambio de fluidos entre canales y trampas.

El excelente ajuste entre teoría y experimento indica que se cuenta con una valiosa metodología teórico-experimental que puede ser usada para incursionar en otras áreas de investigación, tales como el estudio del flujo de fluidos en medios heterogéneos y fracturados.

INTRODUCCION.

Pruebas de desplazamiento de fluidos en medios porosos realizadas en laboratorio han revelado la existencia de canales y trampas. Los primeros son aquellas porciones que participan en la conducción de fluidos y las segundas son regiones de estancamiento (Pérez Rosales, 1982).

Según la teoría de Coats y Smith, el desplazamiento miscible de un fluido por otro, en el interior de la matriz porosa, se lleva a cabo por dos procesos: convección y dispersión. La convección es el movimiento de fluidos debido a la existencia de gradientes de presión, y es de tipo frontal (o de pistón). La dispersión es el desplazamiento de flui -

dos debido a gradientes de concentración y está regida por -- una ley tipo Fick.

La ecuación de convección-dispersión conduce a una expresión para la concentración del trazador en función de la posición y del tiempo. En este trabajo se describen las modificaciones hechas a la teoría de Coats y Smith de acuerdo al tipo de pruebas realizadas, y se describe además el dispositivo experimental utilizado. De los resultados obtenidos se puede concluir que la teoría explica en forma satisfactoria el desplazamiento de fluidos miscibles en medios porosos.

TEORIA.

Supongamos que se tiene un medio poroso (una muestra de arenisca, por ejemplo) 100% saturado con un fluido al que llamaremos "fluido original" y que a un tiempo $t=0$ empezamos a inyectar un fluido miscible con el fluido original. Entonces, si C_i es la concentración de canal del fluido inyectado, se encuentra que, para un sistema unidimensional (Pérez Cárdenas, 1986):

$$A \frac{\partial^2 C_i}{\partial X^2} - \frac{\partial C_i}{\partial X} = F \frac{\partial C_i}{\partial T} + (1 - F) \frac{\partial C_i^*}{\partial T} \quad (1)$$

$$(1 - F) \frac{\partial C_i^*}{\partial T} = B (C_i - C_i^*) \quad (2)$$

Donde:

A = Coeficiente de dispersión adimensional.

X = Distancia adimensional.

F = Fracción volumétrica de canales.

C_i^* = Concentración de estancamiento del fluido desplazante.

T = Tiempo adimensional.

B = Coeficiente de transferencia adimensional.

En el presente caso las condiciones iniciales y de frontera - de interés son:

$$C_i(X,0) = 0 \quad X > 0 \quad (3a)$$

$$C_i^*(X,0) = 0 \quad X > 0 \quad (3b)$$

$$C_i(\infty,T) = 0 \quad T \geq 0 \quad (3c)$$

$$C_i(0,T) = 1 \quad T \geq 0 \quad (3d)$$

La cuarta condición, a diferencia del modelo de Coats-Smith, supone que el contraflujo a la entrada de la muestra es despreciable, así es que, la concentración de fluido inyectado es constante e igual a la unidad.

El sistema formado por las ecuaciones (1) y (2), con las condiciones 3a-3d, se puede resolver por el método de transformada de Laplace, obteniendo para la concentración del fluido desplazante, en función de X y T:

$$C(X,T) = \frac{e^T}{\pi} \int_0^\infty \frac{e^M}{1+z^2} \left[\cos(zT - N) + z \sin(zT - N) \right] dz \quad (4)$$

Donde:

$$M = \frac{X}{2A} (1 - \sqrt{\rho} \cos \frac{\theta}{2})$$

$$N = \frac{x}{2A} \sqrt{\rho} \sin \frac{\theta}{2}$$

$$\rho = \sqrt{U^2 + V^2}$$

$$\theta = \arctan \frac{V}{U}$$

$$U = 1 + 4A \left[F + \frac{Bb + B(1+z^2)}{(1+b)^2 + z^2} \right]$$

$$V = 4Az \left[F + \frac{Bb}{(1+b)^2 + z^2} \right]$$

$$b = \frac{B}{1-F}$$

En la figura 1 se presenta una gráfica de la concentración C , contra tiempo adimensional T , para $A=0.003$, $B=0.2$, $F=0.93$, -- $x=1$. Un valor unitario de x quiere decir que las observaciones se hacen a la salida de la muestra.

TRABAJO EXPERIMENTAL.

Para probar la validez de la ecuación (4) se hicieron varias pruebas de desplazamiento. La parte principal del sistema experimental es una muestra de roca Berea. La muestra está cortada en forma cilíndrica y encapsulada con resina epóxica -- (figura 2). Las tapas portamuestra son de acrílico. Entre el cilindro muestra y las tapas, se forman dos delgadas cámaras, donde se alojan los electrodos E-E' y S-S' que permiten hacer mediciones eléctricas de los fluidos. A partir de estas mediciones es posible determinar la concentración de las solucio-

nes salinas.

Para hacer circular los fluidos a través de la muestra, se usa un sistema de desplazamiento que permite establecer un gradiente de presión constante. La muestra, esbilizada y lavada, se satura ya sea con salmuera de 0.05 g/l NaCl o bien con agua destilada, con la ayuda de una bomba de vacío. Después, se hace circular el mismo fluido hasta que la resistencia de salida se estabiliza. En ese momento, se empieza a inyectar la salmuera usada como trazador y se inician la mediciones.

A continuación se indican las características de la muestra utilizada:

Clave:	DMH-2
Diámetro:	3.65 cm.
Longitud:	4.80 cm.
Volumen de poro:	11.05 cm ³
Volumen total:	50.21 cm ³
Porosidad:	23%
Permeabilidad :	530 md

Se incluyen en este trabajo los resultados de tres de las corridas realizada. Los puntos experimentales de cada corrida fueron graficados y se les ajustó una curva teórica, la curva continua de las figuras 3,4 y 5. Como se observa, el acuerdo entre la curva teórica y los puntos experimentales es muy bueno, lo cual da confiabilidad a la teoría.

Las características de los fluidos usados, así como los valores de los parámetros que mejor ajustaron a los datos experimentales, se muestran en la tabla 1.

DISCUSION Y CONCLUSIONES.

El presente trabajo representa un esfuerzo por cuantificar algunas de las características más importantes del sistema roca-fluido, ya que debido a la gran cantidad de problemas que involucran el paso de fluidos en medios porosos, toda contribución que tienda a mejorar el conocimiento actual del proceso tiene un interés especial.

Aunque otros autores (Baker, L.E. 1977, Brigham, W.E. 1974) han utilizado el modelo de Coats-Smith en la descripción del fenómeno, las condiciones iniciales y de frontera usadas en este trabajo, aunado al equipo experimental utilizado fueron determinantes en el logro del excelente ajuste de la curva teórica a los puntos experimentales.

Por lo anterior, se puede concluir que la teoría en su forma actual describe en forma correcta el desplazamiento de fluidos miscibles en la matriz porosa de la roca. Se considera entonces, que puede tener aplicaciones prácticas tanto a nivel laboratorio como de campo.

REFERENCIAS.

1. Baker, L.E.: "Effects of Dispersion and Dead-end Pore Volume in Miscible Flooding", Soc. Pet. Eng. J. [June 1977] pp. 219-227.
2. Brigham, W.E.: "Mixing Equations in Short Laboratory Cores", Soc. Pet. Eng. J. (Feb. 1974) pp. 91-99.
3. Coats, K.H. and Smith, B.D.: "Dead-end Pore Volume and Dispersion in Porous Media", Soc. Pet. Eng. J. (March 1964) pp. 73-84.
4. Ogata, A.: "Theory of Dispersion in a Granular Medium", Geological Survey Professional Paper 411-I, U.S. Department of the Interior (1970).
5. Pérez Cárdenas, F.C.: "Dispersión de Trazadores en Medios Porosos Fracturados", Tesis Profesional, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México (1986).
6. Pérez Rosales, C.: "On the Relationship Between Formation Resistivity Factor and Porosity", Society of Petroleum Engineers Journal [August 1982] pp. 531-536.

TABLA 1
CARACTERISTICAS DE LOS SISTEMAS ROCA-FLUIDOS

CORRIDA	FLUIDO ORIGINAL	FLUIDO INYECTADO	A	B	F
1	salm. 0.05 g/l	salm. 5 g/l	0.045	0.01	0.98
2	agua destilada	salm. 5 g/l	0.045	0.002	0.90
3	agua destilada	salm. 0.5 g/l	0.033	0.002	0.905

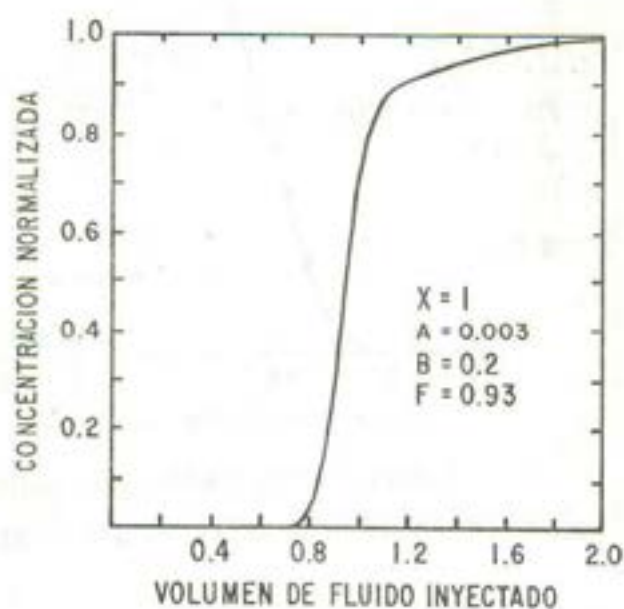


FIG.1.-CONCENTRACION DE FLUIDO INYECTADO, A LA SALIDA DE LA MUESTRA.

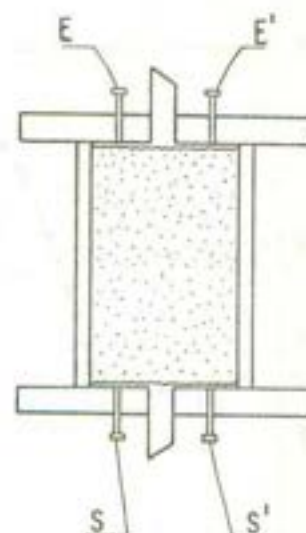


FIG.2.-CELDA PORTAMUESTRAS.

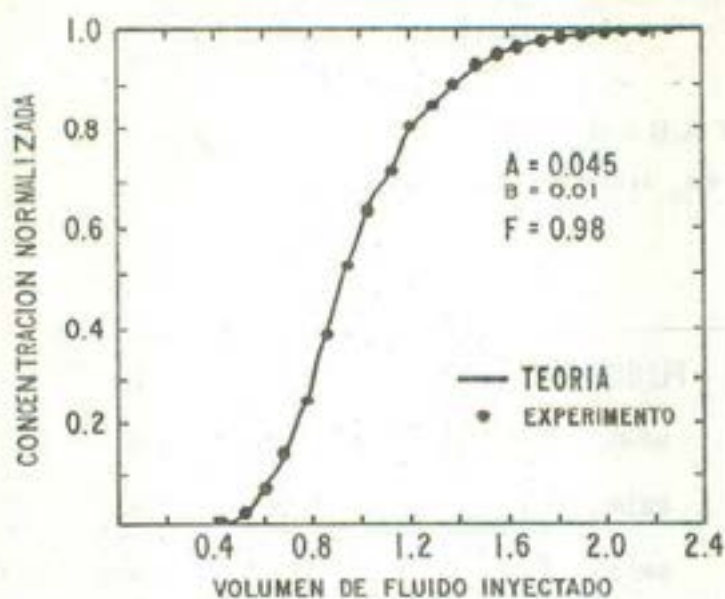


FIG.3.-CORRIDA 1.- CONCENTRACION CONTRA VOLUMENES DE PORO DE FLUIDO INYECTADO.

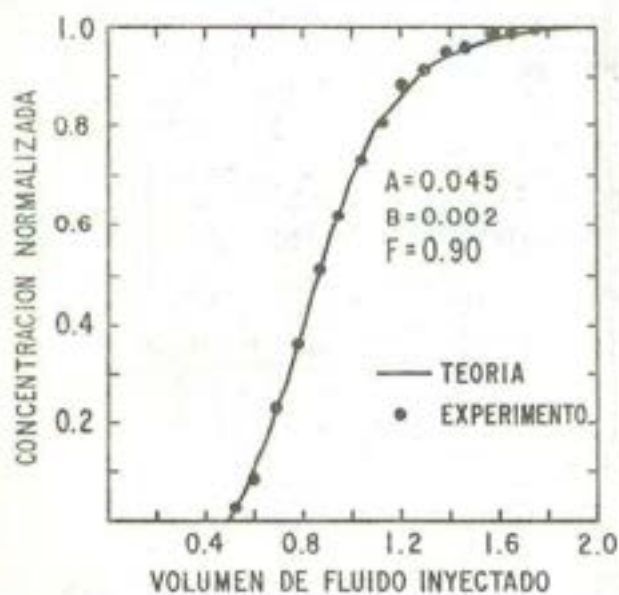


FIG.4.- CORRIDA 2.- CONCENTRACION CONTRA VOLUMENES DE PORO INYECTADO.

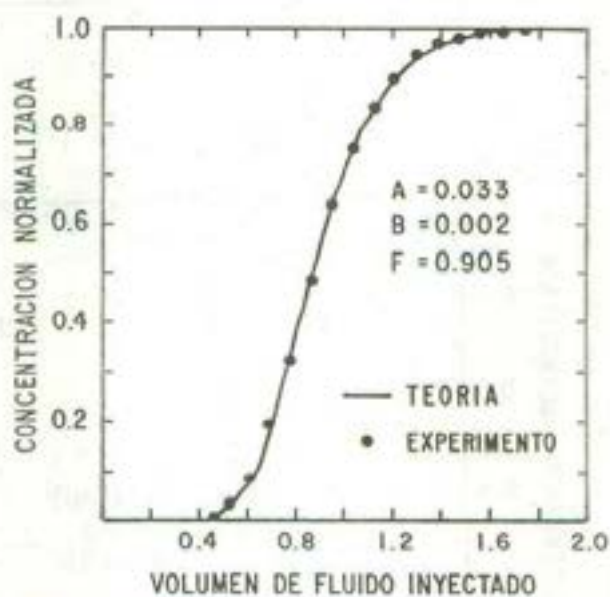


FIG.5.- CORRIDA 3.- CONCENTRACION CONTRA VOLUMENES DE PORO DE FLUIDO INYECTADO.

EL METODO DE UPWIND DIRECTO EN PROBLEMAS DE ADVECCION-DIFUSION

Jorge Carrera Bolaños

Instituto de Geofísica, UNAM, 04500 México, D.F.

(Resumen)

Desde problemas de aguas subterráneas, incluyendo problemas de la mayor relevancia, como contaminación de acuíferos, hasta algunas de las ecuaciones que gobiernan aspectos de la relación sol-tierra, la ecuación de advección-difusión (inducción-convección, convección-difusión, transporte con difusión, etc.) constituye un modelo apropiado en Geofísica. Esta ecuación viene dada, en su forma típica, por

$$-\operatorname{div}(K\nabla\Phi) + w \cdot \nabla\Phi = f, \text{ definida en } \Omega \subseteq \mathbb{R}^n, n \geq 1,$$

donde Φ es el campo incógnita a buscar, K es un tensor, w es un campo vectorial definido en Ω y f es una función que representa datos en el interior de Ω . El problema queda correctamente planteado una vez establecidas las condiciones de frontera correspondientes, pudiéndose además imponer diversas restricciones al interior (obstáculos, controles, etc) o en la frontera.

Sin embargo, su solución numérica presenta dificultades cuando el término advectivo es dominante, los esquemas clásicos presentan un comportamiento caótico en cuanto el llamado *número local de Peclet* sobrepasa el valor 2:

$$Pe_h = \frac{h|w|}{|K|} > 2,$$

donde $|w|$ y $|K|$ representan las normas de w y K y h es el

parámetro de medida de la red de elementos finitos.

En este trabajo se presentan someramente las siguientes situaciones geofísicas y afines modeladas físicamente por la ecuación mencionada:

- o Contaminación de acuíferos confinados
- o Contaminación de acuíferos no confinados
- o Control de la contaminación en acuíferos
- o Conducción y convección de calor
- o Flujo viscoso incompresible
- o Convección-difusión en gases: La ecuación de Fokker-Plank
- o Difusión de un gas en un campo electromagnético externo
- o La ecuación de Burger

De esta manera se ejemplifica la gran variedad de problemas a modelar, resaltando la diversidad de condiciones de frontera y posibles restricciones al interior del dominio, como en el caso de rehabilitación y control de acuíferos, donde se imponen límites a la concentración de contaminantes, así como casos no lineales.

Desde nuestro punto de vista, la única manera metodológicamente coherente de enfrentarse a estos problemas a fin de efectuar análisis tanto cualitativo como cuantitativo consiste en establecer sus formulaciones variacionales, generándose entonces de manera sistemática diversos modelos matemáticos. Por ejemplo, la formulación variacional primal está dada por

Encuéntrese $u \in K_u$ tal que

$$c \int_{\Omega} K \nabla u \cdot \nabla v_0 \, d\Omega + \int_{\Omega} w \cdot \nabla u \, v_0 \, d\Omega = \int_{\Omega} f \, v_0 \, d\Omega + c \int_{\partial\Omega_2} g \, \gamma v_0 \, d\partial\Omega,$$

$$\forall v_0 \in K_0.$$

Siendo K_u el conjunto de campos admisibles,

$$K_u = \{v \in H^1(\Omega): \gamma v = \bar{u} \text{ on } \partial\Omega_1\},$$

donde a su vez $H^1(\Omega)$ es el espacio de Sobolev correspondiente y $\gamma \in \mathcal{L}(H^1(\Omega), H^{1/2}(\partial\Omega))$ es el operador de traza. K_0 es el conjunto de campos que satisfacen condiciones de frontera homogéneas.

El problema se discretiza pasando a espacios de dimensión finita. En ellos se escoge como base un conjunto de funciones globales de interpolación, en particular podemos escoger las funciones de Lagrange de primer orden (funciones *chapeau*). Al expresar los vectores discretos u_h y v_h en términos de sus coordenadas con respecto a esa base obtenemos la versión R^h del sistema (m_h es la dimensión de este espacio, dependiente del parámetro h), o versión matricial:

Encuéntrese $\underline{\alpha} \in K^h$ tal que

$$\underline{\beta}_0 \cdot (c \underline{A} \underline{\alpha} + \underline{B} \underline{\alpha}) = \underline{\beta}_0 \cdot \underline{b}, \quad \forall \underline{\beta}_0 \in K_0^h,$$

El tratamiento de las fronteras libres, de las restricciones internas o de frontera, etc., se incorpora de manera natural a las formulaciones variacionales. Considerando el caso de contaminación de acuíferos saturados, por ejemplo, se imponen las siguientes restricciones al campo incógnita en el interior de Ω , $\hat{\Omega}$, denotándolo por c (concentración):

$$c_1(\mathbf{x}) \leq c(\mathbf{x}; t) \leq c_2(\mathbf{x}), \quad \text{en } \hat{\Omega}, \quad (*)$$

siendo c_1 y c_2 dos funciones definidas en $\hat{\Omega}$, $0 \leq c_1(\mathbf{x})$, $c_2(\mathbf{x})$. En general estas funciones son constantes, indicando que la concentración del contaminante no debe sobrepasar un cierto valor.

Cuando ambas son iguales a cero se impone la eliminación total de la sustancia disuelta en el fluido. Esta condición se incorpora al modelo planteándola en forma subdiferencial.

En cuanto al tratamiento del término advectivo se utiliza el llamado *método directo de upwind*, cuya esencia consiste en aproximar únicamente el término advectivo, que se reinterpreta como la derivada direccional $\partial u / \partial w = w \cdot \nabla u$. Esta aproximación consiste en una interpolación hacia atrás (*upwind*, *upstream*), mientras que la integración se lleva a cabo por un método de cuadratura adecuado, por ejemplo el método de Simpson:

$$\int_{\Omega} w \cdot \nabla u_h v_{h0} d\Omega \approx \left[\frac{\partial_h u_h}{\partial w}, v_{h0} \right]_h,$$

y la derivada direccional aproximada $\partial u_h / \partial w$ se define entonces como la derivada en el nodo correspondiente de un polinomio que coincide hacia atrás, o sea en dirección $-w$, con el campo u en un número específico de puntos. El orden de la aproximación está dado por la cantidad de puntos que se tomen, o sea por el grado del polinomio de interpolación.

De esta manera se pueden generar de una manera metodológicamente correcta los esquemas numéricos que darán base a modelos computacionales, tanto en los casos concretos mencionados como en muchos mas.

AVENIDA DE DISEÑO: CUANDO NO SE TIENEN REGISTROS
HIDROMETRICOS EN EL SITIO DEL PROYECTO

DOMITILLO PEREYRA D. y ARMANDO HERNANDEZ T.

CENTRO DE METEOROLOGIA APLICADA
FACULTAD DE FISICA
UNIVERSIDAD VERACRUZANA

RESUMEN

El objetivo de este estudio fué calcular la avenida máxima que se pueda presentar, para períodos de retorno de 500 y 1000 años, en el río Tecolutla a la altura de la población denominada Espinal, dentro del Estado de Veracruz, sitio donde Comisión Federal de Electricidad pretende instalar una planta hidroeléctrica. Para ello se analizó la información hidrométrica, climatológica y fisiográfica de la cuenca, de los últimos 20 años, de donde se pudo constatar que en el sitio del proyecto no se cuenta con registros hidrométricos, lo que impidió la aplicación de los modelos estadísticos, teniendo que recurrir a los modelos lluvia-escurrimiento o hidrometeorológicos. Estos modelos permiten conocer el escurrimiento a partir de su causa directa que es la precipitación. En este estudio se aplicó el Modelo del Hidrograma Unitario; para aplicar este modelo fué necesario auxiliarse de los registros hidrométricos de la estación Remolino, situada aguas abajo del sitio del proyecto, para conocer las precipitaciones máximas ocurridas en toda la cuenca y poder determinar el índice de infiltración media, ϕ , de la subcuenca en estudio. El resultado del modelo fué una avenida de 2,791,000,000 m³ y 3,123,000,000 m³ para los períodos de retorno de 500 y 1000 años, respectivamente.

1. INTRODUCCION

Uno de los problemas, más importantes, que se presenta al diseñar una obra hidráulica de gran magnitud es determinar el hidrograma de la avenida máxima que se pueda presentar con determinada frecuencia en el sitio del proyecto.

En el presente estudio se calcula la avenida máxima que se pueda presentar, para cierto período de retorno, en el río Tecolutla a la altura de la población denominada Espinal, Veracruz; sitio donde Comisión Federal de Electricidad pretende instalar una planta hidroeléctrica.

La cuenca del río Tecolutla se encuentra ubicada geográficamente entre los 19°30' y 20°30' latitud norte, y los 97° y 98°15' longitud oeste del meridiano de Greenwich (Fig. 1). Tiene una área, aproximada, de 7,342 km² hasta su desembocadura al Golfo de México, la cual se encuentra distribuida entre los estados de Tlaxcala, Hidalgo, Puebla y Veracruz. En esta cuenca se pueden distinguir tres zonas: a) La parte alta, ubicada dentro de la Sierra Madre Oriental en la que los causes se encuentran alojados en cañones angostos y profundos con fuertes pendientes; b) La parte intermedia, donde disminuyen las pendientes de los causes y es posible construir vasos de almacenamiento, para generar energía hidroeléctrica en tre otros usos, y c) La parte baja, que atraviesa la planicie costera del Estado de Veracruz, hasta la desembocadura en el Golfo de México (C.F.E., 1977).

La precipitación media anual de la cuenca, según sus zonas es la siguiente: en la parte alta, localizada entre los Estados de Tlaxcala, Hidalgo y Puebla, la precipitación es del orden de 700 mm, en la parte media es del orden de 2500 mm, con centros de alta precipitación en La Pagoda y Atexcaco, Puebla (ver fig. 2), donde la precipitación media es del orden de 3400 mm, y la parte baja, la precipitación es de 1400 mm aproximadamente (Pereyra y Hernández, 1988)

Esta cuenca se ve afectada, algunas veces, por las Tormentas Tropicales, que se forman en el Mar Caribe y en el Golfo de México (en la Sonda de Campeche), las cuales generan intensas precipitaciones en la parte media de la cuenca, produciendo grandes avenidas en las partes bajas del río durante el período julio a septiembre. También es afectada por las masas de aire --- frío que descienden del Polo Norte (fenómenos meteorológicos conocidos como nortes), durante el período octubre a marzo, los cuales generan pequeñas precipitaciones de larga duración en la cuenca (Pereyra: 1986, 1988).

2. METODOLOGIA

Para conocer la avenida de diseño se recurrió a uno de los modelos - hidrometeorológico mas usado en hidrología, el cual se le conoce como modelo del Hidrograma Unitario. Este modelo permite conocer el escurrimiento a partir de su causa directa que es la precipitación. Los modelos lluvia-escurrimiento, tienen las siguientes ventajas con respecto a los modelos estadísticos (éstos no se pudieron aplicar por no contar con datos de escurrimiento - en el sitio del proyecto), lo que los hace ser más confiables:

a) Los registros de precipitación son generalmente más antiguos que los de escurrimiento, por lo que los análisis estadísticos de los datos de - precipitación resultan más confiables.

b) El modelo lluvia-escurrimiento permite conocer la avenida de diseño y no solo el gasto máximo como ocurre con los métodos estadísticos.

Para aplicar el modelo del Hidrograma Unitario es necesario definir antes, que es el hidrograma unitario.

El hidrograma unitario de una cuenca se define como el hidrograma -- del escurrimiento directo resultante de un centímetro de lluvia en exceso* - generada uniformemente sobre toda la cuenca, con una intensidad también uniforme durante un período de tiempo igual a la duración en exceso**.

La teoría del hidrograma unitario se basa en las siguientes hipótesis (Springall, 1967):

a) La lluvia en exceso se distribuye uniformemente en el espacio y - en el tiempo.

b) El tiempo base de duración del hidrograma del escurrimiento directo, debido a la lluvia en exceso, de duración unitaria es constante.

c) Las ordenadas de los hidrogramas de escurrimiento directo de un - tiempo base común son directamente proporcionales a la cantidad total de escurrimiento directo representado por cada hidrograma.

* La lluvia en exceso es la parte de la precipitación que origina el escurrimiento directo.

** La duración en exceso es el tiempo que dura la lluvia en exceso

d) Para una cuenca dada, la forma del hidrograma unitario representa las características fisiográficas de la misma.

Con base en lo anterior, para calcular el hidrograma unitario de una tormenta aislada, se procede de la siguiente manera.

1o. Se separa el hidrograma de la tormenta del gasto y se calcula el volumen de escurrimiento directo.

2o. Para obtener las ordenadas del hidrograma unitario se dividen las ordenadas del hidrograma de escurrimiento entre el volumen de éste, expresado en láminas de agua.

3o. Para calcular la duración efectiva de la lluvia en exceso que produjo el escurrimiento para el cual se calculó el hidrograma unitario, se debe de conocer el histograma de las precipitaciones medias de esa tormenta y el índice de infiltración.

2.1. MODELO DEL HIDROGRAMA UNITARIO

Es de los modelos que requiere mayor cantidad de datos. Para aplicar este modelo se requiere procesar los datos de lluvia y escurrimiento de la siguiente manera:

1o. Calcular las curvas de intensidad-duración-frecuencia para la cuenca en estudio.

2o. Determinar el coeficiente de infiltración, de la cuenca, para cada avenida registrada y trazar una gráfica de la variación de capacidad de infiltración respecto al tiempo en que se presentó dicha avenida.

3o. Obtener hidrogramas unitarios para diferentes duraciones de lluvia en exceso.

Una vez procesados los datos de acuerdo con los pasos anteriores, se procede de la siguiente manera (Wister y Brater, 1963).

a) Se escoge el período de retorno de la tormenta de diseño.

b) Se supone una duración de la tormenta de diseño.

c) Con el período de retorno escogido en a) y la duración en b) se calcula la altura de precipitación con base en las curvas de intensidad-duración-frecuencia de la cuenca en estudio.

d) Se calcula el hietograma de la tormenta para la altura de precipitación obtenida en c).

e) Con el hietograma deducido en el paso anterior y con el coeficiente de infiltración, de la cuenca, obtenido anteriormente, se calcula la altura de lluvia en exceso y la duración en exceso de la tormenta.

f) Conocida la duración de la lluvia en exceso se ve a que hidrograma unitario corresponde. Seleccionado el hidrograma unitario, como se conoce la altura de lluvia en exceso del inciso anterior se podrá obtener la avenida multiplicando las ordenadas del hidrograma unitario por la altura de lluvia. La avenida así deducida corresponde a una tormenta cuya duración se supuso en b). Si no tiene conocimiento de la duración de la tormenta mas desfavorable, se puede repetir el proceso a partir de b) suponiendo distintas duraciones de la tormenta, hasta obtener la avenida mas desfavorable.

3. RESULTADOS

Para la aplicación del modelo se siguieron los lineamientos expues-

tos en la sección anterior.

1o. Se obtuvieron las curvas de intensidad-duración-frecuencia (fig. 3) en base a las precipitaciones máximas pronosticadas por el modelo de Gumbel, ecuación 1, ajustada a las precipitaciones máximas de cada estación (Viessman, Jr. et al, 1977 y Raudkivi, 1979).

$$Y(T_m) = \bar{Y} - \frac{S_Y}{\sigma_N} \left\{ \bar{Y}_N + \ln \ln \left(\frac{T_m}{T_m - 1} \right) \right\} \quad (1)$$

donde:

$\bar{Y}$ es la media de la muestra de datos

S_Y es la desviación estándar de la muestra de datos

$\bar{Y}_N, \sigma_N$ son la media y la desviación estándar esperada en función del tamaño de la muestra (Tabla 1)

T_m es el período de retorno asignado a la obra

$Y(T_m)$ es el valor de la variable Y , pronosticado para el período de retorno T_m .

2o. Se determinó el coeficiente de infiltración, ϕ , de la cuenca para cada una de las tres avenidas más grandes registradas en la estación Remolino, tomando en cuenta las precipitaciones que generaron a éstas. Luego se promediaron estos valores para obtener el índice de infiltración media, ϕ , que se consideró representativo de la cuenca, resultado $\phi = 32,3$ mm/día. Este coeficiente de infiltración se utilizó para determinar la duración en exceso de la tormenta de diseño.

3o. Se obtuvieron los hidrogramas unitarios para cada uno de las tres tormentas más desfavorables registrados en toda la cuenca (Figs. 4, 5 y 6) y que generaron las avenidas más grandes registradas en la estación Remolino, ver figura 7, 8 y 9. Estos hidrogramas representan las características fisiográficas de la subcuenca del Remolino, las cuales se consideraron representativas del sitio del proyecto, en virtud de encontrarse dentro de la misma subcuenca y a pocos kilómetros aguas arriba del mismo río (ver fig. 1).

Las duraciones en exceso de estos hidrogramas fue de 3 y 5 días, dado que dos tuvieron la misma duración.

Una vez procesada la información se procedió a aplicar el modelo:

a) Para escoger el período de retorno que se le asignó a la tormenta de diseño, se aplicó la fórmula (Pereyra, et al., 1984).

$$T_m = n/P \quad (2)$$

donde P es la probabilidad de que ocurra la tormenta, con período de retorno T_m , durante los n años de vida útil de la obra. En nuestro caso se consideró $n = 50$ años y una probabilidad de que se presente la tormenta de diseño de 0.1 y 0.05 (dos probabilidades para que C.F.E. elija en función de la inversión económica) habiendo resultado una tormenta de diseño con período de retorno de 500 y 1000 años, respectivamente.

b) En base a la duración de las tormentas registradas en la cuenca, se supuso una duración de 5 días para la tormenta de diseño.

c) Con los períodos de retorno obtenidos en a) y la duración supuesta en b), se calcula la altura de precipitación diaria utilizando las curvas de intensidad-duración-frecuencia de la cuenca (fig. 3)

d) Con los datos del inciso c) se obtuvieron los hietogramas para las-

tormentas de diseño (figs. 10 y 11).

e) Con los hietogramas obtenidos en el paso anterior y con el índice de infiltración media $\bar{\phi}$ obtenido anteriormente, se obtuvo la lluvia en exceso y la duración en exceso de las tormentas de diseño (figs. 10 y 11)

f) Conocida la duración en exceso de la tormenta de diseño, se vió - a que hidrograma unitario de los obtenidos anteriormente correspondía, habiendo resultado ser igual al de la tormenta de 1981, ver fig. 12. Para conocer - la avenida de diseño, para cada uno de los periodos de retorno obtenidos en - el inciso a) se multiplicaron las ordenadas del hidrograma unitario por la - altura de la precipitación en exceso. Habiendo obtenido las avenidas de diseño mostradas en las figuras 13 y 14.

4. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

De las figuras 10 y 11, y considerando el área de captación hasta el sitio del proyecto (Espinal), se obtiene el volumen de escurrimiento* que llegará al vaso de almacenamiento, generado por las tormentas con periodo de retorno de 500 y 1000 años, dicho escurrimiento sería de 2,791,000,000 m³ y --- 3,123,000,000 m³ respectivamente.

De las figuras 13 y 14 se puede concluir que la llegada de agua al - vaso tendría un pico muy alto (23,500 m³/s y 26,500 m³/s) pero a la vez desaparecería rápidamente en unas horas, esta rapidez de drenaje del cause se debe a la fuerte pendiente que tiene la cuenca en su parte superior. Por ello - es recomendable que se construya un vertedor que pueda desalojar este pico de la avenida (casi instantánea), en caso de no tener capacidad de almacenamiento al vaso.

Se recomienda para elegir la tormenta de diseño se haga un análisis-económico del proyecto, dado que conforme aumenta el tamaño de la avenida de-diseño el costo de la obra se incrementa en forma exponencial aunque al mismo tiempo la probabilidad de riesgo disminuye (C.F.E., 1980).

5. AGRADECIMIENTOS

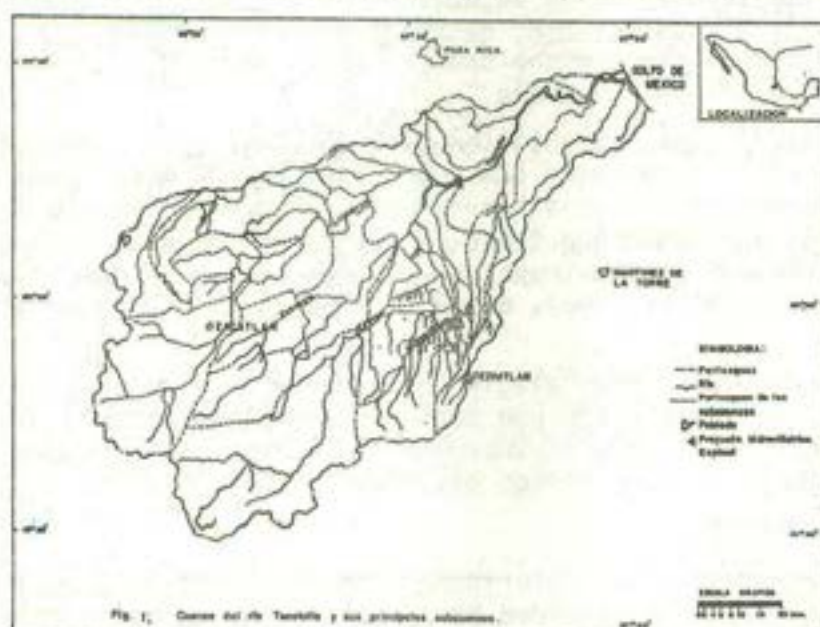
Se agradece a las autoridades, de la Dirección General del Area Académica Técnica de la Universidad Veracruzana y de la División Hidrométrica - Golfo de la Comisión Federal de Electricidad, por conseguir la firma del convenio, motivo de este estudio, entre los representantes legales de ambas Instituciones, así también por las facilidades prestadas durante la realización del mismo y por el apoyo brindado para exponer los resultados de este estudio en la Reunión Anual 1988 de la Unión Geofísica Mexicana.

6. REFERENCIAS

- C.F.E., 1977: Boletín Hidrométrico; Cuenca del Río Tecolutla, Vol.7, C.F.E.
C.F.E., 1980: Manual de Diseño de Obras Civiles, Secc. Hidrotecnia, A.1.10-- Avenida de Diseño, C.F.E.
Pereyra, D.D., Palma, G.B. y Hernández, T.A., 1984: Análisis Estadístico y - Probabilístico de la Precipitación en Xalapa, Veracruz, México; Informe Técnico, Centro de Meteorología Aplicada de la Facultad de Física, Universidad Veracruzana.

* Este volumen es sin considerar la captación de los vasos del complejo -- hidroeléctrico Necaxa, situado aguas arriba del sitio del proyecto.

- Pereyra, D.D., 1986: Recursos Hidráulicos del Estado de Veracruz, Cap. VI -- del Tratado "Aspectos Físicos y Recursos Naturales del Estado de Veracruz", Universidad Veracruzana (por publicarse).
- Pereyra, D.D., 1988: Impacto de los Huracanes y Tormentas Tropicales Sobre el Estado de Veracruz, Revista GEOS de la Unión Geofísica Mexicana, Vol.8, No. 2.
- Pereyra, D.D. y Hernández, T.A., 1988: Avenida de Diseño para el Proyecto -- Hidroeléctrico Espinal, Veracruz, Informe Técnico para C.F.E., Centro de Meteorología Aplicada de la Facultad de Física. Universidad Veracruzana.
- Raudkivi, A.J., 1979: Hydrology: An Advanced Introduction to Hydrological -- Processes and Modelling, Pergamon Press.
- Springall, G.R., 1978: Análisis Estadístico y Probabilístico de Datos Hidrológicos, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Viessman, Jr. W., Knapp, J.W., Lewis, G.L. y Harbaugh, T.E., 1977: Introduction to Hydrology, Harper y Row, Publishers, Inc.
- Wister, Ch., O. and Brater, E.F., 1963: Hydrology, Hohn Wiley and Sons, Inc.



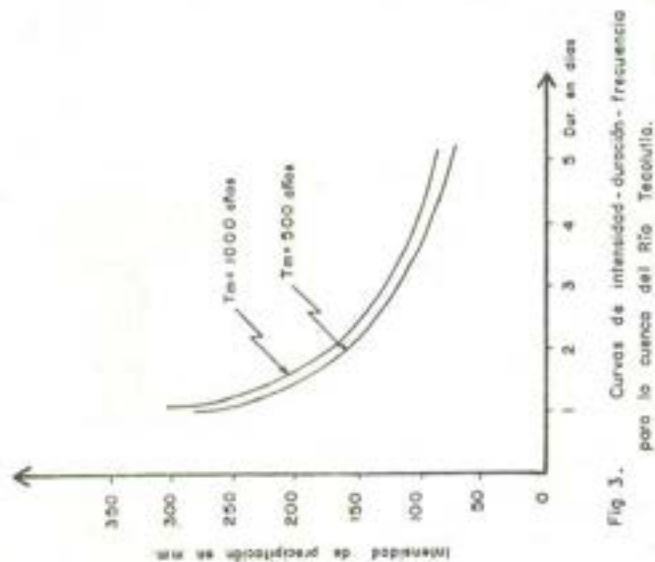


Fig. 3. Curvas de intensidad-duración-frecuencia para la cuenca del Río Tecoluta.

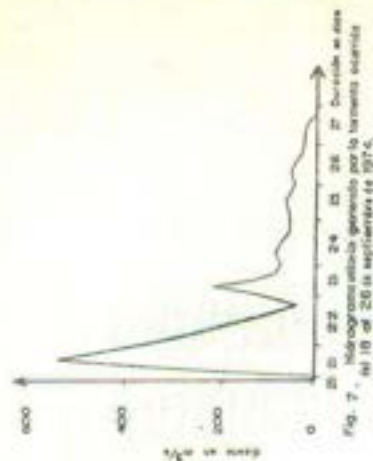


Fig. 7. Hidrograma aludido generado por la tormenta ocurrida el 14 de septiembre de 1974.

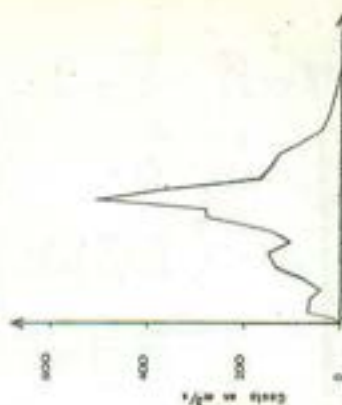


Fig. 8. Hidrograma aludido generado por la tormenta ocurrida el 23 de septiembre de 1981.



Fig. 6. Map of the Tecoluta river basin showing isohyets and storm tracks. The map includes labels for 'ESTADO DE VERACRUZ', 'CANTON DE LA TRINIDAD', 'RIO RICA', and 'RIO DE VERACRUZ'. A legend indicates 'Isohietas' (solid lines) and 'Trayectoria de las tormentas' (dashed lines). A scale bar shows 0 to 100 km.



Fig. 9. Map of the Tecoluta river basin showing isohyets and storm tracks. The map includes labels for 'ESTADO DE VERACRUZ', 'CANTON DE LA TRINIDAD', 'RIO RICA', and 'RIO DE VERACRUZ'. A legend indicates 'Isohietas' (solid lines) and 'Trayectoria de las tormentas' (dashed lines). A scale bar shows 0 to 100 km.

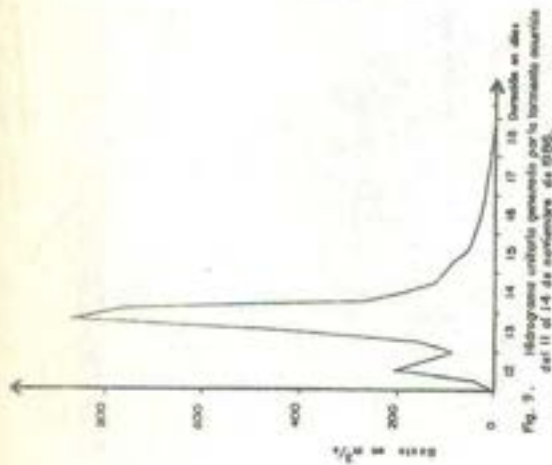


Fig. 9. Hidrograma unitario generado por la tormenta máxima del 11 al 14 de noviembre de 1956.

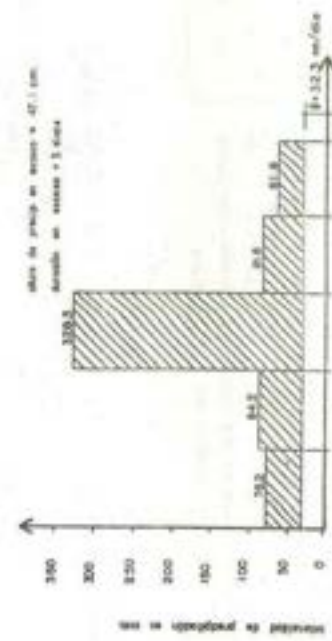


Fig. 10. Hidrograma de la tormenta de diseño para un período de retorno de 500 años.

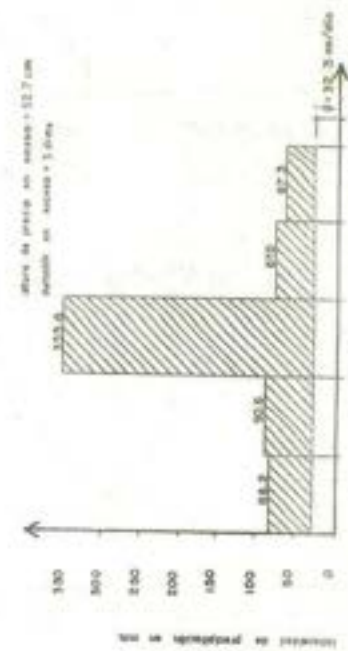


Fig. 11. Hidrograma de la tormenta de diseño para un período de retorno de 500 años.

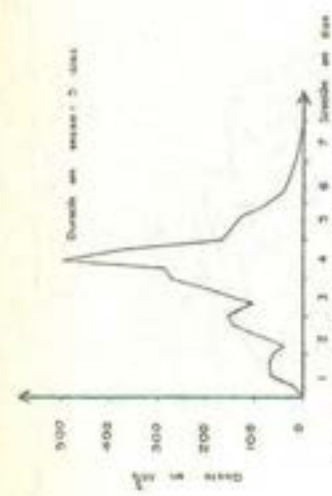


Fig. 12. Hidrograma unitario de diseño de la estación Espinal, Varadero.

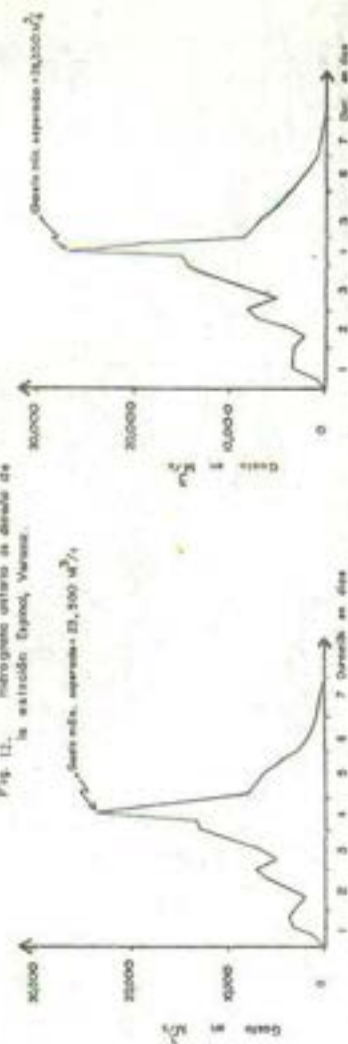


Fig. 13. Hidrograma de diseño para la estación Espinal, usando un período de retorno de 500 años.

Fig. 14. Hidrograma de diseño para la estación Espinal, usando un período de retorno de 1000 años.

N	$\bar{N}$	η_N	H	$\bar{H}$	η_H	N	$\bar{N}$	η_N
8	1.48430	0.10430	35	0.10054	1.1047	64	0.55330	1.17950
9	1.49020	0.10820	36	0.10500	1.11350	66	0.55488	1.18140
10	1.49520	0.11200	37	0.11000	1.11350	68	0.55648	1.18340
11	1.49960	0.11580	38	0.11500	1.11350	70	0.55810	1.18540
12	1.50360	0.11960	39	0.12000	1.11350	72	0.55972	1.18740
13	1.50700	0.12340	40	0.12500	1.11350	74	0.56136	1.18940
14	1.51000	0.12720	41	0.13000	1.11350	76	0.56300	1.19140
15	1.51280	0.13100	42	0.13500	1.11350	78	0.56464	1.19340
16	1.51570	0.13480	43	0.14000	1.11350	80	0.56630	1.19540
17	1.51810	0.13860	44	0.14500	1.11350	82	0.56796	1.19740
18	1.52020	0.14240	45	0.15000	1.11350	84	0.56964	1.19940
19	1.52200	0.14620	46	0.15500	1.11350	86	0.57132	1.20140
20	1.52350	0.14990	47	0.16000	1.11350	88	0.57300	1.20340
21	1.52500	0.15360	48	0.16500	1.11350	90	0.57468	1.20540
22	1.52650	0.15730	49	0.17000	1.11350	92	0.57636	1.20740
23	1.52800	0.16100	50	0.17500	1.11350	94	0.57804	1.20940
24	1.52940	0.16470	51	0.18000	1.11350	96	0.57972	1.21140
25	1.53080	0.16840	52	0.18500	1.11350	98	0.58140	1.21340
26	1.53220	0.17210	53	0.19000	1.11350	100	0.58308	1.21540
27	1.53360	0.17580	54	0.19500	1.11350	150	0.59476	1.22540
28	1.53500	0.17950	55	0.20000	1.11350	200	0.60644	1.23540
29	1.53640	0.18320	56	0.20500	1.11350	250	0.61812	1.24540
30	1.53780	0.18690	57	0.21000	1.11350	300	0.62980	1.25540
31	1.53920	0.19060	58	0.21500	1.11350	400	0.64148	1.26540
32	1.54060	0.19430	59	0.22000	1.11350	500	0.65316	1.27540
33	1.54200	0.19800	60	0.22500	1.11350	600	0.66484	1.28540
34	1.54340	0.20170	61	0.23000	1.11350	700	0.67652	1.29540
35	1.54480	0.20540	62	0.23500	1.11350	800	0.68820	1.30540
36	1.54620	0.20910	63	0.24000	1.11350	900	0.69988	1.31540
37	1.54760	0.21280	64	0.24500	1.11350	1000	0.71156	1.32540

Tabla 1. Media $\bar{N}$ y densidad unitaria η_N expuesta en función del tamaño de la zona.

ESTUDIO PRELIMINAR PARA EL DISEÑO DE UN ALGORITMO
DE INTERPRETACION DE DATOS ISOTOPICOS EN AGUAS SUBTERRANEAS

R.D. Arizabalo y Juan Diego Martinez

Instituto de Geofísica, UNAM
Ciudad Universitaria
04510, México, D.F.

En hidrología isotópica se considera a los isótopos estables (^{18}O , ^2H , ^{34}S , ^{13}C) e inestables (^3H , ^{14}C) como herramientas necesarias en la búsqueda de solución a la posible edad del agua, trayectoria y origen de la recarga, así como de apoyo en los casos de mezcla y contaminación del agua subterránea.

Es posible aproximar teóricamente, con datos isotópicos y geoquímicos, diferentes tipos de respuesta para diferentes sistemas geológicos. En el presente trabajo se presenta la estructura de un programa que analiza los datos isotópicos y fisicoquímicos del agua subterránea y su fechamiento corregido por ^{13}C y ^{14}C , para la deducción de posibles procesos de evaporación y de grupos o familias de agua. Da como resultado además, el origen de los sulfatos, del CO_2 y de las causas de enriquecimiento isotópico.

Se aplican los programas WATEQF para análisis de agua y la subrutina ISOTOP para modelar las composiciones isotópicas del ^{13}C y ^{14}C del agua subterránea.

1. Introducción

Las nuevas técnicas que constituyen a la hidrogeología isotópica ambiental complementan a las técnicas clásicas de la hidrología física y de la geoquímica. Las herramientas modernas utilizan a los isótopos estables y radiactivos en el ambiente del acuífero para buscar soluciones acerca de la trayectoria y origen de la recarga, de la posible edad del agua subterránea y de la mezcla y contaminación de los acuíferos.

Es posible aproximar teóricamente, con datos isotópicos y geoquímicos, diferentes tipos de respuesta para diferentes sistemas hidrogeológicos. Es por ello que en este trabajo se presenta la estructura de un programa que analiza los datos isotópicos y fisicoquímicos del agua subterránea dados en el arreglo ($\delta^{18}\text{O}$, δD , T, $\delta^{13}\text{C}$, ^{14}C , $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-), donde la notación-delta se define como:

$$\delta_m = \frac{R_m - R_s}{R_s} \times 1000 \quad (‰, \text{ partes por mil})$$

R_m es la razón entre la concentración de un isótopo pesado respecto al más abundante, por ejemplo pueden ser $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^2\text{H}/^1\text{H}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$. La m significa "muestra" y s "estándar", por lo que se está comparando la razón de

la muestra con un "patrón". El estándar para el oxígeno-18 ($\delta^{18}\text{O}$), deuterio ($\delta^2\text{H}=\delta\text{D}$) y oxígeno-18 en sulfatos ($\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$) es el VIENNA-SMOW. El carbono-13 ($\delta^{13}\text{C}$) se reporta en unidades PDB, el azufre-34 ($\delta^{34}\text{S}$) en partes por mil CDT. Para el caso de los radioisótopos tritio ($^3\text{H}=\text{T}$) y carbono-14 (^{14}C), se reportan en unidades de tritio (U.T.) y actividad en pmc respectivamente.

Los iones principales se consideran en mg/l.

Dada la información anterior, el programa puede dar una interpretación preliminar de los contenidos isotópicos y de la concentración química. El tipo de análisis disponible se encuentra en el menú principal:

- (0) Lectura de Archivo;
- (1) Análisis EWATSPEC;
- (2) Regresión lineal de $\delta^{18}\text{O}$ vs δD ;
- (3) Diagrama de Piper;
- (4) Fechamiento por T y ^{14}C ;
- (5) Origen del ^{13}C ;
- (6) Modelos de datación por ^{14}C ;
- (7) Origen del Sulfato por $\delta^{34}\text{S}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{SO}_4}$;
- (8) Fin del programa.

Este programa está instalado en el sistema HP-9000 del Departamento de Computación del Instituto de Geofísica. Su diseño está estructurado en el lenguaje FORTRAN-77 y utiliza en su ejecución programas de la librería IMSL de la propia computadora (David Mondragón, comunicación personal) como el caso de la opción de regresión lineal (2) del menú principal, el cual llama al ejecutable "regresion".

Similarmente, las opciones (1) y (3) hacen "correr" los programas EWATSPEC y tayl respectivamente. El EWATSPEC es un programa para análisis de agua que pide iterativamente los datos fisicoquímicos de una muestra de agua, dando como resultados los índices de Ryznar y Langelier, los índices de saturación, etc.

El tayl permite leer un archivo de datos de aniones o cationes para graficarlos posteriormente en diagramas triangulares de Piper. Originalmente tayl se diseñó en el Departamento de Computación del IGF por necesidades propias del Instituto (Juan Diego Martínez, comunicación personal).

Para las opciones (4), (5), (6) y (7) del menú principal, se crearon las subrutinas ana3H14C, ana13C, ana14C y ana34S. En el texto se hace un desglose de sus características.

2. Subrutina ana3H14C

Este programa lee los datos de tritio y carbono-14 del vector de entrada. Interpreta los datos de acuerdo a nueve opciones posibles entre la concentración de tritio y la actividad del ^{14}C de la muestra de agua. Según Mook (1980), no se tiene una base real para la búsqueda de un procedimiento generalmente aplicable por el cual puedan obtenerse las edades absolutas del agua subterránea mediante una combinación de los datos de ^{14}C y tritio. Esto se debe al gran número de variables desconocidas como la razón de mezcla de

agua vieja y joven, el contenido de tritio de la precipitación a la que se refiere la muestra, el contenido de ^{14}C de la capa de humus efectiva que produce el CO_2 del suelo, y otras.

En realidad los datos combinados de ^{14}C y tritio pueden dar ciertos límites en la edad. Bajo estas condiciones se propone el siguiente esquema de interpretación.

- a) Si $10 < T \leq 30$ y $60 \leq ^{14}\text{C} \leq 120 \rightarrow$ Agua moderna <50 años
- b) Si $1 \leq T \leq 10$ y $20 < ^{14}\text{C} < 60 \rightarrow$ Agua de mezcla >50 años
- c) Si $0 \leq T < 1$ y $0 \leq ^{14}\text{C} \leq 20 \rightarrow$ Agua de cientos o miles de años

los seis casos restantes se deducen a partir de las combinaciones posibles entre los incisos. Por ejemplo a) con b) y c). la interpretación propuesta para los casos probables es la siguiente:

- a1) Si $10 < T \leq 30$ y $20 < ^{14}\text{C} < 60 \rightarrow$ Agua de mezcla >50 años
- a2) Si $10 < T \leq 30$ y $0 \leq ^{14}\text{C} \leq 20 \rightarrow$ Agua de mezcla >50 años
- b1) Si $1 \leq T \leq 10$ y $60 \leq ^{14}\text{C} \leq 120 \rightarrow$ Agua moderna <50 años
- b2) Si $1 \leq T \leq 10$ y $0 \leq ^{14}\text{C} \leq 20 \rightarrow$ Agua de mezcla >50 años
- c1) Si $0 \leq T < 1$ y $60 \leq ^{14}\text{C} \leq 120 \rightarrow$ Agua de mezcla >50 años
- c2) Si $0 \leq T < 1$ y $20 < ^{14}\text{C} < 60 \rightarrow$ Agua de mezcla >50 años

3. subrutina anal3C

Esta subrutina permite interpretar el contenido isotópico del carbono-13. Normalmente el ^{13}C se encuentra en el CO_2 atmosférico con una $\delta^{13}\text{C} \approx -7.5$ partes por mil. En la respiración de la raíz el CO_2 del suelo tiene una delta aproximada a 23 partes por mil. El carbono acuoso total disuelto en el suelo tiene una $\delta^{13}\text{C} = -4.2$ o/oo, y el carbono total disuelto tiene una $\delta^{13}\text{C} = +2.0$ o/oo.

El contenido de ^{13}C de la materia orgánica (vegetal) varía considerablemente, por lo que las plantas se pueden dividir en tres grupos, de acuerdo a su mecanismo fotosintético. Las plantas de clima templado utilizan el ciclo de Calvin (C_3) que produce una composición promedio de $\delta^{13}\text{C} = -26$ o/oo y un intervalo entre -35 y -24 partes por mil.

Algunas plantas tropicales (como maíz y caña de azúcar) utilizan el ciclo de Hatch-Slack (C_4) con una composición isotópica promedio de $\delta^{13}\text{C} = -13$ o/oo (entre -16 y -9 o/oo). Las plantas con metabolismo ácido crasulaceano utilizan ambos ciclos y producen carbono en el intervalo $\delta^{13}\text{C} = -32$ a -12 o/oo (Deines, 1980).

Los casos posibles que se interpretan con esta subrutina son los siguientes:

- a) $-30 \leq ^{13}\text{C} < -20 \Rightarrow$ Ciclo de Calvin
- b) $-20 \leq ^{13}\text{C} < -10 \Rightarrow$ Ciclo de Hatch-Slack
- c) $-10 \leq ^{13}\text{C} < -0.0 \Rightarrow$ Carbonato acuoso
- d) $0.0 \leq ^{13}\text{C} < 5.0 \Rightarrow$ Evaporita marina
- e) $5.0 \leq ^{13}\text{C} \Rightarrow$ Caliza

4. subrutina anal4C

Uno de los problemas básicos en la datación de las aguas subterráneas radica en el desconocimiento que se tiene de la actividad inicial del carbono-14 que recargó al acuífero. El contenido de ^{14}C inicial con el tiempo ha sufrido innumerables modificaciones secundarias, por lo que las actividades de carbono-14 del carbonato del agua no se pueden traducir directamente en edades.

Esto ha permitido la elaboración de modelos congruentes que permiten la evaluación de los procesos de dilución del CO_2 del suelo producidas en la zona no saturada. Tal dilución se da básicamente a través de tres mecanismos principales: precipitación de la disolución mineral, introducción de carbón orgánico y volcánico e intercambio isotópico entre el carbono del CO_2 acuoso y el mineral (Fritz y Mozeto, 1980).

En general, estos modelos se fundamentan en consideraciones químicas e isotópicas. En las subrutina anal4C consideramos únicamente a los modelos de fechamiento de Vogel (1967) y Pearson (1965):

- a) Si $^{14}\text{C} < 85.0 \Rightarrow t_1 = -8270 \ln(^{14}\text{C}/85.0) \Rightarrow$ Edad Vogel

$$q = (^{13}\text{C}/-17) \times 100$$

$$t_2 = -8270 \ln(^{14}\text{C}/q) \Rightarrow \text{Edad Pearson}$$

- b) Si $^{14}\text{C} > 85.0 \Rightarrow$ Agua moderna

5. subrutina ana34S

En la prospección de agua subterránea es común encontrar concentraciones de sulfato que no pueden ser atribuidos a la precipitación. El origen del sulfato en el acuífero se debe a la disolución de las rocas evaporíticas (yeso, anhidrita) o del intemperismo de los sulfuros. De este modo, la especie de azufre dominante es el SO_4^{2-} bajo condiciones de oxidación, pero el sulfuro (H_2S o HS^-) prevalece bajo condiciones reductoras.

El azufre tiene cuatro isótopos estables (^{32}S , ^{33}S , ^{34}S , ^{36}S) con abundancias naturales de 95.0, 0.76, 4.22 y 0.014 % respectivamente (Pearson, F.J. y Rightmire, 1980), por lo que el isótopo pesado mas abundante del azufre es el ^{34}S y por lo tanto más fácilmente detectable en el laboratorio.

Mediante el registro isotópico del azufre en el sulfato disuelto, es posible distinguir diferentes mecanismos físicos y químicos del azufre del sistema.


```

subroutine anal14C
  implicit character*20 (c)
  character *
  common /parts/datos(100,14),cnoms(100),ijk
  write(6,*)
  write(6,*)
  write(6,*)"
  write(6,*)
  write(6,*)"RESULTADOS
  write(6,*)
  do i=1,ijk
    if ((datos(i,3).ge.0.0).and.(datos(i,3).lt.1.0)) then
      if ((datos(i,5).ge.0.0).and.(datos(i,5).le.20.0)) then
        write(6,*)"AGUA CIENTOS O MILES DE AÑOS
        write(6,3)cnoms(i)
      else
        write(6,*)"AGUA DE MEICLA >50 AÑOS
        write(6,5) cnoms(i)
      endif
    else
      if ((datos(i,3).ge.1.0).and.(datos(i,3).le.10.0)) then
        write(6,*)"AGUA DE MEICLA >50 AÑOS
        write(6,5) cnoms(i)
      else
        write(6,*)"AGUA MODERNA <50 AÑOS
        write(6,5)cnoms(i)
      endif
    else
      if ((datos(i,5).ge.60.0).and.(datos(i,5).le.120.0)) then
        write(6,*)"AGUA MODERNA <50 AÑOS
        write(6,5)cnoms(i)
      else
        write(6,*)"AGUA DE MEICLA >50 AÑOS
        write(6,5)cnoms(i)
      endif
    endif
  enddo
  5 format (20a)
  30 format (1a)
  write(6,*)
  write(6,*)
  write(6,*)"
  read(5,30)M
  return
end

```


8. Bibliografía

- Deines, P. (1980). The isotopic composition of reduce organic carbon. En: Fritz and J.Ch. Fontes (Eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol.1- The Terrestrial Environment A, Elsevier, p.329-393.
- Fritz, P, Mozeto, A.A. (1980). Considerations on radiocarbon dating of grounwater. En: C.O. Rodrigues N. y C.B. de Monroy (Eds). Memoria del Simposio Interamericano sobre Hidrologia Isotópica, ICNE- OEA- COLCIENCIAS, Bogotá, 221-244.
- Mook, W.G. (1980).Carbon-14 in hydrogeological studies. En: P. Fritz and J.Ch. Fontes (Eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol.1- The Terrestrial Environment A, Elsevier, p.49-71.
- Pearson, F.J.Jr. (1965). Use of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio to correct radiocarbon ages of materials initially diluted by limestone. En: Radiocarbon and Tritium Dating, Proceedings of the Sixth International Conference on Radiocarbon, P. Washington, p.357-366.
- Pearson, F.J.Jr., Rightmire, C.T. (1980). Sulfur and oxygen isotopes in aqueous sulphur compounds. En: Fritz and J.Ch. Fontes (Eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol.1- The Terrestrial Environment A, Elsevier, p.227-258.
- Vogel, J.C. (1967). Investigation of groundwater flow with radiocarbon. En: Isotopes in hydrology, IAEA, Vienna, p.355-369.

APLICACION DE METODOS POLAROGRAFICOS PARA LA DETERMINACION DE METALES PESADOS EN AGUAS SUBTERRANEAS

A. Aguayo Ríos, M.A. Armienta H.

Laboratorio de Química Analítica, Instituto de Geofísica, UNAM, D. Coyoacan 04510, D.F. MEXICO

Resumen

La polarografía es una técnica muy usada en análisis químico, ya que permite determinar tanto la composición cualitativa y cuantitativa de una solución bajo estudio, como el estado de oxidación en que se encuentran los elementos en la misma. Los métodos polarográficos son preferibles a métodos colorimétricos por la rapidez del análisis y porque pueden ser aplicados de manera simultánea a la determinación de una gran variedad de metales.

En la investigación sobre contaminación inorgánica en aguas subterráneas es importante conocer además de la concentración de los elementos, el estado de oxidación en que se encuentran, ya que ésto en ocasiones determina la toxicidad de la muestra.

Se ha puesto a punto el método polarográfico para la determinación de metales pesados tales como Cd, Cr, Ni, Zn, Cu, Pb, en aguas subterráneas utilizando un polarógrafo Sargent-Welch Modelo 3001.

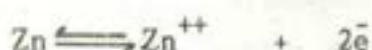
Introducción

La polarografía es un método electroquímico de análisis que consiste en la obtención de curvas corriente-voltaje que reciben el nombre de polarogramas.

La interpretación de estas gráficas proporciona información de gran utilidad en análisis químico, ya que por medio de ellas es posible obtener la composición cualitativa y cuantitativa de una solución bajo estudio.

El equipo no requiere de infraestructura complicada, y resulta muy económico en relación a otros equipos para analizar metales. En estudios de contaminación por metales en aguas subterráneas este método analítico es de fácil aplicación, con la ventaja de que permite diferenciar estados de oxidación que pueden variar la toxicidad de las especies en cuestión.

Aspectos generales: En su forma más sencilla una celda electroquímica consiste de una solución electrolítica contenida en un recipiente de vidrio y en contacto con dos conductores eléctricos, frecuentemente se emplea un tercer electrodo llamado electrodo inerte sólo para hacer el contacto eléctrico con la solución. Siempre que una corriente directa pasa a través de una celda electrolítica se lleva a cabo una reacción de óxido-reducción; en el electrodo conocido como ánodo tiene lugar una reacción de oxidación con transferencia de electrones de la especie reducida al electrodo, Vgr:



En el cátodo los electrones se transfieren del electrodo a la especie oxidada, Vgr:



En términos generales la obtención de un polarograma se logra aplicando a una celda electroquímica un potencial que se va incrementando en forma continua generalmente en la dirección negativa (en relación ESC) registrando la corriente. La curva resultante está expresada en unidades de intensidad de corriente y de potencial.

Este método general de estudiar la composición de una solución se denomina voltametría con el electrodo de mercurio goteante. Este electrodo consiste de una sucesión de gotas que emergen de un tubo de vidrio con un diámetro interior muy pequeño conocido como capilar, una gran ventaja que proporciona el empleo de este electrodo es que su superficie se renueva continuamente por lo que no puede descomponerse ni envenenarse.

En la Figura 1 se muestra un polarograma idealizado que fue obtenido mediante el procedimiento antes mencionado.

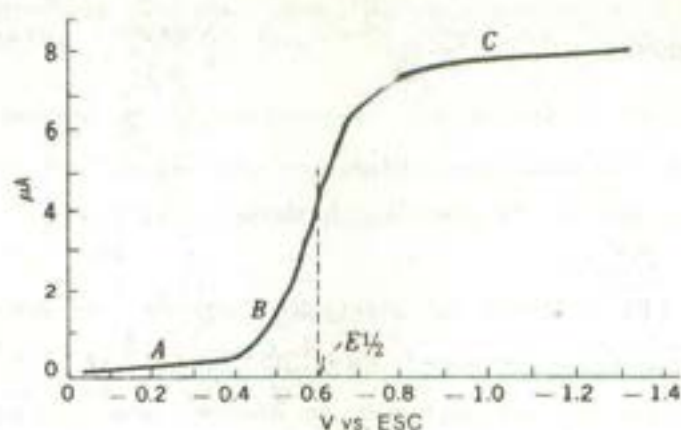


Figura 1 Polarograma ideal del cloruro de Cd (0.001M) en cloruro de potasio 0.1M.
 $E_{1/2}$ = Potencial de media onda

Un parámetro importante en polarografía es el potencial de media onda, ya que es característico de la sustancia que se oxida o se reduce en el electrodo y por lo tanto permite lograr su identificación de manera cualitativa. En los manuales y monografías sobre polarografía es posible encontrar datos sobre potenciales de media onda.

La magnitud de la corriente de difusión se relaciona con la especie reducible a través de la ecuación de Ilkovic

$$i = 607 n D^{1/2} m^{2/3} t^{1/6} C$$

donde:

n = número de electrones involucrados en la reacción del electrodo

D = coeficiente de difusión de Fick

m = velocidad del flujo de mercurio

t = tiempo de goteo

C = concentración de la especie electroactiva

En el análisis polarográfico pueden eliminarse muchos factores de difícil manejo al hacer mediciones comparativas. Para esto es necesario preparar soluciones patrón de la sustancia deseada y determinar sus curvas corriente-voltaje bajo las mismas condiciones de la sustancia problema. En este caso la ecuación de Ilkovic se aplica en su forma simplificada:

$$i = K C$$

La constante de proporcionalidad puede evaluarse gráficamente y no necesita resolverse teóricamente.

Aplicación del Método Polarográfico: A continuación se presentan las condiciones y los polarogramas obtenidos para diferentes elementos. El polarógrafo utilizado para este propósito fue el "Sargent-Welch Modelo 3001".

Cd (II)

Se empleó KCl (0.1M) como electrolito soporte, obteniéndose polarogramas para las siguientes concentraciones: 1×10^{-4} , 2.5×10^{-4} , 5×10^{-4} , 7.5×10^{-4} , 1×10^{-3} M de Cd. En los polarogramas se observó una sola curva de reducción con un potencial de media onda de aproximadamente -0.625 V, la cantidad mínima detectable fue de 1×10^{-4} M de Cd.

Condiciones de operación:

Voltaje inicial = -0.449 V

Voltaje final = -0.799 V

Velocidad del papel 2 cm/min

Velocidad de Barrido 0.1 V/min

Sensibilidad $10\mu A$

En la Figura 2 se muestra el registro obtenido para concentraciones de 2.5 y 7.5×10^{-4} M de Cd.

En la Figura 3 se presenta la curva de calibración de i_{lim} vs concentración

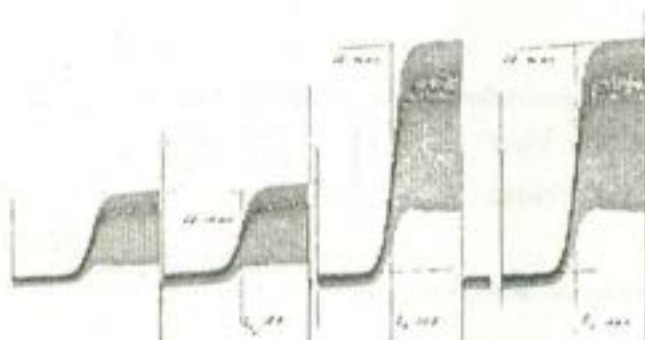


Figura 2. Polarogramas de $CdCl_2$ para 2.5 y 7.5×10^{-4} M, en cloruro de potasio 0.1 M.

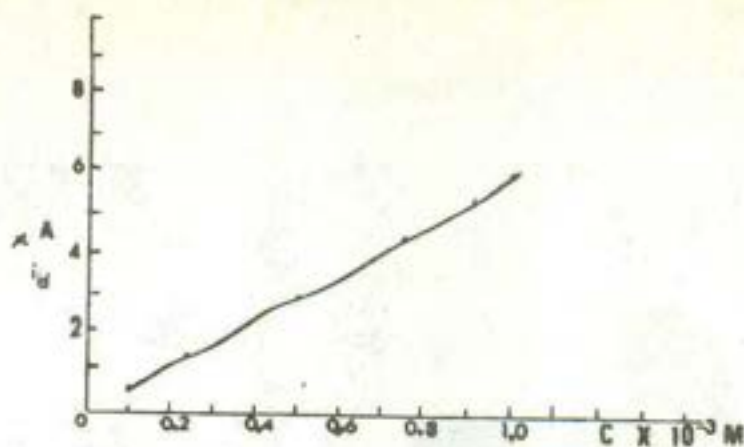


Figura 3. Relación intensidad límite vs concentración de Cd (II)

En la determinación de Cr(VI) se utilizó como electrolito soporte NaOH (0.1M) dando una curva de un solo paso con un potencial de media onda de aproximadamente -0.996 V y como cantidad mínima detectable $5 \times 10^{-5} \text{ M}$ de Cr.

Las condiciones empleadas para su determinación fueron:

Voltaje inicial -0.649 V

Voltaje final -1.6 V

Velocidad del papel 2 cm/min

Velocidad de Barrido 0.2 V/min

Sensibilidad $15 \mu\text{A}$

En la Figura 4 se presentan los polarogramas de las concentraciones 5×10^{-4} , 7.5×10^{-4} y $1 \times 10^{-3} \text{ M}$ de Cr.

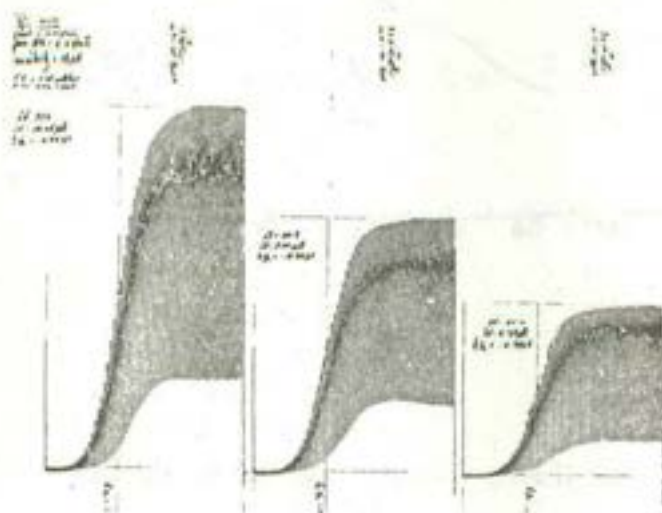


Figura 4. Curvas polarográficas de Cr en NaOH 0.1M

Pb(II)

Para este polarograma se empleó KCl como electrolito soporte y en él es posible observar una sola curva con un potencial de media onda de 0.423 V y un valor mínimo detectable de 5×10^{-4} M de Pb.

Condiciones:

Voltaje inicial -0.275 V

Voltaje final -0.650 V

Velocidad del papel 2 cm/min

Velocidad de Barrido 0.1 V/min

Sensibilidad $8 \mu A$

Los polarogramas correspondientes a las concentraciones de 1×10^{-4} y 5×10^{-4} M de Pb se encuentran en la Figura 5.

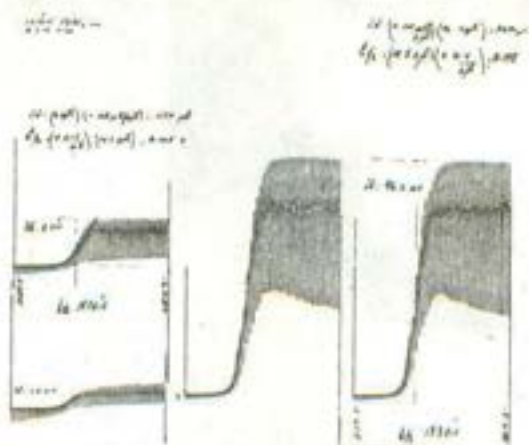


Figura 5. Polarogramas obtenidos para $PbCl_2$ en KCl 0.1M
 $Pb(II)$, $Zn(II)$, $Ni(II)$, $Cu(II)$, $Cd(II)$

Con objeto de detectar diferentes iones metálicos en una misma muestra, ésta se debe someter a un procedimiento de preparación previo a su análisis por polarografía.

El análisis consta de los siguientes pasos: A una alcuota de 100 ml añadir 0.1 ml de H_2SO_4 y llevar a evaporación hasta aparición de humos blancos.

Adicionar HNO_3 concentrado gota a gota hasta que la solución sea incolora, enjuagar los lados del recipiente y llevar de nuevo a humos. Neutralizar la solución con amoníaco libre de metales, hervir para remover exceso de amoníaco hasta que el olor del mismo desaparezca. Filtrar la solución a través de vidrio sinterizado y añadir 10 ml de agua destilada como agua de lavado. Agregar 10 mg de gelatina para eliminar máximos polarográficos. Finalmente colocar en la celda polarográfica y analizar con las siguientes condiciones:

Voltaje inicial: 0.0 V

Voltaje final - 1.6 V

Velocidad del papel 2 cm/min

Velocidad de barrido 0.2 V/min

Sensibilidad $4 \mu A$

El polarograma resultante se muestra en la Figura 6 y en él es posible observar que la secuencia de aparición de las curvas de reducción de los elementos se presenta en el siguiente orden: Cu, Pb, Cd, Ni, Zn.



Figura 6. Curva polarográfica de Cu(II), Pb(II), Cd(II), Ni(II), Zn(II).

Cr(VI) en muestras reales

Con objeto de poner a punto el procedimiento para la determinación de Cr (VI) en aguas subterráneas se adicionaron cantidades conocidas del mismo a muestras con diversas concentraciones de iones principales que no contenían cromo, y se obtuvieron los polarogramas respectivos. En la Figura 7 se presentan estas curvas intensidad-potencial. Al comparar las intensidades límite con la curva de calibración se encontró un error relativo máximo del 6% en la determinación.

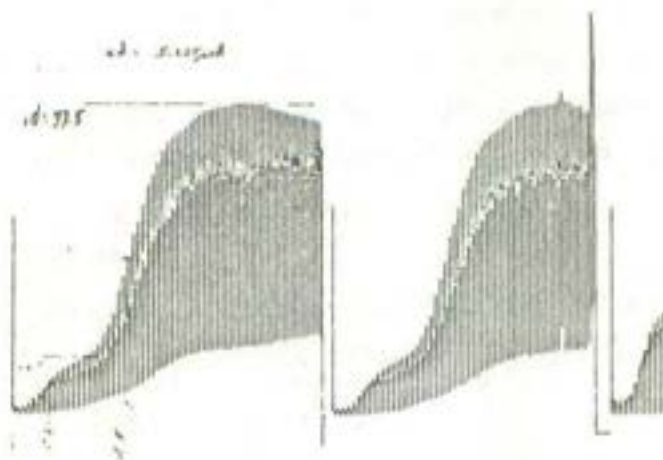


Figura 7. Curvas polarográficas de Cr(VI) en muestras reales

Discusión. La polarografía clásica permite el análisis de metales pesados en aguas subterráneas aunque a concentraciones relativamente elevadas de los mismos. Para disminuir los niveles de detección es necesario utilizar métodos polarográficos modernos como la polarografía impulsional. El equipo que se empleó en la realización de este trabajo es posible expandirlo hacia otros métodos polarográficos mediante módulos específicos. Con ello es posible contar con un instrumento analítico más útil para el estudio de la contaminación de acuíferos.

A. Cortés, R.D. Arizabalo, R. Rocha-Miller

Instituto de Geofísica, UNAM
Ciudad Universitaria
04510, México, D.F.

RESUMEN

El presente estudio es la continuación de investigaciones enfocadas a hidrología de montañas con el propósito de estimar los volúmenes de recarga a los acuíferos y de contribuir al conocimiento hidrológico de la Cuenca de México. Para una fase inicial se han considerado 13 manantiales, realizándose análisis isotópicos de oxígeno-18 y deuterio y de los iones principales; Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , para los diferentes puntos localizados en la Cuenca de México.

Los resultados isotópicos reflejan una tendencia general hacia el promedio de valores encontrados en la Cuenca, -10.3 ‰ en oxígeno-18 y -70 ‰ en deuterio; con excepción de los manantiales de mayor altitud como son los de Tlamacas y Huitzilac. Así como el Peñón de los Baños, el cual presenta un alto contenido en STD (Sólidos Totales Disueltos). Todos los resultados isotópicos caen dentro de la línea meteórica local propuesta para la Sierra de las Cruces y cuya ecuación es $\delta D = 7.95\delta^{18}O + 11.77$.

El agua de los manantiales muestreados es de buena calidad y presenta una tendencia general bicarbonatada calci-sódica, aumentando el contenido de sólidos totales disueltos en los manantiales con menor altitud de descarga, con excepción de los manantiales Copilco y Poza Los Reyes 1 y 2, así como el Peñón, donde se elevan la conductividad y el contenido de sólidos totales disueltos. Este último asociado con termalismo y los anteriores con posible contaminación antropogénica.

INTRODUCCION

La hidrología isotópica se cuenta como una de las múltiples disciplinas que contribuyen al mejor entendimiento del complejo comportamiento de las aguas subterráneas. Este comportamiento se ve influenciado además por el desmesurado crecimiento demográfico e industrial como es el caso específico de la Ciudad de México.

El interés práctico que aporta esta "nueva" herramienta a la resolución de problemas hidrológicos es a través de los componentes naturales del agua. El oxígeno y el hidrógeno poseen isótopos cuya combinación refleja las condiciones, trayectorias y comportamiento del agua en el ciclo hidrológico.

De las principales características que podemos determinar con estos trazadores está: la intrusión salina, tiempo de residencia, mezclas, familias, altitudes de recarga, etc.

ANTECEDENTES

La Cuenca de México es una cuenca endorréica con una extensión aproximada de 7,740 Km² y una población de 18 millones de habitantes en la zona metropolitana. El gasto promedio es de 60 m³/s, el origen principal del abastecimiento, 80%, es por medio de la explotación intensiva de pozos; el porcentaje restante corresponde a la captación de manantiales, arroyos y agua importada de cuencas colindantes, como la del Sistema Cutzamala.

Los manantiales comprendidos en la Cuenca de México tuvieron una gran importancia hasta 1950, pues representaban prácticamente la única fuente de abastecimiento de los pobladores de la cuenca, (Durazo and Farvolden, 1988). En la actualidad y debido al desmesurado crecimiento y consecuente sobreexplotación representan un pequeño porcentaje del total del abastecimiento.

OBJETIVOS Y METODOLOGIA

Este estudio ha sido derivado de investigaciones enfocadas a hidrología de montañas, pero dada la importancia que tienen los manantiales como manifestaciones naturales de los sistemas hidrológicos se decidió estudiar la variación en el comportamiento isotópico e hidrogeoquímico del mayor número de manantiales localizados dentro de la Cuenca de México. Esta investigación se inició con 13 manantiales que se muestrean durante las temporadas de lluvia y estiaje. La mayor parte de los manantiales se encuentran localizados en la Sierra de las Cruces, considerada como una de las zonas de principal recarga a los acuíferos de la cuenca (Fig.1). Un gran número de estas manifestaciones son temporales pero una cantidad representativa de ellos y con gastos considerables son captadas y sumadas a la red de agua potable.

RESULTADOS Y DISCUSION

Los resultados preliminares de los análisis químicos e isotópicos se presentan en la Tabla 1.

Los análisis químicos fueron realizados en el Instituto de Geofísica de la UNAM. Los isotópicos se realizaron en el Instituto de Física de la UNAM, usando las técnicas de preparación convencionales (Confiantini, 1977). Los resultados son expresados respecto de la referencia V-SMOW con un error analítico de ± 0.2 para $\delta^{18}\text{O}$ y $\pm 2.0\text{‰}$ para δD .

Los resultados de análisis químicos muestran una tendencia general, tratándose de aguas de buena calidad con un tiempo de residencia corto, relacionado con la baja concentración de STD que presentan los resultados. De los datos importantes incluso en temperatura es el Peñón de los Baños, este tipo de agua es HCO₃⁻ dominante con Cl⁻ y Na⁺ importante lo que puede indicar un intercambio iónico parcial. La temperatura de la muestra es de 45.0 °C que es uno de los valores más altos encontrados dentro de la Cuenca. Esta elevada temperatura puede significar que el agua circule por zonas de reciente geotermalismo y un posible enriquecimiento isotópico en el oxígeno-18 por el efecto de temperatura (Fontes, 1980; Truesdell, 1980).

El contenido isotópico de $\delta^{18}\text{O} = -9.5$ partes por mil para el peñón (Tabla 1) es posible que indique una mezcla entre el agua enriquecida a profundidad con agua superficial.

Por otro lado, los índices de saturación mineral para el Peñón indica posible precipitado en dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), calcita (CaCO_3) y magnesita (MgCO_3). Sin embargo, las unidades hidrogeológicas señalan la existencia de carbonatos únicamente a 2000 m. de profundidad en la Formación Morelos (Vázquez y Jaimes, 1989). Por lo que concentraciones relativamente altas de Na^+ , Ca^{2+} , HCO_3^- y Cl^- puede deberse a la disolución de rocas andesíticas favorecida por temperaturas elevadas en la trayectoria del agua subterránea.

Los manantiales de Copilco y Los Reyes indican que no hay anión o catión dominante por lo que estas agua exhiben disolución simple o mezcla. La idea de mezcla se puede entender entre agua subterránea asociada con Ca^{2+} y SO_4^{2-} dominantes que indica un agua de recarga en lavas basáltico-andesíticas (como es el caso de los manantiales de el esfuerzo y copilco) con agua de tipo $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$ o mineralizada. Sin embargo, de acuerdo con la geología de estos manantiales el flujo se da básicamente en basaltos fracturados del Chichinautzin sin influencia de las arcillas lacustres que pudieran aportar agua mineralizada al sistema. En el área de recarga se sabe que existen asentamientos humanos carentes de drenajes y solo cuentan con fosas sépticas, por lo que es posible que exista una contaminación antropogénica al agua subterránea.

El manantial de Tlamacas (3950 m.s.n.m.) reporta en Julio de 1988 una $\delta^{18}\text{O} = -10.7$ o/oo, $\delta\text{D} = -80$ o/oo y en Diciembre de 1987, $\delta^{18}\text{O} = -11.6$ o/oo, y $\delta\text{D} = -79$ o/oo (Tabla 1). Como se mencionó, esta variación isotópica estacional consiste en que el contenido isotópico es más pesado en el verano y se observa en otros lados del mundo (Fontes, 1980). Por otra parte, la gran elevación de este manantial permite observar el efecto de altitud.

Los datos isotópicos para el manantial de Fuentes Brotantes (2290 m.s.n.m.) son $\delta^{18}\text{O} = -10.8$ y $\delta\text{D} = -75$ o/oo, refleja un tipo de agua isotópicamente ligera, por lo que se infiere un origen de la recarga a gran altitud como podría ser las zonas altas de la Sierra de las Cruces.

San Juan Teotihuacán al noreste del área de estudio revela un contenido isotópico de $\delta^{18}\text{O} = -10.1$ y $\delta\text{D} = -73$ o/oo en el estiaje (Febrero 1978). Por sus características hidroquímicas e isotópicas es posible que se recargue localmente. Sus características iónicas son del tipo $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+ - \text{Ca}^{2+} - \text{Mg}^{2+}$ dominantes.

El manantial de San Mateo (2820 m.s.n.m.) reporta características químicas del tipo $\text{HCO}_3^- - \text{Ca}^{2+}$ dominantes y contenidos isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$, δD) de (-10.6, -73) en Noviembre de 1987 y (-8.1, -75) en Febrero de 1988. Estas deltas relativamente empobrecidas, la composición química del agua y la altitud de San Mateo (2820 m.s.n.m.) refieren a la Sierra de las Cruces como origen de la recarga. El manantial Ciprés por otro lado, con 2800 m.s.n.m. refleja características $\text{HCO}_3^- - \text{Na}^+$ dominantes con $\delta^{18}\text{O}$ y δD de -10.5 y -71 en Noviembre de 1987. La diferencia entre el agua de los manantiales de San Mateo (Ca^{2+} dominante) y Ciprés (Na^+ dominante) pueden relacionarse con las diferencias composicionales de las rocas de la Sierra de las Cruces que varían

de andesíticas a dacíticas y riodacíticas. Como se observa todos los resultados isotópicos obtenidos de los manantiales, caen dentro de la Línea Meteorica Local, propuesta por (Cortés and Farvolden, 1988) para la Sierra de las Cruces. confirmándose también que los manantiales pueden ser utilizados como trazadores del comportamiento del sistema acuífero de la Cuenca de México.

CONCLUSIONES

El agua de los manantiales muestreados es de buena calidad y presenta una tendencia general bicarbonatada calci-sódica. Sin embargo, los manantiales de Copilco, Poza de los Reyes 1 y 2 y el Peñón, muestran elevada conductividad y alto contenido de sólidos disueltos. Es posible que en los primeros exista una mezcla con agua contaminada antropogénicamente y que el agua del Peñón refleje las características del geotermalismo.

Los resultados isotópicos señalan una tendencia general hacia el promedio de los valores encontrados en la Cuenca de México: -10.3 ‰ en oxígeno-18 y -70 ‰ en deuterio; con excepción de los de mayor altitud como son los manantiales de Tlamacas y Huitzilac. Y por efecto de temperatura el Peñón de los Baños. Sin embargo, todos los resultados caen en la línea meteorica local cuya ecuación es $\delta D = 7.95\delta^{18}O + 11.77$. Es posible que el agua de Peñón se enriquezca isotópicamente en oxígeno-18 a profundidad por intercambio isotópico con las zonas termales. Se confirma también que los manantiales pueden ser utilizados como trazadores del comportamiento del sistema acuífero de la Cuenca de México. Análisis posteriores de tritio se sugieren para este aprovechamiento.

BIBLIOGRAFIA

- Cortés, A. and Farvolden, R.N. (1988). Isotope studies of precipitation and groundwater in the Sierra de las Cruces, Mexico. (en prensa, J. of Hydrology).
- Durazo, J. and Farvolden, R.N. (1989). Groundwater exegesis for the Basin of Mexico. (en prensa, J. of Hydrology).
- Fontes, J.Ch. (1980). Environmental Isotopes in Groundwater Hydrology. En: P. Fritz and J.Ch Fontes (Eds). Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol.1 -The Terrestrial Environment A, Elsevier, pp. 75-134.
- Gonfiantini, R. (1977). Consultant's meeting on stable isotope standards and intercalibration in hidrology and geochemistry. Final Rep. I.A.E.A., Viena.
- Truesdell, A.H. and Hulston, J.R. (1980). Isotopic Evidence on Environments of Geothermal Systems. En: P. Fritz and J.Ch Fontes (Eds). Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol.1 -The Terrestrial Environment A, Elsevier, pp. 179-219.
- Vázquez, E. y Jaimes, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. (en prensa, Geof. Int.).

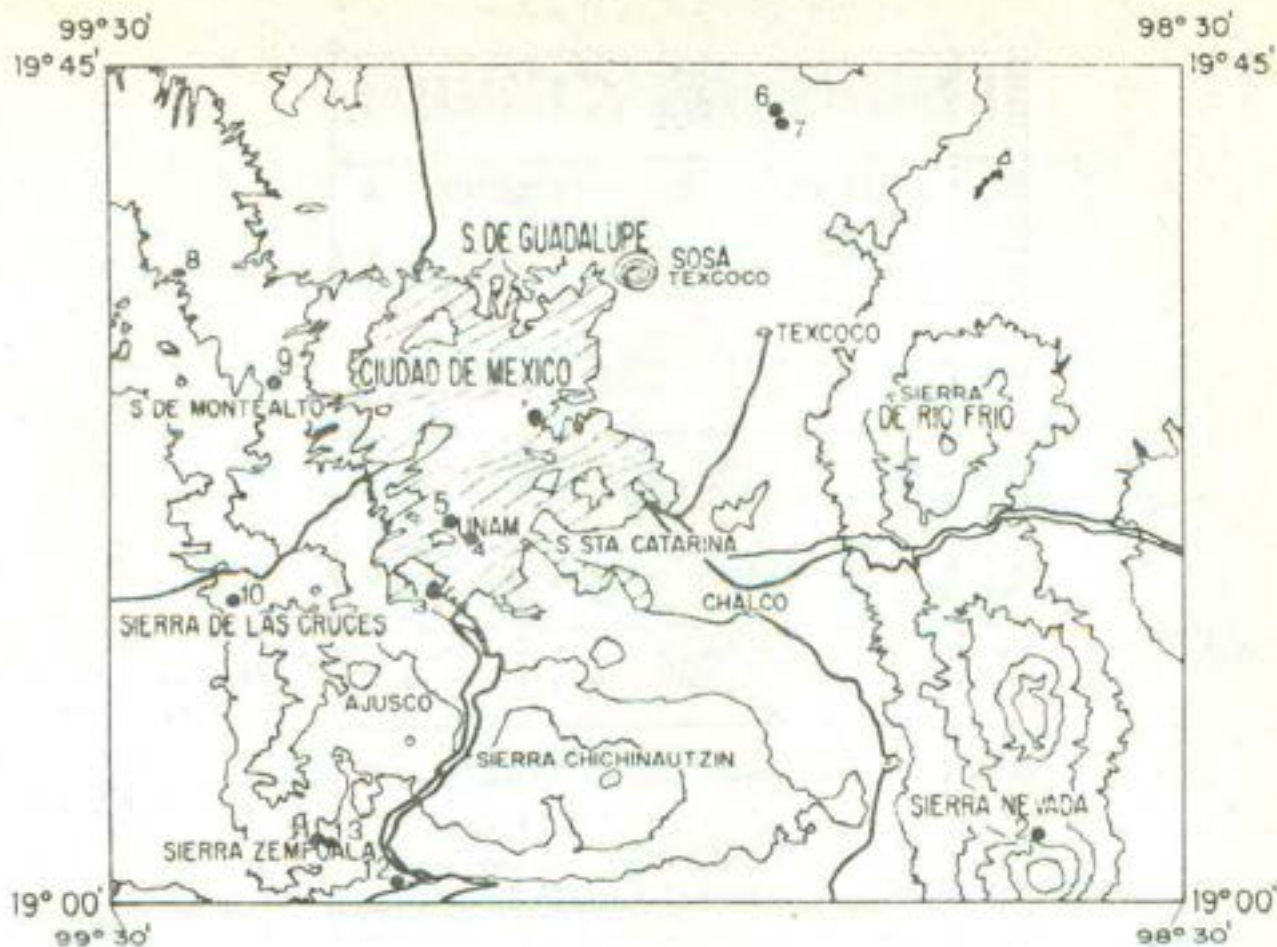


Fig 1 Mapa de localización

TABLE 1. RESUMEN DE RESULTADOS QUÍMICOS E ISOTÓPICOS

No. muestra	Nombre	Fecha	C.E. mboz/oz	Ph	°C	STB mg/l	Ca++ mg/l	Mg++ mg/l	Na+ mg/l	K+ mg/l	Cl- mg/l	HCO ₃ - mg/l	SO ₄ - mg/l	SiO ₂ g/oo	SR g/oo	(Cota) mm
1	P. Baños	III-87	6050	6.96	45		196.1	194.1	640	80	680	163.93	35.4			2280
1a	P. Baños	FEB-88							424.16	58.81	650	1620.04	31.2	-1.1	-66	2280
1b	P. Baños	JUL-88	4030	6.91	43.6		206.06	201.61						-1.5	-67	2280
1c	P. Baños	AGO-88												-1.5	-66	2280
2	Flanacas	III-87	69.7	6.92	1.1	133.8	4.4	1.48	4.2	2.3	1.13	40.8	5.32	-1.6	-79	3950
2a	Flanacas	JUL-88	70.8	7.32	1.3	198.4	4.4	3.83	0.82	0.79	1.4	49.31	2.10	-10.7	-80	3950
3	F. Brotales	JUL-88	110	7.89	12.4	206	8.8	4.84	7.39	80	2.12	49.12	8.57	-10.8	-75	2290
4	Capilco	JUL-88	86.7	8.11	17	664.0	42.42	24.24	94.15	4.47	86.0	173.36	93.8			2260
5	P. Reyes 1	JUL-88	1382	7.49	17.3	1025.2	74.74	33.33	135.89	62.79	103	355.95	96.75			2250
5a	P. Reyes 2	JUL-88	1318	7.34	16.8	904.6	76.76	33.33	143.31	16.09	100	573.88	73.5			2250
6	S.J. Teotihuacán 1	NOV-87	420	7.69	14.5	282.2	75.1	20.88	28.0	9.8	6.7	188.8	9.1	-10.1	-73	2270
6a	S.J. Teotihuacán 1	FEB-88														2270
7	S.J. Teotihuacán 2	MAR-88	439	7.79	25	376.0	26.4	21.6	30.8	9.1	6.1	204.3	8.8			2270
7a	S.J. Teotihuacán 2	MAR-88	419	7.83	25.2		26.1	24.3	30.0	11.0	5.8	160.86	9.0			2270
8	Agua Nueva	NOV-87	113.9	7.72	12.7		10.1	5.1	5.0	1.8	0.9	71.59	NO	-10.6	-72	2820
8a	Agua Nueva	FEB-88												-11.1	-75	2820
9	Ojo de Agua	NOV-87	117	7.04	12.5		7.6	6.6	12.0	2.8	1.13	180.19	1.4	-10.5	-71	2800
10	U. del Consejo	NOV-87	82.2	6.97	11.8		4.7	4.6	6.5	1.5	0.72	62.81	NO	-10.4	-72	3180
11	Zempoala	FEB-88	59.0	6.87	13.1		4.7	3.0	3.0	1.8	0.4	25.04	NO	-11.8	-80	3020
12	Matrillac	FEB-88	40.9	7.0	12.2		2.0	1.5	7.0	1.8	0.6	18.78	4.7	-10.8	-73	3550
12a	Matrillac	FEB-88												-11.0	-75	3550
13	L. Zempoala	FEB-88	92.3	8.31	13.3		7.0	5.1	7.3	1.8	0.5	33.81	1.4	-4.9	-70	3000
13a	L. Zempoala	FEB-88	101.7	6.89	13.7		7.8	4.7	8.0	1.5	0.4	23.79	12.1			3000
14	Flanacas Lleria	NOV-87		6.32		50.0	7.6	0.72	30.8	9.3	12.8	15.6	8.7	-12.1	-86	3950
14a	Flanacas Lleria	JUL-88	25.9	6.46		125.8	4.04	2.42	NO	NO	1.4	14.75	3.26			3950

UN MODELO DE MAREAS PARA LA LAGUNA DE TERMINOS

D. A. Salas de León y M. A. Monreal Gómez

Instituto de Ciencias del Mar y
Limnología de la UNAM
Apdo. Postal 70-305
04510 México, D.F.

Resumen

Se presentan resultados de un modelo numérico de mareas, aplicado a la Laguna de Términos, Camp., México. El sistema de ecuaciones hidrodinámicas es resuelto en forma semi-implícita en una malla de 500 m por 500 m de resolución. Como condiciones de frontera se impusieron la fase y la amplitud en ambas bocas. Los resultados se muestran en cartas cotidales para los constituyentes M_2 , S_2 , K_1 y O_1 las cuales coinciden con las observaciones de Grivel Piña y Ruffo Arce (1975).

INTRODUCCION

La Laguna de Términos está situada en el sur del Golfo de México, aproximadamente entre los $91^{\circ} 15'$ y los $91^{\circ} 51'$ de longitud oeste y entre los $18^{\circ} 27'$ y los $18^{\circ} 50'$ de latitud norte, (fig. 1). Tiene una longitud de 60 km por 25 km de ancho como máximo (Phleger y Ayala Castañares, 1971), es una área somera y amplia con un promedio de profundidad de 3.5 m y con 2500 km² de área superficial, mostrando un rango de marea de 0.5 a 0.7 m. En la región norte del cuerpo lagunar se encuentra una barra sedimentaria de 38 km de largo por 2.5 km de ancho, con relieve de 2 a 4 m sobre el nivel del mar (phleger y Ayala Castañares, 1971; Carvajal, 1973). En cada extremo de la barra existe una boca ancha y relativamente profundas que llavan por nombre Puerto Real en la parte sur de la isla y Boca del Carmen en su parte norte. Varios

turbidez, niveles de nutriente y tipos de sedimentos asociados a la distribución de organismos vivos.

Un modelo en base a elementos finitos para determinar la circulación en la Laguna fue desarrollado por Graham et al. (1981), de sus resultados se deduce que el sistema es fuertemente influenciado por el efecto del viento, estos autores sugieren que se efectue un estudio de las ondas de marea en las bocas de la Laguna. Kjerfve et al. (1988), de un modelo numérico sobre circulación y dispersión obtienen resultados similares y los atribuyen a los efectos del vientos, mareas y descarga de ríos.

Dressler (1981) realizó una investigación sobre mareas y efectos del viento en la Laguna de Términos mediante un modelo hidrodinámico-numérico, obteniendo zonas de amplitudes mínimas sin puntos amfidrómicos.

La desembocadura de los ríos cercanos a Boca del Carmen inducen un estado no homogéneo a través de las diferentes regiones de la boca, ocasionando que en su parte este se ajuste al patrón de predicción de marea, no así su margen occidental (Flores Coto, et al. 1987).

SISTEMA DE ECUACIONES HIDRODINAMICAS

La Laguna de Términos, para su estudio de mareas, puede ser considerada como una cuenca homogénea en la cual su masa específica es uniforme. La figura (2) muestra la geometría usada en el modelo.

En una geometría como la mostrada, el sistema de

ecuaciones hidrodinámicas integrado sobre la vertical está dado por (Salas de León, 1986):

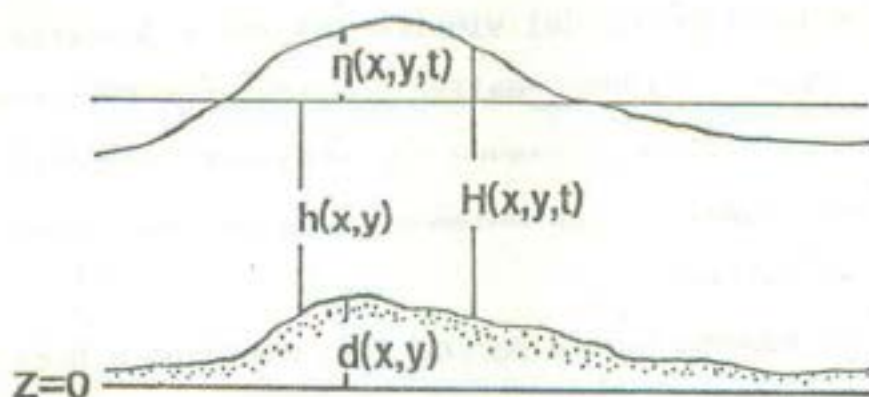


Fig. 2.- Geometría usada en el modelo. $\eta(x,y,t)$ es la variación de la superficie libre con respecto a profundidad media $h(x,y)$. $H(x,y,t)$ es la profundidad instantánea. $d(x,y)$ es la altura del fondo con respecto a un punto de referencia.

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(Hu) + \frac{\partial}{\partial x}(Huu) + \frac{\partial}{\partial y}(Huv) - Hfv = -gH \frac{\partial \eta}{\partial x} \\ + \tilde{\nu}_H H \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \tilde{\nu}_H H \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} - C_x |\tilde{v}| u \end{aligned} \quad (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(Hv) + \frac{\partial}{\partial x}(Huv) + \frac{\partial}{\partial y}(Hvv) + Hfu = -gH \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (2)$$

$$+ \tilde{\nu}_H H \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \tilde{\nu}_H H \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} - c_y |\vec{v}| v$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(Hu) + \frac{\partial}{\partial y}(Hv) = 0 \quad (3)$$

donde:

- $\vec{v}$: vector velocidad ($\vec{v} = u\hat{i} + v\hat{j}$)
 f : parámetro de Coriolis
 ρ : densidad
 $\tilde{\nu}_H$: viscosidad turbulenta
 c_x, c_y : coeficiente de fricción en el fondo,
 $(c_x, c_y) = 3 \times 10^{-3}$
 g : gravedad

Las condición de frontera cerrada, usada en el modelo estan dadas por:

$$u = 0 \quad , \quad \frac{\partial v}{\partial x} = 0 \text{ en una costa meridional} \quad (4)$$

$$v = 0 \quad , \quad \frac{\partial u}{\partial y} = 0 \text{ en una costa zonal}$$

El término de viscosidad requiere como condición adicional, para una frontera zonal y meridional respectivamente:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0 \quad , \quad \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = 0 \quad (5)$$

En las fronteras abiertas: Boca del Carmen y Puerto Real, se impuso una variación armónica de la superficie dada por:

$$\eta(x,y,t) = A \cos(\omega t - \sigma) \quad (6)$$

donde A es la amplitud, ω la velocidad angular y σ la fase del constituyente, estas constantes fueron tomadas de Grivel Piña y Ruffo Arce (1975). Estos autores describen como los principales constituyentes en la región a K_1 y O_1 , cuyos períodos son 23.93 y 25.82 h, respectivamente, no obstante también se usó el modelo para M_2 y S_2 (12.42 y 12 h respectivamente), a fin de calibrarlo por comparación con los resultados de Grivel Piña y Ruffo Arce (1975). Los valores reportados por estos autores para Boca del Carmen y Puerto Real son los mostrados en la tabla I.

TABLA I

CONSTANTES ARMONICAS USADAS EN EL MODELO			
	$\sigma(90^\circ W)$ grad	CD. DEL CARMEN	H(m)
		G(Greenwich)grad	
O_1	318	41.7	0.115
K_1	317.8	48	0.119
M_2	82.8	256.7	0.076

Grivel Piña y Ruffo Arce (1975)

TABLA I CONTINUACION

PUERTO REAL			
O_1	289.7	13.4	0.138
K_1	281.4	11.6	0.120
M_2	37.2	211.1	0.111
S_2	11.2	191.2	0.018

Grivel Piña y Ruffo Arce (1975)

Estos autores encuentran que los retrasos (σ) son muy próximos dando como resultado que los efectos se sumen. Las cartas cotidales muestran que cada boca se comporta como un sistema independiente, con una zona de choque intermedia, dando una configuración similar a la de dos lagunas independientes.

No obstante que los constituyentes M_2 y S_2 son de poca importancia, son los causantes de que la marea en la laguna, en ciertos días, se comporte como marea mixta con dos pleamares y dos bajamares en un día de marea.

APROXIMACION NUMERICA

La geometría de la costa y el fondo fueron considerados en la aproximación numérica del modelo (Fig. 3). El método de solución de las ecuaciones (1)-(3), con las condiciones (4) y (5), se basa en diferencias finitas bajo un esquema temporal semi-implícito en una malla rectangular de 500 m de resolución, dicha malla es del tipo Arakawa-C modificada (Monreal Gómez y Salas de León, 1986). Los términos de advección son aproximados

mediante la técnica Upstream (Salas de León, 1985). En esta solución se utilizó una aproximación sobre cuatro puntos para el término de Coriolis y tiene en general un error de truncación de segundo orden.

Tomando en consideración la frecuencia de las ondas involucradas y el hecho de que el esquema utilizado está limitado, principalmente por (Monreal Gómez y Salas de León, 1985):

$$\Delta t \leq \frac{(\Delta x, \Delta y)^2}{\tilde{\nu}_H} \quad (7)$$

donde $\tilde{\nu}_H$ es la viscosidad numérica ($\tilde{\nu}_H = 250 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$). Se usó en el modelo un paso de integración temporal de 490 s.

La estabilidad estadística del modelo se obtuvo usando un coeficiente de viscosidad numérica elevado, una vez que se llegó al estado de equilibrio, la viscosidad fue reducida para apegarse a una solución más realista.

RESULTADOS Y DISCUSION

Las figuras 4, 5, 6 y 7, muestran los resultados del modelo resumidos como cartas cotidales para las componentes M_2 , S_2 , O_1 y K_1 respectivamente, las isolneas se encuentran dadas en horas. Comparando estos resultados con las observaciones de Grivel Piña y Ruffo Arce (1975), se encuentran ciertas diferencias, siendo la más notable la penetración más rápida de la onda calculada con respecto a la observada, esto puede deberse a la

aproximación de la geometría la cual introduce un filtrado de la geomorfología. Esto es, si bien las fronteras cerradas de la laguna son rígidas en el modelo en la realidad son semi-permeables ya que estas están formadas en gran parte por mangle, que funciona como esponja en la propagación de la onda. Por otro lado, la laguna

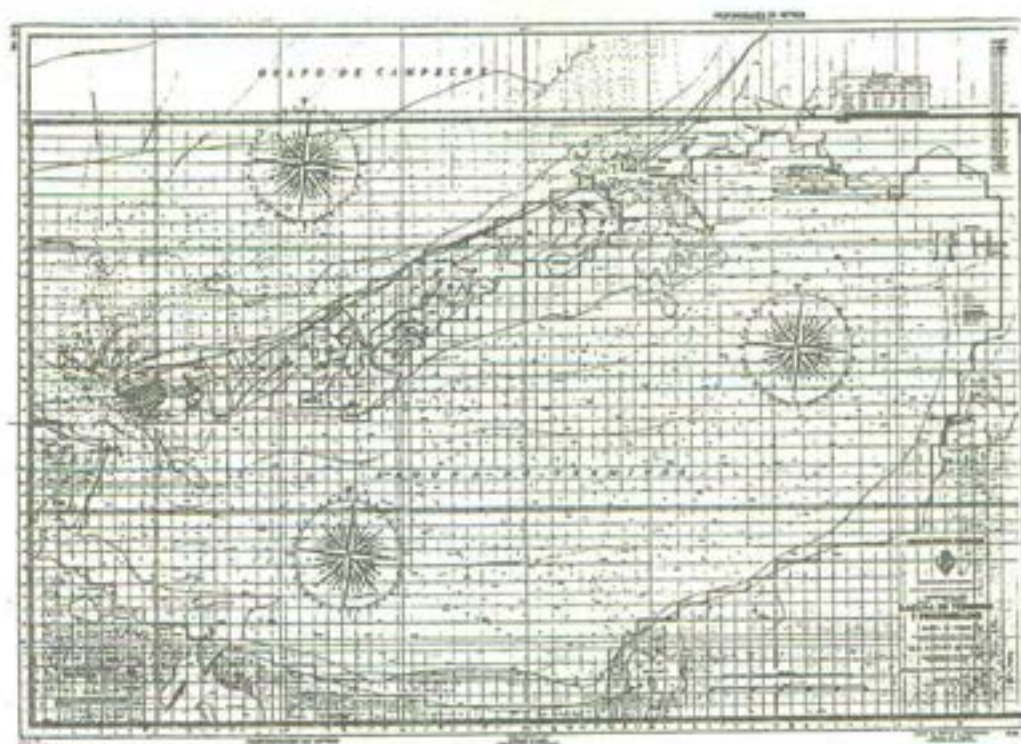


Fig. 3.- Aproximación de la geometría de la Laguna de Términos basada en la carta S.M. 1161 de la Secretaría de Marina



Fig. 4.- Carta cotidal del constituyente de marea M_2 , obtenida de los resultados del modelo numérico.

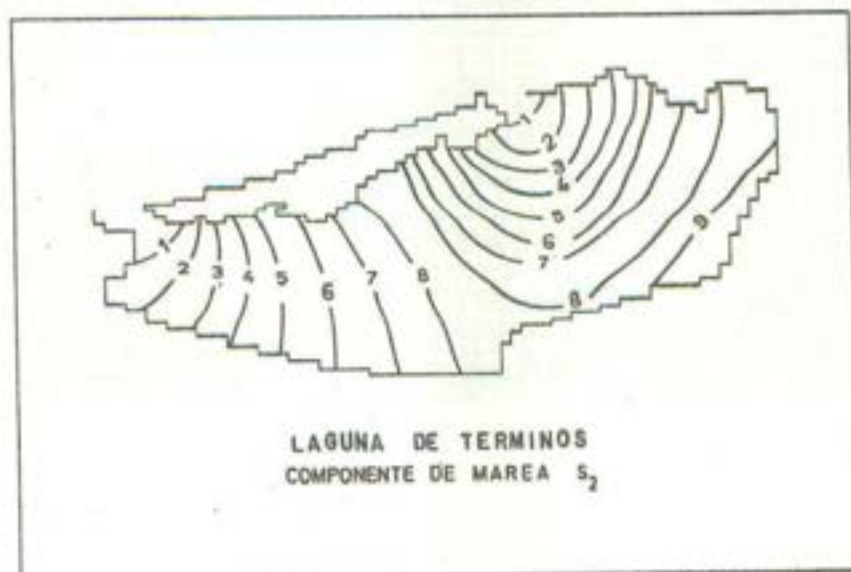


Fig. 5.- Carta cotidal del constituyente de marea S_2 , obtenida de los resultados del modelo numérico..

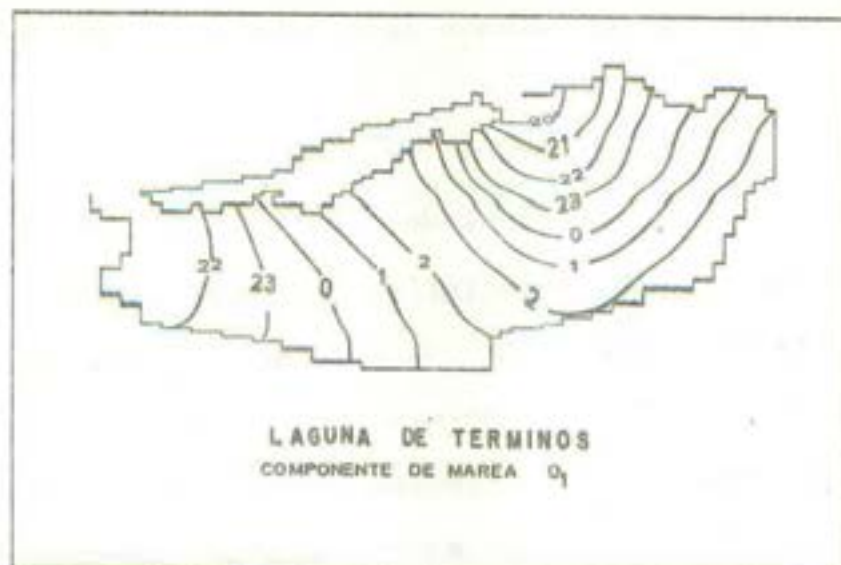


Fig. 6.- Carta cotidal del constituyente de marea O_1 , obtenida de los resultados del modelo numérico.



Fig. 7.- Carta cotidal del constituyente de marea K_1 , obtenida de los resultados del modelo numérico.

cuenta con una gran cantidad de vegetación y fuertes gradientes de densidad los cuales juegan un papel importante como disipadores de energía y que no fueron tomados en cuenta en el modelo.

CONCLUSIONES

El modelo presentado en este escrito reproduce satisfactoriamente las características mas importantes de los constituyentes de marea O_1 , S_2 , K_1 y M_2 para la Laguna de Términos y puede ser utilizado para determinar el patrón de corrientes inducidas por marea para tiempos específicos. Sería deseable incluir en un futuro, en este modelo la descarga de los ríos, un factor representando la vegetación sumergida y una condición de frontera cerrada de esponja.

REFERENCIAS

- Carvajal, R., 1973. Condiciones ambientales y productividad de la Laguna de Términos, Campeche, México. *Laguna*, 31:35-38.
- Dressler, R., 1981. Investigación sobre mareas y efectos del viento en la Laguna de Términos (México) mediante un modelo hidrodinámico-numérico. CICESE, Informe Técnico OC. 82; 01. 36 p.
- Flores Coto, C., V. Ducoing Chaho, F. Zavala García, A. Velarde Méndez y S. Méndez Velarde, 1987. Efectos de la marea en el paso de las larvas de algunas especies de la familia Clupeidae (Pisces), en la Boca del Carmen, Laguna de Términos, Campeche, México. *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Autón. México*, 14(1):53-68.
- Graham, D.S., J.P. Daniels, J.M. Hill and J.W. Day Jr., 1981. A preliminar model of the circulation of Laguna de Términos, Campeche, México. *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Autón. México*, 8(1):5-62.
- Grivel Piña, F. y U. Ruffo Arce, 1975. Configuración cotidiana en la Laguna de Términos Camp. *An. del Inst. de Geofísica*, 21:139-144.
- Kjerfve, B., K.E. Magill and J.E. Sneed, 1988. Modeling of circulation and dispersion in Terminos Lagoon, Chap. 6: 111-130. En: Yañez Arancibia, A. y J.W. Day, Jr. (Eds.) *Ecology of Coastal Ecosystems in the Southern Gulf of Mexico: The Terminos Lagoon Region*. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. of Mexico, Coast. Ecol. Inst., LSU. Editorial Universitaria, México DF.
- Mancillas Peraza M. y M. Vargas Flores, 1980. Los primeros estudios sobre la circulación y el flujo neto de agua a través de la Laguna de Términos, Campeche. *An. Centro Cienc. del Mar y Limnol. Univ. Nal. Autón. México*, 7(2):1-12.
- Monreal Gómez, M.A. y D.A. Salas de León, 1985. Barotropic and baroclinic modes in the Gulf of Mexico. En: *Progress in Belgian Oceanographic Research*. R. van Grieken y R. Wollast Ed. Amberes University Press, Bruselas, 81-91.
- Phleger, F.B. y A. Ayala Castañares, 1971. Processes and history of Terminos Lagoon, Mexico. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 55(12):2130-2140).
- Salas de León, D.A., 1986. Modélisation de la marée M_2 et de la circulation résiduelle dans le Golfe du Mexique. Dissertation Doctoral, Universidad de Liège, Liège, 239 pp.

CARTOGRAFIA DE DAÑOS OCASIONADOS POR LOS TEMBLORES DE
SEPTIEMBRE DE 1985 EN LA ZONA CENTRO DE LA
CIUDAD DE MÉXICO. FOTOGRAFIA AEREA Y RECONOCIMIENTO DE CAMPO

Yamamoto Jaime*

Montes de Oca Roberto I.**

RESUMEN

Utilizando dos mosaicos de 133 fotografías aéreas en blanco y negro tomadas el 25 de septiembre de 1985, a lo largo de 10 líneas a una altitud de 680 m sobre el terreno, conjuntamente con un reconocimiento visual calle por calle, se logró cartografiar detalladamente los daños ocasionados por los temblores de septiembre de 1985 en la Ciudad de México.

Los resultados obtenidos fueron vertidos en dos cartas urbanas escala 1:10,000 y 1:4500. La primera (Carta de Daños N° 1) comprende la zona limitada al N por el conjunto habitacional Tlaltelolco, al S por el viaducto Miguel Alemán, al E por la avenida Anillo de Circunvalación y al O por las avenidas Reforma e Insurgentes norte. La segunda (Carta de Daños N° 2) comprende el área en que se ubica el Centro de Comunicaciones y Transportes (SCT). La magnitud de los daños fueron jerarquizados utilizando un esquema, probablemente simple pero muy ilustrativo.

En el recorrido de campo se comprobó que los únicos daños reconocibles en las fotografías aéreas corresponden a los colapsos parciales o totales de las edificaciones. Algunas deformaciones y fracturas prominentes en el terreno pudieron ser identificadas.

* Instituto de Geofísica, UNAM.

** Colegio de Geografía. Facultad de Filosofía y Letras, UNAM.

En el presente trabajo no se intenta correlacionar la distribución geográfica de los daños con el tipo de subsuelo.

INTRODUCCION

El temblor más devastador (magnitud 8.1) en la historia de México ocurrió cerca de la costa de Michoacán (18.19°N , 102.53°W) el 19 de septiembre de 1985 a las 07:17 hora local seguido por otro temblor (magnitud 7.5) al día siguiente a las 19:37 horas.

Daños materiales de consideración ocurrieron en la zona epicentral y fueron particularmente severos en la Ciudad de México localizada aproximadamente a 350 km al noreste del epicentro. Aquí, los mayores daños estuvieron concentrados en la parte correspondiente al centro antiguo de la ciudad.

Dada la importancia del suceso, fotografías aéreas fueron tomadas en vuelo bajo dentro de los seis primeros días después de ocurrido el evento. En el presente trabajo se hace un análisis sistemático de los primeros mosaicos de fotografías aéreas en un intento por cartografiar los daños ocasionados en la Ciudad de México por los temblores del 19 y 20 de septiembre de 1985. Los resultados de la fotointerpretación debidamente corroborados con recorridos calle por calle se presentan en dos cartas urbanas de escala 1:10,000 y 1:4500.

A la fecha varios trabajos que incluyen descripciones de los daños ocasionados por los temblores de septiembre de 1985 han sido publicados (ver por ejem. Lomnitz, 1985; Anderson et al., 1986; EDR 9-85; entre otros). Inclusive, algunos de estos trabajos (Anderson et al., 1986) incluyen mapas de daños en la Ciudad de México, que son

sin duda muy ilustrativos, ya que permiten una visión panorámica muy interesante del aspecto de la distribución global de los daños y que ha sido la base para proponer la correlación de ésta, con los diferentes tipos de terreno en que se encuentra asentada la Ciudad de México. Estos mapas fueron configurados por inspección visual de los daños inmediatamente después de ocurrido el evento. Durante esos aciágos días sin embargo, muchas calles por razones de seguridad estaban cerradas al tránsito. Así, es probable que algunos puntos hayan escapado a la inspección. Por otro lado, la escala empleada no permite la ubicación precisa de las zonas dañadas.

Las cartas que acompañan al presente trabajo difieren de los mapas anteriores, básicamente porque fueron elaboradas, por medio de un estudio conjunto de fotografías aéreas e inspección visual calle por calle. Debe hacerse notar que la inspección visual se llevó a cabo en el transcurso de varias semanas, para permitir la apertura de todas las calles y la remoción básica de escombros que impedían la inspección de las edificaciones.

Las cartas presentadas no pretenden substituir a los mapas ya publicados, sino deben considerarse como un detalle amplificado de la zona centro de la Ciudad de México. Por otro lado, no se intenta siquiera hacer comparaciones entre los mapas existentes, ni analizar las posibles causas que dieron lugar a los daños observados, por tratarse éste de un problema muy complejo y que está fuera del marco del presente estudio. Los resultados sin embargo, son útiles en la discusión de ese problema general.

FUENTES DE INFORMACION

En la actualidad, la fotografía aérea es una herramienta de trabajo muy valiosa para obtener información rápida y económica de las características superficiales del terreno de regiones muy amplias. Ofrece toda una gama de información de muy diversa índole que puede ser extraída de acuerdo a los intereses particulares, a través de diferentes técnicas de fotointerpretación. Así, la fotografía es usada con éxito en una variedad de investigaciones que incluyen, evaluación de recursos naturales, planeación del uso del suelo, urbanismo, etc. Curiosamente, en Sismología no se le ha usado en todo su potencial. El presente trabajo es un intento, novedoso en México, por aplicar esta técnica al estudio de los daños ocasionados por los temblores de septiembre de 1985 en la Ciudad de México.

Las fotografías empleadas en el análisis fueron obtenidas por la empresa AEROFOTO, dentro de los seis días siguientes a la ocurrencia de éste trágico suceso. Las fotografías son tomas verticales de vuelo bajo en blanco y negro, tomadas a una altitud de 680 m aproximadamente sobre la superficie del terreno. La escala de las fotografías es de 1:4500 que permite visualizar grandes detalles.

El primer mosaico empleado comprende 130 fotografías tomadas el 25 de septiembre a las 14:45 horas a lo largo de 9 líneas de vuelo. En la Tabla 1 se consignan los números de las fotos correspondientes a cada línea de vuelo, de acuerdo a la nomenclatura interna de AEROFOTO. Se utilizó también, un segundo mosaico formado por únicamente 3 fotografías y que cubren el área del Centro de Comunicaciones y Transportes (SCT) sobre las calles de Xola y que se tomó en un vuelo independiente.

FOTOINTERPRETACION. TRABAJO DE GABINETE Y CAMPO

En la primera fase de identificación, se formó un mosaico con el conjunto de fotografías mediante la sobreposición y traslape de las fotos por líneas de vuelo consecutivas, tanto lateral como longitudinalmente. A continuación se identificó el área total de cobertura, al N el conjunto habitacional Tlaltelolco, al S el viaducto Miguel Alemán, al E la avenida Anillo de Circunvalación y al O las avenidas Reforma e Insurgentes norte.

La identificación en las fotografías aéreas de las zonas afectadas fue realizada por líneas de vuelo con la ayuda de un estereoscopio de bolsillo Rossbach (2x) y uno combinado de espejos y oculares (8x). Como es prácticamente imposible interpretar fotografías aéreas sin establecer una relación entre lo que se observa desde el avión y el aspecto del terreno, conforme se terminaba una línea de vuelo se realizaba el trabajo de verificación de campo con fotografía en mano, visualizadas con el estereoscopio de bolsillo, comenzando por la zona del viaducto Miguel Alemán en dirección Este-Oeste hasta terminar en Tlaltelolco. Similarmente fue analizado el segundo mosaico de fotografías.

El recorrido de campo constató que los únicos daños claramente visibles en las fotografías aéreas correspondían a calapsos totales o parciales de las edificaciones. Las construcciones con daños estructurales internos y que eventualmente podrían ser demolidas sólo pudieron ser detectadas durante el recorrido de campo.

Asimismo, durante el reconocimiento de campo también fueron observadas numerosas fisuras o agrietamientos en calles y banquetas, de manera notoria en las calles aledañas a Xola, colonia Obrera y Buenos Aires, al igual que en la

avenida Cuauhtemos junto al Centro Médico y conjunto habitacional Tlalotelco, la resolución de las fotografías empleadas en este trabajo sólo permite detectar los fracturamientos prominentes.

Finalmente, posterior al trabajo de campo se repitió el examen de todas las fotografías y la información se transcribió a un documento cartográfico.

CARTAS DE DAÑOS

Utilizando como base la carta urbana "Zócalo", escala 1:10,000 publicada por el Catastro de la Tesorería del Distrito Federal, se elaboró la Carta de Daños N° 1 con la información obtenida del mosaico de 130 fotografías aéreas y las observaciones del recorrido de campo. Se intentó jerarquizar los varios tipos de daños observados de una manera probablemente simple pero muy ilustrativa. Siguiendo una práctica mas o menos común en estos casos. Los daños se dividieron en los siguientes tipos: Colapso total o parcial de la construcción,

Daños estructurales extremadamente graves, Daños estructurales severos y Daños menores. En algunos casos la diferenciación entre estos tipos de daños fue bastante difícil.

La Carta de Daños N° 2 (zona del Centro de Comunicaciones y Transportes) fue elaborada directamente sobre las fotografías utilizando el mismo procedimiento anterior.

CONCLUSION

1. El empleo de fotografía aérea para evaluar los daños producidos por los temblores en los asentamientos humanos es recomendable, puesto que agiliza y facilita la obtención de la información de grandes áreas inmediatamente después de ocurrido el fenómeno.
2. Para el caso de los daños en la Ciudad de México producido por los temblores de septiembre de 1985, se pudo constatar que sólo los colapsos totales o parciales son fácilmente reconocibles en las fotografías aéreas.
3. El tipo de fotografía empleada en el presente trabajo sólo tiene la resolución necesaria para detectar fisuras prominentes en el terreno. En algunos casos favorables, y con el apoyo de verificación de campo, fue posible identificar deformaciones del terreno en las fotografías aéreas.
4. Aunque no se pretende asegurar que las dos cartas de daños presentadas sean completas, seguramente reflejan con bastante detalle lo ocurrido en el centro de la Ciudad de México el 19 de septiembre de 1985. Mejoras adicionales podrían hacerse incorporando la información recabada por otras instituciones.

RECONOCIMIENTO

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Sra. Leticia Elizalde por su paciencia en el mecanografiado del manuscrito.

REFERENCIAS

Anderson, J.G., P. Bodin, J.N. Brune, J. Prince, S.K. Singh, R. Quaas, M. Oñate. Strong Ground Motion from the Michoacan, Mexico, Earthquake. Science, Vol. 233, 1043-1049, 1986.

EDR N° 9-85, U.S. Department of the Interior, pp. 137-267, March 3, 1986.

Lomnitz, C. and H. Castaños. A same-day Over flight in the Epicentral area of the Great Mexico Earthquake of 19 september 1985. Bull. of Seism. Soc. of Amer., Vol. 75, 1837-1841, 1985.

T A B L A I

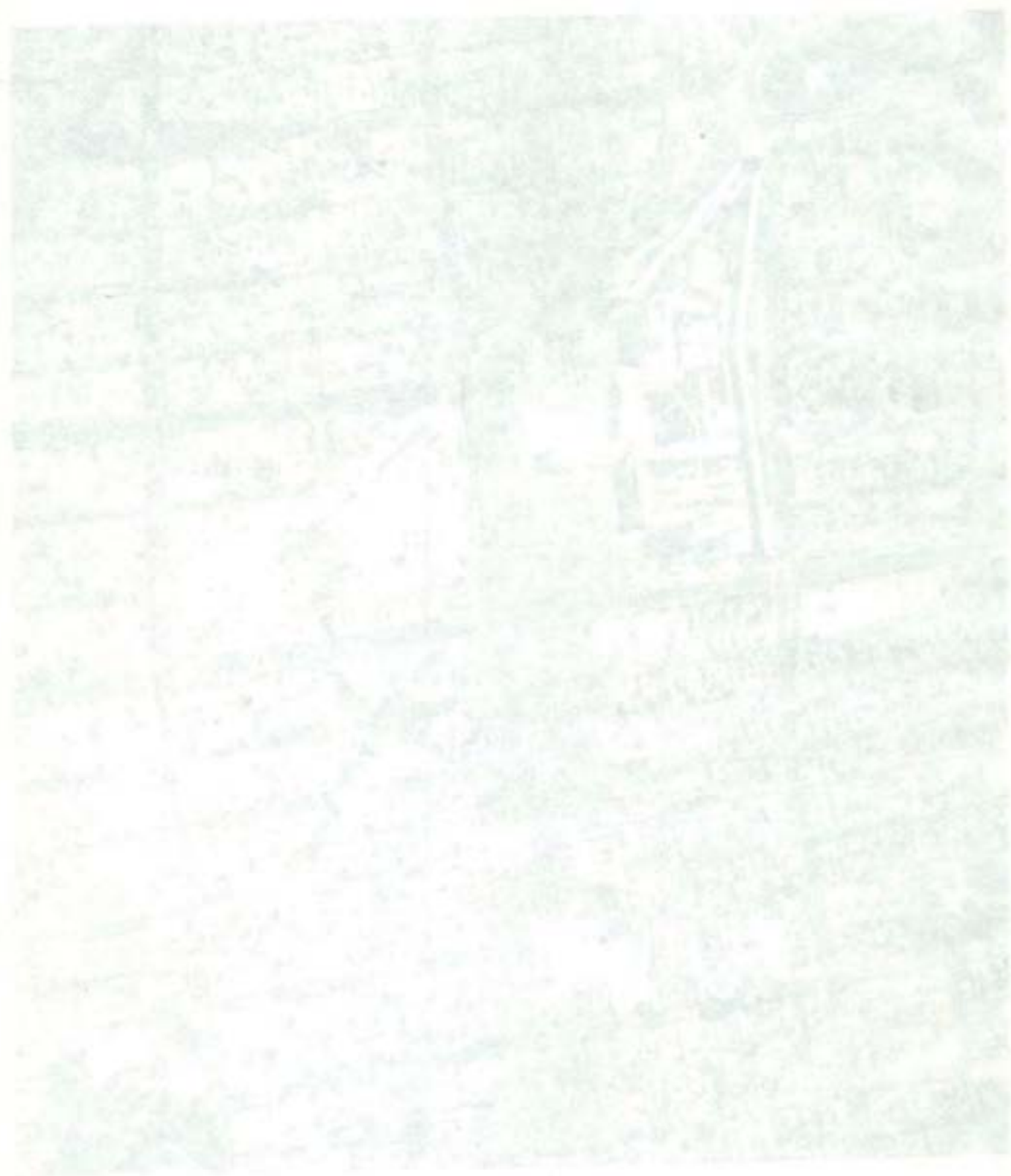
Línea	Nº de foto
1	12 a 24
2	42 a 50
3	51 a 62
4	63 a 82
5	83 a 95
6	96 a 111
7	112 a 125
8	126 a 140
9	141 a 158
s/n	3 fotografías independientes . Zona aledaña a calle Xola.

EXPLICACION DE LAS FIGURAS

Fig. 1 Ejemplo de fotografía aérea utilizada en este estudio. El círculo A muestra uno de los edificios de la Secretaría de Comunicaciones (SCT) colapsado. B muestra una fractura del terreno (Calle Fernando y Toledo). Una ampliación de esta porción de la foto se muestra en la siguiente figura.

Fig. 2 Detalle de la fotografía anterior que muestra una fractura del terreno. Para facilitar el seguimiento se trazó una línea punteada a la orilla de la fractura.









SIMBOLOGIA



COLAPSO TOTAL O PARCIAL DE LA CONSTRUCCION
Edificio con un grado de afectación



DAÑOS ESTRUCTURALES EXTREMADAMENTE GRAVES



DAÑOS ESTRUCTURALES SEVEROS



DAÑOS MENORES



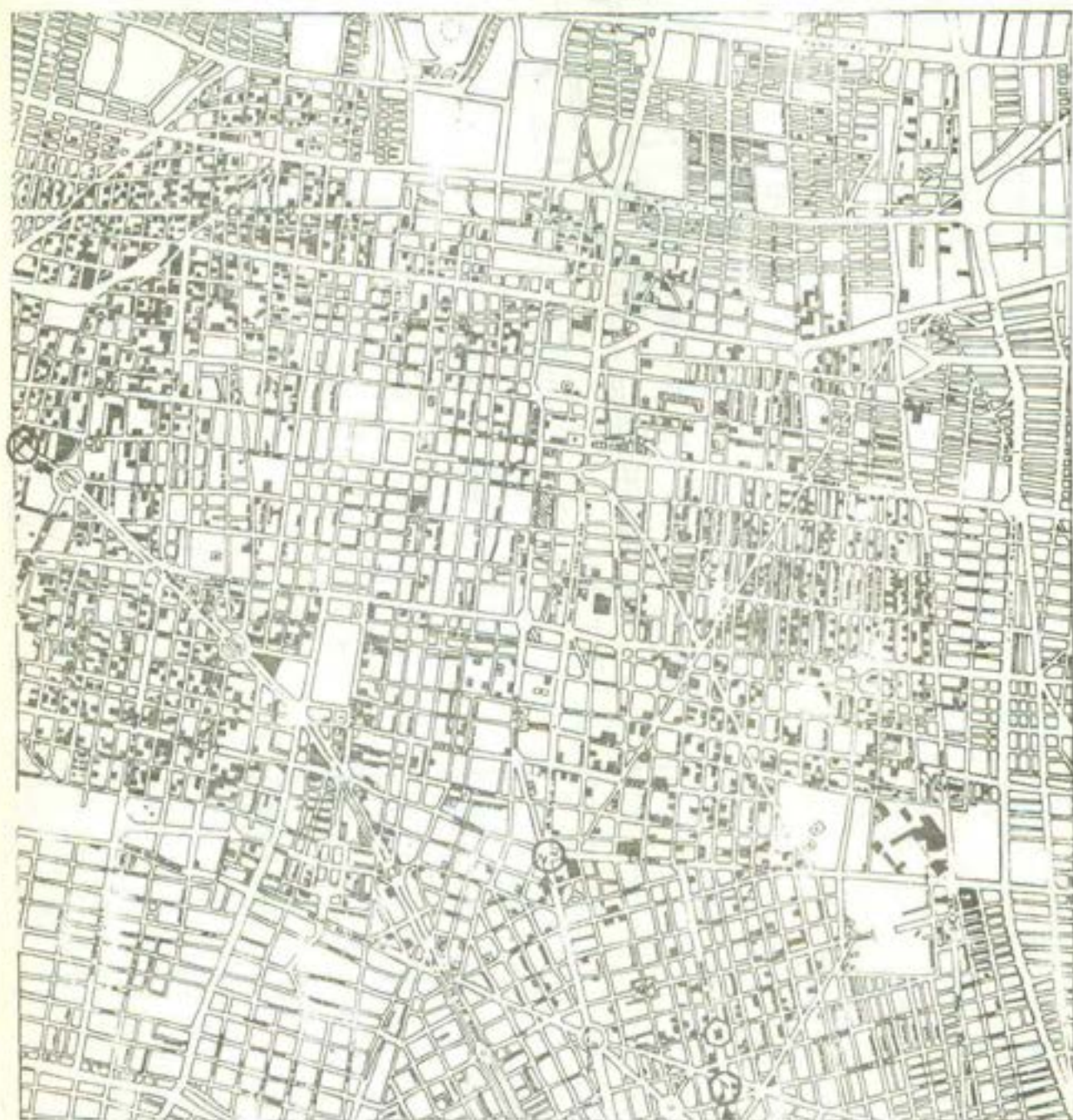
FRACTURAS EN EL TERRENO

TELEFOTO DEL 19 DE SEPTIEMBRE DE 1985
CARTA DE DAÑOS Nº 2
ZONA XOLA

Interpretación: R.A. Montez de Oca
A. y J. Sandoval

Escala: 1 : 9,500

0 225
metros



SIMBOLOGIA

Edificio o terreno en proceso de construcción
 (representado por líneas discontinuas)

Edificio o terreno ya construido

Edificio o terreno ya construido

Edificio o terreno ya construido

Edificio o terreno ya construido

Deformación de los rios
 del tranvía.

LUGAR DE INTERES
 (en el centro de la ciudad)
 (en el centro de la ciudad)

Escala
 1:10.000

PATRON DE ESFUERZOS TECTONICOS EN LA REGION DEL ESTADO DE OAXACA

Zenón Jiménez Jiménez y Fco. J. Núñez-Cornú
Instituto de Geofísica UNAM, 04510 México D.F.

Varios autores han estudiado la actividad sísmica en la región del estado de Oaxaca y su relación con la zona de subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa de Norteamérica. Particularmente la geometría de este hecho tectónico fué estudiada y definida analizando algunos parámetros de eventos sísmicos (Molnar y Sykes, 1969). Trabajos más recientes (Kelleher et al, 1973) han hecho análisis estadístico para inferir periodos de recurrencia de grandes terremotos en la costa de Oaxaca y definir posibles brechas sísmicas. Estos trabajos se han basado principalmente en el análisis estadístico de la sísmicidad registrada instrumentalmente o de catálogos que no han sido revisados. Empleando este tipo de datos para un periodo de 100 años aproximadamente, diversos autores han propuesto tiempos de recurrencia para los temblores ocurridos en la costa de Oaxaca del orden de 35 a 50 años (Kelleher y otros, 1973; Singh y otros, 1981)

Para abundar y mejorar esta estadística Núñez-Cornú y Ponce (1988) proponen un catálogo de sísmicidad de Oaxaca para el periodo de 1500 a 1988 y una zonificación sísmica. Ellos sugieren que los periodos de recurrencia varían entre 60 y 160 años para algunas de las regiones en las cuales se puede obtener este tipo de valores con incertidumbres del 20 %. Las zonas propuestas son las siguientes :

- 1) Zona Mixteca Media
- 2) Zona Huajuapán
- 3) Zona Norte y Cañada
- 4) Zona Istmo
- 5) Zona Mixe
- 6) Zona Valle
- 7) Zona Puerto Escondido - Huatulco
- 8) Zona Pinotepa Nacional - Jamiltepec

Por otra parte considerando el mecanismo focal de los temblores ocurridos en la región de Oaxaca Molnar y Sykes (1969) Jiménez y Ponce (1977-78), Chael y Stewart (1982) entre otros han determinado la tendencia del estado de esfuerzos de estos. Nosotros aquí revisamos estos trabajos y determinamos el patrón de esfuerzos regional del estado de Oaxaca.

Los grandes temblores de esta región ($M > 7.0$) se pueden clasificar en tres tipos:

- a) Temblores costeros asociados directamente a la subducción de la placa de Cocos, con mecanismo focal de falla inversa y una profundidad focal entre los 15 y los 25 km.

b) Temblores interiores, con un mecanismo focal de falla normal, y una profundidad focal de 65 a 115 km (Jiménez, 1977). Los epicentros de casi todos estos temblores se encuentran al norte de la Cd. de Oaxaca ($\approx 17^\circ \text{N}$).

c) Temblores de falla normal, con una profundidad focal de 25 a 40 km. Hasta la actualidad ha sido estudiado sólo uno de este tipo, el de 1931 (Singh y otros, 1985). Los epicentros de estos temblores se encuentran entre los costeros y los interiores.

Havskov y otros (1982) a partir de estudios de sismicidad encontraron que bajo la zona del Istmo de Tehuantepec, la placa de Cocos buza con un ángulo de 45° , y con una dirección de $\text{N}45^\circ \text{E}$.

Chael y Stewart (1982) en un estudio de los mecanismos focales de los temblores sucedidos recientemente en la costa sur de México (1965, 1968, 1970, 1978, 1979), encontraron para los temblores sucedidos en la costa de Oaxaca (1965, 1968, 1978) los siguientes valores:

Año	Az(a)	Buz(a)	Dez(a)	Az(b)	Buz(b)	Mo _R	Mo _P *
1965	268°	14°	54°	124°	79°	1.7	1.9
1968	287°	12°	76°	121°	78°	1.0	0.8
1978	270°	14°	54°	127°	79°	3.2	1.9

27
* 10^{27} dinas cm

Aztiz y Kanamori (1984) analizaron el doblete de Ometepec de 1982 por diferentes métodos y encuentran los siguientes resultados:

1982a	293°	13°	78°	116°	77°	0.28	0.149
1982b	296°	12°	98°	116°	78°	0.2	0.275

Aunque en este mismo trabajo las soluciones que encontraron a partir de la inversión del tensor momento sísmico, da buzamientos de 21.2° y 25.8° para el primer y segundo eventos, respectivamente.

Sin embargo, en el cálculo de estos mecanismos focales el plano correspondiente a la subducción siempre está muy pobremente definido debido a la cobertura azimutal de estaciones. No ocurre lo mismo con el plano ortogonal que, por lo general, queda bien constreñido, siendo éste el que se usa generalmente como solución inicial para las inversiones numéricas. En general, para restringir el plano de subducción se parte de la hipótesis de que tiene el mismo azimut que la trinchera y, a partir de esto, se obtiene el ángulo de buzamiento. Esta suposición es bastante aceptable, pero el azimut de la trinchera entre 96°O y 97.5°O , aproximadamente, es de 270° .

DATOS

Para los temblores de 1978, 1980, 1982 (fig. 1) se hicieron estudios de sus réplicas instalando redes locales en la zonas epicentrales, estos

estudios han aportado muchos datos sobre la sismicidad de la región. En el caso del temblor de 1978, se registró con la red local instalada para el estudio de microsismicidad, toda la actividad sísmica en las 4 semanas previas al temblor.

Empleando los datos de las localizaciones obtenidas, con las redes locales, de los temblores de 1978 y 1982 y sus principales réplicas, y además utilizando el método JHD (Dewey, 1974), Quintanar (1985) relocalizó toda la actividad sísmica en la Costa de Oaxaca con una $ms > 4.3$ para el periodo 1950 - 1982.

De la misma forma y usando como evento maestro los datos del temblor de 1980, se relocalizaron los eventos interiores. Utilizando toda esta información como eventos de calibración, se analizaron los sismogramas de la red del SSN existentes en el observatorio de Tacubaya, y se relocalizaron todos los eventos importantes ocurridos entre 1911 y 1937 (Núñez-Cornú y Ponce, 1985). De esta manera se han obtenido localizaciones más confiables para todos los temblores ocurridos en este siglo en la región de Oaxaca.

Así se tienen dos zonas costeras (7 y 8) con temblores del tipo "a", cuatro zonas interiores (1,2,3 y 4) donde los temblores son del tipo "b", y una zona interior (6) con temblores del tipo "c".

Con el propósito de obtener en lo posible un conjunto homogéneo de mecanismos focales para la región, utilizando el método de primeros arribos de ondas P, se han calculado en este trabajo los mecanismos de los eventos para los que existía suficiente información y se han reevaluado los ya existentes (Jiménez, 1977; Chael y Stewart, 1982; Yamamoto y otros, 1984; Aztiz y Kanamori, 1984), usando las relocalizaciones y tomando en cuenta especialmente los datos de la red del SSN, indispensables para el estudio los temblores antiguos, así como los resultados de los estudios de refracción sísmica hechos en la costa de Oaxaca (Núñez-Cornú, 1987b). Se han calculado los ángulos de incidencia para los temblores profundos, usando un modelo de velocidades regional tomado a partir de los estudios realizados a la fecha (Nava y otros, 1985; etc).

MECANISMOS FOCALES

Para el cálculo de los mecanismos se utilizaron dos métodos, el primero fué el ajuste de los planos por observación directa (Núñez-Cornú, 1987) y el segundo, utilizando el método numérico de Brillinger y otros (1980), Udías y otros (1982). La aplicación de este método fué de especial interés para observar el comportamiento del plano de subducción, en particular, con los temblores recientes, para los cuales existe mucha información aunque el plano sigue estando poco controlado. Con este mismo método, se calculó el mecanismo conjunto de los eventos para obtener una estimación estadística de los esfuerzos globales en la región, así como en algunas de las zonas sísmicas, mencionadas anteriormente. Las soluciones de los mecanismos focales individuales están resumidas en la figura 2.

Para los eventos de 1937-12, 1938 y 1950 no se pudo evaluar el mecanismo focal ya que no se dispuso de datos suficientes.

MECANISMOS CONJUNTOS

Zona 7

Los resultados presentan el mismo problema que la mayoría de los temblores de la costa, sin embargo los valores del ángulo de buzamiento para el segundo plano tienden a oscilar entre 18° y 20° , aunque hay algunos que dan ángulos mayores. Se ha aceptado la solución de la figura 2c tomando, además, en cuenta la restricción antes mencionada.

Zona 8

En esta zona a diferencia de la anterior, todas las soluciones iniciales usadas convergen a un resultado similar al presentado en la figura 2d, que tiene un buzamiento para el segundo plano de 12° .

Zonas 7 Y 8

Este análisis se hizo para ver la tendencia general de la costa con el resultado puede verse en la figura 2b. Nuevamente el plano de subducción es el menos definido ya que el error reportado por el programa para este parámetro es de 84° .

Zona 3

Esta es la única zona interna en la cual se puede hacer mecanismo conjunto aunque los resultados no son tan buenos como en el caso de la costa donde los porcentajes son siempre superiores al 90%. En este caso, el porcentaje de aciertos es sólo de un 77%, aunque aquí existe una clara convergencia de todas las soluciones iniciales hacia el resultado mostrado en la figura 2a. Sin embargo, el mecanismo resultante es bastante congruente. En él las estaciones mexicanas parecen estar definiendo uno de los planos nodales (B), y esto es lo que causa, principalmente, el bajo índice de aciertos.

DISCUSION

Para los mecanismos conjuntos de la costa se obtienen, en el caso de la zona 7 y 8, resultados parecidos aunque difieren un poco en el azimut. Sin embargo, en el mecanismo conjunto de toda la costa se obtiene una media de los valores anteriores, lo cual permite decir que éste es el valor promedio para la costa de Oaxaca.

En el mapa de la figura 3 se han representado las direcciones de los azimutes de los diferentes planos. También se han representado como la dirección de deslizamiento y las direcciones de los ejes de Presión y Tensión. Para los temblores de la costa se observa que existen dos tendencias claras para los azimutes de los planos de falla, una para los eventos de la zona 8 y otra para los eventos de la zona 7, con una zona de transición que está representada por el evento de 1978 y por el de 1931. Estos azimutes siguen aparentemente la dirección de la línea de la costa.

Para la zona interior se puede distinguir, primero una zona compuesta por los eventos de 1959, 1973, 1937-07, 1945 y 1928-04, con un mecanismo de falla normal y con un azimut del plano de falla que es prácticamente paralelo a la trinchera, lo cual sería lógico para los temblores de este tipo en esta área. Luego está el temblor de 1980, con un mecanismo de falla normal pero con un azimut de plano de falla más bien paralelo al EVM y, desde luego, diferentes direcciones para los ejes de presión y tensión, lo cual implica la interacción de otros elementos tectónicos como el propio EVM, ya que este evento se encuentra en su borde sur. Finalmente, está el evento 1928-02 evento con un mecanismo de falla inversa con un azimut para el plano de falla paralelo al EVM. Este resultado podría apoyar la teoría de Schubert y Cebull (1984), y estos eventos podrían determinar la existencia de un cuarto tipo de temblores en la región. Aquí es conveniente aclarar que este último mecanismo se ha obtenido con muy pocos datos y que, por otra parte, es el único para el que los resultados obtenidos difieren bastante de los obtenidos previamente por otros autores, en este caso Jiménez y Ponce (1978), aunque para el resto de los eventos la metodología usada con las estaciones mexicanas (decisivas en estos casos) probó ser válida.

Si observamos el mapa de la figura 3 podemos deducir que los principales esfuerzos en la región están determinados por la dirección de subducción de la placa de Cocos, que en el borde noroeste de la región, en el límite con el EVM, existe una zona de interacción con otra(s) estructura(s) tectónica(s) o un régimen tectónico diferente y, finalmente, en la costa, a partir de 97° en dirección Este (zona 7, Muñoz-Cornu y Ponce 1987) la placa parece cambiar su dirección de subducción y subducir en dirección perpendicular a la línea de la costa, o quizás, hacerlo oblicuamente, además de hacerlo con un ángulo un 50% mayor al de la zona 8.

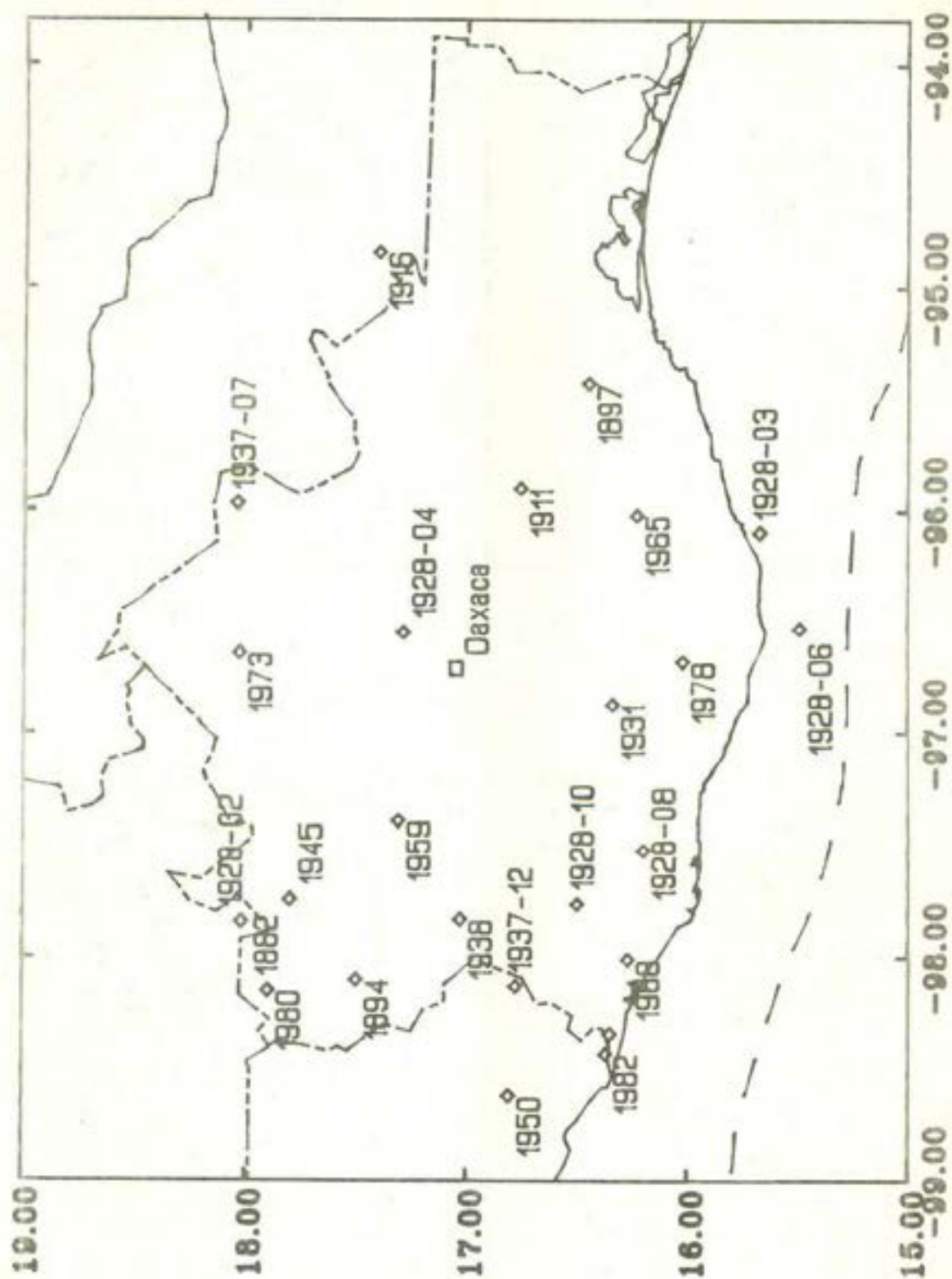


Fig. 1 Terremotos más importantes ($M > 7.0$) sucedidos en la región de Oaxaca en los últimos 105 años.

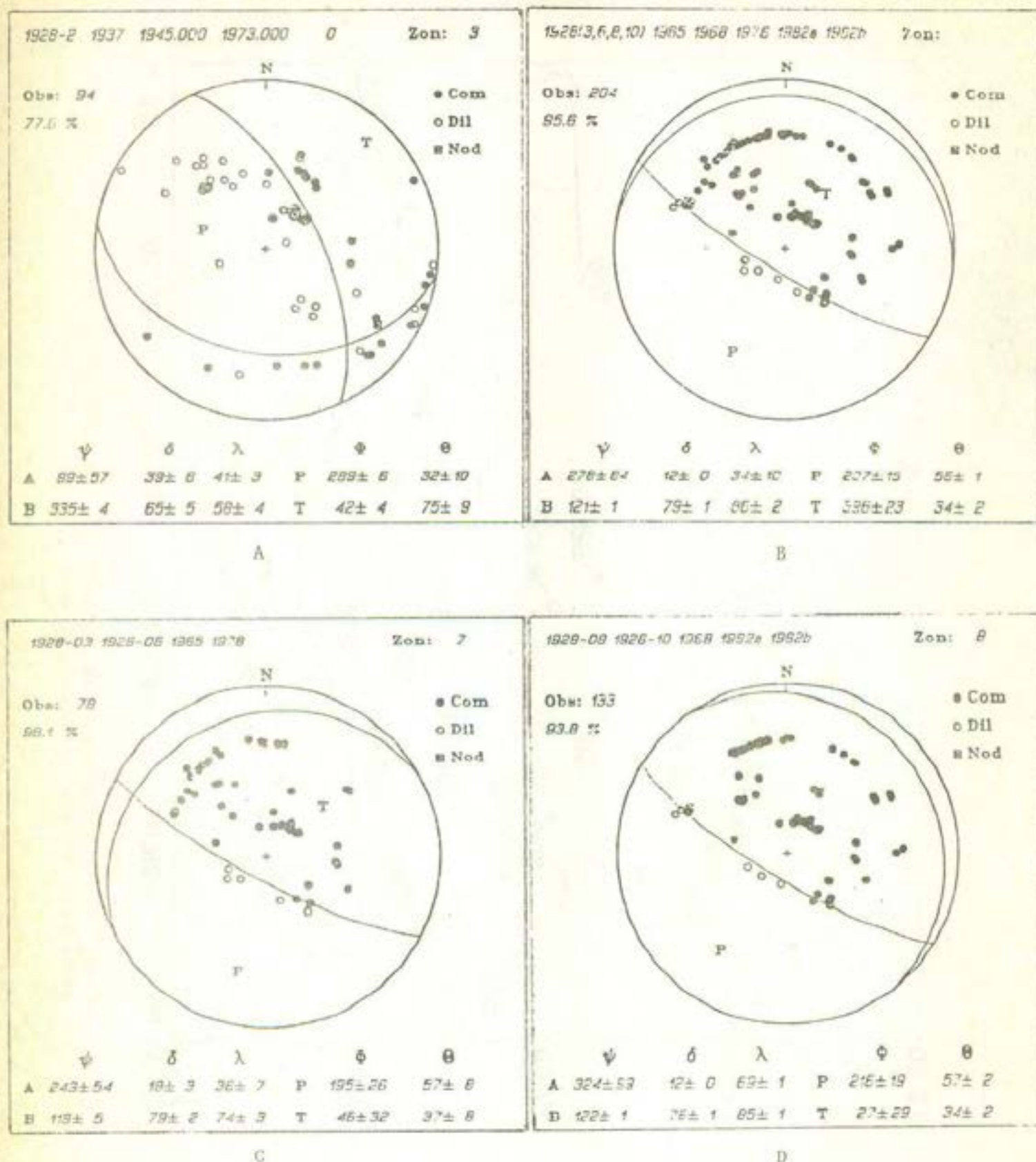


Figura 2. Mecanismos Focales Compuestos

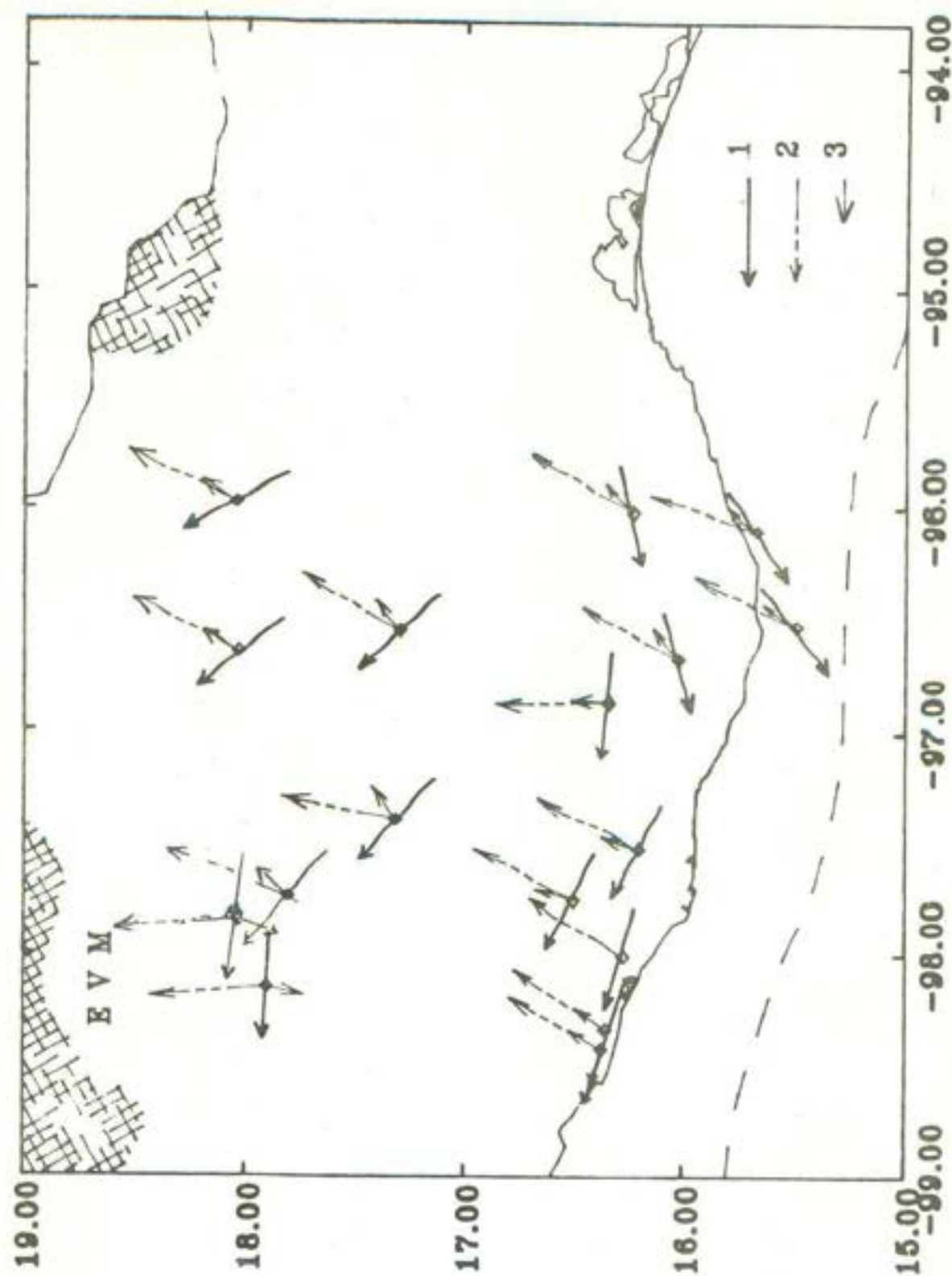


Fig. 3 Mapa de Daxaca, mecanismos focales. 1- Azimut del plano de falla. 2- Deslizamiento. 3- Dirección del eje de tensión.

ZONAS SISMICAS DE OAXACA

FRANCISCO NÚÑEZ-CORNU Y LAUTARO PONCE

*Instituto de Geofísica UNAM, Cd. Universitaria
04510 Mexico D.F.*

La región de Oaxaca, comprendida entre los 15.00 y los 18.50 de Latitud Norte y los 94.50 y 98.75 de Longitud Oeste, una de las regiones con más alta sismicidad en México. Esta actividad sísmica está asociada al proceso de subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa de Norteamérica; sin embargo, es una región anómala dentro de los modelos propuestos para este tipo de bordes tectónicos, ya que se le considera un margen continental truncado que no refleja el grado de evolución asociado a un proceso continuo de convergencia entre dos placas. Algunos de los argumentos utilizados para esta afirmación son: no existen los cinturones paralelos asociados a los procesos de subducción, al menos desde el Mesozoico; las rocas básicas se encuentran en terrenos igneo-metamórficos con tendencias estructurales que frecuentemente intersecan el arco actual a grandes ángulos; el Eje Volcánico Mexicano, arco volcánico asociado a la Trinchera de Acapulco, no es paralelo ni a la Trinchera ni a los contornos isoprofundos de la zona sísmica (Karig y otros, 1978; Ortega-Cutiérrez 1981, 1988; Bellon y otros, 1982; McMillen y otros, 1982; Nixon, 1982; Bevis y Isacks, 1984; Burbach y otros, 1984; Shubert y Cebull, 1984).

Teniendo en cuenta sus características y peligrosidad, en la región de Oaxaca se pueden distinguir tres tipos principales de temblores de importante magnitud ($m_b \geq 6.5$, $M_s \geq 7.0$):

- a) De subducción, asociados directamente al contacto entre las dos placas, con un mecanismo focal de falla inversa de bajo ángulo, con epicentros en la costa y una profundidad entre 15 y 20 Km (Chael y Stewart, 1982; Astiz y Kanamori, 1984).
- b) De falla normal y una profundidad de 65 a 115 Km, que tienen lugar en la placa subducente con epicentros en el interior del continente, al norte de la Cd. de Oaxaca que se encuentra a una latitud de 17° N. (Jiménez, 1977; Jiménez y Ponce, 1979).
- c) De falla normal y una profundidad aproximada de 25 a 40 Km, con epicentros al sur de la Cd. de Oaxaca; de este tipo de eventos sólo uno ha sido estudiado, el Temblor del 15 de Enero de 1931 con magnitud igual a 8.0 (Núñez-Cornú, 1983; Singh y otros, 1985).

El propósito de este estudio es hacer una revisión de los trabajos que se han realizado sobre la sismicidad de Oaxaca, complementándola con información recabada en las bibliotecas de la Cd. de México, en la Cd. de Oaxaca y en el archivo del Servicio Sismológico Nacional (SSN). Esta información es comparada con la obtenida a partir del estudio de la sismicidad reciente (1928-1988) que ha sido bien analizada. De esta manera se obtiene un catálogo revisado y actualizado que identifica, en lo posible, sismos semejantes y discrimina entre familias diferentes. Esta

estimación de sismos semejantes mayores, cuyas magnitudes estimadas o calculadas sean $m_b \geq 6.5$ o $M_s \geq 7.0$, conduce a una proposición de regionalización sísmica de Oaxaca y a una estimación de los periodos de recurrencia para las distintas unidades propuestas.

Para los eventos comprendidos en el periodo de 1873 a 1927 se realizó una investigación más detallada para corroborar o corregir su localización, los eventos estudiados son: 1854, Mayo 5; 1882, Julio 18; 1894, Noviembre 2; 1897, Julio 5; 1903, Enero 14; 1911, Febrero 3; 1917, Diciembre 29.

ZONIFICACION

El estado de Oaxaca se ha dividido en ocho zonas (Figura 1):

- 1) Zona Mixteca Media
- 2) Zona Huajuapán
- 3) Zona Norte y Cañada
- 4) Zona Istmo
- 5) Zona Mixe
- 6) Zona Valle
- 7) Zona Puerto Escondido-Huatulco
- 8) Zona Pinotepa Nacional-Jamiltepec

las que definiremos como zonas sísmicas o unidades tismogénicas mayores.

Los eventos mayores ($m_b \geq 6.5$; $M_s \geq 7.0$) ocurridos desde 1928 a la fecha (Núñez-Cornú, 1983) se han tomado como eventos característicos de las zonas en las cuales se encuentran ubicados. Además, cada uno de los eventos mayores ocurridos entre 1873 y 1927, fue asignado a una de las 8 zonas sísmicas aquí definidas. Para los eventos anteriores a 1873 se evaluó lo siguiente: 1) la distribución de intensidades en el área mesosísmica; 2) las características de como fue sentido en diversas localidades -principalmente en la Cd. de Oaxaca-; 3) la cantidad de réplicas sentidas; 4) otros parámetros cualitativos de las descripciones históricas. Finalmente se seleccionó la zona sísmica a la que se asigna el evento.

A continuación se describen las características más relevantes que definen a cada una de las 8 zonas sísmicas de Oaxaca; se presta especial atención a las localidades más afectadas (área mesosísmica) y se citan los eventos característicos de cada zona.

Zona 1, Mixteca Media

Los temblores en esta zona afectan a la frontera de los estados de Guerrero y Oaxaca (Silacayoapan e Ixpantepec), sintiéndose con menor intensidad en la Costa y Huajuapán, Valle Central de Oaxaca y las zonas de Tlapa y Chilapa en Guerrero. En algunos casos presentan intensidades más fuertes al oeste de la zona, por ejemplo el temblor de 1894; en otros al este, por ejemplo el temblor de 1854. En este siglo han ocurrido dos temblores: 1938 y 1959 ($m_b = 6.8$). Este último tiene un mecanismo de falla normal y una profundidad de 79 Km (Jiménez y Ponce, 1979).

Zona 2, Huajuapán

Los temblores de esta zona afectan primordialmente el sur del Edo. de Puebla, el NW del Edo. de Oaxaca y el NE del Edo. de Guerrero. Dentro de esta zona hay dos temblores que han sido estudiados: 1980 (Yamamoto y otros, 1984) y 1882 (Núñez-Cornú, 1983; Sánchez, 1983). Esta zona se caracteriza porque en relación al epicentro la intensidad es más fuerte en la dirección sur que en la dirección norte. El temblor de 1980 ($m_b = 7.0$) tiene un mecanismo de falla normal y una profundidad de 65 Km (Yamamoto y otros, 1984).

Zona 3, Norte y Cañada

Esta zona se caracteriza porque los sismos, en relación a su epicentro, son más intensos hacia el norte que hacia el sur, afectando principalmente las ciudades de Tehuacan, Orizaba, Córdoba, Veracruz y Puebla. Al igual que en la zona 1, algunos temblores se sienten más intensos en el este de la zona y otros en el oeste. En esta zona han sido estudiados los temblores de 1928($m_b = 7.6$), 1937($m_b = 7.6$), 1945 y 1973($m_b = 7.1$) (Jiménez y Ponce 1979; Singh y Wyss, 1976) todos ellos tienen un mecanismo de falla normal y profundidades entre 82 y 95 Km. Esta zona es la más extensa y bordea el Eje Volcánico Mexicano.

Zona 4, Istmo

Se define esta zona como el área comprendida dentro del estado de Oaxaca limitada al Este por el Istmo de Tehuantepec y al Oeste por las zonas 5, 6 y 7. Existen tan sólo cinco eventos reportados en los últimos 200 años que consideramos que alcanzan el nivel de magnitud límite del catálogo. Incluimos el temblor de 1917 ($M_s = 7.1$) con epicentro probable en el Golfo de Tehuantepec, aunque no existe ningún reporte de daños. Para esta zona se han modelado dos eventos de magnitud moderada: Domínguez (1983) estudio el temblor del 22 de Junio de 1979 ($m_b = 6.3$, $M_s = 6.4$) con hipocentro en $16.80^\circ N$, $94.77^\circ O$, $H = 110$ km y con mecanismo de falla normal; González-Ruiz (1986) propone un mecanismo de falla normal para modelar un temblor ocurrido en la región de Tehuantepec el 22 de Junio de 1988.

Zonas 5, Nixe

Los temblores de esta zona causan destrucción importante en la Cd. de Oaxaca y el área Nixe. El temblor característico de esta zona es el del 17 de Abril de 1928($m_b = 7.7$) que tiene un mecanismo focal de falla normal y una profundidad de 115 Km. (Jiménez y Ponce, 1979).

Zona 6, Valle

Los temblores de la zona Valle producen daños en la Cd. de Oaxaca, pero mayores en la parte sur del Valle de Oaxaca (Miahuatlan, Sola de Vega). El temblor del 15 de Enero de 1931 ($M_s = 8.0$) es el más reciente; este presenta un mecanismo focal de falla normal y una profundidad de 25 Km (Singh y otros, 1985). La localización de algunos de los temblores ubicados en esta zona, dependiendo de los datos disponibles puede ser ambigua y confundirse con los ocurridos en la zona 5.

En la mayoría de los casos se puede distinguir un temblor interior de uno costero, así como distinguir uno de la zona 7 de uno de la zona 8, ya que los de la zona 7 son sentidos con más intensidad en la Cd. de Oaxaca que los de la zona 8. Las localidades más afectadas históricamente en esta zona son: *Puerto Escondido, Pochutla, Puerto Angel, Huatulco y Loxicha.*

En esta zona los temblores parecen ser mayores que los de la zona 8 y, aparentemente, tienden a suceder por pares (figura 8), lo cual se ve claramente para los eventos dobles ocurridos en 1727 (Marzo 3 y Marzo 18), 1870 (Mayo 11) y 1872 (Marzo 27) y 1928 (Marzo 22 y Junio 17). Esto no es tan evidente en el caso del Temblor del 5 de octubre de 1801, para el cual fue reportado un fuerte temblor al día siguiente (Martínez-Gracida, 1886) y otro más el día 9 (Rojas y otros, 1987) que pudieran ser réplicas del temblor del día 5. Tampoco es claro el caso del terremoto de 1662. Al año siguiente (1663) se reportan varios terremotos sin destacar ninguno en particular, los cuales se llegaron a sentir con fuerza en Puebla y Veracruz; no es claro si alguno de los temblores de la secuencia de 1663 estuviese localizado en la zona 7 pero existe la posibilidad. Los temblores característicos de esta zona son los de 1965 y 1978 (Chael y Stewart, 1982; Núñez-Cornú, 1983 y 1987).

Zona 8, Pinotepa Nacional - Jamiltepec

Para los temblores ocurridos en la zona 8 son habituales los reportes de las localidades de la costa de Guerrero, mientras que casi nunca hay reportes de Tehuantepec. En esta zona es importante mencionar el temblor de San Sixto (28 Marzo 1787) que por los reportes de daños y el área afectada se infiere que tuvo magnitud superior a 8.0 y probablemente alcance 8.5. Es el más grande de todos los sucedidos en la región en los últimos 400 años, este gran terremoto fue seguido de 141 años de ausencia de sismicidad de gran magnitud en la zona. Las áreas más afectadas por los temblores de esta zona son: *Chacahua, Jamiltepec, Pinotepa Nacional y Ometepepec.* Los temblores característicos de esta zona son los de 1968 y 1982 (Chael y Stewart, 1982; Antiz y Kanamori, 1984; Núñez-Cornú, 1987).

TIEMPOS DE RECURRENCIA

Para estimar los tiempos de recurrencia se han utilizado los sismos del catálogo propuesto que tienen asignada $m_b \geq 5.5$ en el caso de temblores interiores ó profundos, o una $M_s \geq 7.0$ para los temblores someros ó costeros. Los temblores anteriores a 1900 se han evaluado en función de la intensidad calculada y su localización. En relación a su tamaño, se han dividido en tres grupos: moderados (mo) $M_s \leq 7.5$, $m_b \leq 7.0$; grandes (gd) $7.5 < M_s \leq 8.0$, $7.0 < m_b < 8.0$; y mayores (ma) $M_s, m_b > 8.0$ (figura 2). En la tabla 1 se presentan los resultados del análisis detallado para cada zona sísmica.

DISCUSION Y CONCLUSIONES

Se encuentra que para los últimos 480 años, hay 68 eventos mayores ($m_b \geq 6.5$; $M_s \geq 7.0$) sentidos en la Cd. de Oaxaca con una

III $\geq$ VI con "epicentro" confirmado en esta región. La región de interés (comprendida entre 15.00° y 18.50° N, y 94.50° y 98.00° W, aproximadamente 200,000 km²) se dividió en ocho zonas sísmicas, para éstas se analizan los tiempos de recurrencia y se seleccionan los sismos máximos esperados. los resultados principales son:

- En la zona de subducción pueden ocurrir terremotos de gran magnitud ($M_s \approx 8.5$), como el de Marzo de 1787.

- En la zona de subducción, en el período 1928-1988, han ocurrido 11 sismos ($M_s \geq 7.0$), 4 en la mitad Este y 7 en la Oeste. En los 56 años previos a 1928 se presentó un período de calma sísmica ($M_s \geq 7.0$); en la región de ocurrencia del gran terremoto de 1787 sólo vuelve a temblar ($M_s \geq 7.0$) en 1928, después de 141 años de calma sísmica.

- En 1928, en un lapso de 8 meses, ocurren 4 eventos de subducción ($M_s \geq 7.4$); en el mismo período ocurren dos temblores intraplaca importantes ($m_b = 7.7$) en la parte norte. En Enero de 1931 ocurre otro intraplaca ($M_s = 8.0$) en la parte Sur. Este patrón de liberación de energía sísmica en un corto período de tiempo refuerza la afirmación de que en Oaxaca deben esperarse terremotos de gran magnitud por ruptura simultánea de varias unidades tectónicas.

- Las zonas "Huaquapán" y "Mixe" son afectadas por eventos de profundidad intermedia y falla normal ($60 \leq H \leq 120$ km, $m_b \approx 7.0 - 7.7$) con tiempos de recurrencia bastantes regulares (95 ± 11 años y 80 ± 16 años, respectivamente).

- En la zona "Valle" ocurren sismos someros de falla normal ($25 \leq H \leq 50$, $M_s \approx 8.0$) en períodos de tiempo también muy regulares (82 ± 16 años). Posiblemente en la zona "Mixteca Media", al Oeste de la anterior, también ocurren eventos de este tipo; en este caso la zona "Mixteca Media" presentaría un potencial sísmico muy alto (156 ± 22 años, último temblor en 1854).

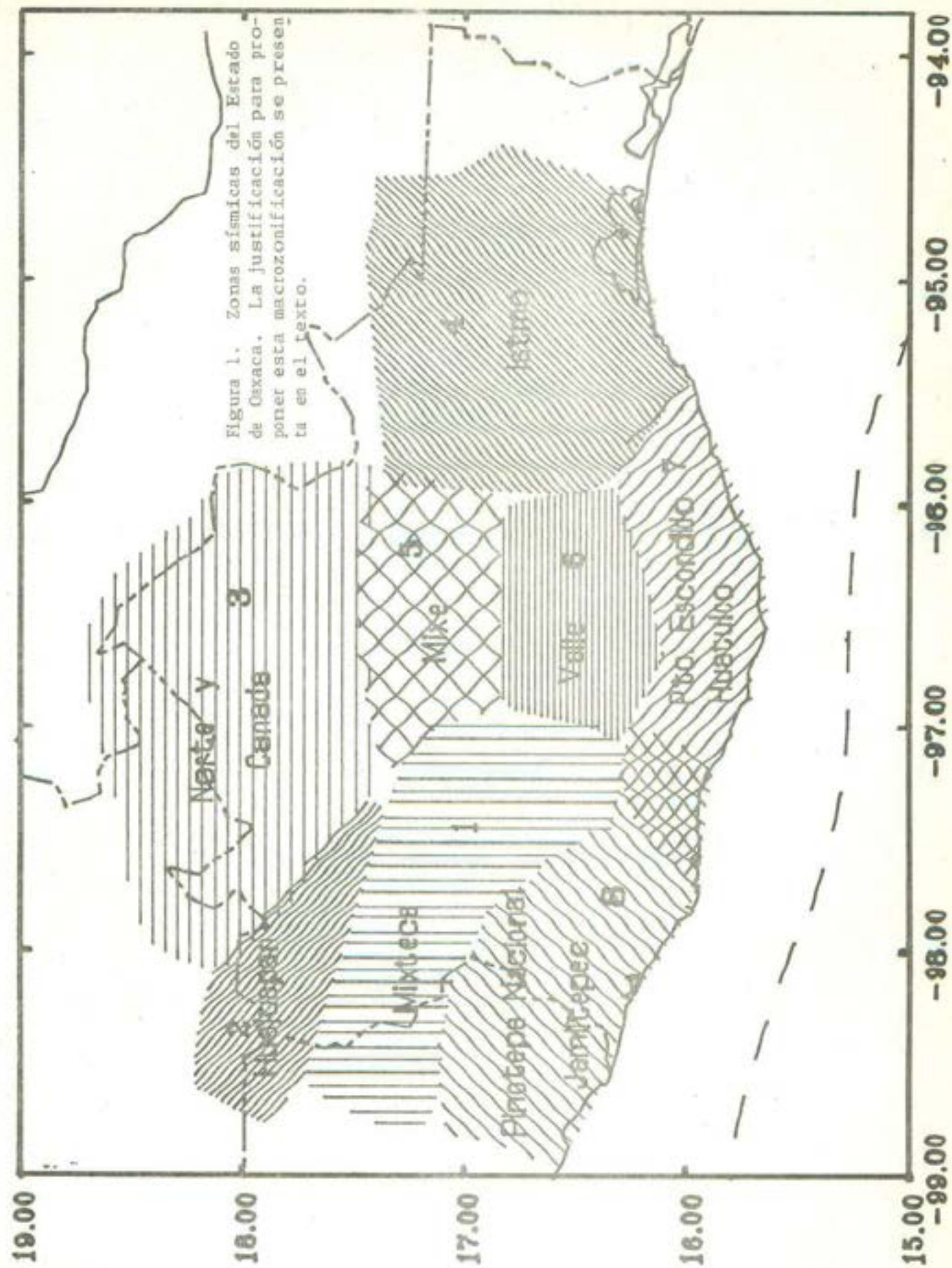
- Para la zona "Istmo" se concluye que, en general, su actividad sísmica de profundidad intermedia es de magnitud moderada ($m_b \approx 6.5$). De especial interés es el evento de Diciembre 29, 1917 ($M_s = 7.1$); nuestra relocalización indica que su epicentro está situado en el Golfo de Tehuantepec, en una brecha sísmica cuyo potencial sísmico es difícil de evaluar.

- El análisis de la actividad sísmica ($m_b \geq 6.5$, $M_s \geq 7.0$) ocurrida en los últimos 480 años sugiere que estudios basados en esos catálogos de los últimos 150 años, pueden conducir a conclusiones erróneas sobre la tectónica de la región, subestimar los sismos máximos y definir períodos de recurrencia con escasa información.

TABLA 1

SISMICIDAD ($M_b \geq 6.5$, $M_s \geq 7.0$), TIEMPOS DE RECURRENCIA,
DURACION DEL LA BRECHA HASTA 1988 Y SISMO MAXIMO PARA
LAS 8 ZONAS SISMICAS DEFINIDAS PARA EL ESTADO DE OAXACA.

ZONA	SISMICIDAD	TIEMPO RECURRENCIA	TIEMPO TRANSCURRIDO	TEMBLOR MAXIMO
1 MIXTECA MEDIA	1542, 1682, 1830, 1833, 1836, 1854, 1856, 1894, 1938, 1959 <i>Grandes (Este)</i> 1542, 1682, 1854 <i>Medianos (Oeste)</i> 1830, 1833, 1856, 1894, 1938, 1959	46.4 $\pm$ 57.3 156.0 $\pm$ 22.0 25.8 $\pm$ 16.0	19 134 29	1854 (8.0)
2 HUAJUAPAN	1603, 1711, 1800, 1882 1980	94.2 $\pm$ 11.1	8	1980 (7.0)
3 NORTE CAÑADA	1507, 1523, 1611, 1667 1714, 1790, 1815, 1817 1819, 1821, 1859, 1864 1874, 1928, 1937, 1945 1973	29.2 $\pm$ 27.8	15	1928 (7.7)
4 ISTMO	1841, 1897, 1911, 1916 1917		72	1841
5 MIXE	1608, 1702, 1795, 1858 1928	80.0 $\pm$ 16.1	60	1928 (7.7)
6 VALLE	1604, 1696, 1787, 1845 1931	81.8 $\pm$ 16.1	57	1931 (8.0)
7 PUERTO ESCONDIDO HUATULCO	1662, 1727, 1727, 1801 1870, 1872, 1928-03, 1928-06, 1965, 1978 <i>Mod. Pares</i> 1662-63, 1727-27, 1801-01 1870-72, 1928-28, 1965-78	35.2 $\pm$ 31.8 62.9 $\pm$ 9.7	10 10	1870 (8.0)
8 PINOTEPA NACIONAL JAMILTEPEC	1655, 1740, 1787, 1928-08 1928-10, 1937, 1950, 1968 1982, 1982	40.8 $\pm$ 48.8	6	1787 (8.5)



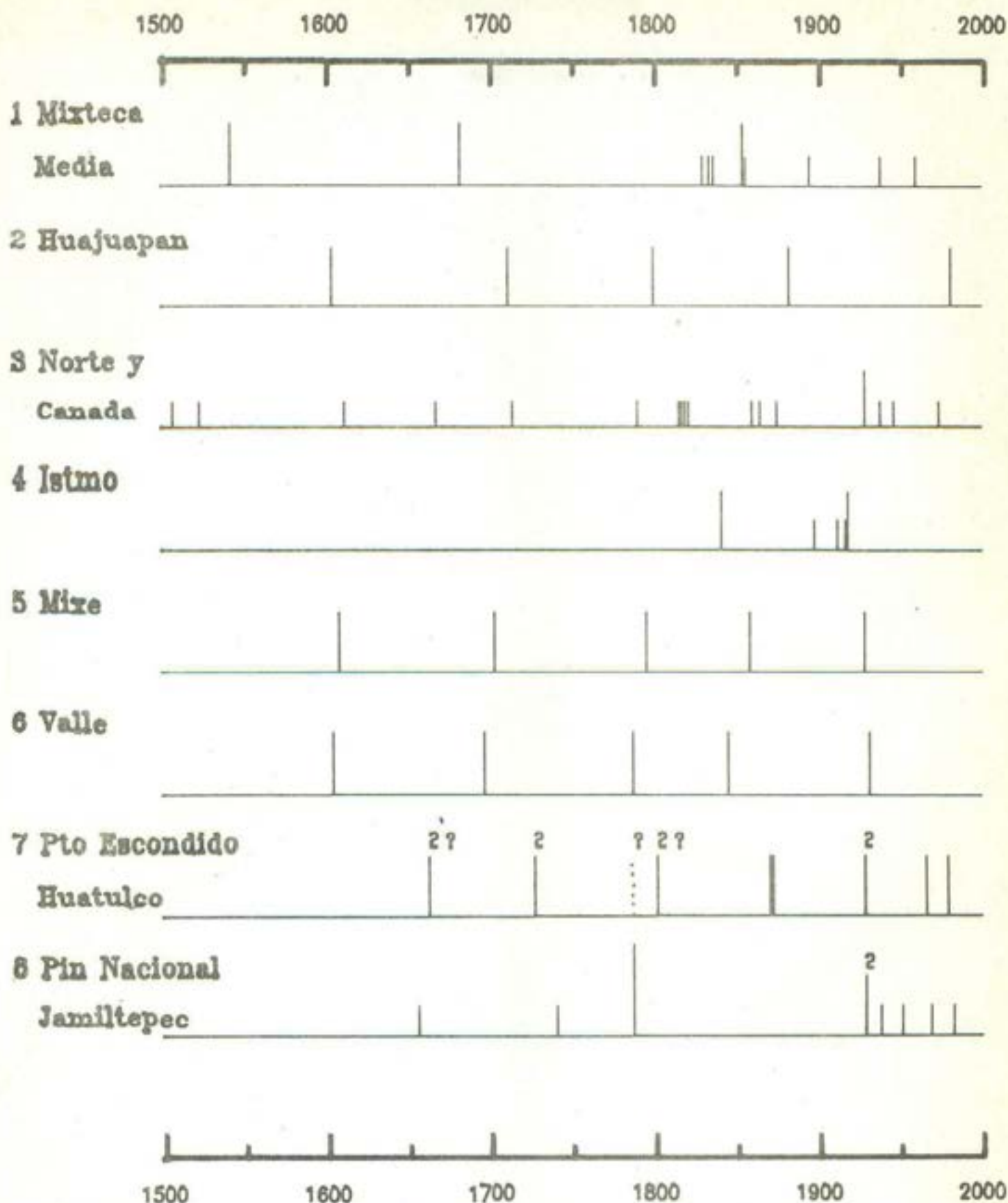


Figura 2. Secuencia temporal de sismos importantes ($m_b > 7.0$) asignados a las ocho zonas sísmicas de Oaxaca. El tamaño de la barra que representa a cada evento indica su intervalo de magnitud de acuerdo a los grandes grupos definidos.



N. Segovia*, S. De la Cruz-Reyna**, M. Mena**, E. Ramos**,
M. Monnin***, J.L. Seidel***

* Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares.Mexico.

** Instituto de Geofisica - U.N.A.M.Mexico.

*** Conseil National de la Recherche Scientifique.Francia.

INTRODUCCION.

La ocurrencia de anomalías de radón en suelo, como precursoras de grandes sismos, es un fenómeno que no ha sido del todo establecido. Sin embargo, dado que puede estar ligada a características geológicas locales, es razonable suponer que las concentraciones de radón se manifestarán en mayor proporción en zonas donde el transporte de flúidos es alto y la ubicación de las estaciones de monitoreo respecto al epicentro es comparable a la longitud del área de ruptura (N. Segovia et al., 1989).

En el presente trabajo, se discuten las anomalías de radón asociadas a dos episodios sísmicos: uno, cuyo evento principal de magnitud 6.9 ocurrió en marzo de 1987 en Ecuador, y otro, un doblete de $M_s = 8.1$ y $M_s = 7.5$ seguido de un tren de réplicas, que causó serios daños en México en septiembre de 1985.

LOCALIZACION.

Ecuador.- La localización de las estaciones de radón en Ecuador se muestran en la Figura 1, donde se incluyen las 12 áreas descritas en la Tabla 1. Durante el tiempo de muestreo, ocurrieron dos episodios de sismicidad. El primero se inició el 18 de octubre de 1986 con un evento principal de magnitud $M_s = 2.3$ y otro el 28 de octubre de 1986 con $M_s = 4.7$. Los epicentros de estos sismos separados por 150 Km, están indicados en la Figura 1 como S₁ y S₂ respectivamente. El segundo grupo ocurrió el 6 de marzo de 1987 y consistió en un primer sismo de $M_s = 6.1$ seguido tres horas después por otro de $M_s = 6.9$. Los epicentros de éste segundo grupo se localizaron a 90 Km al norte del conjunto más cercano de

estaciones de monitoreo de radón y a 200 Km de las estaciones que se encuentran más al sur. Su localización en la Figura 1 está representada por S₃ y S₄.

México.- Las estaciones de radón en el Edo. de Michoacán, se encuentran dentro de la zona geotérmica de Los Azufres (entre 19° 34' y 19° 55' N y entre 100° 36' y 100° 43' W), que forma parte de la región de solfataras de la Sierra de San Andrés en la porción central del Eje Neovolcánico Mexicano.

La zona de Los Azufres se encuentra a 260 Km del área epicentral del sismo de M_s=8.1 ocurrido el 19 de Septiembre de 1985 (Figura 2). Las estaciones de radón en el área están distribuidas en el campo geotérmico y en particular, se monitoreó una línea transversal a la falla Los Azufres a partir de mayo de 1985.

METODOLOGIA.

La metodología de detección de radón en suelo, utilizando detectores sólidos de trazas nucleares LR 115 tipo II producidos por Kodak-Pathé, y procesamiento de la información ha sido descrita con anterioridad (De la Cruz-Reyna *et al.*, 1985).

RESULTADOS Y DISCUSION.

Ecuador.- En la Figura 3 se presentan los resultados de las estaciones de monitoreo de radón que se encuentran a lo largo de una falla en la Cordillera Cutucú del Ecuador: Puela B y C, Chacauco B y Baños A. En la figura se aprecia una clara anomalía positiva de radón ocurrida 2 semanas antes de los eventos S₃ y S₄ del 6 de marzo de 1987. (Flores-Humanante, 1988)

Los valores de temperatura y precipitación previas a los eventos S₃ y S₄ no presentan variaciones drásticas que pudieran haber influido en un cambio de concentración de radón en suelo (Segovia *et al.*, 1987). Por lo tanto, a reserva de contar con datos adicionales, se puede concluir que las anomalías presentadas

en la Figura 3 están ligadas a los sismos. Por otro lado, la estación Tablarumi B (Figura 4) presentó una anomalía 8 semanas antes de esos eventos. Esta estación se encuentra en la Falla Pallatanga. De las estaciones de radón monitoreadas, el 15% mostraron una anomalía evidente anterior al sismo.

México. De los resultados del monitoreo en Michoacán, se muestran en la Figura 5 aquellos obtenidos en la traza de la Falla Los Azufres en 1985 y 1986, corregidos por los efectos debidos a la precipitación pluvial. En este caso, se obtuvo una anomalía significativa de radón durante el mes de julio de 1985, 60 días antes del sismo del 19 de septiembre. Durante 1986, año en el que se repitieron las condiciones climatológicas de los anteriores, no se observaron anomalías importantes de radón en suelo.

Una posible explicación de los resultados de las observaciones, se puede fundamentar con los siguientes argumentos:

En forma muy simplificada, se puede considerar que la energía liberada en el sismo se había estado acumulando como energía elástica en la región de la brecha sísmica, aumentando continuamente, hasta el momento de la ruptura. Se sabe poco de este proceso, pero es posible que las relaciones entre esfuerzos y deformaciones que describen el comportamiento de la región, salgan de la linealidad poco antes de la ruptura. En la mayoría de los cuerpos elásticos se observa este comportamiento, por lo tanto es concebible que cuando la energía elástica en el área excede cierto valor, las razones de cambio de esfuerzos y deformaciones cambien en escalas de tiempo diferentes antes del sismo. Estos cambios pueden extenderse a distancias por lo menos comparables a la longitud de la ruptura.

El Área de Los Azufres se localiza a una distancia del epicentro comparable a la longitud de ruptura del sismo; pero en este caso, los detectores de radón en suelo posiblemente no pueden detectar pequeños cambios en áreas donde el transporte de fluidos no se vea aumentado por fracturas. En efecto, se sabe que el radón que se mide en suelo no se origina a mas de unos 10 m de profundidad y las variaciones de concentración dependen del movimiento de otros gases de origen mas profundo que los

transportan. Dado que el transporte flúido en la zona sólo es considerable en los planos de las fallas, se puede explicar de esta manera que no se observe una anomalía evidente en los detectores que no se encuentran en la línea de falla.

Por el contrario, en la zona de fractura donde ocurre un transporte advectivo intenso, el detector capta el radón de una sección amplia de la corteza (2 Km en el caso de Los Azufres). Por lo tanto si ocurre un flujo ascendente grande de una mezcla de gases que arrastre al radón debido a cambios de esfuerzos previos al sismo, es mas probable que el camino preferencial pase por la falla. Este flujo arrastrará el radón presente en las distintas capas del suelo. Previos al sismo, han sido reportados también cambios significativos en las concentraciones de algunos gases (He, CO₂ y Rn) en vapor muestreado en los cabezales de pozos profundos en Los Azufres (Santoyo *et al.*, 1985).

En el caso de Ecuador, las estaciones de radón en las cuales ocurrieron las anomalías se localizan a 200 Km del epicentro, ocurriendo la anomalía dos semanas antes de los sismos. Estas estaciones también se encuentran asociadas a fallas en zonas geotérmicas. La anomalía obtenida 8 semanas antes del sismo se detectó en una estación colocada sobre el eje de una falla.

De los casos presentados, se puede concluir que las anomalías fueron observadas en estaciones tales que la circulación de flúidos se vió posiblemente incrementada por el cambio en la relación de esfuerzos que antecedió a los sismos, provocando una variación significativa en el flujo de radón que accede a la superficie.

REFERENCIAS:

S. De la Cruz-Reyna, M. Mena, N. Segovia, J.F. Chalot, J.L. Seidel, M. Monnin (1985) PAGEOPH 123, 3, 407-421.

B. Flores- Humanante, E. Giroletti, J. Idrovo, M. Monnin, R. Paninetti, J. L. Seidel. enviado a PAGEOPH, (1987)

E. Santoyo, D. Nieva, S.P. Verma, E. Portugal-Marin (1985) GEOS Bulletin 3, UGM.

N. Segovia, J.L. Seidel, M. Monnin (1987) J. Radioanal. Nucl. Chem. Lett. 119 (3), 199.

N. Segovia, S. De la Cruz-Reyna, M. Mena, E. Ramos, M. Monnin, J.L. Seidel (1989) NATURAL HAZARDS, 1(4).

LOCALIDAD	ESTACION	AREA
ESPOOM	A B C	1
COLTA	A	2
CHANCAHUAN	A	3
EL LIRIO	A	4
TEPEYAC	A	5
TABLARUMI	A	6
PUNGALA	A	7
PUELA	B C D	8
CHACAUCO	A B C D E F G H	9
BANOS	A B C	10
REFUGIO PICHINCHA	A B C D E F	11
LLOA	B C D	12

TABLA I

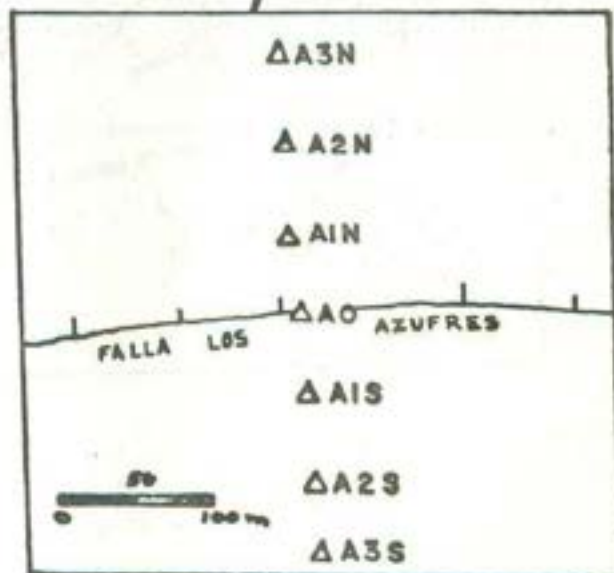
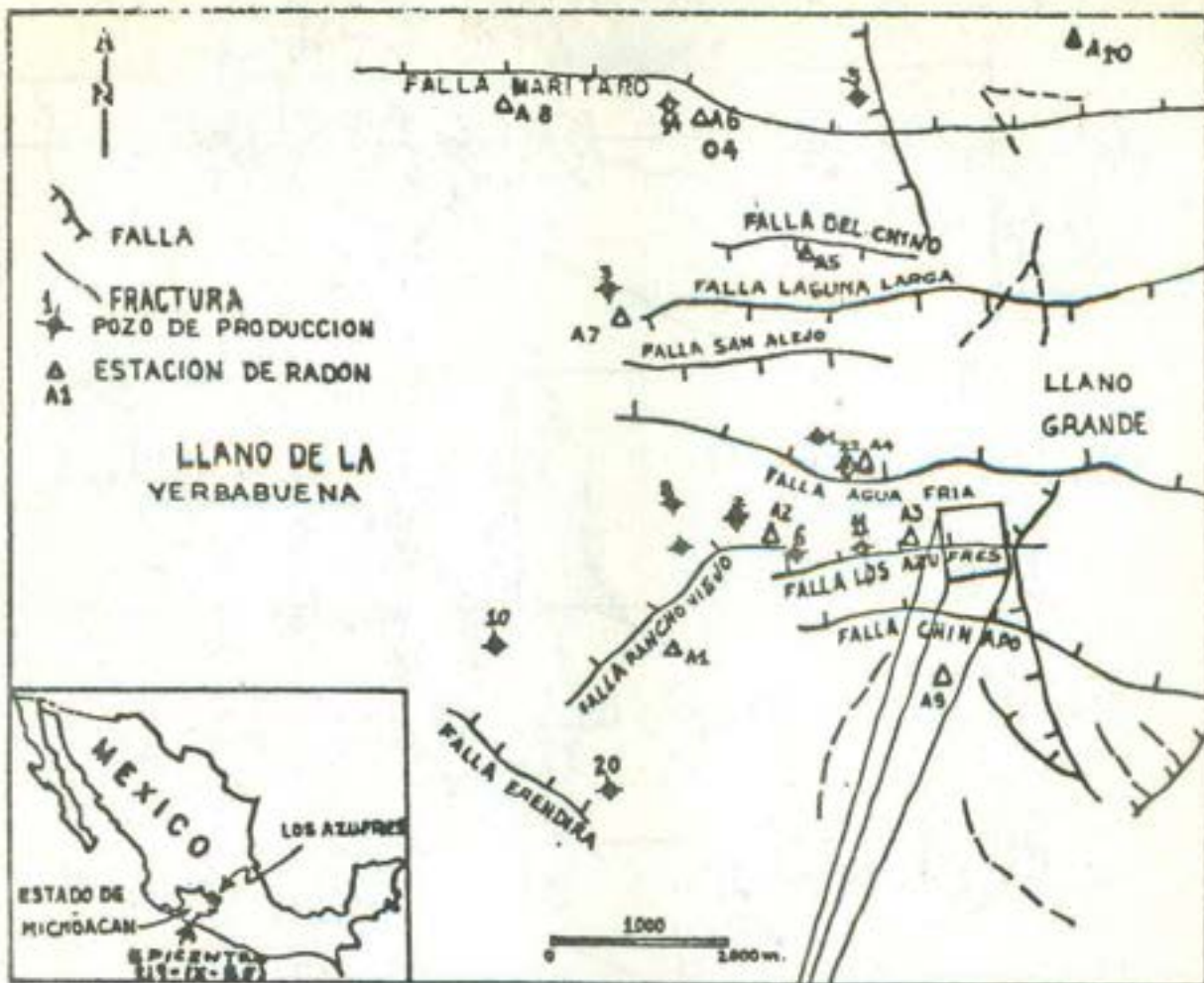


Fig 2. Distribución de estaciones de radón a través de la falla de "Los Azufres".

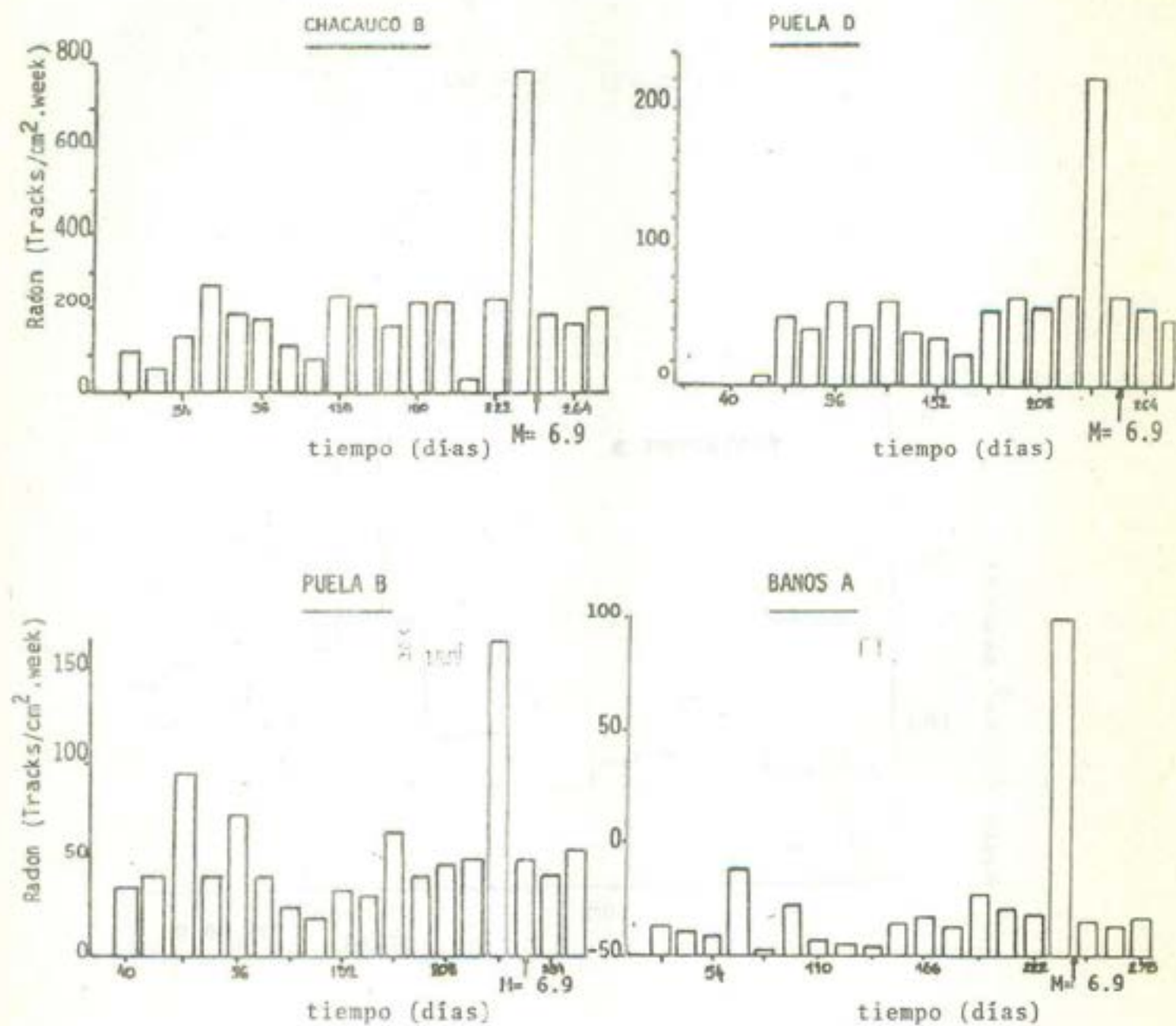


Fig 3

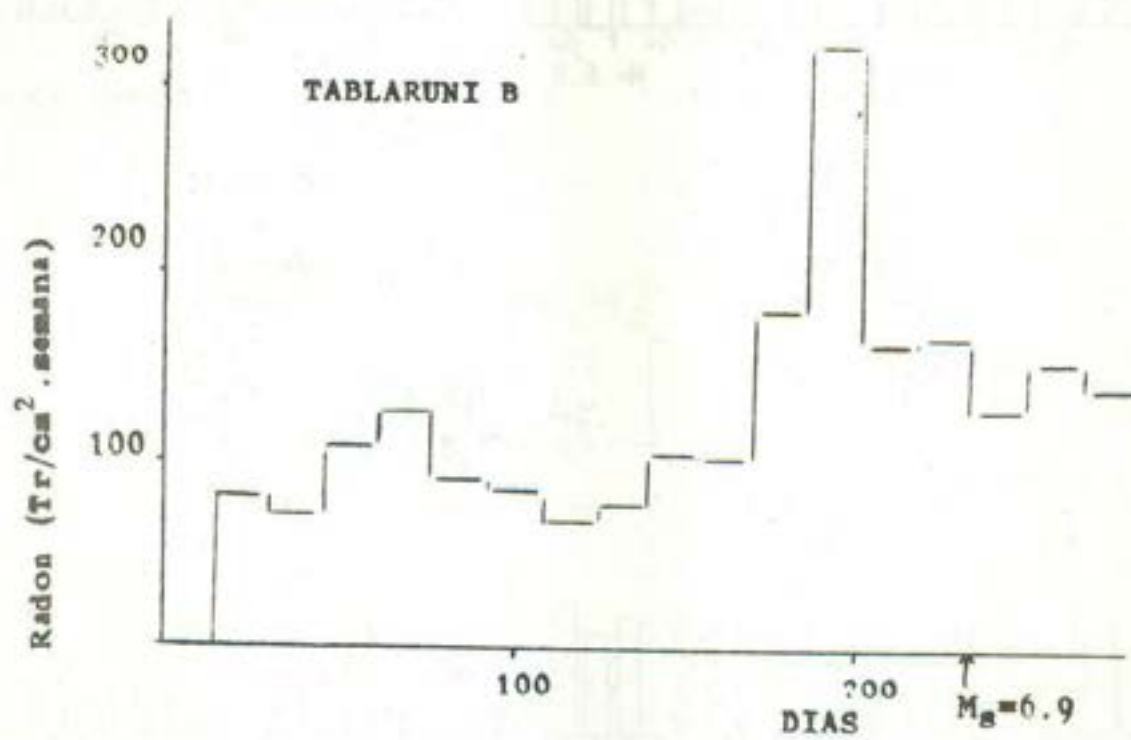


Fig. 4

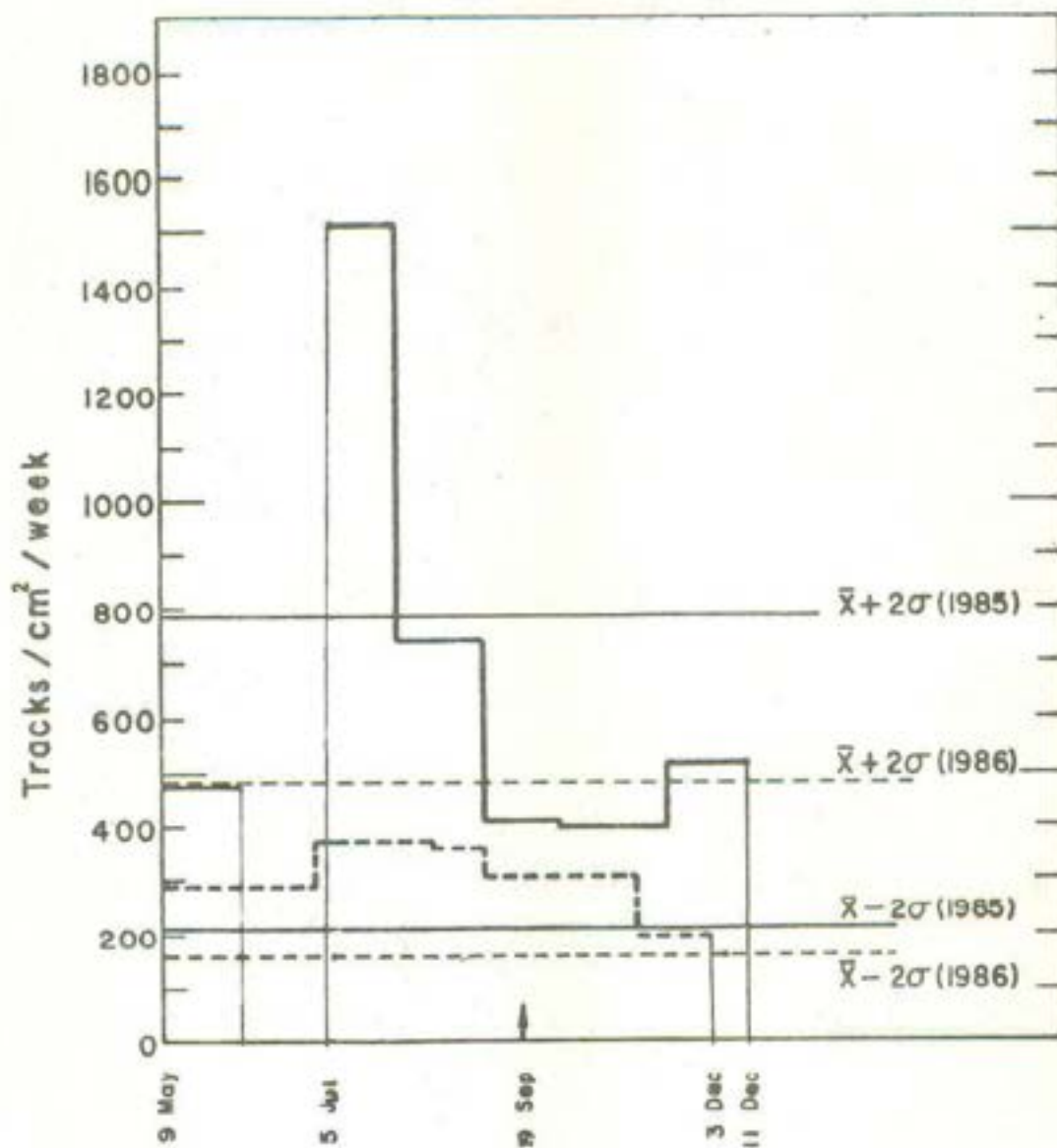


Fig. 5

ONDAS SISMICAS DE GRAVEDAD EN UNA CAPA SEDIMENTARIA

por C. Lomnitz

Instituto de Geofísica

U.N.A.M.

Se presenta un intento para sistematizar unos resultados preliminares sobre ondas de gravedad en sedimentos.

Bromwich (1898) y Gilbert (1967) investigaron el efecto de la gravedad sobre las ondas superficiales y demostraron que debe existir una transición entre ondas de Rayleigh y ondas de gravedad cuando disminuye la razón μ/λ , es decir, cuando decae la rigidez o aumenta la longitud de onda. Ahora bien, tanto Bromwich como Gilbert suponen una linealidad perfecta; y los sedimentos no son linealizables ni siquiera a bajas amplitudes. De hecho, la máxima curvatura de la ecuación constitutiva está en el origen.

¿Puede suponerse una transición continua entre la onda de Rayleigh y la ola hidrodinámica en este caso? Pensamos que no. La razón es la siguiente. Una onda de Rayleigh es resultado del acoplamiento entre una onda P y una onda SV. Gilbert demostró que al disminuir la rigidez lo que sucede es que la onda SV degenera y se torna fuertemente dispersiva, y la onda P aumenta de amplitud y se parece cada vez más a una ola. Llega un momento en que la onda de Rayleigh tiene exactamente la misma longitud de onda y la misma velocidad de fase que una ola. Las velocidades de grupo son diferentes; pero si el material es de rigidez variable, como es el caso de un sedimento, estos dos modos no pueden coexistir. Lo que sucede es que la energía del modo más veloz se va a transferir al modo más lento, lo que viene a ser lo mismo que decir que la rigidez se vuelve "despreciable". Esto tiene que suceder de un modo abrupto y no gradual. En conclusión, existe una deformación crítica para un sedimento en que dejan de propagarse las ondas de Rayleigh y solamente se propagan olas, como en una capa líquida de igual espesor.

La amplitud máxima registrada en el sismo de México de 1985 fue de $A = 27$ cm, a un periodo de 2 segundos. Podemos calcular la

deformación γ correspondiente a esta amplitud. Tenemos $\gamma = A k$, en que k es el número de onda. La velocidad de cortante en la segunda capa fue de $\beta = 100$ m/s lo que nos da una velocidad de la onda de Rayleigh de 91 m/s o sea, una longitud de onda de $\lambda = 182$ m. Por lo tanto, la deformación fue $\gamma = 27 \times 2\pi/182 = 0.93\%$. Para arcillas del Valle de México es una deformación catastróficamente alta. En efecto, Jaime (1987) supone que esta arcilla puede considerarse linealizable hasta deformaciones de $\gamma < 0.001\%$. En el laboratorio, la arcilla empieza a fallar a $\gamma = 2\%$.

La longitud de onda para una ola en una capa líquida de 30 m de profundidad es del orden de 20 metros. Algunos autores suponen que longitudes de onda tan cortas no podrían producirse en un suelo porque el amortiguamiento aumentaría más rápidamente que la deformación; pero esto no es así. Por el contrario, el amortiguamiento puede escribirse

$$D = D_{\max} \gamma / (\gamma + \gamma_r)$$

donde γ_r es del orden de 1% y $D_{\max}$ puede llegar a 31%. Es fácil ver que el amortiguamiento sí aumenta rápidamente para deformaciones pequeñas pero luego se estabiliza y no sube más.

Así, cuando el sismo aumenta de amplitud y la rigidez empieza a disminuir la longitud de onda de Rayleigh se acorta, y su energía se concentra cada vez más cerca de la superficie. Afecta una capa superficial cada vez más delgada. Como el amortiguamiento no aumenta en proporción a la deformación, se trata de un proceso descontrolado que tiene que continuar hasta que la onda de Rayleigh se transforma en ola. A partir de este momento, ya la onda superficial se ha desacoplado de la onda de cortante y tiene las mismas características de una ola en un líquido.

Se ha objetado que la arcilla no se licúa, sino que continúa manteniendo una cierta rigidez. Pero se olvida que la profundidad de acción de las olas es menor que $\lambda/2$; en la práctica, para una ola de $\lambda = 20$ m, ya a una profundidad de 5 metros el efecto no sería perceptible. En otras palabras, el material permanece inalterado a profundidades mayores de 5 metros. Esto explica el hecho que edificios cimentados a mayor profundidad (incluyendo los

edificios coloniales que se han hundido hasta 10 metros o más) no fueron afectados por el sismo de 1985. Tampoco lo fueron las líneas del Metro ni los desagües profundos. En cambio, edificios altos de cimentación somera tales como los de Tlatelolco o los hospitales fueron muy fuertemente dañados.

Es muy diferente diseñar un edificio para una longitud de onda de $\lambda = 20$ m que para $\lambda = 182$ m. En este último caso, la longitud de onda es mayor que el largo del edificio y éste se deforma homogéneamente con efectos torsionales pequeños en planta. Pero cuando la longitud de onda es del mismo orden que el ancho del edificio, éste se encontrará sometido a esfuerzos torsionales que cambian de signo varias veces en una misma planta. Además, la inclinación del edificio será diez veces mayor. Finalmente, si el movimiento de la partícula es prógrado (como efectivamente lo fue en el sismo de 1985), las aceleraciones rotacionales tendrán siempre el mismo signo que las traslacionales, como en el caso de un barco. Ambas se reforzarán mutuamente.

El espectro de las ondas de gravedad tiende a ser relativamente monocromático, lo que produce un pico prominente en el espectro de respuesta. Las nuevas normas de 1987 no pudieron cubrir el espectro de respuesta observado en 1985 sino hasta un 40% dejando que el faltante se cubriera con las reservas no lineales de resistencia de la estructura. Si este criterio se adoptara para las estructuras marinas, ningún barco podría sobrevivir un crucero en alta mar.

Es indispensable repensar el enfoque normativo en base a la probable presencia de ondas de gravedad en los grandes sismos en terreno blando.

UN SISTEMA DE DETECCION Y LOCALIZACION
AUTOMATICA DE EVENTOS SISMICOS CON PC/AT

Tan Yi y David A. Novelo Casanova

Instituto de Geofísica, UNAM,

Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F.

RESUMEN

El Servicio Sisimológico Nacional (SSN) dependiente del Instituto de Geofísica de la UNAM instaló recientemente un Sistema de Adquisición y Procesamiento de Datos Sísmicos. El Sistema fue originalmente desarrollado para redes locales por el U.S. Geological Surver. Las principales características del Sistema son:

- (1) Esta adaptado a una PC/AT.
- (2) Digitiza continuamente 16 señales analógicas a 100 muestras por segundo y grafica estas señales en el monitor.
- (3) Automáticamente detecta la ocurrencia de un sismo y almacena en la memoria.
- (4) Automáticamente lee las llegadas de P y localiza el evento.

El SSN actualmente se encuentra adaptando el Sistema para uso con la Red Sismológica Nacional. En estas implementaciones incluye:

- (1) Modificar el algoritmo de detección de acuerdo a las necesidades de la red nacional.
- (2) El desarrollo de un algoritmo para una mejor lectura de P y el cual también incluya la lectura de S.
- (3) El desarrollo del software para procesar los eventos detectados.

En este trabajo se presentan resultados y avances hasta la fecha. También se discuten los problemas y nuestras experiencias con el Sistema.

1. DESCRIPCION GENERAL DEL SISTEMA DE USGS

El Sistema de Adquisición y Procesamiento de Datos Sísmicos de USGS fue diseñado por Willie Lee y otras personas (Lee y otros, 1988) con el objetivo de tener un sistema simple, económico y confiable, capaz de digitalizar, detectar, almacenar y localizar eventos sísmicos automáticamente usando hasta 32 canales de señales sísmicas analógicas. Dicho sistema actualmente trabaja con 16 canales, la adquisición de datos se realiza mediante una tarjeta DT2821 del producto de la compañía DATA TRANSLATION, la detección y localización del evento se realiza por medio de una computadora PC/AT. Se usa dos monitores para mostrar la información del sistema, uno para graficar las señales de entrada y otro para mostrar algunos mensajes.

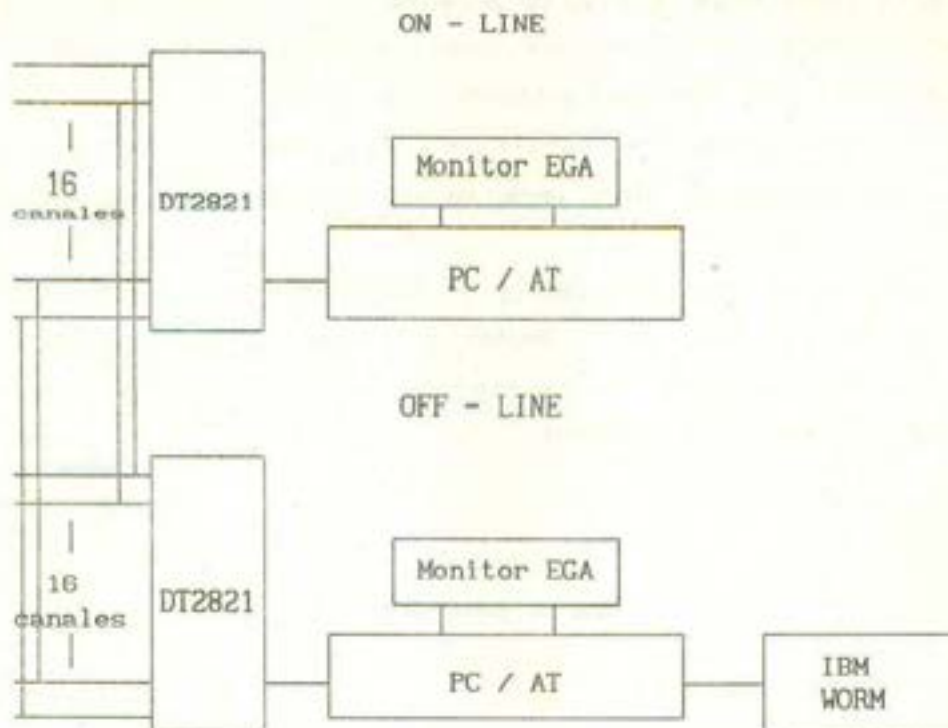
El software de control del sistema es un conjunto de varios programas escritos por diferentes personas. La compañía DATA TRANSLATION ofrece junto con la tarjeta de adquisición, un paquete de software para comunicar la tarjeta con la computadora PC/AT. El programa principal de detección fue escrito por Dean Tottingham, el programa de medida de los tiempos de arribo de P fue escrito por Will Kohler usando el algoritmo de Rex Allen, el programa de localización de evento es una modificación del programa HYPO71PC por Willie Lee.

2. EL DESARROLLO DEL SISTEMA DE DETECCION EN EL SSN

El sistema de detección que se adquirió para el SSN procedente del USGS no es un sistema totalmente terminado y el software del sistema version 2.0 se encuentra en la etapa experimental. El sistema de USGS fue diseñado para la red sísmica local, para una red con una cobertura tan grande y de relativamente pocas estaciones como la del SSN, es necesario diseñar e implementar un nuevo algoritmo de detección. Además se requieren nuevos programas para el procesamiento de los eventos sísmicos registrados.

El sistema de detección actualmente contiene dos computadoras PC/AT, dos tarjetas de adquisición DT2821, una impresora, un

manejador de disco óptico. El esquema general del sistema se muestra a continuación:



DT2821 : Tarjeta de adquisición de datos, producto de la compañía DATA TRANSLATION.

IBM WORM : Un dispositivo que utiliza disco óptico para almacenar las señales sísmicas registradas.

La tarjeta de adquisición digitaliza 16 canales de señales analógicas de los cuales 15 reciben las señales enviadas por las estaciones y un canal es reservado para la señal de marca del tiempo. La tarjeta manda los datos digitales a la computadora a través de DMA (Direct Memory Access) con una resolución de 12 bits y un tiempo de muestreo programable (actualmente es 100 muestras por segundo).

El sistema de detección automática del SSN utiliza un sólo monitor para mostrar la información. Esta información consiste básicamente de tres partes: el estado del sistema, la señal de entrada y el mapa de México. Cada una de estas partes están distribuidas en tres ventanas que puede seleccionar el operador

mediante el teclado. El algoritmo de detección ya ha adaptado y modificado para la red regional. El nuevo algoritmo de medición de la fase esta en prueba.

A parte se ha desarrollado un programa para el procesamiento de los eventos detectados. Con este programa, el lectorista puede ver y manipular las señales grabadas de todos los canales, y determinar fácilmente las fases sísmicas y generar un archivo de salida con formato de HYPO para su uso de la localización del evento.

Actualmente estamos trabando y probando el nuevo algoritmo de detección para mejorar la detección del evento y medición de las fases. También estamos desarrollando nuevos programas para el procesamiento de datos sísmicos.

MONITOREO GEODESICO EN EL VOLCAN DE COLIMA

Bertha Márquez Azúa*

Carlos Cañon Amaro**

Manuel Mena Jara**

* Instituto de Geografía y Estadística. U. de G.

** Instituto de Geofísica. UNAM.

Se presentan aquí los avances del trabajo iniciado por investigadores del Instituto de Geofísica de la UNAM y del Instituto de Geografía y Estadística de la U. de G., para rerealizar estudios de monitoreo de las deformaciones del volcán de Colima empleando métodos geodésicos.

En la actualidad existen diferentes áreas volcánicas donde se han establecido redes de monitoreo, de las deformaciones utilizando métodos geodésicos, los cuales han demostrado ser una herramienta poderosa en los programas de vigilancia, debido a que un regular control de la red geodésica permite evaluar los cambios a corto y largo plazo de la geometría en los volcanes activos, permitiendo establecer un modelo temporal de la deformación, es decir una relación entre la deformación del edificio volcánico y fase eruptiva y un modelo espacial que pueda sugerir el punto de salida más probable de los productos volcánicos así como la profundidad y origen de la deformación.

El volcán de Colima es considerado sin lugar a duda, el más activo del país y se describe como un volcán andesítico continental, formado en su mayor parte por material piroclástico interestratificado con flujos de lava andesítica.

Estructuralmente es un estrato volcán complejo, de forma cónica ideal truncada en la cima, con flancos de pendientes pronunciadas, de contorno interrumpido por la presencia del cono adventicio conocido como "El Volcancito", que se eleva dentro de una especie de caldera volcánica cuyos restos forman un semicírculo de acantilados abruptos.

ANTECEDENTE HISTORICO

En 1941 se llevó a cabo la triangulación del Nevado de Colima y alrededores realizada por la Compañía Mexicana de Aerofoto, S.A. En el mismo año, a petición de la Unión Forestal de Jalisco, se efectuaron trabajos de Triangulación Geodésica de Segundo Orden en la Zona Volcánica "Colima" en un área aproximada de 105,463 hectáreas estableciendo 51 vértices, para control del mosaico aéreo.

Con el fin de ubicar algunos vértices de este trabajo se señalan aquellos que se encuentran más cercanos al volcán así como los que se localizan en las poblaciones aldañas

Norte y Noroeste: Ciudad Guzmán, Apaxtepetl, Cerro Alto.

Este: Peña Colorada, Cerro La Mina, Cerro Las Víboras.

SE: Cerro Bola, San Marcos, Cerro Quesevende, Iglesia de Tonila, Quesería.

Sur: Cerro Tigre, San Antonio y Pueblo Tlajomulco.

NW: Cerro Chino, Cerro de San Francisco, Cerro La Tigra.

Este trabajo de Triangulación fue realizado por los Ingenieros José Baumeister, Agustín García y J. L. Zermeño, se empleó un teodolito Universal Wild de un segundo de arco.

En 1943 se amplió la zona de la Triangulación, trabajo llevado a cabo por la Dirección de Geografía, Meteorología e Hidrología de la Secretaría de Agricultura y Fomento y la Expedición Geodésica en el Estado de Jalisco a cargo del Ing. Gabriel Ortiz Santos.

Parte de los estudios que se efectúan actualmente son de localización de los puntos de control de este trabajo de triangulación, con la finalidad de poder hacer una evaluación del nivel de exactitud alcanzado y poder establecer una red de referencia que al ser recuperada permitirá determinar, algunas de las posibles deformaciones de la estructura volcánica en los últimos 47 años.

PROGRAMA DE TRABAJO

Como se ha mencionado un programa de monitoreo geodésico está destinado a la medición del esfuerzo y desplazamiento del edificio volcánico, así como estimación de la profundidad, tamaño y porcentaje de cambio de presión y volumen del depósito de magma. Para poder llevar a cabo con éxito los programas de monitoreo de las deformaciones empleando métodos geodésicos es necesario establecer la red geodésica para que, conjuntamente con otros resultados de investigaciones vulcanológicas permitan esclarecer una correlación directa entre las deformaciones y la próxima actividad eruptiva, como ha sido posible hacerse en muchos otros volcanes activos del mundo (Santa Helena, Usu, etc.).

La presente red se ha diseñado para mantener un monitoreo geodésico a través del control horizontal, vertical, de basculamiento así como de redistribución de

densidades.

El control vertical: Este se llevará a cabo al establecer en la línea de bancos de nivel de forma tal que puedan medirse periódicamente. En este caso esta línea se extiende alrededor del flanco norte y oeste del volcán. El objeto es permitir un monitoreo cuya finalidad principal es detectar la existencia de la deformación. Cuando esto ocurre, las medidas completas permitirán cuantificarlas.

El control del basculamiento se efectúa, por medio de inclinómetros "secos" que en contraste con los electrónicos son capaces de detectar cambios en la horizontalidad sobre áreas grandes, permitiendo distinguir más claramente los vectores de inclinación.

El control de densidad se llevará a cabo con medidas repetitivas de gravimetría de precisión sobre la línea de nivel previamente establecida y tras las correcciones a la anomalía gravimétrica observada por deformaciones verticales.

BIBLIOGRAFIA

Moore James G. and Albee William G., Topographic and structural changes, March-July 1980 Photogrammetric data. The 1980 Eruptions of Mount St. Helens Washington.

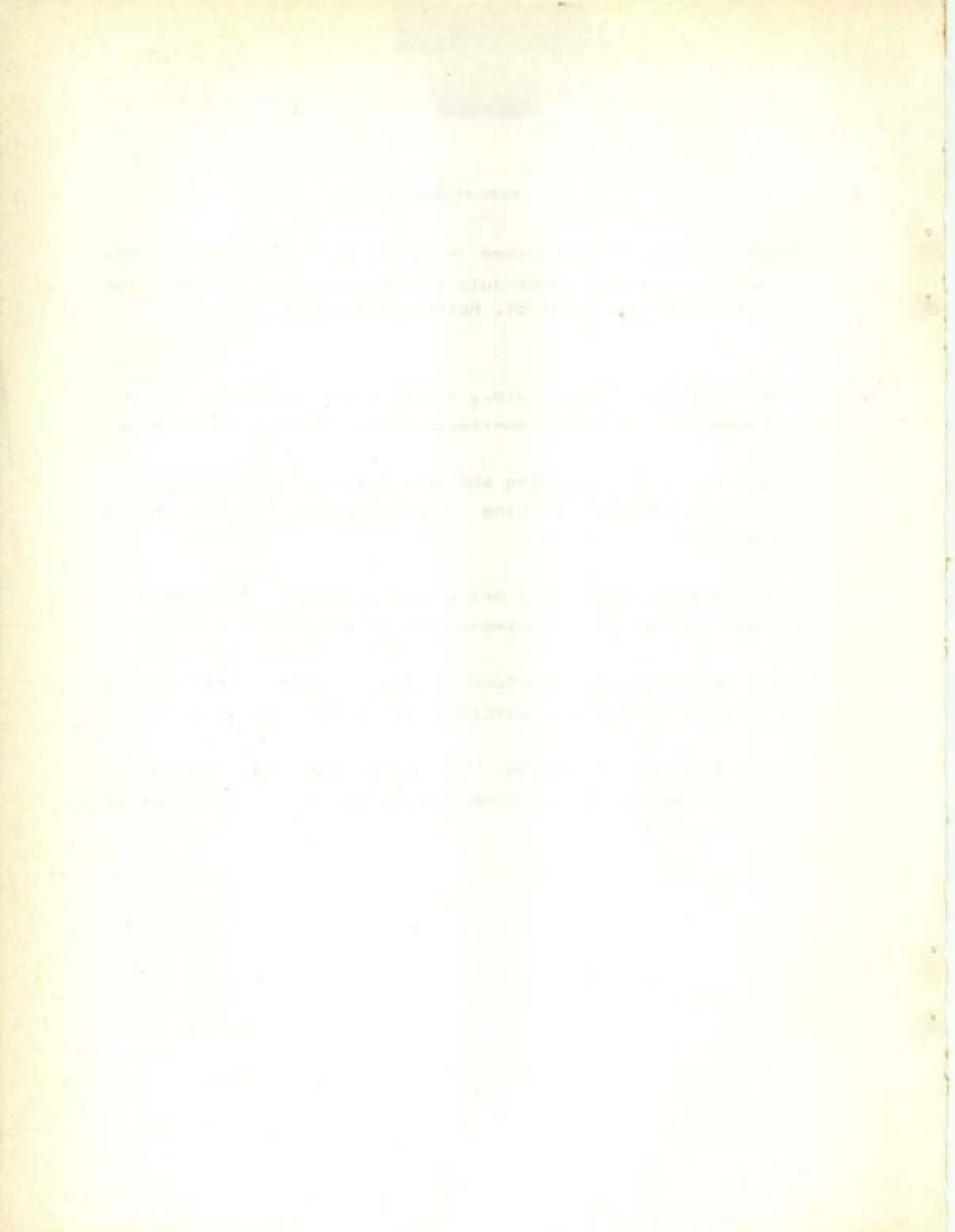
Swanson, P. W., Lipman, J.G., Morre, C.C., Heliker, K. M., and Yamashita. Geodetic monitoring after the May 18 Eruption.

Norman G. Banks. Measuring and Interpreting deformations of Volcanoes. UNESCO Training course-Legaspi City. Manila Philippines.

Arana Vicente, Saavedra y Ortiz Ramis Ramón. Volcanología: Métodos Geodésicos y Gravimétricos. pp 407-425.

Ortiz Santos Gabriel. La Zona Volcánica "Colima" del Estado de Jalisco. Monografía. Ediciones del I.G.E., U. de G., 1944.

Flores Días Julian Alberto. Las Erupciones del Volcán de Colima. Cuadernos de Difusión Científica No.10. Universidad de Guadalajara.



EVALUACION ECONOMICA VOLCAN COLIMA

Julián A. Flores Díaz.

Gustavo Saavedra de la C.

Ma. del Rocío Castillo A.

UNIVERSIDAD DE GUADALAJARA

El presente trabajo forma parte del proyecto de investigación titulado "RIESGOS GEOLOGICOS EN EL ESTADO DE JALISCO", el cual se lleva a cabo en el Instituto de Geografía y Estadística de la Universidad de Guadalajara, y en el que se aplican técnicas de investigación geográfica a problemas de riesgo natural como en el caso del Volcán Colima.

Se entiende por riesgo volcánico a la pérdida de elementos humanos y materiales por la acción de un evento volcánico. La evaluación cuantitativa del riesgo volcánico está en función de los siguientes parámetros:

a) Factor económico:

Es la medida de los recursos humanos y de capital. Entendiéndose este último como construcciones, fábricas, plantas agrícolas, etc. que se encuentran en el área de riesgo. Idealmente, un estudio de riesgo debe ser la base para planificar la inversión en zonas volcánicas.

b) Factor de Vulnerabilidad.

Se refiere a la proporción de la inversión expuesta en diferente grado. Para poder evaluar este parámetro es necesario conocer el tipo de actividad predominante del volcán, si la posibilidad de daño por medio de flujos

volcánicos o lajares existe en un área debido a que así lo indique la historia eruptiva del volcán, la vulnerabilidad es del orden del 100%, considerándose menor para cualquier otro tipo de emisiones.

Cuando se presenta la posibilidad de riesgo para las zonas pobladas se requiere, además del estudio de riesgo, un plan de acción que tenga programas de evacuación del área, en caso de un evento de tipo eruptivo.

c) Factor de probabilidad.

Es el más complejo de los tres y se refiere a la evaluación numérica de la posibilidad de que un área particular se vea afectada por la acción volcánica, en un lapso de tiempo determinado. De ser factible, este perímetro, debe incluir un factor de peso que refleje la intensidad del tipo de erupción esperada.

Para la evaluación del factor económico se delimitó un área arbitraria aproximada de 25 kms de radio a partir del cono del Volcán, dentro del estado de Jalisco, posteriormente se procedió a la localización de las comunidades en la cartografía existente (escala 1:50000) para analizar en ella tanto la dinámica poblacional como las principales actividades económicas. A excepción de la información ganadera, que fue tratada a nivel municipal, el resto de la información se presenta a nivel localidad. Las escalas de trabajo fueron 1:50000 y 1:250000 debido al tipo de información obtenida.

DINAMICA POBLACIONAL

Dentro del tema de la dinámica poblacional se analizó el

crecimiento registrado durante la década 1970-1980 con la finalidad de conocer las tendencias de crecimiento en las poblaciones dentro del área con riesgo volcánico. La tasa promedio de crecimiento en el área estudiada es de 1.7% por lo que podemos decir que, en promedio, la población va en aumento. Dicho comportamiento no es homogéneo para toda la zona, existen localidades que están en proceso de extinción, sobre todo por los fenómenos migratorios; en comparación, poblaciones como Cd. Guzmán, Huescalapa y Zapotiltic, así como las cabeceras municipales de Zapotitlán de Vadillo, Tonila y otras poblaciones tales como San Marcos que se ubica a pocos kilómetros del cráter del Volcán, y algunas otras de menor tamaño registran tasas de crecimiento semejantes a la regional o más elevadas, lo que nos indica que se están llevando a cabo procesos de concentración de la población.

La ciudad más importante en la zona es Cd. Guzmán, la cual, para 1980 contaba con más de 60,000 habitantes (de acuerdo al X Censo por Localidades 1980, SPP) y por medio del modelo exponencial de proyección de la población (cuya fórmula es $P = n P_f / P_i - 1$). Se obtuvo que para 1990 dicha ciudad contará con cerca de 80,000 habitantes, aunque es de hacerse notar que para 1985, de acuerdo con investigadores de la Facultad de Geografía de la Universidad de Guadalajara, tenía más de 100,000 habitantes lo que la hace ser la segunda ciudad más importante del Estado de Jalisco y el polo de desarrollo de la Región Sur del estado. Dado que es un centro prestador de servicios tanto educativos, de salud y sociales a nivel regional actúa como un fuerte polo de atracción, con lo que su crecimiento poblacional ha sido acelerado durante los últimos años.

Si se toman en cuenta las cifras oficiales, actualmente

las principales concentraciones humanas son Cd. Guzmán, Zapotiltic y Huescalapa, localizadas al noreste del volcán, centros poblacionales que concentran más de 100,000 habitantes, equivalentes al 50% del total de la población del área.

Los pequeños ranchos y pueblos situados en posiciones más vulnerables y carentes de vías de comunicación rápidas regnen 15,025 personas quienes habitan dispersas en 47 localidades menores de 2500 habitantes.

ACTIVIDADES ECONOMICAS.

Las actividades económicas se dividen para su estudio en:

- a) Primarias.
- b) Secundarias.
- c) Terciarias.

Las actividades primarias comprenden la explotación de los recursos naturales para la producción de materias primas; entre dichas actividades tenemos la agricultura, ganadería, explotación forestal, caza y pesca.

Dentro del área de estudio podemos encontrar actividades agrícolas, ganaderas y de explotación forestal; sustento principal para las comunidades rurales.

Hacia la porción oeste del Volcán Colima predominan las actividades agrícolas, prevaleciendo la explotación forestal combinada ya sea con la ganadería y con la agricultura. La población se especializa esencialmente en actividades de tipo primario, por lo que la distribución de los asentamientos humanos, principalmente en los municipios de

Venustiano Carranza y Zapotitlán de Vadillo es dispersa y con una baja densidad.

Hacia el costado este, a excepción de los centros urbano-industriales de Ciudad Guzmán-Huastalapa-Zapotiltic, en dicha área también prevalecen las actividades primarias, sobre todo en los municipios de Tuxpan y Tonila en donde se combinan tanto la agricultura como la ganadería, con la explotación forstal. La explotación ha tenido un papel muy importante debido al emplazamiento papelero en Atequique, el cual se abastece de materia prima procedente de toda la región.

En cuanto a la ganadería, los municipios que cuentan con un mayor número de cabezas de ganado bovino son Tuxpan y Zapotiltic con cerca de 20000 cada uno, en tanto el municipio de Ciudad Guzmán concentra el 25% total de cabezas de ganado porcino (119922) y el 42% del total de la población avícola (641232). En lo referente en el ganado caprino, los municipios que poseen un mayor número de cabezas (62%) son Tonila y Venustiano Carranza. Mientras que Tonila junto con Tuxpan reúnen el 46% del total de cabezas de ganado equino.

El total de cabezas de ganado mediano y grande es de 260820 del cual, el 38% es bovino, el 46% es porcino, el 1% es ovino, el 8% es caprino, y el 7% es equino. Habiendo además 641,232 cabezas de aves y 25,596 colmenas.

Dentro de las actividades secundarias encontramos a la actividad industrial, la cual se encarga de la transformación de las materias primas ya sea para la producción de bienes de consumo duraderos o perecederos o para producir bienes de consumo intermedio, aquellos que sirven de materia a otras

industrias.

Para el estudio de la actividad industrial en la zona se clasificó en:

- a) Industrias extractivas.
- b) Industrias de transformación.

Ya que Cd. Guzmán es el centro urbano más importante, en ella también se encuentra concentrada la actividad industrial, reuniendo al 79.5% del total de establecimientos industriales de la zona de estudio, aunque casi el 95% de los mismos pertenecen a la industria de la transformación, donde 184 establecimientos se dedican a la industria alimenticia. Tan solo el 5% restante pertenece a la industria extractiva, principalmente la explotación de minerales no metálicos.

Por otra parte, Huescalapa, Zapotiltic y Atenquique son centros industriales basados en la explotación de los recursos naturales; en el caso de los dos primeros sobresale la explotación de minerales lo que ha generado una pujante industria cementera y calera dentro del área. En tanto Atenquique, se caracteriza por ser un centro maderero, el cual ha dado origen a la industria papelera y de celulosa más importante del Estado.

Dentro de las otras localidades en el área de estudio que cuentan con alguna actividad industrial, ésta siempre es del tipo alimenticia, elaboración de prendas de vestir y bebidas.

Por lo tanto, se puede decir que dentro de la zona estudiada la industria es incipiente y se encuentra sumamente

concentrada en Cd. Guzmán-Huescalapa-Zapotiltic, dando ocupación en 1985 a 18,397 personas y generando, durante el mismo año, 4,453 millones 522,000 pesos por concepto de valor de la producción.

COEFICIENTES DE LOCALIZACION.

En el estudio de la actividad agrícola e industrial se emplearon los coeficientes de localización, medida de concentración local relativa de una actividad dada comparada con alguna magnitud regional como la población, al territorio, el empleo y la renta.

Con la finalidad de conocer la dinámica en las actividades de la población y sus tendencias, se analizaron los coeficientes de localización para la Población Económicamente Activa (PEA), tanto en el sector primario como en el secundario. A partir de lo anterior, se obtuvo que las poblaciones especializadas en las actividades industriales son: Cd. Guzmán, Atenquique, Zapotiltic y Huescalapa.

De acuerdo a datos censales (SPP, 1980), las actividades primarias emplean al 27% del total de la PEA, en tanto que las actividades secundarias brindan trabajo al 16% del total de la población económicamente activa.

INFRAESTRUCTURA.

Dentro de este rubro se incluyen: carreteras, caminos, vías férreas, redes de electrificación, agua potable y drenaje.

Las principales carreteras de la región son:

a) La autopista Guadalajara-Colima-Manzanillo, actualmente en construcción. Esta vía de comunicación representó una fuerte inversión, tanto para el gobierno federal como para el estatal.

b) La carretera Cd. Guzmán-El Grullo-Autlán.

Entre los caminos revestidos encontramos:

a) Tonila-La Esperanza.

b) Ramal La Mesa y El Fresnito.

Vías Ferreas:

a) La que va desde Guadalajara a Manzanillo, pasando por Cd. Guzmán, Huescalapa, Zapotiltic y Atenquique, hasta Colima.

Pistas aéreas:

Poseen pista aerea las siguientes localidades: Cd. Guzmán, Zapotitlán de Vadillo y en el límite municipal entre el municipio de Tuxpan con el de Zapotiltic.

Bordos:

El Chayán y cercanos a la Higuera 10 bordos de abrevadero.

Como ya se ha mencionado anteriormente, la población más grande y que cuenta con un mayor número de servicios públicos es Cd. Guzmán, donde existe energía eléctrica, red de drenaje y alcantarillado así como agua potable, todos estos servicios que podrían verse interrumpidos en caso de un evento volcánico, así como también las comunicaciones a través de teléfono y telégrafo.

Así también las cabeceras municipales localizadas en el área de estudio sufrirían daños en los servicios municipales, propiciándose con esto la proliferación de enfermedades por la falta de higiene.

CONCLUSIONES

1. El rango migratorio que seguirá arribando a Cd. Guzmán en los próximos años hará que el uso del suelo cambie de agrícola a urbano, ocasionando que la estructura de actividades económicas se modifique, convirtiéndose en un centro eminentemente prestador de servicios.
2. Dentro de las localidades con una mayor actividad industrial, el proceso de urbanización se acelerará, trayendo con esto un mayor número de habitantes urbanos y disminuyendo la densidad de población en las comunidades rurales.
3. De no llevarse a cabo una política de desarrollo para los habitantes del campo, éstos tenderán a emigrar a los centros urbanos.
4. De mantener el sistema de caminos su estado actual, la rapidez y eficiencia en la evacuación en caso de desastre será más lenta, poniendo en peligro a un mayor número de habitantes.
5. Dado que el ganado es el más difícil de censar, en caso de desastre volcánico y, dependiendo del tipo de éste, las pérdidas tanto de ganado como de cultivos serán irremediables.

6. De acuerdo a las cifras oficiales y, tomando en cuenta las proyecciones de población a 1990, se estima que para dicho año en el área habrá un total de 150,000 habitantes aproximadamente; aunque de acuerdo a estimaciones personales se considera que actualmente en el área habitan entre 250,000 y 300,000 habitantes.

7. En caso de que ocurriese un evento volcánico las vías de comunicación, carreteras y ferreas quedarían interrumpidas aislando la porción central de la República con el principal puerto en el océano Pacífico, el Puerto de Manzanillo.

ACTIVIDAD SISMICA REGISTRADA EN LA REGION DEL VOLCAN DE COLIMA

DURANTE DOS CAMPAÑAS REALIZADAS EN LOS AÑOS DE 1987 Y 1988.

Jiménez, Z., González, L.C. y Espíndola, J.M.

Instituto de Geofísica, UNAM.

Castellanos, G., Herrera, J., Ornelas, G., Pérez, J.C.,
Reyes, G., Ramírez, A. y Taméz, H.

Centro de Investigación en Ciencias Básicas de la Universidad
de Colima.

RESUMEN

Se analizan los registros obtenidos en dos campañas realizadas en el área del volcán de Colima. Se seleccionaron 26 eventos con un intervalo S-P $\leq$ 10seg. Después de determinar sus hipocentros se encontró que solo tres de estos eventos se localizaron entre 11 y 13 kilómetros del cráter del volcán, mientras que los restantes pertenecen a dos secuencias, ocurridas en febrero de 1987 y marzo de 1988. Las localizaciones tienen un alineamiento este-oeste, casi perpendicular al flanco oeste del graben y distancias entre 22 y 46 kilómetros del cráter del volcán de Colima.

ANTECEDENTES.

Es conocida la actividad sísmica y volcánica de la región del estado de Colima. Estos fenómenos se asocian a una serie de procesos tectónicos de escala regional, como la subducción de la placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana. El ambiente tectónico imperante en la región está definido por la intersección de las fosas Tolimán y Sayula, que conforman una estructura muy compleja, en medio de la cual se encuentra el Volcán de Colima.

En los últimos 500 años de historia sísmica y volcánica de esta región se reporta la ocurrencia de grandes terremotos, eventos asociados al proceso de subducción, como los de los años de 1932 y 1985 (Orozco y Berra, 1888; Grupo de Sismología de la UNAM, 1986 entre otros), así como varios eventos eruptivos del volcán de Colima, como el de 1913 (Orozco y Berra, 1888; Medina, 1983).

A pesar de ser el volcán de Colima el más activo de México, no fue sino hasta 1975 y 1977, cuando luego de un proceso eruptivo tipo merapi (con flujo de lava muy densa, así como actividad fumarólica y sísmica), se despertó el interés por monitorearlo

geofísicamente. Medina y Jiménez, (1982) iniciaron el monitoreo sísmológico con la instalación en 1979, de una estación portátil en las cercanías de la ciudad de Colima y a 30 kilómetros del volcán. Esta estación operó por un año. En diciembre de 1985 el Servicio Sísmológico Nacional (SSN) en cooperación con el Centro de Ciencias Básicas de la Universidad de Colima (CICBAS) instaló una estación de alta ganancia en el cerro de la Cumbre a 7 kilómetros de la ciudad de Colima y a 38 kilómetros del cráter del Volcán. Estas dos actividades han mostrado la importancia y necesidad de desarrollar un sistema de monitoreo continuo del área que permita distinguir las fuentes generadoras de las diferentes señales. Como parte de este sistema de monitoreo, la estación de Colima (COL) ha generado una excelente calidad y continuidad de datos, algunos de ellos han sido analizados en este trabajo.

En 1986 se hizo una campaña para seleccionar los sitios más adecuados para la instalación de estaciones sísmológicas y señalar en mapas su ubicación y vías de acceso, con el fin de recurrir a esos sitios en futuras campañas. En 1987, se logró construir pequeñas casetas en los sitios seleccionados para albergar y proteger el equipo durante trabajos subsecuentes (ver figura 1).

Por otra parte en enero de 1987 y marzo de 1988, reportó la población la ocurrencia de temblores sentidos como una sacudida fuerte e instantánea. Empleando los registros de la estación COL, se estimó que estos eventos ocurrieron a 20 kilómetros al noreste de COL, en las cercanías de Zacualpan. Afortunadamente, en esos días se llevaba a cabo trabajos de campo, con otros fines. Así, que pudimos detectar algunos eventos de ambas secuencias con la red temporal, aunque, los eventos principales no fueron detectados. Estas campañas se realizaron con el fin de observar la actividad sísmica relacionada al volcán y de ser posible diferenciarla de la generada por otras fuentes, como el graben o la trinchera.

DATOS.

Los datos usados para este estudio fueron generados durante dos campañas: una, del 20 de mayo al 13 de junio de 1987 y otra del 6 de marzo al 2 de abril de 1988. El equipo utilizado consistió de 4 estaciones portátiles con sismógrafo Ranger ($T = 1$ seg) y registrador MQ-800 de papel ahumado que fueron instalados en los sitios conocidos como El Fresnal, La Yerbabuena, La Joya y El Alcomún (ver figura 1). También se analizaron los registros de la estación COL, que está dotada de un sismógrafo vertical y dos horizontales de periodo corto ($T = 1$ seg) y registrador Teledyne de tinta sobre papel.

LOCALIZACION DE EVENTOS

Los registros obtenidos se analizaron para evaluar el nivel de ruido y su relación con las posibles fuentes que las generan. Por otra parte, con el propósito de determinar el patrón de sismicidad local durante la operación de la red temporal, se seleccionaron todos los eventos registrados con intervalos de S-P

≤ 10 seg. Este criterio nos garantiza que los eventos analizados esten cercanos y de preferencia dentro del arreglo de estaciones y así obtener una mejor determinación de los epicentros.

El ruido sísmico observado, sobre todo en las estaciones cercanas a las faldas del volcán, como La Yerbabuena, El Fresnal y La Joya, tuvo una clara relación con las perturbaciones ambientales (vientos, nortes, etc.) y urbanos (tráfico de vehículos). Debido al tipo de terreno: depósitos de cenizas volcánicas, la ganancia con que pueden operar esas estaciones se encuentra limitada, pero en cuanto a cobertura, su ubicación es estratégica. Las estaciones COL y El Alcomún están asentadas en afloramientos de calizas, lo que permite manejar mayores ganancias.

El funcionamiento de COL ha permitido monitorear la región del estado de Colima. Al revisar los sismogramas de esta estación desde diciembre de 1985 a septiembre de 1988, se encontró que en promedio se registró un evento local diariamente ($S-P \leq 10$ seg). Por otra parte, analizando los registros de las tres componentes, para los eventos registrados durante este tiempo se pudo ver una intensa actividad sísmica al este de COL posterior al terremoto del 19 de septiembre de 1985 y su réplica tardía del 30 de abril de 1986. También se registraron esporádicamente eventos al sur de la estación. Un hecho importante fue la concentración de sismos locales de baja magnitud que han estado ocurriendo al noroeste. Además se registraron dos secuencias cuyos eventos fueron localizados empleando las desviaciones de los primeros arribos en las tres componentes y la distancia S-P. Los epicentros se ubicaron a distancias entre 10 y 30 kilómetros al sur y sureste de Zacualpan. La secuencia más importante ocurrió entre el 22 y el 24 de febrero de 1988, de la cual se registraron 23 eventos del tipo mostrado en la figura 2. Los temblores del día 22 a las 20:14 horas y 23 a las 20:02 horas fueron los eventos más grandes con magnitudes de 3.5 y 3.3 respectivamente. Por lo menos una docena de eventos de ambas secuencias fueron sentidos en la ciudad de Colima, Comala y Zacualpan.

Los eventos seleccionados que fueron registrados por la red temporal se analizaron con el fin de determinar las localizaciones de sus epicentros, sus magnitudes y su distribución espacial, así como su relación con el volcán de Colima. El carácter de todos los eventos registrados fueron del tipo tectónico (ver figura 2). Para su localización se usó el programa HYP078 (Lee y Lahr, 1978), primeramente suponiendo el modelo de corteza empleado por Havskov et. al. (1983) para el caso del volcán Chichón. Las determinaciones así obtenidas dieron errores muy grandes y localizaciones muy dispersas en profundidad. Esto se puede deber a que la estructura cortical del graben de Colima y el volcán es muy compleja. Entonces, para obtener localizaciones más consistentes, supusimos un modelo de cuatro capas horizontales y un semi-espacio a 23 kilómetros. Además, considerando que la capa superficial está constituida de brechas y tobas provenientes del vulcanismo regional, supusimos que puede tener un espesor de 0.5km y una

velocidad de 2.6km promedios y que la segunda capa puede corresponder a rocas sedimentarias que afloran en los flancos del graben. De acuerdo a estas consideraciones, variando el espesor de las capas y/o sus velocidades por prueba y error hasta obtener residuales aceptables, se obtuvo el modelo que se muestra en la tabla 1.

TABLA 1
Modelo de Corteza

velocidad de P(km/s)	Espesor de la capa (km)
2.6	0.5
4.6	5.5
5.8	6.0
6.0	11.0
7.5	

La muestra de eventos seleccionados consistió de 5 eventos para la campaña del 20 de mayo al 13 de junio de 1987 y 17 para la campaña del 6 de marzo al 2 de abril de 1988, además 4 eventos de febrero de 1986. La distribución epicentral de estos eventos de carácter tectónico, de baja magnitud ($2.1 \leq m \leq 3.7$) se muestra en la figura 1, donde se puede ver que ocurrieron tres eventos entre 11 y 13 km. del cráter del volcán. Dos mas, al este del arreglo y la mayoría de ellos se ubicaron en un alineamiento este-oeste que pasa a 5km. al sur de Zacualpan.

RESULTADOS.

De acuerdo con los reportes de la población y según la distribución de intensidades reportadas para los movimientos más fuertes de ambas secuencias, las determinaciones estimadas con base en los registros de la estación COL, concuerdan con los resultados obtenidos con los datos generados por el arreglo temporal de estaciones. De toda la muestra de temblores sólo tres fueron localizados entre 11 y 13km. del cráter del volcán. Los epicentros restantes se ubican en un alineamiento este-oeste de 40 kilómetros de longitud y casi perpendicular al margen occidental del graben. La mayor parte de estos temblores ocurrieron a 5 km. al sur de Zacualpan: intersección entre el alineamiento de los temblores y el margen occidental del graben.

La profundidad de los temblores fue determinada entre 2 y 30 km. Pero considerando los límites de aproximación del modelo de corteza con que fueron localizados, el carácter complejo de la región, así como el aspecto de los registros, es posible que las profundidades de los eventos sean menos profundos ($0 \leq h \leq 15$ km. aproximadamente). De este estudio se puede concluir que la sismicidad registrada durante el tiempo de observación se encuentra a lo largo de una posible falla activa.

BIBLIOGRAFIA

Havskov, J., S. De La Cruz, F. Medina and C. Gutiérrez. Seismic Activity related to the March-April, 1982 eruptions of El Chichón Volcano. *Geophys. Res. Lett.* v.10, p. 293-296, 1983.

Medina, F., Analysis of the eruptive history of the Volcán de Colima, Mexico (1560-1980). *Geofis. Intern.*, v.22, p. 157-178, 1983.

Medina, F. y Z. Jiménez, Sísmicidad y variación en el valor de b en la zona volcánica de Colima, México. *Anales del Instituto de Geofísica, UNAM*, v. 27-28, p. 63-72, 1982.

Lee, W. H. and J. C. Lahr, A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. U.S.G.S Open File Report, 75-311. 1978.

Orozco y Berra, J., *Seismología.- Efemérides sísmicas Mexicanas*. Men. Soc. Alzate, Tomo I, p. 303-541, 1887-1888.

UNAM Seismology Group, The September 1985 Michoacan earthquake: Aftershock distribution and history of rupture. *Geophys. Res. Lett.*, v. 13, p. 573-576, 1986.

AGRADECIMIENTOS.

Las campañas fueron organizadas por el CICBAS con financiamiento de la Secretaría de Educación Pública y CONACYT. El trabajo de campo fue realizado gracias al apoyo entusiasta de los técnicos del CICBAS.

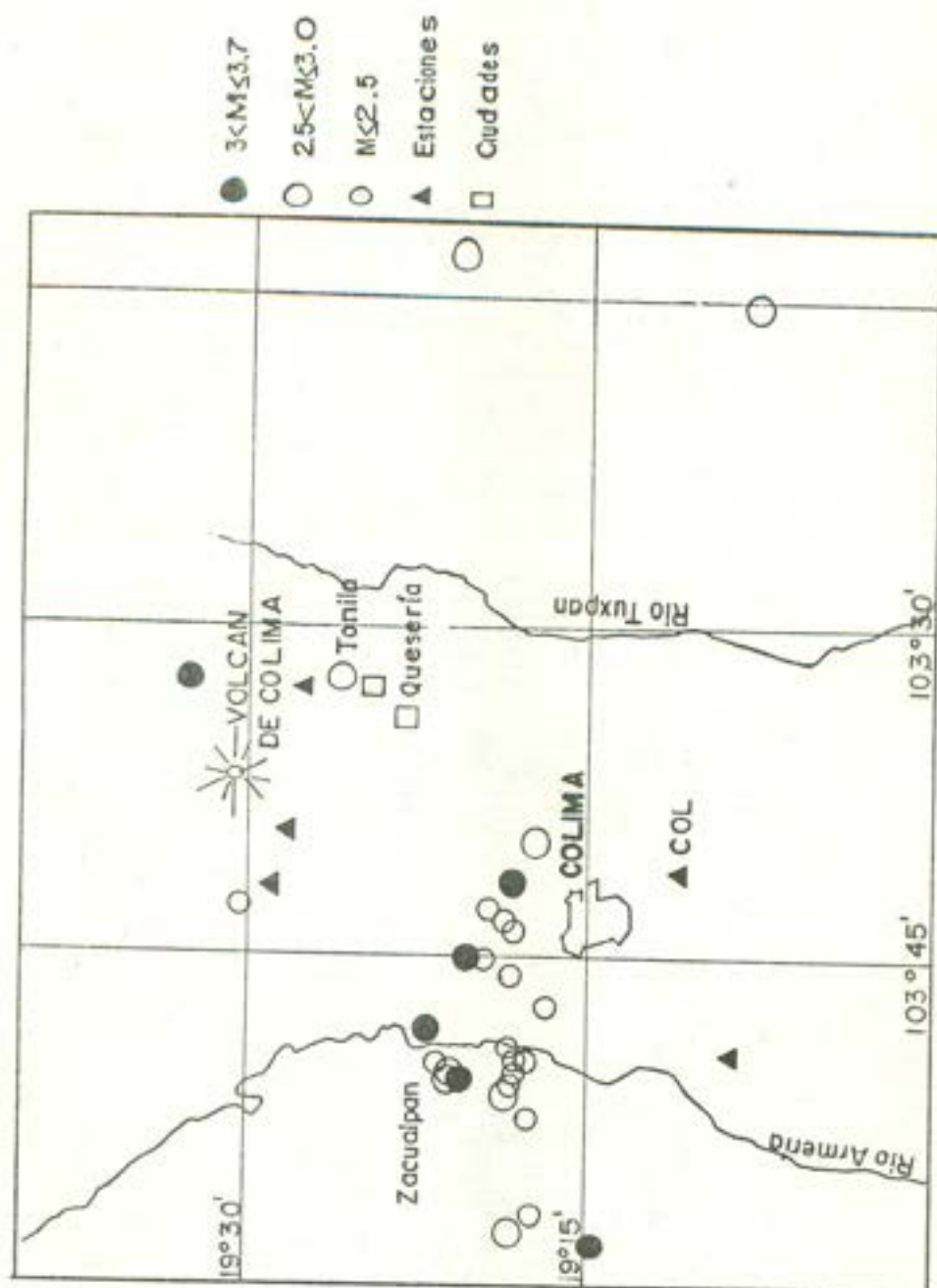


Figura 1. Distribución de epicentros registrados durante las campañas realizadas en los años de 1987 y 1988, en la región del Volcán de Colima.

EST. COL

24 FEB 1988

23:52 TMG

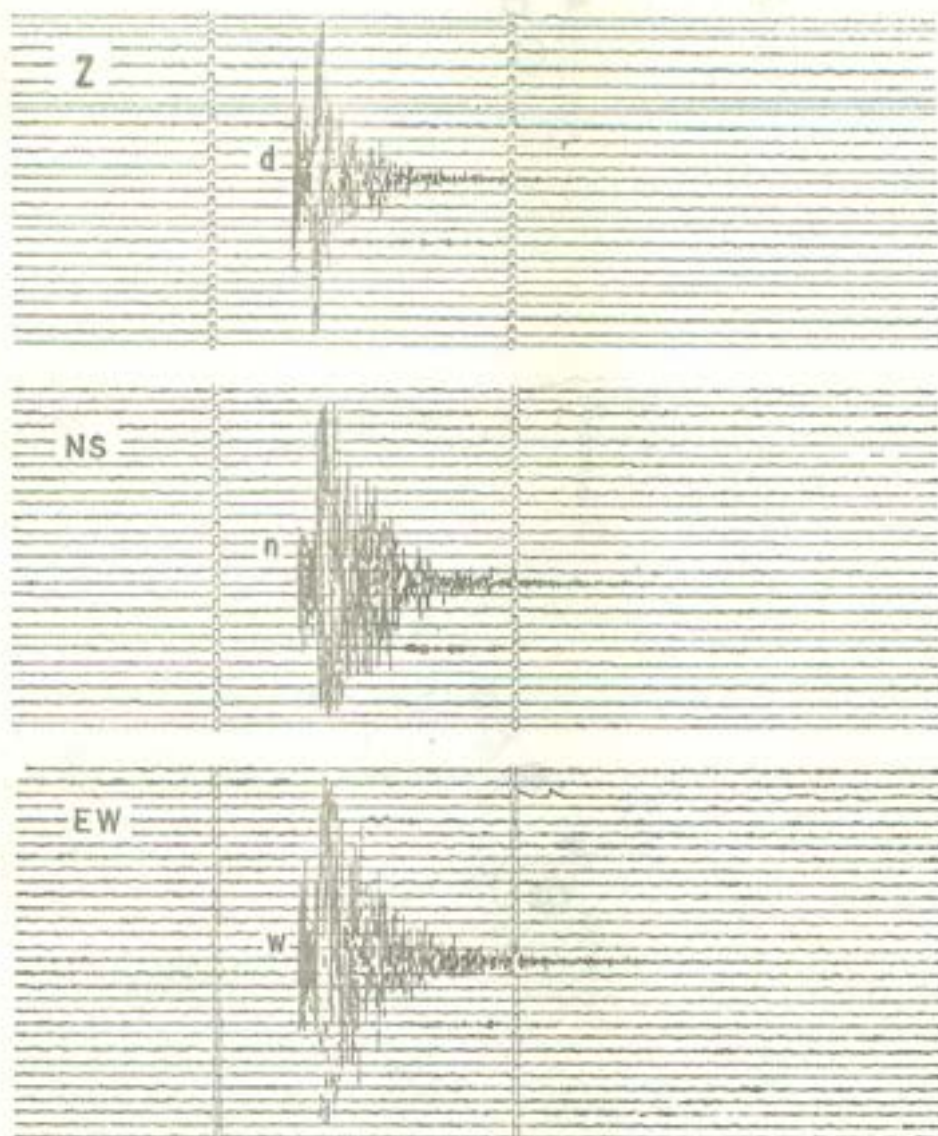


Figura 2. Registro típico en las tres componentes de período corto de la estación de Colima (COL), de la actividad sísmica registrada durante las campañas realizadas en los años de 1987 y 1988 en la región del Volcán de Colima.

DESARROLLO DE UNA RED SISMOLOGICA TELEMETRICA
PARA LA VIGILANCIA DEL VOLCAN DE COLIMA

A. G. CASTELLANOS GUZMAN, G. ORNELAS ARCINIEGA, C. A.
RAMIREZ VAZQUEZ, G. A. REYES DAVILA, J. HERRERA, J.C. PEREZ
H. TAMEZ
CENTRO DE INVESTIGACION EN CIENCIAS BASICAS,
UNIVERSIDAD DE COLIMA.
APARTADO POSTAL 2-1694.
28000 COLIMA, COLIMA.

S. DE LA CRUZ REYNA, J. M. ESPINDOLA, Z. JIMENEZ, M. MENA
INSTITUTO DE GEOFISICA UNAM,
04510 MEXICO, D. F.

R E S U M E N

Se describen las actividades que se han desarrollado desde 1985, tendientes a la instalación de una red sismológica telemétrica consistente en 8 estaciones de período corto ($T = 1$ seg.) que permitirá la vigilancia de la actividad sísmica del Volcán de Colima, así como el poder discriminar los eventos asociados al graben de Colima y a otras fuentes sísmicas y lograr por tanto una mejor determinación hipocentral regional.

1.- INTRODUCCION Y ANTECEDENTES.

El Estado de Colima, por su situación geográfica, está particularmente expuesto a continuar sufriendo los efectos de fenómenos sismológicos, meteorológicos y vulcanológicos que en el pasado han mostrado trágicamente sus fuerzas destructivas. Situado a lo largo de la estructura tectónica conocida como la Trinchera Mesoamericana, Colima ha resentido a menudo los efectos de sismos de magnitudes mayores de 7 en la escala de Richter, siendo los de más trágica memoria los ocurridos en 1932, 1941 y 1973(1). Perpendicularmente a ésta zona de subducción, en el extremo Oeste del eje Volcánico Mexicano, se localiza el Volcán de Colima, el más activo de los volcanes mexicanos(2,3), generador de sismos de intensidad moderada y con 29 fases eruptivas en los últimos 400 años. Un tercer elemento de consideración es el graben de Colima, el cual es el menos estudiado de los tres fenómenos geológicos.

A pesar de estos factores, no había sido posible mantener una vigilancia constante, ni sismológica ni vulcanológica en la región, si bien es cierto que existe

una serie de estudios efectuados en visitas esporádicas de investigadores tanto nacionales como extranjeros; tal es el caso de la instalación de una estación sismológica portátil en 1979 por investigadores del Instituto de Geofísica de la UNAM, la que funcionó 270 días durante la actividad eruptiva tipo merapi presentada por el Volcán de Colima en esa época. La estación, consistente de un sismógrafo Willmore de 1 seg. de período y registro en papel ahumado, se situó en la Hacienda del Carmen, en las cercanías de la Ciudad de Colima. Los resultados de muchos de estos trabajos, sin embargo, no han sido difundidos ampliamente entre quienes tienen a su cargo la responsabilidad de proteger a la población local.

Entre muchas otras causas que ocasionaron ésta situación, quizás la más importante sea que en el Estado de Colima no existía, o era muy pobre, una infraestructura científica y tecnológica que permitiera apoyar, o efectuar, estos estudios geofísicos y el monitoreo de la actividad sísmica local en forma constante y permanente.

La situación comenzó a cambiar en 1984, con la creación en la Universidad de Colima del Centro de Investigación en Ciencias Básicas (CICBAS) y la inmediata colaboración entre 6 de los integrantes del CICBAS y dos investigadores del Instituto de Geofísica de la UNAM. Posteriormente influyó también en ese sentido, la creación del Consejo Estatal de Protección Civil del Estado de Colima que se ha abocado al apoyo de estos estudios.

En Diciembre de 1985 la colaboración entre dichos investigadores produjo su primer resultado al instalar personal del Servicio Sismológico Nacional y del CICBAS la estación sismológica telemétrica Colima, de tres componentes de período corto (sismógrafos S-13) y registradores Teledyne situada a 12 Kms. de la Ciudad de Colima la cual, desde entonces, viene siendo totalmente operada y mantenida en forma voluntaria por integrantes del CICBAS, produciendo datos de calidad en forma permanente.

Fué por estas fechas que los autores principiaron a elaborar el proyecto para instalar una red sismológica telemétrica que permitiera una mayor cobertura para vigilar adecuadamente las fuentes sísmicas descritas. Este proyecto se presentó formalmente por parte del CICBAS a la Dirección General de Investigación Científica y Superación Académica SESIC-SEP en 1985 y al CONACYT en 1986, sin obtener resultados positivos.

En 1987, el proyecto fué presentado directamente al Gobernador del Estado de Colima, Lic. Elías Zamora Verduzco, quién finalmente fué el que otorgó el apoyo económico requerido para adquirir el equipo para la red y quién ha venido apoyando igualmente, a través del Consejo Estatal de Protección Civil, diversos estudios relacionados con el proyecto.

Paralelamente a estas acciones, a partir de 1987, y gracias al apoyo de la DGICSA-SESIC-SEP, de la propia Universidad de Colima y del Consejo Estatal de Protección Civil, se ha venido observando periódicamente la actividad sísmica del Volcán de Colima por medio de redes temporales de tres y cuatro estaciones portátiles con sismógrafos Ranger y registradores MQ-800 de papel ahumado, facilitados por el Instituto de Geofísica de la UNAM. Estas redes se sitúan por periodos de un mes en lugares preseleccionados en los cuales personal del CICBAS construyó previamente casetas para alojar el equipo. Los resultados de las campañas efectuadas a la fecha han sido reportadas en diversas reuniones nacionales(4,6). Asimismo, en Enero de 1987 el CICBAS instaló y puso en operación la estación sísmológica ZLO II en Manzanillo, Col., consistente en un sismógrafo Sprengnether S-7000 de periodo corto ($T = 1$ seg.) y registrador DR-100-1A con impresión en tinta. Se pretende telemetrizar al CICBAS la información proporcionada por esta estación, via canal telefónico, para lo cual se estan realizando los trámites correspondientes ante SCT y TelMex. Los registros de las estaciones COL y ZLO II son valiosos para complementar los que se obtengan de la red.

Otra de las acciones que realizó personal del CICBAS tendientes a la vigilancia de la actividad del Volcán de Colima fué la instalación de cuatro pozos donde se colocan detectores de Radón para llevar un control de la emanación de dicho gas en las cercanías del Volcán. Los resultados son evaluados por Nuria Segovia (ININ) y han sido presentados en otra parte(5).

II.- DESCRIPCION DE LA RED.

La distribución geográfica de la red fué dispuesta atendiendo el criterio de que debía ser capaz de detectar cualquier actividad sísmica asociada al Volcán así como el poder discriminar las diversas fuentes sísmicas en la región y es como se muestra en la fig. # II.1. Como se puede observar en la figura, la red consistirá de ocho estaciones telemétricas y una estación central, ubicada en el CICBAS, donde se recibirá la información para su procesamiento y

análisis a primera aproximación. [Los sitios donde se ubicarán las estaciones fueron seleccionados de acuerdo a dos criterios básicos: el sitio debía tener un bajo nivel de ruido sísmico y además que hubiera línea de vista del lugar a la estación central].

En la fig. # II.2 se muestra un diagrama a bloques de una estación sísmológica típica. El sensor es un sismómetro vertical tipo Ranger modelo SS-1 de Kinemetrics el cual tiene un período natural de 1 seg. La señal eléctrica proporcionada por el sensor es aplicada a un bloque donde es amplificada y filtrada. La ganancia del amplificador es seleccionable entre 60 y 120 dB y las frecuencias de corte de los filtros pueden ser variados de .2 a 10 y de 5 a 100 Hz en pasos discretos. Ya condicionada la señal eléctrica es aplicada a un oscilador controlado por voltaje el cual se comporta básicamente como un modulador de FM operando a una frecuencia central F_c pudiendo variarse 125 Hz máximo hacia arriba o abajo. Este modulador posee entradas auxiliares que pueden utilizarse para enviar información adicional acerca del estado de la estación o señales provenientes de otros instrumentos que se instalen en el futuro. La señal de salida del modulador de FM es aplicada al transmisor el cual opera en la banda de UHF (444.5 MHz) para su recepción en la estación central. El espaciamiento entre los canales de las diversas estaciones es de 50 KHz. La potencia de los transmisores varía de 200 mW a 2 W dependiendo de la estación. Asimismo, el sistema cuenta con un generador de pulso de calibración con lo cual es posible obtener información diaria acerca del estado de la estación sísmológica.

La alimentación al sistema es proporcionada por una batería de 12 Volts del tipo automotriz la cual es recargada durante el día por una serie de paneles solares adecuada al consumo de potencia del sistema contándose además con un regulador tipo shunt que es el encargado de regular la corriente de carga de la batería.

La estación central en la Ciudad de Colima está representada esquemáticamente en la fig. #II.3. Las señales provenientes de las diversas estaciones son recuperados por medio del sistema antena-receptor (RX1 a RX8) teniendo la primera una ganancia de 9 dB (igual que las de transmisión) y aplicadas a los demoduladores de FM donde se recupera la información de los eventos. A partir de aquí la información sigue dos caminos: por una parte, todas las señales provenientes de las ocho estaciones son aplicadas a una tarjeta de adquisición de datos donde es convertida a digital con una resolución de 14 bits por muestra por canal

y cada canal será digitalizado a razón de 100 muestras por segundo. La tarjeta de adquisición está conectada al canal de datos de una microcomputadora compatible con la IBM-AT en donde un algoritmo de captura decide cuando la información es almacenada en el disco duro. Por otra parte, dado que se tienen señales provenientes de ocho estaciones y únicamente tres subsistemas para grabación en papel a base de tinta, se podrán seleccionar tres de las ocho estaciones para grabación permanente. Esto es con el fin de que ante una falla en la parte de procesamiento digital se cuenta con un mínimo de cuatro estaciones para la determinación de los hipocentros, tres de la red y la proveniente de la estación COL del SSN. Un posterior procesamiento de la información y la determinación hipocentral a una primera aproximación será realizado fuera de línea en la segunda microcomputadora. La interpretación final de los datos será efectuada por los autores pertenecientes al Instituto de Geofísica de la UNAM.

La estación central cuenta también con una base de tiempo y un receptor de radio para que el sistema esté sincronizado con el tiempo universal proporcionado por la WWV. Así mismo, la estación central contará con un sistema de respaldo de energía la cual permitirá, ante una falla en la energía eléctrica, por un lado, que se siga obteniendo la información en los registradores de papel y por otro lado que el sistema de procesamiento tenga una "caída suave" para minimizar la posibilidad de pérdida de información ya registrada.

III.- ESTADO ACTUAL DEL PROYECTO.

1.- Ubicación de las Estaciones.

Durante Febrero de 1988 se seleccionaron los sitios para ubicar las estaciones de la red utilizando un sismógrafo Ranger para medición de ruido así como criterios prácticos para evitar interferencias a la señal que es de baja potencia y en la banda de UHF la cual se ve afectada por humedad, inversiones térmicas, obstáculos en la línea de vista etc.

En Mayo de 1988 personal del CICBAS efectuó pruebas de transmisión y recepción de señales desde los diferentes sitios escogidos para ubicar las estaciones de la red a la estación central que se localizará en las propias instalaciones del CICBAS en la ciudad de Colima. Se utilizó un transmisor en la frecuencia de 444.6 MHz. con potencia de 200 mW y antena MAT 400 así un receptor programable (scanner) facilitados por el Instituto de Geofísica UNAM. La

información transmitida fué un tono de 1000 Hz para lo cuál se construyó un oscilador de onda cuadrada a esa frecuencia y un filtro pasabanda sintonizado para tener una señal puramente sinusoidal. De los 8 puntos seleccionados en Febrero de 1988 sólo en uno fué negativa la prueba de transmisión, por lo que se cambiará el sitio al iniciar la instalación de la red.

La construcción de las casetas que albergarán el equipo de cada estación es responsabilidad del Gobierno del Estado. A la fecha se está iniciando la construcción de la primera, EZV1, en el Alcomán.

2.- Equipo.

Actualmente se han recibido, bien sea en el CICBAS U. de C. o bien en las Aduanas de Manzanillo y México D.F., los sismógrafos (Kinometrics), el sistema de registro (Teledyne), transmisores, receptores y antenas en la banda de UHF, sistema de adquisición de datos y paneles solares (Cinvestav IPN).

Se han efectuado pruebas (G.Reyes y C.A.Ramírez CICBAS) diversas del equipo de cómputo, sensores y paneles solares. Se diseñó un regulador de voltaje tipo shunt para controlar la carga de los acumuladores por los paneles solares.

El equipo que no ha sido adquirido es el siguiente:

- a) Los acumuladores.
- b) Los mástiles, cables y conectores para las antenas y los paneles solares.
- c) El radio para la recepción de la señal de la WWV.
- d) El sistema de respaldo de energía.

Los reguladores shunt y el cargador de acumuladores se van a construir en el CICBAS. Los diseños estan terminados y solo falta adquirir las componentes para construirlos.

IV.- CONCLUSIONES Y AGRADECIMIENTOS.

Se han descrito las actividades desarrolladas en los últimos 3 años tendientes al establecimiento de una red sismológica telemétrica alrededor del Volcán de Colima que permitirá vigilar la actividad sísmica de la región y un posible proceso eruptivo. De la exposición se deduce que si bien es cierto que dicha red es fundamental para el

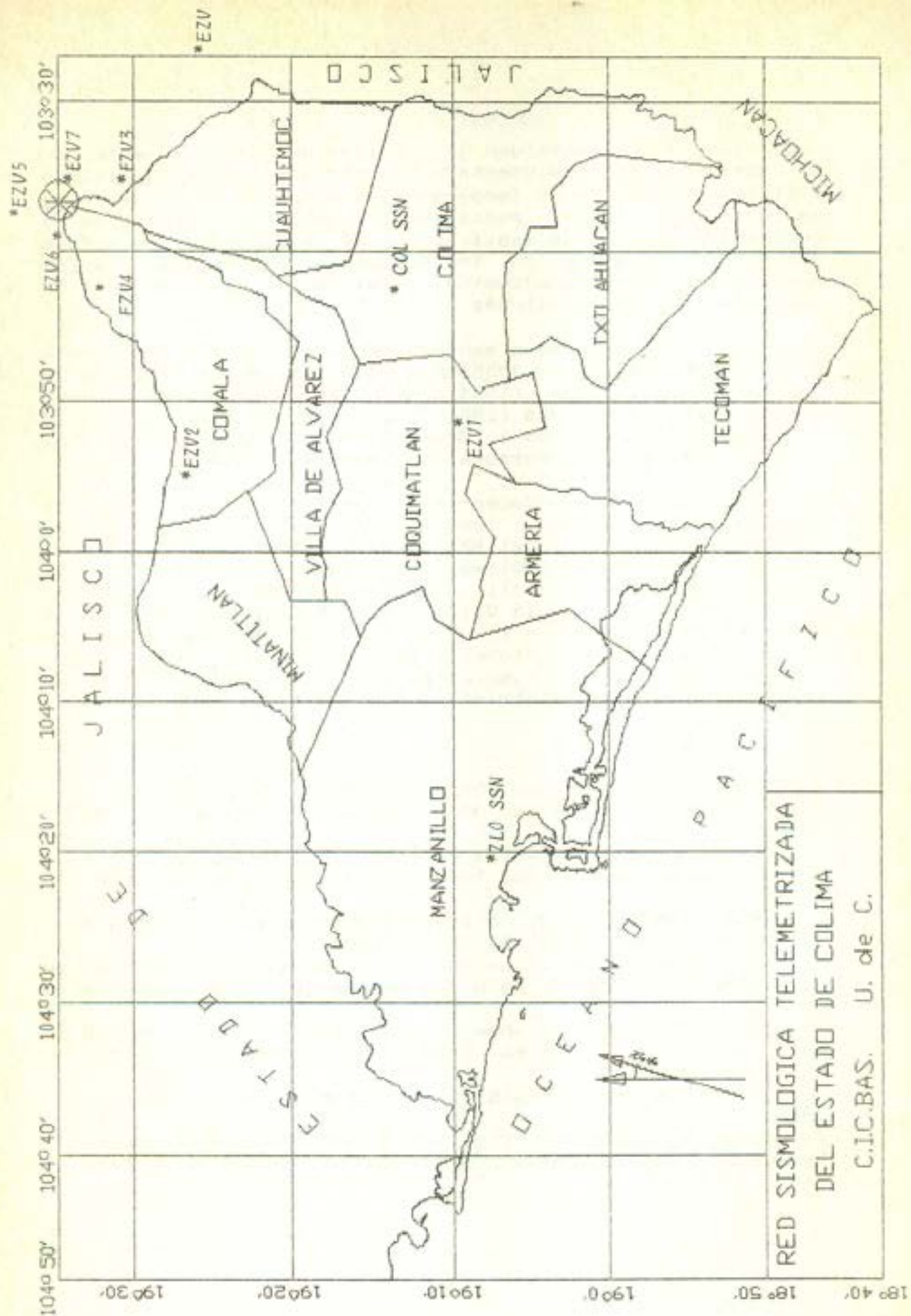
monitoreo de la actividad del Volcán de Colima, también lo es que debe ser complementada con otros estudios geofísicos y físicos (medición de temperatura, emanación de gases, etc) ya que sólo así se podrá determinar con precisión la ocurrencia de ciertas manifestaciones precedentes a una fase eruptiva, lo que a su vez permitirá proporcionar a las autoridades correspondientes elementos de juicio para la adecuada toma de decisiones.

Los autores desean expresar su profundo reconocimiento a la desinteresada y constante labor en estos trabajos de los Sres. Raúl López (1984-1988), Tránsito Delgado (1985-1986), Isidro Contreras (1984-1985), Plácido Chavez (1985-), Faustino Preciado (1985-), Benigno Ponce (1985-) y Luis Ríos (1985-), todos ellos personal de apoyo del CICBAS U de C.

Igualmente agradecen el apoyo otorgado por las siguientes personas e instituciones: Lic. Elías Zamora Verduzco, Gobernador del Estado de Colima, IGFUNAM, CAPFCE-Colima, Obispado de Colima, Alm. Gilberto López Lira, Dr. Gustavo Calderón Riveroll, DGICSA-SESIC-SEP, Lic. Humberto Silva Ochoa Rector de la Universidad de Colima, Dirección de Recursos Materiales de la U de C, Sres. Melchor y Gustavo Ursúa, Fam. Larios Michel, Fam. Buenrostro, Ing. Sergio Bayardo, así como las labores de gestión del M.en C. Justino Pineda Larios Coordinador de Investigación de la U. de C.

REFERENCIAS

- 1.- Zenón Jiménez y Juan Manuel Espíndola. Terremotos y ondas sísmicas. Cuadernos del Instituto de Geofísica, UNAM. (1984).
- 2.- C. Robin et.al. Bulletin Piriésev. 87, Paris, (1983).
- 3.- F. Medina. Anales del Instituto de Geofísica UNAM, 26, (1980).
- 4.- Zenón Jiménez et.al. Actividad sísmica en la Región del Volcán de Colima. Geos, Ed.Extr. (1988).
- 5.- Nuria Segovia. Memorias de la 1/a. Reunión Nacional sobre el Volcán de Colima. U. de G. Cd. Guzmán Jal., Enero 1988 (en prensa).
- 6.- Zenón Jiménez et al. Memorias de la 1/a. Reunión Nacional sobre el Volcán de Colima. U de G. Cd. Guzmán Jal., Enero 1988 (en prensa).
- 7.- A.G. Castellanos-Guzmán et. al. Sean Bulletin. Junio, 1988.
- 8.- S.de la Cruz et.al. Primera etapa de instalación de la Red de Monitoreo Sísmico y Geodésico del Volcan de Colima. Geos, 8, (1988).



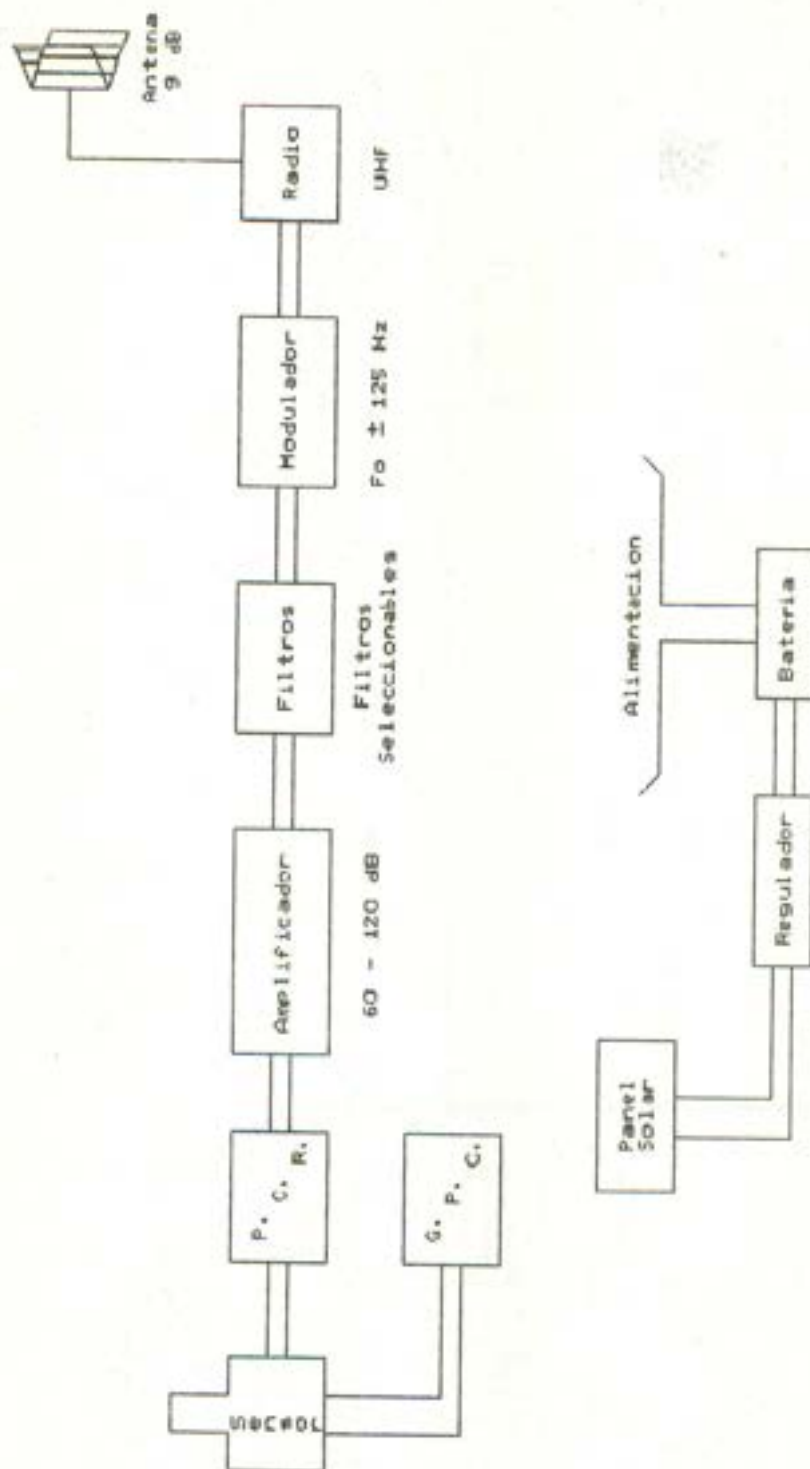


Fig. • II.2

Centro de Investigación en Ciencias Básicas	
Dib.	
Estación Sismológica Típica	
Tam. Documento Num.	
REV	
Fecha	Febrero 20, 1999
Hojas	de 1

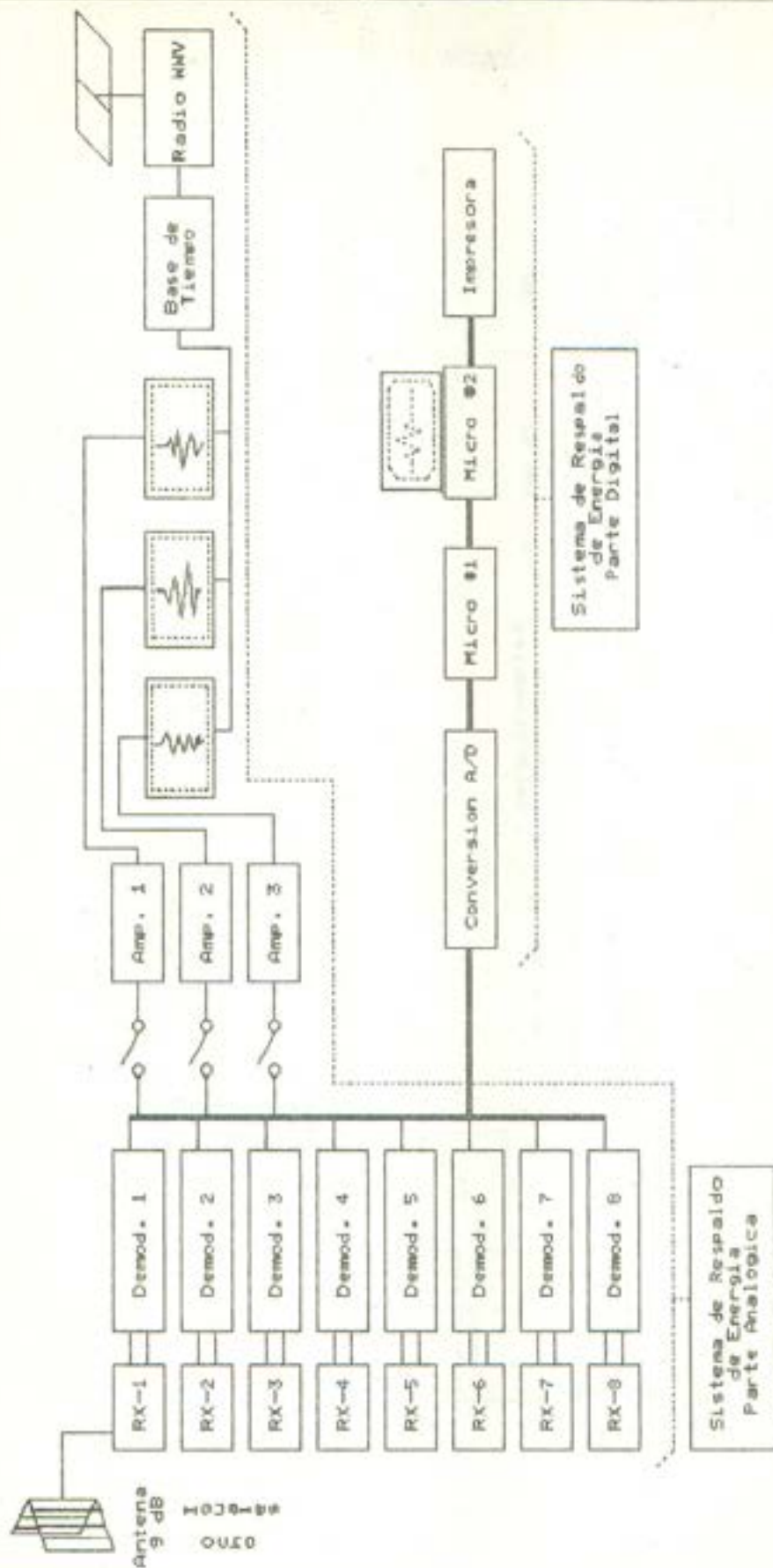


Fig. 11.3

Centro de Investigación en Ciencias Básicas		
Dib.		
Estación Central		
Tam. Documento Nus.		REV
A		
Fecha	Febrero 22, 1988	Hojas 1 de 1

ONDAS DE MONTAÑA EN EL NEVADO Y VOLCÁN DE COLIMA

Ismael Pérez García

Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, 04510, México, D.F.

RESUMEN

Se estudia las ondas atmosféricas generadas en la región montañosa del Nevado y Volcán de Colima. Para esto se utiliza una versión 2-dimensional de un modelo mesoescala numérico. El modelo es inicializado con el radiosondeo de Manzanillo. Los resultados muestran que el Nevado y Volcán de Colima es fuente de mucha nubosidad el cual correlaciona con observaciones de fotografía de satélite.

INTRODUCCION

Cuando se observan fotos de satélite por ejemplo las de marzo de 1986, el patrón de nubosidad que más resalta sobre la República Mexicana, es la asociada al fenómeno de los nortes y la que se localiza en las regiones montañosas, principalmente la Sierra Madre Occidental, eje volcánico y Sierra de Guerrero y Oaxaca. Si se observa más detalladamente la cubierta de nubosidad en el eje volcánico se puede notar que la nubosidad se acumula más en la vecindad de las grandes montañas tales como Popocatepetl, Iztaccihuatl, La Malinche, el Nevado de Toluca, Tancitaro, Nevado y Volcán de Colima más el Pico de Orizaba. Por otro lado desde el punto de vista del vulcanismo el más activo y misterioso de estas montañas es el Nevado y Volcán de Colima. El Nevado y Volcán de Colima tiene una gran influencia sobre el tiempo y clima local. Principalmente en los procesos de la formación de nubes. La alta concentración de aerosoles del Volcán de Colima (debido a las fumarolas) ejerce un papel importante en los procesos de nucleación de las gotas de nubes o de lluvia. Por lo que el propósito principal de este trabajo es estudiar el comportamiento de las variables dinámicas (u, v, w), (e, q, q_r, q_c), definida en la región montañosa del Nevado y Volcán de Colima, cuando se tiene un flujo de aire continental o marítimo.

MODELO METEOROLOGICO

Sea Ω un dominio en $\mathbb{R}^n$ ($n = 1$ ó 2) con frontera $\partial\Omega$. Estamos considerando el problema de valores iniciales y de frontera del modelo hidrostático desarrollado por Mickerson et al. (1986) y Chaumerliac et al. (1987). Este modelo es una versión ligeramente simplificado del sistema de Navier Stokes para fluidos compresibles. Contiene una parametrización de la microfísica y contempla los procesos de removimiento de aerosoles através de las gotas de nubes o de lluvia.

$$A \frac{\partial \psi}{\partial t} + B \psi = C \quad \text{en } \bar{D} \times I \times [0, T]$$

$$A \psi = \psi|_{t=0} = A \psi_0 \quad \text{en } \bar{D} \times I$$

$$\psi = \psi_0 \quad \text{en } t = t_0 = 0$$

Donde $\bar{D} = \mathbb{R} \cup \partial \Omega$, $I = \{v \in \mathbb{R} \mid 0 \leq v \leq 1\}$, $\sigma = (\gamma v - v^2)/3$, es la coordenada vertical siguiendo el terreno, $[0, T]$ el intervalo tiempo.

$$A = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 1 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 1 \end{pmatrix}_{17 \times 17},$$

$$\psi = (\psi_1 \ \psi_2 \ \phi \ \pi \ \theta_1 \ \theta_2 \ \theta_3 \ \theta_4 \ \theta_5 \ \theta_6 \ \theta_7 \ \theta_8 \ \theta_9 \ \theta_{10} \ \theta_{11} \ \theta_{12} \ \theta_{13} \ \theta_{14} \ \theta_{15})^T,$$

$$B = \begin{pmatrix} \Delta_0 & -f & \frac{\partial}{\partial x} & -(\phi - R_0 \frac{\partial}{\partial x})^2 & 0 & \dots & 0 \\ f & \Lambda_0 & \frac{\partial}{\partial y} & -(\phi - R_0 \frac{\partial}{\partial y})^2 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{\sigma} \frac{\partial}{\partial x} & \frac{R_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial y} & \frac{R_0 R_1}{\sigma} & \dots & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \Delta & \frac{R_0}{\sigma} & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \Lambda_0 & \dots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & \dots & \dots & \Delta_0 \end{pmatrix}_{17 \times 17},$$

$$C = (0 \ 0 \ 0 \ 0 \ \frac{1}{\sigma} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial \phi}{\partial t} \Big|_{t=0} - \pi \frac{\partial \phi}{\partial x} \Big|_{t=0} \dots \dots \dots \pi \left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \Big|_{t=0} - \frac{\partial \phi}{\partial y} \Big|_{t=0} - \frac{\partial \phi}{\partial x} \Big|_{t=0} + \frac{1}{\sigma} \frac{\partial \phi}{\partial x} \Big|_{t=0} \right)^T,$$

$$\Lambda_x(\cdot) = \Lambda(\cdot) - \left[\mu \Delta(\cdot) + B \frac{\partial}{\partial y} \left(B \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial}{\partial y}(\cdot) \right) \right], \quad \Lambda(\cdot) = \nabla \cdot \vec{v}(\cdot) + \frac{1}{\sigma} \frac{\partial}{\partial y} (\sigma \vec{v}(\cdot)),$$

$$\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \quad \nabla = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y}, \quad \vec{v} = (u, v)$$

$$(\cdot)^T = \text{transpuesta de la matriz } (\cdot)$$

u y v son las componentes horizontales del viento, ϕ el geopotencial, $\pi = P_S - P_T$ representa la diferencia en presión entre la frontera inferior y superior, θ la temperatura potencial, q la razón de mezcla de vapor de agua, q_{nw} la razón de mezcla de agua de nube, N_{tw} la concentración total de gotas de nube, q_{nw} la razón de mezcla de agua de lluvia cuya concentración de gotas es N_{nw} , C_{ap} es la concentración de aerosoles secos, q_{ap} razón de mezcla volumétrica de aerosoles secos, C_{rp} concentración de aerosoles removidos, q_{rp} razón de mezcla volumétrica de aerosoles removidos, q_{s_2} razón de mezcla de SO_2 , C_{sp} concentración de aerosoles en agua de nube, q_{sp} razón de mezcla volumétrica de aerosoles en agua de nube. $N = CS^k$ indica el número de núcleos de condensación activos en la supersaturación S , tal que $C = 3500 \text{ cm}^{-3}$ y $k = 0.9$ para nubes continentales, K es el coeficiente de intercambio turbulento en la capa límite planetaria y se calcula de acuerdo al perfil dado por O'Brien (1970), $B = -2e/R_v T \epsilon'$, R_v la constante de los gases para aire húmedo, P presión, T temperatura, $\epsilon' = \frac{d\epsilon}{dz}$, $\dot{z}$ la velocidad vertical, $\hat{p} = (\frac{p}{p_0})^{1/\gamma}$, L_v calor latente. La parametrización de los procesos microfísicos contenidos en la matriz C se encuentran en detalle en Nickerson et al. (1986) y Chaumerliac et al. (1987).

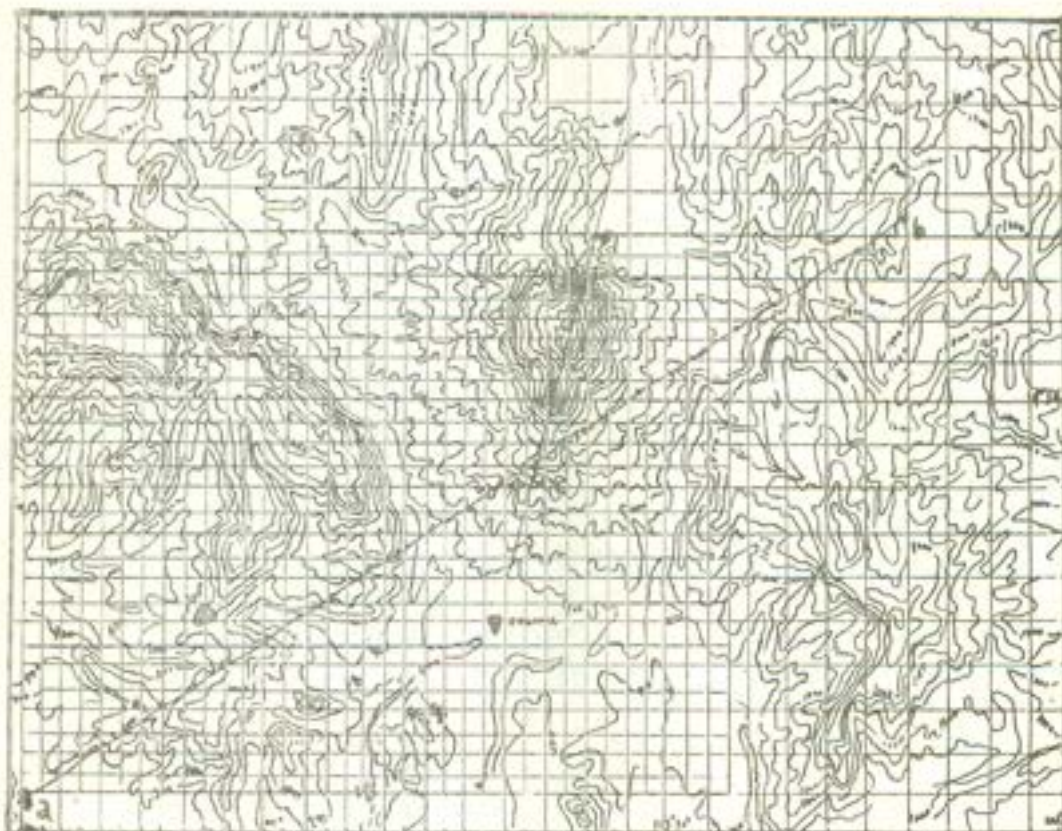


Fig. 1 Región de integración para los experimentos 2-dimencional

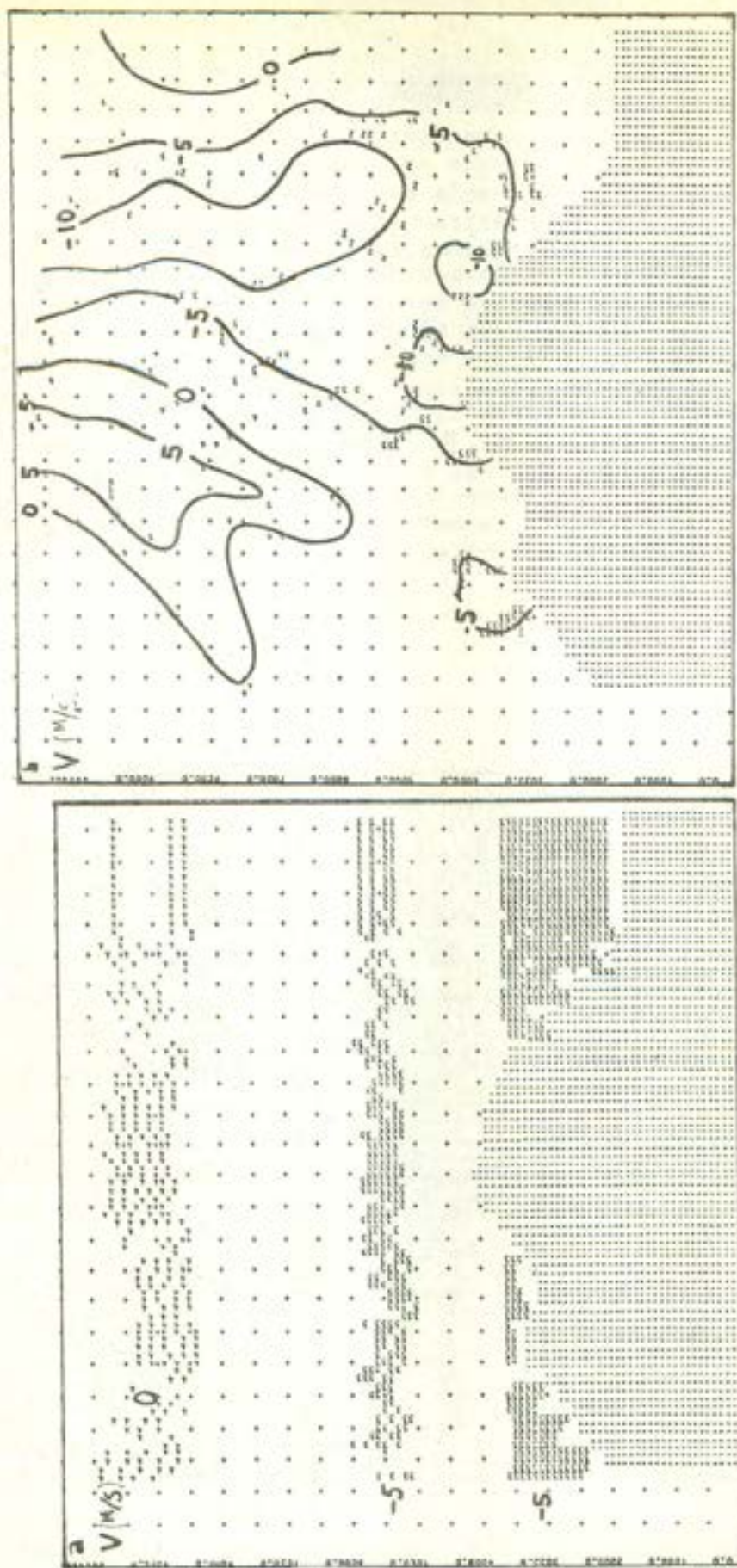


Fig. 2. a) campo de viento inicial y b) a tres horas y media de pronóstico.

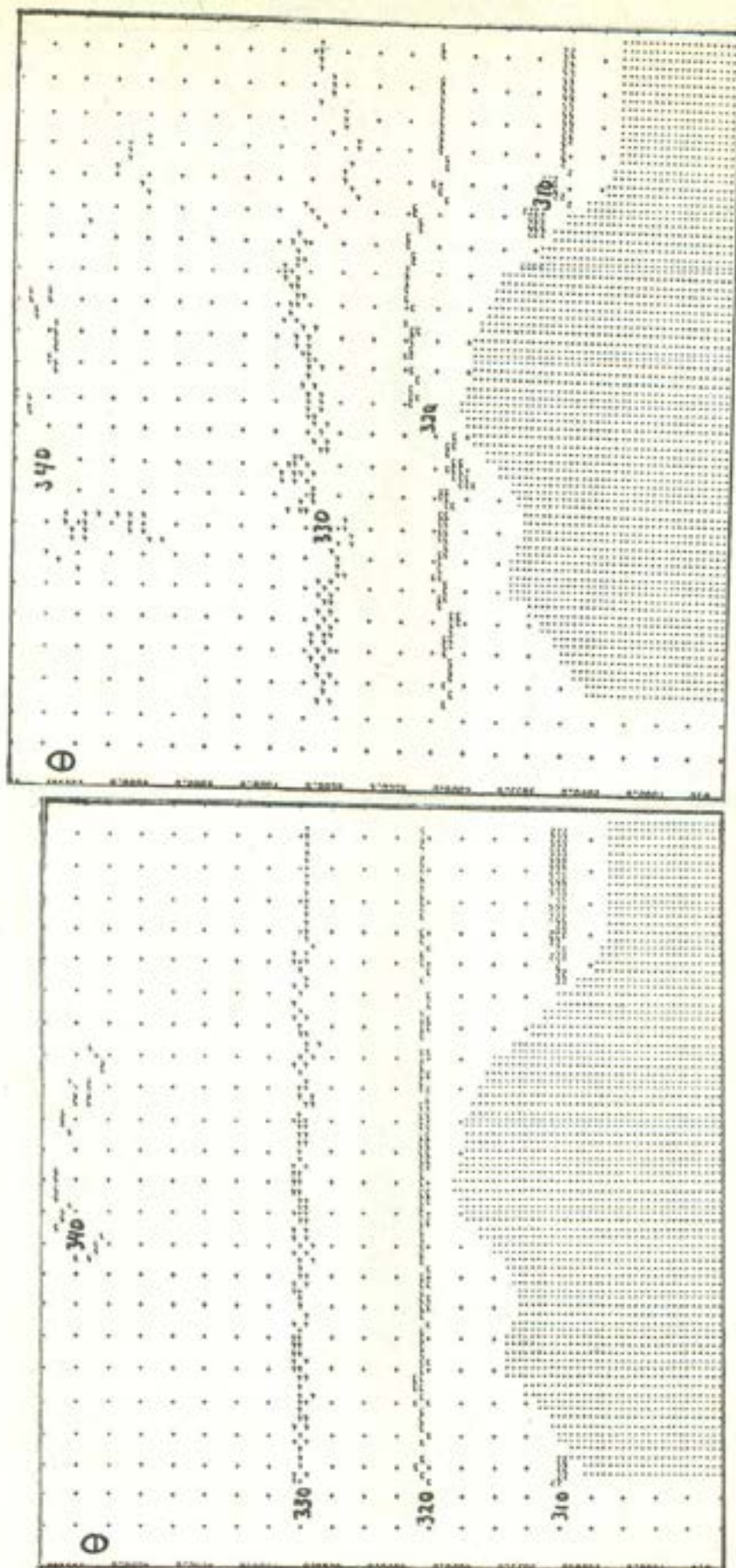
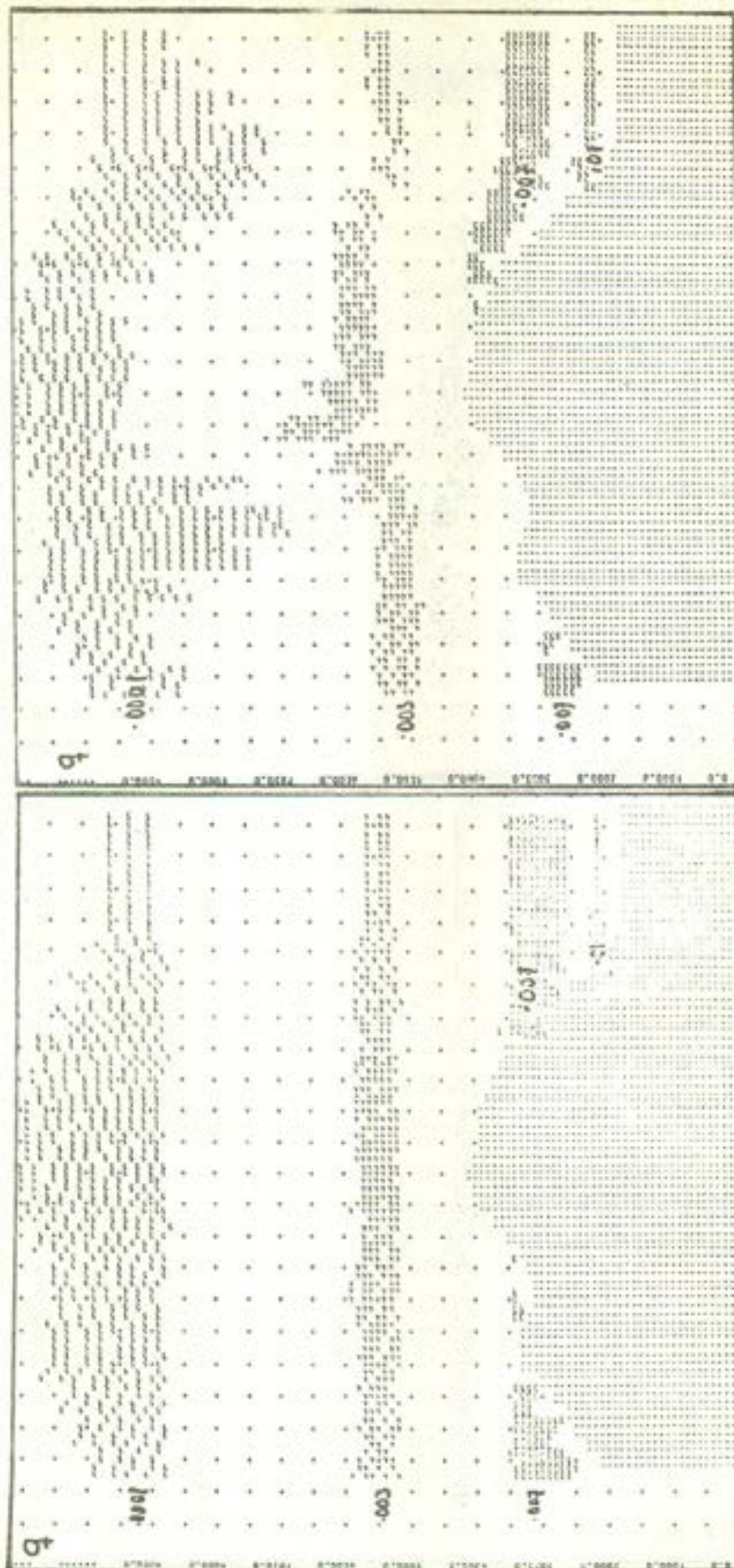


Fig. 3. a) Temperatura potencial inicial y b) a tres horas y media de pronóstico.



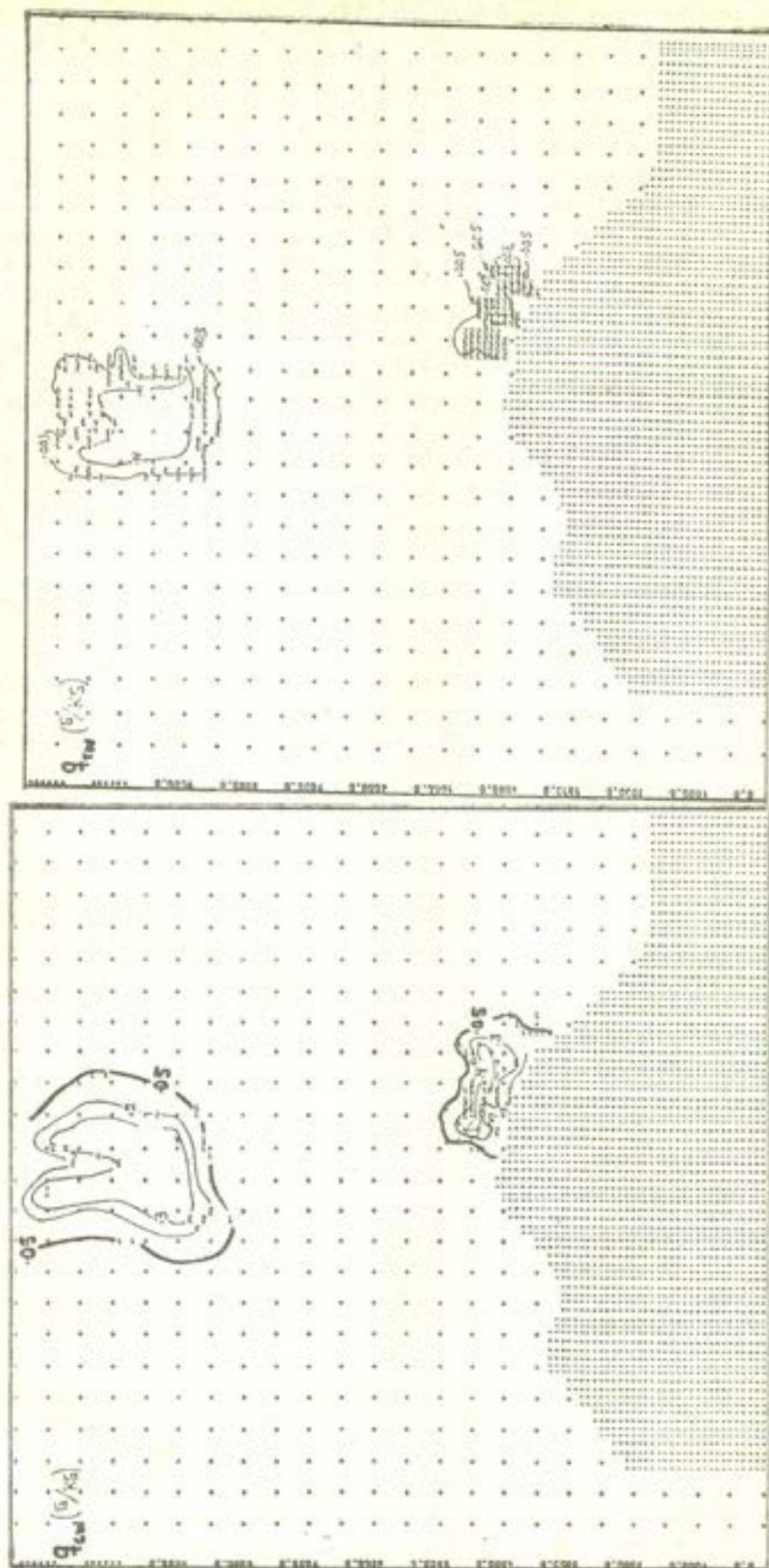


Fig. 5. a) Razón de mezcla de gotas de nube y b) razón de mezcla de gotas de lluvia a 3.5 horas de pronóstico respectivamente.

Se realizan pruebas 2-dimensional. La región de integración se muestra en la figura 1. Donde también se presenta la forma en que son inicialmente extrapolados los datos del radiosondeo de Manzanillo: tenemos 2 rayas remarcadas, una $\bar{D}_1 = [a, b] = \{x_i \in \mathbb{R} \mid a \leq x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_{n-1} \leq x_n \leq b\}$ y otra $\bar{D}_2 = [c, d] = \{y_i \in \mathbb{R} \mid c \leq y_1 \leq y_2 \leq \dots \leq y_{n-1} \leq y_n \leq d\}$. $\bar{D}_1$ se extiende de Manzanillo hacia el noreste, intersecta el punto 16 con el tres de $\bar{D}_2$ y $I = \{v_i \in \mathbb{R} \mid i = 1, \dots, 16\}$ se particiona en 16 niveles. Por lo tanto, primero obtenemos los valores de las variables dinámicas y termodinámicas, definidas en $\bar{D}_1 \times I$ donde se ha supuesto que tiene igual valor al que se midió en la estación de Manzanillo. Pero ahora corregidos por la orografía. Conocido los datos en $\bar{D}_1 \times I$ se procede a inicializar la malla transversal vertical $\bar{D}_2 \times I$ que pasa por la región montañosa del Nevado y Volcán de Colima. El paso de tiempo en la integración numérica es 10 seg. Con un ancho de la malla de $\Delta x = 15/2$. En las figuras 2 y 3 se presenta graficado el campo inicial y el pronosticado a 3.5 horas de las variables; componente del viento u, temperatura potencial θ , razón de mezcla q respectivamente.

En la figura 2a tenemos viento (en niveles bajos) casi homogéneo del norte y en la figura 2b se muestra este mismo flujo, pero ya perturbado y generando una onda de montaña lo cual se forma debido a la presencia de la orografía. El resultado más importante de este trabajo se presenta en la figura 5. En ella observamos que en el Nevado de Colima se ha formado una nube con una perturbación localizada más arriba el cual está asociada con la onda de montaña generada en la figura 2a.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En este trabajo se ha estudiado las ondas orográficas que se generan en la región del Nevado y Volcán de Colima. Los resultados preliminares muestran que el Nevado y Volcán de Colima es fuente de generación de nubes lo cual correlaciona con observaciones de fotografía de satélite. El paso siguiente es realizar simulaciones 3-dimensionales en esta región.

BIBLIOGRAFIA

Chaumerliac, H., E. Richard, and J.P. Pinty: Sulfur Scavenging in a Mesoscale Model with Quasi-Spectral Microphysics: Two-Dimensional Results for Continental and Maritime Clouds. Journ. of Geophysical Research, Vol. 92, No. D3, pp. 3114-3162, 1987.

Pérez García, I.: Distribución de nubosidad sobre la meseta central de la República Mexicana en marzo y mayo de 1986. Memoria de la Reunión Anual 1986, Unión Geofísica Mexicana, A.C., Morelia, Michoacán.

Nickerson, E.C., E. Richard, R. Rosset, and D.R. Smith: The numerical simulation of clouds, rain, and airflow over the Vosques and Black Forest Mountains: A meso-model with parameterized microphysics. Mon. Weather Rev., 114, 398 - 414, 1986.