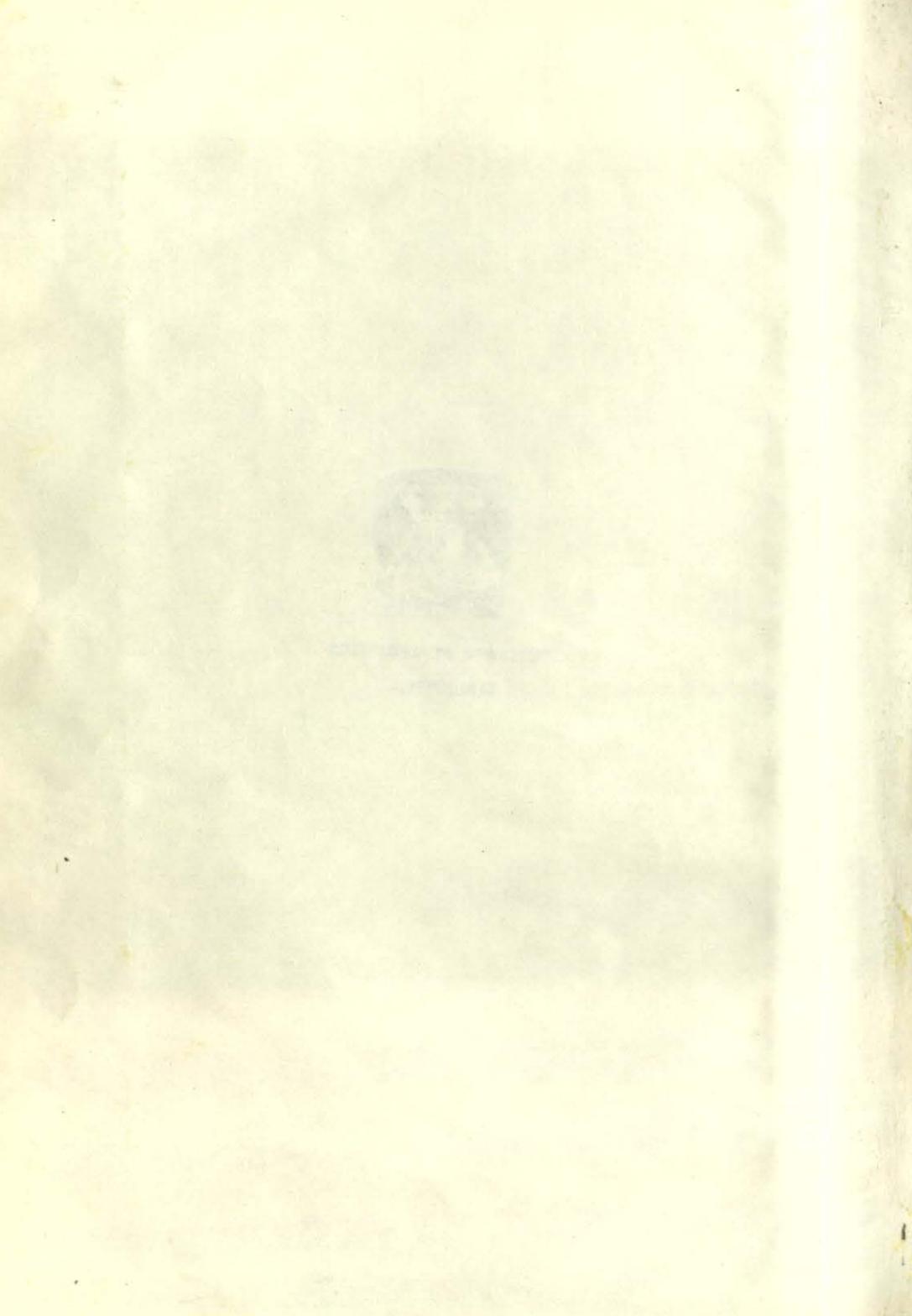






INSTITUTO DE GEOFISICA
BIBLIOTECA

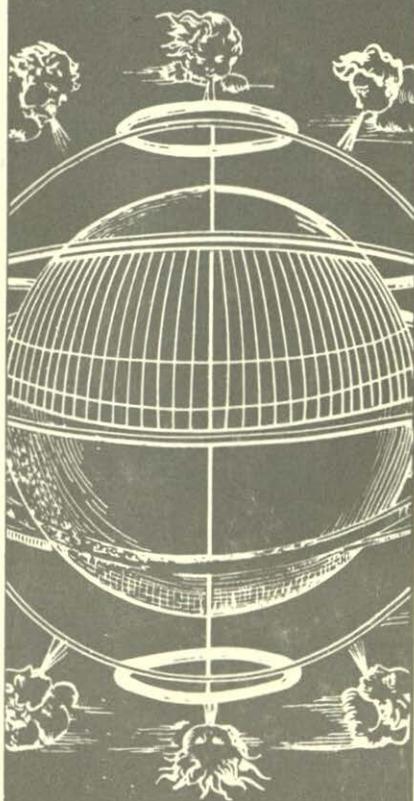


NALES
EL
STITUTO
E
EOFISICA



INSTITUTO DE GEOFÍSICA
BIBLIOTECA

VOLUMEN 27-28 / 1982



UNIVERSIDAD
NACIONAL
AUTÓNOMA
DE MÉXICO

CLASIF. *Ifr. 5320*
ADQUIS. *Emision. Padiso*
FECHA. *Enero 85*
PROCED. *Donacion*
S.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA

Director: Dr. Ignacio Galindo

CONSEJO EDITORIAL

- M. en C. Servando De la Cruz
- Dr. Ignacio Galindo
- Dr. Nicolás Grijalva
- Dr. Cinna Lomnitz
- Ing. Manuel Medina P.
- Ing. Pedro Mosiño
- Dr. Shri Krisna Singh
- M. en C. Ruth Gall
- Dr. Román Alvarez

Editor
Jorge Bouton

Editor Auxiliar
Thelma del Cid

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA

Director: Dr. Ignacio Galindo

COMITÉ EDITORIAL

Elmer C. Arceaga De la Cruz

Dr. Ignacio Galindo

Dr. Manuel Martínez

Dr. Víctor Martínez

Dr. Roberto Martínez

Dr. José Martínez

Dr. Juan Martínez

Dr. Carlos Martínez

Dr. Roberto Martínez

ANALES DEL INSTITUTO DE GEOFISICA

ANALES

DEL INSTITUTO

DE GEOFÍSICA

PARA 1971-1982

VOLUMEN 27-28



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

INSTITUTO DE GEOFISICA

Carretera exterior, Ciudad de México, D.F.
04510 México, D.F.
MEXICO

ANALES
DEL INSTITUTO
DE GEOFÍSICA

PARA 1981-1982
VOLUMEN 27-28

Primera edición: 1984

DR © 1984, Universidad Nacional Autónoma de México
Ciudad Universitaria, 04510 México, D. F.





INSTITUTO DE GEOFISICA
BIBLIOTECA

SUMARIO

RESULTADOS DE LAS EXPLORACIONES REALIZADAS POR C.F.E. EN EL PROYECTO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS-DERRUMBADAS, ESTADOS DE PUEBLA Y VERACRUZ, por J. Casique V., S. García D., C. Yáñez G., L. H. Palacios H. y H. García V.	9
SISMICIDAD Y VARIACIÓN EN EL VALOR DE b EN LA ZONA VOLCÁNICA DE COLIMA, MÉXICO, por F. Medina y Z. Jiménez	63
RESUMEN DE LAS CONDICIONES METEOROLÓGICAS REGISTRADAS EN LA ESTACIÓN DE INVESTIGACIONES MARINAS "EL CARMEN", DURANTE EL AÑO DE 1981, por A. Machado, V. M. Alba C. y R. Cruz O.	73
COMPARACIONES ACTINOMÉTRICAS DE LOS SENSORES DEL OBSERVATORIO DE RADIACIÓN SOLAR DE CIUDAD UNIVERSITARIA (1982), por A. Leyva, A. Muhlia y J. L. Bravo	89
DINÁMICA DE LA BAHÍA DE TOPOLOBAMPO Y DE OHUIRA, por F. Grivel, H. Cepeda y T. Guzmán	99
TÉCNICAS DE LA EXPLORACIÓN SISMOLÓGICA QUE SE USAN EN MÉXICO, por R. D. Martínez y J. Islas L.	107
ÍNDICE POR AUTOR DE LOS ANALES DEL INSTITUTO DE GEOFISICA, UNAM, VOLÚMENES 1-25, DE 1955-1979, por Ana Ma. Hernández Terán y R. Montero Hernández	165



SUMARIO

RESULTADOS DE LAS EXPLORACIONES REALIZADAS POR C.R.E. EN EL PROYECTO GEOTERMICO DE LOS HUMEROS-DETRIMADAS. ESTADOS DE PUEBLA Y VERACRUZ, por J. Casique V., S. Garcia D., C. Yáñez G., L. H. Palacios H. y H. Garcia V. 9

SIEMBRIDAD Y VARIACION EN EL VALOR DE δ EN LA ZONA VOLCANICA DE COLIMA, MEXICO, por F. Medina y E. Jimenez 63

REGIMEN DE LAS CONDICIONES METEOROLOGICAS REGISTRADAS EN LA ESTACION DE INVESTIGACIONES MARINAS "EL CARMEN", DURANTE EL AÑO DE 1981, por A. Machado, V. M. Alba C. y R. Cruz O. 73

COMPARACIONES ACTINOMETRICAS DE LOS SENSORES DEL OBSERVATORIO DE RADICACION SOLAR DE CIUDAD UNIVERSITARIA (1982), por A. Leyva, A. Medina y J. L. Bravo 89

DINAMICA DE LA BANJA DE TOPOLOVAMO Y DE OCHUJA, por R. Gábel, H. Cepeda y T. Guzmán 99

TÉCNICAS DE LA EXPLORACION SISMOLÓGICA QUE SE USAN EN MÉXICO, por R. D. Martínez y J. Jales L. 107

INDICE POR AUTOR DE LOS ANALES DEL INSTITUTO DE GEOGRAFIA, VOLUMENES 1-25, DE 1952-1979, por Ana M. Herrera-López y R. Montero Hernández 183

Centro de Estudios Geográficos, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D. F., C. P. 04500, México, D. F.

ENCUADERNADO EN TAPAS DE MADERA

Impreso en México y en el extranjero

RESULTADOS DE LAS EXPLORACIONES REALIZADAS POR C.F.E. EN EL PROYECTO GEOTÉRMICO LOS HUMEROS-DERRUMBADAS, ESTADOS DE PUEBLA Y VERACRUZ

J. CASIQUE V.*
S. GARCÍA D.*
C. YAÑEZ G.*
L. H. PALACIOS H.*
H. GARCÍA V.*

RESUMEN

Con la finalidad de evaluar el potencial geotérmico de la Cuenca de Libres-Oriental, ubicada en la parte norte del estado de Puebla y la porción occidental del estado de Veracruz, se realizó un levantamiento geológico de semidetalle que cubrió una área superior a los 6 000 km².

Se describieron los nombres de las formaciones del Paleozoico y Mesozoico que fueron propuestos por diferentes autores y que son de uso común en la literatura geológica de México, y se dieron también nombres formacionales para las unidades litológicas de Cenozoico.

Las investigaciones cubrieron, por una parte, la geoquímica de las aguas y gases para determinar el origen, la naturaleza y la ubicación del foco termal y, por otra, el estudio geohidrológico mediante el cual se conocen las condiciones del movimiento del agua en el subsuelo. Se recurrió también a estudios geofísicos como magnetometría, geoelectrónica, mediciones del potencial natural y de las corrientes telúricas, para conocer el aspecto estructural del subsuelo, la profundidad de los acuíferos, los espesores de las formaciones, las características físicas de las rocas y también para localizar las anomalías térmicas a profundidad.

Los resultados obtenidos permitieron conocer dos áreas: la caldera Los Humeros y los domos Las Derrumbadas; ambas presentan posibilidades de contener vapor endógeno a profundidad. Además, se construyeron los modelos geotérmicos idealizados para cada una de ellas.

La información recabada e integrada a partir de estos estudios, permitió localizar los primeros cinco sitios para perforar pozos de exploración, el primero de ellos en la caldera Los Humeros es actualmente productor.

* Departamento de Geología y Minería, C.F.E.

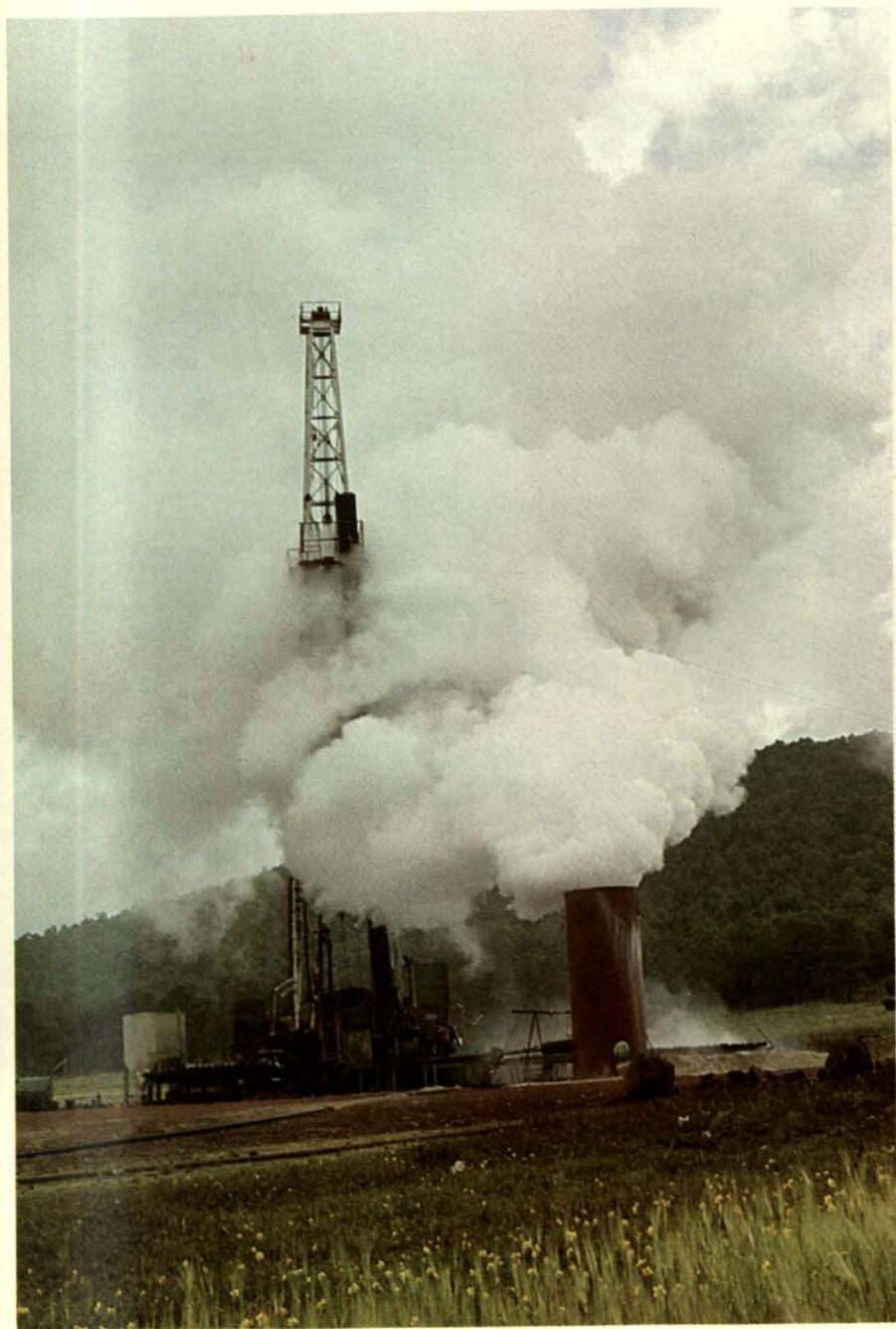
INTRODUCCIÓN

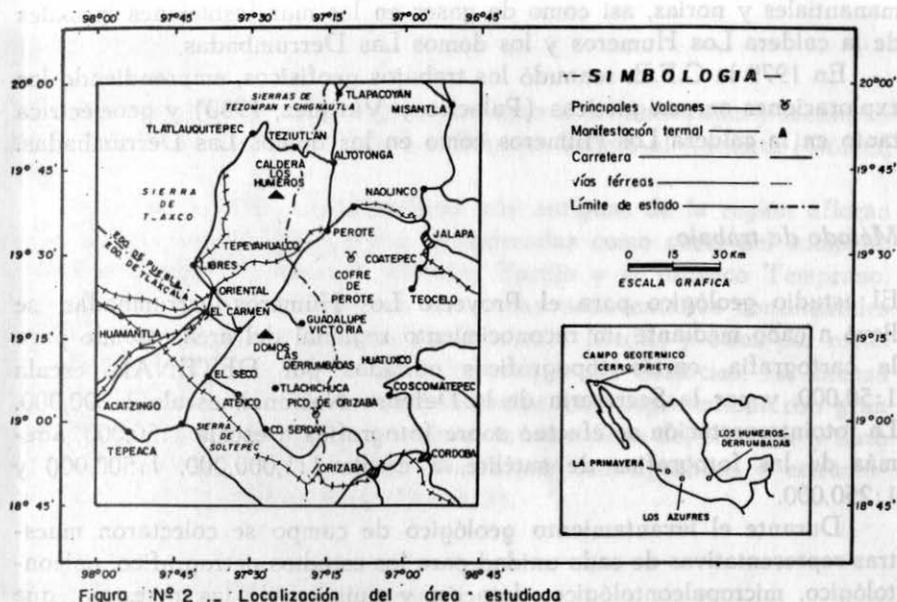
Debido a la creciente demanda de energía eléctrica en nuestro país, la Comisión Federal de Electricidad ha requerido de un fuerte incremento en su capacidad generadora, por lo cual se intensificaron los estudios con el fin de localizar sitios apropiados para la construcción de plantas de diferentes tipos. Como parte de esta labor se efectúan exploraciones cuyo objetivo primordial es encontrar fuentes naturales de calor cercanas a la superficie, capaces de ser explotadas comercialmente y de ser utilizadas para la generación de energía eléctrica.

La presente publicación reúne los datos relativos a una serie de estudios exploratorios, tales como el geológico, geofísico, geoquímico y geohidrológico que se llevaron a cabo para determinar las áreas con mayor probabilidad de contener yacimientos geotérmicos en el subsuelo.

En 1978 se inició el levantamiento geológico de la cuenca de Libres-Oriental; dicho estudio se denominó Proyecto Geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, el cual incluye las dos estructuras volcánicas más importantes de la región que presentan manifestaciones termales en superficie: la caldera Los Humeros y los domos Las Derrumbadas. Una vez definidas estas dos áreas, se realizaron los estudios de detalle de geofísica y geoquímica y con base en los resultados obtenidos se dieron las localizaciones para los pozos de exploración en ambas estructuras volcánicas. A la fecha está en producción el pozo Humeros 1, localizado al centro de la caldera Los Humeros, con una presión en el cabezal a 190 lb/m² (figura 1).

El área estudiada cubre parte de los estados de Puebla y Veracruz, constituye una superficie rectangular de 6 000 km² y queda comprendida entre las coordenadas 18°55' y 20°00' de latitud Norte y 97°10' y 97°50' de longitud Oeste. Se encuentra limitada al Norte, por la Sierra de Chignautla y las poblaciones de Teziutlán, Pue., Tlapacoyan, Altotonga y Las Vigas, Ver.; al Sur, por varias sierras de dirección NW-SE, en donde se encuentran los poblados de Acatzingo, Tecamachalco y Ciudad Serdán; al Poniente, está limitada por la Sierra de Tlaxco en donde se localizan los poblados de Cuyoaco, Libres y Oriental, Pue. y El Carmen, Tlax. y el límite oriental lo constituye la sierra formada por los volcanes Pico de Orizaba (Citlaltépetl) y Cofre de Perote (Naucampatépetl), en cuyas faldas se encuentran los poblados de Perote, Ver., Guadalupe Victoria y Tlachichuca, Pue. (figura 2).





Trabajos anteriores

En el año de 1968, la Comisión Federal de Electricidad inició la exploración en el área de Los Humeros como parte previa a la evaluación de los recursos geotérmicos de México, la cual consistió en un reconocimiento geológico regional (Gómez, 1968) y de diversos estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos preliminares (González, 1968; Molina 1979; García 1968, respectivamente).

Diez años después el Instituto de Geofísica de la UNAM realizó diferentes estudios tales como: fotogeología de la mayor parte de la caldera Los Humeros, efectuado por José Pérez y el levantamiento regional de corrientes telúricas y autopotencial.

En 1978 una brigada geológica con residencia en Perote, Ver., inició el estudio geológico regional a semidetalle de la cuenca de Libres-Oriental, constituida por los geólogos Camilo Yáñez G. y Jorge Casique V., y como responsable el físico Salvador García D., del departamento de Geología y Minería, de la Comisión Federal de Electricidad.

Se llevaron a cabo los estudios geoquímicos de aguas, en pozos,

manantiales y norias, así como de gases en las manifestaciones termales de la caldera Los Humeros y los domos Las Derrumbadas.

En 1979 la C.F.E. reanudó los trabajos geofísicos, emprendiendo las exploraciones aeromagnéticas (Palacios y Vázquez, 1980) y geoelectrónica tanto en la caldera Los Humeros como en los domos Las Derrumbadas.

Método de trabajo

El estudio geológico para el Proyecto Los Humeros-Derrumbadas, se llevó a cabo mediante un reconocimiento regional del área, usando para la cartografía, cartas topográficas editadas por DETENAL, escala 1:50,000, y por la Secretaría de la Defensa Nacional, escala 1:100,000. La fotointerpretación se efectuó sobre fotografías a escala 1:50,000, además de las fotografías de satélite, a escala 1:1,000,000, 1:500,000 y 1:250,000.

Durante el levantamiento geológico de campo se colectaron muestras representativas de cada unidad para los estudios petrográfico, paleontológico, micropaleontológico, datación y química de las muestras, que fueron realizados en los laboratorios del Instituto Mexicano del Petróleo, en los de la Comisión Federal de Electricidad y en el extranjero.

Para afinar esta primera evaluación geológica y relacionarla con el origen del vapor, se emplearon métodos indirectos tales como: geoquímica de las aguas de la región (pozos, manantiales, lagunas y norias) y de los gases en las manifestaciones termales, mediciones de vapor de mercurio en los suelos, magnetometría aérea, levantamiento geohidrológico regional, levantamiento de tres líneas regionales con geoelectrónica (sondeos eléctricos verticales) telúrico y autopotencial.

Con base en el conocimiento geológico, geofísico y geoquímico regionales se establecieron dos áreas a estudiar a detalle. La caldera Los Humeros y los domos Las Derrumbadas. Sobre estas dos áreas se levantaron a detalle líneas de geoelectrónica, mediciones de potencial natural y mediciones de vapor de mercurio en los suelos.

Al integrar los resultados de los estudios, se recomendaron cinco sitios para perforar pozos de exploración: tres en la caldera Los Humeros y dos en los domos Las Derrumbadas.

ESTRATIGRAFÍA

Las rocas que afloran en la región son ígneas, sedimentarias y metamórficas con edades que varían desde el Pérmico Tardío al Reciente (Gómez, 1968).

Las rocas ígneas y metamórficas más antiguas de la región afloran en la parte norte del área y son consideradas como parte del complejo basal, cuya edad va entre el Pérmico Tardío y el Jurásico Temprano. Algunas de ellas están cubiertas por rocas sedimentarias continentales del Triásico Superior y del Jurásico Inferior y Medio, y otras por rocas sedimentarias marinas del Jurásico Superior y del Cretácico. La intensa actividad ígnea casi exclusivamente volcánica, está representada con gran amplitud en toda la región; al parecer se inició a fines del Mioceno y duró hasta el Reciente, enmascarando los rasgos estratigráficos y estructurales de las rocas subyacentes (figura 3).

PÉRMICO TARDÍO-JURÁSICO TEMPRANO

Complejo basal. El complejo basal, sobre el cual descansan los sedimentos del Mesozoico, está constituido por una serie de rocas ígneas y metamórficas de composición granítica, granodiorítica y esquistosa (Quezadas, 1961). Los afloramientos de estas rocas forman un núcleo que estuvo sumergido durante parte del Mesozoico, razón por la cual H. Jenny en 1931 (Olivas, 1953) lo denominó Macizo de Teziutlán.

El complejo basal aflora principalmente unos 15 km al sur de Tlapacoyan, Ver., en la presa de La Soledad en Mazatepec, en la margen meridional montañosa del río Apulco, en la base de la Sierra de Chignautla y la Sierra de Tezompan, que es la continuación de la primera hacia el sur, y en el río Bobos en las cercanías de Altotonga, Ver.

Se mencionan las edades radiométricas de algunas rocas del área pertenecientes al complejo basal, cuyos análisis por el método de K-Ar, fueron efectuados en el Laboratorio de Geocronometría del Instituto Mexicano del Petróleo, y que fueron colectadas por el Ing. Pablo Ruiz Sáinz durante el año 1978. Dichas edades se refieren a una granodiorita de biotita y hornblenda de 246 ± 7 m.a. (Pérmico Tardío) y otra granodiorita de biotita de 181 ± 5 m.a. (Triásico Tardío-Jurásico Temprano). Estas rocas son de color gris claro y oscuro, de grano grueso, con fel-despatos, cuarzo y ferromagnesianos observables con lente de mano. Al

				1	2	3			
ERA	SISTEMA	PERIODO	EDAD (m.a)	Cuenca de Libres Oriental	Cuenca de Veracruz, Sur de Oaxaca y Puebla	Río Laxaxalpa y Plan de Arroyos			
CENOZOICO	CUATERNARIO	TERCIARIO	1	A detalle en la figura siguiente					
			70						
MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	82	Formación Méndez 250-300	Formación Mexcala ± 250	Formación Méndez	Atoyac (Arrecife)	Formación Méndez	
				Formación San Felipe	Formación Maltreta ± 400	Necaxtla ?			Fm. Guzmantla
				Formación Agua Nueva ± 300	Formación Orizaba ± 1200	Formación Maltreta			
		INFERIOR	110	Formación Tamauipás Superior 600-800	Formación Orizaba ± 1200	Formación Orizaba	Formación Tamauipás Superior		
			135	Formación Tamauipás Inferior	Capulucan	Tuxpanquillo	Formación Tamauipás Inferior		
	JURASICO	SUPERIOR		Formación Pimienta 20-80		Tepexilotla	Formación Pimienta		
				Formación Tamán 25-300			Formación Tamán		
				Formación Cahuasas 200-1200			Formación Cahuasas		
		MED.	166	Formación Huayacocotla ± 400	Huayacocotla (Ajalpan)	Formación Huayacocotla			
	TRIASICO	MED. SUP.	INF.	181	Formación Huizachal		Formación Huizachal		
PALEOZOICO			220	Rocas ígneas intrusivas y metamórficas (granito, granodiorita y esquistos) [Macizo de Teziutlán]	Esquistos	Rocas ígneas intrusivas de composición granítica y rocas metamórficas.			
			330		gneisses ? Granitos	(esquistos y gneisses)			
PRE PALEOZOICO									

1 Presenta estudio; 2 Vitegro — Osorio F. (1965); 3 López — Rubio J.M. (1965)

Figura 3 — Nomenclatura y correlación de las unidades pre-cenozoicas de la región Los Humeros — Derrumbadas. Los números en los cuadros indican espesores aproximados de cada formación.

microscopio, presentan una textura hipidiomórfica con cristales de plagioclasa sódica parcialmente alterados, entre los que se aprecian oligoclasa y andesina, además de feldespato potásico (microclina). El cuarzo se observa en menor cantidad, la biotita y hornblenda se presentan en fenocristales; también existe hematita, magnetita, apatita y circón. Ambas muestras están localizadas muy cerca una de la otra en el lecho del río Bobos, 10 km al noreste de Altotonga, en el estado de Veracruz.

Las rocas metamórficas que junto con las ígneas intrusivas conforman el complejo basal, están representadas por esquistos verdes de cuarzo y muscovita, de color verde oscuro y de textura esquistosa, con cuarzo y muscovita observables con lente de mano. Al microscopio, presentan una textura lepidoblástica con cuarzo anhedral de extinción ondulante, escasos fragmentos deformados de feldespato intercalados con escamas de muscovita en bandas paralelas, cristales de magnetita, apatita, clorita y circón, además de óxidos de hierro en forma de hematita. Esta roca fue clasificada como esquisto de cuarzo y muscovita, y aflora en las cercanías de la Presa de La Soledad en Mazatepec y en el kilómetro 15.5 de la carretera Tlatlauquitepec-Mazatepec. La determinación radiométrica dio una edad de 207 ± 7 m.a. (Triásico Tardío), y representa el último evento de calentamiento que la afectó, debido quizá a la intrusión granodiorítica, por lo que se deduce que los sedimentos que constituyen la roca original fueron paleozoicos.

JURÁSICO

Formación Cahuwasas. La Formación Cahuwasas está constituida por estratos potentes de arenisca que varían de 2 a 3 m de espesor, separados en algunas ocasiones, por delgados lechos de lutitas rojas (Menes, 1965). Estas rocas afloran únicamente al norte del área en las cercanías de los afloramientos del complejo basal, estando bien representadas en el cerro Ocotepc, sobre la carretera que liga Altotonga con Zapotitlán y en algunos lugares muy locales que, por su corta extensión, no fueron cartografiados a la escala en que se desarrolló el presente estudio.

Formación Tamán

La Formación Tamán está representada por dos facies, una arcillosa y otra calcárea. La primera tiene espesores que varían de 25 a 50 m, en tanto que la segunda de 250 a 300 m.

Según Menes (1965), la parte inferior de esta formación consiste de lutitas negras y lutitas carbonosas, interestratificadas con capas delgadas de caliza negra y gris-azul, y la parte superior está representada por calizas grises de textura uniforme calcarenítica con abundantes nódulos de pedernal negro ahumado, numerosos amonites y fauna arrecifal, que a golpe de martillo despiden un fuerte olor a hidrocarburos.

Los afloramientos más importantes se localizan en la parte septentrional del área, en los cerros Tenextepec, Cal y Canto y Zinacantepec. La parte superior de esta formación se encuentra cubriendo discordantemente al granito en las sierras de Tezompan y Chignautla.

Formación Pimienta

Los sedimentos de la Formación Pimienta están representados en el área por calizas y dolomitas de color gris oscuro a negro, con bandas de pedernal negro y calizas arcillosas compactas de color negro que al golpe del martillo despiden olor a hidrocarburos. Su cima está formada por una alternancia de bentonitas amarillas a verdes con calizas arcillosas y areniscas de color gris, que contienen microfauna y amonites del Titoniano. Los sedimentos de esta formación yacen indistintamente sobre las dos facies de la Formación Tamán y están cubiertos por la Formación Tamaulipas Inferior.

Dentro del área estudiada, la Formación Pimienta aflora únicamente a un kilómetro del poblado de San Miguel Tenextatilyan, en un corte en la carretera que liga Libres con Oriental, donde se presenta muy plegada.

CRETÁCICO

Formación Tamaulipas Inferior

Está constituida por calizas criptocristalinas de color blanco a gris crema en bancos potentes, aunque también varía a estratificación delgada en algunos afloramientos con un espesor de 30 a 40 cm. Hacia la cima aparecen bandas de pedernal negro y su estratificación se hace más delgada.

Los sedimentos de esta formación afloran únicamente en la zona noroccidental del área, cubren una gran extensión y están bien expuestos en las barrancas y cañadas labradas por el río Apulco. Sobreyacen las

calizas y lutitas de la Formación Pimienta y a su vez están cubiertos de manera concordante por los sedimentos de la Formación Tamaulipas Superior. Cabe hacer notar sin embargo, que en la zona de Tlatlauquitepec al norte del área y fuera del mapa geológico, la Formación Tamaulipas Inferior se encuentra cubierta en contacto normal por las calizas arcillosas del Horizonte Otates al que, a su vez, sobreyacen los sedimentos de la Formación Tamaulipas Superior.

Formación Tamaulipas Superior

En el área estudiada los sedimentos de la Formación Tamaulipas Superior, están representados por calizas ligeramente arcillosas de color pardo claro y gris, con abundantes secciones circulares observables con la lente de mano, que tal vez correspondan a radiolarios. La estratificación es en general delgada a mediana, con espesores en los estratos de 0.5 a 1.0 m. Entre los planos de estratificación se encuentran nódulos o bandas irregulares de pedernal que varían de 0.10 a 0.30 m de espesor. Es frecuente que estos cuerpos de pedernal estén asociados a estructuras estilolíticas que cortan indiscriminadamente tanto a las calizas como al pedernal.

La Formación Tamaulipas Superior aflora principalmente en el centro del área, constituyendo casi en su totalidad las sierras de Yolotepec y Tenex-tepec; en esta última se observa un cambio de facies de manera tal que esta formación queda reemplazada por calizas arrecifales de la Formación Orizaba. Los afloramientos de la Formación Tamaulipas Superior continúan extendiéndose hacia el oriente hasta el poblado de Maravillas, en donde forman una pequeña sierrita. La microfauna de estas muestras señala que pertenecen al Albiano-Cenomaniano.

Formación Orizaba

En el área de Los Humeros-Derrumbadas, las rocas que constituyen la Formación Orizaba son calizas de tipo arrecifal con abundante fauna bentónica y corresponden a un cambio de facies con los sedimentos de cuenca de la Formación Tamaulipas Superior.

Por lo general, la Formación Orizaba se presenta en forma masiva, y únicamente en las zonas de transición o cambio de facies se halla estratificada; forma grandes bancos con abundantes fragmentos de megafósiles tales como caprínidos, gasterópodos (turritelas y nerineas), corales y fragmentos de pelecípodos. Al microscopio se determinó que se trata de una biomicrita con abundantes miliólidos (*Nummoloculina heimi*, *Spi-*

roloculina sp.), fragmentos de otros foraminíferos mal conservados no identificables y fragmentos de ostrácodos, moluscos y equinodermos.

Debido a su microfauna, estos sedimentos han sido asignados al Albiano-Cenomaniano. Por su carácter arrecifal es relativamente fácil distinguir estas rocas de aquellas del Aptiano y Turoniano. Afloran únicamente en tres áreas; la primera se halla al sureste de Perote, formando la parte norte de la Sierra Tenextepec, mientras que la parte suroccidental se halla estratificada como resultado del cambio de facies; en su flanco occidental se observa el talud arrecifal con abundancia de miliólidos y mala estratificación. La segunda área donde aflora esta formación se localiza al pie suroriental de Las Derrumbadas, en las inmediaciones de los poblados de Tepetitlán y Paso Nacional donde es claro el contacto transicional con los sedimentos de la Formación Guzmantla. El tercer afloramiento de mayor importancia de esta formación lo constituye la Sierra de Soltepec en las inmediaciones de los poblados de Aljibes y San Andrés, la cual continúa hacia el sureste fuera del área estudiada, mientras que al noroeste finaliza en las inmediaciones meridionales del poblado Rincón de Zitlaltepec (Salazar, 1969).

Formación Guzmantla

La Formación Guzmantla está representada por una caliza parda clara, microcristalina, parcialmente recristalizada. Al microscopio se determinó bioespatita; presenta *Quinquoloculina* sp., *Spiroloculina* sp., y otros foraminíferos biseriales así como fragmentos de ostrácodos (?) y *Thaumatoporella* sp. El espesor de las capas es muy potente y varía de 0.40 m a 2.20 m. En algunas localidades se aprecian capas de caliza clástica y conglomerática y algunos estratos con capitas y nódulos de pedernal.

Esta formación se encuentra distribuida de una manera muy restringida en la parte central del área estudiada al pie suroriental de Las Derrumbadas, constituyendo la Sierra de La Ventana que está formada en su totalidad por estas rocas, así como la Sierra de Tlachichuca, excepto su punta norte. Su último afloramiento se halla al sureste del área y está representado por varios montículos rodeados por roca spiroclásticas. Es correlacionable con las formaciones Agua Nueva y Maltrata, y al igual que la Formación Orizaba presenta buenas características de porosidad primaria y secundaria, lo que la hace importante como receptora de fluidos.

Formación Maltrata

En el área estudiada, las rocas de la Formación Maltrata están representadas por una caliza arcillosa de colores gris oscuro y pardo claro, en capas delgadas a medianas que varían de 15 a 40 cm de espesor, con intercalaciones muy delgadas de margas y lutitas arenosas grises y gris verdosas, estas últimas con abundantes ramaleos de calcita y delgadas películas de arcilla roja. El microscopio se presenta como una micrita con abundantes microvetillas rellenas de calcita espática; como fósiles se observan numerosos radiolarios calcificados, *Globotruncana* sp., y fragmentos de otros foraminíferos, mal conservados, y no identificables, que los sitúan en el Cretácico Superior.

La Formación Maltrata aflora únicamente en la sierrita Loma Virgen, que se localiza entre los poblados de Santa María Coatepec y Aljojuca. Está cubierta concordantemente por los sedimentos de la Formación Mexcala y cubre a su vez, del mismo modo, los sedimentos de la Formación Orizaba. Está en cambio de facies con los sedimentos de las Formaciones Agua Nueva, Guzmantla y San Felipe.

Formación Agua Nueva

La Formación Agua Nueva en el área, está formada por calizas arcillosas de colores gris oscuro y claro y pardo claro, en capas de 1-40 cm, con abundancia de lentes, bandas y nódulos de pedernal de varios tamaños. Contiene intercalaciones delgadas de arcilla bentonítica gris verdosa y pardo-crema oscuro. El estudio microscópico acusa micritos y microspatitas arcillosas y una fauna pelágica de edad turoniana, representada por *Heterohelix moremani*, *Hedbergella* sp., *Whiteinella prahelvéica*, *Clavhedbergella moremani*, *Dicarinella* sp., y abundantes radiolarios calcificados, así como otros fragmentos biógenos muy mal conservados, no identificables.

Sus relaciones estratigráficas son concordantes tanto con la Formación Tamaulipas Superior que la subyace, como con la Formación San Felipe que la cubre.

Las calizas de la Formación Agua Nueva se encuentran ampliamente distribuidas en el centro del área estudiada, siendo sus afloramientos más conspicuos aquellos que se hallan en la parte sur de la Sierra de Yolotepec, en los pequeños lomeríos frente a la Laguna de Alchichica, en las inmediaciones de San Luis Atexcac y al norte, este y oeste de Las Derrumbadas; están bien expuestas en la pared oriental de la cal-

dera de explosión El Xalapazco del Barrio, y finalmente al noroeste del área, en la punta norte de la Sierra de Tepeyahualco, en los cerros San Martín y Tenextepc y en el cañón del río Apulco, entre las poblaciones de Tlapizago e Ixtacamastitlán.

Formación San Felipe

La Formación San Felipe puede identificarse fácilmente en el campo debido a sus características litológicas; consiste de calizas arcillosas verdes y gris verdosas, en ocasiones ligeramente bentoníticas y compactas, que se presentan en capas de 15 a 30 cm de espesor, alternando con delgados horizontes de bentonita verde olivo.

Los afloramientos de estos sedimentos se encuentran concentrados casi al centro del área estudiada, siguiendo una franja alineada NW-SE y en forma muy local al sur del área, frente a la Laguna de Alchichica, formando parte de la Sierra de Yolotepec; aparecen esporádicamente al norte del poblado de San Luis Atexcac y en los flancos de un sinclinal localizado en la punta norte de la Sierra de Tepeyahualco. También afloran en una pequeña sierrita al norte de San Andrés Payuca y en el cañón del río Apulco. El último afloramiento de estas rocas se encuentra al sur, frente a la caldera de explosión de Aljojuca en el poblado de San Juan Atenco, en donde sólo se presentan dos pequeños lomeríos.

Los sedimentos de la Formación San Felipe cubren en forma concordante las rocas de la Formación Agua Nueva y están a su vez cubiertos en la misma forma por los sedimentos de las formaciones Méndez y Mexcala. La Formación San Felipe está en cambio de facies con las formaciones Guzmantla y Maltrata.

Formación Méndez

Las rocas que constituyen la Formación Méndez afloran en el área estudiada, formando una secuencia rítmica muy potente de lutitas y margas de colores verde olivo y gris que intemperizan en pardo-crema; son muy fáciles de reconocer debido a la diferencia que presentan al intemperismo unas de otras. Los espesores de las capas oscilan entre 1 y 5 cm, pudiendo contener además láminas delgadas de arcilla bentonítica verde y calcita.

Esta formación está distribuida en diferentes puntos sobre una amplia franja de terreno alineada NW-SE; en la Sierra de Tepeyahualco, en pequeños lomeríos al oriente de la Laguna de Alchichica, en un pequeño

afloramiento frente al poblado de San Andrés Payuca y, por último, en el cañón del río Apulco.

Se encuentra descansando concordantemente sobre la Formación San Felipe, y es correlacionable en edad con los sedimentos de la Formación Mexcala, aunque en diferentes facies.

Formación Mexcala

La Formación Mexcala está representada en el área estudiada por una secuencia de capas interestratificadas de areniscas, limolitas y lutitas; las areniscas varían de grano fino a medio y grueso, su color es gris claro e intemperizan en pardo claro; el espesor de sus capas es muy variable, desde laminares hasta 30 cm; en cambio las lutitas varían entre los 20 y 50 cm, pudiendo a veces ser de un metro; las lutitas y las limolitas son de color gris y pardo claro y su grano varía de fino a medio.

Esta formación aflora únicamente en tres sitios. El primero es una pequeña sierra de relieve suave al sureste del poblado El Carmen, en las inmediaciones de la Estación Manantiales. El segundo es una loma también pequeña, un poco más al sureste de aquella; ambas localidades están cubiertas por sedimentos lacustres, que no permiten observar sus contactos con las rocas más antiguas. El tercer sitio se halla en el poblado Rincón de Zitlaltepec donde forma lomeríos y está situado entre manifestaciones volcánicas y en contacto por falla inversa con las rocas de la Formación Orizaba.

Los nombres de las formaciones Cruz Blanca, Andesita Alseseca, Andesita Tezjutlán, Ignimbrita Xáltipan, Riolita Oyameles, San Antonio y Tenamastepec, se dan por primera vez en este estudio y sus características se describen a continuación (figura 4).

TERCIARIO

Formación Cruz Blanca

Se dio el nombre de Formación Cruz Blanca a una secuencia terrígena, bien expuesta en una barranca en las inmediaciones del poblado Cruz Blanca, que se consideró como la localidad tipo.

Esta secuencia está constituida por conglomerados, arenas y arcillas, originados por la erosión y el intemperismo tan intenso al que estuvieron expuestos el paquete de rocas sedimentarias del Mesozoico y las rocas ígneas intrusivas. Esta secuencia está mal clasificada en la base, hacia

E R A		S E R I E	EDAB (m.a.)	1 LOS HUMEROS — DERRUMBADAS		2 Cuenca de Veracruz, Sur de Oax. y Pue.	3 Río Loxalpa y Plan de Arroyos	
T E R C I A R I A	C U A T E R N A R I O	RECIENTE		Aluvión		Aluvión de origen volcánico	Arenas volcánicas, cenizas y basaltos	
		P L E I S T O C E N O	FORMACION TENAMASTEPEC	Miembro Arenas (andesitas y dacitas)	Materiales de las calderas de explosión			Miembro El Limón (andesitas, andesitas basálticas, basaltos)
				Lahares de las derrumbadas				
				Pámez, paleosuelos, y tobas				
				Sedimentos lacustres				
				FORMACION SAN ANTONIO				
		Riolita Oyameles (Riolita, riolita esterulítica, tobas riolíticas y riolodacitas)						
		Brecha de la caldera de explosión Buenavista	Ignimbrita Xátipan					
		P L I O C E N O	10	Formación Teziutlán (andesitas, andesitas basálticas y basaltos)	Productos Volcánicos			Indiferenciado
				Andesitas Alseseca				
				Formación Cruz Blanca (conglomerado, arenas y arcillas)				
				?				
				?				
		M I O C E N O	25	Rocas ígneas intrusivas (microgranito, sienita, opilita y granodiorita)	Las Lajas			Horcones
				OLIGOCENO				
E O C E N O	60		Tantoyuca ?	Chapopote				
		PALEOCENO			70			
			Encanto	Guayabal				
			Depósito	Aragón				
			Horcones	Chicontepec ^{Inf} _{Med}				
			Las Lajas	Chicontepec Med				
			Horcones	Chicontepec Inf.				
			Chapopote					
			Guayabal					
			Aragón					
			Chicontepec ^{Inf} _{Med}					
			Chicontepec Med					
			Chicontepec Inf.					

1 Presente estudio ; 2 Viniestra - Osorio F.(1965) ; 3 López - Rubio J.M. (1965)

Figura 4 .- Nomenclatura de las unidades cenozoicas de la región
Los Humeros — Derrumbadas

el centro los terrígenos gradúan al tamaño de las graves, en tanto que en la cima están representados únicamente por arenas volcánicas y arcillas, interdigitadas con los sedimentos lacustres recientes, pómez y cenizas.

Esta formación descansa directamente sobre las calizas, rocas ígneas intrusivas y demás rocas antiguas. Por estar constituida por fragmentos de rocas sedimentarias mesozoicas e ígneas intrusivas del Terciario Superior, se le considera entre el Mioceno inferior (?) y el Mioceno superior.

Andesita Alseseca

Las andesitas, con las que se inició la importante emisión de lavas que tuvo lugar en el Terciario tardío y Cuaternario, caracterizan la región. Afloran en el lecho del río Alseseca (del cual tomaron el nombre), 7 km al noreste de Altotonga, en el extremo noreste del área cartografiada. Estas rocas son de color gris oscuro, contienen fenocristales claros tabulares y, al microscopio, presentan una textura pilotaxítica con mesostasis microlítica constituida por pequeños cristales de plagioclasa sódica, fundamentalmente oligoclasa y andesina que engloban fenocristales de este mismo tipo; también presentan cristales de piroxenos, biotita, magnetita y hematita. Al practicarse la datación radiométrica a una muestra de roca entera por el método de K-Ar, resultó de una edad de $11 \pm ?$ m.a., que corresponde al Mioceno tardío (Ruiz, 1978).

En el Cerro Tecolote, localizado al norte de Cuyoaco, se observó una facies dacítica que, por sus relaciones de campo, se consideró perteneciente a esta formación. Su color es gris violáceo y consiste en fenocristales de plagioclasa (andesina) y oxihornblenda, a veces asociada con hiperstena y un poco de biotita, y siempre con cantidades pequeñas de magnetita. La matriz es principalmente vítrea, con índices menores que el del bálsamo del Canadá y pequeñas cantidades de microlitos de plagioclasa. La roca a veces presenta vesículas. Datada radiométricamente dio 10.5 ± 0.7 m.a., perteneciente al Mioceno tardío-Plioceno temprano.

Aunque no fue posible observar su contacto inferior, por las relaciones de campo y por su edad radiométrica, se considera que probablemente la Andesita Alseseca descansa sobre sedimentos terrígenos de la Formación Cruz Blanca.

Formación Teziutlán

El nombre de esta unidad estatigráfica se tomó de la ciudad de Teziutlán, que está edificada sobre los derrames de esta formación.

Esta formación volcánica, constituida principalmente por andesitas y en menor grado por basaltos, cubre una extensión considerable entre las sierras altas sobre las que se localizan los volcanes Cofre de Perote, Pico de Orizaba, Sierra Negra, Sierra de Tlaxco y La Malinche. Otros centros de erupción de estas rocas volcánicas los constituyen el Cerro Buenavista, localizado al norte de Villa Aldama, Ver., y el antiguo volcán de Los Humeros.

El color predominante de estas rocas es gris oscuro a negro. Su textura es porfídica con una matriz microlítica, algunas veces subofítica. La composición varía de andesítica a andesítica basáltica y en algunas ocasiones se observaron rocas dacíticas.

Las andesitas están formadas principalmente por fenocristales de plagioclasa intermedia (andesina) e hiperstena, con algo de magnetita, acompañadas a veces de augita y oxihornblenda, y pequeñas cantidades de olivino. La matriz consiste en microlitos de plagioclasa intermedia, rodeados de material criptocristalino.

Las andesitas basálticas se distinguen de las rocas anteriores por sus fenocristales de plagioclasa que son labradorita, y por el predominio de la augita sobre la hiperstena con aumento de olivino y escasa magnetita. La matriz consiste en microlitos de plagioclasa intermedia a cálcica, rodeados por vidrio de la misma composición.

En los basaltos, los fenocristales son casi exclusivamente de olivino en una masa de microlitos de plagioclasa cálcica, rodeados por augita, olivino y magnetita. Su contenido de vacuolas es variable pero nunca son muy vesiculares.

Además de sobreyacer a las calizas mesozoicas las rocas de esta formación cubren las rocas de la Formación Cruz Blanca y la Andesita Alseseca, que a su vez, están cubiertas por la Riolita Oyameles.

La determinación radiométrica por el método de K-Ar, de una roca entera de una andesita porfírica de augita procedente de un afloramiento en el poblado de Juan Marcos, 10 km al sureste de Altotonga, dio una edad de 5 ± 0.7 m.a., que corresponde al Plioceno medio (Ruiz, 1978).

Al datarse radiométricamente una muestra de andesita colectada en la base del puente del poblado de Teziutlán, arrojó una edad de 3.5 ± 0.3 m.a., correspondiente al Plioceno tardío.

CUATERNARIO

Riolita Oyameles

Se dio el nombre de Riolita Oyameles a una serie de rocas de composición riolítica que están bien representadas en el área estudiada por domos riolíticos, derrames esferulíticos, vitrófidos riolíticos, traquíticos y riocácíticos, así como por tobas riolíticas; se tomó como localidad típica al cerro del mismo nombre, que constituye el límite occidental de La Caldera los Humeros.

A las rocas de esta unidad las sobreyacen en forma discordante los derrames de las formaciones San Antonio e Ignimbrita Xáltipan, y en la misma forma la subyacen las rocas de la Formación Teziutlán.

Poco antes de que se iniciara la actividad que dio lugar a la emisión de estas rocas, se formó la caldera de explosión Buenavista situada al sur del Cerro Oyameles, ya que los productos de esta actividad la cubren y limitan. Más tarde se generaron varios centros emisores que se distribuyeron formando un anillo que marca aproximadamente los límites de la actual caldera Los Humeros.

Dichos centros son: al Norte, los vitrófidos localizados en el sitio denominado por los lugareños como Las Líneas; al Sur, la caldera de hundimiento denominada El Xalapazco o Calderita, y el Cerro Cuamilacas; al Oeste, los derrames esferulíticos y el domo que constituye el Cerro Oyameles. Fuera de la caldera y al sur de la misma, la formación aflora en los cerros Las Águilas, Pinto, Pizarro y Las Derrumbadas.

En el Cerro Oyameles se observan derrames de riolita esferulítica y un domo riolítico; con la formación de este último culminó esta actividad. Los derrames son fluidales y su textura es prácticamente holohialina, con centros de devitrificación incipiente formados por cristales muy pequeños de feldespato alcalino y esferulitas compuestas por feldespato alcalino y cuarzo que varían en tamaño de microscópicas hasta 5 cm.

El Domo Oyameles está constituido por una riolita porfídica (Cepe-da, 1978) con fenocristales de plagioclasa sódica, sanidino y cuarzo; al microscopio se observa que la plagioclasa a menudo presenta zoneamiento que en ocasiones da lugar a pequeños agregados, hay también biotita, si bien en pequeñas cantidades. La matriz es abundante y en general se halla débilmente recrystalizada con cristalitos de feldespatos rodeados de un vidrio claro con textura de tendencia perlítica. Esta roca fue datada radiométricamente y acusó una edad de 1 ± 0.2 m.a., correspondiente al Plioceno tardío-Pleistoceno temprano.

Al Norte, sobre el camino que une Atoluca con Teziutlán y que sigue en trechos la línea de transmisión eléctrica, aflora un derrame constituido por una roca verde clara de textura vitrofídica de vidrio félsico, plagioclasas intermedias y xenolitos de basaltos y andesitas; como minerales accesorios contiene hornblenda y piroxenos. Se lo clasificó como vitrofido riódacítico.

En la porción Sur de la caldera Los Humeros, alrededor de los cerros Xalapazco y Cuamilacas, afloran derrames parecidos al anterior pero de color negro, algunas veces esferulíticos y con aspecto vitrofídico. Al microscopio su textura varía entre porfídica con matriz pilotaxítica y vitrofídica; en el primer caso, los fenocristales son de plagioclasa sódica y clinopiroxeno, mientras que en el segundo, en lugar de éste hay hipersitena. Por no observarse cuarzo, se clasificó como tranquila.

El Cerro Xalapazco o Calderita está formado por un volcán preexistente colapsado (caldera de hundimiento), compuesto por vitrofidos traquíticos (Cepeda, 1978), cuyo color, varía de negro a pardo rosado, y aspecto vítreo. Al microscopio su textura oscila entre porfídica, vitrofídica, con matriz hialopilitica, huellas de fluidez, así como abundantes zonas de devitrificación en el primer caso, los minerales esenciales son fenocristales de labradorita, mientras que en el segundo, hay vidrio félsico, oligoclasa y fragmentos de rocas volcánicas; ambas muestras contienen augita y magnetita como accesorios. Cabe mencionar que los fragmentos de rocas anteriores (andesitas) incorporadas al magma básico están como xenolitos y no como parte de un vulcanismo explosivo. La datación radiométrica arrojó una edad de 1.6 ± 0.3 m.a., correspondiente al Plioceno tardío.

Al centro del área, el Cerro Pinto está formado únicamente por tobas de composición riolítica en capas gruesas, con abundantes fragmentos de obsidiana negra, que fueron producidas por tres explosiones caldéricas de tipo magmático. A diferencia de las demás calderas presentes en el área, en esta clase de explosión sólo hay un tipo de roca; después, como culminación de la fase ígnea, se emplazaron una serie de domos de composición eminentemente riolítica, casi en estado sólido, aprovechando los conductos de emisión de los materiales antiguos y taponándolos en todos los casos; este hecho se hace evidente al no poder observar la fuente de origen de los derrames preexistentes; ejemplos típicos son:

- a) El Cerro Oyameles en el interior de la caldera.
- b) El domo Cerro Pinto, del cual se tomó un bloque de obsidiana proveniente de los piroclásticos depositados en la base del domo,

es de color gris pardusco y tiene una textura prácticamente hialina, con escasos fenocristales de plagioclasa sódica y un inicio de devitrificación.

- c) El cerro Las Águilas, situado al suroeste de la caldera Los Humeros y que pertenece a la misma etapa de formación, se encuentra situado sobre la fractura de dirección N-S entre los domos Oyameles y Pinto; se trata de un domo riolítico y de una brecha de fricción con abundantes fragmentos de obsidiana en partes perlitzada. Una muestra típica del domo presenta al microscopio una textura vitrofídica perlítica y fluidal, con fenocristales de plagioclasa sódica y cuarzo, rodeados de una matriz esencialmente vítrea félsica, con biotita y magnetita accesorias, por lo que se la clasificó como vitrófido riolítico. El emplazamiento del domo provocó el fracturamiento de los primeros derrames, dando lugar a una roca vitroclástica de la misma composición.

Al culminar esta fase emergieron a la superficie los domos Pizarro y Derrumbadas. El primero, situado al sur de la caldera Los Humeros, se originó siguiendo el conducto del volcán preexistente. El Cerro Pizarro se encuentra alineado N-S con los domos Las Derrumbadas que están situadas un poco al sur del mismo. Los domos, en cambio, se formaron al seguir el fracturamiento NW-SE como parte de un sistema volcánico diferente, que sólo tuvo ingerencia en el sistema volcánico del norte con la aparición del domo en el Cerro Pizarro. La riocita que compone el domo fue datada radiométricamente y dio una edad de 1.0 ± 0.2 m.a., correspondiente al Plioceno tardío-Pleistoceno temprano.

El magma que originó los domos Las Derrumbadas ascendió hasta la superficie en forma muy lenta y casi en estado sólido, lo que produjo que emergiera con gran parte de los materiales preexistentes; éstos, debido a la altura a la que se encontraban y a la pérdida de su equilibrio, cayeron posteriormente pendiente abajo en forma de corrientes de lodo y de una serie de lahares; la gran cantidad de derrumbes que se han producido es la causa del nombre con que se conocen localmente estos domos.

Una muestra típica de lava vitrofídica negra del volcán preexistente al gran domo del Cerro Pizarro tiene una textura hialopilitica, constituida por pequeños cristales, fundamentalmente microlitos de plagioclasa sódica y escasos fenocristales de oligoclasa, andesina y cuarzo, circundados por una matriz vítrea abundante, observándose además, intercrecimientos micrográficos de feldespatos alcalinos y cuarzo, así como pequeñas

laminillas de biotita. La roca se clasificó como riolita vitrofídica de biotita (Cepeda, 1978).

Los domos que forman el Cerro Pizarro y Las Derrumbadas son megascópicamente similares. Su color es gris claro y tiene una textura que varía entre criptocristalina y porfirítica con matriz microlítica. Los microlitos son de plagioclasa sódica-cálcica y están circundados por intercrecimientos de plagioclasa y feldespató alcalino, con predominio de la primera. Los fenocristales, cuando existen, son fundamentalmente plagioclasa sódica-cálcica y oxihornblenda, y se encuentran acompañados a veces de hiperstena, augita, magnetita y cuarzo. La composición de estas rocas oscila entre andesítica, dacítica y riodacítica. Al datarse radiométricamente una riodacita de los domos Las Derrumbadas dio una edad de 0.32 ± 0.1 m.a., lo que la sitúa en el Pleistoceno tardío.

Ignimbrita Xáltipan

Se dio el nombre de Ignimbrita Xáltipan a una serie de derrames ignimbriticos, localizados principalmente en la periferia norte de la caldera Los Humeros. Como localidad tipo se consideró al poblado de Xáltipan que ocupa el centro del área donde aflora esta roca; es además, el mayor banco de materiales de la zona.

Esta unidad incluye únicamente ignimbrita en sus tres estados de piroconsolidación: densa, mediana, y sin piroconsolidación.

La ignimbrita de piroconsolidación densa se encuentra en la parte norte del área cartografiada entre Altotonga y Tlapacoyan, en el estado de Veracruz.

La ignimbrita de piroconsolidación mediana se extiende por todo el norte de la caldera, entre los poblados de Jalacingo, Zacapoaxtla y Zaragoza, en el estado de Puebla y también al sureste de la caldera, en el lecho de un arroyo que nace en una sierrita localizada al sur del poblado de Perote, así como en las paredes del xalapazco doble, situado al poniente de la colonia Guadalupe Victoria. Dentro de la caldera, únicamente está expuesta al oriente del poblado Los Humeros.

En cambio, la ignimbrita sin piroconsolidación rodea la caldera y presenta fuertes espesores en la parte norte de la misma, entre los poblados de Altotonga, Jalacingo, Zacapoaxtla y Zaragoza; al sur sólo está expuesta en los lechos de los arroyos y también forma parte del piamonte o talud de la Sierra de Tlaxco, a la altura de los poblados Oriental y Cuyoaco, así como sobre el lecho del río Apulco.

La Ignimbrita Xáltipan se depositó directamente sobre la Andesita Alseseca, andesitas de la Formación Teziutlán, Riolita Oyameles y demás rocas antiguas. Su contacto inferior se observa sólo en los cortes de la carretera, cerca de la ciudad de Teziutlán.

Por las relaciones citadas, se puede considerar que es del Plioceno superior - Pleistoceno inferior. Las ignimbritas se presentan en diversas tonalidades, siendo la más común la rosa claro u oscura. La roca es casi completamente vítrea y la parte vesicular está hematizada; bajo el microscopio es posible reconocer la textura eutaxítica o pseudo-eutaxítica con fragmentos vítreos alargados de forma lenticular —*fiammes*— que, en su mayoría, son más oscuros que la matriz. Bajo el microscopio la roca está compuesta de numerosas esquirlas —*shards*— devitrificadas, formadas por fibras radiales de feldespató alcalino y cristobalita, perpendiculares a sus paredes y circundadas de vidrio félsico y minerales opacos. Los fragmentos líticos observables son de la misma composición que la ignimbrita, esto es, riolítica. El buen desarrollo de diaclasas columnares que presenta, las hace fáciles de reconocer en el campo. Su datación radiométrica dio 0.56 ± 0.21 m.a., aunque el resultado puede no ser absolutamente confiable ya que el análisis fue efectuado por molido de roca total.

En la parte norte del área se produjo la emisión de una gran cantidad de material ignimbritico que causó grandes vacíos en la cámara magmática, por lo que el techo o parte superior sufrió un colapso o hundimiento que dio lugar a que se formara la caldera Los Humeros. La complejidad de ésta se debe a que el hundimiento no fue uniforme debido a la distinta competencia de las rocas que la conforman, a diferencia de El Xalapazco, conocido también con el nombre de Calderita, que está perfectamente bien formado por hallarse constituido por un sólo tipo de roca. Es de sección elíptica, con ejes que miden 2×1.5 km y está situado al sur, dentro de la caldera mayor.

Formación San Antonio

Se dio el nombre de Formación San Antonio a una serie de derrames de composición andesítica y basáltica de origen postcaldérico que se hallan, por lo tanto, únicamente en la caldera Los Humeros. Están representados por varios centros emisores emplazados alrededor del anillo central interno, de los cuales el más importante es el volcán San Antonio. Otros centros emisores de las rocas de esta formación son los cerros La Viola, Cacahuate, Sotoltepec, Llanos del Potrero y Vigía Alta.

Los derrames de esta unidad sobreyacen a la Riolita Oyameles, y están cubiertos en forma discordante por los derrames de la Formación Tenamastepec. El espesor estimado de esta formación es de 200 a 250 m, mismo que en algunas zonas varía en forma rápida debido al relieve preexistente.

Por el cambio tan evidente entre los derrames fluidos de la parte basal y los muy vítreos de la parte superior, esta unidad estratigráfica se dividió en los miembros Orilla del Monte y La Viola.

Al miembro inferior se le ha denominado Orilla del Monte, tomando el nombre de la población localizada al sureste de la caldera, por ser la única roca que aflora sobre toda esta franja de terreno. En el caso del Miembro La Viola, se consideró como afloramiento o localidad típica al cerro del mismo nombre que está situado al oriente del poblado Los Humeros.

Miembro Orilla del Monte. Su base está constituida por una serie de derrames muy fluidos que se extienden poco más de una decena de kilómetros. La composición de estos derrames varía entre andesítica y basáltica. Las andesitas típicas afloran en el extremo noreste del borde de la caldera, en las cercanías del poblado de Xáltipan. Se trata de rocas grises oscuras, marcadamente porfídicas en matriz hialopilitica, con abundantes fenocristales de plagioclasa sódico-cálcica (andesina) zoneada y de augita, reunidos a veces en agregados glomerofídicos y asociados a poca magnetita; también contienen escasos fenocristales de olivino alterados en sus bordes a clinopiroxeno cálcico. La matriz está formada por abundantes microlitos de plagioclasa asociados a cristalitos de piroxenos y óxidos metálicos, rodeados de vidrio intermedio, relativamente abundante. Con la datación radiométrica se obtuvo una edad de 2.1 ± 0.2 m.a., que corresponde al Plioceno tardío, aunque se piensa que debe de ser un poco más joven.

En el Cerro Tepeyac, situado en las inmediaciones del poblado Orilla del Monte, aflora una roca negra de textura vesicular hialopilitica, con algunos fenocristales de plagioclasas cálcicas, clino y ortopiroxenos con magnetita, en una matriz de microlitos de plagioclasas cálcicas rodeados de vidrio de composición intermedia. Se clasificó como una andesita basáltica de piroxeno (Cepeda, 1978).

En el camino Orilla del Monte-Los Humeros, en la ladera cercana al primer poblado mencionado, y en el Llano del Oro, al sureste de El Xalapazco, la roca tiene una composición francamente basáltica. Su color es negro y su textura es porfirítica en matriz hialopilitica y vesicular. Está

compuesta por fenocristales de plagioclasa cálcica y cristales más pequeños de olivino, clinopiroxenos y magnetita, en una matriz de microlitos de plagioclasas cálcicas rodeadas de vidrio básico.

Hacia la parte superior de este miembro, las rocas cambian gradualmente a derrames escoriáceos, abundantes conos de escoria y hornitos, encontrándose estos últimos en el Cerro Vigía Alta y al sur de El Xalapazco.

Miembro La Viola. Las rocas que constituyen este miembro tienen la misma composición que las del Miembro Orilla del Monte, es decir, varía entre andesítica y basáltica, pero con textura fracamente vítrea. Las muestras analizadas corresponden a diferentes derrames del Volcán San Antonio; son predominantemente negras con variación a gris claro y porfiríticas en una matriz marcadamente vítrea; los minerales observables con lente de mano son feldespatos, máficos y vidrio. Otras muestras correspondientes a este miembro fueron clasificadas como dacitas vitrofídicas al microscopio se presentan como rocas vitrofídicas con oligoclasa y andesina rodeados de vidrio félsico; los minerales accesorios presentes son la augita y la magnetita.

A una muestra colectada en el Cerro La Viola se le practicó el análisis radiométrico y arrojó una edad de 1.1 ± 0.4 m.a. que corresponde al Pleistoceno tardío.

Rocas volcánicas básicas

La actividad volcánica básica aparece en toda el área estudiada, si bien existen algunas zonas de mayor concentración como es el caso de la franja volcánica de San Salvador el Seco, que es casi exclusivamente de esta composición y está representada por estratovolcanes, volcanes con derrames asociados y abundantes conos de escoria. En la zona de Las Derrumbadas es muy notable el vulcanismo de este tipo; se observa a ambos lados de los grandes domos, con la misma orientación NW-SE. En las inmediaciones de los poblados La Gloria y Guadalupe Victoria existen un sinnúmero de conos de escoria, así como al sur de la caldera Los Humeros, para hacerse mínimos al norte de ella. Un basalto del volcán Huacaltepec fue datado radiométricamente y reportó una edad de 2.8 ± 0.3 m.a.

De cinco muestras típicas de este vulcanismo que se enviaron al Laboratorio de Petrografía de la C.F.E., para su estudio, cuatro muestras colectadas en la Laguna de Alchichica, en el norte de La Gloria, en el

norte de Alchichica y al noroeste de Tepayahualco, respectivamente, fueron clasificadas como basaltos de olivino y piroxeno; presentan un color negro a gris, una textura vesicular, porfirítica y holocristalina en matriz ofítica con escasos fenocristales de labradorita, bitownita, vidrio intermedio y microcristales de olivino, pigeonita y magnetita, en una matriz de microlitos de clinopiroxenos y plagioclasas cálcicas rodeadas de vidrio de composición intermedia. La muestra de la quinta roca, colectada al suroeste de Tlalconteno, se clasificó como andesita basáltica de piroxenos (Cepeda, 1978), es negra con crema, de textura porfídica en matriz hialopilitica, con fenocristales de plagioclasa de composición básica a intermedia, y presenta augita, hiperstena y magnetita en menor proporción.

Sedimentos lacustres

Los sedimentos lacustres se localizan fundamentalmente en la Cuenca de Libres-Oriental; están compuestos desde su base por fragmentos de rocas de todos tamaños (bloques, arenas, limos y arcillas) provenientes de la erosión tan intensa a la que han estado sometidas las calizas y las rocas ígneas intrusivas y extrusivas. Durante esta etapa de depósito, tuvieron lugar diversos períodos de actividad piroclástica cuyos productos están interstratificados con los sedimentos lacustres.

Por lo que se refiere a su permeabilidad, ésta es muy alta, pues constituye los acuíferos de la región. Debe señalarse que en toda la cuenca, el nivel freático está muy cercano a la superficie y en algunos casos se encuentra aflorando, lo que hace que se verifique la evaporación; como resultado de la evaporación excesiva es la concentración y depositación de carbonatos, cloruros y sulfatos, tanto de sodio como de calcio que se presentan en el fondo de las lagunas de Tepayahualco y El Carmen, que son las zonas inundables de mayor importancia en el área (Casique, 1980).

Pómez, paleosuelos y tobas

Las rocas piroclásticas cubren más del 50 por ciento del área y, de ellas las más representativas son tobas de caída libre (pómez) y las tobas; la primera se halla en toda la zona norte y parte de la zona centro, así como en toda la franja de piamonte o talud de la sierra compuesta por los volcanes Cofre de Perote, Pico de Orizaba y Sierra Negra; las segundas cubren las laderas de la Sierra de Soltepec y se encuentran también al sur de la de Tlaxco (Bazán, 1959).

Para cartografiar las tobas de caída libre (pómez) se las dividió en dos unidades: la primera, con más de 50 m de espesor, forma grandes blancos situados tanto al pie del volcán Pico de Orizaba como en la ladera sureste de la caldera Los Humeros; está formada por capas de diferente composición, colores y tonalidades (blancos, negros, amarillos y cremas) e incluye paleosuelos y suelos. La segunda unidad se presenta bien distribuida en toda el área, en general con espesores expuestos que van de 2 hasta 15 m.

Los paleosuelos presentes en las dos unidades son evidencia de que existieron lapsos de quietud y relativa calma durante el depósito de las diferentes emisiones pumíticas.

Tanto el pómez como las tobas, cubren indistintamente todo tipo de rocas y a su vez están cubiertos por cenizas, derrames básicos, suelos y aluvión.

Las tobas son de color gris blanquecino y en los cortes quedan expuestos espesores superiores a los 20 m, que van adelgazándose conforme disminuye la pendiente. Debido a su falta de consistencia, y a la poca resistencia que ofrecen ante los elementos erosivos, forman cañadas, barrancas y cárcavas grandes y profundas.

Lahares de Las Derrumbadas

La serie de lahares presentes en la base de estas estructuras dómicas está constituida por bloques y fragmentos de diversos tamaños de calizas, andesitas y dacitas en una matriz areno-arcillosa, con un espesor estimado de 50 a 150 m.

Se cartografiaron cuatro diferentes lahares en la zona. Su origen puede explicarse por el ascenso, el rompimiento y el resquebrajamiento de los materiales preexistentes (calizas, andesitas, tobas y arenas volcánicas) debido a la presión que el avance de los domos ejerció sobre ellos durante su ascenso. La pérdida del estado de equilibrio aunada al efecto de las lluvias, produjeron los deslizamientos y las corrientes de lodo que formaron los lahares. El primero de ellos, con un espesor de 3 a 30 m, se desplazó aproximadamente 5 km alrededor de dichos domos; el segundo tuvo un desplazamiento máximo de 2 km, mientras que el tercero y el cuarto sólo sufrieron la caída desde la cima, tuvieron un mínimo desplazamiento y quedaron prácticamente como talud o piamonte.

Formación Tenamastepec

Se le dio este nombre por estar bien representada en el paraje denominado Tenamastepec, que es donde se encuentra una de las tres manifestaciones termales de la caldera Los Humeros y constituye el centro de mayor actividad ígnea de este tipo de rocas.

Las rocas de esta formación representan la última actividad ígnea volcánica de la región y cubren en forma discordante los derrames de la Formación San Antonio, los lahares y el pómez. Debido a sus características estructurales, texturales y mineralógicas, se distinguieron dos miembros: El Limón y El Arenas, siendo este último el más reciente.

El espesor estimado de los derrames de la Formación Tenamastepec es de 20 a 50 m.

Miembro El Limón. Su distribución es amplia ya que aflora en toda el área mientras que el Miembro Arenas está restringido a la caldera Los Humeros y a los domos Las Derrumbadas. Dichos afloramientos se localizan en los mismos lugares donde el vulcanismo anterior ha sido activo, debido a los cuatro sistemas de fracturamiento que se describen en el tema de tectónica.

Los principales afloramientos se hallan en el sistema volcánico de San Salvador el Seco, donde están representados por el derrame del Cerro Malpaís, así como por cuatro calderas de explosión freática. Ellas son: Aljojuca (Axalapazco), que aprovechó el mismo centro de emisión que el del volcán preexistente; San Miguel Tecuitlapa (Axalapazco), donde continuó la actividad después de la explosión con conos de escoria al centro de la caldera, Xalapazco de la Hacienda y Hoyo Grande (Xalapazcos); en estas dos últimas calderas, al igual que en la de San Miguel Tecuitlapa, no existían evidencias volcánicas anteriores ni signos de actividad posterior.

La anchura aproximada de lo que se denominó Sistema Central está dada por la distancia que hay entre los poblados de Guadalupe Victoria y La Gloria. A este sistema pertenecen los axalapazcos de Alchichica, Quechulac y La Preciosa. Se considera difícil que pueda tener ingerencia en su origen el Sistema de Las Derrumbadas, ya que ambos sistemas están separados por la barrera que representa un intrusivo sienítico del Terciario. En esta área, y perteneciente al mismo Miembro El Limón, se halla el derrame La Gloria que es un basalto de pigeonita (Cepeda, 1978), con escaso olivino.

La caldera Los Humeros queda comprendida en el cuarto sistema. En ella se originaron grandes volúmenes de rocas volcánicas en forma de

derrames muy fluidos pertenecientes a este miembro, que se produjeron a lo largo de la falla caldérica localizada en su lado sur; estos derrames, cartografiados como flujos Tepeyahualco, El Limón y Tenex-tepec, alcanzaron distancias de más de 15 km fuera de la caldera. También debido a fallas surgieron otros tres derrames; uno al centro de la caldera en las inmediaciones del poblado Los Humeros, otro pequeño, al norte de ella y el tercero más al sur, en el interior de La Calderita o Xalapazco. Un basalto del Miembro El Limón fue datado radiométricamente y dio una edad de 0.58 ± 0.10 m.a., que corresponde al Pleistoceno medio.

El Miembro El Limón está compuesto por rocas cuya composición va de andesítica a basáltica, las andesitas son rocas afíricas con escasos fenocristales. Dos muestras típicas al microscopio presentaron escasos fenocristales de plagioclasas sódico-cálcicas generalmente con zoneamiento, augita, y a veces un poco de olivino con corrosión parcial; la plagioclasa y el clinopiroxeno se encuentran también como microcristales. La pasta de fondo vesicular muestra una textura entre pilotaxítica y hialopilitica, con microlitos de plagioclasa y cristalitos de piroxenos y magnetita, rodeados de material criptocristalino o vidrio con índices de refracción semejantes al del bálsamo del Canadá.

En los basaltos, las plagioclasas cálcicas y el olivino abundan tanto en los fenocristales como entre los microlitos, mientras que los clinopiroxenos se hallan sobre todo en la pasta. Esta última contiene además, minerales opacos, material criptocristalino y vidrio máfico y es, con frecuencia, vesicular.

Dentro de esta unidad, se incluyen las cenizas negras de composición básica debido a que siempre se las encontró cubriendo al pómez, y a su vez, únicamente cubiertas por suelos.

Miembro Arenas. Este representa la última fase del vulcanismo no sólo en la caldera sino en toda el área, ya que cubre los centros de emisión de los derrames del Miembro El Limón. Se trata de rocas afíricas de color negro, a veces moteadas de blanco. Sus escasos fenocristales, están constituidos por plagioclasa con frecuencia zoneada, y en menor escala por hiperstena y augita. Existen también escasos microcristales de magnetita y trazas de apatita. La matriz está formada por microlitos de plagioclasa circundados de vidrio con índice francamente inferior al del bálsamo del Canadá, y fue clasificada como dacita afírica (Cepeda, 1978). Cabe señalar que en algunas muestras se observaron xenolitos de andesitas y basaltos, estos últimos asimilados, ya parcialmente fundidos. Tales derrames son inmediatamente identificables debido a su alta visco-

sidad y a que coronan al Cerro Arenas, que es el centro de mayor actividad de este miembro. Los derrames situados al sur de El Xalapazco y en el Frijol Colorado, fueron cartografiados como pertenecientes a este miembro, aunque más bien son de transición con las rocas del Miembro El Limón.

En el sistema volcánico de Las Derrumbadas, la actividad se manifiesta con un derrame fisural de la misma composición que la de la roca que constituye el núcleo de los domos; sin embargo tienen un diferente origen, ya que el derrame es posible que sea el resultado de una reactivación de la cámara magmática; su composición varía entre dacítica y andesítica. Se trata de una roca negra, con textura porfírica en matriz pilotaxítica a hialopilitica, constituida por fenocristales de plagioclasa sódico-cálcica, oxihornblenda, augita e hiperstena en una pasta de microlitos de plagioclasa rodeados de material criptocristalino y vidrio de composición intermedia.

Aluvión

Estos depósitos están representados por materiales que tienen una granulometría variable y son producto de la alteración de las rocas volcánicas y piroclásticas, siendo los materiales más abundantes la arena gruesa, arena fina, limos y arcilla.

Rocas ígneas intrusivas

El emplazamiento de las rocas ígneas intrusivas ácidas a poca profundidad, tuvo lugar al inicio del Terciario, antes del Mioceno tardío, aprovechando las zonas de debilidad que se produjeron durante el plegamiento, fracturamiento y fallamiento ocasionados por los grandes esfuerzos a que estuvo sometida la región durante la Revolución Laramide. Estas rocas están representadas por granitos, sienitas y granodioritas.

Los granitos y las sienitas están alineados en dirección NE-SW, formando dos sistemas bien definidos: uno constituye la Sierra de Tepeyahualco en donde aflora el granito, y el otro está representado por la sienita que se halla expuesta en la punta norte y sur de la Sierra de Techachalco, si bien los mejores afloramientos se encuentran en pequeñas lomas al norte del poblado de San Luis Atexcac.

La roca que forma el primer sistema mencionado aflora en la Sierra de Tepeyahualco y en los cerros aledaños Amoltepec y Atlapaleca; varía en composición entre una roca microgranítica calcoalcalina a microto-

nalítica, a veces con textura porfídica que alcanza inclusive una textura equigranular un poco más gruesa. Los máficos principales son la augita y la hornblenda, acompañados en ocasiones por biotita. La datación radiométrica dio una edad de 14.5 ± 7 m.a., que corresponde al Mioceno medio.

Afectando en gran parte a estas rocas, y fungiendo el Cerro Atlapaleca aparentemente como centro, se observa una fuerte turmalinización causada por procesos neumatolíticos que reemplazó a los feldespatos ahora inexistentes en esa área. Como parte integral de esta sierra, si bien algo aislados, se hallan los cerros de Mazatepec y La Leona, compuestos por una roca aplítica constituida por un mosaico equigranular muy fino de cuarzo y feldespatos caolinizados.

El segundo sistema está formado por una sola roca. Una muestra de la misma, clasificada como sienita alcalina, fue colectada en un corte de la carretera México-Veracruz, en el tramo comprendido entre San Luis Atexcac y Techachalco. Presenta un color gris verdoso claro y crema; vista con lente de mano es compacta, fanerítica, de grano fino con fenocristales de feldespatos y máficos. Bajo el microscopio, su textura es holocristalina, equigranular fina e hipidiomórfica, y está compuesta por microclina perítica y escasa oligoclasa. Como minerales accesorios presenta granate, flogopita y apatita y, como secundarios, epidota, sericita y calcita. La datación radiométrica dio una edad de 31 ± 3.7 m.a., que corresponde al Oligoceno medio.

Los efectos del metamorfismo de contacto producidos por la sienita se observan en las rocas sedimentarias localizadas al norte, oriente y occidente de los domos Las Derrumbadas.

La granodiorita que aflora en las inmediaciones de Tatatila, presenta un color gris claro, es compacta y contiene fenocristales de feldespato, cuarzo y máficos. Al microscopio tiene una textura hipidiomórfica con plagioclasas sódicas como la oligoclasa y la andesina que a veces presentan los bordes corroídos, microclina, cuarzo, biotita y algunos piroxenos no identificables, ligeramente alterados. También se aprecian escasos cristales de magnetita, hematita, apatita y zircón; el accesorio más abundante es la biotita.

Los sedimentos más jóvenes afectados por el metamorfismo son del Cretácico tardío; éstos, a su vez, están cubiertos por rocas volcánicas cuya edad máxima, según geocronometría radiométrica, corresponde al Mioceno tardío; de ellos se deduce que las rocas intrusivas ácidas son posteriores al Cretácico tardío y anteriores al Mioceno tardío. Utilizando el método K-Ar, Ruiz (1978) determinó para un afloramiento de grano-

diorita de biotita, localizada en el área de Tatatila y Las Minas, una edad de 14 m.a., que corresponde al Mioceno medio.

Calderas de explosión o maares

Las calderas de explosión son de gran importancia en la búsqueda de zonas termales a profundidad, ya que indican que la capa superior es un buen sello. Además proporcionan una amplia información al dejar expuestas las rocas a profundidad en forma de fragmentos y bloques, tanto en las paredes de dichas calderas como en la superficie. Algunas de ellas tienen agua cuyo nivel coincide con el nivel freático del área. Estas calderas están presentes en la parte central y sur del área; en el norte sólo la caldera de Buenavista es de este tipo, mientras que la de Los Humeros y la de Xalapazco son de hundimiento.

Todos los tipos de calderas de explosión freática, freatomagmática y magmática, se hallan representadas en el área. Para Ordóñez (1906), "son el resultado de la última fase del volcanismo en esta región; parece también que han sido engendradas por una causa local que sólo ha obrado momentáneamente en la parte superior de un magma eruptivo situado a no muy grandes profundidades".

En total se conocen en el área catorce calderas de explosión, la mayoría debe su origen a una explosión freática, siendo únicamente el Cerro Pinto de tipo magmático (Cliff, 1973 y Civetta, *et al.*, 1974) y la de San Miguel Tecuitlapa freatomagmática.

Laguna de Alchichica. Está situada exactamente en el centro del área y es muy conocida debido a que la Carretera Federal 140 (El Empalme-Acatzingo-Veracruz) pasa por su borde oriental y la hace fácilmente visible. Su historia geológica se remonta a la existencia de un pequeño volcán formado por escoria y un derrame asociado que se encuentra como testigo en la pared occidental de la laguna constituyendo su parte más alta; después ocurrió la explosión que arrojó todos los materiales preexistentes a un lado del volcán, acumulándolos a su alrededor. Presenta forma de embudo, ya que sus pendientes bajas con una inclinación de aproximadamente 45° , tiene una profundidad total de 72 m, con temperaturas en superficie de 18.93° y en el fondo de 14.60° .

Laguna de Quechulac. Está situada aproximadamente 7 km al suroeste de la Laguna de Alchichica; su origen se remonta a una explosión freática ocurrida para aliviar las altas presiones y temperaturas que exis-

tían en el subsuelo, es muy somera, y los bordes que los materiales expulsados presentan a su alrededor son mínimos. Tiene forma de olla cuya profundidad máxima es de 44 m, con temperaturas que varían de 19.14° en superficie a 14.82° en el fondo.

Laguna de Atexcac. Situada al pie norte de Las Derrumbadas, fue antes un volcán con un derrame asociado igual que el de Alchichica, posteriormente, al sufrir la explosión, quedaron expuestas calizas de las formaciones San Felipe y Méndez, así como basaltos originados por el volcán preexistente. Al igual que en El Xalapazco del Barrio, la explosión dejó expuestas las rocas, lo que permitió su observación y estudio. Su profundidad es de 44 m, y las temperaturas varían de 20.27° en superficie a 15.70° en el fondo.

Caldera de explosión magmática Cerro Pinto. Esta caldera es importante ya que es la única que presenta un solo tipo de roca; esto se debe a que el magma estaba muy cercano a la superficie en el momento en que ocurrió la explosión, cosa que no sucedió con ninguna de las otras calderas presentes en el área.

Caldera de explosión freatomagmática San Miguel Tecuitlapa. Está situada al sur del área, al este del Cerro Malpaís y en las inmediaciones del poblado de San Salvador el Seco. La estratigrafía expuesta permite explicar su origen: se trataba de una zona relativamente plana formada por arenas, limos y arcillas que constituían una buena capa sello, además existían en el subsuelo altas temperaturas y presiones, que produjeron la explosión y con ella la formación de una gran cavidad bordeada por los materiales provenientes de la explosión; como parte final de esta actividad se originaron al centro de la misma varios conos de escoria; su profundidad aproximada es de 8 m.

Laguna de Aljojuca. Se encuentra relativamente cerca de la de San Miguel Tecuitlapa pero, a diferencia de ésta, existía un volcán previo; la acumulación de agua sobrecalentada aprovechó los conductos de emisión del volcán para escapar, y con ello sobrevino la explosión; en sus paredes es fácil ver el derrame de composición básica del volcán preexistente. La laguna tiene 56 m de profundidad y su temperatura varía de 22.32° en superficie a 15.70° en el fondo.

TECTÓNICA

El Macizo de Teziutlán es el directamente responsable de las condiciones que prevalecieron durante toda la Era Mesozoica y parte del Período Terciario. La estructura es un gran domo alargado, tiene el eje en forma de arco y la parte más alta está situada ocho kilómetros al oeste de Teziutlán; se halla bien expuesto en las sierras de Chignautla y Tezompan, esta última como extensión al suroeste de la primera y con sus extremos sepultándose hacia el noreste y el este.

Durante el Jurásico Superior y el Cretácico, el área que ocupa actualmente la Cuenca de Libres-Oriental permaneció sumergida. En el Jurásico Superior se encontraba entre la Plataforma de Tamaulipas y la Península de Oaxaca (Antigua Tierra de Oaxaca), situada aproximadamente entre ambas. Durante todo el Cretácico permaneció en iguales condiciones como consecuencia de una gran transgresión que dio origen a una serie de cuencas, cuyo levantamiento se debió a los esfuerzos provenientes del suroeste. Éstos se iniciaron a fines del Cretácico y terminaron probablemente en el Eoceno durante la Arogenia Laramide, que causó fracturamientos y fallamientos en varias direcciones: en la primera etapa tuvieron rumbo NNW-SSE, en la segunda, WNW-ESE y, en la última fase, probablemente la más débil, un rumbo general central NW-SE.

Al estudiar la rosa de las fracturas, se observa que en la etapa de máximo fracturamiento, durante los esfuerzos de ompresión laramídicos de dirección NE-SW, las fracturas tuvieron un rumbo preferencial NE-SW y en menor escala, fracturamientos con francas direcciones N-S y E-W, esta última es la que menos actuó en el área.

Los bloques que ahora emergen formaron una unidad plegada y arqueada, que tal vez fue un anticlinorium (Menes, 1965). Las estructuras sedimentarias se encuentran sumamente erosionadas pero aún así se observan los sinclinales y anticlinales más o menos abiertos, así como los intensos pliegues recostados.

Viniegra, (1965) considera el área como una unidad tectónica reconocible por el intenso plegamiento con sobrecorrimientos y fallas menores de empuje e intrusiones graníticas. Los ejes de los pliegues se orientan en forma casi paralela de noroeste a sureste, es decir, perpendiculares a la dirección de los esfuerzos compresivos laramídicos.

La actividad volcánica del Terciario Superior aprovechó las fracturas y fallas que se desarrollaron en las rocas calcáreas durante el le-

vantamiento orogénico, dando origen a los macizos andesíticos que limitan la región, tanto al oriente como al occidente: volcanes Cofre de Perote, Pico de Orizaba, Sierra Negra, La Malinche y Sierra de Tlaxco, así como a los sistemas volcánicos de San Salvador el Seco, Las Derrumbadas y Los Humeros. Estos últimos se encuentran a nivel más bajo que las rocas circundantes, y dieron origen a una serie de subcuencas y fosas dentro de la gran cuenca; localmente estas depresiones están falladas y rellenas con sedimentos lacustres, aluviales y rocas piroclásticas que enmascaran los rasgos estructurales.

Los cuatro sistemas volcánicos de importancia, desde el punto de vista geotérmico ya mencionados son: la caldera Los Humeros, el volcánico Central, Las Derrumbadas y San Salvador el Seco.

La caldera Los Humeros es una estructura circular que se eleva 400 m sobre el nivel del valle, con un diámetro aproximado de 16.5 km aunque no presenta una circunferencia perfecta debido a la diferente competencia de las rocas que la componían al tiempo del colapso; la parte central parece haber sido un poco más rígida que el resto y semeja una estructura caldérica incompleta y de menores dimensiones; inicialmente formaba parte de un gran volcán de origen fisural de composición predominantemente andesítica. Las posibles fracturas profundas que dieron origen a este sistema tuvieron una orientación NW-SE, que es el rumbo general de los pliegues en las calizas.

El Sistema volcánico Central está bien representado por tres calderas de explosión: Alchichica, Quechulac y La Preciosa, así como por los domos Pizarro y las Águilas; todas estas manifestaciones volcánicas van paralelas a los rumbos generales del plegamiento de las calizas. Este sistema está separado del sistema sur de Las Derrumbadas por un intrusivo de composición sienítica.

El Sistema Las Derrumbadas se inició a causa de varias fracturas profundas orientadas NW-SE que dieron origen al vulcanismo andesítico, riolítico y básico, claramente representado por el alineamiento de sus centros eruptivos. El andesítico formó varias estructuras de tipo fisural situadas en la parte sur. El riolítico está compuesto por los domos Las Derrumbadas y el Cerro Pinto que se encuentran situados al centro del sistema. El básico aparece con abundantes conos de escoria y volcanes en el norte y en menor cantidad al sur del área; algunos de ellos presentan derrames asociados. La culminación de esta actividad se manifestó con un pequeño derrame fisural al pie norte de Las Derrumbadas y seis calderas de explosión que bordean a estas estructuras.

El sistema volcánico sur San Salvador el Seco es de composición

eminentemente básica, aunque existe un pequeño remanente de las rocas de composición andesítica. Está distribuido en una franja orientada NW-SE, en donde se congregan volcanes de diferentes dimensiones así como cuatro calderas de explosión.

Según Alvarez Jr. (1958), el área estudiada sigue la secuencia del ciclo magmático normal: el plutonismo siálico sinorogénico, el vulcanismo siálico subsecuente y, por último, el vulcanismo simaico final.

La primera fase, o sea, la del plutonismo siálico sinorogénico, consiste en el desarrollo de batolitos graníticos y granodioríticos y tuvo lugar durante e inmediatamente después del principal período de plegamiento.

El vulcanismo siálico subsecuente ocurrió después de un considerable período de tiempo, y consistió en la formación de andesitas, andesitas basálticas y escasos basaltos, así como riolitas, ignimbritas, vitrófidos lávicos y traquíticos, emisiones de pómez y algunas rocas de composición básica. Todo esto se sucedió durante y después de la elevación isostática de las rocas plegadas.

Con el vulcanismo simaico, representado por grandes emisiones de andesitas, andesitas basálticas, basaltos, cenizas básicas y escorias, concluyó el ciclo magmático normal.

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

Las rocas más antiguas que afloran en el área se originaron en la Era Paleozoica con el depósito de sedimentos clásticos. Estos sufrieron un metamorfismo regional de bajo grado, datado en 207 m.a., y están en la actualidad representados por esquistos que se encuentran íntimamente ligados a un batolito de composición granodiorítica de 246 y 181 m.a.; en conjunto, constituyen un núcleo o corazón rocoso de grandes dimensiones que, desde el punto de vista estructural, corresponde a un domo conocido como Macizo de Teziutlán.

Como producto de los movimientos de estabilización que sufrió este conjunto de rocas durante varios períodos, la erosión eólica actuó sobre él, formando sedimentos continentales —lechos rojos— que están representados por la Formación Cahuasas. Probablemente al final de la época, el batolito sufrió un descenso que dio lugar a que se iniciara la influencia del medio marino sobre él; esto se hace evidente hacia la cima, por una serie de calizas intercaladas entre los lechos rojos (Olivas, 1953).

Los lechos rojos están en discordancia angular con las rocas graníticas, por lo que resalta el cambio litológico brusco entre ellos y los sedimentos calcáreos del Jurásico Superior. Este depósito de rocas franca-

mente marinas se debió a la inmersión general del batolito, lo que dio lugar a la sedimentación en un medio nerítico y en algunos lugares de aguas tranquilas y limpidas. Hubo algunas transgresiones y regresiones marinas, pero siempre prevalecieron las condiciones subacuáticas, que se reflejan especialmente en el cambio de espesor que tienen los sedimentos de la Formación Tamán; éstos son mínimos hacia la cima del levantamiento y van aumentando gradualmente hacia los flancos.

Las condiciones de sedimentación variaron al finalizar el Jurásico, y los depósitos cambiaron de materiales calcáreos a sedimentos arcillo-arenosos en donde es posible que haya existido un gran desarrollo orgánico, que se refleja en la actualidad en los sedimentos muy bituminosos. Poco antes de iniciarse el Cretácico había comenzado un cambio gradual en el depósito de sedimentos que fueron variando de arcillo-arenosos a calcáreos y calcáreo-arcillosos (Formación Pimienta) hasta que, a comienzos del Cretácico, y a consecuencia del avance del mar, se desarrolló un depósito de sedimentos de composición calcárea. Lo anterior creó la comunicación entre las cuencas y un medio ambiente más oxigenado, propicio para la vida, provocando que se depositaran las calizas casi puras que constituyen la Formación Tamaulipas Inferior.

Hacia el final del Cretácico temprano y durante el Cretácico tardío, se depositaron calizas ligeramente arcillosas de estratificación delgada a mediana, abundantes bandas de pedernal negro (Formación Tamaulipas Superior), y gran cantidad de radiolarios. Al mismo tiempo, en cambio de facies, se depositaba una caliza biógena con abundante macro y microfauna, lo que provocó el desarrollo de grandes arrecifes en las cercanías de las tierras emergidas (Formación Orizaba).

La sedimentación continuó con calizas arcillosas en estratificación delgada, con algunas intercalaciones laminares de lutitas negras (Formación Agua Nueva); posteriormente, el depósito de sedimentos se fue haciendo cada vez más arcilloso, como lo muestran las calizas arcillosas verdes con intercalaciones de horizontes delgados de bentonita. (Formación San Felipe). Las dos formaciones anteriores se encuentran en cambio de facies con sedimentos de mares someros (Formación Maltrata) y de tipo arrecifal (Formación Guzmantla).

Al finalizar el Cretácico se depositaron lutitas y calizas fuertemente arcillosas, en capas medianas bien estratificadas (Formación Méndez), que cambian lateralmente a una alternancia de areniscas y lutitas de la Formación Mexcala.

Para finales del Paleoceno y Eoceno temprano, se produjo el plegamiento con dirección NW-SE que dio origen a la Sierra Madre Orien-

tal a causa de los esfuerzos compresivos de la Orogenia Laramide; los pliegues fueron mucho más intensos hacia el norte debido a que las rocas ígneas y metamórficas del complejo basal funcionaron como un núcleo rígido (Olivas, 1953).

Durante el plegamiento que se extendió hasta el Mioceno medio, una serie de rocas intrusivas se emplazó relativamente cerca de la superficie, encontrándose bien representadas en el área por sienita cuya datación radiométrica dio una edad de 31 ± 3.7 m.a., perteneciente al Oligoceno medio, y más tarde granitos y granodioritas datados en 14.5 ± 0.7 m.a. y 14 m.a., respectivamente, que corresponden al Mioceno medio. Estos causaron un ligero metamorfismo en las rocas sedimentarias a las que transformaron en hornfels y mármoles, originando pequeñas zonas mineralizadas a lo largo de los contactos.

Al terminar la etapa de mayor actividad orogénica, estas rocas alcanzaron un estado de relativa quietud, durante el cual estuvieron expuestas a una intensa erosión que suavizó el relieve y trajo consigo el relleno de los valles.

En el Mioceno tardío dio comienzo la actividad ígnea efusiva con derrames de composición andesítica que sirvieron de basamento a un grupo de rocas volcánicas posteriores, representadas por andesitas, andesitas basálticas, basaltos y en ocasiones dacitas, que corresponden al Plioceno medio.

Los primeros derrames presentes en el área son de composición intermedia (andesitas y lutitas) y están localizados sobre las grandes fracturas a ambos lados de la Cuenca de Libres-Oriental. Tienen una edad determinada radiométricamente de 10.5 m.a. en la Sierra de Tlaxco, y de 11 m.a. en el poblado de Alseseca (Mioceno tardío-Plioceno temprano). La Fractura Alseseca sigue una dirección N-SE-S-SW, por otro lado, en la Sierra de Tlaxco la dirección es poco clara, pero se puede visualizar un rumbo NW-SE y puntual sin dirección (Del Río, 1981).

Los derramamientos de estas rocas andesíticas continuaron sobre la Fractura Alseseca; están representados por rocas datadas radiométricamente en 5.0 m.a., que se encuentran distribuidas hacia el N W (Teziutlán) sobre varios centros emisores, entre ellos el Cerro del León y Los Humeros; de este último se dató uno de los derrames en el poblado de Teziutlán reportando una edad que corresponde al Plioceno tardío (Yáñez *et al.*, 1979).

Al sucederse los derrames de rocas de composición intermedia fueron formando el volcán Cofre de Perote que tiene una edad determinada radiométricamente de 1.7 m.a., correspondiente al Plioceno tardío.

La actividad ígnea andesítica tal vez continuó en la caldera Los Humeros después de las emisiones de la Formación Teziutlán de 3.5 m.a., según fueron ya nombradas.

Las primeras evidencias de rocas de composición básica en la región, de 2.8 m.a., que corresponden al Plioceno tardío, tienen sus focos de emisión distribuidos sobre el fracturamiento de dirección NW-SE. Dentro de esta unidad se incluyeron los conos de escoria de edad reciente presentes en la región.

Como parte de la actividad ácida, se formaron los volcanes Pizarro y Xalapazco, datado este último radiométricamente en 1.6 ± 0.3 m.a., que corresponde al Plioceno tardío; luego se emplazaron los domos Pizarro y Oyameles aprovechando los centros emisores preexistentes; éste fue datado en 1 ± 0.2 m.a., correspondiente al Plioceno tardío-Pleistoceno temprano; además de los domos mencionados, son correlacionables los de las Águilas y Pinto.

Después sobrevino la emisión de grandes cantidades de ignimbrita que se desplazó a varios kilómetros de los centros de origen, cubriendo grandes extensiones. La salida de tanto material produjo un vacío en la parte superior de la cámara magmática, causando el colapso o caída del techo inicial y dando lugar a que se formara gran parte de la caldera Los Humeros. Ésta quedó limitada por una serie de fallas semicirculares (caldéricas), también radiales hacia un centro que, en este caso, corresponde al poblado Los Humeros. Ocupando dichas fracturas anulares, aparecieron al oeste dos calderas de pequeñas dimensiones, una de explosión y otra de hundimiento.

Sobre un anillo interior en la caldera Los Humeros, surgieron diversos centros emisores de grandes derrames de basaltos andesíticos. La datación radiométrica de estas rocas dio una edad mínima de 1.8 m.a., que corresponde al Plioceno tardío-Pleistoceno temprano; sin embargo, podría ser más joven. La última etapa está representada por derramamientos de dacitas vítreas y viscosas que coronan todos los centros emisores y que son mucho más extensos hacia el noroeste de La Caldera (cerros Cacahuate, Sotoltepec y Llanos Los Potreros). La datación radiométrica de estos derrames corresponde al Plioceno tardío-Pleistoceno temprano, con edades que fluctúan entre 700 000 años y 1.5 m.a.

En la caldera siguió una fase piroclástica ácida (representada sólo por pómez) que cubrió una área extensa de más de 300 km², enmascarando durante el proceso todas las estructuras y rellenando valles y depresiones; entre dichas emisiones pumíticas hubieron diversos períodos de quietud que dieron lugar a que se formaran suelos.

Al centro del área, como consecuencia del fracturamiento de dirección NW-SE y en intersección con el fracturamiento más reciente de dirección NE-SW y N-S, emergieron los domos Las Derrumbadas, son de composición riodacítica y están datados en 320 000 años, por lo que pertenecen al Pleistoceno tardío.

Después de un período de aparente reposo de la actividad volcánica ácida efusiva, acaecieron nuevas emisiones, ahora de composición básica, que se desarrollaron en toda la región principalmente en volcanes simples y compuestos, así como en gran cantidad de conos de escoria.

La serie de lahares provenientes de los domos Las Derrumbadas y localizados a su alrededor, se iniciaron en ese tiempo, mismos que continúan hasta nuestros días.

La última manifestación volcánica que se desarrolló en el área fue de composición intermedia a básica; está representada fundamentalmente al norte de la caldera Los Humeros y en menor porcentaje en toda la región, con emisiones de grandes volúmenes lávicos correspondientes al Miembro El Limón de la Formación Tenamastepec. Se iniciaron hace 480 000 años, y están compuestos por una serie de derrames cuya composición va de andesitas a basaltos y que fueron cartografiados como flujos El Limón, Tepeyahualco y Tenextepec. Éstos se extienden fuera y al sur de la caldera a distancias mayores de 10 km de la misma en su interior se encuentra el flujo Los Humeros, un derrame aislado más al norte de éste y finalmente el del interior de La Calderita.

Fuera de la caldera, al centro del área y pertenecientes al Miembro El Limón, hay dos derrames: el primero cercano al poblado de San Salvador el Seco; sobreyaciendo las rocas de este miembro se halla el Miembro Arenas, que está compuesto por derrames viscosos, de naturaleza andesítica y dacítica. Estos derrames, se extienden entre 3 y 5 km como máximo, y se localizan principalmente en el Cerro Arenas, al sur de la caldera Los Humeros y al pie de Las Derrumbadas; son de 160 000 años, por lo que corresponden al Pleistoceno medio-Pleistoceno tardío. La emisión de cenizas de composición básica, las innumerables calderas de explosión y los conos de escoria que se encuentran distribuidos con gran amplitud en toda la región, se encuentran asociados a estos derrames (Ordóñez, 1906).

El paisaje geológico que se observa actualmente en el área es a base de pequeñas sierritas compuestas por rocas sedimentarias e intrusivas, aunque la mayor parte de la región corresponde a extensas planicies con lagos muy someros, como testigo de la evolución geológica sobresalen a

estas extensas planicies aluviales, gran cantidad de volcanes y conos de escorias, etcétera (Yáñez, 1981).

GEOQUÍMICA

Geoquímica regional de las aguas de los pozos, manantiales, norias y lagunas.

Los resultados de los análisis químicos de las aguas de la región, pozos, manantiales, norias y lagunas indican que la emisión de productos geotérmicos a la superficie se realiza a través de las fallas y las fracturas profundas. La información proveniente del análisis químico de las aguas de las lagunas es válida, debido en gran parte a su profundidad, ya que las condiciones químicas de las mismas varían de acuerdo a su posición dentro de las estructuras geológicas del área.

Las aguas de las lagunas de San Miguel Tecuitlapa (prof. 8 m) y Aljojuca (prof. 54 m) son de origen meteórico, y no presentan relación alguna con las aguas termales ascendentes; el nivel del agua corresponde al nivel freático de los acuíferos someros de la región.

Las aguas de las lagunas de Quechulac (prof. 44 m) y La Preciosa (prof. 64 m), constituyen la evidencia más clara de la interfase entre las aguas termales y las meteóricas.

La Laguna de Quechulac se alimenta únicamente con aguas de origen meteórico porque está situada muy cerca de donde se inicia la recarga al valle (sierra formada por el Cofre de Perote y Pico de Orizaba). En cambio, las aguas de la laguna La Preciosa, situada al pie de la Sierra de Techachalco, presentan ya una mezcla de aguas de origen termal y meteórico, por estar dentro de la posible zona de influencia del termalismo a profundidad.

Las aguas de La Laguna de Atexcac (prof. 44 m) son de origen termal, tienen poca influencia de aguas meteóricas, y presentan un alto contenido de boro, cloruros y sílice. Aunque el nivel del agua de la laguna corresponde al nivel freático de la región, las características son diferentes a las de los acuíferos del área. Esto se debe a la relación directa que guarda el agua con las estructuras volcánicas que aún manifiestan actividad fumarólica.

Finalmente, las aguas de la Laguna de Alchichica (prof. 70 m), acusan un alto contenido en boro, cloruro y una ausencia total de sílice; esto indica que se trata de aguas muy influenciadas por aguas termales ascendentes ya frías; la ausencia de sílice se debe principalmente a su

precipitación durante la migración de estas aguas termales hacia la superficie (Molina, 1979).

Los análisis practicados a las muestras obtenidas de los pozos, manantiales y norias, se clasificaron como aguas de origen meteórico con largo tiempo de infiltración.

Geoquímica de los gases de las manifestaciones termales de la región.

Las manifestaciones termales de la Cuenca de Libres-Oriental están presentes en cinco zonas, tres de ellas en la caldera Los Humeros y las dos restantes en uno de los domos Las Derrumbadas.

La actividad termal de la caldera Los Humeros está distribuida en su parte suroccidental y ocupa tres sitios: Cueva Ahumada (50°), Los Humeros (70°) y Loma Blanca (80°), que se hallan localizados en donde está edificado el poblado Los Humeros (García, 1968).

El depósito incipiente de caolín que se distribuye sobre la zona Los Humeros-Loma Blanca, clarifica el lugar haciéndolo visible por el color blanco que lo caracteriza. Este caolín es el producto de la alteración causada por las soluciones hidrotermales sobre las andesitas, los basaltos y el pómez que allí afloran, al entrar en contacto el ácido sulfúrico con los feldspatos (González, 1968).

El otro sitio se denomina El Xalapazco ($30-50^{\circ}$) y corresponde a una caldera de hundimiento situada en la parte sur de la caldera Los Humeros; en su pared occidental presenta una pequeña zona de actividad termal que se hace visible por la alteración a la que ha estado sometida; en este lugar el calor escapa por la falla caldérica y sigue cierta alineación N-S con Los Humeros.

El tercer sitio es Tanamastepec ($35-40^{\circ}$), está localizado al sur, fuera de la caldera y lo forman pequeños conos de escoria; aquí la alteración producida por las soluciones hidrotermales es mínima y el calor se disipa hacia la superficie aprovechando la alta permeabilidad del material escoriáceo.

Según los resultados de los análisis de las muestras extraídas en estos tres sitios, las manifestaciones son de tipo fumarólico, es decir, son manifestaciones por donde se desprenden principalmente vapor de agua y gases (Molina, 1979).

Se efectuaron cálculos acerca de la posible temperatura de fondo, y se hicieron consideraciones con respecto a la profundidad a la cual podría encontrarse dicha temperatura. Los resultados arrojaron para Los

Humeros-Loma Blanca, una temperatura de fondo promedio de 326° , a una profundidad que varía entre los 1 300 m y los 1 600 m (Molina, 1979).

Por otro lado, el análisis de la actividad termal en El Xalapazco indica que ésta proviene de una fumarola postvolcánica existente a profundidad, y que su origen corresponde a la parte superior de un cuerpo ígneo cercano a la superficie que se halla en proceso de diferenciación. La condición geoquímica de estos gases indica que el foco termal del cuerpo se encuentra bajo este lugar y próximo a la superficie, con una temperatura promedio calculada en 314.7° , a una profundidad aproximada entre 1 200 y 1 500 m.

El tercer sitio con actividad termal es Tenamastepec, localizado al sur y fuera de la caldera. Para este lugar la temperatura promedio calculada fue de 333.5° , a una profundidad aproximada de 1 500 a 1 800 m.

A manera de conclusión se puede afirmar que la fuente de calor está ubicada abajo de El Xalapazco y muy cercana a la superficie, y que las zonas Los Humeros-Loma Blanca y Tenamastepec corresponden a sus márgenes norte y sur, respectivamente.

En el área de los domos Las Derrumbadas hay fumarolas únicamente en el domo sur, donde se encuentran ampliamente distribuidas sobre la cima y localmente en la base.

En las fumarolas de la cima del domo, el vapor escapa libremente por las fracturas que existen entre las riodacitas que componen dichos domos. En cambio, en la base, el calor se dispersa entre los lahares que cubren la base de estas estructuras volcánicas. De ahí que se haya interpretado que, en el caso de las fumarolas de la cima del domo, la recarga de agua llega al conducto donde la roca está caliente y muy fracturada y sale directamente a la superficie en forma de vapor y que, en cambio, los lahares y sedimentos de la base no permiten su libre escape a la superficie.

El comportamiento geoquímico de los gases de los domos Las Derrumbadas se diferencia del de los gases de Los Humeros y puede considerarse como independiente; al efectuarse el cálculo de la temperatura promedio de fondo, dio como resultado una temperatura de 327° , considerada para una profundidad que varía entre los 1 300 y 1 600 m.

Medición de gases de mercurio en los suelos

Entre las diferentes exploraciones regionales que se llevaron a cabo, se encuentra el método geoquímico de medición de vapor de mercurio contenido en los suelos. Este método se aplica a la prospección de campos

geotérmicos, ya que el mercurio es un elemento indicador de las áreas en donde existe disipación térmica relacionada con yacimientos geotérmicos profundos.

El vapor de mercurio tiene gran movilidad debido a su alta tensión y conductividad térmica; estas características son favorables en la exploración de áreas con anomalías térmicas, siempre y cuando se cuente, al mismo tiempo, con una capa de suelo capaz de retener el vapor de mercurio contenido en los gases; si este aspecto no se cumple, el vapor de mercurio escapa a la atmósfera o migra a distancias considerables donde existan suelos apropiados para concentrarse (Molina, 1980).

Con base en este estudio se determinaron siete anomalías: Tena-mastepec, Derrumbadas, Payuca, Lagunas, Tlachichuca, Oriental y El Seco. Las dos primeras se localizan al sur del sitio donde afloran las manifestaciones termales, siguiendo el contorno de las estructuras volcánicas de la caldera Los Humeros y de los domos Las Derrumbadas.

La anomalía Lagunas se detectó entre las lagunas Quechulac, La Preciosa y Alchichica y prolonga su desarrollo un poco más al sur de las mismas. Es probable que el origen de esta anomalía se deba a los remanentes ígneos situados a profundidad en las calderas de explosión.

Al sur del área está la anomalía Tlachichuca, distribuida siguiendo el contorno de los materiales de pie de monte, los cuales se encuentran a su vez cubiertos por pómez; quizá esta anomalía se deba al mercurio lixiviado de las rocas suprayacentes que se concentra en este tipo de materiales.

La anomalía Oriental es de pequeñas dimensiones, y aunque está alineada con la anomalía Derrumbadas, no parece que exista nexo alguno con yacimientos a profundidad ya que, en superficie, no hay evidencias de ello.

La parte denominada anomalía El Seco abarca el volcán Cerro Malpaís; existen realmente pocas probabilidades de que corresponda con algún cuerpo caliente a profundidad, si bien no se descarta el hecho de que, por tratarse de un volcán reciente, pueda quedar algún remanente caliente a profundidad que sea el causante de la anomalía.

GEOHIDROLOGÍA

Se llevó a cabo un estudio geohidrológico para conocer las condiciones bajo las cuales se rige la Cuenca de Libres-Oriental y su relación con las manifestaciones termales del área.

La Cuenca de Libres-Oriental es cerrada y subtriangular, sus vértices limitan estructuras volcánicas de grandes altitudes: el Pico de Orizaba (5 700 m) al sureste, el Cofre de Perote (4 282 m) al noroeste, y al oeste la Sierra de Tlaxco (3 000 m) y el volcán La Malinche (4 461 m).

De acuerdo con la diferenciación por regiones hidrológicas de la República Mexicana realizada por la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, la Cuenca de Libres-Oriental corresponde a la parte norte de la Región hidrológica 18-(4). Limita con los ríos Atoyac hacia el suroeste, río Blanco al sur, Cuenca de Apan al noroeste y hacia el norte y al este con los ríos Tecolutla, Nautla, La Antigua y Jamapa, que desembocan en el Golfo de México.

La mayor parte de los escurrimientos superficiales son de tipo intermitente; se presentan sobre todo en época de lluvias, y a veces cuando ocurren deshielos en las partes altas. Los escurrimientos se llevan a cabo sobre materiales impermeables (andesitas) y se pierden al llegar a la planicie donde se filtran rápidamente a causa de los materiales permeables que la constituyen (pómez, ignimbrita no piroconsolidada, sedimentos lacustres y conglomerados), formando así una gran fuente de recarga a la Cuenca de Libres-Oriental (Zamora, 1956).

A partir de los datos obtenidos sobre la precipitación media anual y sobre la evapotranspiración propias del clima que prevalece en la región, se ha estimado un volumen global de recarga anual del orden de los $390 \times 10^6 \text{ m}^3$, con un gasto de $201.9 \times 10^6 \text{ m}^3$, quedando entonces dentro de la cuenca $188 \times 10^6 \text{ m}^3$; parte de este volumen se extrae para riego y el resto se infiltra hacia los estratos inferiores (Brigada de Estudios Geohidrológicos, 1979).

El nivel freático de esta cuenca está expuesto en las seis lagunas de origen volcánico (calderas de explosión) distribuidas en la región: Alchichica, Quechulac, La Preciosa, Atexcac, San Miguel Tecuitlapa y Aljojuca, y en dos lagunas de gran extensión superficial pero con profundidades menores a un metro, denominadas Tepeyahualco y El Carmen, donde el nivel freático está también en superficie (Namur, 1960).

La gran profundidad y el fácil acceso a las lagunas de origen volcánico permitieron efectuar estudios respecto a las temperaturas de sus aguas y a mediciones batimétricas; estos tuvieron por objeto determinar si existe alguna relación con las fuentes caloríficas del área y conocer su morfología y profundidad. Como resultado de estos trabajos se concluye que las aguas son completamente frías, y que el orificio tiene la forma de embudo, característica de estas estructuras volcánicas.

En la parte norte de la cuenca aflora una serie de manantiales fríos cuya recarga hidráulica se mantiene a través de todo el ciclo anual dando origen a ríos, como el Tecolutla y el Nautla; hacia el sur de la misma existen varios manantiales, entre ellos el de Tehuacán, por lo que es posible que la cuenca presente dos drenes naturales, uno al norte y otro al sur.

GEOFÍSICA

La geofísica contribuye de manera determinante a conformar la estratigrafía, las zonas con altas temperaturas a profundidad, la posible dirección de los flujos calientes, las fallas y fracturas, y en sí a obtener un buen control de las estructuras geológicas del subsuelo.

Los trabajos geofísicos llevados a cabo en el área comprendieron dos etapas: a) estudios regionales mediante un levantamiento aeromagnético, tres líneas de telúrico, autopotencial y geoelectrónica; b) trabajos de detalle: geoelectrónicos y mediciones del potencial natural de las rocas.

a) *Estudios regionales*

El levantamiento aeromagnético se efectuó con el fin de conocer la configuración del basamento ígneo sobre el cual descansa la secuencia sedimentaria y de calcular el espesor de estos sedimentos.

Las tres líneas de telúrico se distribuyeron a manera de cortar las estructuras geológicas más importantes de la región, para verificarlas y conocer en detalle las fallas y fracturas presentes en el área (figura 5).

Sobre las mismas líneas del levantamiento telúrico se realizaron las mediciones de potencial natural. Este estudio sirvió para detectar diversas anomalías relacionadas con el movimiento de los fluidos a través de medios porosos. Esto, aunado al efecto termoelectrónico causado por los altos gradientes de temperatura, provocan un potencial electrocinético y reacciones electroquímicas, así como flujos de corriente en el subsuelo.

El levantamiento geoelectrónico regional tuvo por objeto conocer las estructuras geológicas y su comportamiento, así como su relación con las zonas calientes a profundidad. En este caso consistió en realizar sondeos eléctricos verticales con espaciamento $AB/2 = 2\ 000$ m distribuidos sobre las mismas tres líneas regionales, para lo que se realizó una selección de sitios de acuerdo a las características geológicas de cada lugar.

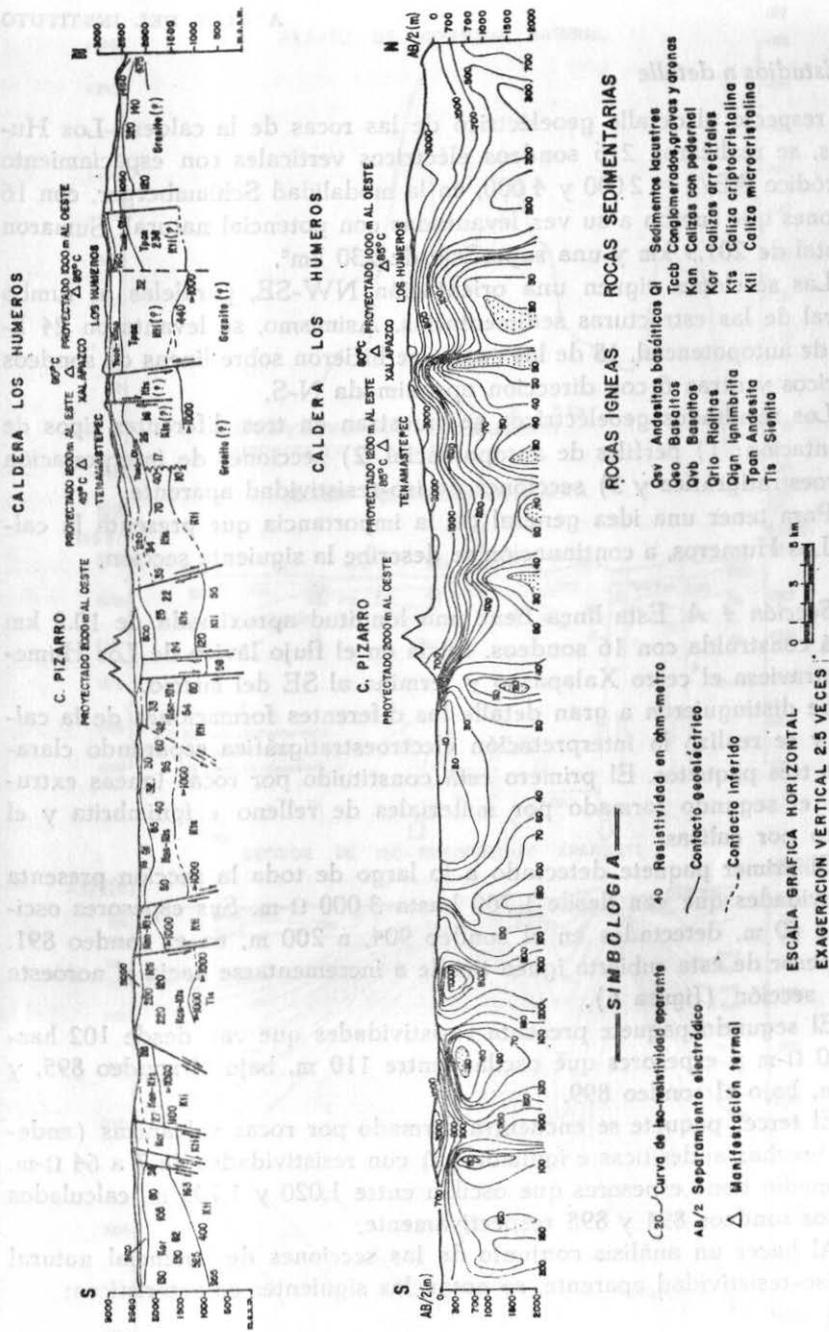


Figura 5.

b) *Estudios a detalle*

Con respecto al detalle geoelectrico de las rocas de la caldera Los Humeros, se realizaron 216 sondeos eléctricos verticales con espaciamento eléctrico $AB/2 = 2000$ y 4000 , en la modalidad Schlumberger, con 16 secciones que fueron a su vez levantadas con potencial natural. Sumaron un total de 201.9 km y una superficie de 230 km².

Las secciones siguen una orientación NW-SE, paralelas al rumbo general de las estructuras sedimentarias. Asimismo, se levantaron 24 líneas de autopotencial, 18 de las cuales se hicieron sobre líneas de sondeos eléctricos y otras 6 con dirección aproximada N-S.

Los resultados geoelectricos se muestran en tres diferentes tipos de presentación: 1) perfiles de autopotencial, 2) secciones de interpretación electroestratigráfica y 3) secciones de iso-resistividad aparente.

Para tener una idea general de la importancia que presenta la caldera Los Humeros, a continuación se describe la siguiente sección.

Sección 4 A. Esta línea tiene una longitud aproximada de 10.2 km y está construida con 16 sondeos. Inicia en el flujo lávico de Los Humeros, atraviesa el cerro Xalapazco y termina al SE del mismo.

Se distinguieron a gran detalle las diferentes formaciones de la caldera y se realizó la interpretación electroestratigráfica separando claramente tres paquetes. El primero está constituido por rocas ígneas extrusivas, el segundo formado por materiales de relleno e ignimbrita y el tercero por calizas.

El primer paquete detectado a lo largo de toda la sección presenta resistividades que van desde 1700 hasta 3000 Ω -m. Sus espesores oscilan de 60 m, detectados en el sondeo 904, a 200 m, en el sondeo 891. El espesor de esta cubierta ígnea tiende a incrementarse hacia el noroeste de la sección (figura 6).

El segundo paquete presenta resistividades que van desde 102 hasta 650 Ω -m y espesores que oscilan entre 110 m, bajo el sondeo 895, y 500 m, bajo el sondeo 899.

El tercer paquete se encuentra formado por rocas volcánicas (andesitas, brechas andesíticas e ignimbritas) con resistividades de 7 a 64 Ω -m. Este medio tiene espesores que oscilan entre $1,020$ y $1,705$ m, calculados bajo los sondeos 894 y 898 respectivamente.

Al hacer un análisis conjunto de las secciones de potencial natural y de iso-resistividad aparente, se notan las siguientes características:

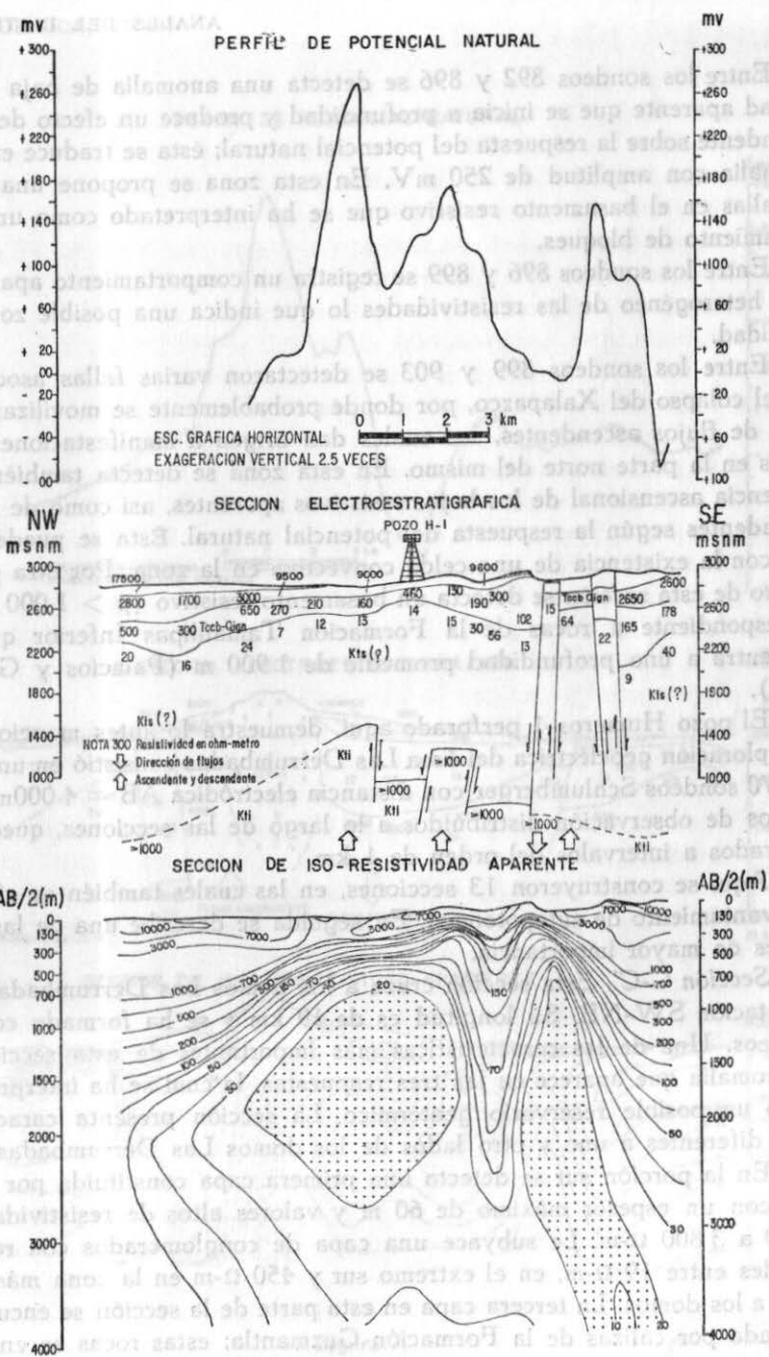


Figura 6.

Entre los sondeos 892 y 896 se detecta una anomalía de baja resistividad aparente que se inicia a profundidad y produce un efecto de flujo ascendente sobre la respuesta del potencial natural; ésta se traduce en una anomalía con amplitud de 250 mV. En esta zona se propone una zona de fallas en el basamento resistivo que se ha interpretado como un desplazamiento de bloques.

Entre los sondeos 896 y 899 se registra un comportamiento aparente, muy heterogéneo de las resistividades lo que indica una posible zona de debilidad.

Entre los sondeos 899 y 903 se detectaron varias fallas asociadas con el colapso del Xalapazco, por donde probablemente se movilizan una serie de flujos ascendentes, los cuales dan origen a manifestaciones termales en la parte norte del mismo. En esta zona se detecta también una tendencia ascensional de los bajos resistivos aparentes, así como de flujos ascendentes según la respuesta del potencial natural. Ésta se puede asociar con la existencia de una celda convectiva en la zona. Por otra parte, dentro de esta sección se detecta un basamento resistivo ($\rho > 1,000 \Omega\text{-m}$) correspondiente a rocas de la Formación Tamaulipas Inferior que se encuentra a una profundidad promedio de 1 900 m (Palacios y García, 1981).

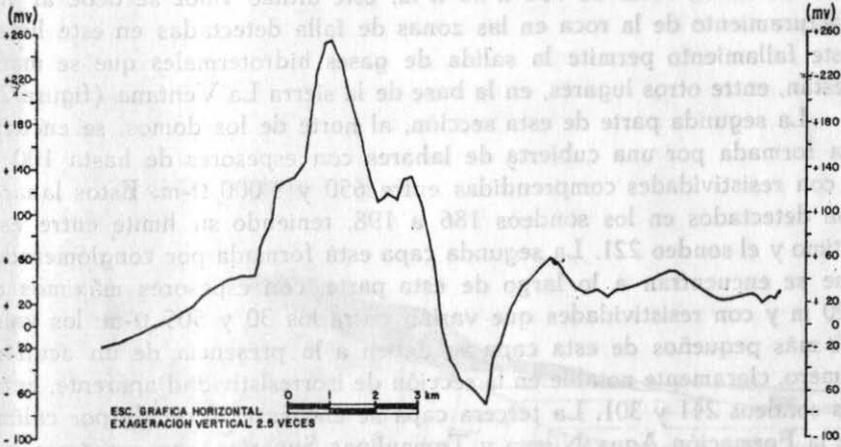
El pozo Humeros 1 perforado aquí, demuestra lo antes mencionado, la exploración geoelectrica del área Las Derrumbadas consistió en un total de 170 sondeos Schlumberger con distancia eléctrica $AB = 4\,000\text{m}$. Los puntos de observación distribuidos a lo largo de las secciones, quedaron separados a intervalos del orden de 1 km.

Aquí se construyeron 13 secciones, en las cuales también se efectuó el levantamiento de autopotencial. En seguida se describe una de las secciones de mayor importancia.

Sección C-C'. Esta sección cruza a los domos Las Derrumbadas con orientación SW-NE. Su longitud es de 19 km y se ha formado con 11 sondeos. Una de las características más importantes de esta sección es la anomalía que aparece en las tres respuestas, la cual se ha interpretado como un posible reservorio geotérmico. La sección presenta características diferentes a uno y otro lados de los domos Las Derrumbadas.

En la porción sur se detecta una primera capa constituida por lahares, con un espesor máximo de 60 m y valores altos de resistividad de 3 000 a 3 800 $\Omega\text{-m}$. Le subyace una capa de conglomerados con resistividades entre 19 $\Omega\text{-m}$, en el extremo sur y 450 $\Omega\text{-m}$ en la zona más cercana a los domos. La tercera capa en esta parte de la sección se encuentra formada por calizas de la Formación Guzmantla; estas rocas se encuen-

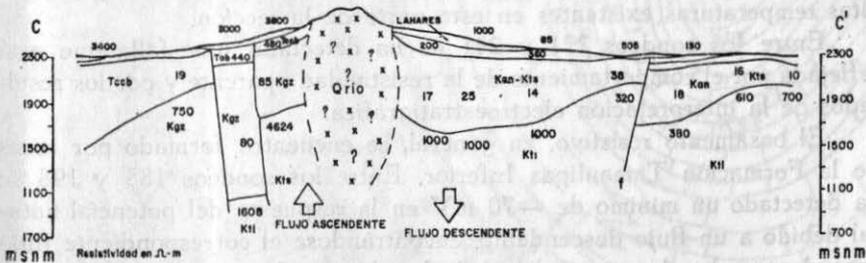
PERFIL DE POTENCIAL NATURAL



SW

SECCION ELECTROESTRATIGRAFICA

NE



SECCION DE ISO-RESISTIVIDAD APARENTE

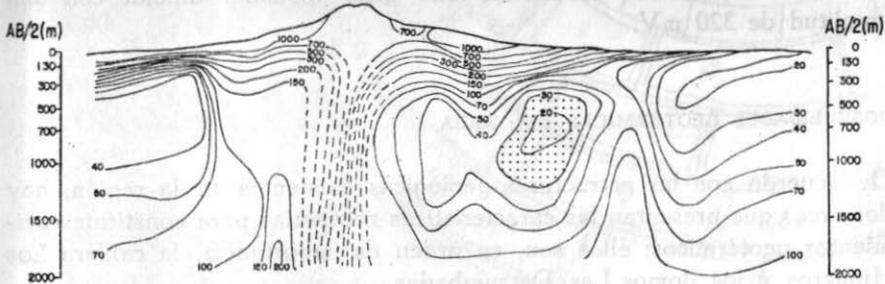


Figura 7.

tran a profundidades que van desde 140 m, en la parte más cercana a los domos, hasta 700 m al sur de la sección. La resistividad que presenta esta formación varía de 750 a 80 Ω -m, este último valor se debe al alto fracturamiento de la roca en las zonas de falla detectadas en este lugar. Este fallamiento permite la salida de gases hidrotermales que se manifiestan, entre otros lugares, en la base de la sierra La Ventana (figura 7).

La segunda parte de esta sección, al norte de los domos, se encuentra formada por una cubierta de lahares con espesores de hasta 100 m y con resistividades comprendidas entre 650 y 1 000 Ω -m. Estos lahares son detectados en los sondeos 186 a 198, teniendo su límite entre este último y el sondeo 221. La segunda capa está formada por conglomerados que se encuentran a lo largo de esta parte, con espesores máximos de 200 m y con resistividades que varían entre los 30 y 505 Ω -m; los valores más pequeños de esta capa se deben a la presencia de un acuífero somero, claramente notable en la sección de isorresistividad aparente, entre los sondeos 241 y 301. La tercera capa se encuentra formada por calizas de la Formación Agua Nueva y Tamaulipas Superior, con espesores que van de 200 a 660 m y valores de resistividad relativamente bajos que van de 10 a 38 Ω -m, por el contenido arcilloso de este tipo de roca y por las altas temperaturas existentes en esta parte de la sección.

Entre los sondeos 221 y 241 se ha detectado una falla que está reflejada por el comportamiento de la resistividad aparente y por los resultados de la interpretación electrostratigráfica.

El basamento resistivo, en general, se encuentra formado por rocas de la Formación Tamaulipas Inferior. Entre los sondeos 188 y 198 se ha detectado un mínimo de -70 mV en la respuesta del potencial natural debido a un flujo descendente, encontrándose el correspondiente flujo ascendente sobre la parte central de los domos, de acuerdo con las manifestaciones termales, resultando una gran anomalía dipolar con una amplitud de 320 mV.

POSIBILIDADES GEOTÉRMICAS DEL ÁREA

De acuerdo con las estructuras geológicas existentes en la región, hay dos áreas que presentan las características necesarias para constituir yacimientos geotérmicos; ellas son, en orden de importancia, la caldera Los Humeros y los domos Las Derrumbadas.

La caldera Los Humeros posee todas las condiciones de un buen prospecto geotérmico ya que la fuente de calor es el cuerpo magmático

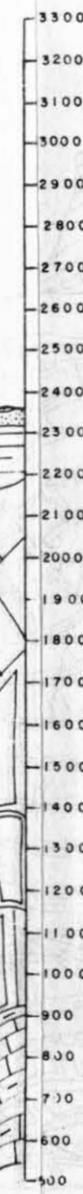
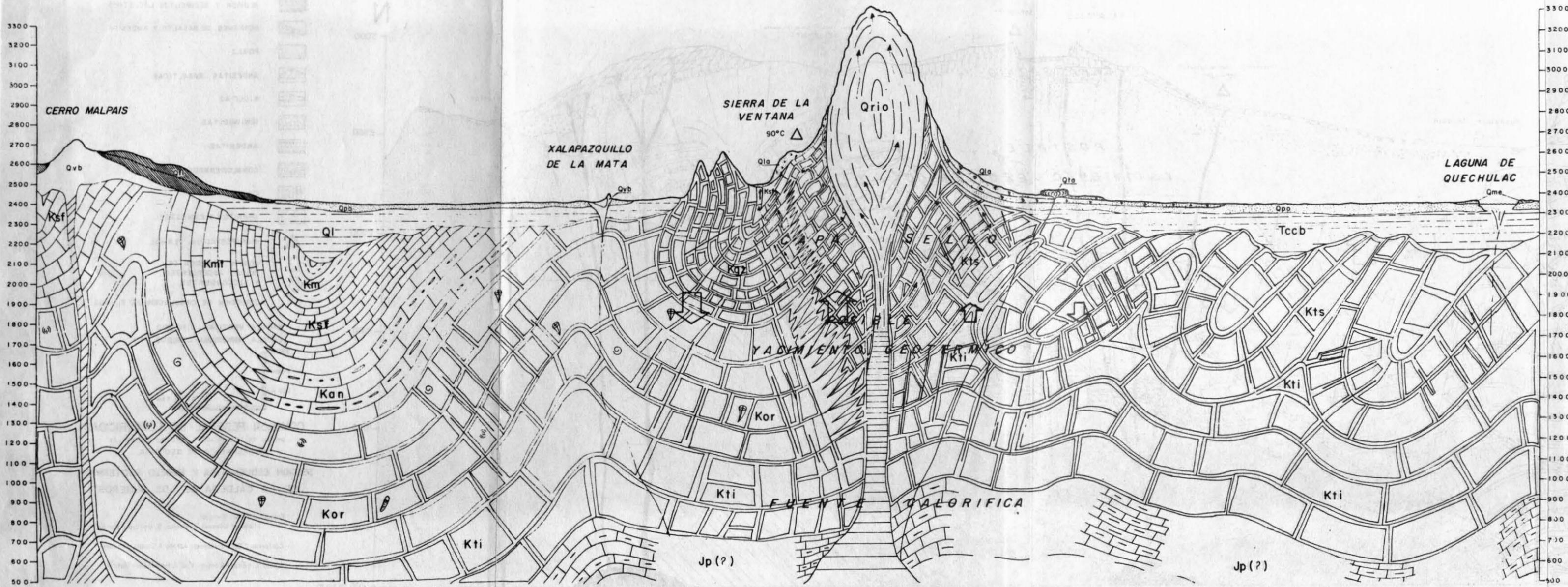
EXPLORACION DE LA REGION GEOTERMICA LOS HUMEROS-DERRUMBADAS
ESTADOS DE PUEBLA Y VERACRUZ

DOMOS LAS DERRUMBADAS

LAMINA 2

EXPLICACION
ROCAS IGNEAS Y SEDIMENTARIAS

CUATERNARIO		CRETACICO	
Qta	Formación Tenamastepec	Km	Formación Mendez
Qtl	Qta Miembro Arenas: Dacitas y Andesitas de piroxenos	Ksf	Km Margas, Calizas arcillosas
Qme	Qtl Miembro El Limón: Andesitas, Andesitas basálticas y Basaltos	Kmt	Formación San Felipe
	Qme Materiales de los crateros de explosión.	Kgz	Ksf Caliza arcillosa con bentonita
Qla	Lahares de las Derrumbadas	Kan	Formación Agua Nueva
Qpo	Qpo Poméz		Kan Caliza con pedernal
Ql	Ql Sedimentos lacustres.		Kmf Caliza arcillosa
Qvb	Volcanismo básico, Escoria y Basaltos		Formación Maltrata
Qrio	Hiodacitas		Kmf Caliza arcillosa
Qign	Ignimbrita Xáltipan		Formación Guzmantla
Tpan	Formación Teziutlán	Kts	Formación Tamaulipas Superior
Tman	Andesitas, Andesitas basálticas y basaltos.	Kor	Kts Caliza criptocristalina
Tccb	Formación Cruz Blanca	Kti	Formación Orizaba
	Conglomerados, arenas y arcillas		Kor Caliza arrecifal
			Formación Tamaulipas inferior
			Kti Caliza microcristalina
			JURASICO
		Jp	Formación Pimienta
			Lutitas negras con grandes amonitas microfauna arrecifal



ESCALA VERTICAL 1:10,000
ESCALA HORIZONTAL 1:50,000

COMISION FEDERAL DE ELECTRICIDAD
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
OFICINA DE EVALUACION Y ESTUDIOS ESPECIALES

SECCION ESQUEMATICA Y MODELO GEOTERMICO
DE LOS DOMOS LAS DERRUMBADAS.

Formó: C. Yáñez-García.
J. Casique-Vásquez. Revisó: S. García-Durán
Conforme: C. García-Herrera. Aprobó: A. Capella-Vizcaino
Dibujó: C. Yáñez-García Y J.A. Hernández-García

SECCION GEOLOGICA ESQUEMATICA Y MODELO GEOTERMICO DE LOS DOMOS LAS DERRUMBADAS

que dio origen a las diferentes rocas volcánicas que la constituyen. Considerando el gran volumen de las rocas eruptivas y su diferenciación, se puede decir que aún queda a profundidad gran cantidad de magma en estado incandescente que se evidencia con manifestaciones termales en superficie: Loma Blanca (80°) Los Humeros (70°), El Xalapazco (50°) y, fuera ya de la Caldera, el lugar denominado Tenamastepc (45°). Es necesario agregar que la juventud de estas rocas hace pensar que todavía se encuentran a alta temperatura.

El yacimiento está constituido por calizas de mediana permeabilidad y porosidad secundaria, conglomerados y gravas andesitas que las cubren; las calizas están fuertemente fracturadas y falladas, lo que da como resultado una alta porosidad secundaria. Además, el hecho de haber sido cortadas por innumerables conductos volcánicos, asegura la permeabilidad suficiente para que el agua circule y pueda sobrecalentarse.

Los sedimentos, arenas y gravas que cubren las calizas, así como las rocas volcánicas basales (andesita, ignimbritas, dacitas, basaltos, etcétera), forman parte esencial del tapón o sello, además de constituir parte del yacimiento mismo.

La recarga del acuífero termal proviene, con seguridad, de la secuencia calcárea de la Sierra Madre Oriental; tiene dirección NW-SE y se desvía ligeramente hacia el Sur al llegar a la caldera Los Humeros debido a la presencia de la estructura del basamento que es de forma cómica y está representada por rocas graníticas (Macizo de Teziutlán). Esta recarga se lleva a cabo a más de 500 m de profundidad, ya que los acuíferos superficiales presentan temperaturas normales.

Por las características expuestas se piensa que el posible yacimiento geotérmico es de grandes dimensiones, y que el centro de la fuente calorífica está al este de El Xalapazco. La actividad termal de este yacimiento geotérmico se pone de manifiesto en superficie únicamente mediante las fallas y las grandes fracturas (Lámina 1).

En los domos Las Derrumbadas, la fuente calorífica la constituye la cámara magmática que dio origen a las rocas de composición ácida (riodacitas) que forman el núcleo de las grandes estructuras volcánicas. Los remanentes de esa cámara magmática aún deben estar en estado incandescente, como lo prueba el pequeño derrame proveniente de la misma cámara, que corresponde a la edad más joven en lo que a actividad volcánica de toda la región se refiere; si a esto se agrega la alta temperatura presente en las fumarolas, no queda lugar a dudas de la existencia de esta fuente calorífica a profundidad.

Las calizas y la misma riodacita de los domos Las Derrumbadas parecen formar el reservorio aunque presentan un carácter muy local, es decir, limitado a lo que ocupa la base de la estructura dómica y una pequeña área circunvecina; esto no la hace tan favorable para la explotación, debido a la poca superficie que ofrece.

La capa sello en la base de los domos Las Derrumbadas la constituye la serie de lahares, sedimentos lacustres, conglomerados y fragmentos de calizas, secuencia que está bien representada en el lugar denominado La Ventana, donde hay manifestaciones termales de 90°; por el contrario, sólo en la cima del domo oriental parece que no existe sello alguno, ya que el vapor escapa libremente a la superficie por la gran cantidad de fracturas que presenta esta roca, además de la fuerte alteración a la que se ha visto sometida (Lámina 2).

BIBLIOGRAFÍA

- ÁLVAREZ, M. JR., 1958. *Tectónica Profunda de México*: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 10, p. 163-166.
- BAZÁN B. S., 1959. *Levantamiento geológico como base para la clasificación de suelos efectuado en la parte noroccidental de la cuenca de Oriental-Serdán, estados de Puebla y Tlaxcala*: México, D. F., I.P.N., Esc. Sup. Ing. Arquitectura, tesis profesional, 53 p. (inédita).
- Brigada de Estudios Geohidrológicos, 1979, *Hidrología superficial; geohidrología del Proyecto Geotérmico Los Humeros Derrumbadas*: México, D. F., C.F.E. (informe inédito).
- CASIQUE V., J., 1980. *Estudio Geológico Aplicado a la Geotermia del Área. Los Humeros-Las Derrumbadas, en los estados de Puebla y Veracruz*: México, D. F., IPN, Esc. Sup. Ing. Arquitectura, tesis profesional, p. 62-63 (inédita).
- CEPEDA D., L., 1978. *Informe de los estudios petrográficos hechos a muestras de la Cuenca de Libres-Oriental, estados de Puebla y Veracruz*: México, D. F., C.F.E. (informe inédito).
- CEPEDA D., L., 1979. *Informe de los estudios petrográficos hechos a muestras de la caldera Los Humeros y los domos Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz*: México, D. F., C.F.E. (informe inédito).
- CIVETTA, L. P., GASPARINI, G. LUONGO y RAPOLLA, 1974. *Physical volcanology*: Amsterdam-Oxford-New York, Elsevier, p. 289-310.
- DEL RÍO L., L., 1981. *Fracturamiento regional y vulcanismo; método y aplicaciones a la geotermia, región Los Humeros-Las Derrumbadas*: México, D. F., UNAM, Ints. Geofísica, México (informe inédito).
- GARCÍA D., S., 1968. *Informe sobre las mediciones de flujo térmico efectuados en Los Humeros, Puebla*: México, D. F., C.F.E. (informe inédito).
- GÓMEZ VALLE, R., 1968. *Informe geológico regional del área de Los Humeros, estado de Puebla*: México, D. F., C.F.E., Inst. Invest. Industria Eléctrica, 9 p. (informe inédito).

- GONZÁLEZ S., A., 1968. *Informe geológico de Los Humeros, estado de Puebla*: México, D. F., C.F.E., Inst. Invest. Industria Eléctrica, 9 p. (informe inédito).
- MENES L., S., 1965. *Estratigrafía y tectónica de la porción oriental del Macizo de Teziutlán, Puebla, y sus relaciones geológicas regionales con el frente de la Sierra Madre Oriental entre Pemuxco, Hidalgo y el Valle de Oaxaca*: México, D. F., IPN, Esc. Sup. Ing. Arquitectura, tesis profesional, 51 p. (inédita).
- MOLINA B., R., 1979. *Geoquímica de los gases de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Puebla*: México, D. F., C.F.E. (informe inédito).
- MOLINA B., R., 1980. *Hidrogeoquímica de la región geotérmica de Los Humeros-Las Derrumbadas, Puebla*: México, D. F., C.F.E., (informe inédito).
- MOLINA B., R., 1980. *Exploración geotérmica en Los Humeros-Las Derrumbadas usando el vapor de mercurio contenido en los suelos*: México, D. F., C.F.E. (informe inédito).
- NAMUR O., C., 1960. *Estudio geohidrológico para el control de las aguas subterráneas de la zona de veda de Oriental-Ciudad Serdán, estado de Puebla*: México, D. F., IPN, Esc. Sup. Ing. Arquitectura, tesis profesional, 77 p. (inédita).
- OLIVAS R., M., 1953. *Informe geológico de la provincia del Macizo de Teziutlán, Puebla*: Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 5.
- OLLIER C., D., 1973. *Volcanoes*: Cambridge, Massachusetts, The MIT Press, 177 p.
- ORDÓÑEZ, E., 1906. *Los Xalapazos del estado de Puebla*: Inst. Geol. México., *Parergones*, v. 1, p. 295-393.
- PALACIOS H., L. H. Y H. GARCÍA VELÁZQUEZ, 1981. *Informe geofísico del Proyecto Geotérmico Los Humeros-Derrumbadas*: México, D. F., C.F.E. (informe inédito).
- QUEZADAS F., A., 1961. *Las rocas del basamento de la Cuenca Tampico-Misantla*: México, D. F., UNAM, Fac. Ingeniería, tesis profesional, 72 p., (inédita).
- RUIZ SAINZ, P., 1978. *Estudio radiométrico de las rocas ígneas y metamórficas del área Villa Juárez-Tlapacoyan, estado de Veracruz*: Inst. Mex. Petróleo. Proyecto C-1067, p. 1-24 (inédito).
- SALAZAR M., S., 1969. *Estudio Geológico regional del prospecto Zacatepec*: México, D. F., Petróleos Mexicanos (informe inédito).
- TEMPLOS M., L. A., 1980. *Exploración geoquímica preliminar en las zonas geotérmicas de Los Humeros-Derrumbadas, Puebla*: México, D. F., C.F.E. (informe inédito).
- VINIEGRA O., F., 1965. *Geología del Macizo de Teziutlán y la cuenca cenozoica de Veracruz*: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 17, p. 100-135.
- VINIEGRA O., F., 1966. *Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en la provincia de la Sierra Madre y Macizo de Teziutlán, Puebla*: Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros, v. 13, p. 146-157.
- YÁÑEZ G., C., S. GARCÍA D., Y J. CASIQUE V., 1979. *Geothermic exploration in the Humeros-Derrumbadas area*: Geothermal Resources Council (E.U.A.), Trans. v. 3, resumen.
- YÁÑEZ G., C. Y J. CASIQUE V., 1980. *Informe geológico del Proyecto Geotérmico Los Humeros-Derrumbadas*: México, D. F., C.F.E. (informe inédito).
- YÁÑEZ G., C. Y S. GARCÍA D., 1981. *Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz*: México, D. F., Ediciones del Sector Eléctrico.

SISMICIDAD Y VARIACIÓN EN EL VALOR DE b EN LA ZONA VOLCÁNICA DE COLIMA, MÉXICO

F. MEDINA Y Z. JIMÉNEZ *

RESUMEN

Con base en 45 eventos de magnitud coda entre 0.7 y 3.4 para el área de Colima, se calculó el valor de $b=1.33$. Este valor contrasta con el reportado anteriormente para el área ($b=0.51$). Se propone el estudio sistemático de la variación de este parámetro para analizar el cambio en la concentración de esfuerzos en el área y su posible relación con la actividad del volcán de Colima.

INTRODUCCIÓN

El área de Colima tiene una larga historia sísmica y volcánica. Ambos fenómenos, producto de la subducción de la placa de Cocos bajo la placa americana, han sido objeto de diversos estudios, ya que no es del todo clara la relación entre la zona volcánica de Colima y el Eje Volcánico Mexicano.

El graben de Colima (figura 1), de orientación norte-sur, es el resultado de la intersección de las fosas tectónicas de Tolimán y de Sayula; esta última se extiende hacia el Norte donde se intersecta con el graben de Tepic-Chapala. Los bordes del graben están delimitados por los ríos Tuxpan (Este) y Armería (Oeste), cuya separación en la parte central es cercana a los 40 km. Los estudios gravimétricos del graben, con la presencia de vulcanismo reciente, sugieren la presencia de fallas profundas (Medina y Mena, 1981).

En el área de Colima han ocurrido frecuentes sismos de magnitud mayor a 6; entre éstos los eventos de 1806, 1818, 1837, 1858, 1864, 1911, 1932, 1941 y 1973, han causado destrucción considerable (Nava, 1973).

* Instituto de Geofísica, UNAM, México 04510, D. F.

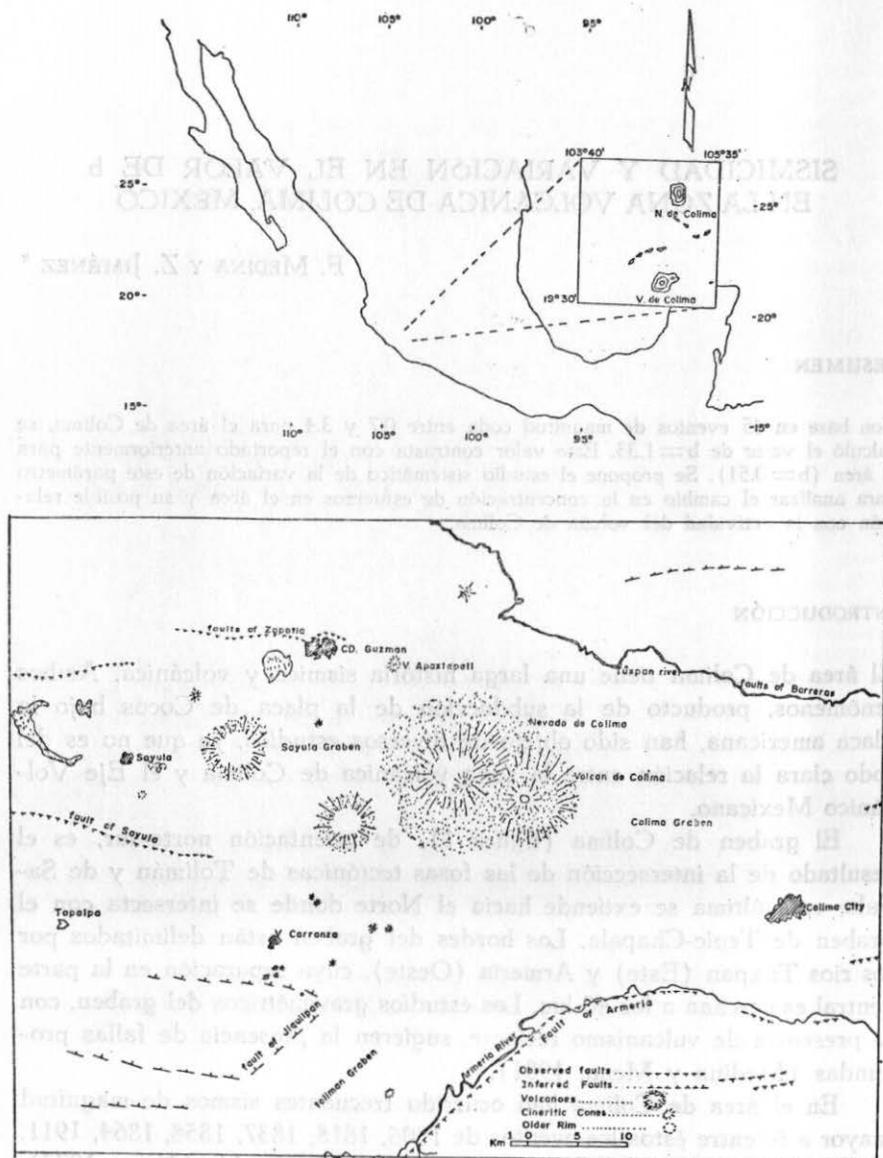


Figura 1.

La sismicidad del área es compatible con una zona de subducción con ángulo de buzamiento de 30° (figura 2).

EL VALOR DE b

La relación magnitud-frecuencia de eventos sísmicos ha sido estudiada por diversos autores (Wyss, 1973). Esta relación es de la forma $\log N = a - bM$, donde N es el número de eventos de magnitud M o mayor.

Mientras algunos autores han reportado valores de b constantes para una zona determinada (Riznichenico, 1959); otros autores han reportado variación de b en el tiempo (Kekami, 1967). Esta variación en el tiempo pudiera representar un patrón de comportamiento específico para áreas determinadas, (Ma, 1978). Reyners (1981) propuso recientemente el análisis sistemático de la variación de b con objeto de monitorear procesos preparatorios de eventos sísmicos, arguyendo que los cambios relativos en b están inversamente relacionados con los cambios de los esfuerzos en una área.

Li *et al.* (1978), reportó el decrecimiento en el valor de b como comportamiento precursor del sistema de Tangshan, China de 1976, cuya magnitud fue de $M_s = 7.8$.

Con objeto de obtener mayor información acerca del comportamiento del valor de b en áreas sísmicas del país, y analizar su variación en el tiempo, se procesó la información existente en la estación sismológica de la Universidad de Colima (ESUC); de la cual se tienen registros de octubre de 1979 a julio de 1980.

Esta estación forma parte del convenio de cooperación entre el Instituto de Geofísica de la UNAM y la Universidad de Colima para realizar estudios en el área de Vulcanología.

ÁREA DE ESTUDIO

El área estudiada tiene una estructura compleja; hacia el Norte se extiende un graben (con orientación Norte-Sur) de 35.38 km de ancho. En el Sur se encuentra una zona de subducción, producto de la convergencia de las placas Norteamericana y Cocos. El área presenta grandes sistemas de fallas y volcanismo activo, como es el volcán de Colima ($19^\circ 31' 45''$ y $103^\circ 37' 01''$ W) que ha presentado varias fases eruptivas en el presente siglo, la última de ellas en diciembre de 1981.

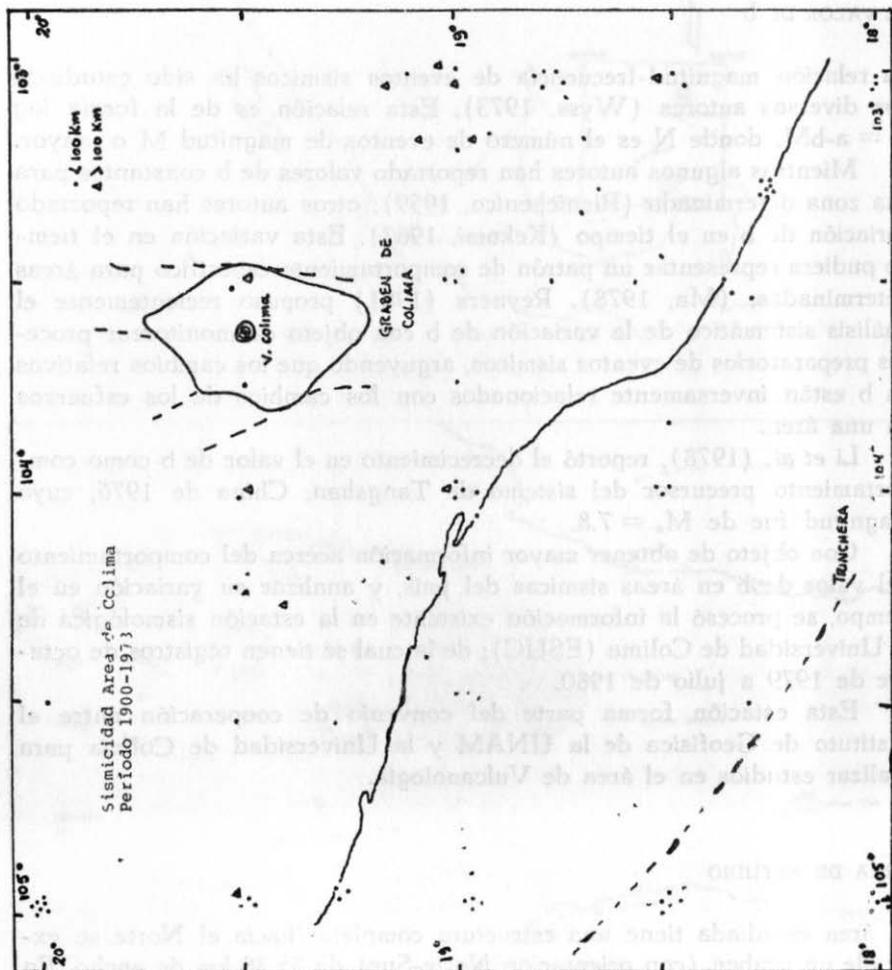


Figura 2.

La estación ESUC se encuentra instalada en las afueras de la ciudad de Colima ($19^{\circ}15'50''$ y $103^{\circ}43'10''$ W), teniendo como objetivo la detección de eventos volcánicos (sismicidad tipo B), precursores de actividad eruptiva.

El área ha sido objeto de estudios sísmicos amplios (Reyes *et al.*, 1979); 2 explosiones submarinas de 1 y 2 toneladas de TNT fueron efectuadas con objeto de estimar las velocidades de propagación de ondas sísmicas en función de la profundidad. Una relación de $v_p/v_s = 1.77$ fue obtenida mediante este estudio.

INSTRUMENTACIÓN Y DATOS

La estación consiste de un sismómetro Willmore con periodo de 1 segundo y un registrador de papel ahumado tipo Kinometrics PS-1, con velocidad de registro de 1 mm/seg. La amplificación de operación es de 60 db.

Con esta estación se detectaron más de 85 eventos durante 270 días de observación entre octubre de 1979 y julio de 1980. De estos eventos se tomaron en cuenta sólo 45 que presentaron fases claras y amplitud mayor que el ruido natural de la estación.

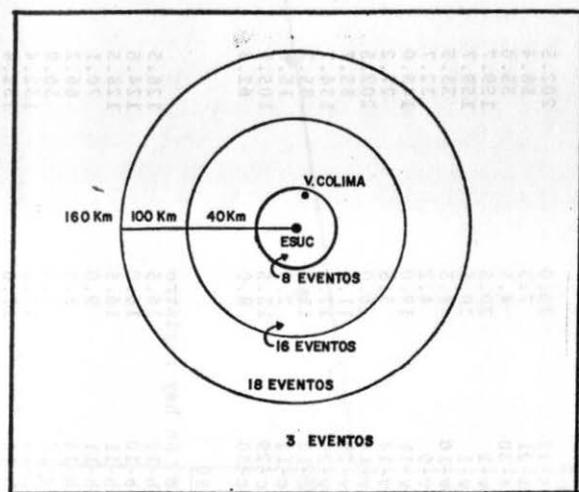


Figura 3.

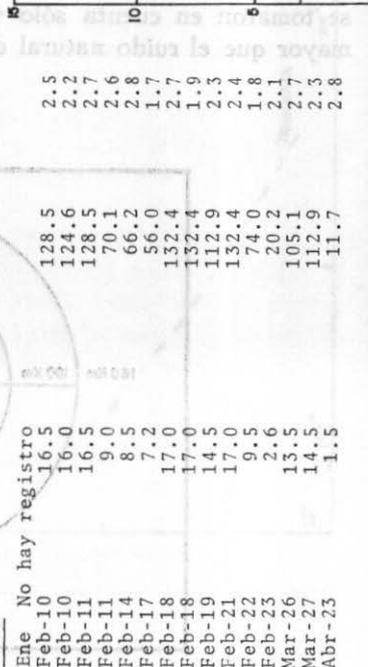
TABLA I

Eventos detectados en la Estación Sismológica ESUC(19°14'38"N; 103°43'05"W)

Fecha	Ts-p (seg)	(Km)	Mc	Fecha	Ts-p (seg)	(Km)	Mc
1979							
Oct-12	26.0	202.5	2.8	May-5	12.7	98.9	1.8
Oct-21	7.5	58.4	1.9	May-17	40.0	311.6	3.4
Oct-30	4.5	35.0	1.4	May-23	8.5	66.2	2.1
Nov-1	20.5	159.7	2.2	May-26	10.0	77.9	2.3
Nov-1	20.5	159.7	2.1	May-26	16.5	128.5	2.3
Nov-10	4.3	33.5	1.7	May-26	16.2	126.2	2.6
Nov-9	4.2	32.7	2.2	Jun-6	9.3	72.4	1.9
Nov-11	19.0	148.0	2.6	Jun-14	8.7	67.7	2.4
Nov-14	3.5	27.2	2.0	Jun-17	10.8	84.1	2.1
Nov-14	26.0	202.5	2.7	Jun-25	3.0	23.3	0.7
Nov-29	11.0	85.7	2.4	Jul-8	10.5	81.7	2.2
Nov-29	17.3	134.7	2.1	Jul-10	14.5	112.9	2.3
Dic-12	11.0	85.7	2.2	Jul-13	15.3	119.1	2.3
Dic-12	2.0	15.6	1.0	Jul-15	11.0	85.7	2.4
Dic-29	13.5	105.1	2.9				
Dic-30	8.0	62.5	2.5				
1980							
Ene No hay registro							
Feb-10	16.5	128.5	2.5				
Feb-10	16.0	124.6	2.2				
Feb-11	16.5	128.5	2.7				
Feb-11	9.0	70.1	2.6				
Feb-14	8.5	66.2	2.8				
Feb-17	7.2	56.0	1.7				
Feb-18	17.0	132.4	2.7				
Feb-18	17.0	132.4	1.9				
Feb-19	14.5	112.9	2.3				
Feb-21	17.0	132.4	2.4				
Feb-22	9.5	74.0	1.8				
Feb-23	2.6	20.2	2.1				
Mar-26	13.5	105.1	2.7				
Mar-27	14.5	112.9	2.3				
Abr-23	1.5	11.7	2.8				

PROM 5 EVENTOS/MES

OCT NOV DIC EN FEB MAR ABR MAY JUN JUL



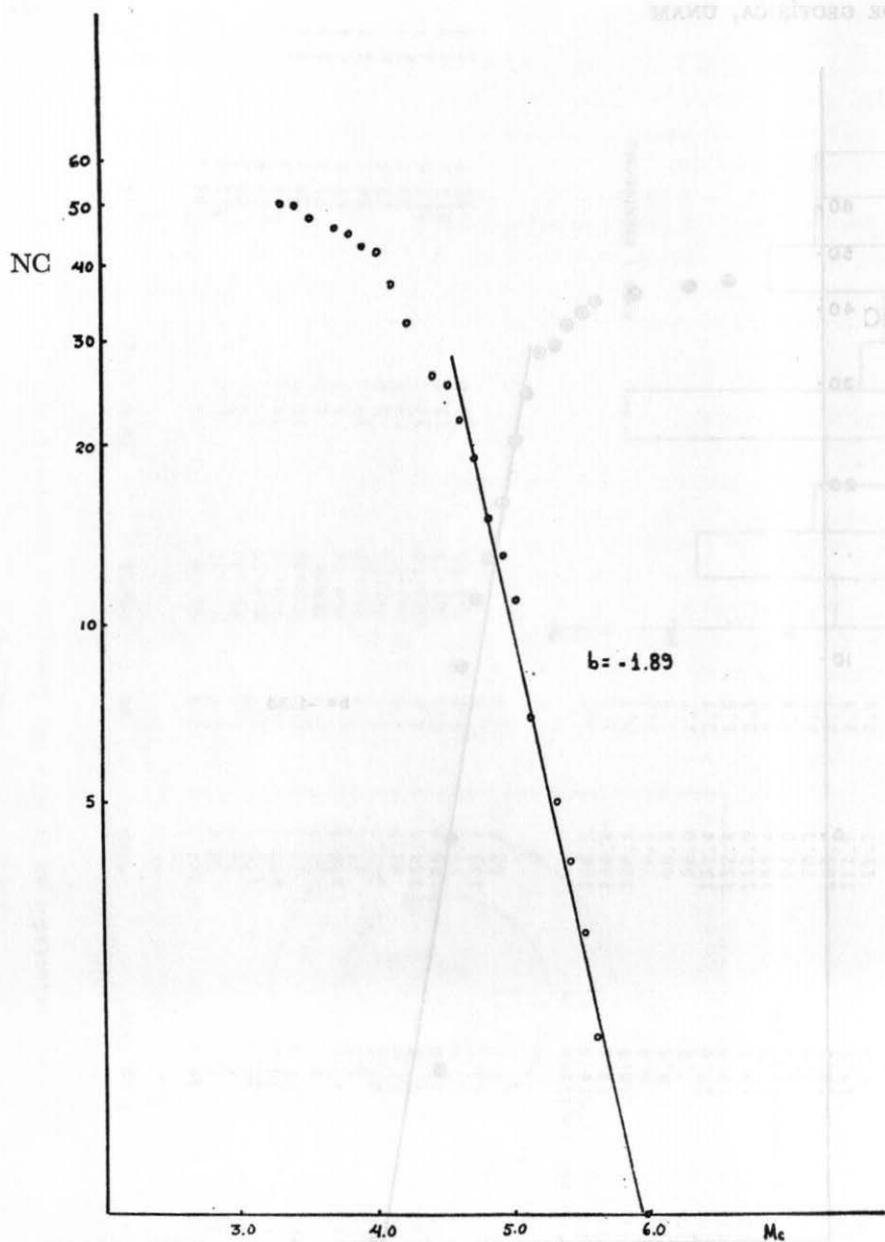


Figura 5.

La magnitud fue calculada con base en la duración de la señal, usando la relación reportada por González (1980). Esta relación es:

$$M_c = -0.86 + 1.87 \log t$$

donde M_c es la magnitud coda y t es el tiempo en segundos de duración de la señal. Las magnitudes calculadas varían entre 0.7 y 3.4 (Tabla 1). La distancia epicentral fue calculada para todos los eventos; se hizo uso de las relaciones de velocidad reportadas por Reyes *et al.* (1979). La figura 3 muestra el número de eventos registrados dentro de radios específicos a la estación.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El valor de 2 obtenido con los datos de la Tabla 1 es de 1.33 (figura 4). Esto difiere notablemente de los reportados por Reyes *et al.* (1979) de 0.51 para eventos menores de $m_b = 4.2$ y de 0.97 para magnitudes mayores. Dicha diferencia es explicable tomando en cuenta que los valores reportados por Reyes corresponden a un período de observación de 12 días posteriores al evento ($m_b = 7.5$) de enero de 1973, en la costa de Colima.

El valor reportado aquí es compatible con el calculado de los datos del Servicio Sismológico Nacional para la misma área. Durante el período 1963-1972 ocurrieron más de 50 eventos con magnitud mayor entre 3.5 m_b 6.0, cuyo valor de b es de 1.89 (figura 5).

Mogi (1962) ha sugerido que un alto valor de b es causado por una extrema heterogeneidad y una alta concentración de esfuerzos. De ser correcta esta hipótesis, altos valores de b -alta concentración de esfuerzos en el área, sería particularmente interesante analizar la variación de b y la posible relación con la actividad volcánica en el área.

De acuerdo a Fedotov (1977), los esfuerzos tectónicos son una de las 5 causas que controlan el ascenso de magma a la superficie. En el caso del volcán de Colima, cuya actividad es relativamente frecuente, puede implementarse un estudio de esta índole ampliando la observación sismológica.

BIBLIOGRAFIA

- FEDOTOV, S., 1977. *Geophysical data on deep-seated magmatic activity below Kamchatka and an estimate of the forces that the rise of magmas into volcanoes*. Int. Geology, Rev. Vol. 19.
- GONZÁLEZ, L., 1980. *Estudio de las réplicas (29 nov-17 dic, 1978, M 3.0) del temblor de Oaxaca del 29 de noviembre de 1978. Calibración de magnitudes*. Tesis Profesional, Facultad de Ciencias, UNAM, 1980.
- IKEGAMI, R., 1967. *On the secular variation of magnitude frequency relation of earthquakes*. Bull. Earthq. Res. Inst. 45 pp. 327-338.
- LI, Q. L., J. B. CHEN, L. YU AND B. L. HAO, 1978. *Time and Space Scanning of the b. value: A method for monitoring the development of catastrophic earthquake*. Acta Geophys Sinica 21 pp. 101-125.
- MA, R. C., 1978. *Variations of the b values before several large earthquakes occurred in North China*. Acta Geophys. Sinica 21 pp. 126-141.
- MEDINA, F. Y M. MENA, 1981. *Historia eruptiva del volcán de Colima y análisis preliminar de la gravimetría del Graben y la zona volcánica de Colima, México*. Memorias del Simposio su Rischio sismico e Rischio Volcánico. II La Roma.
- MOGI, K., 1962. *Magnitude-frequency relation for elastic shock accompanying fractures of various materials and some related problems in earthquakes*. Earthquake Res. Inst. Bull. Tokyo University, 40 pp. 831-853.
- NAVA, A., 1973. *El sismo de Colima de enero 30, 1973*. Tesis de Maestría, Fac. de Ciencias, UNAM.
- REYES, A., J. N. BRUNE AND C. LOMNITZ, 1979. *Source mechanism and aftershock study of the Colima, México Earthquake of January 30, 1973*. Bull. Seism. Soc. Am. 69 pp. 1819-1840.
- REYNERS, M. 1981. *Long and Intermediate-Term seismic precursors to Earthquakes-state of the Art*. In Earthquake Prediction Am. Geophys Union Maurice Ewing Series No. 4 pp. 333-347.
- RIZNICHENKO, J. V., 1959. *On Quantitative determination and mapping of seismic activity*. Ann. Geof. 12 pp. 227-237.
- WYSS, M., 1973. *Towards a Physical Understanding of the Earthquake frequency distribution*. Geophys J. R. astr. Soc. 31 pp. 341-359.

RESUMEN DE LAS CONDICIONES METEOROLÓGICAS REGISTRADAS EN LA ESTACIÓN DE INVESTIGACIONES MARINAS "EL CARMEN", DURANTE EL AÑO DE 1981

A. MACHADO *

V. M. ALBA C. *

R. CRUZ O. *

El principal propósito de observar, medir y registrar las condiciones meteorológicas en la Estación de Investigaciones Marinas "El Carmen", es para que la información obtenida sirva de apoyo a las investigaciones que se realizan en el área de la Laguna de Términos, así como también de divulgación, que pueda ser aprovechada en proyectos de construcción, agricultura y ganadería y, para las embarcaciones pesqueras que operan en la Laguna de Términos y Golfo de México adyacente. Los fondos económicos para efectuar este trabajo fueron aportados por la Universidad Nacional Autónoma de México, a través del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología.

La Estación de Investigaciones Marinas "El Carmen" se localiza en la Isla del Carmen en la porción norte de Ciudad del Carmen, Campeche. Las observaciones de los parámetros meteorológicos se efectuaron durante las 24 hrs., haciendo un total de 8 760 observaciones durante el año.

CARACTERÍSTICAS DE LOS INSTRUMENTOS

Se utilizó una Estación Meteorológica Portátil marca "Weather Measure" modelo WC 755 equipada con sistema mecánico para medir y registrar los siguientes parámetros meteorológicos:

Dirección y velocidad del viento, temperatura, humedad relativa del aire y precipitación.

* Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Ciencias del Mar y Limnología, Estación de Investigaciones Marinas "El Carmen".

ESPECIFICACIONES

REGISTRO

Tamaño de la caja de registro	17 1/2" A × 14" L × 21" h
Tamaño de la gráfica	10 1/2" A × 49' 1
Tipo de gráfica	Sensitiva a Presión
Operación	Baterías
Velocidad de la gráfica	10 mm/hr
Parámetros Registrados	Temperatura, humedad, precipitación, dirección del viento, velocidad del viento.
Construcción	Aluminio, acero inox.
Tiempo de operación	60 días

SENSORES

ANEMÓMETRO

Tipo	Anemómetro de 3 copas
Tamaño	Copas de 4" de diámetro Diámetro total 13"
Velocidad de inicio	I. M. P. H.
Amplitud de la escala	0 - 10 km regreso automático

VELETA

Veleta	Equilibrada de tipo bolsa abierta
Tamaño	10" h × 20" 1
Precisión	0 - 360° I. M. P. H.

TEMPERATURA

Elemento sensor	Tubo de Bourdon
Escala	-25°F a 125°F
Escala	-30°C a 50°C
Divisiones del Gráfico	2°C ó 5°F
Precisión	±1°F

HUMEDAD

Elemento del sensor	Cabello rubio humano
Rango	0 - 100%
Precisión	±4%

PRECIPITACIÓN

Sensor	Canjilones basculares
Exactitud	±3%
Precisión	1 mm standard
Tamaño del Orificio	6 1/4" Diámetro standard
Area del Orificio	200 cm ² standard 31 Pulg ²
Amplitud de la Escala	0 - 30 mm regreso automático ilimitado

La presión atmosférica (mb) se registró empleando un microbarógrafo marca "Weather Measure".

Las gráficas de las figuras 1 y 2, ilustran el comportamiento de los parámetros obtenidos en el año de 1981. En las tablas 1 y 2 se presentan los resúmenes mensuales de las condiciones meteorológicas registradas en el mismo año.

Los valores anuales máxima, media, mínima de la temperatura, presión atmosférica, humedad relativa del aire se muestran en el Apéndice 1.

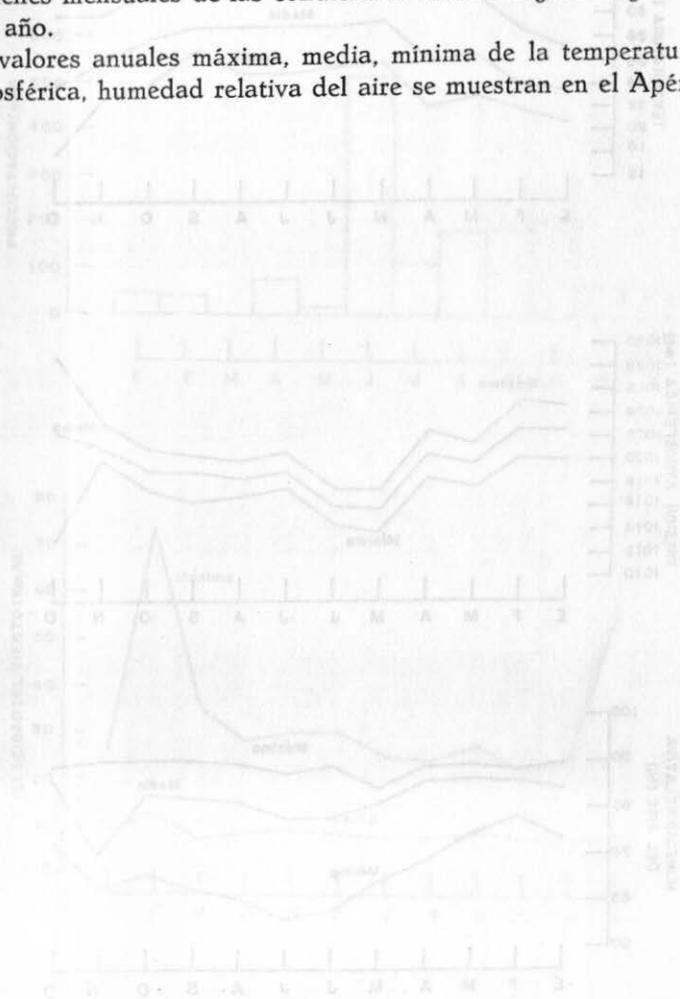


Figura 1. Gráficas de los parámetros meteorológicos registrados en el año de 1981. Se muestran los valores mensuales de precipitación, presión atmosférica, temperatura máxima y mínima.

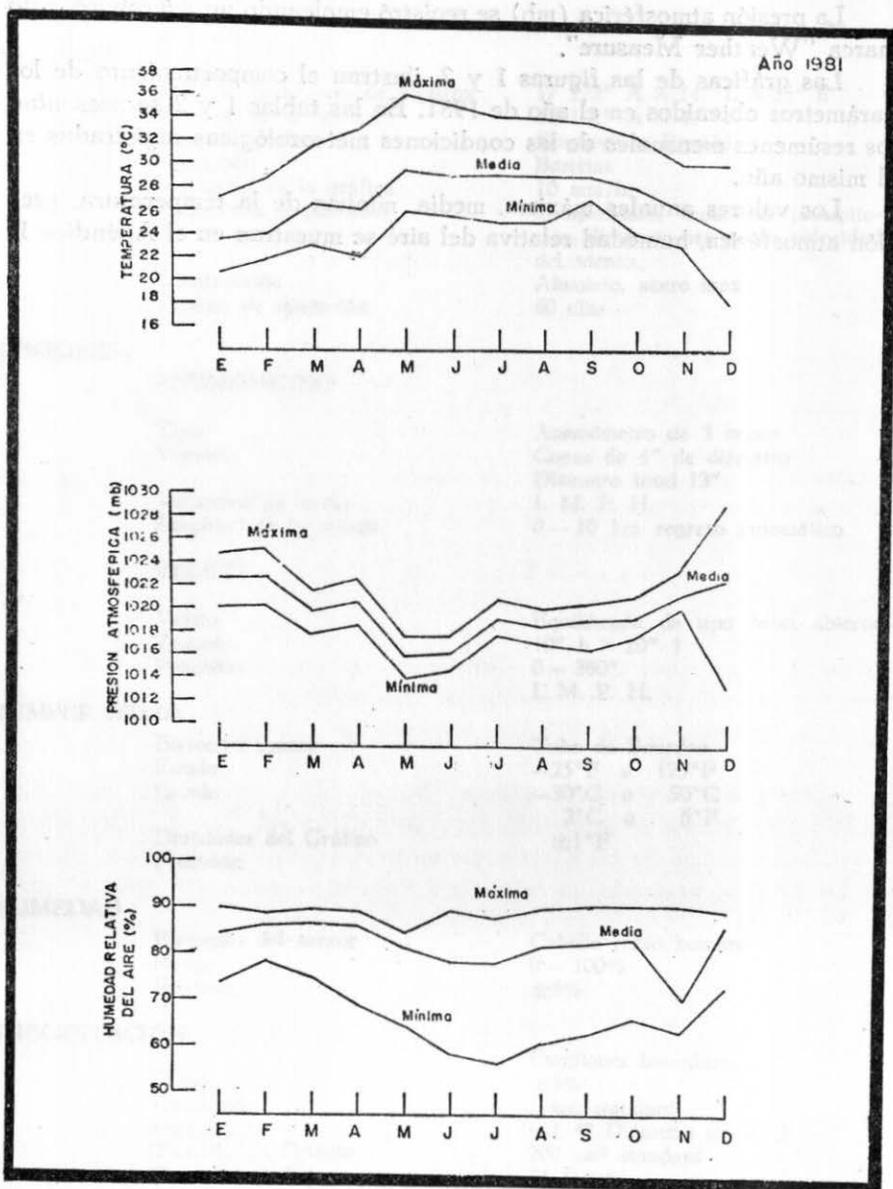


Figura 1. Ilustra el comportamiento de la temperatura, presión atmosférica y humedad relativa del aire, registrados en el año de 1981.

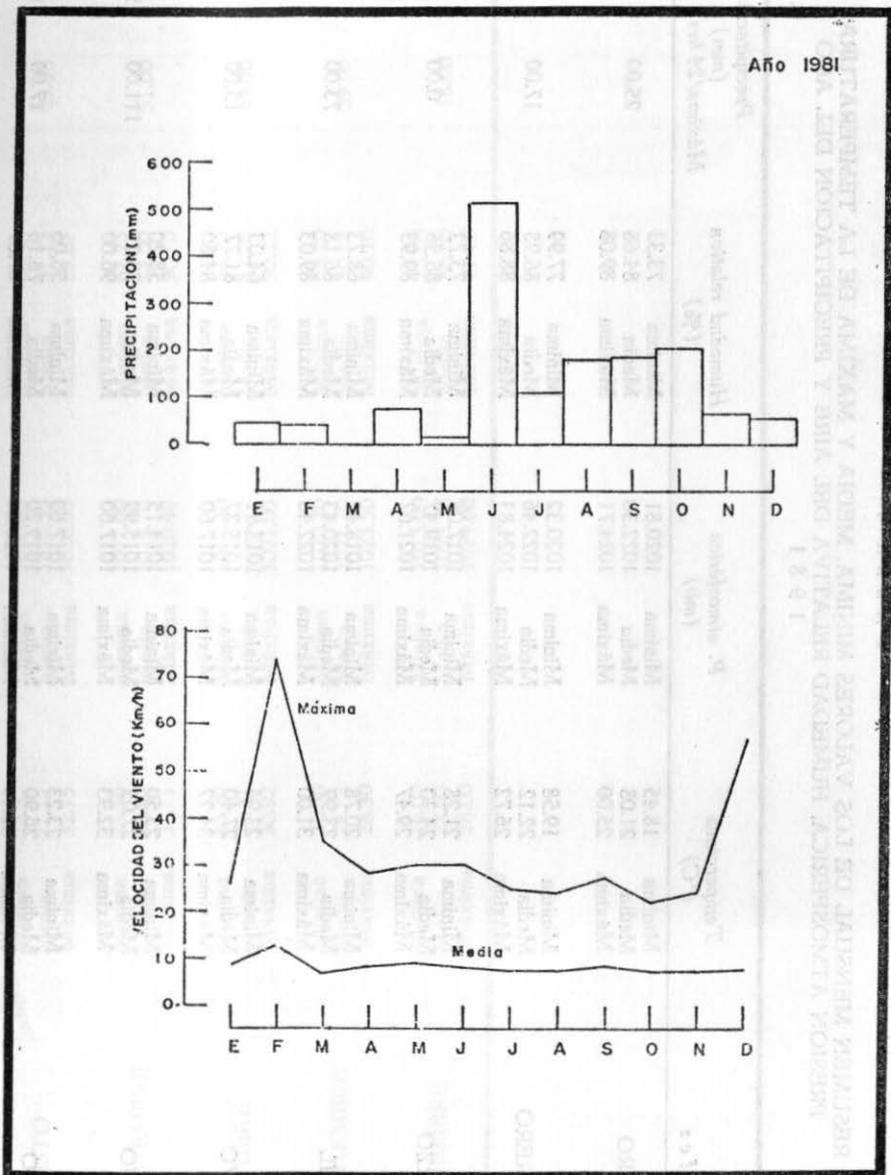


Figura 2. Ilustra la precipitación, velocidad del viento, registrados en 1981.

T A B L A 1

RESUMEN MENSUAL DE LOS VALORES MINIMA, MEDIA Y MAXIMA DE LA TEMPERATURA
PRESION ATMOSFERICA, HUMEDAD RELATIVA DEL AIRE Y PRECIPITACION DEL AÑO
1 9 8 1

Mes	Temperatura (°C)			P. atmosférica (mb)			Humedad relativa (%)			Precipitación (mm)	
	Minima	Media	Máxima	Minima	Media	Máxima	Minima	Media	Máxima	Máxima/24 hrs	Total
ENERO	18.45	21.08	25.00	1020.81	1022.30	1024.71	73.33	84.68	89.08	25.00	49.00
FEBRERO	19.58	22.12	26.72	1020.32	1022.46	1024.83	77.99	86.98	88.86	17.00	41.00
MARZO	21.28	24.30	29.47	1017.06	1019.47	1021.62	73.72	86.56	89.93	0.00	0.00
ABRIL	20.78	23.99	31.00	1018.42	1020.43	1022.48	68.73	86.18	89.03	73.00	76.00
MAYO	23.94	27.40	34.22	1013.84	1015.77	1017.60	64.03	81.77	84.80	15.00	15.00
JUNIO	23.50	27.05	32.93	1014.15	1015.99	1017.60	58.20	78.25	96.00	111.00	562.00
JULIO	23.23	26.90	32.19	1017.60	1019.20	1020.80	56.06	78.16	87.87	17.00	111.00

AGOSTO	Minima	23.37	Minima	1016.80	Minima	60.58	49.00	179.00
	Media	27.12	Media	1018.50	Media	81.22		
	Máxima	32.15	Máxima	1020.00	Máxima	89.67		
SEPTIEMBRE	Minima	23.56	Minima	1017.00	Minima	62.23	51.00	183.00
	Media	26.80	Media	1018.70	Media	82.00		
	Máxima	31.71	Máxima	1020.40	Máxima	90.70		
OCTUBRE	Minima	22.70	Minima	1017.40	Minima	65.22	46.00	205.00
	Media	26.37	Media	1019.10	Media	83.26		
	Máxima	30.92	Máxima	1021.00	Máxima	90.22		
NOVIEMBRE	Minima	21.90	Minima	1020.20	Minima	63.20	39.00	65.00
	Media	24.73	Media	1021.70	Media	80.14		
	Máxima	28.30	Máxima	1023.50	Máxima	90.10		
DICIEMBRE	Minima	16.00	Minima	1013.00	Minima	73.00	18.00	58.00
	Media	22.00	Media	1022.38	Media	86.00		
	Máxima	28.00	Máxima	1029.00	Máxima	89.00		

T A B L A 1

RESUMEN MENSUAL DE LAS CONDICIONES DE DIRECCION
Y VELOCIDAD MEDIA Y MAXIMA DEL VIENTO,
REGISTRADAS DURANTE 1981

M e s	Dirección del viento		Velocidad del viento	
		frecuencia	Media	Máxima
ENERO	N	45	7.00	13.00
	N-NE	34	7.00	16.50
	NE	7	12.00	9.00
	E-NE	30	5.80	22.00
	E	13	5.80	11.50
	E-SE	53	8.20	17.00
	SE	10	8.50	13.00
	S-SE	19	6.30	11.00
	S	46	8.00	12.00
	S-SW	138	8.30	19.00
	SW	83	8.80	19.00
	W-SW	139	10.00	20.00
	W	43	8.60	20.00
	N-NW	34	11.00	25.00
	NW	16	12.80	26.00
	N-NW	29	10.20	19.00
	Calma	5		
FEBRERO	N	125	13.20	70.00
	N-NE	220	12.00	34.00
	NE	9	7.90	12.00
	E-NE	26	8.60	17.60
	E	45	8.40	16.00
	E-SE	121	10.50	23.00
	SE	34	10.40	17.50
	S-SE	10	9.80	14.50
	S	2	8.50	9.00
	S-SW	0	0.00	0.00
	SW	0	0.00	0.00
	W-SW	6	6.50	8.50
	W	3	2.60	3.20
	W-NW	3	6.40	8.00
	NW	2	6.40	6.50
N-NW	35	6.20	17.00	
Calma	31			

T A B L A 2 Continúa

Mes	Dirección del viento		Velocidad del viento (Km/h)	
	frecuencia		Media	Máxima
MARZO				
	N	95	8.80	24.00
	N-NE	154	8.80	17.60
	NE	12	6.30	11.20
	E-NE	25	8.20	15.00
	E	60	6.80	24.00
	E-SE	164	10.20	22.00
	SE	36	8.80	16.00
	S-SE	13	8.40	14.40
	S	6	6.80	8.50
	S-SW	4	8.60	8.00
	SW	0	0.00	0.00
	W-SW	0	0.00	0.00
	W	0	0.00	0.00
	W-NW	2	8.00	35.00
	NW	27	12.90	35.00
	N-NW	137	10.50	27.00
	Calma	12		
ABRIL				
	N	110	11.00	28.00
	N-NE	152	11.50	27.20
	NE	2	8.00	14.40
	E-NE	61	10.00	27.20
	E	61	9.00	19.00
	S-SE	219	13.00	25.60
	SE	15	8.90	22.40
	S-SE	6	8.10	11.20
	S	8	7.40	11.00
	S-SW	8	7.05	8.00
	SW	4	7.15	8.00
	W-SW	2	4.00	4.00
	W	0	0.00	0.00
	W-NW	2	4.80	5.00
	NW	13	8.90	15.00
	N-NW	48	11.15	27.00
	Calma	15		

T A B L A 3 Continuación

Mes	Dirección del viento frecuencia	Velocidad del viento (Km/h)	
		Media	Máxima
MAYO			
	N	69	8.40
	N-NE	139	9.05
	NE	22	7.80
	E-NE	26	7.80
	E	62	8.00
	E-SE	161	10.80
	SE	56	9.60
	S-SE	18	8.40
	S	18	8.50
	S-SW	10	9.40
	SW	0	0.00
	W-SW	16	5.20
	W	2	7.20
	W-NW	24	22.20
	NW	10	9.00
	N-NW	95	9.70
	Calma	19	
JUNIO			
	N	59	8.60
	N-NE	64	11.20
	NE	30	7.60
	E-NE	15	7.80
	E	71	8.00
	E-SE	240	10.20
	SE	91	8.40
	S-SE	32	10.00
	S	19	7.80
	S-SW	14	7.60
	SW	34	7.40
	W-SW	14	8.60
	W	3	6.30
	W-NW	5	6.00
	NW	5	6.20
	N-NW	14	9.20
	Calma	12	

T A B L A 5 Continuación

Mes	Dirección del viento frecuencia	Velocidad del viento (Km/h)		
		Media	Máxima	
SEPTIEMBRE				
	N	147	11.49	14.40
	N-NE	77	9.60	14.00
	NE	39	8.66	12.80
	E-NE	39	9.20	20.80
	E	67	6.89	15.00
	E-SE	112	8.69	25.00
	SE	64	6.68	12.80
	S-SE	70	7.66	17.60
	S	17	5.15	6.40
	S-SW	11	6.56	10.00
	SW	17	7.83	16.00
	W-SW	5	12.15	14.40
	W	5	6.40	16.00
	W-NW	3	6.41	6.40
	NW	10	13.90	27.00
	N-NW	15	7.23	16.00
	Calma	24		
OCTUBRE				
	N	112	9.87	22.80
	N-NE	111	9.58	17.60
	NE	42	7.49	14.40
	E-NE	73	9.30	14.40
	E	117	7.25	17.00
	E-SE	157	9.26	16.00
	SE	23	8.07	9.60
	S-SE	3	9.46	14.40
	S	2	7.70	9.00
	S-SW	18	5.80	8.00
	SW	22	4.46	14.40
	W-SW	14	5.25	6.40
	W	5	2.80	3.20
	W-NW	1	6.40	6.40
	NW	4	5.77	6.00
	N-NW	6	9.20	12.80
	Calma	37		

TABLA 6 Continuación

Mes	Dirección del viento frecuencia	Velocidad del viento (Km/h)		
		Media	Máxima	
NOVIEMBRE				
	N	146	10.00	24.00
	N-NE	72	9.50	22.00
	NE	24	7.50	11.20
	E-NE	35	6.28	11.20
	E	60	5.80	11.20
	E-SE	41	6.70	9.60
	SE	14	5.80	6.40
	S-SE	6	6.25	9.00
	S	8	4.80	11.20
	S-SW	24	7.12	11.20
	SW	32	8.00	11.20
	W-SW	8	8.00	8.00
	W	13	6.66	9.60
	W-NW	10	8.50	16.00
	NW	70	9.12	18.00
	N-NW	100	7.92	12.80
	Calma	60		
DICIEMBRE				
	N	200	13.00	56.00
	N-NE	64	11.00	28.00
	NE	27	8.00	18.00
	E-NE	31	7.50	18.00
	E	34	8.40	10.00
	E-SE	37	9.20	20.00
	SE	43	9.00	15.00
	S-SE	10	8.00	10.00
	S	10	7.50	11.00
	S-SW	13	5.20	8.00
	SW	20	5.00	6.00
	W-SW	8	7.00	4.00
	W	10	2.75	5.00
	W-NW	20	5.00	15.00
	NW	60	6.00	24.00
	N-NW	95	7.20	22.00
	Calma	65		

A P É N D I C E 1

RESUMEN ANUAL DE LOS VALORES MÁXIMA, MÍNIMA Y EXTREMOS DE TEMPERATURA, PRESION ATMOSFERICA, HUMEDAD RELATIVA DEL AIRE Y PRECIPITACION OBTENIDOS EN 1981

TEMPERATURA	
Máxima	34.22°C
Mínima	16.00°C
Máxima Promedio	30.21°C
Media Promedio	24.98°C
Mínima Promedio	21.52°C
Mes más caluroso	Mayo
Mes más frío	Diciembre
PRESION ATMOSFÉRICA	
Máxima	1029.00 mb
Mínima	1013.00 mb
Máxima Promedio	1021.96 mb
Media Promedio	1019.66 mb
Mínima Promedio	1017.21 mb
Mes con menor Presión atmosférica	Diciembre
Mes con menor Presión atmosférica	Diciembre
HUMEDAD	
Máxima	96.00%
Mínima	56.00%
Máxima Promedio	89.00%
Media Promedio	82.93%
Mínima Promedio	66.35%
Mes con mayor Humedad	Junio
Mes con menor Humedad	Julio
PRECIPITACIÓN	
Máxima	111.00 mm
Mínima	0.00 mm
Mes más seco	Marzo
Mes más lluvioso	Junio
Total en el Año	1544.00 mm

APÉNDICE I Continuación

Dirección del viento		Velocidad del viento (km/h)	
		Media	Máxima
N	1 235	10.06	74.00
N-NE	1 235	9.98	34.00
NE	293	8.29	30.00
E-NE	460	8.47	27.00
E	751	7.49	24.00
E-SE	1 643	9.69	30.00
SE	546	8.40	28.00
S-SE	297	8.42	24.00
S	181	7.26	18.00
S-SW	252	6.53	19.00
SW	277	5.01	19.00
W-SW	224	6.63	19.00
W	92	4.56	20.00
W-NW	108	7.59	35.00
NW	237	8.58	35.00
N-NW	583	8.58	27.00
Calma	346		

VELOCIDAD DEL VIENTO

Máxima	74.00 km/h
Media Promedio	10.46 km/h

II. INSTRUMENTOS Y MÉTODOS

En la Tabla No. 1 se anotan los símbolos acronómicos correspondientes a los experimentos. Las calibraciones se llevaron a cabo comparando los resultados de rutina del Observatorio de Radiación Solar con un nivel de referencia (marcados con un asterisco en dicha tabla).

La sensibilidad asignada al pirómetro de radiación Solar es 10% correspondiente a la extrapolación para el año de 1967 de las calibraciones determinadas para este aparato en el Centro Internacional de Calibraciones Acordadas en Davos, Suiza.

Para el pirómetro LF-97 y el pirómetro LF-019194 se toman en cuenta sus calibraciones de fábrica. El pirómetro HTX-048, construido en el laboratorio de instrumentación del Instituto de Geofísica, es calibrado por primera vez.

COMPARACIONES ACTINOMÉTRICAS DE LOS SENSORES DEL OBSERVATORIO DE RADIACIÓN SOLAR DE CIUDAD UNIVERSITARIA (1982)

A. LEYVA*
A. MUHLIA*
J. L. BRAVO*

RESUMEN

Se describen los resultados de las calibraciones del instrumental actinométrico del Observatorio de Radiación Solar de Ciudad Universitaria, realizadas en el Observatorio Astronómico de Tonanzintla, Pue., en el mes de marzo de 1982. Se describen los métodos utilizados y se dan los resultados, sus estimaciones estadísticas y desviaciones estándar; se anotan además algunas observaciones acerca de la dependencia de las sensibilidades de los piranómetros con el ángulo zenital.

1. INSTRUMENTOS Y MÉTODOS

En la Tabla No. 1 se anotan los sensores actinométricos utilizados en el experimento. Las calibraciones se llevaron a cabo comparando los instrumentos de rutina del Observatorio de Radiación Solar con los sensores de referencia (marcados con un asterisco en dicha tabla).

La sensibilidad asignada al pirheliómetro de referencia Ångström 166, corresponde a la extrapolación, para el año de 1982, de las sensibilidades determinadas para este aparato en el Centro Internacional de Calibraciones Actinométricas de Davos, Suiza.

Para el pirheliómetro LF-97 y el piranómetro LF-G191044, no se cuenta con calibraciones de fábrica. El piranómetro MTZ-048, construido en el laboratorio de instrumentación del Instituto de Geofísica, es calibrado por primera vez.

* Instituto de Geofísica, UNAM.

En la Tabla No. 2 aparece la lista de los instrumentos de registro y medición. Debido a que el número de sensores fue mayor que el de canales de registro, en diferentes sesiones, un mismo sensor pudo ser acoplado a diferentes registradores. Sin embargo, en cada paso se tomó nota de esto a fin de asegurar el cálculo correcto de los factores de acoplamiento.

Para la determinación de la sensibilidad S (en $MV/CAL.CM^{-2} MIN^{-1}$) de los sensores de radiación directa (pirheliómetros), se comparan las intensidades registradas por ellos I con la intensidad de radiación registrada por el pirheliómetro de referencia I_A . Para condiciones estables de cielo, con variaciones lentas de la transparencia atmosférica, la intensidad de la radiación no deberá tener variaciones detectables actinométricamente, dentro del área de observaciones. De esa manera puede escribirse

$$I = I_A \quad (1)$$

La señal del pirheliómetro L (MV), se convierte en el valor de la intensidad de radiación por medio de la fórmula

$$I = \bar{L} \cdot f^{(Ac)} / S \cdot [1 - f^{(T)} \cdot (T-20)], \quad (2)$$

donde \bar{L} es el promedio de las lecturas del pirheliómetro (en MV), T su temperatura media y $f^{(Ac)}$ el factor de acoplamiento, dado como:

$$f^{(Ac)} = (R_i + R) / R \quad (3)$$

donde R_i es la resistencia interna del sensor y R la resistencia del instrumento de medición. $f^{(T)}$, el factor de corrección de la sensibilidad por temperatura, se da por el fabricante; para todos los pirheliómetros es igual a 0.02, excepto para el pirheliómetro Sonntag, para el cual es 0.01.

La señal del pirheliómetro de referencia (en amperes) que se registra en un sistema de medición autónomo, y se transforma a intensidad de radiación por medio de la fórmula:

$$I_A = S_A \cdot i_A^2 \quad (4)$$

donde

$$i_A^2 = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m (i_j^{(izq)} \cdot i_j^{(der)}), \quad (5)$$

S_A ($CAL \cdot CM^{-2} \cdot MIN^{-1}/A^2$) es la sensibilidad; $i_j^{(isq)}$ y $i_j^{(der)}$ son lecturas sucesivas de la señal (amperes) de las termopilas izquierda y derecha, respectivamente (W.R.C.D., Working Report No. 58, 1976). Igualando (4) y (2) y despejando el valor de la sensibilidad S , queda.

$$S = \bar{L} \cdot f_i^{(Ac)} / S_A \cdot i_A^2 \cdot [1 - f^{(T)} (\bar{T} - 20)]. \quad (6)$$

Los períodos de observación para las calibraciones pirheliométricas fueron aproximadamente de 6 minutos, obteniéndose de 10 a 15 lecturas (L) y de 5 a 7 pares ($i_j^{(izq)}$, $i_j^{(der)}$).

Para determinar la sensibilidad de los piranómetros (sensores de radiación global), se utilizaron dos métodos: uno basado en la separación de la radiación difusa y la radiación directa por medio de una pantalla opaca (método de "Sol-Sombra"), y otro de comparación de los valores integrados empleando simultáneamente el piranómetro a calibrar y el piranómetro de referencia.

En el primer método, durante 2 minutos se registra la radiación global. Durante los siguientes dos minutos, con ayuda de una pantalla opaca, se elimina del piranómetro la componente directa (Latimer, 1972) registrándose la radiación difusa. A continuación, retirando la pantalla, vuelve a registrarse la radiación global durante dos minutos más. En la gráfica aparecerá un decaimiento rápido de la señal, el cual será proporcional a la intensidad de la radiación eliminada por la pantalla (radiación directa).

De acuerdo con la definición de radiación global (R_G), puede escribirse la siguiente fórmula

$$R_G = R_D \cos Z_{\odot} + R_d \quad (7)$$

donde Z_{\odot} es el ángulo zenital, R_D es la radiación directa y R_d la radiación difusa. Despejando la componente directa se tiene

$$R_D = (R_G - R_d) / \cos Z_{\odot} \quad (8)$$

Ahora bien, si consideramos que R_D es igual a la intensidad de la radiación directa, medida por el pirheliómetro de referencia, entonces igualando (8) con (4) nos queda

$$I_A = (R_G - R_d) / \cos Z_{\odot} \quad (9)$$

Las intensidades de radiación global y radiación difusa son proporcionales a las señales respectivas L_G y L_d (en milivolts) en la gráfica registrada. Sea S_{PR} la sensibilidad del piranómetro, entonces

$$R_G - R_d = (L_G - L_d) / S_{PR} \quad (10)$$

substituyendo en (9) y despejando la incógnita S_{PR} se tiene finalmente:

$$S_{PR} = (L_G - L_d) / S_A \cdot i_A^2 \cos Z_{\odot} \quad (11)$$

La calibración de los piranómetros por el método de comparación de valores integrales, se realizó con ayuda de los integradores solarimétricos anotados en la Tabla 2 y el piranómetro de precisión, con compensación térmica, Eppley No. 17759F3. Los periodos de integración fueron de 10 minutos.

En este método las "cuentas" acumuladas por el integrador acoplado al piranómetro de referencia (N_E) y por el integrador acoplado al piranómetro sujeto de comparación (N_{PR}), son directamente proporcionales a la intensidad media de la radiación global \bar{R}_G y a la sensibilidad del sensor, es decir, a S_E y a S_{PR} , respectivamente. Como ambos integradores se ajustaron con un mismo factor de amplificación, k , podemos escribir

$$N_E = k \bar{R}_G S_E,$$

$$N_{PR} = k \bar{R}_G S_{PR}; \quad (12)$$

dividiendo miembro a miembro estas igualdades y despejando la sensibilidad incógnita S_{PR} nos queda

$$S_{PR} = S_E \cdot N_{PR} / N_E \quad (13)$$

Debe señalarse que el método es comparable con el anterior, sólo si

la sensibilidad del piranómetro de referencia (S_E) no tiene dependencia con respecto al ángulo zenital.

Los resultados de las calibraciones piranométricas se graficaron contra el ángulo zenital Z_\odot , el cual se calculó con la fórmula astronómica (Robinson, 1968).

$$\cos Z_\odot = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \left(\frac{2\pi}{T} t \right), \quad (14)$$

donde φ es la latitud del punto de observación, δ la declinación media del día, T el período de rotación de la Tierra y t la hora de la observación, contada a partir del momento de la culminación solar. La posición geográfica del lugar de las observaciones, el observatorio astronómico de Tonanzintla, Puebla, tiene las siguientes coordenadas geográficas: $\varphi = 19^\circ 01' 58''$ Lat. N., y $\lambda = 98^\circ 18' 50''$ Lon. Oeste.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Los resultados de las calibraciones se muestran en las tablas 3 y 4 y en las figuras 1 y 2.

Con respecto a las sensibilidades de los pirheliómetros se observa una baja dispersión de los resultados, menor al 1% en todos los casos (Tabla No. 3, columna 5).

La diferencia con la constante original es pequeña en el caso del LF-640089 (0.8%) y relativamente grande en el LF-670164 (3%), aun cuando ambos instrumentos han tenido un uso similar (Tabla 3, columna 7).

Sobre las calibraciones piranométricas habrá que anotar (figs. 1 a 3), que las sensibilidades muestran una marcada dependencia con respecto a la hora del día, o sea con respecto al ángulo zenital Z_\odot . A este respecto tiene que señalarse (a reserva de lo que indiquen los resultados de nuevos experimentos, que abarquen un mayor intervalo de ángulos Z_\odot) una tendencia de la sensibilidad a disminuir cuando el Sol se acerca a la culminación. Dicho comportamiento no ha sido reportado en ninguno de los trabajos consultados. Se detectó la caída de la sensibilidad para $Z_\odot > 60^\circ$; este comportamiento es reportado también por otros autores (Latimer, 1972).

De acuerdo con los resultados obtenidos, la sensibilidad de los piranómetros se muestra independiente del ángulo zenital entre los 30° y los

60° grados. Para ángulos menores de 30° o mayores de 60°, la sensibilidad tiende a decrecer; muy rápidamente en el segundo caso ($Z_0 > 60^\circ$) (fig. 2).

La dispersión de los valores de las sensibilidades de los piranómetros fue del orden del 1% (Tabla 4, columna 5), en el intervalo angular $30^\circ < Z_0 < 60^\circ$.

La diferencia con las sensibilidades originales (Tabla 4, columna 7) fue baja para el piranómetro usado como referencia (E-17759F3) y del orden del 2% para el G181030 y el G72986; siendo en el primer caso negativo (-2.4% y en el segundo positivo (2%).

En cuanto a la congruencia entre los métodos de calibración de los piranómetros, sólo en el caso del LF-G181030 los resultados coincidieron en el mismo rango angular (fig. 1). Para este caso en particular, el resultado por el método "Sol-Sombra", con 20 observaciones (6.93 ± 0.09), es ligeramente menor que el obtenido por el método de comparación de integrales (6.96 ± 0.11) con 10 observaciones. Usando el criterio de

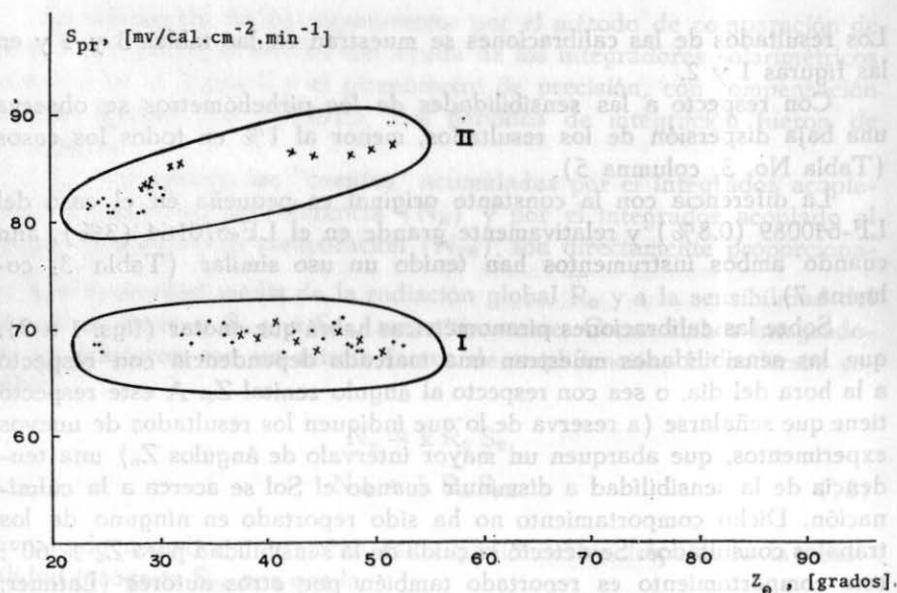


Figura 1. Resultados de las calibraciones de los piranómetros LF-G181030 (I) y LF-G191044 (II). Los valores marcados con (.) se refieren al método "sol-sombra", los marcados con (x) al método de comparación de integrales.

Student puede afirmarse con un 95% de confiabilidad, que estos valores no son significativamente distintos.

Sin embargo tanto la dependencia de la sensibilidad de los piranómetros con respecto al ángulo zenital, como la compatibilidad de los métodos de calibración piranométrica, requerirán indudablemente de un mayor número de experimentos.

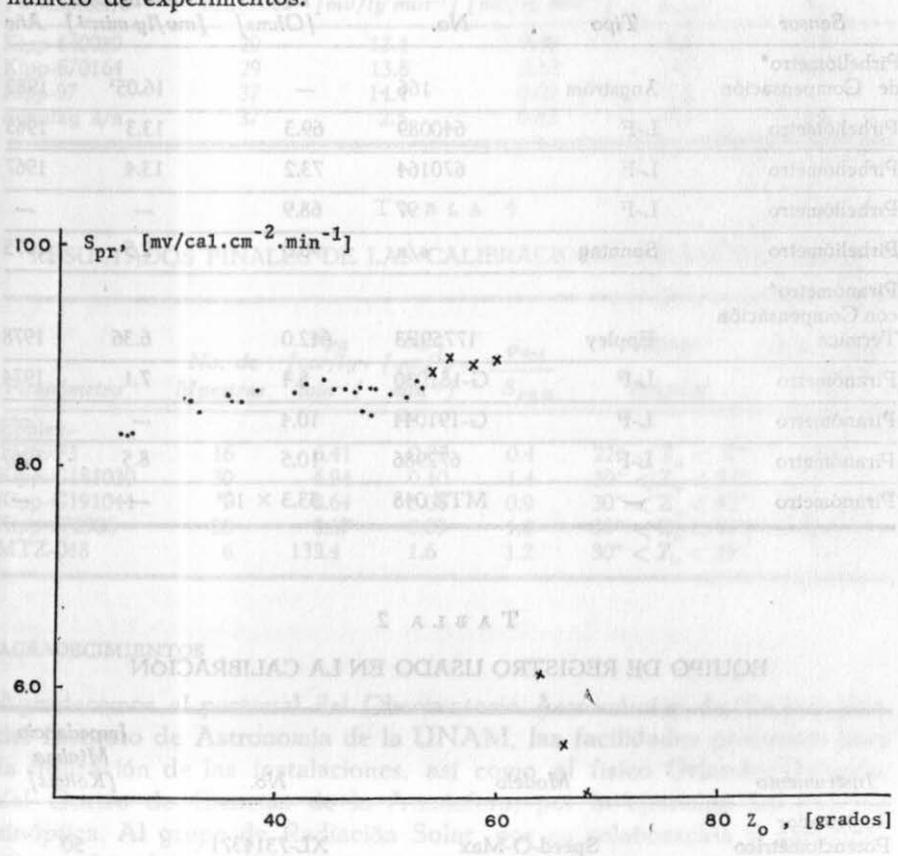


Figura 2. Resultados de las calibraciones del piranómetro LF-672986. (.) - método "sol-sombra-sol"; (x) - método de comparación de integrales.

T A B L A 1

SENSORES UTILIZADOS EN EL EXPERIMENTO. LOS MARCADOS CON ASTERISCO SE UTILIZARON COMO SENSORES DE REFERENCIA

<i>Sensor</i>	<i>Tipo</i>	<i>No.</i>	<i>Resistencia Interna [Ohms]</i>	<i>Sensibilidad [mv/ly min⁻¹]</i>	<i>Año</i>
Pirheliómetro* de Compensación	Ångström	166	—	16.05 ¹	1982
Pirheliómetro	L-F	640089	69.3	13.3	1965
Pirheliómetro	L-F	670164	73.2	13.4	1967
Pirheliómetro	L-F	97	68.9	—	—
Pirheliómetro	Sonntag	s/n	90.0	2.5	1975
Piranómetro* con Compensación Térmica	Eppley	17759F3	642.0	6.36	1978
Piranómetro	L-F	G-181030	8.4	7.1	1974
Piranómetro	L-F	G-191044	10.4	—	—
Piranómetro	L-F	672986	10.5	8.5	1967
Piranómetro	—	MTZ 048	33.3 × 10 ³	—	—

T A B L A 2

EQUIPO DE REGISTRO USADO EN LA CALIBRACIÓN

<i>Instrumento</i>	<i>Modelo</i>	<i>No.</i>	<i>Impedancia Mínima [Kohms]</i>
Registrador Potenciométrico	Speed-O-Max	XL-7314371	50
Registrador Potenciométrico	Speed-O-Max	W-6818702	25
Integrador	CC2-721E	770361	5
Milivólmetro Digital	3465-A	1621A 09878	10 ⁷
Milivólmetro Digital	3465-B	1530A 05378	10 ⁷

T A B L A 3

RESULTADOS FINALES DE LAS CALIBRACIONES PIRHELIOMÉTRICAS

Pirheliómetro	No. de Muestras	\bar{S} [mv/ly min ⁻¹]	σ_{n-1} [mv/ly min ⁻¹]	$\frac{\bar{S}_{\%}}{\sigma_{n-1}}$	$\frac{\bar{S} - S_o\%}{S_o}$
Kipp-640089	29	13.4	0.08	0.6	0.8
Kipp-670164	29	13.8	0.10	0.7	3.0
Kipp-97	37	14.4	0.05	0.4	—
Sonntag s/n	37	2.5	0.02	0.8	0.0

T A B L A 4

RESULTADOS FINALES DE LAS CALIBRACIONES PIRANOMÉTRICAS

Piranómetro	No. de Muestras	S_{PR} [mv/ly · min ⁻¹]	σ_{n-1} [mv/ly · min ⁻¹]	$\frac{\sigma_{n-1}}{S_{PR\%}}$	Rango Angular	$\frac{S_{PR} - S_o\%}{S_o}$
Eppley-17759F3	16	6.41	0.03	0.4	22° < Z _o < 30°	0.8
Kipp-G181030	30	6.94	0.10	1.4	30° < Z _o < 53°	2.4
Kipp-G191044	7	8.64	0.08	0.9	30° < Z _o < 52°	—
Kipp-672986	20	8.67	0.09	1.0	30° < Z _o < 52°	2.0
MTZ-048	6	133.4	1.6	1.2	30° < Z _o < 39°	—

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al personal del Observatorio Astronómico de Tonanzintla, del Instituto de Astronomía de la UNAM, las facilidades prestadas para la utilización de las instalaciones, así como al físico Orlando Delgado, del Centro de Ciencias de la Atmósfera, por la oportuna información sinóptica. Al grupo de Radiación Solar, por su colaboración y participación en las observaciones.

BIBLIOGRAFIA

- World Radiation Center Davos. Working Report No. 58. 1981, pág. 3.
 LATIMER, J. R., 1972. *Radiation Measurement. International Field Year for the Great Lakes*, Technical Manual Series No. 2, Ottawa, pp. 6-8.
 ROBINSON, N. *Solar Radiation* Ed. 3. 1968.

DINAMICA DE LA BAHÍA DE TOPOLOBAMPO Y DE OHUIRA

F. GRIVEL*
H. CEPEDA*
T. GUZMÁN*

RESUMEN

Con el objeto de conocer la propagación de la marea en las Bahías de Topolobampo y Ohuira, se instalaron tres mareógrafos digitales que junto con el mareógrafo estándar, estación primaria que controla el Instituto de Geofísica, se formó una pequeña red mareográfica.

Se realizaron observaciones simultáneas, para determinar los adelantos o retrasos de la marea, así como las diferencias en amplitud. Por el método de mínimos cuadrados, se calcularon las amplitudes y épocas de los constituyentes M_2 , S_2 , K_1 y O_1 , en cada sitio de observación.

INTRODUCCIÓN

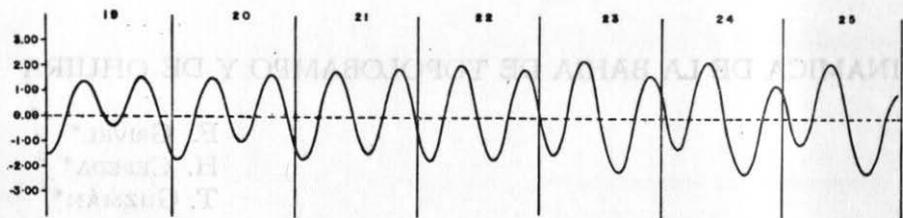
La Dirección General de Oceanografía de la Secretaría de Marina y el Instituto de Geofísica de la UNAM, llevaron a cabo estudios mareográficos en diferentes lugares de la bahía de Topolobampo y Ohuira, con el fin de conocer la propagación de la marea, tanto en su desplazamiento horizontal como vertical. Se instalaron tres mareógrafos digitales en los sitios denominados "Cerro Partido", "Mabiri" y "Jipón", contándose también con la información del mareógrafo estándar que controla el Instituto de Geofísica. Los mareógrafos digitales permanecieron registrando los meses de octubre, noviembre y diciembre de 1980. Con la información obtenida, se realizaron comparaciones simultáneas entre ellas para determinar las diferencias en tiempo en las ocurrencias de las pleamares y bajamares, las amplitudes de la marea en cada sitio y mediante el método de mínimos cuadrados, realizar el análisis armónico para calcular las constantes de las componentes de marea M_2 , S_2 , K_1 y O_1 y representar en forma gráfica, su propagación a través de la Bahía de Topolobampo y Ohuira.

* Instituto de Geofísica, UNAM.

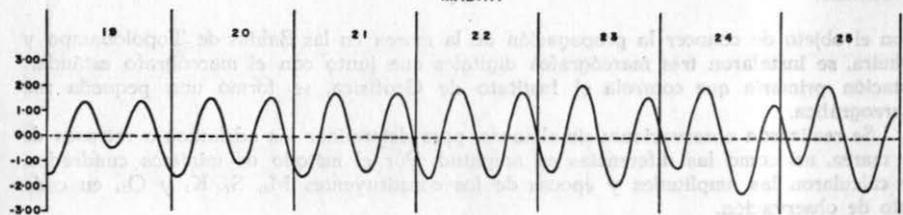
CURVAS DE MAREAS

Octubre 1980

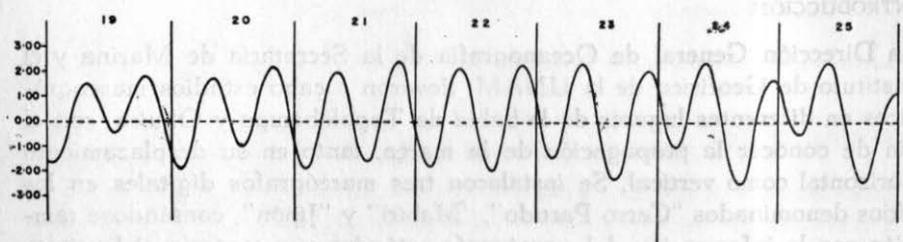
CERRO PARTIDO



MABIRI



TOPOLOBAMPO



JIPON

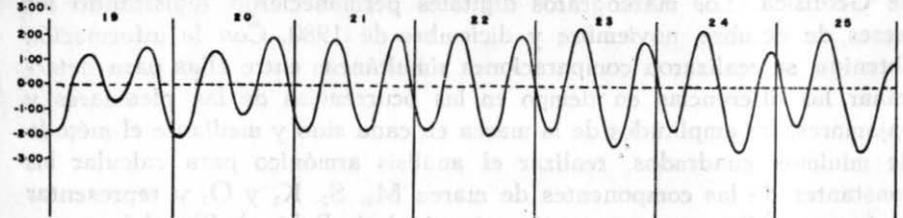


FIG. 1

Figura 1.

DATOS

Los registros obtenidos, fueron interpretados y leídos (alturas horarias, pleamares y bajamares). Con esta información se procedió a determinar el nivel medio del mar en cada sitio de observación, así como los diferentes planos de referencia; las comparaciones simultáneas para determinar los adelantos y retrasos en las ocurrencias de las pleamares y bajamares tomando como estación base los datos obtenidos por el mareógrafo estándar de Topolobampo. La fig. 1, nos muestra en forma simultánea el desarrollo de la marea registrada en cada sitio de observación. Estas gráficas están referidas al nivel medio del mar, calculado en cada sitio de observación.

T A B L A 1

PLANOS DE REFERENCIA CON RELACIÓN AL NIVEL MEDIO DEL MAR

9 de octubre al 15 de diciembre de 1980

Cerro Partido

Nivel de Pleamar Media Superior	1.611 pies	0.491 m
Nivel de Pleamar Media	1.275 pies	0.388 m
Nivel Medio del Mar	0.000	0.000
Nivel de Bajamar Media	-1.256 pies	-0.383 m
Nivel de Bajamar Media Inferior	-1.698 pies	-0.518 m

Mabiri

Nivel del Pleamar Media Superior	1.608 pies	0.490 m
Nivel del Pleamar Media	1.608 pies	0.490 m
Nivel Medio del Mar	0.000	0.000
Nivel de Bajamar Media	-1.177 pies	-0.359 m
Nivel de Bajamar Media Inferior	-1.598 pies	-0.487 m

Topolobampo

Nivel de Pleamar Media Superior	1.760 pies	0.536 m
Nivel de Pleamar Media	1.400 pies	0.426 m
Nivel Medio del Mar	0.000	0.000
Nivel de Bajamar Media	-1.357 pies	-0.414 m
Nivel de Bajamar Media Inferior	-2.011 pies	-0.613 m

Jipón

Nivel de Pleamar Media Superior	1.831 pies	0.558 m
Nivel de Pleamar Media	1.437 pies	0.438 m
Nivel Medio del Mar	0.000	0.000
Nivel de Bajamar Media	-1.428 pies	-0.435 m
Nivel de Bajamar Media Inferior	-2.024 pies	-0.617 m

La Tabla 1. Planos de referencia con relación al nivel medio del mar, muestra en forma numérica (pies y metros) el comportamiento de cada plano de referencia a través de los sitios de observación y durante el período de las observaciones que abarcaron del 9 de octubre al 15 de diciembre de 1980.

Fig. 2. Esta figura representa en forma gráfica el comportamiento de los planos de referencia, con relación al nivel medio del mar, calculado en cada sitio de observación.

T A B L A 2

	<i>Cerro Partido</i>	<i>Mabiri</i>	<i>Topolobampo</i>	<i>Jipón</i>
Amplitud Media	0.771 m	0.763 m	0.840 m	0.873 m
Gran Amplitud	1.009 m	0.977 m	1.149 m	1.175 m

La marea en su propagación hacia la Bahía de Ohuira, se incrementa en amplitud como puede observarse en la Tabla 2, con excepción en Mabiri.

Amplitud Media, Amplitud entre la Pleamar Media y Bajamar Media.

Gran Amplitud, Amplitud entre la Pleamar Media Superior y la Bajamar Media Inferior.

T A B L A 3

DIFERENCIAS EN TIEMPO EN LA OCURRENCIA
DE LAS PLEAMARES Y BAJAMARES

(A-B)	<i>P.S.</i>	<i>P.I.</i>	<i>B.S.</i>	<i>B.I.</i>
Cerro Partido — Topolobampo	-20 min.	-26 min.	-16 min.	-16 min.
Mabiri — Topolobampo	-05 min.	-10 min.	00 min.	00 min.
Jipón — Topolobampo	29 min.	22 min.	27 min.	28 min.

Al analizar en forma simultánea las ocurrencias en tiempo de las Pleamares Superiores, Pleamares Inferiores, Bajamares Superiores y las Bajamares Inferiores, tomando como estación base los datos de la estación Topolobampo, obtenemos los resultados que aparecen en la Tabla 3.

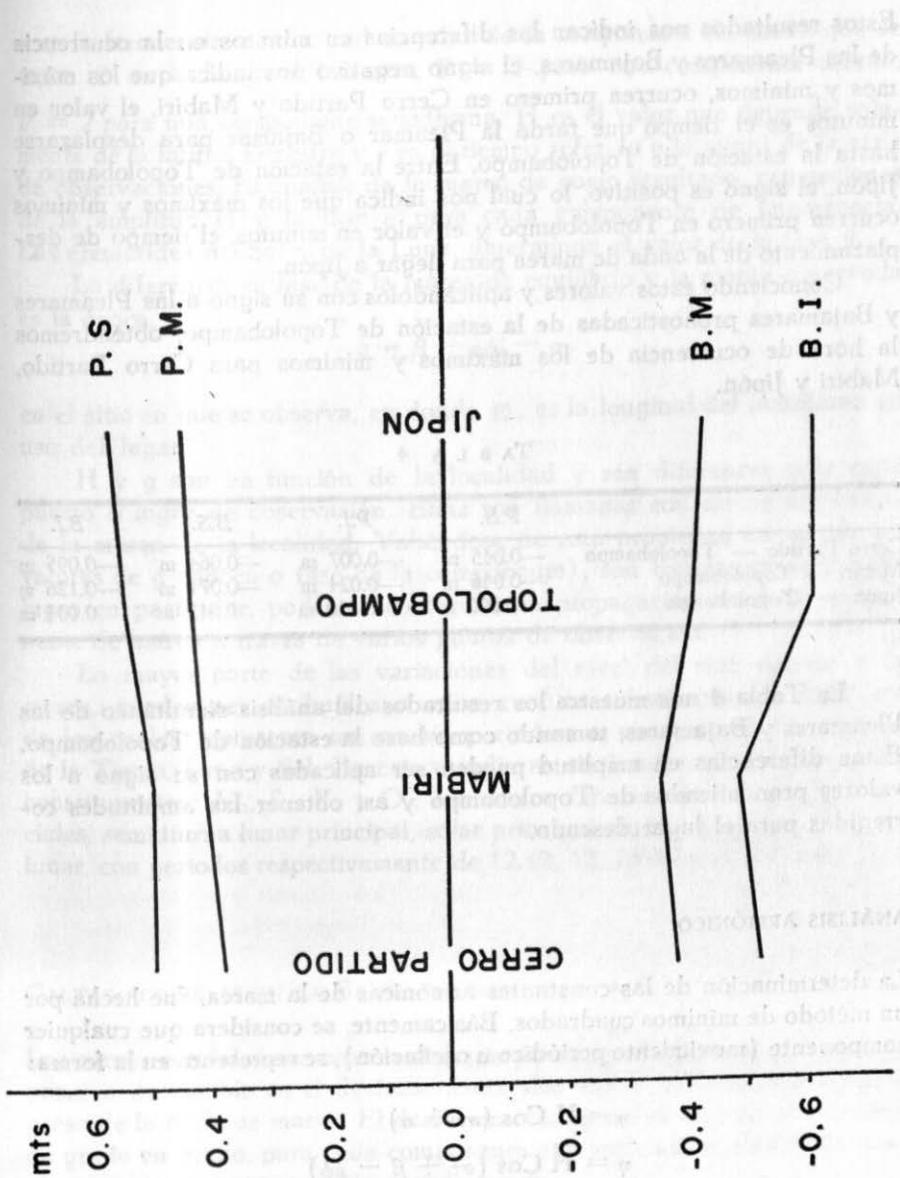


Figura 2.

Estos resultados nos indican las diferencias en minutos en la ocurrencia de las Pleamares y Bajamares, el signo negativo nos indica que los máximos y mínimos, ocurren primero en Cerro Partido y Mabiri, el valor en minutos es el tiempo que tarda la Pleamar o Bajamar para desplazarse hasta la estación de Topolobampo. Entre la estación de Topolobampo y Jipón, el signo es positivo, lo cual nos indica que los máximos y mínimos ocurren primero en Topolobampo y el valor en minutos, el tiempo de desplazamiento de la onda de marea para llegar a Jipón.

Conociendo estos valores y aplicándolos con su signo a las Pleamares y Bajamares pronosticadas de la estación de Topolobampo, obtendremos la hora de ocurrencia de los máximos y mínimos para Cerro Partido, Mabiri y Jipón.

T A B L A 4

	P.S.	P.I.	B.S.	B.I.
Cerro Partido — Topolobampo	-0.045 m	-0.007 m	-0.064 m	-0.095 m
Mabiri — Topolobampo	-0.046 m	-0.024 m	-0.071 m	-0.126 m
Jipón — Topolobampo	0.022 m	0.010 m	0.017 m	0.004 m

La Tabla 4 nos muestra los resultados del análisis simultáneo de las Pleamares y Bajamares, tomando como base la estación de Topolobampo. Estas diferencias en amplitud pueden ser aplicadas con su signo a los valores pronosticados de Topolobampo y así obtener las amplitudes corregidas para el lugar deseado.

ANÁLISIS ARMÓNICO

La determinación de las constantes armónicas de la marea, fue hecha por un método de mínimos cuadrados. Básicamente, se considera que cualquier componente (movimiento periódico u oscilación), se representa en la forma:

$$\eta = H \cos(\sigma\tau + \alpha)$$

$$\bar{\eta} = \bar{H} \cos(\sigma\tau + \beta - \rho\phi)$$

en donde η es el nivel observado en la estación de que se trate, $\bar{\eta}$ es la altura de la marea de equilibrio sobre toda la superficie de los océanos,

σ es la frecuencia o velocidad angular de la componente de marea que se trate, \varnothing es la longitud terrestre, $P = 1$ para una componente diurna, $P = 2$ para una componente semidiurna, \bar{H} es el valor que depende solamente de la latitud terrestre y τ es el tiempo referido a la mitad de la serie de observaciones. El análisis de la marea da como resultado, estimaciones de la amplitud H y la fase α para cada componente de importancia. Las efemérides del Sol y de la Luna, determinan el valor de la fase β .

La diferencia en fase de la marea de equilibrio y la marea observada es la época,

$$g = \beta - \rho\phi_0 - \alpha$$

en el sitio en que se observa, en donde \varnothing_0 es la longitud del meridiano en uso del lugar.

H y g son en función de la localidad y son diferentes para cada puerto o lugar de observación. Ellas son llamadas constantes armónicas de la marea de la localidad. Valiéndose de esta propiedad en donde los valores de g (época o fase de la componente), son constantes para cada lugar en particular, podemos configurar la propagación de cada componente de marea a través de varios puntos de observación.

La mayor parte de las variaciones del nivel del mar debido a la marea, pueden ser atribuidas a unos cuantos constituyentes, cada uno de los cuales representa un cambio periódico o variación en la posición de la Tierra, Luna y Sol. En este estudio se analizaron cuatro principales constituyentes: M_2 , S_2 , K_1 y O_1 , los cuales representan las mareas parciales, semidiurna lunar principal, solar principal, diurna lunisolar y diurna lunar, con periodos respectivamente de 12.42, 12, 23.93 y 25.82 horas.

CARTAS COTIDALES EN LA BAHÍA DE TOPOLOBAMPO Y DE OHUIRA

Las curvas cotidales nos representan puntos de igual Pleamar, la dirección positiva de cambio en el desfaseamiento, nos indica la dirección de progreso de la onda de marea. El desfaseamiento entre las curvas, se presenta de grado en grado, para cada componente está indicado el tiempo de desplazamiento que corresponde a cada grado.

Las figuras 3, 4, 5 y 6, representan respectivamente las cartas de marea M_2 , S_2 , K_1 y O_1 .

La figura 7, representa la propagación real de la onda de marea,

TABLA 5
CONSTANTES ARMÓNICAS

Cerro Partido

<i>Componente</i>	<i>H</i>		<i>g (grados) 105°W</i>
M ₂	0.887 pies	0.270 m	288.7
S ₂	0.618 pies	0.188 m	282.1
K ₁	0.802 pies	0.244 m	80.7
O ₁	0.508 pies	0.155 m	78.9
<i>Mabiri</i>			
M ₂	0.865 pies	0.264 m	393.2
S ₂	0.570 pies	0.174 m	287.5
K ₁	0.807 pies	0.246 m	82.2
O ₁	0.476 pies	0.145 m	80.3
<i>Topolobampo</i>			
M ₂	0.929 pies	0.283 m	297.2
S ₂	0.716 pies	0.218 m	292.7
K ₁	0.817 pies	0.249 m	84.2
O ₁	0.733 pies	0.233 m	85.7
<i>Jipón</i>			
M ₂	1.006 pies	0.307 m	302.4
S ₂	0.731 pies	0.223 m	305.2
K ₁	0.821 pies	0.250 m	89.4
O ₁	0.531 pies	0.162 m	89.0

desde Cerro Partido hasta la última estación de observación en la Bahía de Ohuira que es Jipón.

Las curvas representan en tiempo real los atrasos y adelantos de las Pleamares Superiores, tomando como base las ocurrencias de éstas, en los valores pronosticados para Topolobampo, en las Tablas de Predicción de las Mareas, Océano Pacífico. Conociendo la hora de ocurrencia de una Pleamar Superior en Topolobampo, para obtener la hora de esta Pleamar en Cerro Partido, le restaremos 20 minutos a dicha hora y para saber la hora de ocurrencia en Jipón de esa misma Pleamar, le sumaremos 29 minutos.

Procediendo de la misma manera y utilizando la Tabla 3, en la que aparecen las correcciones a las Pleamares Superiores, Pleamares Inferiores, Bajamares Superiores y Bajamares Inferiores, podemos obtener los tiempos de ocurrencia en cada sitio, así como las correlaciones que deben aplicarse a las amplitudes, utilizando la Tabla 4.

ESTADOS UNIDOS MEXICANOS



SECRETARIA DE MARINA

DIRECCION GENERAL DE OCEANOGRAFIA

MEXICO-COSTA OESTE

BAHIA DE TOPOLOBAMPO Y PROXIMIDADES

De levantamiento efectuado en 1978, por la
Dirección de Hidrografía de la D.G.O.

Coord. Geod. Lat. 19°48'23.7" Long. 102°04'04.7"

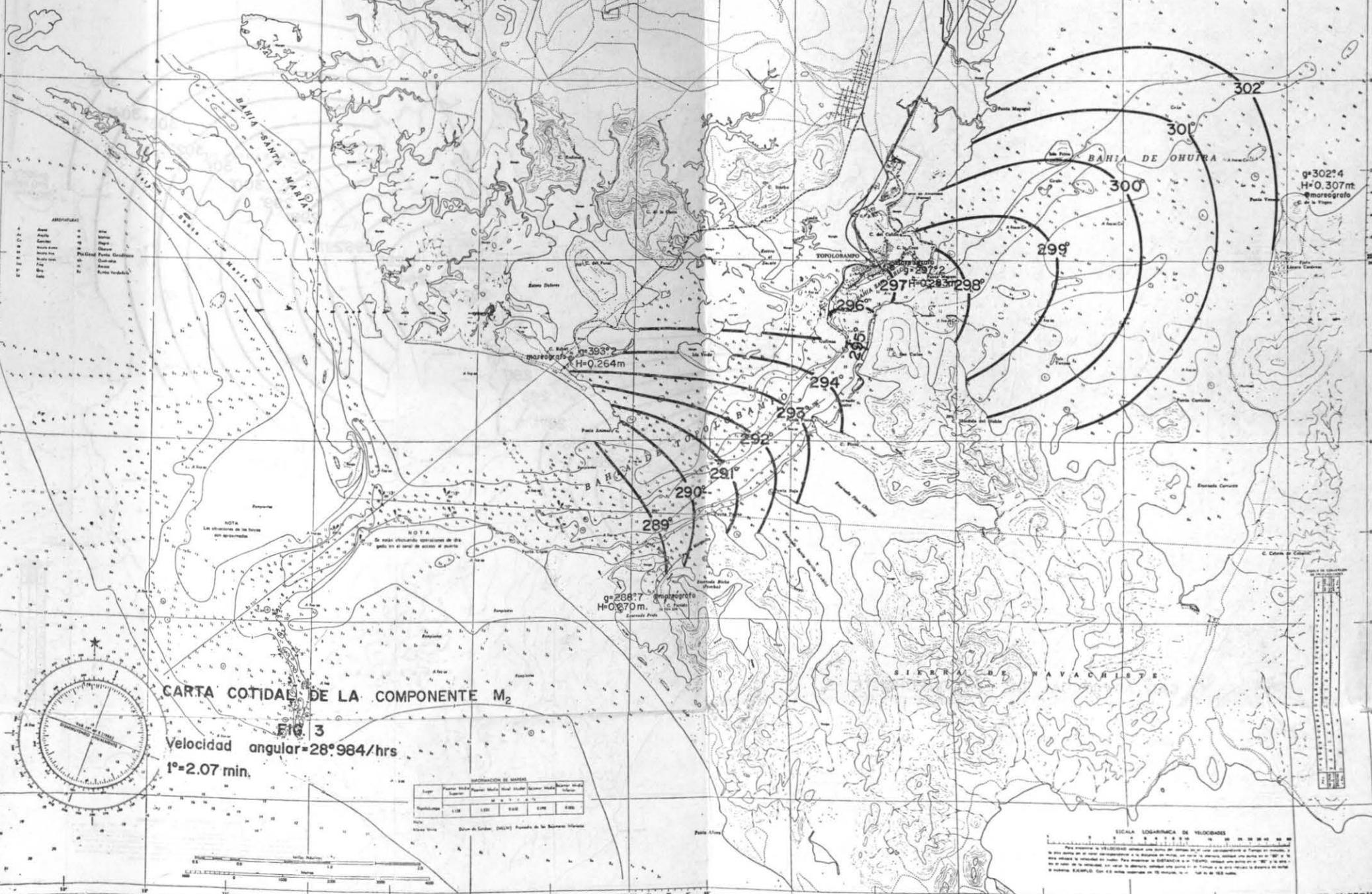
PROFUNDIDADES EN METROS

(Medidas de 10 en metros y decímetros)

ALTURAS EN METROS SOBRE EL NIVEL MEDIO DEL MAR

Proyección Mercator

Escala 1:50,000 en Lat. 19°30'N.



ABRIGUADOS

Alfilería	1
Alfilería	2
Alfilería	3
Alfilería	4
Alfilería	5
Alfilería	6
Alfilería	7
Alfilería	8
Alfilería	9
Alfilería	10
Alfilería	11
Alfilería	12
Alfilería	13
Alfilería	14
Alfilería	15
Alfilería	16
Alfilería	17
Alfilería	18
Alfilería	19
Alfilería	20
Alfilería	21
Alfilería	22
Alfilería	23
Alfilería	24
Alfilería	25
Alfilería	26
Alfilería	27
Alfilería	28
Alfilería	29
Alfilería	30
Alfilería	31
Alfilería	32
Alfilería	33
Alfilería	34
Alfilería	35
Alfilería	36
Alfilería	37
Alfilería	38
Alfilería	39
Alfilería	40
Alfilería	41
Alfilería	42
Alfilería	43
Alfilería	44
Alfilería	45
Alfilería	46
Alfilería	47
Alfilería	48
Alfilería	49
Alfilería	50

CARTA COTIDIA DE LA COMPONENTE M₂
FIG. 3
 Velocidad angular = 28°984/hrs
 1° = 2.07 min.



INDICACIONES DE MARCAS

Logio	Punto Verde	Punto Rojo	Alfilería	Alfilería	Alfilería	Punto Verde	Punto Rojo
1	2	3	4	5	6	7	8
9	10	11	12	13	14	15	16
17	18	19	20	21	22	23	24
25	26	27	28	29	30	31	32



ESTADOS UNIDOS MEXICANOS



SECRETARIA DE MARINA
DIRECCION GENERAL DE OCEANOGRAFIA

MEXICO-COSTA OESTE

BAHIA DE TOPOLOBAMPO Y PROXIMIDADES

De levantamiento efectuado en 1976 por la
Direccion de Hidrografia de la D.G.O.

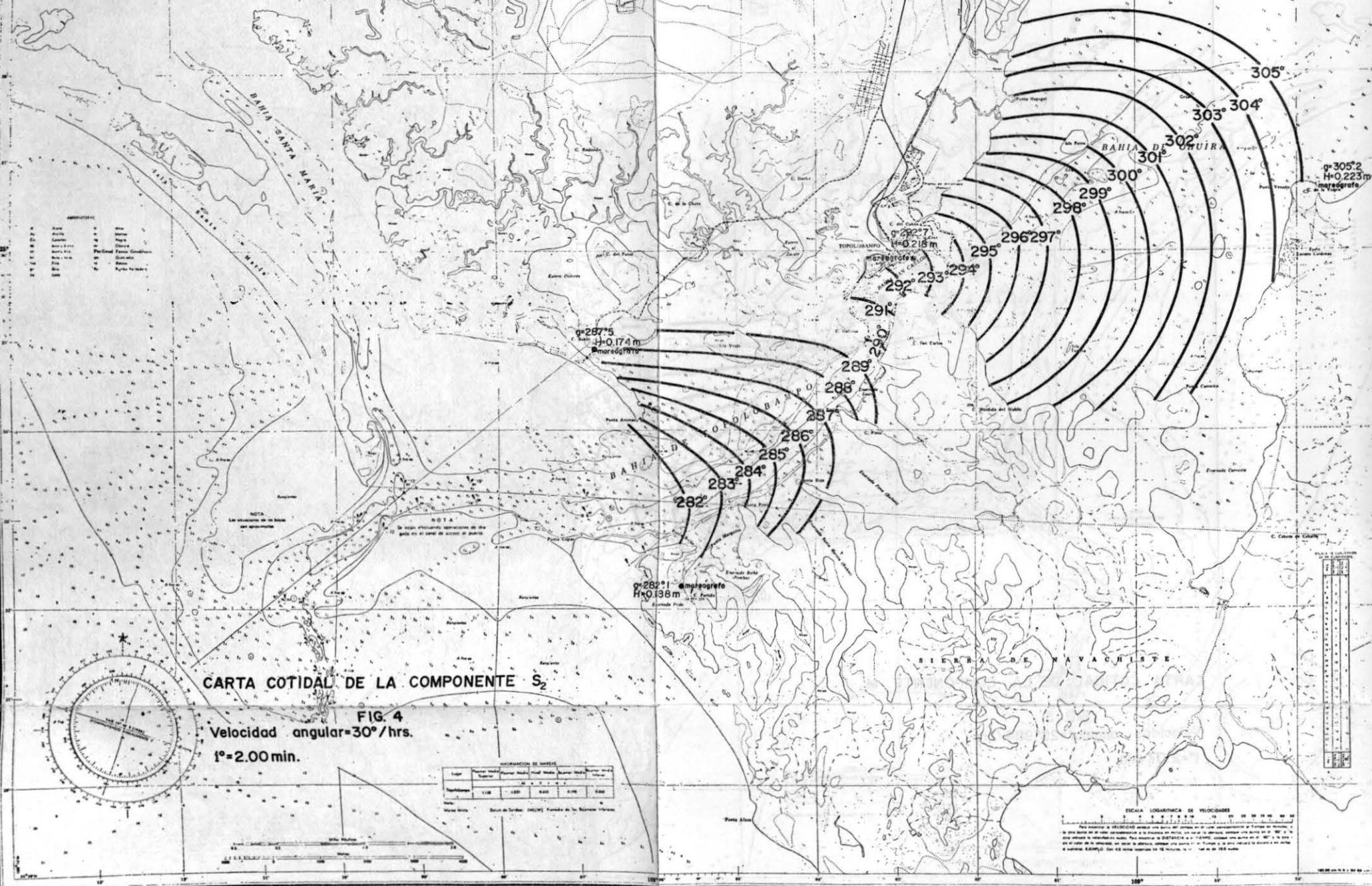
Latitud: Lat. 20°41'31" N Long. 102°32'01" W

PROFUNDIDADES EN METROS

(Distancia de 10 metros a distancia)

ALTURAS EN METROS SOBRE EL NIVEL MEDIO DEL MAR

Proyeccion: Mercator
Escala: 1:30 000 en Lat. 20°41'31" N



ABRIGOS:

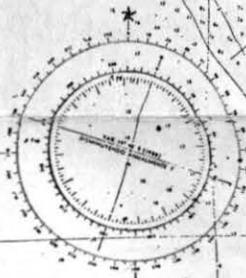
Arco	Arco
Alfilería	Alfilería

CARTA COTIDAL DE LA COMPONENTE S₂

FIG. 4

Velocidad angular = 30°/hrs.

1° = 2.00 min.



INFORMACION DE MARIS

Legenda	Significado	Significado	Significado	Significado	Significado
118	120	122	124	126	128



ESCALA LOGARITMICA DE VELOCIDADES

Esta escala de velocidades muestra una serie de curvas en un sistema de tiempo en minutos, y la distancia en millas cuadradas. La distancia en millas cuadradas, cuando una curva de 100° y la otra de 100° de velocidad, en un tiempo de 10 minutos, cubren una zona de 100 millas cuadradas. Para obtener la distancia en millas cuadradas, consulte la distancia en millas cuadradas en la escala de 10 minutos, y luego multiplíquela por 100.

ESTADOS UNIDOS MEXICANOS



SECRETARIA DE MARINA

DIRECCION GENERAL DE OCEANOGRAFIA

MEXICO-COSTA OESTE

BAHIA DE TOPOLOBAMPO Y PROXIMIDADES

De levantamientos efectuados en 1939 por la

Dirección de Hidrografía de la D.G.O.

A Par. Geod. Lat. 21° 48' 30" N Long. 102° 30' 00" W

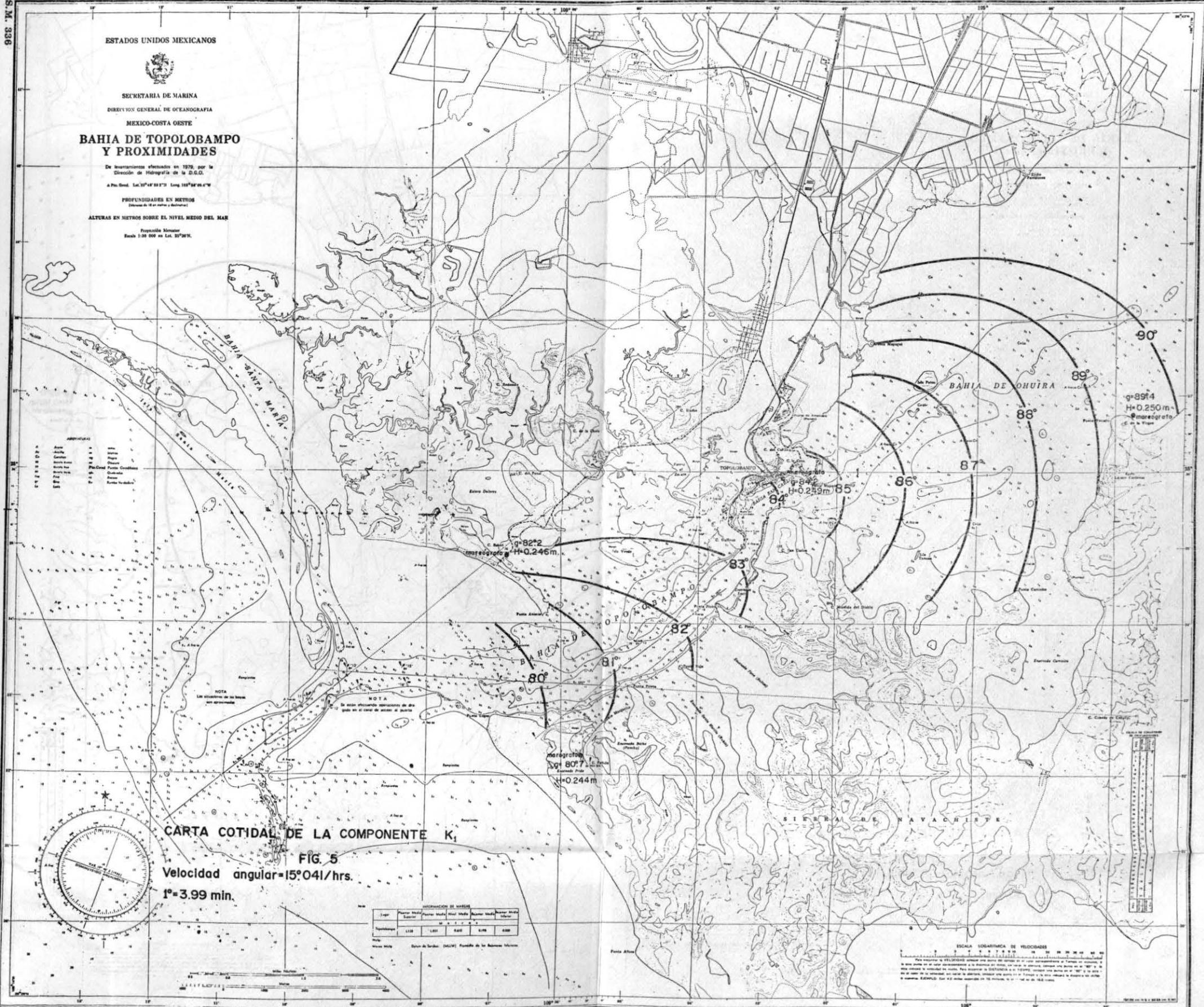
PROFUNDIDADES EN METROS

(Distancia de 10 en metros y decímetros)

ALTURAS EN METROS SOBRE EL NIVEL MEDIO DEL MAR

Proyección Mercator

Escala 1:50 000 en Lat. 21° 30' N.



CARTA COTIDAL DE LA COMPONENTE K₁

FIG. 5

Velocidad angular = 15° 04' / hrs.

1° = 3.99 min.

INTERPRETACION DE SIMBROS					
Simbolo	Significado	Simbolo	Significado	Simbolo	Significado
(Symbol)	Alcornoque	(Symbol)	Alcornoque	(Symbol)	Alcornoque
(Symbol)	Alcornoque	(Symbol)	Alcornoque	(Symbol)	Alcornoque
(Symbol)	Alcornoque	(Symbol)	Alcornoque	(Symbol)	Alcornoque
(Symbol)	Alcornoque	(Symbol)	Alcornoque	(Symbol)	Alcornoque

Nota: Muestra Mide. Dirección de Simbros: (SMB) Posición de los Simbros Muestrados.

ESCALA LOGARITMICA DE VELOCIDADES
Para encontrar la VELOCIDAD angular en grados por hora en un tiempo determinado de tiempo en minutos se toma punto en el eje horizontal a la distancia del tiempo, se traza la vertical, después una línea en el 180° de la escala vertical de velocidad de rotación. Para encontrar la VELOCIDAD en 15 minutos se toma punto en el 180° de la escala de velocidad de rotación, se traza la vertical, después una línea en el 15° de la escala vertical de velocidad de rotación. El punto de intersección de estas líneas es la VELOCIDAD angular en grados por hora.

ESTADOS UNIDOS MEXICANOS



SECRETARIA DE MARINA
DIRECCION GENERAL DE OCEANOGRAFIA
MEXICO-COSTA OESTE

BAHIA DE TOPOLOBAMPO Y PROXIMIDADES

De levantamientos efectuados en 1979, por la
"Direccion de Hidrografia de la D.G.O."

A. Pto. Geod. Lat. 19° 42' 31" N Long. 102° 34' 06" W

PROFUNDIDADES EN METROS

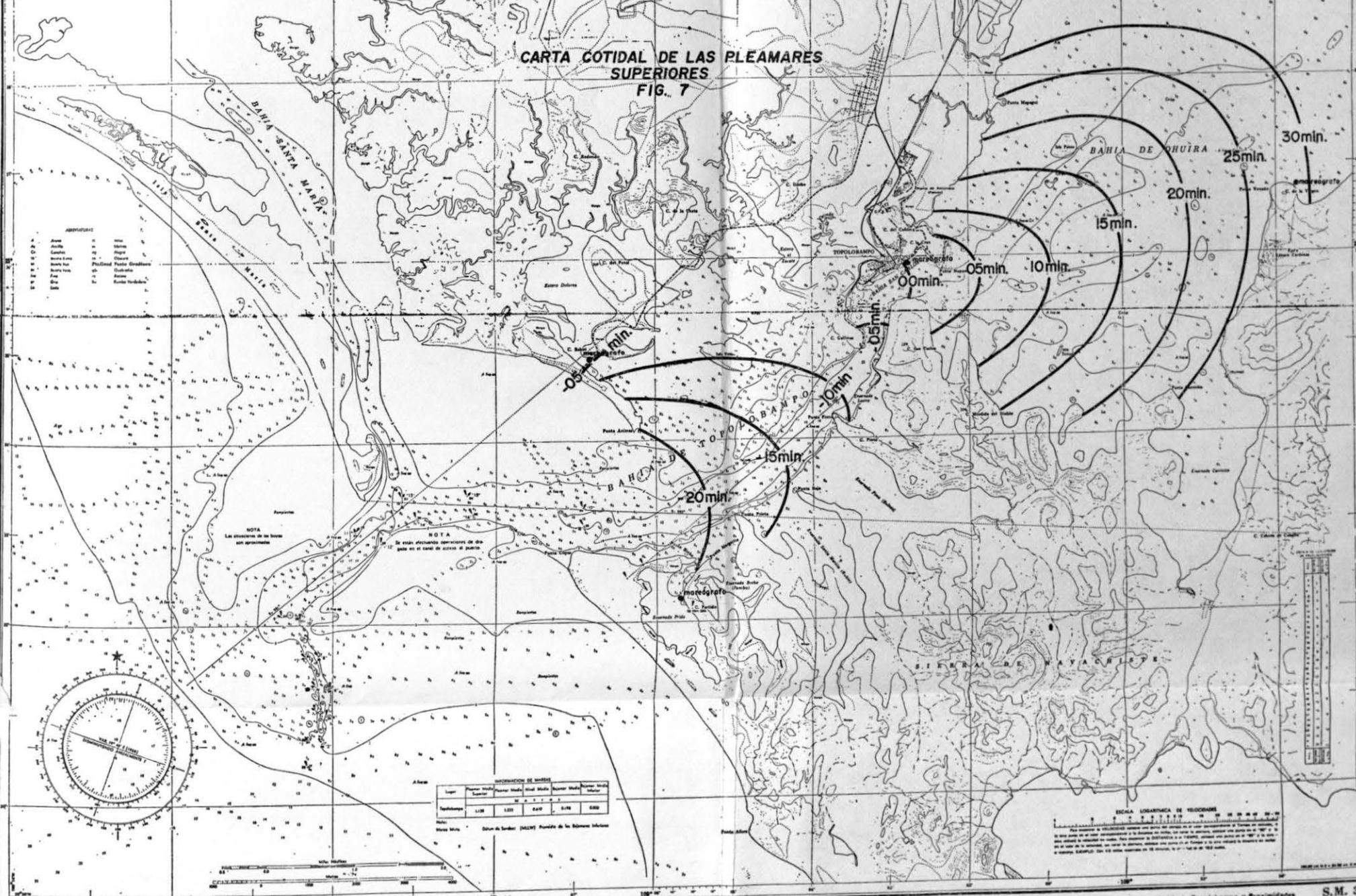
(Distancia de 100 metros de profundidad)

ALTURAS EN METROS SOBRE EL NIVEL MEDIO DEL MAR

Proporcion Horizontal

Escala 1:50 000 en Lat. 19° 20' N

CARTA COTIDAL DE LAS PLEAMARES SUPERIORES
FIG. 7



ABRIGUADOS

Alfiler	11	Alfiler	11
Alfiler	12	Alfiler	12
Alfiler	13	Alfiler	13
Alfiler	14	Alfiler	14
Alfiler	15	Alfiler	15
Alfiler	16	Alfiler	16
Alfiler	17	Alfiler	17
Alfiler	18	Alfiler	18
Alfiler	19	Alfiler	19
Alfiler	20	Alfiler	20
Alfiler	21	Alfiler	21
Alfiler	22	Alfiler	22
Alfiler	23	Alfiler	23
Alfiler	24	Alfiler	24
Alfiler	25	Alfiler	25
Alfiler	26	Alfiler	26
Alfiler	27	Alfiler	27
Alfiler	28	Alfiler	28
Alfiler	29	Alfiler	29
Alfiler	30	Alfiler	30
Alfiler	31	Alfiler	31
Alfiler	32	Alfiler	32
Alfiler	33	Alfiler	33
Alfiler	34	Alfiler	34
Alfiler	35	Alfiler	35
Alfiler	36	Alfiler	36
Alfiler	37	Alfiler	37
Alfiler	38	Alfiler	38
Alfiler	39	Alfiler	39
Alfiler	40	Alfiler	40
Alfiler	41	Alfiler	41
Alfiler	42	Alfiler	42
Alfiler	43	Alfiler	43
Alfiler	44	Alfiler	44
Alfiler	45	Alfiler	45
Alfiler	46	Alfiler	46
Alfiler	47	Alfiler	47
Alfiler	48	Alfiler	48
Alfiler	49	Alfiler	49
Alfiler	50	Alfiler	50

NOTA
Las alturas de las islas
son aproximadas

NOTA
Se han efectuado observaciones de
mareas en el canal de acceso al puerto



INFORMACION DE LOS SUAVES

Layer	Superficial	Superficial	Superficial	Superficial	Superficial
Topolobampo	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10

ESCALA LINEAR DE VELOCIDADES

Una velocidad de 100 metros por hora equivale a 10 nudos de velocidad. La velocidad de 100 nudos equivale a 185.2 kilómetros por hora. La velocidad de 100 nudos equivale a 18.52 metros por segundo. La velocidad de 100 nudos equivale a 1.852 metros por segundo.

TÉCNICAS DE LA EXPLORACIÓN SISMOLÓGICA QUE SE USAN EN MÉXICO¹

R. D. MARTÍNEZ*

J. ISLAS L.*

RESUMEN

Para situarse en la época sismológica de hoy, se hace una muy breve referencia al desarrollo que la sismología de exploración ha tenido en México, hasta alcanzar la etapa actual, la que se caracteriza por el uso de sofisticadas técnicas de laboratorio que apuntan hacia la detección directa de formaciones geológicas específicas (arenas), y de hidrocarburos.

La sismología de tres dimensiones (3D) es una herramienta exploratoria más resolutive que la de dos dimensiones, para detallar problemas estructurales muy complejos, estratigráficos, y para el desarrollo de campos productores de aceite. La ventaja básica de este método radica en la migración de los datos en tres dimensiones como parte del procesamiento por ondicula, por el que se eliminan las distorsiones contenidas en la ondicula básica, consiguiéndose así la alta resolución. En la interpretación, el sistema de 3D proporciona la posibilidad de analizar el volumen de datos en un corto tiempo, lo que permite evaluar con precisión y rapidez, extensiones y espesores de posibles zonas de interés.

Con el uso de las técnicas de inversión, tanto recursivas como iterativas se obtienen secciones de velocidades de intervalo que permiten definir con cierta precisión, las posibles zonas saturadas de hidrocarburos.

Teniendo procesado el volumen de datos, el futuro de la exploración sismológica se concretará a la solución del problema sismológico inverso, para la estimación de ciertos parámetros físicos adicionales a la velocidad compresional, los que pueden estar estrechamente relacionados con parámetros geológicos, que lleven con mayor seguridad, a la detección de zonas saturadas de hidrocarburos, objetivo final de la exploración.

INTRODUCCIÓN

El tema a presentar se refiere a las técnicas de la exploración sismológica que actualmente se están usando en nuestro país, en busca de hidrocarburos.

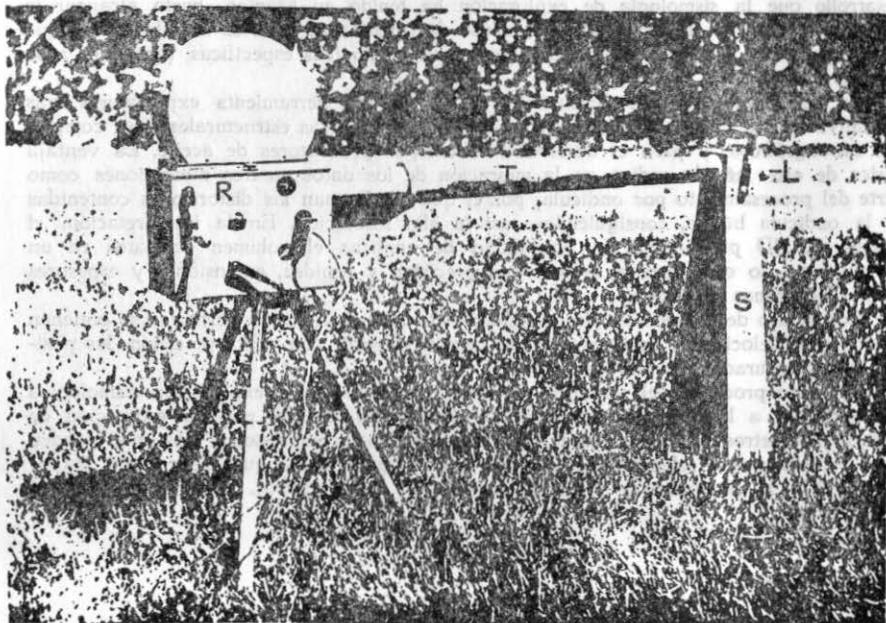
* GSI de México, S. A. de C. V.

¹ Presentado en la reunión de la UGM, del 5 al 8 de mayo de 1981, en la Cd. de Manzanillo, Colima, México.

Para situarnos en la etapa de adelanto a que han llegado los procedimientos de la moderna sismología de exploración, se hará una referencia muy breve acerca de la evolución que dichos procedimientos han tenido en México.

Hacia mediados de 1930 se iniciaron las exploraciones sismológicas en el sur del estado de Veracruz, usando el Método de Refracción. Para ello se empleó el sismógrafo de Mintrop, y, explosiones de dinamita como fuente de energía. Ese aparato, de gran tamaño, fue el primer sismo-detector que se usó en México. Cada uno de ellos hacía pareja con una unidad de registro, para producir un sismograma de una sola traza, y, era atendido por un observador (figs. 1 y 2).

Pero pronto, hacia el primer tercio de la década de los años treinta, llegó a México un equipo sismológico formado con circuitos eléctricos y con



SISMOGRAFO MECANICO DE MINTROP

Figura 1.

SISMOGRAMAS DE REFRACCION (Tiros en abanico)
 Obtenidos con el Sismo - detector MINTROP
 en febrero de 1931

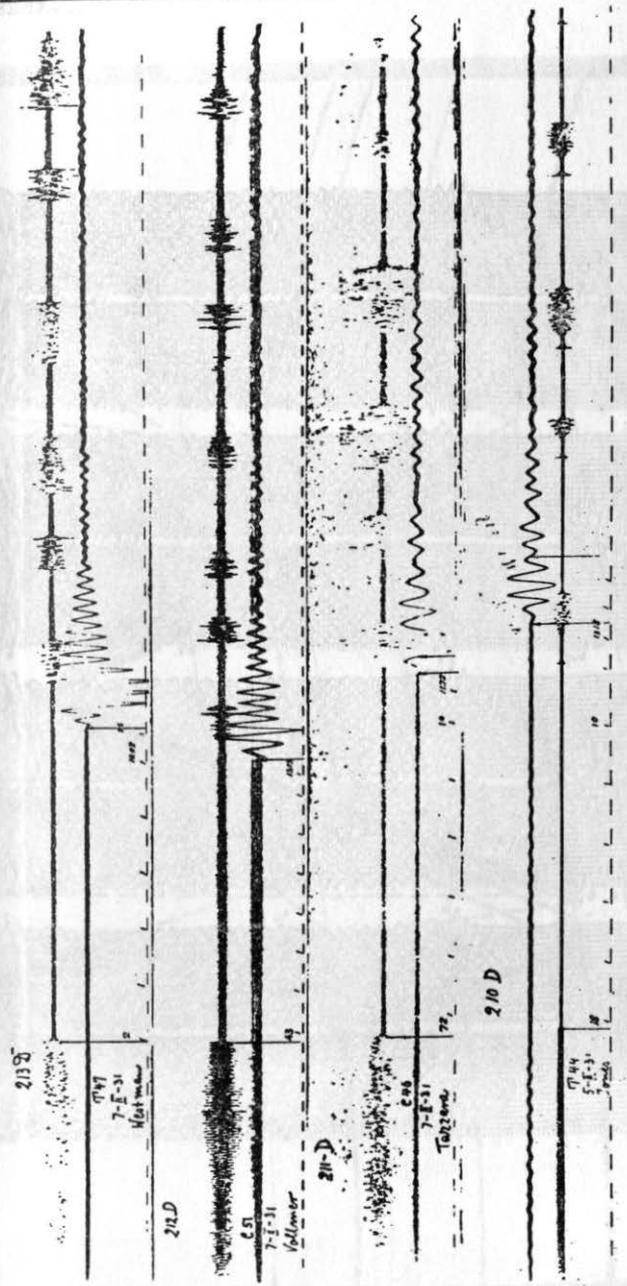
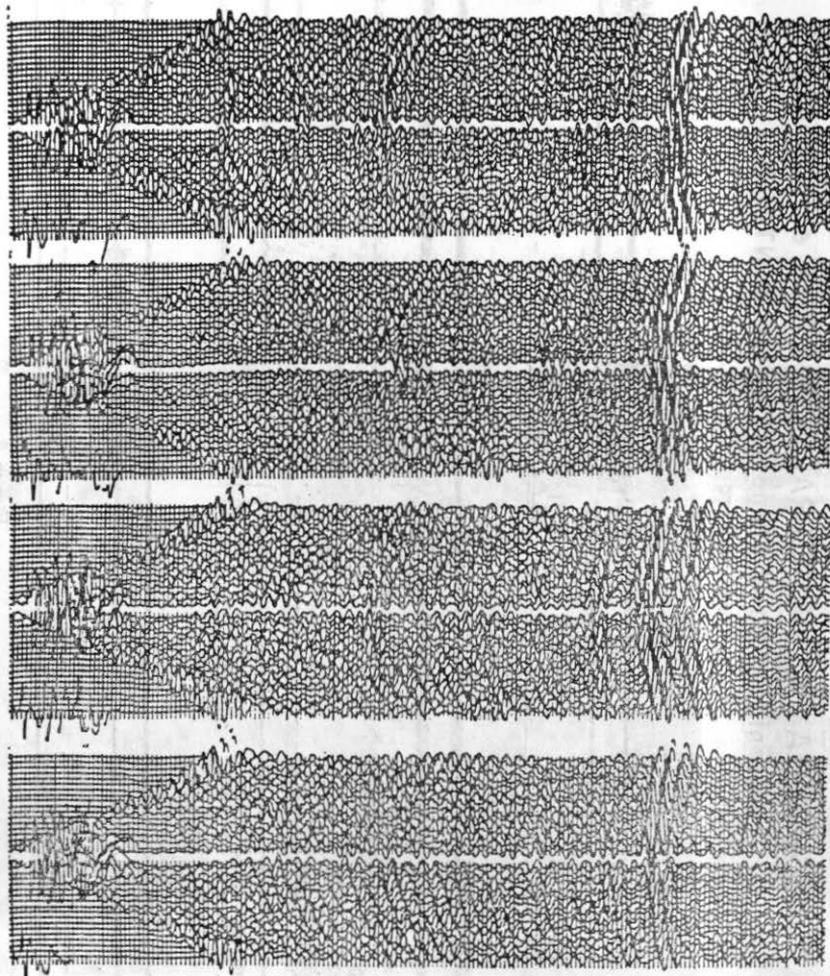


Figura 2.

Figura 3.



SISMOGRAMAS CONVENCIONALES HACIENDO UNA COBERTURA DEL 100%

SISMOLOGIA MECANICA
DE MEXICO

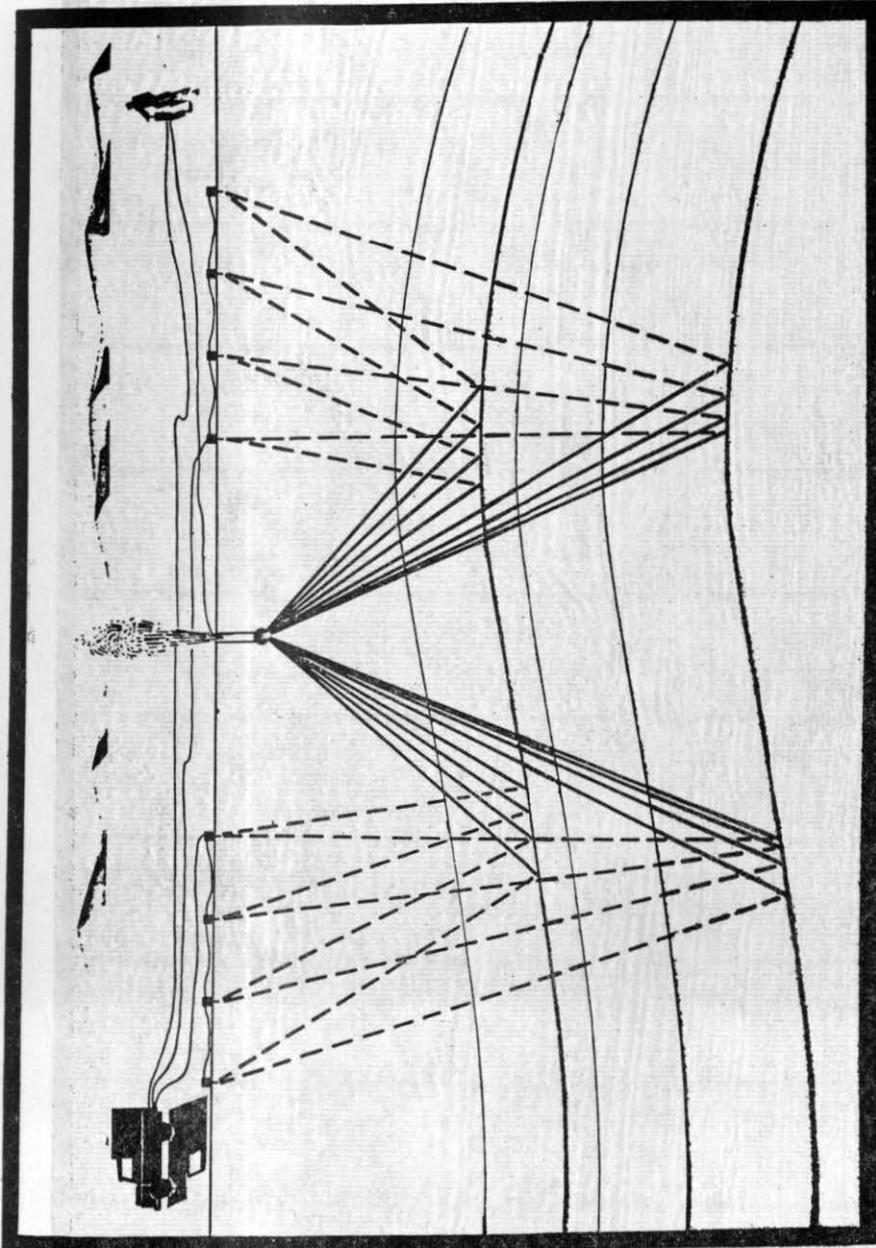


Figura 4.

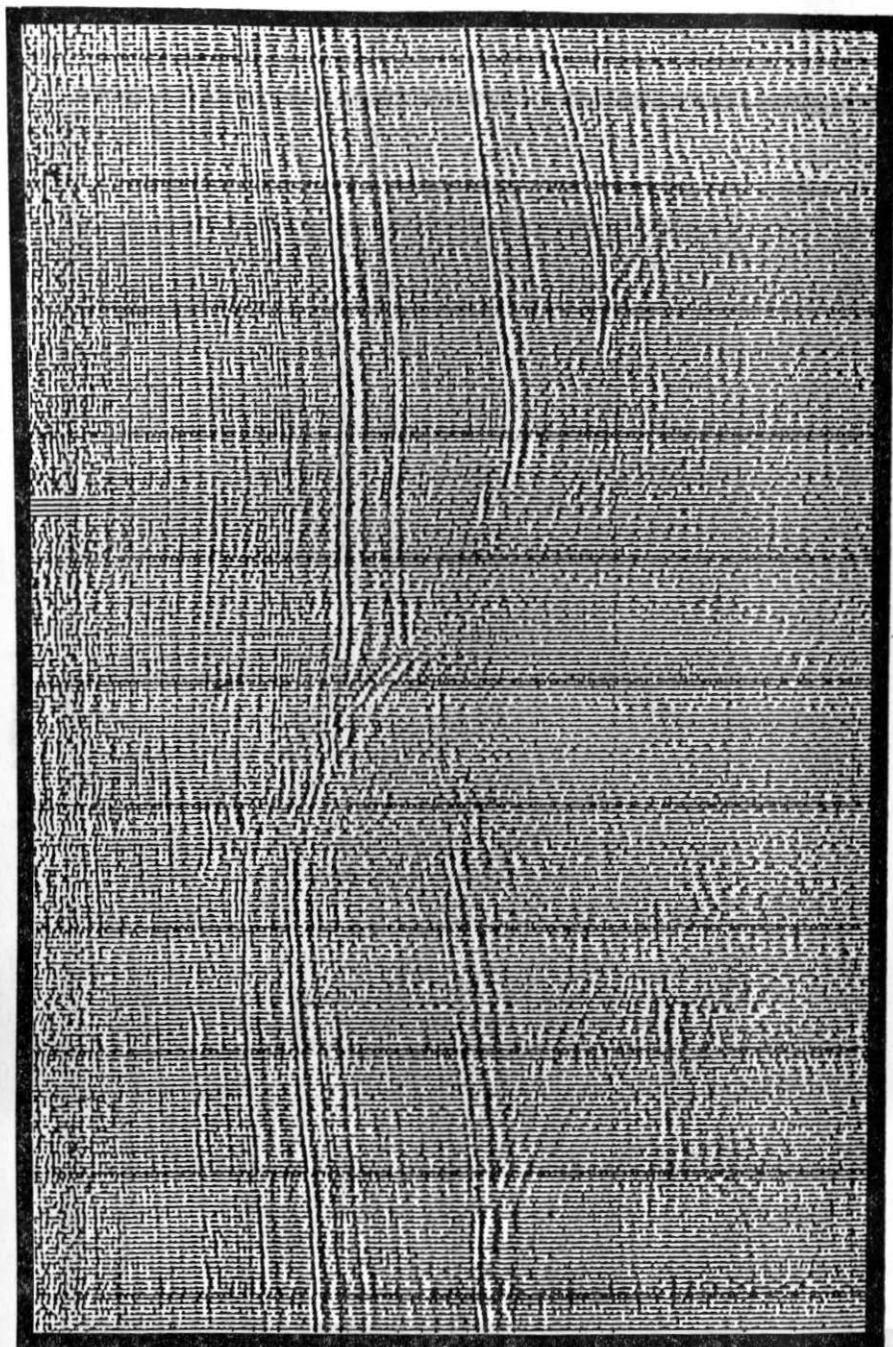


Figura 5.

SISMOGRAMA DE REFLEXION DE 48 CANALES

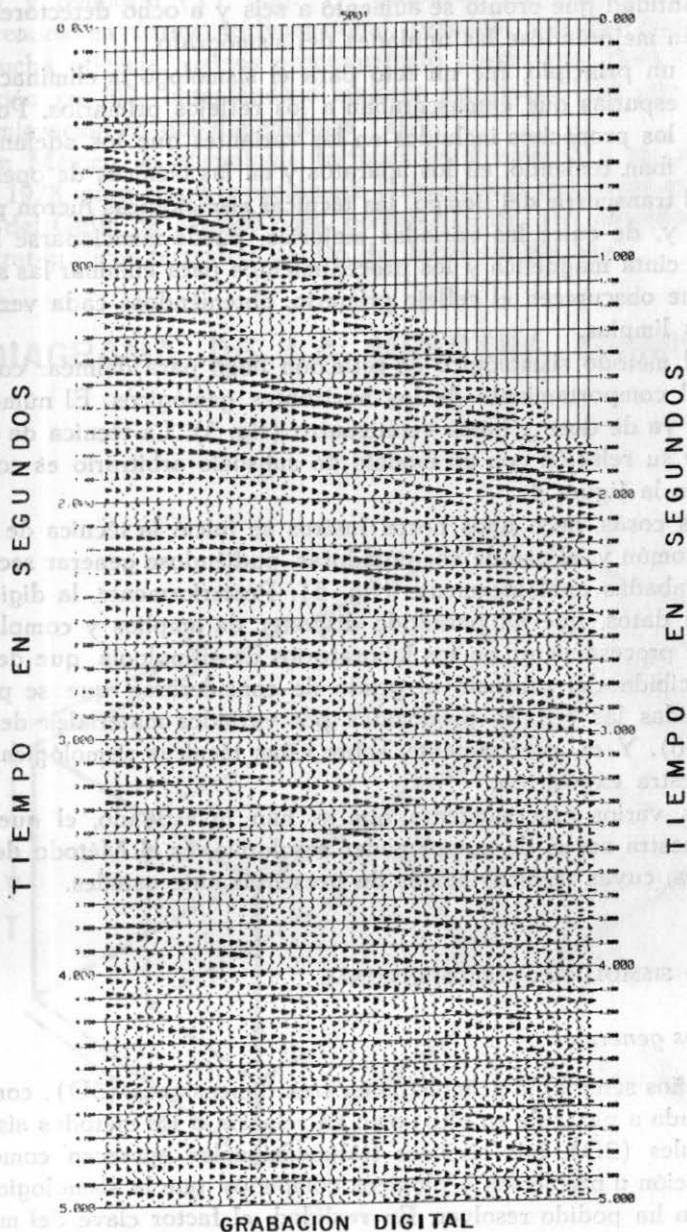


Figura 6.

sismo-detectores de inducción. De éstos, al principio se usaron cuatro de ellos, cantidad que pronto se aumentó a seis y a ocho detectores, a la vez que iban mejorándose las unidades del sismógrafo.

Desde un principio, fue un reto para el sismólogo la eliminación de las señales espurias que enmascaraban a los reflejos primarios. Por ello, era uno de los propósitos incluidos en las variantes que los adelantos de cada época iban teniendo, en los aparatos y en las técnicas de operación.

Con el transcurrir del tiempo, las técnicas sismológicas fueron perfeccionándose y, de entre las variadas mejorías, puede mencionarse la inscripción en cinta magnética y los procedimientos para eliminar las señales espurias que oscurecen el reflejo primario, obteniéndose cada vez reflexiones más limpias.

Así, el método sismológico de reflexión llegó para delinear con más precisión el comportamiento de los horizontes geológicos. El número de canales era ya de doce y hasta veinticuatro (fig. 3). La técnica de campo empleada y su relación con un modelo de subsuelo arbitrario es como la mostrada en la figura 4.

Así las cosas, hace unos pocos lustros se inició la técnica de punto de reflejo común y, el uso de computadoras, pudiéndose generar secciones apiladas grabadas analógicamente (fig. 5). Posteriormente, la digitalización de los datos, que ha permitido disponer de amplios y complicados sistemas de procesamiento en los laboratorios de sismología, que depuran la señal recibida del subsuelo al grado de considerarse, que se pueden obtener nítidas las señales producidas por variados materiales del subsuelo (fig. 6). Y es, precisamente, sobre estas técnicas sismológicas, que versará nuestra exposición.

De los varios procesamiento que se han investigado, el que a la fecha demuestra ser el de mayor poder resolutivo, es el Método de Tres Dimensiones, cuyas técnicas hemos de presentar ante ustedes.

EL MÉTODO SISMOLÓGICO TRIDIMENSIONAL

Comentarios generales

Hacia los años setenta, la sismología en tres dimensiones (3D), comenzó a ser aceptada a pesar de su alto costo en relación a los métodos sísmicos convencionales (2D). Las técnicas tridimensionales aparecen como una posible solución a problemas geológicos complejos, que la sismología convencional no ha podido resolver. En realidad, el factor clave del método

tridimensional, radica en el muestreo de la información en forma espacial (X,Y) y temporal (T) (fig. 7). Entonces, los datos adecuadamente muestreados en forma tridimensional, permiten que les sean aplicados con mucha eficacia, ciertos procesamiento posteriores, tales como el de migración en 3D, obteniéndose mejores resultados que con el empleo de la migración en dos dimensiones (2D).

En México, la sismología tridimensional empezó a ser aplicada en el año 1978, para resolver problemas estructurales complejos en aguas someras del Golfo de México para, posteriormente, ser aplicados en trabajos estratigráficos terrestres dentro del territorio nacional.

DIAGRAMA DE LA MUESTRA SISMICA

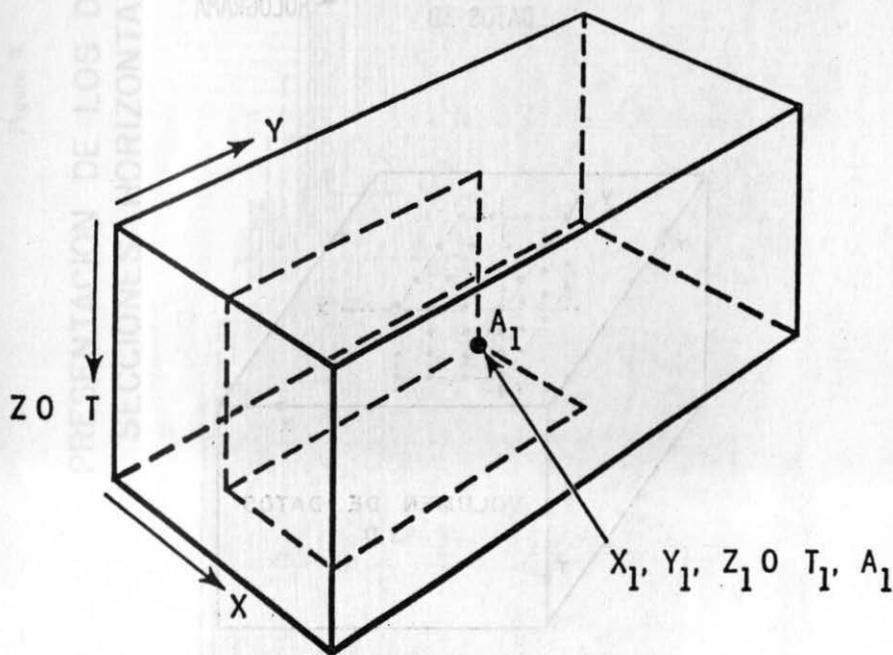


Figura 7.

REPRESENTACIONES GRAFICAS DE LOS DATOS TRIDIMENSIONALES

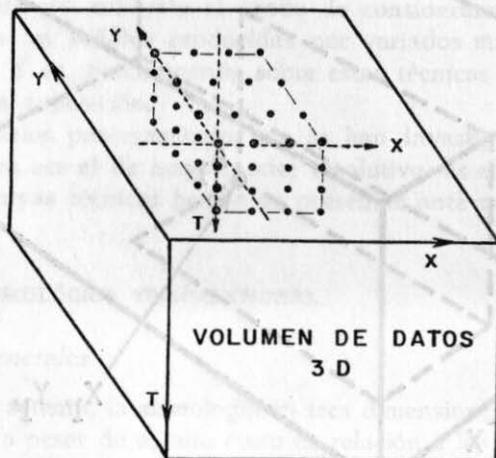
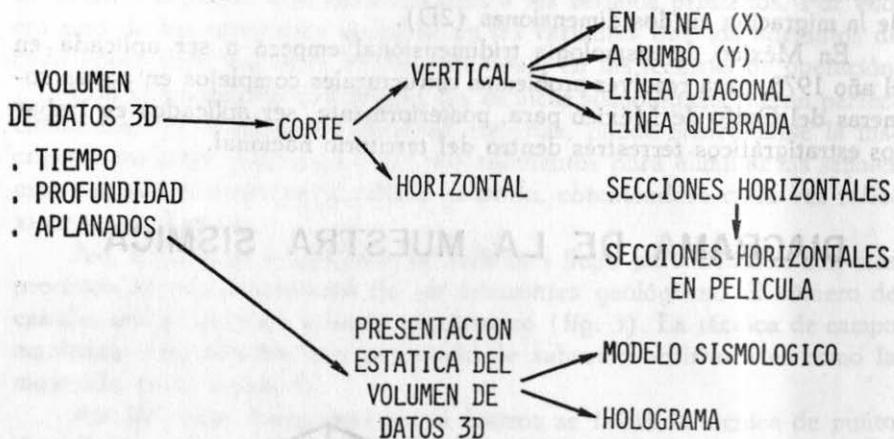
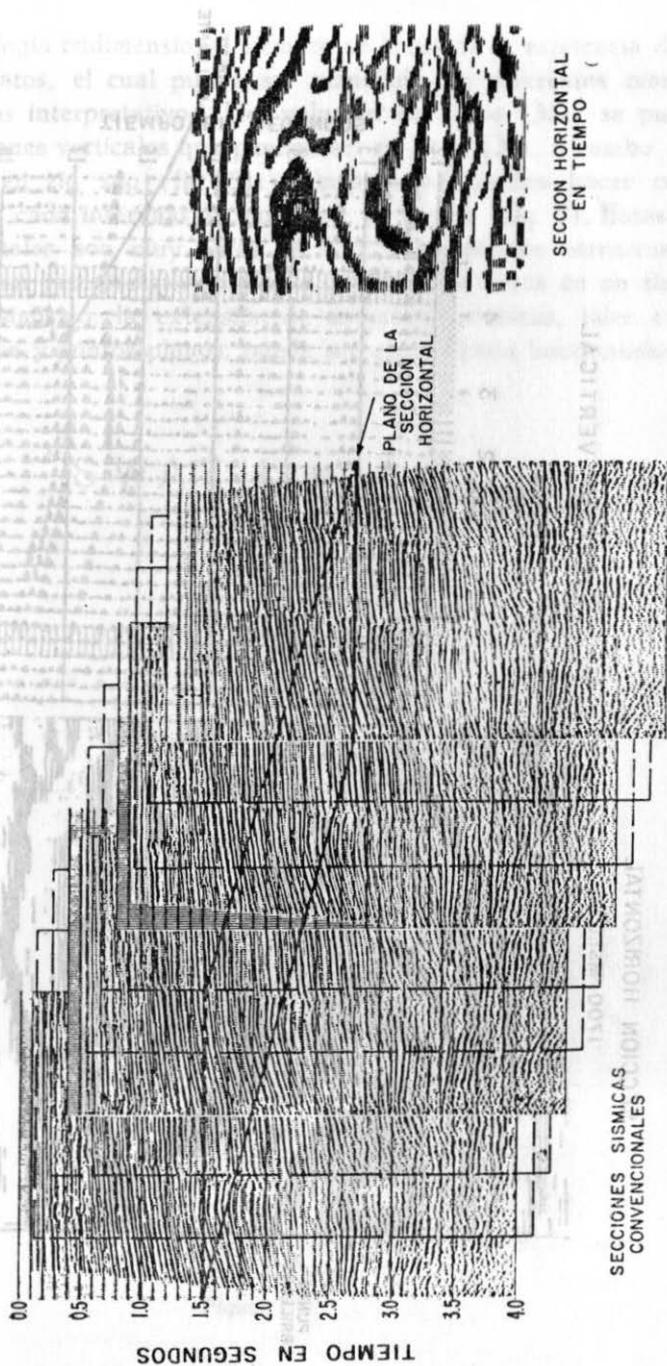


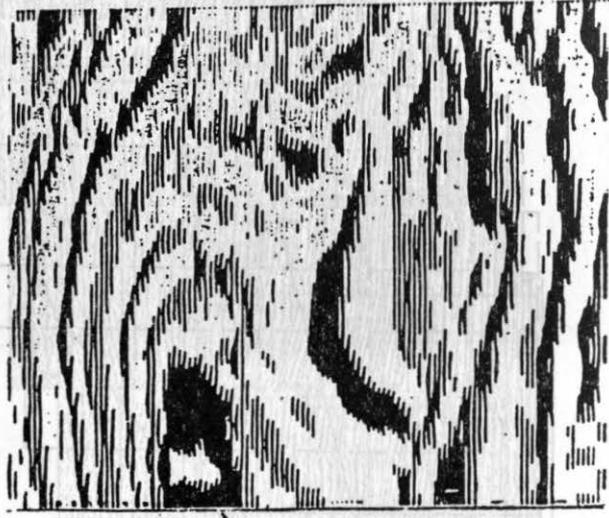
Figura 8.

Figura 9.

PRESENTACION DE LOS DATOS SISMICOS EN SECCIONES HORIZONTALES EN TIEMPOS



COMERCIAL SECCION HORIZONTAL
1700 MSEG.



SECCION VERTICAL

POZO-A

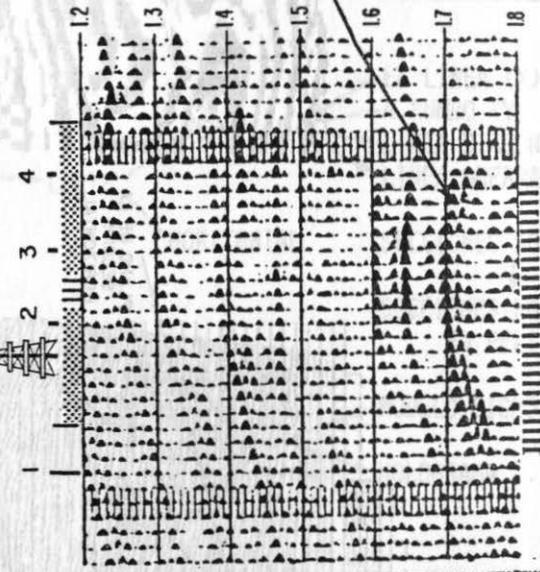
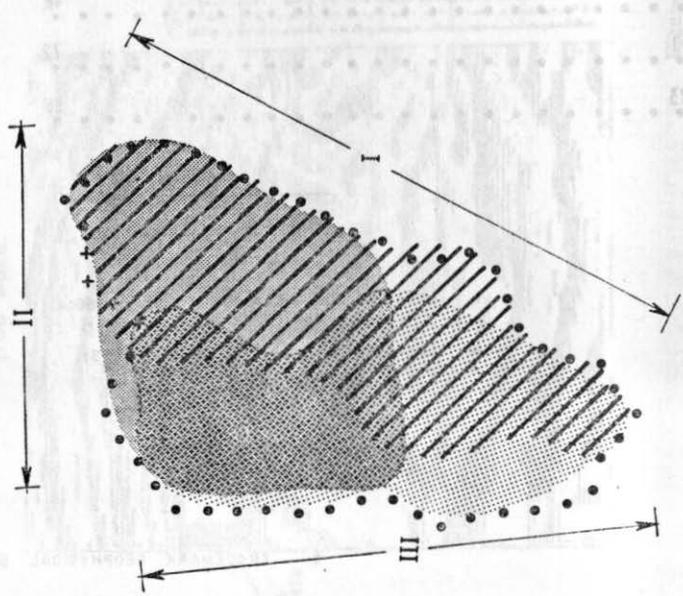


Figura 10. Datos sísmicos en

"SEISLOOP"*



Leyenda.-

- GRUPOS DE RECEPTORES.
- + LOCALIZACION DE LA FUENTE DE ENERGIA.
-  LADO I COBERTURA DE SUBSUELO.
-  LADO II COBERTURA DE SUBSUELO.
-  LADO III COBERTURA DE SUBSUELO.
- * TRADEMARK GEOPHYSICAL SERVICE INC.

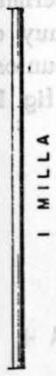
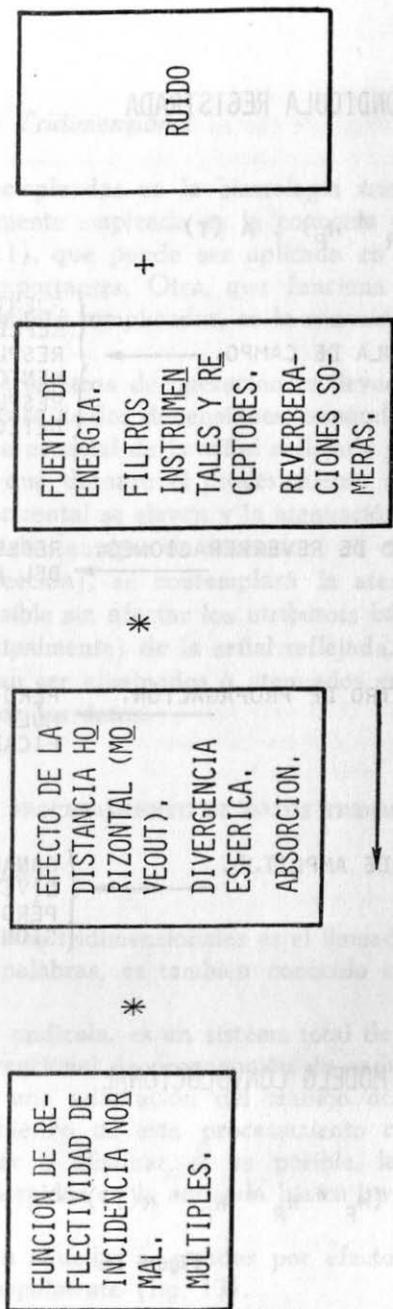


Figura 12.

MODELO CONVOLUCIONAL REALISTICO

UN CONJUNTO DE TRAZAS DE PUNTO DE REFLEJO COMUN (PRC) PUEDE SER SINTETIZADO EN CUATRO OPERACIONES FISICAS SEPARADAS

SINTESIS DE TRAZAS



PROCESAMIENTO POR ONDICULA

EL PROCESAMIENTO POR ONDICULA INTENTA INVERTIR LOS PASOS DE LA SINTESIS DE TRAZAS.

Figura 13.

ONDICULA REGISTRADA

$$W(T) = (W_F * W_R * W_P) \cdot A(T)$$

$$W_F(T) = \text{ONDICULA DE CAMPO,} \longrightarrow$$

{ FUENTE DE ENERGÍA,
REFLEXIONES FANTASMAS,
RESPUESTA DE LOS INSTRUMENTOS,
RESPUESTA DEL PATRÓN DE
DETECCIÓN.

$$W_R(T) = \text{FILTRO DE REVERBERACIONES,} \longrightarrow$$

REFLEXIONES MÚLTIPLES -
DEL FONDO MARINO.

$$W_P(T, T) = \text{FILTRO DE PROPAGACIÓN,} \longrightarrow$$

PÉRDIDA POR ABSORCIÓN,
MÚLTIPLES INTERESTRATIFICADOS.

$$A(T) = \text{FACTOR DE AMPLITUD,} \longrightarrow$$

{ GANANCIA DE GRABACION,
DIVERGENCIA ESFÉRICA,
PÉRDIDAS POR TRANSMISIÓN.

MODELO CONVOLUCIONAL

$$S(T) = A(T) \cdot (W_F * W_R * W_P * R(T)) + N(T)$$

Figura 14.

El dispositivo de Campo Tridimensional

Las técnicas de campo empleadas en la sismología tridimensional son variadas. La más comúnmente empleada es la conocida como de "franja" (SWATH*) (fig. 11), que puede ser aplicada en áreas sin complejidades topográficas importantes. Otra, que funciona aceptablemente bien en áreas topográficamente complicadas, es la conocida como "anillo" (SEISLOOP*) (fig. 12).

La elección de los parámetros de operación es llevada a cabo en la misma forma que para el caso de dos dimensiones, tomándose en éste muy en cuenta, que el muestreo espacial de la señal reflejada y del ruido, sea adecuado, con el fin de que durante el procesamiento de los datos, la resolución vertical y la horizontal se eleven y la atenuación, o, eliminación de los ruidos se lleve a cabo, aunque de antemano, en el dispositivo de campo (patrones de detección), se contemplará la atenuación de los ruidos tanto como sea posible sin afectar los atributos básicos (frecuencia, amplitud y fase principalmente) de la señal reflejada, dejando pasar aquellos ruidos que puedan ser eliminados o atenuados en la fase preliminar del procesamiento de los datos.

FASES PRINCIPALES EN EL PROCESAMIENTO DE DATOS TRIDIMENSIONALES

Procesamiento por ondícula

El procesamiento de los datos tridimensionales es el llamado de alta resolución, o dicho en otras palabras, es también conocido como "procesamiento por ondícula".

El procesamiento por ondícula, es un sistema total de procesamiento basado en el modelo convencional de propagación de ondas planas. Este modelo convolucional es una adaptación del trabajo desarrollado por Hilterman (1977). El objetivo de este procesamiento considerado de alta resolución, es atenuar o eliminar, si es posible, las distorsiones de amplitud y de fase contenidas en la ondícula básica involucrada en la traza sísmica.

Estas distorsiones son aquellas originadas por efectos de propagación y de grabación, principalmente (fig. 13).

* Trademark Geophysical Service Inc.

Se ha encontrado que los efectos mencionados antes, pueden ser descritos apropiadamente por el modelo convolucional de la traza sísmica. Así, la traza sísmica es entendida como salida de un sistema lineal de la siguiente forma:

$$S(t) = W(t) * r(t) \quad (1)$$

donde $r(t)$ es la función de reflectividad, $W(t)$ es la ondícula básica que contiene todas las distorsiones de grabación y de propagación, y $S(t)$ será propiamente la traza sísmica.

La ondícula $W(t)$ puede descomponerse de modo que se conozcan los efectos de distorsión en forma individual (fig. 14), de tal manera que, una vez comprendidas, traten de eliminarse.

Así pues, la ondícula $W(t)$ se describe así:

$$W(t) = (W_i * W_r * W_p) \cdot a(t) \quad (2)$$

donde W_i se conoce como la ondícula de campo y contiene los efectos engendrados por la fuente de energía, reflexiones fantasmas, instrumentos y arreglos de detectores, principalmente; W_r describe el efecto de las reflexiones múltiples (casos marinos); W_p representa el filtro de propagación donde se incluyen la absorción y la transmisión de la energía, mientras ésta se propaga a través del subsuelo; $a(t)$ es el factor de amplitud, se multiplica y no se convulsiona por no actuar éste como un filtro. $a(t)$ representa las pérdidas de amplitud por efectos de divergencia esférica, transmisión y la ganancia aplicada durante la grabación.

Nuestro modelo convolucional de la traza sísmica queda, entonces, constituido de la siguiente manera:

$$S(t) = a(t) \cdot (W_i * W_r * W_p) * r(t) \quad (3)$$

La ecuación (3) describe a la traza sísmica, asumiendo que ésta no contiene ruido; pero se sabe que en la realidad dicha traza efectivamente contiene dos tipos de ruido, coherente e incoherente. Tomando en cuenta esta condición, la ecuación (3) del modelo convolucional se transforma en:

$$S(t) = a(t) \cdot (W_i * W_r * W_p) * r(t) + n(t) \quad (4)$$

donde la función $n(t)$ describe las componentes de ruido $n(t)$ está formada por ruidos coherentes e incoherentes. Los ruidos coherentes en el

SISMOGRAMA DE CAMPO SIN FILTRAR

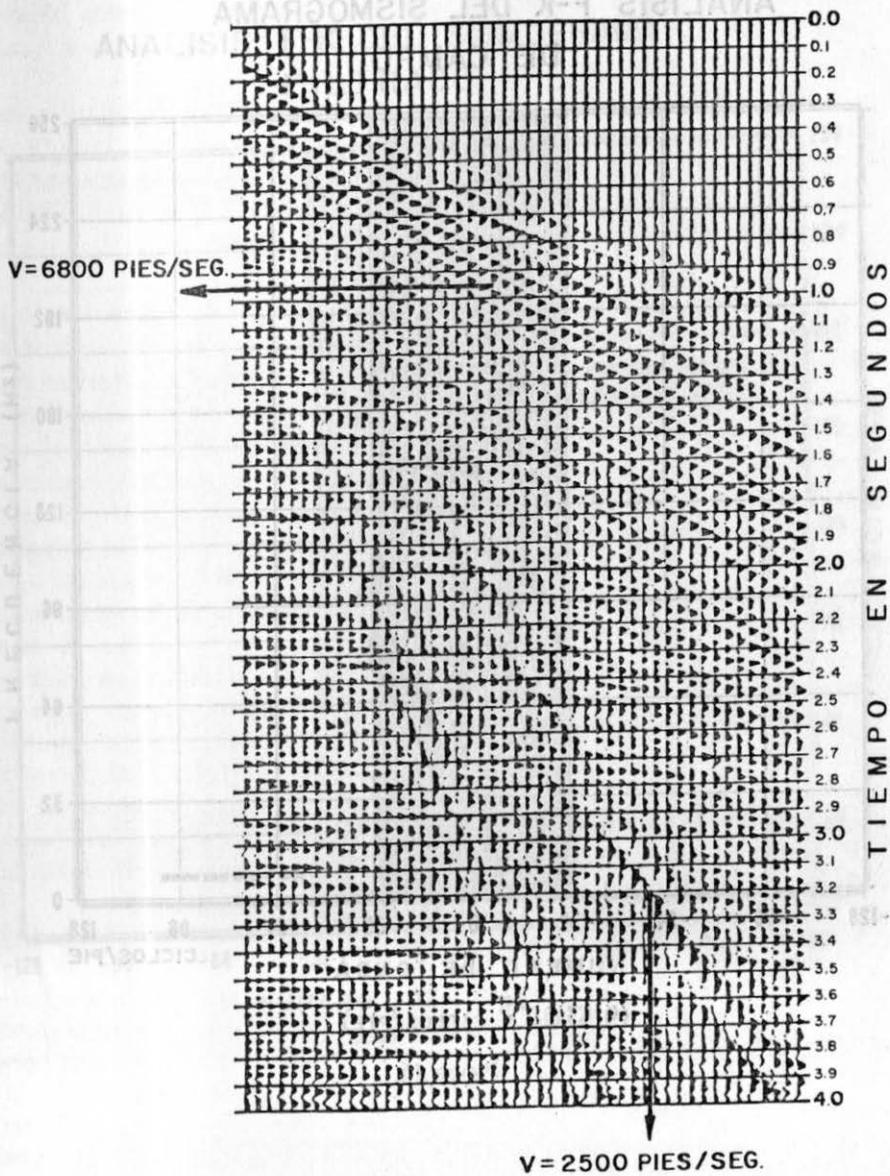


Figura 15.

ANALISIS F-K DEL SISMOGRAMA DE CAMPO

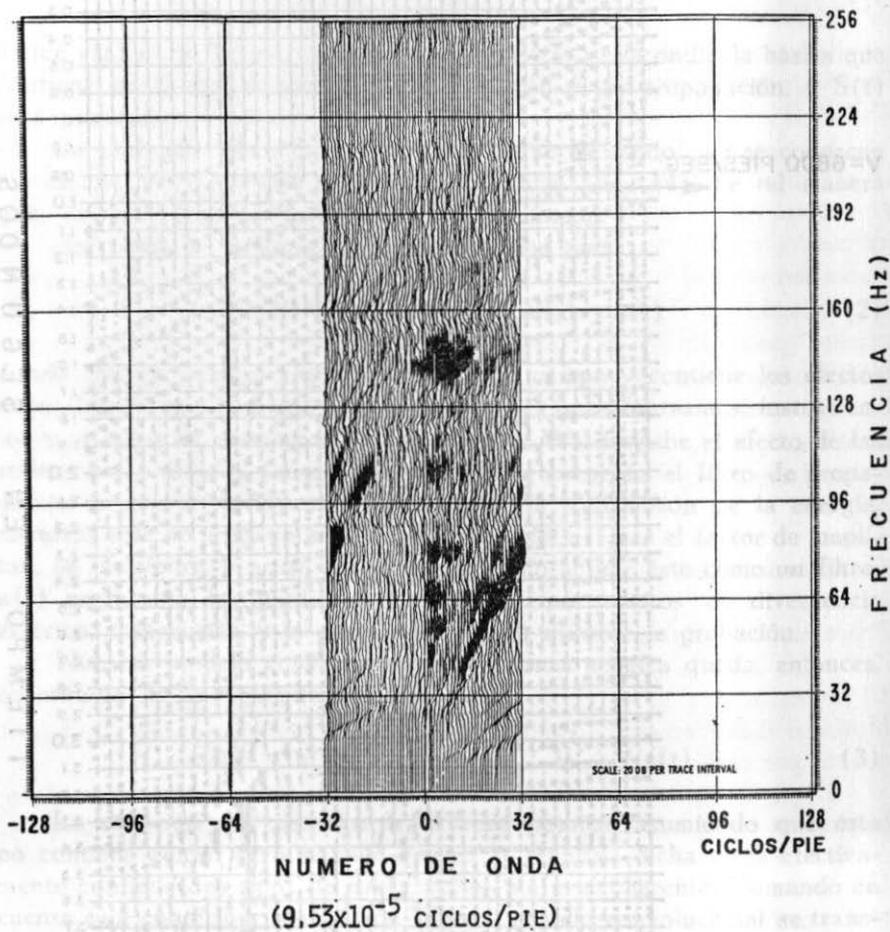


Figura 16.

ANÁLISIS F-K DEL SISMOGRAMA
FILTRADO

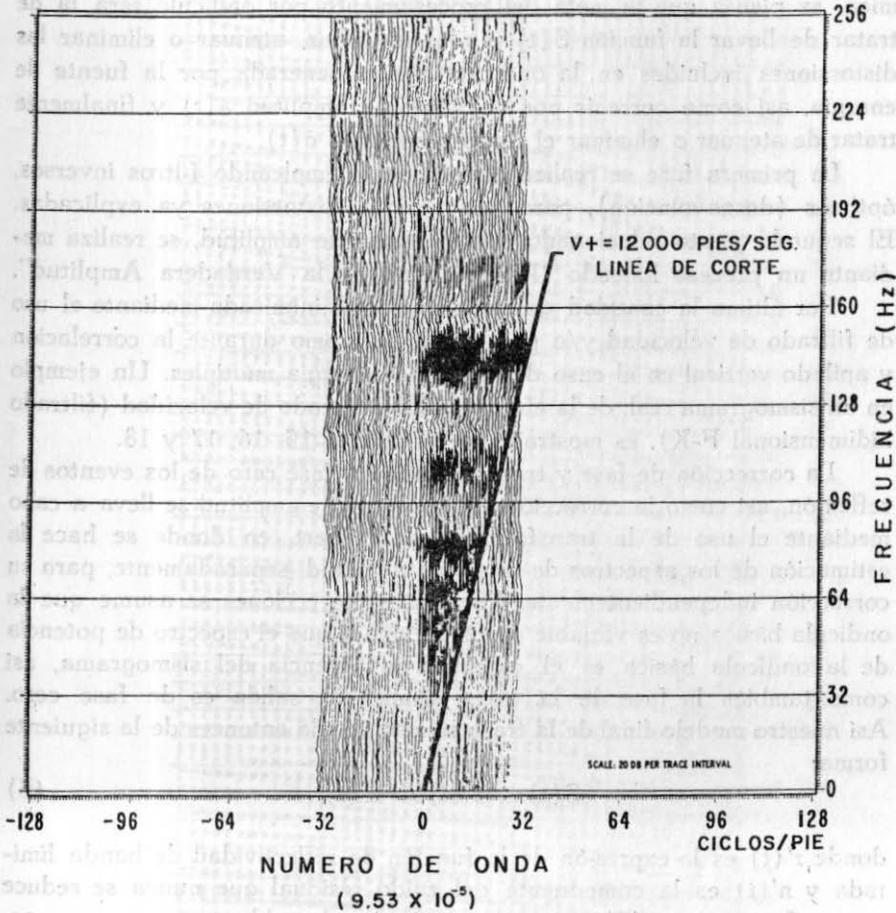


Figura 17.

sismograma son aquellos que se dejan pasar deliberadamente por el uso de patrones de detección (filtrado en el dominio de la frecuencia espacial K), conservadores en la intención de no atenuar los atributos básicos de la información de reflexión. Los ruidos incoherentes aparecen en forma desorganizada en el sismograma.

Una vez descrito el modelo convolucional realístico de la traza sísmica, se piensa que la meta del procesamiento por ondícula será la de tratar de llevar la función $S(t)$ a $r(t)$, es decir, atenuar o eliminar las distorsiones incluidas en la ondícula básica generada por la fuente de energía, así como corregir por el factor de amplitud $a(t)$ y finalmente tratar de atenuar o eliminar el ruido remanente $n(t)$.

La primera fase se realiza atinadamente empleando filtros inversos, óptimos (deconvolución), para remover las distorsiones ya explicadas. El segundo punto relacionado con el factor de amplitud, se realiza mediante un proceso llamado "Recuperación de la Verdadera Amplitud".

Por último la cantidad de ruido $n(t)$ es minimizada mediante el uso de filtrado de velocidad y/o pasabanda, así como durante la correlación y apilado vertical en el caso de fuentes de energía múltiples. Un ejemplo en un sismograma real, de la efectividad del filtrado de velocidad (filtrado bidimensional $F-K$), es mostrado en las figuras 15, 16, 17 y 18.

La corrección de fase y transformación a fase cero de los eventos de reflexión, así como la corrección del espectro de amplitud se lleva a cabo mediante el uso de la transformada de Hilbert, en donde se hace la estimación de los aspectos de fase y de amplitud, separadamente, para su corrección independientemente. Para estas correcciones se asume que la ondícula básica no es variable con el tiempo y que el espectro de potencia de la ondícula básica es el espectro de potencia del sismograma, así como también la fase de la traza sísmica de salida es de fase cero. Así nuestro modelo final de la traza sísmica queda entonces de la siguiente forma:

$$S(t) = r'(t) + n'(t) \quad (5)$$

donde $r'(t)$ es la expresión de la función de reflectividad de banda limitada y $n'(t)$ es la componente del ruido residual que nunca se reduce a cero. La ecuación (5) es una traza sísmica deseable para procesos posteriores, tales como el de inversión. Cabe hacer la aclaración de que el procesamiento estadístico por ondícula, aquí descrito, se puede hacer en el dominio del punto de tiro o en el dominio del punto medio (técnica de PRC), lo cual significa que estos procesos serán antes de apilar. Un

SISMOGRAMA DE CAMPO POR VELOCIDAD

V+ = 12 000 PIES/SEG.

V- = 100 000 PIES/SEG.

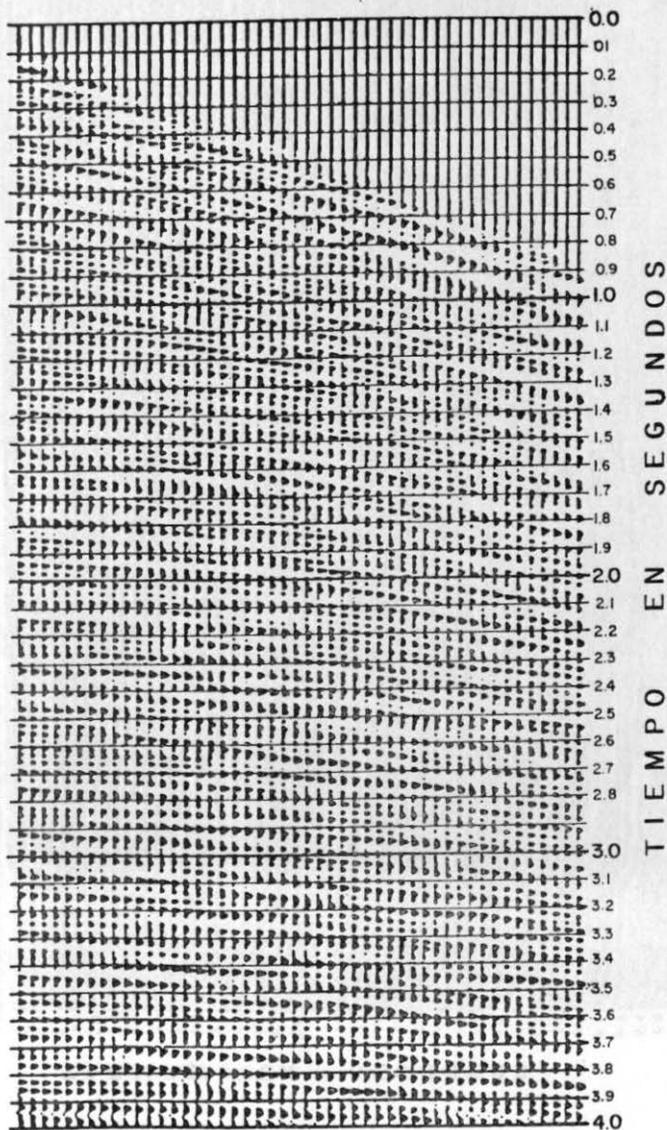


Figura 18.

SECCION PROCESADA CONVENCIONALMENTE

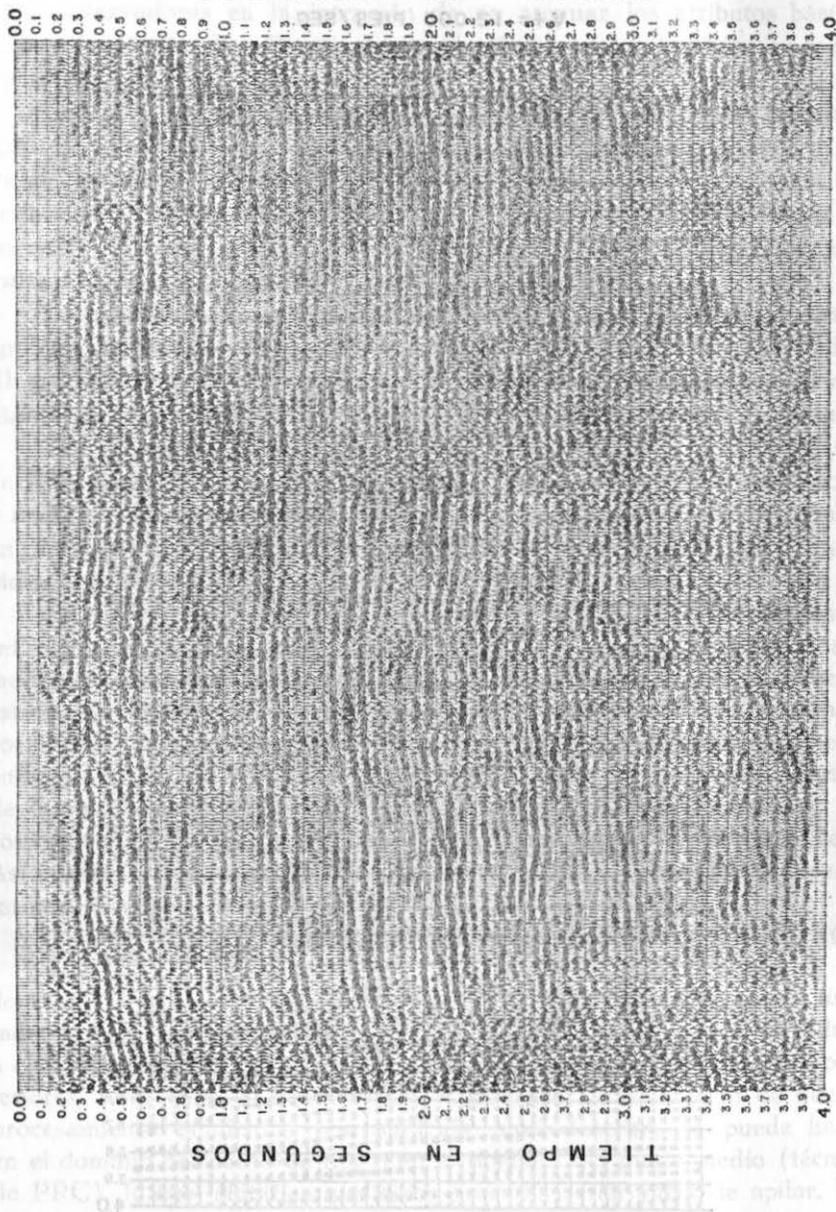


Figura 19.

SECCION PROCESADA POR ONDICULA

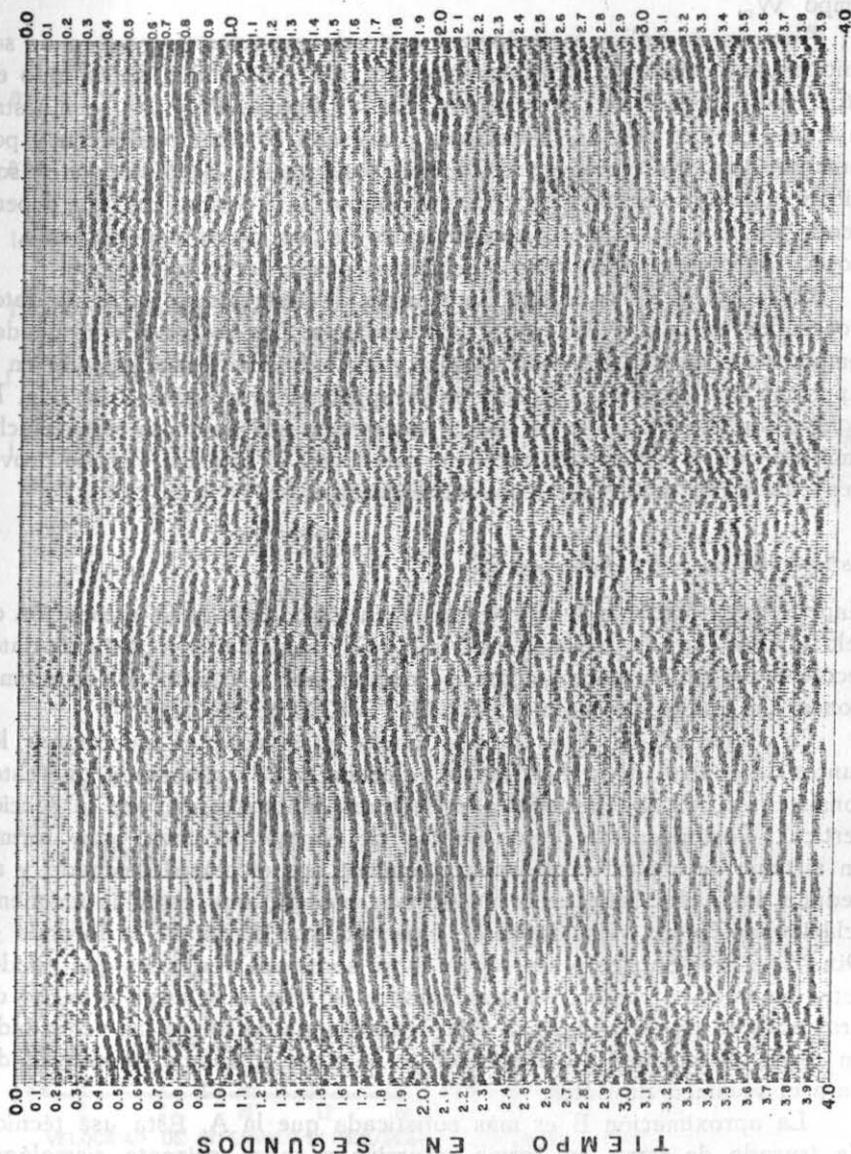


Figura 20.

procesado convencional es aquel en el que se reducen las distorsiones mencionadas antes, excepto las distorsiones incluidas en la ondícula de campo W_p .

Además, se aplica también una serie de procesos que deben de ser omitidos por degradar la información en fase y amplitud, sobre todo en estos pasos después del apilamiento. En las figuras 19 y 20, se muestra un tramo de una sección sísmológica procesada convencionalmente y por ondícula. Las diferencias en resolución y contenido de distorsiones son evidentes de una versión a otra. Es muy importante puntualizar que dependiendo de la calidad del procesamiento de los datos por ondícula, el proceso de inversión iterativo o recursivo puede ser o no exitoso.

En la figura 21, se ilustra un ejemplo de inversión, a partir de datos procesados convencionalmente y por ondícula. Los resultados se pueden comparar con el registro sísmico de un pozo equivalente, en posición en la superficie con la traza a la que se le aplicó el proceso de inversión. El registro sísmico deducido de datos procesados por ondícula tiene mucha similitud con el sísmico del pozo, no siendo así el registro sísmico proveniente de datos procesados convencionalmente.

Estimación de velocidades en 3D

Una de las cuestiones más relevantes en sismología es la estimación de velocidades. Para la estimación del campo de velocidades a partir de datos recolectados tridimensionalmente, se emplan por lo común dos aproximaciones, las cuales llamaremos A y B (figs. 22 y 23).

La aproximación A es la más simple y consiste en seleccionar los puntos de control de la función de velocidades de apilamiento que estén consistentes con los horizontes reflectores fundamentales en la sección vertical. Posteriormente estos puntos de control se unen para formar un sistema de capas, para después remover los efectos del echado y así deducir las velocidades raíz cuadrática medias, que están íntimamente relacionadas a las velocidades de intervalo, por medio de la fórmula de Dix. Este procesamiento se realiza sobre secciones verticales que pueden estar en línea, a rumbo, diagonales o en zig zag, a lo largo y ancho del prospecto en tres dimensiones. Así, teniendo el control de las velocidades en todas direcciones, automáticamente se tiene el campo de velocidades para el volumen de datos.

La aproximación B es más sofisticada que la A. Ésta usa técnicas de trazado de rayos en forma recursiva a cada horizonte sísmológico fundamental.

REGISTROS SISMICOS Y SONICOS POZO A

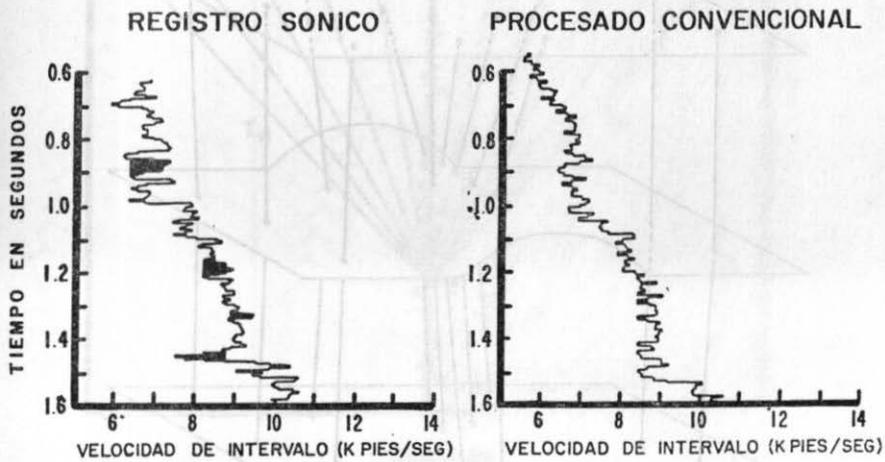
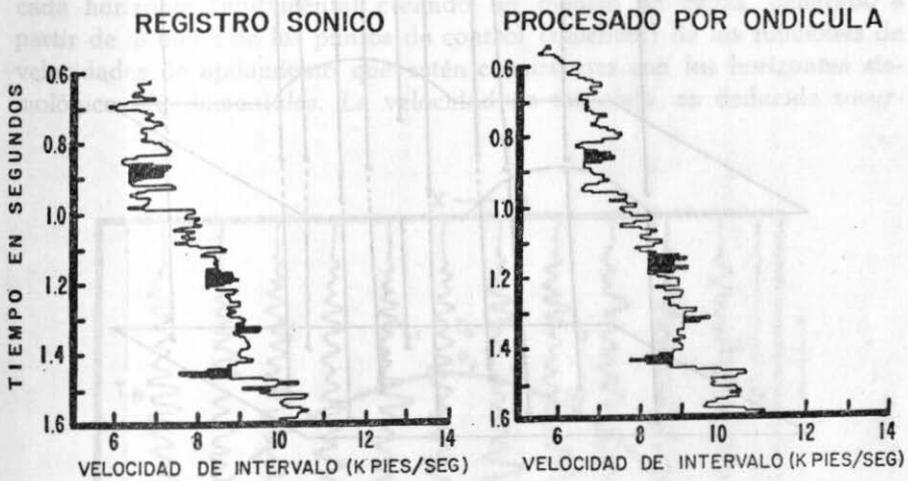


Figura 21.

APROXIMACION "A"

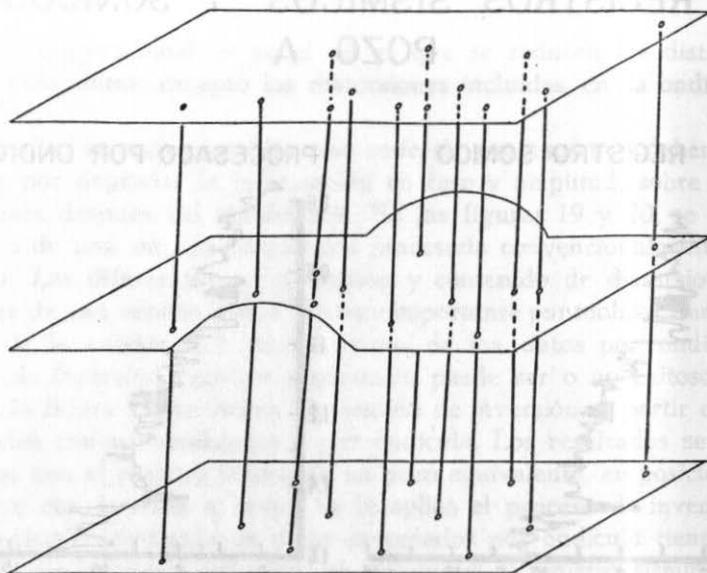


Figura 22.

APROXIMACION "B"

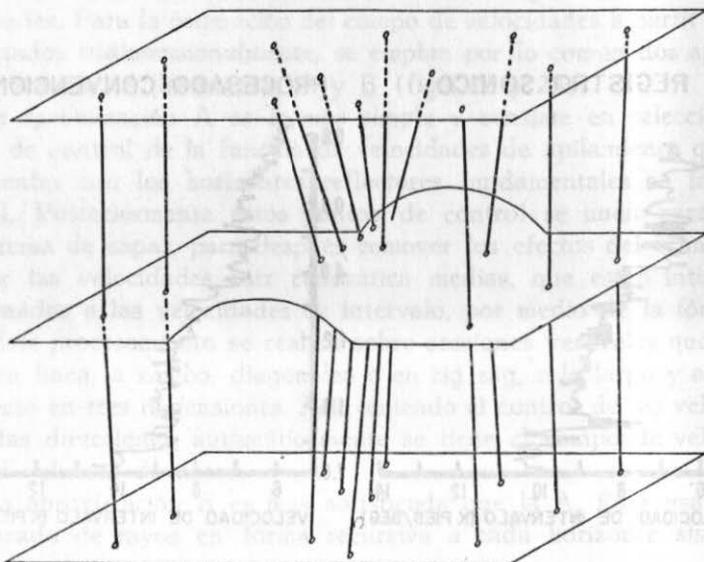


Figura 23.

A diferencia de la aproximación A, este método B toma en cuenta la geometría de los reflectores (fig. 23).

La técnica del trazado de rayos de incidencia normal, se hace para cada horizonte fundamental creando un modelo de capas, generado a partir de la unión de los puntos de control (quebres) de las funciones de velocidades de apilamiento que estén consistentes con los horizontes sísmológicos fundamentales. La velocidad de intervalo, es deducida recur-

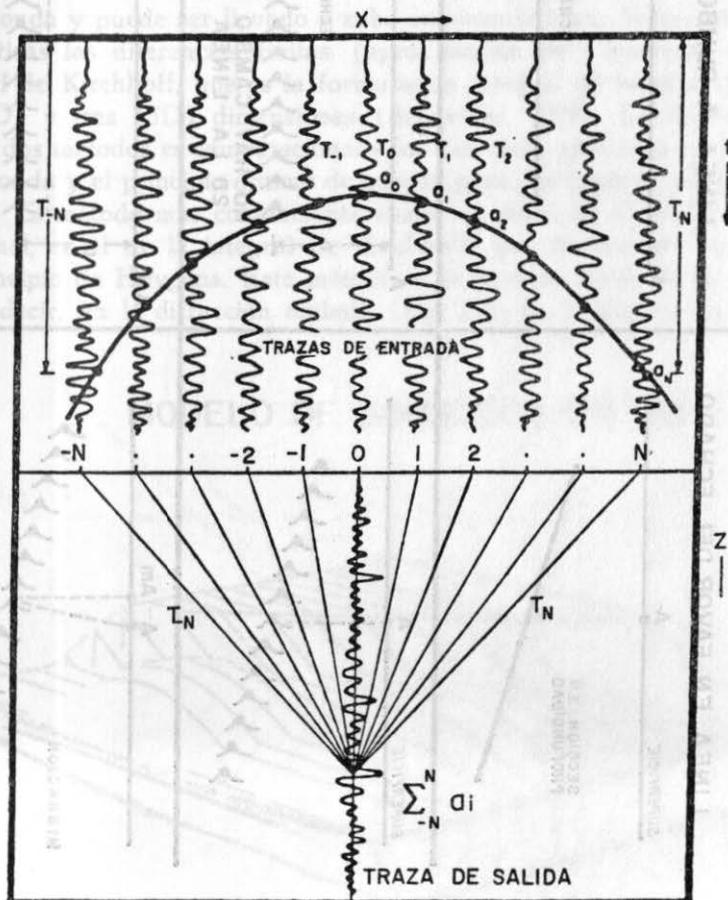
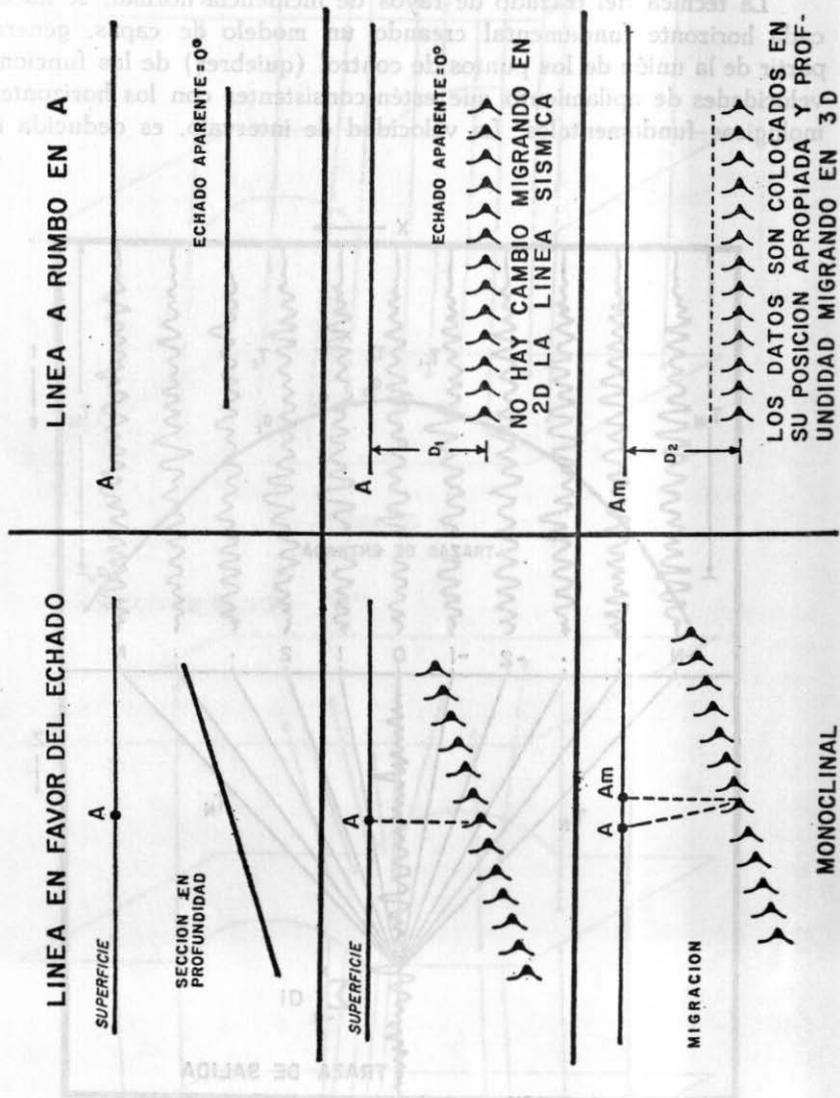


Figura 24.

Figura 25.
RESULTADOS DE LA MIGRACION EN 3D



sivamente a partir de las velocidades de apilamiento del modelo, corregidas adecuadamente por echado en diferentes direcciones. Finalmente, el campo de velocidades, el proceso de migración sería lo próximo a tratar. precisión que el generado en la aproximación A. Una vez estimado el campo de velocidades el proceso de migración sería lo próximo a tratar.

Migración en tres Dimensiones (3D)

Este proceso es el comúnmente conocido como migración con la ecuación de onda y puede ser llevado a cabo empleando como herramientas matemáticas las diferencias finitas (aproximación de Clearbout) o la integral de Kirchhoff, que es la formulación integral de la migración en dos (2D) y tres (3D) dimensiones (Schneider, 1978). La diferencia entre los dos métodos es computacional y los dos están apoyados en la ecuación de onda y el principio óptimo de imagen para dar lugar al punto migrado.

El método más comúnmente usado en datos de naturaleza tridimensional, es el de la integral de Kirchhoff, que físicamente representa el principio de Huygens. Este método se basa en la curva de la difracción, es decir, en la difracción apilada (fig. 24). La migración de los even-

MODELO DE SUBSUELO EN 3D

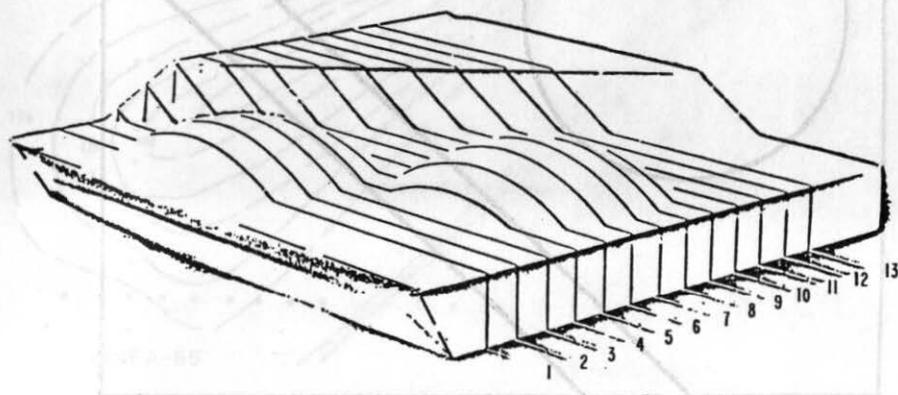


Figura 26.

tos se efectúa a lo largo de la curva de difracción cuya curvatura dependerá del campo de velocidades existente.

La necesidad de la recolección de datos en forma tridimensional se basa principalmente en los resultados que da la migración en dos y en tres dimensiones. En la figura 25 se ilustran muy objetivamente las diferencias de la migración bidimensional con respecto a la tridimensional, en el caso de la existencia de un echado constante buzando en una sola dirección.

Se ha visto mediante modelos sintéticos y en datos reales, que la migración en 2D no resuelve, en la mayoría de los casos, el problema del posicionamiento correcto de los eventos de reflexión. Este caso fue demostrado en forma sintética en 1974, por el Dr. French, en un trabajo de simu-

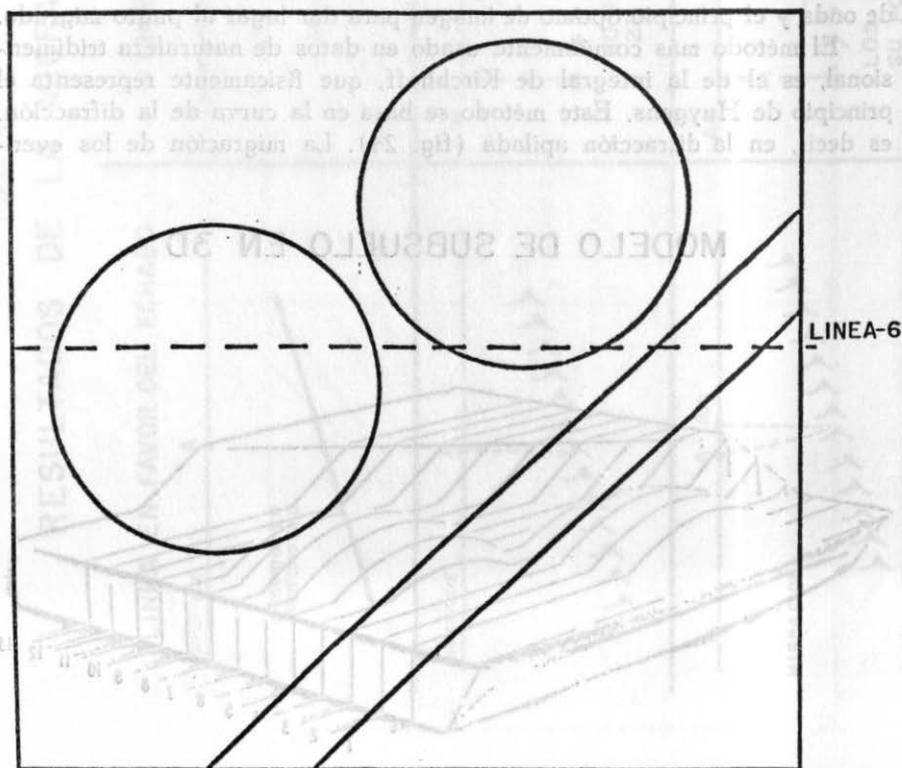


Figura 27.

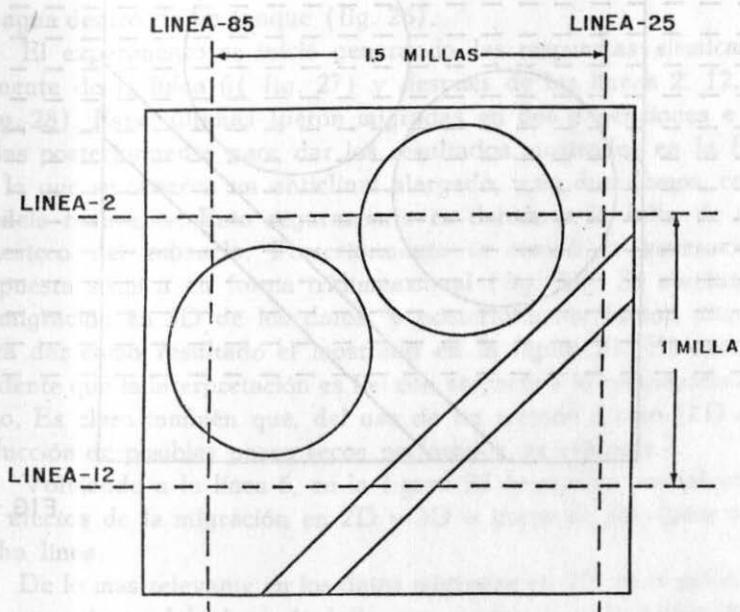


FIG.-28

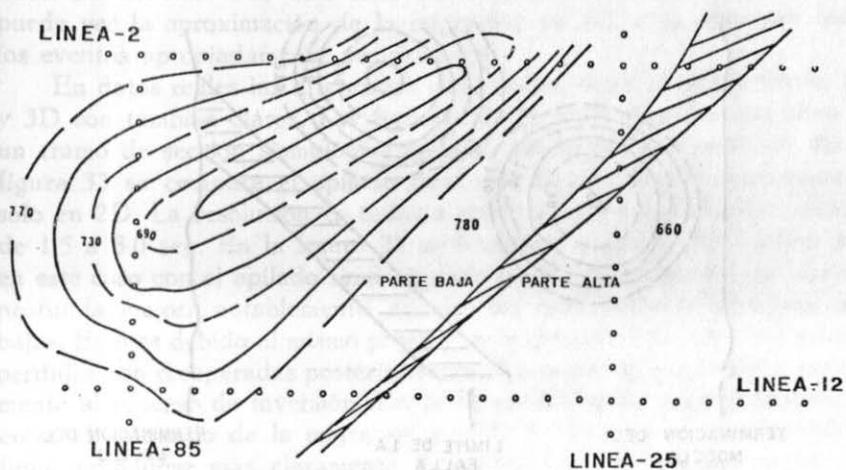


Figura 29.

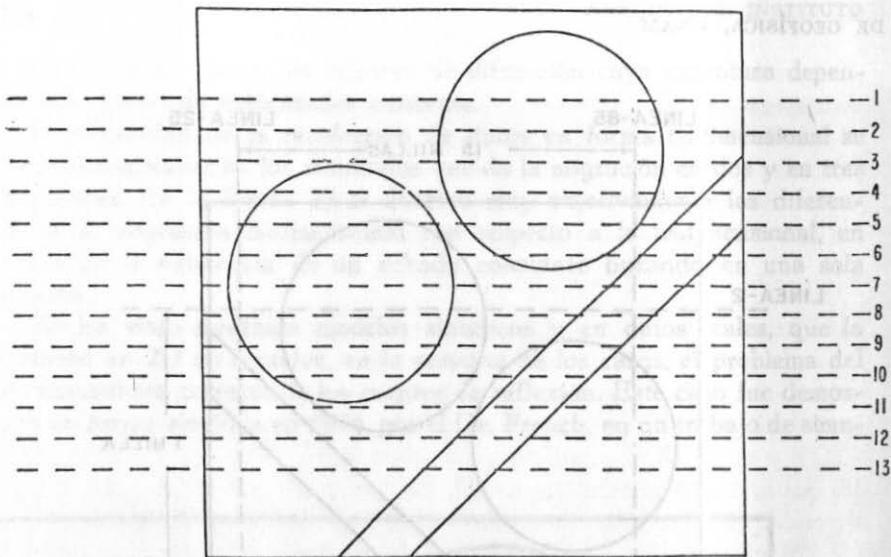


FIG.-30

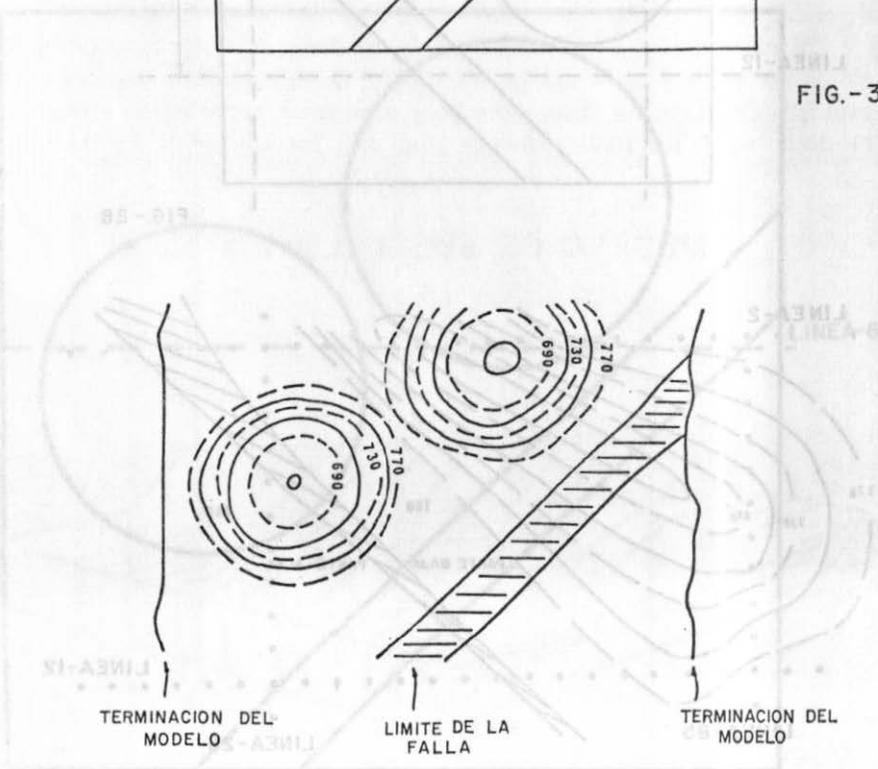


Figura 31.

lación de la respuesta sísmica de dos domos y una falla normal sumergidos en agua dentro de un tanque (fig. 26).

El experimento se inició generando las respuestas sísmicas, primeramente de la línea 6 (fig. 27) y después de las líneas 2, 12, 25 y 85 (fig. 28). Estas últimas fueron migradas en dos dimensiones e interpretadas posteriormente para dar los resultados mostrados en la figura 29, en la que se observa un anticlinal alargado, y no dos domos, como es el modelo realmente. Esto seguramente es debido a la falta de suficiente muestreo del subsuelo. Posteriormente se simuló la generación de la respuesta sísmica en forma tridimensional (fig. 30). Se efectuó después la migración en 3D de los datos, y posteriormente fueron interpretados para dar como resultado el mostrado en la figura 31. En este caso, es evidente que la interpretación es fiel con respecto a lo establecido en el modelo. Es claro también que, del uso de un método a otro (2D a 3D) la reducción de posibles pozos secos perforados, es evidente.

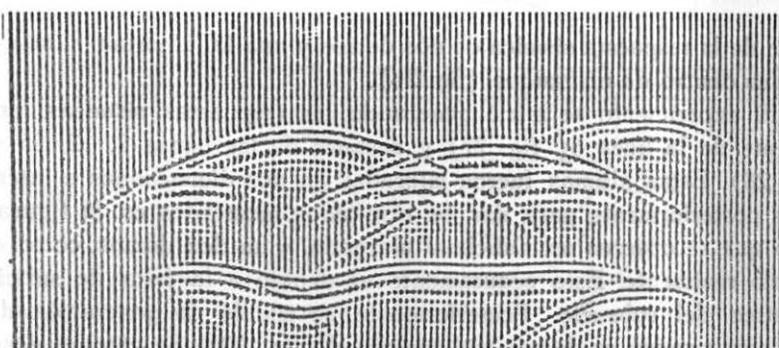
Volviendo a la línea 6, en la figura 32 se pueden ver objetivamente los efectos de la migración en 2D y 3D a partir de los datos crudos de dicha línea.

De lo más relevante en los datos migrados en 2D, es la reflexión lateral proveniente del plano de falla que el algoritmo de migración en 2D no maneja y por lo tanto esto se puede considerar una imagen distorsionada del modelo. Por otro lado en la parte baja de la figura 32 se puede ver la aproximación de la migración en 3D y se observan todos los eventos apropiadamente posicionados.

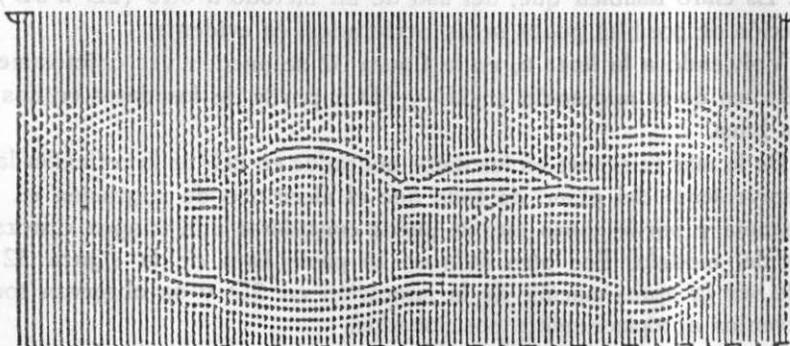
En datos reales las diferencias comentadas entre la migración en 2D y 3D son también claros. Las figuras 33, 34 y 35, ilustran este caso en un tramo de sección sísmológica apilada, procesada por ondícula. En la figura 33 se compara el apilado final con el equivalente pero migrado sólo en 2D. La resolución es todavía confusa, sobre todo en los eventos de 1.5 a 3.0 seg. En la figura 34 se hace una comparación similar pero en este caso con el apilado final migrado en 3D; la resolución en la parte profunda mejora notablemente, aunque las frecuencias se observan más bajas. Esto es debido al mismo proceso de migración. Las altas frecuencias perdidas son recuperadas posteriormente al proceso de migración y previamente al proceso de inversión. En la figura 35 se hace una comparación entre el resultado de la migración en 2D y 3D para el mismo apilado final, notándose más claramente la ventaja que representa migrar los datos en tres dimensiones.

La mejoría notada de la migración tridimensional con respecto a la

APILADO FINAL



MIGRACION EN 2D



MIGRACION EN 3D

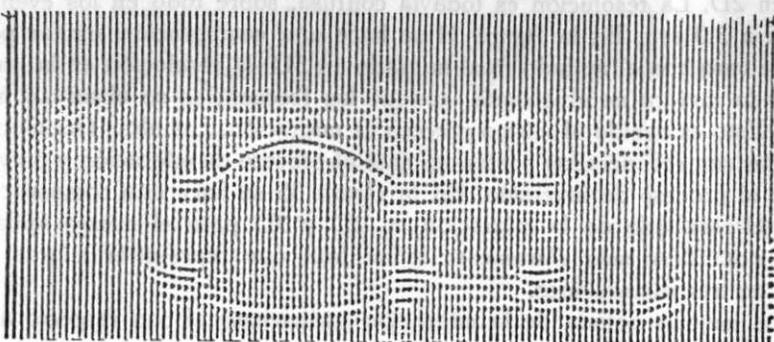


Figura 32.

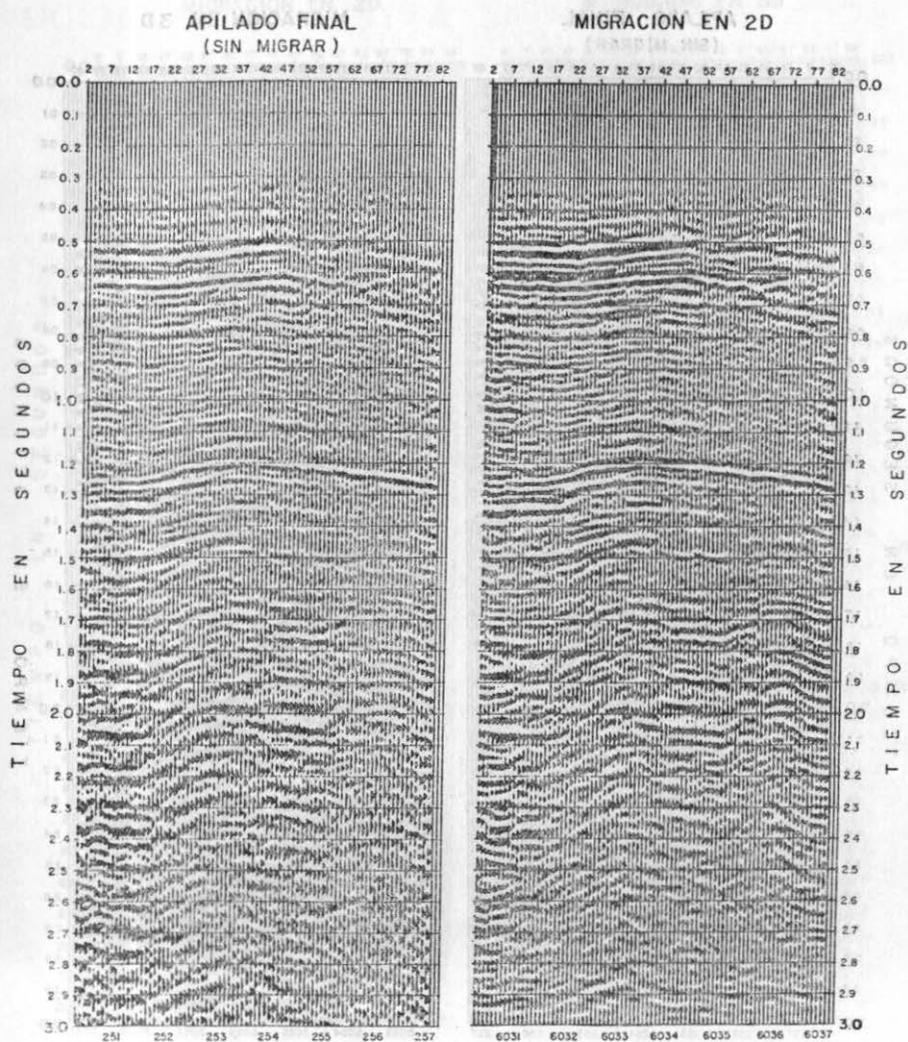


Figura 33.

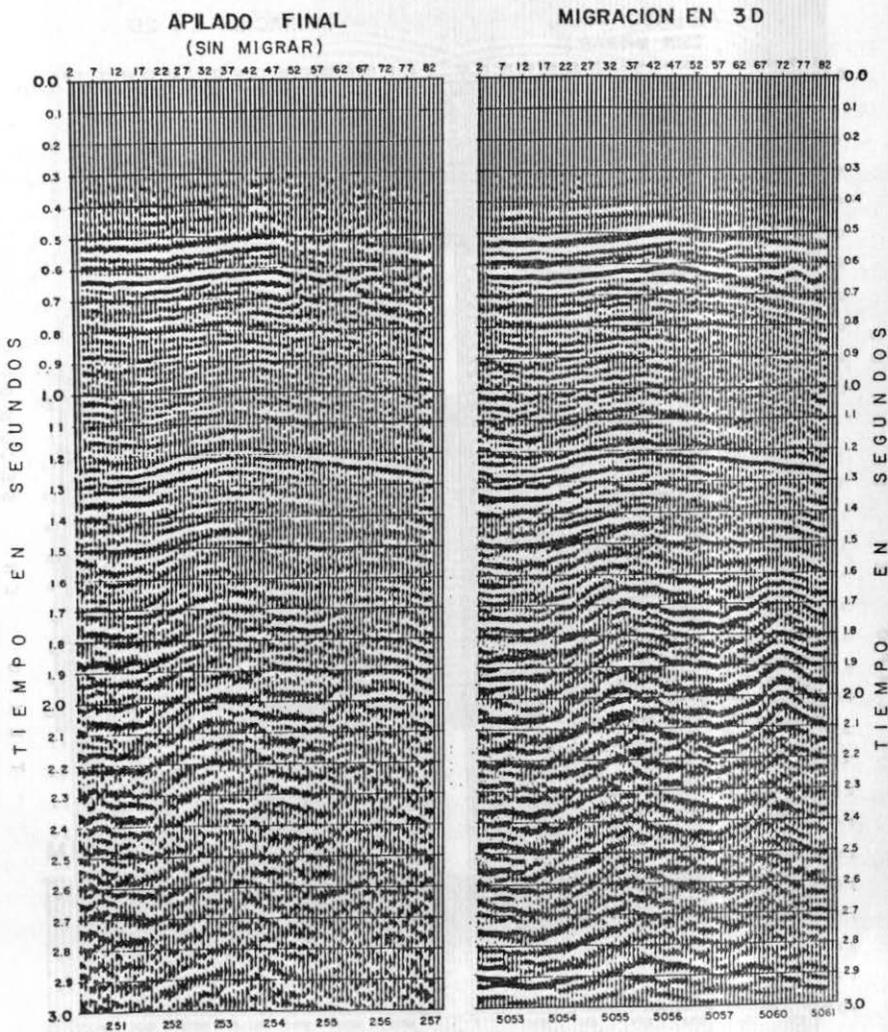


Figura 34.

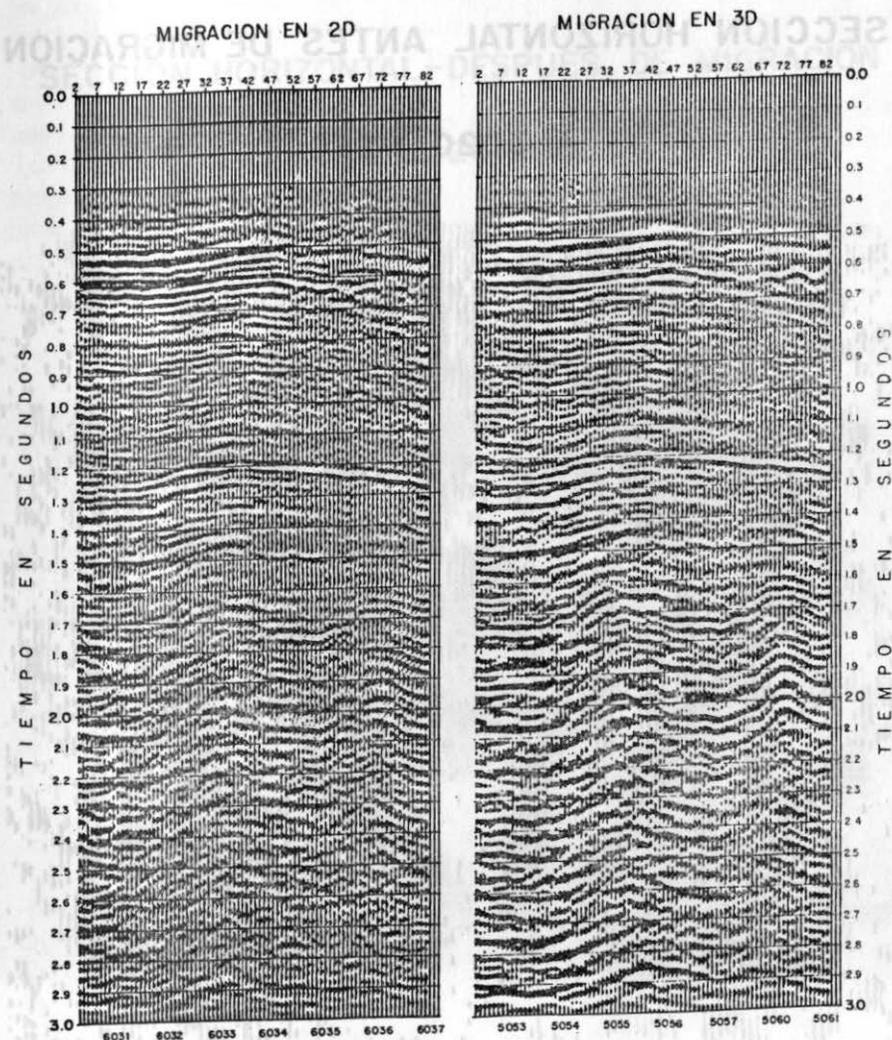


Figura 35.

SECCION HORIZONTAL ANTES DE MIGRACION

A 3020 MSEG.

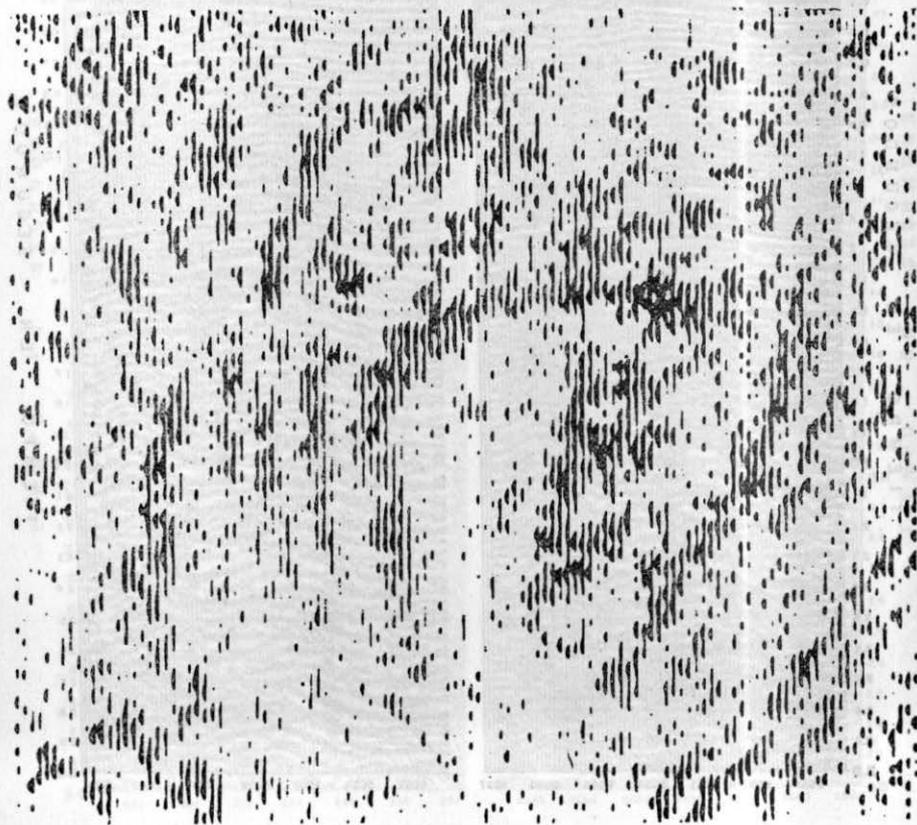


Figura 36.

**SECCION HORIZONTAL-DESPUES DE MIGRACION
A 3020 MSES.**

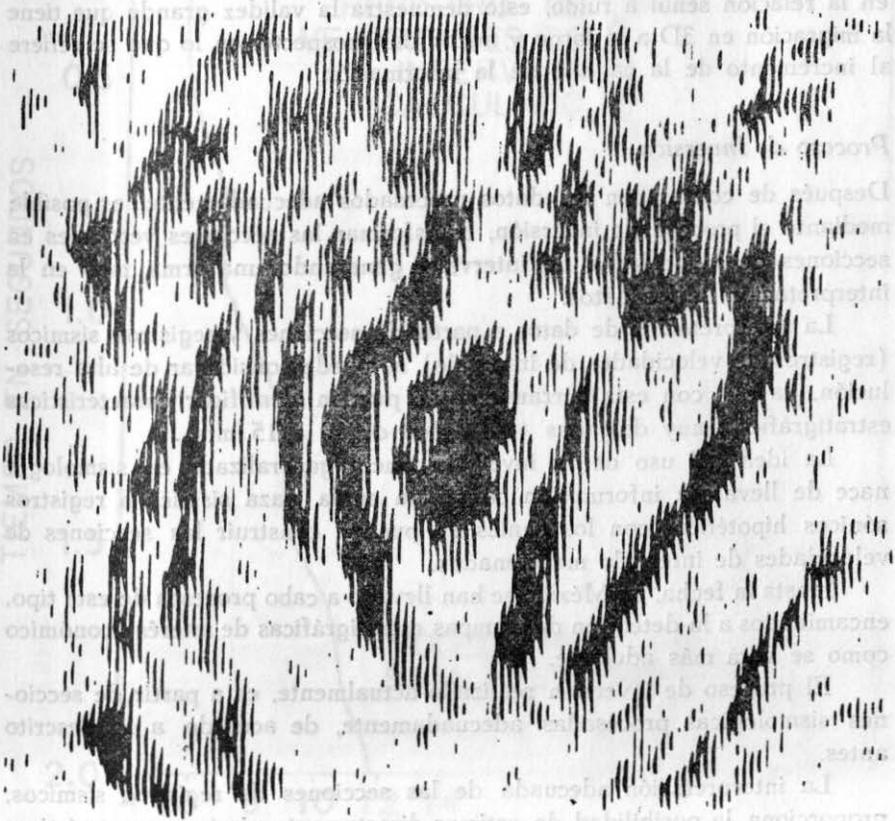


Figura 37.

Los tipos de procesos de inversión son los conocidos actualmente en la industria: el recursivo y el iterativo. Las diferencias que existen entre ambos son económicas y de unidad en la solución final. Ninguno de los tipos de inversión de interés económico, con una alta resolución, proporciona la posibilidad de estudiar directamente ciertas características litológicas del subsuelo, así como el contacto de fluidos en las formaciones de interés económico.

bidimensional, no es de ninguna manera casual en una sección sísmológica. Para demostrar esto, se hace referencia a las figuras 36 y 37, en las cuales se muestra una sección horizontal obtenida de un volumen de datos tridimensionales a un tiempo de reflexión de 3,020 mseg. La sección horizontal mostrada en la figura 36 es extraída a partir del volumen de datos sin migrar y se puede observar una relación señal a ruido, bastante baja. Observando la figura 37 que corresponde a la misma sección horizontal, pero migrada en 3D se puede ver el gran incremento que se experimenta en la relación señal a ruido, esto demuestra la validez grande que tiene la migración en 3D a lo largo y ancho del prospecto, en lo que se refiere al incremento de la calidad de la información.

Proceso de Inversión

Después de contar con los datos procesados adecuadamente, es posible mediante el proceso de inversión, transformar las secciones verticales en secciones de velocidades de intervalo, generando una arma más en la interpretación de los datos.

La interpretación de datos a partir de secciones y registros sísmicos (registros de velocidades de intervalo) se puede considerar de alta resolución, ya que con esta herramienta se pueden identificar características estratigráficas muy delgadas (del orden de 10 a 15 mts).

La idea del uso de la inversión lineal generalizada en sísmología nace de llevar la información contenida en la traza sísmica a registros sísmicos hipotéticos con los cuales se pueden construir las secciones de velocidades de intervalo mencionadas.

Hasta la fecha, en México se han llevado a cabo procesos de este tipo, encaminados a la detección de trampas estratigráficas de interés económico como se verá más adelante.

El proceso de inversión realizado actualmente, es a partir de secciones sísmológicas procesadas adecuadamente, de acuerdo a lo descrito antes.

La interpretación adecuada de las secciones de registros sísmicos, proporciona la posibilidad de estimar directamente ciertas características litológicas del subsuelo, así como también el contenido de fluidos en las formaciones de interés económico, con una alta resolución.

Dos tipos de procesos de inversión son los conocidos actualmente en la industria: el recursivo y el iterativo. Las diferencias que existen entre ambos son económicas y de unicidad en la solución final. Ninguno

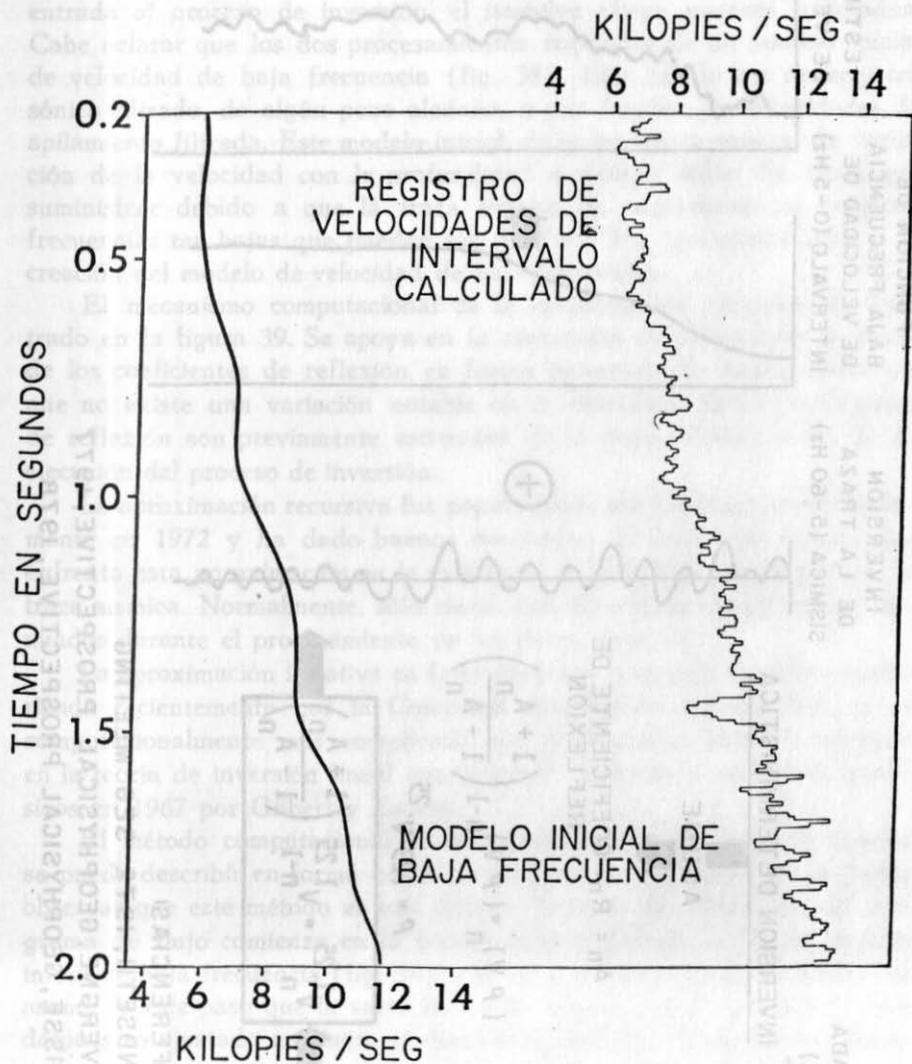
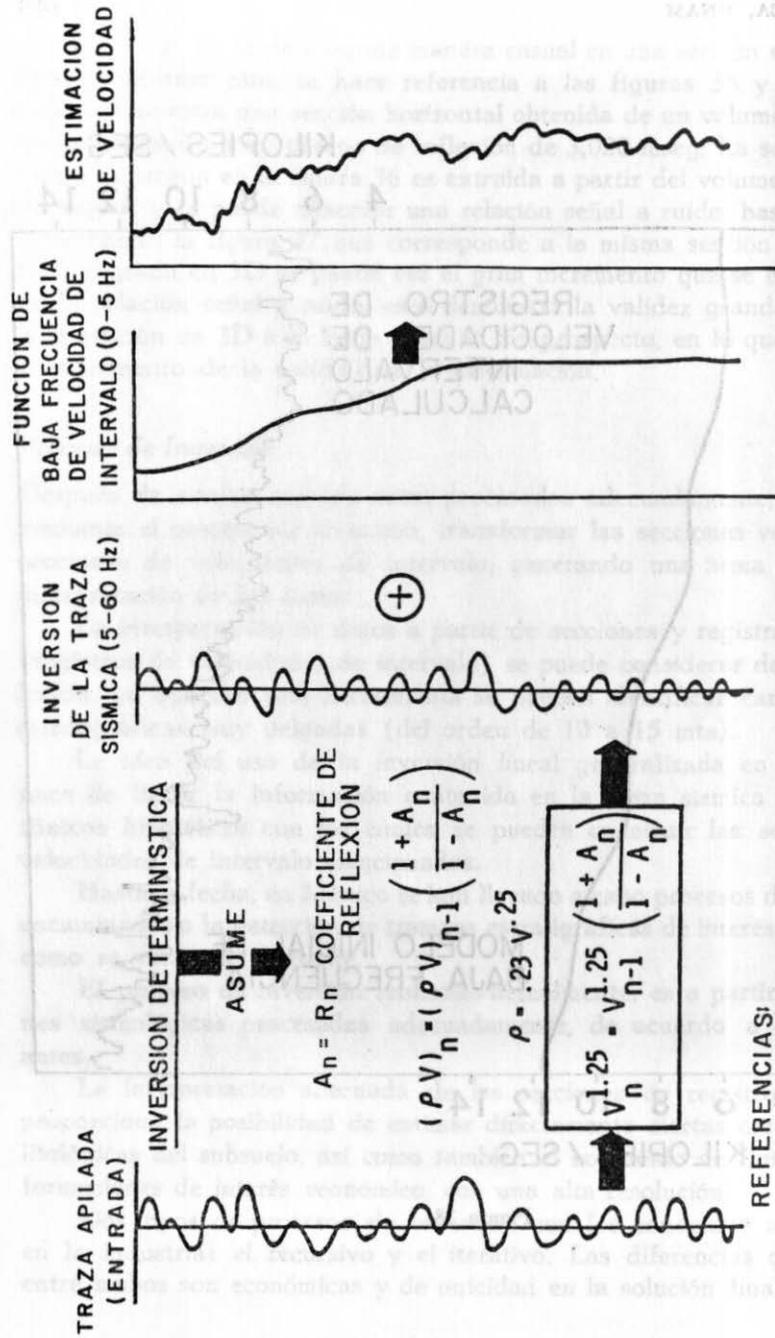


Figura 38.

INVERSION RECURSIVA



ASUME
 $A_n = R_n$ COEFICIENTE DE REFLEXION

REFERENCIAS:
 LINDSETH, 1972 SEG MEETING
 LAVERGNE, GEOPHYSICAL PROSPECTIVE, 1977
 BOISSE, GEOPHYSICAL PROSPECTIVE, 1978

Figura 39.

de los dos da una solución única, simplemente que, dada la complejidad de la traza sísmica (contenido de múltiples principalmente) que es el dato de entrada al proceso de inversión, el iterativo ofrece mejores resultados. Cabe aclarar que los dos procesamientos requieren de un modelo inicial de velocidad de baja frecuencia (fig. 38). Este puede ser un registro sísmico filtrado, de algún pozo aledaño, o una función de velocidades de apilamiento filtrada. Este modelo inicial, da la tendencia general de variación de la velocidad con la profundidad o tiempo doble. Se tiene que suministrar debido a que la traza sísmica de exploración no contiene frecuencias tan bajas que puedan ser de 0 a 5 Hz, que contribuyan a la creación del modelo de velocidad de baja frecuencia.

El mecanismo computacional de la aproximación recursiva es ilustrado en la figura 39. Se apoya en la estimación de velocidades a partir de los coeficientes de reflexión en forma recursiva. Se asume asimismo que no existe una variación notable en la densidad. Estos coeficientes de reflexión son previamente estimados de la traza sísmica antes de la ejecución del proceso de inversión.

La aproximación recursiva fue popularizada por Lindseth aproximadamente en 1972 y ha dado buenos resultados. El problema básico que enfrenta esta aproximación es la existencia de reflexiones múltiples en la traza sísmica. Normalmente, sólo cierto tipo de múltiples pueden ser atenuados durante el procesamiento de los datos sísmicos.

La aproximación iterativa en la exploración petrolera, ha sido popularizada recientemente por la Compañía Geophysical Service Inc., y es computacionalmente más complicada que la recursiva, estando apoyada en la teoría de inversión lineal generalizada, aplicada a problemas geofísicos en 1967 por Gilbert y Backus.

El método computacional de inversión iterativa de la traza sísmica se puede describir en forma breve como sigue: en la figura 40 se puede observar que este método es una clásica inversión por modelado. El diagrama de flujo comienza en la porción derecha donde se da un modelo inicial de baja frecuencia (fig. 38) y se crea un sismograma sintético (se asume en este paso que la variación de la densidad es despreciable), que después es ajustado mediante el dispositivo llamado "Ventana de Tiempo".

Posteriormente, se compara esta traza sintética con la traza sísmica real, después de haber sido evaluadas y revisadas sus amplitudes, para que éstas estén normalizadas con las que contiene el sismograma sintético. De esta comparación se genera un vector de error, que es físicamente la

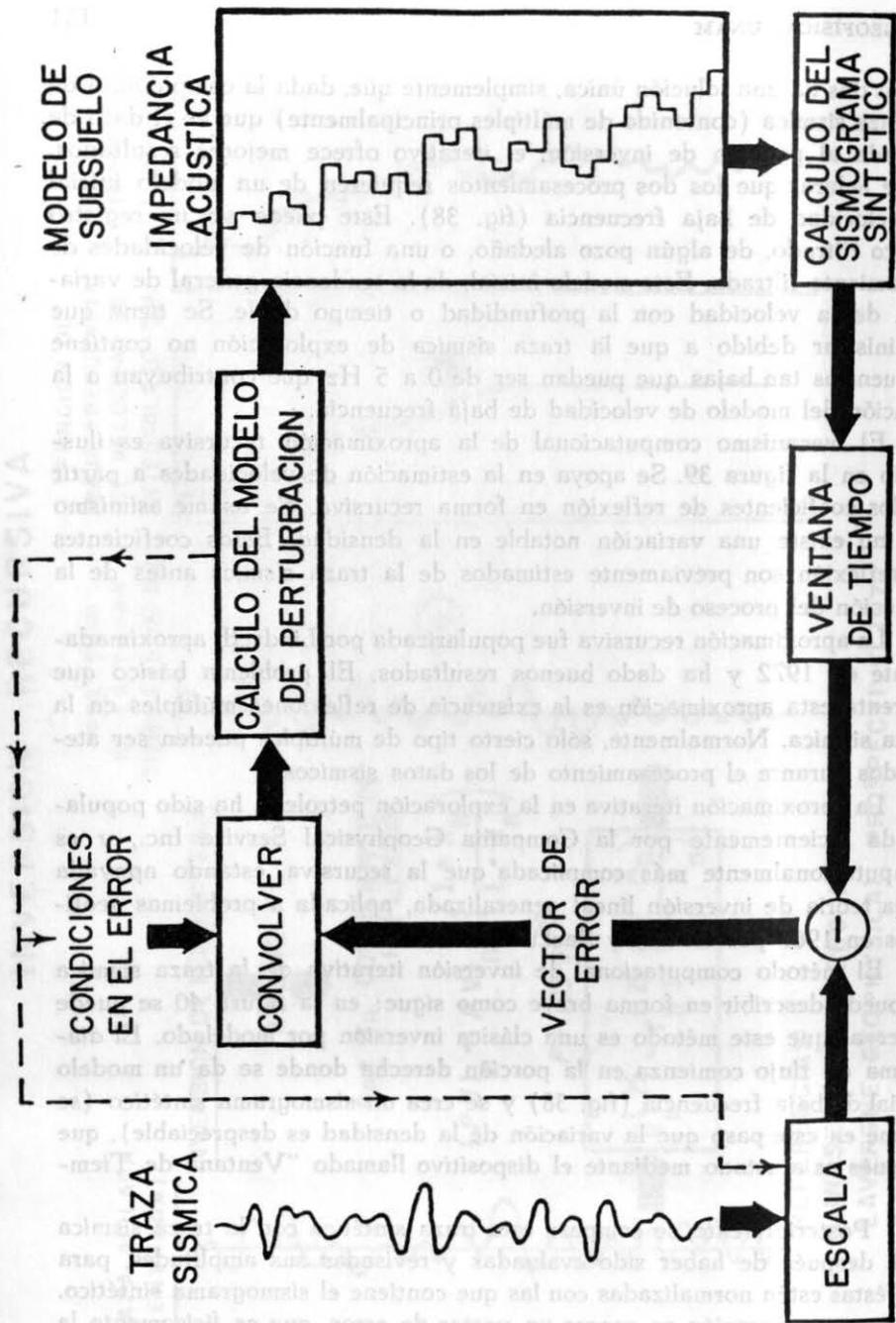


Figura 40.

diferencia en el contenido de frecuencias de la traza sísmica real con la sintética. Este vector de error es posteriormente sujeto a una revisión del contenido de frecuencias, de tal manera que se cuida de que ésta contenga el mismo rango de frecuencias de la traza sísmica real. Finalmente, el modelo de velocidad inicial de baja frecuencia es perturbado para generar un nuevo modelo de impedancias acústicas, tal que subsecuentemente se genera un nuevo sismograma sintético que se vuelve a comparar con la traza sísmica real y proporcionar así el vector de error. Este proceso se repite en forma iterativa hasta que el vector de error se minimiza en el sentido de mínimos cuadrados.

El resultado final de la inversión iterativa será entonces un registro de impedancias acústicas, el cual es transformado finalmente en un registro de velocidades de intervalo mediante el conocimiento previo,

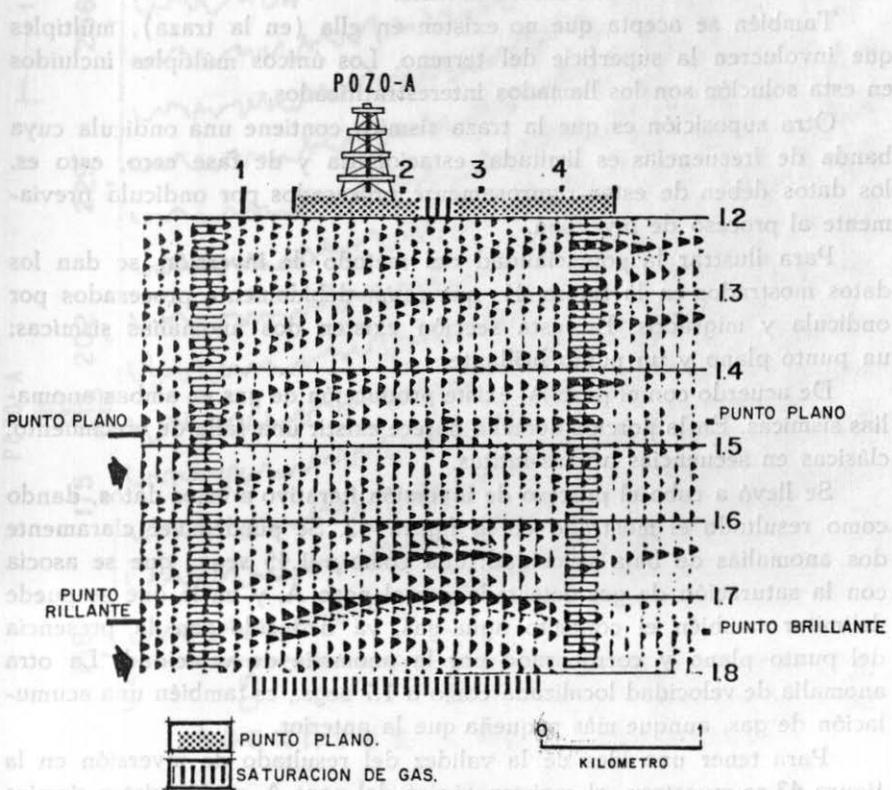


Figura 41.

aproximado, de la variación de la velocidad con la densidad, que puede ser deducida para el área específica en estudio mediante el uso de información de pozos profundos.

Un aspecto importante de mencionar, es que el método de inversión iterativo aquí descrito está basado en una solución rigurosa de la ecuación de onda plana, de tal manera que como todo método computacional, éste, asume que el subsuelo está compuesto por un sistema de capas planas, homogéneas con su impedancia acústica variando con el tiempo de reflexión y manteniendo dichas capas un espesor constante en tiempo de viaje.

Acerca de la traza sísmica, a la que se le aplica el proceso de inversión, se supone, también que representa una onda plana de incidencia normal del modelo de subsuelo existente.

También se acepta que no existen en ella (en la traza), múltiples que involucren la superficie del terreno. Los únicos múltiples incluidos en esta solución son los llamados interestratificados.

Otra suposición es que la traza sísmica contiene una ondulada cuya banda de frecuencias es limitada, estacionaria y de fase cero, esto es, los datos deben de estar rigurosamente procesados por ondulada previamente al proceso de inversión.

Para ilustrar la potencialidad del método de inversión, se dan los datos mostrados en la figura 41, que están debidamente procesados por ondulada y migrados. En esta sección existen dos anomalías sísmicas; un punto plano y un punto brillante.

De acuerdo con el pozo A, existe producción de gas en ambas anomalías sísmicas. En la porción derecha parece existir una falla de crecimiento, clásicas en secuencias arenas-lutitas.

Se llevó a cabo el proceso de inversión iterativo a estos datos, dando como resultado el mostrado en la figura 42. Se pueden ver claramente dos anomalías de baja velocidad; una como a 1.45 segs., que se asocia con la saturación de gas detectada por el pozo A, y en la que se puede delimitar también el contacto agua-gas, ya deducido con la presencia del punto plano y corroborado por la anomalía de velocidad. La otra anomalía de velocidad localizada como a 1.7 segs., es también una acumulación de gas, aunque más pequeña que la anterior.

Para tener una idea de la validez del resultado de inversión en la figura 43 se muestran, el registro sísmico del pozo A, y el registro sísmico estimado mediante la inversión, y como se observará, son muy similares.

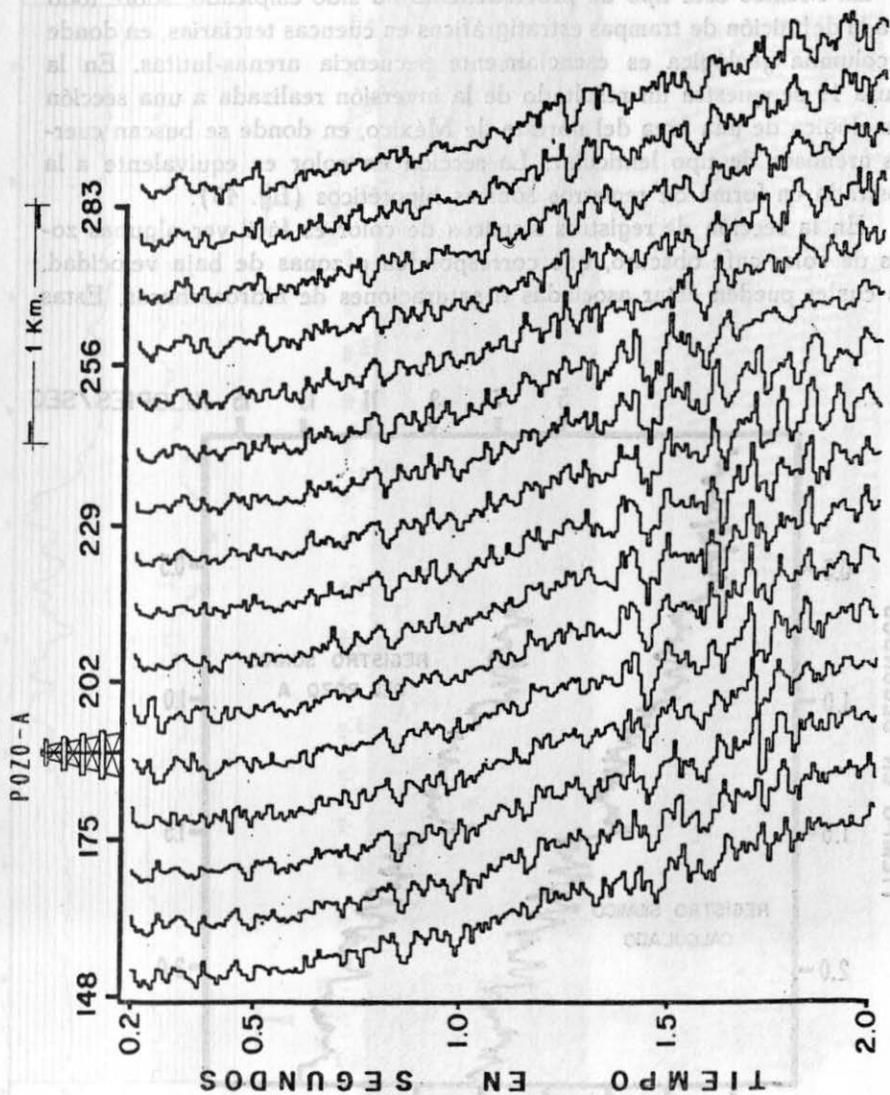


Figura 42.

Esto demuestra la potencialidad de la inversión sísmica en la exploración de hidrocarburos. En México este tipo de procesamiento ha sido empleado sobre todo para los campos estratégicos en cuencas tectónicas, es donde se encuentran las mayores reservas. En la figura se muestra una sección de la inversión realizada a una sección sísmica en donde se pueden ver los resultados de la inversión.

Esto demuestra la potencialidad de la inversión sísmica en la exploración de hidrocarburos.

En México este tipo de procesamiento ha sido empleado, sobre todo para la definición de trampas estratigráficas en cuencas terciarias, en donde la columna geológica es esencialmente secuencia arenas-lutitas. En la figura 44 se muestra un resultado de la inversión realizada a una sección sísmológica de una área del noreste de México, en donde se buscan cuerpos arenosos de tipo lenticular. La sección en color es equivalente a la mostrada en forma de registros sísmicos hipotéticos (fig. 45).

En la sección de registros sísmicos de color es fácil ver algunas zonas de color café oscuro, que corresponden a zonas de baja velocidad, las cuales pueden estar asociadas a saturaciones de hidrocarburos. Estas

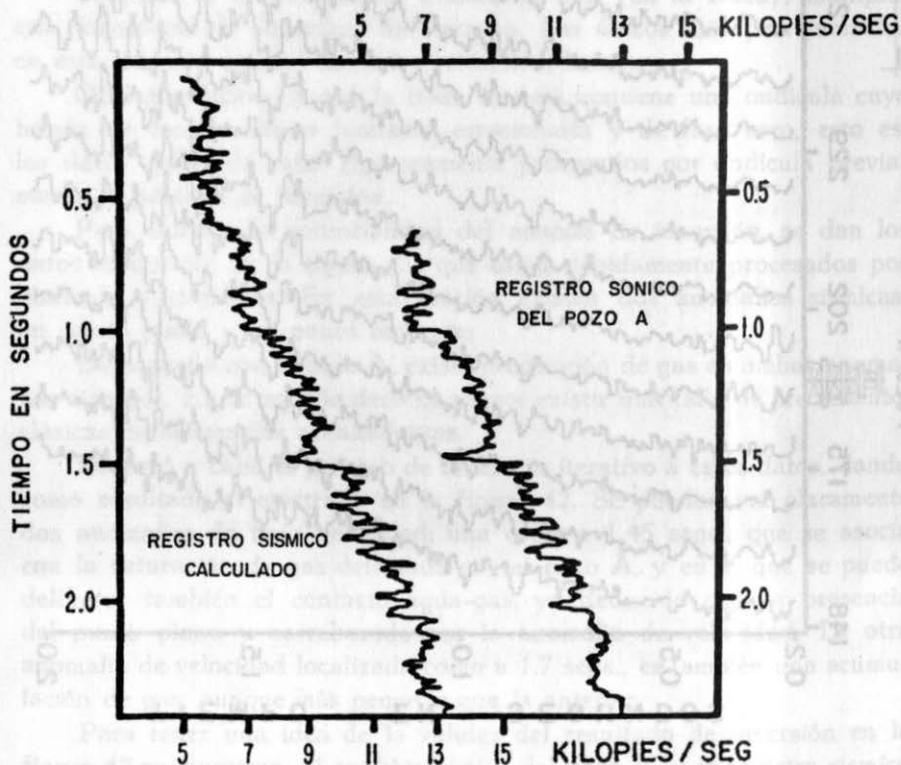


Figura 43.

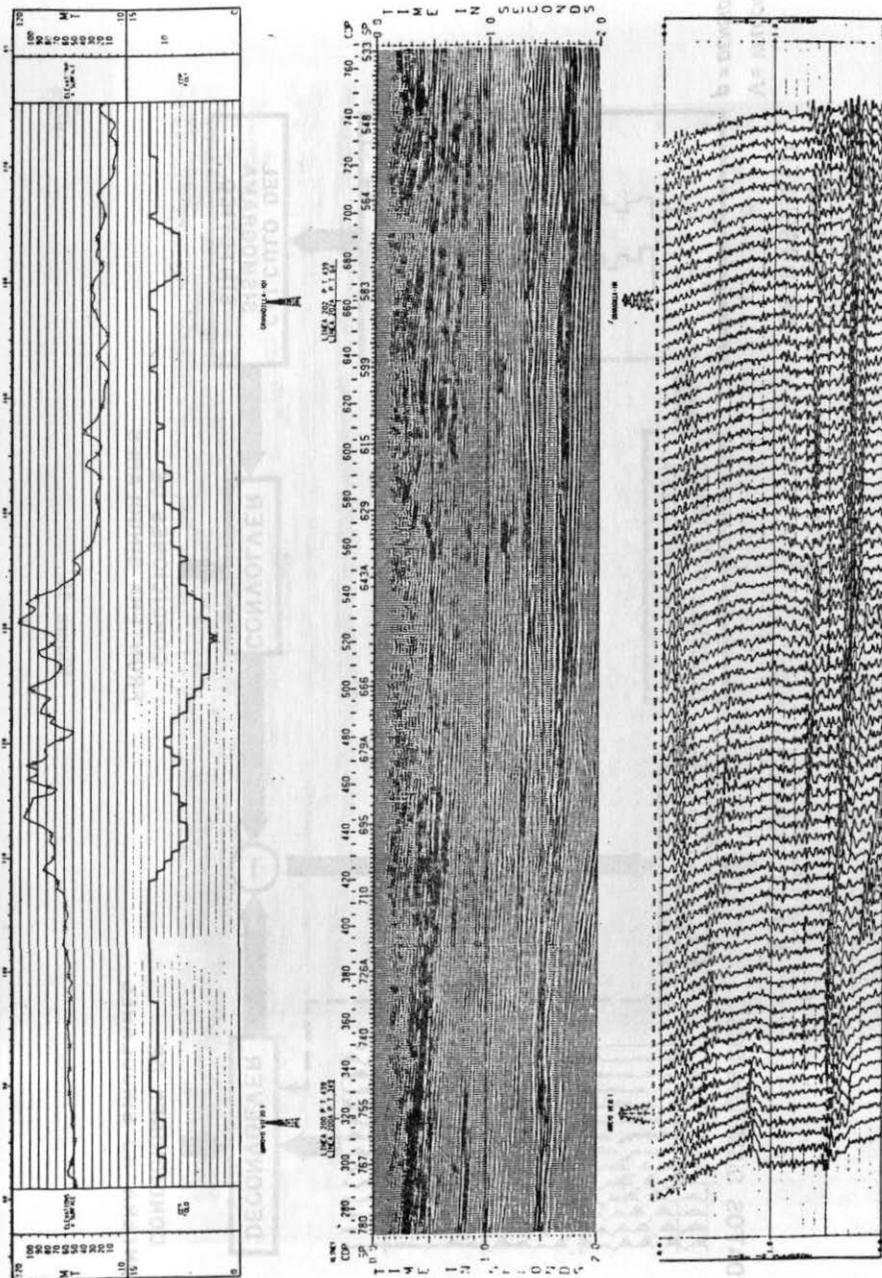


Figura 44.

V = VELOCIDAD
ρ = DENSIDAD

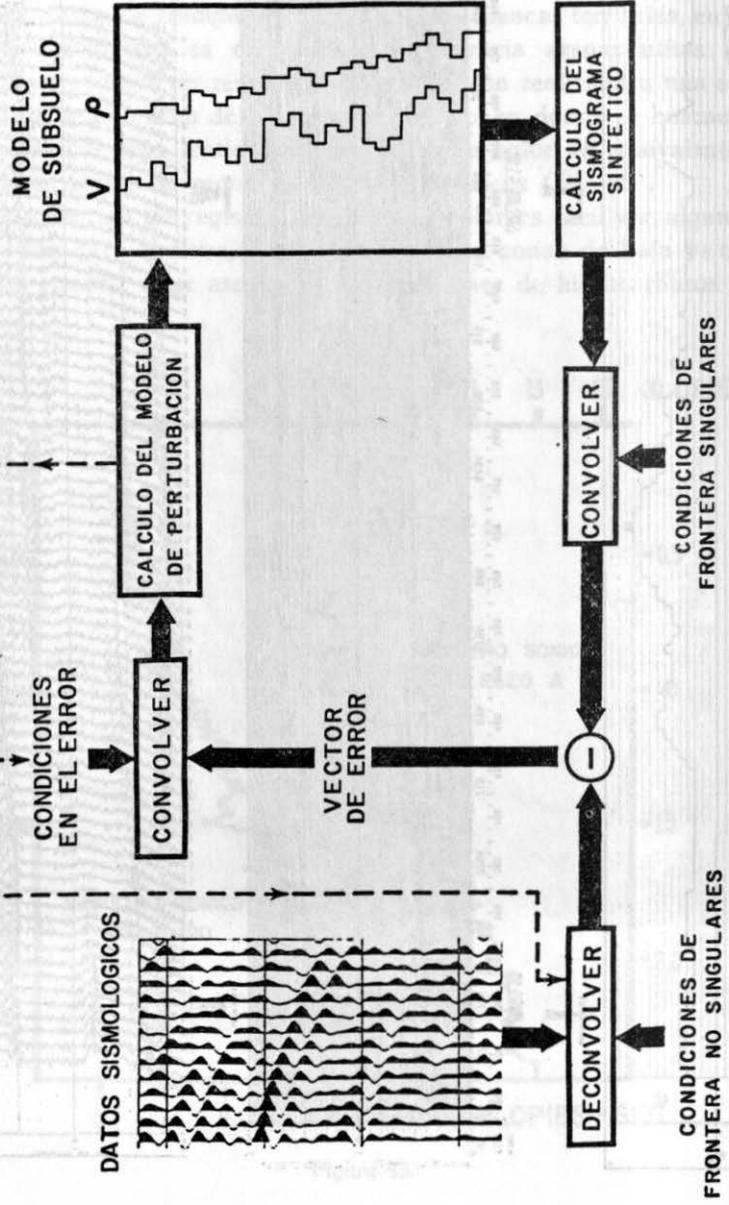


Figura 46.



CHANEL 10

CHANEL 10

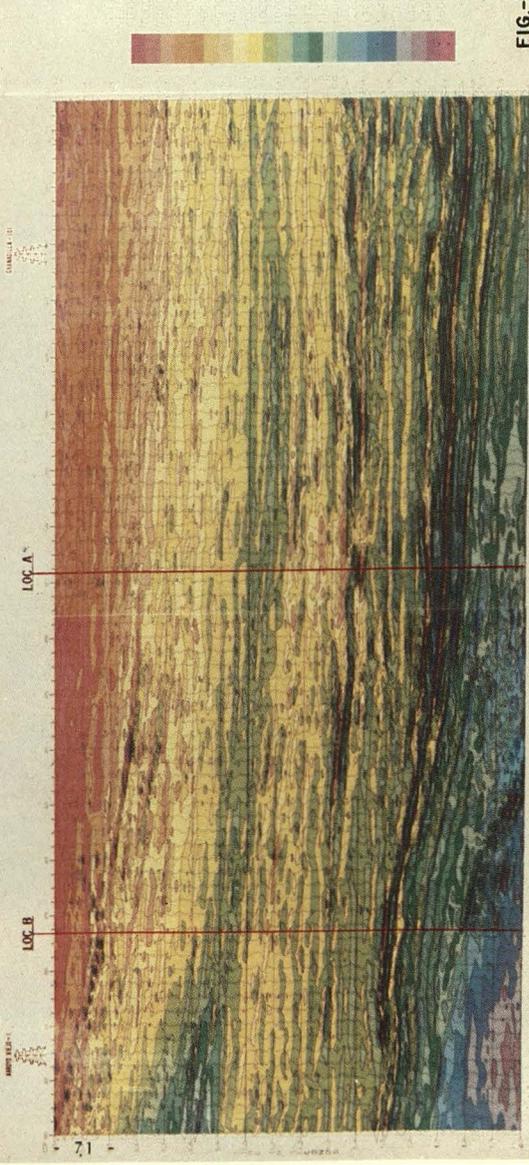
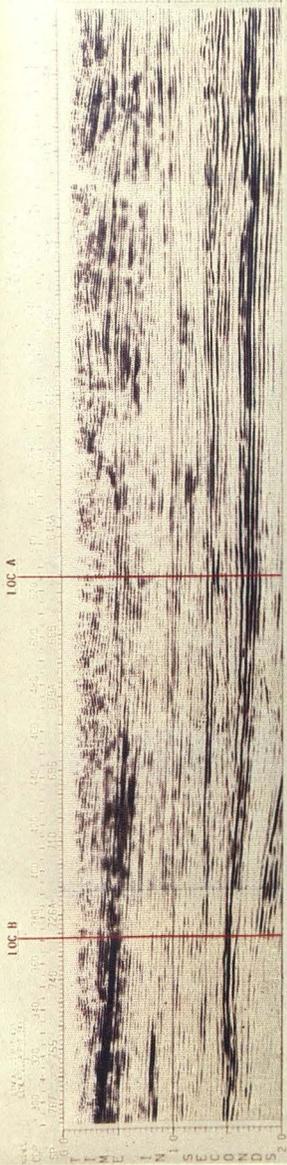


FIG-45

zonas anómalas adoptan en la sección, comportamientos lenticulares principalmente, que son los objetivos estratigráficos establecidos para esta área estudiada.

FUTURO DE LA EXPLORACIÓN PETROLERA EN MÉXICO

Con las aplicaciones del Método Tridimensional en sus fases de recolección, procesamiento e interpretación de datos, los problemas geológicos planteados en la exploración petrolera pueden ser resueltos satisfactoriamente; claro que el volumen de datos, a pesar de aplicar los métodos

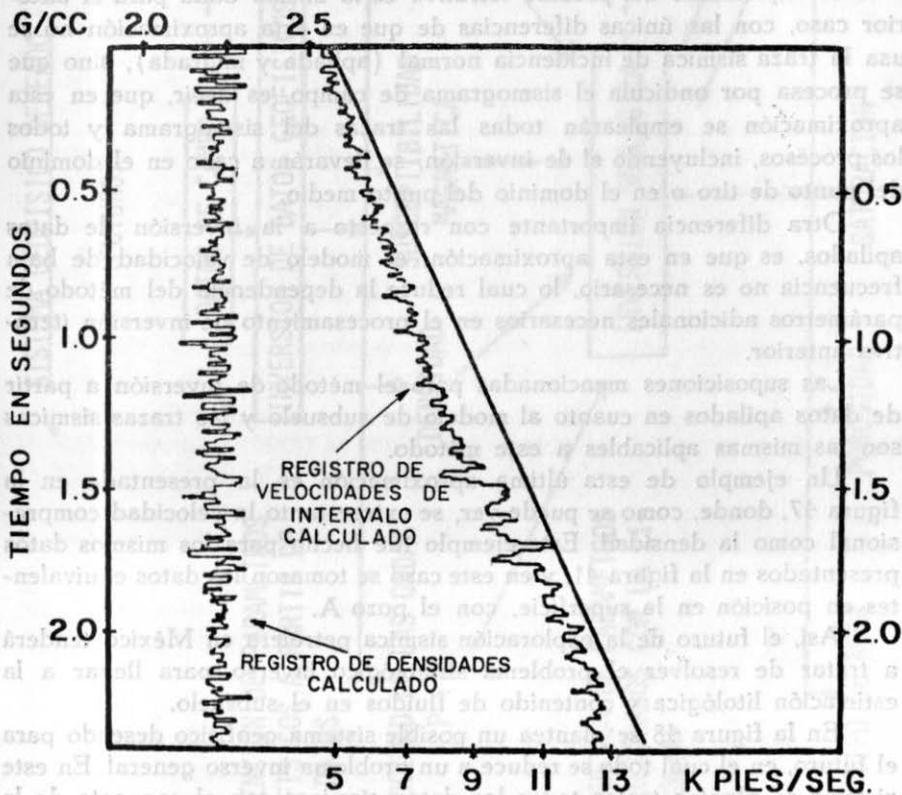


Figura 47.

anteriormente descritos, tiene mucha información adicional. Ya con el proceso de inversión, se logra obtener un conocimiento acerca del campo de velocidades compresionales existentes en una sección o secciones. La extensión del uso de la teoría de inversión en exploración petrolera, ha ido ya más adelante. La estimación de registros de densidad al mismo tiempo que de registros de velocidad de intervalo (registros sísmicos), estos últimos ya en etapa de producción, será también en muy corto tiempo otro parámetro posible de estimar a partir de la traza sísmica. El procedimiento computacional del proceso de inversión para estimar velocidad compresional y densidad, es muy similar al proceso de inversión para la estimación de velocidades de intervalo, como es mostrado en la figura 46.

La explicación del proceso iterativo es la misma dada para el anterior caso, con las únicas diferencias de que en esta aproximación no se usa la traza sísmica de incidencia normal (apilada y migrada), sino que se procesa por ondícula el sismograma de campo, es decir, que en esta aproximación se emplearán todas las trazas del sismograma y todos los procesos, incluyendo el de inversión, se llevarán a cabo en el dominio del punto de tiro o en el dominio del punto medio.

Otra diferencia importante con respecto a la inversión de datos apilados, es que en esta aproximación, el modelo de velocidad de baja frecuencia no es necesario, lo cual reduce la dependencia del método de parámetros adicionales necesarios en el procesamiento de inversión iterativa anterior.

Las suposiciones mencionadas para el método de inversión a partir de datos apilados en cuanto al modelo de subsuelo y las trazas sísmicas son las mismas aplicables a este método.

Un ejemplo de esta última aproximación es la presentada en la figura 47, donde, como se puede ver, se extrae tanto la velocidad compresional como la densidad. Este ejemplo fue hecho para los mismos datos presentados en la figura 41, y en este caso se tomaron los datos equivalentes en posición en la superficie, con el pozo A.

Así, el futuro de la exploración sísmica petrolera en México tenderá a tratar de resolver el problema sismológico inverso, para llegar a la estimación litológica y contenido de fluidos en el subsuelo.

En la figura 48 se plantea un posible sistema geofísico deseado para el futuro, en el cual todo se reduce a un problema inverso general. En este sistema se plantea tratar todos los datos sísmicos con el concepto de la ecuación de onda, de los cuales aplicándoles el proceso de inversión,

SISTEMA GEOFISICO DESEADO

(FUTURO)

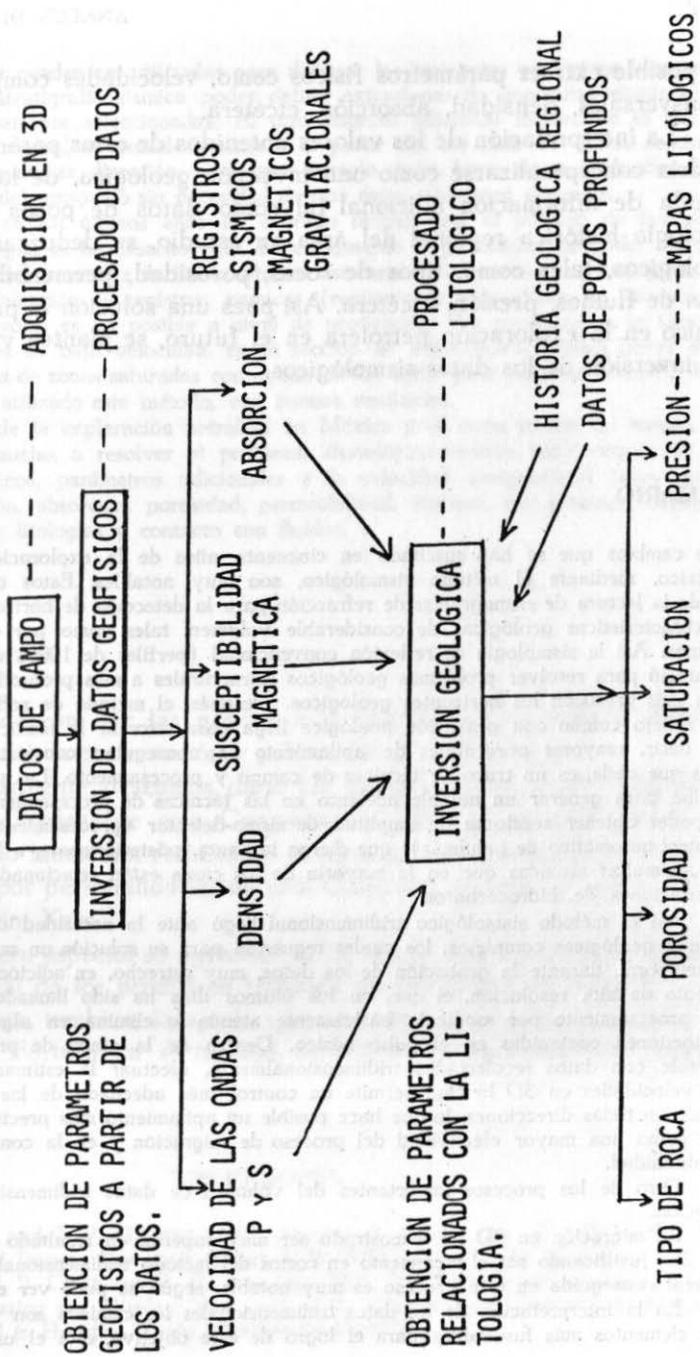


Figura 48.

es posible extraer parámetros físicos como, velocidades compresionales y transversales, densidad, absorción, etcétera.

La interpretación de los valores obtenidos de estos parámetros físicos podría conceptualizarse como una inversión geológica, de la cual, con la ayuda de información adicional tal como datos de pozos profundos y geología histórica regional del área en estudio, se deduzcan parámetros litológicos, tales como, tipos de rocas, porosidad, permeabilidad, saturación de fluidos, presión, etcétera. Así pues una solución al problema geológico en la exploración petrolera en el futuro, se plantea vía el proceso de inversión de los datos sismológicos.

SUMARIO

Los cambios que se han suscitado en cincuenta años de la exploración petrolera en México, mediante el método sismológico, son muy notables. Estos cambios oscilan desde la lectura de sismogramas de refracción para la detección de horizontes geológicos o características geológicas de considerable volumen, tales como por ejemplo, domos salinos. Así la sismología de reflexión convencional (perfiles de 100% de apilamiento) apareció para resolver problemas geológicos estructurales a más profundidad y delinear con más precisión los horizontes geológicos. Después, el método de reflexión de punto de reflejo común con grabación analógica llega para reforzar la técnica convencional, es decir, mayores porcentajes de apilamiento se conseguían con esta técnica que, más que nada, es un truco de técnicas de campo y procesamiento. La grabación digital arribó para generar un notable adelanto en las técnicas de procesamiento hasta llegar a poder obtener secciones de amplitud de sismo-detector (procesamiento de datos sin control automático de ganancia), que dieron la pauta, posteriormente, a la identificación de anomalías sísmicas que en la mayoría de los casos están relacionadas con posibles saturaciones de hidrocarburos.

Así el método sismológico tridimensional llegó ante la necesidad de resolver problemas geológicos complejos, los cuales requerían para su solución un muestreo espacial y temporal, durante la grabación de los datos, muy estrecho, en adición a un procesamiento de alta resolución, el que, en los últimos días ha sido llamado por ondícula. El procesamiento por ondícula básicamente atenúa o elimina en algunos casos las distorsiones contenidas en el pulso básico. Dentro de la etapa de procesamiento, es posible con datos recolectados tridimensionalmente, efectuar la estimación del campo de velocidades en 3D lo cual permite un control más adecuado de las variaciones de éstas, en todas direcciones, lo que hace posible un apilamiento más preciso de los datos, así como una mayor efectividad del proceso de migración y en la conversión tiempo-profundidad.

Otro de los procesos importantes del volumen de datos tridimensional, es la migración.

La migración en 3D ha demostrado ser muy superior en resultado a la migración en 2D, justificando así el incremento en costos del método tridimensional. La resolución lateral conseguida en este proceso es muy notable, según se pudo ver en este artículo.

En la interpretación de los datos tridimensionales los caminos son variados. Entre los elementos más favorables para el logro de este objetivo, está el uso de secciones

horizontales que pueden ser utilizadas para delinear los horizontes geológicos necesarios, así como en estratigrafía sísmica poder definir extensiones de anomalías sísmicas importantes previamente seleccionadas. El otro aspecto adicional importante es que en el centro de proceso, es posible construir, a partir del volumen de datos, secciones verticales en cualquier dirección, como por ejemplo, para ligar pozos profundos a lo largo y ancho del prospecto sin necesidad de que éstos estuviesen alineados.

Asimismo, en los últimos años ha cobrado mucho auge el proceso de inversión. Este proceso según se ha descrito aquí, ha enriquecido la posibilidad de poder detectar directamente zonas saturadas de hidrocarburos, así como las características litológicas del subsuelo. La obtención de registros sísmicos (registros de velocidades de intervalo o sísmicos hipotéticos), es ya posible a nivel de producción. Por consiguiente, la identificación de zonas de baja velocidad, en la sección de velocidades, pueden llevar a la detección directa de zonas saturadas con ayuda de los datos geológicos del área. En México ya se ha utilizado este método, con buenos resultados.

El futuro de la exploración petrolera en México y en otras partes del mundo, se concentra en mucho, a resolver el problema sismológico inverso para extraer de los datos sismológicos, parámetros adicionales a la velocidad compresional tales como, densidad, presión, absorción, porosidad, permeabilidad, etcétera, que permitan delimitar zonas de ciertas litologías y contacto con fluidos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean dar las gracias a la Compañía Geophysical Service Inc., por permitir la presentación y publicación de este artículo.

Particularmente deseamos darle las gracias al Ing. Andrés Ramírez B., Gerente General de esta Compañía en México, que nos brindó su apoyo en todo momento. Asimismo, se agradece la autorización de publicación dada por personalidades de esta Compañía en Dallas, Texas, entre otras al Sr. Jim Kerr.

De manera especial se agradece al Sr. Enzo Tazara el proporcionarnos el material de los primitivos trabajos de sismología en México.

Se aprecia, también, la ayuda que prestaron el Sr. Carlos Haaz y la Srita. Adela Forteza en el trabajo de dibujo y mecanográfico respectivamente.

BIBLIOGRAFÍA

- BACKUS, G. E. and J. F. GILBERT, 1967. *Numerical Applications of a Formalism for Geophysical Inverse Problems*: Gphys J. R. Astr. Soc., 13, pp. 247-276.
- BONE, R. M., F. B. GILES and R. E. TEGLAND, 1976. *3D High Resolution Data Collection, Processing and Display*: Presented at the 46th Annual International Meeting of the SEG in Houston, Texas, October 24-28, 1976.

- BONE, R. M., 1978. *A Case History of 3D Seismic Application in the Gulf of Mexico*: Presented at the 10th Annual OTC in Houston, Texas, May 8-11, 1978.
- BROWN, A. R., 1978. *3D Seismic Interpretation Methods*: Presented at the SEG, 48th Annual International Meeting in San Francisco, October 29-November 2, 1978.
- DAHM, C. G. and R. J. GRAEBNER, 1974. *Field Development with Three-Dimensional Seismic Methods in the Gulf of Thailand—A Case History*: Presented at the 11th Annual OTC in Houston Texas, April 30-May 3, 1979.
- FRENCH, W. S., 1975. *Migration and Three-Dimensional Interpretation*: Presented at the Symposium New Trends in Seismic Interpretation in Golden, Colorado, Colorado School of Mines.
- LINDSETH, R. O., 1976. *Seislog Process Uses Seismic Reflection Traces*: Oil and Gas Journal, 74, October 25, 1976, pp.67-71.
- LINDSETH, R. O., 1972. *Approximation of Acoustic Logs from Seismic Traces*: CAN. WELL LOGGING SOC. J., Dec. 1972.
- SCHNEIDER, W. A., 1978. *Integral Formulation for Migration in Two and Three Dimensions*: Geophysics, 43, No. 1, pp. 49-76.

ÍNDICE POR AUTOR DE LOS ANALES
DEL INSTITUTO DE GEOFÍSICA
VOLÚMENES 1-25, DE 1955-1979

ANA MA. HERNÁNDEZ TERÁN Y
R. MONTERO HERNÁNDEZ

Incluimos aquí un *Índice General* de los Anales del Instituto de Geofísica de UNAM, que comprende todos los volúmenes publicados desde la fecha, clasificados por autores y títulos. Este trabajo ha sido elaborado siguiendo las normas de la ALA (American Library Association).

Incluimos aquí un *Indice General* de los Anales del Instituto de Geofísica de UNAM, que comprende todos los volúmenes publicados hasta la fecha, clasificados por autores y títulos. Este trabajo ha sido elaborado siguiendo las normas de la ALA (American Library Association).

ANALES-INSTITUTO DE GEOFISICA, UNAM

Vol.	Año al que corresponde	Año de Pub.	Siendo Director del Instituto:
1	1955	—	DR. RICARDO MONJES LÓPEZ
2	1956	—	"
3	1957	—	"
4	1958	—	"
5	1959	—	DR. JULIÁN ADEM
6	1960	—	"
7	1961	—	"
8	1962	—	"
9	1963	—	"
10	1964	—	"
11	1965	1966	DR. ISMAEL HERRERA REVILLA
12	1966	1967	"
13	1967	1968	"
14	1968	1969	"
15	1969	1970	"
16	1970	1972	DR. ISMAEL HERRERA REVILLA
17	1971	1974	DR. JULIÁN ADEM
18-19	1972-1973	1975	"
20	1974	1976	"
21	1975	1977	DR. IGNACIO GALINDO E.
22-23	1916-1977	1978	"
24	(continúa) 1978	1979	"
24	1979	1980	"

Año de Pub.

Año

ANALES-INSTITUTO DE GEOFISICA, UNAM

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
Adem, Julián (coautor)	Problemas matriciales de condiciones a la frontera. Con M. Moshinsky.	1	10-23	1955
_____	Una solución en serie para la ecuación barotrópica de vorticidad y sus aplicaciones en el estudio de vórtices atmosféricos.	2	1-19	1956
_____	Estudio dinámico de los efectos sísmicos en las estructuras reticulares.	3	1-53	1957
_____	Auroras observadas en México y Cuba durante el Año Geofísico Internacional.	4	27-35	1958
(coautor)	Auroras observadas en México antes del Año Geofísico Internacional. Con G. Hernández.	4	37-41	1958
_____	Informe de labores del Instituto de Geofísica, UNAM. 1962-1963.	10	33-49	1964
_____	Informe de actividades geofísicas en la República Mexicana para la Comisión de Geofísica, IPGH.	18-19	223-264	1972-1973
Almazán Flores, Rafael	Análisis de secciones verticales en la atmósfera.	24	19-39	1978
Alva Cornejo, V. Manuel (coautor)	Resumen de las condiciones meteorológicas en la estación de Investigaciones Marinas "El Carmen", durante el año 1978. Con Rodolfo Cruz O., Francisco Ley Lou y Alejandro Machado N.	25	29-38	1979
(coautor)	Resumen de las condiciones meteorológicas en la estación de Investigaciones Marinas "El Carmen" durante el año 1979. Con Rodolfo Cruz O., Francisco Ley Lou y Alejandro Machado N.	25	39-48	1979

Aranda L., Rafael (coautor)	Tectónica y gravimetría para Barita en Noxtepec, Gro. Con Luis del Castillo G., Jacinto Meritano A., Héctor López L., Carlos F. Flores L. y Gilberto Hernández M.	24	147-182	1978
Arce U., Rufo (coautor)	Configuración cotidiana en la Laguna de Términos, Camp. Con Francisco Grivel P.	21	139-144	1975
Arenal C., Rodolfo del <hr/>	El uso del diagrama semilogarítmico para la representación gráfica de los análisis de agua.	8	81-95	1962
Arenal C., Rodolfo del (coautor)	Geoquímica y radioactividad de las aguas de Lourdes, S. L. P., México. Con E. J. P. Stretta.	9	69-84	1963
Arenal C., Rodolfo del <hr/>	Mexican national report on scientific hydrology, 1964-1966. XIVth General Assembly of the I.U.G.G. Berne, Switzerland. Sept. 26-Oct. 7, 1967.	12	45-57	1966
Arroyo G., José (coautor)	Noticiario del Instituto de Geofísica, UNAM.	13	43-57	1967
Ayanegui J. S.	Periodos de retorno de tormentas observadas en algunas estaciones pluviográficas de la República Mexicana. Con Sergio Serra C.	17	81-87	1971
Báez Pedrajo, Armando	Reutilización de aguas industriales.	21	37-57	1975
<hr/>	Contaminación atmosférica causada por el uso de productos de petróleo en la Ciudad de México.	9	109-120	1963
<hr/>	México como parte de la Red Internacional de Observaciones de Ozono.	11	33-35	1965
<hr/>	Un fotómetro automático y sencillo para medir el resplandor nocturno.	14	25-31	1968
<hr/>	Movimiento de mercurio residual en el estuario del río Coatzacoalcos. Con I. Rosas, R. Nulman y L. Gálvez.	18-19	131-147	1972-1973

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
Báez Pedrajo, Armando	Notas de Laboratorio: Construcción de un divisor de voltaje electrónico.	18-19	209-212	1972-1973
Boutón, Jorge (Editor)	Carta del editor.	24	9-10	1978
Bravo Alvarez, Humberto (coautor)	La importancia del uso de tecnología adecuada en la estimación de partículas suspendidas como parámetros de calidad de aire. Con A. C. Lowen y S. Salazar L.	18-19	149-157	1972-1973
Bravo, Silvia (coautor)	El ciclo técnico-social de la contaminación atmosférica y su control.	21	31-36	1975
Buendía Carrera, Enrique (coautor)	Modelos de campo geomagnético para el estudio de la propagación de la radiación cósmica. Con R. Gall, J. Jiménez y A. Orozco.	14	1-23	1968
Buendía Carrera, Enrique (coautor)	Mapas isocerámicos de la República Mexicana. Con F. Liborio Cruz López.	20	67-85	1974
Buendía Carrera, Enrique (coautor)	Notas sobre la integración del modelo termodinámico global zonalmente promediado en el sistema troposfera-oceano. Con Tomás Morales A.	21	145-162	1975
Buendía Carrera, Enrique (coautor)	Integración numérica preliminar del modelo barotrópico en la región IV. Parte I. Con Tomás Morales A.	22-23	131-145	1976-1977
Buendía Carrera, Enrique (coautor)	Preliminary results of the global thermodynamic model. Con Tomás Morales A., Sergio Guzmán R., y Walter Ritter O.	24	61-74	1978
Buendía Carrera, Enrique (coautor)	Sobre la evaluación de los recursos naturales (procedimientos de evaluación matemática) Parte I. Con Walter Ritter O., Sergio Guzmán R. y Tomás Morales A.	25	125-133	1979

_____ (coautor)	Sobre la evaluación de los recursos naturales (Aspectos ambientales en la productividad oceánica) Parte II. Con Walter Ritter O., Sergio Guzmán R. y Tomás Morales A.	25	135-152	1979
Canas, José A.	Puntualización acerca de las amplitudes observadas por ondas de tipo compresional.	24	41-48	1978
Cañón Amaro, Carlos	Carta magnética de la República Mexicana para 1960.O.	5	171-177	1959
_____	Carta de isógonas para le República Mexicana para la época 1965.O.	11	23-31	1965
Cañón Amaro, Carlos	A report on the work of the Department of Geomagnetism, Institut of Geophysics, NAUM, Aug. 1963-Dec. 1966. XIVth General Assembly of the I.I.G.G. St Gall, Switzerland. Sept. 26-Oct. 7, 1967.	12	61-75	1966
_____	Observaciones de magnetismo terrestre en Ejutla, Oax., y Teoloyucan, Edo. de México, durante el Eclipse Total de Sol del 7 de marzo de 1970 (Investigaciones conjuntas del Inst. de Geof. y la Fac. de Filosofía y Letras de la UNAM).	16	79-83	1970
Castillo G., Luis del (coautor)	Estudio por sismología de refracción de una zona geotérmica. Con A. Díez Pérez.	15	81-106	1969
_____ (coautor)	Levantamiento magnetométrico y gravimétrico en el área de Ixtlán de los Hervores, Mich. Con A. Martínez Baca y R. Márquez.	15	107-143	1969
_____	Localización de zonas elásticas incompetentes en Sta. Cruz, Acatlán, México.	20	37-43	1974
_____	National report geodynamics project Mexico.	21	171-181	1975

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
Castillo G., Luis del	Interunion commission on geodynamics working group-2-Coco's plate study group-1 frontier papers.	21	183-185	1975
	Report of study group-1 on Coco's plate, w. g. 2.	21	187-193	1975
	National report on geodynamics, (July 1975-June 1977) Mexico.	22-23	147-152	1976-1977
(coautor)	Modelo geodinámico de la estructura del Golfo de México. Con H. Sandoval y A. H. Comínguez.	22-23	153-165	1976-1977
(coautor)	Tectónica y gravimetría para Barita en Noxtepec, Gro. Con Jacinto Meritano A., Héctor López L., Carlos Flores L., Gilberto Hernández M. y Rafael Aranda L.	24	147-182	1978
Cepeda G., Herminio	Características mareográficas en Machona, Tabasco y Agua Brava, Nayarit.	22-23	105-115	1976-1977
	Un método de correlación de mareas.	24	101-106	1978
Cepeda G., Herminio (coautor)	Configuración cotidal en la bahía de Acapulco, Gro., México. Con Francisco Grível P.	25	63-93	1979
Cobo, Enrique (coautor)	Liga geodésica del poste gravimétrico de la Ciudad Universitaria con la triangulación del catastro. Con J. Durán Villas.	1	38-48	1955
Dominguez, A. H. (coautor)	Modelo geodinámico de la estructura del Golfo de México. Con H. Sandoval y L. del Castillo G.	22-23	153-165	1976-1977
Cruz López, F. Liborio (coautor)	Mapas isocerámicos de la República Mexicana. Con Enrique J. Buendía Carrera.	20	67-85	1974

Cruz Orozco, Rodolfo (coautor)	Resumen de las condiciones meteorológicas registradas en la Estación de Investigaciones Marinas "El Carmen" durante el año 1976. Con Francisco Ley Lou.	25	9-18	1979
_____ (coautor)	Resumen de las condiciones durante el año 1977. Con Francisco Ley Lou.	25	19-28	1979
_____ (coautor)	Resumen de las condiciones durante el año 1978. Con Francisco Ley Lou, A. Machado Navarro y V. M. Alva Cornejo.	25	29-38	1979
Cruz Orozco, Rodolfo (coautor)	Resumen de las condiciones durante el año 1979. Con Francisco Ley Lou, A. Machado Navarro y V. M. Alva Cornejo.	25	39-48	1979
Chargoy, Anselmo	Desarrollo de un cronómetro electrónico digital. Con términos de segundo orden de la ecuación del potencial.	1	24-37	1955
_____ (coautor)	Análisis de modelos que describen el campo magnético terrestre hasta 1955. Con M. Garín de Álvarez.	3	137-156	1957
_____ (coautor)	Substituciones de distribuciones (una aplicación de las Series de Taylor).	6	1-54	1960
_____ (coautor)	Aplicaciones de la teoría de Substituciones a la geofísica.	10	1-7	1964
_____ (coautor)	El artificio de Taylor aplicado al potencial gravimétrico; al magnético y a momentos en general.	17	7-38	1971
_____ (coautor)	Apéndice	17	38-49	1971
_____ (coautor)	Análisis de los términos de primero y segundo orden de la ecuación de Gauss hasta el año 1970. Con L. Chargoy.	20	9-20	1974
Chargoy, Anselmo (coautor)	Estudio de la estructura de los términos del potencial geomagnético. Con Lucía Chargoy.	22-23	167-207	1976-1977

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
Chargoy, Lucía (coautor)	Análisis de los términos de primero y segundo orden de la ecuación de Gauss hasta el año 1970. Con Anselmo Chargoy.	20	9-20	1974
	Estudio de la estructura de los términos del potencial geomagnético. Con Anselmo Chargoy.	22-23	167-207	1976-1977
Diep, Saidén (coautor)	Desarrollo de un cronómetro electrónico digital. Con Octavio Lozano.	20	61-66	1974
	Convertidor corriente directa-corriente alterna. Con Octavio Lozano.	21	163-169	1975
	Convertidor analógico/digital BCD para dos décadas. Con Octavio Lozano.	24	75-82	1978
Diez Pérez, A. (coautor)	Estudio por sismología de refracción de una zona geotérmica. Con L. del Castillo G.	15	81-106	1969
Duarte Villela, Harold (coautor)	Informe de los trabajos gravimétricos en Centroamérica y Panamá. Con J. Monges, G. P. Woollard y J. A. Koslosky.	8	13-22	1962
Duarte Villela, Harold (coautor)	Trabajos gravimétricos submarinos en el Golfo de Fonseca, Centroamérica. Con J. Monges Caldera, F. Hansen Albite y M. Martínez B.	21	9-19	1975
Durán Villas, Juan (coautor)	Liga geodésica del poste gravimétrico de la Ciudad Universitaria con la triangulación del catastro. Con E. Cobo.	1	38-48	1955
Emilson, Ingvar (coautor)	Investigaciones sobre el régimen hidrológico de las lagunas litorales de la Joya-Buenavista. Con Raúl E. Ocampo T.	20	21-36	1974

Estrada Betancourt, A. (coautor)	Una comparación entre cálculos de viento geostrófico con el viento tangencial. Con Sergio Serra C.	25	153-158	1979
Estrada Betancourt, J.	Siembra de nubes en la cuenca de Necaxa, Puebla.	21	59-85	1975
_____	Modelo numérico de una nube cúmulos.	24	83-99	1978
Ferrás, Sergio	A method to investigate earthquakes mechanisms using S_1 wave data.	9	33-44	1963
Figueroa, Jesús	Las zonas sísmicas de México.	2	20-28	1956
Figueroa, Jesús	El macroismo del 28 de julio de 1957.	3	55-88	1957
_____	Carta sísmica de la República Mexicana.	5	45-162	1959
_____	Macroismo de Jalisco.	6	55-70	1960
_____	Notas sobre periodo sísmico.	6	71-77	1960
_____	Mexican national report on seismology. XIIth General Assembly of the I.U.G.G., Helsinki, Finland, July 25-Aug. 5, 1960.	7	55-59	1961
_____	La falla Zacamboxo.	10	9-16	1964
_____	Mexican national report on seismology and physics of the earth's interior. XIVth General Assembly of the I.U.G.G., Zurich, Switzerland. Sept. 26-Oct. 7, 1967.	12	79-97	1966
Flores Covarrubias, L. (coautor)	Aplicación de las funciones de Bessel-Liouville en la exploración geoelectrica de depósitos salinos en el norte de la República Mexicana.	8	43-52	1962
Flores Luna, Carlos F. (coautor)	Evidencia sísmica de refracción de una zona de esparramiento en la boca del Golfo de California. Con José J. González G.	22-23	117-129	1976-1977

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
(coautor)	Tectónica y gravimetría para Barita en Noxtepec, Gro. Con L. del Castillo G., J. Meritano A., Héctor López L., Gilberto Hernández M. y Rafael Aranda L.	24	147-182	1979
Galindo E., Ignacio	Análisis de la insolación durante el Año Geofísico Internacional en la Ciudad de México.	6	79-87	1960
(coautor)	La radiación solar incidente sobre el Trópico de Cáncer. Con A. Ortigosa C.	7	33-41	1961
(coautor)	Un método de análisis de la duración de la insolación y sus aplicaciones prácticas. Con Agustín Muhlia y Amanda Leyva.	18-19	29-88	1972-1973
Gall, Ruth	Una prueba directa de la ecuación Kelvin que relaciona la presión del vapor con el radio de curvatura.	1	49-62	1955
Gall, Ruth	Albedo de rayos cósmicos en el campo geomagnético del dipolo y cuadrípolo terrestre. Con J. Lifshitz.	2	29-42	1956
(coautor)	Los conos sencillos del albedo de la radiación cósmica. Con J. Lifshitz.	3	157-168	1957
(coautor)	El movimiento adiabático de partículas en el campo estacionario a primer orden de aproximación.	8	65-77	1962
(coautor)	Modelos del campo geomagnético para el estudio de la propagación de la radiación cósmica. Con S. Bravo, J. Jiménez y A. Orozco.	14	1-23	1968
Gálvez, L.	Movimiento de mercurio residual en el estuario del río Coatzacoalcos. Con A. Báez P., I. Rosas y R. Nulman.	18-19	131-147	1972-1973

García Reyes, Miguel (coautor)	Espectrometría Gamma para medir U, Th y K en Rocas: detalles experimentales. Con Surendra Pal y David J. Terrell.	22-23	25-56	1976-1977
Garín de A., M. (coautor)	Análisis de modelos que describen el campo magnético terrestre hasta 1955. Con A. Chargoy.	3	137-156	1957
Garín de A., M.	El octipolo excéntrico.	9	1-10	1963
_____	Multipolos magnéticos excéntricos modelo para 1955.0. Apéndice	17	51-66 67-70	1971 1971
González G., José J. (coautor)	Evidencia sísmica de refracción de una zona de esparramiento en la boca del Golfo de California. Con Carlos F. Flores L.	22-23	117-129	1976-1977
González R., L.	Físico-química del mecanismo de la variación que sufre la relación Ca/Mg en las aguas del subsuelo.	9	45-53	1963
Grijalva O., Nicolás	Mexican national report on Physical Oceanography (1964-1968) XIVth General Assembly of the I.U.G.G., Berne, Switzerland, Sept. 26-Oct. 7, 1967.	12	33-41	1966
_____	Internal waves induced by a pressure wave on the surface of a channel.	25	49-62	1979
Grivel P., Francisco	Constantes armónicas de 23 estaciones mareográficas instaladas en las costas de México.	14	54-69	1968
Grivel P., Francisco (coautor)	Configuración cotidiana en la Laguna de Términos, Camp. Con Rufo Arce U.	21	139-144	1975
_____	Configuración cotidiana en la Bahía de Acapulco, Gro. Con Herminio Cepeda G.	25	63-90	1979
Groves, Gordon G. (coautor)	Un método de las constantes armónicas de la marea. Con P. Lezama.	5	1-44	1959

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
Guzmán Ruiz, Sergio (coautor)	Preliminary results of the global thermodynamic model. Con E. Buendía C., Tomás Morales A. y Walter Ritter O.	24	61-74	1978
(coautor)	Sobre la evaluación de los recursos naturales (Procedimientos de evaluación matemática) Parte I. Con Walter Ritter O., E. Buendía C. y Tomás Morales A.	25	125-133	1979
(coautor)	Sobre la evaluación de los recursos naturales (Aspectos ambientales en la productividad) Parte II. Con Walter Ritter O., E. Buendía C. y Tomás Morales A.	25	135-152	1979
Hansen Albite, Francisco (coautor)	Trabajos gravimétricos submarinos en el Golfo de Fonseca, Centroamérica. Con J. Monges C., Harold Duarte V. y M. Martínez B.	21	9-16	1975
Hernández Chatcón, M. (coautor)	Evaluación de fotometría de flama en análisis de rocas. Con Surendra Pal.	18-19	181-184	1972-1973
Hernández, G. (coautor)	Auroras observadas en México antes del Año Geofísico Internacional. Con J. Adem.	4	37-41	1958
Hernández Mendoza, G. (coautor)	Tectónica y gravimetría para Barita en Noxtepec, Gro. Con L. del Castillo G., J. Meritano A., Héctor López L., Carlos Flores L. y Rafael Aranda L.	24	147-182	1978
Índice de autores de artículos de investigación		15	163	1969
Informe de actividades del Instituto de Geofísica, UNAM, 1968-1969		15	9-80	1969
1970		16	7-62	1970

1971	17	143-211	1971
1972-1973.	18-19	213-221	1972-1973
1974	20	107-194	1974
Informe de actividades del Instituto de Geofísica, UNAM, 1975	21	195-267	1975
Investigaciones geodésicas y geofísicas realizadas por el Instituto de Geofísica de la UNAM en el área de Miahuatlán, Oax., y por el Colegio de Geografía de la Fac. de Filosofía y Letras de la UNAM en Puerto Escondido, Oax. Durante el Eclipse Total de Sol del 7 de marzo de 1970	16	63-116	1970
Jiménez, Jaime (coautor)			
Modelo de campo geomagnético para el estudio de la propagación de la radiación cósmica. Con R. Gall, S. Bravo y A. Orozco.			
Koslosky, J. A. (coautor)	14	1-23	1968
Informe sobre trabajos gravimétricos en Centroamérica y Panamá. Con H. Duarte V., J. Monges C., y G. P. Woollard.			
Kovach, R. L. (coautor)	8	13-22	1962
Medidas de gravedad en la parte Norte de Baja California. Con J. Monges C.			
LeMoyné Hernández, L. (coautor)	7	9-14	1961
Ensayo de un pronóstico numérico de isohipsas en México a 500 mb.			
Ley Lou Francisco (coautor)	17	89-100	1971
Resumen de las condiciones meteorológicas registradas en la estación de Investigaciones Marinas "El Carmen" durante el año 1976. Con Rodolfo Cruz Orozco.	25	9-18	1979
Resumen de las condiciones durante el año 1977. Con Rodolfo Cruz Orozco.	25	19-28	1979
Resumen de las condiciones durante el año 1978. Con Rodolfo Cruz Orozco, A. Machado N. y Manuel Alba C.	25	29-38	1979

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
(coautor)	Resumen de las condiciones durante el año 1979. Con Rodolfo Cruz Orozco, A. Machado N. y Manuel Alba C.	25	38-48	1979
Leyva, Amando (coautor)	Un método de análisis de la duración de la insolación y sus aplicaciones prácticas. Con Ignacio Galindo y Agustín Muhlia.	18-19	29-88	1972-1973
Lezama, P. (coautor)	Un Método para la determinación de las constantes armónicas de la marea. Con G. W. Groves.	5	1-44	1959
Lifshitz, J. (coautor)	Albedo de rayos cósmicos en el campo magnético del dipolo y cuadrípolo terrestre. Con R. Gall.	2	29-42	1956
(coautor)	Los conos sencillos del albedo de la radiación cósmica. Con R. Gall.	3	157-168	1957
Lomnitz, C. (coautor)	Una nueva ecuación de regresión cuadrática para determinación de epicentros de temblores. Con A. Vargas.	14	71-73	1968
López Cruz-Abeiro, José A. (coautor)	Notas de Laboratorio: Construcción de un divisor de voltaje eléctrico. Con A. P. Báez.	18-19	209-212	1972-1973
López Cruz-Abeiro, José A.	Amplificadores en instrumentación nuclear.	24	49-60	1978
(coautor)	Sistema de control de marca horaria.	25	91-93	1979
López Loera, Héctor (coautor)	Tectónica y gravimetría para Barita en Noxtepec, Gro. Con L. del Castillo G., J. Meritano A., C. Flores L., G. Hernández M. y R. Aranda L.	24	147-182	1978
López M., Margarita	Una comparación de algunos métodos de análisis geoquímico de rocas: resultados preliminares.	22-23	57-66	1976-1977

Lowen, A. C. (coautor)	159-180	1972-1973
Lozano, Octavio (coautor)	61-66	1974
Machado Navarro, A. (coautor)	163-169	1975
Maldonado Koerdell, M. (coautor)	39-48	1979
	45-53	1961
	101-106	1966
	23-42	1967
	145-162	1969
	7-27	1972-1973
La importancia del uso de tecnología adecuada en la estimación de partículas suspendidas como parámetros de calidad del aire. Con H. Bravo A. y S. Salazar L.	18-19	
Desarrollo de un cronómetro electrónico digital. Con Saidén Diep.	20	
Convertidor corriente directa-corriente alterna. Con Saidén Diep.	21	
Resumen de las condiciones meteorológicas registradas en la Estación de Investigaciones Marinas "El Carmen" durante el año 1978. Con R. Cruz Orozco, F. Ley Lou y V. M. Alba C.	25	
Resumen de las condiciones... durante el año 1979. Con R. Cruz Orozco, F. Ley Lou y V. M. Alba C.	25	
Mexican National Report on Volcanology. XIIth General Assembly of the I.U.G.G. Helsinki, Finland, July 25-Aug. 6, 1960. Con F. Mosser.	7	
Mexican National Report on Volcanology. XIVth General Assembly of the I.U.G.G. Zurich, Switzerland, Sept. 28-Oct. 7, 1967. Con F. Mosser.	12	
Mexican National Report on the Upper Mantle Program for the years, 1966-1967.	13	
Mexican National Report on the Upper Mantle Program for the years, 1968-1969.	15	
Notas para una bibliografía y cartografía de las partes sur y sureste de la Cuenca de México en sus aspectos geodésicos y geofísicos (exclusivamente referencias nacionales).	18-19	

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
Márquez C., R. (coautor)	Levantamiento magnetométrico y gravimétrico en el área de Ixtlán de los Hervores, Mich. Con L. del Castillo G. y A. Martínez Baca.	15	107-143	1969
Martínez Baca, A. (coautor)	Levantamiento magnetométrico y gravimétrico en el área de Ixtlán de los Hervores, Mich. Con L. del Castillo G. y R. Márquez C.	15	107-143	1969
Martínez Barrios, M. (coautor)	Los temblores de Acapulco de 1962. Con J. Merino y Coronado, E. Salyano y J. J. Rosales.	8	23-36	1962
_____	Estudio preliminar sobre las zonas sísmicas de México. Con E. Salyano.	8	37-41	1962
_____	Trabajos gravimétricos submarinos en el Golfo de Fonseca, Centroamérica. Con J. Monges C., H. Duarte V. y F. Hansen Albite.	21	9-16	1975
Martínez Guerrero, J. (coautor)	Planímetro automático para magnetometría terrestre. Con E. Salyano.	4	1-11	1958
_____	Integradores para instrumentos registradores.	5	179-200	1959
Mateo, José	Probable descentraje del núcleo terrestre.	13	9-21	1967
Medina Peralta, M. (coautor)	In Memoriam, Ricardo Toscano B.	2	132-140	1956
Medina Peralta, M.	Cómo se puede tomar la hora al centésimo de segundo.	3	127-135	1957
_____	Referenciación de dos monumentos destinados a estudios geofísicos.	7	1-7	1961

_____	Dos triangulaciones geodésicas en México que han conectado las triangulaciones de Norte, Centro y Sudamérica.	8	1-12	1962
_____	Determinación de coordenadas geodésicas de la Estación Sismológica de la Ciudad Universitaria.	13	1-7	1967
_____	Situación geográfica de la estación mexicana establecida en el Cerro del Metate, Oax., para la observación del eclipse total de Sol del 7 de marzo de 1970. Investigación conjunta del Inst. Geof. y Fac. de Filosofía y L. de la UNAM.	16	69-78	1970
_____	Exploración astronómica y situación geográfica de los puntos de cruce del Trópico de Cáncer sobre las diez carreteras federales del país que pasan la Zona templada a la tropical.	17	127-134	1971
Mejía del Valle, M.	Carta básica de isógonas de la República Mexicana para 1955.0.	5	163-169	1959
Mena Jara, Manuel (coautor)	Nueva red de estaciones gravimétricas básicas en la parte norte de la República Mexicana. Con J. Monges Caldera.	17	135-141	1971
_____ (coautor)	Trabajos gravimétricos en el Eje Neovolcánico. Con J. Monges C.	18-19	195-208	1972-1973
Méndez Palma, E.	Semblanza del Ing. Ricardo Monges López.	24	13-18	1978
Merino y Coronado, J.	Un sismógrafo electrónico de construcción sencilla.	1	63-77	1955
_____	Un acelerógrafo tipo montana construido en México.	1	78-99	1955
_____	Variaciones periódicas del nivel del mar en México.	2	43-59	1956
_____	El temblor del 28 de julio de 1957.	3	89-125	1957

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
	Los registradores de estática y la detección de las llamaradas solares.	4	13-26	1958
	El terremoto de Jaltipán, Ver. 26 de agosto de 1959.	6	89-137	1960
Merino y Coronado, J. (coautor)	Los temblores de Acapulco de 1962. Con M. Martínez B., E. Salyano y J. J. Rosales.	8	23-36	1962
	Notas sobre algunas observaciones sismotectónicas en la República Mexicana.	9	11-32	1963
	Algunos resultados de la Radiometeorología de bajas frecuencias en la República Mexicana.	17	101-126	1971
	Notas sobre la sismicidad de América Central.	18-19	159-180	1972-1973
	Notas sobre la actividad eléctrica de las nubes tempestuosas en México.	20	45-59	1974
	Notas sobre las tormentas eléctricas observadas en México.	21	17-30	1975
	Algunos tipos de tormentas eléctricas observadas en México.	25	159-185	1979
Meritano Arenas, J.	Estudio Tectónico preliminar del Istmo de Tehuantepec, en base a imágenes del satélite Ertis-1.	24	107-116	1978
Meritano Arenas, J. (coautor)	Tectónica y gravimetría para Barita en Noxtepec, Gro. Con L. del Castillo G., H. López L., C. Flores L., R. Aranda L. y G. Hernández M.	24	147-182	1978

Monografía tectónica de algunas porciones comprendidas entre los límites orientales del Eje Neovolcánico y los límites occidentales de la Sierra Madre Oriental, Edo. de Querétaro e Hidalgo, México.	24	183-201	1978
Mexican National Reports Presented to the XIVth General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (I.U.G.G.) Switzerland, Sept. 26-Oct. 7, 1967.	12	1-106	1966
Molina Berbey, R. Formación de sales amoniacales en procesos volcánicos.	1	100-108	1955
Estudio geohidrológico para determinar el caudal de agua subterránea disponible en la Cuenca de México.	4	43-58	1958
Aplicación de trazadores radiactivos para el estudio de la hidrología subterránea.	4	59-68	1958
Molina Berbey, R. Método microquímico para cuantificación del C ¹⁴ .	7	15-31	1961
Análisis para la determinación del contenido de gases inertes.	8	53-63	1962
Uso del tritio natural en la determinación del volumen medio infiltrado en aguas meteóricas en los acuíferos de la subcuenca de Chalco, Méx.	9	103-108	1963
Aplicación teórica de la electroforesis a problemas de la geoquímica orgánica. Con J. Téllez G. (coautor)	10	25-33	1964
Gravedad y geología regional y estructura cortical en México. Con G. P. Woollard. (coautor)	2	60-112	1956
Medidas de gravedad en la parte Norte de Baja California, México. Con R. L. Kovach. (coautor)	7	9-14	1961
Informe sobre trabajos gravimétricos en Centroamérica y Panamá. Con G. P. Woollard y J. A. Koslosky. (coautor)	8	13-22	1962

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
Monges Caldera, J. (coautor)	Estación gravimétrica de primer orden mundial y base de calibración de gravímetros en la República Mexicana. Con M. Rendón.	9	55-68	1963
_____	Red de estaciones gravimétricas en la República Mexicana.	11	5-25	1965
_____	Nueva red de estaciones gravimétricas básicas en la parte Norte de la República Mexicana. Con M. Mena J.	17	135-141	1971
_____	Trabajos gravimétricos en el Eje Neovolcánico. Con M. Mena J.	18-19	195-208	1972-1973
_____	Trabajos gravimétricos submarinos en el Golfo de Fonseca, Centroamérica. Con H. Duarte V., F. Hansen Albite y M. Martínez B.	21	9-16	1975
Monges López, R.	Introducción.	1	1-9	1955
_____	Programa de México para el Año Geofísico Internacional.	2	113-131	1956
Morales Acoltzi, T. (coautor)	Notas sobre la integración del modelo termodinámico global zonalmente promediado en el sistema Troposfera-Océano. Con E. Buendía C.	21	145-162	1975
Morales Acoltzi, T. (coautor)	Integración numérica preliminar del modelo barotrópico en la región IV. Parte I. Con E. Buendía C.	22-23	131-145	1976-1977
_____	Preliminary results of the global thermodynamic model. Con E. Buendía C., S. Guzmán R. y W. Ritter O.	24	61-74	1978

(coautor)	Sobre la evaluación de los recursos naturales (procedimientos de evaluación matemática) Parte I. Con W. Ritter O., E. Buendía C. y S. Guzmán Ruiz.	25	125-133	1979
(coautor)	Sobre la ... (aspectos ambientales en la productividad oceánica) Parte II. Con W. Ritter O., E. Buendía C. y S. Guzmán R.	25	135-152	1979
Moshinsky, M. (coautor)	Problemas matriciales de condiciones a la frontera. Con J. Adem.	1	10-23	1955
Mosíño Alemán, P. Mosíño Alemán, P.	Vibración de la membrana circular de dos densidades. Meteorología marítima de la costa sur de México.	1 10	109-124 17-24	1955 1964
	Mexican national report on meteorology and physics of the atmosphere (1964-1966). XIV th General Assembly, I.U.G.G., Lucerne, Sept. 26-Oct. 7, 1967.	12	21-29	1966
	Observaciones meteorológicas realizadas en el Edo. de Oaxaca, con motivo del eclipse total de Sol del 7 de marzo de 1970. Investigación conjunta del Inst. de Geof. y la Fac. de Filosofía y L. de la UNAM.	16	84-103	1970
Mosser, F. (coautor)	Mexican national report on volcanology. XIIth General Assembly of the I.U.G.G., Helsinki, Finland, July 25-Aug. 5, 1960. Con M. Maldonado K.	7	54-53	1961
	Mexican national ... XIVth General Assembly of the I.U.G.G. Zurich, Switzerland, Sep. 28-Oct. 7, 1967. Con M. Maldonado K.	12	101-106	1966
Nulman, R. (coautor)	Movimiento de mercurio residual en el estuario del río Coahuacoalcos. Con A. P. Báez, I. Rosas y L. Gálvez.	18-19	131-137	1972-1973
Ocampo T., Raúl E. (coautor)	Investigaciones sobre el régimen hidrológico de las lagunas litorales de la Joya-Buenavista. Con Ingvar Emilson.	20	21-36	1974

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
Orozco, A. (coautor)	Modelos de campo geomagnético para el estudio de la propagación de la radiación cósmica. Con R. Gall, S. Bravo y J. Jiménez.	14	1-23	1968
Ortigosa C., A. (coautor)	La radiación solar incidente sobre el Trópico de Cáncer. Con I. Galindo E.	7	33-41	1961
Pal, Surendra	Trace element studies in granitic and metamorphic rocks.	18-19	89-130	1972-1973
	Evaluación de fotometría de flama en análisis de rocas. Con M. Hernández Chacón.	18-19	181-194	1972-1973
	Procedimiento de laboratorio en investigaciones paleomagnéticas. Con J. Urrutia F.	21	87-108	1975
	Procedimientos de campo en investigaciones paleomagnéticas. Con J. Urrutia F.	21	109-125	1975
Pal, Surendra	Procedimientos generales del análisis instrumental por activación con neutrones aplicado a rocas y minerales. Con D. J. Terrell.	10	11-34	1964
	Espectrometría Gamma para medir U, Th, K en rocas: detalles experimentales. Con M. García R. y D. J. Terrell.	1	10-37	1963
	Medición de algunos elementos metálicos en rocas del distrito minero de Guanajuato, Méx.	22-23	25-56	1976-1977
		32	132-133	1963
		22-23	77-85	1976-1977
Pérez de Tejada, H.	El flujo de viento solar en la vecindad de la cavidad magnetosférica.	17	71-80	1971

Pérez Reynosa, José	Aplicaciones de la petrografía a problemas tectónicos y petrológicos.	22-23	67-76	1976-1977
Ramos G., Víctor (coautor)	Dos casos preliminares de deformación en una cuba. Con F. J. Villcaña C.	22-23	203-209	1976-1977
Rendón, M. (coautor)	Estación gravimétrica de primer orden mundial y base de calibración de gravímetros en la República Mexicana. Con J. Monges C.	9	55-68	1963
Ritter O., Walter (coautor)	Reuniones técnicas sobre el campo geotérmico de Cerro Prieto. Preliminary results of the global thermodynamic model. Con E. Buendía C., T. Morales A. y S. Guzmán R.	22-23	217-223	1976-1977
_____	Sobre la evaluación de los recursos naturales (procedimientos de evaluación matemática) Parte I. Con S. Guzmán R., E. Buendía C. y T. Morales A.	24	61-74	1978
_____	Sobre la evaluación de los recursos naturales (aspectos ambientales en la productividad oceánica) Parte II. Con S. Guzmán R., E. Buendía C. y T. Morales A.	25	125-133	1979
Rosales, J. J. (coautor)	Los temblores de Acapulco de 1962. Con J. Merino y Coronado, M. Martínez B. y E. Salyano.	25	135-152	1979
_____	Movimiento de mercurio residual en el estuario del río Coatzacoalcos. Con A. P. Báez, R. Nulman y L. Gálvez.	8	23-36	1962
Rosenblueth, E. (coautor)	Teoría estadística de las respuestas sísmicas.	18-19	131-147	1972-1973
Sáenz de la Calzada, C. (coautor)	Observaciones de superficie durante el eclipse total de Sol del 7 de marzo de 1970 en Puerto Escondido, Oax. México.	1	125-133	1955
		16	104-116	1970

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
Salazar L., Sonia (coautor)	La importancia del uso de tecnología adecuada en la estimación de partículas suspendidas como parámetros de calidad de aire. Con H. Bravo A. y A. C. Lowen.	18-19	149-158	1972-1973
Salzano, E. (coautor)	Planímetro automático para magnetometría terrestre. Con J. Martínez G.	4	1-11	1958
(coautor)	Los temblores de Acapulco de 1962. Con J. Merino y C., M. Martínez B. y J. J. Rosales.	8	23-36	1962
(coautor)	Estudio preliminar de las zonas sísmicas de México. Con M. Martínez B.	8	37-41	1962
Sandoval, H. (coautor)	Modelo geodinámico de la estructura del Golfo de México. Con A. H. Domínguez y L. del Castillo G.	22-23	153-165	1976-1977
Sandoval, V. M. (coautor)	Sobre la relación entre la radiación electromagnética y la radiación cósmica emitida por el Sol.	1	134-139	1955
Sandoval V., M. (coautor)	Sobre el problema del campo magnético general del Sol y el efecto de albedo.	1	140-147	1955
Serra Castelán, S. (coautor)	El pronóstico de vientos para las competencias de vela en los juegos de la XIX Olimpiada.	14	33-44	1968
(coautor)	Periodos de retorno de tormentas observadas en algunas estaciones pluviográficas de la República Mexicana. Con J. Arrollo G.	17	81-88	1971
(coautor)	Una comparación entre cálculos de viento geostrofico con el viento tangencial. Con A. Estrada B.	25	153-158	1979

Stretta, E. J. P. (coautor)	Geoquímica y radiactividad de las aguas de Lourdes, S. L. P., México. Con R. del Arenal C.	9	69-84	1963
Téllez García, J.	Aplicación teórica de la electroforesis a problemas de geoquímica orgánica. Con R. Molina B.	10	25-33	1964
Terrell, David J.	Procedimientos generales del análisis instrumental por activación con neutrones aplicado a rocas y minerales. Con Surendra Pal.	22-23	9-23	1976-1977
Terrell, David J.	Espectrometría Gamma para medir U, Th y K en rocas: detalles experimentales. Con M. García R. y Surendra Pal.	22-23	25-56	1976-1977
Toscano, R.	Nivelación de precisión corregida por la diferencia de intensidades de la gravedad entre los bancos.	1	148-154	1955
_____ Tozer, D. C.	Influencia de las correcciones por topografía.	1	155-158	1955
_____ Urrutia Fucugachi, J. (coautor)	The internal structure of the earth.	20	87-106	1974
_____ (coautor)	Procedimientos de laboratorio en investigaciones paleomagnéticas. Con Surendra Pal.	21	87-108	1975
_____ (coautor)	Procedimientos de campo en investigaciones paleomagnéticas. Con Surendra Pal.	21	109-125	1975
_____ (coautor)	Investigaciones paleomagnéticas y arqueomagnéticas en México.	21	127-134	1975
_____ (coautor)	Método para la determinación de la paleointensidad del campo magnético terrestre.	21	135-137	1975
_____ (coautor)	Algunos métodos estadísticos usados en investigaciones paleomagnéticas.	22-23	87-98	1976-1977

Autor	Título	Vol.	Pág.	Año
Urrutia Fucugauchi, J.	Variaciones magnéticas en el laboratorio de paleomagnetismo.	22-23	99-104	1976-1977
_____	Paleointensidad del campo geomagnético determinada de rocas ígneas de México.	22-23	211-216	1976-1977
_____	Análisis de estabilidad de la magnetización remanente natural.	24	117-145	1978
_____	Paleointensity determination and the remanence intensity and susceptibility distributions.	25	95-100	1979
_____	Significado y utilización de magnetizaciones de múltiples fases.	25	101-123	1979
Vargas, Arturo	Una nueva ecuación de regresión cuadrática para determinación de epicentros de temblores. Con C. Lomnitz.	14	71-73	1968
Villicaña C., Francisco (coautor)	Dos casos preliminares de deformación en una cuba. Con V. Ramos G.	22-23	203-209	1976-1977
Woollard, G. P. (coautor)	Gravedad, geología regional y estructura cortical en México. Con J. Monges C.	2	60-112	1956
Woollard, G. P. (coautor)	Informe de los trabajos gravimétricos en Centroamérica y Panamá. Con H. Duarte V., J. Monges C. y J. A. Koslosky.	8	13-22	1962

Anales del Instituto de Geofísica, editado por la Dirección General de Publicaciones, se terminó de imprimir en la Imprenta Eficiencia el 10 de febrero de 1984. Su composición se hizo en tipo Medieval de 10:12, 8:9 y 6:7 puntos. La edición consta de 1,000 ejemplares.



