

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE CIENCIAS



MODELO GEODINAMICO DE TRINCHEA^f ACTIVA

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
F I S I C O
P R E S E N T A

VICTOR MANUEL RAMOS GONZALEZ

lejem.

1 9 7 9

6612

37



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

MODELO GEODINAMICO DE TRINCHERA ACTIVA

VICTOR RAFAEL GONZALEZ

1979

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE FISICO

INDICE

Resumen

- I.- Antecedentes Históricos.
- II.- Introducción.
- III.- Experimento - Aparato usado - El fenómeno.
- IV.- Deformaciones Homogéneas Finitas.
- V.- Interpretación.
- VI.- La semejanza.
- VII.- Conclusiones.

Bibliografía.

RESUMEN

Nada tan inquietante para el hombre como conocer su realidad, esta inquietud es el motor que alimenta el ingenio para descubrir los antecedentes de los fenómenos que le rodean; tal es el caso del desarrollo del estudio de la semejanza de los fenómenos. Partiendo de fenómenos semejantes, logra entender el desarrollo de eventos naturales sin más fin que el de descodificar la información que ellos guardan.

Un modelo matemático o físico, representa el vínculo entre hombre y naturaleza, y por medio de él alcanza el nivel necesario para ampliar sus criterios y convertirse en uno con su realidad.

El mas grande escultor que aparece ante los ojos humanos es la naturaleza, que se presenta ante el hombre mediante su obra, y a través de ella el hombre busca el entendimiento, pero tan vasto trabajo, es diferenciado para enfocarlo a través de su fisonomía actual, y de ahí, separando un fenómeno en espacio-tiempo, intenta y logra un modelo en escala que le permite conocer el origen, los pasos que siguió hasta presentar el aspecto actual y con ello deducir su transformación posterior.

Del complejo Geológico de las márgenes continentales, se toma sólo el fenómeno llamado "trinchera activa", Seely y colaboradores /1974/ por métodos geofísicos, analizaron y configuraron la trinchera de Oregon, y partiendo de éstos resultados, el autor /1978/ realizó una serie de experimentos físicos en dimensiones de laboratorio, analizando los esfuerzos mecánicos normales sobre arena depositada en capas dentro de una cuba, hasta lograr una configuración final geométricamente semejante a la obtenida por Seely y colaboradores en los sedimentos depositados en la trinchera de Oregon. La semejanza obtenida en laboratorio se justifica matemáticamente por medio del primer teorema de la semejanza, y por el criterio de homocronismo.

Obtenida la semejanza, se tienen las suficientes evidencias para ex-

tenderlo a fenómenos del mismo tipo con diferente localización geográfica; destacando, el vínculo surtido entre Física-Geología-Matemáticas, y con ello la posibilidad de un lenguaje para comunicarnos con aspectos Geológicos mas completos.

CAPITULO I

ANTECEDENTES HISTORICOS

La Geología es la historia de la tierra, cuestión que despierta el interés e importancia para todos los que vivimos en ella. De interés, porque nos gusta conocer el medio que habitamos; de importancia porque los acontecimientos de esa historia quedaron registrados en diversos materiales, sobre o cercanos a los grandes asentamientos humanos.

Una opinión vulgar, muy extendida, suponía que la tierra era en un principio exactamente igual que en la actualidad; si esto fuese así, no habría historia. Pero tan pronto como el hombre observó la constitución de la tierra, martilló las rocas en las canteras y minas y estudió, de este modo, los indicios en el terreno, en vez de perderse en especulaciones de gabinete, germinaron ideas a cerca de una sucesión de acontecimientos en la evolución de la tierra, pero éstos desfilan en escalas espacio-tiempo tan grandes para la vida del hombre, que varias generaciones no alcanzarían para observar el desarrollo de un sólo fenómeno.

Para superar sobre todo la barrera del tiempo, el hombre ha ideado diversos sistemas de simulación de la fenomenología terrestre, por lo cual, la Geología se convierte en un estudio indirecto en aras del conocimiento de la historia que guardan sus fenómenos, y para ello se auxilia del resto de las ciencias; a ésta tarea se han avocado muchas generaciones de estudiosos de la materia. Aquí sólo se mencionarán algunos de los muchos trabajos a cerca de la reproducción por semejanza en modelos de laboratorio.

Jourmanier Paul /1945/, menciona los experimentos de Max Lohest /1905-1906/, llevados a cabo en un laboratorio de Geología de la Universidad de Liège. Construyó un sólido aparato de acero /fig. 1/, que permite ejercer compresiones por medio de un esfuerzo lateral muy enérgico sobre sustancias depositadas; el experimento que describe, lo realizó sobre un enarenado seco, en donde se colocó municiones; los esfuerzos de

compresión forman nudos y producen una fricción enérgica; por consi-
guiente, una resistencia enorme a tal grado que la placa de la base del
aparato, mide 2cm. de espesor.

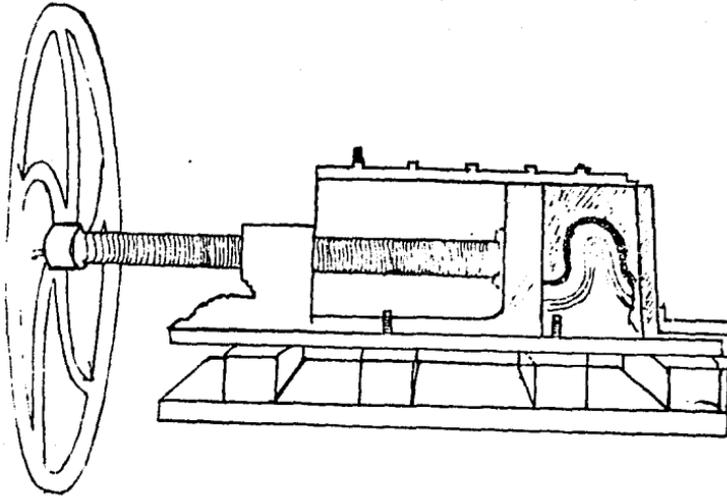


Fig.1. Aparato utilizado por Max Lohest en el curso de sus investigaciones experimentales sobre plegamientos y deformaciones de sedimentos.

San Miguel de la Cámara/1955/, para demostrar que los pliegues se --
deben a presiones o empujes laterales, presenta el aparato de Daubre --
/fig.2/, que empuja por un lado una lámina de plomo. Cuando ésta es de --
igual espesor en todos sus puntos se producen pliegues rectos, si en un
punto es más delgada, allí los pliegues se inclinan y "tumban" lo que --
prueba que para una misma fuerza puede ser menos intenso el plegamien-
to, según la resistencia de la roca.

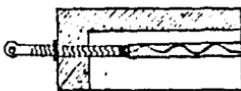


Fig.2 Aparato usado por Daubré.

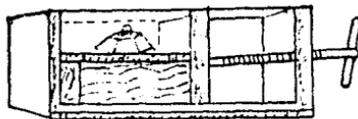


Fig.3

El aparato de la fig.3 demuestra que la intensidad del plegamiento aumenta no sólo con la presión lateral, sino también con el peso que soporta la capa sometida. Según esto, las zonas de plegamiento deben aumentar su intensidad, pero hay que tener en cuenta la mayor o menor elasticidad de las rocas, por eso no tienen todos igual forma y dimensiones en un corte vertical.

Biot M.A./1951/experimenta sobre capas de material viscoso. Se diferencia de los anteriores, por realizarlo en forma vertical.

Budgley P.C./1965/trabaja con una caja de compresión, donde reproduce experimentalmente fallas sobre arena seca, y observa los cambios a través de paredes laterales translúcidas.

Subir Kumar Chosh/1968/reporta experimentos con materiales depositados en una caja de compresión, depositados en capas múltiples, de material viscoso.

Emmons R.C./1969/presenta modelos de rompimiento sobre arena cementada, producidos por choque; sobresaliendo un patrón de rompimiento provocado por movimiento giratorio.

Cobbold P.R. y colaboradores/1971/expone un aparato para comprimir el material dentro de él, se caracteriza porque las paredes laterales pueden desplazarse/fig.4/, ésto es, no actúan como paredes rígidas ante los esfuerzos ejercidos por el material a las paredes/utiliza materiales viscosos/.

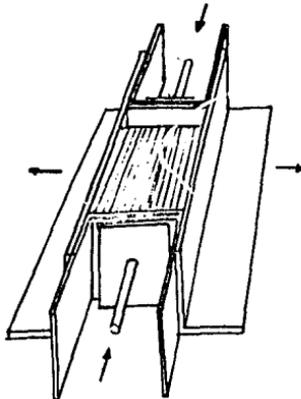


Fig.4

Ramos G. y Villicaña C./1978/presentan una caja en la que ejercen esfuerzos laterales sobre arena seca,obteniendo dos tipos de deformaciones,provocadas cada una por diferente superficie deformante.Las observaciones se realizaron a través de las paredes laterales translúcidas/fig.5/.

Como se apuntó al principio,esto es sólo un brevísimo comentario a cerca de los muchos trabajos que se han hecho en laboratorio bajo condiciones similares o diferentes,pero todos ellos en busca de la historia de los fenómenos Geológicos.

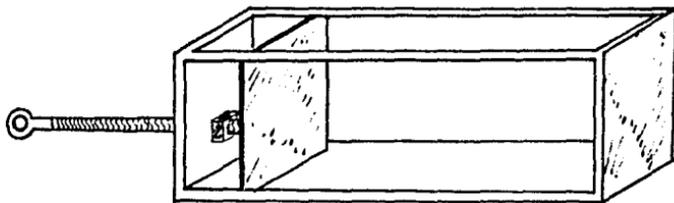


Fig.5 Aparato usado por Víctor R. y Francisco V., en la deformación de arena.

CAPITULO II

INTRODUCCION.

Cualquier fenómeno natural representa un sistema de cuerpos materiales que sufre ciertas modificaciones cuando en él se producen diversos procesos a esto se llama fenómenos semejantes, en los cuales las cantidades homogéneas que caracterizan estos fenómenos, están en constante entreveramiento.

El concepto de "semejanza mecánica" incluye, ante todo, la semejanza geométrica de los sistemas/Kirpichev 1958/, por lo cual el modelo de laboratorio que se propone, se obtuvo por medio de un sistema mecánico impuesto arbitrariamente, guardando la semejanza geométrica y con ella la justificación para interpretar las deformaciones características del cambio natural.

El fenómeno reproducido en el laboratorio, busca encontrar parecido a un modelo de trinchera oceánica, para descifrar los pasos que sigue el desarrollo del fenómeno, y obtener la lógica de la fenomenología que tiene lugar en los sistemas geológicos llamados de trinchera activa.

A pesar de los esfuerzos de más de dos décadas/Drake U.L. and Burk C.A. 1974/, muchos aspectos de las márgenes continentales permanecen en lo desconocido y en la controversia, por lo que el trabajo científico debe consistir de grandes variaciones en la profundidad del agua y en la configuración de la sedimentación y capas de corteza, mayores cambios en las propiedades físicas, y cambios fundamentales en la composición de las rocas, combinándose con ellas una sola región limitada.

Margen Continental Inactiva.

Alfred Wegener /1924/ notó que sobre los océanos el valor de la gravedad es mas normal a pesar de los defectos de masa formados por los grandes basamentos oceánicos, sugiriendo que la corteza continental está completamente ausente en el basamento oceánico, y que la corteza

continental está completamente ausente en el basamento oceánico, y que la corteza oceánica es muy delgada.

Vening Meinez/1941/hizo un estudio de las variaciones a través de las márgenes continentales, en la mayor parte del Atlántico/tipo inactivo, y concluyó que la posible explicación es un cambio brusco de adelgazamiento de la corteza continental en el margen, o sea que las rocas sílicas no son muy delgadas, pero están ausentes del basamento oceánico.

margen Continental Activa.

C.L. Drake and C.A. Burk /1974/afirman que la actividad sísmica de las márgenes continentales y los arcos de islas, han recibido gran atención por la similitud estructural entre los sistemas de montañas antiguos y modernos. Según Wegener "hay una asociación de los movimientos laterales de los continentes".

El descubrimiento de focos sísmicos profundos bajo Japón, caen en una zona de dispersión proveniente de la trinchera oceánica profunda; esto implica la presencia de zonas de corte a lo largo del borde del Pacífico. La verdadera profundidad de los focos de choque entre la placa oceánica y el continente, aparecen asociados con eventos originalmente tomados en la historia antigua de la Tierra, surgiendo un movimiento en largos periodos de tiempo geológico.

Los datos sismológicos y gravitatorios, demuestran que la frontera verdadera entre continente y corteza oceánica ocurre a 2 o 3 kms. mar adentro, por lo que si el agua marina cubre cerca del 71% del planeta, la superficie terrestre se integra aproximadamente del 40% de la corteza continental y 60% de corteza oceánica.

Trincheras.

T. Batherton/1974/, dice que ciertas regiones de la tierra son caracterizadas actualmente por una alta y desusada actividad geofísica y geológica, ejemplificada por sismos profundos, volcanismo y construcción

de montañas. Estas regiones provienen justamente de dos fajas continuas, una rodeando al océano Pacífico/fig.6/, y la otra extendiéndose a través del océano de Asia al mediterráneo. No obstante, la continuidad del cinturón consiste de un número de elementos, a menudo arqueado. Estos elementos son algunas veces marcados por una serie de islas, como las Marianas y las Aleutianas, el término "Arco de Islas" es usado para describir su fisiografía y posteriormente sus rasgos geofísicos.

El mismo fenómeno geofísico se encuentra en las márgenes continentales; los principales ejemplos pueden observarse en las costas de Suramérica y costas de Alaska. Ambos son arco de islas o márgenes continentales. El término "cinturón orogénico" es igualmente usado; el arco de islas y el margen continental activo son fuertemente asimétricos; de suerte que "región asimétrica activa" es un término genérico apropiado. Hoy en día se maneja como "zona de subducción", que es una mejor forma de descripción del fenómeno. Asimismo las márgenes activas se llaman actualmente "placa", lo que resulta de amplio significado.

Una trinchera es la mejor característica de una placa, y su profundidad varía entre 2 y 8 kms., la pendiente que presenta al llegar a la costa está en un rango de 10° o más, pero disminuye conforme se aleja, en un promedio de 5°. Sin embargo, a una escala natural, las pendientes aparecen planas, obteniéndose formas curvas a una escala comprimida.

Si la litosfera costera se mueve hacia abajo dentro del manto profundo, el arco de islas puede ser visto como evidencia de compresión.

La fig.7 es un resumen propuesto por J.F. Dewey y J.M. Bird de las principales estructuras geológicas asociadas a trincheras, muestra la situación del metamorfismo y el hundimiento costero. Este mecanismo fue sugerido por R.S. Dietz/1963/ para el origen de rocas ultramáficas en cinturones orogénicos. Los sedimentos en la trinchera muestran una deformación externa al pie de la pendiente interior/ver figs.8 y 8'. Esto generalmente indica que algo de los sedimentos es acarreado den--

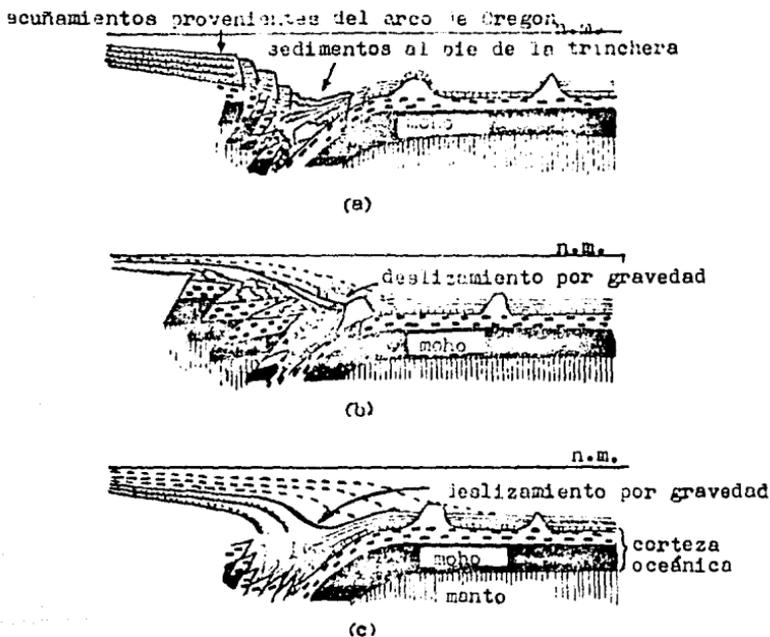


Fig.7. Estructuras asociadas con trincheras oceánicas /despues de Dewey and Bird,1970/. (a) Principales estructuras geológicas. (b) y (c) Posible secuencia de eventos del crecimiento de un arco de islas. /tomado de Arthur J. Wyllie, The Dynamic Earth./

tro del manto por la placa oceánica.

Asimismo algunas trincheras exhiben claras evidencias de deformación compresional como lo indica la fig.7-a. Existe un agudo contacto sísmico entre sedimentos indeformados y el material hundiéndose con la parte baja de la pendiente continental, lo cual puede explicarse si la transición de la deformación con la indeformación y las rocas metamorfozadas es la forma tectónica. Esto es una explicación no del todo satisfactoria para describir las formas compresionales de los sedimentos de trinchera.

Las figs.7-a,b,c ilustran la posible secuencia de eventos en el crecimiento de un sólo arco de islas, de acuerdo a Dewey y Bird.

El desarrollo de alta resolución de reflexión en la sismología admite la estructura interna de sedimentos de la trinchera para su estudio.

El trabajo aquí expuesto se desarrolla en base al modelo de trinchera de pendiente profunda dado por Seely y colaboradores/1972/, donde demuestra por medio de nuevos datos magnéticos y sismológicos, la existencia de empujes violentos profundos, que les permite configurar la trinchera de Oregon /Fig. 9/.

Los datos sísmicos muestran la separación estructural de la placa oceánica y el continente, colocando encima sedimentos y revelando que esto es causado por empujes violentos o plegamientos. El modelo que proponen puede ser usado para interpretar los volúmenes de sedimentos en trincheras, la razón de crecimiento del continente, el desarrollo en abanico de la estructura, los medios de depósito de sedimentos esperados bajo las trincheras de pendiente interior, y el fenómeno de diapirismo en éstos sedimentos.

Seely y colaboradores, sitúan éste comportamiento en una sección de la pendiente de Oregon; la pendiente interior de la trinchera de Centro América; al este de la trinchera Aleutiana; sureste de Puerto Rico. Las Geometrías internas de los empujes de las placas no son claros, pero --

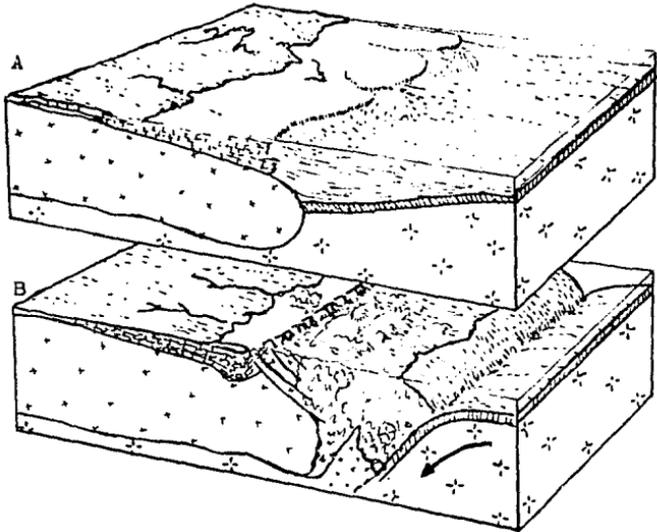


Fig. 8. A.--Los sedimentos son depositados en el miogeoclinal.
B.--Orogénicamente hay un colapso de un levantamiento continental.
/tomado de Robert S. Dietz and John C. Holden 1974/.

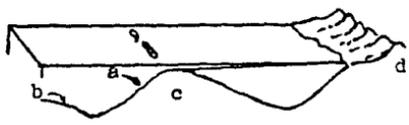


Fig. 8: Una mejor configuración de arco delantero.
a. pendiente interior; b.-pendiente externa
c. altura externa /extremo de la terraza o arco saliente/
d. arco volcánico.
/tomado de Seely 1974/.

las discontinuidades reflectoras entre ellos indican claramente que -- contienen muchas fallas y/o pliegues,asimismo similares a la trinchera de Java.

Otra evidencia de que la pendiente interior de la trinchera está -- estructurada por fallas de empujes violentos y pliegues compresionales se hace presente por la rápida acumulación interior del material arrastrado violentamente y por datos sísmicos,los cuales indican que la --- trinchera de pendiente interior y altura exterior están sometidos por una socción de espesor de sedimentos externos a la línea que envuelve a la placa oceánica.

Las fallas interpretadas por empujes bajo la pendiente interior de la trinchera Centroamericana parece envejecer progresivamente más en -- declive sumergiéndose hacia el continente,presentándose más actividad de los empujes al pie de la pendiente.

Las trincheras de pendiente interna,particularmente en las suyas,-- tienden a disminuir,convirtiéndose en áreas de rompimiento y hundimiento,las cuales contribuyen a una trinchera de secuencia confusa/fig.7. Cuando los pliegues crecen o empujan violentamente,se mueven y rompen hundiéndose sin renovarse las prominencias de pendiente,de donde aparece una forma de valle de pendiente superior de los valles de mayor --- edad,colocándose en el valle sedimentos más jóvenes;cuando la actividad disminuye o cesa,y es la misma probabilidad sobre las partes bajas de la pendiente interior de la trinchera,y queda solamente una relativa capa delgada de pendiente;los sedimentos generalmente permanecen -- quietos.El crecimiento puede ocurrir rápidamente,dependiendo de esta -- rapidez de la sedimentación y los movimientos profundos,se construye -- la pendiente interior de la trinchera prontamente hacia el mar.

Si los procesos de crecimiento y empujes profundos se interrumpen,- el alto rango de depositación continúa y el espesor de sedimento puede acumularse en la trinchera y formarla en trinchera de pendiente inte--

rior activa, entonces es cuando los empujes profundos se repiten; estos sedimentos también aparecen estructurados por empujes violentos y/o -- pliegues.

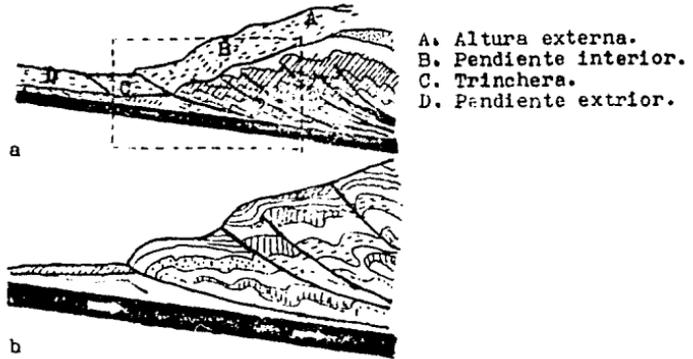


Figura 9. Modelo de margen de trinchera, propuesto por Seely y otros.
a.-Patrones de las caras.
b.-Tiempo estratigráfico. La parte oscura presenta la -- línea de separación entre las depositaciones y el plano abical.

CAPITULO III.

EL EXPERIMENTO, DESCRIPCION DEL APARATO USADO Y EL FENOMENO OBSERVADO.

Hasta ańi, se tiene un modelo a partir de datos geofísicos tomados en la trinchera de Oregon, la cual Seely esquematiza en la figura 9. -- Partiendo de , se intenta un modelo de laboratorio que reproduzca la geometría final del propuesto por Seely.

Un modelo de laboratorio bajo condiciones controladas, arrojará suficiente luz sobre la génesis y desarrollo del fenómeno, obteniendo con ello la forma de situar y determinar las características y rasgos externos, que permitan inferir fenómenos a ocurrir a partir de los rasgos exteriores. El estudio de las márgenes continentales es de gran importancia por su cercanía a las grandes zonas pobladas.

La teoría de la tectónica de placas ofrece una nueva oportunidad -- para interpretar los basamentos sedimentarios en términos de cambios -- en la interacción de las placas y el cambio de las uniones de las mismas/C.L. Drake and C.A. Burk/, no obstante la teoría de tectónica de -- placas, da énfasis sobre movimientos horizontales de la litosfera, también implica grandes movimientos verticales en respuesta a cambios en los espesores de la corteza.

Aunque se habla de movimientos de corteza oceánica y de subducción de la misma en la corteza continental, éste trabajo presenta un estudio de tectónica superficial, que a diferencia de la tectónica profunda, se refiere principalmente a la cubierta sedimentaria, aunque también incluye los rasgos tectónicos observables en las rocas ígneas y metamórficas/no se hará referencia a éstos últimos, ni a los movimientos verticales, sino solamente se hablará de movimientos horizontales sobre los sedimentos/.

El proceso más importante de la tectónica superficial, es indudablemente el proceso orogénico/William R. Dickinson 1974/, proceso que se -- desarrolla en los geosinclinales. Estos pueden definirse como depresio-

nes alargadas y profundas, en las que se depositan sedimentos marinos en espesores considerables.

El aparato usado en las pruebas, se esquematiza en la fig.5, y se trata de una cuba de 1 metro de largo, 30 centímetros de ancho y 30 centímetros de alto; los empujes se ejercen por un sólo lado con una placa de acero de 30 x 30 centímetros, movida por un tornillo. Las paredes anterior y posterior son metálicas, y una de ellas es doble/la segunda es móvil; las paredes laterales son de vidrio translúcido de 1.5 cm. de espesor, por lo que se puede observar directamente y en todo momento el desarrollo interno del fenómeno.

Las pruebas se realizaron con arena seca, colocada dentro de la cuba en capas horizontales, sólo diferenciada por el grueso de grano, colocando las más finas en el fondo, y las más gruesas en la parte superior.

El arreglo corresponde, en semejanza, a la secuencia sedimentaria --- cuando hay transgresión del mar al continente; esto es, se considera a la cuba como una fosa preorogénica, inicialmente de acumulación, en la cual los materiales se disponen de acuerdo a su densidad, donde las capas mantienen una posición casi horizontal.

Hoy ahora presentar el desarrollo fenomenológico a través de las características observadas dentro y fuera del sistema, tratando de dar un panorama pormenorizado del desarrollo del fenómeno.

En capítulos posteriores se justificarán los parámetros utilizados mediante formulación matemática. El sistema elegido es arbitrario, pero permite reproducir una serie de deformaciones que, en la naturaleza, se muestran como formadas al azar.

Según sean las condiciones, el material puede encontrarse en distintos estados mecánicos/V.I. Feodósiev.1974/; si son poco intensas las fuerzas exteriores que actúan sobre él y respectivamente, débiles las tensionales; el material se halla en un estado elástico. En presencia de fuerzas más importantes, se vuelven más patentes las deformaciones per-

mentos, y el material pasa a un estado elasto-plástico. Si las presiones externas son mayores todavía, aparecen fisuras o deformaciones locales y sobreviene el estado de fractura.

El estado mecánico del material varía según sea la dirección de la acción ejercida por las fuerzas/V. Belousov 1974/; como las variaciones del empuje son lentas, al material se le considera elatoplástico, ya que en el caso general la deformación plástica sucede a la elástica al crecer las tensiones, y éstas últimas pueden alcanzar el límite de proporcionalidad, por encima de la cual la ley de Hooke ya no es aplicable. En el caso de un cuerpo de plasticidad ideal la curva de deformación tendrá el aspecto de la fig. 10.

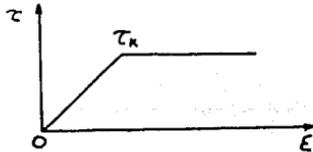


Figura 10. Curva de deformación de un cuerpo ideal plástico; τ -tensión, ϵ -deformación, τ_k límite de elasticidad /plasticidad/.

/tomado de: Geología Estructural. V. Belousov/

En el cuerpo elatoplástico, al quitar la carga desaparece la parte elástica de la deformación, mientras que la parte plástica de ésta se conserva como residual. Cuando las tensiones en el cuerpo descienden hasta cero, éste se priva completamente de su capacidad de restablecer su forma inicial y, a pesar de no existir carga alguna, conserva aquella forma que se le transmitió durante el proceso de deformación y parece ser como si la deformación plástica se "disipara", reemplazándose paulatinamente por la deformación plástica. Aquí sólo se examinan los estados mecánicos en lo referente sólo al carácter del estado compresional, que depende de las particularidades del material. Admitiéndose que el estado mecánico de cada punto del material queda determinado por el --

estado compresional solamente en una pequeña vecindad, permitiendo este enfoque prescindir del comportamiento del material en las zonas alejadas, y como el material usado es lo más homogéneo posible, se espera que las compresiones internas no sean muy distintas unas de otras.

Las pruebas se llevaron a cabo, ejerciendo el empuje sobre toda la superficie de contacto entre el material y la placa, obteniendo con ello el mismo esfuerzo sobre todo el material.

Al ejercer los primeros empujes, en la superficie aparecen formas de tipo ondulatorias/fig. 11-a/, y por ello un comportamiento generalizado de ese tipo sería el esperado, pero por manejar material poco homogéneo, y que presenta propiedades de densidad, compresibilidad, así como cambio de profundidad/Feynman/, la velocidad de la onda con la profundidad varía; es decir, se esperaba que todo el material se deformara o avanzara a la misma velocidad y distancia en que apareció la primera ondulación, pero el fenómeno que se produce al continuar el empuje, es la aparición de una pequeña fisura, apareciendo en el valle de la primera ondulación, para ganar profundidad a medida que el empuje continúa, aunque no todas las ondulaciones formadas en la superficie presentan éste fenómeno, esto es, no todas las deformaciones dentro de un pequeño volumen afectan el resto del material/detalle fig. 11-b/.

La fisura que aparece en la superficie viaja al fondo del material con velocidad proporcional al empuje/observado lateralmente/, apareciéndose este movimiento sólo como un acomodo entre los granos en la vecindad de la fisura/detalle fig. 11-b/.

El viaje de la fisura concluye al tocar el fondo indeformable de la cuba, apareciendo en ese instante, como si se completara una onda cuya velocidad disminuyó al profundizarse en el material; durante el viaje de la fisura fue separando los granos, y al llegar al fondo, ha separado todo un bloque, que al igual que los granos por separado, presenta un movimiento relativo ascendente respecto al resto del material indeforma-

representando un aspecto piramidal, apuntando el vértice hacia la intersección de la placa que empuja y el piso de la cuba.

Con esto, se tiene la explicación de un bloque definido por lo que se puede llamar un frente de ondas/fig.11-c/, apareciendo como una falla inversa producida por un empuje normal. El bloque formado es de partículas reacomodadas por el esfuerzo recibido, y el frente del bloque, constituye ahora la superficie perturbadora, o provocadora de esfuerzos.



Fig. 11-a. Deformación de la superficie de la arena depositada -- dentro de la cuba.



Fig. 11-b. Vista lateral de la cuba, se observa cómo se "rompe" el material de arriba hacia abajo, conforme continúa el empuje. Detalle: movimiento aparente de los granos al pasar la fisura en su vecindad.

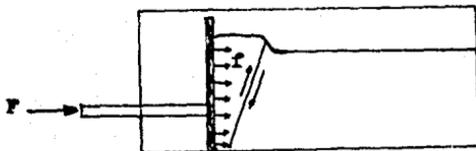


Fig. 11-c. Visto lateralmente el material, presenta una deformación que asemeja una falla inversa. F es el módulo de la fuerza ejercida sobre el material, y las f son las componentes. Formado el bloque, presenta un movimiento relativo de ascenso respecto al resto del material.

El bloque presenta ahora una nueva superficie perturbadora, que ya no es la original, pero que ejerce un empuje sobre sus vecinos, en respuesta a la fuente perturbadora original, /placa móvil la la cuba/ver - fig.12-a.

Si los empujes continúan manteniendo la placa móvil perpendicular al piso de la cuba, aparece la formación de un segundo bloque a partir del primero, pero de menor dimensión, debido a la inclinación de la superficie que lo origina/fig.12-a/, sucediéndose una serie de bloques, como se esquematiza en la fig. 19-b que se trata mas adelante.

En el transcurso de los experimentos, la placa móvil no avanza en forma normal a la base de la cuba, sino que se le dio una inclinación conforme comprimía al material, pero manteniendo la velocidad de empuje. En el perfil del material, se observan la ondulación y la fisura, iniciando ésta su viaje al fondo, pero con trayectoria curva, notándose, una vez concluido el viaje, que el bloque así definido, emerge desde el fondo con mayor velocidad que el descrito, y se produce una falla a manera de acuñamiento, apuntando el vértice a la intersección de la placa móvil y el piso de la cuba. Continuando la experiencia inclinando la placa en su avance, se obtiene una forma secuencial de acuñamientos, que aparecen como una serie de fallas inversas/fig.13/.

Atendiendo al viaje de la fisura y al desprendimiento del bloque, se observa con marcada rapidez la separación del bloque en la proximidad del fondo de la cuba, ya que el esfuerzo proveniente de la pared aparece como si se reflejara en el fondo indeformable de la cuba, apareciendo el volumen vecino al fondo urgido por dos esfuerzos deformantes; uno proviene de la superficie del bloque vecino, y la otra del fondo de la cuba, dando por resultado que el plano de falla se presente con mayor velocidad que el anterior, y la trayectoria que sigue la fisura sea ---

b/.

Seguir con los empujes, la configuración final de todo el sis-

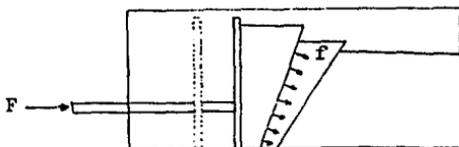


Fig. 12-a. El esfuerzo es normal a la superficie en contacto con el material, pero el efecto de la profundidad se manifiesta dando un bloque menor que su antecesor.

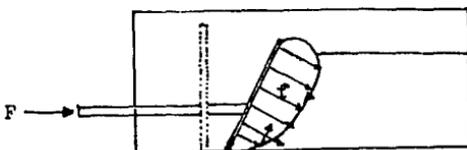


Fig. 12-b. Al ser más pronunciada la inclinación de la superficie perturbadora, las líneas de las componentes del módulo de esfuerzo "f", aparecen como si se reflejaran en el fondo indefinible de la cuba.

tema, presenta un amontonamiento en el extremo correspondiente a la fuente de esfuerzos, permaneciendo la parte contraria indeformada, como lo muestra la fig. 13, que asemeja a la forma esquematizada por Seely y colaboradores/fig. 9/.



Fig. 13. Aspecto que presenta el material al final del experimento, mostrando una serie de acunamientos, producidos por empujes laterales de la placa inclinada sobre el material.

DEFORMACIONES HOMOCENICAS FINITAS.

La semejanza existe cuando entre dos fenómenos hay semejanza geométrica, dinámica/es decir, de esfuerzos; Kirpichev 1958/ y de tiempo.

Este trabajo da mayor énfasis a la semejanza dinámica, o sea al paralelismo y proporcionalidad de las fuerzas en los puntos homólogos, por lo que las observaciones realizadas se tratarán bajo éstos conceptos, para apoyar extensiones a la fenomenología natural.

Para explicar las ecuaciones de las deformaciones mecánicas, se dividen en pasos, desarrollando cada uno a continuación/Nadai 1932/.

A.-Las experiencias realizadas son deformaciones sin cambio de volumen. Las rocas sólidas formadas con depósitos sedimentarios a lo largo de mucho tiempo, y que acaban por asentarse hacia abajo; las rocas ígneas pueden suponerse que se desplazaron o distorsionaron después, y en éstos casos no hay variación de volúmenes; teniendo para tres esfuerzos principales las condiciones siguientes/Landau 1969/:

$$(1+\epsilon_1)(1+\epsilon_2)(1+\epsilon_3)=1 \dots\dots\dots 1$$

Esta ecuación expresa el hecho matemático que el volumen permanece constante, esto es, los esfuerzos principales ϵ_1, ϵ_2 son dados, y el tercer esfuerzo principal se calcula de la ec.1.

B.-El tratamiento está dado a esfuerzos en un plano, que es el caso de muchos movimientos geológicos, tales como formación de alineamientos de montañas en cadenas paralelas; tales movimientos dentro de una porción limitada de corteza terrestre, ocurriendo substancialmente en planos paralelos. Estos planos paralelos, no cambian su distancia uno de otro durante la deformación. En estos casos, la unidad de esfuerzos perpendicular a éstos planos o en una dirección paralela a los alineamientos de montañas es igual a cero. Asumiendo que ϵ_3 es el esfuerzo en ésta dirección, tenemos que $\epsilon_3=0$ y de la ec.1:

$$(1 + \epsilon_1)(1 + \epsilon_2) = 1 \quad \text{de la cual}$$

$$\epsilon_2 = -\frac{\epsilon_1}{1 + \epsilon_1} \quad \dots\dots\dots 2$$

Por lo tanto un esfuerzo principal es siempre positivo y el otro negativo.

C.-El caso experimentado se trata de corte simple. Asumimos que $\epsilon_3 = 0$, constituyendo la deformación de un corte simple, como lo muestran las figs. 14-a y b. La deformación del cuerpo consiste esencialmente de un movimiento de todas las líneas paralelas en la dirección OX, esto es si se quiere determinar el cambio en la forma de un cuerpo bajo esfuerzo, comparamos la posición de los puntos del material en el estado sin esfuerzos con su posición en el estado deformado. Entonces cuando un cuerpo se distorsiona bajo esfuerzo, en un punto P/fig.15/ se desplaza de su posición inicial con coordenadas x, y, z, al mismo punto P' teniendo las coordenadas x', y', z'. Las componentes del segmento PP'/fig.15/ paralela a los ejes coordenados son:

$$u \quad x' \quad x, \quad v \quad y' \quad y, \quad w \quad z' \quad z.$$

estas tres componentes de desplazamiento u, v, w del punto P son en general funciones de las coordenadas x, y, z y el tiempo.

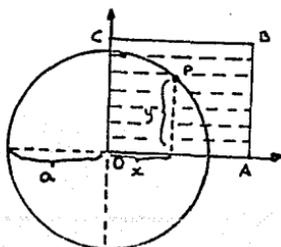


Fig. 14-a. Corte simple.
/Nadai cap.40/.

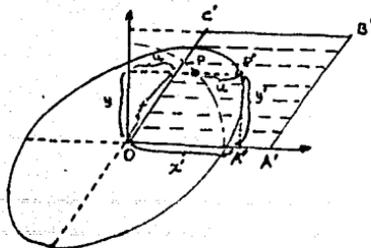


Fig.14-b. Posición deformada del cuerpo/Nadai cap.40/

El caso simple de cuerpos alargados son aquellos en los cuales los desplazamientos $\underline{u}, \underline{v}, \underline{w}$ son funciones de las coordenadas $\underline{x}, \underline{y}, \underline{z}$. En éste punto de la deformación, todos los puntos, los cuales inicialmente estaban en un plano, después de la distorsión caen nuevamente sobre un plano; además de eso, planos paralelos después del alargamiento permanecen paralelos. Por ejemplo, si todos los puntos son desplazados paralelamente al eje \underline{x} , los desplazamientos \underline{u} son proporcionales a \underline{x} , y $\underline{v} = 0$ tenemos: $\underline{u} = \nu \underline{x}$; $\underline{v} = 0$; $\underline{w} = 0$.

Este primer tipo de deformación homogénea es llamada de extensión pura en la dirección \underline{x} . Si, en todo caso, todos los puntos son desplazados en una dirección paralela al eje \underline{x} a través de las distancias proporcionales a \underline{y} , tenemos: $\underline{u} = \nu \underline{y}$; $\underline{v} = 0$; $\underline{w} = 0$.

Este segundo tipo de deformación homogénea es llamada de corte simple, así que:

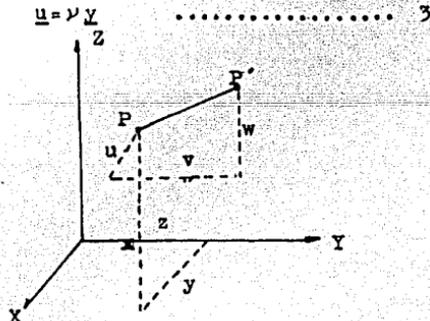


Fig. 15 /Nadal cap.9/.

Y como ya se expresó, las componentes \underline{v} y \underline{w} de los desplazamientos paralelos a los ejes coordenados \underline{x} y \underline{z} , se toman iguales a cero. Las coordenadas $\underline{x}, \underline{y}$ de un punto arbitrario/fig.14-a/, después de la deformación, son cambiadas en las coordenadas $\underline{x}', \underline{y}'$ al punto \underline{P}' /fig.12-b/, los cuales son evidentemente:

$$\left. \begin{aligned} \underline{x}' &= \underline{x} + \nu \underline{y} \\ \underline{y}' &= \underline{y} \end{aligned} \right\} \text{..... 4}$$

En orden a determinar en qué manera un círculo puede ser distorsionado por éste tipo de deformación, consideraremos varios puntos P , todos sobre un círculo en la posición inicial/fig.14-b/, e investigando la curva dentro de la cual éste círculo es distorsionado si el cuerpo está sujeto a corte simple paralelo a la dirección x . Si los puntos P, x, y se apoyan sobre un círculo con radio a y teniendo un centro o se tiene:

$$x^2 + y^2 = a^2 \dots\dots\dots 5$$

emplazando x e y por los valores de la ec.4:

$$\left. \begin{aligned} x &= x' - \nu y' \\ y &= y' \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots 6$$

obtenemos:

$$(x' - \nu y')^2 + y'^2 = a^2 \dots\dots\dots 7$$

$$x'^2 - 2\nu x'y' + (1 + \nu^2)y'^2 = a^2 \dots\dots\dots 8$$

con lo que se obtiene la ecuación de una elipse en las variables x', y' :

D.-Con los pasos A, B y C podemos determinar los ejes principales para un corte simple, que los determinarán los dos mutuamente perpendiculares en las direcciones OA y OB en la posición inicial sin deformación del cuerpo, el cual después de la deformación tendrá como ejes principales de esfuerzo OA' y OB' /figs.16 a y b/, la expresión AP' se usará como radio de la elipse, esto es de la ec.6:

$$r'^2 = (x + \nu y)^2 + y^2 = x^2 + 2\nu xy + (1 + \nu^2)y^2 \dots\dots 9$$

Para el eje principal r' puede ser un máximo o un mínimo, esto es:

$$r' dr' = (x + \nu y) dx + (\nu x + (1 + \nu^2)y) dy = 0 \dots\dots 10$$

teniendo una condición adicional

$$r'^2 = x^2 + y^2 \quad \text{o} \quad x dx + y dy = 0 \dots\dots\dots 11$$

Simultáneamente usando las ecuaciones 10 y 11, se tiene:

$$\frac{dy}{dx} = -\frac{x}{y} = -\frac{x + \nu y}{\nu x + (1 + \nu^2)y} \dots\dots\dots 12$$

de acuerdo a la última proposición:

$$\begin{aligned} x + \nu y &= \lambda x \\ \nu x + (1 + \nu^2)y &= \lambda y \dots\dots\dots 13 \end{aligned}$$

usando la razón $\frac{y}{x} = \text{tag.} \alpha$ en éstas ecuaciones obtenemos las siguientes expresiones:

$$\frac{y}{x} = \frac{\lambda - 1}{\nu} \quad \text{y} \quad \frac{y}{x} = -\frac{\nu}{1 + \nu^2 \lambda} \quad \dots\dots\dots 14$$

de este modo ambas expresiones pueden ser iguales, obtenidas para

$$\frac{\lambda - 1}{\nu} = -\frac{\nu}{1 + \nu^2 \lambda}$$

$$\lambda^2 - (2 + \nu^2)\lambda + 1 = 0 \quad \dots\dots\dots 15$$

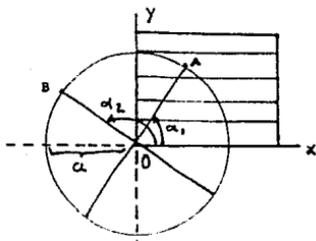


Fig. 16-a.

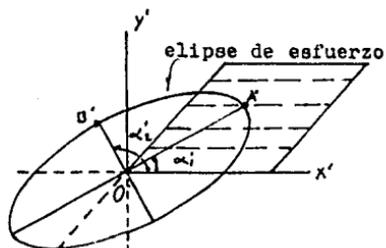


Fig. 16-b.

Figuras 16 a y b. Elipse de esfuerzo de corte finito. A la izquierda, posición de los ejes principales sin deformación, a la derecha el cuerpo deformado, A, B, semi ejes de la elipse de esfuerzo/ tomado del cap. 40 Nadai.

La ecuación cuadrática para da las siguientes raíces:

$$\lambda_1 = 1 + \frac{\nu}{2} (\nu + \sqrt{4 + \nu^2})$$

$$\lambda_2 = 1 + \frac{\nu}{2} (\nu - \sqrt{4 + \nu^2}) \quad \dots\dots\dots 16$$

Usando esto obtenemos los ángulos α_1 y α_2 para las direcciones OA y OB.

OB.

$$\tan \alpha_1 = \frac{\lambda_1 - 1}{\nu} = \frac{\nu + \sqrt{4 + \nu^2}}{2}$$

$$\tan \alpha_2 = \frac{\lambda_2 - 1}{\nu} = \frac{\nu - \sqrt{4 + \nu^2}}{2} \quad \dots\dots\dots 17$$

por lo cual reconocemos que OA es perpendicular a OB ($\text{tag.} \alpha_1 \cdot \text{tag.} \alpha_2 = -1$) - después de multiplicar la ec. 14 por x y por y y sumando, se obtiene finalmente los semi ejes A y B de la elipse, de:

$$\lambda_1 x_1^2 = x^2 + \nu x_1 y_1$$

$$\lambda_1 y_1^2 = \nu x_1 y_1 + (1 + \nu^2) y_1^2$$

$$\lambda_1 (x_1^2 + y_1^2) = x^2 + 2\nu x_1 y_1 + (1 + \nu^2) y_1^2$$

$$\lambda_1 a^2 = A^2$$

de donde los semiejes de la elipse

$$A = a \sqrt{\lambda_1}$$

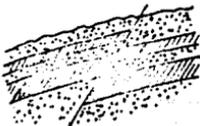
y por un camino similar el semieje

$$B = a \sqrt{\lambda_2}$$

E.-más concretamente, el fenómeno obtenido como cortes simples en las capas, los pasos A, B, C y D, indican que las capas han sufrido en forma permanente fuertes deformaciones como si fueran plásticas. Los desplazamientos de las capas rocosas que ocurren en la naturaleza, tienen características fundamentales como un corte simple, descrito anteriormente.

En geología y geofísica, a una discontinuidad repentina en las capas se le llama falla; en otro caso, la deformación está en la forma de una onda plana u ondulación en la posición de las capas de rocas, con crestas/anticlinales/ y canales/sinclinales/, figs.17-a y b.

En el caso de deformaciones largas, hablando geológicamente, pliegues, formaciones de plegamientos o arqueadas, etc.. El eje del pliegue aparece inclinado considerablemente hacia la vertical, y para el caso de una inclinación larga, el resultado se llama pliegue "recumbente"/fig.18-a/.



anticlinal sinclinal



fig.17-a.Falla./Nadai cap.40/

Fig .17-b./Nadai cap.40/

En la parte media del pliegue/fig.18-a/, los espesores son mucho menores, y se constituye en canal, esto es mucho mayor que la parte superior o inferior, cuando la deformación es poco intensa. A primera vista es difícil conocer el origen/la dirección/ de la perturbación, pero puede hacerse simplemente si observamos la distorsión como "inclinación" o "acción de arqueamiento", pero como consecuencia de cortes simples de valores variables paralelos a algunas direcciones dadas, mas o menos inclinadas a la posición de la perturbación del estado. Una observación más exacta del perfil de falla muestra que las capas son frecuentemente deformadas un poco como lo muestra la fig.18-b.

Observando el arreglo final, se llega al desarrollo de un depósito encimado, puede verse como lo muestran las figs.19-a y b, y el plano principal de falla C-C, se evidencia por el desplazamiento de los movimientos.

parte superior o
cresta del pliegue.



Fig.18-a. Pliegue recumbente.
/Nadai cap.40/



Fig.18-b. Falla.
/Nadai cap.40/.

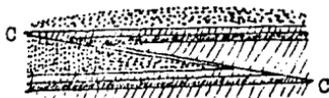


Fig.18-b. C-C plano de falla.
/Nadai cap.40/

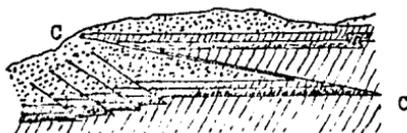


Fig.19-b. C-C falla principal, y fallas secundarias, Las dos figuras, son dos pasos progresivos en la formación de fallas.
/Nadai cap.40/

CAPITULO V
INTERPRETACION

Regresando a las observaciones experimentales, el material responde a los primeros empujes dando una configuración similar a la fig.17-b, y posteriormente un aspecto similar a la fig.18-a, finalizando para un primer bloque como se esquematiza en la fig.18-b. Si el empuje de la placa continuara perpendicular al piso de la cuba, se llegaría a una configuración similar a la fig.19-b; en los experimentos realizados, la placa perturbadora fue inclinándose, lo cual motivó que los bloques obtenidos tuvieran forma de cuñas/ como se deseaba/.

Los movimientos, presentan para su aparición las siguientes singularidades: al empujar el material mediante la placa móvil, transcurre un lapso de tiempo en que la placa avanza, pero el material no presenta cambio alguno, después de este, responde inicialmente con una y después otra ondulación en la superficie/fig.11/, manteniendo la velocidad del empuje, después de aparecer las ondulaciones, visto de perfil se tiene un aspecto como el de la fig.7-b, originándose en el sinclinal una fisura casi imperceptible, que avanza al fondo de la cuba proporcionalmente a la velocidad del empuje, siendo los granos con los que ella incide, los únicos que presentan alteración/detalle fig.11-b/, que es la única que se observa, hasta que el viaje concluye al tocar el fondo indeformable de la cuba; en ese preciso instante se presenta el movimiento de todo el bloque definido por el viaje de la fisura; el movimiento del bloque es hacia arriba respecto al resto del material/fig.11-c/, presentándose la falla por la parte media del pliegue/fig.18-a/, lo cual da una deformación bien definida.

Rolando de la Llata/1975/, en su tesis para obtener el grado de maestro/Londres/, experimentó con gelatina, reporta observaciones similares respecto al tiempo que transcurre antes de aparecer alguna ondulación /pag.34 tercer párrafo/, pero por trabajar con gelatina, no puede hacer

Las observaciones que aquí se hacen notar.

La aparición de la fisura, su viaje y el volumen que determina, es la causa por la que transcurre cierto tiempo antes de la aparición de ondulaciones o deformaciones en general; para tener un panorama rápido -- del fenómeno véase la fig. 20.

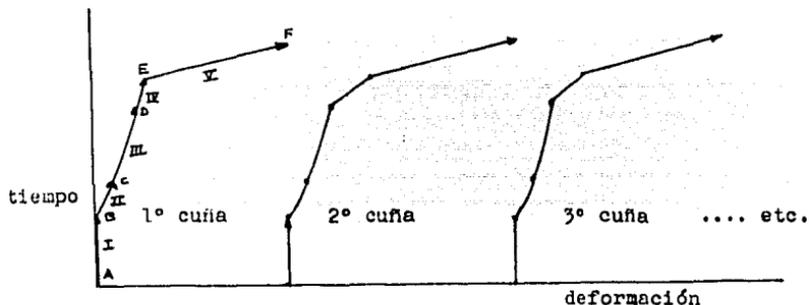


Fig. 20 Gráfica de deformación vs. tiempo a velocidad constante.

El punto B indica la superficie, E el fondo de la cuba.

Región I.-no hay cambio aparente en presencia del empuje, durante ese tiempo, las partículas sufren un reacomodo en la superficie.

Región II.-En la superficie se presenta la ondulación y se origina la fisura.

Región III.-Muy poca deformación, o sea sólo la que propicia el viaje de la fisura a los granos que separa en su viaje.

Región IV.-Sólo en el primer bloque o cuña, la pendiente del punto B al E no cambia, pero a partir del segundo, el segmento D-E cambia de pendiente, dando mayor deformación, debido a la cercanía del fondo.

Región V.-La deformación es muy marcada, ya que esta región indica el viaje ascendente del bloque.

En forma general: I.-reacomodo de las partículas hasta donde la fuerza deformante se deja sentir; II-IV.-definición del bloque o cuña; V.-movimiento del bloque como un todo, en compañía de sus antecesores.

En el desarrollo de los experimentos, se observó que, si el empuje se interrumpía, al reanudarlo después de un lapso razonable, el fenómeno en la cuba no continuaba a partir del punto donde se había interrumpido, sino que inicia el desarrollo en el punto A/fig. 20/, como si hubiera completado el ciclo, dando por resultado una cuña incompleta, o en general, no dando una secuencia uniforme de acuñaientos.

Cuando se da fin a las pruebas, y cesan los empujes, las deformaciones

nes no continúan, y al retirar la placa móvil del material, éste sólo sufre desprendimientos en esa vecindad, permaneciendo el resto del material sin cambio alguno, esto es, las capas han sufrido en forma permanente las deformaciones como si fueran plásticas/paso E cap.IV del texto/.

El recorrido descrito, nos lleva a una configuración final /fig. 13/ de un amontonamiento de material en la parte de la fuente de -- esfuerzos, y la parte contraria permanece inalterada, visto de perfil, se tiene una forma geométrica semejante a la propuesta por Seely y -- colaboradores /fig.9/.

Como se anotó en la introducción, a la cuba se la interpreta como una fosa preorogénica de acumulación sedimentaria, y las deformaciones se interpretan en sección rectangular, debido a que una fosa real, --- presenta una gran extensión lateral, tomándose como infinito para los fines de laboratorio, despreciando por ello los efectos de orilla, y -- porque los empujes son normales a los sedimentos, y el volumen de los dos lados de la sección se toman como paredes indeformables y sin -- fricción.

La parte superior de la cuba permanece al descubierto, por considerar el contraste de densidad entre los sedimentos y el agua despreciable. El piso de la cuba se le toma como la corteza oceánica, que es indeformable, hasta que no soporta mas sedimentos /acumulacion/ y cede /figs.7a, b, c. y fig 8-a/, pero éste es motivo de otro trabajo y no se toca en éste, analizando solamente los movimientos horizontales sobre los sedimentos.

El movimiento de la placa se otorga al continente, moviéndose este por la deriva continental, en cuanto a la corteza oceánica, se la considera quieta, por lo cual sólo actúa el movimiento del continente; la inclinación de la placa se toma como el frente de esfuerzos que presenta la margen continental sobre los sedimentos.

CAPITULO VI

LA SEMEJANZA

Primer teorema de la semejanza /Kirpichev 1954/.-Para un caso de movimientos semejantes de los sistemas mecánicos, ambos fenómenos deben tener su expresión en una misma ecuación, dado que en caso contrario, la semejanza podría existir a lo sumo instantáneamente, en el momento inicial de los movimientos, rompiéndose enseguida, porque las variaciones de las distintas cantidades serían regidas por distintas relaciones matemáticas.

Por lo antes dicho, a cada punto de cada uno de los dos sistemas es aplicable la Segunda Ley de Newton, que dice: "La resultante de todas las fuerzas que actúan sobre una masa, es, en magnitud, igual al producto de la masa por la aceleración, y en dirección, coincide con éste último".

$$f = m \frac{d\bar{w}}{dt} \quad \dots\dots I$$

esta ecuación es literalmente/algebraicamente/igual para ambos sistemas semejantes. La diferencia queda en los valores numéricos/aritméticos/de las letras que entran en la ec.I.

Para algún punto material del primer fenómeno tendremos

$$\bar{f}' = m' \frac{d\bar{w}'}{dt'} \quad \dots\dots II$$

Para el punto homólogo del segundo fenómeno será:

$$\bar{f}'' = m'' \frac{d\bar{w}''}{dt''} \quad \dots\dots$$

La semejanza impone sobre éstos fenómenos las siguientes condiciones:

$$f'' = C_f f' ; m'' = C_m m' ; w'' = C_w w' ; t'' = C_t t' \quad \dots\dots III$$

Ahora reemplazamos en la ec.III las cantidades del segundo fenómeno por sus expresiones en cantidades del primero, dado por las III.

Así obtendremos

$$\left[\frac{C_f C_t}{C_m C_w} \right] \bar{f}' = m' \frac{d\bar{w}'}{dt'} \quad \dots\dots IV$$

Resultan dos ecuaciones II y IV, que ligan entre si las mismas --- cantidades f' , m' , t' . Estas ecuaciones pueden ser compatibles única- mente bajo las condiciones de que sea

$$\frac{C_f C_t}{C_m C_w} = 1 \quad \dots\dots V$$

De la ecuación V se ve que las constantes de semejanza no pueden elegirse arbitrariamente: el vínculo I ecuación I entre las cantida des f, m, w, t , implica la existencia del vínculo V /ec.V/ entre las --- constantes de semejanza, de manera que solamente tres de ellas pueden ser arbitrarias, mientras que la cuarta quedará determinada por la -- eludida igualdad V.

La expresión $C = \frac{C_f C_t}{C_m C_w}$ suele llamarse "indicador" de semejan- za; la igualdad V se llama "igualdad que condiciona la semejanza" o - simplemente "condición de semejanza".

En realidad, pueden existir solamente los fenómenos semejantes, cu- yas constantes de semejanza cumplan la condición de semejanza V; y fenó menos con otros valores de las constantes no tienen existencia real.

La igualdad V representa una expresión matemática del Primer --- sistema de la Semejanza, y se enuncia así:

"En los fenómenos semejantes los indicadores de semejanza son igua les a uno."

Los factores con una prima corresponden al primer sistema, los do- ble primados al segundo evento, definiendo como primer evento al rea- lizado en laboratorio.

Notación para los calculos:

l = longitud. w = velocidad. m = masa. f = fuerza.

$$l' = 100 \text{ cm} \quad \dots\dots\dots l'' = 6275100 \text{ cm}$$

$$m' = 80000 \text{ gr.} \quad \dots\dots\dots m'' = 6.77 \times 10^{15} \text{ gr.}$$

$$w' = 10 \text{ cm/hr.} \quad \dots\dots\dots w'' = 2.283 \times 10^4 \frac{\text{cm}}{\text{hr}} \text{ (velocidad de la deriva continental)}$$

$$f' = 266666.67 \text{ gr cm/hr}^2 \quad \dots\dots f'' = 154.6 \text{ gr cm/hr}^2$$

$$t' = 3 \text{ hrs.} \quad \dots\dots\dots t'' = 1 \times 10^{10} \text{ hrs.}$$

Calculo de la masa.-En la cuba se usaron 90 kg. de arena; para conocer la masa m'' , se toma una sección piramidal, tomando como altura una longitud de 62751 m. y base 9000 x 9000 m. / tomados de la figura 8 del trabajo de Seely y colaboradores.

$$V = \frac{1}{3} S_b \times h \quad \text{volumen de la pirámide}$$

$$V = \frac{1}{3} (81 \times 10^6) (6.2751 \times 10^3) \text{ m.}$$

$$V = 1.6942 \times 10^{12} \text{ m}^3$$

tomando un metro cúbico igual a una tonelada, se tiene:

$$V = 1.6942 \times 10^{15} \text{ gn.}$$

La cuarta cantidad, que es la fuerza, debe obtenerse de las otras, de la siguiente forma:

$$f = ma \quad ; \quad f = m \frac{w}{t}$$

$$f' = 8000 \text{ gn} \frac{10 \text{ cm/hn}}{3 \text{ hn}} \quad ; \quad f' = 266666.67 \frac{\text{gn cm}}{\text{hn}^2}$$

$$f' = 6.77 \times 10^{15} \text{ gn} \frac{2.283 \times 10^{-4} \text{ cm/hn}}{1 \times 10^{10} \text{ hn.}}$$

$$f'' = 154.6 \frac{\text{gn cm}}{\text{hn}^2}$$

El tiempo para el modelo propuesto por Seely, se obtuvo de la figura 21, obteniendo 1.7 M.A.

$$C_f = \frac{f''}{f'} = 5.79 \times 10^{-4}$$

$$C_m = \frac{m''}{m'} = 8.5 \times 10^{-6}$$

$$C_w = \frac{w''}{w'} = 2.283 \times 10^{-5}$$

$$C_t = \frac{t''}{t'} = 3.3 \times 10^{-4}$$

Sustituyendo la razón entre ambos eventos en la condición de semejanza /ec.V/.

$$C = \frac{(5.79 \times 10^{-4})(3.3 \times 10^{-4})}{(8.5 \times 10^{-6})(2.283 \times 10^{-5})} = 0.98$$

El resultado indica que los movimientos son semejantes.

Ahora se usa el criterio del homocronismo, el cual indica si los intervalos de tiempo en los cuales los fenómenos se tornan semejantes entre sí./Kirpichev Cap.VII/.

$$H_0 = \frac{C_t C_w}{C_1} = 1 \quad \text{Criterio de homocronismo}$$

$$C_1 = \frac{\lambda''}{\lambda'} = 62751.0 \quad \therefore$$

$$H_0 = \frac{(3.3 \times 10^9)(2.283 \times 10^{-5})}{6.2751} = 1.20$$

El resultado nos dice que el fenómeno es semejante en tiempo.

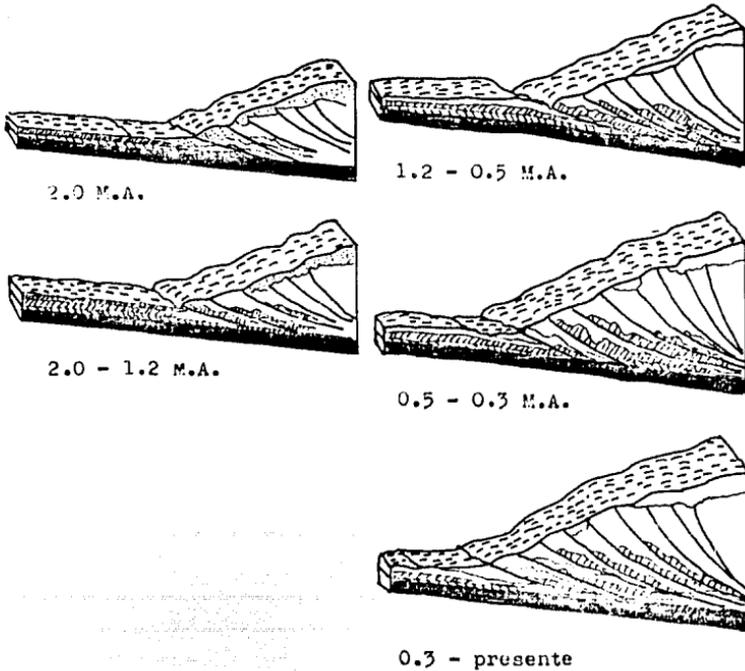


Fig.21. Diagrama esquemático de la margen de Oregon, cronología. /tomado de L.D. Kulm and G.A. Fowler/

CAPITULO VII

CONCLUSIONES

Por lo expuesto en capítulos anteriores, los experimentos se asemejan al modelo propuesto por Seely /1974/, infiriéndose que la secuencia experimental asemeja al fenómeno de los sedimentos en la trinchera.

Seely .., propone un modelo para explicar los acunamientos; - supone que el material responde de igual manera si los empujes se ejercen en lados opuestos /fig.22/, lo cual es equivocado.

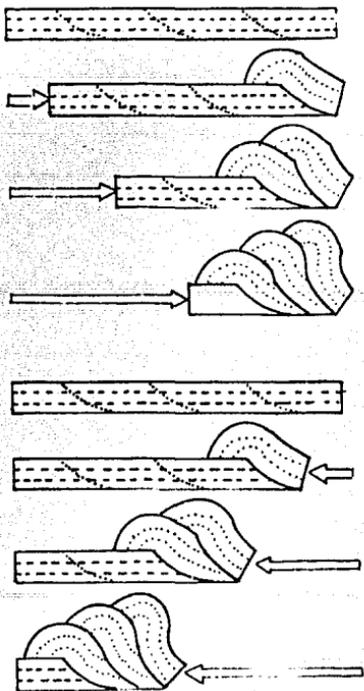


Figura 22. Secuencia propuesta por Seely /1974/, para la formación de los acunamientos; los movimientos los intercambia, lo cual hace muy confuso el desarrollo.

Si el material recibe un empuje, responde normal y en la misma --- dirección del empuje, iniciándose la deformación en la vecindad del - esfuerzo, por ello, la figura 22-a, no corresponde a un fenómeno real; - las dos figuras, proponen los mismos fracturamientos para empujes en distinto lado, sin importar la dirección, todo ésto hace que dicho modo lo no explique lógicamente la formación de cuñas.

Geely /1974/, argumenta empujes violentos para formar los acuña- mientos, pero de los experimentos, se obtienen los acuña- mientos median- te un empuje constante, que se atribuye al continente debido a la der- riva continental, por lo que se descartan los empujes violentos. en la formación de los acuña- mientos.

Los empujes violentos no se omiten del todo en la margen continen- tal, pero estos pueden corresponder al hundimiento de la corteza oce- ánica al ceder bajo el peso de los sedimentos acuña- dos al pié del ma- rgen continental /Fig. 7, fig. 8/.

La fenomenología desarrollada^a través de los experimentos, da las pau- tas necesarias para situar un desarrollo semejante en la fosa de Amé- rica Central; siendo de mayor interés la zona que comprenden la mar- gen continental de Guerrero-Oaxaca, presentándose en esa zona todas - las características necesarias para el desarrollo del fenómeno anali- zado.

La característica principal del fenómeno, son los acuña- mientos for- mados en los sedimentos /fig. 9/ y al tratarse éstos en su formación - experimental, /fig. 20/ se hizo hincapié en la existencia de una fisura que va a definir la cuña, por lo que se puede argumentar ahora, que la fisura son las dislocaciones que sufre el material al ser deforma- do por el empuje del continente, convirtiéndose las dislocaciones de - los sedimentos en pequeños focos de microsismos, dejando al movimien- to de toda la cuña para eventos sísmicos de mayor importancia, /fig. 23/.

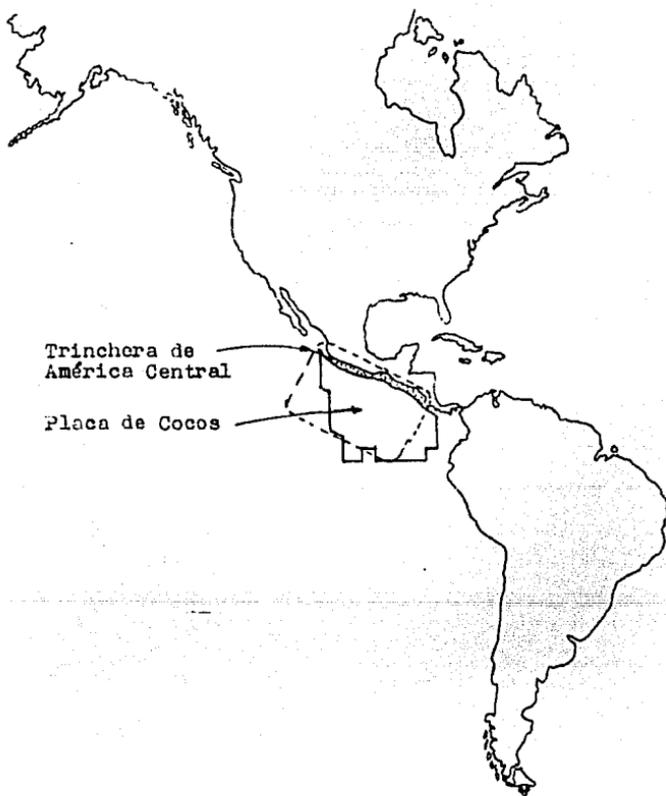


fig. 23. Localización de la zona Guerrero-Oaxaca, donde por extrapolación de los experimentos, se atribuyen los mismos fenómenos en los sedimentos depositados en la fosa/Fosa de América Central.

BIBLIOGRAFIA

1. Fourmarier Paul.-Principes de Geologia tomo 1 3° ed.
Paris Masson & Cia., Editeurs/Liége H. Vaillant
1949.
- 2.-M. San Miguel de la Cámara
Manual de Geologia 1955. 1° parte, Fenómenos Geológicos Internos.
Compañía editorial S.A.
- 3 M.A. Biot.-Theory of Folding of Stratified viscoelastic media and -
this implications in tectonics origin. 1951.
Geol. Soc. Am. Bull., 72.
- 4.-P.C.Badgley.-Structural and Tectonic Principles 1965.
ed. Harper & Row/Weather Hill.
- 5.-Subir Kumar Chosh.-Experimental of Bikling of Multilaye whic per-
mit interlayer cliding. 1968.
Tectonophysics vol.6 N°3.
- 6.-R.C.Emmons.-Strike Rupture Patterns in Sand Models 1969.
Tectonophysics vol.7 N°1.
7. P.R.Cobbold; J.W.Goserove and J.M. Summers.-Development of internal
structures in deformed anisotropic rocks. 1971.
Tectonophysics vol. 12 N°1.
- 8 Ramos G. y Villicaña C..-Dos Casos Prelimihares de Deformación en
una Cuba. 1977.
Anales del instituto de Geofisica vol.22-23 1976-1977.
- 9 Kirpichev M.V..-Teoría de la Semejanza 1958.
ed. Cartago.
- 10 C.L.Drake and C.A.Burk.-Geological Significance of Continental -
margins.-1974.
C.A.Burk, and C.L.Drake eds., The Geology of Continental Margins:--
New York, Springer-vehlag. 1974.
- 11 Alfred Wegener.-The Origin of Continetal an Oceans.
copyright 1966.
- 12 vening Meinez, F.A. Indonesian Archipelago: a géophysical Study 1954.
Geol. Soc. American Bull., v.65
- 13 T. Hotherton.-Active Continental Margins and Island Arcs, in Burk.
- 14 Arthur J. Wyllie.-The Dynamic Earth.
Texbook in Geosciences, ed. Wyllie 1971
- 15 Robert S. Dietz and John C. Holden.-Modern and Ancient Geosynclinal
Sedimentation.
ed. by R.H. Dott Jr. and Robert H. Shaves.
Society o f Economic Paleontologistz and Mineralogists, Tulsa ----
Oklahoma 1974. Special publication n°19 In Honor of Marshall Kay.
Colapsing Continental Rises: Actualistic Concept of Geosynclines A
Reviu.
- 16 William R. Dickinson.-Plate Tectónics anS Sedimentación.
Society of Economics Paleontologist and Petrol Geologists.
- 17 D.R. Seely, P.R. Vail and G.G. Walton 1974.-Trench Slope Model.
in Burk eds.

- 18 V.I. Fedosiev.
Diez Conferencias Sobre Resistencia de Materiales.
ed. MIR 1974.
- 19 V.V. Belousov
Geologia Estructural /traducción al Español/.
ed. MIR 1974
- 20 The Feynman-Leighton-Sands.
Lectures in Physics. v.1
- 21 A.Nadai N. Plastisity A Mechanics of the Plastic State of Matter.
ed. Mc. Graw Hill 1951.
- 22 Landau y Lipshitz
Teoria de la Elasticidad v.7 ed. Reverté S.A.
- 23 Rolando de la Lata Romero
A Thesis Submitted In Partial Fulfilment of the Requirements for
M.Sc. Degree And D.I.C.
Prebuckling Study Using Gelatine as a Rock Analogue.
London S.W. 1975.
- 24 L.D. Kulm and G.A. Fowler.
Oregon Continental Margin Structure and Stratigraphy. A test of the
Imbricate Thrust Model.
in Burk eds.
- 25 Billings M.P.
Structural Geology 1972.
- 26 Lopez Ramos E.
Geologia General 1976.

FALLA DE ORIGEN