

**ESTRUCTURA GEOLOGICA DE LA REGION COMPRENDIDA
EN LAS HOJAS TOPOGRAFICAS ABRA, CARAIGRES, CANDELARIA
Y RIO GRANDE, COSTA RICA**

Olman Arias M. & Percy Denyer Ch.
Escuela Centroamericana de Geología,
Apdo. 35-2060, Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica

ABSTRACT: An area of 2 000 Km² covering the topographic sheets of Abra, Caraigres, Candelaria and Río Grande was studied from a structural point of view. The faults were outlined, the maximum compressions were measured and the dips were statistically analysed.

The area was affected by folding, faulting and tilting caused by a S-N compression active from Cretacic to present time. The faults are strike-slip type faults. Tilting of The Candelaria basin occurred in the verge of the Miocene-Pliocene limit between the faults Jaris and Candelaria. It caused high angle E-W overthrusting faulting.

Regarding the relationship between magmatism and compression, it is considered that a rejuvenation of the subduction have occurred and caused a displacement of the magmatic arc.

The stock of the Escazú Intrusive acted as a tectonic barrier causing the energy of the compression is dispersed by faults located SE and SW of the intrusive body, and producing simple shear to the SW of the stock.

RESUMEN: Se estudió un área de 2 000 Km² comprendida en las hojas topográficas Abra, Caraigres, Candelaria y Río Grande desde el punto de vista estructural, que incluyó el trazado de fallas por métodos convencionales, medidas de compresión máxima y análisis estadístico de buzamiento. El área se muestra afectada por plegamiento, fallamiento y basculamiento provocado por una compresión de S a N que actuó desde el Cretácico hasta el presente. El fallamiento es transcurrente diestro en las fallas NW y siniestro en las fallas NE. El basculamiento de la cuenca Candelaria ocurrió en el límite Mioceno-Plioceno entre las fallas NW Jaris y Candelaria y fallas NE como la Delicias. Los mismos esfuerzos originaron fallas inversas E-W de alto ángulo y fallas transtensionales N-S.

Posteriormente, a la gran compresión Mio-Pliocena se produjo el rejuvenecimiento de la subducción, con la consecuente migración del arco magmático hacia el NE, hasta su posición actual, representada por la Cordillera Volcánica Central.

La acción conjunta del Intrusivo de Escazú y la compresión provocó el sobrecorrimiento del Miembro Tranquerillas sobre la Formación La Cruz. Además, este cuerpo ígneo ha actuado como "barrera tectónica", provocando que la energía de la compresión S-N se libere a lo largo de fallas ubicadas al SE y SW del "stock", modificando los esfuerzos de cizalla pura en cizalla simple en el extremo SW del intrusivo.

INTRODUCCION

Diversos autores han estudiado la estratigrafía y las relaciones espaciales de las unidades geológicas de la región central de Costa Rica, principalmente el Valle Central. Sin embargo, los aspectos tectónicos generalmente son desarrollados en forma subordinada, tanto desde el punto de vista descriptivo como en lo que respecta al desarrollo de hipótesis que involucren los diferentes factores que influyeron en la evolución tectónica

de la región y las consecuencias directas e indirectas, producto de estos esfuerzos corticales. Con este trabajo se establece un modelo que toma en cuenta tanto el control estructural de la sedimentación, su significado en la historia geológica de la región y las posibles implicaciones con el ambiente sismotectónico actual.

Como resultado de un estudio geológico integral de 2 000 km² realizado por los autores en las hojas topográficas Abra, Carraigres, Candelaria y Río Grande (Fig. 1), donde se realizó el

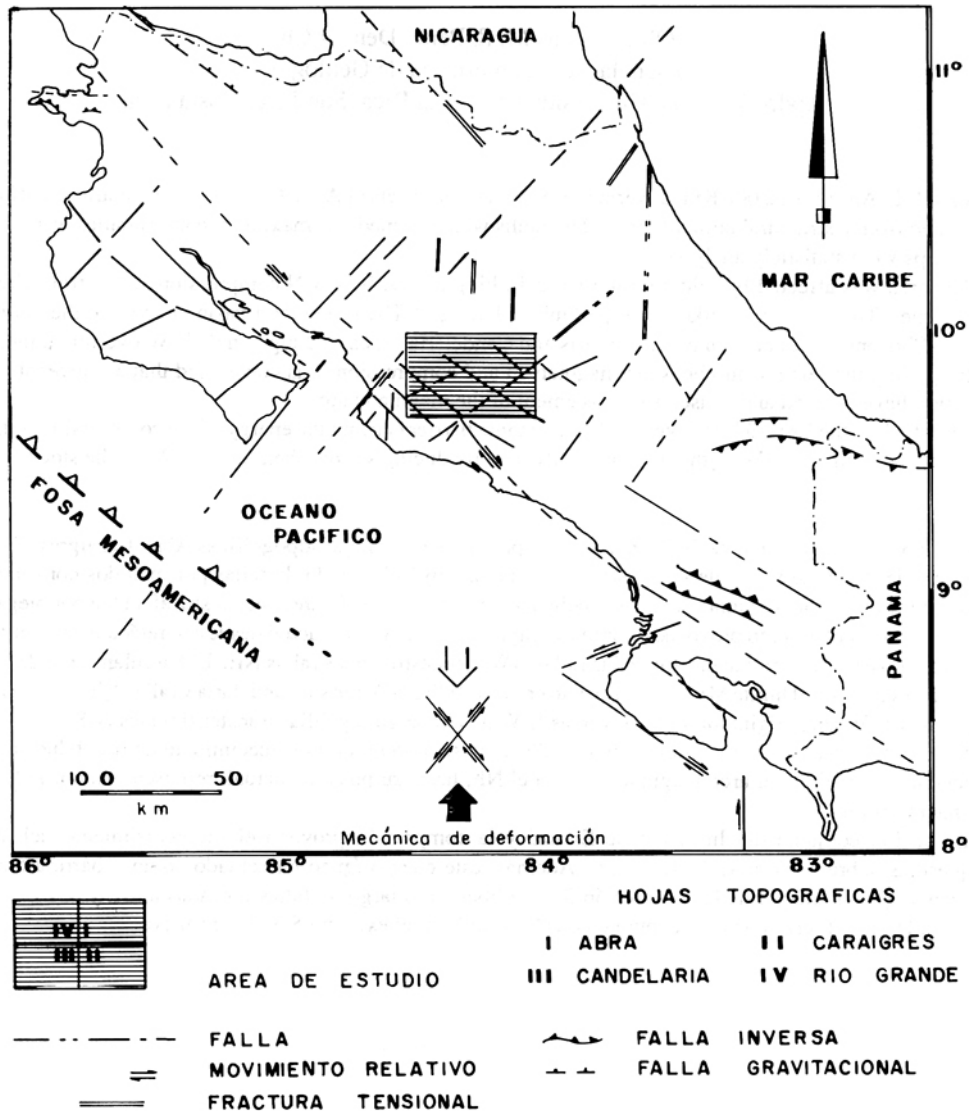


Fig. 1: Ubicación del área de estudio. Se incluyen las principales fallas de Costa Rica y la mecánica de deformación propuesta.

cartografiado geológico y estratigrafía presentado en Denyer & Arias (1990 a-b) y Arias & Denyer (1990 a-b), y la sistemática estratigráfica (Denyer & Arias, en este número), se pudieron establecer la interrelación de la tectónica con el proceso sedimentario y la evolución del magmatismo desde el Terciario hasta el Cuaternario.

Metodología

Las fallas fueron trazadas usando criterios clásicos, tomando en cuenta criterios geomórficos, fotogeológicos y geológicos. Esto se hizo conjuntamente con el mapeo geológico y la interpretación estratigráfica. Las diaclasas y estrías se midieron en forma selectiva, escogiendo los pares conjugados obteniendo directamente la dirección de compresión máxima. Los buzamientos se analizaron independientemente en dominios estructurales escogidos previamente con criterio geológico. El análisis se hizo estadísticamente usando los programas SPLOT 87, ROSA Y ESCAM (los dos últimos elaborados específicamente para este trabajo).

Agradecimiento

Esta publicación es un resultado directo del proyecto de investigación # 113-086-051 de la Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Costa Rica, que aportó el apoyo financiero, por lo que se agradece profundamente.

ANÁLISIS DE DOMINIOS ESTRUCTURALES

El análisis estadístico se hizo en 5 dominios estructurales (Fig. 2), los que se describirán a continuación:

A. NW del Intrusivo de Escazú

Estudios previos de la zona corresponden fundamentalmente a Brenes (1967), Castillo (1969), Montero (1974), Piedra (1979), Rivier (1979). El análisis de buzamientos (Fig. 3) muestra dispersión por influencia del cuerpo intrusivo, existiendo sin embargo predominancia de rum-

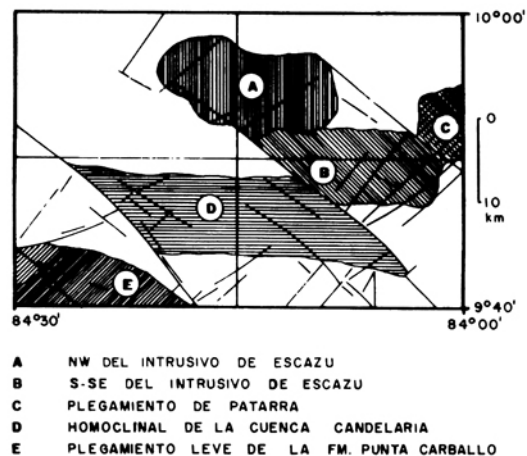


Fig. 2: Subdivisión en 5 áreas para el análisis estadístico, el cual se muestra por áreas de la Fig. 3 a la Fig. 7.

bos NE-SW con buzamientos de 20-30° al NW, lo cual es más consistente conforme se aleja de la influencia del Intrusivo de Escazú, como se puede notar en la hacienda El Rodeo. En los cerros cerca de Turrúcares se presenta una secuencia continua desde la Formación Peña Negra hasta la Formación La Cruz (Arias & Denyer, 1990 b).

B. S-SE del Intrusivo de Escazú

Esta área fue estudiada por Obando (1983) y Alvarado (1984). La dispersión que muestra el análisis estadístico de buzamientos (Fig. 4) indica la influencia del Intrusivo de Escazú. Sobresale, sin embargo, la tendencia a rumbos E-W con dirección de buzamiento preferencial al N y ángulos de buzamiento de 20-30°. Corresponde con una área donde la interacción entre la compresión hacia el N y el cuerpo intrusivo, produjo plegamiento y fallamiento inverso (Arias & Denyer, 1990 a). Produciendo el sobrecoimiento del Miembro Tranquerillas sobre la Formación La Cruz.

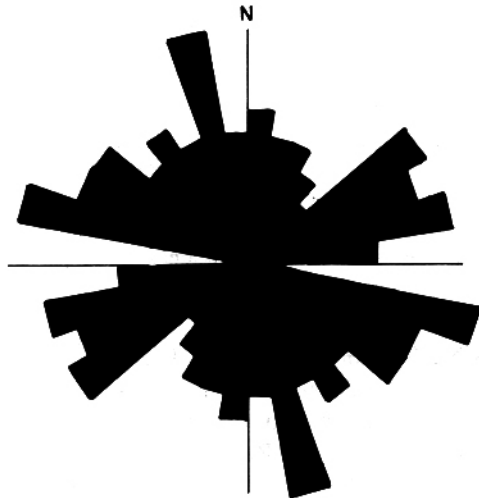
C. Plegamiento de Patarrá

El plegamiento de esta zona y principalmente el anticlinal de Patarrá ha sido estudiado por Fernández & Madrigal (1960), Carballo (1977),

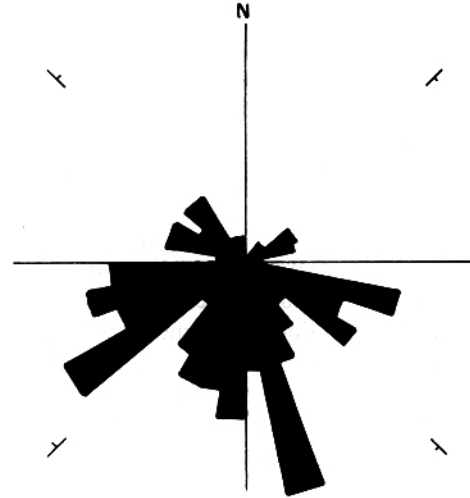
Alán (1979). El anticlinal tiene un eje axial rumbo N 75° W, asimétrico con plano axial promedio S 15° W/75 con una extensión longitudinal de 5 km. En general es un plegamiento cerrado con una longitud entre 1-1.5 km. El análisis estadístico de buzamientos (Fig. 5) muestra clara asimetría y rumbo promedio N 60-

90° W con un máximo en el rango N 60-70° W, buzamientos con ángulos predominantes de 35-40° con dirección del buzamiento preferencial S 25° W. La asimetría del plegamiento y la dirección de sus ejes indican que la resultante de la compresión en esta área tuvo dirección N 25° E.

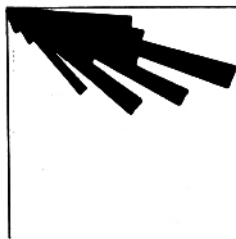
NW DEL INTRUSIVO DE ESCAZU



ROSA SIMETRICA DE RUMBOS
RUMBO MAXIMO: 8.57 %

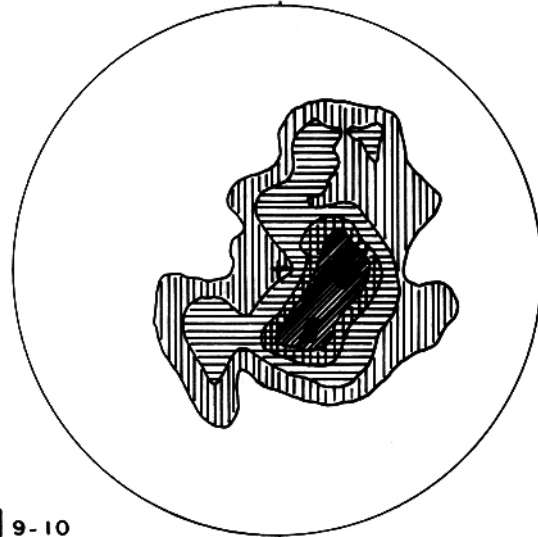


ROSA ASIMETRICA DE RUMBOS
RUMBO MAXIMO: 8.57 %



ANGULO DE INCLINACION
MAXIMO: 18.10 %

METODO SCHMIDT N



BUZAMIENTOS
TOTAL
DATOS
105

INTERVALOS %






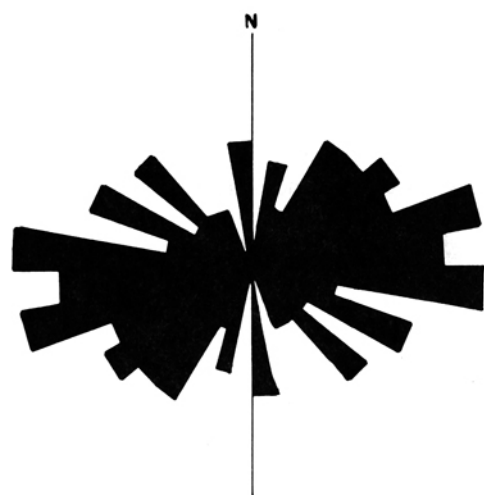
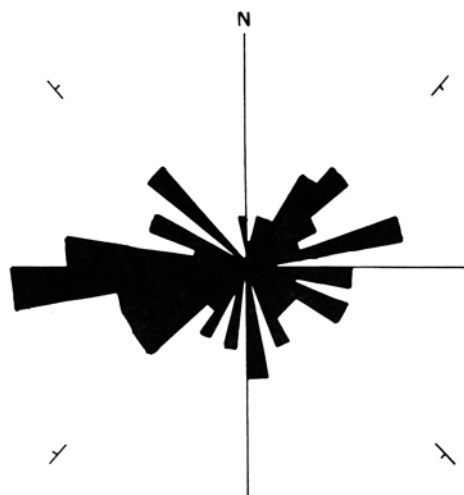
 1-2	 3-4
 5-6	 7-8
 9-10	

Fig. 3: Análisis estadístico de buzamientos, área A (ver Fig. 2): NW del Intrusivo de Escazú.

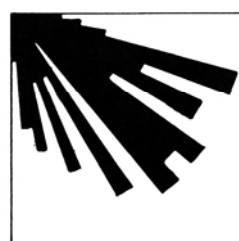
S-SE DEL INTRUSIVO DE ESCAZU



ROSA SIMETRICA DE RUMBOS
RUMBO MAXIMO: 10.68 %

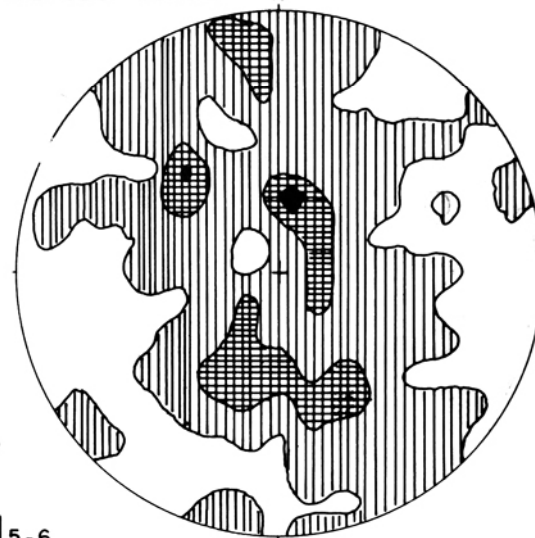


ROSA ASIMETRICA DE RUMBOS
RUMBO MAXIMO: 8.74 %



ANGULO DE INCLINACION
MAXIMO: 9.71 %

METODO SCHMIDT N



INTERVALOS %
 ▨ 1-2 ▩ 3-4 ■ 5-6

BUZAMIENTOS
TOTAL
DATOS
103

Fig. 4: Análisis estadístico de los buzamientos, área B (ver Fig.: 2): S-SE del Intrusivo de Escazú.

D. Homoclinal de la Cuenca Candelaria

Malavassi (1967), Malavassi & Madrigal (1965), Mora & Brenes (1984) y Rivier & Calvo (1988) son algunos de los autores que indican esta estructura geológica en parte de las hojas Caraiques y Candelaria. La cual tiene una extensión lateral E-W de 30 km y un ancho de 10 km aproximada-

mente, limitada al NE y SW por las fallas Jaris y Candelaria respectivamente (Fig. 2). El análisis estadístico de buzamientos (Fig. 6) es muy consistente, muestra ángulos de buzamiento de 25-30° con dirección predominante del buzamiento al N 0-10° W. Esto traduce una compresión general hacia el N.

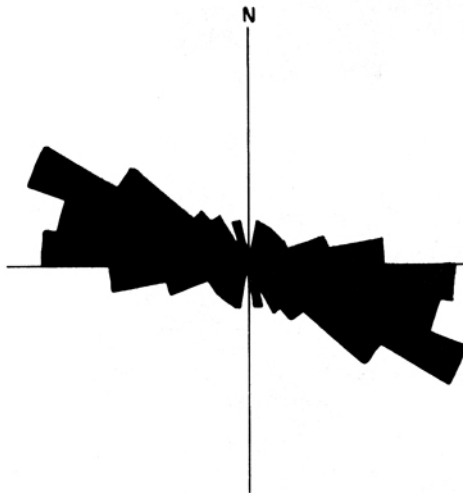
E. Plegamiento leve de la Formación Punta Carballo

Fue estudiada fundamentalmente en la Campaña Geológica 1989 (Denyer et al., 1989). La estadística de los buzamientos (Fig. 7) muestran un plegamiento leve abierto con buzamientos de 10-

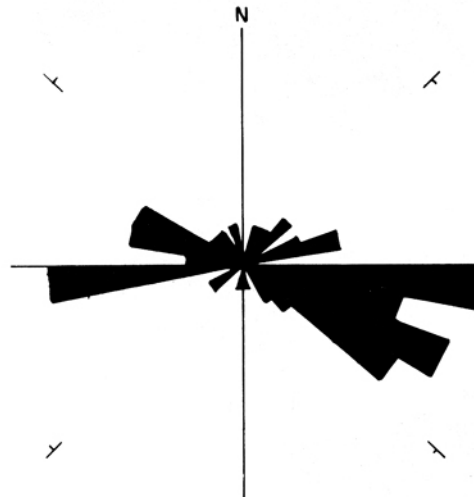
20° con dirección de buzamiento predominante al S-SW. La deformación fue influida por un contacto inferior muy irregular con el basamento, con variaciones bruscas de espesor, típico de una depositación sobre una topografía irregular.

Se caracteriza por tener pliegues suaves e irregulares, cuyos flancos presentan buzamientos

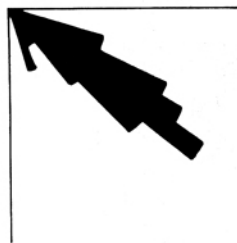
PLEGAMIENTO DE PATARRA



ROSA SIMETRICA DE RUMBOS
RUMBO MAXIMO: 16.19%

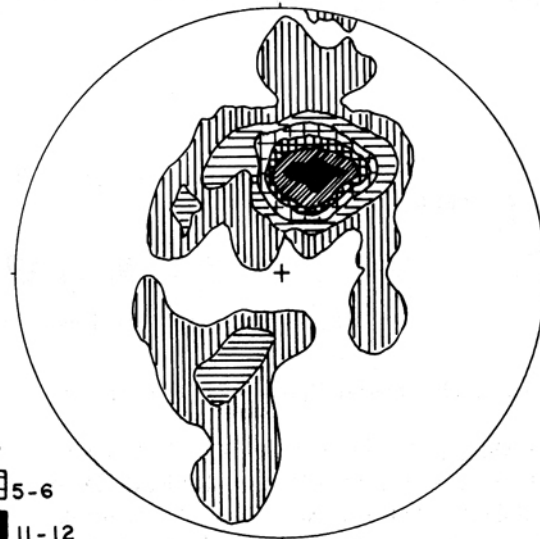


ROSA ASIMETRICA DE RUMBOS
RUMBO MAXIMO: 11.43%



ANGULO DE INCLINACION
MAXIMO: 18.10%

METODO SCHMIDT N

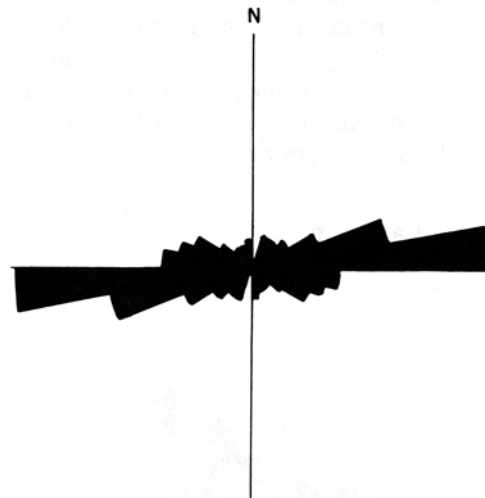


BUZAMIENTOS
TOTAL
DATOS
105

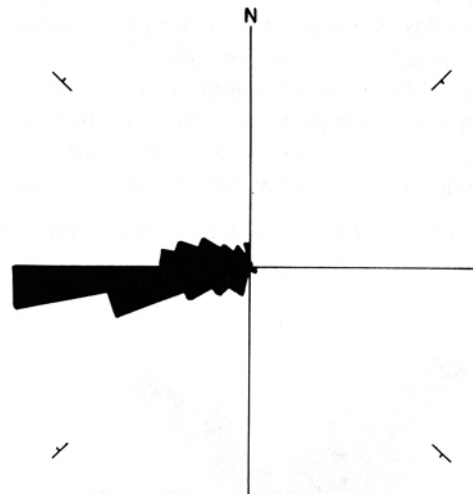
INTERVALOS %		
	1-2	
	3-4	
	5-6	
	7-8	
	9-10	
	11-12	

Fig. 5: Análisis estadístico de los buzamientos, área C (ver Fig. 2): Plegamiento de Patarrá.

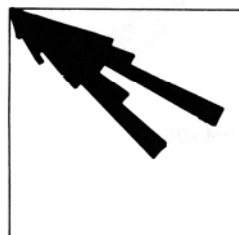
HOMOCLINAL DE LA CUENCA CANDELARIA



ROSA SIMETRICA DE RUMBOS
RUMBO MAXIMO: 25.75 %

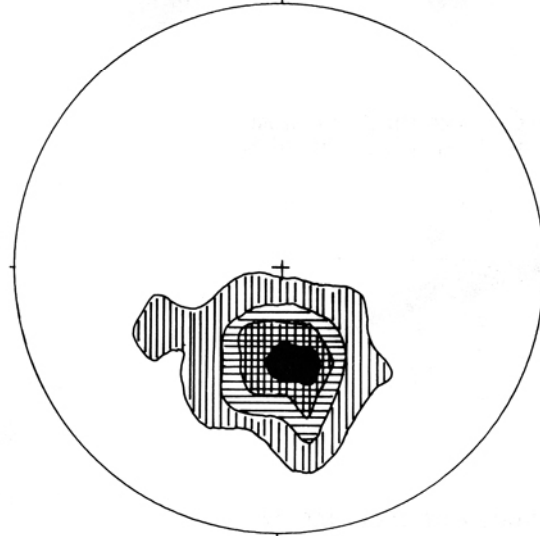


ROSA ASIMETRICA DE RUMBOS
RUMBO MAXIMO: 25.75 %



ANGULO DE INCLINACION
MAXIMO: 18.45 %

METODO SCHMIDT N



BUZAMIENTOS
TOTAL
DATOS
233

INTERVALOS %

	1-3		4-6
	7-8		10-12

Fig. 6: Análisis estadístico de los buzamientos, área D (ver (ver Fig. 2): Homoclinal de la cuenca Candelaria.

constantes entre 25-30°, como consecuencia del poco espesor de la secuencia sedimentaria y el contraste de su comportamiento mecánico, comparado con el basamento competente del Complejo de Nicoya. La tendencia general de esfuerzos (Fig.7) es SSW-NNE.

FALLAMIENTO

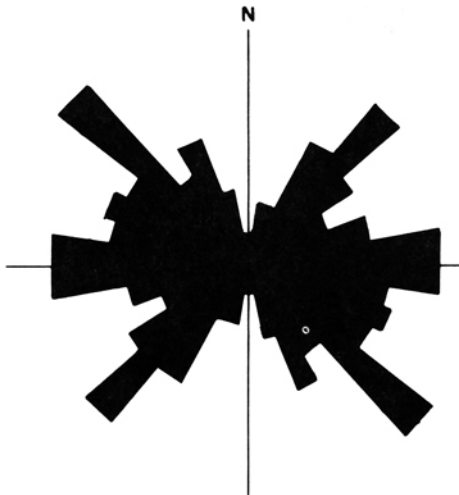
Entre los autores que han estudiado el fallamiento de esta región destacan Dóndoli & Chaves (1968), MIEM (1982), Mora & Brenes (1984), Denyer & Montero (1988).

En la Fig. 8 se muestran las fallas cartografiadas con sus respectivos movimientos y se indi-

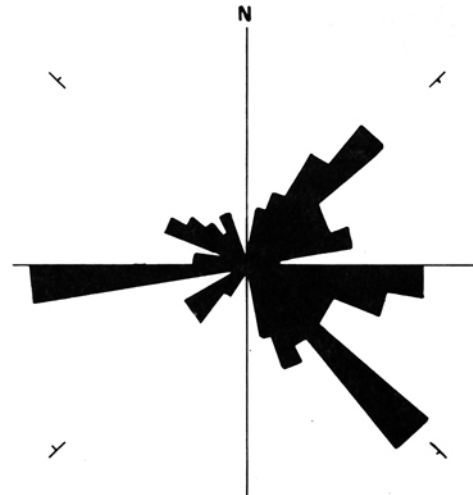
can los criterios utilizados para catalogar cada una de ellas. Considerando la morfología de las trazas de falla y su comportamiento mecánico durante el Neógeno y Cuaternario se considera que en general los planos de falla son sub-verticales y el movimiento principal es transcurrente, siendo los movimientos verticales subordinados

a los primeros. Destaca la presencia de pequeños cerros de forma circular entre los planos de las fallas principales (p.e. fallas Candelaria y Tulín), lo que se interpreta producto de la rotación causada por el movimiento relativo de la falla. Las fallas NW-SE son transcurrentes, diestras y transcompresivas, las fallas NE-SW son transcurrentes

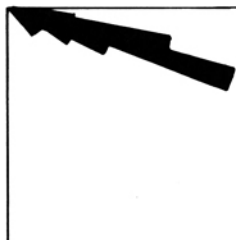
PLEGAMIENTO LEVE DE FM. PUNTA CARBALLO



ROSA SIMETRICA DE RUMBOS
RUMBO MAXIMO: 10.81%

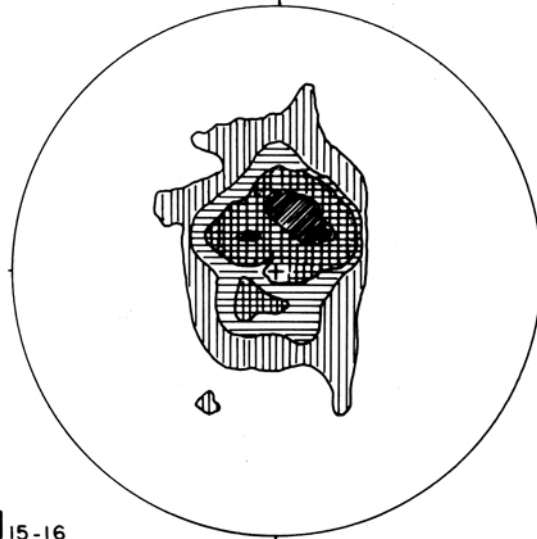


ROSA ASIMETRICA DE RUMBOS
RUMBO MAXIMO: 8.78%



ANGULO DE INCLINACION
MAXIMO: 29.05 %

METODO SCHMIDT



BUZAMIENTOS
TOTAL
DATOS
148

INTERVALOS %






 1-2	 3-4
 5-10	 11-14
 15-16	

Fig. 7: Análisis estadístico de los buzamientos, área E (ver Fig. 2): Plegamiento de la Formación Punta Carballo

tes siniestras y su comportamiento se evidencia más transtensional que el anterior. Fallas N-S son escasas y corresponden a fallas gravitacionales. Valga aclarar que los lineamientos E-W de los ríos Candelaria y Jorco, en parte de las hojas Candelaria y Carraigres, corresponden a la di-

rección estratigráfica del homoclinal y no a fallamiento.

Hay correspondencia entre el modelo de fallamiento y las direcciones de esfuerzo principal medidas en diferentes localidades utilizando criterios diversos (Fig. 9). Por lo tanto se concluye que

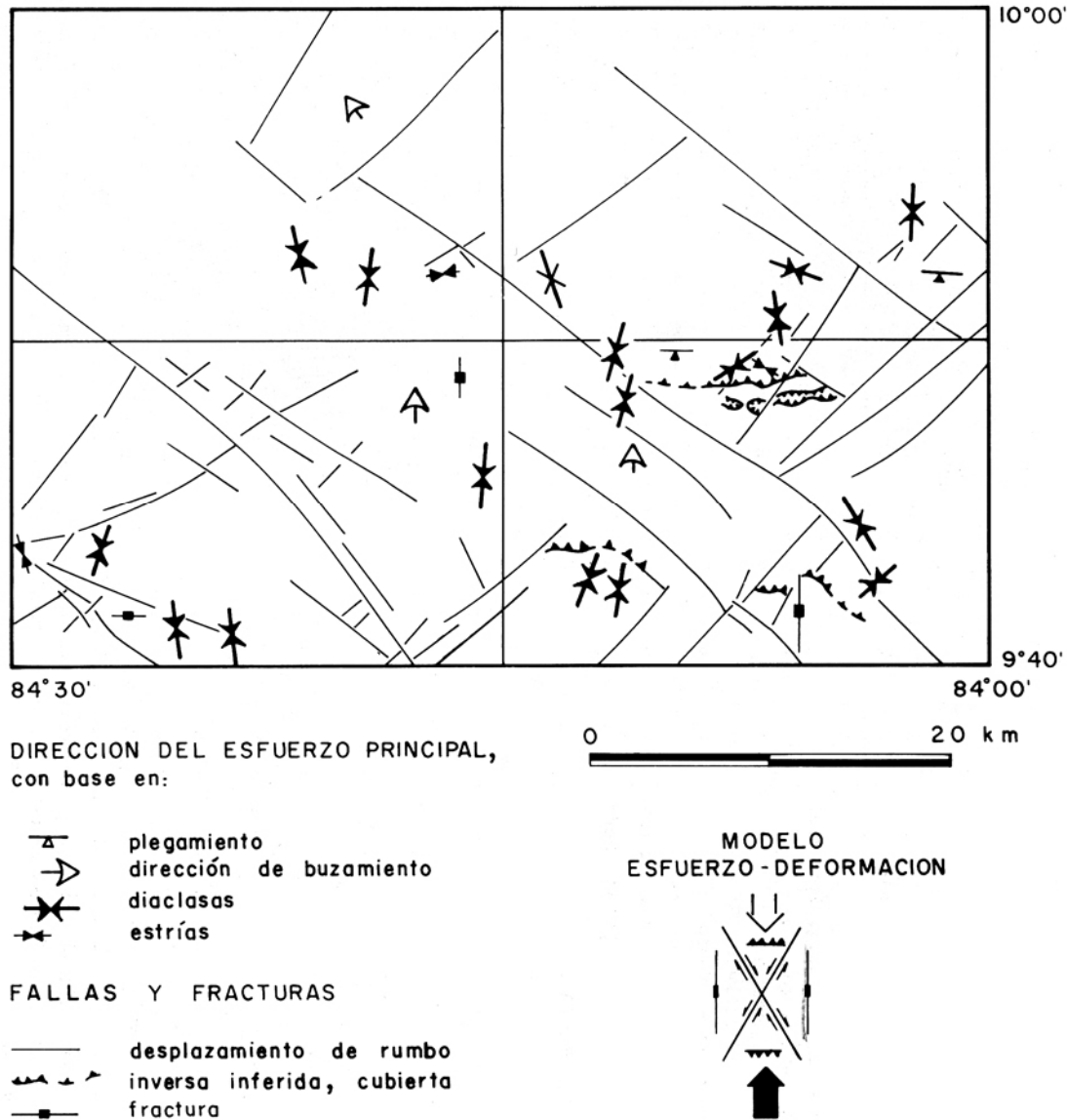


Fig. 9: Direcciones del esfuerzo principal, basado en diferentes criterios. Se muestra el modelo de deformación propuesto indicando una comprensión de S a N, con un mecanismo predominante de cizalla pura. Se indican las fallas inversas, las cuales son coherentes el modelo propuesto.

el comportamiento de deformación de esta región estudiada de 2 000 Km² corresponde a una compresión N-S, posiblemente de S a N, sugerida por la disposición del homoclinal, el modelo de deformación se muestra en Fig. 9. En la hoja topográfica Tapantí, Berrangé (1977) propone un modelo similar e ídem (1989) expone una tectónica coherente con una compresión N-S, en la península de Osa.

Fracturamiento E-W presente entre las fallas Candelaria y Tigre (SW, h. Candelaria), fue el resultado de la inversión del movimiento relativo de estas fallas durante el basculamiento Mio-Plioceno, produciendo esfuerzo por cizalla simple con sentido inverso al actual. Es decir, el carácter normalmente dextral que caracteriza a la falla Candelaria tuvo una inversión de su movimiento relativo durante este período, a consecuencia del basculamiento de la cuenca Candelaria.

Basándose en la estratigrafía y mapeo de Denyer & Arias (1990 a-b) y Arias & Denyer (1990 a-b) se considera que dicho comportamiento mecánico ha estado activo desde el Mioceno hasta el Plioceno, controlando inclusive la sedimentación y la actividad magmática. Sin embargo, algunas de estas fallas iniciaron su actividad en el Cretácico y/o Paleógeno, correspondiendo en el Cretácico con la "colisión N-S" propuesta por Baumgartner et al. (1984) y el emplazamiento de N a S del "nappe" de Santa Elena (Burgois et al., 1984). Considerando la magnitud de la compresión, ésta debe haber iniciado el fallamiento regional NW que evolucionó en la fosa Mesoamericana y NE como el escarpe de Hess que puede prolongarse a través de Costa Rica (Fig. 1). Cabe recalcar que el rumbo y el sentido de movimiento del escarpe de Hess, durante el Cretácico-Terciario Inferior que indican algunos autores (Pindell & Dewey, 1982; Ross & Scotese, 1988) es completamente correspondiente con esta hipótesis.

Algunas de las fallas principales han tenido actividad durante el Cuaternario e inclusive se pudo detectar actividad neotectónica en las fallas Candelaria, Delicias y Tulín. Lo anterior con base en epicentros y mecanismos focales de OVSI-CORI (en: Denyer & Soto, 1988) y Barquero, Rojas & Climent (1989), además los autores han escuchado "detonaciones" esporádicas en los

cañones de los ríos sobre los cuales se trazan las fallas, lo cual se puede interpretar causado por sismos superficiales (L.D. Morales, com. pers., 1989). Además, cabe recalcar que un comportamiento de deformación como el propuesto es coherente con los datos de Montero & Morales (1984) e inclusive con la orientación de esfuerzo principal propuesto por ídem (1990) con base en datos sísmicos, geológicos y neotectónicos.

Durante el tiempo de actividad del fallamiento provocado por esfuerzo comprensivo de S a N el Intrusivo de Escazú ha actuado como una barrera, provocando que la energía se libere en las fallas ubicadas al SW (p.e. falla Jaris) y al SE (p.e. falla Tablazo y Alumbre). Produciendo, principalmente en el flanco SW transformación de los esfuerzos de cizalla pura en cizalla simple. Otro efecto provocado por este cuerpo intrusivo es el movimiento vertical a lo largo de las fallas pre-existentes, causado por el ascenso isostático de esta masa ígnea.

Fallamiento inverso se presenta en la hoja Carraigres (Fig. 9), el cual ha sido inferido con base en la distribución espacial de las unidades geológicas y su distorsión respecto a la estratigrafía establecida en las secciones clave. Además es sustentado por el grado y tipo de deformación en las unidades más incompetentes y es coherente con el mecanismo de compresión. Son fallas de dirección E-W y formadas por la acumulación de esfuerzos N-S contemporáneamente al ascenso del Intrusivo de Escazú. El Miembro Tranque-rillas se encuentra sobrecorriendo a la Formación La Cruz, como lo atestigua el cartografiado de ventanas tectónicas en el área, además fallamiento inverso de alto ángulo es producto del proceso de basculamiento.

DISCORDANCIAS

Basándose en la interrelación de los procesos de deformación y depositación se pueden establecer 3 unidades principales, que representan 2 discordancias regionales (Fig. 10), separadas por eventos tectónicos relevantes dentro de la historia geológica de la región, el emplazamiento del Complejo Ofiolítico de Nicoya y la deformación Mio-Pliocena.

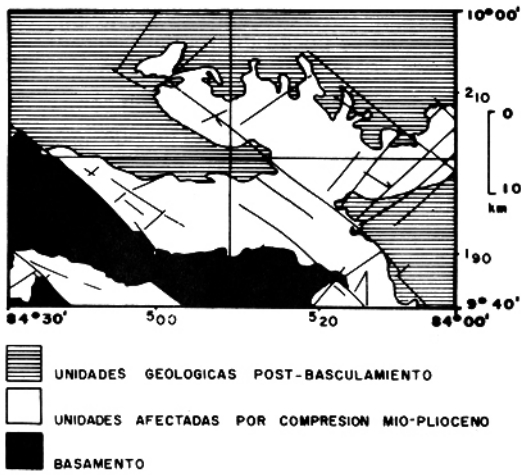


Fig. 10: Discordancias principales. Se indica el basamento regional (Complejo de Nicoya) y las unidades geológicas pre y post basculamiento Mio-Plioceno.

El basamento tanto local como regional está representado por el Complejo de Nicoya, sobre el cual yace en discordancia angular y litológica una espesa secuencia sedimentaria. Dentro de la sistemática estratigráfica (Denyer & Arias, este número) las unidades geológicas que descansan directamente sobre el Complejo de Nicoya corresponden con las formaciones Punta Carballo, Punta Serrucho, Parritilla y Carraigres. Además, rocas volcánicas de la Formación la Cruz se depositaron cubriendo parcialmente al Complejo.

Posteriormente al basculamiento Mio-Plioceno, la Formación Grifo Alto sobreyace discordantemente a la secuencia anteriormente descrita. Luego en concordancia pero con intervalos temporales, permitiendo la formación local de paleosuelos, depositación de aluviones y depósitos lacustres yacen las Lavas Intracañón, los Depósitos de Avalancha Ardiente, Formación Barba, lahares, cenizas y aluviones recientes.

EVOLUCION TECTONICA

Durante el Cretácico, el movimiento relativo de América del Norte y Sur América tuvo una componente importante N-S (Baumgartner et al., 1984), lo cual dió origen a la compresión de la

corteza oceánica entre ambas masas continentales y con ello el levantamiento de los primeros altos fondos que sirvieron de sustrato a las colonias arrecifales cretácicas.

Esta compresión N-S origina fallas transcurrentes NE-SW, NW-SE e inversas E-W. Probablemente las fallas en flor asociadas a las fallas NW-SE evolucionaron dando origen a la fosa Mesoamericana y así el inicio de la subducción de la placa de Farallón bajo la Caribe.

La sedimentación posterior evidencia un período de calma tectónica. La subducción se refleja en la evolución del vulcanismo de arco de islas en el S y SW de la región central de Costa Rica, con subsecuente levantamiento isostático. Esto sirvió de sustrato a plataformas carbonatadas eocenas y formó los límites de las futuras cuencas sedimentarias neógenas (p.e. cuenca Candelaria), que se alinearon paralelas al arco volcánico.

En el Mioceno Inferior una distensión regional produce aumento considerable del aporte volcánico (Fm. Pacacua) y fallamiento gravitacional E-W. Compresión N-S en el límite Mioceno Inferior-Mioceno Medio produce erosión tectónica y con ello aporte extraordinario de sedimentos (Brechas Verdes Coyolar). Como consecuencia de la activación del fallamiento transcurrente (p.e. falla Candelaria) se produce subsidencia en la cuenca por pérdida de calor post-tectónico (Pittman III & Andrews, 1985), cuenca donde se daría la sedimentación de la Fm. Peña Negra. Un nuevo vulcanismo producto de movimientos extensivos se hace presente en el Mioceno Superior.

La colisión de la serranía de Cocos con la fosa Mesoamericana produjo la deformación de Panamá, el cierre de los centros de emisión volcánica, y reactivó del fallamiento transcurrente (NW-SE y NE-SW) existente. Así se produjo el basculamiento de la cuenca Candelaria entre las fallas principales y plegamiento en zonas aledañas.

Durante el Plioceno se inicia la migración del arco volcánico hacia el NE producto de la variación del ángulo de subducción de la placa de Cocos bajo la Caribe, por rejuvenecimiento de la subducción en este sector. Por lo que en determinando momento coexistieron dos arcos volcánicos, uno en extinción y otro en evolución.

El cuerpo intrusivo de Escazú y las raíces del arco volcánico neógeno constituyen masas rígidas que han actuado como barrera tectónica, por lo que el esfuerzo ha sido asimilado por los materiales sedimentarios más incompetentes de la cuenca Candelaria ubicada entre ambos cuerpos competentes. Esto induce a pensar que actualmente esta mecánica sigue actuando de la misma forma, diluyendo los esfuerzos al N del Intrusivo de Escazú.

CONCLUSIONES

Durante el Neógeno y probablemente el Paleógeno y el Cretácico predominó la acción de esfuerzos compresivos N-S. Los cuales se originaron primeramente por el movimiento relativo entre Norte y Sur América y posteriormente a efectos más locales como la colisión de estructuras corticales oceánicas engrosadas como la seranía de Cocos.

La correspondencia del tectonismo en la historia geológica con el comportamiento sísmico-tectónico actual demuestra la importancia de un levantamiento cartográfico, estratigráfico y estructural antes de dar conclusiones neotectónicas. Esto permite establecer las bases para sustentar los modelos de deformación mecánica sobre un sustrato teórico firme sin recurrir en exceso a la importación conceptual.

REFERENCIAS

- ALAN M., M.A., 1979: Mapa geológico de la nariz del anticlinal de Patarrá (caliza de San Miguel) .- CODESA, Dir. Desarrollo Geol. y Rec. Min. (1: 2 000).
- ALVARADO V., F., 1984: Geología estructural y tectónica al Sur del Valle Central, Costa Rica (Tarbaca) .- Tesis Lic. EGG-UCR, 108 p.
- ARIAS M., O. & DENYER, CH. P., 1990 a: Geología de la hoja Caraigres (mapa) .- Instituto Geográfico Nacional (1: 50 000), San José.
- _____, 1990 b: Geología de la hoja Río Grande (mapa) .- Instituto Geográfico Nacional (1: 50 000) San José
- BARQUERO, R., ROJAS, W. & CLIMENT, A., 1989: El temblor del 26 de febrero de 1989 (Informe sísmológico y análisis preliminar de acelerogramas de la presa San Miguel) .- Dpto. de Geología-ICE, 17 p., San José.
- BAUMGARTNER, P.O., 1987: Tectónica y sedimentación del Cretácico Superior en la zona pacífica de Costa Rica (América Central) .- En: BARBARIN J.M., GURSKY, H-J. & MEIBURG, P. (Eds.): El Cretácico de México y América Central .- Actas Fac. Ciencias Tierra Univ. Autónoma Nuevo León 2: 251-260, Linares.
- _____, MORAR., C., BUTTERLIN, J., SIGAL, J., GLACON, G., AZEMA, J. & BURGOIS, J., 1984: Sedimentación y paleogeografía del Cretácico y Cenozoico del litoral pacífico de Costa Rica .- Rev. Geol. Amér. Central (1): 57-136.
- BERRANGE, J.P., 1977: Reconnaissance geology of the Tapantí Quadrangle, Talamanca Cordillera, Costa Rica .- Report 37 Inst. Geol. Sciences, Overseas Division, 72 p., Londres.
- _____, 1989 : The Osa Group: An auriferous Pliocene sedimentary unit from the Osa Peninsula, southern Costa Rica .- Rev. Geol. Amér. Central (10): 67-93.
- BRENES M., M.A., 1967: Contribución a la geología del Valle Central occidental (hoja Turrúcares) .- Tesis Lic. Fac. Agronomía UCR, 135 p.+ anexo.
- BURGOIS, J., AZEMA, J., BAUMGARTNER, P.O., TOURNON, J., DESMET, A. & AUBOIN, J., 1984: The geologic history of the Caribbean-Cocos plate boundary with special reference to the Nicoya Ophiolite Complex (Costa Rica) and D.S.D.P. results (legs 67 and 84 off Guatemala): a synthesis .- Initial Reports Deep Sea Drilling Project 84: 831-849, Washington.
- CARBALLO H., M.A., 1977: Geología de la zona Sur de Quebrada Honda, Patarrá, San José, Costa Rica .- Inf. Campaña Geológica ECG-UCR, 39 p.
- CASTILLO M., R., 1967: Geología de los mapas básicos Abra y partes de Río Grande, Costa Rica .- Informe MEIC-UCR, 40 p.
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K.T., 1985: Deformation and basin formation along strike-

- slip faults .- En: BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (Eds.): Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation .- Soc. Econ. Paleont. Spec. Publ. 37: 1-34.
- DENYER CH., P. (Ed.), 1989: Campaña 89: Síntesis Campaña Geológica (Geología del SW del Valle Central, Costa Rica) .- Informe ECG-UCR, 21 p.
- _____ & MONTERO P., W., 1988: Mapa geoestructural del Valle Central de Costa Rica .- Instituto Geográfico Nacional (1:150 000), San José.
- _____ & SOTO, G. (Eds.), 1988: Síntesis Campaña Geológica (Geología del SW del Valle Central, Costa Rica) .- Informe ECG-UCR, 34 p.
- _____ & ARIAS M., O., 1990 a: Geología de la hoja Abra (Mapa) .- Instituto Geográfico Nacional (1: 50 000).
- _____ & ARIAS M., O., 1990 b: Geología de la hoja Candelaria (Mapa) .- Instituto Geográfico Nacional (1: 50 000).
- DONDOLI B., C., 1968: Mapa adjunto al estudio geológico del Valle Central, Costa Rica .- Instituto Geográfico Nacional (1: 150 000), San José.
- FERNANDEZ C., M. & MADRIGAL G., R., 1960: Calcáreos y calizas de la zona de Patarrá .- Inf. MEIC 1(4), 17 p., San José.
- MALAVASSI V., E., 1967: Informe geológico de la hoja Candelaria .- Inf. MEIC (agosto), 16 p., San José.
- _____ & MADRIGAL G., R., 1965: Mapa geológico hoja Carraigres 3345 II .- MIEM (1: 100 000 aprox.), San José.
- MIEM, 1982: Mapa geológico de Costa Rica .- Instituto Geográfico Nacional (9 mapas, 1: 200 000), San José.
- MONTERO P., W., 1974: Estratigrafía del Cenozoico del área de Turrúcares, provincia de Alajuela, Costa Rica .- Inf. Campaña Geológica ECG-UCR, 40 p.
- _____ & MORALES M., L.D., 1984: Sismotectónica y niveles de actividad de microtemblores en el suroeste del Valle Central, Costa Rica .- Rev. Geofísica (21): 21-39.
- _____, 1990: Deformación y esfuerzos neotectónicos en Costa Rica .- Rev. Geol. Amér. Central (11): 69-87.
- MORA C., S. & BRENES Q., L.G., 1984: Carta geológica y geomorfológica preliminar, cuenca del río Parrita .- Esc. Historia y Geografía UCR (1: 50 000).
- OBANDO A., L.G., 1983: Estratigrafía y petrografía de las rocas aflorantes al Sur del Valle Central (Tarbaca) .- Tesis Lic. ECG-UCR, 136 p.
- PIEDRA P., J., 1979: Geología general, proyecto Ventanas-Garita (mapa) .- ICE (1: 25 000), San José.
- PINDELL, J. & DEWEY, J. F., 1982: Permo-Triassic reconstruction of Western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region .- Tectonics 1(2): 179-211.
- PITMAN III, W.C. & ANDREWS, J.A., 1985: Subsidence and thermal history of small pull-apart basins .- En: BIDDLE K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (Eds.), 1985: Strike-slip deformation, basin deformation and sedimentation .- Soc. Econ. Paleont. miner. Sp. Publ. 37: 45-49.
- RIVIER S., F., 1979: Geología del área Norte de los cerros de Escazú, cordillera de Talamanca, Costa Rica .- Inf. semestral Instituto Geográfico Nacional enero-junio 1979: 99-132, San José.
- _____ & CALVO V., C., 1988: Terciario del Sur del Valle Central: sección estratigráfica del cerro Carraigres, provincia de San José, Costa Rica .- Rev. Geol. Amér. Central (9): 61-74.
- ROSS, M.I. & SCOTese, C. R., 1988: A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region .- Tectonophysics 155: 139-168.