

ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN EN LAS ISLAS SAN LORENZO Y LAS ÁNIMAS, GOLFO DE CALIFORNIA: IMPLICACIONES SOBRE SU DESPLAZAMIENTO COMO BLOQUE RÍGIDO DESDE EL PLIOCENO TARDÍO

Escalona-Alcázar, F.J.* y Delgado-Argote, L.A.

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22840, México
Correo electrónico: fescalona@hotmail.com y ldelgado@cicese.mx

* Dirección actual: Escuela de Ingeniería de Minas, Metalurgia y Geología, Universidad Autónoma de Zacatecas
Calzada de la Universidad s/n, Zacatecas, Zac., 98000, México

RESUMEN

Se presenta el estudio de la deformación en el archipiélago San Lorenzo y Las Ánimas y en la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas. Tanto en el archipiélago como en la Sierra Las Ánimas la orientación de los ejes de acortamiento es casi vertical. En las islas la orientación de los ejes de máxima extensión en el basamento y la secuencia sedimentaria es hacia $3^\circ/122^\circ$ y $4^\circ/285^\circ$, respectivamente, similar a la que muestran la cobertura volcánica ($4^\circ/304^\circ$) y el basamento ($4^\circ/118^\circ$) de la margen nororiental de la sierra. La orientación de los ejes de extensión es $0^\circ/238^\circ$ para los derrames andesíticos y $1^\circ/232^\circ$ para las tobas del archipiélago, lo que sugiere que hubo un cambio en la orientación de la deformación a los 5 Ma, por lo menos. En vista de que el fallamiento normal se ubica predominante en las islas, y que no existen fallas inversas y/o laterales importantes en éstas, se propone la hipótesis de que las islas se desplazaron como un bloque rígido.

INTRODUCCIÓN

El inicio de la deformación extensional en la margen oriental de la península de Baja California ha sido considerada como la extensión hacia el suroeste de la provincia del *Basin and Range* del oeste de Estados Unidos (Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges, 1989). Esta consideración se basa en la similitud en la orientación de los ejes de esfuerzos principales obtenidos en algunos sitios, sin embargo, los datos utilizados para esta comparación aún son escasos (Stock y Hodges, 1989). En la deformación transtensiva más reciente, asociada con el desarrollo del sistema transforme San Andrés-Golfo de California, la orientación de la componente extensional, en la costa oriental de la península de Baja California, varía de ENE durante el Mioceno Tardío a WNW-ESE o E-W en el Plioceno (Angelier *et al.*, 1981); sin embargo, este cambio en la orientación de la componente extensional aún no está bien determinado (Stock y Hodges, 1989).

La orientación de las cuencas de Bahía de los Ángeles, Bahía de las Ánimas y Bahía San Rafael así como las sierras que las dividen es N-S, mientras que las zonas de fallamiento transforme Ballenas, Partida y San Lorenzo están orientadas NW-SE. Esto sugiere regímenes de esfuerzo con orientación similar del eje de máxima extensión (Fig.1). En las grandes islas del Golfo de California la orientación de los ejes cinemáticos podría ser diferente que la registrada en la costa oriental de la península de Baja California, debido a que las islas han sido desplazadas a lo largo de fallas transformes. El archipiélago formado por las islas San Lorenzo y Las Ánimas está bordeado por

las zonas de fallamiento Partida y San Lorenzo al occidente y San Pedro Mártir al oriente, en donde se ha sugerido que el movimiento es compartido por dos o más zonas de falla traslapadas (Lonsdale, 1989). A partir de la reconstrucción de la posición de las islas antes de su desplazamiento hacia el suroeste, éstas debieron estar localizadas enfrente de la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas por lo que deberían mostrar patrones similares de deformación (Delgado-Argote, 2000). En este trabajo se documenta el análisis cinemático de la deformación neogénica registrada en las islas San Lorenzo y las Ánimas y en la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas. Utilizamos los resultados de ambos sitios para caracterizar el estilo de la deformación y comparar los resultados.

MARCO TECTÓNICO

El cese de la subducción en el extremo sur de la península de Baja California ocurrió hace aproximadamente 12 Ma. Este proceso fue gradual de norte a sur y el movimiento entre las placas Pacífico y Norteamérica fue acomodado por las fallas transcurrentes San Benito y Tosco-Abreojos, paralelas o casi paralelas a la trinchera (Stock y Hodges, 1989; Lee *et al.*, 1996). El cambio principal en el estilo de deformación, de lateral a transtensional, ocurrió posiblemente entre 15 y 9 Ma, o tal vez desde hace 17 Ma en el norte de Baja California (Lee *et al.*, 1996), mientras que la ruptura estructural a lo largo de fallas normales de rumbo NNW ocurrió durante el Mioceno Medio o Tardío y el Plioceno Temprano a lo largo de la margen oriental de la península de Baja California en el escarpe del Golfo (Stock

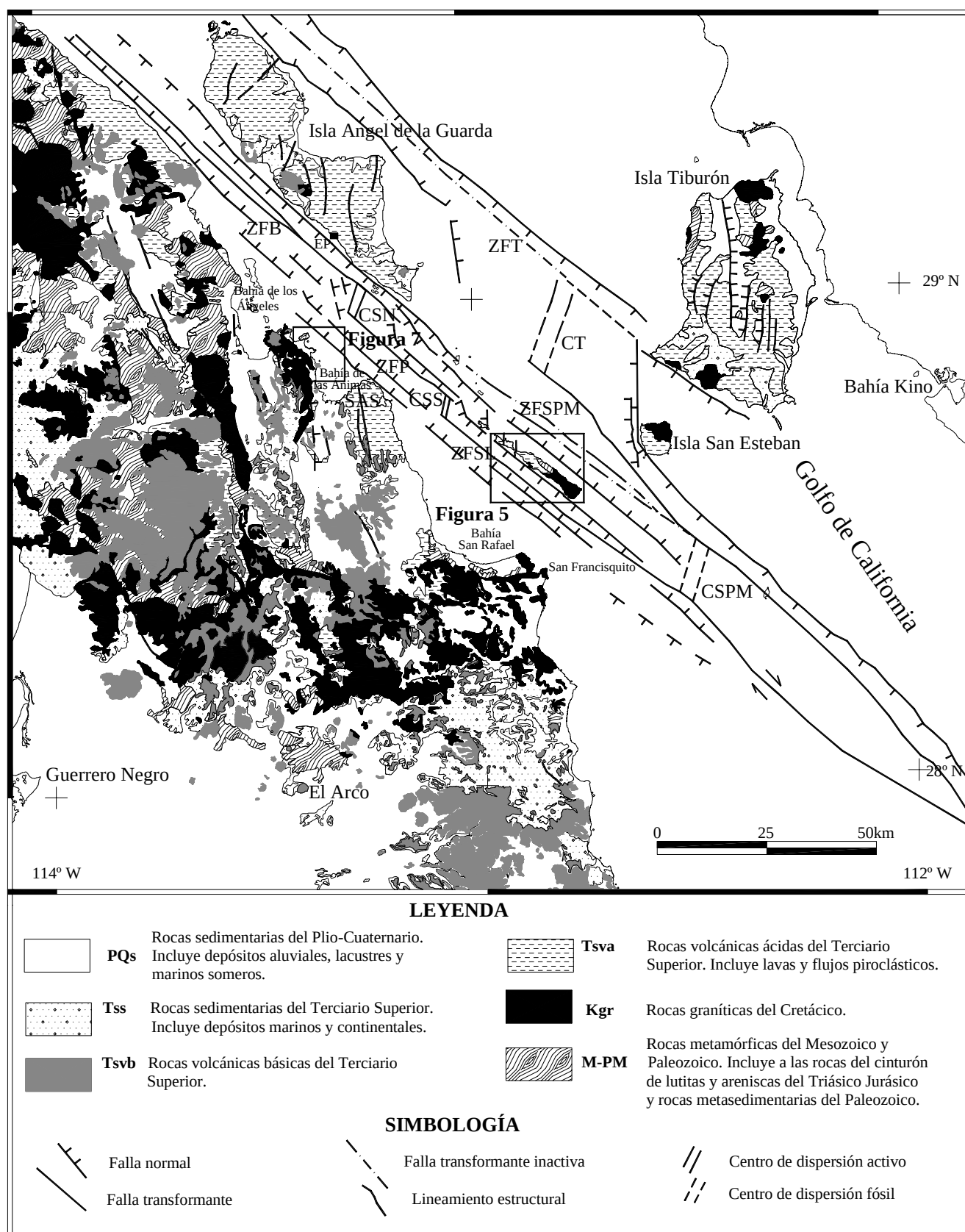


Figura 1. Unidades litológicas y rasgos estructurales regionales de la parte central del Golfo de California y península de Baja California (Modificado de Delgado-Argote, 2000). ZFB= Zona de Falla Ballenas, ZFT= Zona de Falla Tiburón, CSN= Cuenca Salsipuedes Norte, ZFP= Zona de Falla Partida, CSS= Cuenca Salsipuedes Sur, CT= Cuenca Tiburón, ZFSL= Zona de Falla San Lorenzo, ZFSPM= Zona de Falla San Pedro Mártir, CSPM= Cuenca San Pedro Mártir, SLA= Sierra Las Ánimas y SAS= Sierra Agua de Soda.

y Hodges, 1989). Este proceso de extensión no fue sincrónico a lo largo de la península (Dokka y Merriam, 1982). La etapa de fallamiento normal produjo sierras y cuencas y marcó el inicio de la formación del protogolfo, que se caracteriza por el establecimiento de condiciones marinas tropicales (Karig y Jensky, 1972). La orientación de las fallas se debe a que la deformación estuvo dominada por una extensión de rumbo E-W a ENE-WSW, consistente con las observaciones en varias regiones de la península (Angelier *et al.*, 1981; Stock y Hodges, 1989). Sin más estudios detallados, esta dirección está sujeta a considerable incertidumbre, debido a que la extensión pudo ser oblicua a la dirección del echado de las fallas y a la estratificación (Stock y Hodges, 1989).

Durante la extensión del protogolfo probablemente hubo fallamiento lateral derecho dentro del golfo a lo largo de fallas de rumbo más o menos paralelas a la península (Karig y Jensky, 1972), aunque no hay evidencias de la deformación asociada a estas estructuras (Dokka y Merriam, 1982; Lee *et al.*, 1996). La deformación asociada con fallamiento lateral se conoce en zonas de convergencia oblicua, en donde la dirección de movimiento de la placa que subduce no es perpendicular a la zona de convergencia, por lo que la componente de desplazamiento lateral es acomodada dentro de la región del arco por fallas paralelas a la zona de subducción (Stock y Hodges, 1989).

La etapa más reciente de extensión está asociada al desarrollo del sistema de fallamiento San Andrés-Golfo de California, cuyo inicio se sitúa entre 6 y 4 Ma (Angelier *et al.*, 1981; Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989; Lee *et al.*, 1996). Durante esta etapa de fallamiento lateral, la península ha sido desplazada cerca de 300 km hacia el NW (Dokka y Merriam, 1982). La deformación actual aledaña al archipiélago San Lorenzo ocurre a lo largo de las fallas transformes Balleñas, Partida y San Lorenzo (Fig. 1).

METODOLOGÍA

Dada la corta distancia entre las islas San Lorenzo y Las Ánimas y su similitud litológica, los datos estructurales fueron considerados en conjunto para su análisis. Los rasgos estructurales de las islas fueron divididos en dos grupos para su análisis: lineamientos estructurales interpretados de fotografías aéreas y fallas cartografiadas en el campo. La longitud de ambos grupos de estructuras varía desde aproximadamente 50 m hasta poco más de 750 m. Para la elaboración de las rosetas de orientación se hizo una retícula de 100×100 m con el objeto de ponderar las longitudes. Esta retícula se seleccionó considerando que aproximadamente el 16% de las estructuras tiene una longitud menor o igual a 100 m. El tamaño de la retícula permite controlar en forma adecuada la variación del rumbo de las estructuras.

Los datos de falla representan alrededor del 30% de las estructuras; los lineamientos estructurales interpretados en donde se pudo obtener la dirección del echado a partir de criterios

topográficos observados en las fotografías aéreas, forman aproximadamente el 50% del total. Con las fallas medidas en el campo y los lineamientos cuyo echado pudo determinarse, se construyeron rosas unidireccionales para observar las tendencias preferentes en la orientación de las fallas. El 20% de los lineamientos restantes corresponden a zonas de fractura o fallas cuyo echado no pudo determinarse y que se omiten en el diagrama de rosas para evitar el sesgo de los datos unidireccionales.

La descripción de los planos de falla se realizó utilizando los polos de éstos, los cuales se obtuvieron con el programa Stereonet V. 4.9 (Allmendinger, 1995). La descripción del *rake* de las fallas se realizó con diagramas de rosas y la relación entre el echado, el *rake* y el sentido de desplazamiento se obtuvo siguiendo los criterios descritos por Angelier (1984).

El análisis cinemático de los datos de fallamiento fue realizado en el programa FaultKin Ver 3.25 (Allmendinger *et al.*, 1992) siguiendo los criterios descritos por Marret y Allmendinger (1990). Para diferenciar los eventos de deformación registrados en la secuencia estratigráfica, los datos fueron separados de acuerdo con la posición estratigráfica de las unidades litológicas que cortan, de manera que los datos tomados en el basamento granítico y metamórfico fueron agrupados en una unidad denominada basamento y, atendiendo a sus características mecánicas, las unidades volcánicas fueron separadas en derrames andesíticos y depósitos piroclásticos. Los resultados obtenidos al separar los datos por unidades litológicas en cada costa de la isla son similares a los que se obtuvieron al separarlos por litología, por lo que solamente se presentan los últimos.

ESTRATIGRAFÍA DE LAS ISLAS SAN LORENZO Y LAS ÁNIMAS

La secuencia estratigráfica de las islas ha sido descrita en detalle por Escalona-Alcázar (1999) y por Escalona Alcázar y Delgado Argote (en preparación) por lo que aquí solamente se mencionará brevemente. El basamento metamórfico, que aflora en la parte central de la Isla San Lorenzo (Fig. 2) es del Paleozoico Tardío y está formado principalmente por rocas metasedimentarias en facies de esquistos verdes. Estas rocas están intrusadas por una tonalita de biotita y hornblenda del Cretácico Tardío, que forma la parte sur de la Isla San Lorenzo (Fig. 2). La secuencia sedimentaria y volcánica terciaria aflora en la parte norte de la Isla San Lorenzo e Isla Las Ánimas (Fig. 2). Su base está formada por capas de yeso de espesor variable cubiertas por arenitas arcósicas y líticas depositadas en un ambiente marino somero. Estas areniscas están cubiertas por conglomerados que contienen una asociación faunística típica de costas rocosas de alta energía. Cubre a esta secuencia clásica y evaporítica otra similar, pero con capas de yeso de menor espesor y fauna fósil más variada. Sobreyace a los sedimentos una secuencia intercalada de derrames andesíticos, depósitos piroclásticos y derrames de basalto. Una muestra de basalto y una de andesita que cubre a la secuencia sedimentaria, fueron

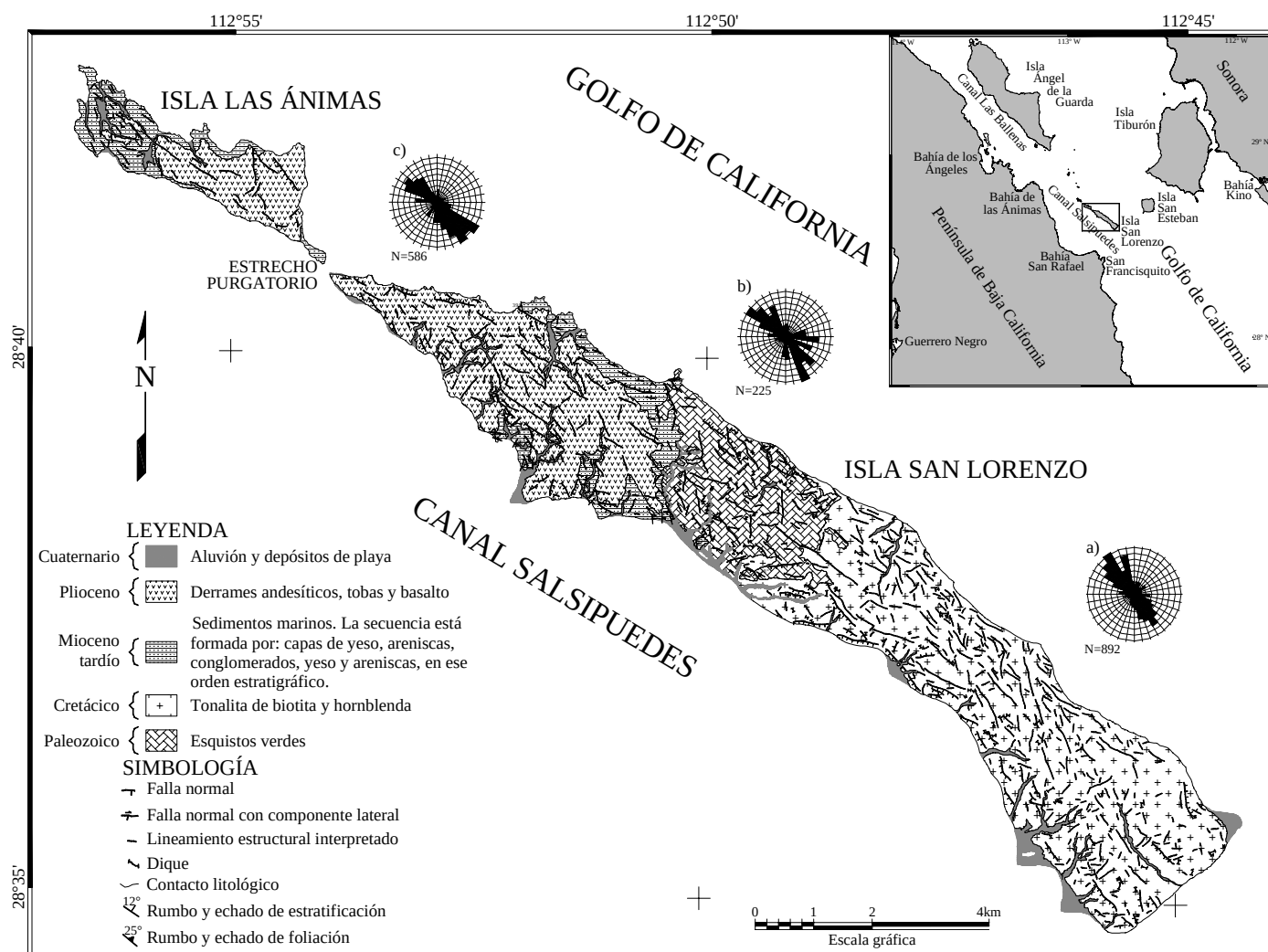


Figura 2. Mapa geológico simplificado de las islas San Lorenzo y Las Ánimas. AA= Arroyo Las Águilas, AE= Arroyo Los Esqueletos y N= Número de datos. La ubicación de las rosetas a-c corresponde los bloques dominados por rocas graníticas, metamórficas y volcánicas y sedimentarias, respectivamente.

fechadas por el método de K-Ar en 5 ± 1 y 3.8 ± 0.3 Ma, respectivamente (Escalona-Alcázar, 1999; Escalona Alcázar y Delgado Argote, en prep.). La actividad volcánica se desarrolló en un ambiente subaéreo en donde la actividad de derrame es parcialmente de tipo fisural, mientras que la actividad explosiva tiene una fuente relativamente cercana, según atestiguan el tamaño de grano y el espesor de los depósitos (Escalona-Alcázar, 1999; Escalona Alcázar y Delgado Argote, en prep.).

ESTRATIGRAFÍA DE LA MARGEN NORORIENTAL DE LA SIERRA LAS ÁNIMAS

El reconocimiento geológico de detalle fue realizado a lo largo de la costa, entre Punta El Soldado y Punta El Alacrán (Fig. 3) y descrito con detalle por Delgado-Argote, (2000), Escalona Alcázar (1999) y Herrera Recinos (1995). El basamento metamórfico del Paleozoico Tardío está ampliamente expuesto

en Punta El Alacrán y está cubierto por tobas y conglomerados. El basamento granítico de la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas está cubierto por lavas basálticas del Mioceno Medio, similares a las de Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999). En Punta El Soldado las tobas cubren a derrames andesíticos del Mioceno Tardío cubiertos a su vez por areniscas marinas interestratificadas con tobas.

DEFORMACIÓN EN LAS ISLAS SAN LORENZO Y LAS ÁNIMAS

En este apartado se analizan tanto los datos colectados en el campo como los obtenidos de la interpretación de fotografías aéreas. El objetivo del análisis es comparar la deformación de las islas con la de la margen nororiental de Sierra Las Ánimas.

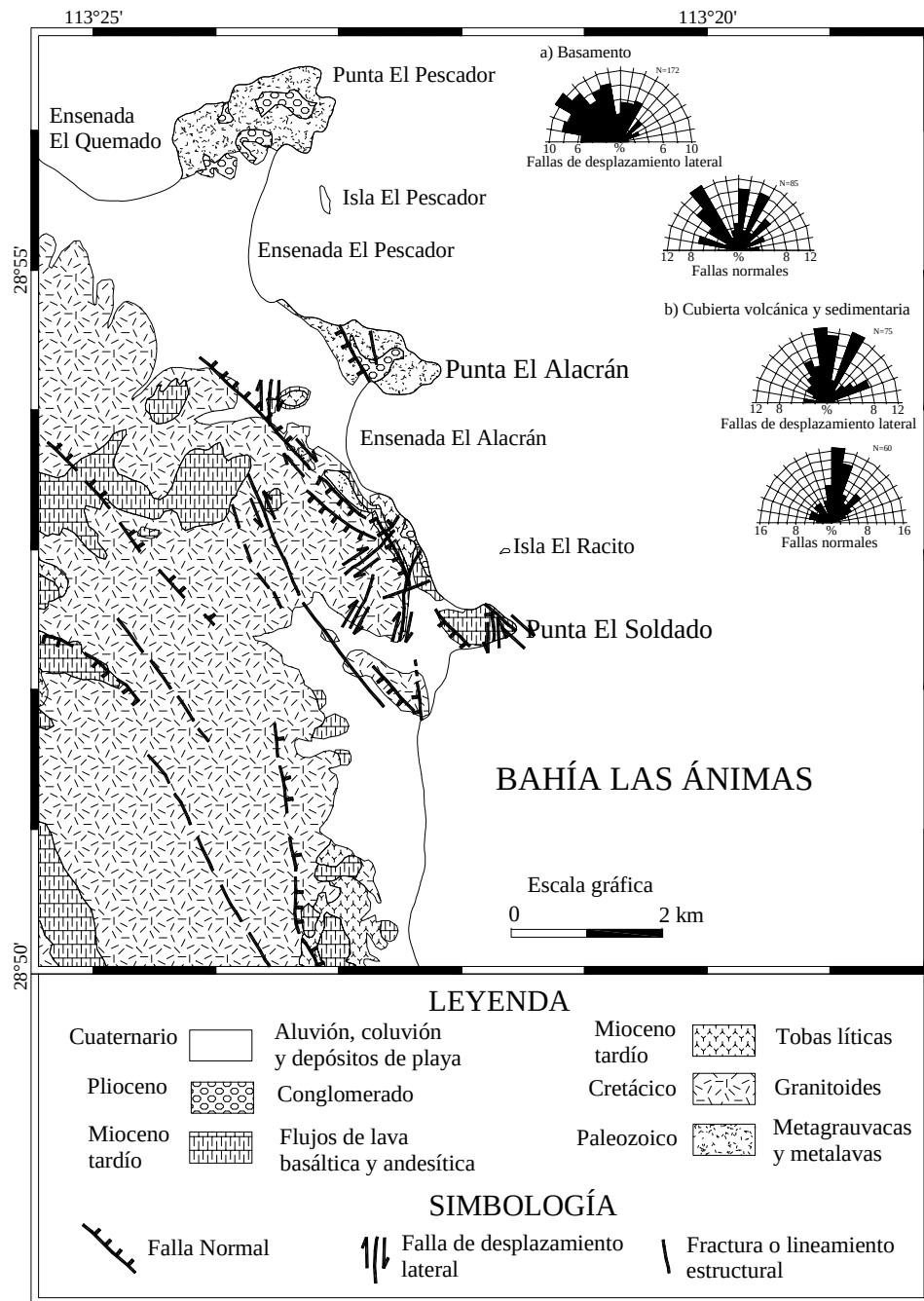


Figura 3. Mapa geológico de la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas (Modificado de Delgado-Argote, 2000).

DESCRIPCIÓN DE LOS LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES

Con base en las diferencias litológicas entre las islas, para el análisis de lineamientos éstas se dividieron en tres bloques: 1) Bloque Meridional de la Isla San Lorenzo, formado por un batolito de tonalita de biotita y hornblenda (Fig. 2a), 2) Bloque Central de la Isla San Lorenzo, formado por esquistos verdes (Fig. 2b) y 3) Bloque Septentrional de la Isla San Lorenzo e Isla Las Ánimas, formado por rocas volcánicas y sedimentarias (Fig. 2c).

Las orientaciones de los lineamientos en el basamento granítico del Bloque Meridional se muestran en la rosa de estructuras de la Fig. 2a. Se observa que en el cuadrante noroeste los datos que se agrupan alrededor de N 40° W, corresponden principalmente a estructuras de la parte oriental de la Isla San Lorenzo que buzan hacia el oriente, mientras que en el cuadrante sureste los datos cubren el rango entre S 30°-40° E, corresponden a estructuras que buzan hacia el oeste y se localizan en la parte occidental de la isla.

La roseta de orientación de los lineamientos interpretados en el basamento metamórfico, correspondientes al Bloque Central, se presenta en la Fig. 2b. En el cuadrante noroeste los datos

se agrupan principalmente entre N 40° y 60° W, mientras que en cuadrante sureste los datos se orientan entre S 20° y 50° E. Las estructuras del cuadrante noroeste se localizan principalmente a lo largo de la costa oriental de la isla, mientras que los del cuadrante sureste corresponden a la parte central y occidental (Fig. 2b).

En la Fig. 2c se muestra la roseta de orientación de los lineamientos estructurales interpretados en la secuencia volcánica y sedimentaria del Bloque Septentrional. En el cuadrante noroeste destacan las estructuras orientadas entre N 50° y 60° W, mientras que en el sureste se agrupan entre S 30° y 60° E. Los lineamientos del cuadrante sureste, cuyo echado es hacia el occidente, están relacionados con las estructuras de la parte central y occidental de la isla (Fig. 2c). En la costa oriental de las islas, las fallas son menos abundantes que en la occidental y su buzamiento es principalmente hacia el oriente (Fig. 2c).

Al comparar las orientaciones entre los bloques se observa que el Bloque Central muestra el mayor número de tendencias estructurales (Fig. 2b); las orientadas entre S 10° E y S 10° W, así como entre S 80° E y N 70° E no son claramente distinguibles en los otros dos bloques.

En los tres bloques resaltan las orientaciones alrededor de N 45° W, y sólo en el Bloque Meridional resalta un agrupamiento entre N 10° y 20° W. En el cuadrante sureste de las rosas, la media de los datos de los tres bloques se encuentra en S 40° E.

En otras partes del Golfo de California se ha interpretado que las fallas orientadas entre N 20° W y N 70° W, S 10° E y S 10° W son fallas sintéticas al sistema estructural del sistema de fallas San Andrés-Golfo de California de tipo lateral derecho y normal de rumbo NW-SE (Angelier *et al.*, 1981).

La reactivación de las fallas del basamento puede influir en el desarrollo de las estructuras de la cobertura volcánica y sedimentaria. Lo anterior ha sido documentado a través de un modelo experimental hecho con una capa de arcilla que simula el basamento y una cobertura de capas de arena (Higgins y Harris, 1997). En el modelo, al “basamento” se le hicieron fracturas perpendiculares y oblicuas a la orientación de los esfuerzos que posteriormente se le aplicarían. El experimento se efectuó, tanto con una capa de material dúctil (silicón) entre el basamento y la cobertura, como sin ella. Se observó que en presencia de la capa dúctil de poco espesor y alta viscosidad, o de gran espesor y mediana viscosidad, el fallamiento preexistente no influyó en el desarrollo de las estructuras de la cubierta. En contraste, cuando no se utilizó la capa dúctil, el basamento determinó la orientación de las fallas de la cubierta, las cuales se desarrollaron paralelas a las preexistentes (Higgins y Harris, 1997).

La secuencia estratigráfica de la Isla San Lorenzo está formada por unidades de diferente respuesta a la deformación que son análogas a las del experimento. El basamento cristalino está cubierto por capas de yeso cuyo espesor máximo es de 30 m, similar a la capa de silicón del modelo, el que a su vez está

cubierto por una secuencia sedimentaria y volcánica, parecida a las capas de arena del modelo. En la Fig. 2 se observa que la orientación de las fallas de la secuencia sedimentaria y volcánica es similar a las del basamento. La deformación entre estas unidades no puede diferenciarse, lo que sugiere que las capas de yeso se acunían en intervalos lo suficientemente cortos y que el amortiguamiento fue poco o nulo ya que no afectó la orientación de las fallas en los sedimentos y unidades que los cubren, por lo que la cobertura del Mioceno Tardío y Plioceno siguió el patrón de deformación del basamento.

DESCRIPCIÓN DE LAS FALLAS MEDIDAS

La fallas fueron separadas de acuerdo a las unidades litológicas en las que se encuentran, es decir, basamento cristalino, secuencia sedimentaria marina, derrames andesíticos y tobas.

BASAMENTO CRISTALINO

En esta unidad se incluyen los datos tomados en la tonalita de biotita-hornblenda y en los esquistos verdes. En la Fig. 4a se muestra la red equiareal con los polos de los planos de falla. Se observa que la mayor población de fallas tiene rumbo hacia el noreste y que una población menor está orientada hacia el sureste. La variación en la orientación del rumbo de estos últimos planos de falla con respecto a la tendencia general de los lineamientos estructurales interpretados de las islas, que es hacia el NW-SE (Figs. 2a a 2c), puede estar sesgada ya que la mayoría de los datos fue tomada en la costa occidental de la isla; sin embargo, es posible que las estructuras medidas sean fallas antitéticas a la dirección del fallamiento principal. Con respecto a las estrías, el *rake* muestra tres tendencias bien definidas que varían entre 50° y 60°, 80° y 90° y 10° y 20° en ese orden de abundancia (Fig. 4b). Esas variaciones indican que el fallamiento es principalmente oblicuo de tipo normal con componente lateral izquierda (Fig. 4c).

SECUENCIA SEDIMENTARIA MARINA

En la Fig. 4e se muestra la red equiareal de los polos de los planos de falla, donde se observa que los planos tienen una orientación preferente que varía entre NNW y NE. El *rake* de las estrías tiene dos tendencias, una entre 40° y 60° y la otra entre 80° y 90° (Fig. 4f), que indican fallamiento de tipo normal con componente lateral izquierda y, en menor cantidad, con componente lateral derecha (Fig. 4g).

DERRAMES ANDESÍTICOS

En la Fig. 4i se presenta la red equiareal de los polos de los planos de falla de los derrames andesíticos. Se observa que la distribución de los planos tiene tendencias hacia el noreste, al suroeste y hacia el sureste. El *rake* de las estrías (Fig. 4j) indica tendencias preferentes entre 10° y 20°, 50° y 60° y 70° y 90°, lo cual sugiere que el fallamiento predominante es de tipo normal con componente lateral izquierda, mientras que las laterales derechas son escasas (Fig. 4k).

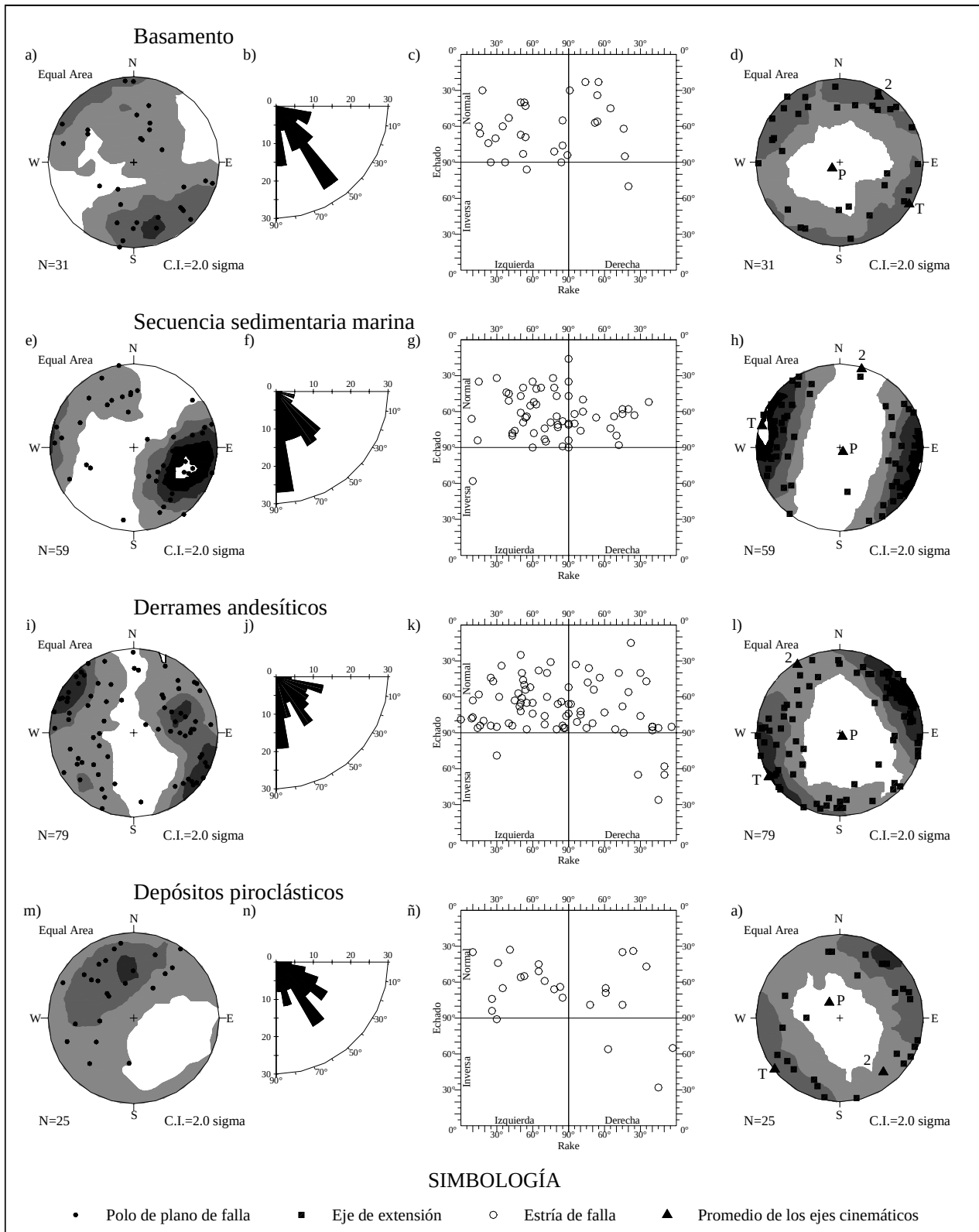


Figura 4. Análisis geométrico y cinemático de los datos de falla de las islas San Lorenzo y las Ánimas. Las redes equiareales de la izquierda muestran los polos de los planos de falla. Las rosetas de la parte centro-izquierda indican la variación del rake. Los cuadros de la parte centro-derecha indican la relación del rake con el echado y el sentido de desplazamiento de las fallas. En las redes de proyección de la derecha se muestra el análisis cinemático de las fallas; por claridad solamente se indica la ubicación de los ejes de extensión de cada plano de falla. Sin embargo, se muestran los promedios de los ejes de deformación del conjunto de datos. Los estereogramas son utilizando una proyección de Schmidt, en el hemisferio inferior; se utilizaron contornos de densidad para obtener la dirección preferente del conjunto de datos. N= número de datos.

DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS

En la Fig. 4m se muestra la red equiareal con los polos de los planos de falla en los depósitos piroclásticos. Se observa que los planos están orientados principalmente hacia el noreste con echados mayores a 40° . El *rake* de las estrías (Fig. 4n) indica que el fallamiento es principalmente de tipo oblicuo y de desplazamiento lateral izquierdo (Fig. 4ñ).

ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LAS FALLAS MEDIDAS

El análisis cinemático se efectuó separando los datos de falla por unidades litológicas de toda la isla debido a que por lo estrecho de las mismas no se observaron diferencias significativas entre la deformación de sus costas.

La orientación de los ejes de deformación en el basamento cristalino (Fig. 4d) y en la secuencia sedimentaria marina (Fig. 4h) es distinta a la que muestran las unidades de derrames andesíticos (Fig. 4l) y de depósitos piroclásticos (Fig. 4o). Aunque los valores característicos del basamento cristalino son bajos ($P=-.226$ y $T=.144$), la orientación del promedio de los ejes de extensión (T) coincide con la orientación obtenida en la secuencia sedimentaria marina, en donde están mejor agrupados ($P=-.285$ y $T=.264$). El fallamiento en el basamento y los sedimentos muestra ejes de acortamiento (P) casi verticales, orientados hacia $81^\circ/229^\circ$ y $85^\circ/143^\circ$, respectivamente; mientras que para los ejes T , lo están en $3^\circ/122^\circ$ y $4^\circ/285^\circ$ para las mismas unidades.

En los derrames andesíticos (Fig. 4l) y los depósitos piroclásticos (Fig. 4o) los valores característicos son bajos y similares ($P=-.199$ y $T=.199$; $P=-.246$ y $T=.146$, respectivamente). Los ejes de acortamiento de estas dos unidades están dirigidos hacia $85^\circ/145^\circ$ y $72^\circ/325^\circ$, mientras que los de extensión lo están hacia $0^\circ/238^\circ$ y $1^\circ/232^\circ$.

Un rasgo común de las cuatro unidades es el fallamiento normal, donde el eje P es casi vertical. En las dos primeras unidades se orienta hacia el noreste (Figs. 4d y 4h) mientras que para las dos últimas lo hace hacia el sureste (Figs. 4l y 4o).

DEFORMACIÓN EN LA MARGEN NORORIENTAL DE LA SIERRA LAS ÁNIMAS

Como en el análisis del Archipiélago San Lorenzo, los datos de falla fueron separados de los lineamientos estructurales interpretados de acuerdo con su localización en el basamento y en la secuencia volcánica y sedimentaria.

DESCRIPCIÓN DE LOS LINEAMIENTOS ESTRUCTURALES

Los lineamientos estructurales de los dos grupos de datos fueron separados en fallas normales y de desplazamiento late-

ral, utilizando el criterio de Ragan (1973). En las rosetas de orientación los rumbos se presentan en forma bidireccional.

BASAMENTO

La roseta de orientación de las fallas de desplazamiento lateral se muestra en la Fig. 3a. Las orientaciones del conjunto de datos se encuentran ampliamente distribuidas en el cuadrante noroeste y son similares a las tendencias observadas en las islas San Lorenzo y Las Ánimas (Fig. 2). Con respecto al fallamiento normal, éste presenta orientaciones similares a las del fallamiento lateral, aunque es menos abundante.

SECUENCIA VOLCÁNICA Y SEDIMENTARIA

Las rosetas de orientación de los datos de falla se muestran en la Fig. 3b. En los dos tipos de fallamiento la orientación preferente es hacia el N y NNE.

Las fallas normales y laterales de la secuencia volcánica y sedimentaria son paralelas a la tendencia hacia el N y NE de las fallas del basamento que, a su vez, es similar a la descrita en la parte occidental de la Sierra Las Ánimas (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999). Las fallas orientadas hacia el noroeste, predominantemente las de desplazamiento lateral del basamento, coinciden en su orientación con las fallas en la región de Bahía de Los Ángeles (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999) y con los lineamientos estructurales interpretados en el Archipiélago San Lorenzo. Se ha sugerido un control tectónico para las fallas de rumbo NNE y NNW de la parte central y occidental de Bahía de Los Ángeles (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999). En la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas el fallamiento con esta dirección probablemente tenga un origen similar.

DESCRIPCIÓN DE LAS FALLAS MEDIDAS

Los datos de falla fueron separados según las unidades litológicas en que fueron tomados, como se describe a continuación.

BASAMENTO GRANÍTICO

En la Fig. 5a se muestra la red equiareal con los polos de los planos de falla, donde se observan tendencias de orientación hacia el sureste y noroeste, con echados generalmente mayores a 40° . Estas fallas son principalmente de desplazamiento oblicuo y en menor medida normal (Fig. 5b) con componentes lateral derecha e izquierda (Fig. 5c).

SECUENCIA VOLCÁNICA Y SEDIMENTARIA

En la Fig. 5e se muestra la red equiareal con los polos de los planos de falla. Se observa que la mayor parte de los datos se agrupa hacia el suroeste y, en menor proporción, hacia el noreste, con echados generalmente mayores a 60° . El *rake* de las estrías (Fig. 5f) indica que las fallas son normales con componente lateral tanto izquierdo como derecho (Fig. 5g).

ANÁLISIS CINEMÁTICO DE LAS FALLAS MEDIDAS

En la parte oriental de la Sierra Las Ánimas, en el área comprendida entre Punta El Alacrán y Punta El Soldado la deformación es más intensa que la que se observa en otras partes de la sierra. En esta zona convergen estructuras orientadas casi N-S y NW, paralelas al límite oriental de la sierra en sus porciones meridional y septentrional, respectivamente (Fig. 3).

Para efectuar el análisis cinemático, los datos fueron separados de acuerdo con la litología. Aunque los valores característicos en ambos sitios (Fig. 5d y 5h) son bajos, los resultados para el basamento y la cobertura son similares. El fallamiento en estas dos unidades muestra que los ejes de acortamiento son casi verticales. En la cobertura se orienta $84^\circ/072^\circ$ y $84^\circ/353^\circ$ en el basamento. Los ejes de extensión están orientados $4^\circ/304^\circ$ y $4^\circ/118^\circ$ para esas unidades litológicas, respectivamente. Estas soluciones son similares a las obtenidas en el basamento y secuencia sedimentaria marina de las islas San Lorenzo y Las Ánimas.

La dirección del eje P en las unidades aquí descritas es vertical y similar a la orientación de σ_1 obtenida en Bahía de los Ángeles por Delgado-Argote y García-Abdeslem (1999), mientras que en el área de Bahía San Rafael, al suroeste de la Isla San Lorenzo (Fig. 1), la orientación de σ_1 es subhorizontal y en dirección NW-SE (Angelier *et al.*, 1981). Lo anterior sugiere que los estilos de deformación son diferentes, o que corresponden a periodos distintos. Respecto a los ejes de extensión, éstos son subhorizontales en las islas, con dirección NW para el basamento, SE en la secuencia sedimentaria y hacia el SW para las rocas volcánicas. En zonas aledañas a las áreas estudiadas σ_3 es subhorizontal pero muestra diferentes orientaciones: en las sierras La Libertad y Las Flores está dirigida hacia el ENE, en la margen noroccidental de la Sierra Las Ánimas está orientada hacia el ESE (Delgado Argote y García Abdeslem, 1999) y en Bahía San Rafael varía de NE-SW a E-W (Angelier *et al.*, 1981).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En las islas San Lorenzo y Las Ánimas los lineamientos estructurales de la secuencia sedimentaria y volcánica (Fig. 2c), de los esquistos (Fig. 2b) y de la tonalita (Fig. 2a), tienen una marcada tendencia hacia el NW y SE, similar a la mostrada por las fallas del basamento de la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas (Fig. 3a) y al de Bahía de Los Ángeles (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999). En la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas la orientación del fallamiento normal y lateral de la secuencia volcánica y sedimentaria varía de NNE a NNW (Fig. 3b), más o menos paralelo a algunas tendencias observadas en las fallas del basamento (Fig. 3a). Tanto en las islas como en la sierra se interpreta que, debido a la similitud en el comportamiento mecánico, la orientación del fallamiento en la cobertura volcánica y sedimentaria siguió el patrón estructural del basamento. En las islas, el amortiguamiento debido a las

capas dúctiles de yeso fue poco o nulo, mientras que en la sierra probablemente se debió al poco espesor de la cobertura.

La orientación del fallamiento en las islas San Lorenzo y Las Ánimas varía de NE a NW, donde el primer conjunto es el más abundante (Figs. 4a, 4e, 4i y 4m) y es similar a las tendencias de la cobertura volcánica y sedimentaria de la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas (Fig. 5e). Además, el basamento en esta última área, muestra una marcada tendencia hacia el ESE (Fig. 5a). En la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas la densidad del fallamiento es mayor a la que presenta la región de Bahía de los Ángeles; sin embargo, debido a que las orientaciones son parecidas, se infiere que ambos tipos de estructuras se formaron bajo un régimen de esfuerzos similar.

Es probable que la marcada tendencia hacia el NW y SE de los lineamientos estructurales de las islas y su paralelismo con las zonas de falla transforme se deba a que se desarrollaron a lo largo del protogolfo en una antigua zona de debilidad (Christie-Blick y Biddle, 1985) y que el fallamiento con orientación preferente hacia el NE, cuyo desplazamiento es oblicuo y lateral izquierdo, corresponda a estructuras antitéticas a la dirección del fallamiento principal.

En las soluciones del análisis cinemático se observa que, tanto en las islas como en la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas, la orientación promedio del eje P es casi vertical. Sin embargo, difieren en la orientación del eje de extensión. En el basamento y la secuencia sedimentaria de las islas los ejes de extensión se orientan hacia el ESE y WNW, respectivamente (Figs. 4a y 4b), similar al de las unidades de la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas (Figs. 5d y 5h), mientras que en la cobertura volcánica de las islas su orientación es hacia el SW (Figs. 4l y 4o). En la Fig. 6 se presenta una síntesis de las etapas y duración de las deformaciones en distintas regiones del oriente de la península de Baja California y las grandes islas. Se observa en la Fig. 6 que la orientación de los ejes de extensión en los sedimentos y el basamento obtenidos en las islas San Lorenzo y las Ánimas y la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas es similar al que se observa en la costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda (Escalona Alcázar, 1996; Delgado Argote, 2000), Santa Rosalía (Angelier *et al.*, 1981; Lee *et al.*, 1996), Loreto, San Felipe (Lee *et al.*, 1996) y Puertecitos (Martín Barajas y Stock, 1993). En Puertecitos se observó una permutación de σ_1 y σ_2 , permaneciendo σ_3 en el plano horizontal, lo que sugiere que el fallamiento normal y de rumbo son resultado del mismo régimen de esfuerzos durante el Mioceno Tardío-Plioceno (Martín Barajas y Stock, 1993). La orientación de los ejes de extensión de la secuencia volcánica del Archipiélago San Lorenzo es similar a la que se observa en Bahía San Rafael (Angelier *et al.*, 1981), en la Zona El Paladar de la Isla Ángel de la Guarda (Escalona Alcázar y Delgado Argote, 1998) y en Puertecitos (Martín Barajas y Stock, 1993). En Puertecitos, Santa Rosalía y la parte sur de la Sierra de Juárez la deformación parece ser continua desde el Mioceno Medio (Angelier *et al.*, 1981; Dokka y Merriam, 1982; Lee *et al.*, 1996). El proceso de extensión E-W ha persistido desde el Mioceno Medio aunque el movimiento a lo largo de fallas normales no ha sido sincrónico a lo largo de

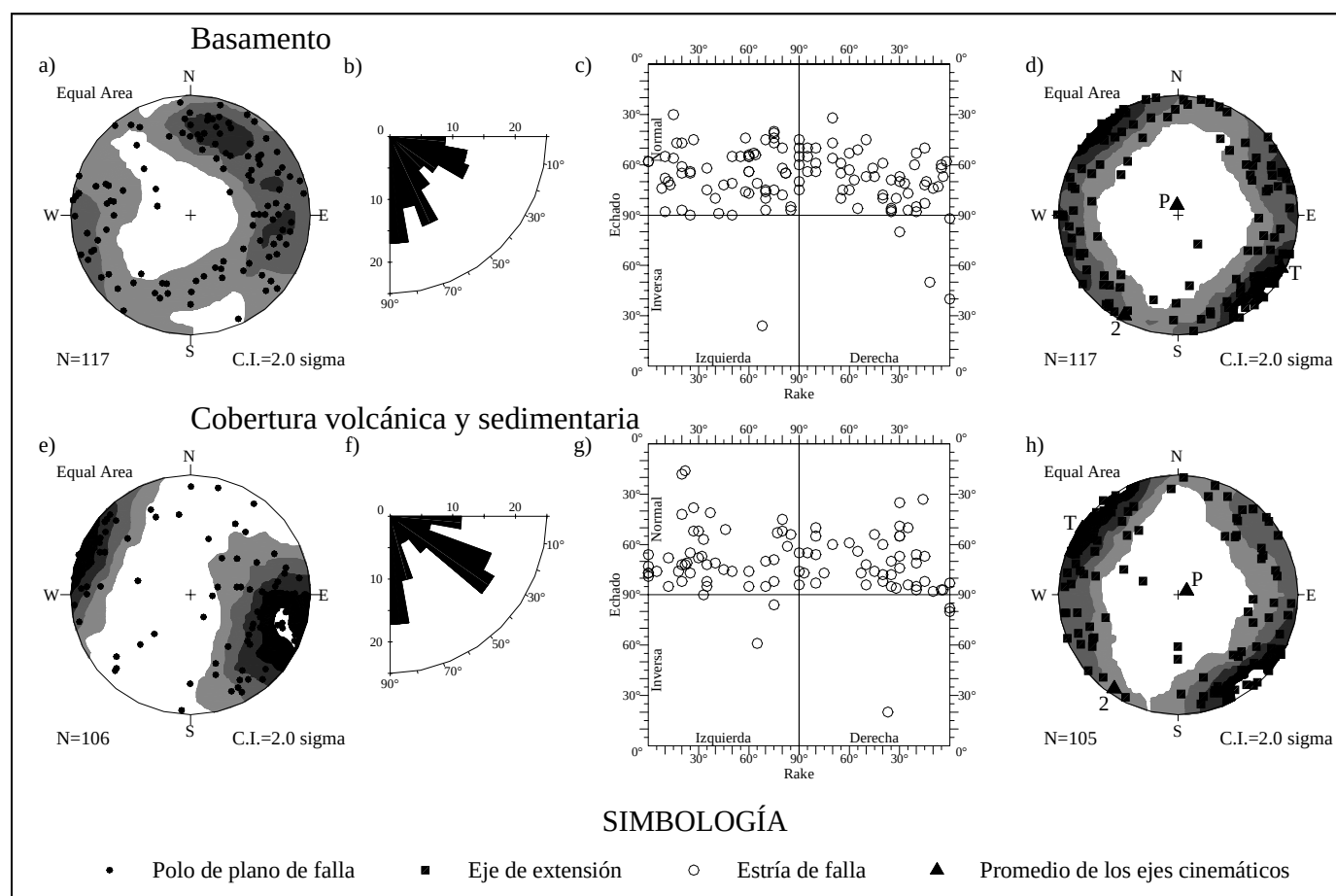


Figura 5. Análisis geométrico y cinemático de los datos de falla de la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas. La simbología, ubicación de las figuras y explicación es la misma que en la Figura 4.

toda la península (Dokka y Merriam, 1982; Lee *et al.*, 1996). Se interpreta que la extensión ocurrió en dos etapas: en la primera la orientación de σ_3 cambió de NE-SW a ENE-WSW y en la segunda de E-W a ESE-WNW. Ambos movimientos reactivaron los mismos planos de falla de rumbo NNW y durante la segunda etapa se adicionó una componente mayor de desplazamiento lateral (Angelier *et al.*, 1981).

Lonsdale (1989) sugirió que la región del Archipiélago San Lorenzo estuvo sujeta a compresión al transferirse hacia la izquierda el movimiento del sistema transforme derecho de la Falla San Pedro Mártir a las fallas Partida y San Lorenzo. En las zonas de fallas de desplazamiento lateral son comunes las fallas traslapadas (Christie-Blick y Biddle, 1985), en donde la transpresión introduce una componente de acortamiento horizontal a través de la zona de falla, acompañada por un levantamiento compensatorio (Sylvester, 1988). Con esta geometría transpresiva, las islas constituirían un bloque levantado limitado por fallas (Lonsdale, 1989). En las islas, la secuencia sedimentaria marina del Mioceno Tardío se encuentra al nivel del mar y está cubierta por material volcánico del Plioceno emplazado en un ambiente subaéreo, lo que sugiere que las islas son un bloque levantado desde hace aproximadamente 5 Ma, antes de que fueran trasladadas hacia el sureste a lo largo de las fallas transformes Partida y San Lorenzo, hace aproximadamente

1 Ma (Lonsdale, 1989). Se interpreta que el fallamiento normal, dominante en las islas, no fue afectado por la geometría transpresiva sugerida entre la Falla San Pedro Mártir y las fallas San Lorenzo y Partida. El movimiento a lo largo de la Falla San Pedro Mártir debió cesar hace aproximadamente 1 Ma al tiempo en que se iniciaba el movimiento a lo largo del sistema de fallas transformes Ballenas, Partida y San Lorenzo (Lonsdale, 1989). A lo largo de las fallas Partida y San Lorenzo las islas fueron desplazadas hacia el SE como bloques rígidos. Es importante notar que en el archipiélago no se observaron fallas inversas y/o laterales importantes ni evidencias de rotación de bloques. La transferencia del movimiento entre las fallas traslapadas San Pedro Mártir y Partida-San Lorenzo probablemente fue completada antes de 1 Ma, por lo se interpreta que el movimiento de las islas fue producido solamente por las fallas Partida y San Lorenzo.

Con base en el análisis geométrico de los lineamientos estructurales interpretados en las islas San Lorenzo y Las Ánimas se concluye que la deformación de la secuencia volcanosedimentaria siguió el patrón estructural del basamento y que las capas de yeso son depósitos locales que no afectaron el desarrollo de nuevas estructuras. Las islas forman un bloque estructural levantado bordeado por las fallas transformes Partida y San Lorenzo y la Zona de Falla San Pedro Mártir. Los

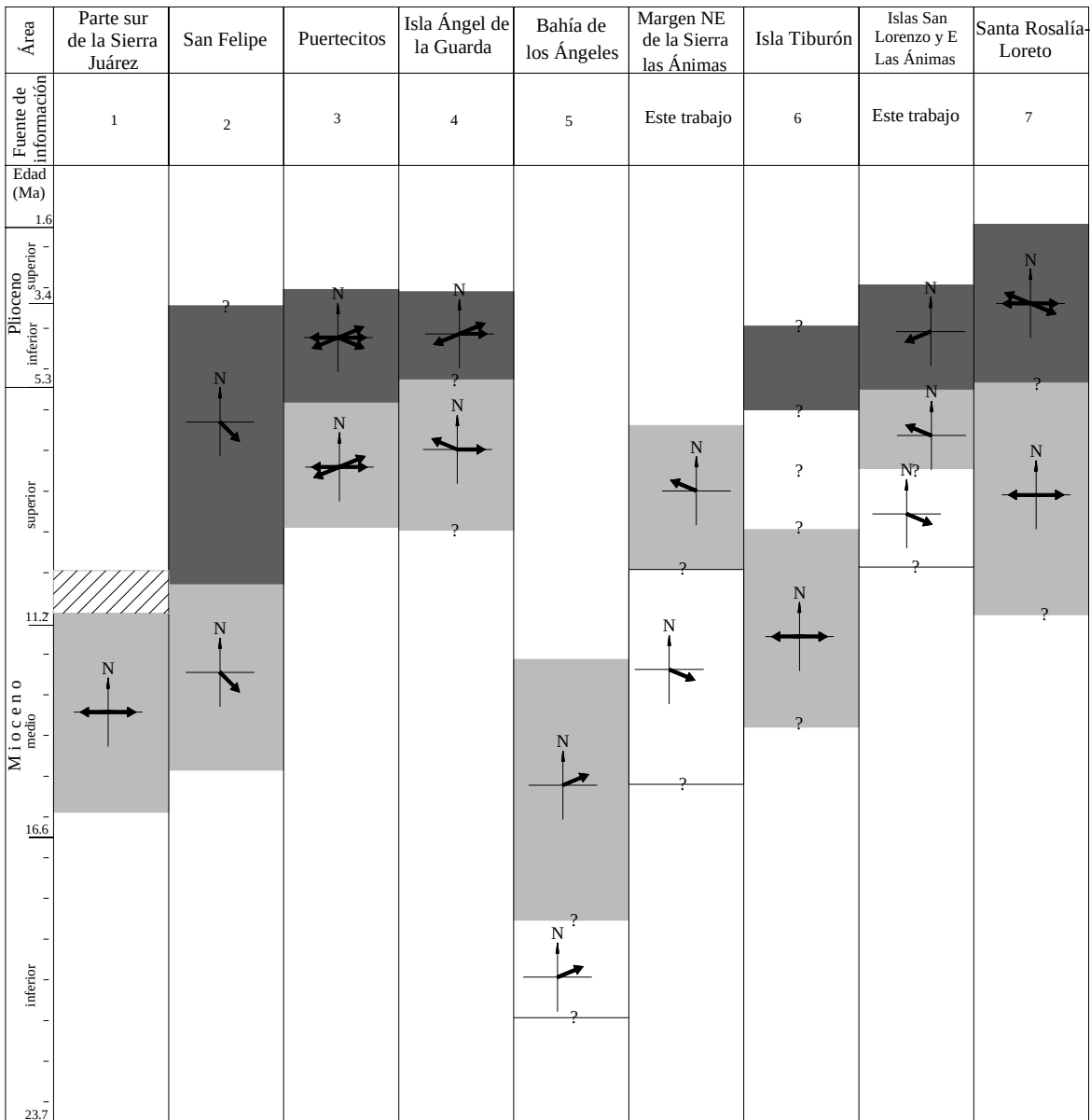


Figura 6. Etapas de deformación y duración que han sido obtenidas por diversos autores en la costa oriental de la península de Baja California y la región de las Grandes Islas del Golfo de California. Se diferencian dos etapas: una de extensión asociada al fallamiento del *Basin and Range* (gris claro) y la etapa más reciente de extensión que está asociada al desarrollo del sistema de fallamiento transforme San Andrés-Golfo de California (gris oscuro). Las flechas indican la dirección de extensión en cada etapa de deformación. En dónde no se tiene relleno con color sólido se trata de datos tomados en el basamento. La parte achurada indica que la etapa de extensión probablemente ocurrió después de lo que se había reportado. Referencias: 1) Lee *et al.*, 1996 y Mendoza-Borunda *et al.*, 1998, 2) Stock and Hodges, 1989 y Lee *et al.*, 1996, 3) Dokka and Merriam, 1982; Stock and Hodges, 1989 y Martín-Barajas y Stock, 1993, 4) Escalona-Alcázar, 1996 y Delgado-Argote, 2000, 5) Delgado-Argote and García-Abdeslem, 1999, 6) Gastil and Krummenacher, 1977; Henry, 1989 y Lee *et al.*, 1996, 7) Angelier *et al.*, 1981; Stock and Hodges, 1989 y Lee *et al.*, 1996.

lineamientos estructurales interpretados en la costa occidental de las islas corresponden a fallas cuyo rumbo del echado es hacia el occidente, similar al de las fallas que limitan la parte oriental de la Zona de Falla San Lorenzo. En la costa oriental de las islas los lineamientos estructurales tienen rumbo de echado hacia el oriente, similar al de las fallas que limitan al occidente a la Zona de Falla San Pedro Mártir.

En la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas la delgada cobertura volcánica y sedimentaria sobre el basamento siguió el patrón estructural del basamento y además, la orientación de los lineamientos estructurales interpretados es paralela a la que se observa en Bahía de los Ángeles, lo que sugiere un origen común.

La orientación de los ejes cinemáticos en las islas San Lorenzo y Las Ánimas indica fallamiento normal dominante. En las islas no se observaron fallas inversas y/o laterales importan-

tes, por lo que es probable que las islas hayan actuado como un bloque rígido al ser trasladadas hacia el sureste por las fallas Partida y San Lorenzo.

Las soluciones cinemáticas obtenidas en la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas indican un fallamiento normal que, aunque es de orientación diferente al documentado en Bahía de los Ángeles, es probable que su desarrollo haya sido contemporáneo y relacionado con el mismo régimen de esfuerzos regional, según se sintetiza en la Fig. 6.

AGRADECIMIENTOS

El financiamiento de este proyecto fue cubierto parcialmente con fondos de la División de Ciencias de la Tierra del CICESE y del proyecto de CONACyT (Ref. 28317T). Agradecemos a Víctor M. Frías Camacho su apoyo en la edición final de las figuras y a Carlos Bañuelos por el apoyo computacional. A Juan Sidón, Luis Demetrio Arce y María Elena Vázquez por su apoyo durante el trabajo de campo. A Toño y Bety Reséndiz por el apoyo logístico en Bahía de los Ángeles. A María Luisa Argote, el grupo D²M², capitán Gerardo Alonso Sánchez y tripulación del B/O Francisco de Ulloa por las facilidades para realizar una de las visitas a las islas. Finalmente, agradecemos a Gustavo Tolson y a un revisor anónimo sus comentarios durante el arbitraje.

REFERENCIAS

- Allmendinger, R.W., Marret, R.A. and Claduohos, T., 1992. Faultkin (formerly Fault Kinematics) version 3.25, a program for analyzing fault slip data for the MacintoshTM computer.
- Allmendinger, R.W., 1995. Stereonet Ver. 4.9, a plotting program for orientation data for the MacintoshTM computers.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L. and Rangin, C., 1981. Fault tectonics of the Baja California peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *J. Struct. Geol.* 3(4), p. 347-357.
- Angelier, J. 1984. Tectonic Analysis of Fault Slip Data Sets. *J. Geophys. Res.* 89 (B7), 5835-5848.
- Basile, C. y Brun, J.P. 1999. Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation. *J. Struct. Geol.* 21, 23-37.
- Christie-Blick, N. y Biddle, K.T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. En: K.T. Biddle y N. Christie-Blick (eds.). *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. SEPM Spec. Publ. 37, p. 1-34.
- Delgado Argote, L.A. 2000. Evolución tectónica y magmatismo Neógeno de la margen oriental de Baja California central. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México (en revisión).
- Delgado Argote, L.A. and García Abdeslem, J. 1999. Shallow Miocene basaltic magma reservoirs in the Bahía de los Angeles basin, Baja California, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 29-46.
- Dokka, R. K. and Merriam, R.H. 1982. Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, p. 371-378.
- Escalona Alcázar, F.J. 1996. Estratigrafía volcánica y deformación neogénica de la Zona El Paladar, costa SW de la Isla Ángel de la Guarda, Golfo de California. Tesis de Licenciatura. Escuela de Ingeniería de Minas, Metalurgia y Geología. Universidad Autónoma de Zacatecas. 45 pp.
- Escalona Alcázar, F.J. 1999. Reconocimiento geológico de las islas San Lorenzo y Las Ánimas y la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas, Baja California central. Tesis de Maestría, CICESE, 145 pp.
- Escalona Alcázar, F.J. y Delgado-Argote, L.A., 1998. Descripción estratigráfica de la zona El Paladar y litología de la Isla Ángel de la Guarda, Golfo de California. *GEOS* 18-3, p. 197-205.
- Escalona Alcázar, F.J. y Delgado Argote, L.A., 1999. Sedimentos marinos del Golfo de California y volcanismo Plioceno de las islas San Lorenzo y Las Ánimas. *GEOS* 19-4, p.316.
- Escalona Alcázar, F.J. and Delgado Argote, L.A. Late Miocene marine incursions and Pliocene volcanism of San Lorenzo and Las Ánimas islands, Gulf of California, México. *En preparación*.
- Gastil, R.G. and Krummenacher, D. 1977. Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, p.189-198.
- Henry, C.D. 1989. Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, p. 1147-1156.
- Herrera Recinos, J.R. 1995. Análisis estructural e historia geológica del oriente de Sierra las Ánimas, Bahía de las Ánimas, Baja California. Tesis Ingeniero Geólogo. Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León, 41 pp.
- Higgins, R.I. and Harris, L.B. 1997. The effect of cover composition on extensional faulting above re-activated basement faults: results from analogue modelling. *J. Struct. Geol.* 19(1), p. 89-98.
- Karig, D.E. and Jensky, W. 1972. The Proto-Gulf of California. *Earth Planet. Sci. Lett.* 17, p.: 168-174.
- Lee, J., Miller, M.M., Crippen, R., Hacker, B. and Ledezma-Vázquez. 1996. Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California: Evidence from southern Sierra Juárez. *Geol. Soc. Am. Bull.* 108 (5), p. 505-525.
- Lonsdale, P. 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. En: E.L. Winterer, D.M. Hussong and R.W. Decker (eds.). *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*. *Geol. Soc. Am. Bull.* The Geology of North America, Vol. N, p. 499-521.

- Marret, R. and Allmendinger, R.W. 1990. Kinematic analysis of fault slip data. *J. Struct. Geol.* 12-8, p. 973-986.
- Martín Barajas, A. y Stock, J.M. 1993. Estratigrafía y petrología de la secuencia volcánica de Puertecitos, noreste de Baja California. Transición de un arco volcánico a rift. *En: L.A. Delgado-Argote y A. Martín-Barajas (eds.). Contribuciones a la tectónica del occidente de México. Unión Geofísica Mexicana, Monografía 1*, p. 66-89.
- Mendoza Borunda, R., Axen, G.J., Sandeman, H., Ortega Rivera, A. and Grover, T.C. 1998. Stratigraphy and geochronology of the Tertiary volcanic and sedimentary rocks, in the southern Sierra Juarez and northern Sierra Las Tinajas area, in northeastern Baja California, Mexico. *GEOS* 18-4, p. 292-293.
- Ragan, D.M. 1973. Structural geology –An introduction to geometrical techniques. John Wiley and Sons, Inc., New York, 208 pp.
- Stock, J.M. and Hodges, K.V. 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics* 8-1, p. 99-115.
- Sylvester, A.G., 1988. Strike-Slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v.100, p.1666-1703.