

00383



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

**UNIDAD DE CICLOS PROFESIONALES
Y DE POSGRADO
COLEGIO DE CIENCIAS Y HUMANIDADES
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGIA**

**TECTÓNICA CRETÁCICA Y TERCIARIA EN LA MARGEN
SUROESTE DEL ALTO DE CANANEA, SONORA
NORTE-CENTRAL**

Tesis

Que para obtener el grado de

DOCTOR EN CIENCIAS (GEOLOGÍA)

presenta

José Luis Rodríguez Castañeda

2002

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



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.

A mi familia:

Rosali

Tanya

Rosaly

Luis Alberto

y

Julián

||

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

RESUMEN

Las rocas cretácicas y terciarias en la región del rancho San Antonio, en Sonora norte-central, muestran evidencia de movimientos verticales diferenciales durante el Cretácico y el Terciario. Estos movimientos se manifiestan sobre todo en la Falla San Antonio que forma la margen sur del Alto de Cananea. Esta deformación generó estructuras complejas, producto del deslizamiento de megabloques carbonatados que pertenecen en mayor volumen a estratos del Grupo Bisbee del Cretácico Inferior. Los megabloques de forma tabular forman afloramientos continuos por más de 10 km a rumbo e incluyen megabloques hasta de 5 km de longitud. Su estratigrafía documenta al menos tres fases de depósito de sedimentos por flujo de gravedad que, junto con sedimentos de carácter hemipelágico, deslizaron hacia un depocentro contemporáneo con la plataforma carbonatada marginal.

Los megabloques muestran una transición de masas coherentes a masas fragmentadas, en la parte alta y en la base de la secuencia, respectivamente. Por analogía con un modelo de sedimentación marginal a submarina, procesos como deslizamiento, derrumbamiento y depósito son importantes en el desarrollo de las estructuras observadas. La relación entre estos procesos y las estructuras fue analizada con el fin de reconstruir la evolución tectónica de la región de estudio.

Las estructuras producto del deslizamiento están dominadas por fallas normales lístricas, fallas de despegue, fallas normales subverticales, fallas inversas y estructuras de contracción como pliegues, las cuales se desarrollan principalmente en la base de los megabloques que forman el pie del deslizamiento. En esta parte, zonas de fuerte cizallamiento causaron la fragmentación de capas. Pliegues con vergencia al suroeste indican la dirección de transporte y sugieren una paleopendiente hacia un depocentro ubicado en general hacia al sur.

La Falla San Antonio, estructura de carácter regional, delinea la margen suroeste del Alto de Cananea y a su vez constituye la margen noreste de la cuenca

San Antonio - Banámichi la cual está limitada hacia el sur por la megacizalla Mojave-Sonora. La Falla San Antonio ha evolucionado posiblemente de falla a rumbo en el Jurásico Tardío, a falla de despegue en el Cretácico Temprano, y después a falla inversa como lo indica la relación estratigráfica actual, producto de la inversión tectónica en el Neógeno. La Falla San Antonio controló los patrones estructurales y sedimentológicos en el Cretácico.

Las rocas del Cretácico Superior agrupadas en la Formación El Tuli, que junto con el Grupo Bisbee forman el relleno de la cuenca San Antonio, constituyen extensos afloramientos de conglomerado intercalado con brecha andesítica, arenisca, lutita, aglomerado, caliza fosilífera y toba con espesores que exceden quizás los 10 km. De esta secuencia destacan los megabloques de rocas carbonatadas del Cretácico Superior. La textura y composición de estos depósitos indican ambientes tanto aluviales como fluviales y marinos marginales someros.

Durante el Terciario la zona se caracteriza por una inversión tectónica registrada a lo largo de la Falla San Antonio. Estructuras producto de la deformación del Cretácico Temprano fueron reactivadas, mostrando rotación alrededor de ejes horizontales en sentido contrario a las manecillas del reloj como resultado de la inversión tectónica.

Los estudios estratigráficos y estructurales de las rocas del Cretácico y del Terciario indican que la región estuvo sujeta de movimientos verticales al menos desde fines del Cretácico Temprano (inicios del magmatismo cretácico y terciario asociado a la subducción de la placa Farallón) hasta el Mioceno. Un importante papel en la evolución tectónica de la región ha jugado el emplazamiento de los cuerpos intrusivos, los que han generado movimientos corticales verticales conduciendo esto a levantamientos de gran magnitud, erosión y acumulación de sedimentos en las cuencas. Estos intrusivos también han jugado una parte importante en la evolución de altos tectónicos como el Alto de Cananea, y otros como el Alto de Aconchi y el Alto La Madera. Los efectos termales y mecánicos han

desarrollado fallas de despegue a lo largo de sus margenes.

La deformación desde el Cretácico Temprano hasta el Mioceno medio ocurrió en varias fases:

La primera fase está caracterizada por movimientos gravitacionales de grandes masas rocosas donde las estructuras relacionadas están dominadas por fallas normales de bajo ángulo. Esta fase empezó a finales del Cretácico Temprano y terminó posiblemente en el Cenomaniano.

La segunda fase está determinada por levantamiento y erosión, registrandose está en la Formación El Tuli. Los inicios de la fase están indicados por la discordancia angular de carácter regional y la dispersión de los sedimentos de la Formación El Tuli. Estos sedimentos constituyen una secuencia volcano-sedimentaria que significa una sucesión de erosión, depósito y volcanismo sin deformación alguna, con excepción de basculamiento. Esta segunda fase evolucionó durante todo el Cretácico Tardío y probablemente parte del Terciario.

La tercera fase, durante el Mioceno temprano, se caracteriza por dos eventos: el primero genera la inversión tectónica causante del contacto tectónico actual entre sedimentos del Cretácico Inferior y Cretácico Superior, la Falla San Antonio, así como la deformación registrada en las rocas ígneas de la zona y la reactivación de estructuras pre-existentes. El segundo evento es causante de fallamiento a rumbo o de transferencia, destacando entre estas estructuras la Falla El Pinito que desplaza a la Falla San Antonio y divide el área en las dos unidades de megaconglomerados.

La cuarta fase, la extensión Sierras y Valles, es caracterizada por fallas normales con rumbo noroeste-sureste, principalmente.

Estas fases indican deformación causada por levantamientos que han evolucionado probablemente desde el Jurásico Tardío hasta el Terciario. La deformación que presentan las rocas del Cretácico Inferior es producto de levantamiento vertical causado por la subducción de la placa Farallón al menos desde hace 97 Ma.

Abstract

Cretaceous and Tertiary rocks along the fault-bounded southwestern margin of the Cananea High in northern Sonora record depositional and structural processes during filling, contraction involving structural inversion of the San Antonio basin, and finally extension. The steep basin margin controlled the structural and sedimentary patterns throughout Cretaceous time. Filling of the San Antonio basin occurred in response to uplift during which the steep margin was maintained.

Three phases of basin deepening and/or margin steepening are recognized. The first phase is characterized by mass-gravity movements during which material moved downslope, in some places along faults commonly parallel to bedding. This phase began at the end of the Early Cretaceous and finished probably in the Cenomanian. Outcrops of limestone that commonly contains abundant fossils correlative with the Mural Limestone of the Bisbee Group in Arizona record downslope movements of slumped masses, flows of debris, and tabular carbonate slabs, some of which are kilometers long. The gravity-driven mass movements formed megaconglomerate in a depocenter contemporaneous with accumulation of carbonate strata marginal to the platform of the Cananea High. The fault-controlled basin persisted throughout Cretaceous time.

Complex structures formed in response to downslope movements of Bisbee equivalent strata. Detached slabs that may contain coherent masses of beds in the upper and middle parts became fragmented and strongly deformed along flanks and bases. Slab bases are characterized by folds, listric normal faults, bedding-parallel faults, and synthetic reverse faults. Asymmetric folds suggest transport directed southwestward down the paleoslope to a depocenter located further south. At some slide bases bedding is disrupted and may be obliterated close to local areas of high shear strain. The style and kinematics of the structures within slabs are compared with those of faults and folds away from slabs with the objective of distinguishing basin-wide gravity-driven features from those related to tectonic deformation.

The second phase is characterized by uplift, erosion, volcanism and deformation. This phase is recorded by the El Tuli Formation that is separated from Early Cretaceous, Jurassic, and Paleozoic rocks by an angular unconformity. The El Tuli Formation is a volcano-sedimentary sequence within which contractional structures, principally foliation, are limited to major fault zones. The duration of this phase ranges from Late Cretaceous to probably Paleocene. The Upper Cretaceous El Tuli Formation comprises together with Bisbee Group sediments the fill of the San Antonio basin and consists of about 10 km of conglomerate, andesitic breccia, sandstone, shale, agglomerate, tuff, and fossiliferous limestone slabs. The basal section of the sequence is characterized by conglomerate containing olistoliths composed of slabs and blocks of resistant Mural Limestone that protrude from otherwise rounded exposures. The coarse debris at the base of the formation suggests rejuvenation of the basin margin and reinvigoration of gravity-driven processes. The sediments of the El Tuli Formation record alluvial, fluvial and shallow marine environments.

The third phase occurred in response to extension during early Miocene. At this time the San Antonio fault may have been locally reactivated and accommodated reverse-sense displacement that includes the inversion of the basin as shown by the San Antonio fault along which the Morita Formation is juxtaposed against the El Tuli Formation, as did the Las Juntas fault along which El Tuli Formation overlies Morita Formation. Strike-slip faults or transfer faults like the El Pinito fault that displace the San Antonio Fault and divide the area in the two structural blocks may have been active during this time.

The San Antonio fault is postulated to record reactivation of a Late Jurassic strike-slip fault that initially defined the steep flank of the Cananea High. Early Cretaceous gravity-driven slides and coarse Late Cretaceous debris moved across or along the fault. Reactivation occurred during contraction and associated basin inversion related to metamorphic core complex deformation in early Miocene time.

An important difference in the tectonic evolution of northern Sonora is the absence of a regional fold-and-thrust belt of Late Cretaceous age (~Laramide) such as that developed north of the Colorado plateau and postulated to exist in Arizona and New Mexico.

CONTENIDO

<i>Resumen</i>	iii
<i>Abstract</i>	vi
<i>Contenido</i>	ix
<i>Relación de Figuras</i>	xiii
<i>Relación de Tablas</i>	xxvii
<i>Relación de Láminas</i>	xxviii
<i>Agradecimientos</i>	xxix

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN	1
Antecedentes	1
Marco tectónico regional	6
Trabajos tectónicos locales	18

CAPITULO 2

ESTRATIGRAFÍA	20
Relaciones estratigráficas del área estudio	20
<i>Precámbrico</i>	20
<i>Granito Santa Margarita</i>	20
<i>Cretácico Inferior</i>	22
<i>Megaconglomerado San Antonio</i>	23
<i>Formación Morita</i>	26
<i>Caliza Mural</i>	27
<i>Formación Cintura</i>	31
<i>Megaconglomerado Santa Gertrudis</i>	31

<i>Formación Morita</i>	32
<i>Caliza Mural</i>	34
<i>Conglomerado del Cretácico Inferior</i>	37
<i>Evolución de los megabloques y bloques</i>	39
Cretácico Superior	45
<i>Formación El Tuli</i>	45
<i>Sedimentología de la Formación El Tuli</i>	49
Terciario	51

CAPITULO 3

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	53
A. Fase de deformación del Cretácico Temprano	55
<i>Antecedentes</i>	55
<i>Deslizamientos en el Albiano-Cenomaniano y sus estructuras</i>	58
<i>Megaconglomerado San Antonio</i>	59
<i>Megaconglomerado Santa Gertrudis</i>	69
<i>Megabloques en el sur del área de estudio</i>	86
<i>Análisis de pliegues</i>	89
<i>Fallas</i>	92
<i>Fracturas de extensión</i>	95
B. Fase de deformación del Cretácico Tardío: Depósito de la Formación El Tuli	100
C. Fase de deformación del Mioceno Temprano	102
<i>Falla San Antonio</i>	102
<i>Evolución de la Falla San Antonio</i>	107
<i>Edad de la Falla San Antonio</i>	109
<i>Interpretación tectono-estructural de la Falla San Antonio basado en información geofísica</i>	115

<i>Deslizamientos terciarios</i>	120
<i>Falla La Junta</i>	121
<i>Falla El Pinito</i>	123
<i>Otras fallas</i>	124
<i>Análisis de pliegues</i>	129
D. Fase de deformación Sierras y Valles	131
Estratificación	132
Lineamientos	134
Discusión	136
Análisis de los ejes cinemáticos de esfuerzos	138
<i>Características de los ejes cinemáticos</i>	139
<i>Relación de los ejes cinemáticos con las fases de deformación</i>	140
<i>Evento de extensión del Mioceno medio</i>	143
<i>Evento de inversión tectónica y fallamiento a rumbo del Mioceno temprano</i>	146
<i>Evento de extensión del Cretácico Temprano</i>	152
<i>Evolución tectónica</i>	153

CAPITULO 4

EVOLUCIÓN TECTÓNICA	156
Evolución geodinámica del área de estudio en el Mesozoico Tardío	156
Evidencia de levantamiento en el área de estudio	162

CAPITULO 5

DISCUSIÓN DE DESLIZAMIENTOS CRETÁDICOS EN SONORA	167
Introducción	167
El Grupo Bisbee en Sonora	168

Características estructurales	170
<i>Sierra El Chanate</i>	170
<i>Santa Ana y Cerros La Pima</i>	171
<i>Cerro La Pima</i>	172
<i>Santa Ana</i>	178
<i>Cabullona</i>	182
<i>Santa Teresa-San Antonio</i>	184
<i>Arizpe</i>	185
<i>Cerro de Oro</i>	188
<i>Lampazos</i>	189
<i>Área Sierra Los Chinos-Arivechi</i>	192
Discusión	197

CAPITULO 6

CONCLUSIONES	200
Referencias	204
Apéndice	213

Relación de Figuras

- Figura 1.** Localización del área de estudio, afloramientos y estructuras de las rocas del Cretácico Temprano en Sonora2
- Figura 2.** Mapa que muestra estructuras de carácter regional en el sur de Arizona y norte de Sonora. Las líneas gruesas se interpretan como fallas jurásicas con desplazamiento lateral. Las líneas punteadas indican estructuras propuestas por Drewes (1981) y las líneas delgadas son estructuras ligadas al evento Sierras y Valles del Terciario. Modificado de Titley (1976). Las áreas sombreadas corresponden a sierras.....6
- Figura 3.** Terrenos inferidos en el norte de Sonora considerando los trabajos de Anderson y Silver (1979), Haxel y otros (1988), Sedlock y otros (1993) y la información de este estudio. El terreno San Antonio se extiende hasta el límite de la megacizalla Mojave-Sonora. MSM = megacizalla Mojave-Sonora, FSA = Falla San Antonio.....7
- Figura 4.** Modelo que muestra la posible relación entre la Falla San Antonio y la megacizalla Mojave-Sonora y la interpretación que de ello se hace. En el recuadro se muestran los elementos para considerar que el terreno San Pápago es en si una cuenca de extensión, San Antonio, como resultado de la evolución de las dos grandes estructuras. Modificado de Tosdal y otros (1988)13
- Figura 5.** Afloramientos de rocas del Cretácico Superior y su relación con rocas intrusivas terciarias y con fallas regionales con rumbo noroeste-sureste. **MSM**=megacizalla Mojave-Sonora, **FSA**=Falla San Antonio, **FSC**=Falla Sawmill Canyon, **CB**=Cuenca Cabullona, **SAB**=Cuenca San Antonio - Banámichi, **SAU**=Alto Aconchi-San Antonio, **LMU**=Alto La Madera.....14
- Figura 6.** Columna estratigráfica expuesta en el área de estudio.....21
- Figura 7.** Escala modificada de tamaño de grano de Udden-Wentworth, propuesta

para diferenciar sedimentos gruesos (tomada de Blair y McPherson, 1999)..24

Figura 8. Geología del megaconglomerado San Antonio (parte norte) compuesto por rocas de las formaciones Morita, Mural y Cintura del Cretácico Inferior y su relación con el modelo de Shanmugan y otros (1994). Nótese los megabloques en la parte media del área y los que se encuentran al sur de la Falla San Antonio.....265

Figura 9. Columna de la Caliza Mural medida en la localidad corral El Pilar, al noroeste del rancho San Antonio. El contacto con la Formación Morita que la infrayace es concordante, mientras que el contacto con la Formación Cintura es concordante y transicional29

Figura 10. Geología del megaconglomerado Santa Gertrudis (mitad norte) y su relación con el modelo que se propone. Nótese la ausencia de la Formación Cintura. Los límites son arbitrarios. El número con círculo indica la localización de los megabloques en la Figura 11. Modelo tomado de Shanmugan y otros (1994)33

Figura 11. Representación esquemática de algunos de los megabloques en el megaconglomerado Santa Gertrudis y su posible ubicación en la columna medida en El Pilar. Las columnas de los megabloques son representativas, sin control de escala. Localización de megabloques en la Fig. 10.....35

Figura 12. Remanente de Caliza Mural sobre sedimentos de la Formación Morita al oeste del rancho El Remolino. El afloramiento es parte del miembro superior de la Caliza Mural37

Figura 13. Conglomerado que se interpreta como flujo de detritos asociado al deslizamiento por gravedad de los megabloques. El conglomerado no se encuentra deformado, pero sí presenta una fuerte inclinación en comparación con los conglomerados terciarios que presentan echados suaves38

Figura 14. Modelo conceptual que muestra la rotura y la iniciación de deslizamientos cerca de la margen y la progresiva transformación de deslizamiento a

derrumbe y a flujo de detritos. Se propone que los deslizamientos estén ligados a levantamientos del Alto de Cananea (tomado y modificado de Shanmugam y otros, 1994, ver Figura 10).....40

Figura 15. El contacto entre megabloques y la roca subyacente al sur del Cerro Los Pinos Cuates está marcado por un ligero brechamiento. Esta zona corresponde a la parte superior del deslizamiento. La parte superior del afloramiento corresponde a la Caliza Mural y la parte inferior a la Formación Morita41

Figura 16. Contacto entre megabloques al norte del Cerro Los Pinos Cuates. Obsérvese el brechamiento que existe entre el megabloque y la roca subyacente. El megabloque muestra una litología característica de la Caliza Mural y la roca subyacente de la Formación Morita42

Figura 17. Pliegues en el megabloque El Carbón. Los megabloques que se localizan en lo que corresponde a la zona de derrumbe presentan contactos marcados por un fuerte cizallamiento y plegamiento.....43

Figura 18. Clasto de caliza con orbitolinas de la Formación El Tuli al norte del rancho San Antonio. La composición principal del conglomerado de la Formación El Tuli lo constituyen clastos de caliza, arenisca y andesita.....46

Figura 19. Megabloque de Caliza Mural que sobreyace a andesita y conglomerado de la Formación El Tuli, al norte de la Falla San Antonio. La posición de este megabloque es resultado de inversión tectónica. El megabloque tiene una longitud de casi 3 km de largo y una centena de metros de espesor. En el lado izquierdo, al fondo, se aprecian otros dos megabloques.....47

Figura 20. Conglomerado de la Formación El Tuli en el megaconglomerado Santa Gertrudis. Los clastos están constituidos principalmente por cuarcita que muestra un intenso cizallamiento previo al depósito. Además de los clastos de cuarcita, se tienen de arenisca, caliza fosilífera, volcánicos y pedernal48

Figura 21. Evolución tectónica del área de estudio del Cretácico Temprano al

Mioceno. No se incluye el evento Sierras y Valles.....54

Figura 22. Localización del área de estudio en un contexto regional en el noreste de Sonora. **A.** Geología del basamento junto con las fallas extensionales mayores de edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano que definen el Alto de Cananea. **B.** Distribución de rocas del Cretácico Temprano y Tardío e intrusivos laramídicos. Nótese que las rocas del Cretácico Temprano se encuentran aflorando a los lados del Alto de Cananea formando masas deslizadas. Geología tomada del plano geológico de Sonora, con modificaciones que incluyen los datos geológicos del área de estudio. **FSA** = Falla San Antonio, **FSC** = Falla Sawmill Canyon, **pC** = Precámbrico, **Pzi** = Paleozoico Inferior que incluye al Cámbrico y al Devónico, **Pzs** = Paleozoico Superior que incluye al Pérmico y Paleozoico no diferenciado, **Jv** = Jurásico Volcánico, **Jvs** = Jurásico volcanosedimentario, **Jg** = Jurásico intrusivo, **Ki** = Cretácico Temprano, incluye rocas del Grupo Bisbee, **Ks** = Cretácico Tardío, incluye las rocas de la Formación El Tuli, **Tig** = Intrusivos laramídicos.....57

Figura 23. Megaconglomerado San Antonio que se localiza en la parte este del área de estudio. Los límites de este megaconglomerado son: al norte la Falla San Antonio, hacia al sur la falla que separa la Formación Cintura de la Formación Morita, al este el arroyo El Sahuaro, y al oeste la Falla El Pinito (ver Lámina 1).....60

Figura 24. Pliegues intraformacionales en megabloque de Caliza Mural al sur del Cerro El Destierro. Se interpreta que estos pliegues se formaron en una etapa temprana de los deslizamientos.....61

Figura 25. Fallamiento a rumbo que afecta al megabloque El Destierro, al sur del cerro del mismo nombre. Las líneas indican el desplazamiento y la correlación de capas62

Figura 26. Pliegue de inflexión o arrastre en la Caliza Mural expuesto en el arroyo

El Sahuaro. Este tipo de pliegue se interpreta como una torsión superficial de los estratos debido al deslizamiento. Vista panorámica del pliegue hacia el noroeste63

Figura 27. Plegamiento asociado al movimiento del bloque de techo. En la base del deslizamiento no se observa mucha deformación, apreciándose solo desarrollo de calcita. Se observan también algunas fallas menores normales e inversas que cortan al bloque superior. Localidad arroyo El Cable64

Figura 28. Fallas normales en el arroyo El Cable. Se puede notar dos sistemas conjugados de fallas normales en a y movimientos izquierdos a rumbo y diagonales en b. Si se interpreta un fallamiento que varía de lístrico a despegue con movimiento hacia el sur, algunas fallas se comportarían como sintéticas y otras como antitéticas. Las estrellas indican la dirección de los ejes cinemáticos. Estrella de cinco picos = σ_1 , estrella de cuatro picos = σ_2 y estrella de tres picos = σ_365

Figura 29. Fallamiento normal de rumbo NNW-SSE y con echado hacia el E, indicando extensión ENE-WSW en la Caliza Mural en el arroyo El Sahuaro. Estrella de cinco picos = σ_1 , estrella de cuatro picos = σ_2 y estrella de tres picos = σ_366

Figura 30. Tipos de pliegues por deslizamiento observados en el megaconglomerado San Antonio. Se indica la dirección de movimiento de la masa deslizada. Los pliegues son de escala mesoscópica, a excepción del pliegue de arrastre, el cual es de escala de decenas de metros66

Figura 31. Polos de superficies axiales (puntos) y ejes de pliegues (círculos) en el arrollo El Cable. La estrella corresponde a datos en el megabloque El Destierro, al sur del cerro del mismo nombre68

Figura 32. Megaconglomerado Santa Gertrudis (mitad norte) compuesto por rocas de las formaciones Morita y Mural. Sus límites son: al norte la Falla San

Antonio, al sur la falla que corre del rancho El Graseo al rancho El Batamote y los sedimentos terciarios; hacia el este la falla de transferencia El Pinito; y al oeste los depósitos terciarios. Nótese la fragmentación de la Caliza Mural (ver Lámina 1).....70

Figura 33. Falla normal que cambia de listrica a despegue en el arroyo La Mula. Fallas de este tipo se desarrollan en el pie de los megabloques deslizados71

Figura 34. Vetas de cuarzo que muestran desplazamientos a lo largo de planos de cizallamiento con un arreglo en échelon tanto al sur como al norte. Una alternativa que se propone es que las vetas de cuarzo sufrieron una rotación contraria a las manecillas del reloj durante el Terciario. Movimientos de este tipo se han identificado en el área. Localidad al sur del rancho El Batamote.....73

Figura 35. Dique cizallado de edad terciaria que aflora al norte del rancho El Batamote. El desplazamiento es hacia el noreste, que queda a la izquierda de la figura74

Figura 36. Zona de cizalla (Falla San Antonio) entre megabloque de Caliza Mural (derecha e izquierda) y la Formación El Tuli (al centro); localidad al norte del corral Los Pinos Cuates. El contacto no muestra brechamiento como se observa más al sur en los alrededores del Cerro Los Pinos Cuates75

Figura 37. Tipos de pliegues por deslizamiento en el megaconglomerado Santa Gertrudis y fallas asociadas. Se indica el sentido de movimiento de la masa deslizada. La escala de los pliegues es mesoscópica78

Figura 37a. Estructuras asociadas al desplazamiento de megabloques por gravedad79

Figura 38. Pliegue asimétrico del tipo Z. El pliegue en el punto de inflexión muestra un desplazamiento por falla. La estructura en Z nos indica un movimiento de sentido de las manecillas del reloj y vergencia hacia el suroeste80

- Figura 39.** Fotografía aérea del megabloque El Desecho que muestra pliegues intraformacionales. La deformación del megabloque no se observa en las rocas de la Formación Morita que lo subyacen. Las líneas corresponden a trazas de capas. Ver la Figura 28 para la localización.....81
- Figura 40.** Polos de superficies axiales (puntos) y ejes de pliegues (círculos) en el megabloque El Carbón. Los pliegues están asociados a deslizamiento.....82
- Figura 41.** Polos de superficies axiales y ejes de pliegues medidos en el tajo El Corral en terrenos de la mina Santa Gertrudis. Los puntos corresponden a superficies axiales y los círculos a los ejes.....83
- Figura 42.** Modelo que explica la evolución de las estructuras deformacionales asociadas a deslizamiento por gravedad en la región del rancho San Antonio (adaptado de Steen y Andresen, 1997)85
- Figura 43.** Muestra de caliza que registra una deformación frágil con transición a deformación dúctil. Se cree que toda la deformación es en general frágil y somera. Se observan estructuras S y C que indican un movimiento derecho87
- Figura 44. A)** Polos de superficies axiales en la parte oeste del área. Estas estructuras están asociadas a los megabloques de Caliza Mural en diferentes localidades. Círculo = tajo El Corral, en la mina Santa Gertrudis; cuadro = megabloque El Carbón; cruz = megabloque al oeste del Cerro El Jurahui; y estrella = arroyo Los Becerros, al oeste del área. **B)** Ejes de los pliegues. Los datos fueron recolectados en la Caliza Mural91
- Figura 45.** Polos de planos axiales **(A)** y ejes de pliegues **(B)** en la parte este del área de estudio. Datos tomados en el arroyo El Cable (cuadro, equis y estrella), arroyo La Mula (círculo relleno), arroyo El Salto (cruz) y Arizpe (círculo), al este del área91
- Figura 46.** Imagen de satélite Landsat TM con combinación de bandas 7, 4, 1 (rojo, verde, azul) mostrando los principales lineamientos interpretados y parte de

las estructuras cartografiadas tanto en la zona de estudio como fuera de ella. Las líneas punteadas corresponden a capas que muestran el comportamiento de las estructuras propuestas94

Figura 47. Falla paralela (flechas) a las capas en rocas de la Formación Morita a lo largo del arroyo San Rafael, al sur del campamento La Gloria. Algunas de las capas muestran deformación interna. El fallamiento está asociado a los deslizamientos gravitacionales.....95

Figura 48. Diagramas de rosas de fracturas de cizalla medidas en el arroyo El Cable. Los sistemas muestran cizallamientos izquierdos y derechos, y algunos grupos son conjugados. Sectores de 10°. Ver Tabla 1. La figura de al lado en el diagrama de rosas es una representación esquemática de las fracturas....97

Figura 48. *Continuación*.....98

Figura 49. Diagrama que muestra el posible desarrollo de las grietas de tensión como resultado de los deslizamientos por gravedad. Las grietas de tensión se asocian a zonas de cizallamiento como se puede observar en el arroyo El Cable.....101

Figura 50. Modelo de elevación del área de estudio que muestra la posición aproximada de las principales estructuras cartografiadas (ver Lámina 1). Modelo de elevación del INEGI, escala 1:250,000, Hoja H12-5103

Figura 51. La Falla San Antonio en el lecho del arroyo El Sahuaro, al norte del rancho San Antonio. Nótese lo angosto de la traza de la falla, lo cual es una de sus características a lo largo de su extensión. A la izquierda de la falla se observan los sedimentos de la Formación Morita y a la derecha conglomerados de la Formación El Tuli. La Figura 36 muestra también la Falla San Antonio en el megaconglomerado Santa Gertrudis.....105

Figura 52. Foliación del tipo crucero en conglomerado de la Formación El Tuli en la vecindad (1 m) de la Falla San Antonio. El clivaje es del tipo disyuntivo áspero106

Figura 53. Diagramas de bloques mostrando duplexes desarrolladas por cabalgamiento (A) y por falla a rumbo (B) (tomado de Twiss y Moores, 1992)	109
Figura 54. Tabla que muestra los eventos magmáticos, sedimentarios y tectónicos identificados en Sonora. La deformación laramídica está representada por magmatismo y sedimentación. Modificado de Roldán-Quintana, 2001 (Datos tomados de Jacques-Ayala, 1993; Compilación UNAM-USGS, 19995; Beltrán-Encinas, 1998; Gans, 1997; Bartolini y otros, 1993 y González-León y otros, 2000)	111
Figura 55. Secciones diagramáticas mostrando la evolución de la Falla San Antonio y del noreste de Sonora en un régimen de cuencas por separación. <i>a)</i> Fracturamiento y depósito durante el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano. <i>b)</i> Movimientos por gravedad de las rocas del Cretácico Temprano. <i>c)</i> Depósito de la secuencia volcano-sedimentaria de la Formación El Tuli. <i>d)</i> Inversión de la secuencia del Cretácico Temprano sobre rocas del Cretácico Tardío durante el Mioceno	113
Figura 56. Diagrama que muestra la evolución de la Falla San Antonio a fines del Cretácico Temprano. <i>A)</i> Movimientos verticales en el borde del Alto de Cananea y comienzo de los deslizamientos por gravedad y fragmentación. <i>B)</i> megabloques deslizados por gravedad con formación de estructuras contraccionales en la base de los mismos	114
Figura 57. Esquema que muestra rotación de una falla normal en sedimentos de la Caliza Mural a la izquierda y de la Formación Morita a la derecha. En la parte de abajo se muestra la posible evolución de la rotación. En la etapa inicial se tiene extensión seguido por rotación (contracción) y después levantamiento más contracción. Afloramiento en la parte media-oeste del área, en la localidad del corral El Cumaral	115
Figura 58. Interpretación de la falla San Antonio y de la megacizalla Mojave-Sonora	

con base en el contraste de susceptibilidad en mapas de campo magnético total y de la primera derivada vertical del campo magnético total, escala 1:250,000117

Figura 59. Anomalías gravimétricas de Bouguer del norte de Sonora y la posible localización de la Falla San Antonio y de la megacizalla Mojave-Sonora en un contexto regional. Las áreas sombreadas corresponden a zonas anómalas de gravedad con orientación noreste propuestas por Turner y otros (1982). En la sección esquemática se muestran los elementos paleogeográficos como el Alto de Cananea y la Cuenca de Bisbee.119

Figura 60. Megabloque El Grasero que se localiza al este del rancho del mismo nombre. El megabloque está constituido por caliza y lutita de la Caliza Mural, las cuales muestran una deformación interna.....122

Figura 61. Relación tectónica entre la Formación El Tuli (arriba de la línea) y la Formación Morita, en la parte sur del área. Estrías en el contacto indican un desplazamiento hacia el norte, ubicado al lado derecho de la figura122

Figura 62. Estructuras duplex con despegues prácticamente horizontales presentes en la falla de bajo ángulo y con componente a rumbo en la localidad arroyo El Salto, al oeste del Cerro El Tomastión. Las estructuras están indicando acortamiento.....127

Figura 63. Deformación en rocas ígneas terciarias. **A:** Falla de bajo ángulo que afecta a un intrusivo al oeste del rancho El Batamote. **B:** Dique plegado y fallado en el tajo El Corral. Nótese la vergencia del pliegue y de la falla inversa hacia el noreste. **C:** Dique cizallado, intercalado en rocas de La Formación Morita al norte del rancho El Batamote, arroyo La Mula. **D:** Detalle de la figura anterior. La deformación que se observa en C y D es resultado de fallamiento inverso. La deformación que se observa en las cuatro figuras es resultado de la inversión tectónica terciaria. En A y C la escala es de metros

y en B de decena de metros.....	128
Figura 64. Pliegues en la Formación El Tuli que constituyen lo que se conoce como <i>synformal culmination</i> . Estos pliegues doblemente buzantes son el resultado de un cambio en la orientación de la línea de charnela.....	131
Figura 65. Gráfica que muestra polos de planos de fallas decorados con una flecha que indica la dirección y sentido de deslizamiento. a: En el megaconglomerado San Antonio se tienen fallas principalmente normales con dirección noreste que acomodan deslizamientos oblicuos; b: En el megaconglomerado Santa Gertrudis las fallas presentan orientaciones noreste y noroeste. Las primeras con movimiento a rumbo y las segundas muestran deslizamientos oblicuos y en algunos casos normales.....	132
Figura 66. Polos de estratificación en (a) el megaconglomerado San Antonio y (b) el megaconglomerado Santa Gertrudis	133
Figura 67. Diagrama de contornos en (a) el megaconglomerado San Antonio y (b) el megaconglomerado Santa Gertrudis construido con los datos de la Figura 68. En ambos se define un monoclinal buzando al suroeste	134
Figura 68. Mapa con concentración de rasgos lineales orientados principalmente noreste-suroeste y en menor proporción noroeste-sureste. Las concentraciones de lineamientos definen la morfología Sierras y Valles típica de la región. Información preparada por IntraSearch y facilitada por R. Rodríguez Torres	135
Figura 69. Sistemas de cizalla conjugados comunes. A, Fallas normales; B, cabalgaduras; C, fallas a rumbo. En los esquemas de la izquierda se tienen ejemplos simples de planos de fallas y la proyección de Schmidt (hemisferio inferior). A la derecha se presentan los bloques diagramáticos correspondientes. Tomado de Quintero-Legorreta (1995).....	143
Figura 70. Orientación de los paleotensores registrados en un dique andesítico terciario que corta a rocas de la Formación Morita en el Arroyo Las Minas, al	

noroeste del rancho San Antonio	145
Figura 71. Datos de ejes cinemáticos en rocas de la Formación Báucarit, en las inmediaciones del rancho El Babiso, que se ubica más o menos a 25 km al sur de la zona de estudio	145
Figura 72. Orientaciones de los ejes cinemáticos determinados en el contacto entre las formaciones Morita y El Tuli, Falla San Antonio, en el arroyo El Sahuaro	147
Figura 73. Direcciones de compresión registradas en diques andesíticos deformados, localizados al norte de Arizpe, cerca de la torre de microondas. La edad de estos diques se supone Terciaria	147
Figura 74. Gráfica que indica la duración de los principales eventos tectónicos y magmáticos en el área de estudio. Datos tomados de Nourse (1994), Kimbrough y otros (2001) y McDowell y otros (2001)	154
Figura 75. Modelo esquemático que muestra la interacción de las placas con el manto y su respuesta en la corteza. A: Sonora y Baja California son bordeadas por la zona de subducción de la placa Farallón. La placa se hunde dentro del manto y debajo de la corteza. B: Un fragmento de placa más fría y más densa se mezcla con el manto generando un flujo a medida que se va hundiendo, jalando el manto y a la corteza a su alrededor, creando una depresión en esta última. C: Material más caliente derivado del manto inferior, más ligero y menos denso, genera un levantamiento en la corteza en su ascenso. Modificado de Gurnis (2001) y datos de McDowell y otros (2001) y Kimbrough y otros (2001).....	158
Figura 76. Elementos estructurales terciarios que han controlado parte de la evolución tectónica vertical en el noreste del estado de Sonora. Muchas de las fallas indicadas pueden tener su origen en el Jurásico y haber evolucionado hasta el Terciario. U = Alto, D = Bajo, MCC = complejo de núcleo metamórfico Magdalena, OCC = complejo de núcleo metamórfico Opodepe, MaCC =	

complejo de núcleo metamórfico Mazatán, **EM** = Mioceno temprano, **LM** = Mioceno tardío.....161

Figura 77. Edades de los eventos de deformación. Nótese que desde el Jurásico Temprano se tiene extensión, la cual se prolonga hasta el Neógeno. **AZ**= Arizona, **C**= Caldera, **E**= Extensión, **NO**= Orogenia Nevadiana, **MSM**= Megacizalla Mojave-Sonora, **BBR**=cuenca por separación Bisbee, **BG**= Grupo Bisbee, **BLS**=deslizamiento de bloques, **SO**=Orogenia Sevier, **NV**=Nevada, **MEX**=México, **LO**=Orogenia Laramide, **DM** =deformación magmática en el área de estudio, **TI**=inversión tectónica, **CC**=Complejos Metamórficos, **d**=discordancia, estrella=fecha isotópica (Busby-Spera, 1988; Tosdal y otros, 1989; Roldán-Quintana, 1991, Anderson y Silver, 1974; Lawton y Olmstead, 1996; Krebs y Ruiz, 1987)163

Figura 78. Geología de Cerros La Pima (Jacques-Ayala, 1993)172

Figura 79. Geología de Santa Ana y Cerros La Pima. Tomado de Navarro-Fuentes (1989)173

Figura 80. Secciones estructurales de la región de Santa Ana. a) Tomado de Navarro-Fuentes (1989) y b) Interpretación propuesta en el presente trabajo173

Figura 81. Mapa geológico del área de Cerros La Pima, al oeste de Santa Ana, Sonora. A, B, C: localidades citadas en el texto174

Figura 82. Mapa geológico del área de Santa Ana, Sonora178

Figura 83. Los afloramientos de rocas paleozoicas constituyen un megabloque deslizado de acuerdo con McKee y otros (1994). Mapa geológico de Cabullona tomado de González-León (1994).....183

Figura 84. Secciones estructurales de la región de Cabullona (tomado de Rangin, 1977). La cabalgadura ahí propuesta en realidad no existe; como se indicaba en la figura anterior, las rocas paleozoicas corresponden a un megabloque

que forma parte del Conglomerado Glance.....	184
Figura 85. Secciones estructurales al oeste de Arizpe (tomado de González-León, 1978). Las rocas del Grupo Ceja y del Grupo Azulitos son de edad Cretácico Temprano, correlacionables con el Grupo Bisbee. La cabalgadura que se muestra tiene un rumbo perpendicular a la Falla San Antonio	187
Figura 86. Secciones estructurales de Cerro de Oro. Tomado de González-León (1989)	188
Figura 87. Interpretación estructural de la localidad Cerro de Oro (modificado de González-León, 1989). La evolución del área se asocia a levantamientos verticales y fallas de despegue que se desarrollaron probablemente a finales del Cretácico Temprano. Ver Figura 86 para explicación de unidades estratigráficas.	189
Figura 88. Geología de Lampazos. Tomado de González-León (1988)	190
Figura 89. Secciones estructurales de Lampazos. Tomado de González-León (1988). Ver figura anterior para la leyenda	191
Figura 90. Sección estructural Sierra Chiltepín. Tomado de Himanga (1977)	193
Figura 91. Secciones estructurales de Cerro Las Conchas, región de Arivechi. Tomado de Palafox y Martínez (1985)	194
Figura 92. Secciones estructurales del área de Arivechi. Tomado de Fernández y Almazán (1991)	195
Figura 93. Geología de Sierra Los Chinos, al norte de Sahuaripa. Tomado de Pubellier (1987). El recuadro muestra la localización del plano geológico y de la sección.....	196
Figura 94. Geología del área de Arivechi. Tomado de Pubellier (1987)	197

Relación de Tablas

Tabla 1. Orientación de fracturas y zonas con arreglo escalonado medidas en afloramientos de la Formación Cintura en el arroyo El Cable.....	99
Tabla 2. Orientación de los componentes horizontales mínimos σ_h y máximos σ_H de los paleoesfuerzos observados en los diferentes sitios en el área de estudio y fuera de ella. Las direcciones marcadas con flechas gruesas en color oscuro se interpretan como las más recientes y se identifican con el mismo color en los otros sitios. Las orientaciones marcadas con flechas gruesas en color gris claro se interpretan como las más recientes en los sitios fuera del área de estudio, indicándose en el área de estudio con el mismo color.....	141

Relación de Láminas

LAMINA 1. Plano geológico del área del rancho San Antonio, Municipio de Cucurpe, Sonora. La Falla El Pinito es el límite natural entre el Megaconglomerado San Antonio al este y el Megaconglomerado Santa Gertrudis al oeste.

LAMINA 2. Secciones estructurales del área de estudio. Ver Lámina 1 para leyenda y simbología

LAMINA 3. Paleotensores de esfuerzos en el Megaconglomerado San Antonio. Los puntos amarillos indican los sitios donde se recolectaron datos de cizalla.

LAMINA 4. Orientación de los paleotensores de esfuerzos en el Megaconglomerado Santa Gertrudis. Los puntos amarillos indican los sitios donde se midieron los datos microtectónicos.

Agradecimientos

Agradezco al Dr. Thomas H. Anderson, amigo de ya hace algunos años, por haberme metido en las lides de la geología de Sonora y de brindar su apoyo en el desarrollo de este trabajo, a veces a través de discusiones donde se defendían puntos de vista, se escuchaba y a veces se reía. Al Dr. Odranoel Quintero Legorreta[†], dondequiera que este. Al Dr. Max Suter por entrar al quite como tutor en un momento difícil del trayecto de la tesis. A los Dres. Zoltan de Cserna y Fernando Ortega Gutiérrez por formar parte de este comite desde sus inicios y por su apoyo durante el desarrollo del doctorado. A los Dres. Jonathan A. Nourse, Gustavo Tolson y Thierry Calmus por su apreciable interés en ser parte del jurado de tesis y por sus aportaciones al mejoramiento de este trabajo.

El trabajo de campo se desarrollo gracias a los apoyos del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología a través de los proyectos 1494-T9207 y 25236T. También el trabajo de campo no se pudo haber realizado sin el decidido apoyo de los Sres. Octavio Maldonado, Enrique Espinoza y Javier Aguilar Aguayo propietarios de los ranchos San Antonio y El Palmillal que permitieron el acceso a sus ranchos y ademas dieron asilo durante muchas de las campañas de campo. A la compañía Oro de Sotula, en particular a Carlos Beltrán, por el apoyo y soporte logístico en el desarrollo del trabajo de campo.

A los amigos y compañeros Rafael Rodríguez Torres, Juan Carlos García, Rodolfo Montiel, Moisés Córdoba, Alberto Búrquez, Angelina Martínez, Victor Dávila, Gerardo Zenteno, Jaime Roldán, Francisco Molina, Roberto Duarte y a muchos otros que en este momento se me escapan de la mente. **A todos, gracias.**

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

Antecedentes

Sonora ha estado sujeto a una evolución tectónica compleja desde el Precámbrico hasta el Reciente. Su posición dentro del contexto regional lo ubica en medio de dos elementos tectónicos bien establecidos, el Cinturón Cordillerano de los Estados Unidos y el cinturón de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental en México. *Varios episodios de deformación a través del Mesozoico han sobrepuesto extensión y acortamiento sobre la corteza de Sonora. Las rocas supracorticales del área de estudio permiten estudiar la evolución de sistemas de fallas normales de bajo ángulo y normales, asociadas a sistemas de fallas de carácter regional como la Falla San Antonio (este trabajo) y la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979).*

Con base en los análisis del área de estudio, se considera que el origen y la evolución estructural de muchas de las sierras en el área del rancho San Antonio han estado dominados por varios periodos de levantamientos verticales diferenciales a fines del Jurásico y en el Cretácico Tardío, donde el magmatismo y el fallamiento a rumbo son importantes.

El área de estudio se localiza en Sonora norte-central, 50 km al sur de Cananea y a 40 km al este de Magdalena, dentro del Municipio de Cucurpe (Figura 1). Tiene aproximadamente 540 km² de extensión con los siguientes límites: 30°26' - 30°37' latitud Norte y 110°20' - 110°34' longitud Oeste según las cartas topográficas de INEGI, Santa Teresa (H12B62) y Saracachi (H12B72). Morfológicamente el área de estudio así como el noreste de Sonora en general pertenecen a la Provincia de Sierras y Valles.

El objetivo de este trabajo es caracterizar y explicar la deformación que afecta las secuencias del Mesozoico en la margen suroeste del Alto de Cananea, en el

segmento de la región del rancho San Antonio en Sonora norte-central, para lo cual se estudiaron las unidades estratigráficas pre-cretácicas y cretácicas entre las que destacan el Grupo Bisbee y la Formación El Tuli, y los intrusivos que cortan a las secuencias anteriores. El Alto de Cananea fue propuesto por primera vez por McKee (1991) para identificar en el norte de Sonora una zona orientada noroeste-sureste y caracterizada por la ausencia de rocas del Cretácico Inferior. Esta tierra positiva esta compuesta por rocas precámbricas, paleozoicas y jurásicas.

Los métodos utilizados fueron:

- Cartografía a detalle de las rocas cretácicas y terciarias a escala 1:25,000 y 1:12,500 utilizando como mapas base los mapas topográficos de INEGI a escala 1:50,000.
- Medición de columnas estratigráficas de las rocas cretácicas.
- Medición de datos estructurales a escala de afloramiento.
- Interpretación de imágenes de satélite Landsat TM. Las rocas del Cretácico y Terciario son especialmente distintivas en la imágenes.
- Interpretación de datos gravimétricos y magnetométricos.
- Uso de modelos digitales de elevación.
- Análisis de los datos estructurales medidos en el campo.
- Uso de programas computacionales para establecer la cinemática del área de estudio.
- Construcción de secciones estructurales.

Con este estudio se pretende documentar o resolver las siguientes cuestiones:

1. ¿La deformación o las deformaciones presentes en las rocas es resultado de extensión, acortamiento o movimiento lateral a lo largo de fallas?
2. ¿Cuáles rocas están afectadas por estos movimientos y cuál es su alcance estratigráfico?
3. ¿El magmatismo presente es parte de esta evolución tectónica?
4. ¿Las estructuras principales tienen relación con la megacizalla Mojave-

Sonora?

5. ¿Cómo se liga la historia geológica local con la evolución tectónica de la región?

Estas consideraciones se plantean con el fin de entender la historia de deformación y las características estructurales de una zona en el sur del Cinturón Cordillerano. Las rocas del Cretácico Inferior y del Cretácico Superior en la parte norte-central de Sonora (Figura 1) contienen valiosa información tectonoestratigráfica. Información reciente sobre la parte superior del Cretácico Inferior (Formación Morita y Caliza Mural) y la parte conglomerática del Cretácico Superior (Formación El Tuli), combinados con la distribución geográfica de estos estratos ha permitido un mejor entendimiento de la paleogeografía, la paleofisiografía, los fundamentos tectónicos y los ambientes de depósito de la margen del suroeste de Norteamérica del Mesozoico medio al Cenozoico medio. El análisis cinemático de las estructuras en conjunto con estudios estratigráficos y sedimentológicos de estas rocas permiten visualizar el comportamiento tectónico durante un periodo en el cual la región estuvo particularmente influenciada por movimientos verticales.

Los depósitos sedimentarios contemporáneos con el fallamiento de esta región incluyen grandes masas carbonatadas del Cretácico Inferior y conglomerados del Cretácico Superior. Su patrón regional de afloramiento, la variación en espesor y la composición de clastos delimitan cuencas, bordeadas por fallas, con geometrías de cuencas por separación (*pull apart basins*) o transtensionales en origen. La textura y composición de estos depósitos indican un ambiente paleogeográfico en el cual muchos de los detritos gruesos fueron arrojados dentro de cuencas que presentaban márgenes de pendiente fuerte, formadas por basamento cristalino o volcánico. Las cuencas están distribuidas dentro de una amplia franja de corteza precámbrica y jurásica al noreste de la traza de la megacizalla Mojave-Sonora propuesta por Silver y Anderson (1974) y Anderson y Silver (1979). La edad de

formación y cinemática de las fallas que delimitan a esas cuencas sugieren una conexión entre segmentos de fallas transcurrentes y estructuras cogenéticas dentro de las cuencas. Las estructuras que bordean las cuencas son fallas a rumbo con orientación noroeste y fallas normales con rumbo este. Durante eventos subsecuentes de generación de elevación (e.g. complejos de núcleos metamórficos y Sierras y Valles), las fallas del Jurásico Tardío fueron reactivadas y fuertemente deformadas (Rodríguez-Castañeda, 1984; Anderson y otros, 1996). Estas estructuras ejercieron considerable influencia en el estilo y en la orientación de las estructuras más jóvenes,

A nivel regional los conglomerados del Cretácico Superior terminan abruptamente contra el arco jurásico (Sierra El Pinito, al noreste de Imuris) a lo largo de contactos con rumbo NW-SE y ENE-WSW. Los contactos con dirección noroeste son fallas de alto ángulo (Nourse, 1990). En el área del rancho San Antonio, sin embargo, el conglomerado del Cretácico Superior termina en contra de rocas del Cretácico Inferior, por ello, se propone reexaminar las fallas que bordean este conglomerado.

Los datos estructurales que se colectaron para este estudio junto con el análisis de imágenes de satélite, permiten identificar la Falla San Antonio (Figura 2) con dimensiones regionales (aproximadamente 100 km), que delinea la margen suroeste del Alto de Cananea y que da lugar a una cuenca (Cuenca San Antonio-Banámichi, Rodríguez-Castañeda, 1999), cuyo límite sur corresponde a la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979). En esta cuenca se acumulan sedimentos cuya evolución estructural y estratigráfica difiere de lo que se conoce de la cuenca Bisbee, ubicada al noreste del Alto de Cananea. Dos cuestiones surgen de estas consideraciones: 1) ¿Es posible que la Falla San Antonio, que tiene indicaciones de movimientos normales, a rumbo e inversos, registre actividad desde el Jurásico?, 2) ¿El depósito de los conglomerados, es sintectónico con respecto a los movimientos de las fallas?

la megacizalla Mojave-Sonora. Del modelo de Anderson y Silver (1979) acerca de la megacizalla Mojave-Sonora, de la propuesta del terreno Pápago (Haxel y otros, 1988), de Sedlock y otros (1993) y de la información propia de este estudio se pueden inferir otros terrenos a partir de los ya propuestos: 1) El bloque Caborca, caracterizado principalmente por rocas cristalinas cuya edad varía de 1800 a 1700 Ma; 2) la zona Mojave-Sonora caracterizada por una franja de rocas fuertemente deformadas asociadas a la evolución de la megacizalla donde la transpresión es la característica principal de deformación; 3) el terreno San Antonio, definido por la ausencia de rocas precámbricas o paleozoicas, donde el basamento conocido está constituido por rocas jurásicas; 4) y la región Nogales-Cananea-Nacozari que corresponde al terreno Norteamérica cuyo basamento esta constituido por rocas cuya edad varía de 1700 a 1600 Ma (Figura 3).

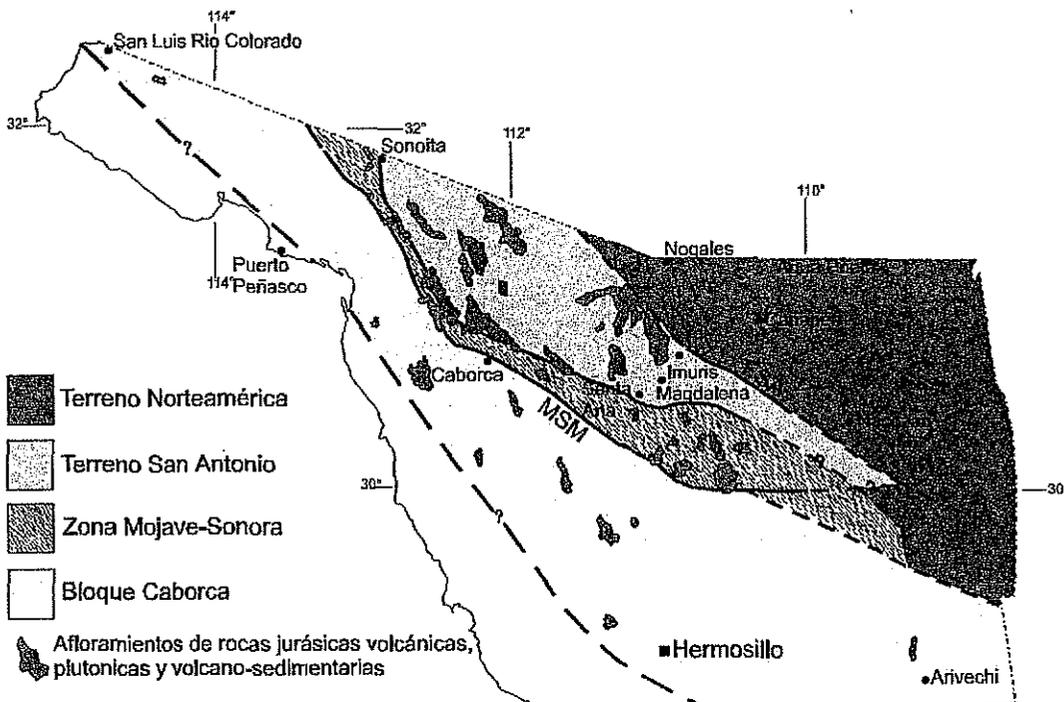


Figura 3. Terrenos inferidos en el norte de Sonora, considerando los trabajos de Anderson y Silver (1979), Haxel y otros (1988), Sedlock y otros (1993) y la información de este estudio. El terreno San Antonio se extiende hasta el límite de la megacizalla Mojave-Sonora. MSM = megacizalla Mojave-Sonora, FSA = Falla San Antonio.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Al inicio del Jurásico se desarrolla un arco magmático con características continentales y marinas que se relaciona: 1) con una subducción oblicua de la placa Farallón debajo de la placa continental Norteamericana (Coney, 1979; Dickinson, 1981); 2) con fallas a rumbo; y 3) con terrenos acrecionados que en conjunto jugaron un papel significativo en la evolución tectónica del noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos. Las edades del extenso arco magmático del Jurásico Temprano al Jurásico Tardío y los plutones asociados están bien documentado en el norte de Sonora: 170-180 Ma para las rocas volcánicas, y 150 a 175 Ma para las rocas plutónicas (Anderson y Silver, 1978, 1979; Stewart y otros, 1986); en general esta actividad ígnea se extiende de 149 a 195 Ma (Anderson y Roldán-Quintana, 1979; Tosdal y otros, 1989). En lo que se considera como una cuenca de intra-arco, cuyo límite no está bien definido, se depositaron secuencias volcanosedimentarias del Jurásico Inferior y Jurásico Superior. Esta cuenca es de post-arco de acuerdo a Araujo-Mendieta y Estavillo-González (1987) o una cuenca resultado de extensión o transtensión (Nourse, 1995; Rodríguez-Castañeda y otros, 2000). Las rocas sedimentarias del Jurásico Superior con poca influencia volcánica, forman el Conglomerado Glance que es la formación basal del Grupo Bisbee del sureste de Arizona y norte - noreste de Sonora. El Conglomerado Glance se caracteriza por clastos gruesos y aún bloques derivados de rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas del Proterozoico, Paleozoico y Jurásico (McKee y otros, 1994). En el sur de Arizona, en las montañas Chiricahua, el Conglomerado Glance tiene intercaladas rocas volcánicas intermedias o silícicas e inclusive basaltos (Lawton y Olmstead, 1995) que, junto con otras características de los conglomerados, tales como su origen fluvial por flujo de detritos, que registran un depósito como abanicos aluviales subaéreos, sugiere que los sedimentos se depositaron en una cuenca de extensión asociada a la evolución de un sistema de fallas a rumbo (Bilodeau, 1982; Mack, 1987).

Para explicar la deformación que ha afectado a las rocas del Jurásico existen

dos interpretaciones: Una de ellas es la deformación Nevadiana y la otra la deformación asociada al desarrollo de la megacizalla Mojave-Sonora en el Jurásico Tardío.

La deformación Nevadiana fue originalmente definida en California por Blackwelder (1914) como un evento de "plegamiento de las rocas en la Sierra Nevada al cierre del Jurásico". Posteriormente fue redefinida por Bateman y Clark (1974) como un evento corto de deformación intensa en el Jurásico Tardío (150 Ma) en el oeste de las montañas Klamath. Schweickert y Cowan (1975) dan una edad estimada de 155 Ma para las estructuras nevadianas. Rangin (1986), Radelli y Calmus (1988), Radelli (1990) y Radelli y otros (1993) sugieren que las estructuras resultantes de la deformación Nevadiana son un cinturón plegado y cabalgaduras de dimensiones muy regionales que se identifican en California, Arizona y Sonora, aunque en Sonora y Arizona no se han documentado físicamente.

La deformación asociada a la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979) en el Jurásico Tardío (156-146 Ma) localmente está bien documentada (Anderson y Silver, 1979; Anderson y Schmidt, 1983; Anderson y Silver, 1985; Rodríguez-Castañeda, 1984, 1988, 1990, 1994; Anderson y otros, 1991, Anderson y Campbell, 1992; Campbell y Anderson, 1996; entre otros). En sus inicios, los trabajos de Anderson y Silver (1979) tuvieron el objetivo de mostrar una falla a lo largo de la cual grandes desplazamientos hayan ocurrido y que tuvieron un importante papel en la evolución tectónica del norte de Sonora y sur de Arizona.

Estudios recientes de estratigrafía y sedimentología de conglomerados del Grupo Bisbee y del Cretácico Tardío (McKee y otros, 1994) en conjunto con el análisis cinemático de las estructuras que bordean las cuencas donde éstos fueron depositados, permiten visualizar el comportamiento mecánico en el suroeste del cratón Norteamericano durante un periodo en el cual la región estuvo profundamente influenciada por extensión o por cizallamiento izquierdo (Nourse, 1995). El patrón regional de afloramientos, la variación de espesor y la composición de clastos

delinean cuencas bordeadas por fallas con geometrías altamente sugestivas de cuencas por separación o transtensionales en origen. Estas cuencas están distribuidas dentro de una amplia faja de corteza precámbrica y jurásica al noreste de la traza propuesta de la megacizalla Mojave-Sonora, lo que permite inferir una correlación entre estas cuencas y la cinemática de las fallas formadoras de cuencas y su conexión con límites de placas transformantes y estructuras cogenéticas dentro de las mismas.

Trabajos como los de Corona (1979, 1980), Chepega (1987), Stephens (1989), Rodríguez-Castañeda (1984, 1988, 1994), Connors y Anderson (1989), McKee (1991) muestran evidencias de la traza en sí, junto con otras estructuras relacionadas a eventos de transpresión y transtensión (Anderson y otros, 1984; Stephens y otros, 1986; Anderson y otros, 1991). La extensión geográfica y magnitud de estas estructuras asociadas a la falla principal están siendo entendidas (Rodríguez-Castañeda y García y Barragán, 1996; García y Barragán y Rodríguez-Castañeda, 1996; Rodríguez-Castañeda y otros, 1997).

Resultado de esta megafalla es una franja de intensa deformación (Figura 3, Zona Mojave-Sonora) que se extiende desde Sonoita en el noroeste de Sonora hasta la región de Cucurpe en la parte central del estado. En la región de Sonoita-Quitovac, el proceso de transpresión asociado a la evolución de la falla, generó una serie de milonitas, cabalgaduras y pliegues (Connors, 1990; Anderson y Campbell, 1992; Caudillo y otros, 1996).

En la región de Caborca, Corona (1980) describe en la Sierra La Gloria una intensa deformación en rocas jurásicas que registran pliegues y múltiples cabalgaduras. En algunos lugares las rocas presentan metamorfismo entre facies de esquistos verde y la facies de anfibolita. En la zona de Altar las rocas jurásicas registran cabalgamientos y un metamorfismo de bajo grado (Rodríguez-Castañeda y García y Barragán, 1994). Sin embargo, estudios estructurales realizados por Willard (1988) en el Puerto del Alamo; McComb (1987) y Harrar (1989) en la Sierra

El Batamote, Jacques-Ayala (1993, 1997) en la Sierra El Chanate y Santa Ana, y De Jong y otros (1988) en Sierra La Víbora, proponen que la deformación que se observa en las rocas jurásicas es resultado de la orogenia Laramide. Sin embargo, Rodríguez-Castañeda y García y Barragán (1994) encuentran en el área de Altar evidencias que indican que la deformación registrada se debe a dos eventos: el primero de edad jurásica producto de transpresión; y el segundo, resultado de la deformación terciaria asociada a los complejos de núcleos metamórficos.

En la parte central de Sonora, en la región de Tuape, las manifestaciones de la megacizalla Mojave-Sonora son un intenso plegamiento, grandes cabalgaduras, algunas de ellas con desplazamientos de hasta 40 Km hacia el norte, que colocan rocas precámbricas y paleozoicas encima de rocas jurásicas, acompañadas de un intenso cizallamiento con desarrollo de milonitas (Rodríguez-Castañeda, 1984, 1996; Anderson y otros, 1984; Chepega, 1987; Stephens, 1989). Rodríguez-Castañeda (1996) reporta al este de Opodepe una amplia zona de milonitas resultado de fallamiento lateral.

La megacizalla Mojave-Sonora como se sabe separa bloques de rocas con características diferentes (Anderson y Silver, 1979). Hacia el sur de la megacizalla, se encuentra el bloque Caborca, constituido por un basamento Precámbrico y rocas paleozoicas y jurásicas. Hacia el norte de la falla Mojave-Sonora no se observan rocas antiguas, y el basamento de esta región lo constituyen rocas jurásicas volcánicas e intrusivas. A esta área se le ha llamado Terreno Pápago (Haxel y otros, 1988; Tosdal y otros, 1989). La parte noroeste está constituida por el cratón Norteamericano (Figura 3).

Rodríguez-Castañeda y otros (2000) también indican que hacia al sur del área de estudio de esta tesis, en el área delimitada por la megacizalla Mojave-Sonora (región de Tuape, Rodríguez-Castañeda, 1984) y la Falla San Antonio no aflora un basamento antiguo. El Precámbrico dentro del área de tesis está presente como un bloque de granito micrográfico de 1100 Ma (Lámina 1). Este bloque forma

parte de una serie de bloques alóctonos producto de una tectónica transpresiva, como lo describen Anderson y otros (1984) al norte de Cucurpe, por lo que al igual que en el Terreno Pápago, el basamento de esta región lo constituyen rocas jurásicas, principalmente volcanosedimentarias .

Partiendo de esta descripción, Rodríguez-Castañeda y otros (2000) interpretan que la Falla San Antonio pueda ser una falla ligada a la megacizalla Mojave-Sonora, formando una cuenca de extensión, a la cual denominaron Cuenca de Extensión Pápago (Figura 4). En este trabajo se le denominará Cuenca de extensión San Antonio para evitar conflicto con el uso del término Pápago. La continuación de esta cuenca hacia el sur es incierta, aunque una posible configuración está indicada en la Figura 4.

Para el Cretácico las rocas del Grupo Bisbee y del Grupo Cabullona y de la Formación El Tuli están ampliamente expuestas en el norte de Sonora y sureste de Arizona. Los estudios estructurales del Grupo Bisbee en esta región sugieren que existen dos episodios de deformación: el primero que ocurre durante el Cretácico medio (Rangin, 1977); y el segundo, la orogenia Laramide caracterizada por cabalgamientos y plegamiento, que ocurre durante el Cretácico Tardío y el Paleógeno (Ransome, 1904; Taliaferro, 1933; Rangin, 1977, 1982; Himanga, 1977; González-León, 1978; Jacques-Ayala, 1983; Herrera y Bartolini, 1983; Palafox y Martínez, 1985; Minjarez y otros, 1985; González-León, 1988; Pubellier, 1987; Almazán y Fernández, 1988; Navarro-Fuentes, 1988; González y Jacques, 1988; Castro y Morfín, 1988; González y Jacques, 1990; Jacques-Ayala, 1993; González-León, 1994; González-León y otros, 2000).

En la región de Caborca, al noroeste de Sonora, los estudios estructurales realizados por Willard (1988), McComb (1987), Harrar (1989), Jacques-Ayala (1993, 1997) y De Jong y otros (1988) también sugieren que la deformación que registran las rocas de la zona es laramídica. De Jong y otros (1988) proponen que la Falla Altar (Figura 1) pertenece a un cinturón de pliegues y cabalgaduras de edad

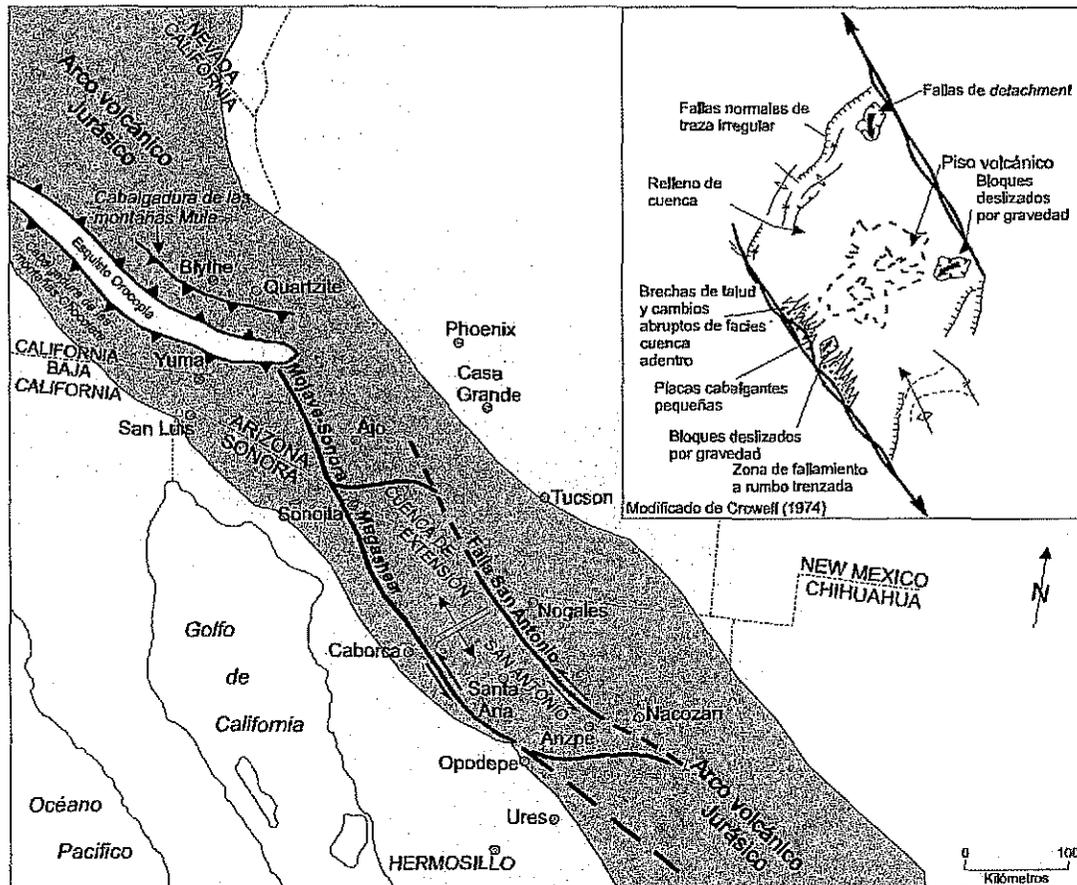


Figura 4. Modelo que muestra la posible relación entre la Falla San Antonio y la megacizalla Mojave-Sonora y la interpretación que de ello se hace. En el recuadro se presentan los elementos para considerar que el Terreno Pápago es en sí una cuenca de extensión, San Antonio, como resultado de la evolución de las dos grandes estructuras. Modificado de Tosdal y otros (1989).

cretácica.

Nuevos datos pertenecientes principalmente a la parte conglomerática del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Conglomerado Glance) y del Cretácico Tardío (Formación El Tuli) (García y Barragán y Rodríguez-Castañeda, 1996) combinados con la distribución geográfica de estos estratos y la identificación de nuevas estructuras (Alto de Cananea, Falla San Antonio, Figura 5), permitieron conocer y aportar fundamentos tectónicos y datos acerca de la paleogeografía, la fisiografía, y ambientes de depósito del noreste de Sonora. Los estudios estratigráficos y sedimentológicos de estos conglomerados (McKee, 1991; García y Barragán y

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

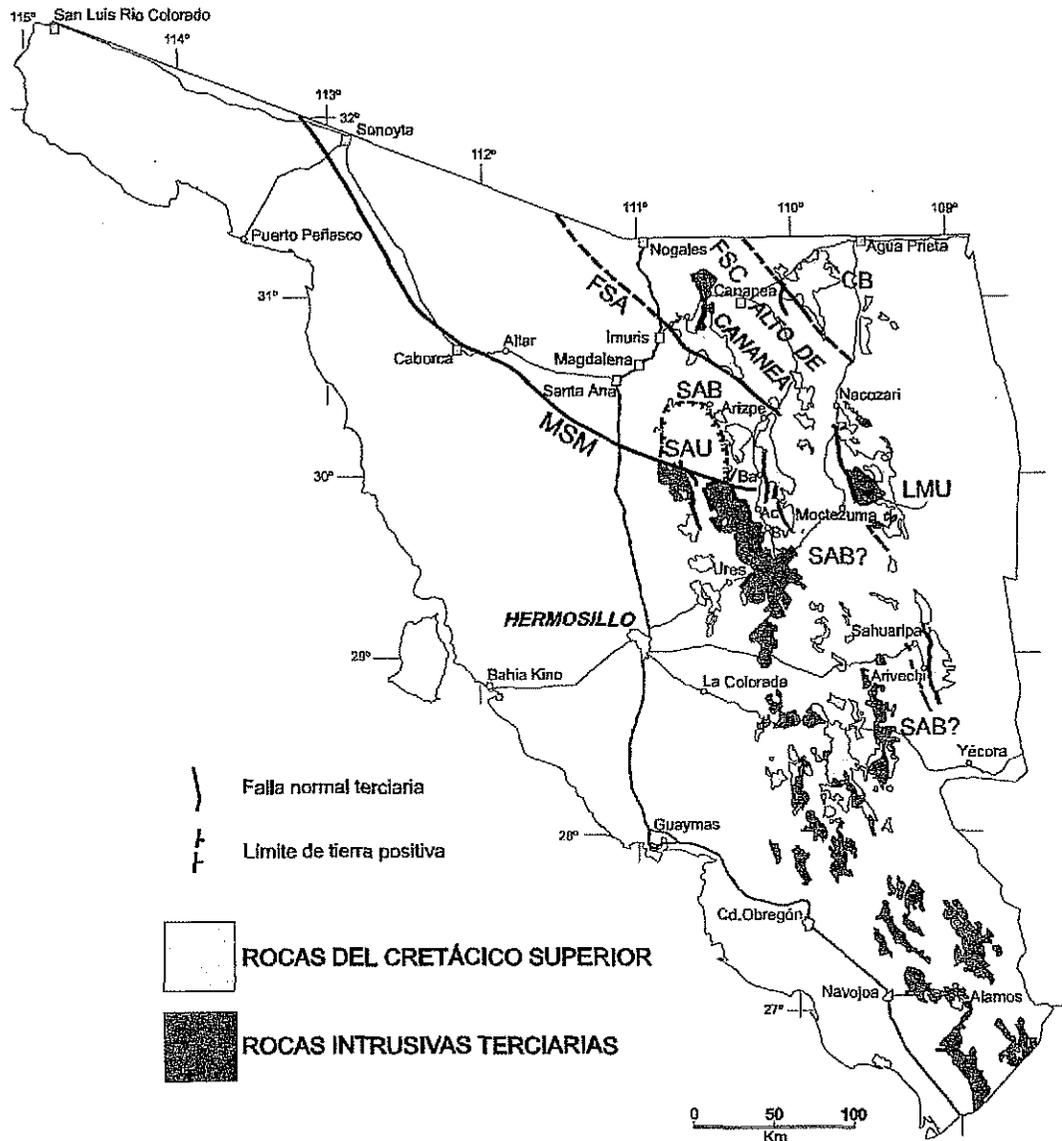


Figura 5. Afloramientos de rocas del Cretácico Superior y su relación con rocas intrusivas terciarias y con fallas regionales con rumbo noroeste-sureste. **MSM** = megacizalla Mojave-Sonora, **FSA** = Falla San Antonio, **FSC** = Falla Sawmill Canyon, **CB**=Cuenca Cabullona, **SAB**=Cuenca San Antonio - Banámichi, **SAU**=Alto Aconchi-San Antonio, **LMU** = Alto La Madera.

Rodríguez-Castañeda, 1996) en conjunto con los datos estructurales permiten visualizar un período durante el cual la región estuvo profundamente influenciada por extensión. Los conglomerados del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano delinean dos cuencas, producto de la extensión o del cizallamiento, las cuales conservan un

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

extenso registro de sedimentación jurásica y cretácica: la Cuenca Bisbee (McKee y otros, 1994) y la Cuenca Sonora (McKee, 1991) [Cuenca San Antonio – Banámichi (Figura 5) de Rodríguez-Castañeda (1997), Cuenca Pápago de Rodríguez-Castañeda y otros (2000)]. La correlación entre estas cuencas con respecto a la edad de formación y cinemática de las fallas formadoras (Figura 4) provee una conexión entre límites de placas transformantes y estructuras cogenéticas dentro de las mismas. Como se mencionaba anteriormente, las cuencas están distribuidas dentro de una amplia faja de corteza precámbrica y jurásica al norte de la traza propuesta de la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979). Se relaciona el desarrollo de las cuencas a un patrón complejo de movimientos de placas durante la apertura del Golfo de México que ocurrió en el Jurásico Tardío.

Bilodeau (1982) propone que el ambiente tectónico para el Cretácico Temprano en el sureste de Arizona, que puede extrapolarse a Sonora, haya sido caracterizado por movimiento a lo largo de fallas normales de rumbo noroeste. La paleogeografía incluye bloques fallados bordeados por abanicos aluviales que se localizan en cuencas intermontanas rellenas por detritos. Esta tectónica (*rifting*) ocurrió en un ambiente tras-arco, ligado a la apertura del Golfo de México (Bilodeau, 1982; Bilodeau y Linderbeg, 1983; Salvador, 1984). Según Bilodeau (1979) y Bilodeau y otros (1987) el Conglomerado Glance se formó en cuencas limitadas por fallas de pendiente fuerte. Estos autores describen gruesas secciones de conglomerados cerca de las Montañas Mule, en los Cerros Canelo, y en las montañas Huachuca y Empire en Arizona. Localmente, grandes clastos, algunos de ellos de carbonatos paleozoicos con dimensiones de cientos de metros, se encuentran dentro de estos estratos; algunos se han definido como "bloques exóticos" en el sureste de Arizona.

La distribución de facies de depósitos sintectónicos gruesos en la base del Grupo Bisbee reflejan sedimentación dentro de una región asociada a bloques afallados (McKee y otros, 1994). Acumulaciones del Conglomerado Glance,

caracterizado localmente por grandes bloques de rocas paleozoicas, ocurren en las cercanías de Bisbee, Arizona (McKee y otros, 1994). Depósitos con similares características se extienden por decenas de kilómetros hacia el sureste a Sonora, aflorando en la Sierra Anibácachi, formando lomeríos bajos (McKee y otros, 1994). McKee y otros (1994) proponen que estos conglomerados se acumularon en cuencas bordeadas por fallas (como la Falla San Antonio o la Falla Sawmill Canyon) que probablemente son cogenéticas con la megacizalla Mojave-Sonora, la cual delinea el límite de placas a lo largo de la margen suroeste de Norteamérica y el límite suroeste de la región afectada por transtensión (Figura 3). Dentro de estas áreas, depósitos sintectónicos incluyen al Conglomerado Glance en el norte de Sonora (McKee y otros, 1994) y al sur de Bisbee, Arizona, y a la Formación El Tuli en el noreste y centro de Sonora (Rodríguez-Castañeda, 1994; García y Barragán y Rodríguez-Castañeda, 1996).

El Cretácico Tardío y el Paleógeno temprano se caracterizan por un arco magmático y depósito de secuencias vulcanosedimentarias y también por un cambio en la cinemática de las placas Farallón y Norteamericana, principalmente en la dirección de convergencia y en un incremento en la velocidad de la misma. Durante la mayor parte del Aptiano y del Albiano las placas convergen oblicuamente con un ángulo de subducción alto y una velocidad baja, pero a finales del Albiano y en el Cenomaniano Temprano la convergencia fue casi normal (George, 1995). La placa descendente con fuerte ángulo de subducción, que se mantiene casi durante toda la mitad del Cretácico, se manifiesta en el batolito de California, Estados Unidos, Baja California y en la parte costera de Sonora. En el Cretácico Tardío, pero principalmente en el Terciario (Paleógeno) se infiere una disminución progresiva en el ángulo de subducción que se refleja en la amplia distribución de intrusivos hacia adentro del continente, es decir, una migración del arco magmático de la región costera hacia el este (Damon y otros, 1981; Clark y otros, 1982). Edades isotópicas, principalmente de rocas intrusivas, establecen que la actividad magmática comenzó

en general hace 100 Ma (Albiano; Anderson y Silver, 1969) y terminó hace 40 Ma (Roldán-Quintana, 2001). La mayoría de las edades de los plutones se ubica en el rango 51-69 Ma para los granitos calcialcalinos y 36-32 Ma para los granitos peraluminosos, que terminan la actividad del arco magmático laramídico en el Paleógeno. Las rocas volcánicas de esta serie ígnea están compuestas predominantemente de rocas calcialcalinas de composición andesítica y riolítica cuyas edades abarcan el rango de 90 - 55 Ma (McDowell y otros, 2001; Roldán-Quintana, 2002).

En lo que se refiere a la orogenia Laramide, se ha establecido que sus inicios tanto en Sonora como en Arizona se registran por el depósito de sedimentos sinorogénicos en cuencas cuyo origen se menciona arriba y las cuales cubren discordantemente a rocas paleozoicas, jurásicas y del Cretácico Temprano (Drewes, 1981; Rangin, 1977).

Trabajos en el norte de Sonora, en la cuenca de Cabullona (González-León, 1994) y en el sur de Arizona (Dickinson, 1989) sugieren que esta cuenca se desarrolló durante el Cretácico Tardío como resultado de una deformación que involucra levantamiento del basamento y subsidencia debido a la flexión de la litósfera cordillerana como respuesta a la carga producida por el aporte de sedimentos originados por las cabalgaduras (engrosamiento cortical) cuyo emplazamiento hacia el noreste comienza en el Cretácico Tardío. Este tipo de deformación tipifica la orogenia Laramide.

En el sur de Arizona se ha documentado pliegues y cabalgaduras como resultado de la deformación Laramide que afecta a rocas del Grupo Bisbee y a veces a rocas más antiguas (Drewes, 1981; Davis, 1979). En el norte de Sonora y también en el sur de Arizona la deformación que registran los sedimentos del Grupo Bisbee no está afectando a las rocas del Cretácico Tardío (Rodríguez-Castañeda, 1994b, 1997). En Sonora central, en la región de Banámichi, la deformación representada por pliegues intraformacionales, grandes bloques deslizados y fallamiento a rumbo

está cubierta por una discordancia angular (Martínez-García y Soots-López, 1995; Rodríguez-Castañeda, 1999). Las rocas que se encuentran encima de esta discontinuidad únicamente están basculadas, en general hacia el noreste, y afectadas por fallas más recientes. La edad de la deformación que afecta al Grupo Bisbee se considera Albiano-Cenomaniano (Rodríguez-Castañeda y otros, 2000). La deformación Laramide de fines del Mesozoico en Sonora es un evento donde magmatismo, sedimentación volcanosedimentaria y levantamientos verticales son las características principales de su evolución (Rodríguez-Castañeda, 1994a, 1994b).

Trabajos geológicos locales

Existen estudios locales de la geología del área de estudio y otros en la vecindad de la misma.

Bennett (1993) realizó un estudio que abarca parte del área de la presente tesis, dentro del distrito minero Santa Gertrudis. El propósito de su estudio fue la aplicación de los sensores remotos y los sistemas de información geográfica a la exploración de depósitos diseminados de oro. Hizo énfasis en la identificación de las características de la mineralización.

McKee (1991) y McKee y Anderson (1998) reportan al noroeste del área de estudio, en la zona de la mina La Amelia, al sur de la Sierra Azul, grandes deslizamientos de masas de decenas de kilómetros cuadrados de superficie. El mecanismo que dio lugar a la formación de los bloques y al deslizamiento de éstos se asocia con regímenes extensionales y deslizamiento por gravedad donde un proceso común es el despegue de bloques asociados al levantamiento de una tierra positiva, el Alto de Cananea (McKee, 1991; McKee y Anderson, 1998), favorecido por el buzamiento de las capas hacia un depocentro ubicado hacia el sur (McKee, 1991; Rodríguez-Castañeda, 1997; Rodríguez-Castañeda y otros, 2000). Las estructuras de acortamiento identificadas en los bloques, junto con la identificación de los procesos sedimentarios que ocurrieron ahí, indican una paleopendiente hacia el sur.

El despegue de los bloques ocurrió a lo largo de los planos de estratificación que es casi paralela a la roca subyacente. Procesos semejantes han sido reportados al norte de Cananea, donde grandes bloques de carbonatos parecen haber sido desplazados mediante los mismos procesos identificados en el sur (McKee y otros, 1994; Floyd Gray, com. personal).

González-León (1997) y González-León y otros (2000) reportan que la deformación registrada en las rocas del Cretácico, Inferior y Superior, es resultado de la deformación compresiva del Cretácico medio. Esta información no concuerda con las evidencias encontradas en el área de estudio, pues las estructuras presentes en las rocas del Cretácico en la región de Arizpe, cabalgaduras y pliegues, no se han observado en la región del área de estudio y en sus alrededores.

CAPITULO 2

ESTRATIGRAFÍA

En el área investigada afloran rocas que se han asignado al Precámbrico, al Cretácico y al Terciario (Figura 6). El Precámbrico está representado por una roca intrusiva, mientras que el Cretácico está conformado por dos secuencias; la primera de carácter sedimentario, correlacionable con el Grupo Bisbee del Cretácico Temprano, y la segunda volcanosedimentaria, la Formación El Tuli, del Cretácico Tardío. Las rocas del Terciario están compuestas de intrusivos graníticos y dioríticos, rocas volcánicas y sedimentos. En lo que respecta a las rocas del Grupo Bisbee, se discuten con más detalle, ya que sus características sedimentológicas contienen elementos necesarios para entender la evolución tectónica de la región.

Relaciones estratigráficas del área de estudio

Precámbrico

Granito Santa Margarita

El nombre de Granito Santa Margarita fue propuesto por Rodríguez-Castañeda (1984) en la región de Tuape, aproximadamente a 20 km al sur del área de estudio, para describir un granito de color rojo a rosado de grano medio a grueso cuya característica principal son los intercrecimientos de cuarzo y feldespato (textura micrográfica). En el área de estudio la roca más antigua es asignada al Proterozoico, representada por un granito de grano fino cuya característica principal es su textura micrográfica, que es igual al que aflora más al sur en Tuape. En Tuape, Rodríguez-Castañeda (1984) asigna al granito Santa Margarita una edad de 1,100 Ma (zircón U/Pb; T.H. Anderson, comunicación verbal).

Por otro lado, este granito puede ser un bloque que forma parte de una serie de bloques alóctonos, similar a los que se han identificado al oeste del área por

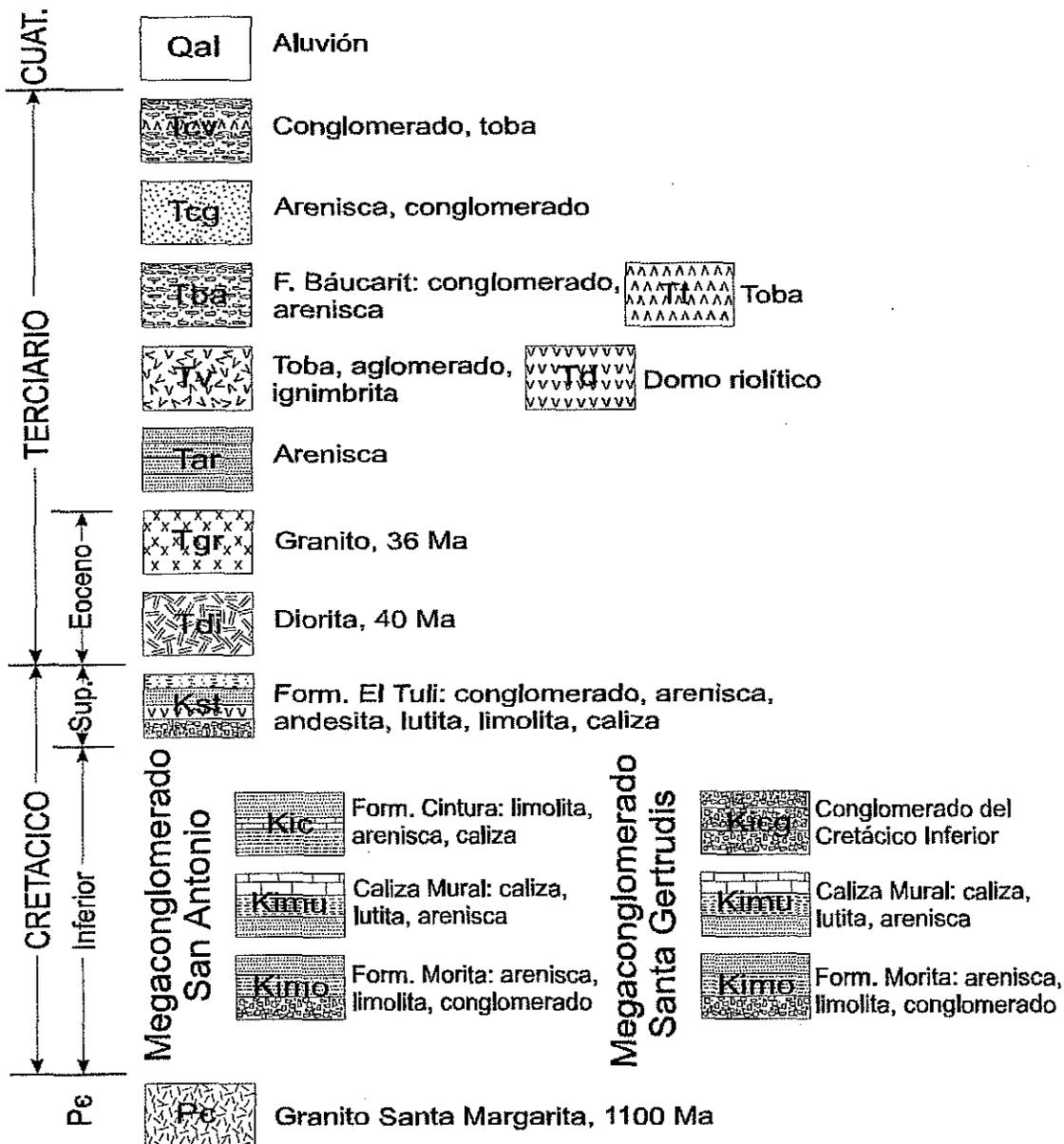


Figura 6. Columna estratigráfica expuesta en el área de estudio.

Anderson y otros (1984), en la localidad del rancho La Lámina, donde procesos de transpresión durante el Jurásico Tardío han sido los causantes de su transporte hasta ese lugar.

Las relaciones estratigráficas del granito precámbrico son por falla con la

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Formación El Tuli y cubierto discordantemente por sedimentos terciarios.

Por otro lado, no se identificaron sedimentos antiguos como carbonatos o areniscas paleozoicos o el Conglomerado Glance del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. Los primeros debieron haber sido erosionados, y el segundo, si existe, debe estar debajo de toda la cobertura sedimentaria de las unidades restantes del Grupo Bisbee.

Cretácico Inferior

Un rasgo importante de esta investigación es la identificación de grandes masas de deslizamientos por gravedad como producto de movimientos corticales de alto ángulo asociados a la evolución de una paleo-tierra positiva, el Alto de Cananea (Figura 5). La margen suroeste de este alto se convierte en una zona de falla activa a finales del Cretácico Inferior y en el Mioceno, en respuesta a actividad tectónico-termal del arco magmático cretácico. Las rocas involucradas en estos procesos son correlativas con el Grupo Bisbee del Cretácico Inferior, las cuales fueron sujetas a procesos de levantamiento a finales de este mismo periodo. Hay que considerar entonces que la secuencia estratigráfica correspondiente al Cretácico Inferior presenta características que suponen un retrabajo de los sedimentos y aunque muestran las características propias de la formaciones involucradas, es necesario ubicarlas dentro de su evolución estratigráfica y sedimentaria de acuerdo a los procesos ahí involucrados.

Una de las características prominentes del área de estudio son procesos gravitacionales que ocurrieron a finales del Cretácico Temprano y que generaron deslizamientos de grandes masas rocosas. Las características litológicas de estas grandes masas hacen posible identificar la fuente de procedencia (McKee y Anderson, 1998). Desde este punto de vista, el Cretácico Inferior está representado por: 1) el Grupo Bisbee (Ransome, 1904) constituido por cuatro formaciones, desde la más antigua: Conglomerado Glance, el cual no aflora en el área de estudio,

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Formación Morita, Caliza Mural, Formación Cintura; y 2) un conglomerado más joven que la Formación Cintura, el cual se supone es resultado de la erosión de las masas deslizadas que ocurren en el área. Debido a que la cartografía a detalle, y por ende la identificación de las unidades y las particularidades estructurales indican que las rocas del área estuvieron involucradas en deslizamientos después de su depósito, existe incertidumbre sobre si hay que seguirles llamando por su nombre formacional actual o redefinirlas por encontrarse en otra cuenca, la cuenca San Antonio, aunque guarden las mismas características litológicas. A reserva de que se realicen los estudios apropiados más a fondo, se considera usar en este trabajo los nombres formacionales del Grupo Bisbee (En rigor deben de tomar otro nombre puesto que han iniciado en otro tiempo, otro ciclo, de transporte y sedimentación). Al parecer este problema todavía no es tan común para que se haya formalizado alguna nomenclatura. Por ahora, la aplicación de la clasificación de Blair y McPherson (1999) (Figura 7) parece la más apropiada como se verá más adelante.

Para fines prácticos de este trabajo, la descripción de las unidades se hará con base en la cartografía realizada, lo que permite dividir el área en dos grandes unidades, el **Megaconglomerado San Antonio** al este de la Falla El Pinito y el **Megaconglomerado Santa Gertrudis** (Figura 6) al oeste de la misma falla (Lámina 1). El límite natural entre los dos megaconglomerados es la Falla El Pinito que se ubica más o menos en la parte media del área. Hay que aclarar que en esta división solamente se involucran a las rocas del Cretácico Inferior. El término megaconglomerado se deriva de una clasificación usada para partículas gruesas, megaclastos, los cuales varían desde un kilómetro hasta 33.6 km (Figura 7; Blair y McPherson, 1999). En la misma clasificación se tienen otros términos como megabloque (*slab*) y bloque, los cuales serán útiles en descripciones posteriores.

Megaconglomerado San Antonio

El megaconglomerado San Antonio (Figura 8) incluye rocas que corresponden

Km	LONGITUD DE PARTICULA (d)		φ	GRADO	CLASE	FRACCIÓN	
	m	mm				no-litificada	litificada
1075			-30	muy grueso	Megaito	Megagrava	Mega-conglomerado
538			-29	grueso			
269			-28	mediano			
134			-27	fino			
67.2			-26	muy fino			
33.6			-25	muy grueso	Monolito		
16.8			-24	grueso			
8.4			-23	mediano			
4.2			-22	fino			
2.1			-21	muy fino			
1.0	1048.6		-20	muy grueso	Megabloque (slab)		
0.5	524.3		-19	grueso			
0.26	262.1		-18	mediano			
	131.1		-17	fino			
	65.5		-16	muy grueso		Bloque	
	32.8		-15	grueso			
	16.4		-14	mediano			
	8.2		-13	fino			
	4.1	4996	-12	muy grueso	Canto		
	2.0	2048	-11	grueso			
	1.0	1024	-10	mediano			
	0.5	512	-9	fino			
	0.25	256	-8	Grueso		Guijaro	
		128	-7	fino			
		64	-6	muy grueso	Guija		
		32	-5	grueso			
		16	-4	mediano			
		8	-3	fino			
		4	-2			Gránulo	
		2	-1	muy grueso			
		1	0	grueso	Arena		
		0.50	1	mediano			
		0.25	2	fino			
		0.125	3	muy fino			
		0.063	4	grueso		Limo	
		0.031	5	mediano			
		0.015	6	fino			
		0.008	7	muy fino			
		0.004	8		Arcilla		
		0.002	9				
		0.001	10				
		0.0005	11				
		0.0002	12				
		0.0001	13				

Blair y McPherson, 1999

Figura 7. Escala modificada de tamaño de grano de Udden-Wentworth, propuesta para diferenciar sedimentos gruesos (tomada de Blair y McPherson, 1999).

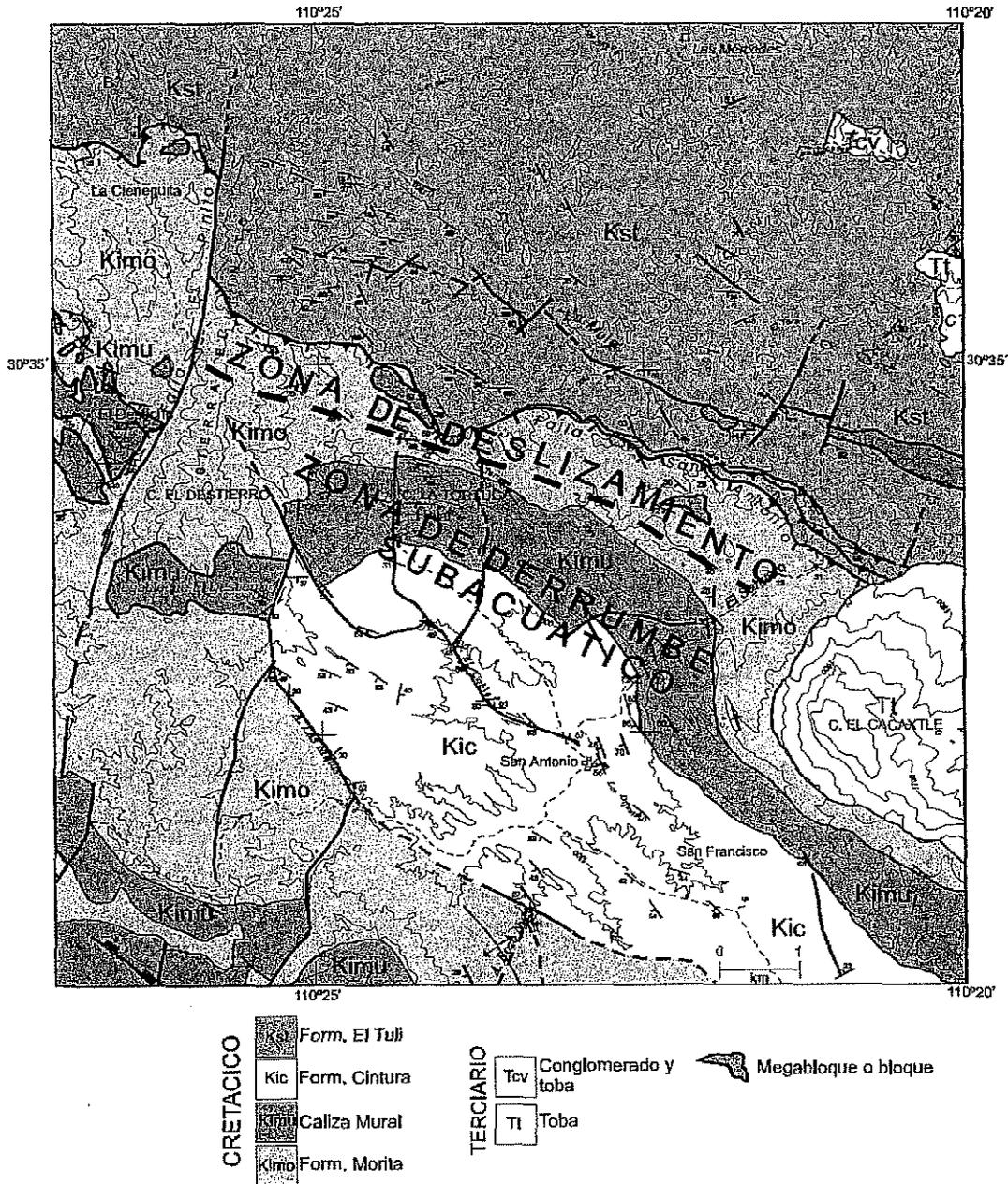


Figura 8. Geología del megaconglomerado San Antonio (parte norte) compuesto por las formaciones Morita, Mural y Cintura del Cretácico Inferior y su relación con el modelo de Shanmugan y otros (1994). Nótese los megabloques en la parte media del área y los que se encuentran al sur de la Falla San Antonio.

a las formaciones Morita, Mural y Cintura (Figura 6). El megaconglomerado en conjunto representa rocas sedimentarias de origen fluvio – deltaico, areniscas,

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

limolitas y conglomerados de las formaciones Morita y Cintura, así como depósitos marinos de aguas someras o de plataforma, caliza, lutita y arenisca de la Caliza Mural.

Formación Morita

La Formación Morita (Ransome, 1904) es descrita originalmente como una alternancia de arenisca y lutita roja con escasas capas de caliza. En el área de estudio la Formación Morita está constituida por una secuencia de limolita, arenisca, conglomerado, bloques y megabloques. La limolita es de color rojizo, algunas veces morada en capas medianas. La arenisca es de grano fino de color rojizo en capas delgadas a medianas. El conglomerado de color rojizo está compuesto por clastos de toba, andesita, arenisca, pedernal rojo y negro.

En la parte sur del área de estudio, la Formación Morita está constituida por arenisca y limolita con características similares a las ya descritas. Entre el rancho La Junta y el Cerro El Tomastión, la arenisca y limolita se encuentran plegadas y falladas, lo que hace difícil medir su espesor.

Los megabloques y bloques en la Formación Morita presentan una litología igual a la que presenta la Caliza Mural (ver descripción más adelante). Los bloques y megabloques, como el que se ubica al sur del Cerro El Destierro (Lámina 1), son de tamaño variable, desde 0.50 m hasta 2 km. A excepción de este megabloque, todos los demás se ubican a lo largo o muy cerca del contacto tectónico con la Formación El Tuli. Este contacto tectónico es la traza de la Falla San Antonio, ubicándose los bloques en lo que corresponde a la cobijadura.

Los megabloques que se observan al norte y noreste de El Pilar corresponden a la parte superior del miembro inferior de la Caliza Mural, mientras que el megabloque al sur del Cerro El Destierro se ubica en la parte superior del miembro medio y la parte inferior del miembro superior de la Caliza Mural.

Otro aspecto importante de la Formación Morita es el intenso fracturamiento

que presenta al sur del Cerro El Destierro y que causa que la estratificación no se pueda observar. Este fracturamiento está ligado a la evolución de los deslizamientos y está limitado por la Falla El Pinito al oeste y por las fallas al este de la Sierra El Pinito. Fuera de este lugar la Formación Morita no presenta esta característica.

El espesor total de la Formación Morita es desconocido, lo que se explica por su contacto tectónico con la Formación El Tuli, pero al norte del corral El Pilar, la Formación Morita presenta un espesor mínimo de aproximadamente 200 m.

Las relaciones estratigráficas de la Formación Morita son las siguientes: El contacto inferior de la Formación Morita está cortado por la Falla San Antonio por lo que no se observa la relación con el Conglomerado Glance. En la parte norte del área la Formación Morita está cubierta concordantemente por la Caliza Mural y cubierta discordantemente por rocas volcánicas terciarias como se observa en el Cerro El Cacaxtle. Hacia el sur, la Formación Morita también está cubierta por la Caliza Mural, pero se aprecia deformación y desplazamiento a lo largo del contacto, lo que es significativo de movimiento, debido a la diferencia de competencia tectónica. Las relaciones de la Formación Morita con la Formación El Tuli son las siguientes: En el norte la Formación Morita se encuentra en contacto tectónico (falla inversa) con la Formación El Tuli, mientras que en los alrededores del rancho La Junta al sur del área, la Formación Morita está cubierta por las rocas de la Formación El Tuli del Cretácico Tardío. El contacto estratigráfico está marcado por cizallamiento, que sugiere desplazamiento hacia el norte como resultado de la inversión tectónica que se reporta más adelante. Las rocas de la Formación El Tuli que afloran en este lugar corresponden a la parte superior de la formación.

Caliza Mural

La Caliza Mural descrita por Ransome (1904) en el sur de Arizona está constituida principalmente por caliza y dividida en dos miembros, el miembro inferior compuesto por caliza delgada impura y el miembro superior constituido por caliza

gruesa pura. En el megaconglomerado San Antonio, al norte del rancho San Antonio, la Caliza Mural presenta una columna estratigráfica completa, por lo que es posible ver cuáles son sus relaciones estratigráficas con las otras unidades, aspecto que ayudó a cuantificar la fragmentación de esta unidad. Se midió su espesor con el fin de ubicar dentro de esta columna la posición de los diferentes fragmentos identificados en los megaconglomerados San Antonio y Santa Gertrudis. Se considera que pueda haber variaciones laterales y verticales en la composición litológica de la Caliza Mural, pero eso no impediría que la columna medida se pueda utilizar como referencia en la ubicación de los fragmentos, principalmente los del megaconglomerado Santa Gertrudis.

La unidad está constituida por caliza, lutita y en menor proporción arenisca. La Caliza Mural con un espesor de 572 m se puede dividir en tres miembros (Figura 9): El miembro inferior consiste de caliza, lutita y arenisca. La Caliza Mural comienza con una caliza de 1.20 m de espesor para después continuar con una intercalación de caliza, lutita y arenisca. En la parte superior del miembro se presenta característicamente caliza gruesa con abundantes rudistas; el miembro medio consiste de lutita, caliza delgada, algunas veces con equinodermos, y arenisca; y el miembro superior consiste de caliza gruesa a muy gruesa con intercalaciones de lutita. Las texturas de la caliza sugieren variación en el ambiente de depósito. El miembro inferior parece haberse depositado tanto en una zona de pendiente (la parte basal del miembro), como en una zona de plataforma, indicada esta última por el desarrollo de rudistas en la sección. El miembro medio se ubica en una zona de cuenca, mientras que el miembro superior corresponde a una zona de plataforma con desarrollo arrecifal.

El miembro inferior del área de estudio se puede correlacionar con la unidad 3 de McKee (1991) en el área de Santa Teresa, ubicada al noroeste del área del presente trabajo y el miembro medio con la unidad 4, mientras que la unidad 5 se correlaciona con la parte superior del miembro superior, y la unidad 6 se puede

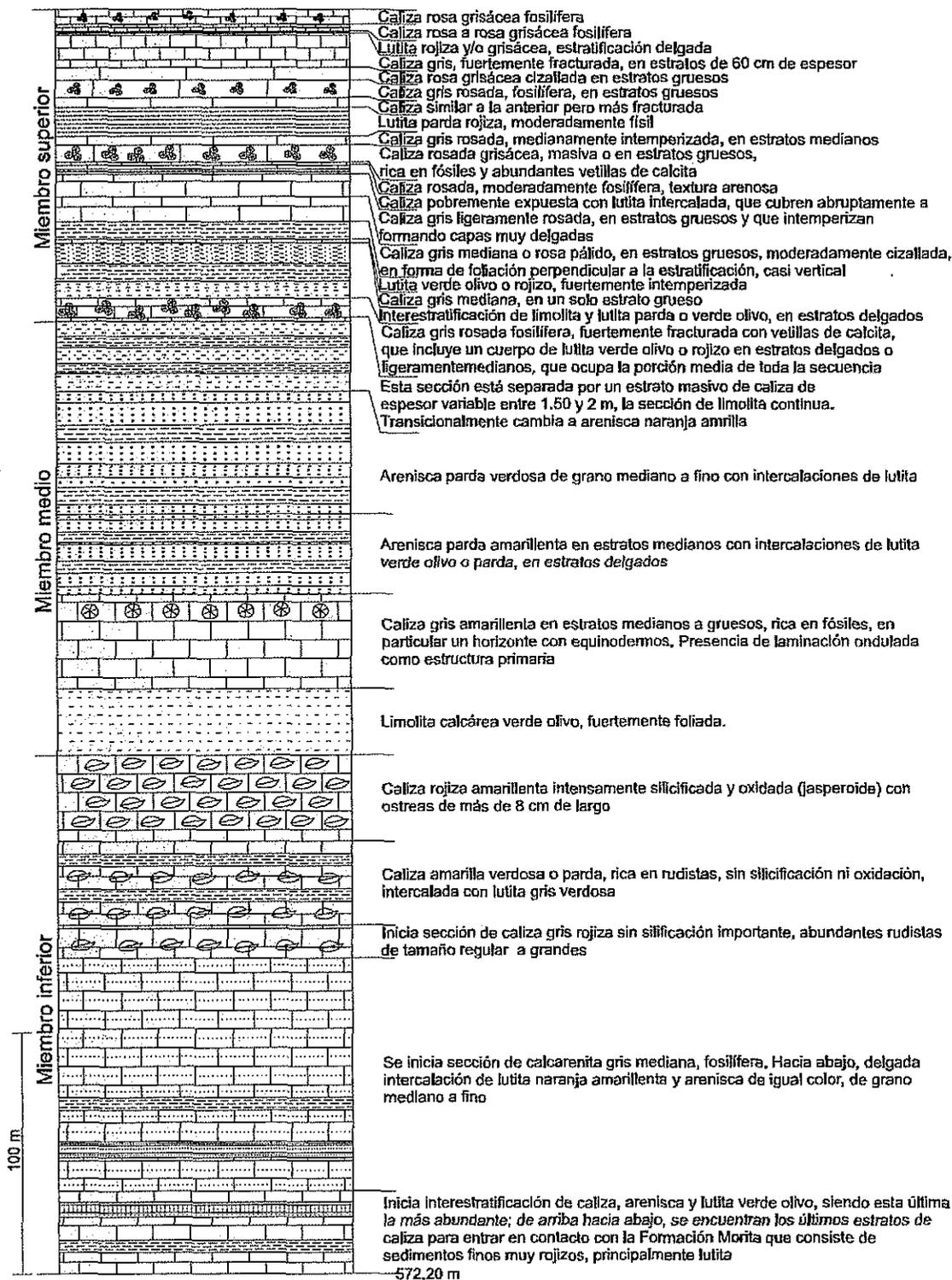


Figura 9. Columna de la Caliza Mural medida en la localidad corral El Pilar, al noroeste del rancho San Antonio. El contacto con la Formación Morita que la infrayace es concordante, mientras que el contacto con la Formación Cintura es concordante y transicional.

correlacionar parte con el miembro medio y parte con el miembro superior de la columna de El Pilar.

Al sur del área, en los alrededores del Cerro El Tomastión y la Mesa La Estaca, la Caliza Mural presenta características similares a las que se encuentran en la localidad de El Pilar, aunque lo que se considera como la base de la Caliza Mural en El Pilar no se observa en esta zona. En una sección de norte a sur, la Caliza Mural comienza con caliza rica en rudistas; aquí, el paquete de caliza de este tipo es más grueso que en el norte. La parte media está constituida por lutita negra, sugiriendo un ambiente más profundo, mientras que la parte superior de la unidad presenta caliza gruesa a muy gruesa y capas de caliza con abundantes orbitolinas, fósil que en la secuencia de El Pilar está casi ausente. En el contacto con la Formación Morita que la subyace, se observa cizallamiento, lo que sugiere movimiento relativo entre las dos formaciones.

En esta misma localidad en el arroyo El Salto se puede observar un megabloque de Caliza Mural que está encima de la misma unidad (Lámina 1). La litología que presenta corresponde a la parte superior de la secuencia, observándose deformación en el megabloque. Se desconoce la fuente del megabloque, aunque se establece que es derivado del norte considerando a las estrías observadas en la base del bloque. La deformación que presenta el megabloque es similar a la que se observa en los megabloques y bloques que afloran al noroeste en las inmediaciones del rancho El Batamote. Se observa también que los límites del megabloque están afectados por cizalla.

Estratigráficamente, la Caliza Mural sobreyace concordantemente a la Formación Morita, y el contacto con la Formación Cintura es transicional y también concordante. La Caliza Mural es una de las unidades más sobresalientes del Cretácico Inferior en el noreste de Sonora debido a su litología distintiva y a su contenido fosilífero dentro del cual destaca el género *Orbitolina* que es fácil de identificar y que se ubica en la parte más tardía del Aptiano y en la parte media y

tardía del Albiano.

Formación Cintura

La Formación Cintura (Ransome, 1904) fue descrita originalmente como una secuencia de limolita morada y rojiza con concreciones nodulares, capas de caliza y arenisca rojiza. En el área de investigación la Formación Cintura forma una franja noroeste-sureste compuesta de limolita, arenisca y caliza en menor proporción. Su espesor no fue determinado, por encontrarse incompleta la secuencia debido a interrupciones tectónicas, como se puede observar al sur del rancho San Antonio (ver Lámina 1).

La limolita es en general de color rojizo que cambia a color verde claro por alteración, formando capas de 12 cm hasta 2 m de espesor. La arenisca es de color pardo rojizo, de grano fino, de capas medianas a gruesas. La caliza es de color pardo amarillento, en estratos delgados a medianos ricos en fósiles (pelecípodos) y se encuentra intercalada en la limolita.

Es distintivo de la Formación Cintura el contenido de madera fósil en pedazos de hasta 1 m de largo y 30 cm de diámetro y algunos hasta de 80 cm de diámetro, Esta madera fósil descansa en forma paralela a la estratificación y muy cerca de las capas de caliza.

La Formación Cintura cubre concordantemente a la Caliza Mural y su contacto superior no se observa en el área de estudio debido a la falla normal lístrica que se ubica al sur del rancho San Antonio, lo que hace que la Formación Cintura esté en contacto por falla con la Formación Morita y esté cubierta o intrusionada por rocas volcánicas o sub-volcánicas que componen la Sierra San Antonio.

Megaconglomerado Santa Gertrudis

El megaconglomerado Santa Gertrudis está constituido por rocas de la Formación Morita y la Caliza Mural, siendo notable la ausencia de la Formación

Cintura (Figura 10). La parte superior de la Formación Morita, como se observa al norte de El Pilar, es fácil de confundir con los sedimentos de la Formación Cintura, si no existe de por medio la Caliza Mural.

Formación Morita

La Formación Morita (Ransome, 1904) en el megaconglomerado Santa Gertrudis está compuesta por limolita y arenisca y lentes de conglomerado. En los alrededores del corral Los Pinos Cuates, Cerro Los Pinos Cuates y Cerro El Jurahui (Lámina 1, Figura 10) se puede observar una alternancia de limolita y arenisca de color rojizo, donde la limolita presenta paquetes mucho más gruesos que la arenisca.

Desde la localidad Agua Blanca hacia el sur, hasta donde empieza el bloque El Carbón, la Formación Morita está constituida por limolita de color morado en paquetes muy gruesos. Esta litología es muy común hacia el norte, fuera del área de estudio. En los alrededores del rancho El Carbón, rancho El Batamote y corral Cazo Mocho, las rocas de la Formación Morita son limolita y arenisca rojiza similar a la sección del Cerro Los Pinos Cuates.

El conglomerado se observó al sureste del Cerro Los Pinos Cuates y está constituido por clastos bien redondeados de cuarcita, ignimbrita, conglomerado, toba y pedernal rojo.

Al sur de El Batamote, la secuencia de la Formación Morita está constituida por limolita y arenisca, predominando la primera. Característicamente, esta secuencia se encuentra muy fracturada, muy alterada y cortada por abundantes vetillas de cuarzo de diferentes espesores. La alteración y las vetillas curiosamente no pasan al norte de la falla que corre de El Batamote a El Graseo. En la sección El Remolino - La Nochebuena - El Parián y al sureste de este último, la Formación Morita es similar a la que se tiene en los alrededores del Cerro El Jurahui al norte. El espesor de la Formación Morita es muy difícil de determinar debido al fallamiento presente en el área.

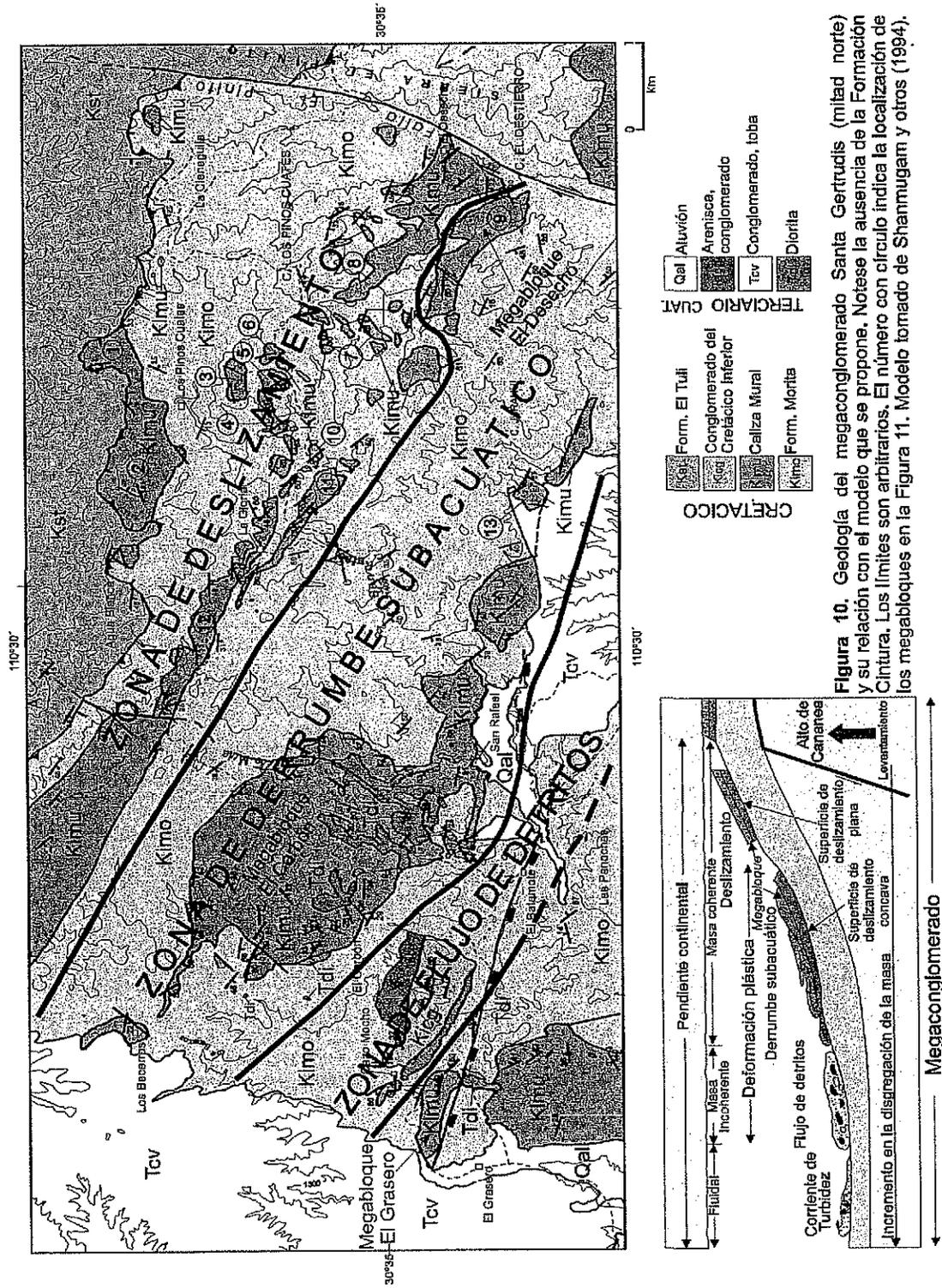


Figura 10. Geología del megaconglomerado Santa Gertrudis (mitad norte) y su relación con el modelo que se propone. Nótese la ausencia de la Formación Chintura. Los límites son arbitrarios. El número con círculo indica la localización de los megabloques en la Figura 11. Modelo tomado de Shanmugam y otros (1994).

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

La Formación Morita está cubierta por megabloques y bloques de la Caliza Mural. Normalmente se observa a lo largo de los contactos cizallamiento, el cual varía de intensidad de megabloque a megabloque. El contacto con la Formación El Tuli es tectónico; corresponde a la Falla San Antonio, donde la Formación Morita sobreyace a Formación El Tuli. La Formación Morita está cubierta por rocas volcánicas terciarias, así como por sedimentos de la misma edad, similares a la Formación Báucarit.

Caliza Mural

La Caliza Mural (Ransome, 1904) en el megaconglomerado Santa Gertrudis está conformada por más de 50 megabloques y bloques entre los que destacan los megabloques El Carbón, El Graseo y El Desecho (Figura 10). En la Figura 11 se presenta una posible correlación de algunos de los bloques con respecto a la columna de la Caliza Mural medida en la localidad El Pilar (Figura 9).

Tomando como referencia la columna de la Caliza Mural medida en la localidad El Pilar (Figura 9), los megabloques y bloques que se encuentran al norte del corral Los Pinos Cuates y al sur de la traza de la Falla San Antonio (Figura 10) corresponden al miembro medio y a la parte baja del miembro superior de la Caliza Mural (Figura 11). Los megabloques que se encuentran al sur y al este del Cerro Los Pinos Cuates, a excepción del megabloque El Desecho, y los que se encuentran alineados con él hacia el noroeste, se ubican en la parte media superior del miembro inferior. Los megabloques que se localizan al sur del corral Los Pinos Cuates y en los alrededores del campamento La Gloria (ubicado al norte del área) abarcan la parte más alta del miembro inferior (donde se tienen las calizas con rudistas) y la parte inferior del miembro medio donde predomina la lutita (Figura 11). El megabloque El Desecho y los que se alinean hacia el noroeste corresponden al miembro medio de la Caliza Mural.

En la parte superior del megabloque alargado que se ubica al norte del

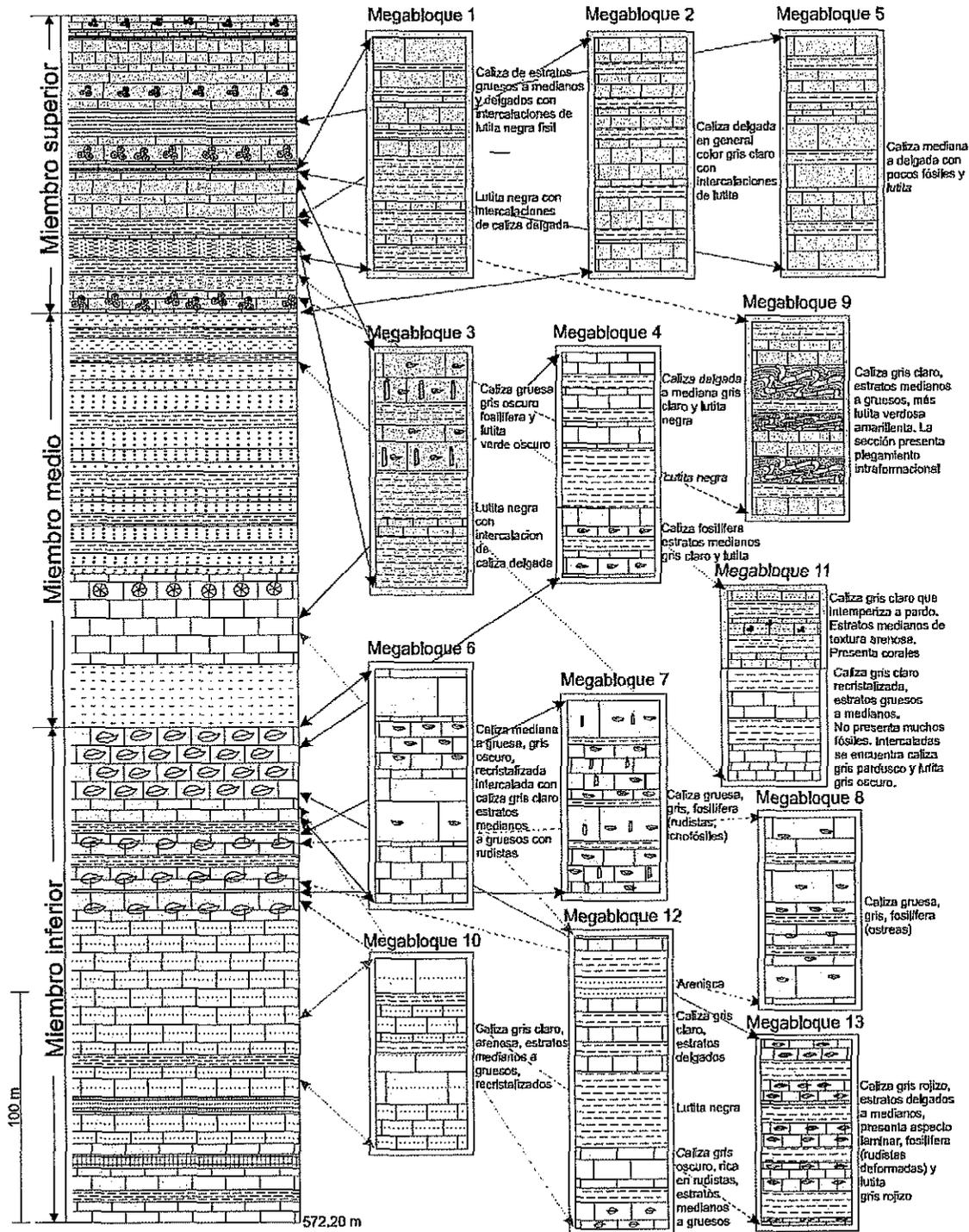


Figura 11. Representación esquemática de algunos de los megabloques en el megaconglomerado Santa Gertrudis y su posible ubicación en la columna medida en El Pilar. Las columnas de los megabloques son representativas, sin control de escala. Localización de megabloques en la Fig. 10.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

megabloque El Carbón, al este de la localidad Agua Blanca, se observa caliza con rudistas que corresponden a la parte más alta del miembro inferior, mientras que el resto del megabloque hacia el sur procede del miembro medio y parte del miembro superior de la Caliza Mural.

La cabeza del megabloque El Carbón (Figura 10) también comienza con caliza con rudistas que indican la parte superior del miembro inferior. La parte media del megabloque corresponde al miembro medio de la Caliza Mural, mientras que el pie del megabloque se derivó del miembro superior de la Caliza Mural. Al norte de El Batamote se puede observar caliza gruesa a muy gruesa, característica del miembro superior. Los megabloques que se alinean hacia el sureste del megabloque El Carbón presentan rasgos similares a la última descripción que se hizo.

El megabloque El Graseo y el bloque que se localiza al norte de él (Figura 10) presentan una litología similar a la Caliza Mural que aflora al sureste de la Mesa La Estaca. La caliza del megabloque El Graseo contiene orbitolinas que son iguales a las que contiene la caliza en el arroyo El Salto, al oeste del Cerro El Tomastión. La evolución de este megabloque está ligada a la evolución de la inversión tectónica durante el Terciario.

Los megabloques que se localizan al suroeste y sur del rancho El Batamote se derivaron del miembro superior de la Caliza Mural. Al norte del corral El Cumaral aflora una caliza muy gruesa a masiva, típica de esta secuencia.

Al oeste del rancho El Remolino (parte central del área de estudio, Lámina 1) se observan megabloques y bloques que por su composición se asignan al miembro superior de la Caliza Mural. El espesor de algunos de los bloques es de apenas un metro, lo que indica una fuerte fragmentación o una intensa erosión (Figura 12).

Al sur del rancho La Nochebuena (Lámina 1) hay bloques que corresponden al miembro superior de la Caliza Mural, mientras que hacia el sureste del rancho El Parián afloran también bloques con las mismas características que los anteriores. Muchos de ellos son demasiado pequeños para ser cartografiados. El contacto con

la Formación Morita en ambas localidades es una zona de brecha y alta deformación con pliegues.

Ninguno de los bloques y megabloques cartografiados están cubiertos, tampoco se encontró evidencias o testigos de la Formación Cintura.



Figura 12. Remanente de Caliza Mural sobre sedimentos de la Formación Morita al oeste del rancho El Remolino. El afloramiento es parte del miembro superior de la Caliza Mural.

Conglomerado del Cretácico Inferior

El nombre Conglomerado del Cretácico Inferior (Lámina 1, Figura 10) se utiliza de manera informal para describir un conglomerado rojizo muy mal clasificado, compuesto por clastos de arenisca, caliza, conglomerado, toba, limolita y granito (Figura 13). Los clastos varían de redondeados a angulosos con un tamaño variable de 1 cm hasta 50 cm. No se presenta muy bien consolidado. Por sus características como falta de clasificación, graduación, falta de estructuras sedimentarias, matriz abundante (los clastos están soportados por la matriz), se puede clasificar como un

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

flujo de detritos. Los clastos no muestran una geometría uniforme, carecen de una organización interna, presentan una mezcla caótica entre clastos, donde se observan tamaños desde el limo o arena hasta clastos de 50 cm; localmente se observa una *incipiente estratificación y un espesor indefinido*. El conglomerado probablemente se generó durante procesos de transporte por gravedad como flujo de detritos.



Figura 13. Conglomerado que se interpreta como flujo de detritos asociado al deslizamiento por gravedad de los megabloques. El conglomerado no se encuentra deformado, pero sí presenta una fuerte inclinación en comparación con los conglomerados terciarios que presentan echados suaves.

El incipiente desarrollo de estratificación permite obtener su rumbo e inclinación lo que es una de las características importantes de este conglomerado. Los sedimentos terciarios en el área de estudio y en los alrededores generalmente muestran una inclinación muy suave o cuando mucho hasta de 45° , como se observa en el conglomerado terciario que aflora al norte del rancho El Remolino, mientras que el Conglomerado del Cretácico Inferior muestra inclinaciones de hasta 72° , lo cual no es común en los sedimentos terciarios. Por otro lado, la composición del

conglomerado es única, ya que no se parece al conglomerado de la Formación El Tuli, ni a los sedimentos recientes que afloran tanto al oeste como al este del área de estudio.

Otro aspecto importante es que un cuerpo ígneo diorítico está intrusionando este conglomerado. El intrusivo es similar al que aflora en la zona del arroyo El Salto, al sur del área, el cual fue fechado isotópicamente en 40 Ma (K/Ar roca completa, Compilación USGS-UNAM, 1995). Nunca se observa que los sedimentos terciarios estén afectados por intrusivos. Estas consideraciones hacen suponer que la edad de este conglomerado sea Cretácico Temprano, anterior a la Formación El Tuli.

El espesor no fue determinado por encontrarse cubierto el conglomerado por sedimentos más recientes.

Evolución de los megabloques y bloques

Aunque no es el objetivo principal de este trabajo, se incluye una interpretación del ambiente de depósito de las rocas del área de estudio. La cartografía a detalle permitió identificar que las estructuras principales son grandes fallas extensionales lítricas y estructuras asociadas menores junto con estructuras menores contraccionales como pliegues y fallas inversas. Algunos de los megabloques muestran cizallamiento muy fuerte en la base, debido al transporte pendiente abajo. El cizallamiento también es evidenciado por el movimiento a lo largo de fallas de bajo ángulo y otras paralelas a la estratificación y por la asimetría de los pliegues presentes en los megabloques. También se identifica una fuerte fragmentación de capas o colapso en el frente y en la base de los megabloques y de la roca subyacente.

Las características que se presentan concuerdan con la descripción que se hace de los procesos de transporte por gravedad como caída de roca, deslizamiento (*sliding*), derrumbamiento (*slumping*) y flujo de sedimentos por gravedad o flujo de detritos. Deslizamiento y derrumbamiento son casi sinónimos aunque el término

deslizamiento hace énfasis en los desplazamientos laterales de las masas deslizadas, mientras que derrumbamiento pone énfasis en la deformación interna o puede referirse a los movimientos rotacionales (Figura 14).

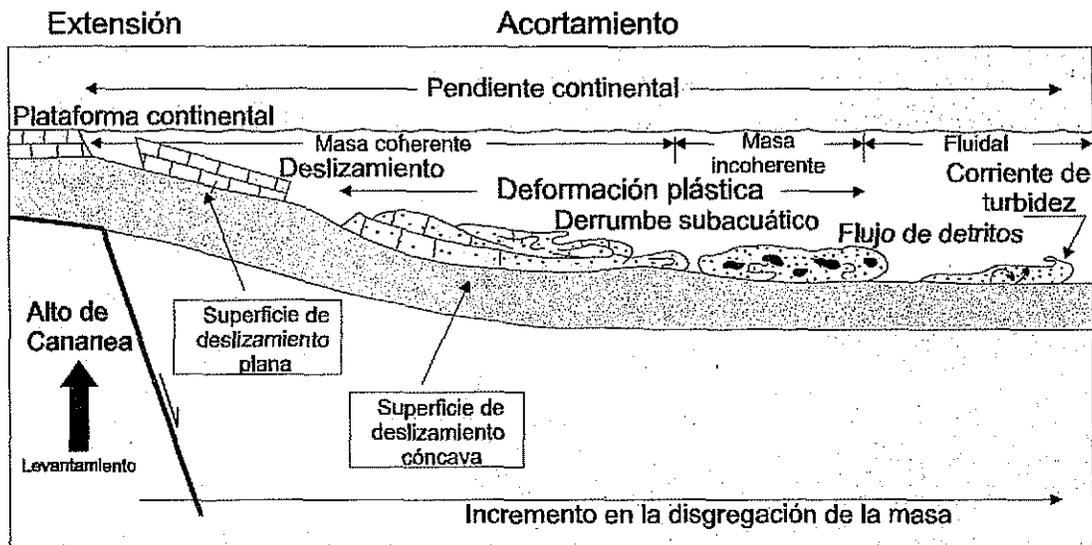


Figura 14. Modelo conceptual que muestra la rotura y la iniciación de deslizamientos cerca de la margen y la progresiva transformación de deslizamiento a derrumbe y a flujo de detritos. Se propone que los deslizamientos estén ligados a levantamientos del Alto de Cananea (tomado y modificado de Shanmugan y otros, 1994; ver Figura 10)

El área de estudio, principalmente la que corresponde al megaconglomerado Santa Gertrudis, se puede dividir en tres áreas de acuerdo a los procesos identificados: área de deslizamiento, área de derrumbe y área de flujo de detritos (Figura 10). Los megabloques y bloques que se ubican en el área de deslizamiento no presentan una deformación interna, es decir, pliegues o zonas de cizalla, aunque sí se observan fallas normales paralelas a la estratificación. En los contactos entre los megabloques y la roca subyacente generalmente no se observa deformación por cizalla, pero sí se ve un brechamiento con diferente intensidad (Figuras 15 y 16).

En el área de derrumbe, los megabloques muestran una deformación interna, siendo ésta más intensa hacia el contacto de deslizamiento con la roca subyacente.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Parte de las estructuras que se desarrollan en esta etapa del proceso son pliegues, fallas inversas, fallas normales lístricas y fragmentos de capas (Figura 17). En la cabeza del megabloque no se observa deformación, pero ésta aparece y se va haciendo más intensa hacia el pie del megabloque.

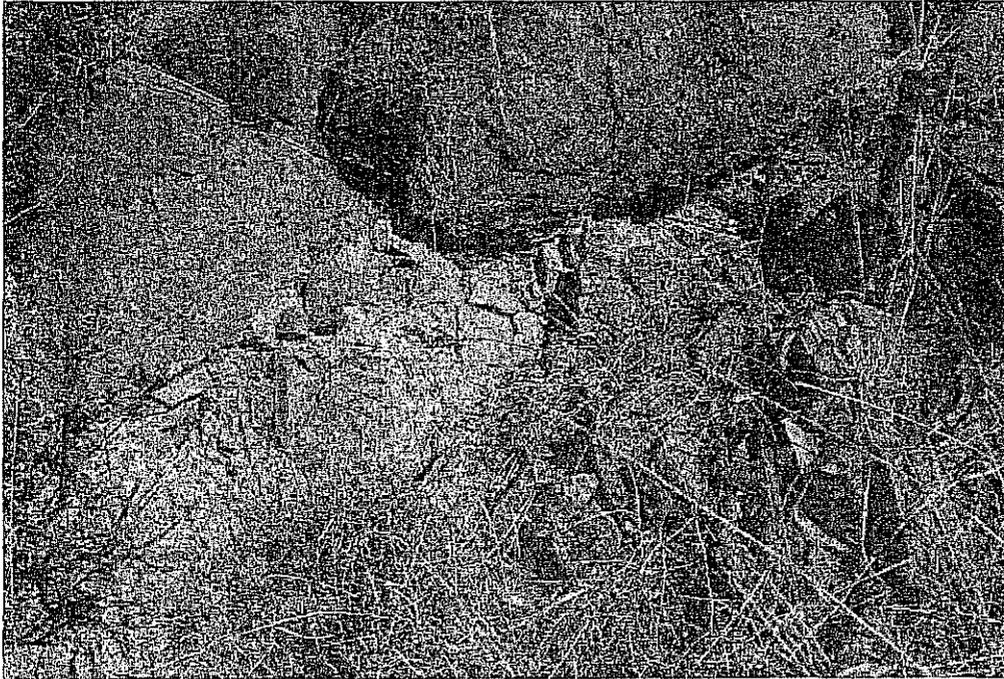


Figura 15. El contacto entre megabloques y la roca subyacente al sur del Cerro Los Pinos Cuates está marcado por un ligero brechamiento. Esta zona corresponde a la parte superior del deslizamiento. La parte superior del afloramiento corresponde a la Caliza Mural y la parte inferior a la Formación Morita.

El área de flujo de detritos, en la cual se encuentran masas incoherentes, estaría representada por el conglomerado del Cretácico Inferior que se localiza al sureste del corral El Cazo Mocho (Figura 13). De un conteo que se hizo de clastos (103) predominan los de arenisca, limolita, caliza y cuarcita. Los tres primeros son comunes en las unidades del Grupo Bisbee.

Todos los componentes de este proceso de transporte por gravedad indican una paleopendiente al sur en general, hacia un depocentro al cual he llamado cuenca Banámichi-San Antonio (Rodríguez-Castañeda, 1997) y cuya margen oriental

es la Falla San Antonio, que a su vez es el límite sur del Alto de Cananea.



Figura 16. Contacto entre megabloques al norte del Cerro Los Pinos Cuates. Obsérvese el brechamiento que existe entre el megabloque y la roca subyacente. El megabloque muestra una litología característica de la Caliza Mural y la roca subyacente de la Formación Morita.

Desde este punto de vista, el Alto de Cananea es el lugar de origen más probable de los megabloques y bloques de caliza. La posición, litología y edad del Alto de Cananea apoyan la idea de una procedencia de los clastos de un origen que sobreyacía a las rocas más antiguas del Alto. El levantamiento continuo del Alto de Cananea durante el Cretácico Tardío denudó rocas sedimentarias y rocas ígneas del



Figura 17. Pliegues en el megabloque El Carbón. Los megabloques que se localizan en lo que corresponde a la zona de derrumbe presentan contactos marcados por un fuerte cizallamiento y plegamiento.

basamento precámbrico, paleozoico y jurásico, por lo que no se tienen remanentes de las rocas del Grupo Bisbee encima del Alto de Cananea. Sin embargo, se tienen capas bien estratificadas de caliza, lutita, arenisca y limolita interpretados como depósitos marinos de cuenca (McKee, 1991; McKee y Anderson, 1998) que bordean las márgenes del Alto de Cananea.

La litología de la roca encajonante de los megabloques y bloques puede indicar el medio de transporte. Los megabloques en el área generalmente están asociados a sedimentos finos, no observándose material como gravas o algo parecido. También se observó que la actitud de las capas tanto de los megabloques como de la roca anfitriona es casi paralela. Los sedimentos finos que subyacen a los megabloques, limolita y arenisca, están rotos, y en el afloramiento se puede observar también fragmentos alargados que sugieren una deformación suave y de arrastre

durante el emplazamiento de los megabloques.

Algunos megabloques están internamente deformados por plegamiento suave a isoclinal o muestran deslizamiento paralelo a las capas. Los pliegues, como se mencionó anteriormente, son resultado de derrumbamiento (*slump*), considerando su escala métrica, su estilo intraformacional, el cual es distinto de aquellos de escala regional kilométrica (cizallamiento tectónico) y que está ausente en los megabloques. La deformación en los megabloques, sobre todo los pliegues, está truncada por rocas encajonantes no plegadas ni deformadas.

Las observaciones sugieren que las estructuras dentro de los megabloques fueron desarrolladas durante el emplazamiento de los megabloques mismos durante varios eventos sucesivos de movimiento. Algunas estructuras intraformacionales como las que se observan en los megabloques El Desecho y El Destierro fueron formadas en una etapa temprana de deformación, quizás al inicio de los movimientos por gravedad que se demuestra por la discordancia de los estratos horizontales superiores e inferiores sobre los pliegues.

Las estructuras aquí descritas, aunque son parte de un proceso sedimentario, se asocian con una zona de despegue que registra una deformación compleja por plegamiento, planos discretos con cizallamiento simple y a veces pequeñas estructuras deformacionales que indican extensión. La fragmentación de las capas y la deformación de colapso asociado a fallamiento y cizalla simple pueden ser una característica de zonas de despegue de niveles someros.

El megaconglomerado San Antonio no presenta las mismas características que el megaconglomerado Santa Gertrudis, por lo que se ubicaría en el área de deslizamiento y derrumbe (Figuras 10 y 14) sin alcanzar las siguientes etapas de evolución. El pie de la zona de derrumbe se ubica a lo largo del arroyo El Cable, donde se observa una fuerte deformación, aunque no alcanza la fragmentación de capas que se observa en el megabloque El Carbón, en el megaconglomerado Santa Gertrudis.

Cretácico Superior

Formación El Tuli

El Cretácico Superior en el área de estudio está representado por la Formación El Tuli que fue nombrada informalmente por primera vez por Rodríguez-Castañeda (1994) en la Cañada Zatecona aledaña al rancho El Tuli, al oeste de Banámichi, aproximadamente a 60 km al sur de la zona de estudio. En esa localidad la Formación El Tuli está constituida por conglomerado en la base seguido por una secuencia de toba, arenisca, arenisca tobácea, ignimbrita y andesita. A 13 km al norte de esa localidad otra sección fue descrita en el cordón La Cuchilla, al norte del rancho El Téguachi. La secuencia ahí descrita está compuesta de conglomerado, aglomerado, toba lítica, toba riolítica, caliza, arenisca y andesita. En las áreas de los ranchos El Tuli y El Téguachi, la unidad se encuentra encima de rocas paleozoicas, jurásicas y del Cretácico Inferior con discordancia angular, relación que tiene un carácter regional.

La Formación El Tuli en el área de estudio muestra como rasgo importante variaciones locales de los clastos en cuanto a textura y composición, lo que ha conducido a interpretaciones erróneas de su edad (Nourse, 1990).

En el área de estudio, la Formación El Tuli está compuesta por una gruesa sección de conglomerado, arenisca, limolita, mantos de andesita y caliza, siendo el conglomerado su característica principal. La composición del conglomerado varía de un lugar a otro. Al este de la Falla El Pinito, el conglomerado presenta clastos principalmente de caliza fosilífera (Figura 18) pertenecientes a la Caliza Mural y en menor proporción arenisca, limolita, andesita, lutita, toba, pedernal y otros clastos no identificados. Un rasgo sobresaliente en la Formación El Tuli es la presencia de numerosos megabloques y bloques de Caliza Mural, deslizados por gravedad, que se encuentran encima del conglomerado. Estos megabloques y bloques (producto de la inversión tectónica terciaria) alcanzan tamaños de algunas decenas de metros y 5 m de espesor y los más grandes una longitud de hasta 3 km y más de 100 m de



Figura 18. Clasto de caliza con orbitolinas de la Formación El Tuli al norte del rancho San Antonio. La composición principal del conglomerado de la Formación El Tuli en esta zona lo constituyen clastos de caliza, arenisca y andesita.

espesor (Figura 19). En el contacto de estos megabloques con la unidad subyacente se aprecia deformación.

El conglomerado es de color pardo rojizo oscuro, polimíctico, pobremente clasificado y soportado por matriz arenosa. La mayor parte de los clastos se encuentran bien o moderadamente redondeados, aunque algunos de los clastos de andesita se encuentran excepcionalmente angulosos. La variación de tamaño de los clastos es amplia, desde menos de 1 cm hasta más de 25 cm. Se presenta en forma masiva; localmente se encuentran capas de aproximadamente 6 m de espesor. También se encuentran intercaladas algunas capas de arenisca conglomerática de grano grueso a mediano. Capas de conglomerado se encuentran ampliamente distribuidos en toda la secuencia dando una apariencia de secuencia rítmica, compuesta de limolita y arenisca y conglomerado.

La arenisca en la Formación El Tuli se encuentra distribuida en toda la



Figura 19. Megabloque de Caliza Mural que sobreyace a andesita y conglomerado de la Formación El Tuli, al norte de la Falla San Antonio. La posición de este megabloque es resultado de inversión tectónica. El megabloque tiene una longitud de casi 3 km y una centena de metros de espesor. En el lado izquierdo, al fondo, se aprecian otros dos megabloques.

secuencia. Es de color pardo rojizo, de grano fino a grueso, de estratos medianos a gruesos, con laminación y estratificación cruzada. La limolita es de color rojo oscuro o verde olivo en capas medianas a gruesas.

El conglomerado de la Formación El Tuli, al oeste de la Falla El Pinito, consiste de arenisca y conglomerado constituido por clastos de cuarcita con indicios de una deformación previa, arenisca, caliza, andesita, toba, pedernal, limolita y calcedonia (Figura 20). La Formación El Tuli en esta localidad había sido confundida con el Conglomerado Glance por Nourse (1990), McKee (1991), Bennett (1993) y geólogos de la Mina Santa Gertrudis; sin embargo, los clastos de caliza fosilífera en las capas del conglomerado nos permiten asignarlo a la Formación El Tuli.

Los clastos del conglomerado en esta región son más homogéneos en cuanto a tamaño, si lo comparamos con el previamente descrito (comparar Figuras 18 y 20 del conglomerado). Se puede encontrar, intercalada en el conglomerado, arenisca



Figura 20. Conglomerado de la Formación El Tuli en el megaconglomerado Santa Gertrudis. Los clastos están constituidos principalmente por cuarcita que muestran un intenso cizallamiento previo al depósito. Además de los clastos de cuarcita se tienen de arenisca, caliza fosilífera, toba, andesita y pedernal.

de grano mediano y estratos medianos de color pardo rojizo.

Hacia el sur del área de estudio, la parte superior de la Formación El Tuli está constituida por arenisca, andesita, aglomerado y conglomerado. La arenisca es de color rojo, grano mediano a grueso, algunas veces conglomerática, en estratos medianos gruesos. El conglomerado está constituido principalmente por clastos volcánicos, entre los que destacan los de andesita y toba, todos ellos en una matriz arenosa.

La Formación El Tuli se encuentra cubierta por la Formación Morita por medio de la cobijadura San Antonio en la parte norte del área, mientras que hacia el sur se encuentra cubriendo por falla normal a la Formación Morita. Aunque el contacto de la Formación El Tuli en estos casos es tectónico, se sabe que estratigráficamente cubre discordantemente a rocas más antiguas, como se observa hacia el sur en la región de Banámichi.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

En lo que respecta a la edad de la Formación El Tuli, se tienen dos fuentes de información. La primera es la presencia de una toba y cuerpos andesíticos intercalados que han sido fechados en varias localidades. En el sur, en la región del rancho El Téguachi, se fechó una toba (zircón U/Pb) en 76 Ma. Al norte de Arizpe, cerca del Picacho de Bacoachi, se fechó isotópicamente una andesita en 72.1 ± 0.4 Ma y 69.1 ± 0.4 (biotita Ar^{40}/Ar^{39}) (F. Gray, 1997; en González-León y otros, 2000). Estos cuerpos ígneos varían en textura desde pórfidos hasta andesita afanítica, predominando los primeros. En toda la región se identifican y reconocen estas rocas, que al parecer son cogenéticas con los cuerpos andesíticos que se encuentran interestratificados en la Formación El Tuli.

La segunda fuente indirecta de la edad relativa de la Formación El Tuli y que al mismo tiempo indica la procedencia de los bloques calcáreos que contiene, es la presencia del foraminífero *Orbitolina texana*, un fósil índice del Aptiano-Albiano, que se encuentra en la mayoría de los bloques deslizados. Este foraminífero está comúnmente incluido en la Caliza Mural del Grupo Bisbee.

Estudios paleontológicos, realizados en plantas fósiles encontradas en la localidad originalmente descrita por Rodríguez Castañeda (1994), en el rancho El Téguachi y en las cercanías del poblado de Huépac, en la misma región del río Sonora, indican que la Formación El Tuli se depositó, al menos, durante el Cretácico Tardío. Las evidencias de esta edad son restos de palmas de las nuevas especies *Rhizopalmoxyton teguachiense* y *Rhizopalmoxyton huepaciense* (Ricalde-Moreno, 1994) que fueron encontradas en pedernal de una secuencia de caliza dentro de la columna estratigráfica de El Tuli en la localidad del rancho El Téguachi.

Sedimentología de la Formación El Tuli

Las características texturales de la Formación El Tuli son grano grueso con matriz arenosa y/o limosa en espesores gruesos, con unidades estratigráficas pobremente definidas que carecen de una organización interna homogénea.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Típicamente consisten en mezclas caóticas de partículas que varían en tamaño desde el limo grueso o arena fina hasta grandes bloques de decenas de metros cúbicos. Estos aspectos son típicos para flujos de detritos que concuerdan con las descripciones documentados en otras partes del mundo (Hiscott y James, 1985; Nemec y Steel, 1984).

Los clastos no tienen una geometría uniforme, ni muestran una orientación preferencial. Localmente aparecen estratos muy delgados o láminas rítmicamente interestratificadas de arena de grano fino y limolita. De igual forma, en algunos lugares aparece una estratificación cruzada de dimensiones pequeñas.

La extensión importante sobre la que aflora El Tuli sugiere un evento sedimentario de dimensiones regionales que abarcó una paleogeografía diversa en cuanto a fuente de aporte de detritos. Por esta razón, la litología de los clastos de las unidades conglomeráticas es variada, y al mismo tiempo da una idea aproximada acerca de la constitución litológica de las zonas de aporte de sedimentos.

Las características sedimentológicas de El Tuli implican corrientes de detritos de alta densidad. Estas ocurren cuando grandes masas de sedimento no consolidado son movilizadas por licuefacción en una pendiente. Aunque estos fenómenos son particularmente comunes en ambientes subacuáticos, también pueden ocurrir subaéreamente, típicamente en regiones con regímenes de lluvias intensas en ciclos uniformes (Kleinspehn, 1985; Stone y otros, 1987).

El flujo puede empezar como un deslizamiento y desarrollarse como un cuerpo saturado sin clasificación, que se mueve pendiente abajo. El resultado es, tal como se describió El Tuli, un depósito caótico de detritos pobremente clasificados que incluyen grandes cantos y bloques, aún de dimensiones gigantescas, entremezclados y a veces separados entre ellos por una matriz fina de arena y limo.

El clima y la topografía son los factores fundamentales que controlan la generación, el transporte y el depósito de gravas y conglomerados en una matriz densa. En este cuadro, la abundancia del agua es el factor esencial; la caliza con

flora fósil de la Formación El Tuli sugiere que ésta estuvo presente en cantidades importantes.

Localmente se encontraron afloramientos constituidos por depósitos finamente estratificados de composición calcárea, de aproximadamente 15 m de espesor. La laminación sugiere que el sedimento calcáreo se depositó en una cuenca local, de ambiente tranquilo, con cambios estacionales regulares y relativamente poco aporte de sedimentos clásticos. Estas calizas parecen indicar la existencia de lagunas o lagos con una superficie de decenas de km², aunque la extensión y la profundidad del lago no están necesariamente relacionados; así algunos de los lagos más grandes del mundo tienen profundidades someras y viceversa (Boggs, 1995).

Aquí hay recordar que en la localidad del rancho El Téguachi, la Formación El Tuli incluye a una sección de caliza con pedernal con abundantes rastros de vegetales, tales como raíces de palmeras. Las palmeras requerían de una abundancia de agua, lo que refuerza la idea de un régimen de lluvias intensas y ocasionalmente la acumulación superficial restringida de cuerpos de agua de poca profundidad.

En conclusión, la mayor parte de las rocas sedimentarias de la Formación El Tuli probablemente se depositaron por medio de flujos de detritos subaéreos y deslizamiento por gravedad de bloques sobre pendientes con ángulos de inclinación moderados (10° a 15°) en un régimen de lluvias importantes. El Alto de Cananea pudo haber contribuido de manera importante al depósito de esta gruesa secuencia volcaniclástica en forma de abanicos fluvio-deltaicos, posiblemente localizados en la margen suroccidental del mismo.

Terciario

Las rocas terciarias están constituidas por rocas ígneas y sedimentarias. Diorita, granito, riolita, toba, aglomerado e ignimbrita conforman la secuencia ígnea terciaria; conglomerado y arenisca de la Formación Báucarit forman el relleno de

cuencas asociadas a la tectónica *Basin and Range* (McDowell y otros, 1997).

La diorita se encuentra ampliamente distribuida en el área de estudio, conformando mantos y diques que afectan únicamente a rocas del Grupo Bisbee, no observándose en la Formación El Tuli. Muchos de los diques muestran una intensa deformación, lo que es importante en la identificación de los eventos de deformación que han afectado a esta región. Un cuerpo de esta roca fue fechado en 40 Ma (roca entera K/Ar, Mapa de Compilación de edades radiométricas UNAM-USGS, 1995) en las inmediaciones del arroyo El Salto, al sur del área.

Los diques están ampliamente distribuidos en el área y muchos de ellos presentan una deformación muy intensa. Un dique de composición diorítica fue fechado en 26.1 ± 0.7 Ma (biotita K/Ar) en las cercanías del campamento La Gloria. Este fechamiento ha sido importante en la interpretación tectónica del área. Al oeste, fuera del área de estudio se fechó otro dique de similares características al antes mencionado en 25 Ma (biotita, K/Ar, Mapa de Compilación de edades radiométricas UNAM-USGS, 1995).

Un granito aflora al sur del rancho El Batamote y afecta a rocas de la Formación Morita. El granito es del tipo peraluminoso. La edad del granito es de 36.1 ± 0.9 Ma (muscovita, K-Ar; Bennett, 1993).

La riolita, toba e ignimbrita en el área de estudio son parte de la secuencia volcánica de la Sierra Madre Occidental (Mc Dowell y otros, 1997). La riolita, que forma un domo (Cerro Tomastión), es importante en el análisis estructural de la zona, puesto que a su alrededor las rocas de la Caliza Mural muestran intensa deformación. No se tienen fechas de este domo.

CAPITULO 3

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

Estructuralmente el área de estudio es compleja. La cartografía a detalle permitió identificar varios tipos de estructuras como: estratificación, foliación, lineación, diques, pliegues, fracturas y fallas las cuales fueron medidas sistemáticamente. Los datos recolectados y su análisis permitieron la identificación de cuatro fases de deformación en las rocas del Cretácico y del Terciario (Figura 21):

A) La primera fase ocurrió a finales del Cretácico Temprano. Se caracteriza por levantamiento y la generación de megaconglomerados, megabloques y bloques de rocas carbonatadas de diferente tamaño y espesor, los cuales son comunes en la parte norte-central de Sonora a lo largo de la margen suroeste (Falla San Antonio) del Alto de Cananea (McKee, 1991, Grijalva-Noriega, 1995; McKee y Anderson, 1998). En esta región se encuentra un gran número de bloques identificados hasta hace poco, bien expuestos, en un ambiente de poca deformación sobrepuesta. El grado de exposición y conservación de los bloques permite un estudio detallado de los mecanismos de transporte y emplazamiento. La deformación sinsedimentaria y las estructuras contraccionales presentes posfechan en tiempo importantes episodios de levantamientos regionales.

Los megabloques y bloques se interpretan como fuera de su lugar, pero que conservan sus relaciones estratigráficas con sedimentos contemporáneos, lo que sugiere que los bloques y megabloques fueron emplazadas tal vez como una sola masa dentro de la cuenca donde fueron depositados.

B) Una segunda fase registra levantamiento, volcanismo y depósito, donde la secuencia volcanosedimentaria de la Formación El

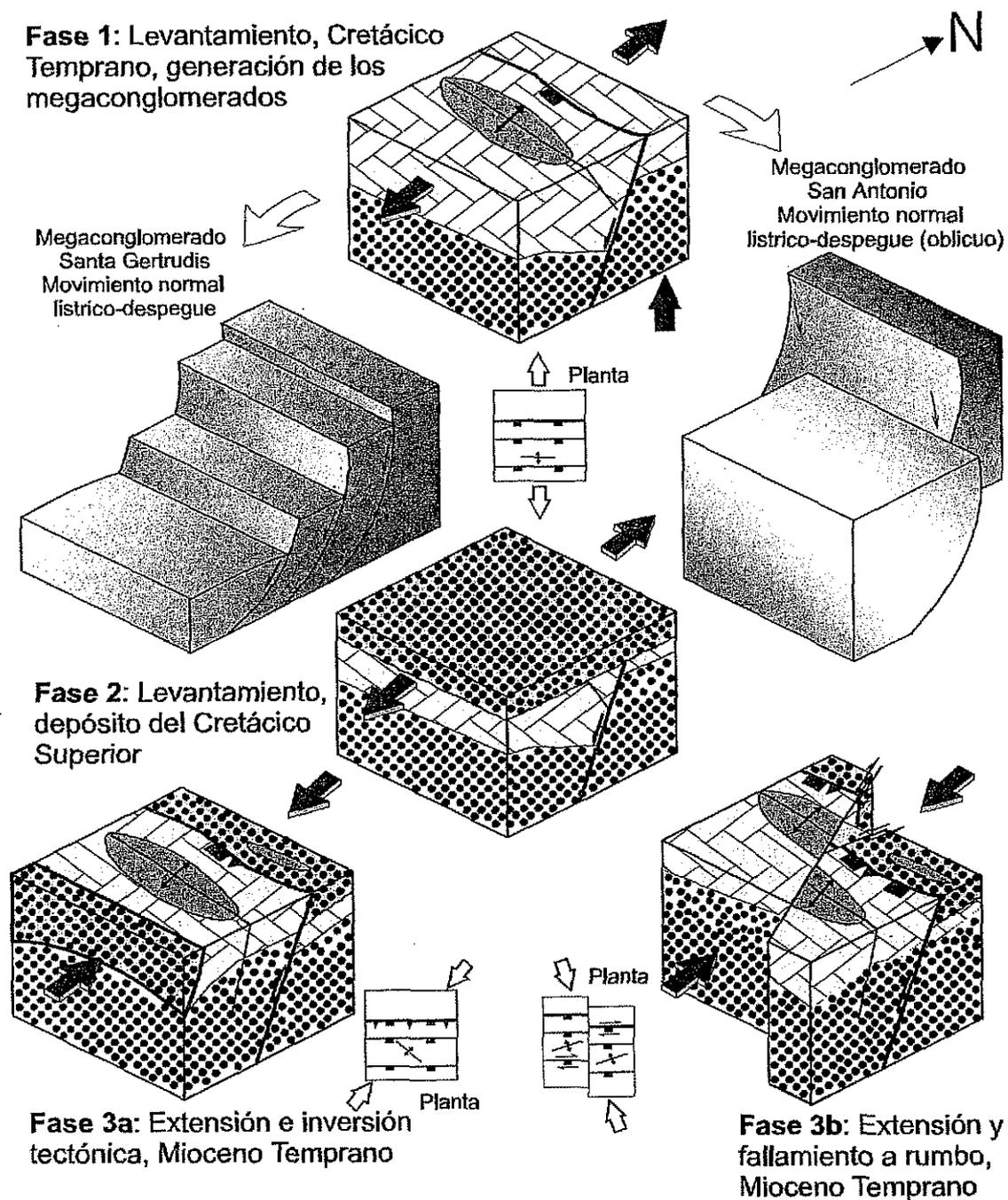


Figura 21. Evolución tectónica del área de estudio del Cretácico Temprano al Mioceno. No se incluye el evento Sierras y Valles.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tuli del Cretácico Superior registra este evento. Estas rocas se desarrollan en respuesta a levantamientos termotectónicos, volcanismo andesítico principalmente y sedimentación sintectónica. Estas rocas no muestran estructuras que hayan sido resultado de una tectónica compresiva .

C) Una tercera fase en el Mioceno temprano se revela por la interrupción estructural que existe entre la Formación Morita y la Formación El Tuli, la Falla San Antonio, y por la presencia de bloques deslizados de calizas arrecifales que fueron trasladados pendiente abajo por gravedad durante la evolución de la Falla San Antonio. Además, ocurre fallamiento a rumbo durante una etapa tardía de esta fase.

D) La cuarta fase es el evento de extensión Sierras y Valles del Terciario tardío, registrado por fallamiento normal subvertical que afecta a todas las unidades anteriores de la zona de estudio.

A. Fase de deformación del Cretácico Temprano

Antecedentes

Se observan en la zona de estudio megaconglomerados, megabloques y bloques de rocas carbonatadas del Cretácico Inferior. Los megabloques fueron emplazados a lo largo de una pendiente; los megabloques que se ubican en la parte baja del talud muestran una intensa deformación y fragmentación. Por lo tanto, el propósito de este capítulo es caracterizar estas estructuras resultantes del deslizamiento por gravedad.

Trabajos previos en Sonora, con excepción de McKee y Anderson (1998), han puesto poca o nula atención al deslizamiento por gravedad para explicar la deformación que presentan las rocas del Cretácico Inferior. Los movimientos de estas masas generan estructuras que permiten determinar: 1) cómo se van

desarrollando las estructuras dentro de los deslizamientos en la medida en que las rocas se van desintegrando; 2) la dirección de la paleopendiente existente para ese tiempo y 3) los procesos que se dan en esos ambientes relacionados a la gravedad.

El uso del término "megabloque" es una forma general de designar a una unidad cartografiable emplazada por gravedad. Estos megabloques de rocas carbonatadas se formaron ya sea por deslizamiento o por derrumbamiento, probablemente a fines del Albiano.

Las estructuras que se desarrollan en deslizamientos de megabloques por efecto de la gravedad se han documentado en los taludes marinos actuales (Prior y otros, 1982) y en rocas más antiguas asociadas a márgenes continentales y taludes de plataformas carbonatadas, como por ejemplo en Calabria, Italia (Teale y Young, 1987), en Noruega (Steen y Andresen, 1997), en la República Dominicana (Heubeck, 1992), en la margen de la plataforma de Valles-San Luis Potosí (Carrasco-V., 1977), y en la dorsal de Nicaragua (Hine y otros, 1992). Los deslizamientos por gravedad pueden afectar a masas rocosas de varios cientos de kilómetros de longitud y centenas de kilómetros de anchura y tener gran influencia en la distribución de otros sedimentos. Un problema que se presenta al estudiar los deslizamientos de megabloques es lograr distinguir las estructuras que se asocian a este movimiento de otras estructuras relacionadas a movimientos tectónicos. Los megabloques en el área de estudio representan una secuencia que se desarrolló a fines del Cretácico Temprano en la margen sur del Alto de Cananea o en la margen norte de la Cuenca San Antonio- Banámichi (Rodríguez-Castañeda, 1997).

A escala regional, el Alto de Cananea, es una tierra positiva formada por basamento precámbrico cubierto por una secuencia de rocas volcánicas que forman parte del arco jurásico volcánico en Sonora. Ambos flancos de este alto corresponden a fallas con características de deslizamiento a rumbo. El flanco nororiental está limitado por la Falla Sawmill Canyon (T. Anderson, comun. personal) y el flanco suroccidental por la Falla San Antonio (Figura 22).

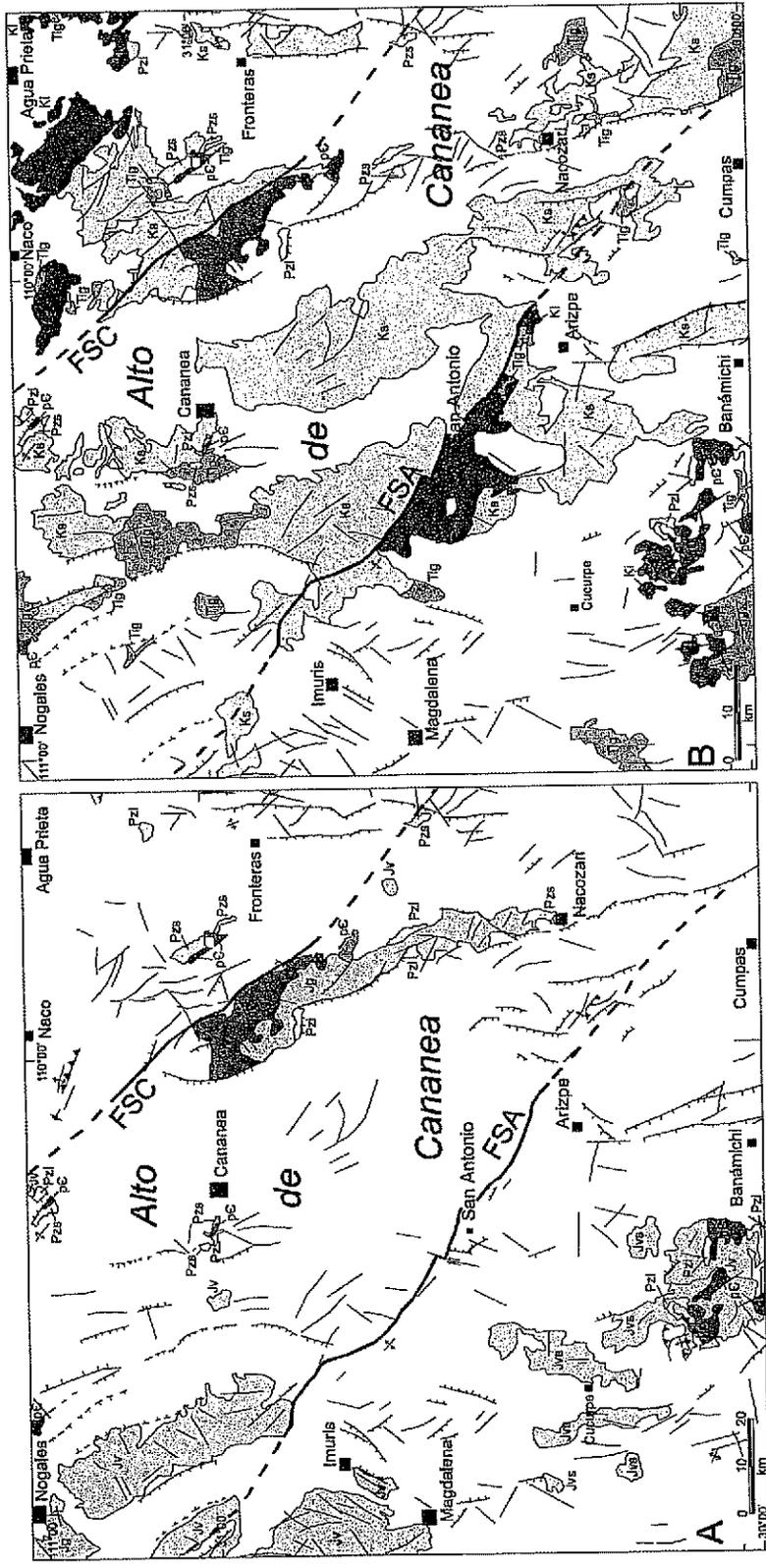


Figura 22. Localización del área de estudio en un contexto regional en el noreste de Sonora. A. Geología del basamento junto con las fallas extensionales mayores de edad Jurásico Tardío-Cretácico Temprano que definen el Alto de Cananea. B. Distribución de rocas del Cretácico Temprano y Tardío e Intrusivos Iaramídicos. Nótese que las rocas del Cretácico Temprano se encuentran aflorando a los lados del Alto de Cananea formando masas deslizadas. Geología tomada del plano geológico de Sonora, con modificaciones que incluyen los datos geológicos del área de estudio. FSA = Falla San Antonio, FSC = Falla Sawmill Canyon, pc = Precámbrico (intrusivo y metamórfico), Pzi = Paleozoico inferior que incluye al Cámbrico y al Devónico, Pzs = Paleozoico Superior que incluye al Pérmico y Paleozoico no diferenciado, Jv = Jurásico volcánico, Jvs = Jurásico volcansedimentario, Jg = Jurásico intrusivo, Ki = Cretácico Temprano, incluye rocas del Grupo Bisbee, Ks = Cretácico Tardío, incluye las rocas de la Formación El Tuji, Tig = Intrusivos Iaramídicos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Los megabloques en la región de San Antonio se interpretan como un grupo de masas rocosas asociadas a procesos sedimentarios iniciados por el rompimiento de una pendiente bajo la influencia de la gravedad que ocurre en la margen de una tierra positiva. En el capítulo anterior se describió el ambiente sedimentario y los sedimentos que se generan en el desarrollo o emplazamiento de estos megabloques. La base de todo el deslizamiento y las rocas que lo subyacen no afloran, pero pudieran ser rocas volcánicas jurásicas y posiblemente paleozoicas, inclusive precámbricas, separadas por zonas de cizallamiento.

Dentro del área de estudio se presentan por lo menos dos generaciones de megabloques y bloques emplazados por gravedad: el primero ocurrió a fines del Cretácico Temprano y comienzos del Cretácico Tardío, y el segundo en el Terciario, posiblemente en el Mioceno temprano.

Deslizamientos en el Albiano-Cenomaniano y sus estructuras

En el área de estudio se identifican dos grandes unidades con características muy particulares cada una, el megaconglomerado San Antonio y el megaconglomerado Santa Gertrudis (Lámina 1). Las diferencias en el estilo de deformación así como en la frecuencia de las estructuras relacionadas al deslizamiento parecen estar controladas por levantamientos diferenciales, considerando que no existen variaciones en la composición litológica ni en el tamaño de las masas deslizadas que pudieran justificar las diferencias estructurales. Las diferencias consisten en la ubicación que guardan los megabloques dentro de la evolución del deslizamiento de los megaconglomerados. Los siguientes términos se usarán en la descripción de las estructuras en el área de estudio: el término megabloque deslizante (*slide*) se refiere a una masa de sedimentos desplazada lateralmente, limitada por zonas de cizalla pero con poca o nula deformación de las capas; otro término es megabloque desprendido (*slump*), que es una masa de sedimentos desplazada lateralmente, limitada por planos de cizalla y con evidente

deformación y rotación de capas (Stow, 1994).

Las estructuras que predominan dentro de los megabloques son zonas de fallas normales, mientras que las zonas con estructuras por acortamiento como pliegues y fallas inversas, solo se encuentran en algunas localidades.

Dentro de los megaconglomerados San Antonio y Santa Gertrudis se encuentran megabloques y bloques (Lámina 1) de diferente tamaño que varían desde una decena de metros hasta 2.5 km de longitud y de <50 m hasta más de 250 m de espesor. Las capas en los bloques presentan inclinaciones fuertes, algunas veces verticales y los bloques más grandes presentan poca o moderada deformación interna.

Megaconglomerado San Antonio

El megaconglomerado San Antonio (Figura 23) cubre varias decenas de kilómetros cuadrados. Los límites del megaconglomerado son: Hacia el este el arroyo El Sahuaro, al oeste la falla de transferencia El Pinito, al norte la Falla San Antonio y hacia el sur la falla que separa a la Formación El Tuli de la Formación Morita. El megaconglomerado San Antonio está constituido por la Formación Morita, la Caliza Mural y la Formación Cintura que en conjunto forman una secuencia de más de 1000 m de espesor. Dentro del megaconglomerado San Antonio, en su parte norte, se encuentran megabloques y bloques carbonatados que reposan sobre la formación Morita, que por sus características litológicas deben de ser derivados de la Caliza Mural. No se observan megabloques y bloques con otra litología.

Las rocas del megaconglomerado San Antonio presentan al menos dos generaciones de estructuras asociadas con su emplazamiento. La primera generación de estructuras está relacionada a los inicios del deslizamiento del megaconglomerado y la segunda generación a su movimiento más avanzado.

Estructuras relacionadas al primer evento se pueden observar en el megabloque que se localiza al sur del Cerro El Destierro; las estructuras dominantes

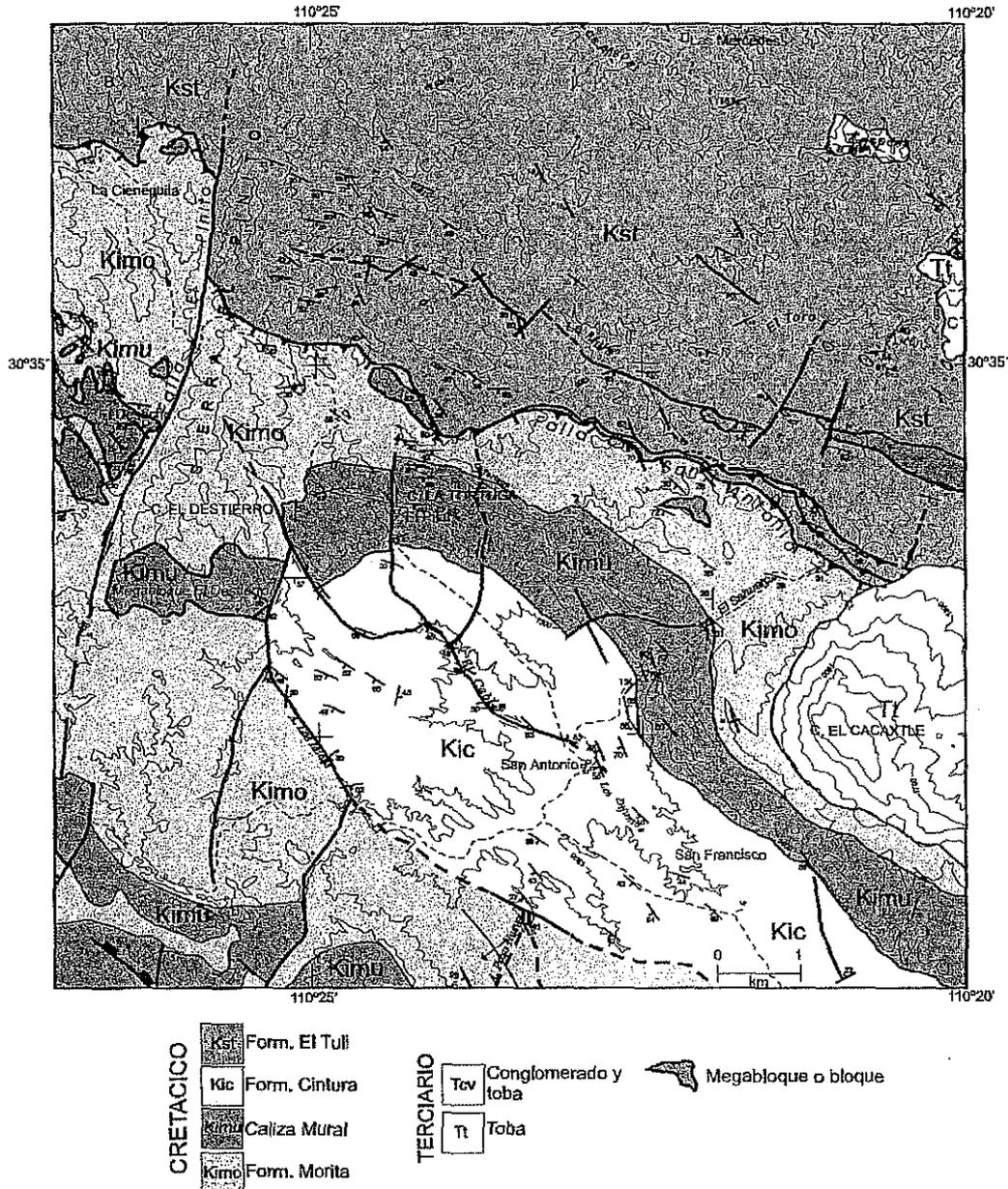


Figura 23. Parte norte del Megaconglomerado San Antonio que se localiza al este del área de estudio. Los límites de este megaconglomerado son: al norte la Falla San Antonio, hacia el sur la falla que separa la Formación El Tuli de la Formación Morita, al este el arroyo El Sahuaro, y al oeste la Falla El Pinito (ver Lámina 1).

son pliegues intraformacionales (Figura 24) restringidos a capas de caliza y lutita de espesor delgado a mediano. Los pliegues mesoscópicos están separados, tanto arriba como abajo, por capas sin deformación alguna, lo que se puede tomar como

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

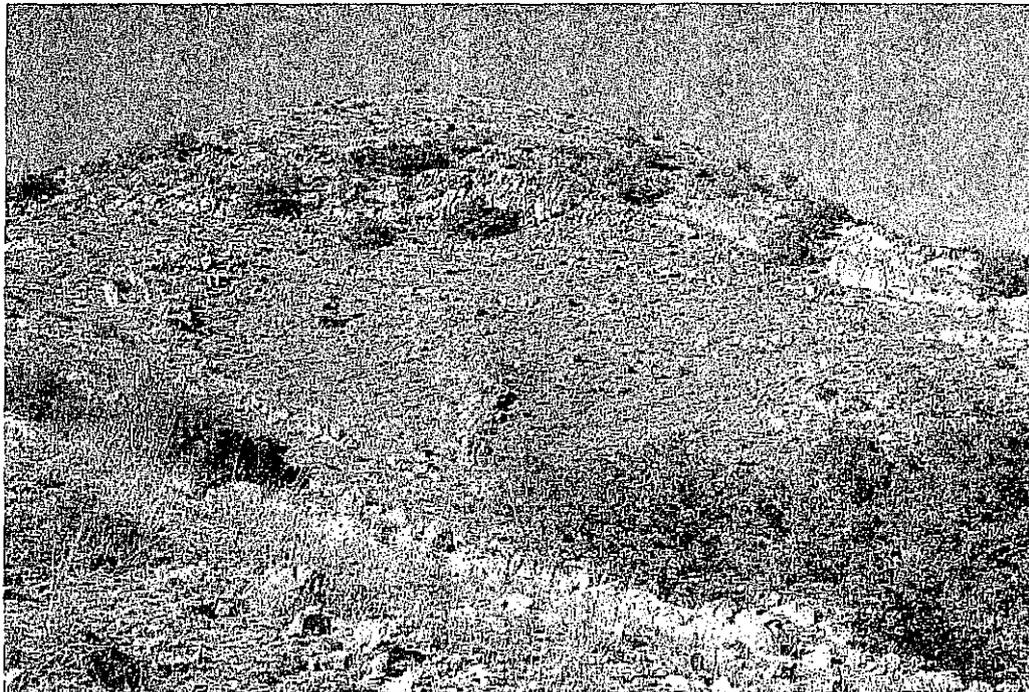


Figura 24. Pliegues intraformacionales en megabloque de Caliza Mural al sur del Cerro El Destierro. Se interpreta que estos pliegues se formaron en una etapa temprana de los deslizamientos.

indicativo de su carácter sinsedimentario. El desarrollo de este plegamiento debió haber ocurrido al mismo tiempo que el deslizamiento de la masa de rocas. La secuencia, en general, está cortada por fallas a rumbo orientadas norte-sur. Estas fallas son de edad más reciente asociadas a la inversión tectónica (Figura 25).

La segunda generación de estructuras está representada por zonas locales de pliegues, zonas de cizalla y fragmentación de capas truncadas por fallas que se interpretan como resultado del acortamiento en la parte externa del talud (transición entre masa coherente y masa incoherente, Figura 14). Estas estructuras se localizan en el extremo inferior del bloque (sedimentológicamente, el *pié* del deslizamiento) que es paralelo a la traza del arroyo El Cable (Figura 23). Las estructuras que dominan son: fallas normales en lo que corresponde a la cabeza del deslizamiento principalmente, algunas veces paralelas a la estratificación, fallas inversas en el pie del deslizamiento, pliegues, pliegues asociados a fallas y fracturas de tensión. Estas

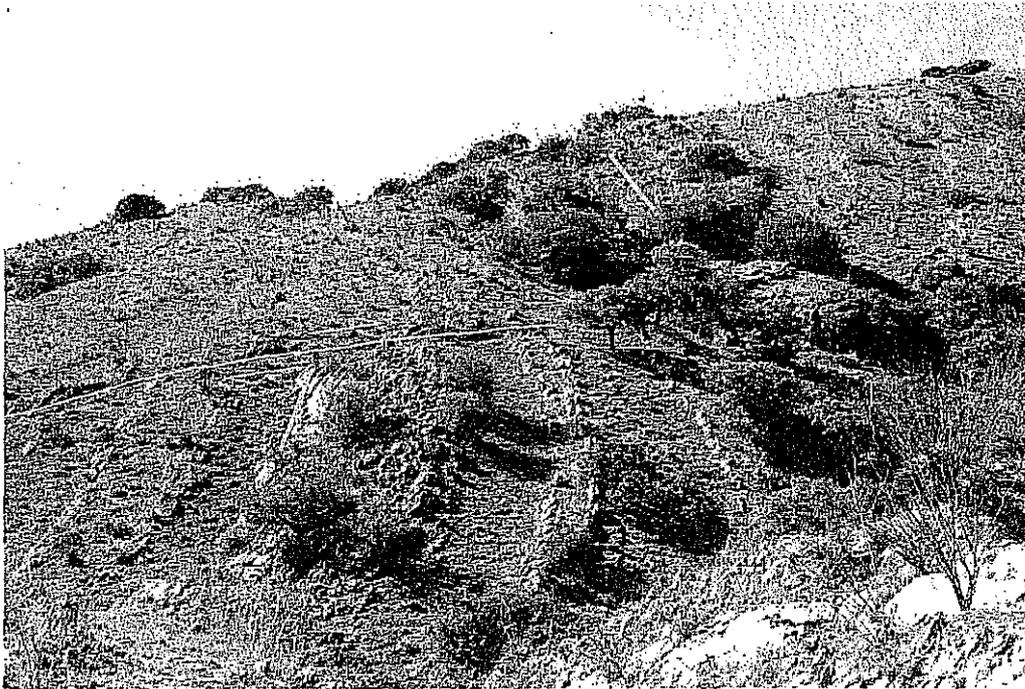


Figura 25. Fallamiento a rumbo que afecta al megabloque El Destierro, al sur del cerro del mismo nombre. Las líneas indican el desplazamiento y correlación de capas.

estructuras son cortadas por zonas de cizalla de probable edad terciaria, asociadas posiblemente a la deformación denominada complejo de núcleo metamórfico (*metamorphic core complex*), los cuales ocurren tanto al sur (Aconchi) como al suroeste (Magdalena), ambos a 50 km, aproximadamente, del área de estudio.

En el arroyo El Sahuaro, a la altura del contacto entre las formaciones Mural y Cintura, al noreste del rancho San Antonio, las rocas de la Caliza Mural presentan pliegues de arrastre, donde las capas verticales en la parte baja pasan a ser horizontales en la parte superior (Figura 26). Todo esto se asocia a un deslizamiento superficial por gravedad. El deslizamiento en este caso se limita a una torsión superficial de los estratos, por lo que se habla de arrastre de las capas.

En el arroyo El Cable, al noroeste del rancho San Antonio, el cual corta exclusivamente sedimentos de la Formación Cintura, las estructuras presentes son resultado tanto de extensión como de acortamiento. Estas estructuras se presentan

en una franja estrecha con dirección noroeste-sureste. Localmente se presentan fallas normales e inversas, pliegues asociados a fallas y fracturas de tensión. Las fallas normales dominan dentro del megabloque El Pilar, formando un sistema imbricado sintético que debe estar asociado a una falla de despegue (*detachment*). Los pliegues asociados al fallamiento normal, posiblemente lístrico, que no están ampliamente distribuidos, consisten de pliegues recostados y de arrastre.

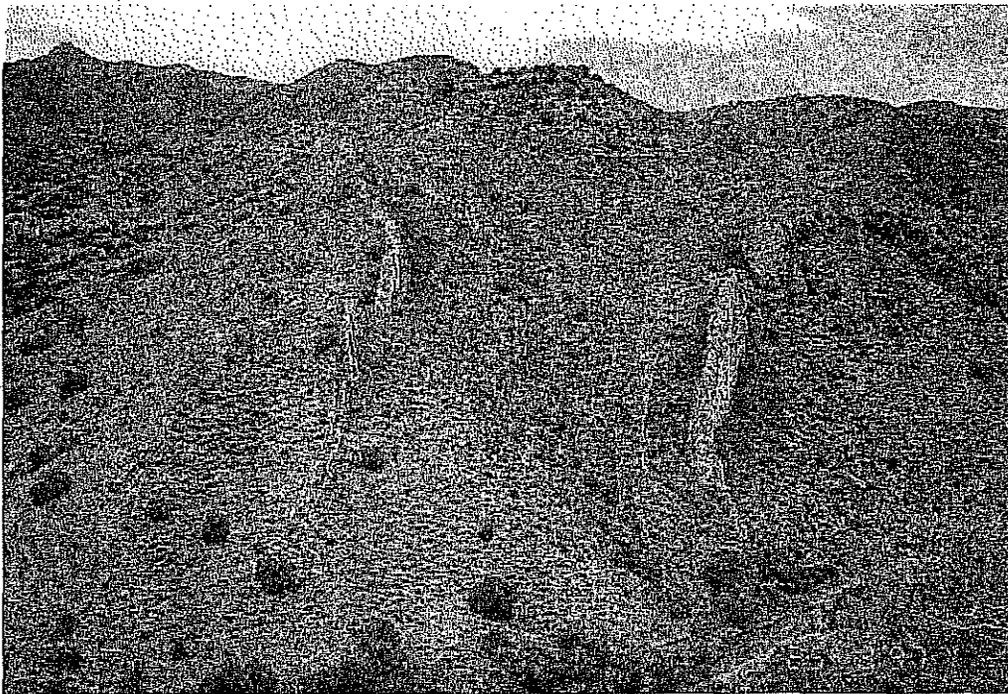


Figura 26. Pliegue de inflexión o arrastre en la Caliza Mural expuesto en el arroyo El Sahuaro. Este tipo de pliegue se interpreta como una torsión superficial de los estratos debido a deslizamiento. Vista panorámica del pliegue hacia el noroeste.

En el arroyo El Cable existen por lo menos tres lugares donde se puede observar el plegamiento. El plegamiento es asimétrico recostado (Figura 27) y en algunos de arrastre del tipo S, ocurriendo ambos arriba del plano de falla. Como no se observa la base de la falla principal, no se conoce qué tipo de plegamiento ocurre debajo de ella. El plegamiento presente está asociado al movimiento de los bloques de techo que son cortados por algunas fallas menores, normales e inversas. Estas

fallas no muestran mucha deformación en su base, apreciándose solamente desarrollo de calcita. Sin embargo, hay un afloramiento que muestra plegamiento y que posiblemente corresponda al piso de la falla principal de despegue. Aquí se aprecia desarrollo de calcita fibrosa similar a la que ocurre en las fallas.

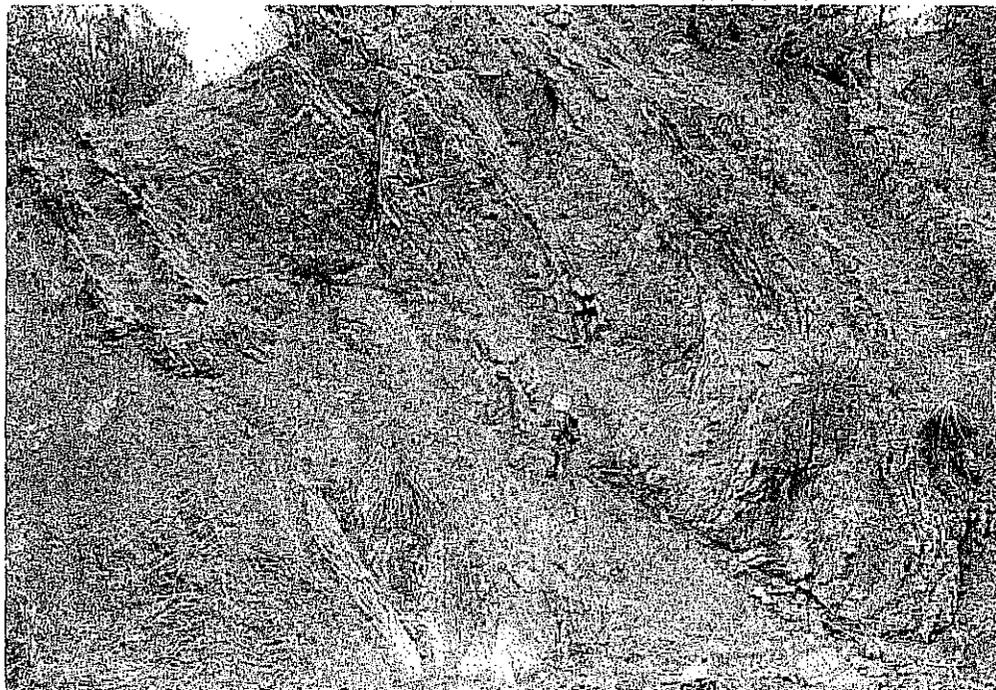


Figura 27. Pliegues asociados al movimiento del bloque de techo. En la base del deslizamiento no se observa mucha deformación, apreciándose solo desarrollo de calcita. Se observan también algunas fallas menores normales e inversas que cortan al bloque superior. Localidad arroyo El Cable.

Considerando las características de las estructuras, se puede determinar la dirección de la paleopendiente, usando la orientación de las superficies de falla y la geometría de los pliegues.

Las lineaciones en los planos de falla están señaladas por desarrollo de calcita a lo largo de capas de limolita y arenisca. En las fallas que ocurren a lo largo de los planos de estratificación, el desarrollo de estriaciones es débil, sobre todo si son capas arcillosas o limosas. La posición y orientación que guardan las fallas parece ser sintética o antitética a la falla principal (Figura 28). Las fallas en el arroyo

El Cable muestran principalmente un movimiento normal, aunque algunas presentan movimiento oblicuo y otras presentan una componente a rumbo.

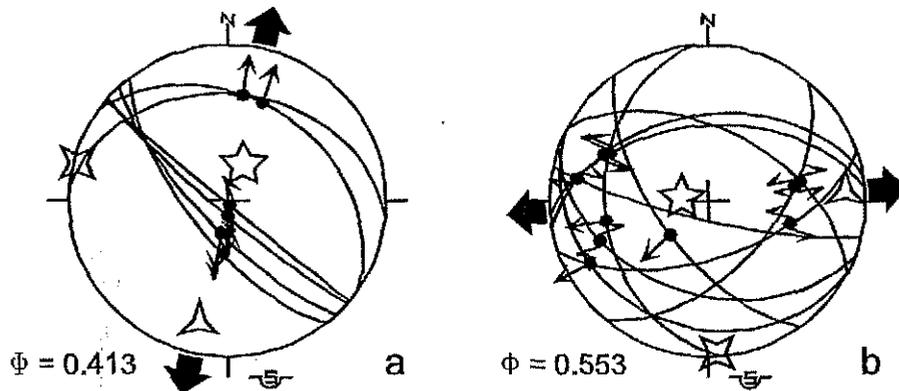


Figura 28. Fallas normales en el arroyo El Cable. Se puede notar dos sistemas conjugados de fallas normales en a y movimientos izquierdos a rumbo y diagonales en b. Si se interpreta un fallamiento que varía de lístrico a despegue con movimiento hacia el sur, algunas fallas se comportarán como sintéticas y otras como antitéticas. Las estrellas indican la dirección de los ejes cinemáticos. Estrella cinco picos = σ_1 , estrella cuatro picos = σ_2 y estrella tres picos = σ_3

Con relación a la dirección de la componente de deslizamiento de las fallas, se puede notar que existe una extensión hacia el suroeste que sería la dirección inferida de la paleopendiente (Figura 28a).

Existe otra dirección del esfuerzo horizontal mínimo en un conjunto de fallas con una componente principal diagonal y a rumbo del cizallamiento (Figura 28b). Esta dirección es similar a la que se obtuvo en rocas de la Caliza Mural en el arroyo El Sahuaro (Figura 29). Esta orientación se interpreta como resultado de una reactivación asociada al evento extensional Sierras y Valles que presenta fallas noroeste-sureste.

Los tipos de pliegues por deslizamiento y el sentido del movimiento observados en el megaconglomerado San Antonio se muestran en la Figura 30. Los pliegues en general son cerrados. Los pliegues en el arroyo El Cable son de carácter asimétrico y asociados a fallas (Figura 27).

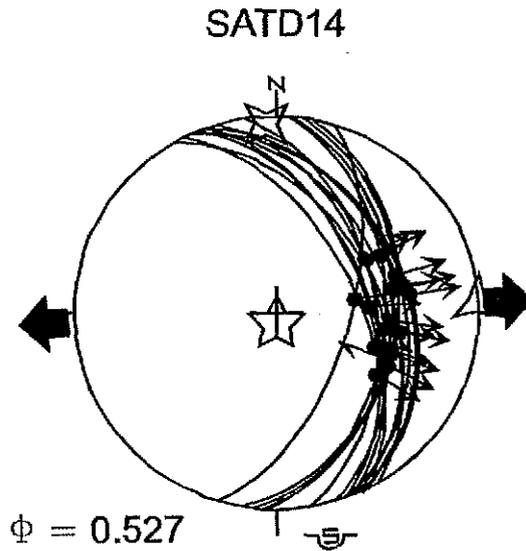


Figura 29. Fallamiento normal de rumbo NNW-SSE y con echado hacia el E, indicando extensión ENE-WSW en la Caliza Mural en el arroyo El Sahuaro. Estrella de cinco picos = σ_1 , estrella cuatro picos = σ_2 y estrella tres picos = σ_3 .

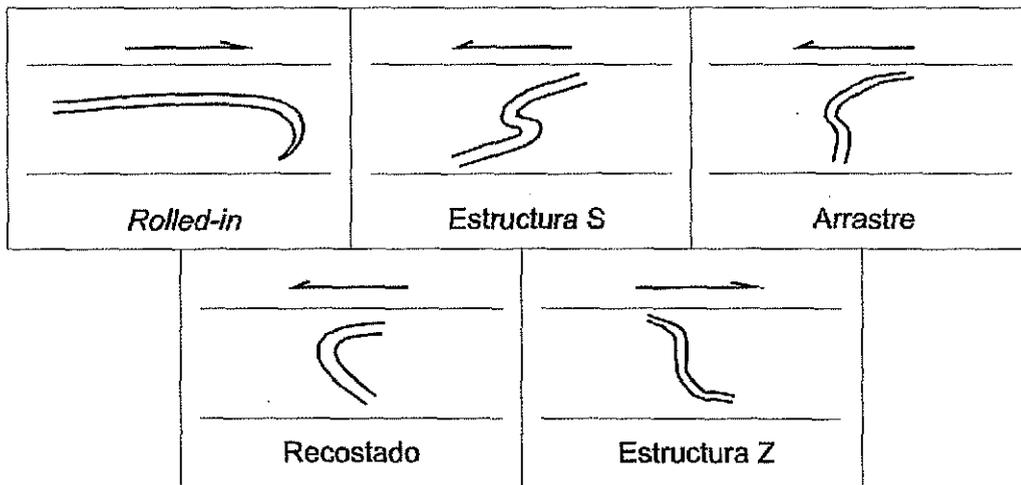


Figura 30. Tipos de pliegues por deslizamiento observados en el megaconglomerado San Antonio. Se indica la dirección de movimiento de la masa deslizada. Los pliegues son de escala mesoscópica, a excepción del pliegue de arrastre, el cual es de escala de decenas de metros.

Los pliegues de deslizamiento del tipo *rolled-in* (Figuras 27 y 30) tienen capas que están invertidas en la parte de abajo. El flanco inferior es generalmente delgado y corto. La altura de los pliegues varía de 1.50 a 3 m. El deslizamiento está indicado

en la figura y es hacia el arco exterior del pliegue.

Las estructuras del tipo S son pliegues asimétricos que se presentan como pliegues de arrastre y consisten tanto de anticlinal como de sinclinal. La forma asemeja a la letra S o Z según el corte, y la asimetría indica el sentido del movimiento.

Los pliegues recostados intraformacionales (Figura 30) se presentan en el megabloque que se encuentra al sur del Cerro El Destierro (Figura 24). Los pliegues ocurren entre capas que no muestran deformación, es decir, el carácter intraformacional se comprueba por la discordancia de los estratos sobre los pliegues. Los flancos de los pliegues son largos y su amplitud varía de algunos metros a una decena de metros. El pliegue en Z (Figura 30) se encuentra al sur del megabloque.

El pliegue de tipo arrastre (Figura 30) que afecta a rocas de la Caliza Mural (Figura 26) se interpreta como una torsión superficial de los estratos debido a deslizamiento. Este tipo de plegamiento es común a escala métrica. En regiones con relieves importantes, como es el caso que nos atañe, estas estructuras alcanzan un tamaño decamétrico o a veces mayor. La vergencia de este pliegue está asociada a la pendiente topográfica que se interpreta esta hacia el sur en general. A estas estructuras se les llaman también estructuras de colapso (Mattauer, 1976). Estructuras similares, pero a escala mesoscópica ocurren en el camino que une al rancho El Remolino con el rancho La Nochebuena en la parte central del área de estudio.

Los ejes de los pliegues de deslizamiento, medidos en el arroyo El Cable y en el megabloque al sur del Cerro El Destierro, presentan inclinaciones generalmente bajas con un rumbo variable pero en general al este y en menor proporción al noroeste (Figura 31). Se puede asumir que los ejes de los pliegues son perpendiculares a la dirección de la paleopendiente, aunque hay que considerar que durante el desarrollo del deslizamiento ocurre fallamiento y esto puede causar una reorientación de los ejes de los pliegues en la pendiente.

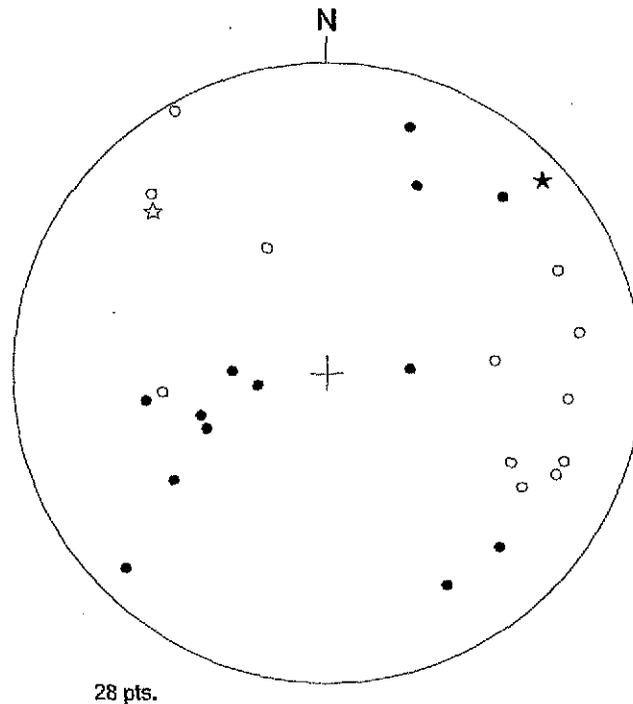


Figura 31. Polos de superficies axiales (puntos) y ejes de pliegues (círculos) en el Arroyo El Cable. La estrella corresponde a datos en el megabloque El Destierro, al sur del cerro del mismo nombre.

Aunque el desarrollo de pliegues en el megaconglomerado San Antonio no está ampliamente distribuido y ocurre de manera muy local, se puede asumir que el rumbo de la paleopendiente es paralelo al promedio de la orientación que presentan los ejes de los pliegues. Tomando en cuenta el análisis estructural de las fallas y pliegues presentes en el megaconglomerado San Antonio, se puede inferir que la pendiente existente para ese tiempo fue generalmente hacia el suroeste.

En la parte norte del megaconglomerado, junto a la traza de la Falla San Antonio, se tienen megabloques y bloques de dimensiones variables, siendo los mayores de 500 y 1000 m aproximadamente (Figura 23), mientras que los bloques en su mayoría son menores de 50 m. Los megabloques compuestos de caliza y lutita muestran poca o ninguna deformación, a excepción del megabloque de 2.5 km de longitud, que se localiza al sur del Cerro El Destierro (Figuras 23).

Megaconglomerado Santa Gertrudis

El megaconglomerado Santa Gertrudis (Figura 32) mide aproximadamente 150 kilómetros cuadrados de extensión y muestra características completamente diferentes al megaconglomerado San Antonio. La estratigrafía del megaconglomerado está compuesta por sólo dos unidades, la Formación Morita y la Caliza Mural; es significativa la ausencia de la Formación Cintura. Sin embargo, al igual que el megaconglomerado San Antonio, el megaconglomerado Santa Gertrudis se interpreta como una gran masa de rocas que ha deslizado sobre una paleopendiente de una cuenca cuyo depocentro estuvo ubicado hacia el suroeste. Dentro de esta gran masa deslizada tenemos una serie de megabloques derivados de la fragmentación de la Caliza Mural. Las estructuras dentro de los megabloques más grandes son tanto por extensión como por acortamiento. Las zonas de acortamiento de carácter local muestran pliegues recostados, los cuales están asociados con zonas de falla de bajo ángulo. La distribución espacial de estas estructuras dentro de los megabloques se encuentra bien documentada como se mencionará más adelante.

La Formación Morita forma la masa principal de este megaconglomerado. Es notorio el fallamiento que ocurre a lo largo de los planos de estratificación; sin embargo, es difícil establecer las características del fallamiento debido a la consistencia del material, aunque probablemente sea normal y paralelo a las capas. Otra característica importante es que capas de arenisca en la Formación Morita muestran una deformación interna sinsedimentaria que se interpreta como deformación de sedimentos no consolidados, que pudo haber ocurrido al tiempo del depósito o ser el resultado de una deformación posterior a la sedimentación, asociada al deslizamiento de la masa principal. Este tipo de deformación parece tener una distribución local; se observa principalmente al sur del campamento La Gloria sobre el arroyo San Rafael. En otros arroyos fuera de esta localidad no se observó esta deformación interna de las capas.

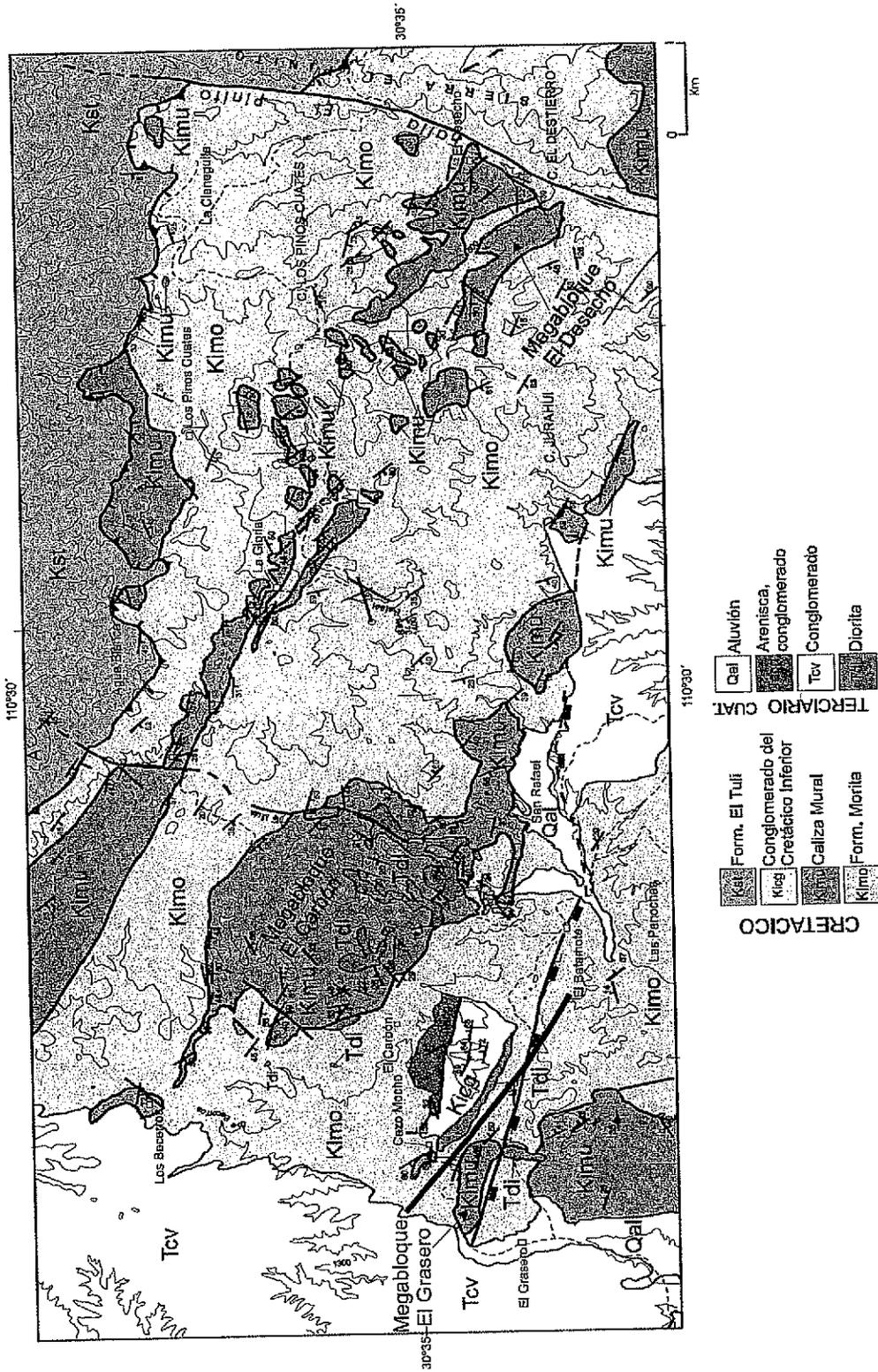


Figura 32. Megaconglomerado Santa Gertrudis (mitad norte) compuesto por rocas de las formaciones Morita y Mural. Sus límites son: al norte la Falla San Antonio, al sur la falla que corre del rancho El Graseo al rancho El Batamote y los sedimentos terciarios; hacia el este la falla de transferencia El Prinito; y al oeste los depósitos terciarios. Nótese la fragmentación de la Caliza Mural (ver Lámina 1).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Otras fallas extensionales cortan a las areniscas de la Formación Morita con una inclinación alta, casi 90° , pero se convierten dentro de una distancia vertical de 20 m en casi horizontales y casi paralelas a la estratificación (falla de despegue, Figura 33). Estas fallas ocurren en lo que se interpreta ser el frente del deslizamiento.

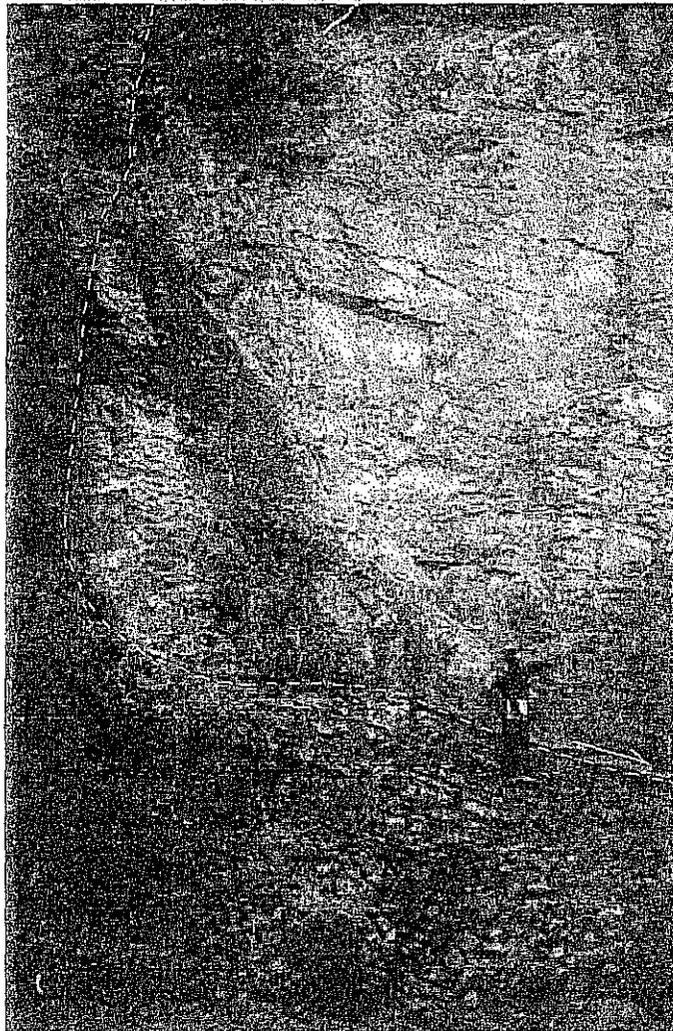


Figura 33. Falla normal que cambia de lítica a despegue en el arroyo La Mula. Fallas de este tipo se desarrollan en el pie de los megabloques deslizados.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Por otro lado, en las cercanías del rancho El Batamote, al norte y al sur, se observan vetas de cuarzo que están cizalladas, con transporte tanto al sur como al norte (Figura 34). Una explicación para estas estructuras es que se formaron por fallamiento normal y fueron giradas después en sentido contrario a las manecillas del reloj. Esto conlleva a la interpretación de que fallas normales fueron reactivadas como fallas inversas en el Terciario. Al norte del rancho se observa un dique terciario que muestra un intenso cizallamiento inverso (Figura 35) con desplazamiento al norte. El dique corta a limolitas de la Formación Morita, las cuales muestran también los efectos del cizallamiento.

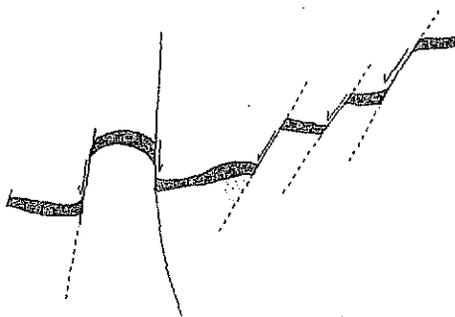
De los megabloques y bloques carbonatados que fueron identificados en el campo y que son de tamaño cartografiable, 52 se encuentran dentro de las rocas sedimentarias del Grupo Bisbee, especialmente en la Formación Morita. Estos megabloques y bloques afloran en un área aproximada de 150 km², con un tamaño que varía desde 20 km² hasta menos de una decena de metros cuadrados. La longitud de los megabloques está basada en la cartografía realizada (Figura 32). Los megabloques más grandes varían entre 5 y 6 km, y otros en promedio tienen 2 km de extensión. El espesor de los megabloques en la mayoría de los casos no sobrepasa los 100 m, mientras que en los más grandes puede pasar los 150 m. La orientación que presentan los megabloques así como su estratificación interna son paralelas al rumbo regional NW-SE que se observa en el área de estudio.

Litológicamente los megabloques y bloques están compuestos de caliza y lutita. La caliza es de estratificación delgada a gruesa, de textura variable, y color que varía de gris oscuro a gris claro, de blanco a crema y a café. La lutita es de color gris verdoso a gris oscuro con variaciones a limolita calcárea. No se han identificado megabloques y bloques con otras características litológicas.

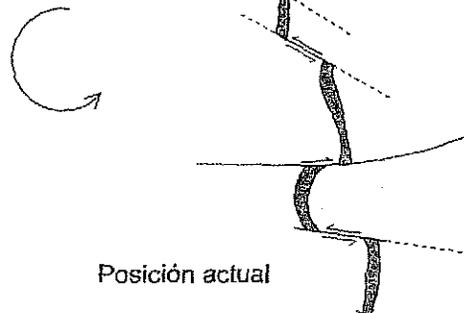
Las estructuras asociadas con el emplazamiento de los megabloques varían. Las diferencias en el estilo de deformación y la frecuencia de las estructuras relacionadas al deslizamiento de los megabloques parecen ser controladas



Se especula si la posición actual que tienen las vetillas ha sido resultado de una rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj



Incipiente plegamiento sigmoidal a lo largo de fallamiento a rumbo izquierdo.



Posición actual

Figura 34. Vetas de cuarzo que muestran desplazamientos a lo largo de planos de cizallamiento con un arreglo en échelon tanto hacia el sur como al norte. Una alternativa que se propone es que las vetas de cuarzo sufrieron una rotación contraria a las manecillas del reloj durante el Terciario. Movimientos de este tipo se han identificado en el área. Localidad al sur del rancho El Batamote.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Figura 35. Dique cizallado de edad terciaria que aflora al norte del rancho El Batamote. El movimiento del desplazamiento es hacia el noreste, que queda a la izquierda de la figura.

inicialmente por las características litológicas de los megabloques. También se observa que los megabloques muestran un cambio gradual de capas coherentes en la parte superior o cabeza de la masa deslizada a capas fragmentadas a lo largo de la orilla de la base o pie del deslizamiento. Estas estructuras fueron estudiadas con el fin de reconstruir el orden secuencial de su desarrollo y la desintegración de la masa deslizada.

Los megabloques que afloran en lo que se considera la parte superior del deslizamiento (alrededores de las localidades La Gloria y Cerro Los Pinos Cuates, Figura 32), compuestos principalmente de calizas de estratificación mediana a gruesa, muestran poca o casi ninguna deformación interna. Se puede observar que las estructuras presentes son fallas normales subverticales y fallas normales de bajo ángulo; estas últimas pudieron haber sido reactivadas a fallas inversas en el Terciario. No se observa plegamiento en el área. El contacto entre los megabloques y las rocas subyacentes es variable; en algunos casos se muestra un ligero

brechamiento (Figura 15), pero en otros casos como en el megabloque que se localiza al norte del Cerro Los Pinos Cuates, se observa un fuerte brechamiento (Figura 16). Un fuerte cizallamiento existe en el megabloque que se localiza al norte del corral Los Pinos Cuates (Figura 36), así como en los megabloques que se localizan en los alrededores del campamento La Gloria (Figura 32). En sí, el contacto es tectónico, aunque la relación estratigráfica aparentemente es normal.



Figura 36. Zona de cizalla (Falla San Antonio) entre megabloque de Caliza Mural (derecha e izquierda) y la Formación El Tuli (al centro), localidad al norte del corral Los Pinos Cuates. El contacto no muestra brechamiento como se observa más al sur en los alrededores del Cerro Los Pinos Cuates.

La menor parte de los megabloques presenta poca deformación, como los que afloran inmediatamente al sur del Cerro Los Pinos Cuates. No se les aprecia fallamiento ni deformación interna, mientras que en el contacto con la roca subyacente se nota un ligero brechamiento. Una excepción lo constituye el megabloque compuesto de caliza y lutita que se localiza al oeste de la localidad

Agua Blanca (al norte en la Figura 32), ya que en uno de los tajos, producto de las obras mineras, se observa plegamiento en la lutita, pero este plegamiento se considera el resultado de un evento de deformación más reciente, puesto que en la roca deformada se observa un dique volcánico deformado cuya edad se interpreta como terciaria.

Hay que recalcar que los megabloques en esta parte de la secuencia (parte superior del deslizamiento) no presentan plegamiento interno de consideración, limitándose las estructuras a fallas normales y planos de cizalla de bajo ángulo.

En la Figura 32 se puede notar que hay una franja orientada noroeste- sureste sin megabloques. Al sur de esta franja o de una línea imaginaria que une el corral Los Beceros y el Cerro Jurahui, los megabloques ahí presentes muestran características muy diferentes a los del norte. Geográficamente nos ubicamos en el pie o parte inferior del deslizamiento (Figura 14).

En estos megabloques se aprecia una fuerte deformación interna, y las estructuras deformacionales están mejor distribuidas y bien conservadas. Las estructuras presentes son tanto por extensión como por acortamiento, tales como fallas normales, fallas inversas y pliegues. Típicamente estas estructuras se localizan en lo que se considera el frente de los megabloques. Las zonas de mayor plegamiento se restringen principalmente a secuencias que muestran caliza de estratificación delgada a mediana intercalada con lutita. El contacto de los megabloques con la roca subyacente está marcado en general por un fuerte cizallamiento y por el desarrollo de pliegues (Figura 17).

El mayor de estos megabloques, el cual aflora al norte del rancho El Batamote y noreste del rancho El Carbón (Figura 32), en adelante se le llamará **megabloque El Carbón**. Otros megabloques que afloran inmediatamente al sureste, consisten de intercalaciones de caliza con lutita que muestran variaciones en el estilo de deformación. En las partes superior y media, las capas están ligeramente deformadas, a excepción del contacto con la otra unidad. La intensidad de la

deformación es mucho más fuerte en la parte baja, donde se aprecia un fuerte cizallamiento y una fragmentación de capas. Este cambio aparentemente es gradual, aunque se nota un fuerte fallamiento en algunos lugares. En el frente del megabloque El Carbón no se aprecian depósitos que pudieran estar estructuralmente abajo, pero un poco más al sur se tiene un conglomerado rico en matriz (Figura 13), depósito que se interpreta como flujo de detritos asociado al mismo deslizamiento por gravedad de la masa principal. Este conglomerado no presenta una fuerte deformación aunque sí una fuerte inclinación hacia el norte.

En el megabloque El Carbón sobresale el plegamiento. Al igual que en el megaconglomerado San Antonio, este plegamiento se asocia al deslizamiento de los megabloques. Los pliegues se clasificaron en: asimétricos recostados del tipo Z principalmente y del tipo S, recostados asociados a la clase 1B y recostados de la clase 1C (Ramsay, 1967), y pliegues abiertos (Figura 37). Hay pliegues que se observan como del tipo Z, pero dependiendo del lado o de la sección en que se esté observando, pueden asemejar las letras S o Z. En general, los pliegues son del tipo Z, lo que permite inferir la dirección de deslizamiento. Los pliegues en general son de escala mesoscópica y parecen estar asociados al emplazamiento del megabloque, considerando su geometría y localización. Los pliegues no muestran relación con otras estructuras como fallas de crecimiento.

Los pliegues en el megabloque El Carbón se localizan en la parte frontal y en la parte inferior del mismo, principalmente arriba de los planos de falla. Los flancos inferiores muestran atenuación y un ángulo interflancos pequeño en comparación con los pliegues que se observan en la parte superior, los cuales tienen un ángulo interflancos grande o amplio. Algunos pliegues isoclinales se encuentran abajo de fallas y muestran una geometría recostado con un ángulo entre flancos menor al ángulo de los pliegues que ocurren arriba de las fallas (Figura 38).

Los pliegues asimétricos del tipo Z muestran anticlinales con el ángulo interflancos más abierto que en los sinclinales (Figura 17). Estos pliegues muestran

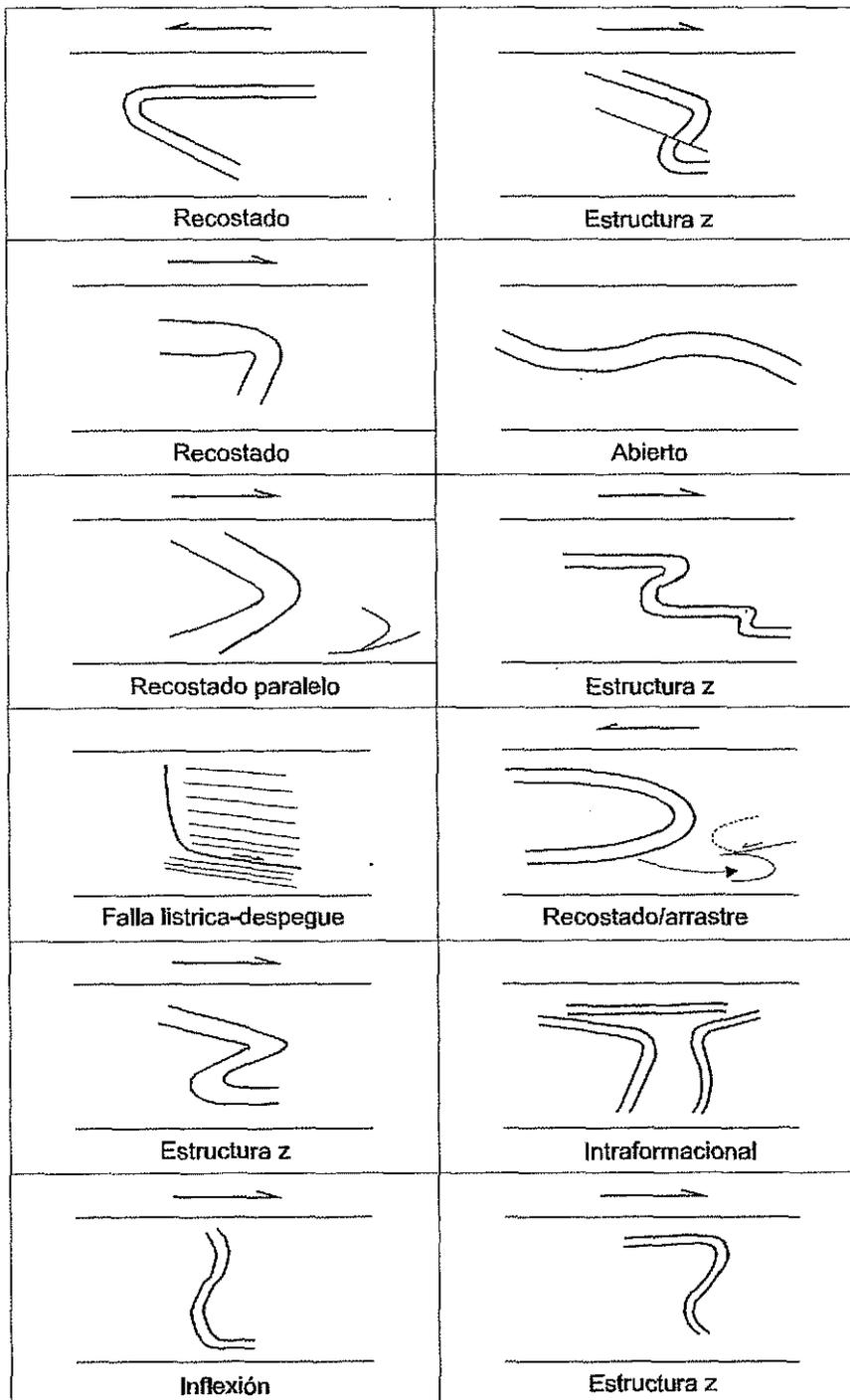


Figura 37. Tipos de pliegues por deslizamiento en el megaconglomerado Santa Gertrudis y fallas asociadas. Se indica el sentido de movimiento de la masa deslizada. La escala de los pliegues es mesoscópica.



Figura 37a. Estructuras asociadas a deslizamientos de megabloques por gravedad.

en el punto de inflexión al sinclinal un desplazamiento por falla (Figuras 37, 37a y 38) causado por el avance del deslizamiento. La misma asimetría del pliegue indica el sentido del movimiento. Los pliegues recostados (clase 1C) y recostados (clase 1B) se encuentran arriba de una superficie de despegue. En ambos tipos el flanco superior es más largo que el inferior. La estructura tipo S es un pliegue asimétrico con flancos superiores más largos que los inferiores. El espesor de las capas se mantiene igual tanto en la parte axial como en los flancos. El pliegue recostado que se desarrolla abajo de una superficie de falla presenta flancos de la misma longitud y un ángulo interflancos cerrado.



Figura 38. Pliegue asimétrico del tipo Z. El pliegue en el punto de inflexión muestra un desplazamiento por falla. La estructura en Z indica un movimiento en sentido de las manecillas del reloj y vergencia hacia el suroeste.

Un megabloque en particular, el **megabloque El Desecho**, que aflora al noreste del Cerro El Jurahui (Figura 32) muestra pliegues intraformacionales que no se extienden a la roca subyacente (Figuras 37a-h y 39). Este plegamiento debe de



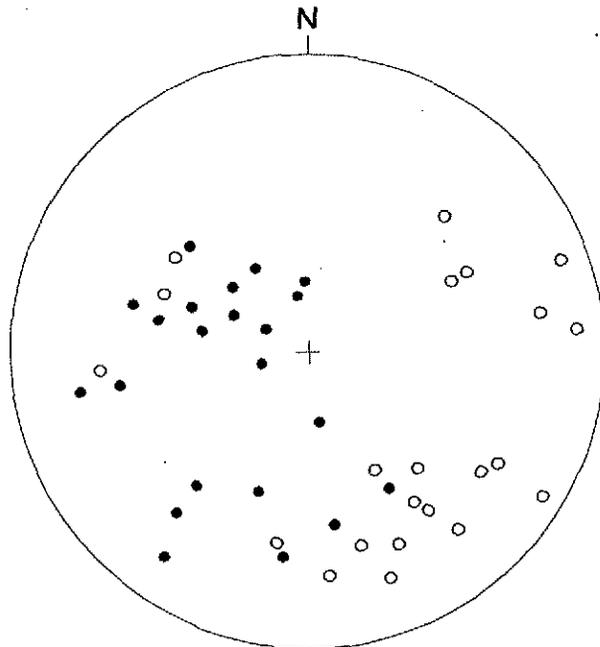
Figura 39. Fotografía aérea del megabloque El Desecho que muestra pliegues intraformacionales. La deformación interna del megabloque no se observa en las rocas de la Formación Morita que lo subyacen. Las líneas corresponden a trazas de capas. Ver la Figura 28 para la localización.

haber ocurrido en las primeras etapas del deslizamiento.

Las superficies axiales de los pliegues en la parte frontal del megabloque El Carbón presentan dos orientaciones preferenciales (Figura 40). La primera con planos axiales con rumbo noroeste y buzando al noreste con inclinaciones variables pero mayores de 40° . La segunda orientación presenta superficies axiales con rumbo noreste variable y con inclinaciones menores de 50° al sureste. La orientación de los ejes de los pliegues es variable pero principalmente hacia el sureste y en menor proporción hacia el noreste. Los ejes generalmente tienen un ángulo de buzamiento entre 10° y 45° (Figura 40). Se infiere que la orientación de los ejes de los pliegues por deslizamiento es casi perpendicular a la dirección de deslizamiento, a pesar de

NEGRO ED VTTVI
TESIS CON
FALTA DE ORIGEN

la variabilidad en la orientación. Esta variabilidad se explica por la evolución del deslizamiento, por ejemplo, el desplazamiento de uno de los flancos del pliegue con estructura Z (Figura 38) y además por deformación más reciente asociada a fallamiento inverso y a rumbo.



44Pts
Figura 40. Polos de superficies axiales (puntos) y ejes de pliegues (círculos) en el megabloque El Carbón. Los pliegues están asociados a deslizamiento.

En el tajo El Corral, al suroeste de la localidad Agua Blanca (Figura 32) y dentro del perímetro de la mina Santa Gertrudis se encuentran pliegues que muestran dos direcciones en sus planos axiales (Figura 41), una noroeste-sureste buzando tanto al noreste como al suroeste, y la segunda noreste-suroeste buzando al sureste. Los ejes de ambos grupos buzando al sur-sureste con ángulos menores de 35° .

Basado en las estructuras de deslizamiento, se considera que existió una paleopendiente hacia el suroeste durante el movimiento de los megabloques. Los

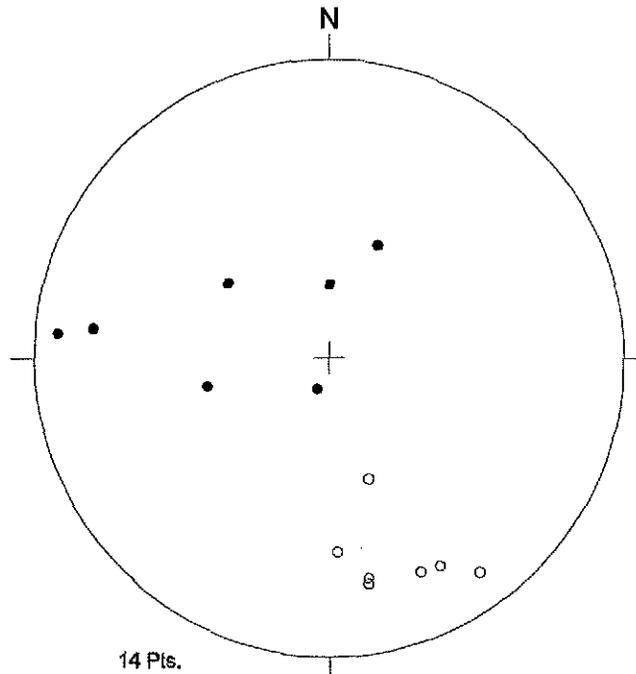


Figura 41. Polos de superficies axiales y ejes de pliegues medidos en el tajo El Corral en terrenos de la mina Santa Gertrudis. Las puntos corresponden a superficies axiales y los círculos a los ejes.

pliegues por deslizamiento y fallamiento inverso son comunes en el megabloque El Carbón. Los pliegues recostados de estructura Z fueron útiles en la determinación de la dirección del movimiento. En las rocas debajo de los bloques no se observó un amplio desarrollo de estructuras; las pocas estructuras que se observaron ayudaron a confirmar la dirección del movimiento. La paleopendiente inferida es hacia una cuenca ubicada al sur del Alto de Cananea.

Internamente los megabloques están afectados por fallas menores que son también sintéticas a la falla mayor.

En las zonas internas de los megabloques deslizantes no se aprecia fragmentación de capas. Por el contrario, sí se aprecia una fragmentación de capas, sobre todo en la parte frontal de los megabloques, como en el denominado El Carbón. La diferencia en el tipo de deformación entre megabloques no se debe a diferencias litológicas sino a la distancia entre la zona de la ruptura o

desprendimiento inicial y su posición actual dentro de la cuenca (ver Figura 14). Los pliegues asimétricos son comunes en el megabloque El Carbón y en otros que se encuentran más hacia el este. Los pliegues se vuelven más apretados y más recostados a medida que se aproximan a la zona frontal del megabloque. Por otro lado, el movimiento de los megabloques en esta zona causó un cizallamiento simple paralelo o subparalelo a la falla basal que en este caso corresponde al contacto entre el megabloque y la roca subyacente.

La variación en las estructuras dentro de los megabloques en general es compleja, pero se infiere que todas ellas están relacionadas al emplazamiento de los megabloques. El frente del megabloque El Carbón y de los otros megabloques ubicados al este muestran capas invertidas y fragmentación de capas, lo cual es resultado de un plegamiento recostado inicial de las capas basales. Las capas en la parte inferior de los megabloques muestran dislocación, lo que sugiere colapso durante la deformación. Los contactos entre los megabloques y la roca subyacente muestran desde un ligero brechamiento (principalmente en los megabloques que se localizan al norte) hasta zonas de cizallamiento, como se registra en los megabloques que afloran en la parte sur. La dirección de este cizallamiento es consistente con la dirección de transporte inferida de la vergencia de los pliegues y fallas de los megabloques.

El desarrollo de estas estructuras puede relacionarse en parte con el modelo de Steen y Andresen (1997) (Figura 42): 1) Se sugiere que el plegamiento que se encuentra en las partes bajas de los megabloques se formó por cizallamiento simple, inducido por el movimiento del megabloque. A medida que aumenta el cizallamiento, los pliegues van rotando de forma que sus superficies axiales llegan a ser paralelas a la zona principal de cizalla. 2) Como se observa en la Figura 38, la existencia de fallas que cortan a los flancos se puede deber a lo anterior. Las fallas extensionales pudieron haberse iniciado en esta etapa. 3) En esta etapa el cizallamiento en el contacto bloque – roca subyacente se incrementa, y las capas comienzan a

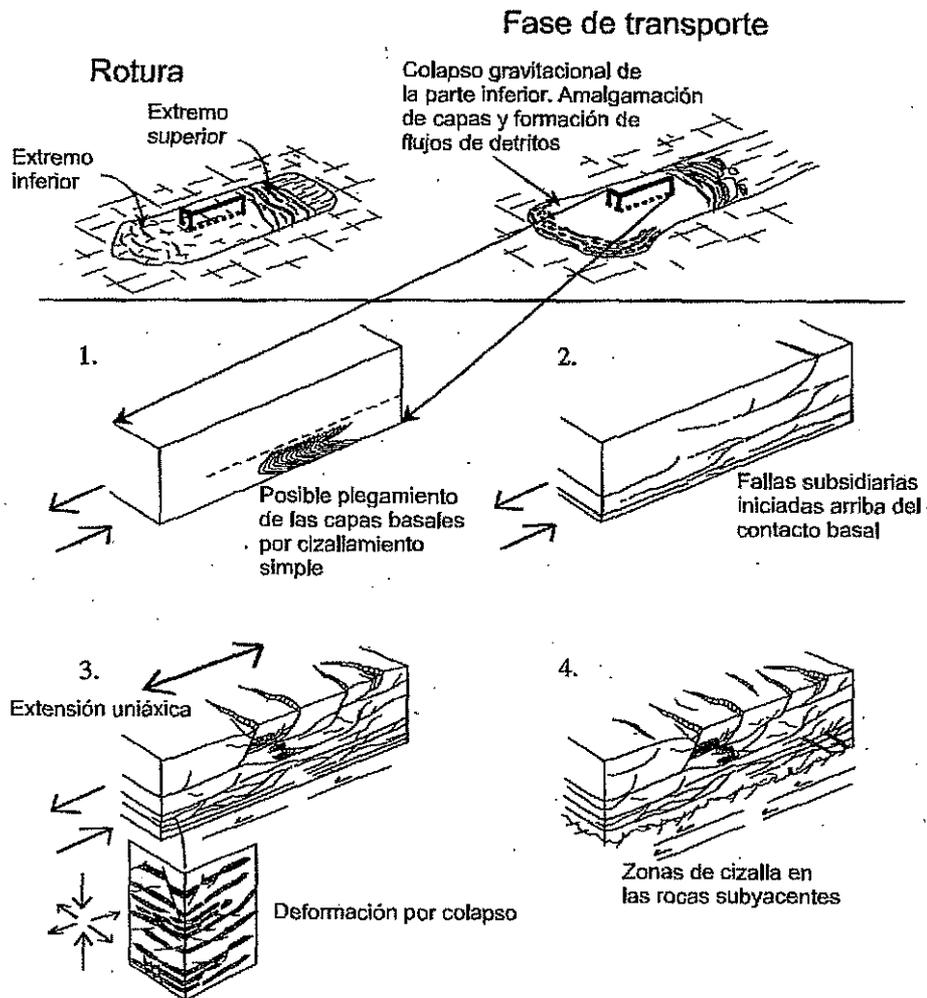


Figura 42. Modelo que explica la evolución de las estructuras deformacionales asociadas a deslizamientos por gravedad en la región del rancho San Antonio (adaptado de Steen y Andresen, 1997).

fragmentarse. Fósiles como los rudistas de la Caliza Mural muestran alargamiento como resultado de cizallamiento simple. El fallamiento extensional en la parte superior y media de los megabloques continúa; a su vez se produce extensión en la dirección de la paleopendiente inferida, indicado por el desarrollo de fracturas de tensión, que son muy comunes sobre todo en el megaconglomerado San Antonio, a lo largo del arroyo El Cable.

NEGATIVO DE VITRA
TESIS CON

Megabloques en el sur del área de estudio

En la parte sur del área de estudio se presentan otros megabloques, ligados a la misma evolución que se describió arriba. Se ubican al sur de una línea imaginaria que une rancho El Graseo - rancho El Batamote - rancho El Remolino - rancho El Palmillal - rancho San Antonio (Lámina 1). Estos megabloques como los mencionados arriba son derivados de la Caliza Mural. En general, a estos megabloques no se les pudo observar con detalle su relación con la roca subyacente, salvo a unos cuantos.

Hacia el sureste del rancho El Graseo se presenta una secuencia de caliza y lutita, ambas parcialmente recristalizadas. En la caliza la característica principal es la deformación interna que se presenta al nivel de capa (Figura 43) en comparación con los megabloques de la parte norte. Esta deformación tiene características frágiles, pero se aprecia una transición a deformación dúctil. Muchos de los cristales son fragmentados o inclusive cizallados, con estructuras S y C. Este tipo de deformación se clasificaría como una deformación de cuerpo rígido donde cristales de calcita han respondido a la deformación quebrándose, y los espacios entre fragmentos han sido llenados por material oscuro de grano fino, el cual ha fluido entre los espacios. Estas características describen una translación de un cuerpo, pero no se descarta que haya ocurrido también rotación, lo que da lugar al desarrollo de las estructuras S y C. Estas estructuras y quizás lo que parece ser una lineación sugieren un movimiento diestro que es similar al movimiento del megabloque El Carbón, indicado por los pliegues de forma de Z (movimiento en la dirección de las manecillas del reloj).

La base del megabloque no se observa, por encontrarse afectada por rocas ígneas, tanto diques como intrusivos, por lo que se desconoce su relación estratigráfica inicial con la roca encajonante. La cima de los megabloques falta por erosión.

Otro megabloque con características diferentes se presenta al suroeste del

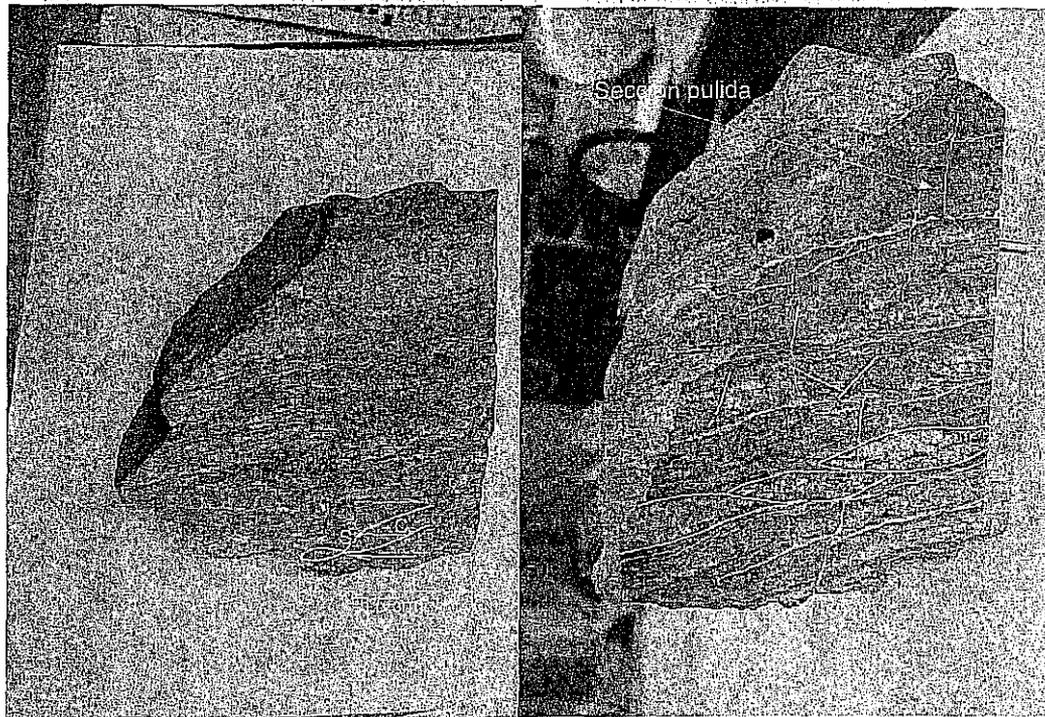


Figura 43. Muestra de caliza que registra una deformación frágil con transición a deformación dúctil. Se cree que toda la deformación es en general frágil y somera. Se observan estructuras S y C que indican un movimiento derecho.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Cerro El Caloso, al sur del rancho El Batamote (Lámina 1). Este megabloque está conformado por caliza laminar en estratos medianos a gruesos. Se encuentra encima de la Formación Morita. La caliza está recristalizada y no presenta fauna fósil; el contacto con la Formación Morita no se observa, aunque pudiera ser tectónico tal y como se aprecia en unos pequeños bloques que se localizan inmediatamente al sur del rancho El Batamote. Ahí la zona de contacto se caracteriza por desarrollo de calcita, a pesar de que la relación estratigráfica es normal. En el megabloque en mención, el contacto entre éste y la formación subyacente se encuentra ocupado por un intrusivo de composición diorítica. Otro aspecto importante es que en la parte que corresponde al pie del megabloque se encuentra caliza de aspecto masivo o estratificación gruesa que normalmente se encuentra en la parte superior de la Caliza Mural. La secuencia de este bloque presenta las características del miembro

superior de la Caliza Mural, confirmando la fragmentación de esta unidad.

Al suroeste del rancho El Remolino aflora una serie de megabloques; algunos compuestos de caliza delgada a mediana con intercalaciones de gruesos paquetes de lutita negra (miembro medio de la Caliza Mural). Los que se localizan más hacia el sur están compuestos de caliza gruesa a muy gruesa (miembro superior de la Caliza Mural). Por sus características, estos megabloques se consideran derivados de la Caliza Mural. Su relación con la unidad subyacente, la Formación Morita, no es muy clara, aunque se especula que esté tectonizada. Los megabloques no presentan indicadores de una posible dirección de movimiento. Una característica de los megabloques es la variabilidad de su espesor, siendo en algunos casos de *solamente algunos metros, lo que sugiere que la roca estuvo expuesta a una tasa de erosión muy alta después de los deslizamientos o durante los mismos.*

Al sur del rancho La Nochebuena y al este del rancho El Parián (Lámina 1) afloran otros megabloques compuestos por una secuencia de caliza mediana a gruesa con intercalaciones de lutita verde a gris oscuro. El contacto de los megabloques con la Formación Morita subyacente está marcado por una zona de intenso brechamiento y cizallamiento.

Estos afloramientos de la Caliza Mural y de la Formación Morita forman una sierra orientada casi este – oeste que estructuralmente pueda corresponder a un pilar. En ambos flancos se puede apreciar megabloques carbonatados de capas gruesas a masivas con dirección de deslizamiento tanto al sur como al norte. Los megabloques que se localizan al norte, sobre todo los que afloran en el arroyo El Palmillal a una centena de metros del rancho La Nochebuena (Lámina 1), debido al deslizamiento fueron encajados en sedimentos de la Formación Morita, causando plegamiento en éstos. Los bloques también se encuentran afectados por fallas normales que se formaron durante su transporte.

En el flanco sur de la sierra que se menciona líneas arriba, las características son diferentes. Se observan también megabloques de caliza gruesa cuyo contacto

con la roca subyacente está marcado por una fuerte deformación, sin que se hubiera encontrado indicadores del movimiento. Sin embargo, por la relación que guardan, se infiere que los megabloques muestran deslizamiento hacia el sur. Otro número de bloques, que en su mayoría no fueron cartografiados por su tamaño (una decena de metros), se localizan más al sur. Estos bloques consisten de caliza de estratificación mediana, muy fracturada, con abundantes rudistas. El contacto con la Formación Morita no se observa con claridad, aunque en algunos lados, el contacto está marcado por una mezcla tanto de caliza como de arenisca y limolita de la Formación Morita. El contacto entre las formaciones Morita y Mural aparentemente normal está tectonizado.

Al oeste del Cerro El Tomastión (Lámina 1) se conjuga la presencia de un megabloque con litología de Caliza Mural y una falla a rumbo. En el contacto del megabloque con la roca subyacente, que también es parte de la Caliza Mural, se aprecia un fuerte cizallamiento. Las rocas contra las que se movió el megabloque presentan plegamiento y también un fuerte cizallamiento.

El cizallamiento en lo que podría ser el frente del megabloque sugiere contracción noreste – suroeste, por lo que el megabloque tuvo un deslizamiento en la misma dirección en general. No se observan otras estructuras en la base del megabloque, pero sí deformación interna. Hacia el norte de este lugar, la secuencia está conformada por la Formación Morita y la Caliza Mural en una relación *estratigráfica normal*, pero a lo largo del contacto se aprecia *deformación*, en algunos lados brechamiento y en otros cizallamiento, lo que indica movimiento entre ambas unidades.

Análisis de pliegues

Dentro del área de estudio es notable la ausencia de pliegues a gran escala en las rocas del Grupo Bisbee y de la Formación El Tuli. Solo se observan pliegues muy localmente y de tamaño mesoscópico. Durante el Cretácico Temprano se

generaron masas deslizadas por gravedad, las cuales se distinguen por la truncación lateral de sus capas y por las estructuras de extensión y contracción que se generaron a lo largo de las superficies de deslizamiento. La deformación en los megabloques deslizados varía de acuerdo a su posición dentro del deslizamiento, según sea la parte superior o inferior de la masa deslizada. Normalmente la parte inferior de los megabloques es la que registra la mayor deformación.

Los megabloques que se ubican al oeste en el megaconglomerado Santa Gertrudis y que ocupan el pie del deslizamiento muestran en su parte inferior y arriba de la superficie de deslizamiento pliegues con vergencia aleatoria y con ejes que buzán principalmente hacia el sureste (Figura 44). Los pliegues con rumbo noroeste-sureste y vergencia hacia el suroeste en general son consecuencia de una deformación primaria y no de una deformación orogénica. Aunque los pliegues no se formaron durante la formación de la roca, sí se generaron durante el deslizamiento por gravedad, cuando la roca tenía cierto contenido de agua, manifestándose una deformación dúctil. Además estos pliegues muestran las superficies de deslizamiento y la actitud de las capas tanto del megabloque como de la roca subyacente. Normalmente, en la parte superior de los megabloques no se aprecia plegamiento a excepción, como se mencionó líneas arriba, de los que se encuentran en la parte más lejana del deslizamiento -los megabloques El Carbón y El Desecho (Figura 32). Estos pliegues se observan sobre todo en lo que corresponde al pie de los megabloques.

Los pliegues en la parte oriental del área de estudio están menos desarrollados; muestran una vergencia al suroeste y al noreste con ejes que buzán al sureste en general (Figura 45). La Figura 45 incluye datos que se midieron en el arroyo El Cable en rocas de la Formación Cintura; en el arroyo La Mula en rocas de la Formación El Tuli; en el arroyo El Salto en rocas de la Caliza Mural y en la zona de Arizpe en rocas de la Formación Morita.

Los pliegues con rumbo NW-SE en el arroyo El Cable y superficie axial

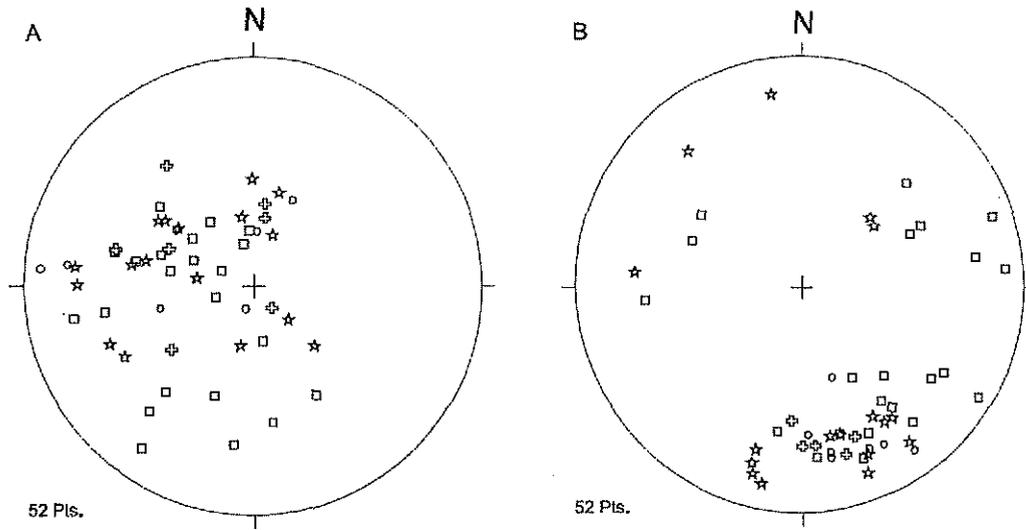


Figura 44. A) Polos de superficies axiales en la parte oeste del área. Estas estructuras están asociadas a los megabloques de Caliza Mural en diferentes localidades. *Círculo = tajío El Corral, en la mina Santa Gertrudis; cuadro = megabloque El Carbón; cruz = megabloque al oeste de Cerro El Jurahui; y estrella = arroyo Los Becerros, al oeste del área. B)* Ejes de los pliegues. Los datos fueron recolectados en la Caliza Mural.

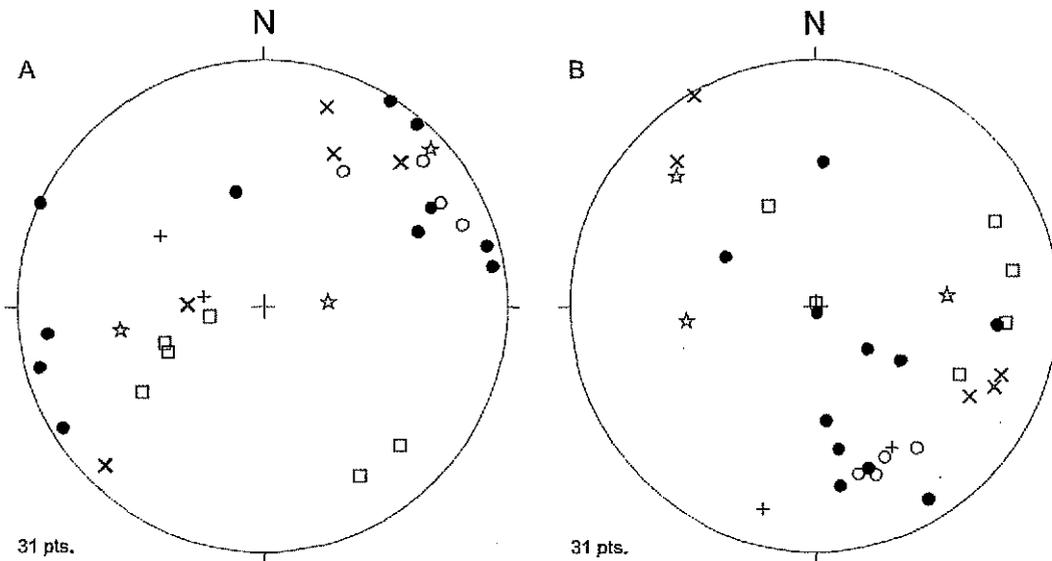


Figura 45. Polos de planos axiales (A) y ejes de pliegues (B) en la parte este del área de estudio. Datos tomados en el arroyo El Cable (cuadro, equis y estrella), arroyo La Mula (círculo relleno), arroyo El Salto (cruz) y Arizpe (círculo) al este del área.

inclinada al noreste, son resultado del deslizamiento por gravedad (Figura 45a). Estos pliegues ocurren en zonas de fallas, sobre todo en el bloque de techo deslizante (ver Figura 27). Los ejes están buzando tanto al sureste como al noroeste (Figura 45b).

Los pliegues medidos en rocas del Cretácico Inferior en la zona al norte de Arizpe (Figura 22) muestran un rumbo NW-SE con ejes que buzán al sureste (Figura 45b). Estos pliegues son similares a los que se reportan en el área de estudio. Como se interpretó anteriormente, los pliegues que indican movimiento en general al sur son resultado de los deslizamientos por gravedad.

Fallas

El área de estudio se encuentra afectada por una gran cantidad de fallas. Destacan fallas normales, muchas veces de bajo ángulo, y fallas a rumbo, siendo muy raro el fallamiento inverso, aunque en este último caso destaca la Falla San Antonio y la Falla Las Juntas, que se observa al sur del área de estudio. En la parte norte del área, sobre todo en lo que se ha denominado megaconglomerado Santa Gertrudis, se observa fallamiento paralelo a la estratificación, que fue difícil de documentar por la ausencia de datos cinemáticos. La edad del fallamiento varía del Cretácico al Terciario, por lo que la descripción de estas estructuras se hará de las más antiguas a las más recientes, basado en relaciones estratigráficas. Otro aspecto importante es que datos tomados en algunas de las fallas indican movimiento reciente, mientras que las relaciones de campo indican o sugieren que esas fallas son más antiguas, por lo que se supone una reactivación de las mismas. La mayoría de las fallas identificadas en la zona del rancho San Antonio tuvieron su principal actividad en el Cretácico. Muchas de las zonas de fallas son muy estrechas, no permitiendo observar los indicadores de movimiento.

El fallamiento del Cretácico Temprano en la zona este del área de estudio, que corresponde al megaconglomerado San Antonio (Figura 23), es principalmente

a rumbo y normal de bajo ángulo. Entre el Cerro El Destierro y el Cerro La Tortuga se encuentra una serie de fallas a rumbo izquierdas, que afectan a las tres unidades del Grupo Bisbee (Lámina 1). No se pudieron tomar datos de las estrías del fallamiento por la alteración presente. Las trazas de estas fallas y los desplazamientos se puede apreciar con bastante claridad en fotografías aéreas y en imágenes de satélite.

A lo largo del arroyo El Cable se observó una deformación muy fuerte que sugiere la existencia de fallamiento a rumbo. Esta falla está relacionada con las fallas sinsedimentarias descritas anteriormente, pero también se tienen datos de estrías que indican una contracción con σ_H orientado principalmente NE-SW y una extensión más reciente de rumbo con σ_h orientado NNW y NNE (Tabla 2).

Existen fallas orientadas casi norte-sur, similar a la Falla El Pinito, con estrías horizontales que afectan principalmente a rocas de la Formación Morita. Estas fallas se pueden observar al sur del Cerro El Destierro y al sur de la localidad Mesa La Estaca. La fuerte alteración de la brecha tectónica no permitió la medición de datos. En la Figura 46, la línea punteada que pasa por el rancho San Antonio corresponde a capas de caliza, intercaladas en la Formación Cintura, las cuales terminan bruscamente en contra de rocas de la Caliza Mural del megabloque El Destierro (Figura 23), localizado al sur del cerro con mismo nombre. En las fotografías aéreas y en la Figura 46 se puede ver como estas estructuras separan rocas de diferente morfología, algunas veces dentro de la misma litología. Estas fallas, ya sea que hayan tenido su origen en el Cretácico o antes, o bien que hayan sido reactivadas más tarde, todas muestran una componente a rumbo, a veces medida y otras inferida por relaciones de campo.

El megaconglomerado Santa Gertrudis no tiene las mismas características estructurales que la parte este. Se observan megabloques donde los más grandes están limitados por zonas de cizallamiento (Lámina 1, parte superior derecha). La información recolectada indica tanto contracción como extensión. En esta zona se

aprecia fallamiento que es paralelo a la estratificación, pero que fue difícil de documentar debido a la alteración que ocurre en la zona de falla (Figura 47); es probable que el fallamiento sea normal tipo lístrico asociado a los deslizamientos.



Figura 47. Falla paralela (flechas) a las capas en rocas de la Formación Morita a lo largo del arroyo San Rafael, al sur del campamento La Gloria. Algunas de las capas muestran deformación interna. La falla está asociada a los deslizamientos gravitacionales.

Fracturas de extensión

A lo largo del arroyo El Cable se observaron varios sistemas de fracturas de

extensión rellenas de calcita con un arreglo escalonado. Las fracturas se desarrollan en una zona de cizalla a lo largo de la cual actúa un par de esfuerzos paralelos a la zona, con un esfuerzo compresivo paralelo al eje largo de cada fractura y un esfuerzo extensional perpendicular a las fracturas, es decir, el par de esfuerzos se puede resolver en una componente compresiva y extensional. La zona de cizalla puede mostrar deformación dúctil, deformación frágil o algo intermedio entre las dos. En la deformación frágil se tienen fracturas que forman arreglos escalonados donde cada fractura rellena por cuarzo o calcita es realmente una fractura de extensión. Las fracturas encontradas dentro del área son de 15 a 20 cm de longitud, y de 0.5 cm hasta dos centímetros de anchura. Tres elementos fueron medidos en el campo, la orientación del eje largo de cada fractura, su inclinación y la orientación de la zona que contiene a las fracturas, además del rumbo e inclinación de la capa donde se encuentran. Estas estructuras fueron observadas en limolita a excepción de una que fue en caliza. La clasificación geométrica de las fracturas es la propuesta por Smith (1996) y Srivastava (2000).

Los datos estructurales medidos en el arroyo El Cable indican varios sistemas de fracturas de cizallamiento, algunos de ellos conjugados y otros con movimientos derechos e izquierdos (Figura 48). La morfología de las fracturas es plana. La Figura 50 muestra los diagramas de rosas para cada sistema que se midió.

En el punto 4a (Figura 48) se observa un sistema de fracturas derechas, posiblemente del tipo 1 convergente (Srivastava, 2000; las otras clasificaciones que se mencionan más adelante son obtenidas de la misma forma). En el punto 5 se midió un sistema de fracturas conjugadas perpendiculares a la estratificación del tipo 1 (paralelo-cruzado) convergente.

En el punto 6 (Figura 48) el sistema de grietas en escalón es derecho clasificándose posiblemente como tipo 2 divergente. El punto 6a (Figura 48) corresponde a un sistema en escalón diestro del tipo 1 convergente. El punto 6b muestra un conjunto de grietas en escalón siniestro de posible tipo 1 convergente.

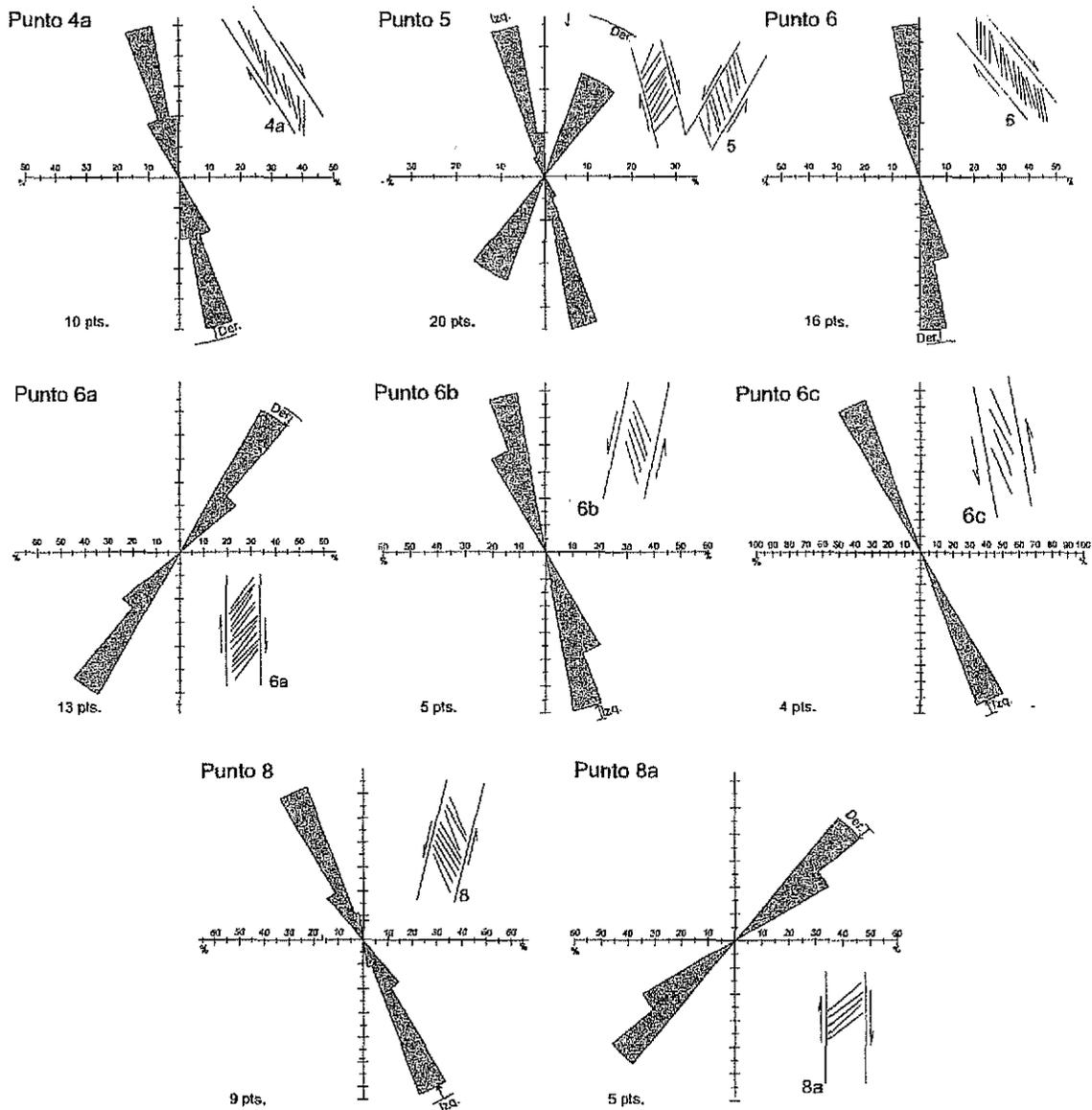


Figura 48. Diagramas de rosas de fracturas de cizalla medidas en el arroyo El Cable. Los sistemas muestran cizalla izquierda y derecha, y algunos grupos son conjugados. Sectores de 10°. Ver Tabla 1. La figura de al lado en el diagrama de rosas es una representación esquemática de las fracturas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

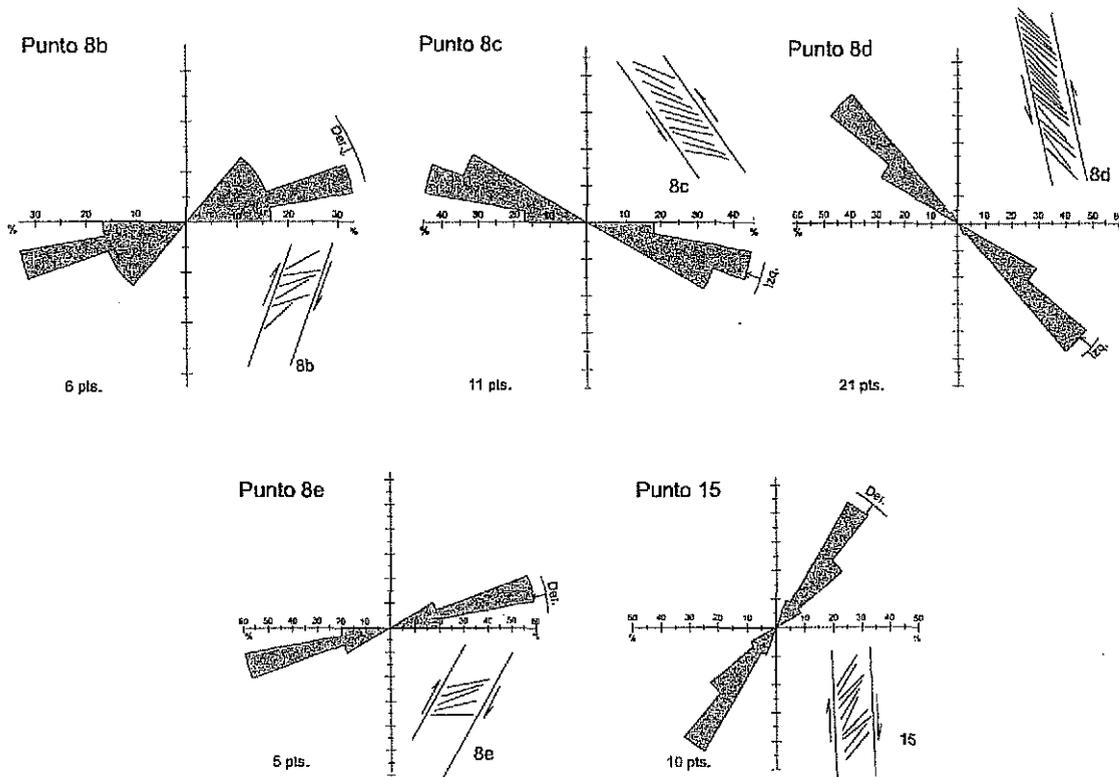


Figura 48. Continuación

Otro grupo de fracturas en escalón izquierdo perteneciente al punto 6c tiene la misma clasificación que el punto anterior.

En el punto 8 (Figura 48) se muestra un sistema que registra cizallamiento izquierdo. El punto 8a presenta fracturas que forman un arreglo derecho. Ambos puntos se clasifican como tipo 1 convergente. Para el punto 8b se tiene un sistema de grietas con escalonamiento diestro del tipo 2 divergente. El punto 8c por el contrario muestra escalonamiento izquierdo con la misma clasificación geométrica que el anterior. El grupo de fracturas en el punto 8d (Figura 48) registra un sistema escalonado izquierdo en escalón del tipo 2 divergente. En el punto 8e se observan fracturas de extensión diestras del tipo 2 divergente.

El punto 15 (Figura 48), cuyos datos fueron tomados en el megabloque de Caliza Mural que aflora en el Cerro El Destierro, muestra un sistema de fracturas

derecho perpendicular a la estratificación del tipo 1 convergente.

Parte de los datos que se obtuvieron se muestran en la Tabla 1. Siete observaciones fueron hechas para el sistema derecho y cinco para el izquierdo. Se consideran solo dos elementos; la orientación promedio (*vector mean*) obtenida de los diagramas de rosas mostrados en la Figura 50 y la orientación de las zonas medidas en el campo. Se supone que los dos elementos se interceptan formando un ángulo de 45° o menor (40°), por lo que la diferencia angular entre una zona particular y sus fracturas asociadas debe ser también alrededor de 45° o 40°. La dirección de σ_1 se calcula bisectando el ángulo que se forma entre la dirección de la zona y la orientación de las fracturas. El ángulo obtenido para σ_1 es confiable. Las fracturas de extensión no muestran rotación (forma sigmoidea), lo que indica que no hubo una deformación progresiva, pero sí varios eventos.

Tabla 1

Orientación de fracturas y zonas con arreglo escalonado medidas en afloramientos de la Formación Cintura en el arroyo El Cable.

Sistemas en escalón derecho				
Punto	fractura	zona	diferencia angular	σ_1 deducida
punto 4a	167°	148°	19°	157°
punto 6	173°	142°	31°	157°
punto 6a	039°	360°	39°	19°
punto 8a	050°	360°	50°	25°
punto 8b	066°	020°	46°	43°
punto 8e	078°	030°	48°	54°
punto 15	038°	358°	40°	18°

Sistemas en escalón izquierdo

Punto	fractura	zona	diferencia angular	σ_1 deducida
punto 6b	161°	012°	07°	164°
punto 6c	156°	350°	14°	163°
punto 8	153°	014°	13°	159°
punto 8c	108°	145°	37°	126°
punto 8d	133°	168°	35°	150°

Los datos obtenidos de σ_1 son similares a los que se establecieron en el análisis de los paleotensores como se vera más adelante, por lo que la evolución de estas grietas de extensión está asociada principalmente a los movimientos de masas por gravedad del Cretácico Temprano, donde las grietas con desplazamiento derecho son las más antiguas, mientras las que muestran cizallamiento izquierdo se relacionan más a la formación de la Falla San Antonio en el Terciario.

La Figura 49 muestra una interpretación de cómo se pudieron haber desarrollado las estrías en zonas de cizalla en un ambiente gravitacional.

B. Fase de deformación del Cretácico Tardío: Depósito de la Formación El Tuli

Esta fase de deformación se caracteriza principalmente por levantamiento más vulcanismo y erosión que se registran en la Formación El Tuli que es una secuencia volcanosedimentaria ampliamente expuesta en el área de estudio. La relación de la Formación El Tuli con las unidades que la subyacen es una discordancia angular, la cual tiene extensión regional. Hacia el sur del área Rodríguez-Castañeda (1994b, 1999) señala que la Formación El Tuli se encuentra cubriendo a rocas paleozoicas, jurásicas y del Cretácico Inferior (Caliza Mural), las que presentan evidencias de haber sido deformadas antes del depósito de la

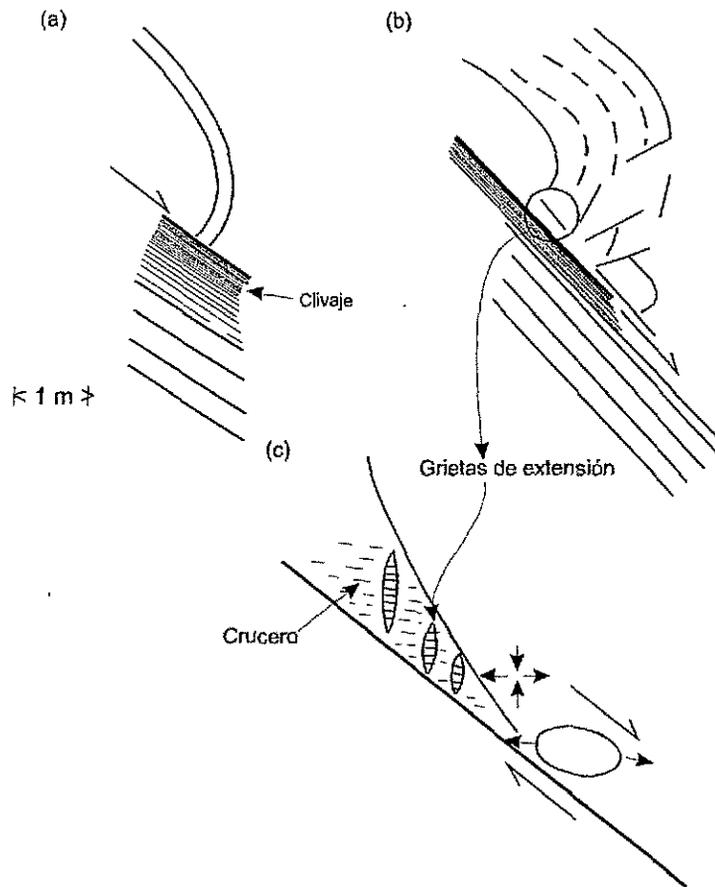


Figura 49. Diagrama que muestra el posible desarrollo de las grietas de tensión como resultado de los deslizamientos por gravedad. Las grietas de tensión se asocian a zonas de cizallamiento como se puede observar en el arroyo El Cable.

Formación El Tuli.

La Formación El Tuli es una unidad donde vulcanismo andesítico que consistiendo en derrames más toba e ignimbrita junto con conglomerado, arenisca, caliza y lutita representa levantamiento, erosión y vulcanismo. La Formación El Tuli solamente se encuentra basculada como resultado del fallamiento normal Sierras y Valles.

En el área de estudio, la Formación El Tuli tiene relación tectónica con la Formación Morita por medio de la Falla San Antonio, que es una estructura asociada a la fase de deformación del Mioceno temprano como se verá más adelante.

La edad de la Formación El Tuli es del Cretácico Tardío, pero probablemente evolucione hasta el Paleógeno (Eoceno) si se considera la correlación temporal con la Formación Tarahumara, que representa una secuencia calcialcalina del Cretácico Tardío (McDowell y otros, 2001; Roldán-Quintana, 2002).

La Formación El Tuli está ligada a la evolución de la placa Farallón, para lo cual la relación angular que guarda con las otras unidades representa un cambio en la dirección de subducción, de oblicua a normal con respecto a la placa Norteamericana y con una velocidad mayor de convergencia (Jurdy, 1984). Mientras que en el oeste de Sonora se desarrolla el arco magmático Cretácico-Terciario (McDowell y otros, 2001), en el este ocurre el depósito de la Formación El Tuli.

La Formación El Tuli es una unidad ampliamente expuesta por lo que representa un levantamiento de características regionales en Sonora.

C. Fase de deformación del Mioceno temprano

Esta fase de deformación se revela por la falla que existe entre la Formación Morita y la Formación El Tuli, la Falla San Antonio, por la presencia de megabloques deslizados de calizas arrecifales que fueron trasladados pendiente abajo por gravedad durante la evolución de la Falla San Antonio; y también por fallamiento a rumbo.

Falla San Antonio

En esta tesis se propone formalmente el nombre de **Falla San Antonio** para una estructura con características regionales que yuxtapone rocas del Cretácico Inferior con rocas del Cretácico Superior. La longitud cartografiada de la falla es de 30 km (Figura 50) y su inclinación en general es mayor de 70°. Reconocimientos geológicos y el uso de una imagen de satélite TM permiten observar que la falla tiene una orientación general noroeste - sureste, y aunque la traza es muy irregular, puede ser seguida con seguridad por más de 100 km desde la región de Arizpe hasta la

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

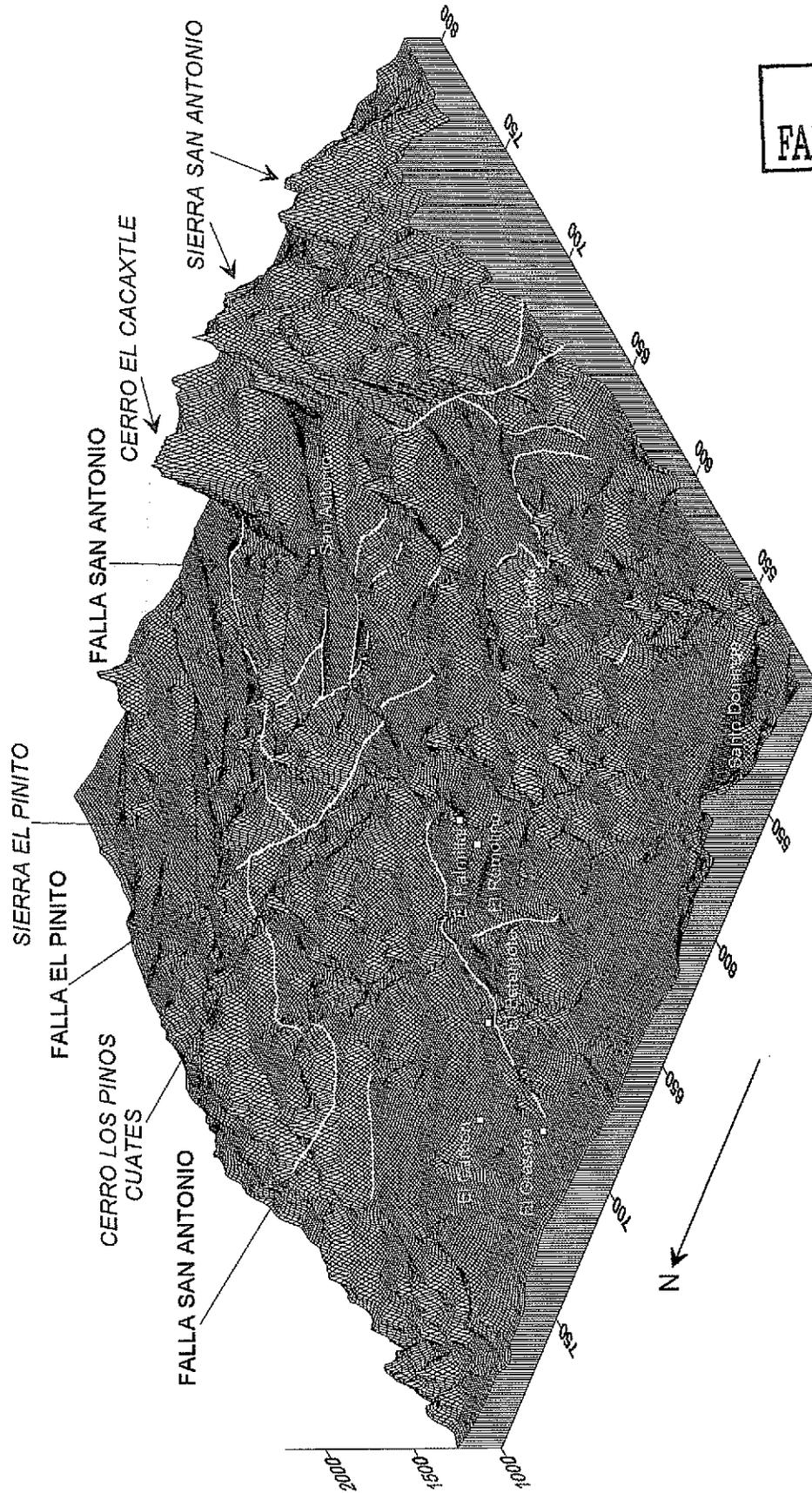


Figura 50. Modelo de elevación del área de estudio que muestra la posición aproximada de las principales estructuras cartografiadas (ver Lámina 1). Modelo de elevación del INEGI, escala 1:250,000 Hoja H12-5.

región de Imuris (Figura 46), lo que conlleva a interpretar que la Falla San Antonio es una de las mayores estructuras en el norte de México y de la margen suroeste del cratón de Norteamérica. Hacia el noroeste de Imuris, la falla probablemente continúa y forme lo que Nourse y otros (1994) denominan *Imuris Lineament*, el cual yuxtapone rocas metamórficas en contra de rocas volcánicas jurásicas. Hacia el sureste, la Falla San Antonio se identifica al norte de Arizpe, en el Cerro El Picacho (González-León y otros, 2000), donde pone en contacto rocas de la Formación Morita en contra de conglomerados de la Formación El Tuli. Hacia el sureste aparentemente está cubierta por rocas volcánicas y sedimentarias del Terciario o bien ha sido desplazada por la tectónica terciaria.

La Falla San Antonio, aproximadamente paralela a la propuesta megacizalla Mojave-Sonora, corta oblicuamente las sierras que se ubican en la parte norte-central de Sonora que presentan una orientación principal norte-sur. A lo largo de su traza, la Falla San Antonio no tiene una expresión topográfica que permita identificarla. En algunos lugares, la traza se observa en las partes altas de las sierras desde el Cerro El Cacaxtle hasta la Sierra El Pinito, donde es desplazada por una falla de transferencia denominada Falla El Pinito (Lámina 1). De la Sierra El Pinito, su curso se ubica en las orillas de pequeños valles para después ocupar nuevamente las partes altas de las sierras. Aproximadamente del rancho Las Trancas hacia el noroeste, la falla bordea la Sierra Azul.

La zona deformada por la Falla San Antonio es muy regular a lo largo de su traza. Normalmente forma una zona de falla muy estrecha (Figuras 36 y 51), de algunas decenas de centímetros, y localmente se observan zonas de algunos metros de anchura con desarrollo de foliación (cruce). También a lo largo de la falla se observan algunas zonas de silicificación, características por su resistencia a la erosión. No se observa un escarpe de falla, lo cual es una de sus características que se encuentra a lo largo de toda su extensión. Esta particularidad se debe a que las litologías a ambos lados son similares, lo que no permite una erosión diferencial o

un contraste topográfico entre las unidades. Si se observa desde una imagen de satélite, solamente puede ser distinguida como un lineamiento definido por un contraste de color.

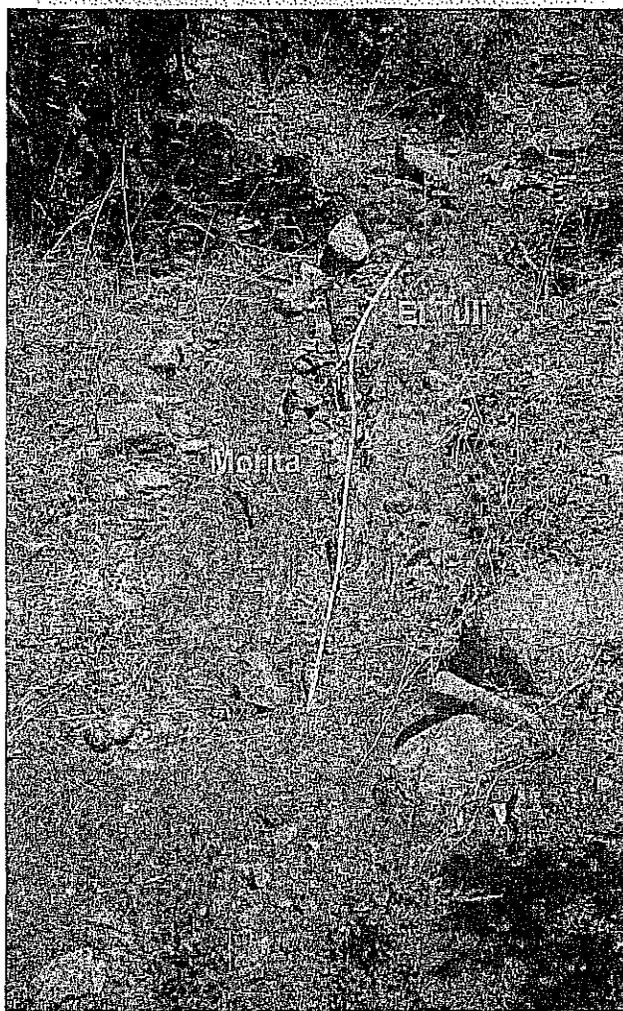


Figura 51. La Falla San Antonio en el lecho del arroyo El Sahuaro, al norte del rancho San Antonio. Nótese lo angosto de la traza de la falla, lo cual es una de sus características a lo largo de su extensión. A la izquierda de la falla se observan los sedimentos de la Formación Morita y a la derecha conglomerados de la Formación El Tuli. La Figura 35 muestra también la Falla San Antonio en el megaconglomerado Santa Gertrudis.

La falla presenta características de deformación frágil principalmente. Anteriormente se mencionaba desarrollo de foliación, pero nos referiremos más a un

crucero (Figura 52) formado como consecuencia de una deformación tectónica a grados metamórficos relativamente muy bajos. El tipo de crucero que se encuentra es el denominado crucero disyuntivo, el cual se caracteriza por dominios delgados o dominios de crucero marcados por concentraciones de óxidos y minerales laminares muy bien alineados. Este crucero áspero no tiene mucho desarrollo a lo largo de la Falla San Antonio y su ocurrencia es muy local. También se tiene la presencia de una lineación estructural discreta manifestada por la distorsión de los clastos que forman objetos discontinuos. Los clastos (Figura 52) originalmente toscamente esféricos fueron deformados a formas elipsoidales cuyos ejes largos e intermedios definen una foliación, y el eje largo define también una lineación.

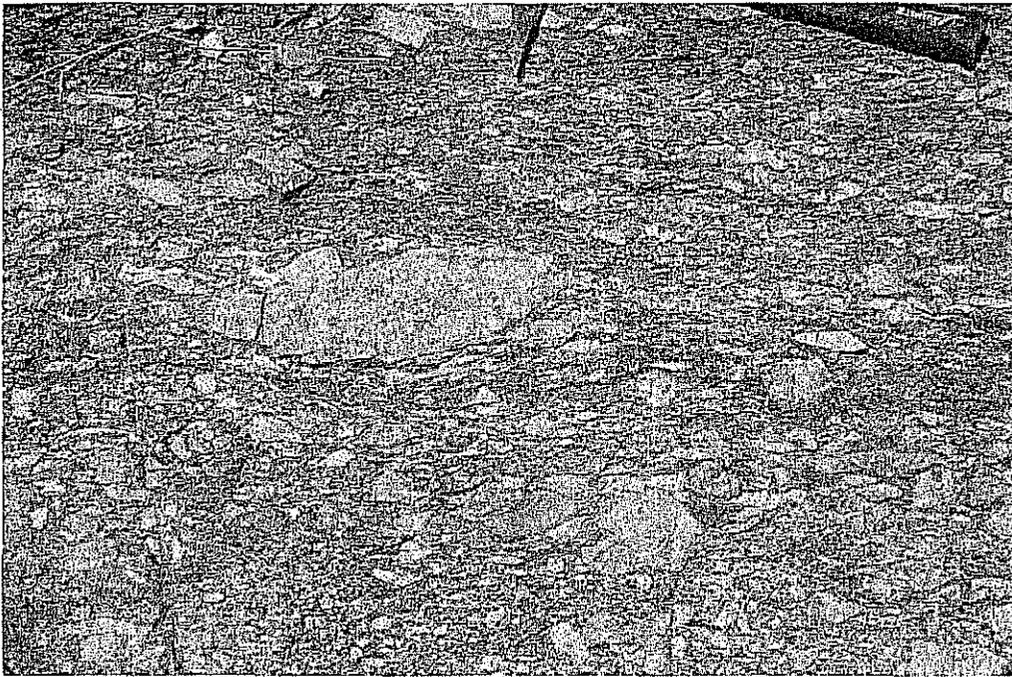


Figura 52. Foliación del tipo crucero en conglomerado de la Formación El Tuli en la vecindad (1 m) de la Falla San Antonio, flanco norte . El clivaje es del tipo disyuntivo áspero

Se observó también en otra localidad (arroyo El Sahuaro) que los clastos que componen el conglomerado registran un aplastamiento con el eje mayor orientado

N140 y el eje menor con dirección N052. La mayoría de los clastos en este lugar muestran una fractura casi perpendicular al eje mayor, lo que se interpreta como fracturas de extensión. Estas fracturas fueron producidas por un aplastamiento orientado N052 y un estiramiento N140. En uno de los clastos de arenisca se determinó un cizallamiento izquierdo por medio de lo que parecen fracturas *riedel*. El cizallamiento es compatible con el vector de compresión obtenido en el análisis de los paleotensores puntos SATD9 y SATC11 (Lámina 3).

Datos cinemáticos en la zona de falla indican principalmente dos direcciones de compresión, NNW-SSE y NE-SW (punto SATD13, Lámina 3), las cuales se pueden considerar las más representativas, ya que son similares a otros datos cinemáticos de la zona de Arizpe, al este de la zona de estudio (punto SDATD20) como se vera más adelante. También en el punto SATD13 se identificaron estrías que al parecer son más antiguas indicando un movimiento lateral.

Evolución de la Falla San Antonio

Antes de este estudio no existían mapas geológicos detallados de la Falla San Antonio. En la región de Imuris, Nourse (1990) considera a la Falla San Antonio como parte de la evolución de los complejos metamórficos de Magdalena. Por el otro lado, al este, González-León y otros (2000) describen en la continuación extrapolada de la Falla San Antonio cabalgaduras asociadas a la orogenia Laramide. Trabajos de reconocimiento como parte del presente estudio a lo largo de la traza de la falla permitió establecer su carácter regional, aunque aún falta determinar su extensión real tanto al oeste como al este. Los problemas al estudiar la Falla San Antonio residen en conocer si el diastrofismo ha sido continuo a través del tiempo geológico ya que no yuxtapone litologías contrastantes. Si la Falla San Antonio separara rocas más antiguas, como puede ser el basamento, se pudiera apreciar si han ocurrido otros eventos de gran complejidad y cuya edad varía del Precámbrico al Terciario; esto incluye períodos de metamorfismo, períodos de intrusión de diferentes tipos y

varios períodos de movimientos tectónicos, algunos de ellos más antiguos que la Falla San Antonio. Las gruesas secuencias sedimentarias bastante deformadas y poco metamorfizadas del Cretácico Inferior (Grupo Bisbee) y del Cretácico Superior (Formación El Tuli) solamente basculadas, es decir, levemente deformadas, así como la discordancia angular regional que media entre estas rocas, no observable en el área de estudio, han revelado que las rocas del Cretácico Inferior han sufrido una deformación mientras que las rocas del Cretácico Superior no han registrado tal deformación.

La yuxtaposición actual de las rocas del Cretácico Inferior y Superior se explica por una falla inversa. Localmente, en el cruce de la falla con el arroyo El Sahuaro, al este del área, se observan unas fallas que afectan a la Formación El Tuli que se interpretan como "duplex" (Láminas 1 y 2) con un rumbo noroeste-sureste, casi paralelas a la Falla San Antonio. En las fallas "duplex" se observa cabalgamiento y fallamiento a rumbo dentro de las rocas de la Formación El Tuli. El cabalgamiento es de pocos metros y pone al conglomerado encima de la andesita.

Estos "duplex" se pueden interpretar como escamas asociadas propiamente a la falla inversa. También se pueden asociar a una falla a rumbo y ser resultado del desplazamiento a lo largo de estas fallas, las cuales a veces forman flexiones o *stepovers* que producen una zona compleja de deformación que comúnmente resulta en estructuras *duplex* a rumbo (Figura 53). En la Figura 53 se presentan las dos alternativas para interpretar las estructuras presentes.

Si se consideran escamas, entonces la traza principal de la falla San Antonio se localizaría al norte de la zona actual. Otro aspecto es que para poderlas considerar como escamas, éstas deberían desarrollarse dentro de la misma secuencia estratigráfica. La segunda opción, por la que se opta, es que los "duplex" se asocian a fallamiento a rumbo y que se consideran como duplex en escalón, ya que guardan la misma orientación que la falla principal. Considerando su continuación hacia el este, la flexión que se observa sería geoméricamente diestra,

es decir, de carácter extensional. Muchos de los megabloques que se observan ahí se encuentran dentro de la confluencia de estas fallas.

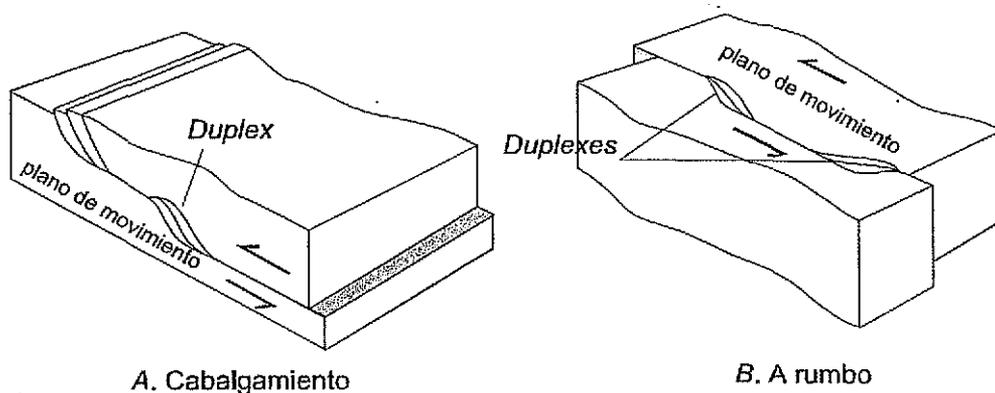


Figura 53. Diagramas de bloques mostrando *duplexes* desarrolladas por cabalgamiento (A) y falla a rumbo (B) (tomado de Twiss y Moores, 1992).

Esta condición que se observa en la zona del arroyo El Sahuaro también se presenta en la terminación de los afloramientos de la falla en la zona de Arizpe, aunque en ese lugar González-León y otros (2000) sugieren otro desarrollo, cabalgaduras laramídicas.

Los deslizamientos en flexiones extensionales producen depresiones topográficas conocidas como cuencas por separación. En una escala grande, las cuencas por separación tienen forma de rombo, bordeadas por fallas de dimensiones kilométricas. El fallamiento puede ser acompañado por vulcanismo que cubre el piso de la cuenca. Estas cuencas generalmente acumulan grandes espesores de depósitos aluviales.

Edad de la Falla San Antonio (inversión tectónica)

La edad de la Falla San Antonio es causa de debate, ya que mientras que algunos colegas sugieren que sea una estructura laramídica, en este trabajo se propone que su relación actual está ligada a la evolución de los complejos de

núcleos metamórficos y a otros cuerpos ígneos en la zona como el que forma la Sierra San Antonio.

La orogenia Laramide en Sonora se puede considerar atípica ya que las estructuras que han sido propuesta como cabalgaduras, fallas inversa y pliegues de gran escala no se observan en la región, pero lo que si observa, es que en el tiempo laramídico y más antes se desarrolla un arco mágnatico al cual han llamado Laramídico que evoluciono de los 90 a 55 Ma (McDowell y otros, 2001)

En forma general se puede decir que la edad de la Falla San Antonio en su relación actual se considera terciaria, pero su evolución pudiera ser más antigua, al menos desde el Jurásico Tardío, si se considera a la Falla San Antonio como el límite suroeste del Alto de Cananea y límite noreste de la cuenca San Antonio, a lo largo del cual se desarrollaron los deslizamientos y la deformación documentados en las rocas del Cretácico Inferior a finales de la misma época que nos indica a su vez una reactivación de la Falla San Antonio para ese tiempo.

También se documentó, aunque fuera del área de estudio, que la relación estratigráfica normal de la Formación El Tuli con las rocas del Cretácico Inferior es una discordancia angular y por lo tanto cubre a la deformación que registra el Grupo Bisbee (Rodríguez-Castañeda, 1999). La Formación El Tuli está compuesta por una secuencia volcanosedimentaria, de la cual se hizo una recopilación de edades Ar/Ar y U/Pb de las rocas volcánicas intercaladas en varias localidades alrededor del área de estudio. La recopilación indica que la edad de estas rocas varía de 76 a 58 Ma (González-León y otros, 2000), considerando que arriba y abajo de estas rocas volcánicas se tienen todavía gruesos paquetes de sedimentos y volcánicos no fechados.

Por otro lado en la Figura 54 se presenta una recopilación de los eventos tectónicos y magmáticos en Sonora y se puede deducir que la deformación laramídica compresional(?) está representada únicamente por magmatismo y sedimentación, no observándose pliegues ni cabalgaduras en rocas que pudieron

haber sido afectadas por esta deformación. A la terminación de la compresión laramídica(?) hay un período de transición tectónica y calma magmática seguido por un amplio magmatismo (la Sierra Madre Occidental) y un período de fuerte extensión, registrada en los complejos de núcleos metamórficos y rocas volcánicas. Este evento de extensión del Mioceno es más viejo que el fallamiento que delinea el evento Sierras y Valles.

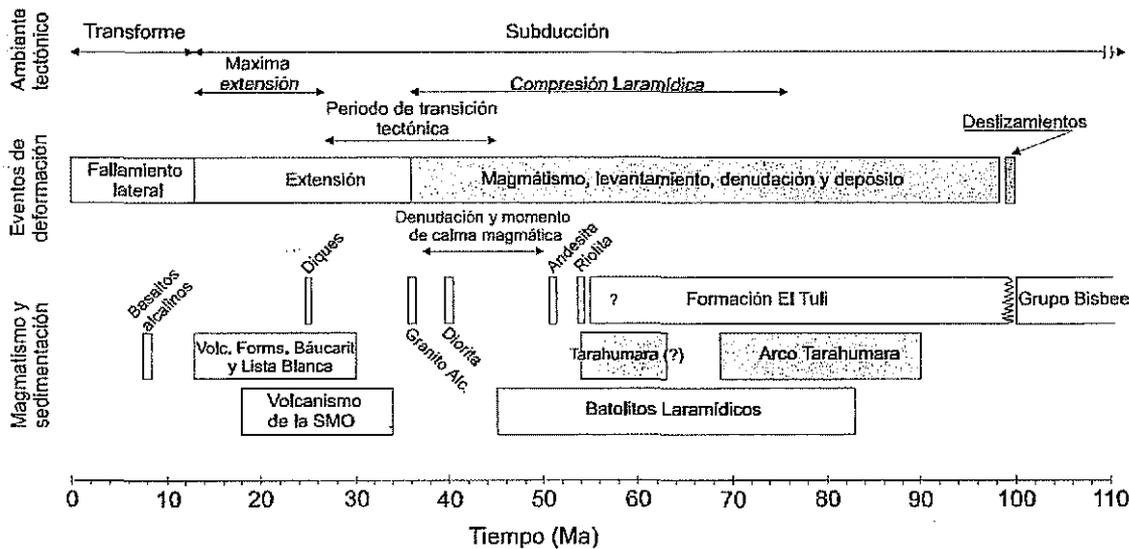


Figura 54. Tabla que muestra los eventos magmáticos, sedimentarios y tectónicos identificados en Sonora. La deformación laramídica, está representada por magmatismo y sedimentación. Modificado de Roldán-Quintana (2002). (Datos tomados de Jacques-Ayala, 1993; Compilación UNAM-USGS, 1995, Beltrán-Encinas, 1998; Gans, 1997; Bartolini y otros, 1993; y González-León y otros, 2000)

De una manera más local la Falla San Antonio se considera terciaria por lo siguiente: Si la Falla San Antonio es una estructura laramídica sus efectos compresivos fueron muy suaves, pero como explicar la deformación, alguna veces muy intensa, que presentan los diques terciarios del área (26 Ma, k/Ar), las rotaciones en sentido contrario a las manecillas del reloj que se observan en los bloques, en fallas y en vetas de cuarzo; el fallamiento inverso, el plegamiento, el cizallamiento, y la foliación que presentan los diques, y fallas de bajo ángulo que afectan a los intrusivos y andesita de la Formación el Tuli. También hay que añadir

los resultados del análisis cinemático (ver más adelante) de las estructuras medidas en las rocas terciarias del área, los cuales son muy similares, por no decir iguales, a los que registra la Falla San Antonio. Hay que recordar que la mayoría de los megabloques carbonatados están preservados en el bloque de techo y que los megabloques observados en la parte baja de la Formación El Tuli resultaron del levantamiento e inversión de la unidad suroeste (bloque de techo) la cual fue acompañada por el emplazamiento de los bloques. Estas características son resultado de la inversión tectónica que se propone. Inversión tectónica que genera la Falla San Antonio y que se asocia a los complejos de núcleos metamórficos que se desarrollaron en el Mioceno temprano y no a una compresión laramídica.

Desde esta perspectiva se sugiere que la Falla San Antonio evolucionó de falla de despegue a fines del Cretácico Temprano, como se documenta en este trabajo, considerando que forma el límite sur del Alto de Cananea, lo cual se argumenta mientras no se identifique hacia el norte otra estructura de características similares y que pueda justificar otra interpretación; y que las estructuras que se identifican en las rocas del Grupo Bisbee se formaron en una margen activa ya sea de una tierra positiva o de una cuenca cuyo depocentro se localizaba hacia el sur (Figuras 55b y 56). La deformación que se observa en esas rocas nunca se identifica en las rocas de la Formación El Tuli. La compresión laramídica(?) es responsable de un período intenso de magmatismo y sedimentación (Figura 54) particularmente la Formación El Tuli, que no se encuentra deformada, pero sí basculada (Figura 55d). Por lo tanto, la deformación laramídica en esta parte de Sonora es solamente un período de "reposo" relativo de tectónismo; fue durante el Terciario (Mioceno) que la Falla San Antonio fue reactivada (inversión tectónica) a falla inversa como se observa actualmente (Figura 55d). Hay que añadir que durante el Terciario; en la etapa final de la convergencia de las placas Norteamérica y Farallón, se desarrolló extensión que generó actividad magmática (Gans, 1997). Esta actividad magmática disparó la deformación tipo complejos de núcleos metamórficos que invirtió la Falla

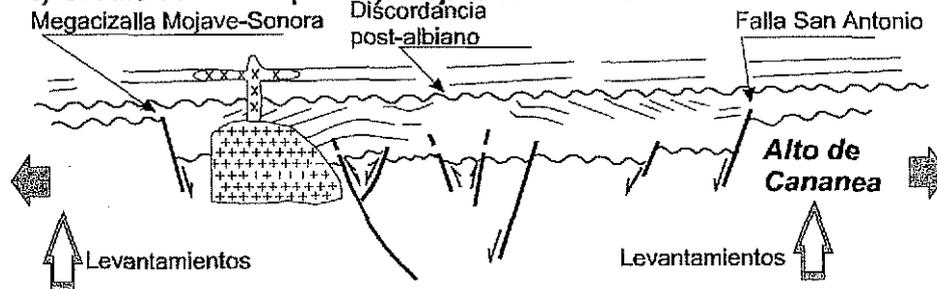
a) Oxfordiano-Albiano: depósito Grupo Bisbee (154-100 Ma)



b) Cretácico Temprano (100 Ma): Deslizamientos por gravedad



c) Cretácico Tardío (97 Ma): Depósito de la Formación El Tuli



d) Terciario (23 Ma): Mioceno temprano, inversión tectónica

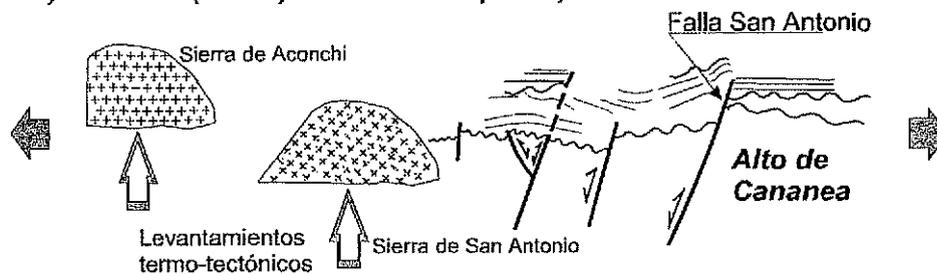


Figura 55. Secciones diagramáticas mostrando la evolución de la Falla San Antonio y del noreste de Sonora en un régimen de cuencas por separación. **a)** Fracturamiento y depósito durante el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano. **b)** Movimientos por gravedad de las rocas del Cretácico Inferior. **c)** Depósito de la secuencia volcanosedimentaria de la Formación El Tuli. **d)** Inversión de la secuencia del Cretácico Inferior sobre rocas del Cretácico Superior en el Mioceno Temprano .

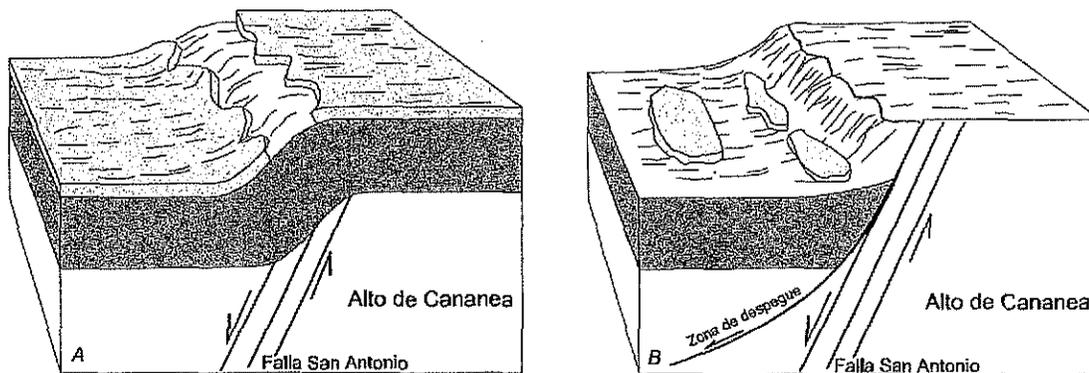


Figura 56. Diagrama que muestra la evolución de la Falla San Antonio a fines del Cretácico Temprano. **A)** Movimientos verticales en el borde del Alto de Cananea y comienzo de los deslizamientos por gravedad y fragmentación. **B)** Megabloques deslizados por gravedad con formación de estructuras contraccionales en la base de los mismos.

San Antonio, creando una falla inversa de alto ángulo.

Las consecuencias de la inversión tectónica son pliegues, rotación y cabalgaduras como un elemento dominante de la contracción producida por la inversión (Figura 57). Las medidas que se hicieron de la deformación a nivel de afloramiento dieron la dirección del deslizamiento con relativa precisión, por lo que es razonable considerar que las fallas con una inclinación alta pre-existentes fueron reactivadas durante la inversión con una fuerte componente de deslizamiento a rumbo.

La Figura 55a se incluye como una interpretación del origen del Grupo Bisbee, el cual se depositó en una cuenca por separación, por lo que probablemente la Falla San Antonio haya evolucionado desde el Jurásico Tardío como falla a rumbo constituyendo una margen de la cuenca San Antonio-Banámichi.

Típicamente las cuencas extensionales como la Cuenca San Antonio, bordeadas por fallas normales, son sujetas a inversión tectónica en una etapa tardía (Lowell, 1995).

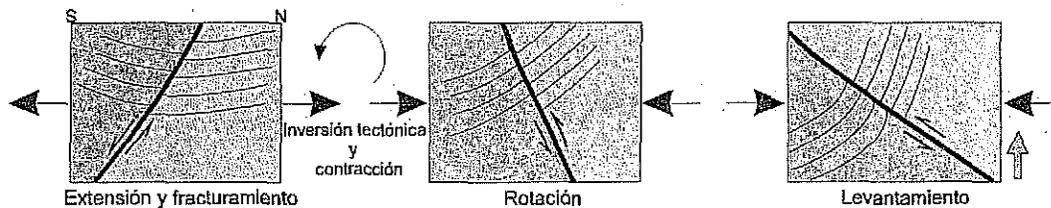


Figura 57. Esquema que muestra rotación de una falla normal en sedimentos de la Caliza Mural a la izquierda y Formación Morita a la derecha. En la parte de abajo se muestra la posible evolución de la rotación. En la etapa inicial se tiene extensión, seguido por rotación (contracción) y después levantamiento más contracción. Afloramiento en la parte medio-este del área, en la localidad corral El Cumaral.

Interpretación tectono-estructural de la Falla San Antonio basado en información geofísica

La Falla San Antonio puede ser parte de una serie de grandes lineamientos que se han identificado en el sur de Arizona (Tittley, 1976) (Figura 2) y norte de Sonora, por lo que se trata de conocer la respuesta geofísica de la Falla San Antonio y su posible asociación a la megacizalla Mojave-Sonora.

La información geofísica con que se cuenta es: los mapas de magnetometría aérea que generó el Consejo de Recursos Minerales a escalas 1:50,000 y 1:250,000 del campo magnético total y de la primera derivada vertical del campo magnético

total, reducido al polo. También se cuenta con datos gravimétricos proporcionados por H. Pierce del USGS.

En la carta magnética Santa Teresa 1:50,000 de la primera derivada vertical la Falla San Antonio fue identificada en el área del rancho San Antonio. Esta componente magnética preferentemente realza las longitudes de onda corta que corresponden a señales más superficiales, lo que permite delimitar contactos litológicos cerca de la superficie. En el mapa se observa un contraste que se interpreta como un cambio litológico que permite inferir la posición estructural de las secuencias cretácicas involucradas. El contraste se produce porque la andesita y los conglomerados de la Formación El Tuli forman un alto magnético, mientras que las rocas del Cretácico Inferior forman bajos magnéticos.

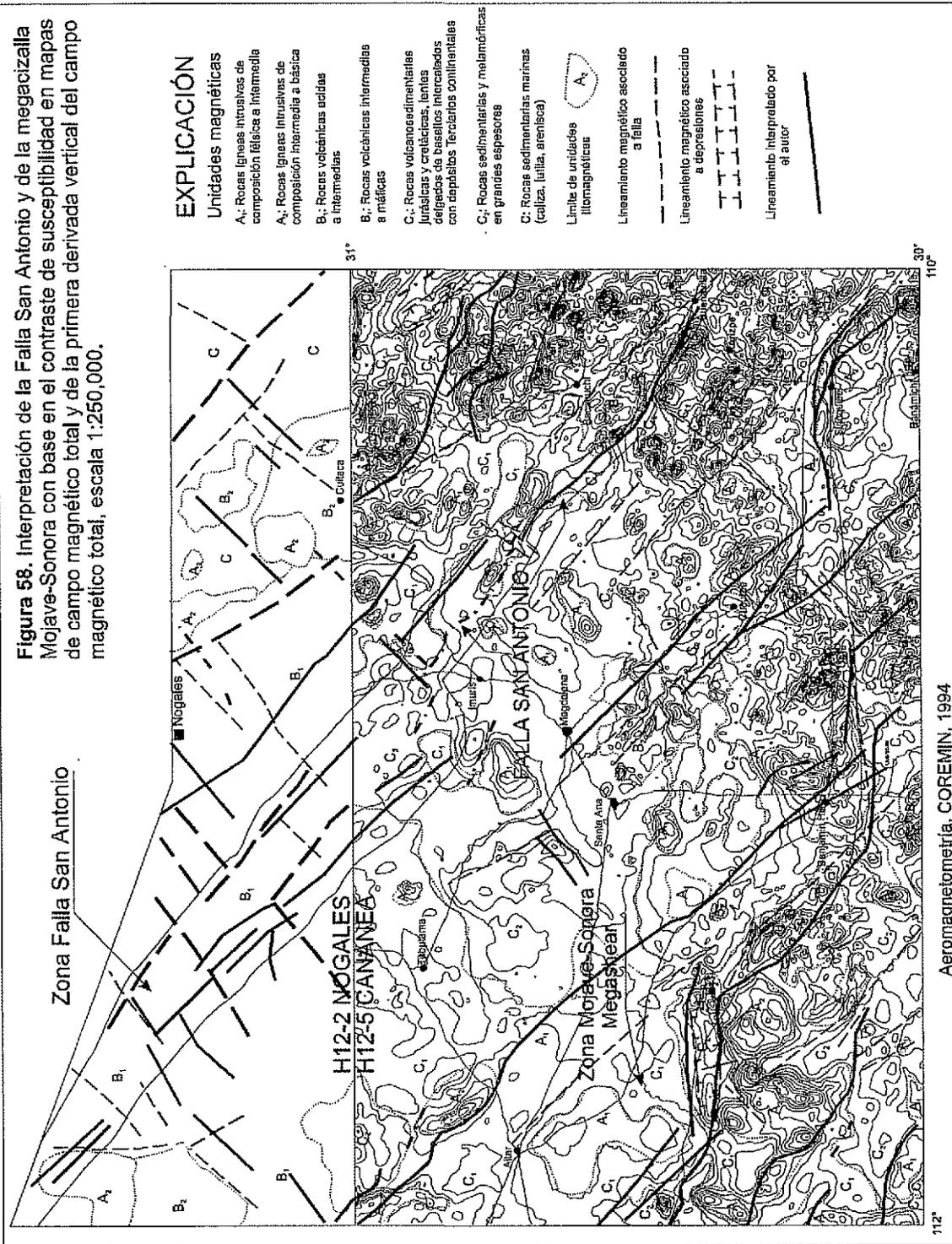
A escala 1:250,000 los contrastes litológicos o unidades magnéticas interpretados previamente por los geofísicos del Consejo de Recursos Minerales sugieren lineamientos, por lo que la Falla San Antonio tiene una expresión bien definida entre estas unidades magnéticas (Figura 58). Los contactos se interpretaron como superficies de deslizamiento gravitacional que están acotadas lateralmente por un sistema de fallas con orientación NE-SW y que delimitan a su vez la extensión lateral de las masas deslizadas. La traza de la falla sigue los altos magnéticos interpretados (Figura 58).

También en la Hoja H12-5, escala 1:250,000 de la primera derivada vertical es posible interpretar rasgos estructurales, los cuales fueron marcados con líneas azules en la Figura 58. En esta hoja es posible distinguir con más detalle las estructuras o inferirlas.

La respuesta magnética de la Falla San Antonio no es muy contrastante, ya sea por que yuxtapone rocas de litologías muy similares o por que la inclinación de la falla fuera subhorizontal, aunque en este caso la falla es casi vertical. El caso sería diferente, si se tuvieran involucradas, por ejemplo, rocas del basamento.

A una escala más regional, la Falla San Antonio se puede definir en los mapas

Figura 58. Interpretación de la Falla San Antonio y de la megacizalla Mojave-Sonora con base en el contraste de susceptibilidad en mapas de campo magnético total y de la primera derivada vertical del campo magnético total, escala 1:250,000.



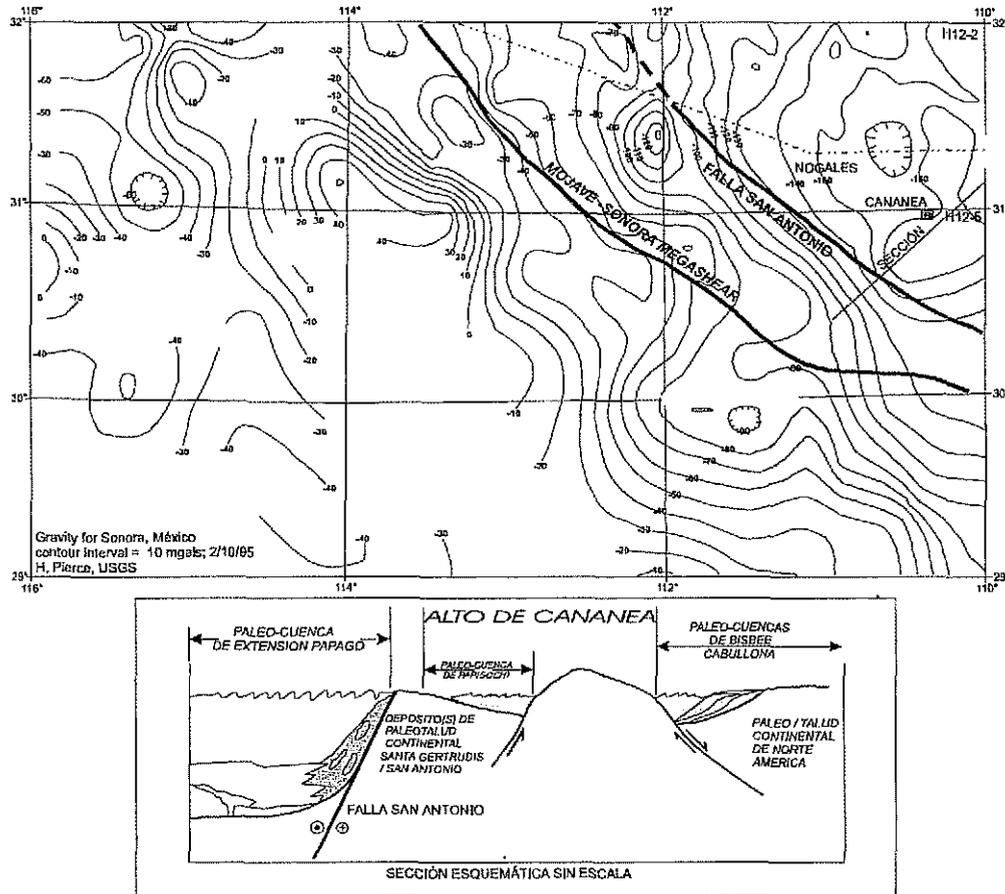
aeromagnéticos desde la región de Arizpe hasta la zona del Puerto La Bandera, al este de Imuris (Figura 58). El contacto entre unidades magnéticas define la traza de la falla.

Basado en la información magnetométrica se hace la interpretación siguiente: La supuesta megacizalla Mojave-Sonora separa bloques de roca con características diferentes. Hacia el sur de la megacizalla, se encuentra el bloque Caborca, constituido por un basamento Precámbrico y rocas paleozoicas y jurásicas. Hacia el norte de la falla Mojave-Sonora, están poco distribuidas o ausentes, al menos en afloramientos, rocas antiguas, por lo que el basamento de esta región lo deben de constituir rocas jurásicas volcánicas e intrusivas. A esta área se le ha llamado *Terreno Pápago* (Tosdal y otros, 1989). La parte noroeste está constituida por el cratón Norteamericano (Figura 3).

En lo que respecta a la gravimetría, se cuenta con información gravimétrica de casi todo el estado, proporcionada por H. Pierce del USGS en Tucson, Arizona. La gravimetría no es de mucha resolución, ya que las mediciones en Sonora están muy dispersas, al contrario de lo que se observa en Arizona.

La información gravimétrica sobre el área de estudio proporciona evidencia adicional para la existencia de la zona de Falla San Antonio. La interpretación está basada en la deflexión de las anomalías prominentes y en el gradiente. En la Figura 59 se observa que las anomalías de Bouguer decrecen desde la costa hacia el noreste, es decir, de valores altos a lo largo de la zona costera a valores bajos en la región del área de estudio. Se tiene un gradiente inclinado hacia el sureste, el cual se vuelve plano a la altura del contorno de -90 miligals, posiblemente debido a la presencia de intrusivos. Las expresiones gravimétricas de las fallas San Antonio y Mojave-Sonora son tenues (Figura 59). En el área que corresponde a las Hojas H12-2 y H12-5 se tiene un alto gravimétrico que puede corresponder al propuesto Alto de Cananea.

Turner y otros (1982) identifican con ayuda de percepción remota lineamientos



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 59. Anomalías gravimétricas de Bouguer del norte de Sonora y la posible localización de la Falla San Antonio y de la megacizalla Mojave-Sonora en un contexto regional. Las áreas sombreadas corresponden a zonas anómalas de gravedad con orientación noreste propuestas por Turner y otros (1982). En la sección esquemática se muestran los elementos paleogeográficos como el Alto de Cananea y la Cuenca Bisbee.

orientados noreste-suroeste que tienen una expresión en las anomalías gravimétricas de Bouguer (zonas oscuras en Figura 59). Esta interpretación considera los pilares y fosas causados por el evento Sierras y Valles, cuyo fallamiento ha resultado en la yuxtaposición de rocas cristalinas y sedimentarias con densidades contrastantes. Con esta información gravimétrica, junto con la información de magnetometría escala 1:250,000, se propuso una sección esquemática con los elementos identificados en la región donde queda comprendida el área de estudio (Figura 59).

Deslizamientos terciarios

En el área de estudio se han identificado dos fases de formación de masas deslizadas. La primera se describió en páginas anteriores y se le asigna una edad de finales del Cretácico Temprano. Esto se establece tomando en cuenta la relación estratigráfica que existe entre el Cretácico Temprano y el Cretácico Tardío que corresponde a una discordancia angular. Las rocas arriba de la discordancia angular no registran la deformación que se observa en las rocas del Grupo Bisbee; es decir, la Formación El Tuli cubre a los megabloques y a la deformación que presentan los mismos. Los megabloques que se encuentran dentro de la Formación El Tuli no son parte de la evolución sedimentaria de la unidad. Uno de estos megabloques está formado por el mismo conglomerado de la Formación El Tuli, sugiriendo que el desarrollo es post El Tuli, asociándose posiblemente a inversión tectónica como resultado de la evolución de la Falla San Antonio. La procedencia de estas masas parece ocurrir de sur a norte de acuerdo con los pocos indicadores cinemáticos recolectados.

Los megabloques que se encuentran dentro de la Formación El Tuli del Cretácico Tardío son en su mayoría son de composición carbonatada, a excepción de uno que está formado de conglomerado. Los bloques de origen carbonatado son derivados de la Caliza Mural y tienen un tamaño que varía de algunas decenas de metros de longitud hasta 3 km (Figura 19) y una decena de metros de anchura. El contacto de estos bloques con los sedimentos subyacentes está marcado principalmente por zonas de brechamiento con poco desarrollo de indicadores cinemáticos.

Uno de estos megabloques en la zona de contacto con el conglomerado presenta evidencias de cizallamiento y un incipiente plegamiento. El cizallamiento está orientado noreste-suroeste. Un pliegue de escala decimétrica indica una vergencia hacia el norte, lo cual sugiere un deslizamiento de sur a norte en general.

En el frente del megabloque de conglomerado se aprecia un fuerte

cizallamiento con desarrollo de estrías. Estas estrías orientadas casi este-oeste sugieren un movimiento oblicuo el cual puede ser parte de la evolución de la Falla San Antonio.

Otros dos megabloques que se asocian a los deslizamientos terciarios se localizan al este del rancho El Graseo (Lámina 1), en la parte centro occidental del área de estudio. Los megabloques que ahí se encuentran son de una litología igual a la que muestra la Caliza Mural en el cordón que aflora en los alrededores del arroyo El Salto y sur de la localidad La Mesa. Caliza delgada a mediana, con orbitolinas muy características por su tamaño, e intercalaciones de lutita gris-verdosa conforman la litología de la Formación Mural y la de los bloques en las localidades mencionadas.

El megabloque de mayor dimensión (Figura 60) presenta en el contacto con la roca subyacente una fuerte deformación donde el brechamiento es sobresaliente. En su extremo este el megabloque presenta plegamiento con superficies axiales y ejes casi verticales. El plegamiento mesoscópico tiene relación con el desplazamiento del megabloque. Hay que mencionar que la litología de este megabloque no tiene similitud con la litología de la Caliza Mural que se observó en la sección de El Pilar, pero sí es igual a la litología que se tiene en la localidad de El Salto, al sur del área.

El otro megabloque está marcado en su contacto con la roca subyacente por una zona de cizalla sin microestructuras.

Falla La Junta

Al sur del área en los alrededores del rancho La Junta se tiene una relación estratigráfica aparentemente normal entre la Formación Morita y la parte superior de la Formación El Tuli, es decir, la unidad más antigua se encuentra cubierta por la unidad más joven, pero una zona de fuerte deformación en el contacto sugiere movimiento tectónico (Láminas 1 y 2, Figura 61). A esta relación se le denomina

Falla La Junta. La falla tiene en general una inclinación promedio de 45° al sureste. Los indicadores cinemáticos señalan que la falla presenta desplazamiento inverso al norte.

De noroeste a sureste, la falla se manifiesta por una zona de deformación que afecta a rocas de la Caliza Mural y tobas terciarias, como se puede observar al sur de El Parián. La continuación de la traza de la falla hacia el este se observa bien en la imagen de satélite (Figura 46), aunque en el campo a la altura del cambio de orientación a la izquierda, hasta el Cerro La Virgen no se logró observar la traza, pero se infiere. Hacia el sur del Cerro La Virgen, la Falla La Junta tiene su máxima expresión. La continuación de la Falla La Junta al sur es incierta por encontrarse cubierta por rocas volcánicas terciarias.

Al oeste del Cerro El Saucito se observa también un megabloque compuesto de Caliza Mural y Morita sobre la Formación El Tuli, relación muy similar a la que se presenta al noroeste del rancho San Antonio, donde se tienen grandes megabloques de Caliza Mural en contacto tectónico encima de los sedimentos de la Formación El Tuli.

La edad de la Falla La Junta se presume sea Terciaria ligada a la evolución de la Falla San Antonio por lo que el movimiento de la falla se asocia al evento de inversión tectónica en el Mioceno temprano. Esta falla podría ser parte de un "duplex" de la Falla San Antonio.

Falla El Pinito

La Falla El Pinito es una estructura de rumbo nor-noreste-sur-suroeste con una inclinación de 72° al oeste que se localiza en la parte media superior del área de estudio (Lámina 1 y Figura 50). La Falla El Pinito afecta a rocas de las formaciones Morita y El Tuli. Se interpreta como una falla de transferencia a rumbo que está separando dos dominios con características estructurales y estratigráficas diferentes, el megaconglomerado San Antonio y el megaconglomerado Santa

Gertrudis. Estos dos dominios muestran diferente cantidad de extensión sinsedimentaria cretácica, con diferente orientación definida por rumbo e inclinaciones de las fallas. La Falla El Pinito desplaza a la traza de la Falla San Antonio aproximadamente en 1,250 m, como se observa en el plano geológico del área de estudio (Lámina 1). Datos recolectados en su parte norte sugieren que la falla fue reactivada durante el evento Sierra y Valles como falla normal con el bloque hundido al oeste de la falla. *Este fallamiento normal es indicado también por la presencia de conglomerado con clastos exclusivamente de la Formación Morita, muy diferente al conglomerado de la Formación El Tuli. Un argumento en contra de la reactivación es que la falla no continúe más al norte de la Falla San Antonio o si que continúe pero no como un escarpe dentro de la Formación El Tuli, lo que entonces descartaría la reactivación de la Falla El Pinito como falla normal.*

La Falla El Pinito es responsable del desplazamiento de dos megabloques que muestran características similares, uno de ellos es el megabloque El Desecho y el otro el megabloque El Destierro que se encuentra en el flanco sur del Cerro El Destierro (Lámina 1).

El análisis de estrías sobre la Falla El Pinito indica que el tensor de esfuerzos es de tipo falla normal con σ_h orientado N289 (punto SATD115, Lámina 3). Esta orientación está relacionada con la actividad del evento Sierras y Valles apoyada está aseveración por las mediciones en el punto SATD16Ab (Lámina 3), donde se tiene una dirección para σ_h de N283, que es muy similar a la anterior. Estos resultados sugieren que muchas estructuras fueron reactivadas durante el evento terciario.

Otras fallas

Otra estructura importante es la falla que se ubica a lo largo del arroyo Las Minas (Lámina 1). Esta estructura separa principalmente a la Formación Morita de la Formación Cintura. Se considera falla a rumbo izquierda tomando en cuenta los

pliegues de arrastre que se observan en las fotografías aéreas. Esta falla en sus inicios debió estar asociada a la evolución de los deslizamientos presentes en el área. En particular, al sur del megabloque El Destierro se observan pliegues en Z que indican un desplazamiento al suroeste, compatible con el movimiento de la falla y con los deslizamientos propuestos.

Por otro lado, datos cinemáticos tomados en un dique andesítico terciario en el arroyo Las Minas (SATD16, Lámina 3) indican dos direcciones de contracción σ_H NE-SW y NW-SE las cuales se asocian al movimiento de inversión tectónica ocurrida en el Mioceno. Hay que recordar que la inversión tectónica está asociada a levantamiento, por lo que mientras en un lado existe extensión en otra parte se puede reflejar contracción. Esta contracción en el área de estudio es la culpable de la Falla San Antonio en su relación actual, es decir, la Formación Morita en contra de la Formación El Tuli.

En la confluencia del arroyo Las Minas y el arroyo San Antonio la falla cambia un poco de rumbo, notándose que en la intersección con el arroyo Pozo Nuevo, al sur del rancho San Antonio, presenta características de falla normal listrica, indicado por el cambio en la inclinación de las capas. En el mismo sitio se presenta una falla normal vertical que se interpreta como una reactivación de la falla anterior durante el evento de Sierras y Valles. Algo importante de notar es que en el extremo sureste de la falla se nota una torsión de las capas, indicando movimientos al sureste y al noroeste (Figura 46), lo cual se comprueba con estrías en el plano de falla, que sugieren dos movimientos normales oblicuos, al sureste y al suroeste en ese orden. Esta falla separa rocas de la Formación Cintura de rocas de la Formación Morita, por lo que la relación justifica la existencia de una falla normal de despegue (ver sección estructural C-C', Lámina 2).

Al sureste de la localidad La Mesa y al sureste del Cerro El Tomastión se han observado fallas que se interpretan como fallas normales de despegue indicadas por el cambio de la inclinación de las capas. Estas fallas orientadas noroeste-sureste se

podieran interpretar como fallas antitéticas asociadas a los procesos gravitacionales. La falla que se localiza al sureste del Cerro El Tomastión -el cual es un domo riolítico- muestra una flexión resultado de los efectos del emplazamiento del domo y de los efectos también de la evolución de la Sierra San Antonio, que en esta región presenta una estructura dómica. En particular los efectos del domo riolítico se notan en la Caliza Mural que muestran un intenso plegamiento, el cual disminuye al alejarse del domo. La falla al noroeste del domo no muestra ninguna deformación producto del magmatismo. En esta parte se tiene presencia de cuerpos ígneos dioríticos más antiguos, los cuales no causan deformación a las rocas encajonantes, pero sí están afectados por estas fallas. Los cuerpos dioríticos han sido fechados en 40 Ma (K/Ar, Compilación UNAM-USGS, 1995) y el domo riolítico tendría una edad del Oligoceno Tardío (?), por lo que posiblemente la edad máxima de estas fallas sería el Mioceno.

Otra falla con características similares es la que se localiza al oeste del área en la zona entre los ranchos El Graseo y El Batamote. Esta falla del tipo normal afecta a rocas de la Formación Morita, la cual muestra características diferentes a ambos lados de la falla. Al sur de la falla, la Formación Morita es cortada por numerosas vetas de cuarzo y muestra fracturas que a veces no permite distinguir la estratificación. Por el contrario, todo lo anterior no se nota hacia el norte de la falla.

Hacia el norte del rancho El Remolino se presentan toba y conglomerado terciarias que en su parte norte están en contacto por falla con la Formación Morita y bloques de la Caliza Mural. La falla está cubierta por sedimentos recientes pero se puede observar en los cortes de los arroyos perpendiculares a ella. Esta falla posiblemente sea continuación de la anterior y se interpreta como de despegue, causando el basculamiento de las rocas terciarias, encontrándose en la base la toba y encima sedimentos. Esta falla al igual que las otras es del Cretácico en origen, pero reactivada en el Terciario con las mismas características.

En el arroyo El Salto, al oeste del Cerro El Tomastión, una falla con despegue

prácticamente horizontal desplaza a rocas de la Formación Morita y rocas de la Caliza Mural. Duplexes a escala de afloramiento apoyan esta interpretación (Figura 62). Esta falla causa un plegamiento de la Caliza Mural y la pone en contacto contra un megabloque de la misma unidad pero con características diferentes a las rocas plegadas (Figura 46, ver líneas punteadas en la parte sur). El plegamiento resultado del fallamiento indica vergencia al noroeste. Indicadores cinemáticos en la zona de falla indican la dirección del movimiento relativo, el cual es izquierdo (Figura 62).

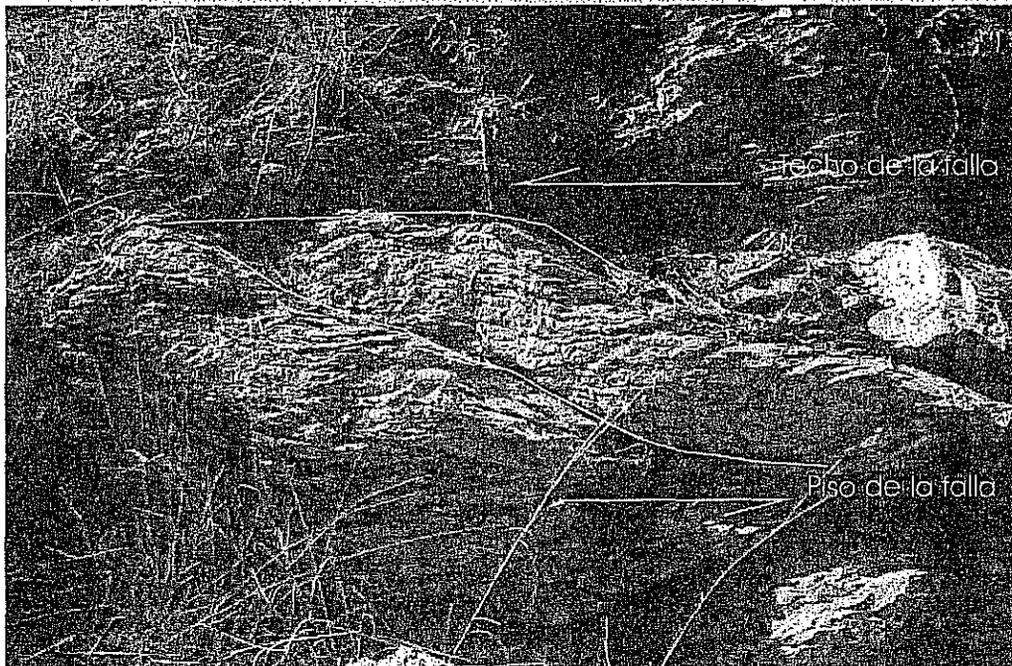


Figura 62. Estructura duplex con despegues prácticamente horizontales presentes en la falla de bajo ángulo y con componente a rumbo en la localidad arroyo El Salto, al oeste del Cerro El Tomastión. Las estructuras están indicando acortamiento.

La edad de la falla posiblemente sea del Terciario; asociándose su evolución al emplazamiento de las rocas que forman la Sierra San Antonio que parece formar en su extremo norte una estructura dómica. Por otro lado la flexión de la falla que se localiza entre El Tomastión y la Sierra San Antonio puede deberse a la misma evolución anterior.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Se presentan otras fallas que en particular están afectando a las rocas terciarias y que han jugado un papel importante en la identificación de las diferentes fases de deformación que afectaron el área de estudio. Se ha visto que tanto diques como algunos de los intrusivos han sido afectados por fallas normales de bajo ángulo y en algunos casos muestran movimientos inversos (Figura 63).

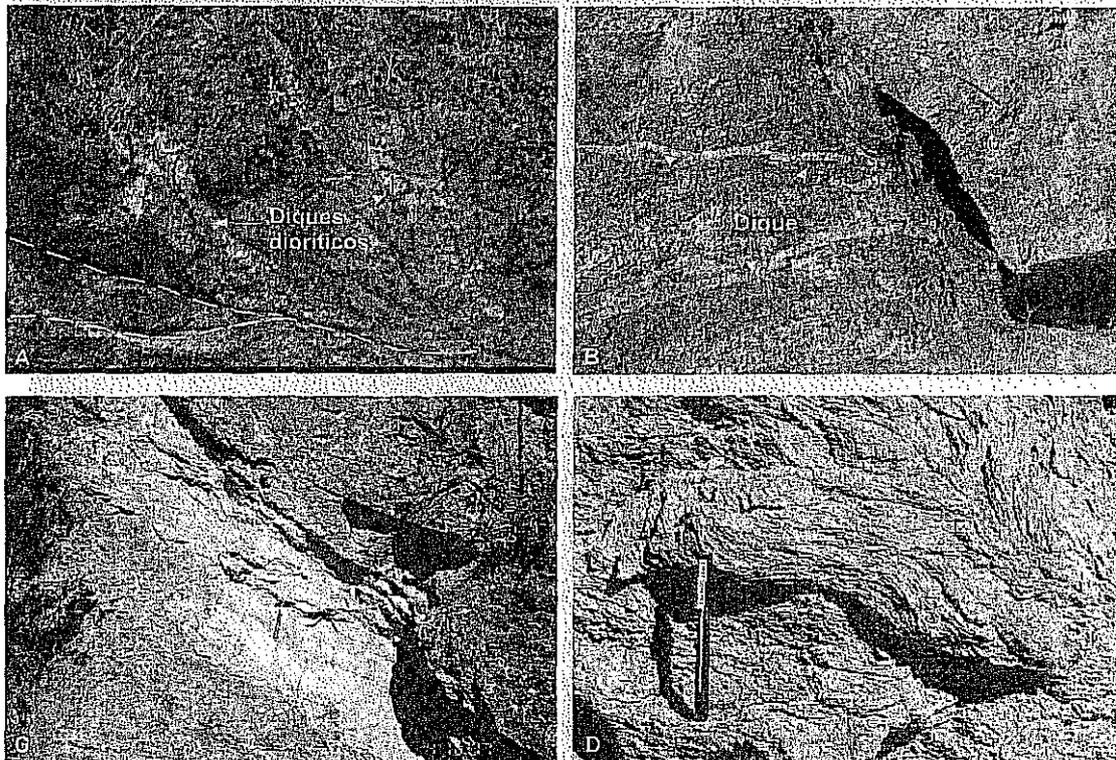


Figura 63. Deformación en rocas ígneas terciarias. **A:** Falla de bajo ángulo que afecta a un intrusivo al oeste del rancho El Batamote. **B:** Dique plegado y fallado en el tajo El Corral. Nótese la vergencia del pliegue y el transporte de la falla inversa hacia el noreste. **C:** Dique cizallado intercalado en rocas de La Formación Morita al norte del rancho El Batamote, arroyo La Muña. **D:** Detalle de la figura anterior. La deformación que se observa en C y D es resultado de fallamiento inverso. La deformación que se observa en las cuatro figuras es resultado de la inversión tectónica terciaria. En A y C la escala es de metros y en B de decena de metros.

Se indicó anteriormente que los diques tienen un rango de edad de 26 Ma y los cuerpos dioríticos de 40 Ma (Mapa Compilación edades radiométricas UNAM-USGS, 1995), lo cual conlleva a interpretar que la deformación contraccional que se observa es al menos post-dique, Terciario (Mioceno temprano). Hay que considerar que durante el Terciario, la región estuvo sujeta a extensión a escala regional (Figura

que durante el Terciario, la región estuvo sujeta a extensión a escala regional (Figura 54), por lo que se asume que la deformación que presentan las rocas anteriores es resultado de una deformación magmática, que a su vez es causante de la inversión tectónica presente en el área de estudio.

Al sur del campamento La Gloria, a lo largo del arroyo San Rafael, se observan numerosos diquestratos los cuales se encuentran muy fracturados, algunos de ellos afectados por fallamiento normal principalmente.

Intrusivos como el que corta al megabloque El Carbón se encuentran afectados por fallas normales con movimientos oblicuos o casi a rumbo como lo sugiere el punto SATD294 (Lámina 4) y por fallas de bajo ángulo como se observa en la parte sur del megabloque El Graseo.

Análisis de pliegues

Los pliegues producto de esta tercera fase de deformación del Mioceno temprano en el megaconglomerado Santa Gertrudis tienen superficies axiales con rumbo noroeste-sureste inclinadas hacia al sur-suroeste y los ejes buzando al sureste (Figura 44). Los pliegues son parte del acortamiento asociado a la inversión tectónica. Los movimientos hacia el noroeste indicados por planos axiales con rumbo noreste-suroeste se asocian con la tectónica que dió origen a la falla que se observa en el arroyo El Salto. Este plegamiento hacia el noreste ayuda a establecer que los paleoesfuerzos contraccionales deducidos presentan una orientación σ_1 NW-SE. Esta orientación es similar a las orientaciones calculadas por medio de microestructuras.

Los pliegues en el megaconglomerado San Antonio están menos desarrollados, mostrando superficies axiales con rumbo noreste-suroeste y ejes con buzamiento al sureste en general (Figura 45). La Figura 45 incluye datos que se midieron en el arroyo El Cable (cuadro, equis, estrella) en rocas de la Formación Cintura, en el arroyo La Mula (circulo relleno) en rocas de la Formación El Tuli, en

el arroyo El Salto (cruz) en rocas de la Caliza Mural y en la zona de Arizpe (círculo) en rocas de la Formación Morita.

Los pliegues con planos inclinados al suroeste observados en las localidades arroyo El Cable y arroyo La Mula (Figura 45) son resultado del acortamiento producido por la Falla San Antonio. En la localidad al norte de Arizpe, los datos de pliegues medidos en rocas del Cretácico Inferior presentan características similares a los del área del presente estudio, es decir, un rumbo noroeste-sureste (círculo), con ejes buzando al sureste (Figura 45b) y posiblemente desarrollados por el mismo evento que en el área de estudio.

Los pliegues en el arroyo El Salto (cruz, Figura 45a), desarrollados en la Caliza Mural, tienen una dirección NE-SW. Los pliegues con esta dirección, están menos desarrollados que en la parte occidental del área de estudio. Su origen es el mismo que se indica para pliegues con la misma dirección en el megaconglomerado Santa Gertrudis; son producto de una contracción (deformación magmática ?) noroeste-sureste que en la Falla San Antonio causa movimientos a rumbo.

Al norte del área, en el arroyo La Mula, los pliegues presentan planos axiales subverticales con orientación nor-noroeste (Figura 45a, círculos rellenos) con vergencia principal al suroeste y en menor proporción al noreste. Los ejes de los pliegues se encuentran buzando hacia el sureste. También se observan pliegues doblemente buzantes en la Formación El Tuli que muestra superficies axiales con la misma orientación, noroeste-sureste (Figura 64). Estos pliegues doblemente buzantes forman lo que se conoce como *synformal culmination* (Marshak y Gautam, 1988), resultado del cambio en inclinación y orientación de la línea de charnela.

Los pliegues en el arroyo La Mula se asocian con la evolución contraccional de la Falla San Antonio durante el Mioceno temprano. La orientación es similar a la que se presenta en los datos de la Figura 44.

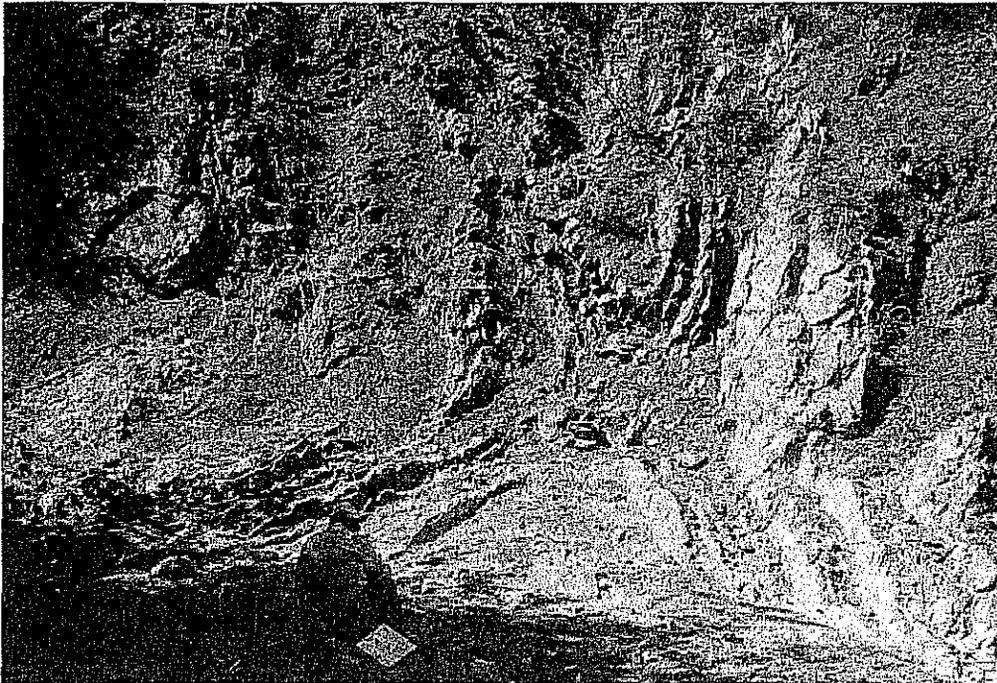


Figura 64. Pliegues en la Formación El Tuli que constituyen lo que se conoce como *synformal culmination*. Estos pliegues doblemente buzantes son el resultado de un cambio en la orientación de la línea de chamela.

D. Fase de deformación Sierras y Valles

Una cuarta fase es el evento de extensión Sierras y Valles del Terciario tardío, registrada por fallamiento normal subvertical que afecta a las rocas de la zona de estudio. Se recolectaron datos de fallas individuales a lo largo de toda el área de estudio. Para fines prácticos se separaron en dos grupos, considerando su ubicación en los megaconglomerados San Antonio y Santa Gertrudis.

En el megaconglomerado San Antonio hay registradas principalmente fallas normales con desplazamiento oblicuo (Figura 65a), con una orientación preferencial noroeste-sureste. El fallamiento regional más reciente, de Sierras y Valles, con dirección noroeste-sureste, casi no afectó a este megaconglomerado. Esto puede significar heterogeneidad de la deformación Sierras y Valles, ya que fue acomodado en estructuras más antiguas, como las que bordean algunos de los megabloques. También Turner y otros (1982) identifican lineamientos regionales en el noreste de

Sonora, orientados al noreste-suroeste, sugiriendo que pueden ser estructuras mayores corticales. Raines (1978, en Bennett, 1993) propone que las fallas noreste son parte de un sistema de edad precámbrica. Estas fallas son de interés económico por su mineralización y se pueden considerar como una guía estructural en la prospección minera.

En el megaconglomerado Santa Gertrudis predominan las orientaciones noreste-suroeste que parecen ser las más antiguas, mientras que las orientaciones noroeste-sureste se encuentran en menor proporción asociadas al evento Sierras y Valles. Los movimientos indicados por el arreglo de fallas son principalmente a rumbo y en menor proporción oblicuos (Figura 65b).

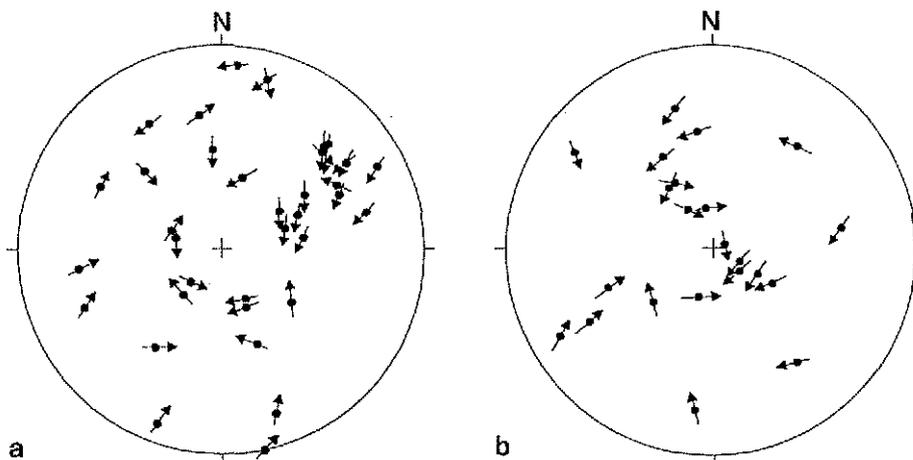


Figura 65. Gráfica que muestra polos de planos de fallas decorados con una flecha que indica la dirección y sentido de deslizamiento, a: En el megaconglomerado San Antonio se tienen fallas principalmente normales con dirección noroeste que acomodan deslizamientos oblicuos y fallas orientadas al noreste con movimientos a rumbo y oblicuos. b: En el megaconglomerado Santa Gertrudis las fallas presentan orientaciones noreste y noroeste. Las primeras con movimientos a rumbo y las segundas muestran deslizamientos oblicuos y en algunos casos normales.

A escala de afloramiento se observa que muchas de las fallas muestran dos rumbos preferenciales, uno noreste y otro al noroeste con movimientos oblicuos.

Estratificación

La estratificación en el área de estudio en general está orientada noroeste-

sureste con inclinación principalmente al suroeste (Figura 66).

Las capas en el megaconglomerado San Antonio presentan rumbos noroeste, con inclinación principalmente al suroeste y algunas al noreste (Figura 66a). La inclinación al noreste es local, es decir, se presenta solamente en zonas con intensa deformación, por lo que las inclinaciones al suroeste son los que prevalecen en el área. En la Figura 67a, el diagrama de contornos muestra la misma situación, una concentración de datos que define un monoclinial buzando al suroeste, es decir, dominan las inclinaciones causadas por la deformación sinsedimentaria.

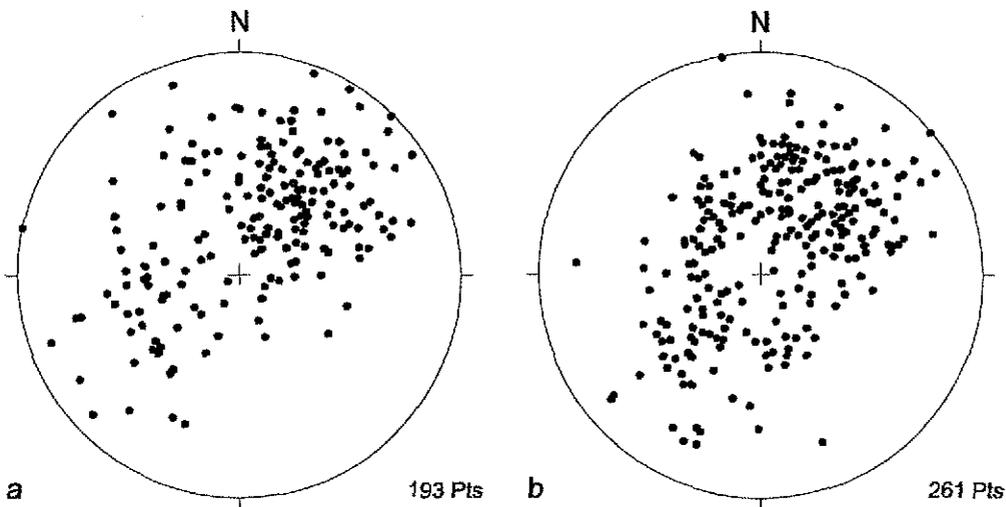


Figura 66. Polos de estratificación en (a) el megaconglomerado San Antonio y (b) el megaconglomerado Santa Gertrudis.

La estratificación en el megaconglomerado Santa Gertrudis muestra las mismas relaciones que se observan en el megaconglomerado San Antonio. Capas con rumbo noroeste-sureste e inclinaciones al suroeste principalmente mayores de 40° (Figuras 66b y 67b). Estas orientaciones resultan sobre todo de la deformación cretácica sinsedimentaria. Capas con rumbo noreste-suroeste también están presentes, pero esta variación en el rumbo se midió en zonas que muestran intensa deformación, como se observa en el pie del bloque El Carbón (ver Lámina 1).

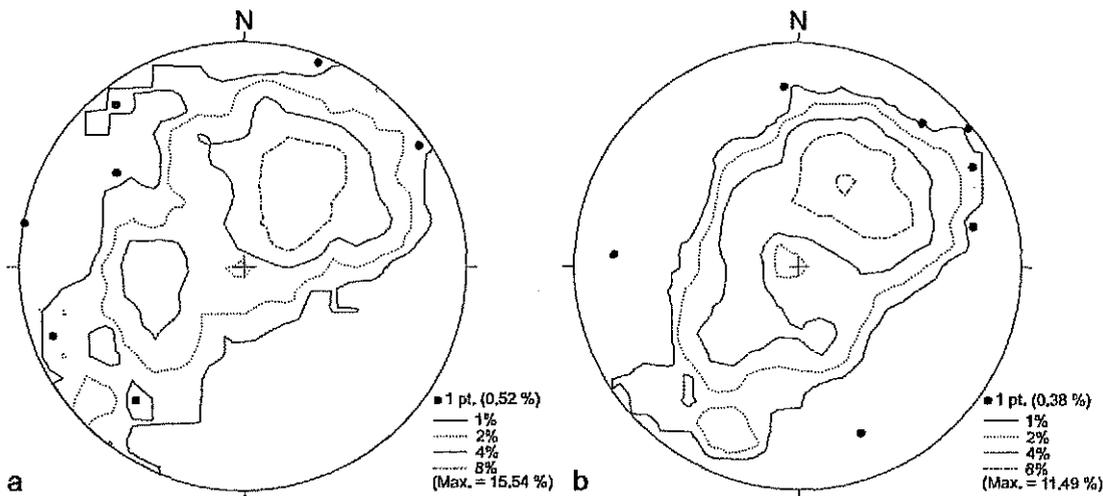


Figura 67. Diagrama de contornos en (a) el megaconglomerado San Antonio y (b) el megaconglomerado Santa Gertrudis construido con los datos de la Figura 68. En ambos se define un monoclinal buzando al suroeste.

Lineamientos

Se analizaron rasgos lineales en una imagen de satélite del área de estudio, de la región entre Arizpe y Sierra Azul (ver Figura 46) y en la Hoja H12-5 (Figura 68). Los lineamientos se agruparon por su orientación y por la concentración que muestran.

Localmente el área de estudio presenta lineamientos con dirección noroeste (Figura 46, cuadro) y en menor proporción norte-noreste. En la Figura 46 se observa también una prominencia de lineamientos con orientación noroeste-sureste asociados principalmente a los movimientos de masas. Estos lineamientos son difíciles de reconocer en el área de estudio porque la orientación de la estratificación es burdamente paralela a la de los lineamientos noroeste. Los rasgos circulares corresponden a troncos volcánicos, como el que se observa al este en la Figura 46, mientras que el que se localiza al oeste, en la esquina inferior izquierda, posiblemente corresponda a una estructura cómica. Los lineamientos punteados corresponden a estratificación y ayudan a interpretar algunas de las estructuras presentes en el área de estudio.

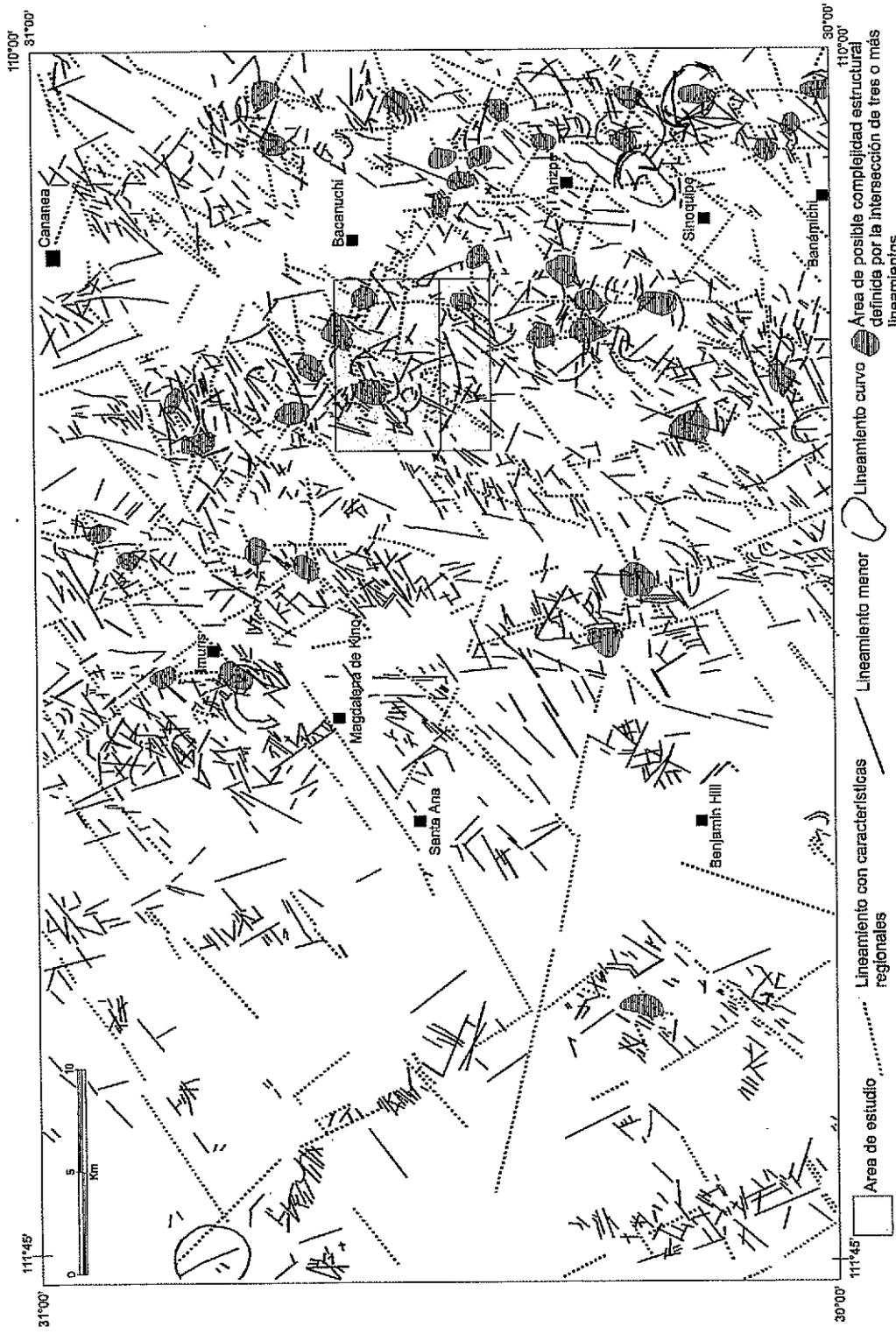


Figura 68. Mapa con concentración de rasgos lineales orientados principalmente noreste-suroeste y en menor proporción noroeste-sureste. Las concentraciones de lineamientos definen la morfología Sierras y Valles típica de la región. Información preparada por IntraSearch y facilitada por R. Rodríguez Torres.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Los lineamientos de la Figura 68 fueron facilitados por Rafael Rodríguez Torres. Es interesante notar que se aprecian zonas de lineamientos, las cuales definen las diferentes sierras de la región. También se aprecia muy bien las zonas donde no se tienen agrupamiento de lineamientos y que corresponden a las cuencas con rellenos terciarios. Existen algunos lineamientos como el que bordea la cuenca entre Cananea y Bacanuchi (ver Figura 46) que no fueron interpretados. La expresión de los lineamientos es acorde con la morfología de la Provincia de Sierras y Valles.

La dirección de los lineamientos con rumbo al noreste es similar a la que presentan las fallas descritas anteriormente. Desde el punto de vista estructural son importantes, ya que en el área de la mina Santa Gertrudis, las fallas noreste controlan la mineralización y la alteración, lo que sugiere también que la edad de este proceso es pre-Sierras y Valles. Como se ha mencionado, durante este evento muchas estructuras han sido reactivadas, mostrando deslizamientos oblicuos y a rumbo.

Las estructuras mayores como la Falla San Antonio y la megacizalla Mojave-Sonora no se lograron definir con este método, posiblemente porque su morfología original ha sido modificada por eventos más recientes.

Discusión

Los megabloques identificados en el área de estudio son el resultado de un proceso sedimentario, flujo de rocas por gravedad (Blair y McPherson, 1999), provocado por el rompimiento de una pendiente rocosa bajo la fuerza de la gravedad. El transporte de los megabloques y bloques se da por deslizamiento de masas en condiciones subaéreas o subacuáticas en ambientes de relieves altos. Las estructuras observadas dentro de los bloques están asociadas a estos deslizamientos, aunque las estructuras que se observan dentro de los megabloques El Desecho y El Destierro (Lámina 1), que afloran al este y sur del Cerro El Destierro,

respectivamente, fueron formadas en una etapa temprana del deslizamiento. La deformación que se observa en los megabloques, principalmente los que se localizan en el pie del deslizamiento (parte distal, Figura 14), es en general extensional, donde *fallas lístricas cambian con la profundidad a fallas de despegue*, las cuales son las estructuras dominantes, con un menor número de pliegues y fallas inversas. Los megabloques al pie del deslizamiento muestran un fuerte cizallamiento en el contacto con la roca subyacente, causado por el resbalamiento mismo de los megabloques. En el frente de los bloques se aprecian estructuras de colapso y fragmentación de los megabloques.

Hacia el oeste, McKee (1991) y McKee y Anderson (1998) interpretan que los megabloques han sido formados por una resedimentación gravitacional derivada de una actividad tectónica a lo largo de una fuerte pendiente submarina en la margen del Alto de Cananea y que se depositaron en la parte baja de la misma. También sugieren que los sedimentos no estuvieron consolidados o solo parcialmente consolidados durante la fragmentación, manteniéndose la estratificación en los bloques. En las capas de los bloques no se observa una deformación tectónica, pero sí en las rocas más jóvenes formadas por los deslizamientos, las cuales se encuentran cizalladas y plegadas, lo que conlleva a interpretar que estructuras causadas por los deslizamientos posiblemente fueron reactivadas más tarde. El trabajo de McKee (1991) estuvo enfocado en determinar las características sedimentológicas y estratigráficas de una zona adyacente al área de este estudio. La autora describe las estructuras presentes asociando su desarrollo a los procesos gravitacionales ahí ocurridos.

El tipo de estructuras y el tipo de deformación que se presenta en el área de este estudio no habían sido documentadas a detalle previamente. Aunque no se observa el despegue basal central de los deslizamientos, sí se han observado las zonas laterales de despegue de algunos deslizamientos y mostrado las relaciones complejas entre las estructuras involucradas, planos discretos con un ligero

brechamiento hasta planos que muestran cizallamiento simple. Lo que se describe aquí debe de llamar la atención al problema de distinguir varios procesos que deformaron a las rocas del Cretácico Temprano. La fragmentación de capas y el estilo de deformación que presentan con relación a un fallamiento discreto y un cizallamiento simple son característicos de zonas de despegue a niveles someros asociados a procesos verticales.

Se desconoce la distancia exacta de transporte de los megabloques, ya que se ha reconocido la presencia de inversión tectónica, pero aproximadamente se calculan de 6 a 7 km medidos en el mapa geológico. La dirección de transporte se da en una pendiente inclinada al sur, en general, y a lo largo de una línea de movimiento de noreste a suroeste.

A escala regional, movimientos de transpresión y transtensión, asociado a un sistema de fallas, creó un número de cuencas bordeadas por fallas, las cuales están expuestas en el noreste de Sonora y sur de Arizona. Estas cuencas fueron llenadas principalmente por flujos de sedimentos por gravedad que acarrearón detritos de los bloques adyacentes levantados. Estas rocas se interpretan como depósitos aluviales subaéreos en las cuencas. La orientación, la edad y la posición de estas cuencas del Jurásico – Cretácico son ingredientes necesarios en la reconstrucción de la paleogeografía del Mesozoico.

Análisis de los ejes cinemáticos de esfuerzos

Aquí se analizan las direcciones de los ejes cinemáticos de los esfuerzos que han afectado al área de estudio. El análisis se basa en los movimientos de las fallas, lo que permite una caracterización de los mecanismos tectónicos en términos de regímenes de direcciones de esfuerzos. Se asume que las estrías en un plano de falla indican la dirección del máximo esfuerzo de cizalla resuelta en ese plano. Los datos recolectados (medición de la orientación del plano de falla, del sentido relativo del movimiento y del *pitch* de las estrías) indican varios grupos de fallas y los

tensores asociados. En cada determinación de la dirección de esfuerzos se calculan cuatro variables que son la orientación de los ejes de los esfuerzos principales σ_1 , σ_2 y σ_3 ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$) y el cociente $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$.

Las direcciones de los esfuerzos principales se calcularon por inversión de mediciones de grupos de fallas con estrías, usando el método desarrollado por Angelier (1990). En las proyecciones estereográficas (hemisferio inferior), los componentes principales de los tensores están representados de la siguiente manera: σ_1 = estrella de cinco picos, σ_2 = estrella de cuatro picos y σ_3 = estrella de tres picos.

Los datos se recolectaron en zonas de falla que afectan a rocas principalmente del Cretácico Inferior y Cretácico Superior y otros en rocas terciarias, estas últimas tanto sedimentarias como volcánicas (Láminas 3 y 4). El análisis de los esfuerzos normalmente se ha aplicado a rocas terciarias, pero aquí se involucran rocas cretácicas, por lo que este análisis es el primer intento de su tipo en el área de estudio y en la región. Dentro del análisis se incluyen datos de zonas fuera del área de este trabajo, los cuales son importantes para la interpretación.

Como se ha indicado anteriormente, el área de estudio corresponde al borde suroeste del Alto de Cananea (Figura 22) o a la margen noreste de la Cuenca San Antonio - Banámichi. El estudio del comportamiento mecánico de una región con grandes fallas regionales a rumbo permite establecer la naturaleza de la deformación y su posible cronología, considerando la estratigrafía del área de estudio y de otras áreas al sur y este de la misma.

Características de los ejes cinemáticos

En el área de estudio se recolectaron datos en ocho sitios: Arroyo El Cable, Arroyo El Sahuaro, Arroyo Las Minas, Camino Arroyo El Sahuaro-Rancho La Virgen-

Arroyo La Mula, La Cieneguita-La Gloria, El Carbón, Arroyo El Salto, Tajos Becerros Norte, Becerros Sur y El Toro, todos ellos en rocas del Cretácico. Fuera del área de estudio se recolectaron datos en el rancho El Babiso, rancho El Tehuachi (estas dos localidades se ubican al sur del área de estudio), al norte de Arizpe (al este del área de estudio) y en Santa Ana (al oeste del área de estudio) (Tabla 2).

En rocas sometidas a un esfuerzo tectónico el esfuerzo es triaxial y caracterizado por σ_1 , σ_2 y σ_3 . La Figura 69 permite visualizar estas nociones. Clásicamente se distinguen tres casos:

1) Falla Normal: σ_1 es vertical, σ_2 horizontal y a rumbo de la falla, mientras que σ_3 es horizontal y perpendicular a la falla.

2) Cabalgadura: σ_3 vertical, σ_1 horizontal y perpendicular a la falla y σ_2 es horizontal y a rumbo de falla.

3) Falla a rumbo: σ_2 vertical, σ_1 horizontal aproximadamente a 30° del plano vertical de la falla y σ_3 horizontal y perpendicular a σ_1 .

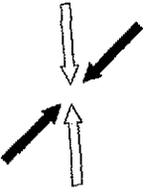
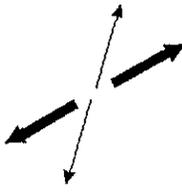
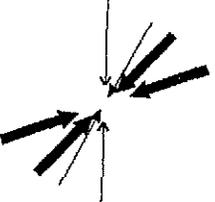
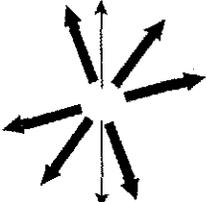
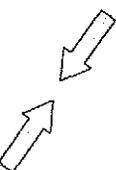
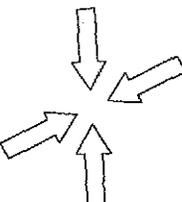
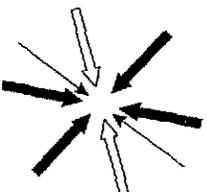
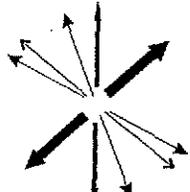
Para determinar la cronología de los eventos tectónicos se utilizó la relación cinemática particular entre las estructuras observadas en el campo (principio de sobreposición), por ejemplo entre dos o más generaciones de estrías. Esta relación es obvia cuando el evento más joven crea un grupo conjugado de fallas como en el sitio El Babiso (ver Figura 71). En la Tabla 2 se indican las orientaciones de las componentes horizontales mínimas (σ_h) y máximas (σ_H) de los paleotensores. Las direcciones en rojo y azul corresponden a la fase de deformación más reciente.

Relación de los ejes cinemáticos con los eventos de deformación

De las direcciones principales de los ejes (ver Apéndice) es posible reconstruir la relación de los paleotensores con las diferentes fases de deformación en el área de estudio desde finales del Cretácico Temprano al Terciario. Las rocas afectadas por estas fases tectónicas pertenecen al Grupo Bisbee del Cretácico Temprano, a

Tabla 2. Orientación de los componentes horizontales mínimos σ_h y máximos σ_H de los paleoesfuerzos observados en los diferentes sitios en el área de estudio y fuera de ella. Las direcciones marcadas con flechas gruesas en color oscuro se interpretan como las más recientes en el área de estudio y se identifican con el mismo color en los otros sitios. Las orientaciones marcadas por flechas gruesas en color gris claro se interpretan como las más recientes en los sitios fuera del área de estudio, indicándose en el área de estudio con el mismo color.

Localidad	Orientación del esfuerzo horizontal máximo σ_H	Orientación del esfuerzo horizontal mínimo σ_h
Arroyo El Cable		
Arroyo El Sahuaro		
Arroyo Las Minas		
Camino arroyo El Sahuaro-Rancho La Virgen-arroyo La Mula		
La Cieneguita-La Gloria		
El Carbón		

Arroyo El Salto		
Tajos Becerros Norte, Becerros Sur y El Toro		
El Babiso		
El Teguachi		
Arizpe		
Santa Ana		

la Formación El Tuli del Cretácico Tardío, así como a rocas volcánicas y sedimentarias terciarias. Se efectuará un análisis rotectónico, es decir, de lo más joven a lo más antiguo que en este caso corresponde al Cretácico Temprano. Se

empezará con los ejes cinemáticos de los eventos más recientes.

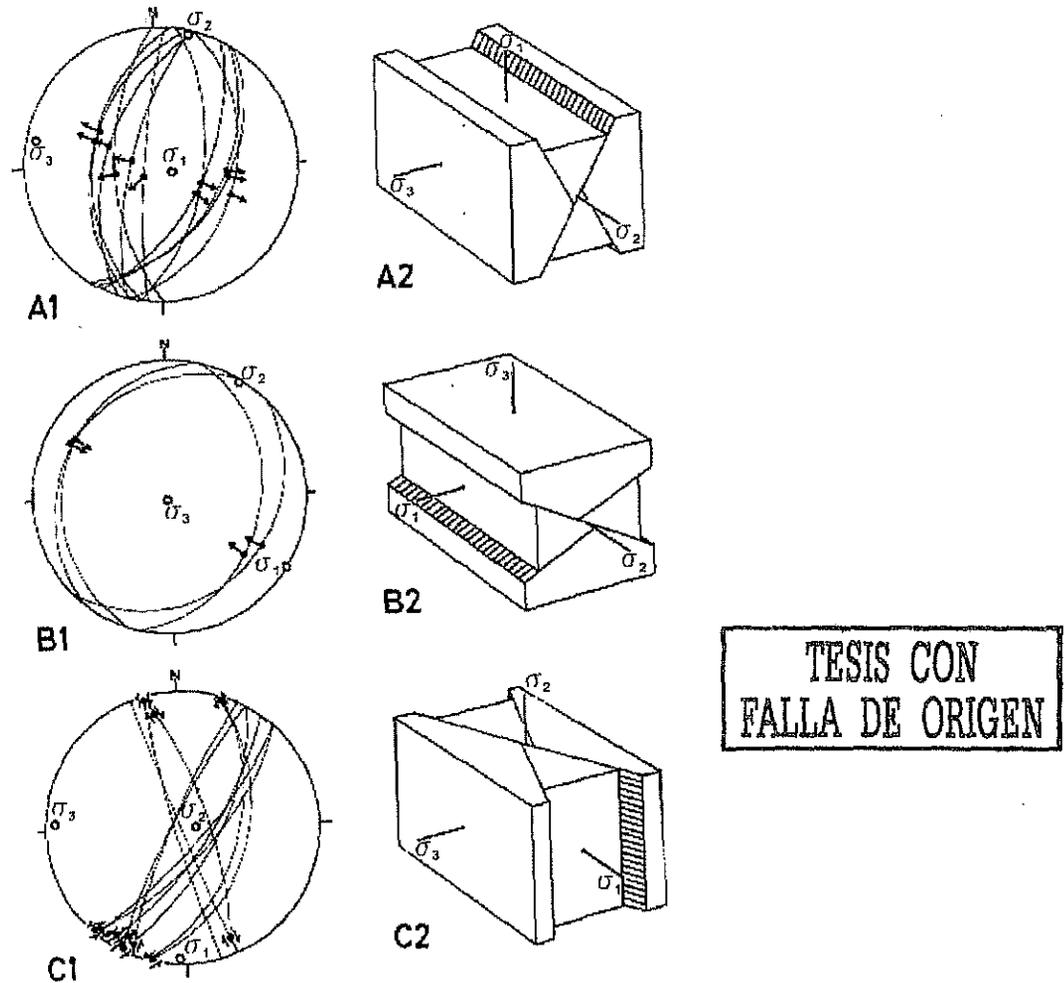


Figura 69. Sistemas de cizalla conjugados comunes. A, fallas normales; B, cabalgaduras; C, fallas a rumbo. En los esquemas de la izquierda se tienen ejemplos simples de planos de fallas y la proyección de Schmidt (hemisferio inferior). A la derecha se presentan los bloques diagramáticos correspondientes. Tomado de Quintero-Legorreta (1995).

Evento de extensión del Mioceno medio

El evento más joven en el área es la extensión Sierras y Valles que se caracteriza por fallas normales con rumbo principal NNW-SSE que afectan tanto a rocas jóvenes terciarias como a las más antiguas. Las fallas normales Sierras y

Valles (*Basin and Range*) son ampliamente distribuidas en Sonora. Resultaron de la extensión intra-continental que ocurrió en el Mioceno Medio, de 15 a 10 Ma (Stewart, 1998), antes del desarrollo del Golfo de California.

Dentro del área de estudio, en el sitio Arroyo Las Minas, aflora un dique dacítico que registra extensión NE-SW ($\sigma_h = N058$) y WNW-ESE ($\sigma_h = N103$) (punto SATD16Aa y b, Figura 70, Lámina 3), mientras que hacia el sur, fuera del área, en la región del rancho El Babiso, las rocas sedimentarias afalladas pertenecientes a la Formación Báucarit del Mioceno registran una tectónica extensiva con σ_h ENE-WSW ($\sigma_h = N073$) (punto SATD18A, Figura 71). Estos dos sitios se consideran representativos de la deformación más reciente. La extensión ENE-WSW en las localidades dentro del área de estudio donde se encuentra presente muestra variación en la orientación de σ_h (ver Apéndice).

En ambos sitios, las Minas y El Babiso, los grupos de fallas son normales, mostrando una homogeneidad en su arreglo. Estas fallas fueron inducidas por extensión ENE-WSW; las fallas orientadas NW-SE a N-S buzando tanto al NE como al SW son conjugadas. Fallas y estrías compatibles con la dirección de extensión calculada han sido observados en rocas más antiguas, aunque existen también algunas fallas orientadas NNE-SSW que pueden ser más antiguas.

En algunos casos las estrías tienen una componente de movimiento a rumbo u oblicuo, lo que indica que la dirección de extensión no siempre es perpendicular al rumbo de las fallas. Las fallas con estas características (puntos SATD121-122, SATD211, SATD12, ver Láminas 3 y 4, y Apéndice) indican las direcciones de extensión ENE-WSW y WNW-ESE.

Considerando lo anterior, se detectaron algunas variaciones en el arreglo de los paleoesfuerzos más jóvenes. Los grupos de fallas que muestran la dirección de extensión WNW-ESE (punto SATD16Ab, Figura 70) tienen orientación NNW-SSE, buzando tanto al NE como al SW, y con movimientos oblicuos y NNE-SSW buzando

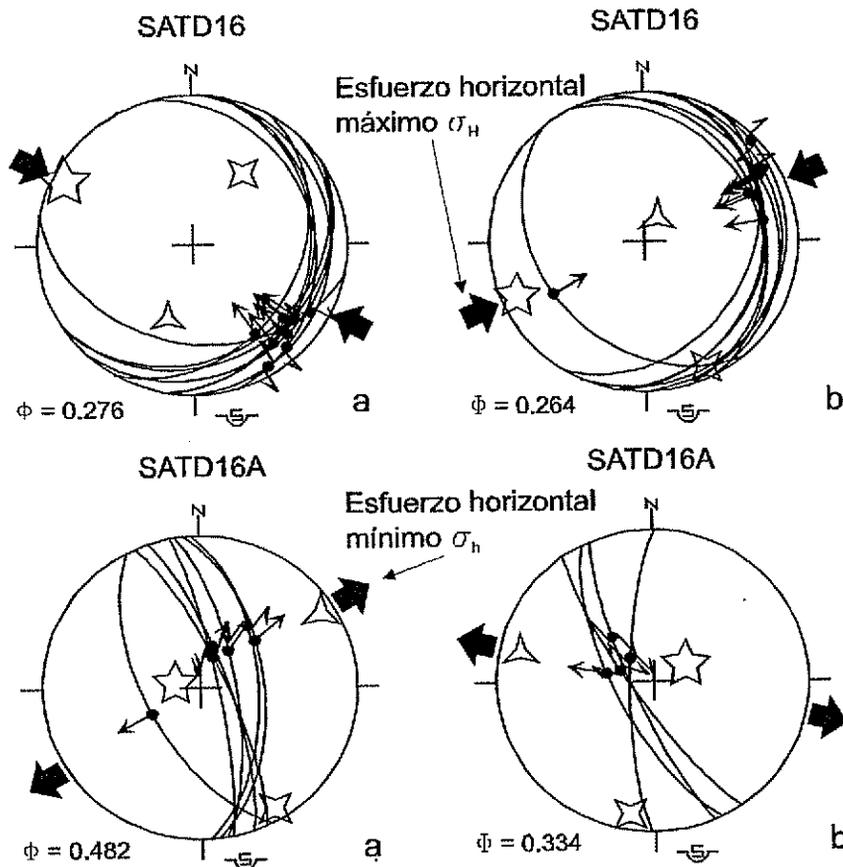


Figura 70. Orientación de los ejes cinemáticos registrados en un dique andesítico terciario que corta a rocas de la Formación Morita en el Arroyo Las Minas, al noroeste del rancho San Antonio.

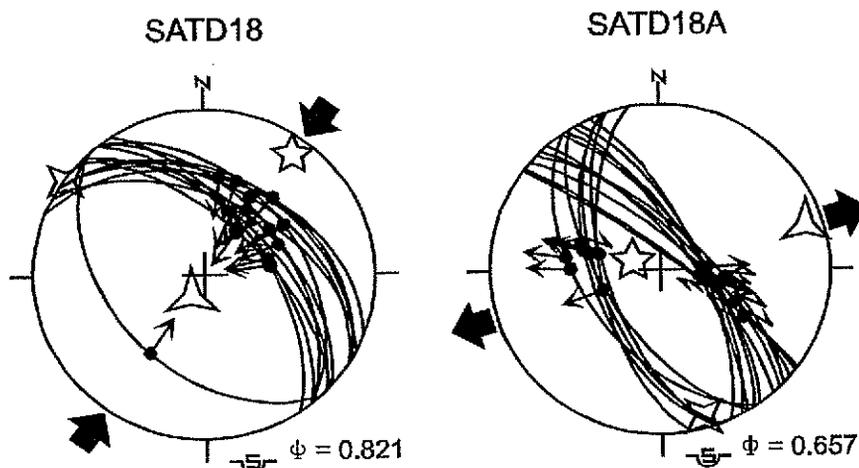


Figura 71. Datos de ejes cinemáticos en rocas de la Formación Báucarit, en las inmediaciones del rancho El Babiso, que se ubica más o menos a 25 km al sur del área de estudio.

al oeste principalmente, con movimientos normales. Esta extensión reactivó algunas de las fallas NNW-SSE, pero con una componente a rumbo. Existe en particular un punto, SATD10, medido en el arroyo El Cable (Lámina 3), que muestra extensión WNW-ESE con estrías similares a las ya descritas, pero en fallas orientadas NE-SW, lo que sugiere la posible reactivación de estas fallas. Estas deformaciones sucesivas afectan tanto a rocas terciarias volcánicas como a sedimentos del Cretácico Temprano, formaciones Morita, Mural y Cintura.

No se detectaron superposiciones de estrías, lo que hubiera permitido establecer la cronología de los eventos de fallamiento. En su lugar se utiliza la relación geométrica entre los tipos de fallas. Por otro lado, los trabajos de Angelier y otros (1981) en Baja California y Angelier y otros (1985) en la presa Hoover (Nevada -Arizona, Estados Unidos), identifican una cronología de eventos donde las direcciones de extensión NE-SW y ENE-WSW son seguidas por extensión E-W y a WNW-ESE, por lo que las direcciones identificadas en el área de estudio son similares a las que proponen los autores anteriores, considerando que son regiones distantes. Esto daría lugar a que la deformación más joven presentara una secuencia de fallamiento de NE-SW a ENE-WSW y luego a WNW-ESE. Aunque se tiene variación en la orientación de σ_h ENE-WSW entre N040 y N087, se sugiere ampliamente que la extensión ENE-WSW generó los sistemas de fallas propuestos.

Evento de inversión tectónica y fallamiento a rumbo del Mioceno temprano

Este evento de deformación es uno de los principales dentro del área de estudio y cuya estructura principal resultante de este evento es la Falla San Antonio que yuxtapone rocas de la Formación Morita con rocas de la Formación El Tuli. Los puntos más importantes que proporcionan la información en el área de estudio son SATD16a y SATD16b (Figura 70) en el sitio arroyo Las Minas, cuyos datos fueron tomados en un dique dacítico terciario y el punto SATD13 (Figura 72) en la zona de falla de la Falla San Antonio. Otros dos sitios a considerar se localizan fuera del área

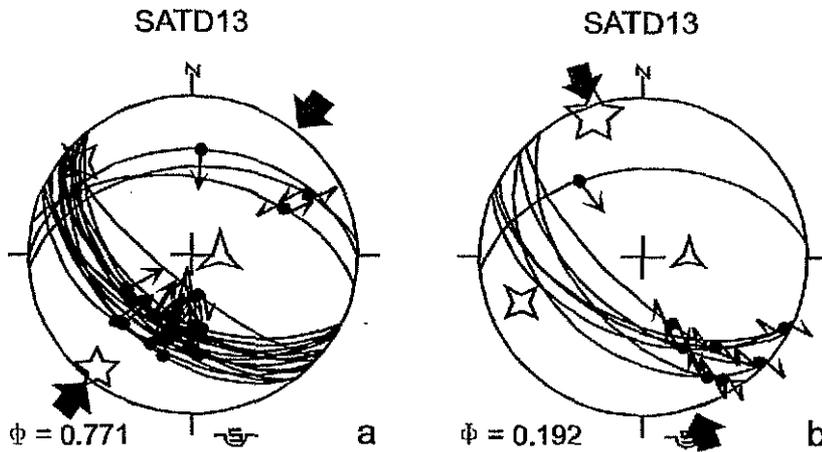


Figura 72. Orientaciones de los ejes cinemáticos determinados en el contacto entre las formaciones Morita y El Tuli, Falla San Antonio, en el arroyo El Sahuaro.

de estudio: el sitio rancho El Babiso hacia el sur (punto SATD18; Figura 71), donde las rocas tanto sedimentarias como volcánicas se asignan al Terciario, en particular al Mioceno (Rodríguez-Castañeda, 1994), aunque no se tenga una edad precisa; y otro sitio al norte de Arizpe (punto SATD20; Figura 73), al este del área de estudio, donde se tomaron datos en diques plegados y cizallados, cuya edad se estima ser terciaria, similar a la edad de los diques en las inmediaciones de la mina Santa Gertrudis.

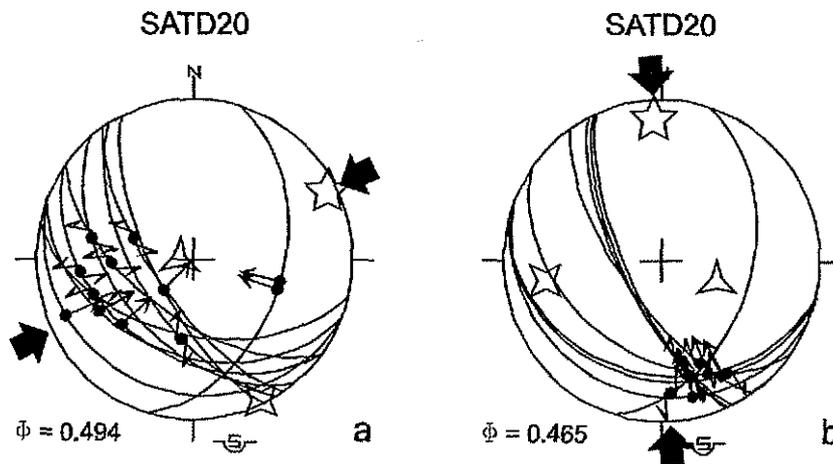


Figura 73. Direcciones de compresión registradas en diques andesíticos deformados, localizados al norte de Arizpe, cerca de la torre de microondas. La edad de estos diques se supone Terciaria.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El análisis de los sitios mencionados tiene los siguientes resultados: Los puntos SATD16a y SATD16b (Figura 70) dentro del área de estudio registran las contracciones más recientes asociadas a la evolución de la Falla San Antonio con direcciones WNW-ESE ($\sigma_H = N118$) y ENE-WSW ($\sigma_H = N066$) (sitio arroyo Las Minas, punto SATD16a y b, ver Apéndice). La dirección de contracción WNW se manifiesta por un grupo de estrías orientadas NW-SE indicando deslizamiento oblicuo (punto SATD16a), mientras que la contracción con dirección ENE es puesta en evidencia por estrías orientadas NE-SW y movimiento inverso oblicuo. Es de notar que estas direcciones se manifiestan en la mayoría de los sitios tanto dentro del área de estudio como fuera de ella (Tabla 2).

En el punto SATD13 (Figura 72), localizado en la traza de la Falla San Antonio se registran dos direcciones de compresión: la primera NE-SW ($\sigma_H = N039$); y la segunda NNW-SSE ($\sigma_H = N161$). La dirección de contracción NE-SW (punto SATD13a; Figura 72) se caracteriza por estrías orientadas NE-SW con un movimiento inverso. Por otro lado, la contracción NNW-SSE muestra un grupo de estrías orientadas NW-SE con un deslizamiento a rumbo (punto SATD13b, Figura 72). Como se vera abajo, las orientaciones de la contracciones en el punto SATD13 son similares, por no decir iguales, a las que se presentan en los sitios El Babiso, punto SATD18, y Arizpe, punto SATD20, respectivamente. En los alrededores del punto SATD13, los conglomerados que se encuentran en la zona de falla muestran aplastamiento, con el eje mayor orientado azimuth 140° y el eje menor azimuth 52° . Aquí se puede observar que la mayoría de los componentes del conglomerado muestran fracturamiento casi normal al eje mayor, lo que se interpreta como fracturas de tensión. Estas fracturas son producidas por un aplanamiento dirigido azimuth 52° y un estiramiento con azimuth 140° . Además se observaron cizallas izquierdas de tipo Riedel. Las cizallas son compatibles con el tensor de compresión obtenido en los puntos SATD9 y SATD11a (Lámina 3).

Es de particular interés que la orientación ENE-WSW de σ_H se observa hacia el este, en la región de Arizpe (punto SATD20, Figura 73) con $\sigma_H = N063$ que se presenta en un dique de composición similar a la del dique en el área de estudio. En la misma localidad, el punto SATD20b nos indica una dirección de compresión orientada NNW-SSE ($\sigma_H = N177$) que se considera también como una de las más recientes. Las características de las estrías son similares a las que se presentan en el punto SATD13 en el área de estudio.

En la localidad del rancho El Babiso se tienen sedimentos que muestran una intensa deformación contraccional resultado de un evento de deslizamiento. El punto SATD18 (Figura 71) muestra una dirección de contracción NE-SW ($\sigma_H = N036$), la cual se interpreta también como una de las más jóvenes que ocurren en la región. Esta deformación está cortada por las fallas normales del evento Sierras y Valles.

Tomando en cuenta las edades de los diques en el área de estudio y fuera de ella, 26 Ma (Beltrán-Encinas, 1998) o de 25 Ma (Mapa Compilación edades radiométricas UNAM-UGS, 1995) respectivamente, lo cual corresponde al Oligoceno Tardío, y que los sedimentos del área del Babiso se asignan al Mioceno, se puede establecer que las direcciones de contracción en el área de estudio ENE-WSW (punto SATD16b) y NE-SW (punto SATD13a) dan como resultado: 1) la configuración estructural actual, falla inversa o inversión tectónica, de la Formación Morita sobre la Formación El Tuli; 2) de la deformación que presentan muchos de los diques del área y algunos de los intrusivos; 3) y de la falla (*¿cabalgadura?*) que pone al Cretácico Tardío (Formación El Tuli), encima de la Formación Morita, como se observa al sur del área, en los alrededores del rancho La Junta. Otro efecto de este evento es la rotación de las capas tanto de la Formación Morita como de la Caliza Mural. Esto se puede observar en los Tajos El Toro y Camello, ya dentro de los terrenos de la mina Santa Gertrudis. Se estima que este acortamiento ocurrió en el Mioceno Temprano.

Las direcciones de contracción NNW-SSE en el punto SATD13b y WNW-ESE en el punto SATD16a están asociados al fallamiento a rumbo que se observa en la Falla El Pinito. Habría rotación de la dirección de contracción en sentido contrario de las manecillas del reloj de NE a NW. Las estructuras asociadas a estas direcciones de contracción son los pliegues con vergencia hacia el noroeste y la falla a rumbo al oeste del Cerro El Tomastión. Posiblemente la compresión con dirección WNW-ESE ya muestre los efectos de la deformación Sierras y Valles, ya que los indicadores cinemáticos sugieren movimientos a rumbo. Si la deformación fuera más antigua, no afectaría a los diques. Otro aspecto importante es que esta deformación ocurre en el Terciario cuando ya se tiene un régimen de extensión, el cual está bien documentado para este tiempo. Por lo que se establece que esta contracción se asocia a grandes levantamientos tectono-termales, como se observa en la Sierra de Aconchi al sur del área o en la Sierra La Madera o Oposura al noreste de Moctezuma, lugares donde los granitos están flanqueados por grandes fallas verticales que han evolucionado principalmente durante el Terciario.

Las direcciones de σ_1 calculadas para el área de estudio se distinguen también en la zona de Santa Ana, al oeste del área de estudio (ver Apéndice).

Se sabe que la extensión de la corteza media ocurrió en Sonora entre los 35-15 Ma lo cual es contemporáneo con el desarrollo de los complejos de núcleos metamórficos en Arizona, Nevada y Utah (Nourse y otros, 1994). El desarrollo de estos complejos metamórficos está sistemáticamente asociado con regiones donde la corteza ha sido previamente calentada y abombada por los intrusivos graníticos terciarios, los cuales se encuentran delineados por fallas normales que a profundidad cambian a fallas de despegue. La inversión tectónica que genera la Falla San Antonio, la deformación de los diques y el plegamiento se puede asociar de manera indirecta a la evolución de estos plutones terciarios.

Las direcciones de contracción que se obtuvieron se pueden explicar de la manera siguiente. Hacia el sur del área se tiene la presencia de un complejo

metamórfico en la parte norte de la Sierra de Aconchi -compuesto de rocas plutónicas y delimitado por fallas en sus flancos (Roldán Quintana, 1989, Rodríguez-Castañeda, 1996)- que puede ser el causante de las direcciones de contracción NNW-SSE y WNW-ESE. Hay que recordar que en la región del rancho El Babiso, al sur del área, afloran sedimentos que registran deformación por gravedad que se supone es parte de esta evolución. Coincidentemente, la dirección de contracción en ese lugar es similar a la que ocurre en la Falla San Antonio. Sin embargo, otro factor a considerar es la Sierra de San Antonio compuesta de rocas volcánicas terciarias. En la parte este de la zona de estudio se puede apreciar que los afloramientos del Grupo Bisbee mantienen un rumbo casi este oeste, pero en la intersección con la Sierra de San Antonio, el rumbo cambia a norte-sur formando la Sierra de Los Azulitos. La Sierra de San Antonio presenta una orientación norte-sur y su flanco oeste se encuentra afectado por una falla normal. Esta sierra parece ser una estructura dómica, principalmente en su punta norte. Si esta aseveración fuera correcta las orientaciones de contracción NNW-SSE y WNW-ESE, sobre todo la segunda, fueran las causantes del plegamiento con vergencia al noroeste, la falla a rumbo en los alrededores del Arroyo El Salto y posiblemente de las fallas con rumbo casi este-oeste que acomodan movimientos a rumbo y que afectan a estructuras más antiguas. Esta evolución validaría la interpretación de que existe una rotación de la dirección de contracción y que las orientaciones NNW-SSE y WNW-ESE fueran las más recientes.

Hacia el oeste, la Sierra La Madera es causante del complejo de Magdalena y en el área es la posible causante de la contracción NE-SW y ENE-WSW. Al igual que las otras sierras, la Sierra La Madera se encuentra delimitada por fallas en ambos flancos. El flanco este de la sierra está cortado por una falla normal que afecta a la sierra y a sedimentos más jóvenes. Es importante recalcar que muchas de las fallas que bordean este tipo de cuerpos ígneos se convierten a profundidad en fallas de despegue, es decir, de fallas lítricas a fallas de despegue. Estos

comportamientos se han identificado en el sur de Arizona y en el centro y este de Sonora.

Por otro lado, existen también fallas a rumbo con orientación NE-SW, como se puede observar en la zona de Santa Ana y Cerros Pima, que afectan a sedimentos del Cretácico Temprano que muestran una deformación previa. A lo largo de estas fallas NE-SW se puede observar plegamiento como consecuencia de este movimiento. Turner y otros (1982) reportan lineamientos con rumbo noreste que definen cuatro grandes zonas: Cumpas, Bacoachi, Cananea y Nogales, quedando el área de estudio dentro de la zona Cananea. Movimientos a lo largo de los límites de estas zonas pudieran ser la causa de la contracción en la zona de estudio y en la región de Santa Ana.

Evento de levantamiento del Cretácico Temprano

Otro de los eventos importantes del área de estudio es el que se desarrolla a finales del Cretácico Temprano. Este evento se caracteriza por levantamiento vertical y deslizamiento por gravedad de grandes masas de rocas carbonatadas. La evidencia de este levantamiento son las estructuras contraccionales que se desarrollan en el pie del megabloque El Carbón y otros bloques menores. Los datos de esta extensión se registraron también en los tajos Becerros Norte y Sur. Los puntos SATD411c en Becerros Norte y SATD435b en Becerros Sur (Lámina 4) son los más representativos de esta extensión ENE-WSW ($\sigma_h = N082$) y NE-SW ($\sigma_h = N066$), respectivamente. Algo importante a recalcar es que las estructuras registradas probablemente hayan sido rotadas.

Basado en la relación que guardan las rocas del Grupo Bisbee y la Formación El Tuli este evento ocurrió a finales del Cretácico Temprano. Rodríguez-Castañeda (1994) reporta de la región del rancho El Tuli, hacia el sur del área de estudio, por primera vez Sonora una discordancia angular que pone en contacto una secuencia volcanosedimentaria del Cretácico Superior encima de una secuencia del Jurásico

Superior. Esta misma discordancia se ha identificado en otros lugares, y las rocas sobreyacentes cubren discordantemente a rocas paleozoicas y a calizas de la Formación Mural. En el área del rancho El Tehuachi, al sur del área de trabajo, se fechó una toba (U-Pb) con una edad de 76 Ma. La toba se encuentra por lo menos 100 m arriba de rocas sedimentarias y volcánicas. La Formación El Tuli contiene conglomerados que presentan clastos de la Caliza Mural, y éstos incluyen fósiles como orbitolinas, que son representativas del Cretácico Temprano. Esta discordancia nos indica levantamiento asociado a un cambio en la tectónica y en la geometría de las placas que da lugar al inicio del magmatismo y sedimentación durante el Cretácico Tardío y el Terciario temprano (McDowell y otros, 2000; Rodríguez-Castañeda, 1994), y que la deformación que se registra en las rocas del Cretácico Inferior nunca se observa en las rocas del Cretácico Superior. A partir de ese cambio también se tiene el emplazamiento de un arco magmático en Sonora, el cual terminó hace 40 Ma y se asocia a la convergencia de las placas Farallón y Norteamericana.

Evolución tectónica

Los ejes cinemáticos coinciden con las fases de deformación presentes en el área de estudio. No existió acortamiento a fines del Cretácico Temprano, pero sí levantamiento a partir de ese tiempo que se manifiesta en varias fases (Figura 74) y de manera muy compleja. Las estructuras como pliegues y fallas inversas son el resultado de este levantamiento y no de compresión tectónica.

Los paleotensores se calcularon basados en la deformación observada. El cambio contrastante de las direcciones de extensión ha resultado en el desarrollo complejo de un patrón de pilares y fosas y en los ciclos sedimentarios y discordancias que se registran en el área y en la región.

Las direcciones de extensión ENE-WSW y NE-SW del Cretácico Temprano se correlacionan con levantamientos verticales del Alto de Cananea y deslizamientos

gravitacionales asociados con la evolución de fracturamiento de la Falla San Antonio. La rotación de la dirección de extensión complico el análisis tectónico, si se compara con áreas donde un solo evento ha ocurrido.

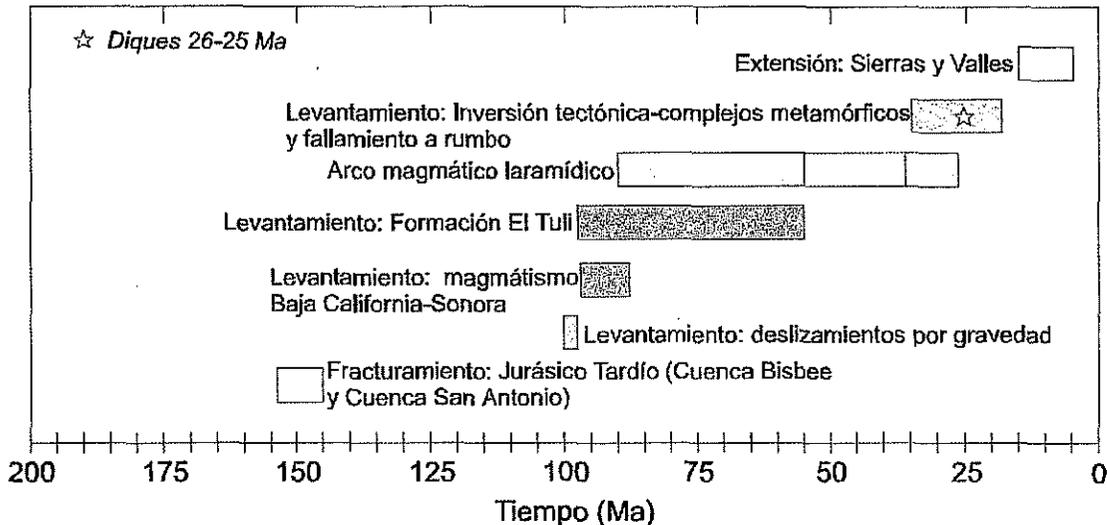


Figura 74. Gráfica que indica la duración de los principales eventos tectónicos y magmáticos en el área de estudio. Datos tomados de Nourse (1994), Kimbrough y otros (2001) y McDowell y otros (2001).

La direcciones de contracción NE, NNW y WNW son causantes de la configuración actual de la Falla San Antonio. Durante un periodo limitado del Mioceno, dos áreas con complejos metamórficos se formaron casi simultáneamente, el complejo de Magdalena y el complejo de Aconchi-Opodepe. La interacción de estos dos complejos explica en cierta forma la complejidad de una sucesión de paleoesfuerzos durante el Mioceno Temprano-Medio. A las características extensionales ya establecidas de los complejos metamórficos hay que agregarle un evento de inversión tectónica con varias fases de contracción para el tiempo mencionado. Emplazamientos de cuerpos plutónicos bordeados por fallas verticales y de despegue son los ingredientes necesarios para la evolución de la Falla San Antonio.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Las extensiones con direcciones NE a ESE forman parte de la evolución de la Provincia de Sierras y Valles. Esta configuración es consistente con datos obtenidos en Baja California y en Sinaloa. La extensión del Neógeno tiene sus orígenes en la interacción de placas, en movimientos transformes, o en los esfuerzos generados dentro de la Placa Norteamericana, es decir, deformación intracontinental. El mecanismo intra-continental es un proceso gravitacional inducido por el engrosamiento de la corteza como resultado de la compresión laramídica o por intrusiones magmáticas. La extensión "Sierras y Valles" en Sonora no coincide con un engrosamiento de la corteza debido a la orogenia Laramide, pero sí con un engrosamiento como resultado de magmatismo y sedimentación durante el Cretácico Tardío y el Terciario.

CAPITULO 4

EVOLUCIÓN TECTÓNICA

Las rocas del Cretácico y del Terciario en la zona de estudio contienen la información tectonoestratigráfica suficiente para proponer un modelo que explica la evolución del área. El estudio geológico a detalle ha permitido identificar que la deformación registrada en las rocas cretácicas es producto de una tectónica vertical, mientras que la deformación en las rocas terciarias es resultado de varios episodios de extensión cortical. Las estructuras presentes son indicadoras de procesos en los que destaca el movimiento y transporte de grandes masas rocosas por gravedad, con desarrollo de estructuras de extensión y de contracción. Es notable la influencia del magmatismo o de los batolitos en esta evolución tectónica. Se cree que existe una fuerte relación entre emplazamiento de magmatismo y levantamiento, mecanismos que desarrollan altos tectónicos o altos topográficos. Estos altos muestran fallas de despegue a lo largo de sus márgenes. Uno de estos altos tectónicos, el Alto de Cananea, tiene como límite la Falla San Antonio en su margen suroeste y a la Falla Sawmill Canyon en su margen noreste. Ambas fallas, se asume, hayan evolucionado desde el Jurásico Tardío y posiblemente tengan conexión con la megacizalla Mojave-Sonora.

Evolución geodinámica del área de estudio en el Mesozoico tardío

Los datos estratigráficos y paleogeográficos obtenidos en el área de estudio demuestran que muchas áreas de Sonora sufrieron levantamientos verticales sin la presencia sustancial de plegamiento y fallamiento durante el Mesozoico y Cenozoico.

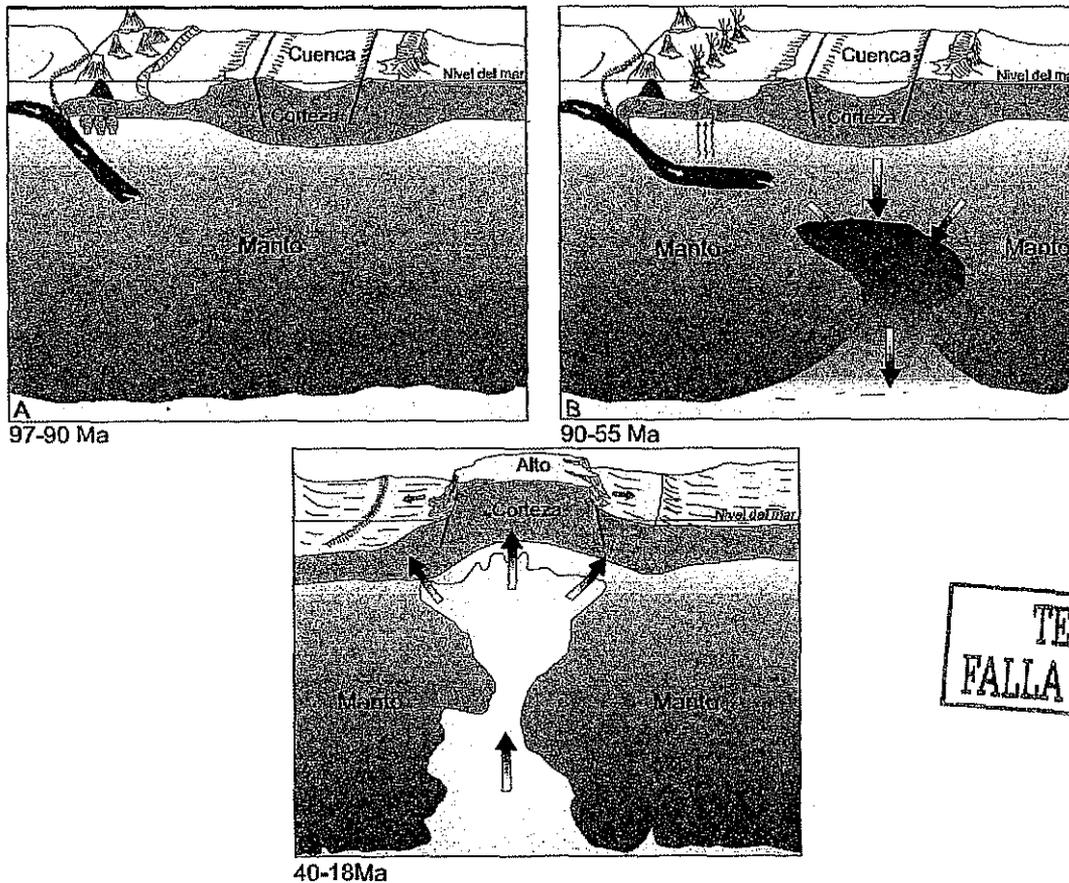
A finales del Jurásico se inicia una invasión marina principalmente en el este de Sonora, la cual alcanzó su extensión mayor a finales del Cretácico Temprano. También durante el Jurásico Tardío, el desarrollo de fallamiento con desarrollo de relieves altos definen dos cuencas, la cuenca Bisbee y la cuenca San Antonio. Aquí

se observa evidencia de subsidencia y subsecuente levantamiento, que en el área de estudio se reflejan en deslizamiento de masas carbonatadas durante el Cretácico Temprano. Durante el Cretácico Tardío, el área de estudio y otras zonas de Sonora estuvieron progresivamente levantadas y emergidas, lo que generó el depósito de la Formación El Tuli. Esta unidad tiene características de depósito regionales y descansa por medio de una discordancia angular encima de rocas paleozoicas, jurásicas y del Cretácico Inferior. Todo lo anterior soporta la idea de que Sonora haya experimentado una serie de levantamientos verticales al menos desde el Jurásico Tardío y también de que Sonora haya estado expuesta subaéreamente desde ese mismo tiempo. Durante el Cretácico Temprano, estos levantamientos verticales parecen estar confinados al este de Sonora. Sobreimpuesto a estos movimientos verticales del cretácico se observa un levantamiento (los complejos de núcleos metamórficos y la inversión tectónica) de la cuenca San Antonio durante el Mioceno temprano.

Para explicar estas características se puede utilizar un modelo de convección del manto junto con el movimiento de la tectónica de placas. Desde este punto de vista, los trabajos de Gurnis y colaboradores (2000) y de Gurnis (2001) sugieren que el manto se comporta como un fluido viscoso y que cuando un material frío y denso, al hundirse, arrastra hacia abajo la masa que está cerca de la superficie. Por el contrario un fluido de baja densidad sube como lo hacen algunas partes muy calientes del manto, la fuerza del fluido empuja hacia arriba los materiales más densos encima de él, creando un hinchamiento cerca de la superficie del planeta (Figura 75).

La convección del manto junto con la historia tectónica pueden explicar la evolución del área de estudio. La historia tectónica del área de estudio y de Sonora en general está ligada a la evolución de la placa Farallón, aclarando que el movimiento de la placa Farallón relativo a Norteamérica se da en el intervalo 80-100 Ma (Jurdy, 1984; Engebretson y otros, 1984; Valencia-Moreno, 1998) con diferentes

orientaciones del movimiento de subducción. Por otro lado, el tiempo de la orogenia Laramide se ubica entre los 75 y 40 Ma.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 75. Modelo esquemático que muestra la interacción de las placas con el manto y su respuesta en la corteza. **A:** Sonora y Baja California son bordeadas por la zona de subducción de la placa Farallón. La placa se hunde dentro del manto y debajo de la corteza. **B:** Un fragmento de placa más fría y más densa se mezcla con el manto generando un flujo a medida que se va hundiendo, jalando el manto y a la corteza a su alrededor, creando una depresión en esta última. **C:** Material más caliente derivado del manto inferior, más ligero y menos denso, genera un levantamiento en la corteza en su ascenso. Modificado de Gurnis (2001) y datos de McDowell y otros (2001) y Kimbrough y otros (2001).

El intervalo de tiempo 97-55 Ma se propone para la evolución de la Formación El Tuli en el área de estudio y en general en el Estado de Sonora. Por otro lado, la distribución de edades isotópicas de rocas ígneas del Cretácico Superior-Paleógeno en Sonora (McDowell y otros, 2001) y Baja California (Kimbrough y otros, 2001)

indican que el inicio del magmatismo laramídico es más antiguo de lo que se había propuesto anteriormente (Damon y otros, 1983). Esto demuestra un inusual desarrollo de magmatismo (McDowell y otros, 2001) y sedimentación (Rodríguez-Castañeda, 1994; Kimbrough y otros, 2001) en el intervalo 97-55 Ma que sugiere que la evolución de la placa Farallón no estuvo sujeta a una subducción continua. Esta subducción irregular se puede explicar mediante varias etapas de movimiento de la placa Farallón:

1) La primera etapa es el inicio de lo que han llamado el arco laramídico ligado a la subducción de la placa Farallón (97 Ma), lo cual se manifiesta con emplazamiento de intrusivos en la parte costera de Sonora y Baja California (97-90 Ma) (McDowell y otros, 2001; Kimbrough y otros, 2001) y continente adentro, con la deformación (deslizamiento de masas asociados a movimientos verticales) en las rocas del Cretácico Inferior. Se propone una relación entre el magmatismo y los deslizamientos, estos últimos producidos por los efectos termales y mecánicos del emplazamiento de los intrusivos. Estas características se pueden ligar al cambio en la dirección y velocidad de la convergencia. Durante el Cretácico Temprano las placas convergían a velocidades relativamente bajas, pero a finales del Aptiano y hasta el Cenomaniano la convergencia fue normal y a velocidad mayor. Según Kimbrough y otros (2001) el emplazamiento de los intrusivos coincide con la terminación de una compresión dirigida hacia el oeste, pero también con un levantamiento que genera sedimentos gruesos depositados en la cuenca de pre-arco adyacente durante el Cenomaniano temprano-Turoniano medio. Estas características son similares a las que se tienen en el área de estudio.

2) Una segunda etapa -en el Cenomaniano- está indicada por el inicio del depósito de la Formación El Tuli caracterizada por depósito y vulcanismo. Los trabajos realizados sugieren que el espesor de esta unidad es de unos 10 km, aproximadamente. Durante esta fase de movimiento de placas, Sonora debió haber sido afectado por una depresión topográfica, principalmente en la parte central del

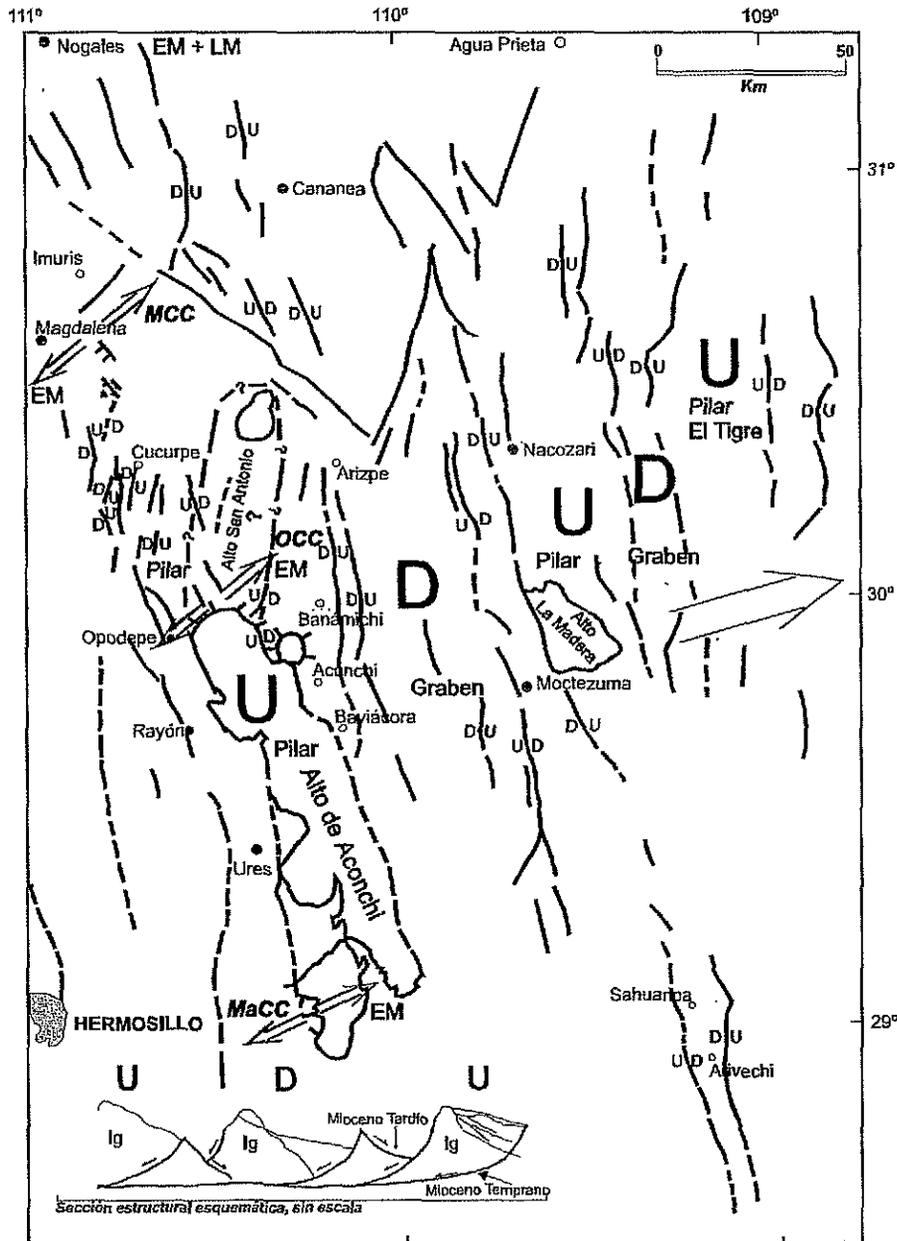
estado, generada por la placa descendente. De acuerdo al modelos de convección anterior, esta depresión puede deberse a la fluctuación del manto bajo los efectos de una placa en subducción. La placa pudo haber estado inicialmente muy inclinada y después pudo haberse fragmentado y a medida que se hundía, fue creando un flujo hacia abajo, formando una depresión en la corteza. La placa descendente debió haber estado fría para causar el efecto que se indica. Por otro lado en el sur-sureste de Sonora se reporta el desarrollo del arco Iaramídico, Formación Tarahumara (McDowell y otros, 2001) en el intervalo 90-55 Ma. Estos autores sugieren un desarrollo muy irregular de la subducción de la placa Farallon más que una evolución continua de la subducción. Lo que resulta en una evolución caracterizada por intrusión, volcanismo, sedimentación y erosión.

3) La tercera etapa, correspondiente al intervalo 55-27 Ma, está caracterizada por reposo tectónico y magmático, debido quizás a la disminución de la velocidad de subducción de la placa Farallón, lo que permite un ascenso más rápido del magma (de manto más caliente) a través de la corteza (Engelbreton y otros, 1984).

4) La cuarta etapa se presenta en el Mioceno temprano cuando sucede un ascenso de rocas de manto "más caliente", manifestado por los complejos de núcleos metamórficos ampliamente expuestos en Sonora. Estos complejos son la causa de la inversión tectónica y de la configuración actual de la Falla San Antonio en el área de estudio. La asociación espacial y temporal del inicio de extensión con el volcanismo de la Sierra madre Occidental sugiere que la actividad magmática puede estar intrínsecamente ligada a la evolución estructural observada en el área de estudio.

La orientación noroeste de los complejos metamórficos en Sonora claramente muestra afinidad con los lineamientos desarrollados en el norte de Sonora y sur de Arizona (Figura 2) durante el Jurásico Tardío. Los efectos termales y el ascenso de los plutones cretácicos y terciarios también ocurren a lo largo de esta dirección. Estos plutones además han conformado altos estructurales (Alto de Aconchi, Alto La

Madera), los cuales han sido parte importante de la deformación observada en la cobertura sedimentaria en la región, desde el Cretácico Temprano hasta el Terciario (Figura 76) (Rodríguez-Castañeda, 1999).



TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

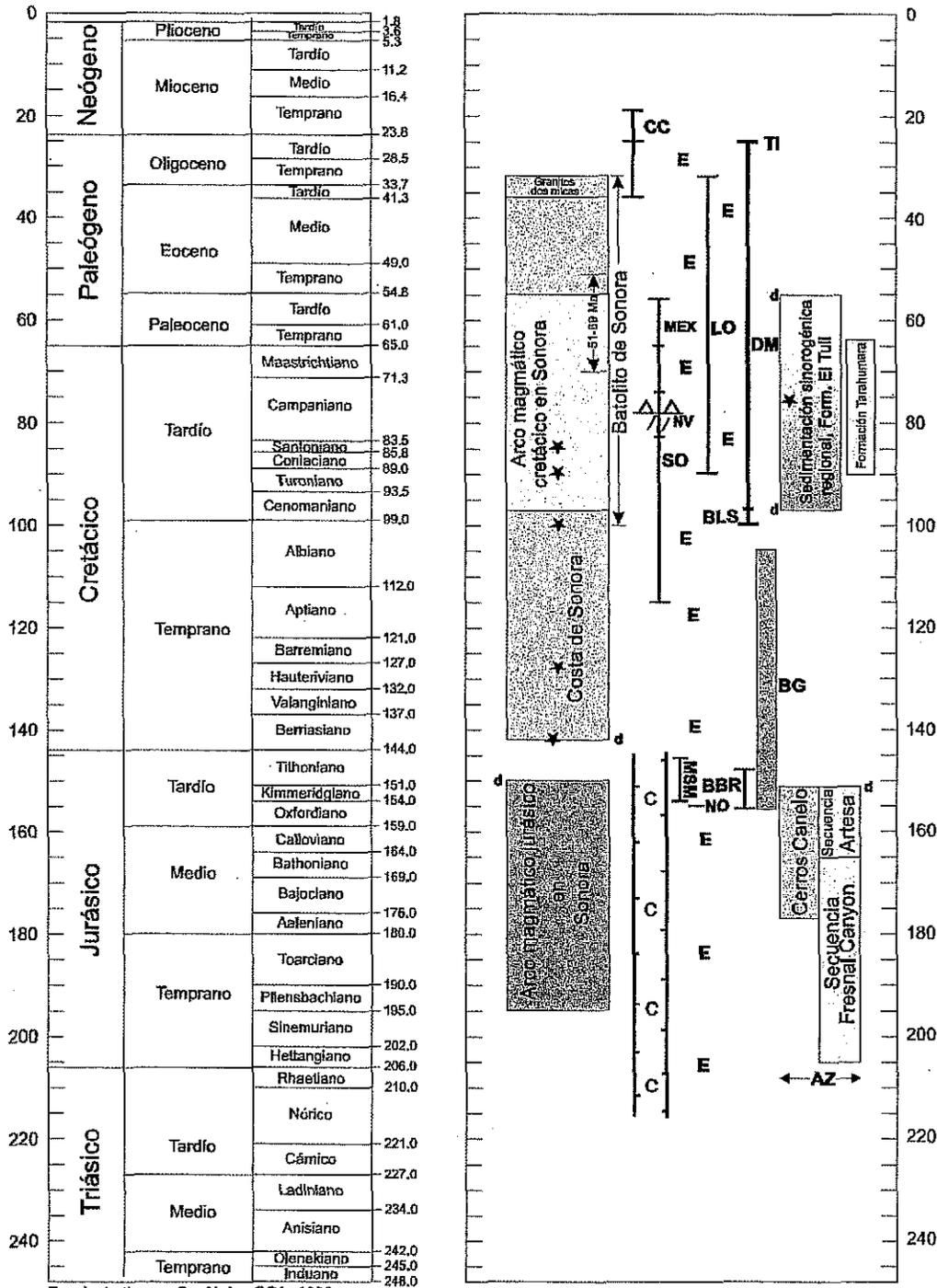
Figura 76. Elementos estructurales terciarios que han controlado parte de la evolución tectónica vertical en el noreste del estado de Sonora. Muchas de las fallas indicadas pueden tener su origen desde el Jurásico y haber evolucionado hasta el Terciario. U = Alto, D = Bajo, MCC = complejo de núcleo metamórfico Magdalena, OCC = complejo de núcleo metamórfico Opodepe, MaCC = complejo de núcleo metamórfico Mazatán, EM = Mioceno Temprano, LM = Mioceno Tardío.

Evidencia de levantamiento en el área de estudio

Estudios estructurales recientes han documentado, sobre todo, en la región San Antonio-Banámichi discordancias angulares y fallas normales que ponen rocas jóvenes encima de rocas más antiguas.

La evolución del área probablemente comenzó con el desarrollo de la Falla San Antonio en el Jurásico Tardío que junto con otros lineamientos estructurales orientados al noroeste dan lugar a la formación de cuencas, entre las que destacan las cuencas San Antonio y Bisbee. La Falla San Antonio junto con otro lineamiento que parece corresponder a la falla Sawmill Canyon del sur de Arizona, en su continuación hacia Sonora, delimitan el Alto de Cananea que controló la evolución estructural del área hasta el Terciario. Los sedimentos marinos y continentales del Jurásico Superior -Cretácico Inferior, agrupados en el Grupo Bisbee, contienen el registro de una fase de fracturas y deslizamiento del Mesozoico medio a tardío que se asocia con la apertura del Golfo de México. A finales del Cretácico Temprano ocurre la fase de depósito (la generación de los megaconglomerados), que por sus características (deslizamientos, derrumbes, flujo de detritos) se puede considerar como sedimentación de flujos de sedimentos por gravedad y/o deslizamientos de masa por gravedad dentro de una cuenca limitada por fallas (Figura 4).

La deformación registrada en las rocas del Cretácico Inferior a finales de este tiempo, junto con la discordancia angular identificada en la región, son evidencias de levantamientos durante el periodo Albiano-Cenomaniano. La causa de este incremento es un cambio importante en el movimiento entre las placas Farallón y Norteamericana. Durante el Aptiano y el Albiano, la convergencia de estas placas era oblicua a velocidades relativamente bajas, mientras que en la transición Albiano-Cenomaniano (posible edad de la discordancia), la convergencia fue casi normal y a velocidades mayores (aproximadamente de 125 a 150 km / m.y.; Engebretson, 1984; George, 1995), dando lugar al inicio del arco magmático laramídico durante el Cretácico Tardío (Figura 77).



TESIS CON
 FALTA DE ORIGEN

Figura 77. Edades de los eventos de deformación. Nótese que desde el Jurásico Temprano se tiene extensión, la cual se prolonga hasta el Neógeno. AZ = Arizona, C = Caldera, E = Extensión, NO = Orogenia Nevadiana, MSM = Megacizalla Mojave-Sonora, BBR = Cuenca por separación Bisbee, BG = Grupo Bisbee, BLS = Deslizamiento de bloques, SO = Orogenia Sevier, DM = Deformación magmática en el área de estudio, NV = Nevada, MEX = México, LO = Orogenia Laramide, TI = Inversión tectónica, CC = Complejos metamórficos, d = discordancia, estrella = fecha isotópica (Busby-Spera, 1988; Tosdal y otros, 1989; Roldán-Quintana, 1991; Anderson y Silver, 1974; Lawton y Olmstead, 1996; Krebs y Ruiz, 1987).

El emplazamiento muy amplio de magma, principalmente granítico junto con la acumulación de sedimentos de magnitudes importantes, produce inestabilidad gravitacional que conduce a extensión a niveles corticales superiores y quizás contracción a niveles más bajos dentro de la corteza. El incremento de la velocidad de convergencia en otras regiones (oeste de Estados Unidos) causó cabalgamiento y éste a su vez un engrosamiento de la corteza en la zona de post-arco. Áreas con engrosamiento se colapsan debido a extensión, lo que permite o facilita el emplazamiento de grandes volúmenes de magma (Rodríguez-Castañeda, 1999). El magma puede ser también derivado de la fusión parcial del engrosamiento. El engrosamiento de la corteza por cabalgamiento no se observa en Sonora, aunque González-León (1994) sugiere que este proceso se identifica en el noreste del estado, en la cuenca de Cabullona. En Sonora se identifican desde el Jurásico Tardío levantamientos regionales, y por lo tanto erosión, que dan lugar a discordancias y proveen de sedimentos a las cuencas que se están desarrollando. En Sonora se observan dos grandes discordancias: La primera en el Jurásico Tardío en la base del Conglomerado Glance sobre rocas precámbricas, paleozoicas y jurásicas; y la segunda a finales del Cretácico Temprano en la base de la Formación El Tuli sobre rocas del Paleozoico, Jurásico y Cretácico Inferior (Figura 55).

Las características geológicas del Cretácico Superior son consistentes con el modelo propuesto. El espesor acumulado de sedimentos (aproximadamente de 10 km) de la Formación El Tuli en la cuenca San Antonio contiene detritos de rocas antiguas (del Paleozoico, del Jurásico y del Cretácico Temprano) que indican un levantamiento importante y erosión de un gradiente topográfico alto, el Alto de Cananea. La presencia de clastos mayores de un metro y grandes volúmenes de gravas y arenas requiere de altas tasas de erosión y de un sistema de transporte asociados a un gradiente alto. La estratigrafía de la Formación El Tuli indica que este relieve alto debe de haber persistido por todo el Cretácico Tardío y probablemente durante el Terciario temprano.

Por otro lado, a la evolución de los complejos de núcleos metamórficos se asocia la existencia de levantamientos, levantamientos que son los causantes de la inversión tectónica en el área de estudio. Nourse (1995) indica que los complejos de núcleos metamórficos en Sonora se desarrollaron en áreas donde la corteza fue adelgazada y afectada por fracturas a raíz de fallamiento transtensional durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano. Estas áreas se ubican dentro de la cuenca San Antonio. En la Figura 77 se observa que el intervalo Cretácico-Terciario fue un período de emplazamiento de plutones graníticos metaluminosos y peraluminosos. Estas intrusiones pueden generar desplazamientos verticales que conducen a levantamientos y erosión de gran magnitud como se observa en el área de estudio.

Un aspecto importante en estos procesos es la virtual relación entre el emplazamiento de los intrusivos, los levantamientos y erosión de sedimentos hacia una cuenca, que indican el desarrollo de una topografía alta (Alto de Cananea) en el área de estudio, la cual está asociada a efectos termales y mecánicos producto del emplazamiento de grandes volúmenes de magma que ocurren en el Cretácico Tardío-Terciario temprano.

La Formación El Tuli que no muestra indicios de una tectónica compresiva, así como el carácter indeformado de los intrusivos de la región, sugieren que el régimen de esfuerzos durante su depósito y emplazamiento, respectivamente, fue tal vez extensional.

Durante el Mioceno, con el desarrollo de los complejos de núcleos metamórficos en la región, marca el final de los procesos gravitacionales que habían ocurrido desde el Cretácico Temprano y posiblemente desde el Jurásico Tardío. También durante el Mioceno temprano se da el desarrollo de la inversión tectónica en el área de estudio, la cual debe ser considerada como otra característica de los complejos de núcleos metamórficos.

La identificación de estructuras resultantes de deslizamiento por gravedad en las rocas cretácicas en Sonora cambia la percepción de la evolución tectónica y

terral en esta parte del país y permite reevaluar la interpretación de la extensión terciaria basada en la presunción de que todas las fallas normales sean de edad terciaria y también que todas las fallas de bajo ángulo en la región sean cabalgaduras.

El modelo propuesto para la formación de las estructuras observadas en el área de estudio es diferente de otros modelos. Las observaciones generadas son principalmente levantamientos durante el Cretácico y el Mioceno que se asocian con la evolución de una subducción muy discontinua de la placa Farallón.

CAPITULO 5

DISCUSIÓN DE DESLIZAMIENTOS CRETÁDICOS EN SONORA

Introducción

En este capítulo se presenta una comparación entre los modelos de evolución tectónica propuestos en la literatura para la región y los datos con los que se cuenta dentro del proyecto de esta tesis. Basado en el análisis de las áreas que contienen rocas del Cretácico Inferior se puede invocar un modelo alternativo que explica la deformación de esas rocas y que puede sustituir a los modelos propuestos. Es claro que el mecanismo de formación de los megabloques, como se plantea anteriormente, es la asociación de estos con movimientos verticales, donde un proceso común es el desprendimiento de masas a través de un escarpe de falla durante levantamientos a lo largo de esta o inclusive durante sismos. Este proceso puede ocurrir más rápidamente si las capas en el escarpe de falla están inclinados hacia un depocentro. El despegue puede ocurrir por deslizamiento a lo largo de los planos de estratificación. La litología es también importante en estos procesos, puesto que sólo rocas masivas son capaces de generar megabloques. Esto se refleja en la predominancia de rocas carbonatadas en la composición de los megabloques. En el área de estudio y en otras, los megabloques están formados por caliza derivada de la Caliza Mural. En el área de estudio los flujos de detritos, en contraste, están formados por material proveniente del basamento jurásico y aún del Cretácico Inferior.

El emplazamiento de los megabloques por deslizamiento pendiente abajo en un ambiente subaéreo se da cuando la componente de gravedad es suficiente para vencer las fuerzas friccionales. Este mecanismo puede aplicarse a otros lugares de Sonora y proveer una explicación alterna a la que han propuesto los autores que ahí han trabajado.

El Grupo Bisbee en Sonora

El origen de las estructuras que presentan las rocas del Grupo Bisbee en Sonora se explica generalmente por la compresión laramídica que se reporta en la mayor parte del oeste de Norteamérica incluido el noroeste de México. Pero se necesita solo un vistazo para notar las inusuales características (Figura 1) que aparecen en la región, donde áreas levantadas parecen ser una parte importante del desarrollo tectónico en el noroeste de México, particularmente Sonora. Un modelo alternativo para explicar la deformación que ha sufrido la región es el propósito de este capítulo.

Durante el Jurásico la actividad magmática fue común, desarrollándose un arco magmático que ocupaba mucho de la parte occidental de Norteamérica. En Sonora el arco se localiza en la parte norte del estado y está compuesto por secuencias volcano-sedimentarias depositadas en una cuenca, producto de extensión o transtensión. Discontinuidades estratigráficas en varias de las localidades sugieren la presencia de la Megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979), a lo largo de la cual hubo desarrollo de transpresión y transtensión. Para finales del Jurásico se presenta un cambio en el ambiente tectónico, reflejado en la sedimentación que de volcano-sedimentaria pasa a ser cuarzo-detrítica carbonatada (Rodríguez-Castañeda, 1984, 1986, 1991). Al mismo tiempo durante el Jurásico Tardío empieza la formación oceánica del Golfo de México y continental de las cuencas Bisbee y San Antonio que reciben los sedimentos derivados de la erosión del arco volcánico jurásico, del Paleozoico y del basamento precámbrico. El origen de las cuencas está ligado a fracturamiento cortical. Este proceso produce altos tectónicos que sirven como fuente de sedimentos sintectónicos. En Sonora se reporta la presencia del Alto de Cananea (McKee, 1991; Grijalva-Noriega y Rodríguez-Castañeda, 1994; Grijalva-Noriega, 1995) que separa la cuenca San Antonio en el suroeste de la cuenca Bisbee en el noreste.

A partir del Cretácico Tardío, la deformación que presentan las rocas del

llamado Grupo Bisbee tradicionalmente se ha ligado a la evolución de la orogenia Laramide. Los trabajos de Ransome (1904), Taliaferro (1933), Warzeski (1987), Jacques-Ayala (1983, 1986, 1989, 1993), Jacques-Ayala y otros (1990), Rangin (1977, 1986), Imlay (1939), Salas (1968), Navarro-Fuentes (1989), González-León (1978), Rodríguez-Castañeda (1984), Bojórquez-Ochoa y Rosas-Haro (1988), Castro y Morfín (1988), González-León y Jacques-Ayala (1988), González-León (1989), Herrera y Bartolini (1983), González-León (1988), Grijalva-Haro y otros (1994), Fernández y Grijalva (1995), Palafox y Martínez (1985), Pubellier (1987), Fernández y Almazán (1991), Himanga (1977), González-León (1994), entre otros, usan la deformación laramídica para explicar el carácter y origen del plegamiento y cabalgamiento. Rangin (1977) propone un modelo alternativo, conocido como deformación albo-cenomaniana, responsable de la discordancia entre las series del Cretácico Inferior y Superior.

Otros estudios (McKee, 1991; Rodríguez-Castañeda, 1994a, 1994b, 1995; McKee y Anderson, 1998) indican que la deformación de las rocas del Cretácico Inferior se puede explicar, por lo menos localmente, por otro modelo, donde movimientos diferenciales verticales, producto de fallamiento normal más el emplazamiento de plutones graníticos, favorecen un tectonismo que crea estructuras similares a las que se producen en los eventos que se discutían antes.

Normalmente en la deformación del Cretácico Tardío se encuentran involucradas rocas del Cretácico Inferior que pertenecen a cuatro formaciones: El Conglomerado Glance, la Formación Morita, la Caliza Mural y la Formación Cintura. Al Conglomerado Glance inicialmente se le consideraba como parte de la secuencia cretácica, pero trabajos recientes lo han ubicado del Jurásico Superior (Oxfordiano) (Lawton y Olmstead, 1995) al Neocomiano.

Durante el Cretácico Temprano, las rocas de estas unidades fueron depositadas tanto al norte como al sur del Alto Cananea (Figura 22). Aunque las rocas del Grupo Bisbee varían en facies y espesor, se reconocen en una área

bastante amplia, desde el sur de Arizona hasta las partes nororiental y centro-oriental de Sonora. En Sonora sus principales localidades son las siguientes (Figura 1): Planchas de Plata, Cerro Los Tubos, Sierra San José, Sierra Anibacachi, Sierra El Caloso, Sierra Las Minutas, Sierra El Chanate, Santa Ana, Santa Teresa-San Antonio-Arizpe, Tuape, La Cieneguita, Cerro El Vigía, Cerro de Oro, Sierra La Madera, Lampazos, Sierra El Chiltepín, Sierra Los Chinos-Cerro Las Conchas. Salvo las rocas que afloran en la Sierra El Chanate y que constituyen depósitos marginales (Jacques -Ayala, 1993), en las demás secuencias dominan las estratos marinos con algunas intercalaciones de depósitos continentales.

Características estructurales

Sierra El Chanate

En la Sierra El Chanate, al noreste de Caborca, Jacques-Ayala (1993) identifica rocas correlativas con el Grupo Bisbee, Conglomerado Glance, Formación Morita y Formación Arroyo Sasabe deformadas por la orogenia Laramide. Las estructuras resultantes son pliegues de gran escala principalmente sinclinales que ocurren desde la Sierra El Chanate hasta el área de Santa Ana. Rocas similares que se encuentran tanto al norte como al sur de esta localidad presentan las mismas características estructurales. García y Barragán (1992) reporta de la zona de Altar rocas tanto del Cretácico Inferior como del Cretácico Superior que pueden tener correlación con las de la Sierra El Chanate y cuya deformación es similar. Ambos trabajos y los de Willard (1988), Harrar (1989) y McComb (1987) asocian la deformación presente a la orogenia Laramide. Sin embargo, trabajos más recientes (Rodríguez-Castañeda y García y Barragán, 1994) sugieren que la deformación de las rocas cretácicas está asociada a la deformación terciaria del tipo complejos de núcleos metamórficos. Las rocas que García y Barragán (1992) denominó como Formación Altar del Cretácico Superior son rocas de edad jurásica similares a las del Complejo El Batamote de Jacques-Ayala (1993), las cuales registran una fuerte

deformación, mientras que las rocas del Cretácico Superior no la registran. Estas rocas están relacionadas a la evolución de la megacizalla Mojave-Sonora del Jurásico Tardío. Evidencia de campo conlleva a determinar que la deformación de toda la secuencia metamorfizada (Formación Altar de García y Barragán, 1992) es de edad jurásica, puesto que las rocas asignadas al Cretácico Inferior no muestran este grado de deformación. Además los contactos entre unidades son por cabalgamiento, pero han sufrido modificaciones por un evento extensivo (complejos de núcleos metamórficos) durante el Terciario medio, como se observa en el arroyo La Tinaja, en los Cerros El Amol, al este de Altar. Los efectos de la deformación Laramide, si existen, deben de ser similares a los del evento terciario, desplazamientos (despegues) hacia el suroeste.

Santa Ana y Cerros La Pima

En el área al este de Santa Ana y aproximadamente a 15 km al oeste de Santa Ana, en Cerros La Pima, afloran rocas que se han asignado al Grupo Bisbee. Jacques-Ayala (1993) y Navarro-Fuentes (1989) sugieren que la deformación registrada es producto de una compresión durante el Cretácico Tardío. Jacques-Ayala (1993) indica que los pliegues en las unidades cretácicas están orientados en general noroeste-sureste, pero que en la región de Santa Ana (pliegues orientados este-oeste y nor-noroeste-sur-sureste) y Cerros Pima la orientación es diferente (Figura 78), debido quizás a la rotación de bloques causada por una falla a rumbo.

El trabajo de Navarro-Fuentes (1989), aunque es de carácter estratigráfico, incluye una sección estructural (Figura 79) en la que se muestra dos fallas normales para explicar la repetición de una secuencia de caliza (Figura 80a).

La cartografía realizada al este de Santa Ana y en Cerros La Pima permite proponer una evolución diferente a lo propuesto por los otros dos autores. La deformación que registran estas rocas está asociada al deslizamiento de grandes masas de roca. En ambas localidades se tienen rocas correlacionables con el Grupo

Bisbee, Formación Morita, Caliza Mural y Formación Cintura.

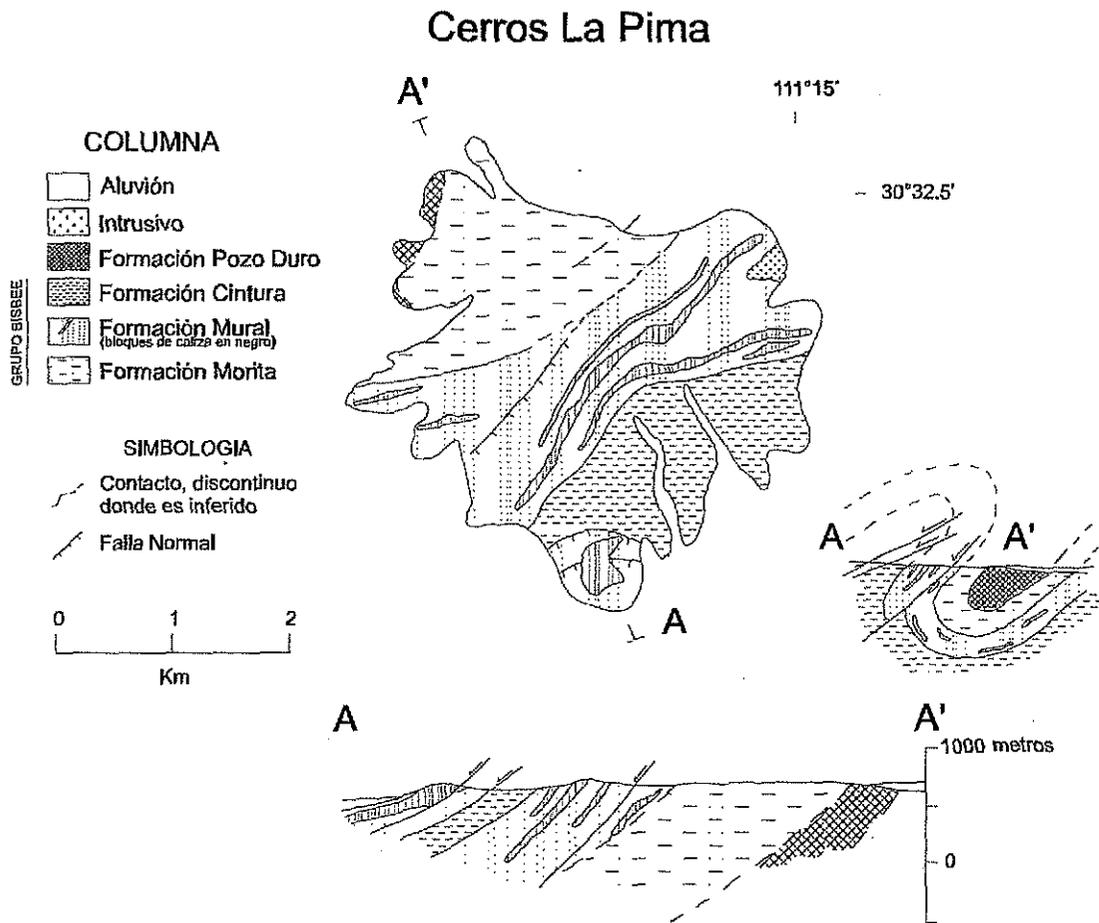


Figura 78. Geología de Cerros La Pima (Jacques-Ayala, 1993).

Cerros La Pima

En Cerros La Pima las rocas del Grupo Bisbee se encuentran bastante deformadas, observándose en la Caliza Mural multitud de fracturas y recristalización similar al que presentan rocas más antiguas en la región de Caborca. A pesar de que las características litológicas de la unidades involucradas son similares a las que se tienen en el área de San Antonio, se hace una descripción de la Caliza Mural, puesto que es la unidad que marca la evolución estructural de esta área.

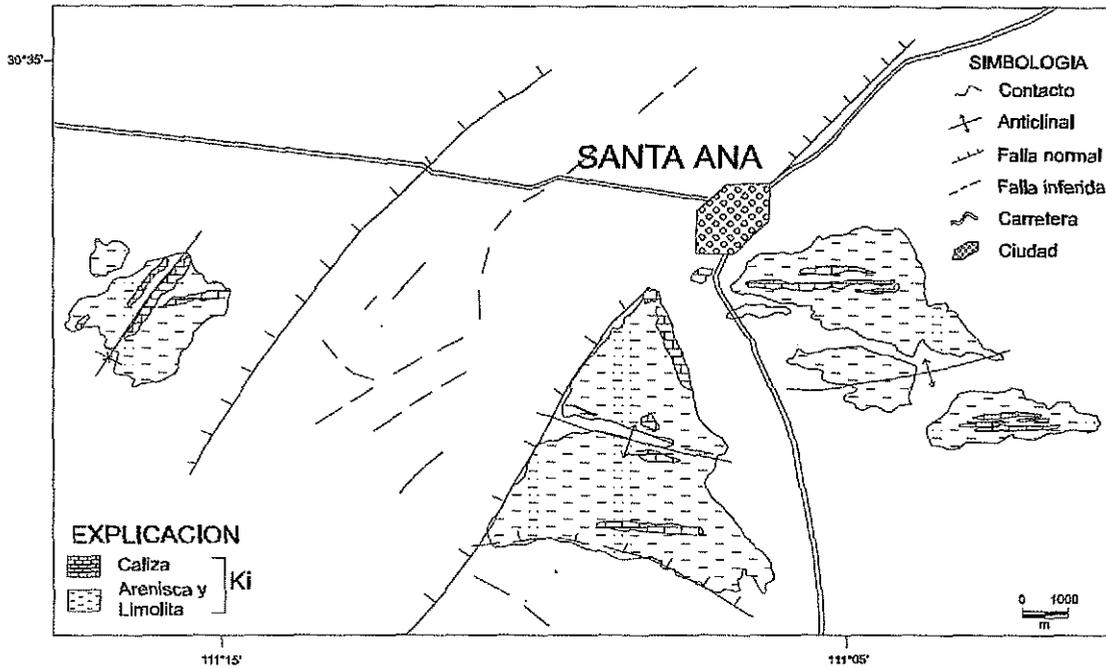
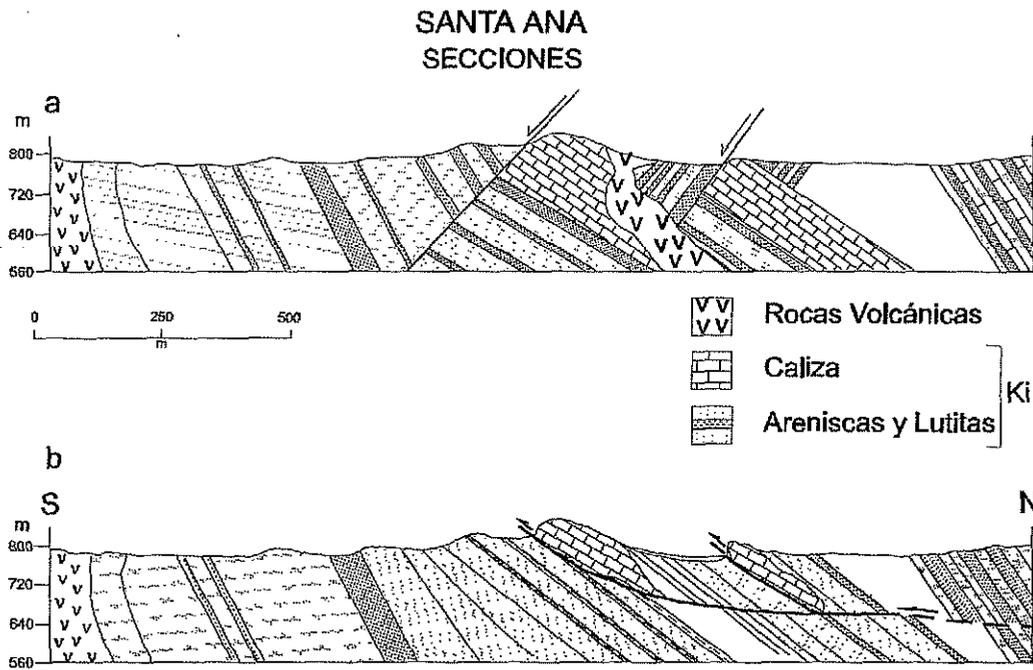


Figura 79. Geología de Santa Ana y Cerros La Pima (Navarro-Fuentes, 1989).



Modificado por Rodríguez-Castañeda (2001)

Figura 80. Secciones estructurales zona de Santa Ana. a) Tomado de Navarro-Fuentes (1989) y b) Interpretación propuesta en el presente trabajo.

La Caliza Mural aflora en la parte central de Cerros La Pima. Sus afloramientos son muy característicos ya que forma crestas que sobresalen y se pueden ver desde la lejanía. La unidad está compuesta por tres tipos de litología. En la **localidad A** (Figura 81), en una sección de sur a norte, comienza con una caliza de estratificación gruesa a masiva, recristalizada con abundantes fósiles (bioherma). La caliza gruesa hacia el norte descansa sobre una secuencia arcillo-arenosa, la cual es seguida por caliza en capas delgadas algunas veces formando lentes, que se encuentra intercalada con limolita y arenisca. La arenisca es de grano fino a mediano y de estratificación delgada a mediana. La secuencia anterior está cubierta por calizas masivas iguales a las que se describieron al principio.

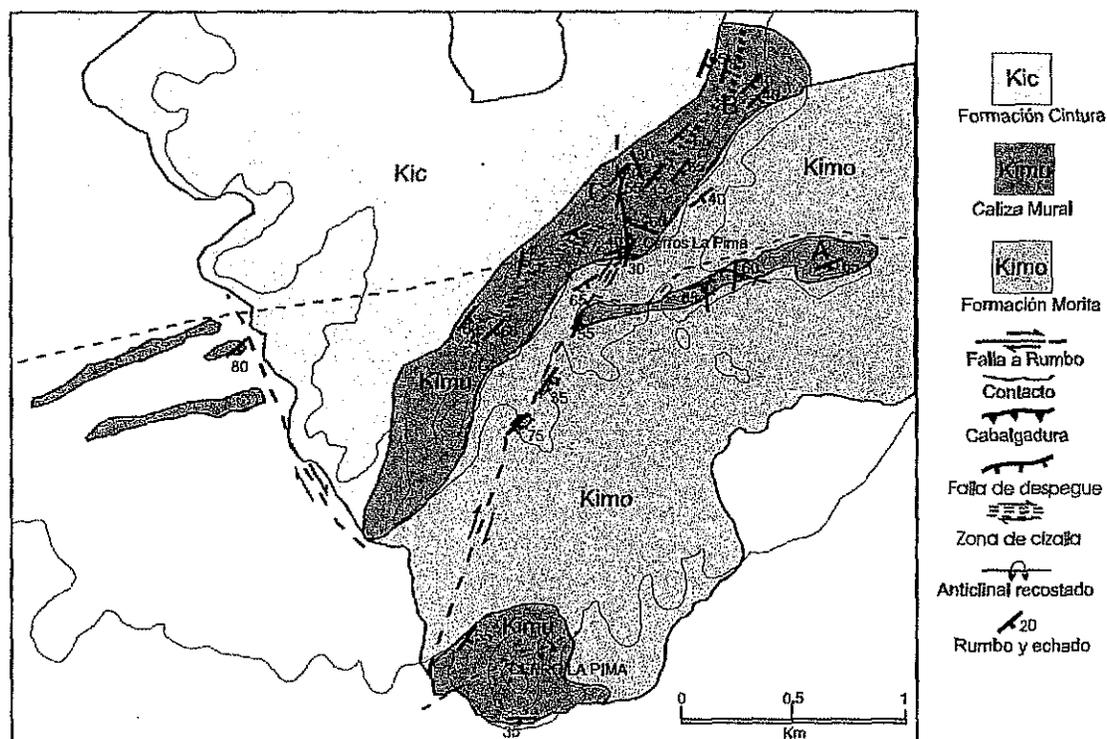


Figura 81. Mapa geológico del área de Cerros La Pima, al oeste de Santa Ana, Sonora. A, B, C: localidades citadas en el texto.

En la **localidad B** (Figura 81) la caliza es gruesa a masiva, recristalizada con pedernal. No presenta fósiles como la secuencia anterior. Aunque morfológicamente estas calizas son similares a las de la otra localidad, litológicamente no se parecen. La secuencia continúa con una alternancia de arenisca de estratificación delgada a mediana, de grano fino y limolita fisil. Junto con la arenisca y limolita se encuentra caliza de estratificación mediana con abundantes icnofósiles y ostreas. Este paquete arcillo-arenoso en su parte más al norte contiene abundantes concreciones calcáreas y asociado a este horizonte en particular aparecen pelecípodos. Esta secuencia no se parece a la de la localidad A.

En la **localidad C** (Figura 81) la secuencia consiste de calizas medianas a gruesas con abundantes ostreas y pelecípodos y es similar a la litología del miembro inferior de la Caliza Mural en la localidad de El Pilar, en el área de San Antonio.

Los afloramientos en Cerro La Pima, al sur, se parecen más a los afloramientos de las localidades B y C. La masa principal del cerro correspondería a la litología de la localidad B, mientras que las rocas al norte del cerro se parecen a las rocas de la localidad C.

Las relaciones de la Caliza Mural son las siguientes: Con la Formación Morita inmediatamente al sur de la localidad B se aprecian unas zonas de brecha que sugieren la presencia de un contacto tectónico por falla normal. Con la Formación Cintura, el contacto debe ser discordante puesto que las ostreas se ubican en la parte inferior de la secuencia de la Mural.

La Formación Cintura está constituida por arenisca, limolita y conglomerado. No se pudo definir una estratificación para la arenisca y la limolita. El conglomerado presenta clastos de volcánicos, cuarcita, limolita y pedernal bien redondeados contenidos en una matriz arenosa. El conglomerado varía de regular a moderadamente clasificado.

Las estructuras identificadas en Cerros La Pima son fallas inversas, fallas a rumbo, amplias zonas de cizallamiento y megabloques.

La totalidad de las capas en la zona de estudio tienen un rumbo hacia el noreste con inclinación hacia el sureste. Las capas que afloran en Cerros La Pima en conjunto no forman una estructura, aunque localmente se pueden apreciar algunos pliegues. Por el contrario, las capas en Cerro La Pima parecen formar un anticlinal recostado.

El fallamiento a rumbo se localiza en el paquete arcillo-arenoso de la localidad B. En esta zona de cizalla, que tiene un espesor variable de un metro a una decena de metros, se identificaron zonas de calcita fibrosa las cuales indican un movimiento derecho de la falla y con un rumbo principal de $N20^{\circ}E$ con $55^{\circ}SE$ de inclinación. En la parte oeste del área se interpreta una falla a rumbo con dirección noroeste-sureste que desplaza afloramientos de la Caliza Mural con un movimiento derecho. Otra falla se presenta en la parte media del área, más o menos en donde ocurre la flexión del camino que atraviesa el área. Esta falla tiene un rumbo de 170° y 60° de inclinación al este. Esta falla pudiera continuar al sur y tener una componente a rumbo con efectos transpresivos causante del cabalgamiento que se observa en la parte media del área.

Los Cerros La Pima parecen corresponder a megabloques que están asociados a zonas de despegue y a la evolución de fallas a rumbo con dirección noreste. Un primer megabloque sería el que conforma la localidad B y el cual está asociado a la evolución de la falla rumbo que se observa entre las localidades A y B (zona de cizalla). Un segundo megabloque es el que conforma la localidad A. En la punta oeste de este megabloque se aprecia deformación entre la Caliza Mural y la subyacente Formación Morita. Por otro lado, en medio de la localidad A se interpreta la presencia de otro megabloque, el cual está delimitado en la Figura 81. A este megabloque de caliza particularmente no se le aprecia muy bien el rumbo de sus capas, aunque una estructura sedimentaria sugiere que el rumbo es casi ortogonal al rumbo predominante del área.

Otros megabloques de dimensiones menores ocurren en la parte media del

área. Aquí se observa muy bien la relación entre la Caliza Mural y la Formación Morita. El megabloque de caliza está encima de los sedimentos rojizos y el contacto se puede apreciar brechado, lo que está indicando movimientos por cizalla entre las dos formaciones.

La masa de caliza que conforma el Cerro La Pima parece corresponder también a un megabloque. Aunque no se aprecian las relaciones con los sedimentos de la Formación Morita, se especula que sea similar a los anteriores.

Pliegues asociados a la evolución de fallas a rumbo están presentes en el área de estudio. El tamaño de estos pliegues en Cerros La Pima es de tamaño mesoscópico, mientras que el pliegue que se interpreta en Cerro La Pima es de una escala mayor.

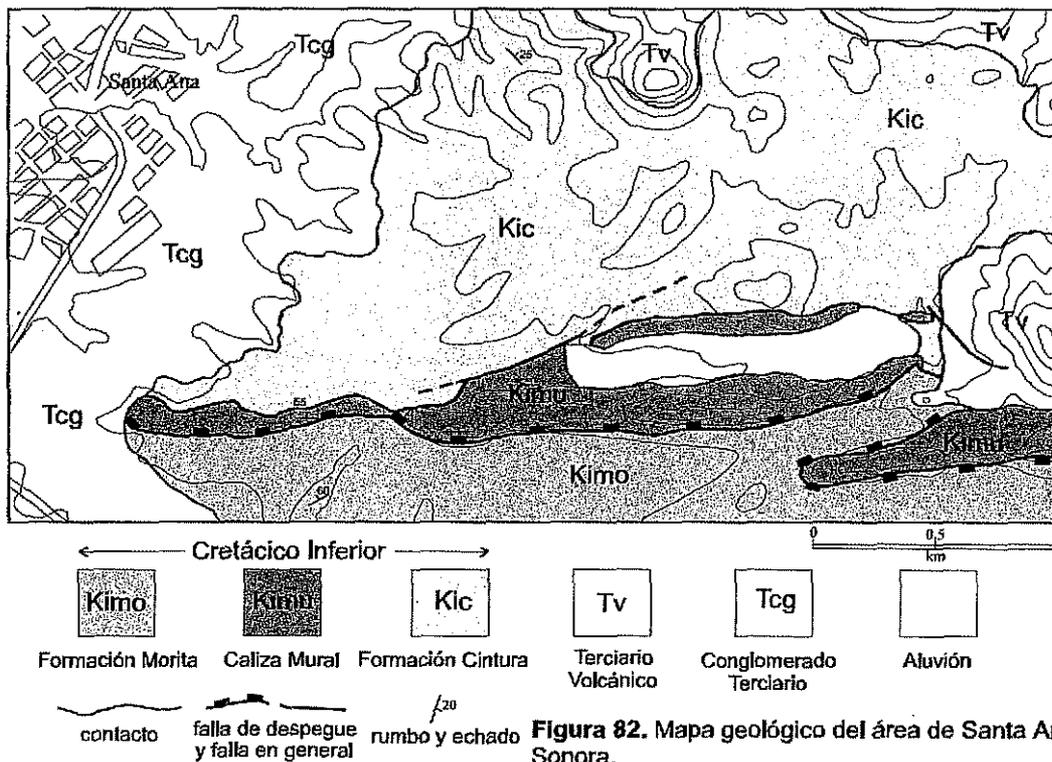
En los Cerros La Pima se tienen pliegues asociados al fallamiento a rumbo con planos casi normales al rumbo de la falla y ejes verticales. Un anticlinal en la localidad C presenta un plano axial vertical orientado 165° y eje buzando 65° al sureste. El pliegue que se interpreta en Cerro El Pima es también un anticlinal recostado pero con vergencia hacia el noroeste.

Las rocas del área de Cerros La Pima están ligadas al menos a dos eventos de deformación. El primero de ellos posiblemente sea del Cretácico Temprano y es responsable de la distribución de la Caliza Mural en megabloques, similar a lo que ocurre en el área de tesis. No se distingue una zona de despegue, pero al menos los afloramientos de la Caliza Mural en la localidad A y los megabloques menores al sur registran una deformación a lo largo del contacto con la Formación Morita. El segundo evento ocurre en el Mioceno temprano asociado a los complejos de núcleos metamórficos y es el responsable del fallamiento a rumbo con dirección noreste. En las cercanías del área se tiene la presencia de dos complejos de este tipo, la zona de Magdalena y la zona Sierras Las Jarillas y El Potrero (Nourse y otros, 1994), donde se ha documentado este tipo de deformación. Asociado a la evolución de esta deformación, se considera posible el desplazamiento de grandes bloques de roca a

lo largo de zonas de despegue (fallas de *detachment*) como resultado de levantamientos y posterior deslizamiento por gravedad.

Santa Ana

Las rocas que afloran en este lugar también pertenecen al Grupo Bisbee, compuesto de la Formación Morita, la Caliza Mural, y la Formación Cintura (Figura 82). Estructuralmente las rocas de este lugar muestran similitud con las que afloran en los Cerros La Pima. La Caliza Mural no muestra el grado de deformación que presenta la misma unidad en la localidad anterior. También se encuentra aflorando rocas volcánicas terciarias y sedimentos de la misma edad.



TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Figura 82. Mapa geológico del área de Santa Ana, Sonora.

La Formación Morita está constituida por limolita y arenisca formando lomeríos de topografía suave. La limolita forma paquetes de espesor variable de un metro

hasta tres metros; la arenisca es de grano fino a mediano de estratificación delgada a mediana. La Formación Morita se encuentra cubierta por la Caliza Mural por medio de una falla. Aparentemente la relación es normal, las rocas jóvenes sobre las más antiguas, pero se puede apreciar que el contacto es tectónico y que la secuencia de la Caliza Mural no está completa.

La Caliza Mural está formada aquí por caliza gruesa y mediana deformada, rica en fósiles y forma unas crestas rocosas que sobresalen en la morfología. Tomando como referencia la columna medida de la Caliza Mural en el área de tesis, se puede argumentar que la Caliza Mural está formando megabloques. El megabloque de mayor longitud y el que se localiza en la esquina sureste del mapa (Figura 82), se ubica en la parte superior de la columna, mientras que el megabloque al norte muestra características del miembro inferior de la unidad. El contacto inferior con la Formación Morita es por falla, mientras que con la Formación Cintura que la sobreyace, el contacto también es por falla, ya que, como se mencionó, la Caliza Mural no aflora en su totalidad.

La Formación Cintura consiste de limolita, arenisca, y conglomerados y forma lomeríos más altos que la Formación Morita. La limolita se presenta muy fracturada, lo que hace difícil reconocer la estratificación. La arenisca es de grano fino a mediano y estratificación delgada a mediana. Al igual que la limolita, tiene abundantes fracturas, por lo que algunas veces es difícil distinguir la estratificación. El conglomerado está constituido por clastos de volcánicos principalmente y por algunos fragmentos de cuarcita. No se logró apreciar bien la estratificación de estas capas. La Formación Cintura se encuentra cubriendo a la Caliza Mural con las características que se mencionaron anteriormente. A su vez esta unidad se encuentra cubierta por rocas volcánicas terciarias.

La roca volcánica terciaria está constituida por una andesita que aflora tanto en la parte norte como al este del área (Figura 82).

La estructura principal del área es una falla orientada este-oeste que tiene

características de falla de despegue (*detachment*). Los indicadores cinemáticos sugieren que el movimiento de la placa superior ocurrió de norte a sur.

Una veintena de kilómetros hacia el norte, Nourse (1990) describe el complejo de núcleo metamórfico de Magdalena donde la estructura principal es la falla de despegue terciaria. Los trabajos de esta tesis permiten hacer nuevas consideraciones acerca de la evolución de esta falla. La falla de despegue que Nourse (1990) describe en la zona de la Sierra El Pinito, al noreste de Imuris, es la continuación hacia el noroeste de la Falla San Antonio, basado en reconocimientos y trabajo geológicos en el área de la presa El Comaquito. Por otro lado la falla de despegue de Magdalena se puede interpretar como la base de los deslizamientos gravitacionales que ocurrieron a finales del Cretácico Temprano lo cual es atestiguado por el megabloque de Caliza Mural que se localiza en las inmediaciones, al noreste, de la mina de yeso localizada al este de Magdalena. En ese lugar se observa como el megabloque de caliza está cubierto por un conglomerado que puede ser parte de la Formación El Tuli, relación similar a la que se observa en la región de Banámichi, donde un bloque de Caliza Mural es cubierto por el conglomerado basal de La Formación El Tuli (Rodríguez-Castañeda, 1999).

En el Terciario el despegue del Cretácico Temprano es reactivado y forma la falla de despegue de Magdalena (Nourse, 1990). Posteriormente la falla terciaria es cortada por la tectónica terciaria del evento "Sierras y Valles", observándose fallamiento escalonado hacia el sur en el flanco oeste de la Sierra La Madera, mientras que en la zona de Santa Ana se observa fallamiento normal escalonado hacia el norte. El fallamiento normal da lugar a la formación de la cuenca de Magdalena.

La falla que se cartografió en el frente del bloque más largo en Santa Ana se interpreta como parte del despegue Cretácico y a su vez la falla de despegue de Magdalena en su exposición más al sur, por lo que los afloramientos del Grupo Bisbee en esta región, Santa Ana y Cerros La Pima, se consideran como masas

deslizadas hacia un depocentro, la cuenca San Antonio, hacia el sur. Los pliegues reportados por Jacques-Ayala (1993) al suroeste de Santa Ana son parte de esta evolución.

Otra fallas identificadas en esta zona tienen una orientación noreste y muestran un zona de brechamiento de por lo menos 10 m de espesor. Todas las fallas con este rumbo que se observaron presentan este rasgo. Por otro lado, se piensa que este tipo de fallas son un límite lateral en la extensión de los complejos metamórficos.

Unos 45 km al norte, en las inmediaciones de la cortina de la presa El Comaquito, se aprecia el mismo tipo de fallas que acomodan un movimiento a rumbo principal y un segundo movimiento normal. Las fallas aquí expuestas están afectando a sedimentos atribuidos al Cretácico Tardío.

Esta deformación por sus características se interpreta como resultado de un deslizamiento, producto de levantamientos verticales asociados a la evolución de la Falla San Antonio y de los complejos de núcleos metamórficos. La falla de despegue con rumbo este - oeste sería el resultado de estos deslizamientos. Las fallas con orientación noreste se ligan al evento de los complejos de núcleos metamórficos complejos. La tectónica distensiva Sierras y Valles es la causante de las fallas con dirección noroeste, clásicas de este evento.

En síntesis se puede decir que las rocas expuestas en Cerros La Pima y al este de Santa Ana presentan características estructurales que se pueden interpretar como resultado de un evento de levantamiento y deslizamiento por gravedad. Entre los megabloques de Caliza Mural y la Formación Morita, aunque parece normal el contacto, se aprecia un fuerte cizallamiento, lo que sugiere una relación estratigráfica modificada por tectónismo. También hay que recordar que en el área de San Antonio, el contacto normal de Morita y Mural es marcado por un cambio brusco de limolita a caliza sin rasgos de tectónismo. Otro aspecto importante para la interpretación de megabloques es que la Caliza Mural varía en sus características litológicas en

espacios muy cortos, lo que hace difícil interpretar estructuras como pliegues. La distribución en cierto modo caótica que presentan los afloramientos de caliza se puede deber, como se indicó anteriormente, a dos eventos de deslizamiento que probablemente hayan ocurrido, el primero durante el Cretácico Temprano y el segundo durante el Terciario medio. Varias decenas de kilómetros al noreste de aquí, al sur de Sierra Azul, McKee (1991) y McKee y Anderson (1998) describen deslizamientos que posiblemente ocurrieron durante el Aptiano-Albiano.

Posterior al deslizamiento de estos megabloques ocurre el fallamiento con orientación noreste, el cual acomoda movimientos a rumbo y en algunos casos transpresión y que puede ser el causante de la posición actual de los afloramientos en la región.

Cabullona

En la región de Cabullona, en el noreste de Sonora, se tienen trabajos tan antiguos como el de Taliaferro (1933) y recientes como el de González-León (1994) (Figura 83) que indican que la deformación es producto de la orogenia Laramide. Un trabajo que influyó mucho en las interpretaciones estructurales es el de Rangin (1977) que en sus conclusiones menciona que la región norte de Sonora muestra varias fases tectónicas sobrepuestas. Una fase Albo-Cenomaniana (?) responsable de la discordancia que se observa en la base del Cretácico Superior, y una fase laramídica responsable de la cabalgadura de las serranías septentrionales sobre la cuenca de tipo molásico de Cabullona (Figura 84).

González-León (1994) interpreta que el origen de la cuenca de Cabullona es del tipo laramídico. Cuencas laramídicas en el centro y sur de las Montañas Rocallosas en el oeste de los Estados Unidos son depresiones estructurales profundas, asimétricas, contemporáneas con levantamientos de gran escala, donde se involucra al basamento en respuesta a flexiones de la litósfera por tectónismo y carga litostática. La sedimentación en la cuenca de Cabullona ocurrió en el Cretácico

Tardío en una región tectónicamente activa indicada por fallas sinsedimentarias y vulcanismo. Las estructuras y la historia sedimentaria de la región de Cabullona están ligadas a la deformación Laramídica, como es el caso en el sur de Arizona y suroeste de Nuevo México. Sin embargo, la naturaleza de la deformación es aún controversial.

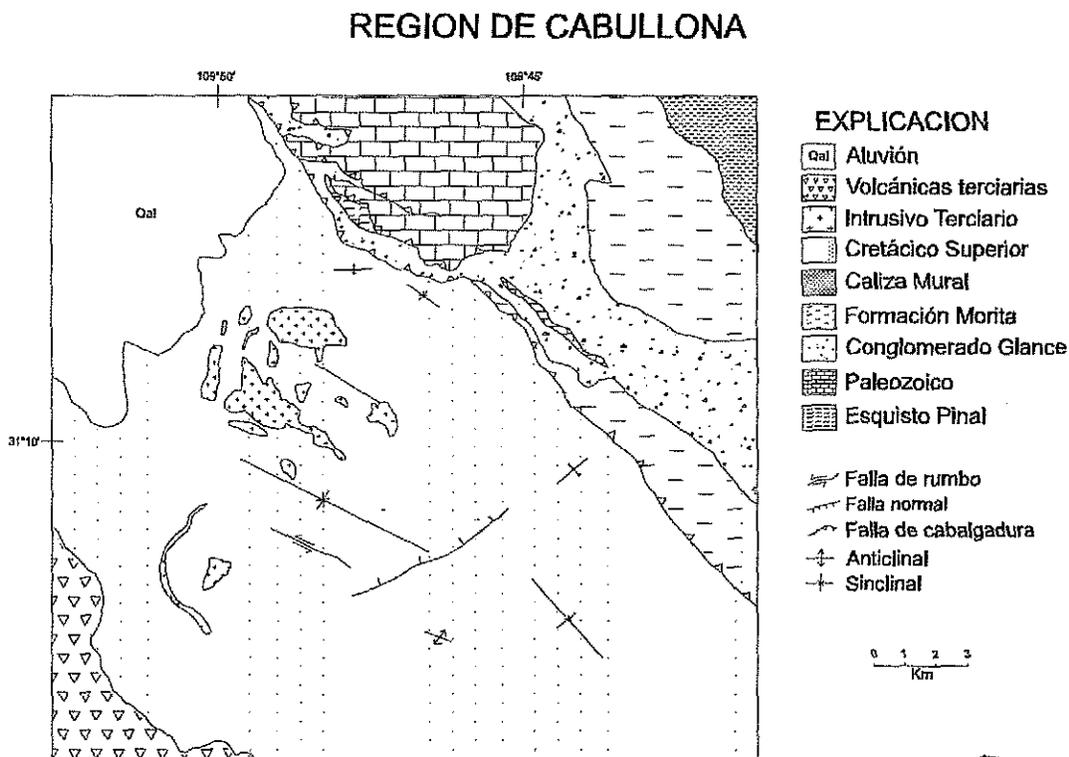


Figura 83. Los afloramientos de rocas paleozoicas constituyen un bloque deslizado de acuerdo con McKee y otros (1994). Mapa geológico de Cabullona tomado de González-León (1994).

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Visitas del presente autor a la región de Cabullona a principios de los ochenta, en particular al cerro La Morita, dejaron dudas respecto a las interpretaciones de Rangin (1977); se realizaron caminamientos en búsqueda afloramientos de la traza de la cabalgadura, sin encontrar evidencia de tal estructura.

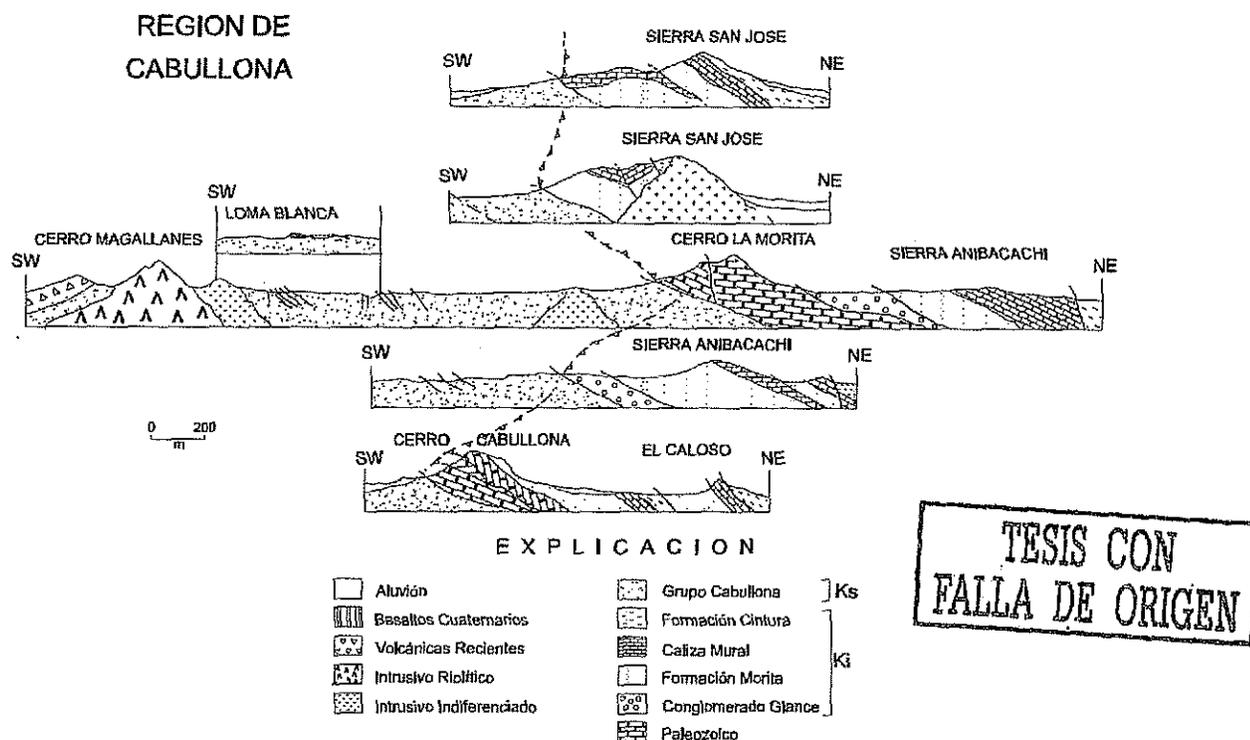


Figura 84. Secciones estructurales de la región de Cabullona (tomado de Rangin, 1977). La cabalgadura ahí propuesta en realidad no existe, como se indicaba en la figura anterior las rocas paleozoicas corresponden a un megabloque que forma parte del Conglomerado Glance.

Estudios más recientes de McKee y otros (1994, 1996) y Anderson y otros (1996) sugieren que la deformación de esa área se debe a levantamientos y posterior depositación de un megabloque de rocas paleozoicas. Este megabloque se asume es parte del Conglomerado Glance y los flancos de este están rodeados por depósitos marinos que muestran pliegues, crucero, y capas retorcidas que asemejan rasgos estructurales tanto de regímenes compresionales como extensionales. Según McKee y otros (1994) el deslizamiento ocurrió en el intervalo estratigráfico equivalente a la edad de la Formación Morita.

Santa Teresa-San Antonio

En el área de Santa Teresa, aproximadamente a 30 km al este de Imuris, existen estructuras cuyo origen está asociado a deslizamiento (McKee, 1991).

Abundantes megabloques de Caliza Mural, que fueron emplazados por deslizamiento hacia una cuenca al sur, desarrollaron pliegues con vergencia hacia el suroeste como resultado de los movimientos gravitacionales regionales asociados al levantamiento del Alto de Cananea. Las superficies de deslizamiento se pueden clasificar como fallas de bajo-ángulo (Rodríguez-Castañeda, 1995, este trabajo). La deformación arriba y abajo de los megabloques deslizados es relativamente menor, lo que a veces hace difícil su identificación. En la zona del rancho San Antonio, al este de la Sierra El Pinito, al sur del mismo rancho y en la zona de la mina Santa Gertrudis, la base de los megabloques de caliza muestra cizallamiento. En la misma zona se presentan pliegues intraformacionales cuyo origen se piensa está ligado a levantamiento y deslizamiento.

En el distrito de Santa Teresa (que comprende la misma área que se menciona en líneas anteriores), Bennett (1993) reporta que las rocas han sido fuertemente plegadas, fracturadas, y falladas. Los sedimentos cretácicos muestran pliegues con vergencia hacia el suroeste, cabalgamientos, fallamiento a rumbo, y fallamiento tipo Sierras y Valles. Para este autor los pliegues y las fallas son rasgos de compresión que fueron formados durante la orogenia Laramide (90-40 Ma). Sin embargo, reconoce que estos rasgos también son característicos en megabloques deslizados por gravedad, al igual que el metamorfismo de bajo grado que se asocia con fallas lítricas y/o superficies de despegue.

Arizpe

En el área de Arizpe y Bacánuchi, en el este de Sonora, González-León (1978) y González-León y otros (2000) reportan que rocas del Cretácico Inferior (Grupo Bisbee) y un conglomerado del Cretácico Superior, el Conglomerado Picacho (Formación El Tuli ?), participan en un evento tectónico compresivo del Cretácico medio, en donde el primero cabalga al segundo. También indican que el conglomerado se depositó durante una fase mayor de deformación compresiva que

ocurrió en Sonora durante el Cretácico medio.

Los depósitos que sobreyacen discordantemente a las formaciones del Cretácico Inferior son resultado de la fase albo-cenomaniana (Rangin, 1977) . El evento compresivo que produce cabalgaduras orientadas oeste-noroeste-este-sureste y noroeste-sureste y pliegues con superficies axiales orientadas oeste-noroeste-este-sureste y norte-noroeste-sur-sureste de las unidades cretácicas (Figura 85) corresponde a la fase de deformación reportada por Rangin (1977) en la región de Cabullona, a la que denominó fase laramídica. Esta fase se reconoce en Sonora centro-septentrional por plegamiento orientado oeste-noroeste-este-sureste.

Las relaciones que ahí se presentan son similares a las que se reportan en el área del rancho San Antonio. Los cabalgamientos que en el mapa se presentan al norte de Arizpe corresponden a megabloques de Caliza Mural, igual a lo que se observa inmediatamente al norte-noroeste del Cerro El Cacaxtle (Lamina 1), donde megabloques de Caliza Mural descansan encima de conglomerados de la Formación El Tuli, lo que está asociado a la evolución de la Falla San Antonio.

En este trabajo se hace hincapié en los posibles efectos de movimientos verticales termo-tectónicos ligados a la presencia de los intrusivos que afloran en la región. Al norte de Arizpe, en los cortes de la carretera a la altura de la antena de microondas, se puede observar diques de composición andesítica que cortan a sedimentos del Cretácico Inferior. Se aprecia que las rocas del Cretácico fueron deformadas previamente, y que los diques en un segundo evento fueron plegados y en algunos casos cizallados, mostrando un desplazamiento de algunos metros. Si la edad de los diques es correcta (26 Ma, Terciario. Compilación UNAM-USGS, 1995), la deformación es post-dique, tal vez del Mioceno temprano y asociada a la evolución de fallas de extensión. La primera deformación que presentan las rocas sedimentarias cretácicas probablemente tuvo sus efectos a finales del Cretácico Temprano, similar a lo que se observa en el área de San Antonio.

Las relaciones estratigráficas y estructurales de las rocas del Cretácico Inferior que se presentan al norte de Arizpe, así como las de la Formación El Tuli, conglomerado, arenisca, limolita, andesita y la característica principal, los megabloques de caliza, son iguales al área de tesis.

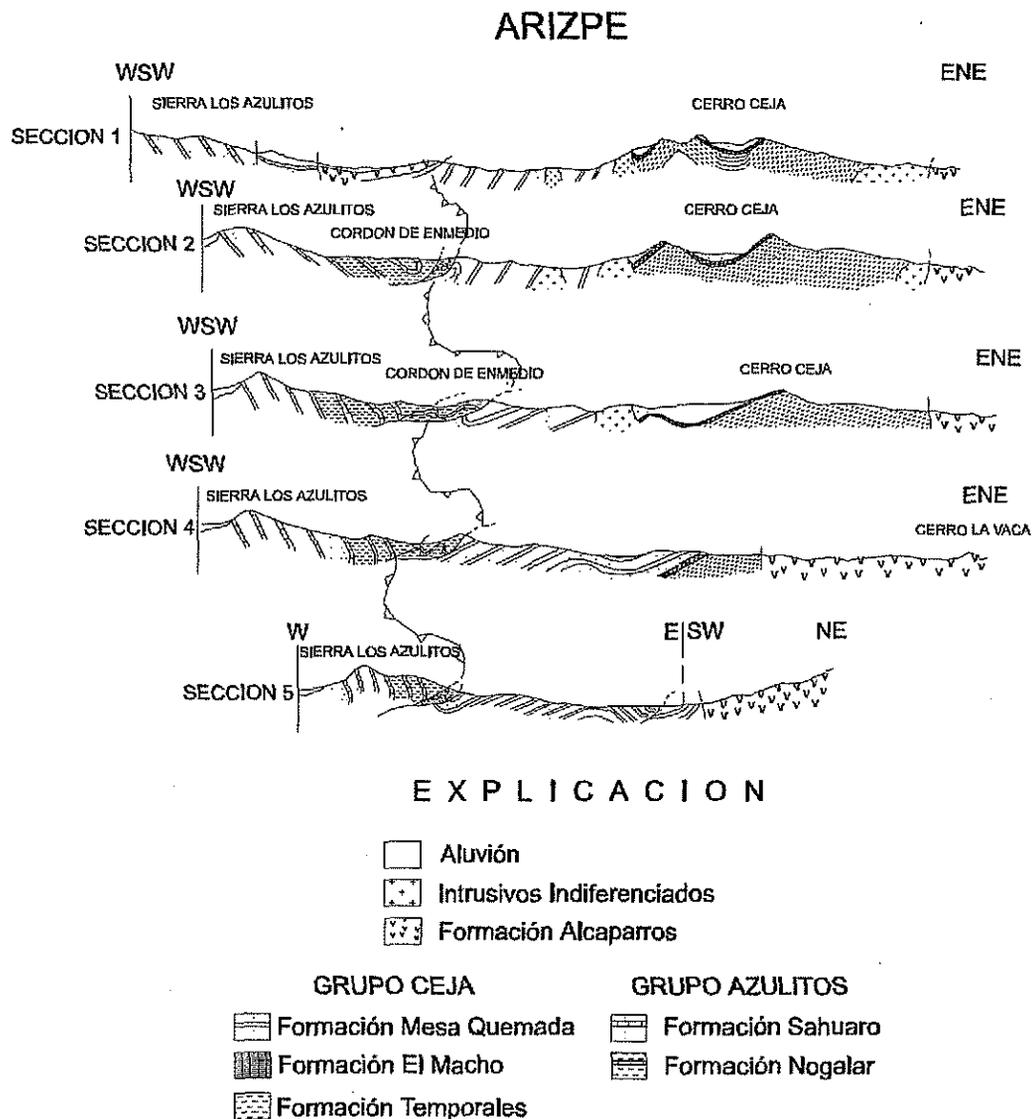


Figura 85. Secciones estructurales al oeste de Arizpe (Tomado de González, 1978). Las rocas del Grupo Ceja y del Grupo Azulitos son de edad Cretácico Temprano, correlacionables con el Grupo Bisbee. La cabalgadura que se muestra tiene una orientación perpendicular a la Falla San Antonio.

Cerro de Oro

En la región de Cerro de Oro, al oeste de Rayón en Sonora central, Castro y Morfín (1988), González-León y Jacques-Ayala (1988) y González-León (1989) mencionan que las rocas de esa área presentan deformación caracterizada por cabalgaduras, pliegues y fallas normales (Figura 86). Las estructuras como pliegues y cabalgaduras se asocian a una fase de compresión producto del evento Albo-Cenomaniano propuesto por Rangin (1977, 1986) o a la orogenia Laramide del Cretácico Tardío-Terciario temprano.

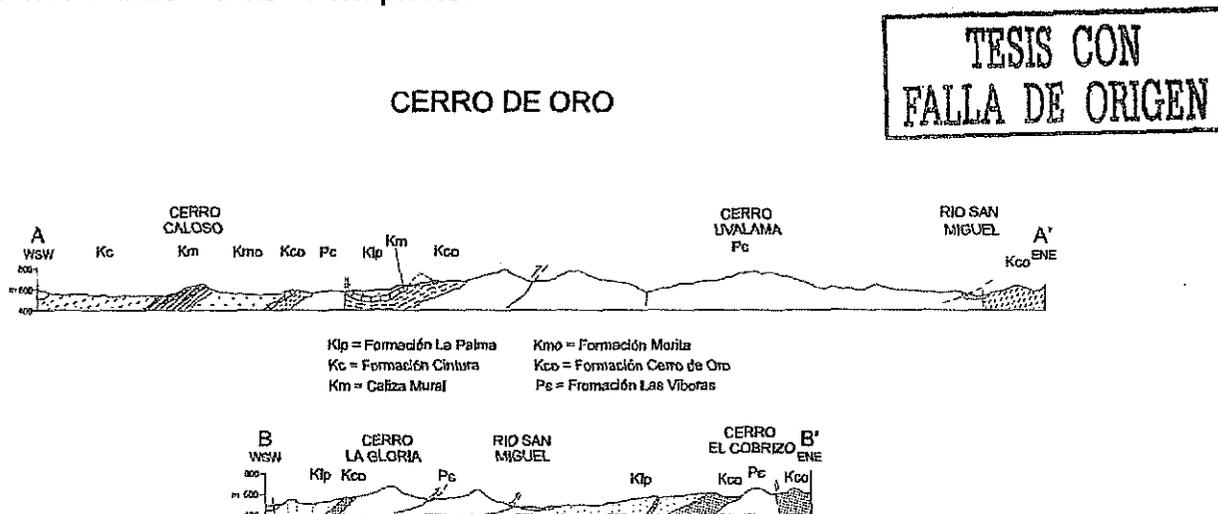


Figura 86. Secciones estructurales de Cerro de Oro. Tomado de González (1989).

Un modelo alternativo para explicar la deformación de estas rocas es a través de levantamiento y deslizamiento por gravedad. Los efectos de la gravedad en el área de Cerro de Oro estarían ligados a un relieve muy importante, que en este caso puede ser la Sierra de Aconchi, un alto estructural (Rodríguez-Castañeda, 1995, 1999) que tal vez empezó a evolucionar desde el Cenomaniano si comparamos con el área de la presente tesis. Considerando lo anterior se pueden obtener pliegues y fallamiento de bajo-ángulo, debidos a desliz por gravedad, con un sentido de vergencia que corresponde a la pendiente topográfica (Figura 87). Cuando se tiene una litología muy contrastada como calizas y arcillas, pueden producirse

deslizamientos de megabloques o de laderas escarpadas enteras. En el flanco oriental de la Sierra de Aconchi se han identificado megabloques deslizados debido a la presencia de una falla de despegue (Calmus y otros, 1996) y algunos han sido desplazados hasta 40 km de distancia, como los megabloques de Caliza Mural y rocas paleozoicas o más antiguas que conforman el Cerro El Vigía, localizado al noreste de Banámichi (Rodríguez-Castañeda, 1999).

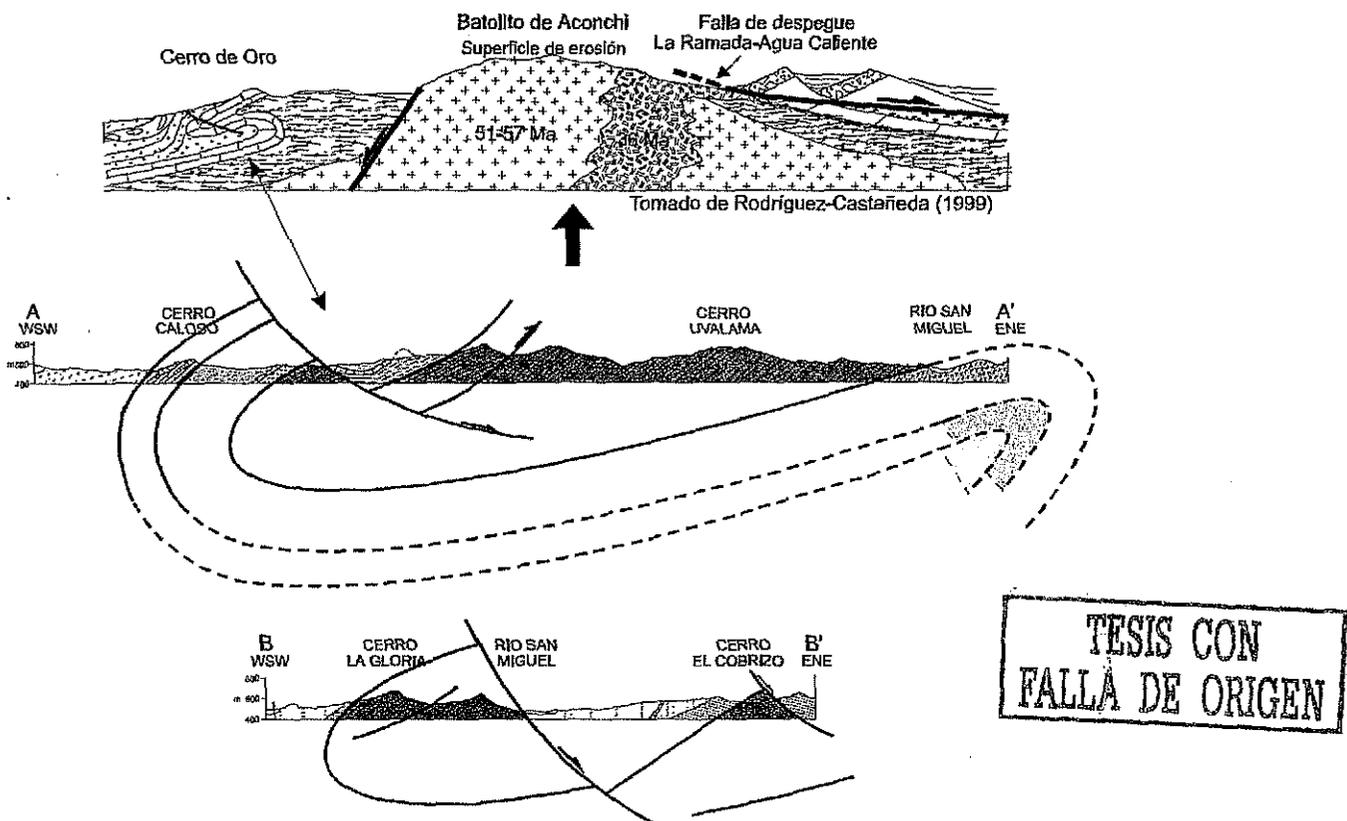


Figura 87. Interpretación estructural de la localidad Cerro de Oro (modificado de González-León, 1989). La evolución del área se asocia a levantamientos verticales y fallas de despegue que se desarrollarán posiblemente a finales del Cretácico Temprano. Ver Figura 88 para explicación de unidades estratigráficas.

Lampazos

En el área de Lampazos (Figura 88), al sureste de Moctezuma, la secuencia cretácica presenta un espesor de hasta 2500 m. Por su litología es correlacionable

con las rocas del Cretácico Inferior del oeste de Chihuahua (Monreal, 1995). Las rocas cretácicas expuestas en Lampazos y Sierra Los Chinos representan facies de cuenca profunda, mientras que en Sonora las facies son de plataforma (Monreal y Longoria, 2000). Según González-León (1988), hay diferencias en las facies de estas rocas y las del Grupo Bisbee; las rocas de Lampazos se asemejan más bien a las rocas de la misma edad del noreste de México.

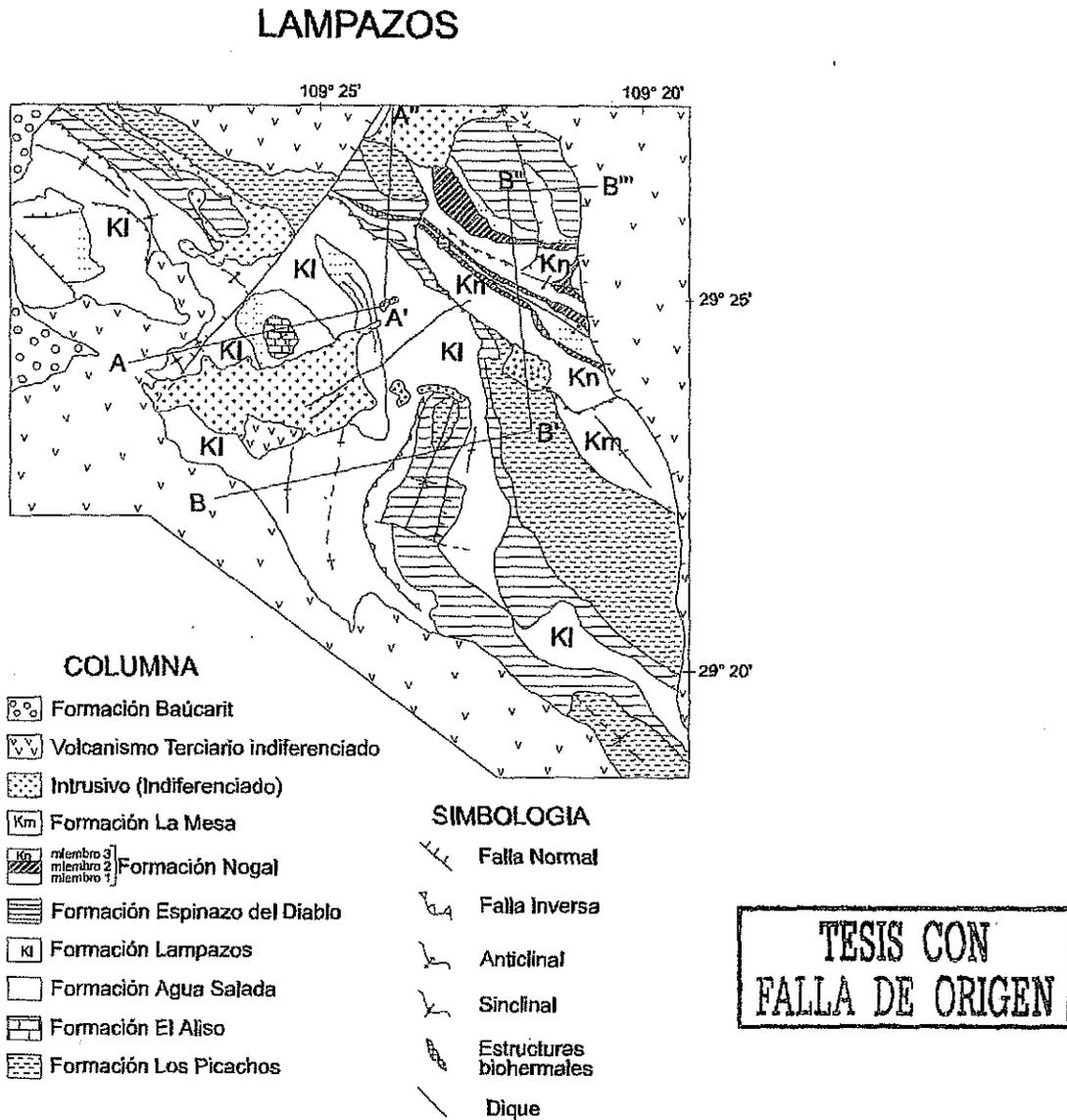


Figura 88. Geología de Lampazos. Tomado de González-León (1988)

Herrera y Bartolini (1983) y González-León (1988) reportan estructuras taramídicas que consisten en pliegues paralelos con vergencia hacia el noreste, fallas inversas y cabalgamientos con dirección noroeste-sureste y fallas a rumbo (Figura 89). González-León (1988) menciona que en la parte meridional del área, algunas de las estructuras muestran un cambio de rumbo hacia el norte debido a un cambio en la velocidad de avance del cabalgamiento.

Para Bartolini (1993), las rocas cretácicas del área de Lampazos corresponden a fragmentos de plataforma que se encuentran aislados y que no tienen ninguna conexión genética con las secuencias que afloran en la parte central y norte de Sonora. El propone que los fragmentos del Cretácico Inferior del este de Sonora son parte de la Plataforma de Aldama del centro de Chihuahua y que resbalaron hacia el oeste a lo largo de una pendiente orientada hacia el noroeste.

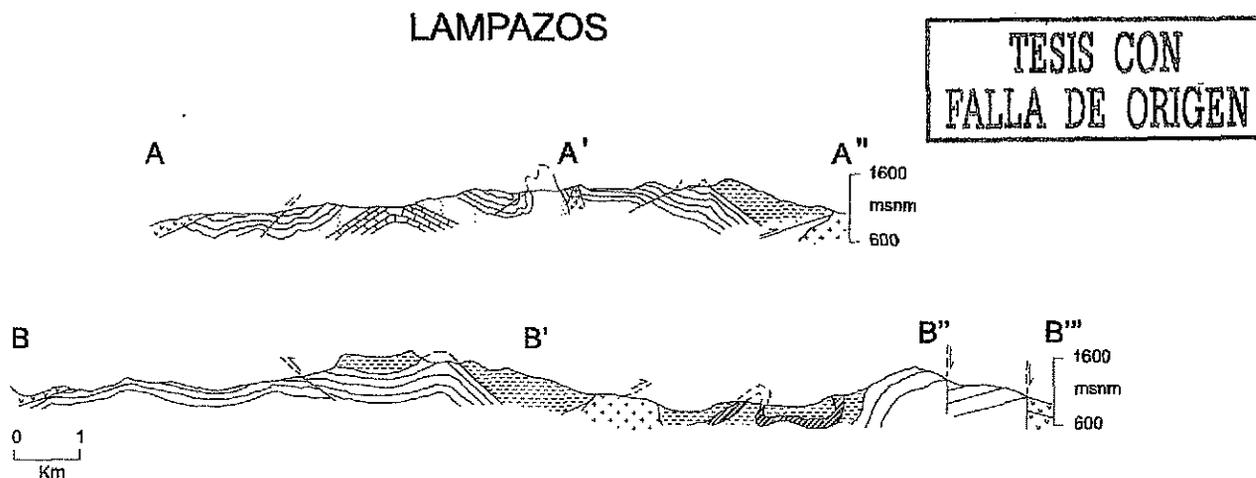


Figura 89. Secciones estructurales de Lampazos. Tomado de González-León (1988).
Ver figura anterior para la leyenda

En un modelo alternativo que se propone, es la existencia de megabloques (megabloques tomando en cuenta la descripción de González-León (1988) que menciona la presencia de seis ambientes de depósito en un área relativamente chica y la variabilidad lateral de las unidades involucradas) de rocas cretácicas en esa

región los cuales están ligados a la evolución de un evento extensional provocado por levantamiento que comenzó al menos en el Cretácico Temprano y se prolongó tal vez hasta el Neógeno. Como se menciona líneas arriba la procedencia de estos megabloques debió de haber sido del este, pero también debieron de haber sufrido los efectos de la evolución de la Sierra La Madera o Oposura, considerada como un alto tectónico.

Por otro lado, las secciones estructurales de la región de Lampazos concuerdan con modelos donde se involucra levantamiento del basamento que en este caso correspondería al intrusivo cercano que conforma la Sierra de Oposura. En el flanco oriente de esta sierra afloran sedimentos asignados al Cretácico Superior que son los únicos que se conocen hasta ahora que presentan plegamiento (Roldán-Quintana, 1994) y que se interpretan como producto de deslizamiento por gravedad dependiente de la evolución del intrusivo, pero ligado a una superficie de despegue.

Los megabloques (tanto de rocas cretácicas como más antiguas) que se han identificado en el norte, centro, y posiblemente en el este de Sonora (región de Arivechi) aparentemente se encuentran ligados a movimientos asociados a fallamiento de despegue, cuya dirección de transporte es del suroeste hacia el noreste, al menos en la parte central de Sonora.

Área Sierra Los Chinos-Arivechi

En esta región al este de Sonora, quedan agrupados varias localidades donde afloran rocas del Cretácico Inferior: Sierra Los Chinos, Cerro Las Conchas y Sierra Chiltepín. King (1939), Himanga (1977), Flinn (1977), Palafox y Martínez (1985), Minjarez y otros (1985), Pubellier (1987) y Fernández y Almazán (1991) hacen referencia principalmente a relaciones estratigráficas; sin embargo, dejan ver en sus descripciones los rasgos estructurales que afectan a estas rocas. Estos rasgos estructurales son para ellos evidencias de una deformación compresiva. Las Figuras

90 a 94 muestran secciones de varios de los trabajos en la región de Sahuaripa-Arivechi, las que dan una idea de las diferentes interpretaciones posibles para esta área.

Al este de Arivechi, en los cerros Las Conchas y El Palmar, King (1939) menciona escamas de rocas paleozoicas encima de rocas cretácicas. Según Himanga (1977) se presentan en Sierra Chiltepín (Figura 90) cabalgaduras y plegamiento con orientación noroeste-sureste producto de una compresión noreste-suroeste. En el área de Cerro Macho, al este de Sahuaripa, Flinn (1977) reporta la existencia de un bloque exótico de rocas cretácicas que cabalga sobre rocas del Cretácico Superior-Paleógeno. Como principales rasgos estructurales, se tiene a dos fallas normales de alto ángulo que bordean los estratos cretácicos (fallas del tipo "Sierras y Valles") y tres pliegues, dos anticlinales mesoscópicos y un sinclinal. Los anticlinales están orientados nor-noroeste, mientras que el sinclinal tiene una dirección noroeste con buzamiento al mismo rumbo. Flinn (1977) interpreta que el bloque pudiera ser un "klippe" o una ventana tectónica, dependiendo de la edad de las rocas volcánicas que lo rodean. El asume que la edad de esas rocas es Cretácico Tardío-Terciario temprano, y que la cabalgadura es producto de fuerzas compresionales de la orogenia Laramide.

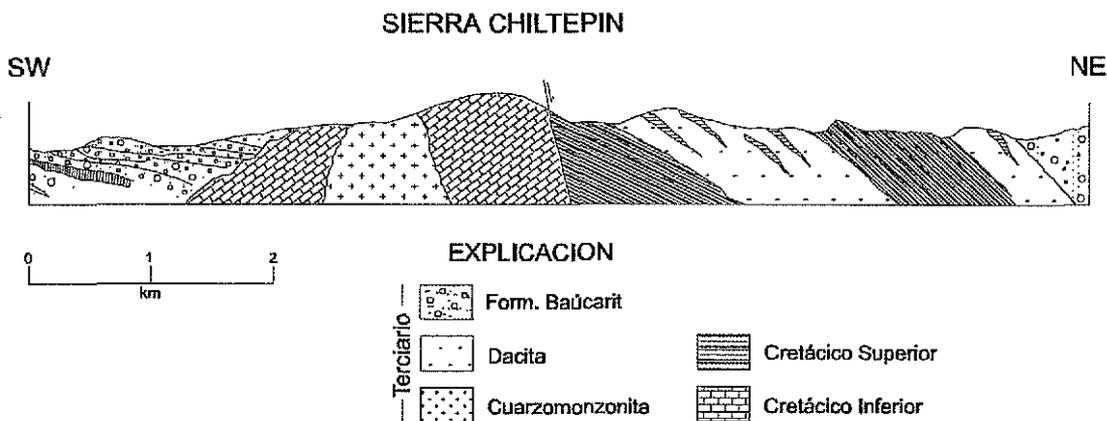


Figura 90. Sección estructural Sierra Chiltepín. Tomado de Himanga (1977)

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Según Palafox y Martínez (1985) y Fernández y Almazan (1991) el resultado de la orogenia Laramide en el área de Arivechi se manifiesta por plegamiento cerrado, cabalgaduras y pequeñas fallas inversas (Figuras 91 y 92). Para Minjarez y otros (1985), los pliegues y fallas inversas son resultado de la deformación Albiano-Cenomaniana reportada por Rangin (1977, 1982) y la deformación Laramídica (Cretácico Tardío) estaría representada por la presencia de intrusivos (arco magmático laramídico) que intrusionan a las rocas más antiguas. Sin embargo, consideran que parte del plegamiento que se observa en los contactos, así como algunas de las fallas inversas pueden deber su origen al evento laramídico.

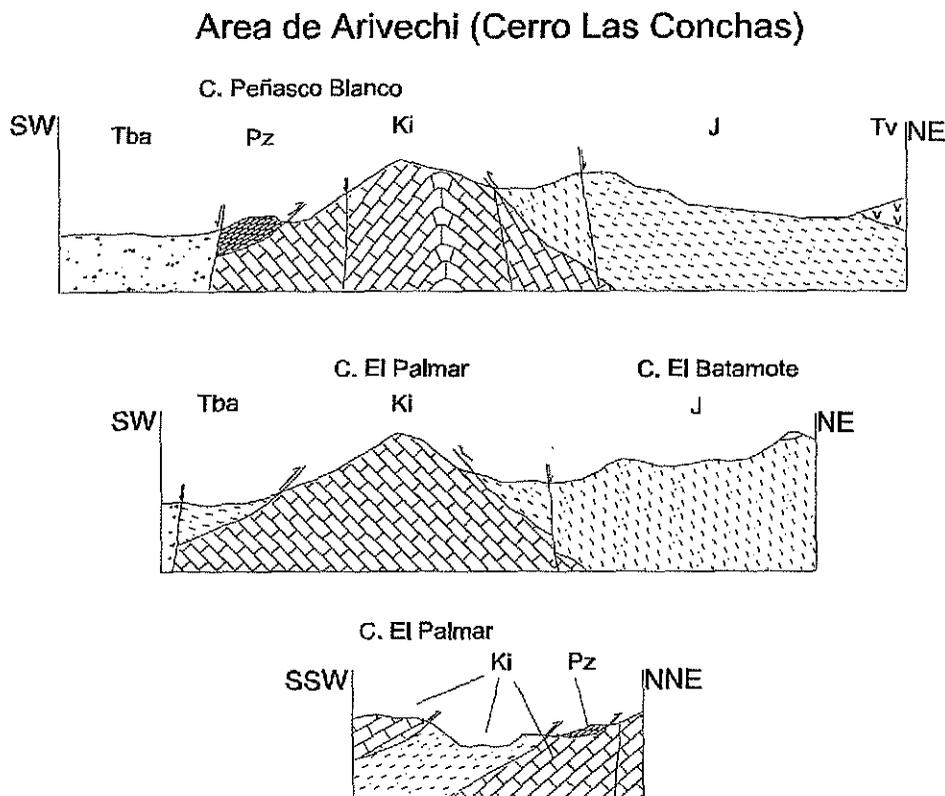


Figura 91. Secciones estructurales de Cerro Las Conchas, región de Arivechi. Tomado de Palafox y Martínez (1985).

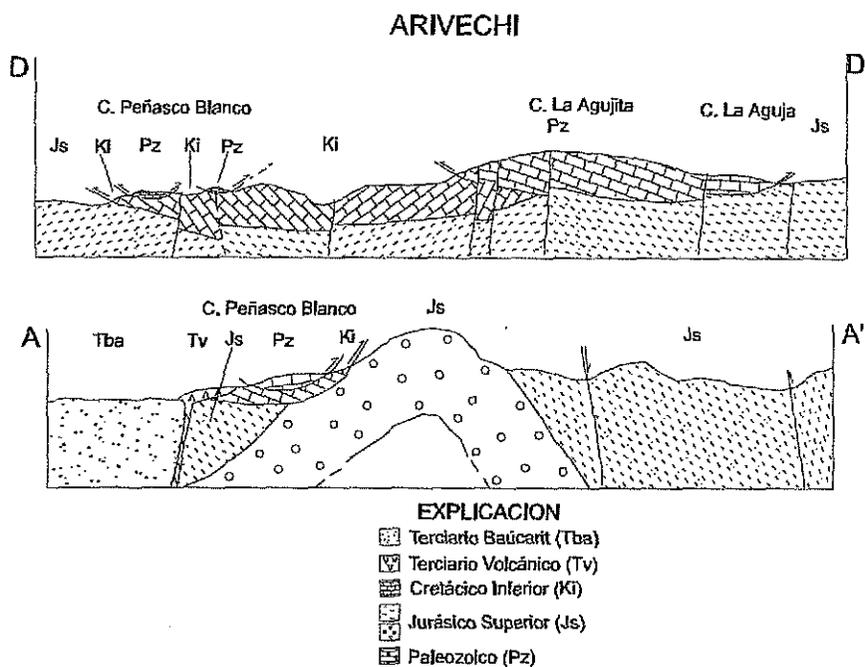


Figura 92. Secciones estructurales del área de Arivechi. Tomado de Fernández y Almazan (1991).

En la misma región de Sahuaripa y Arivechi, Pubellier (1987) (Figuras 93 y 94) hace referencia a la presencia de dos dominios: 1) el dominio Cordillerano, cuyo basamento está formado por rocas de plataforma del Paleozoico, del Cámbrico al Pérmico, mientras que las rocas del Mesozoico corresponden a depósitos continentales del Triásico y Liásico y rocas volcánicas del Jurásico (140 Ma); y 2) el dominio Tethysiano que está representado por rocas mesozoicas constituidas por un conglomerado del Neocomiano que gradúa hacia arriba a facies del Aptiano-Albiano. Ambos dominios están cubiertos discordantemente por la secuencia del Santoniano superior-Paleoceno, cubierto a su vez discordantemente por una secuencia volcánica terciaria.

Pubellier (1987) reporta la presencia de varios eventos de deformación en la región de Sahuaripa y Arivechi: Un evento jurásico asociado a la Deformación Nevadiana responsable del depósito de clastos gruesos en el Cretácico Temprano; una fase tectónica asignada al Albiano tardío-Santoniano tardío que acarrió

fragmentos de rocas del "dominio cordillerano" incluyendo el basamento, encima del "dominio Tethysiano" con transporte hacia el nor-noreste; la orogenia Laramide en el Paleoceno que plegó a las estructuras del evento anterior con una dirección de vergencia hacia el suroeste, los que a su vez están cortados por intrusivos del Eoceno inferior; y por último dos eventos de extensión del Mioceno al presente que crearon fallamiento normal.

Sierra Los Chinos

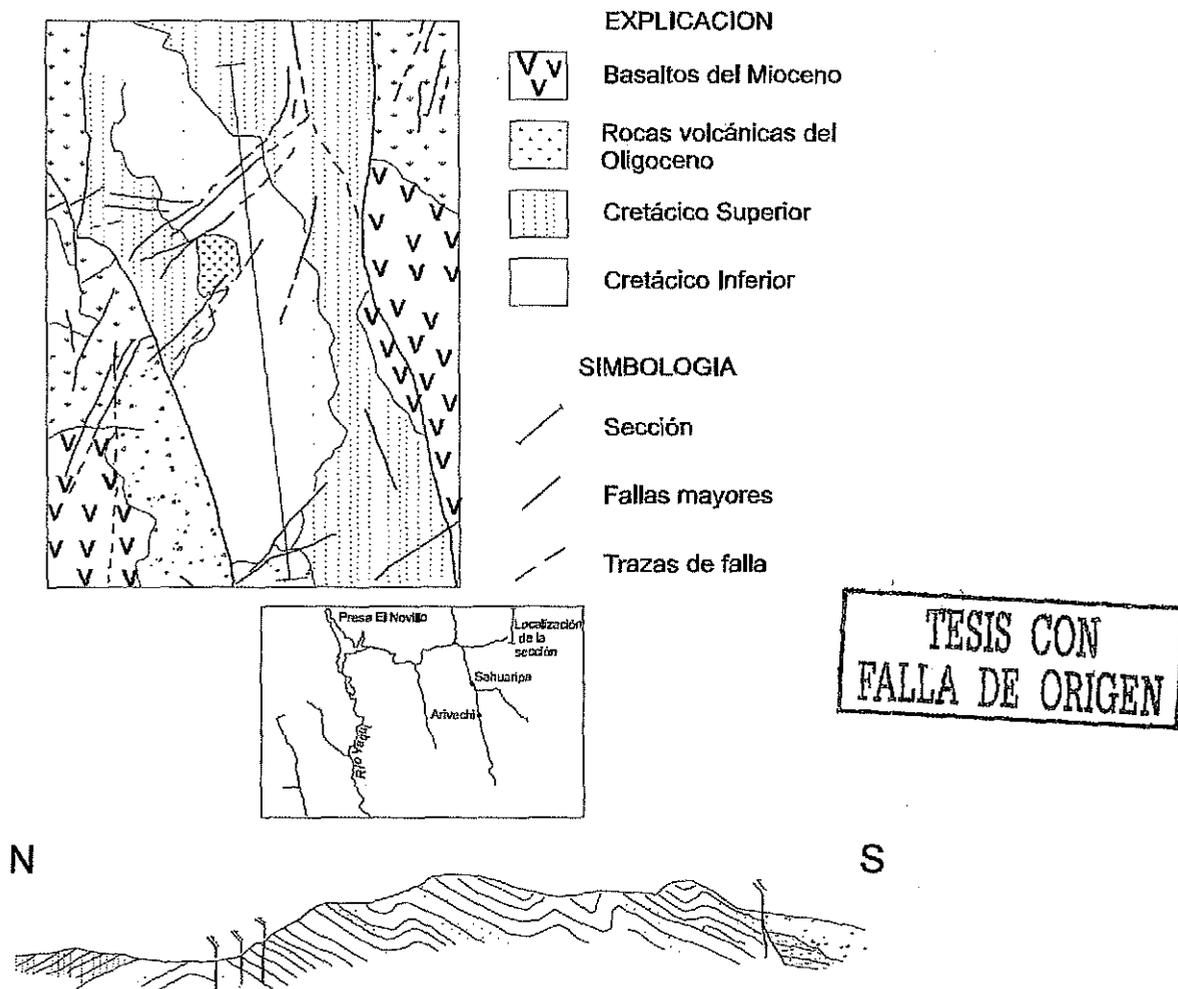


Figura 93. Geología de Sierra Los Chinos, al norte de Sahuaripa. Tomado de Pubellier (1987). El recuadro muestra la localización del plano geológico y de la sección.

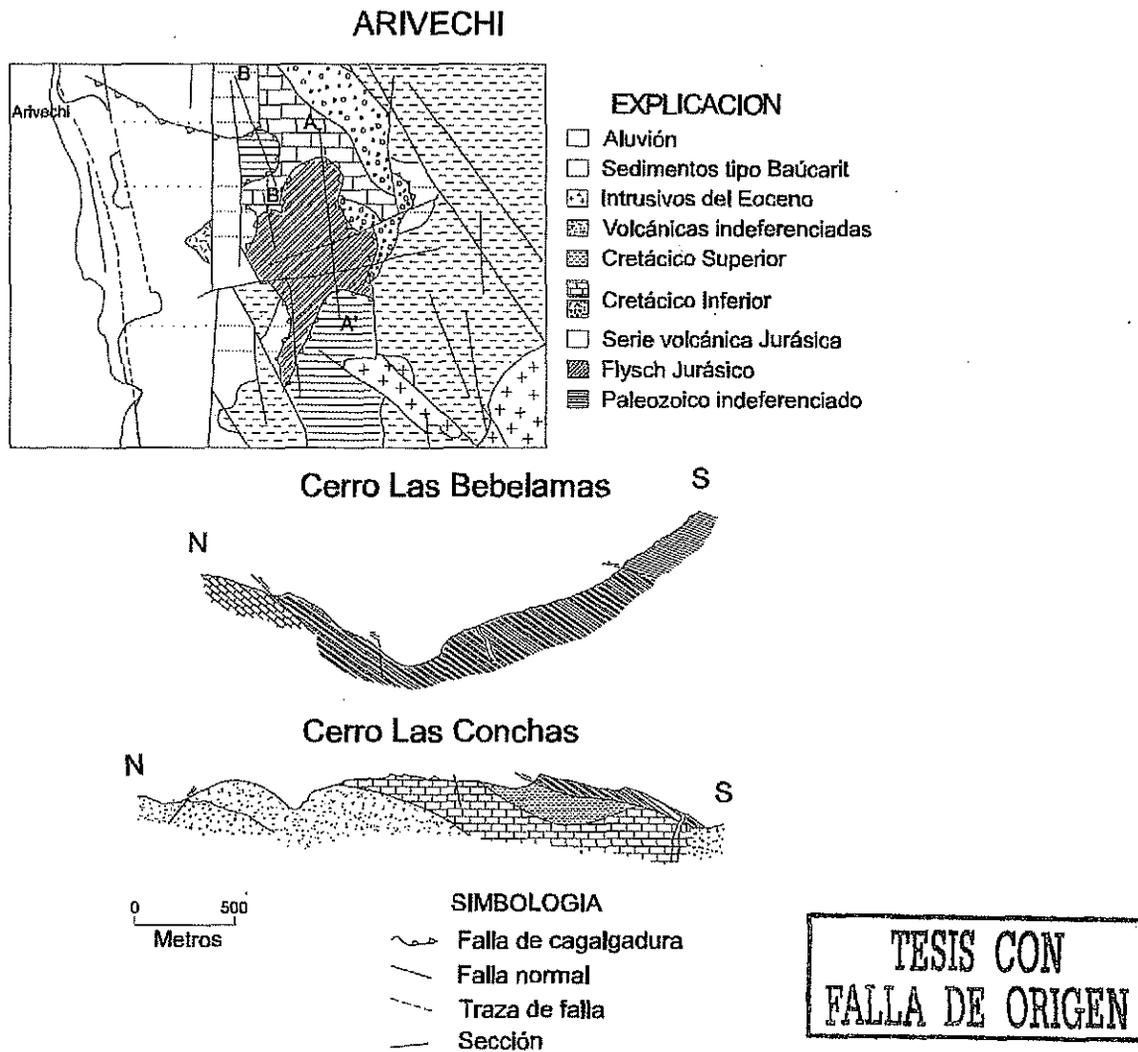


Figura 94. Geología del área de Arivechi. Tomado de Pubellier (1987)

Discusión

Los eventos tectónicos generalmente aceptados como causa de la deformación de las rocas del Cretácico Inferior en Sonora son: La deformación Albiano-Cenomaniana (Rangin, 1977), que erróneamente ha sido llamada mesocretácica; y la orogenia Laramídica cuyos efectos son bien conocidos en el oeste de los Estados Unidos y que han sido prolongados hacia México. Estos eventos se han considerado responsables de las estructuras, pliegues y

cabalgaduras principalmente, que afectan a las rocas cretácicas.

Las diferencias estructurales junto con la estratigrafía de las rocas en el noreste y este de Sonora permiten una alternativa para explicar su deformación a través de extensión, donde superficies de despegue ligados a levantamientos termotectónicos (intrusivos) han sido fundamentales en la evolución de la zona. Al igual que en la parte central de Sonora, los afloramientos de rocas paleozoicas y cretácicas en el este del estado parecen corresponder a megabloques que han sido acarreados del suroeste hacia el noroeste o posiblemente de noroeste a sureste como el caso de Lampazos. Otro aspecto importante es la amplia distribución de las rocas del Cretácico Superior que deben tener una relación estratigráfica similar a lo encontrado en el centro y noreste de Sonora y que cubren a rocas previamente deformadas.

Los datos estratigráficos de la zona de Lampazos y de la Sierra Los Chinos indican que esas secuencias están relacionadas con la estratigrafía de Chihuahua, mientras que las rocas del Grupo Bisbee fueron depositadas en la cuenca Bisbee del norte de Sonora y sur de Arizona. Es de suponerse que los megabloques del Grupo Bisbee fueron derivados de otros lugares al este, y que tal vez estas rocas pertenezcan a facies que ya han sido erosionadas; debe mencionarse que en Sonora ha habido una erosión muy intensa (considerando el espesor que se propone para la Formación El Tuli), razón por la cual en la mayor parte del estado se encuentran aflorando las rocas graníticas terciarias.

Mención aparte merecen también los afloramientos de Cerro de Oro, donde se especula que el movimiento de despegue fue hacia el suroeste como resultado de levantamientos en la Sierra de Aconchi. Rodríguez-Castañeda (1995, 1999) hace referencia al alto tectónico de Aconchi. En la Sierra Santa Teresa, localizada a unos 20 km al este de Hermosillo, se identificó un falla que pone al Paleozoico (Pérmico y Mississipico) encima de una roca volcánica. La edad de la roca volcánica no se conoce, pero por correlación y relaciones estratigráficas se puede asignar al

Cretácico Tardío o al Oligoceno, por lo que la edad del fallamiento debe ser posterior, quizás del Mioceno medio. La falla posiblemente es del tipo de despegue con movimiento de deslizamiento hacia el suroeste (Rodríguez-Castañeda, 1992).

La evidencia estratigráfica y estructural apoya la hipótesis que la deformación, que dura por lo menos desde el Jurásico Tardío hasta el Terciario, esta manifiesta por fallamiento de despegue, levantamientos termotectónicos, erosión, sedimentación y deslizamientos por gravedad que son los procesos principales que caracterizan a esta deformación.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES

Las rocas del Cretácico Inferior, del Cretácico Superior y del Terciario en la región del rancho San Antonio registran evidencia directa y circunstancial de extensión. Esta extensión significa levantamiento, procesos gravitacionales e inversión tectónica en un ambiente tectónico de convergencia.

Los estudios geológicos nos revelan que las rocas del área de estudio fueron afectadas por cuatro eventos de deformación.

El primero a finales del Cretácico Temprano manifestandose por *levantamiento termotectónico vertical y movimiento gravitacional de grandes masas rocosas* a lo largo de la Falla San Antonio. Este evento debió de ocurrir en un intervalo de tiempo corto entre el Albiano y el Cenomaniano.

Las relaciones estratigráficas y estructurales de las rocas del Cretácico Inferior indican que las rocas fueron afectadas por un evento deformacional gravitacional a finales del Cretácico Temprano. Este evento genera fragmentación de las unidades en forma de megaconglomerados y bloques junto con estructuras extensionales (fallas normales y fallas normales de bajo ángulo) y contraccionales (pliegues, cabalgaduras) con zonas de cizalla subparalelas a la estratificación. Los pliegues Z observados sugieren desplazamiento hacia un depocentro ubicado al suroeste donde el desplazamiento de los bloques se estima en hasta 10 km.

El segundo evento está marcado por una discordancia angular de carácter regional y la dispersión de los sedimentos de la Formación El Tuli, una secuencia volcano-sedimentaria que significa una sucesión alternada de erosión, depósito y vulcanismo. *El impresionante espesor de está sedimentación clástica representa una extensa degradación de detritos hacia las cuencas Cabullona y San Antonio lo que indica una significativa levantamiento y erosión de las rocas pre- y arco volcánico cretácico.*

El tercer evento, durante el Mioceno temprano, es la inversión tectónica que da lugar a la Falla San Antonio y posiblemente la Falla Las Juntas que junto con fallamiento a rumbo, Falla El Pinito, deforman rocas del Cretácico Inferior, del Cretácico Superior y del Terciario inferior.

La Falla San Antonio, que forma la margen suroeste del Alto de Cananea, yuxtapone rocas del Cretácico Inferior con rocas del Cretácico Superior. Datos cinemáticos tomados a lo largo de la falla y en rocas terciarias volcánicas indican que la configuración actual es producto de inversión tectónica en el Mioceno. Diques e intrusivos terciarios fueron afectados por este evento. La inversión tectónica también generó bloques deslizados encima de las rocas de la Formación El Tuli.

A escala regional, la Falla San Antonio forma junto con la megacizalla Mojave-Sonora, un sistema de fallas duplex izquierdo. Ambas estructuras y otras como la Falla Sawmill Canyon en Arizona han influenciado la actividad tectónica en el norte de Sonora y sur de Arizona. Cuencas por separación (la cuenca San Antonio, este trabajo y la cuenca Bisbee) resultaron durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano del movimiento a lo largo de estas discontinuidades estructurales. La deformación en las rocas del Cretácico Inferior en la región de estudio se concentra en las márgenes de estas fallas. Lo mismo se observa con los complejos de núcleos metamórficos desarrollados en la cuenca por separación San Antonio, que está limitada por la Falla San Antonio y la megacizalla Mojave-Sonora.

Se propone que estas fallas regionales, junto con el emplazamiento de intrusivos, han controlado la evolución de la región. A lo largo de ellas se han creado zonas de debilidad donde se han emplazado los magmas a medida que la corteza se ha ido extendiendo. Estas fracturas y el levantamiento termal han desarrollado fallas normales de bajo ángulo, estructuras contraccionales y zonas de milonitas.

El cuarto evento es fallamiento normal durante el Mioceno medio causante de Sierras y Valles.

El desarrollo de estos procesos resulta de la interacción compleja entre la

tectónica, el emplazamiento de los magmas y varios mecanismos de levantamiento.

El área de tesis es un ejemplo donde las estructuras desarrolladas fueron causadas en primera instancia por una tectónica vertical y en donde estructuras asociadas a una tectónica compresiva, al menos en esta parte de Sonora, no tienen evidencia de su existencia.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

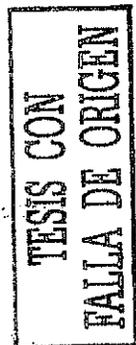


UN NUEVO DÍA

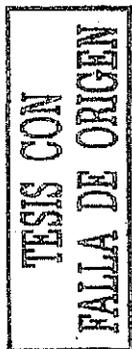
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Referencias

- Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1969, Mesozoic magmatic events of the northern Sonora coastal region, Mexico: Geological Society of America Abs. with Programs, v. 1, p. 3.
- Anderson, T.H., and Schmidt, V.A., 1983, A model of the evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time: Geological Society of America Bulletin, v. 24, p. 941-966.
- Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the evolution of northern Sonora, in Anderson, T.H. and Roldán-Quintana, J. (eds.), Geology of northern Sonora, Guidebook, Field Trip #27 Prepared for the 1979 Annual Meeting: The Geological Society of America, University of Pittsburgh, Pittsburgh, PA, p. 59-68.
- Anderson, T.H., Bajek, D.T., Chepega, J.R., Ichikawa, K.M., Rodríguez-C., J.L., Stephens, W.E., Silver, L.T., 1984, Crystalline thrust sheets near the Mojave-Sonora megashear, Sonora, Mexico: Geological Society of America Abs. with Programs, v. 16, p. 430.
- Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1985, An overview of Precambrian rocks in Sonora: Revista, Instituto de geología, Universidad Nacional Autónoma de México, v. 5, no. 2, 1981(1984), p. 131-139.
- Anderson, T.H., McKee, J.W., and Jones, N.W., 1991, A northwesterly trending Jurassic fold nappe, northernmost Zacatecas, Mexico: Tectonics, v. 10, p. 383-402.
- Anderson, T.H., McKee, J.W., Jones, N.W., and Rodríguez-Castañeda, J.L., 1991, Transpressional structures along the Late Jurassic Mojave-Sonora megashear: Geological Society of America Abs. with Programs, v. 23, no. 5, p. A251.
- Anderson, T.H. and Campbell, P., 1992, Mylonite at the Mojave-Sonora megashear, northwestern Mexico: Geological Society of America Abs. with Programs, v. 24, no. 7 p. A147.
- Anderson, T.H. and Campbell, P., 1994, The role of the Quitovaquito thrust in Mesozoic deformation -Cordilleran-Chihuahua corridor: Geological Society of America Abs. with Programs, v. 25, no. 2, p. 72.
- Anderson, T.H., McKee, J.W., McKee, M.B., and Nurse, J.A., 1995, Coarse clastic deposits of Late Jurassic age in southwestern North America -A record of pull-apart basins: Geological Society of America Abs. with Programs, v. 27, no. 6, p. A75.
- Anderson, T.H., McKee, J.W., McKee, M.B. 1996, Cretaceous deformation in northeastern Sonora: A record of block-faulting, structural inversion, and syn-depositional sliding: Geological Society of America Abs. with Programs, v. 28, no. 7, p. A448.
- Angelier, J., 1990, Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means: Geophy. J. Int., v. 103, p. 363-376.
- 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: Journal of Structural Geology, v. 3, no. 4, p. 347-357.
- Angelier, J., Colletta, B., and Anderson, R.E., 1985, Neogene plaeostress changes in the Basin and Range: A case study at Hoover Dam, Nevada-Arizona: Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 347-361.
- Armstrong, R.L., 1968, Sevier orogenic belt in Nevada and Utah: Geological Society of America Bulletin, v. 79, p. 429-458.
- Bartolini, C., 1993, Fragments of the lower Cretaceous Chihuahua's Aldama platform in eastern Sonora, Mexico (?): Cordilleran Section, Abstracts with Programs, Geological Society of America, v. 25, no. 5, p. 7.
- Bartolini, C., Morales-Montaño, M., Damon, P. and Shafiqullah, M., 1993, Tertiary stratigraphy and geochronology (K-Ar) of the San Jose de Gracia area, central Sonora, Mexico: en: C. González y L. Vega eds., Resúmenes III Simposio de la Geología de Sonora y Areas Adyacentes, p. 13-15.
- Bateman, P.C. and Clark, L.D., 1974, Stratigraphic and structural setting of the Sierra Nevada batholith: Pacific Geology, v. 8, p. 78-89.
- Beltrán-Encinas, J.C., 1998, Exploración geológica minera de la mina Santa Gertrudis, exploración y explotación del depósito Sofia [Tesis licenciatura] Hermosillo, Universidad de Sonora, 41 p.



- Bennett, S.A., 1993, Santa Teresa District, Sonora, México: A gold exploration study aided by lithologic mapping, remote sensing analysis, and geographic information system compilation [M.S. thesis] Colorado, University of Colorado, 272 p.
- Bilodeau, W.L., 1979, Early Cretaceous tectonics and deposition of the Glance Conglomerate, southeastern Arizona [Ph.D. thesis] Stanford, Stanford University, 145 p.
- Bilodeau, W.L., 1982, Tectonic models for Early Cretaceous rifting in southeastern Arizona: *Geology*, v. 10, p. 466-470.
- Bilodeau, W.L. and Linderberg, F.A., 1983, Early Cretaceous tectonics and sedimentation in southern Arizona, southwestern New Mexico, and northern Sonora, Mexico, *in* Reynolds, M.W. and Dolly, E.D., eds., *Mesozoic Paleogeography of west-central United States: Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Rocky Mountain Section*, p. 173-188.
- Bilodeau, W.L., Kluth, C.F., and Vedar, L.K., 1987, Regional stratigraphy, sedimentologic and tectonic relationship of the Glance Conglomerate in southeastern Arizona, *in* Dickinson, W.R. and Klute, M.A., eds., *Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest*, v. 18, p. 229-265.
- Blackwelder, E., 1914, A summary of the orogenic epochs in the geologic history of North America: *Journal of Geology*, v. 22, p. 633-654.
- Blair, T.C. and McPherson, J.G., 1999, Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles: *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, no. 1, p. 6-19.
- Boggs, Sam, 1995, *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*, Second Edition. Prentice-Hall, Inc., 774 p.
- Bojórquez-Ochoa, J.A. y Rosas-Haro, J.A., 1988, Geología de la Hoja Aconchi H12D13, Municipio de Aconchi, Sonora, México [Tesis licenciatura] Hermosillo, Universidad de Sonora, 92 p.
- Busby-Spera, C.J., 1988, Speculative tectonic model for the Early Mesozoic in the southwestern Cordilleran United States: *Geology*, v. 16, p. 1121-1125.
- Calmus, T., Pérez-Segura, E. Y Roldán-Quintana, J., 1996, The Pb-Zn ore deposits of San Felipe, Sonora, Mexico: "Detached" mineralization in the Basin and Range Province: *Geofísica Internacional*, v. 35, no. 2, p. 115-124.
- Carrasco-V., B., 1977, Albian sedimentation of submarine autochthonous and allochthonous carbonates, east edge of the Valle-San Luis Potosí platform, Mexico: *in* Cook, H.E. and Enos, P., eds., *Deep-Water carbonate Environments*, SEPM Special Publication 25, p. 263-272.
- Caudillo-Sosa, G., Oviedo-Lucero, F. y Rodríguez-Castañeda, J.L., 1996, Falla Quitovac -Resultado de un evento de transpresión del "Mojave-Sonora megashear", noroeste de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, p. 140-151.
- Campbell, P.A. and Anderson, T.H., 1996, Structures and deformation partitioning along a Jurassic plate boundary transform, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abs. with Programs*, v. 28, no. 7, p. A445.
- Castro-R, A., y Morfín-V., S., 1988, Geología de la carta Rayón con énfasis en el área de Cerro de Oro, Sonora central [Tesis licenciatura]: Hermosillo, Universidad de Sonora, 85 p.
- Chepega, J. R., 1987, Reconnaissance geology of Tesota region, north-central Mexico [M.S. thesis] Pittsburgh, University of Pittsburgh, 139 p.
- Clark, K.F., Foster, C.T. and Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 533-544
- Connors, C.D. and Anderson, T.H., 1989, Expression and structural analysis of the Mojave-Sonora megashear in northwestern Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abs. with Programs*, v. 21, no. 6, p. 91.
- Connors, C.D., 1990, Geology of the Quitovac -Sierra La Toñita area, northwestern Sonora, México [M.S. Thesis]: Pittsburgh, University of Pittsburgh, 75 p.
- Coney, P. J., 1979, Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics, *in* Smith, R.B., and Eaton, G.P., eds., *Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western Cordillera: Geological Society of America Memoir 152*, p. 33-50.



- Corona, F.V., 1979, Preliminary reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico, *in* Anderson, T.H. and Roldán-Quintana, J. (eds.), *Geology of northern Sonora*, Guidebook, Field Trip # 27 Prepared for the 1979 Annual Meeting: The Geological Society of America, University of Pittsburgh, Pittsburgh, PA, p. 59-68.
- Corona, F.V., 1980, Reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico [M.S. thesis]: Pittsburgh, University of Pittsburgh, 178 p.
- Couch, R.W., Ness, G.E., Sánchez-Zamora, O., Calderón-Riverol, G., Doguin, P., Plawman, T., Coperude, S., Huehn, B., and Gumma, W., 1991, Gravity anomalies and crustal structure of the Gulf and Peninsular Province of the Californias, *in* J.P. Dauphin and B.R.T. Simoneit, eds., *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: AAPG Memoir 47*, p. 25-44.
- Crowell, J.C., 1974, Origin of Late Cenozoic basins in southern California, *in* W.R. Dickinson, ed., *Tectonics and sedimentation: Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Pub., 2*, p. 190-204.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., and Clark, K.F., 1981, Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera: *in* Dickinson, W.R., and Pyne, W.D., eds., *Relations of tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, v. 14, p. 137-153.
- Davis, G.H. 1979, Laramide folding and faulting in southeastern Arizona: *American Journal of Science*, v. 279, p. 543-569.
- Davis, G.H. and Coney, P.J., 1979, Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complex: *Geology*, v. 7, p. 120-14.
- Dickinson, W. R. 1981, Plate tectonic evolution of the southern Cordillera, *in* Dickinson, W. R., and Payne, W.D., eds., *Relations of the tectonics to ore deposits in the southern Cordillera: Arizona Geological Society Digest*, v. 14, p. 113-135.
- Dickinson, W.R., 1989, Tectonic setting of Arizona through geologic time, *in* Jenney, J.P. and Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 1-16.
- DeJong, K.A., Escarcega-Escarcega, J.A., and Damon, P.E., 1988, Eastward thrusting, southwestward folding, and westward backsliding in the Sierra La Vibora, Sonora, Mexico: *Geology*, v. 16, p. 904-907.
- Drewes, H.D., 1981, *Tectonics of southeastern Arizona: United States Geological Survey Professional Paper 1144*, 93p.
- Engelbreton, D.C., Cox, A.V., and Thompson, G.A., 1984, Convergence and tectonics: Laramide to Basin and Range: *Tectonics*, v. 3, no. 2, p. 115-119.
- Farmer, G.L. and DePaolo, D.J., 1984, Origin of Mesozoic and Tertiary granite in the United States and implications for pre-Mesozoic crustal structure, 2, Nd and Sr isotopic studies of unmineralized and Cu- and Mo-mineralized granite in the Precambrian craton: *Journal of Geophysical Research*, v. 8, no. B12, p. 10,141-10,160.
- Fernández-A., M.A. y Almazán-V., E., 1991, *Geología de la carta Arivechi (H12D56): Secretaría de Fomento Industrial y Comercio del Estado de Sonora, Dirección General de Fomento Minero, Mapa.*
- Fernández-A., M.A. y Grijalva-H., A.S., 1995, *Estratigrafía y yacimientos minerales del área de Sahuaripa, Sonora, México: Secretaría de Fomento Industrial y Comercio del Estado de Sonora, Dirección General de Fomento Minero, Reporte inédito*, 19 p.
- Flinn, D.L., 1977, *Geology of Cerro Macho area, Sonora, Mexico [M.S. thesis]: Flagstaff, Northern Arizona University*, 73 p.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, v. 16, no. 3, p. 388-408.
- García-Barragán, J.C., 1992, *Geology of the western Cerros El Amol, Altar, Sonora, Mexico [M.S. thesis] Cincinnati, University of Cincinnati*, 92 p.
- García y Barragán, J.C. and Rodríguez-Castañeda, J.L., 1996, Tectonic significance of Late Cretaceous conglomerates in north-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abs. with Programs*, v. 28, no. 7, p. A115.
- George, Peter G., 1995, Structural and stratigraphic evidence for a significant late Albian-Early Cenomanian increase in Cordilleran tectonism: *Geological Society of America Abstracts*

- with Programs, v. 27, p. A-388
- González-L., C., 1978, Geología del área de Arizpe, Sonora centro-septentrional [Tesis licenciatura] Hermosillo, Universidad de Sonora, 74 P.
- González-L., C., 1988, Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias Cretácicas del área de Lampazos, Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, no. 2, p. 148-162.
- González-L., C., 1989, *Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico del área de Cerro de Oro, Mpio. de Rayón* [Tesis Maestría]: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, 108 p.
- González-L., C., 1994, Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona Basin, northeastern Sonora, Mexico [Ph.D. Thesis]: Tucson, University of Arizona, 144 p.
- González-L., C. y Jacques-A., C., 1988, La secuencia del Cretácico Temprano del área de Cerro de Oro, Sonora: Implicaciones paleogeográficas: Segundo Simposio Geología y Minería de Sonora, p. 23-25.
- González-L., C. y Jacques-A., C., 1990, Paleogeografía del Cretácico Temprano en Sonora: Univ. Nuevo León, Fac de Ciencias de la Tierra, Actas, v.4, p. 33-60.
- González-León, J.M., McIntosh, W.C., Lozano-Santacruz, R., Valencia-Moreno, M., Amaya-Martínez, R. and Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi Quadrangles), northwestern Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 12, no. 4, p. 600-610.
- Grijalva-H., A.S., Fernández-A., M.A. y Cubillas, R., 1994, Estratigrafía y yacimientos minerales de la región de Badesi, Municipio de Sahuaripa, Sonora: Secretaría de Fomento Industrial y Comercio del Estado de Sonora, Dirección General de Fomento Minero, reporte inédito y mapa escala 1: 50,000, 21 p.
- Grijalva-Noriega, F.J., 1995, El Alto Cananea: Un elemento paleogeográfico del Jurásico Tardío: Bol. Depto. Geol. Uni-Son, v. 12, no.2, p. 1-16.
- Grijalva-N., F.J. y Rodríguez-Castañeda, J.L., 1994, El arco Jurásico continental: un alto estructural durante el Jurásico tardío-Cretácico Temprano en Sonora y Arizona. GEOS, v. 14, no. 5, p. 38.
- Gurnis, M., 2001, Sculpting the earth from inside out: Scientific American, v. 284, no. 3, p. 34-41.
- Gurnis, M., Dietmar Müller, R., and Moresi, L., 1998, Cretaceous vertical motion of Australia and the Australian-Antarctic discordance: Science, v. 279, p. 1499-1504.
- Gurnis, M., Mitrovica, J.X., Ritsema, J., and Van Heijst, H-J., 2000, Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African Superplume: Geochemistry, Geophysics and Geosystems, v. 1, p. sin paginación.
- Hardy, L.R., 1981 Geology of the central sierra de Santa Rosa, Sonora, México, in Ortlieb, L. and Roldán-Quintana, J., eds., Geology of northwestern Mexico and southern Arizona: Geological Society of America, Cordilleran Section Annual meeting, Guidebook and Papers, p. 73-78.
- Harrar, W.G., 1989, Geology and paleomagnetism of the central Sierra El Batamote, northwestern Sonora, Mexico: [M.S. Thesis] University of Cincinnati, 134 p.
- Haxel, G.B., Anderson, T.H., Riggs, N.R., and Goodwin, L.B., 1988, The Papago terrane: A crustal anomaly in south-central Arizona and north-central Sonora: Geological Society of America Abs. with Programs, v. 20, p. 168.
- Herrera-U., S. y Bartolini-N., C., 1983, Geología del área de Lampazos, Sonora [Tesis licenciatura]: Hermosillo, Universidad de Sonora, 120 p.
- Heubeck, C., 1992, Sedimentology of large olistoliths, southern Cordillera Central, Hispaniola: Journal of Sedimentary Petrology, v. 62, no. 3, p. 474-482.
- Hiscott, R.N. and James, N.P., 1985, Carbonate debris flows, Cow Head Group, western Newfoundland: Journal of Sedimentary Petrology, v. 55, p. 735-745
- Himanga, J.C., 1977, *Geology of Sierra Chiltepin, Sonora, México* [M.S. thesis] Flagstaff, Northern Arizona University, 78 p.
- Hine, A.C., Locker, S.D., Tedesco, L.P., Mullins, H.T., Hallock, P., Belknap, D.F., Gonzalez, J.L., Neumann, A.C., and Snyder, S.W., 1992, Megabreccia shedding from modern, low-relief carbonate platforms, Nicaragua Rise: Geological Society of America Bulletin, v. 104, p.

928-943.

- Jacques-A., C., 1983, Sierra El Chanate, northwestern Sonora, México: Stratigraphy, sedimentology, and structure: [M.S. thesis] Cincinnati, University of Cincinnati, 143 p.
- Jacques-A., C., 1986, Las rocas cretácicas del área de Caborca-Altar y sus deformaciones: *en* J.L. Rodríguez, J. Roldán y C. Jacques, eds., Nuevas Aportaciones a la Geología de Sonora, Centenario del Instituto de geología, UNAM, Hermosillo, Sonora, México.
- Jacques-A., C., 1989, Arroyo Sasabe Formation (Aptian-Albian), northwestern Sonora, Mexico-marginal marine sedimentation in the Sonora back-arc basin: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 171-178.
- Jacques-A., C., 1993, The Cretaceous in the Caborca-Santa Ana region, northern Sonora, México [Ph.D. thesis] Cincinnati, University of Cincinnati, 145 p.
- Jacques-A., C., 1995, Paleogeography and provenance of the Lower Cretaceous Bisbee Group in the Caborca-Santa Ana, Northwestern Sonora: *in* Jacques-Ayala, C., González-Ieón, C., and Roldán-Quintana, J., eds., Mesozoic of Sonora and Adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 79-98.
- Jacques-A., García-B., J.C., y DeJong, K.A., 1990, Caborca-Altar Geology: Cretaceous sedimentation and compresion. Tertiary uplift and extension: *in* Gehrels, G.E., Spencer, J.E. eds., Geologic excursions through de Sonoran Desert Region, Arizona y Sonora, Arizona Geological Survey, Special Paper 7, p. 165-1.
- Jurdy, D.M., 1984, The subduction of the Farallon Plate beneath North America as derived from relative plate motions: Tectonics, v. 3, no. 2, p. 107-113.
- Kimbrough, D.L., Smith, D.P., Mahoney, J.B., Moore, T.H., Grove, M., Gastil, R.G., Ortega-Rivera, A., and Fanning, C.M., 2001, Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California: Geology, v. 29, no. 6, p. 491-494.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance of northern Sierra Madre Occidental, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1625-1722.
- Kleinspehn, K.L., 1985, Cretaceous sedimentation and tectonics Tyaughton-Methow Basin, southwestern British Columbia: Can. J. Earth Sci., v. 22, p. 154-174.
- Krebs, C. and Ruiz, J.A., 1987, Geochemistry of the Canelo Hills volcanics, and implications for the Jurassic tectonic setting of southeastern Arizona, *in* Dickinson, W.R. and Klute, M.A., eds., Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest, v. 18, p. 139-151.
- Lawton, T.F. and Olmstead, G.A., 1995, Stratigraphy and structure of the lower part of the Bisbee Group, northeastern Chiricahua Mountains, Arizona, *in* Jacques-Ayala, C., González-Ieón, C., and Roldán-Quintana, J., eds., Mesozoic of Sonora and Adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 21-39.
- Lipman, P.W. and Hagstrum, J.T., 1992, Jurassic ash-flows sheets, calderas, and related intrusions of the Cordillera volcanic arc in southeastern Arizona: Implications for regional tectonics and ore deposits: Geol. Soc. of America Bulletin, v. 104, p. 32-39.
- Lowell, J.D., 1995, Mechanics of basin inversion from worldwide examples, *in* J.G. Buchanan and P. G. Buchanan, eds., Basin Inversion: Geological Society Special Publication 88, p. 39-58.
- Mack, G.H., 1987, Mid-Cretaceous (late Albian) change from rift to retroarc foreland basin in southwestern New Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 98, p. 507-514.
- Marshak, S. And Mitra, G, 1988, Basic Methods of Structural Geology, Prentice Hall, 448 p.
- Martínez-García, H. y Soots-López, N., 1994, Geología de la Hoja Banámichi H12B83, Municipios de Banámichi y Arizpe, Sonora centro-septentrional [Tesis de Licenciatura]: Hermosillo, Universidad de Sonora, 86 p.
- Mattauer, M., 1976, Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre: Ediciones Omega, Barcelona, España, 524 p.
- McComb, T.D., 1987, Structural geology of the Sierra El Batamote, northwest Sonora, Mexico [M.S. thesis] Cincinnati, University of Cincinnati, 111 p.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., and Amaya-Martínez, R., 1977, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico:

- Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 1349-1360.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., and Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 521-531.
- McKee, M.B. 1991, Deformation and stratigraphy relationships of mid-Cretaceous mass gravity slides of a marine basin in Sonora, Mexico [Ph.D. thesis]: Pittsburgh, University of Pittsburgh, 286 p.
- McKee, M.B., and Anderson, T.H., 1998, Mass gravity deposits and structures in the Lower Cretaceous of Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 110, p. 1516-1529.
- McKee, J.W., McKee, M.B., and Anderson, T.H., 1994, Mountain-forming megablocks in the Jurassic (?) of northernmost Sonora, Mexico: Geological Society of America Abs. with Programs, v. 26, no. 7, p. A386.
- Miller, E.L. and Gans, P.B., 1989, Cretaceous crustal structure and metamorphism in the hinterland of the Sevier thrust belt, western U.S. Cordillera: Geology, v. 17, p. 59-72.
- Minjárez-S., I., Palafox, J.J., Torres, Y., Martínez, J.A., y Rodríguez, B., 1985, Consideraciones respecto a la estratigrafía y estructura del área de Sahuaripa - Arivechi: Bol. Depto. de Geología, Universidad de Sonora, v. 2, no. 1 y 2, p. 90-105.
- Monreal, R., 1995, Las facies marinas (Aptiano-Albiano) del Grupo Bisbee y cronocorrelativas en Sonora: Bol. Depto. Geología, Universidad de Sonora, v. 12, p. 65-78.
- Monreal, R. and Longoria, J.F., 2000, Lower Cretaceous rocks of Sierra Los Chinos, esta-central Sonora, Mexico: Geofísica Internacional, v. 39, no. 4, p. 309-322.
- Moores, E.M. and Day, H.W., 1983, An overthrust model for Mesozoic sierran tectonics: Geological Society of America Abs. with Programs, v. 15, p. 293.
- Navarro-Fuentes, J.C., 1989, Estratigrafía del Cretácico Inferior en el área de Santa Ana, Sonora, México [Tesis Licenciatura]: Universidad de Baja California, Facultad de Ciencias Marinas, 90 p.
- Nemec, W., and Steel, R.J., 1984, Alluvial and coastal conglomerates: their significant and some comments on gravelly mass-flow deposits, in E. H. Koster and R.J. Steel eds., Sedimentology of gravels and conglomerates: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10, p. 1-32.
- Nourse, J.A., 1990, Tectonostratigraphic development and strain history of the Magdalena metamorphic core complex, northern Sonora, in Gehrels, G.E. and Spencer, J.E., eds., Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper 7, p. 155-164.
- Nourse, J.A., 1995, Jurassic-Cretaceous paleogeography of the Magdalena region, northern Sonora, and its influence on the positioning of Tertiary metamorphic core complexes: Geological Society of America, Special Paper 301, p. 59-78.
- Nourse, J.A., Anderson, T.H., and Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complex in Sonora, northwestern Mexico: Tectonics, v. 13, p. 1161-1182.
- Palafox, J.J. y Martínez, J.A., 1985, Estratigrafía del área de Arivechi, Sonora: Bol. Depto. de Geología, Universidad de Sonora, v. 2, no. 1 y 2, p. 30-56.
- Prior, D.B., Bornhold, B.D., Coleman, J.M., and Bryant, W.R., 1982, Morphology of a submarine slide, Kitimat Arm, British Columbia: Geology, v. 10, p. 588-592.
- Pubellier, Manuel, 1987, Relations entre domaines cordilléraire et mésogéen au nord du Mexique; étude géologique de la vallée de Sahuaripa, Sonora central: Thèse de Doctorat, Université de Paris 6, 219 p.
- Quintero-Legorreta, O., 1995, Les frontières à terre du bloc de Jalisco, (Mexique), Etude néotectonique et structurale de la fracturation et reconstruction des paléocontraintes: Thèse de Doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris 6, 257 p.
- Radelli, Luigi, 1990, La Chaîne Nevadienne (Giliene) et ses déformations Crétacées au NW du Mexique (Nappes d'origine Gondwanienne de Caborca et du Sonora central: Géologie Alpine, t. 66, p. 57-100.
- Radelli, Luigi et Calmus, T., 1988, Suture nappes d'âge Néevadian sur la bordure sud du Colorado (Colorado, Arizona, U.S.A.; Sonora, Mexique): Géologie Alpine, t. 64, p. 105-111.

- Radelli, Luigi, Desmons, Jacqueline, and Castro-L., T., 1993, The rotation of Laurentian and the Nevadan Orogeny of NW Mexico and SW USA: *Boletín del Departamento de Geología, Universidad de Sonora*, v. 10, p.63-109.
- Ramsay, J.G., 1967, *Folding and Fracturing of Rocks*: McGraw-Hill Book Co., New York, 568 p.
- Rangin, Claude, 1977, Tectónicas sobrepuestas en Sonora septentrional: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 1, p. 44-47.
- _____, 1982, Contribution à l'étude géologique du Systeme Cordillérain du nord-ouest du Mexique: Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 588 p.
- _____, 1986, Contribution à l'étude géologique du système cordillérain mésozoïque du nord-ouest du Mexique: *Mem. Soc. Geol. France*, v. 148, 136 p.
- Ransome, F.L., 1904, Geology and ore deposits of the Bisbee quadrangle, Arizona:U.S. *Geological Survey Professional Paper 21*, 167 p.
- Ricalde-Moreno, O., S., 1994, Descripción anatómica de ejes vegetativos de palmeras fósiles del norte de México [Tesis de Licenciatura]: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, 113 p.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1984, Geology of Tuape region, north-central Sonora, México [M.S. thesis] Pittsburgh, University of Pittsburgh, 157 p.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1986, Interpretación del contacto Jurásico-Cretácico en Sonora este-central: Simposio Nuevas Aportaciones a la Geología de Sonora, Resúmenes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Est. Reg. del Noroeste, p. 37-48.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1990, Relaciones estructurales en la parte centro septentrional del Estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 9, p. 51-61.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1991, Mesozoic geology in north-central Sonora, Mexico: *Bol. Depto. Geología, Universidad de Sonora*, v. 8, p. 13-27.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1994a, Gravity sliding structures in Lower and Upper Cretaceous sequences in central Sonora, México: *Abs. with Programs Cordilleran Section, Geol. Soc. America*, v. 26, no. 2, p. 85.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1994b, Geología del área del Tehuachi, Estado de Sonora, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, v. 11, no.1, p. 11-28.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1996, Late Jurassic and mid-Tertiary brittle-ductile deformation in the Opodepe region, Sonora, Mexico: *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, no. 1, p. 1-9.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1997, Gravity sliding structures in Cretaceous-Early Tertiary rocks in north-central Sonora, Mexico -Regional significance: *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, no. 1, p. 1-12.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1999, Cretaceous-Tertiary detachment surface -Cerro el Vigía, structural block in the Banámichi-San Antonio region, central Sonora, Mexico: *Universidad Nacional Autónoma de México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 16, no. 1, p. 63-72.
- Rodríguez-Castañeda, J.L. and García-Barragán, J.C., 1994, Late Jurassic-Early Cretaceous thrusting in the Altar region, northwest Sonora, Mexico: *Abs. with Programs Cordilleran Section, Geol. Soc. America*, v. 26, no. 2, p. 85.
- Rodríguez-Castañeda, J.L. and García y Barragán, J.C., 1996, Late Cretaceous to mid-Tertiary stress evolution in northeast and central Sonora, Mexico: Metamorphic core complex type deformation: *Geological Society of America Abs. with Programs*, v. 28, no. 7, p. A190.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., García y Barragán, J.C., and Anderson, T.H., 1997, Regional faults along the southern margin of the Cananea uplift -a record of Late Cretaceous inversion of the Sonora basin. II Convención sobre la evolución Geológica de México, Resúmenes, p. 68.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., Rodríguez-Torres, R., y García y Barragán, J.C., 2000, Interpretación tectono-estructural de información geofísica en la región del rancho San Antonio, Sonora norte-central: su ubicación en un contexto local y regional: *en* T. Calmus y E. Pérez-S.,

- eds., Libro de Resúmenes, Cuarta Reunión sobre la Geología del Noroeste de México y Areas Adyacentes, p. 102-103.
- Roldán-Quintana, J., 1989, Geología de la Hoja Baviácora en Sonora centro-oriental: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, no.1, p. 1-14.
- Roldán-Quintana, J., 1991, *Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, Mexico*, in Pérez-Segura, E. and Jacques-Ayala, C., eds., *Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America, Special Paper 254*, p. 69-80.
- Roldán-Quintana, J., 1994, Geología de la Sierra de Oposura, Moctezuma, Estado de Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 11, no. 1, p. 1-10.
- Roldán-Quintana, J., 2002, Características y evolución del arco magmático mesozoico-terciario entre San Carlos-Maycoba, sur de Sonora: México, D.F., [Tesis de Doctorado], Universidad Nacional Autónoma de México, *en preparación*.
- Salas, G.A., 1968, *Areal geology and petrology of the igneous rocks, Santa Ana Quadrangle, Sonora, México*: Boletín Sociedad Geológica Mexicana, v. 31, p. 1-64.
- Schweickert, R.A. and Cowan, D.S., 1975, Early Mesozoic tectonic evolution of the western Sierra Nevada, California: Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 1329-1336.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper 278, 153 p.
- Shanmugan, G., Lehtonen, L.R., Straume, T., Syvertsen, S.E., Hodgkinson, R.J., and Skibeli, M., 1994, Slump and debris-flow dominated upper slope facies in the Cretaceous of the Norwegian and northern North Seas (61-67°): Implications for sand distribution: AAPG Bulletin, v. 78, p. 910-937.
- Silver, L.T. and Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North America craton margin: Geological Society of America, Abs. with Programs, v. 6, p. 995.
- Smith, J.V., 1996, Geometry and kinematics of convergent conjugate vein array systems: Journal of Structural Geology, v.18, p. 1291-1300.
- Srivastava, D.C., 2000, Geometrical classification of conjugate vein arrays: Journal of Structural Geology, v.18, p. 713-722.
- Steen, O. and Andresen, A., 1997, Deformational structures associated with gravitational block gliding: examples from sedimentary olistoliths in the Kalvag Melange, western Norway: American Journal of Science, v. 297, no. 1, p. 56-97.
- Stephens, W.E., 1989, Geology of the Cucurpe region, Sonora, Mexico: Pittsburgh, University of Pittsburgh, M.S. Thesis, 139 p.
- Stephens, W.E., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1986, La Lamina thrust sheet -A far traveled allochthon of crystalline basement in northwestern Mexico: Geological Society of America, Abs. with Programs, v. 18, p. 72.
- Stone, P., Page, V.M., Hamilton, W., and Howard, K.A., 1987, Cretaceous age of the upper part of the McCoy Mountains Formation, southeastern California and southwestern Arizona, and its tectonic significance: Reconciliation of paleobotanical and paleomagnetic evidence: Geology, v. 15, p. 561-564.
- Stow, D.A.V., 1994, Deep sea processes of sediment transport and deposition, in Pye, K., ed., *Sediment Transport and Depositional Processes*: Oxford, Blackwell Scientific Publications, p. 257-291.
- Taliaferro, N., 1933, An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora: Journal of Geology, v.41, p. 12-37.
- Teale, C.T. and Young, J.R., 1987, Isolated olistoliths from the Longobucco Basin, Calabria, southern Italy, in Leggett, J.K. and Zuffa, G.G., eds., *Marine Clastic Sedimentology*, Graham and Trotman, p. 75-88.
- Titley, S.R., 1976, Evidence for a Mesozoic linear tectonic pattern in southeastern Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. X, p. 71-101.
- Tosdal, R.M., Haxel, G.B. and Wright, J.E., 1989, Jurassic geology of the Sonoran desert region, southern Arizona, southeastern California, and northernmost Sonora: construction of a continental-margin magmatic arc, in Jenney, J.P., and Reynolds, S.J., eds., *Geologic*

- evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest 17, p. 397-434.
- Tosdal, R.M., Haxel, G.B., Anderson, T.H., Connors, C.D., May, D.J., and Wright, J.E., 1990, Highlights of Jurassic-Late Cretaceous to Early Tertiary, and Middle Tertiary tectonics, south-central Arizona, and north-central Sonora, *in* Gehrels, G.E., and Spencer, J.E., eds., Geologic excursions through the Sonoran Desert Region, Arizona y Sonora, Arizona Geological Survey Special Paper 7, p. 76-88.
- Turner, R.L., Raines, G.L., Kleinkopf, M.D., Lee-Moreno, J.L., 1982, Regional northeast-trending structural control of mineralization, northern Sonora, Mexico: *Economic Geology*, v. 77, p. 25-37.
- Twiss, R.J. and Moores, E.M., 1992, *Structural Geology*, W. H. Freeman and Co., New York, 532 p.
- UNAM-USGS, 1995, Mapa de Compilación de edades radiométricas.
- Valencia-Moreno, M. A., 1998, Geochemistry of Laramide granitoids and associated porphyry copper mineralization in NW Mexico [Ph.D. thesis] Tucson, University of Arizona, p. 164.
- Ward, P.L., 1995, Subduction cycles under western North America during the Mesozoic and Cenozoic eras, *in* Miller, D.M. and Busby, C., *Jurassic Magmatism and Tectonics of the North American Cordillera: Geological Society of America, Special Paper 299*, p. 1-72.
- Warzeski, E.R., 1987, Revised stratigraphy of the Mural Limestone: A lower Cretaceous carbonate shelf in Arizona and Sonora, *in* Dickinson, W.R. and Klute, M.A., eds., *Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas, Arizona Geological Society Digest*, v. 18, p. 335-363.
- Willard, J.S., 1988, Geology, sandstone petrography and provenance of the Jurassic (?) - Cretaceous rocks of the Puerto del Alamo area, northwestern Sonora, Mexico [M.S. thesis] Cincinnati, University of Cincinnati, 250 p.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

APÉNDICE

Direcciones principales de los paleotensores σ_1 , σ_2 , σ_3 y coeficiente Φ calculados en los diferentes sitios dentro y fuera del área de estudio.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Sitio Arroyo El Cable

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	ϕ
SATD1-2	Cretácico Temprano	Contracción	5	206-02	292-05	097-84	0.600
SATD3	Cretácico Temprano	Extensión	5	295-58	071-24	170-20	0.646
SATD4a	Cretácico Temprano	Contracción	5	111-11	019-06	261-77	0.803
SATD4b	Cretácico Temprano	Extensión	4	181-71	280-03	011-18	0.575
SATD7	Cretácico Temprano	Extensión	8	121-67	292-23	027-02	0.505
SATD9a	Cretácico Temprano	Contracción	19	036-03	306-01	198-87	0.396
SATD9b	Cretácico Temprano	Contracción	6	229-70	118-07	026-18	0.090
SATD10a	Cretácico Temprano	Extensión	11	142-81	239-01	329-09	0.262
SATD10b	Cretácico Temprano	Extensión	10	187-81	030-08	300-03	0.603
SATD11a	Cretácico Temprano	Contracción	27	206-06	115-14	318-75	0.731
SATD11b	Cretácico Temprano	Contracción	6	252-15	160-05	051-74	0.581
SATD12a	Cretácico Temprano	Extensión	10	335-73	133-16	224-06	0.475
SATD12b	Cretácico Temprano	Extensión	5	124-80	023-02	293-09	0.277
SATDFAa	Cretácico Temprano	Extensión	8	023-69	284-03	193-20	0.413
SATDFAb	Cretácico Temprano	Extensión	9	277-77	177-02	086-13	0.533

Sitio Arroyo El Sahuaro

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	ϕ
SATD13a	Cretácico Temprano	Inversión tectónica	21	219-08	310-11	092-76	0.771
SATD13b	Cretácico Temprano	Inversión tectónica	8	341-07	249-21	090-67	0.192
SATD14	Cretácico Temprano	Extensión	16	179-86	357-04	087-00	0.527

Sitio Arroyo Las Minas

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	ϕ
SATD16a	Cretácico Temprano	Contracción	10	298-08	035-42	199-47	0.276
SATD16b	Cretácico Temprano	Contracción	9	246-11	155-08	030-76	0.264
SATD16Aa	Cretácico Temprano	Extensión	7	280-77	150-09	058-10	0.482
SATD16Ab	Cretácico Temprano	Extensión	4	063-71	190-12	283-15	0.334

Sitio Camino Arroyo El Sahuaro-Rancho La Virgen-Arroyo La Mula

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	ϕ
-------	-----------------	----------------	------------------	------------	------------	------------	--------

SATD85a	Cretácico Tardío	Contracción	11	013-07	281-19	123-69	0.803
SATD85b	Cretácico Tardío	Contracción	8	084-05	177-27	345-62	0.767
SATD91a	Cretácico Tardío	Contracción	11	357-17	260-22	123-62	0.940
SATD91b	Cretácico Tardío	Contracción	10	209-11	301-13	079-73	0.335
SATD97	Cretácico Tardío	Contracción	9	291-05	200-07	057-81	0.495
SATD99	Cretácico Tardío	Contracción	17	291-02	201-26	024-64	0.796
SATD100a	Cretácico Tardío	Contracción	11	212-09	304-10	079-76	0.773
SATD100b	Cretácico Tardío	Contracción	6	183-07	275-18	074-70	0.616
SATD103	Cretácico Tardío	Contracción	11	276-02	183-57	007-33	0.288
SATD111	Cretácico Tardío	Contracción	8	296-09	027-08	157-78	0.623
SATD10a	Cretácico Tardío	Contracción	4	105-05	013-21	208-69	0.417
SATD10b	Cretácico Tardío	Contracción	4	212-08	303-08	078-79	0.602
SATD115	Cretácico Temprano	Extensión	6	103-71	198-02	289-19	0.744

Sitio La Cieneguita-La Gloria

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	Φ
SATD209	Cretácico Temprano	Contracción	11	349-13	082-12	214-72	0.342
SATD235	Cretácico Temprano	Contracción	24	152-50	020-29	275-24	0.753
SATD176	Cretácico Temprano	Contracción	8	147-78	005-10	273-07	0.600
SATD177	Cretácico Tardío	Extensión	5	241-54	079-35	343-08	0.801
SATD179	Cretácico Tardío	Extensión	11	161-75	354-15	263-03	0.428
SATD207	Cretácico Tardío	Extensión	5	177-77	295-06	026-11	0.908
SATD211	Cretácico Temprano	Extensión	5	036-72	156-09	248-15	0.388

Sitio El Carbón

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	Φ
SATD175	Terciario	Contracción	4	043-15	281-63	139-22	0.543
SATD267a	Cretácico Temprano	Contracción	8	028-11	201-79	298-01	0.070
SATD267b	Cretácico Temprano	Extensión	5	150-79	001-09	270-06	0.476
SATD268	Cretácico Temprano	Contracción	17	293-18	120-71	024-02	0.922
SATD293	Cretácico Temprano	Contracción	5	204-35	003-54	107-10	0.117
SATD288	Cretácico Temprano	Extensión	7	076-85	290-04	200-03	0.909
SATD294	Terciario	Extensión	11	268-53	104-36	008-08	0.798

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

SATD312a	Cretácico Temprano	Extensión	8	230-67	342-09	075-21	0.223
SATD312b	Cretácico Temprano	Extensión	6	118-71	304-18	213-02	0.419
SATD325	Cretácico Temprano	Extensión	6	088-80	345-02	254-09	0.339

Sitio Arroyo El Salto

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	Φ
SATD355	Cretácico Temprano	Contracción	17	045-13	312-11	184-73	0.836
SATD356	Cretácico Temprano	Contracción	11	176-04	268-23	077-66	0.769
SATD386a	Cretácico Temprano	Extensión	8	256-57	116-26	017-18	0.458
SATD386b	Cretácico Temprano	Extensión	4	196-74	328-11	061-12	0.609

Sitio Tajo Becerras Norte

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	Φ
SATD411a	Cretácico Temprano	Contracción	8	039-01	308-25	132-65	0.831
SATD411b	Cretácico Temprano	Extensión	23	078-74	172-01	262-16	0.502
SATD411c	Cretácico Temprano	Extensión	6	048-56	257-31	159-14	0.623
SATD412a	Cretácico Temprano	Contracción	10	030-14	122-06	233-74	0.555
SATD412b	Cretácico Temprano	Extensión	13	021-72	125-05	217-17	0.342

Sitio Tajo Becerras Sur

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	Φ
SATD435a	Cretácico Temprano	Contracción	10	251-08	344-21	141-67	0.381
SATD435b	Cretácico Temprano	Extensión	22	350-87	156-03	246-01	0.411
SATD435c	Cretácico Temprano	Extensión	4	103-72	268-17	359-04	0.606

Sitio Tajo El Toro

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	Φ
SATD436a	Cretácico Temprano	Contracción	6	002-10	093-08	222-77	0.270
SATD436b	Cretácico Temprano	Contracción	5	230-12	323-13	098-72	0.441

Sitio Rancho El Babiso

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	Φ
SATD18	Terciario	Contracción	13	036-12	306-01	210-78	0.821
SATD18A	Terciario	Extensión	18	289-76	165-08	073-11	0.657

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Sitio Rancho El Tehuachi

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	Φ
SATD19a	Cretácico Tardío	Contracción	10	344-01	254-07	086-83	0.724
SATD19b	Cretácico Tardío	Extensión	8	209-75	100-05	009-14	0.433

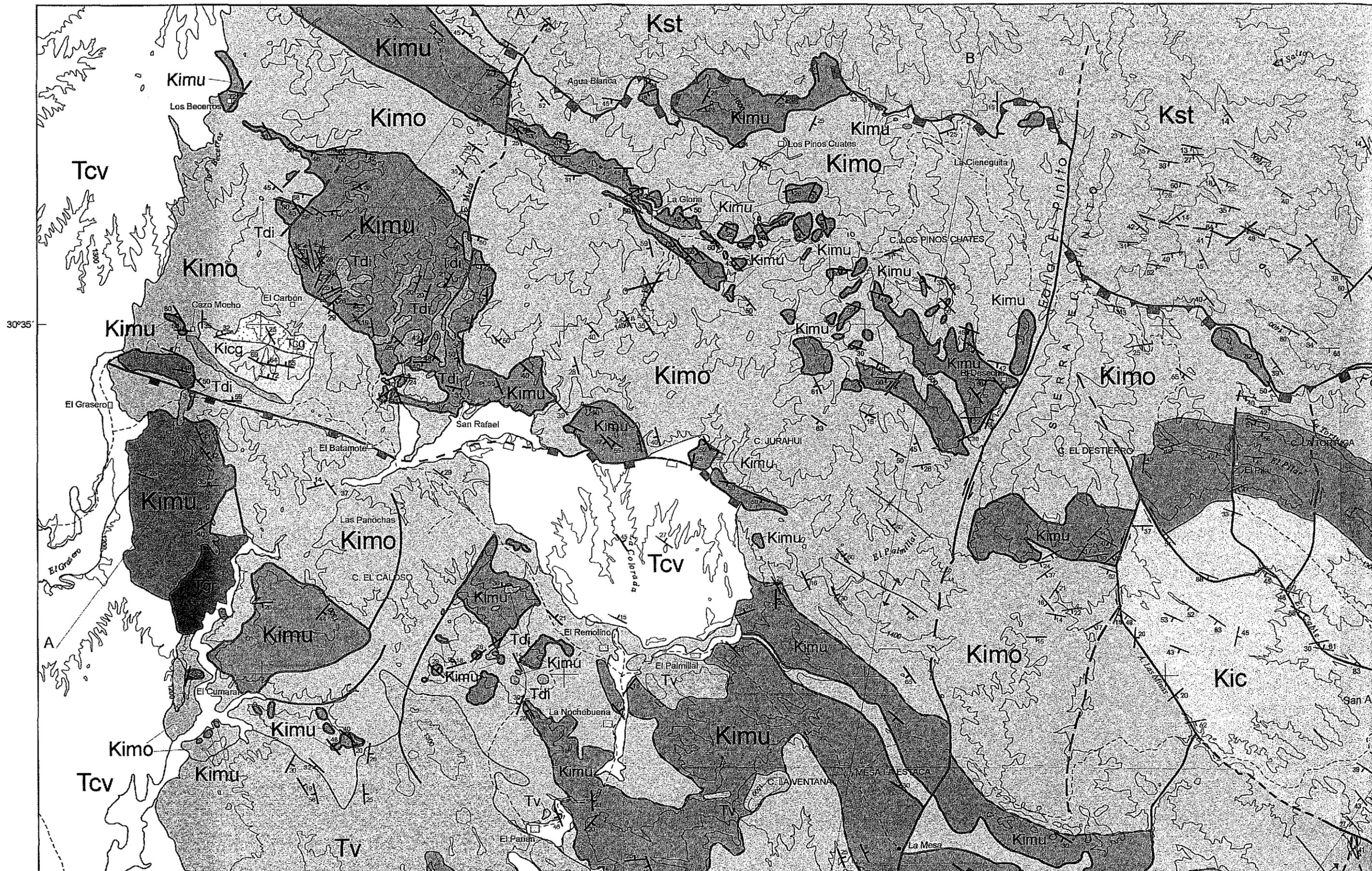
Sitio Norte de Arizpe

Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	Φ
SATD20a	Terciario	Contracción	12	063-06	154-03	267-83	0.494
SATD20b	Terciario	Contracción	9	357-13	260-27	111-60	0.465

Sitio Santa Ana

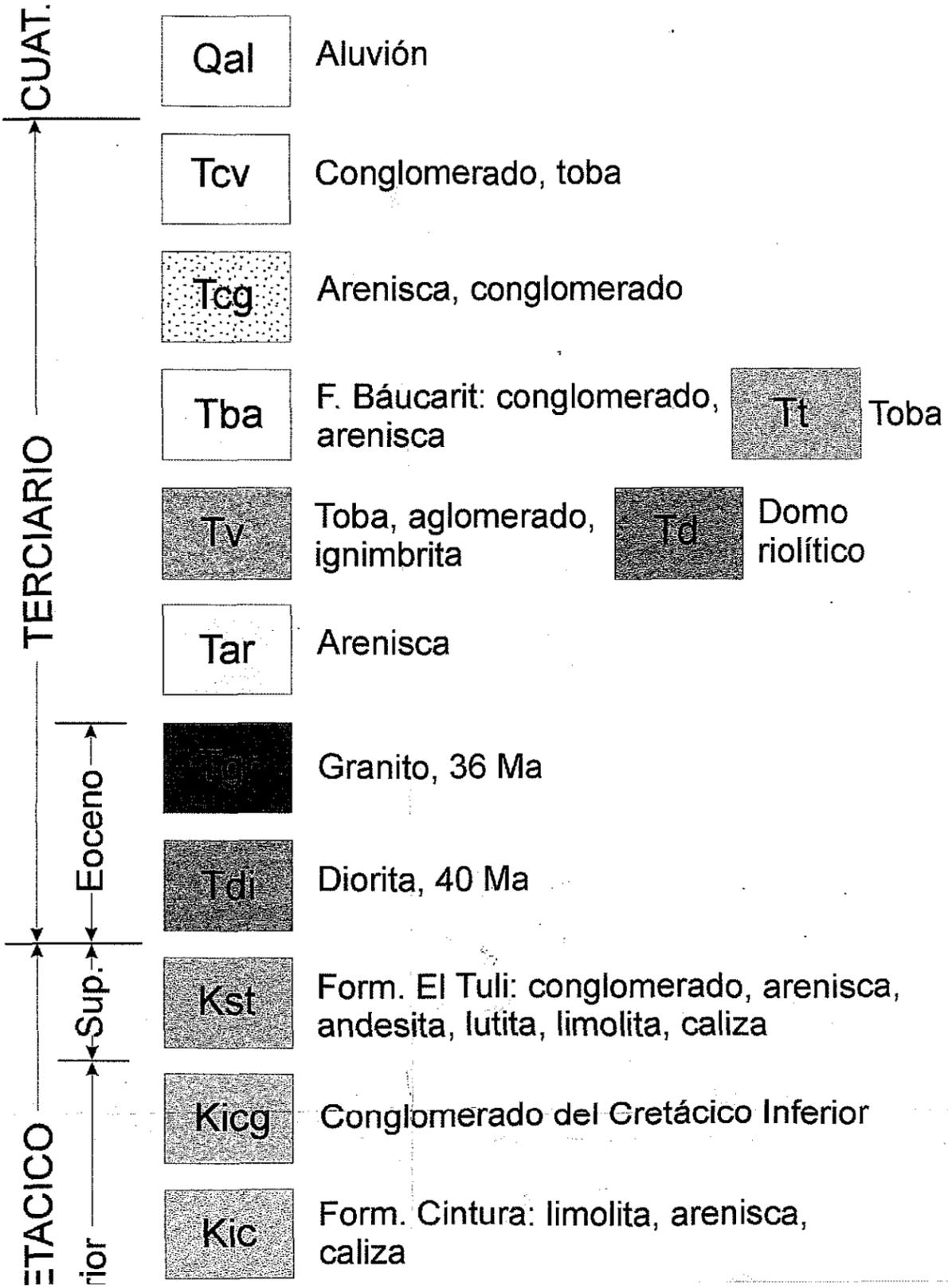
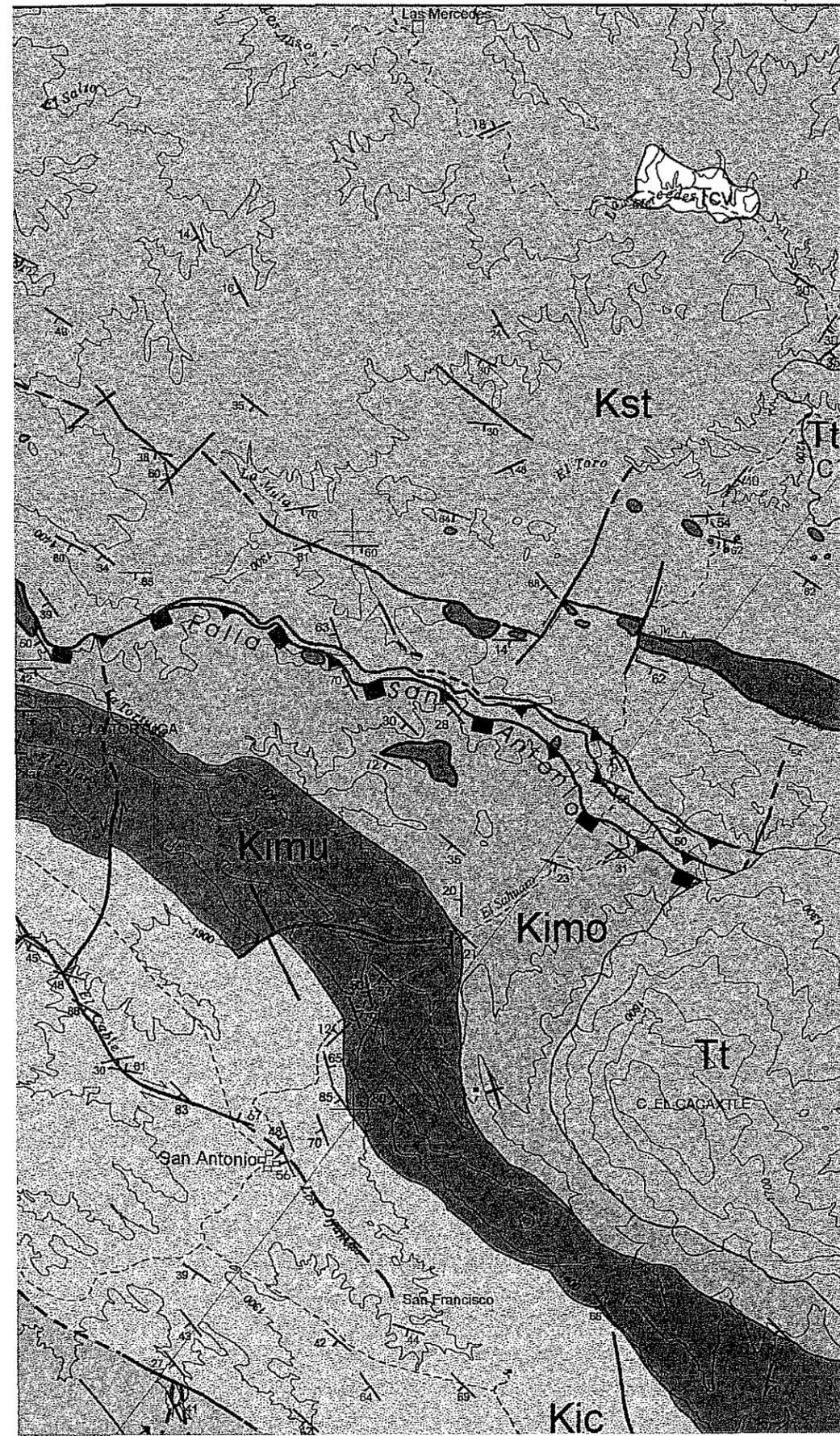
Punto	Edad de la roca	Tipo de evento	Número de fallas	σ_1	σ_2	σ_3	Φ
SATD73	Cretácico Tardío	Contracción	5	281-42	145-38	035-24	0.877
SATD116	Cretácico Temprano	Contracción	5	307-28	175-52	050-24	0.483
SATD120	Cretácico Temprano	Contracción	5	345-14	254-05	145-75	0.829
SATD7128	Cretácico Temprano	Contracción	7	213-01	303-01	091-89	0.677
SATD131	Cretácico Temprano	Contracción	7	235-34	342-23	099-47	0.514
SATD50	Cretácico Temprano	Extensión	8	184-77	043-10	311-08	0.515
SATD116a	Cretácico Temprano	Extensión	5	073-48	243-42	337-05	0.615
SATD116b	Cretácico Temprano	Extensión	4	107-79	209-02	299-10	0.358
SATD119a	Cretácico Temprano	Extensión	8	081-63	249-26	342-05	0.788
SATD119b	Cretácico Temprano	Extensión	12	142-71	267-11	001-15	0.127
SATD121-122	Cretácico Temprano	Extensión	8	345-67	148-22	240-06	0.159
SATD123	Cretácico Temprano	Extensión	7	170-53	052-20	309-30	0.530
SATD127a	Terciario	Extensión	15	056-68	276-17	182-13	0.237
SATD127b	Terciario	Extensión	5	059-72	310-06	218-17	0.068
SATD131a	Cretácico Temprano	Extensión	12	110-60	258-27	335-14	0.468
SATD131b	Cretácico Temprano	Extensión	4	287-72	074-15	166-09	0.775

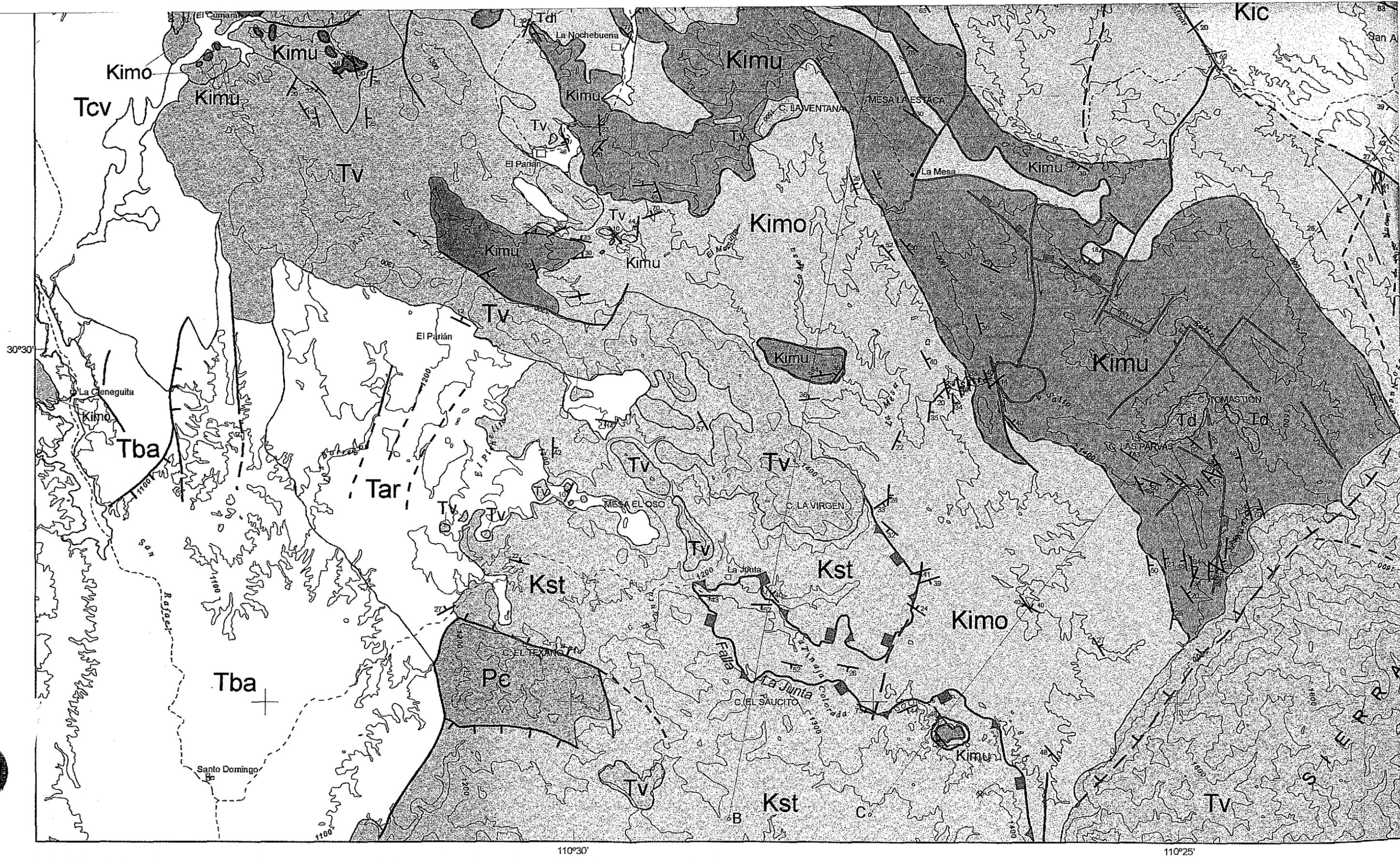
TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN



110°20'

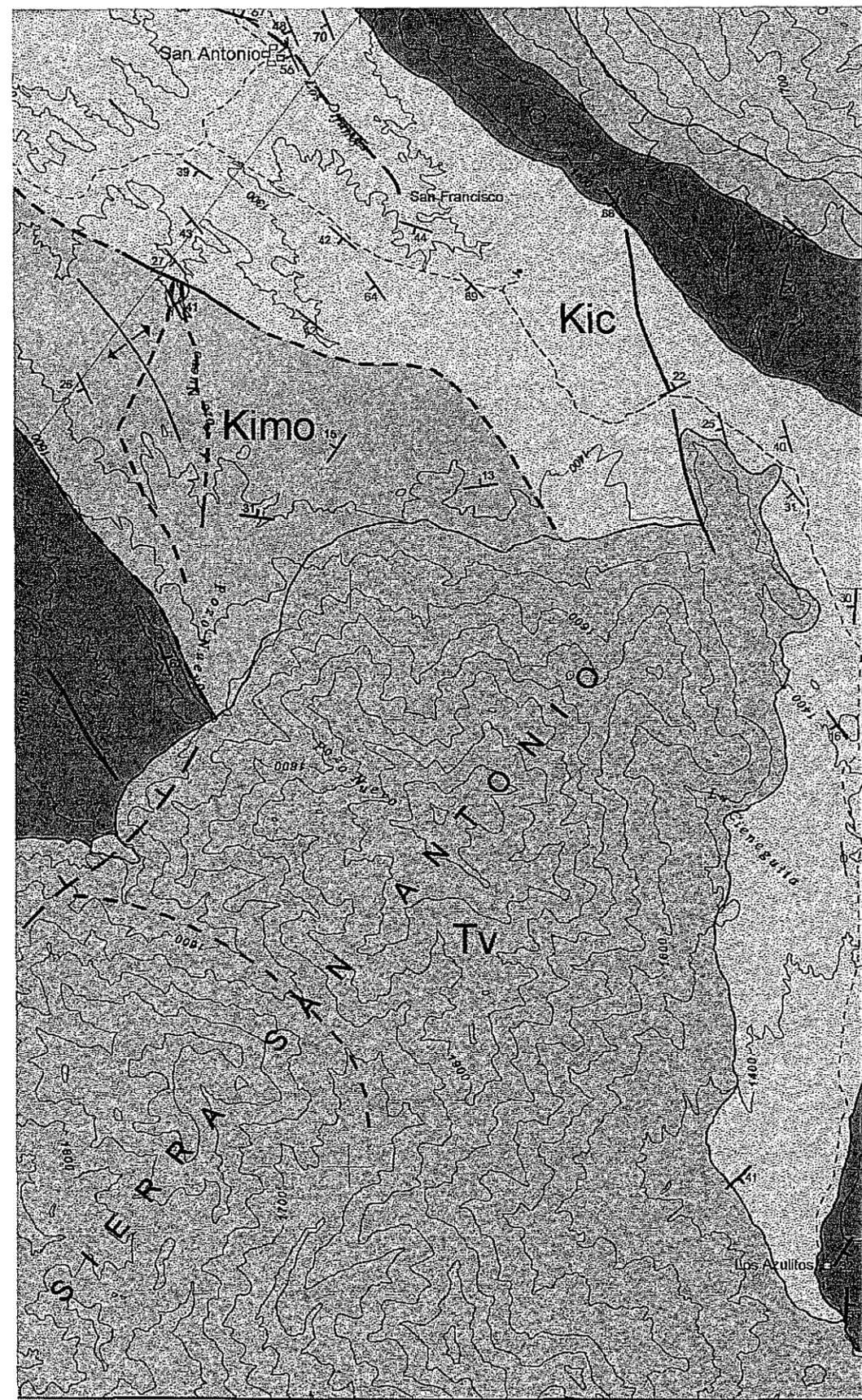
EXPLICACION





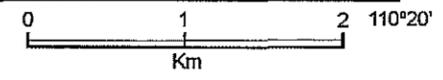
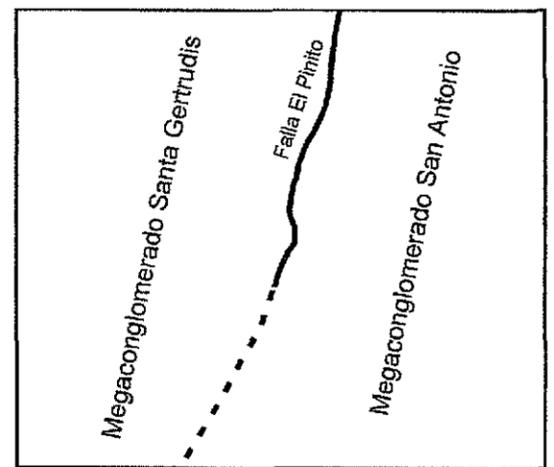
LAMINA 1. Mapa geológico del área del rancho San Antonio, Municipio de Cucurpe, Sonora. La Falla El Pinito es el límite natural entre el megaconglomerado San Antonio al este y el megaconglomerado Santa Gertrudis al oeste.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



CRETACICO Inferior Sup:	Kst	Form. El Tuli: conglomerado, arenisca, andesita, lutita, limolita, caliza
	Kicg	Conglomerado del Cretácico Inferior
	Kic	Form. Cintura: limolita, arenisca, caliza
	Kimu	Caliza Mural: caliza, lutita, arenisca
	Kimo	Form. Morita: arenisca, limolita, conglomerado
	Pc	Granito Santa Margarita, 1100 Ma

- | | | | |
|--|---|--|--|
| | rumbo y echado | | Falla normal |
| | contacto geológico, punteado se interpreta movimiento | | Lineamiento |
| | contacto tectónico | | Anticlinal |
| | falla de despegue, inferida en barras abiertas | | Sinclinal |
| | | | Linea de sección |
| | | | estructura de inversión tectónica |
| | | | falla de transferencia o falla a rumbo |
| | | | Megabloque |

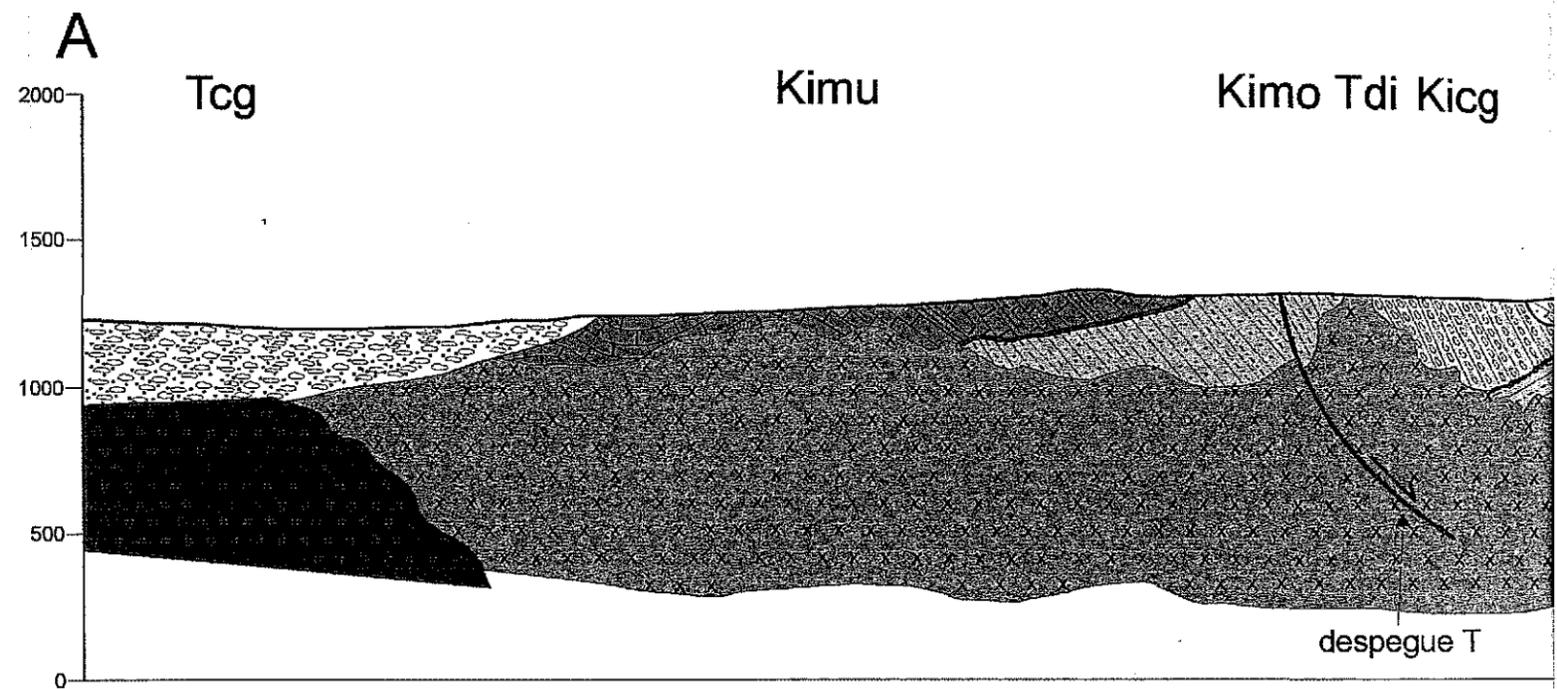


GEN

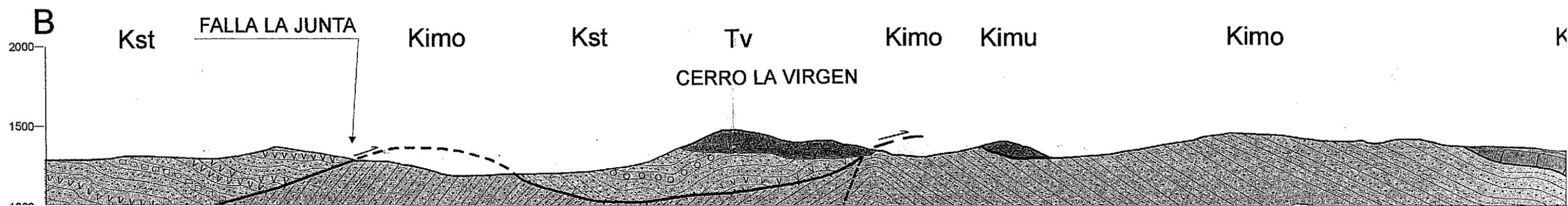
4

1

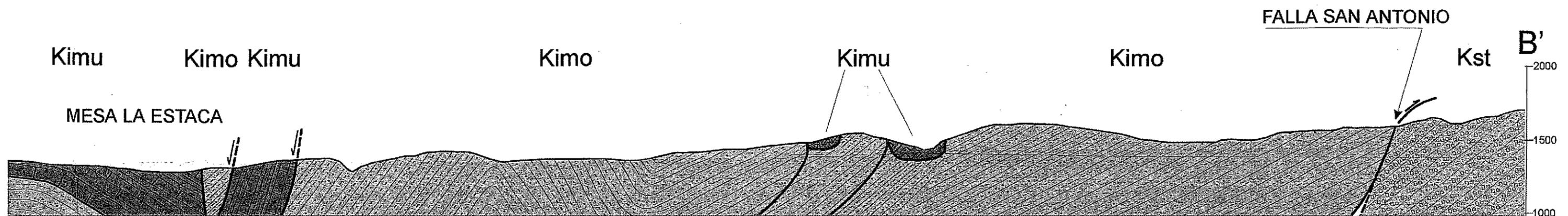
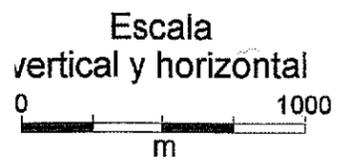
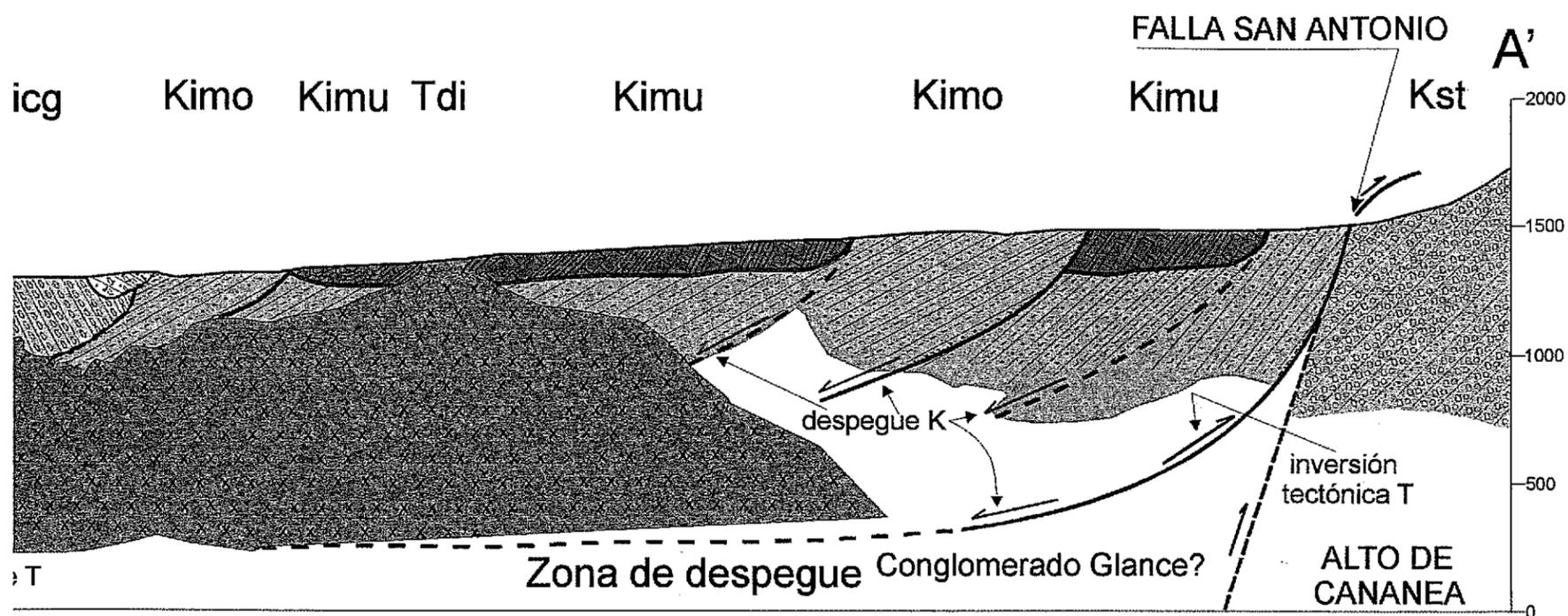
SECCIONES E

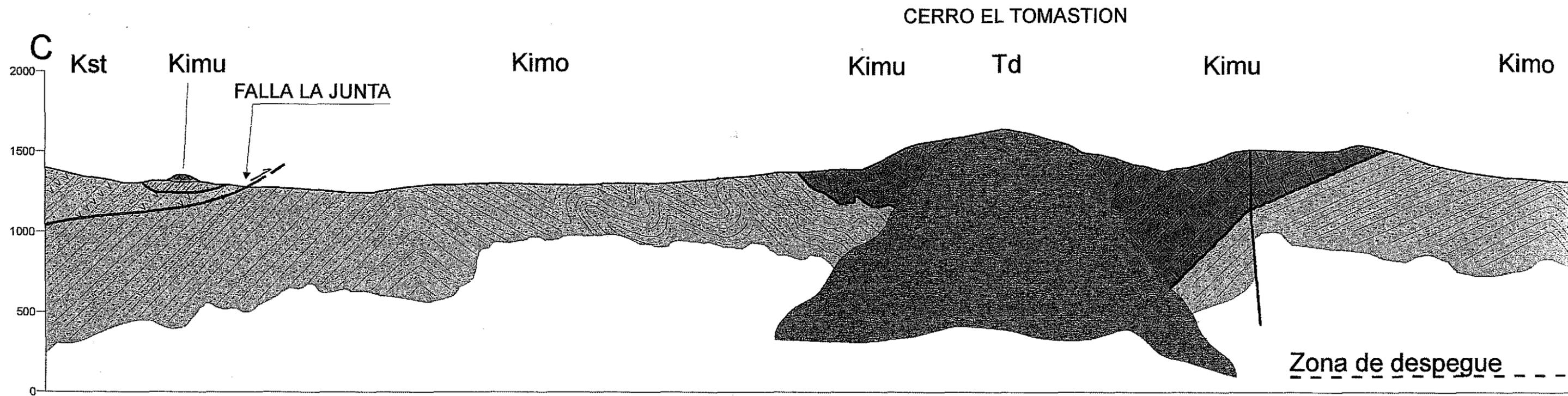
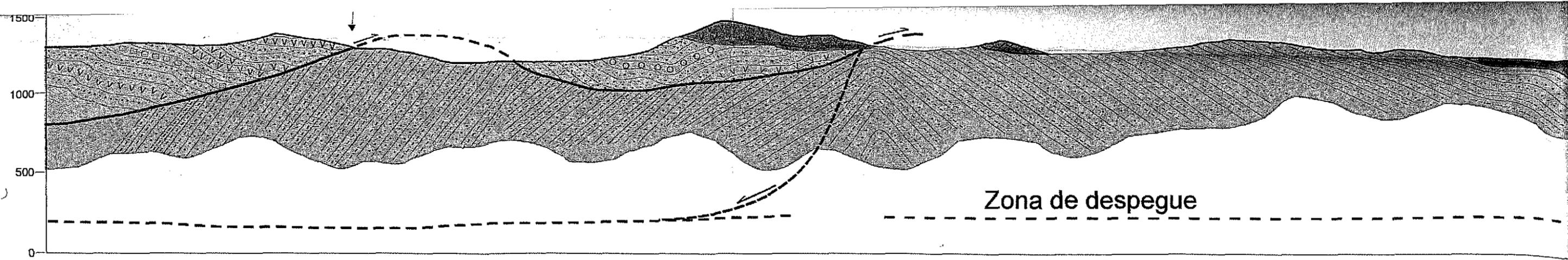


vertical
0



ESTRUCTURALES

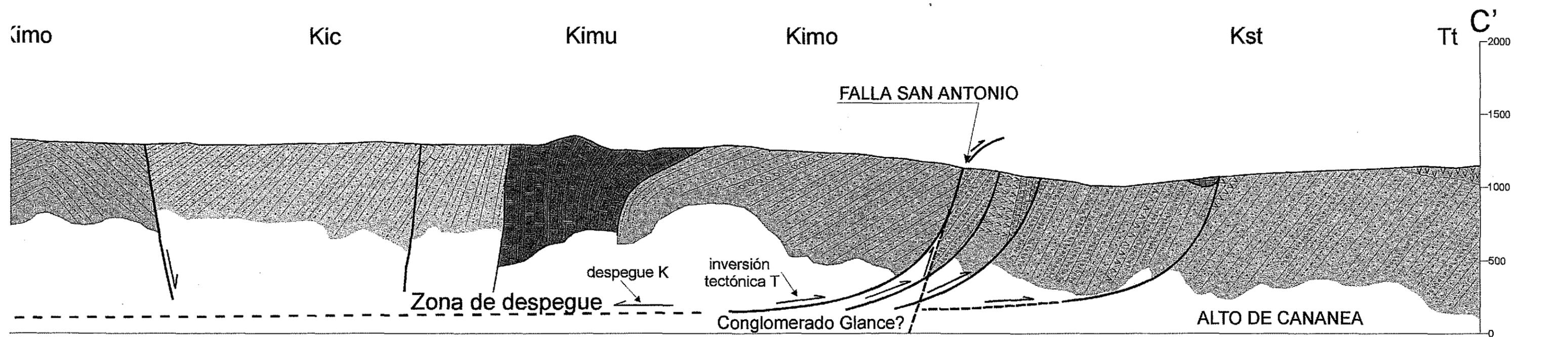
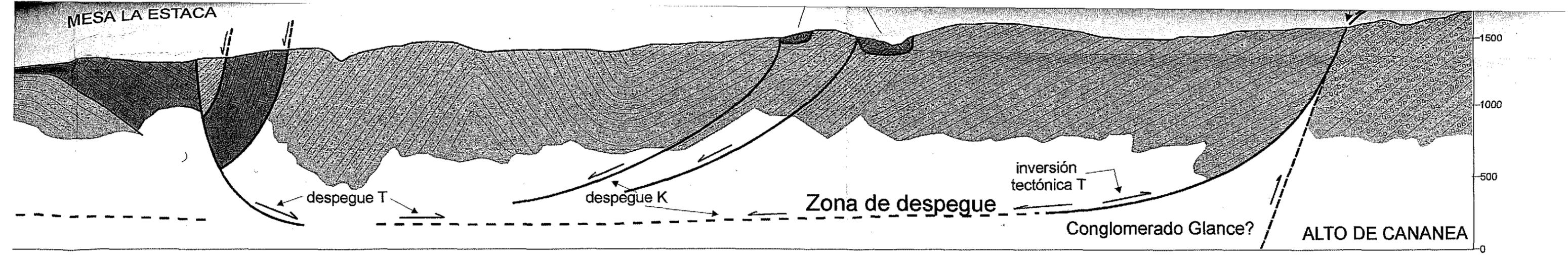




LAMINA 2. Secciones estructurales en el área de estudio. Ver Lámina 1 para leyenda y simbología.

3

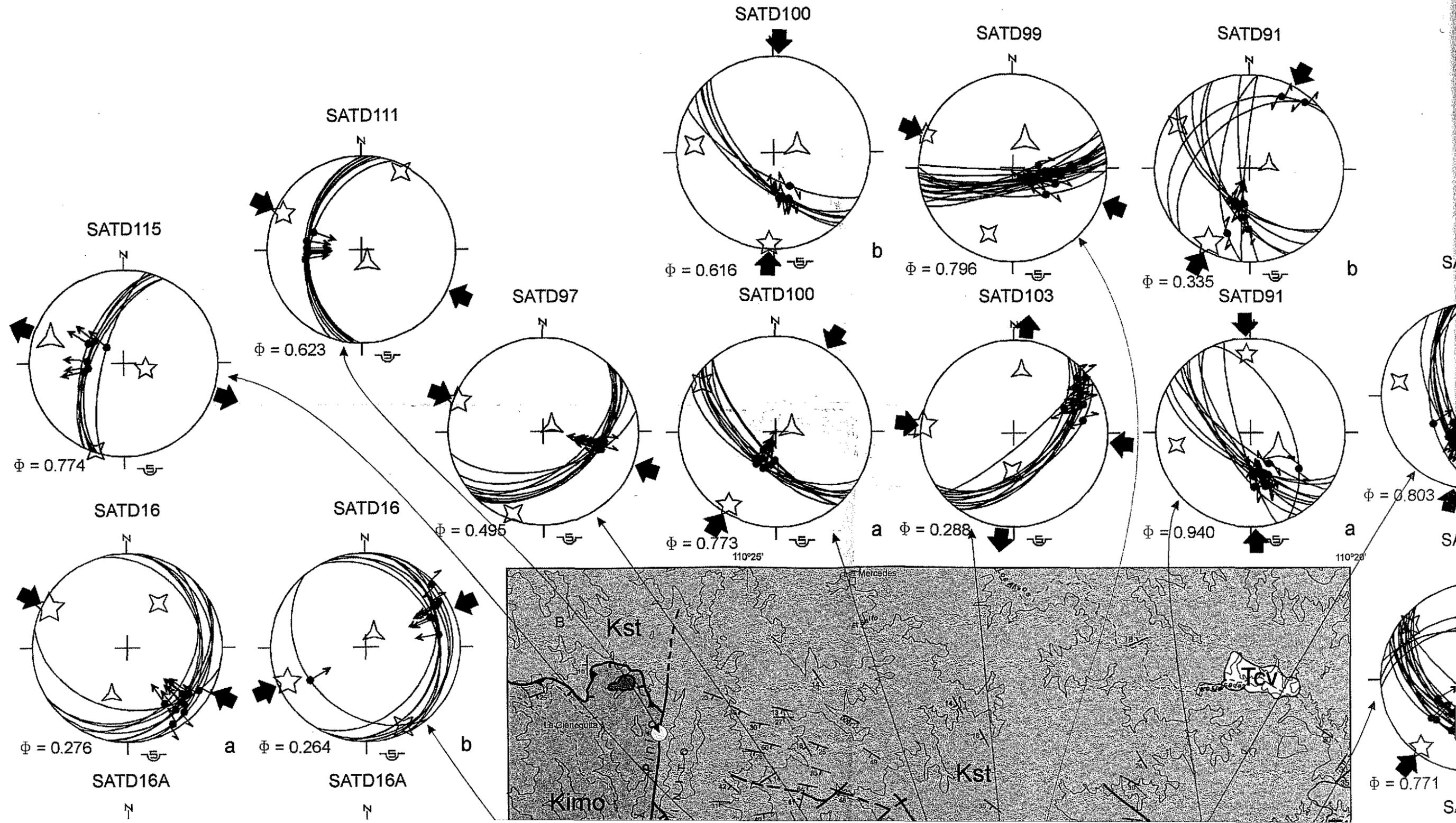
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



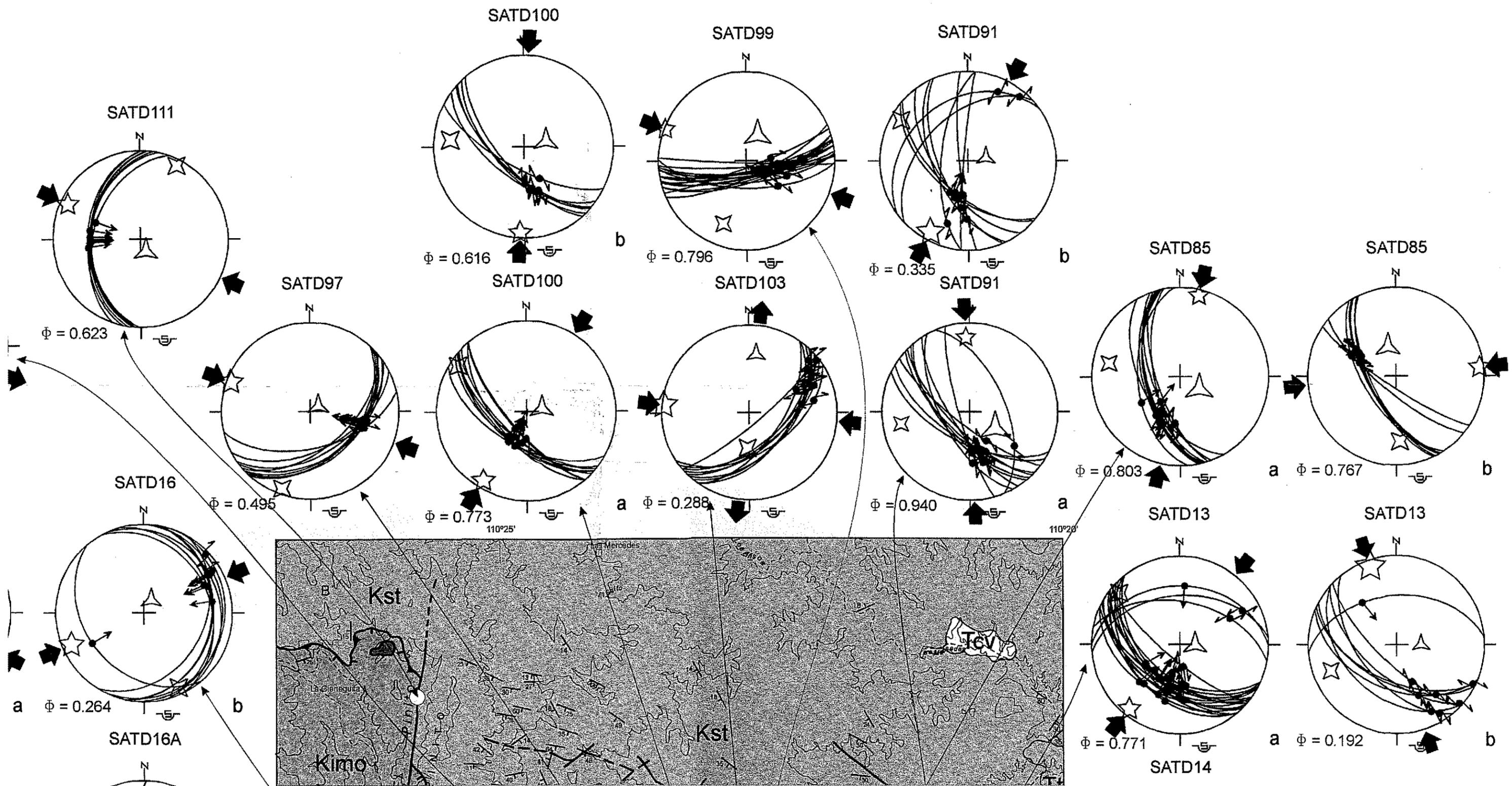
4

EN

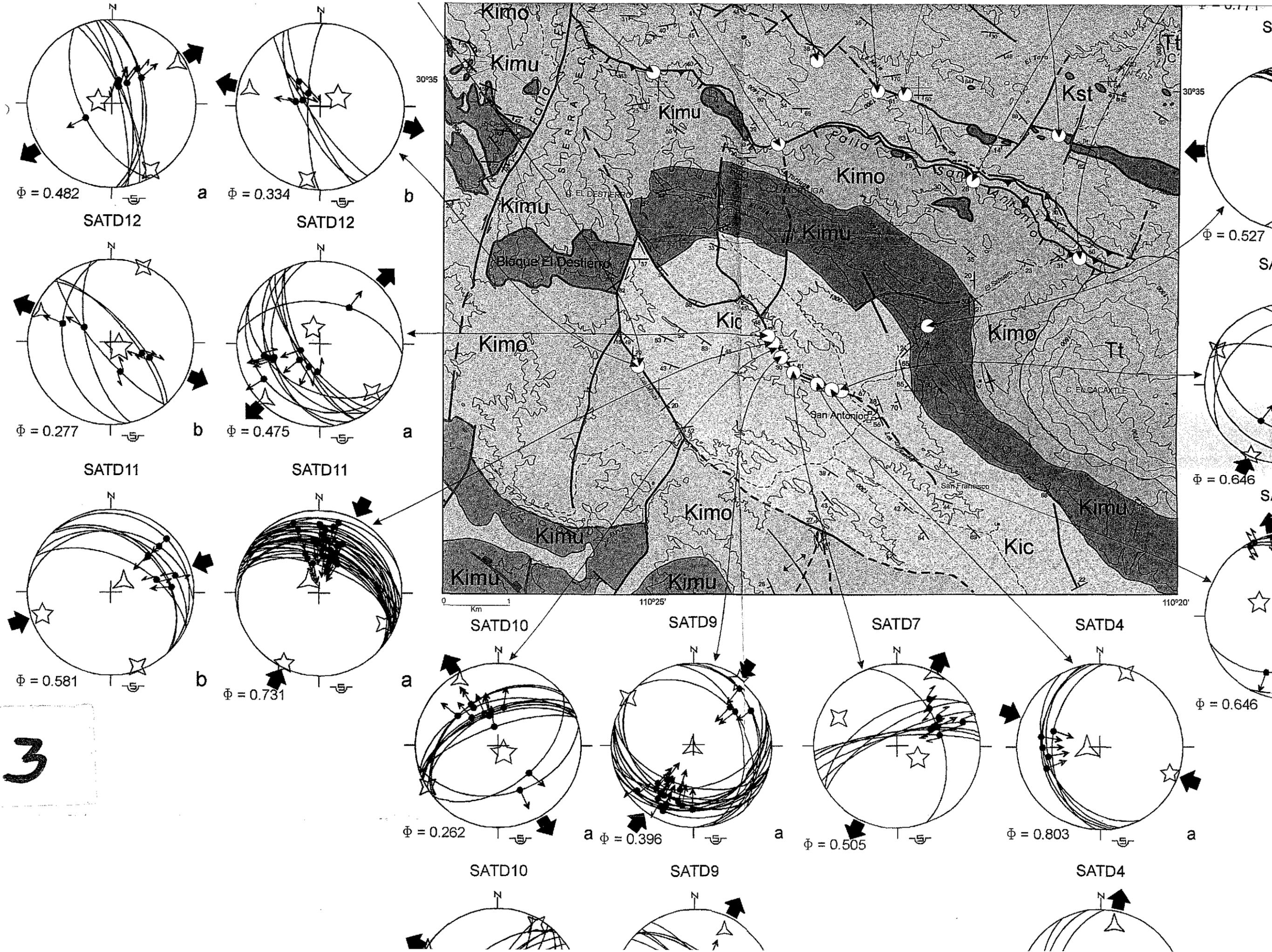
LAMINA 3. Paleotensores de esfuerzos en el Megaconglomerado San Antonio.
 Los puntos amarillos indican los sitios donde se recolectaron datos de cizalla:



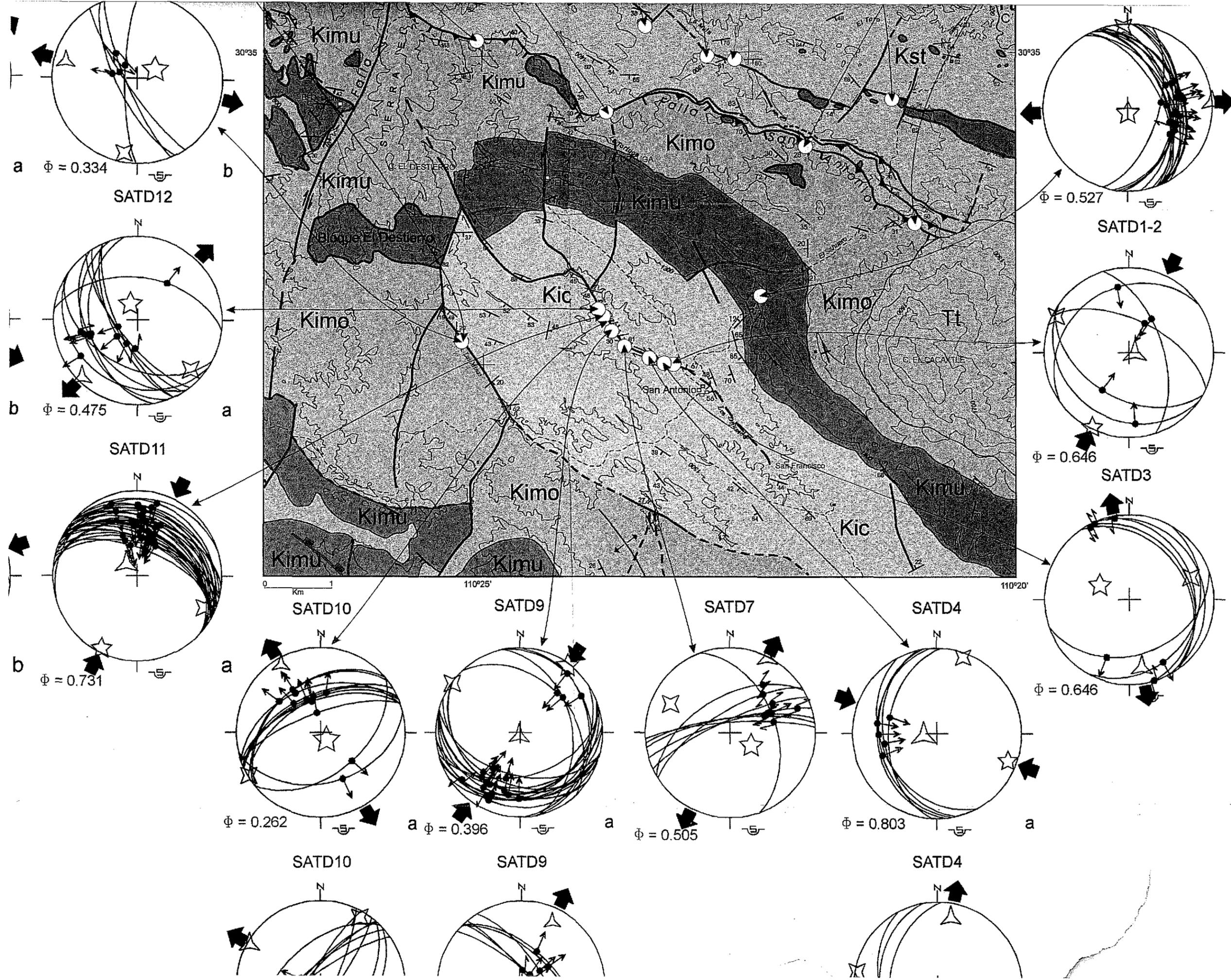
leotensores de esfuerzos en el Megaconglomerado San Antonio.
arillos indican los sitios donde se recolectaron datos de cizalla.

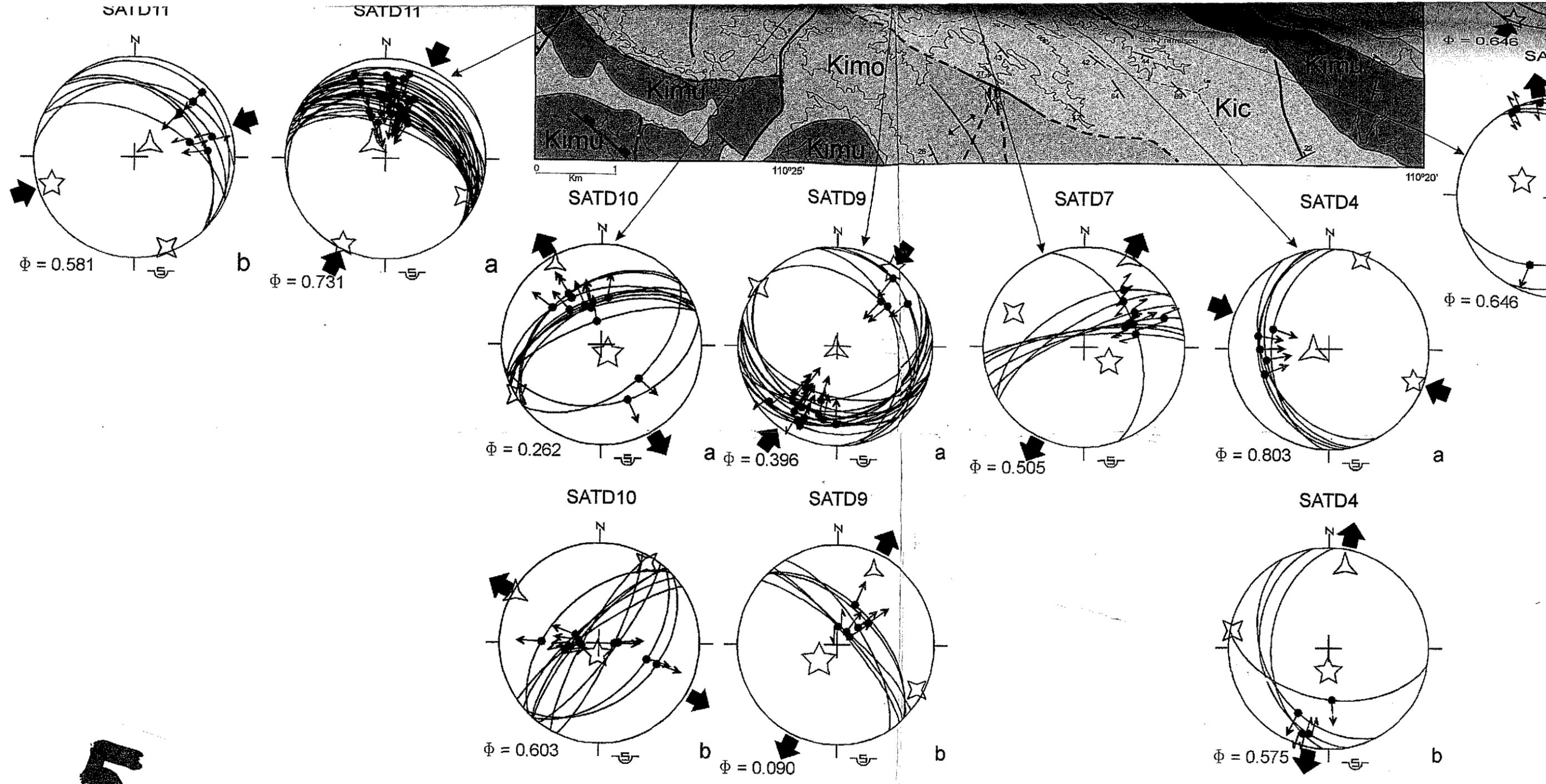


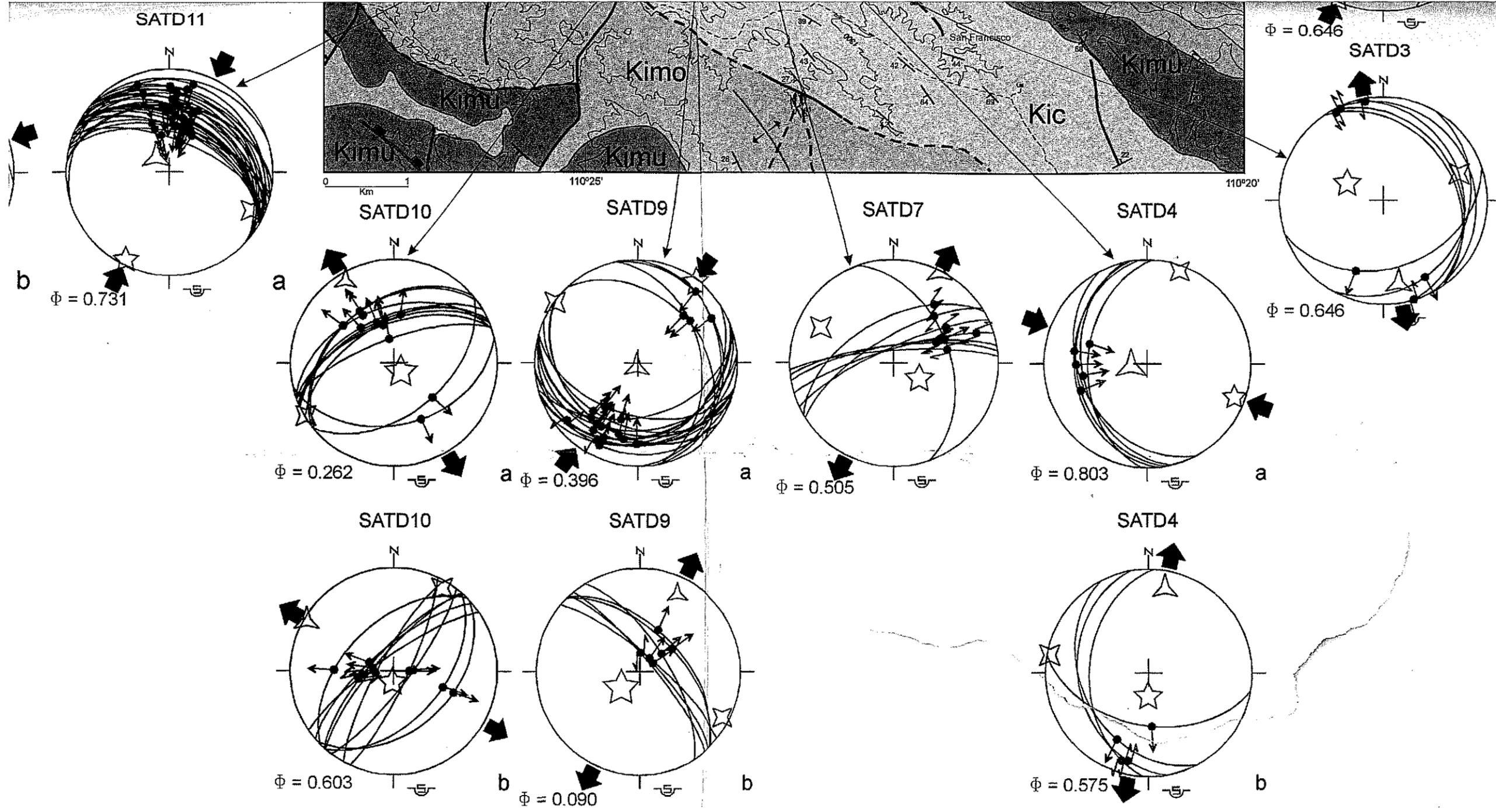
TESIS CON
FALTA DE ORIGEN



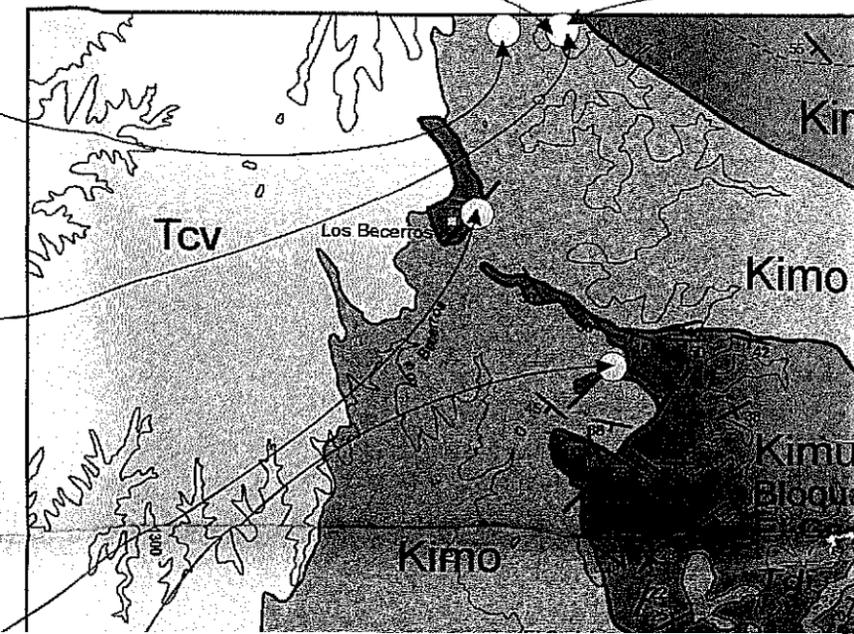
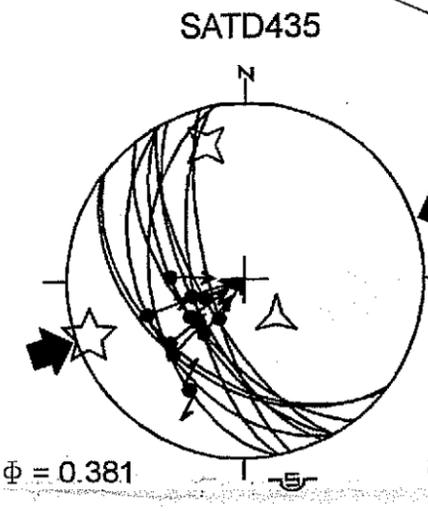
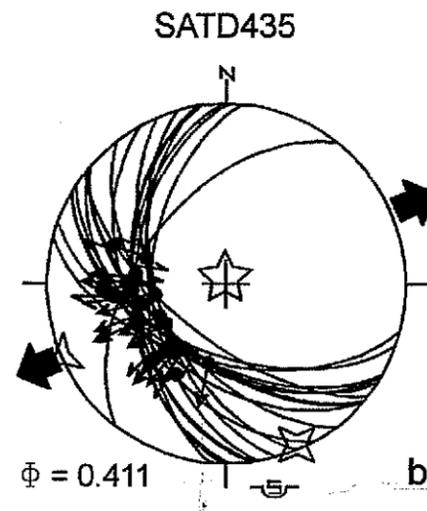
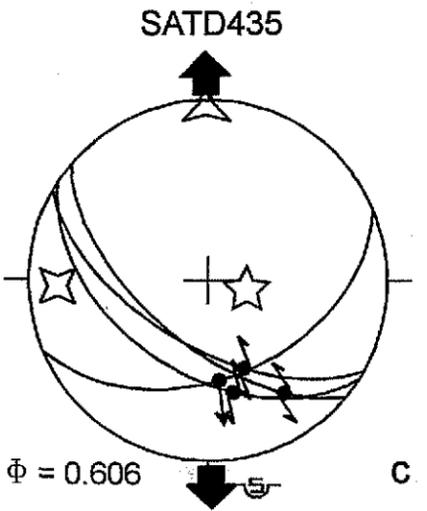
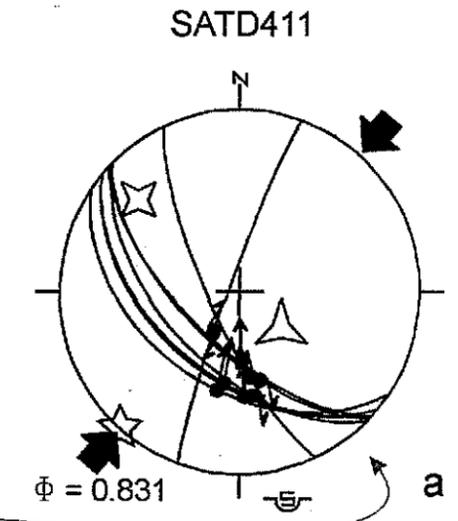
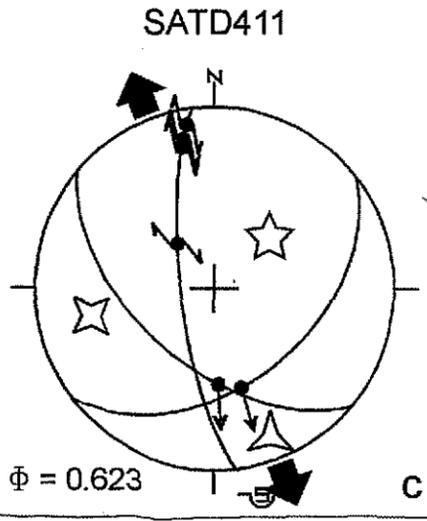
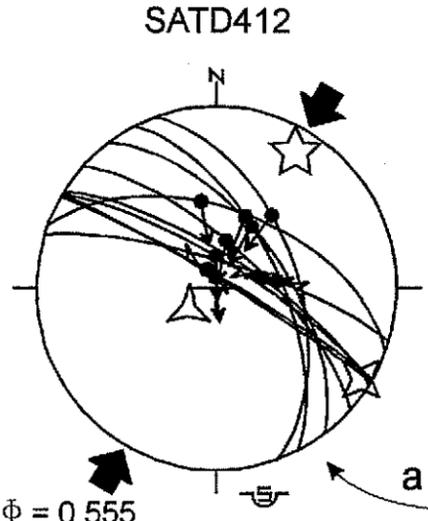
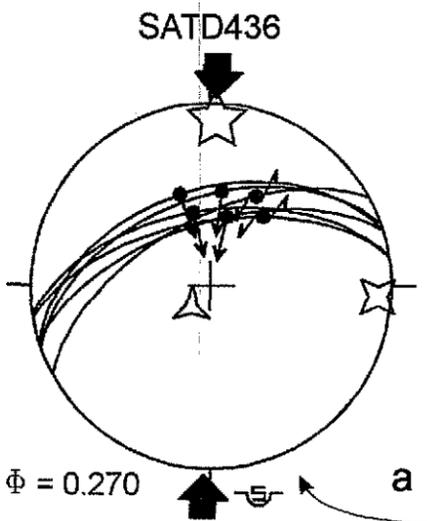
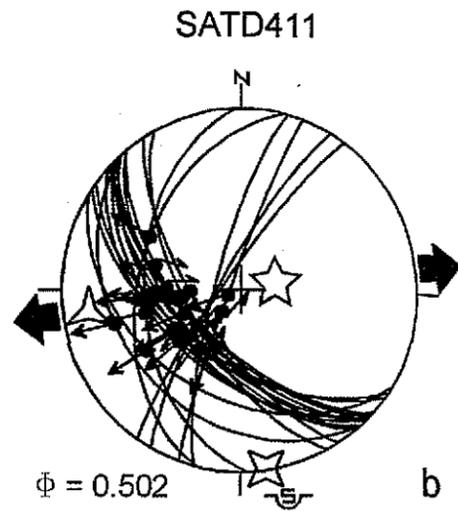
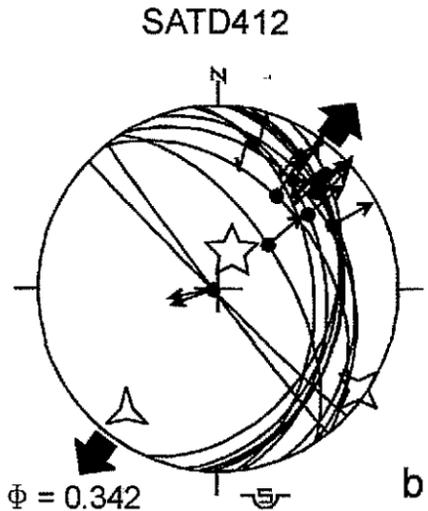
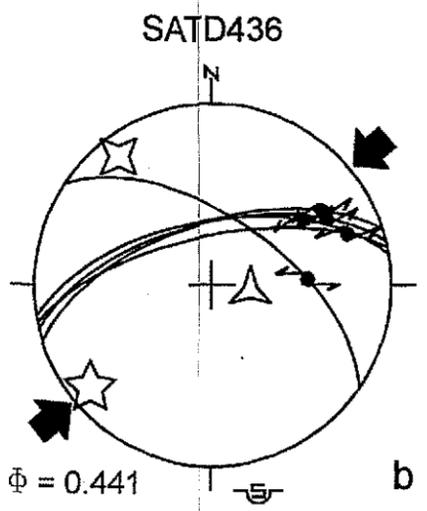
3

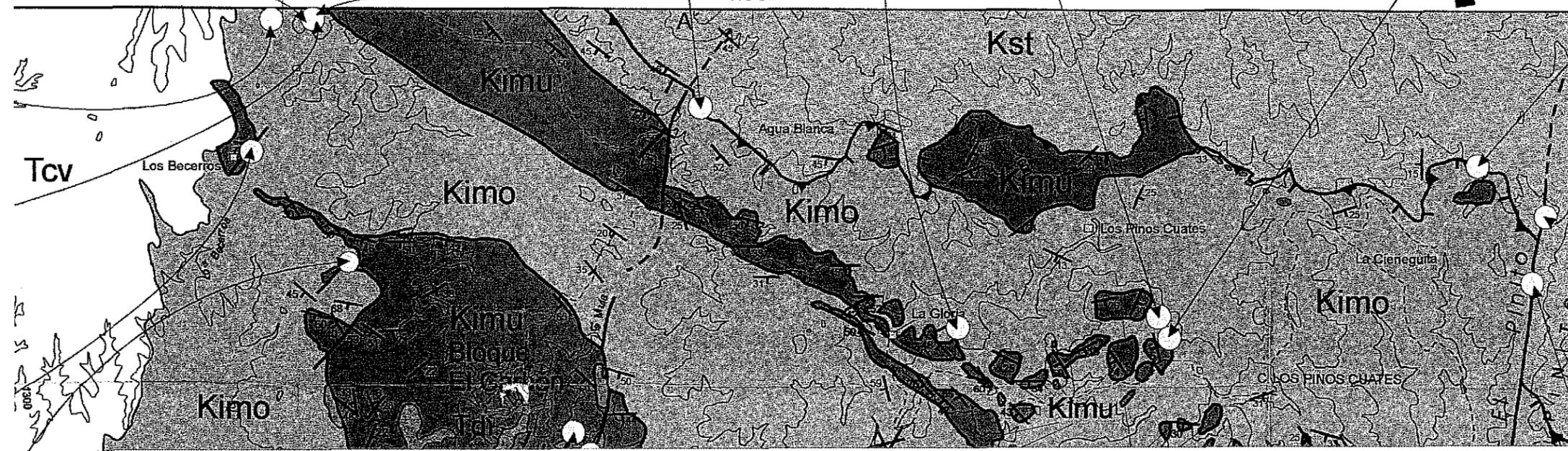
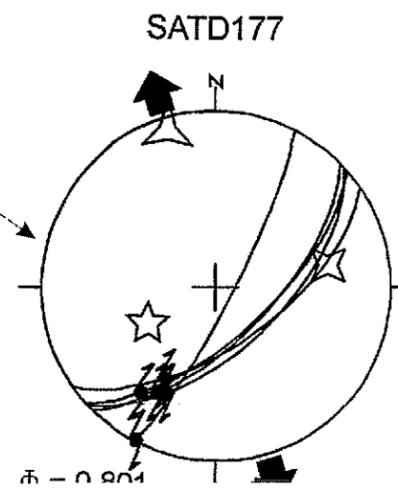
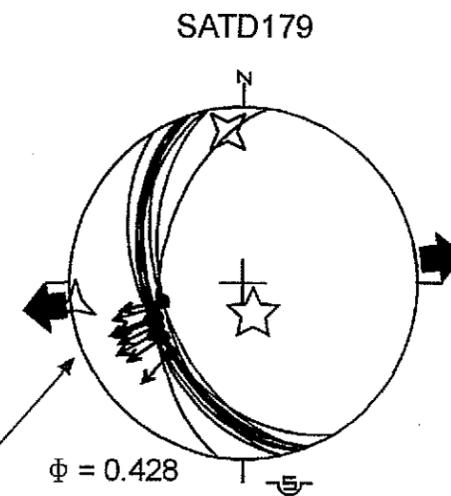
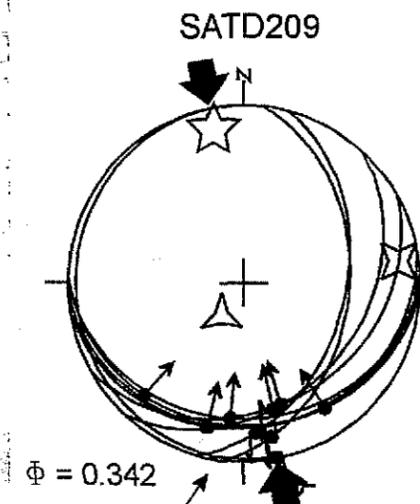
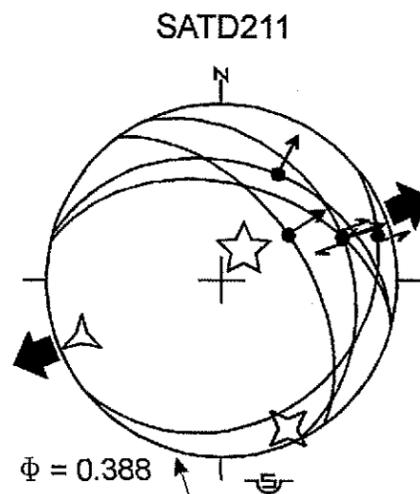
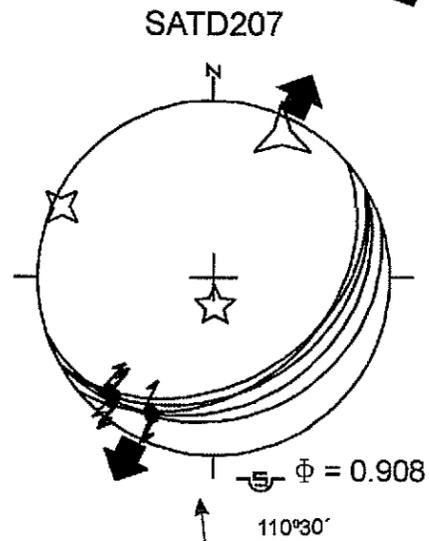
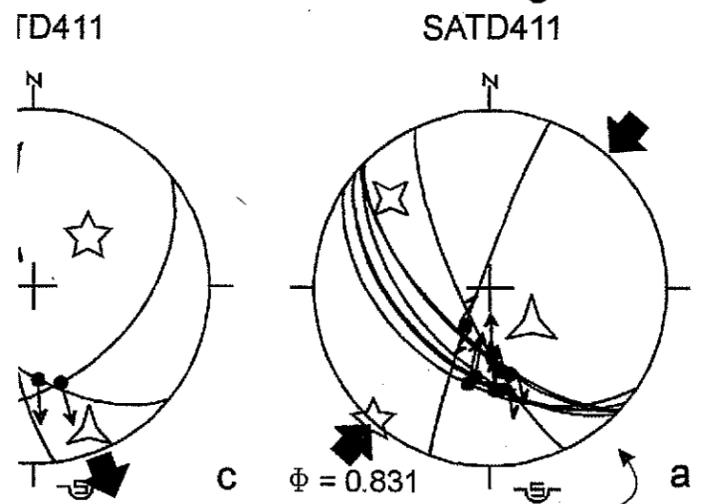
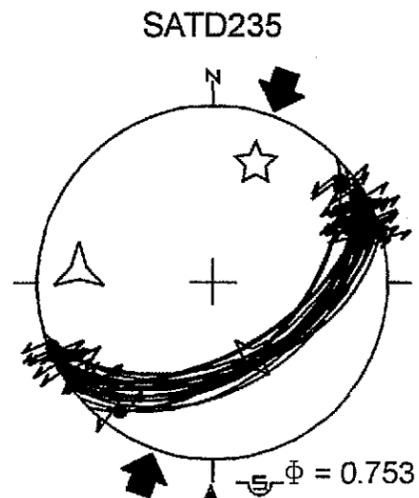
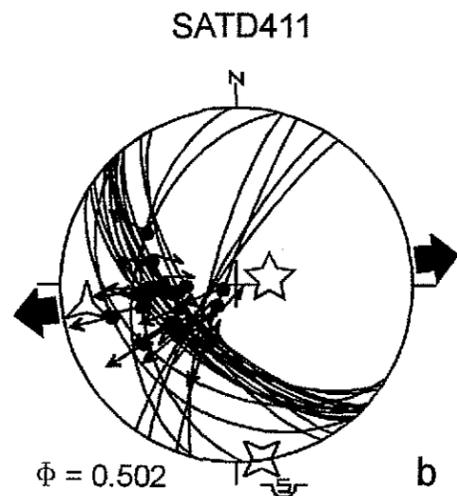






6



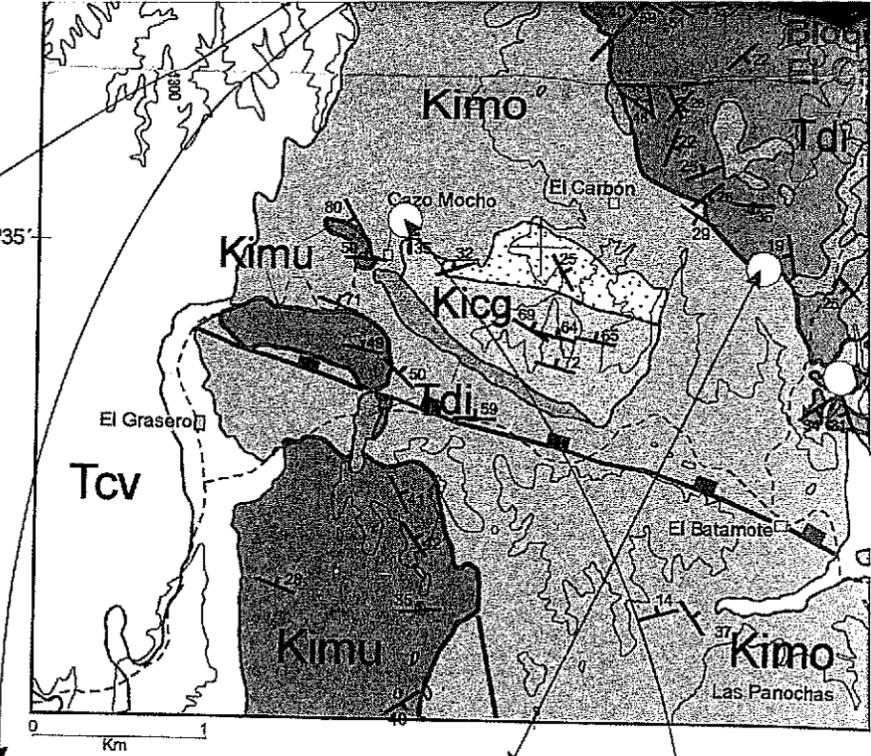
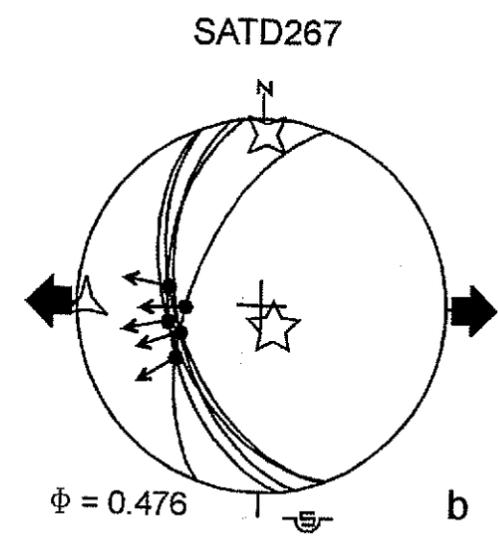


$\Phi = 0.606$

c $\Phi = 0.411$

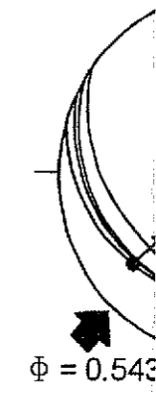
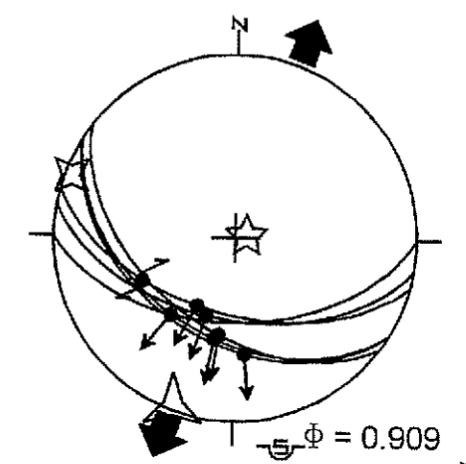
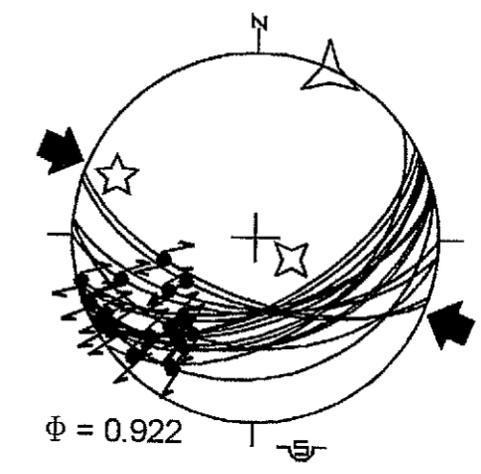
b $\Phi = 0.381$

a

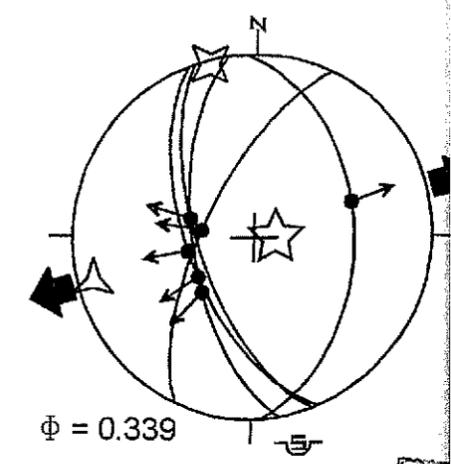


SATD268

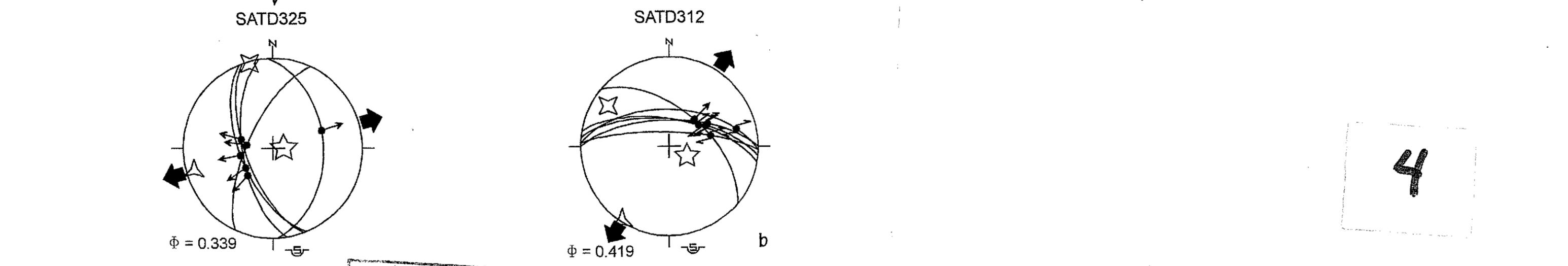
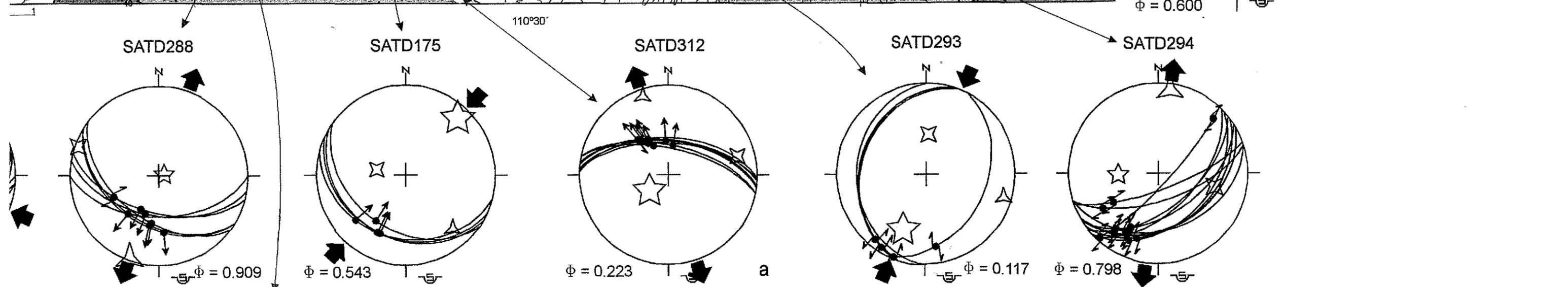
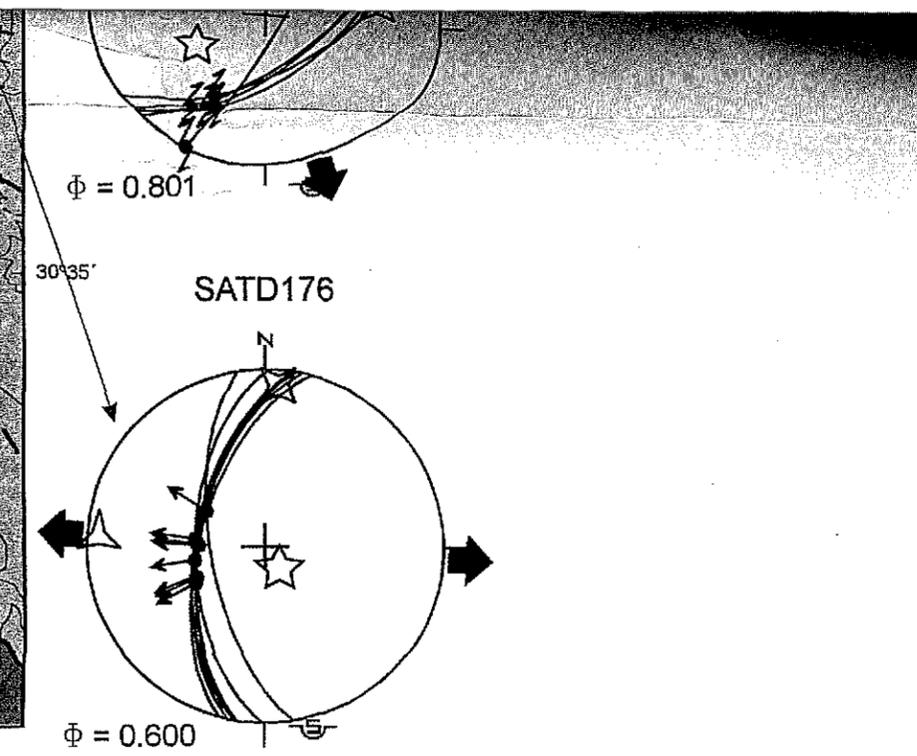
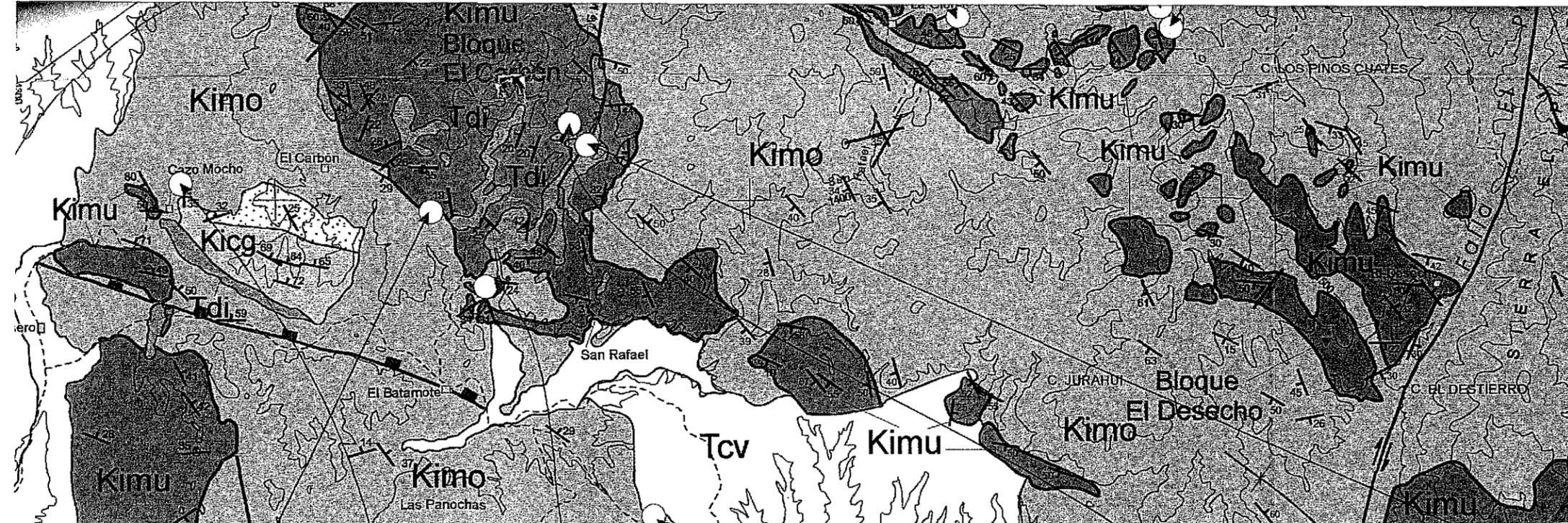
SATD288



SATD325



LAMINA 4. Orientación de los paleotensores de esfuerzos en el Megaconglomerado Santa Gertrudis compuesto por rocas de las formaciones Morita y Mural. Los puntos amarillos indican los sitios donde se midieron los datos microtectónicos.



TESIS CON FALLA DE ORIGEN