3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

El estado de Sonora presenta afloramientos de rocas que varían en edad desde el Proterozoico hasta el Cuaternario, en un entorno geológico muy complejo provocado por los eventos tectónicos y deformaciones que han sucedido a través del tiempo.

En las últimas décadas se ha manejado la idea de que la cordillera norteamericana se formó por la adición de una cantidad de terrenos tectonoestratigráficos, considerados como bloques alóctonos que han sido transportados por distancias considerables, y acrecionados al cratón de Norteamérica (Campa-Uranga y Coney, 1983).

Este evento colisional produjo intenso plegamiento, fallamiento inverso, deformación penetrativa y metamorfismo de facies esquistos verdes, esquistos azules y anfibolita (Jones et al., 1982). Esta acreción de terrenos ha sido continua desde el Paleozoico hasta el Terciario Temprano.

En Sonora se han descrito cuatro terrenos principales, de norte a sur son los siguientes: Norteamérica, Caborca, Cortés y Guerrero (Coney y Campa-Uranga, 1987) (Figura 3); para efecto de este estudio solo se mencionaran los dos primeros.

El Cratón de Norteamérica se localiza en la porción norte de Sonora, y se caracteriza por tener un basamento precámbrico. Este basamento aflora en la Sierra Los Ajos-Buenos Aires, al suroeste de Naco, al este de Nogales, en Estación Llano y al norte de la Sierra de Aconchi. Las litologías principales consisten de secuencias volcanosedimentarias metamorfizadas a esquistos y gneises intrusionados por granitos y granodioritas con escasas dioritas.

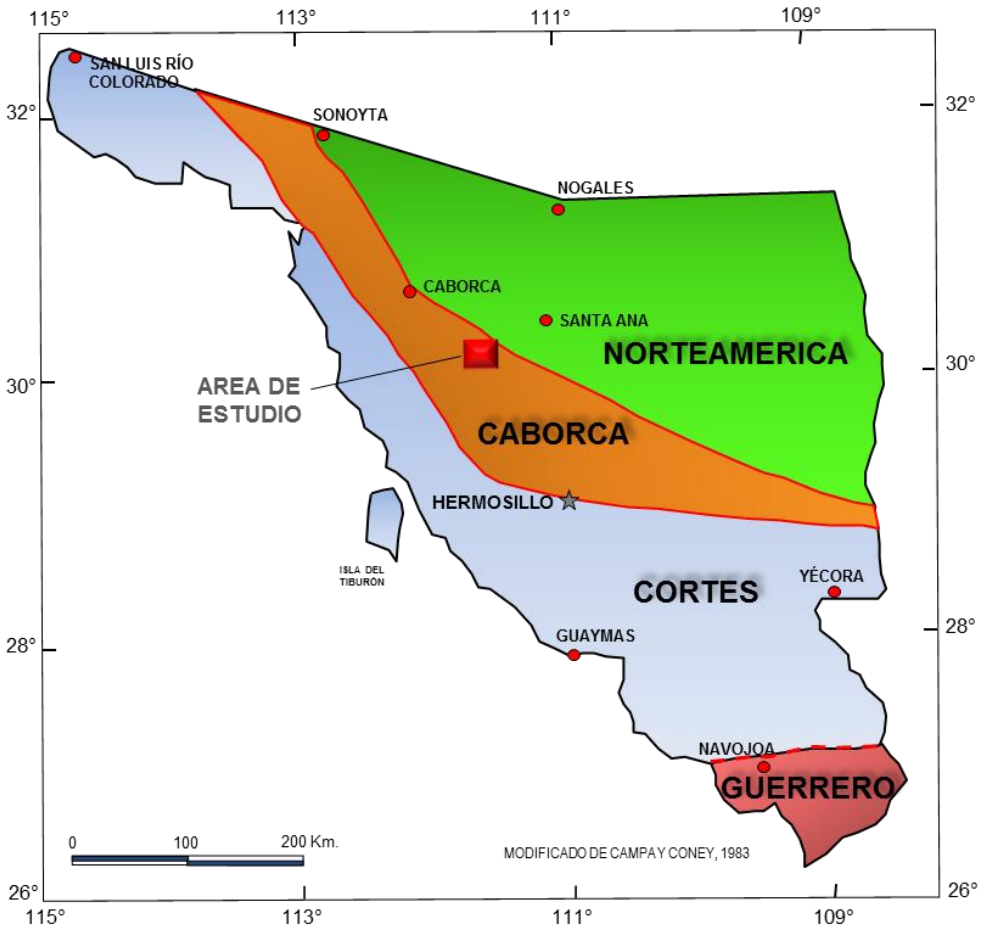

Figura 3. Distribución esquemática de los terrenos tectonoestratigráficos en Sonora.

Las edades isotópicas para las rocas metamórficas y plutónicas de esta parte del Cratón varía de 1.7-1.4 Ga (Anderson y Silver, 1979), y de 1.1 Ga para el granito micrográfico (Rodríguez-Castañeda, 1994). La cubierta sedimentaria paleozoica en el norte de Sonora tiene más de 2000 m de espesor de rocas con facies de plataforma y cratonal, con afloramientos cerca de Cananea y en la Sierra Los Ajos.

El Terreno Caborca, limita al sur con el Terreno Cortés y al norte con el cratón de Norteamérica, y representa un bloque del cratón de Norteamérica

desplazado hacia el sureste a lo largo de la falla Mojave-Sonora en el Jurásico Tardío (Anderson y Silver, 1979). Este bloque alóctono se compone de gneises, esquistos y anfibolitas intrusionadas por granitos de 1.8-1.7 Ga, y de 1.4 y 1.1 Ga. Estas rocas del basamento proterozoico están cubiertas por una secuencia marina depositada en ambiente de plataforma somera en la margen pasiva de Laurencia desarrollada después del rompimiento del supercontinente Rodinia en el Neoproterozoico. Las rocas sedimentarias están compuestas de areniscas, dolomías y calizas, con presencia de estromatolitos, que pertenecen al Neoproterozoico y Paleozoico. El espesor estimado para esta secuencia es de 3300 m y se considera como parte de la secuencia miogeosinclinal cordillerana expuesta a lo largo del borde oeste de Norteamérica (Anderson y Silver, 1979; Stewart et al., 2002).

El área de estudio del presente trabajo se encuentra dentro del Terreno Caborca, muy cerca del límite con el Cratón de Norteamérica (Figura 3).

El Terreno Cortés se localiza en la porción central-sur de Sonora, limita al norte con el Terreno Caborca y al sur con el Terreno Guerrero. Fue propuesto por Coney y Campa-Uranga (1987) quienes lo definieron como un terreno constituido por rocas del Paleozoico tardío y Mesozoico. Representa una zona de transición de corteza continental a oceánica. Consiste de una secuencia sedimentaria deformada, con facies de aguas profundas de edad Ordovícico-Pérmico, la cual fue acrecionada tectónicamente al Terreno Caborca (Stewart et al., 1990; Pool et al., 1991).

En Sonora, las rocas del basamento precámbrico del bloque Norteamérica se encuentran expuestas en la Sierra Los Ajos que se localiza al este de Cananea,

donde aflora un esquisto micáceo con segregaciones de cuarzo, en el cual ocasionalmente se observa el protolito de andesita, grauwacka y cuarcita. Estas rocas forman parte de la secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias depositadas hace 1.7 Ga (Anderson, et al., 1980) que se encuentran fuertemente plegadas y afectadas por metamorfismo de la facies esquistos verdes hace 1.64 Ga. Se correlacionan con el Esquisto Pinal que aflora en las montañas Pinal del sureste de Arizona; y que muestra afinidad con la provincia Mazatzal del sur de Arizona y Nuevo México, (Figura 4). Mientras que las rocas del basamento Paleoproterozoico del bloque Caborca están constituido por rocas metamórficas como gneis, esquisto y en algunas localidades anfibolita de la facies esquistos verdes-anfibolitas, cuyos protolitos que corresponden a intrusivos graníticos-granodioríticos, andesita, basalto y arenisca; en la mayoría de las localidades afloran como colgantes en las rocas del batolito Laramide. En Quitovac y en la Sierra Los Tanques, el basamento metamórfico paleoproterozoico se encuentra cabalgando a la secuencia volcanosedimentaria del arco Jurásico (Caudillo-Sosa et al., 1996; Campbell y Anderson, 1998).

En la región de Quitovac se tienen edades entre 1.77-1.69 Ga para el protolito granítico que presenta afinidad con las provincia cristalina Yavapai o la zona de transición Mojave-Yavapai (Iriondo, 2001, Iriondo et al., 2004). En Sierrita Prieta al sur de Trincheras, Soto-Verdugo (2006) reporta edades entre 1733-1727 para el protolito de los granitoides que fueron metamorfizados a orto-gneises que relaciona con la provincia Mojave.

Los modelos propuestos para los eventos orogénicos del Paleoproterozoico

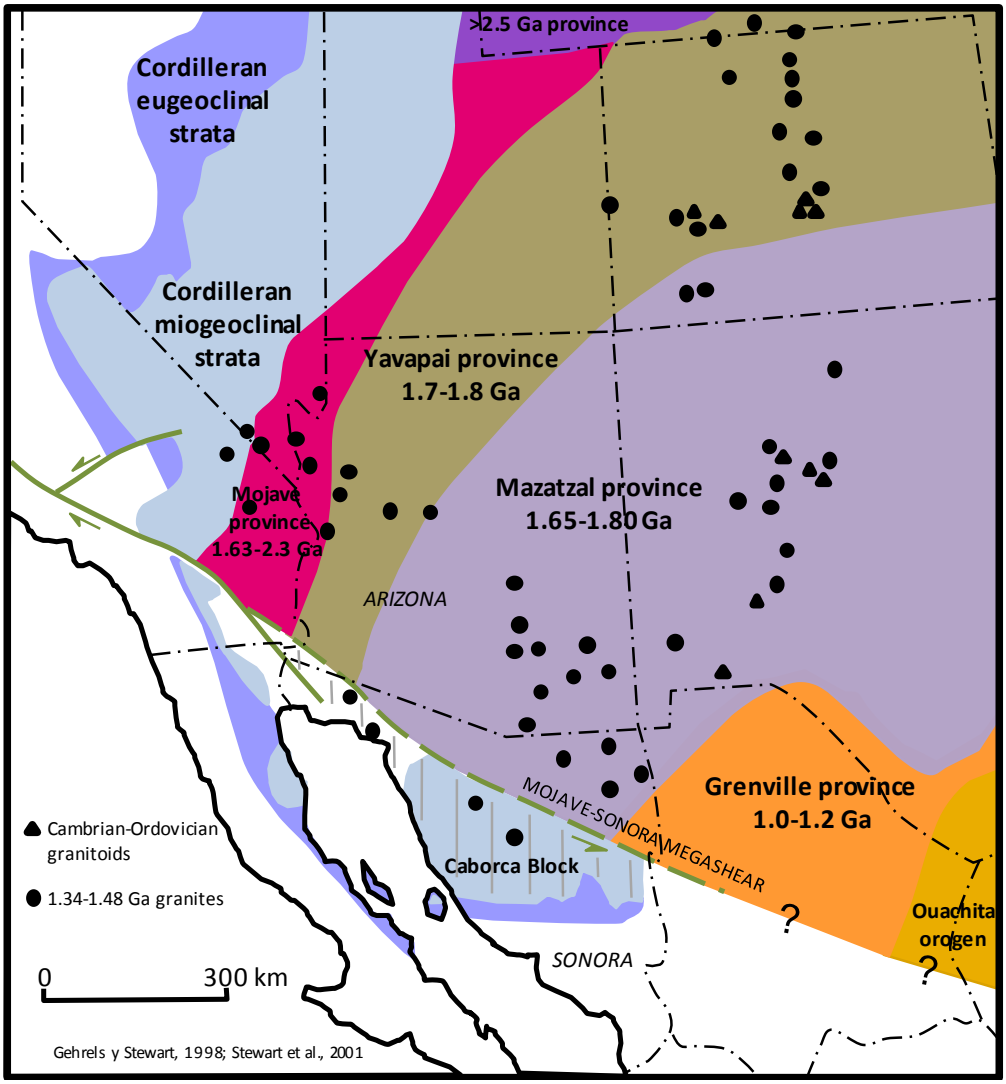

Figura 4. Distribución de las provincias precámbricas en el suroeste de Estados Unidos y noroeste de México.

en Arizona incluyen acreción de arcos insulares al cratón, cabalgamientos, fallas de deslizamiento lateral, y arcos volcánicos continentales con sucesivos cierres de cuencas trasarco (Figura 5).

Posteriormente durante el Mesoproterozoico, se incorporan al basamento las intrusiones graníticas de 1.4 Ga localmente deformados por cizalla en el noroeste de Sonora. Estos granitos forman parte de la serie de plutones

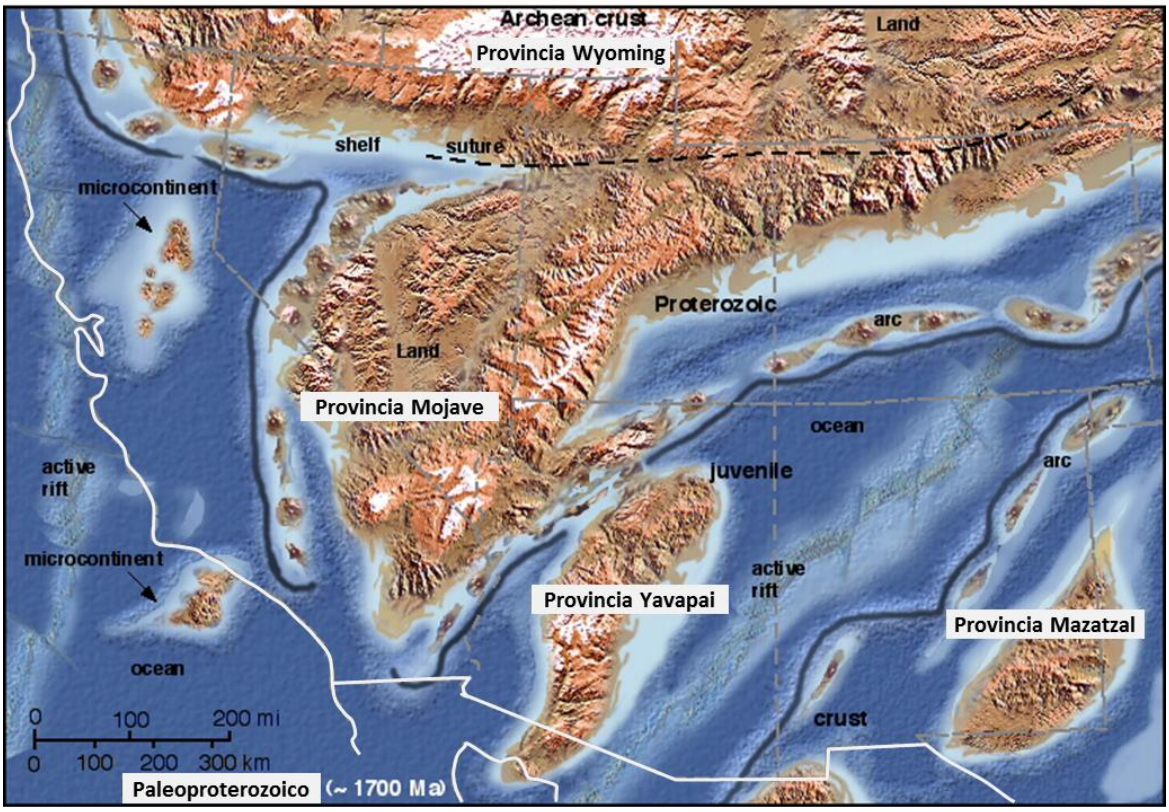

Figura 5. Reconstrucción paleogeográfica especulativa de las provincias paleoproterozoicas Mojave, Yavapai y Mazatzal en el suroeste de Laurencia ~1700 Ma (http://jan.ucc.nau.edu/rcb7/pcpaleo.html).

anorogénicos que se extienden por el suroeste de Arizona y norte de Sonora con edades entre 1475-1425 Ma (Anderson y Silver, 1977). Nyman, et al (1994) consideran que estos plutones se emplazaron a lo largo de zonas de cizalla paleoproterozoicas con orientación regional al noreste; cuyo magmatismo está asociado a un evento orogénico contraccional o tectonismo transpresional. Este magmatismo de 1.4 Ga representa la respuesta a la deformación compresional generada por la convergencia entre el sur de Laurencia y una masa continental ubicada más al sur conocida como Gondwana (Nyman et al., 1994).

Durante el Neoproterozoico (Figura 6) y Paleozoico, el basamento cristalino

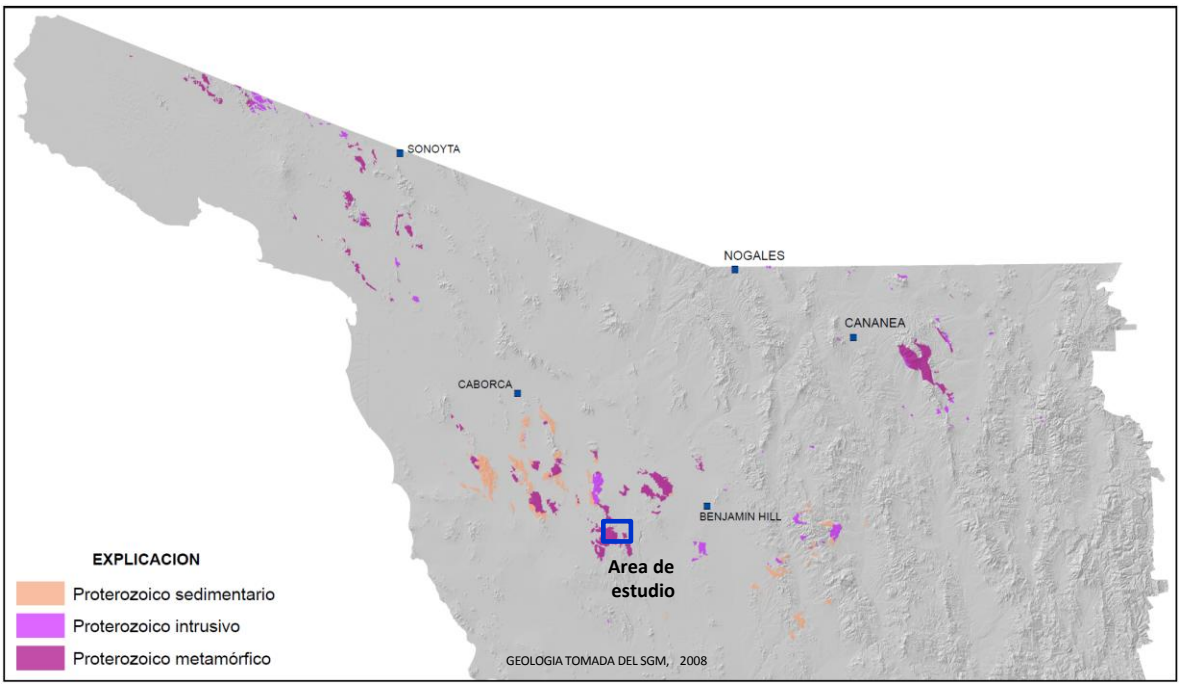

Figura 6. Mapa que muestra la distribución de las rocas proterozoicas en Sonora.

se cubrió discordantemente con las secuencias sedimentarias detrítico-carbonatada de plataforma somera, de tipo miogeoclinal o plataforma cratonal, asociadas a un margen continental pasivo (Stewart, 1992).

A principios del Mesozoico, se registra un cambio en la tectónica de placas, de un margen pasivo a un margen convergente. En Sonora las rocas triásicas se han identificado en la Sierra del Antimonio, donde se tiene un alóctono con facies marinas de plataforma de edad Triásico Temprano (González-León, 1997). Los sedimentos deltaicos del Grupo Barranca fueron depositados en cuencas alargadas transtensionales y/o extensionales tipo *rift* (Stewart y Roldán-Quintana, 1991) cuya fuente fueron las áreas elevadas constituidas por rocas del basamento Precámbrico (Gehrels and Stewart, 1998). Las rocas ígneas que sugieren un magmatismo de edad Permo-Triásico afloran en el noroeste de Sonora. Al

suroeste de Sonoyta aflora un granito de 225 Ma (Stewart et al., 1986), en los intrusivos graníticos expuestos en la Sierra Pinta se tienen edades de zircones entre 258-275 Ma (Arvizu-Gutiérrez, 2008); y en el extremo sur del estado en el límite Sonora-Sinaloa donde afloran granitoides deformados del Complejo Sonobari se tienen edades de 220 Ma (Anderson and Schmidt, 1983).

Durante el Jurásico se renueva el vulcanismo y plutonismo en Sonora, con el desarrollo de un arco magmático con características continentales y marinas que se relaciona con una subducción oblicua de la placa Farallón por debajo de la placa Norteamericana. Los afloramientos de este arco volcánico se localizan en la porción norte y noroeste del estado, desde San Luis Río Colorado, Sonoyta y Caborca, hasta Nogales y Cananea (Figura 7); y consisten principalmente de derrames y tobas riolítica, con intrusiones de granito y monzodiorita. Además se desarrollan fallas con desplazamiento lateral junto con la acreción de terrenos. Las edades de este arco magmático varían entre 180-170 Ma para las rocas volcánicas, y entre 175-150 Ma para las rocas intrusivas (Anderson y Silver, 1979; Stewart et al., 1986), el cual fue truncado por una falla de corrimiento lateral izquierdo con desplazamiento de 800 km durante el Jurásico medio-superior (156-146 Ma), llamada megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979), donde la transpresión es la característica principal de deformación, que forma una franja de rocas deformadas que se extiende desde Sonoyta hasta la región de Tuape, con desarrollo de milonitas, cabalgaduras, pliegues, y en algunas localidades metamorfismo de la facies esquistos verdes. A finales del Jurásico, el arco fue cortado por fallas de desplazamiento lateral orientadas NW-SE paralelas a la megacizalla Mojave-Sonora, como la Sawmill Canyon-Los Ajos y San Antonio, que

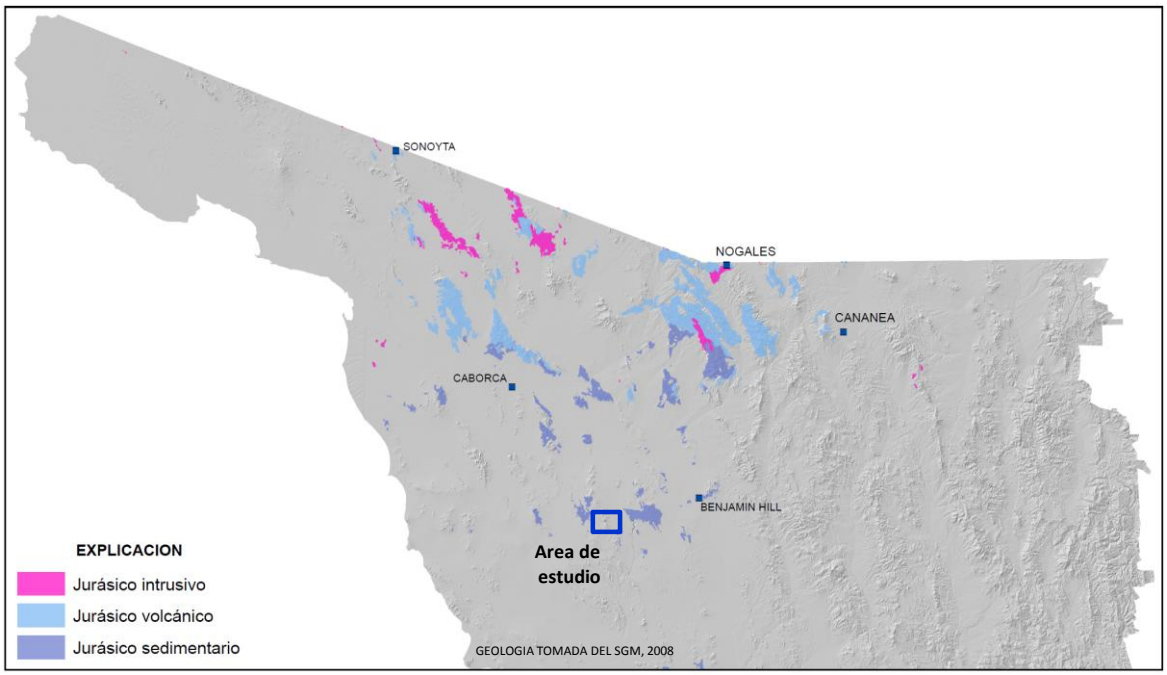

Figura 7. Mapa que muestra la distribución de las rocas del arco magmático jurásico en Sonora.

crearon cuencas de desgarre (Figura 8) que fueron rellenadas por conglomerados sintectónicos con escasa influencia volcánica, y con sedimentos marinos someros del Cretácico Inferior del Grupo Bisbee (Anderson y Nourse, 1998; Rodríguez-Castañeda, 2002). Por otra parte, Molina-Garza e Iriondo (2005) están en desacuerdo con un desplazamiento de cientos de kilómetros para el bloque Caborca en el Jurásico Tardío, pero no presentan una demostración contundente que invalide la hipótesis original de la megacizalla Mojave-Sonora. Los estudios estructurales en el norte y noroeste de Sonora, de Jacques-Ayala (1993, 1997), y De Jong et al., (1988), proponen que la deformación observada en las rocas jurásicas es resultado de deformación Laramide.

También en el Jurásico se forma el Alto de Cananea que controla la evolución estructural de la región hasta el terciario; constituido por basamento

precámbrico con una cubierta volcánica del arco jurásico, y limitado por fallas de rumbo, al noreste por la falla Los Ajos y al suroeste por la falla San Antonio (Rodríguez-Castañeda, 2002), desarrollándose en los márgenes de este alto estructural las cuencas Bisbee y San Antonio. Estas cuencas están distribuidas dentro de una región con corteza precámbrica y jurásica. Hacia el sur del Alto de Cananea, en la región de Teguachi-Tuape, el mismo autor identifica una fase de deformación compresiva durante el Jurásico Tardío, que afectó a rocas precámbricas y paleozoicas, y volcanosedimentarias de edad Jurásico Medio-Tardío, donde las primeras cabalgan a las segundas con transporte tectónico hacia el N-NE.

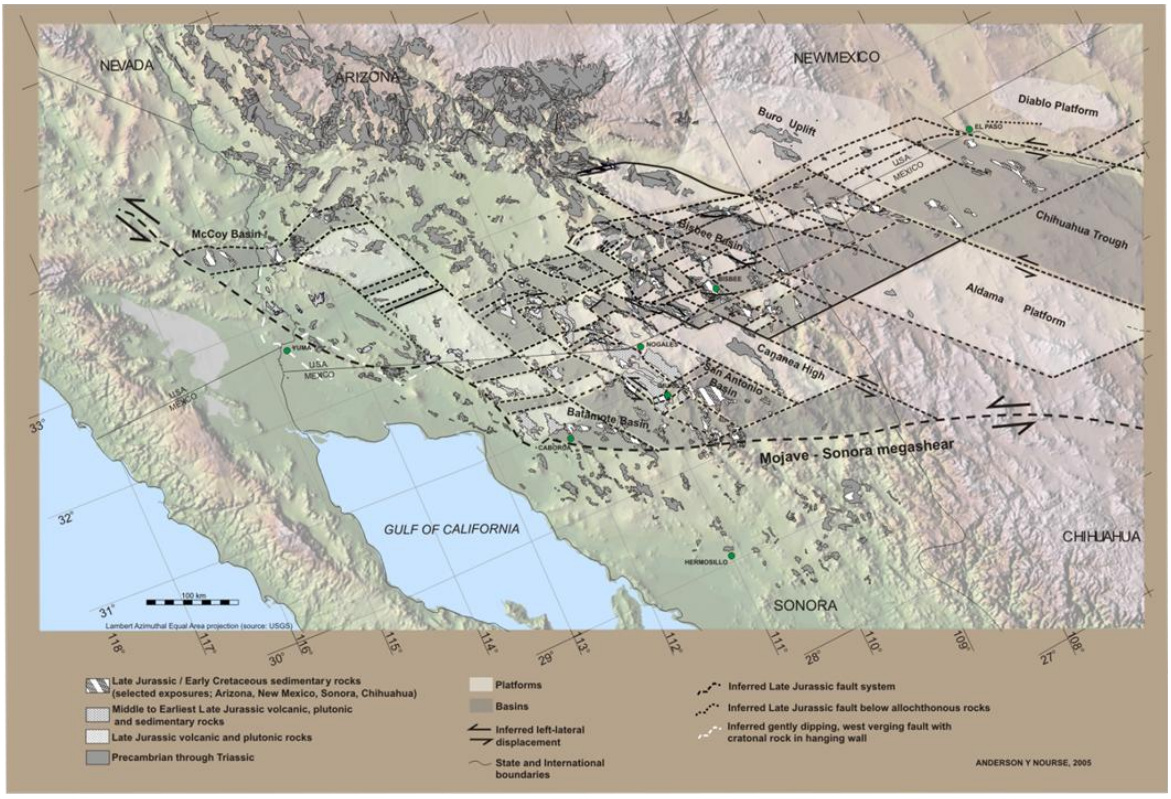

Figura 8. Cuencas de desgarre Jurásico Superior-Cretácico Inferior asociadas al sistema de falla Mojave-Sonora.

Para el Cretácico Tardío y Paleógeno se presenta un tectonismo caracterizado por secuencias volcanosedimentarias y actividad magmática calcialcalina entre 90-40 Ma (Damon, et al., 1983), así como cuerpos subvolcánicos de composición ácida-intermedia, además de un cambio en la dirección y velocidad de convergencia de las placas Farallón y Norteamericana.

De esta manera se considera que las rocas del batolito de Sonora y las volcánicas dacíticas-andesíticas constituyen un arco magmático (Figura 9) que registra el progreso de la convergencia entre placas (McDowell y otros, 1994). En el oriente del estado, los sedimentos de ambiente fluvio-deltáicos y lacustres con vulcanismo asociado, se depositaron en cuencas extensionales.

También en el tiempo Cretácico Tardío-Paleógeno se desarrolla la orogenia Larámide, término que se ha utilizado para definir un estilo de deformación

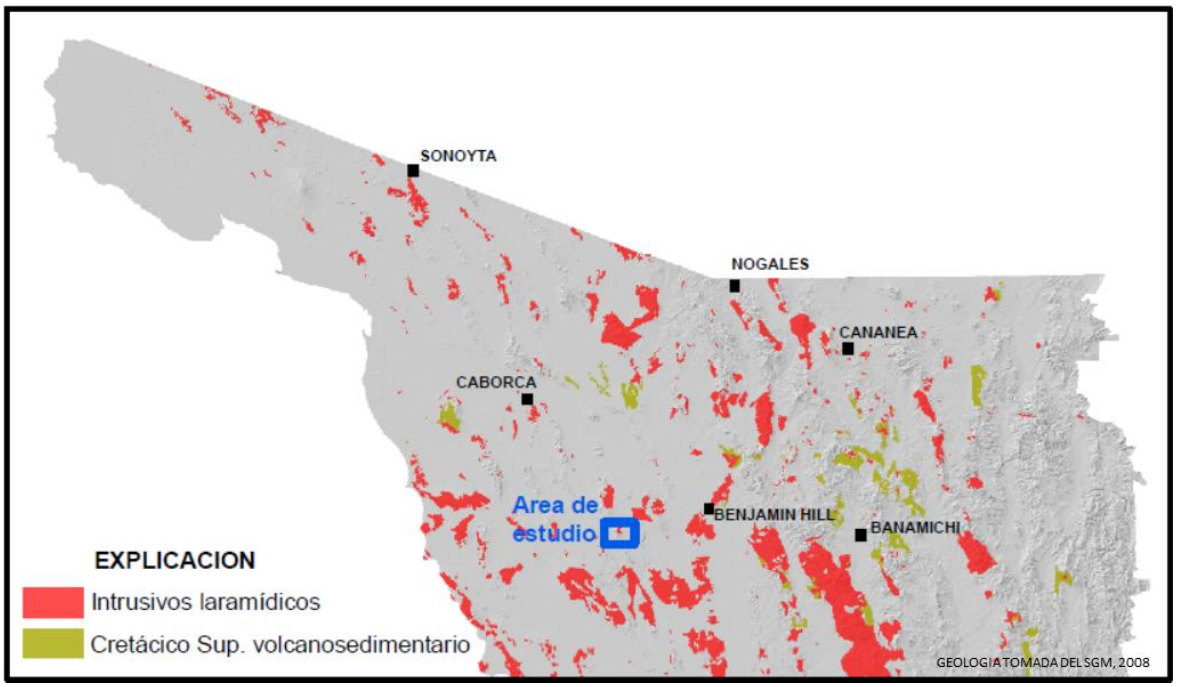

Figura 9. Mapa que muestra la distribución de las rocas del arco magmático laramídico y volcánicas contemporáneas en Sonora.

compresiva con cabalgaduras y pliegues orientados NW-SE que incluye la formación de cuencas sintectónicas.

La fase distensiva de Sierras y Valles se encuentra distribuida por el oeste de Estados Unidos y continúa hacia el sur en el noroeste de México (Figura 10). En la etapa inicial de la deformación extensional terciaria en el norte de Sonora se originan los complejos de núcleo metamórfico (*metamorphic core complex*) y cuencas sintectónicas asociadas, como Magdalena-La Madera, Tubutama-Mezquital, El Sásabe, Cerro Carnero, Aconchi y Mazatán. La deformación dúctil (35-15 Ma) asociada a los complejos de núcleo metamórfico se da a lo largo fallas de despegue generando zonas de milonitas (Nourse et al., 1994).

La extensión Sierras y Valles inicia aproximadamente hace 20 Ma. Las cuencas presentan depósitos continentales lacustres, el vulcanismo es bimodal y

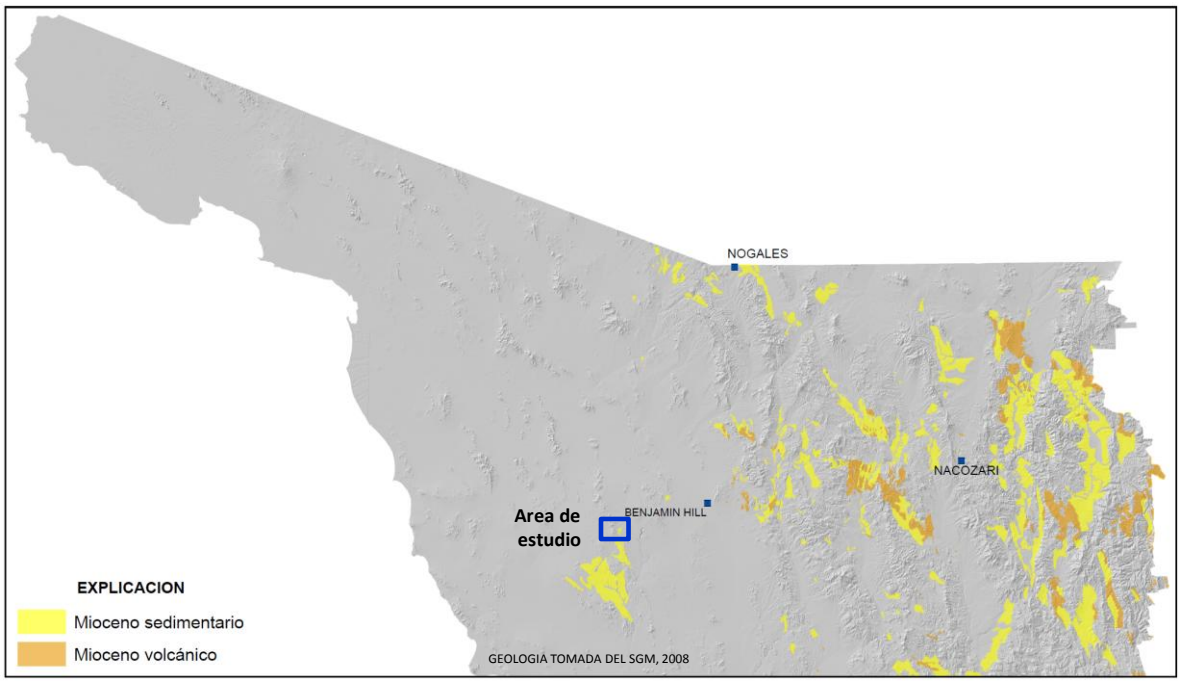

Figura 10. Mapa que muestra la distribución de las rocas asociadas a la extensión Sierras y Valles en Sonora.

consiste de basalto con riolita subordinada, que contrasta con el vulcanismo intermedio asociado a subducción del Terciario Inferior. Los derrames de basalto intercalados en las capas de conglomerado tienen edades entre 20-17 Ma.

Desde hace aproximadamente 12 Ma hay un cambio en el estilo de deformación, de extensión a fallamiento lateral que es el que se mantiene hasta el presente. Corresponde a fallamiento lateral derecho de rumbo NW-SE (sistema de fallas San Andrés) con desarrollo de cuencas de desgarre, relacionadas a la apertura del Golfo de California.

El Golfo de California es una cuenca marina generada por el movimiento transformante entre la Placa de Norteamérica y la Placa del Pacífico (Atwater, 1989); de esta manera, se interpreta que la primera invasión está representada por conglomerados marinos y continentales expuestos en la Isla Tiburón, que se encuentran intercalados con rocas volcánicas félsicas con edades de entre 13-12 Ma (Gastil et al., 1999). Las primeras incursiones marinas ocurrieron durante el Mioceno tardío–Plioceno temprano en diferentes localidades del golfo primitivo, desde las Islas Tres Marías en el sur, hasta el Valle Imperial en el norte.

Estudios detallados más recientes en la región de San Felipe y Puertecitos, proponen que la primera fase extensional inició a los 12–11 Ma. Se considera un desplazamiento aproximado de 300 km entre la costa de Sonora y la Península de Baja California, la mayor parte del cual se ha llevado a cabo en los últimos 6 Ma, a lo largo del sistema de fallas de San Andrés.

Por otra parte, en el noreste de Sonora se tiene fallamiento normal de alto ángulo, activo, con actividad sísmica asociada, como la falla Pitaycachic, de rumbo norte-sur con echado al oeste.