

GRANITOIDES EN EL NORESTE DE SIERRA JUÁREZ, BAJA CALIFORNIA: UNA HISTORIA DE EMPLAZAMIENTO PARA LA PARTE NORTE DEL BATOLITO ORIENTAL DEL CRETÁCICO TARDÍO

J.G. Héctor Romero-Espejel y Luis A. Delgado-Argote

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE, Ensenada, B.C.

E-mail: hromero@cicese.mx

RESUMEN

En la parte E del *Complejo Batolítico Peninsular*, el *Batolito Oriental* está constituido por rocas intrusivas de composición tonalítica a granítica que representan fases de intrusiones múltiples derivadas principalmente por fusión de la corteza continental baja. Su emplazamiento ocurrió durante el desarrollo del arco magmático del Cretácico Tardío. En este trabajo se presentan las variaciones de los granitoides de una área poco estudiada en el N del escarpe del golfo y en la margen NW de la Laguna Salada.

A partir de la cartografía geológica a escala 1:25,000, análisis petrográfico y estructural, se discriminaron cuatro granitoides principales y cuatro variaciones menores que delinean dos cinturones composicionales con orientación NNW, cortados por diques aplítico-pegmatíticos. La parte E contiene al cinturón tonalítico, con tres cuerpos principales que incluyen enclaves alargados de composición diorítica, cuerpos tabulares tonalíticos con textura de segregación tipo *schlieren* y una posible variación de composición granodiorítica que contiene granate, cercana al contacto con rocas metamórficas carbonatadas. El cinturón granodiorítico está en la parte W del área y está formado por un cuerpo granodiorítico ligeramente anisotrópico del que se segregaron diques con orbículas de feldespato, cuarzo y esfena, emplazados en las inmediaciones del contacto con el cuerpo tonalítico más antiguo.

Los cuerpos mayores ascendieron y se emplazaron por procesos diapíricos y de expansión. Los enclaves son producto de la asimilación incompleta de magmas antiguos o de anfíbolitas. Las segregaciones tipo *schlieren* parecen ser producto de diferenciación en los granitoides de tonalita. Los diques con orbículas la granodiorita con granate se derivaron por procesos de diferenciación. Los diques aplítico-pegmatíticos fueron producto de la segregación y circulación de las soluciones residuales derivadas de los cuerpos principales y su emplazamiento fue dominado por los patrones de fracturamiento y fallamiento asociados con la disminución de volumen en los cuerpos principales. Estos granitoides fueron generados en dos ciclos de magmas de tercera derivación. Los granitoides tonalíticos son similares a los plutones tipo *Pre La Posta* de más de 107 Ma, y los granodioríticos son equivalentes a los plutones tipo *La Posta* de más de 95 Ma. Este proceso de intrusiones múltiples acentuó la foliación magmática y desarrolló el clivaje en un ambiente sintectónico a una profundidad de ~10 km e indujo procesos de advección de calor que disminuyeron posiblemente en 83 Ma. Finalmente, se produjeron varios sistemas de fracturamiento inducidos por la eliminación de la cubierta ígneo-metamórfica y las deformaciones tectónicas del Cenozoico.

INTRODUCCIÓN

La actividad magmática en la margen W de Norteamérica sugiere un arco continuo caracterizado por una fase volcánico-intrusiva durante el Jurásico-Cretácico y otra fase plutónica migratoria de W a E sobre el continente durante el Cretácico Tardío y Paleoceno. La segunda fase desarrolló un complejo batolítico mayor a los 2,000 km de longitud emplazado a lo largo de la margen continental (Silver y Chapell, 1988), posiblemente sobre un segmento de litósfera oceánica pre-jurásica, separado de la litósfera cratónica por una familia de fallas transformes jurásicas (Silver y Anderson, 1974). La reconstrucción de la margen californiana pre-Terciario permite suponer la continuidad inicial del complejo de los batolitos cordilleranos (Figuras 1 y 2a), *Mojave W*, *Salinian*, *Sierra Nevada*, *Sierras Peninsulares* y *Sonora* (Silver, 1982; Ross,

1984; Silver y Mattison, 1986; Silver y Chapell, 1988; Nicholson *et al.*, 1994).

Los estudios efectuados en los granitoides de la Península de Baja California y S de California indican variaciones petrológicas (Figura 2b), de emplazamiento (Figura 2c) y geocronológicas importantes en el Batolito de las Sierras Peninsulares (Gastil *et al.*, 1975; 1983; Walawender y Smith, 1980; Silver y Chapell, 1988; Walawender *et al.*, 1991). Las conclusiones de estos estudios sugieren: la intrusión de cientos de plutones de 1 a 50 km de diámetro, con múltiples diques y troncos irregulares pequeños que fueron emplazados en una secuencia simple y continua (Silver y Chapell, 1988); que fueron derivados de fuentes composicionalmente diferente (Gromet y Silver, 1987); que existen variaciones geoquímicas sistemáticas de W a E (e.g., Baird *et al.*, 1974; Baird y Miesch, 1984; Silver y Early, 1977; Silver y Chapell, 1988); que las variaciones en

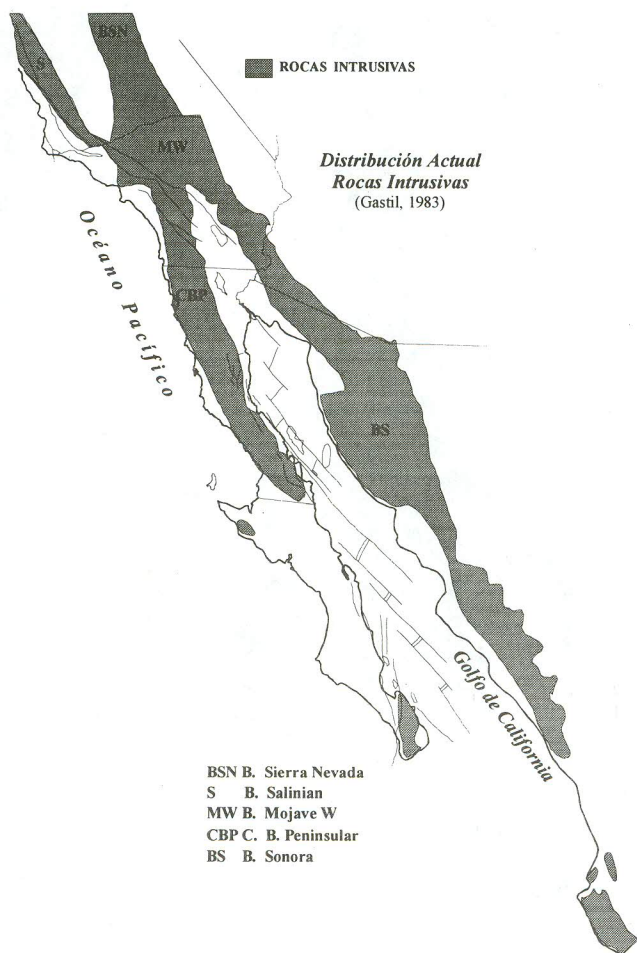


Figura 1. Distribución de las rocas intrusivas que constituyen a los Batolitos Cordilleranos del Cretácico en la margen SW de Norteamérica.

las relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Early y Silver, 1977; Silver *et al.*, 1975), $\delta^{18}\text{O}$ (Taylor y Silver, 1978; Silver *et al.*, 1979; Taylor, 1986; 1988), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (DePaolo, 1980; 1981) y Pb (Silver, 1987) parecen independientes de la litología, pero de correlación notable con la posición geográfica hasta Sonora.

La síntesis propuesta por Silver y Chapell (1988), donde reúnen los diversos estudios que se han efectuado sobre los granitoides del Batolito de las Sierras Peninsulares, es relevante y enmarca las características de los procesos principales asociados al magmatismo intrusivo en esta parte del arco Mesozoico. Sin embargo, en la península existen múltiples y extensas áreas constituidas por rocas intrusivas de las que se conoce muy poco.

El objetivo fundamental de este trabajo es mostrar la distribución y las variaciones de las rocas intrusivas que se identificaron en la región del escarpe al NE de Sierra Juárez, comprendida entre la parte alta de la sierra y la margen NW de la cuenca Laguna Salada (Figura 3). Aunque los conceptos que soportan al trabajo son básicamente petrológicos, se harán comparaciones con las rocas intrusivas aledañas para incorporar a los granitoides del área en el contexto propuesto para el

Batolito Oriental del Complejo Batolítico Peninsular. Esta perspectiva pretende mostrar los resultados e interpretación de una extensa área con granitoides pobremente estudiados, como resultado parcial del estudio de la deformación asociada a la formación del escarpe en Sierra Juárez.

METODOLOGÍA

Se efectuaron fotogeología y cartografía geológica a escala 1:25,000 sobre una superficie aproximada a 600 km², comprendidos en las cartas topográficas escala 1:50,000 editadas por INEGI (CETENAL, 1972-1980), El Centinela (I11D64), Neji (I11D73) y La Poderosa (I11D74). La foliación de los granitoides se midió sistemáticamente y es la base fundamental para delinear los dominios intrusivos en el área; además se midieron el clivaje, los diques aplítico-pegmatíticos y el fracturamiento donde fueron diferenciables. La nomenclatura utilizada para indicar la actitud de los elementos estructurales obedece a la regla de la mano derecha y para graficarlos se utilizó la proyección de igual área de Schmidt. Durante el periodo también se obtuvieron muestras de las principales variaciones en los granitoides, de las que se seleccionaron y obtuvieron 25 secciones delgadas para su descripción petromicrográfica. Para determinar e interpretar sus variaciones composicionales y posibles tendencias magmáticas, las descripciones se graficaron en los diagramas *Fk-Qz-Plg* y *Bio-Il-Hbl*, definidos por Streckeisen (1973) y modificados por Clarke (1992).

COMPLEJO BATOLÍTICO PENINSULAR

El Batolito de las Sierras Peninsulares o Complejo Batolítico Peninsular (CBP) expone afloramientos continuos de rocas intrusivas desde el S de Los Angeles, California hasta el Paralelo 28°N, en donde se ven interrumpidos por una extensa cubierta de rocas volcánicas, del límite S de Baja California hasta prácticamente La Paz, B.C.S., y extenderse nuevamente hasta la punta de la península (Figura 1). Este segmento mayor a los 1,000 km de longitud de rocas intrusivas ha sido estudiado desde Larsen (1948. *en*: Gastil *et al.*, 1975) hasta la actualidad. El CBP ha sido dividido con criterios petrológicos (Gastil, 1983. Figura 2b) y geoquímicos (Silver *et al.*, 1979). A partir del predominio de magnetita o ilmenita (Gastil *et al.*, 1986), en los Batolitos Occidental (BW) y Oriental (BE) (Figura 3), a los que Todd y Shaw (1985) llamaron granitoides deformados *tipo 1* a los del W y no deformados *tipo S* a los del E, con el límite ligeramente al W de la línea de magnetita-ilmenita definida por Gastil *et al.* (1986). Silver y Hill (1986) indicaron que el BW incluye complejos anulares con diámetros expuestos de 1 a 2 km, alojados en ambientes sub-volcánicos frágiles con diques, cuerpos irregulares y rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias de *Fm. Alisitos*. El BE incluye diapiros y plutones con diámetros expuestos de aproximadamente 10 a 12 km, alojados en rocas cuarzofeldespáticas, pelíticas, carbonatadas y metasedimentarias del Paleozoico y Mesozoico con

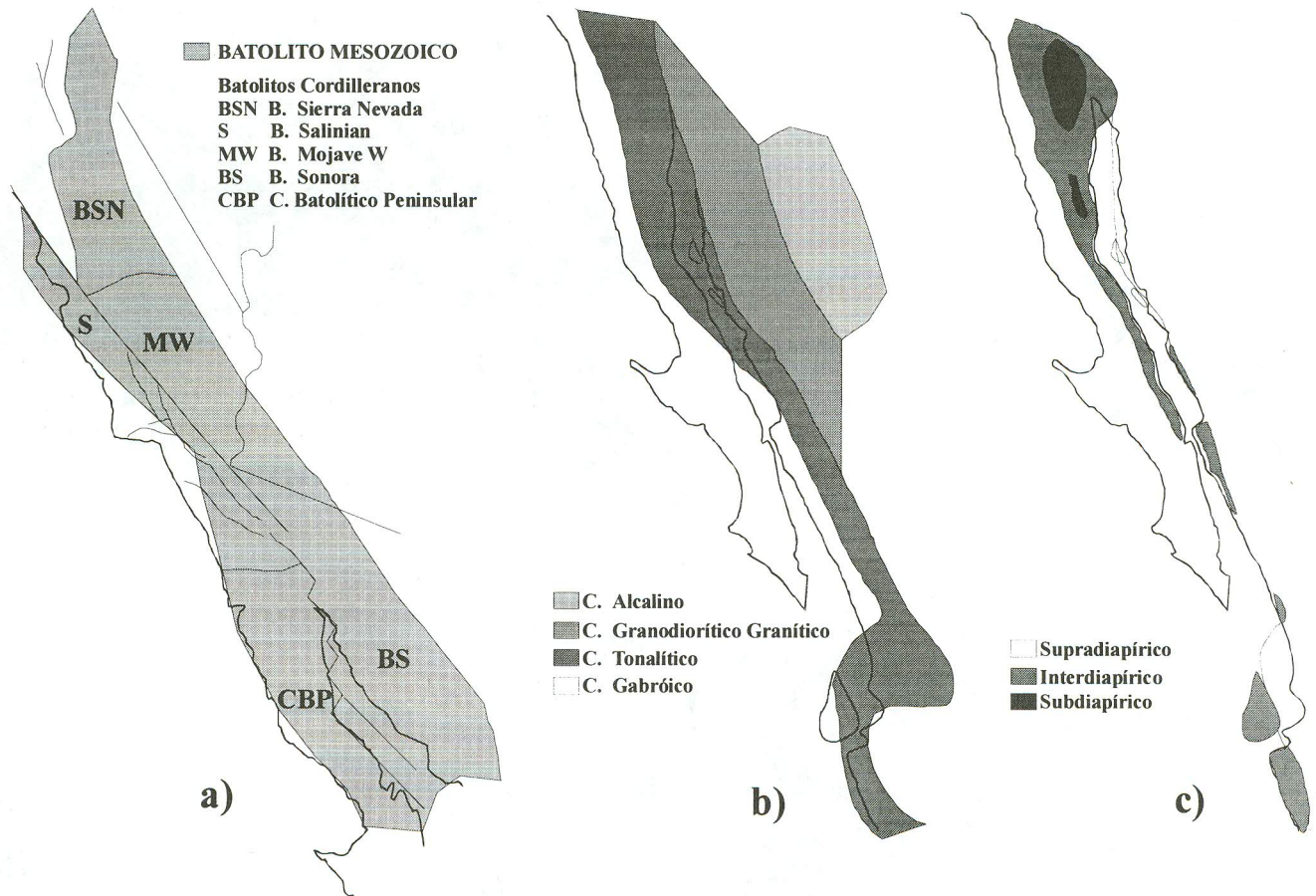


Figura 2. Distribución de los batolitos principales del Complejo Batolítico Peninsular en la Península de Baja California y el S de California: a. Reconstrucción palinspástica para 15 Ma de los Batolitos Cordilleranos (Silver y Chapell, 1988); b. Cinturones composicionales (Gastil, 1983); c. Estructuras de emplazamiento (Gastil, 1983).

deformación dúctil. Silver y Chapell (1988) indicaron que el *BW* forma una franja de 60 a 70 km de amplitud, paralela a la costa del Océano Pacífico, que incluye desde gabro hasta leucogranito con edades entre 140 y 105 Ma, alojados en rocas volcánicas con edades entre 125 y 118 Ma, producto de un arco magmático estático y activo durante aproximadamente 35 Ma. El *BE* forma una franja paralela inmediata al E del *BW* (Figura 3), que incluye desde tonalita hasta granito con edades entre 105 y 80 Ma, con escasos plutones zonados asociados a un arco magmático transgresivo que es sistemáticamente más joven hacia el E.

La mineralogía en el *CBP* está compuesta por 5 fases: plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, hornblenda y biotita, pero se observa olivino y piroxenos en algunos plutones gabrónicos y tonalíticos máficos. El ortopiroxeno puede estar presente en algunos granitos y otros cuerpos graníticos de dos micas pueden estar asociados a remanentes de rocas metamórficas pelíticas en el *BE*. En el *BW* la hornblenda es subhedral y aparentemente tardía, la biotita es anhedral e intersticial, mientras que en el *BE* la hornblenda es prismática subhedral y la biotita es euhedral, lo que implicaría una fase de cristalización temprana. La mineralogía accesoria es similar en ambos batolitos, aunque texturalmente discrepante: la asociación

zircón, esfena, apatito, allanita es el arreglo radiactivo principal; la esfena es tardía y granular en el *BW*, mientras que en el *BE* es euhedral. La allanita aparece tardía y temprana en ambos batolitos; el apatito es abundante en el *BE* y la magnetita e ilmenita son los minerales opacos más comunes (Silver y Chapell, 1988).

La roca más abundante en el *CBP* es la tonalita (Larsen, 1948. *en*: Gastil *et al.*, 1975. Figura 2b), con el gabro, gabro cuarcífero y diorita agrupables en dos amplios grupos: casi saturados con alto Al y subsaturados con plagioclasa y hornblenda cálcicas u olivino, clinopiroxeno y hornblenda (Walawender y Smith, 1980). La granodiorita baja en K es la segunda roca más abundante, con poco feldespato potásico intersticial y raramente porfídico. La tonalita y la granodiorita dominan en el *BE* y el gabro es raro (Walawender y Smith, 1980). Silver y Chapell (1988) sugirieron que la distribución tridimensional de las tendencias petrológicas, geoquímicas e isotópicas son una evidencia clara de migración lateral. Los cambios en la composición de los elementos mayores es menos pronunciada que la de los elementos traza y se ha sugerido (Silver y Chapell, 1988) que la composición del batolito debió ser menos máfica que la fuente, en términos generales basáltica, por lo que las variaciones observadas en el *CBP* implicarían: 1)

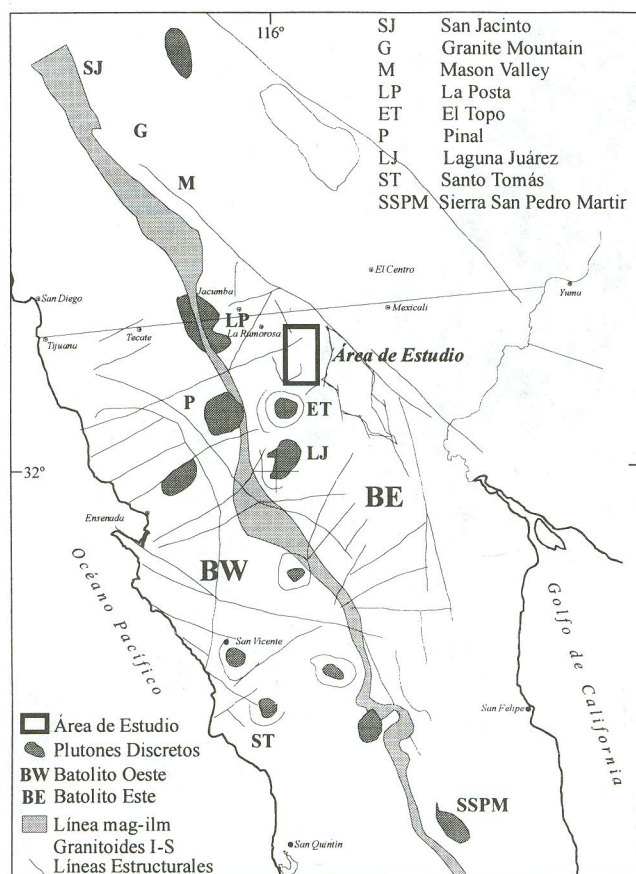


Figura 3. Ubicación del área de estudio en el contexto del Batolito Oriental del CBP. Se muestran los rasgos estructurales y los plutones principales identificados en imagen de satélite. La línea magnetita-ilmenita se tomó de Gastil et al. (1983).

una margen convergente y uniforme composicionalmente, con una dinámica cambiante en los procesos generadores de magma; 2) arreglos mineralógicos y geoquímicos heterogéneos en la región fuente; 3) que el BW es más primitivo y que se emplazó en litósfera relativamente joven de un arco insular; 4) que el BE fue generado de fuentes más profundas y niveles subcorticales ricos en componentes basálticos (eclogíticos). Las asimetrías petrológicas y geoquímicas sistemáticas en el CBP parecen sugerir que los procesos de alto nivel (convección, cristalización fraccionada y asimilación magmática) no debieron ser importantes (Silver y Chapell, 1988), dado que los cambios químicos e isotópicos aparentan ser independientes al tipo de roca, relacionándose a una mineralogía derivada por fusión parcial en la fuente. Silver y Chapell (1988) concluyeron que, en general, las variaciones químicas evidentes en el CBP no pueden ser atribuidas a un sistema simple de dos o tres componentes extremos (manto, corteza y sedimentos oceánicos). La tasa de producción de magma osciló entre 20 km³/kmMa para el BW y más de 1,000 km³/kmMa en el BE. El espesor mínimo de acumulación magmática para el arco de el BW fue de 10 km, mientras que en el BE fue de 20 km. Los centros de actividad magmática parece que formaron arreglos lineales cubiertos por volcanes, abastecidos por pequeños conductos alimentadores que generaron el emplazamiento de plutones

individuales cada 0.1 Ma, dada la constante de tiempo deducida de estudios isotópicos U-Pb en zircones, del orden de 2 a 6 Ma (Silver y Chapell, 1988).

BATOLITO ORIENTAL

El BE, donde se ubica el área de estudio (Figura 3), está contenido en el cinturón tonalítico (Figura 2b) y se caracteriza por emplazamientos subdiapíricos a interdiapíricos (Gastil, 1983. Figura 2c), en la zona de ilmenita (Gastil et al., 1991) o en la zona de granitoides tipo I y S posttectónicos, derivados de la fusión parcial de una corteza sedimentaria (Todd y Shaw, 1985). Walawender et al. (1990) sugirieron que el extenso BE está constituido por plutones sin deformación y características petrográficas y estructurales distintivas a sus similares del BW. Sin embargo, Todd et al. (1988) indicaron que los plutones de la etapa tardía a posttectónica en el BE, sugeridos por Silver et al. (1979), mostrados en la Figura 3 y representados por Granite Mountain (100 Ma, U-Pb), La Posta (98-97 Ma, Todd et al., 1988) y el plutón cercano a Alpine (103 a 101 Ma, K/Ar en hornblenda. Todd et al., 1988), sólo corresponde a los de la parte SE, ya que los plutones de la parte NE presentan deformación fuerte. El BE parece haberse emplazado en una gruesa corteza siálica, observando una disminución notable de minerales máficos (Gastil et al., 1991).

Los granitoides del BE no tiene rocas volcánicas o subvolcánicas asociadas, los plutones se alojaron en rocas metasedimentarias y parecen haber sido severamente deformados durante el segundo pulso magmático, ocurrido hace un poco más de 100 Ma. Este último también es de origen profundo y alcanza la corteza superficial sin modificaciones mayores, salvo la contaminación marginal con la roca encajonante (Gastil et al., 1991). Walawender et al. (1990) sugirieron que los plutones de tonalitas y monzogranitos del BE, con tamaños de algunos cientos de kilómetros cuadrados, se caracterizan por tener zoneamiento concéntrico, variando de una margen tonalítica a núcleos granodiorítico-monzograníticos; que los contactos internos son gradacionales por decenas de metros; que contienen cristales idiomórficos de biotita, esfena y hornblenda y que la muscovita primaria coexiste con la biotita en la parte interna de los plutones; que desarrollan megacristales de cuarzo y oikocristales de feldespato potásico y que son carentes de foliación. Gastil et al. (1991) dividieron a los plutones del BE en: Pre La Posta, La Posta y Post La Posta.

Plutones Pre La Posta

Estos plutones incluyen granitoides de dos micas, con granate y sillimanita, emplazados en rocas metasedimentarias en la facies anfibolita alta. Generalmente son peraluminosos, con deformación fuerte y son comunes los enclaves de roca encajonante. Trabajos preliminares sobre zircones indican edades de 160 a 101 Ma (Gastil y Girty, 1993). Su distribución comprende desde el N de San Diego, California hasta el S de la Sierra de San Pedro Mártir, B.C.. También se observan granitoides con granate y muscovita en contacto con rocas metamórficas, los cuales tienen núcleos de tonalita de

hornblenda y biotita. Están menos deformados y las edades varían entre 119 y 107 Ma, como *El Topo* (Wernicke, 1987) y *Rajadura* (Chadwick, 1987). Los granitoides tonalíticos del área de estudio podrían incluirse en este tipo de plutones.

Plutones La Posta

Estos granitoides incluyen a los plutones más grandes, como *La Posta* (1400 km²), *Laguna Juárez* (600 km²) y *Sierra San Pedro Mártir* (400 km²); tienen variaciones desde tonalita a granodiorita y se extienden de las Montañas San Jacinto hasta el Paralelo 28°N. A este tipo de plutones pertenecen los granitoides de *San Jacinto Mount* (Hill, 1984), *Granite Mountain* (Walawender *et al.*, 1990), *Mason Valley* (Lampe, 1987. *en*: Walawender *et al.*, 1991), *La Posta* (Kimzey, 1982; Clindenbeard, 1987; Walawender *et al.*, 1990) en California. En Baja California los plutones estudiados son *El Pinal* (Duffield, 1968. *en*: Walawender *et al.*, 1991), *Laguna Juárez* (Gunn, 1984) y *Sierra San Pedro Mártir* (Eastman, 1986; McCormick, 1986). Walawender *et al.* (1990) sugieren que existe una gran similitud textural y modal en los plutones de este grupo, son comunes los diques pegmatíticos en la parte externa de la zona con muscovita y la margen externa de hornblenda; la turmalina negra se presenta en las pegmatitas, pero el granate y la muscovita sólo se presentan en pegmatitas de la zona de muscovita. También es común observar diques de granodiorita de grano fino con orbículas deformadas incluyendo esfena. Menos comunes y limitados a la zona de hornblenda y biotita se presentan los diques de granodiorita de grano fino con orbículas similares a las de esfena, pero en este caso con magnetita idiomórfica libre de Ti y con epidota en recubrimientos ocasionales. A este grupo se asignan las granodioritas del área.

Post La Posta

Los plutones más jóvenes en el *BE* son pequeños cuerpos cortantes de granito con muscovita y granate, similares a los descritos cerca de los plutones *La Posta* (Parrish, 1990) y *Sierra San Pedro Mártir* (Eastman, 1986; McCormick, 1986). Los análisis de U-Pb en zircón indican edades del orden de 90 a 86 Ma (Parrish, 1990). El estado de oxidación de Fe y el contenido de amonía es distintivamente más cercano a los de las rocas metasedimentarias que al de las facies de muscovita de los plutones tipo *La Posta* (Gastil *et al.*, 1991).

En el N de Baja California (Figura 3), los plutones cercanos al área de estudio son: al NW el *Plutón La Posta* (Kimzey, 1982; Walawender, 1991); al W un *plutón sin nombre* (Gastil *et al.*, 1975; Krummenacher *et al.*, 1975) y al SW el *Plutón El Topo* (Wernicke, 1987).

RESULTADOS

Las rocas intrusivas en el N de Sierra Juárez cubren más del 50% del área y están constituidas por ocho unidades mineralógicamente distintas que delinean dos cinturones con

ilmenita en la fase opaca y magnetita subordinada. La parte W está formada por rocas granodioríticas y la E por rocas tonalíticas principalmente (Figura 4). Los granitoides del área de estudio también se dividieron en cuerpos discretos al interpretar sus patrones de foliación (Figura 4). Las características petrológicas de los granitoides ubicados se resumen en la Tabla 1 y se grafican en la Figura 11. A continuación se describen en orden cronológico tentativo.

Diorita (*Kdi*)

Está representada básicamente por los abundantes xenolitos o enclaves que se ubican en los cuerpos tonalíticos, además de los remanentes pequeños sobre el E del área. Esta roca es meso a melanocrática, de estructura foliada y orientada en los enclaves elipsoidales con 0.01 a 0.30 m de ancho y 0.02 a 1 m de longitud. Presenta textura holocristalina equigranular, hipidio a alotriomórfica a cristaloblástica de grano fino. Está constituida por plagioclasa (An_{27-35}), biotita y hornblenda, con cuarzo ondulado y feldespato subordinados, y trazas de apatito y zircón. La alteración en los minerales esenciales es irregular y está controlada por las fracturas y la foliación, con clorita a partir de biotita, e illita y montmorillonita a partir de plagioclasa.

Tonalita El Escarpe (*Ktne*)

Este intrusivo leucocrático cubre la parte central del área y se ubica en la pendiente del escarpe de Sierra Juárez. Se caracteriza por la estructura foliada con echado mayor a 40° hacia el W típicamente, con frecuentes enclaves orientados de diorita (*Kdi*) y cuerpos subtabulares de tonalita con texturas de *segregación schlieren* (*Ktmd*) de espesores irregulares. Presenta textura fanerítica, holocristalina equigranular e hipidiomórfica de grano medio a grueso. Su mineralogía principal está definida por plagioclasa (An_{27-33}), cuarzo deformado, biotita y hornblenda, con ortoclasa, esfena, apatito, ilmenita, zircón y allanita(?) como accesorios. El fracturamiento es moderado y la alteración hidrotermal es selectiva, con clorita, óxidos de Fe e illita y montmorillonita. Con base en la foliación, este granitoide se dividió en dos cuerpos diferentes, *Ktne*₁ en la parte central del área y *Ktne*₂ en la parte NE (Figura 4).

Tonalita-Granodiorita La Ponderosa (*Ktnp*)

Este segundo cuerpo tonalítico en tamaño es muy similar a *Ktne*, se localiza intrusionándolo en la parte S del área y se diferenció por el patrón de foliación (Figura 4). Esta unidad también es leucocrática y de estructura foliada con echado menor a 50° hacia el W, incluye enclaves orientados de *Kdi* y cuerpos subtabulares de *Ktmd*. Presenta textura fanerítica, holocristalina equigranular, hipidiomórfica media a gruesa. Su mineralogía consiste en plagioclasa (An_{27-33}), cuarzo deformado, biotita y hornblenda, así como proporciones menores de ortoclasa y microclina, con apatito, esfena, ilmenita y zircón como accesorios microscópicos. La alteración produjo clorita a partir de biotita y hornblenda y montmorillonita e illita a partir de la plagioclasa y el feldespato.

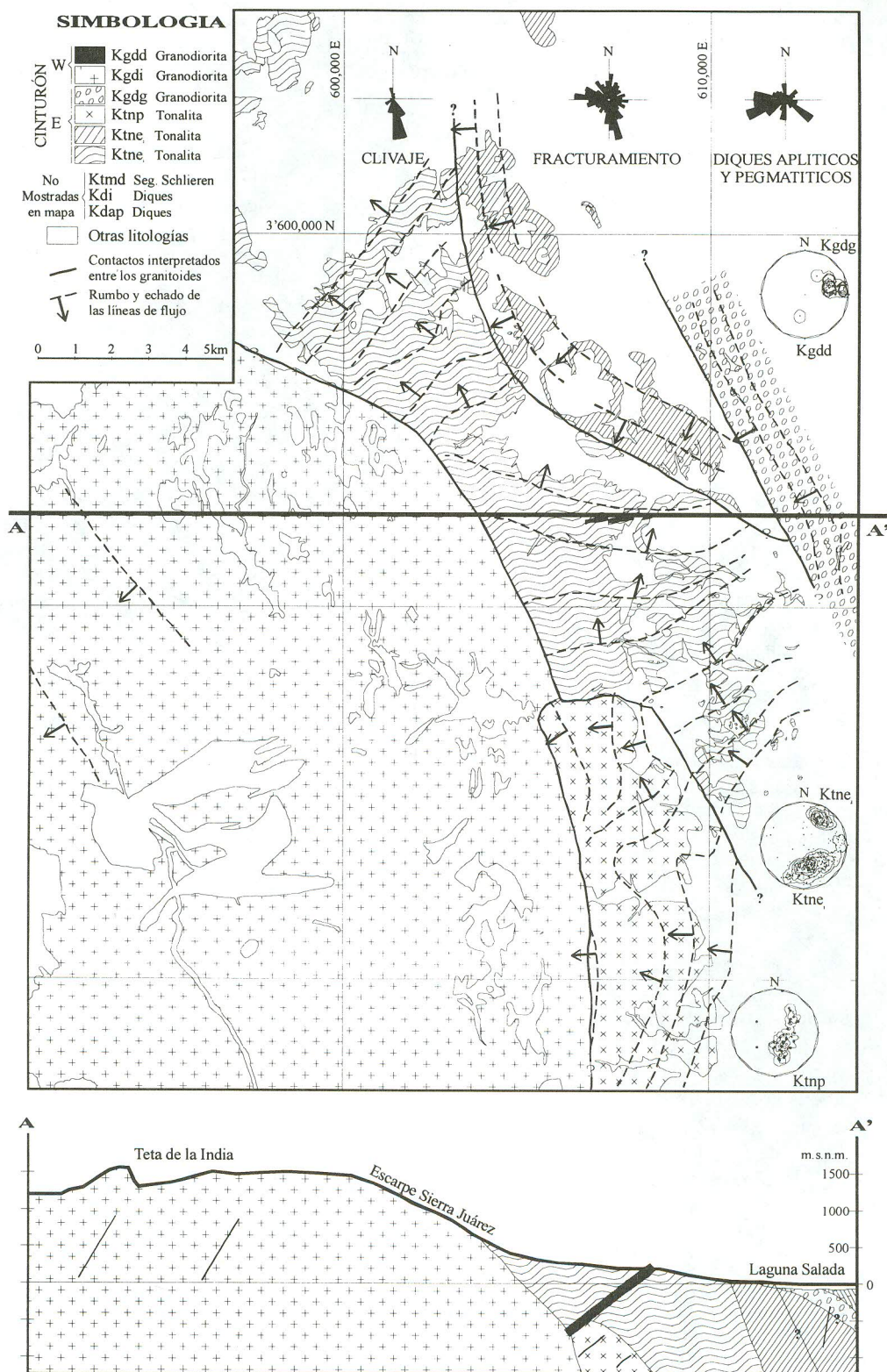


Figura 4. Dominios intrusivos en el N de la Sierra Juárez. Es dominante el cinturón granodiorítico de la parte W del área, constituido únicamente por Kgdi. El cinturón tonalítico en la parte E incluye a una granodiorita con granate (Kgdg) aparentemente diferenciada de una tonalita (Ktne). Los estereogramas muestran la foliación de los granitoides principales, mientras que las rosas de fracturamiento muestran el clivaje, fracturamiento y la orientación de los diques aplítico-pegmatíticos en ambos cinturones. La sección geológica sugiere intrusiones múltiples, con Ktne, deformado por Ktne, y Ktnp. El cinturón granodiorítico es similar a los plutones tipo *La Posta* y las tonalitas del cinturón E son equivalentes a los plutones tipo *Pre La Posta* (Gastil et al., 1991).

Tabla 1. Variaciones mineralógicas y texturales de los diferentes granitoides en el N de Sierra Juárez, Baja California.

Roca	Inclusiones	Minerales	Sec. De cristaliz.	Otras Observaciones.
<i>Kdi</i>	il, z, ap en hn il, ap, z y pla en bi il, ap, hn, bi y pla en pla (oy-ad); hn, bi y pla en qz.	fk (or) intersticial pla zonadas qz deformado.	il, z, ap, hn, bi, pla, qz, fk.	Plagioclasas zonadas sugieren variación de X del magma durante su crecimiento. La deformación en qz sugiere deformación posterior al <i>subsolidus</i> .
<i>Ktne</i>	il, z y ef en hn il, z y ef en bi il, ap, z, hn, bi y ef en pla (oy-ad) hn, bi, pla en qz.	fk (or), allanita(?). pla zonada mirmequita qz y maclas deformadas	il, z, ap, hn, bi, ef, pla, qz, fk, all.	Plagioclasas zonadas sugieren la variación de X del magma durante su crecimiento. Mirmequita desmezcla en estado sólido de qz-pla. La deformación en qz y las maclas de pla sugiere deformación posterior al <i>subsolidus</i> .
<i>Ktnp</i>	il, z en hn, crecimientos de corona (tm en hn) il, ap, z en bi il, z, ap, ef en pla (oy-ad) bi, hn, pla en qz	pla zonada; mirmequita fk granofírico; micrográfico y microperitítico. qz deformado.	il, z, ap, hn, bi, ef, pla, qz, fk.	Los crecimientos de corona y plagioclasas zonadas sugieren variación de X del magma durante crecimiento. Mirmequita desmezcla en estado sólido de qz-pla; granofírico y micrográfico desmezcla qz-fk. Deformación qz sugiere deformación posterior al <i>subsolidus</i> .
<i>Ktmd</i>	il en hn; il y hn en bi il, hn y bi en pla (ad>oy) hn, bi, pla en qz	fk (or) Mirmequita qz deformado.	il, hn, bi, pla, qz, fk.	Mirmequita desmezcla en estado sólido de qz-pla. La deformación en qz sugiere deformación posterior al <i>subsolidus</i> .
<i>Kgdi</i>	il, ap, z en hn; il, ap en bi il, z, ap, ef en pla (oy-ad) hn, bi, pla en qz ap, hn, bi en fk (or) interstici.	pla zonada fk micrográfico qz deformado.	il, z, ap, hn, bi, ef, pla, qz, fk.	Plagioclasas zonadas sugieren variación de X del magma durante su crecimiento. fk micrográfico desmezcla en estado sólido de qz-fk. La deformación en qz sugiere deformación posterior al <i>subsolidus</i> .
<i>Kgdg</i>	bi, gr, pla en pla (oy>ad) il, bi, gr en qz gr, bi, t en fk (or>mi).	pla zonada mirmequita fk granofírico, micrográfico. y peritítico. qz y maclas deformadas.	il, gr, bi, hn, pla, t, qz, fk.	Plagioclasas zonadas, variación de X del magma durante crecimiento. Mirmequita desmezcla en estado sólido de qz-pla. Fk micrográfico desmezcla qz-fk. La deformación en qz y las maclas de pla sugiere deformación posterior al <i>subsolidus</i> .
<i>Kgdd</i>	il en bi il, hn, bi, ef en pla (oy-ad) ap, t, pla en qz t, pla, qz en fk.	pla zonada mirmequita fk micrográfico orbículas (qz-fk) ef qz y maclas deformadas.	il, ap, hn, bi, pla, t, qz, fk.	Plagioclasas zonadas sugieren variación de X del magma durante su crecimiento. Mirmequita desmezcla en estado sólido de qz-pla. La deformación en qz y las maclas de pla sugiere deformación posterior al <i>subsolidus</i> .

Opaco fue definido por molienda de rocas, sometidas al influjo de un imán y en muy baja selección, sugirió el predominio de ilmenita sobre magnetita. ad= andesina; all= allanita; ap= apatito; bi= biotita; ef=esfena; fk= feld. K; gr= granate; hn=hornblenda; il= ilmenita; oy= oligoclasa; pla= plagioclasa; qz= cuarzo; t= turmalina; tr= tremolita; z= zircón.

Segregaciones de Tonalita Melanocrática (*Ktmd*)

Esta unidad se localiza irregularmente dentro de los dos intrusivos tonalíticos principales; su estructura es subtabular foliada con apariencia de diques cíclicos pseudoestratificados con menos de 5m de espesor y longitud variable. La alternancia de bandas oscuras y claras resalta la foliación marcada por la orientación de la hornblenda y la biotita, con lineación casi perpendicular. Estos diques son de textura glomerofídica, holocristalina equigranular, de grano medio a grueso. Están constituidos por agregados subparalelos de biotita, hornblenda, plagioclasa (An_{35-27}) y cuarzo ondulante, con trazas de ortoclasa intersticial e ilmenita. La alteración es selectiva e incluye clorita y óxidos de Fe a partir de biotita y hornblenda, así como illita y montmorillonita a partir de feldespatos.

Granodiorita de Granate (*Kgdg*)

Esta unidad se localiza en pequeños remanentes al E-NE del área, muy cerca o en contacto con rocas metamórficas (Figura 4); es leucocrática con estructura foliada burda. Su textura es fanerítica, holocristalina, equigranular, hipidio a alotriomórfica de grano fino a medio y constituida por plagioclasa (An_{25-30}), cuarzo ondulante, ortoclasa, microclina y biotita orientada. Su característica principal es la presencia de granate rojo isotrópico y turmalina prismática como accesorios. Los minerales de alteración frecuentes son la illita y

montmorillonita a partir de plagioclasas y feldespatos.

Granodiorita-Tonalita La India (*Kgdi*)

Esta es la unidad más ampliamente distribuida (Figura 4). Es leucocrática de estructura masiva ligeramente foliada, sin variaciones mineralógicas importantes, y su relieve relativo bajo es característico. Presenta textura holocristalina hipidiomórfica de grano medio a grueso, formada por plagioclasa (An_{26-32}), cuarzo, ortoclasa, biotita y hornblenda, con apatito, esfena, ilmenita y zircón como accesorios. La alteración hidrotermal es selectiva y se desarrolla a partir de las fracturas y planos de exfoliación, con clorita en biotita y hornblenda e illita y montmorillonita en feldespatos. El fracturamiento moderado controla las geoformas y el drenaje.

Dique Granodiorítico (*Kgdd*)

Este dique está expuesto en la parte central del área e intrusión a *Ktne* con una amplitud mayor de 100 m por más de 500 m de longitud (Figura 4). Sus contactos son irregulares y difusos, aunque presenta un sistema de fracturamiento sistemático y distintivo. Es leucocrático gris, de estructura tabular ligeramente foliada y con textura holocristalina inequigranular fina a media e hipidio a alotriomórfica. Su mineralogía está constituida por plagioclasa (An_{27-33}), cuarzo ondulante, biotita, ortoclasa y microclina, con hornblenda como

accesorio y trazas de apatito, esfena, ilmenita y turmalina microscópicos. Este dique presenta orbículas blancas elipsoidales deformadas menores de 3 cm, constituidas por agregados de cuarzo y feldespato, incluyendo a esfena de hasta 3 mm. Los minerales de alteración (clorita, illita) son escasos, el fracturamiento es también escaso y paralelo a los contactos.

Diques Aplítico-Pegmatíticos (*Kdap*)

Se distribuyen irregularmente en *Ktne*, *Ktnp* y *Kgdi*; son leucocráticos, de estructura tabular irregular menor a 1 m y no son mostrados en las figuras. Los diques aplíticos y vetas de cuarzo son generalmente menores a 0.1 m, mientras los pegmatíticos son menores a 0.5 m. La textura en los diques aplíticos es alotriomórfica de grano fino a sacaroide, con feldespato potásico, cuarzo y poca biotita. Las pegmatitas son idio a hipidiomórficas con feldespato potásico, cuarzo y biotita suborientada. Sólo en *Ktnp* se observó un dique pegmatítico con agregados hojosos de muscovita de hasta 5 cm. El fracturamiento y la alteración son incipientes.

Deformación

Las patrones estructurales más importantes y relacionados a los procesos intrusivos incluyen la foliación, el clivaje y el fracturamiento que controló la circulación y emplazamiento de las soluciones residuales. La foliación de origen magmático es clara en las dos variaciones de *Ktne* (Figura 5), en *Ktnp* (Figura 6) y en *Kgdg* (Figura 7); es perceptible en *Kgdd* (Figura 7) por la deformación en las orbículas con esfena; pero no es muy evidente en *Kgdi*. El clivaje en los granitoides (Figura 8) está representado por foliación anastomosada con buzamiento hacia el W.

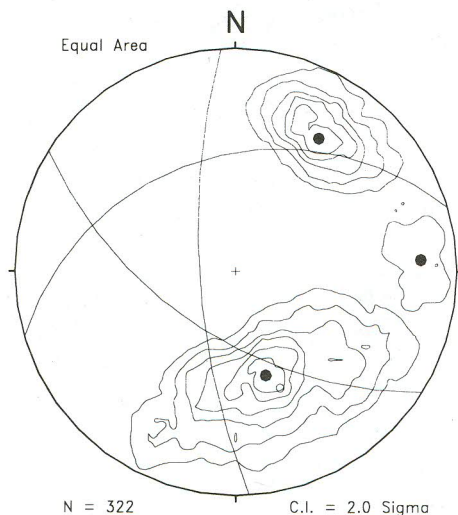


Figura 5. Foliación en *Ktne*. La foliación en las dos variaciones de *Ktne* fue definida por la tendencia paralela de los enclaves de *Kdi*, hornblenda, biotita y las segregaciones de *Ktmd*. La figura muestra los contornos de los polos de la foliación; el polo promedio (●) para *Ktne*, varía de 162°/43° en la parte NW, a 085°/10°; en la central, con planos 252°/47° a 175°/80° hacia ambos cuadrantes; en la parte NE, el polo promedio de *Ktne*, es 030°/25° y plano 120°/65°.

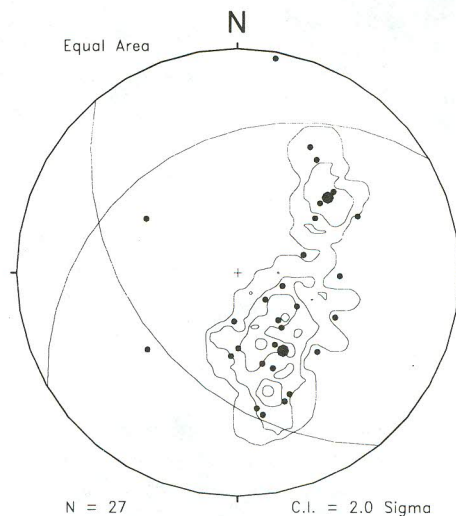


Figura 6. Foliación en *Ktnp* definida por la orientación subparalela de hornblenda, biotita, los enclaves de *Kdi* y las segregaciones de *Ktmd*. La figura muestra los polos de la foliación, el polo promedio (●) varía de 148°/55° a 050°/43°, distribuidos en dos patrones principales y equivalentes a los planos de foliación promedio que varían de 140°/47° a 238°/35°.

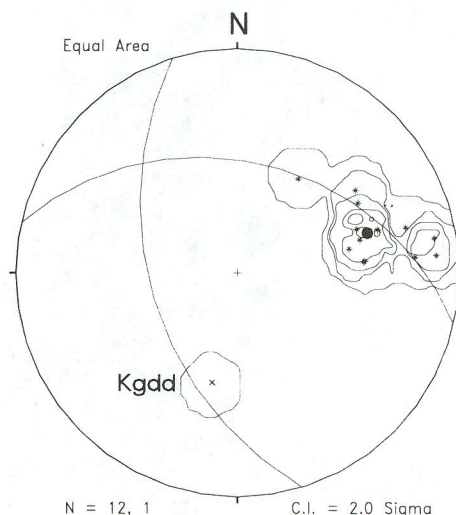


Figura 7. Foliación en *Kgdg* y *Kgdd*. La foliación en *Kgdg* es débil y está definida por biotita de grano fino suborientada; el polo promedio (●) es 70°/30° y el plano de foliación promedio es 160°/60°. La foliación en el dique *Kgdd* se definió por la biotita orientada y las orbículas deformados de cuarzo-feldespato potásico con esfena; el polo es 205°/40° con plano de foliación 305°/50°.

Los patrones de foliación para *Kdi* y *Ktmd* deben ser similares a los propuestos para las tonalitas (Figuras 5 y 6) ya que son sus rocas encajonantes. La foliación en *Kdi* corresponde a los enclaves orientados, alargados e incluidos en los cuerpos tonalíticos. Los enclaves son elípticos, aplastados y orientados, con dimensiones que varían de 0.01 a 1.0 m de longitud por 0.01 a 0.30 m de amplitud. La foliación en *Ktmd* muestra agregados subparalelos de hornblenda y biotita, con lineación perpendicular a la foliación. El patrón de clivaje (Figura 8) sugiere compresión WSW-ENE, diferente a la deducida para la

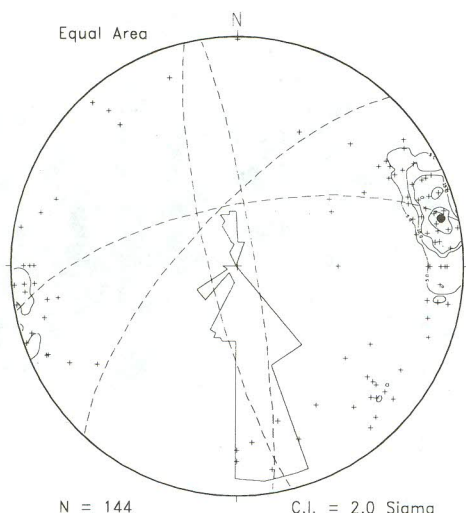


Figura 8. Clivaje en Granitoides. Comprende la foliación anastomosada espaciada generada por flujo en estado sólido sin tener minerales orientados. Se presenta el diagrama de rosa unidireccional de las orientaciones. El clivaje varía de 160° a 180° con echado fuerte al WSW, así como tres posibles patrones secundarios con echado fuerte: 222°/75°, 258°/80° y 351°/85°.

secuencia metamórfica y que sugiere transporte hacia 305°. El patrón de clivaje podría relacionarse a la fase compresiva, pero los patrones de diques (Figura 9) parecen asociados a la disminución de volumen en los granitoides.

La interpretación de los diques aplítico-pegmatíticos ubicados en *Ktne*, *Ktnp*, *Kgdg* y *Kgdi* (Figura 9) podría corresponder con los sistemas de fracturamiento primario en rocas intrusivas propuestos por Balk (1937), controlando el ascenso y emplazamiento de soluciones residuales derivadas por la cristalización de los granitoides, pero modificados por la fase de intrusiones múltiples; el fracturamiento cruzado es casi W-E y el longitudinal casi N-S, aunque los sistemas diagonal (quizá al SE) y el planar primario son poco claros (Figura 10).

Los patrones de deformación dúctil expuestos en los cuerpos intrusivos sugieren fases de intrusión múltiple, distribuidas en dos posibles ciclos magmáticos (Figura 11), con ascenso controlado especialmente por procesos de inyección forzada y mecanismos tipo *ballooning* o de expansión (Tabla 2). Los granitoides principales parecen sintectónicos, derivados y emplazados durante la Orogenia Sevier en el Cretácico Temprano a Tardío.

DISCUSION

Esta discusión pretende explicar las características de las rocas intrusivas identificadas en la parte N de Sierra Juárez y proponer un modelo geológico del magmatismo plutónico del área. La base para esta interpretación considera la anisotropía en la estructura, textura, mineralogía e inclusiones observados durante la cartografía y petrografía efectuadas en los afloramientos con granitoides de la parte NE del Batolito

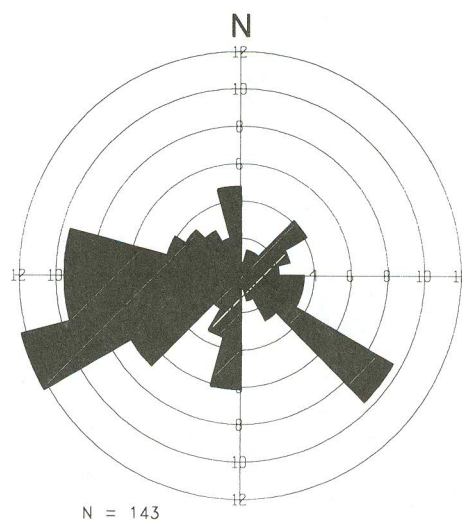


Figura 9. Diques aplítico-pegmatíticos. Su distribución puede asignarse a por lo menos dos de los sistemas primarios en las rocas intrusivas, que controlan la circulación y el emplazamiento de las soluciones residuales: sistema cruzado de 225° a 285° y el diagonal de 120° a 135°.

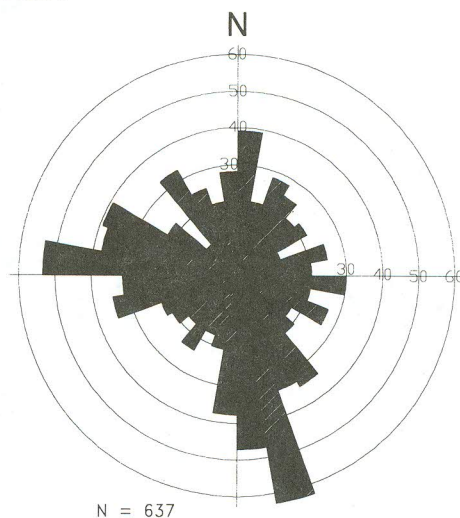


Figura 10. Fracturamiento en los granitoides. El diagrama muestra dispersión en las orientaciones, resaltando las tendencias entre 160° y 190° con buzamiento fuerte hacia el W y de 270° a 290° buzando hacia el N. Parte del fracturamiento puede estar relleno o recubierto por óxidos de Fe o caliche.

Oriental contenido en el *Complejo Batolítico Peninsular*, como producto del arco magmático Mesozoico. Sin embargo, existen muchas dificultades al tratar de caracterizar a un sistema tan dinámico como el enfriamiento y cristalización de un granitoide, donde la viscosidad varía desde muy baja en el magma, hasta extremadamente alta cuando el plutón tiene cristalización avanzada, con variaciones sistemáticas en la composición, que además puede ser modificada por la composición de la roca encajonante (dependiendo de la reactividad, profundidad, condiciones de *P-T* durante el emplazamiento y de los esfuerzos compresionales, cortantes y/o tensionales involucrados). Las relaciones de contacto se vuelven complejas al ocurrir dos o más periodos de intrusión, desarrollándose estructuras dúctiles

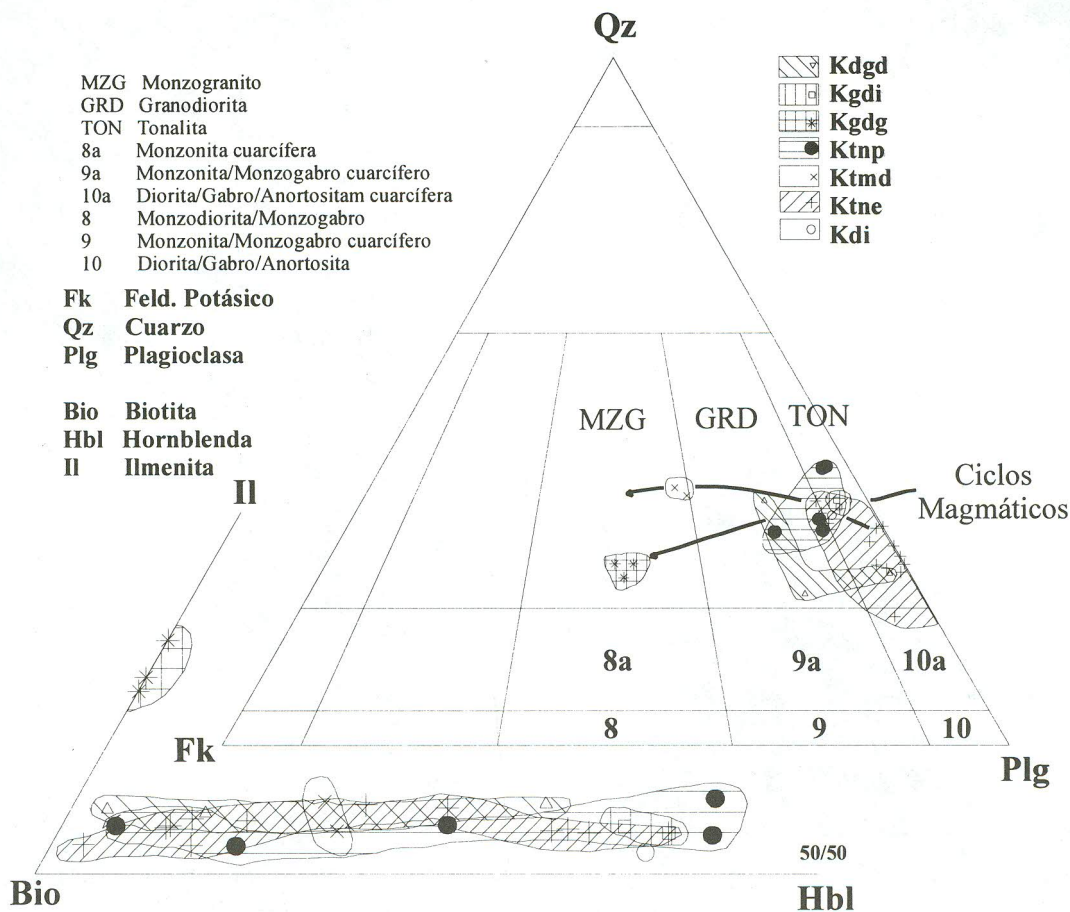


Figura 11. Clasificación mineralógica de los granitoides del N de Sierra Juárez, Baja California, en espacios Fk-Qz-Pla y Bi-Il-Hn (Streckeisen, 1973, modificado por Clarke, 1992). La ubicación de las muestras en las zonas MZG, GRD y TON sugiere la posible trayectoria evolutiva de dos fases magmáticas diferentes de magmas de tercera derivación con tendencia a rocas sobresaturadas en sílice.

y frágiles (foliación, juntas, fallas, etc.) durante periodos largos de emplazamiento.

MINERALOGÍA Y TEXTURA

La mineralogía de los granitoides está circunscrita a cinco fases esenciales: plagioclasa (andesina a oligoclasa), cuarzo, biotita, hornblenda y feldespato potásico (ortoclasa a microclina) y siete fases accesorias como inclusiones: esfena, allanita, granate, muscovita, apatito, zircón y turmalina, al igual que ilmenita. La biotita y la hornblenda subparalelas definen la foliación. La textura de los cuerpos principales (*Ktne*, *Ktne*₂, *Ktnp* y *Kgdi*) sugiere cristalización lenta y emplazamiento profundo. Las características texturales y mineralógicas de los diferentes granitoides se indican en la Tabla 1, mientras que en la Figura 11 se graficaron los 25 análisis petrográficos de los intrusivos descritos.

ENDOCONTACTOS

Los contactos entre los granitoides principales del área de estudio no fueron identificados durante el trabajo de campo, se interpretaron con base al comportamiento de la foliación y las

descripciones petrográficas y se consideran discordantes (Figura 4). El único contacto observado fue *Kgdi* intrusando a *Ktne*. La mineralogía y textura de *Kgdg* sobre la margen E del área y en contacto con mármoles, así como su cercanía con *Ktne*₂, podrían sugerir que *Kgdg* representa sólo una variación de *Ktne*₂ en la zona de contacto.

XENOLITOS

Los enclaves de *Kdi* en *Ktne* y *Ktnp* son elipsoidales, aplanados y muestran contacto abrupto, sin halos de reacción y textura de grano fino a granoblástica. Los enclaves forman parte de la foliación del granitoide y sugieren la inclusión de sólidos inmiscibles de la roca encajonante preservados en el magma. La textura de los xenolitos parece haber sido generada por procesos de recrystalización, limitada reacción química con el magma y fusión parcial selectiva; su forma sugiere la reducción de volumen en una dirección. Los remanentes de *Kdi* en la parte centro-oriental del área y los enclaves en los cuerpos principales, que bien podrían ser fragmentos de anfibolita no asimilados, parecen sugerir una etapa de intrusión(?) previa y más máfica (diorítica) al emplazamiento de los granitoides mayores.

Tabla 2. Resumen de los procesos de ascenso y emplazamiento para los magmas responsables de los granitoides en el N de Sierra Juárez, Baja California utilizando los criterios de Clarke (1992).

Estilo de Emplazamiento	Tipo	Exocontactos	Contacto	Endo-contactos	Plutones del Area
Diapirismo (Marsh 1982, 1984; Bateman, 1984; 1985)	Forzada	Foliación paralela al contacto; aureola de porfiroblastos sin-cinemáticos con foliación diapírica; características compresionales con estructuras desviadas.	Cizalla posible a lo largo del contacto.	Plutones circulares en planta; foliación marginal paralela al contacto	<i>Ktne</i> <i>Ktnp</i> <i>Kgdg</i> <i>Kgdd</i>
Expansión (<i>Ballooning</i>) (Pitcher y Read, 1963; Bateman, 1985; Ramsey, 1989)	Forzada	Aureola deformación continua con el plutón; deformación disminuye al alejarse de los contactos; minerales sincinemáticos.	Deformación paralela al contacto	Aplastamiento	<i>Ktne</i> <i>Ktnp</i> <i>Kgdi</i>
Post-Magmático (Marre, 1986; Guinebertau <i>et al.</i> , 1987; Jamieson <i>et al.</i> , 1987)	Forzada	Deformación frágil y/o dúctil; cizalla cataclasis, milonitización, pliegues de arrastre, fracturas tensionales, aureola termal ausente.	Abrupto a difuso; recto a arqueado; salvanda; estrias	Deformación frágil y/o dúctil; cizalla; cataclasis; milonitización.	<i>Clivaje</i>

SEGREGACIONES SCHLIEREN

Aunque la interpretación de las características que exhibe *Ktmd* es compleja, parece que la alternancia de bandas claras y oscuras, con espesores irregulares y subparalelas a la foliación representan cambios en la concentración de la plagioclasa y el cuarzo, así como de la hornblenda y la bitotita, respectivamente. Los contactos transicionales, gradacionales a difusos, con las tonalitas *Ktne* y *Ktnp* que las aloja, y la lineación, casi perpendicular, permiten sugerir que las bandas cíclicas son sincrónicas a los granitoides. Uno de los mecanismos que podría responder a la formación de las bandas está relacionado a procesos de segregación derivadas por flujo en estado subsólido, similares a la nucleación de cristales por crecimiento *in situ* (Wilson, 1993), propiciando la linealidad acentuada en *Ktmd* y el desarrollo de la lineación casi perpendicular a la foliación. No obstante, es posible la intervención de algún otro proceso que motivó la gradación aparente y la ciclicidad de bandas claras y oscuras (*schlieren layering*) o capas de segregación asociadas localmente a fábricas de flujo producidas por alguna clasificación durante los procesos de flujo o acentamiento de los cristales (Best, 1982).

EXOCONTACTOS

Todos los contactos externos de los granitoides en el área de estudio son discordantes, no obstante que la foliación en las rocas metamórficas es muchas veces subparalela. En particular, el contacto entre los granitoides y las rocas metamórficas está constituido típicamente por las variaciones tonalíticas y la granodiorita de granate con mármoles.

FOLIACIÓN

La foliación de los granitoides estudiados está representada por los enclaves dioríticos orientados y deformados, con hornblenda y biotita euhedrales subparalelas, foliación deformada alrededor de los enclaves, segregaciones subparalelas (*schlieren layering*) de *Ktmd*, que implican flujo en estado subsólido. En forma descriptiva, la orientación subparalela de minerales tabulares y/o prismáticos presenta variaciones continuas y espaciadas, donde las rocas con foliación continua presentan menor resistencia y/o reflejan mayor intensidad de los esfuerzos que las rocas con foliación espaciada (Twiss y Moores, 1992). En los granitoides del área domina la foliación

espaciada, con variedad composicional bandeada en las tonalitas, mientras que en las granodioritas es composicional difusa, en *Kdi* es continua fina y en *Ktmd* es composicional bandeada.

La foliación en granitoides puede desarrollarse por procesos magmáticos o en estado sólido, como miembros finales de una serie continua (Paterson *et al.*, 1989), involucrando flujo durante el ascenso del magma, expansión (*ballooning*) y emplazamiento diapírico, emplazamiento durante la deformación regional, deformación regional post-emplazamiento o la combinación de las anteriores. Aplicando estos conceptos a los granitoides identificados en el área, se puede suponer que la foliación de *Ktne*, incluiría el flujo, la expansión y el emplazamiento diapírico y la deformación regional; la de *Ktne*₂, *Ktnp* y posiblemente *Kgdg* se asociaría al flujo y al emplazamiento diapírico; la de *Kgdi* controlada por el flujo y por el emplazamiento durante la deformación regional; la de *Kgdd* a la deformación post-emplazamiento, al igual que el clivaje; la de *Ktmd* incluida en *Ktne* y *Ktnp* se relaciona al emplazamiento de los cuerpos intrusivos; los enclaves de *Kdi* fue producto de la combinación de todos los procesos. El predominio de las foliaciones composicionales en los granitoides es coherente con el origen magmático propuesto para la foliación identificada. La foliación de los granitoides estudiados está relacionada principalmente a la mecánica propia de la forma de emplazamiento, con influencia posterior y restringida del ambiente tectónico.

CLIVAJE

El clivaje identificado es un rasgo conspicuo de todos los granitoides en el área y está representado por foliación anastomosada espaciada, como una variación de la foliación (Twiss y Moores, 1992). Este clivaje sistemático se considera producto de flujo en estado sólido, con un sistema principal y dos subsistemas pobremente desarrollados (Figura 8). Sin embargo, bajo análisis meso y microscópicos cuidadosos sería factible identificar algún otro tipo de foliación generada por flujo en estado sólido.

ASCENSO Y EMPLAZAMIENTO

Los mecanismos involucrados durante el ascenso y emplazamiento de los granitoides aún no están bien entendidos.

El concepto de espacio es uno de los más discutidos, en vista de que no existe espacio disponible en la corteza para alojar un cuerpo magmático. Paterson *et al.* (1996) sugieren que durante el ascenso deben verificarse procesos de transferencia de masas, de distribución amplia y/o corta, para explicar el emplazamiento de los cuerpos intrusivos y que la roca encajonante debe registrar esta deformación. Sin embargo, los estudios efectuados en las inmediaciones de los contactos intrusivos (*e.g.*, Paterson y Fowler, 1993) muestran generalmente un déficit considerable de deformación en las rocas intrusionadas.

Aunque podría ser posible que la formación de las masas magmáticas se inicie a través de fracturas del *tipo I* o *tensiles* (Suppe, 1985), el ascenso de los cuerpos magmáticos voluminosos es también materia de discusión y dependiente del ambiente tectónico. De acuerdo con Clarke (1992), el movimiento del magma en tectónica vertical es dominado por el diapirismo; mientras que durante eventos de deformación horizontal se presentan el emplazamiento forzado, la explotación de fracturas y la expansión (o *ballooning*); y en un régimen de tectónica transpresiva y transcurrente las irregularidades del movimiento posibilitarían la creación del espacio, al igual que en tectónica transtensional y tensional. Al aplicar estos conceptos para explicar las características de los granitoides estudiados, se observa que el mecanismo dominante es el diapirismo. No obstante, es posible la combinación de varios procesos para explicar el ascenso de los diferentes magmas.

Por otro lado, aplicando los conceptos de campo (Clarke, 1992) para interpretar las características principales de los mecanismos involucrados y el nivel de emplazamiento de los granitoides estudiados se interpreta que los contactos abruptos y discordantes de *Kdi* y *Kdap* y su anisotropía discreta sugieren emplazamiento somero a intermedio. Sin embargo, *Ktne*, *Ktmd*, *Ktnp*, *Kgdi* y *Kgdg* parecen de emplazamiento profundo, dado que muestran contactos discordantes y difusos con las rocas parametamórficas, aunque sensiblemente concordantes con la forma de los plutones; con foliación similar a la roca encajonante y ausencia de texturas de grano fino y/o contactos fríos; las evidencias de la aureola termal, sin migmatitas importantes, y la intensidad de metamorfismo en la roca encajonante es ubicable en facies de anfíbolita (Romero-Espejel, 1996).

Así, parece que el ascenso de los granitoides estudiados pudo estar dominado por diapirismo y ocurrió en un ambiente de densidad, viscosidad y contrastes térmicos bajos entre el magma y la roca encajonante. Sin embargo, con el ascenso de los magmas se incrementaron los contrastes de densidad, viscosidad y térmicos, con la deformación consecuente de la roca encajonante y la tendencia para acentuar los otros mecanismos, principalmente de la explotación de fracturas. La Tabla 2 resume la interpretación efectuada para los procesos de emplazamiento y ascenso de los magmas responsables de los diferentes granitoides en el área de estudio y es una adaptación de la propuesta por Clarke (1992).

ORIGEN

Las características de los diferentes granitoides del área y su ubicación en el contexto batolítico permiten establecer que: a) la composición modal de las diferentes rocas intrusivas sugiere rocas sobresaturadas en SiO_2 (Figura 11); b) la hornblenda invariable como mineral característico y la biotita común, con apatito, zircón y allanita como accesorios relaciona a los granitoides con ambientes de subducción (Clarke, 1992); c) si estas rocas plutónicas se asocian a subducción, les asigna un carácter calcialcalino (Best, 1982); d) su asociación al ambiente tectónico destructivo, continente-océano, les otorga un carácter metaluminoso (Clarke, 1992); e) el predominio de ilmenita como la fase opaca ubica al conjunto de granitoides dentro de la zona de ilmenita (Gastil *et al.*, 1975; 1986) y los granitoides *tipo S* (Todd y Shaw, 1985); g) la fuente precursora del *Batolito Oriental* combinó elementos ígneos y sedimentarios (Gastil *et al.*, 1975; Todd y Shaw, 1985; Silver y Chapell, 1988).

CLASIFICACIÓN GENÉTICA

La clasificación genética de los granitoides es también otro aspecto controversial, en el que se han propuesto diversas clasificaciones: con base en los minerales opacos accesorios (Gastil *et al.*, 1986), por su fuente posible (Todd y Shaw, 1985), netamente químicas (alcalinos, calcialcalinos, etc.), su combinación (Ague y Brimhall, 1987) y otras más. Sin embargo Clarke (1992) considera el número de eventos de fusión parcial experimentados por una fuente de manto peridotítico, donde los magmas de primera generación están relacionados a la fuente basáltica. Los granitoides de segunda derivación o granitoides secundarios (*i.e.* granitoides metaluminosos de arco continental y la asociación tonalita, trondhjemitita y granodiorita) son producto de la mezcla parcial de las rocas basálticas que sufrieron un evento previo de fusión parcial. Los granitoides de tercera derivación o terciarios son producto de la mezcla parcial de detritos alterados (sedimentos continentales) formados por mezclas parciales (tonalitas) de mezclas parciales del manto (basaltos).

La serie de rocas plutónicas en el área refleja la intervención de sedimentos incorporados a un magma de segunda derivación y la producción de magmas parentales que generaron granitoides terciarios en un régimen quizá sintectónico. El ambiente magmático-metamórfico del área estudiada se puede ubicar en la parte alta de la corteza media, a una profundidad de 10-12 km, implícita en los 3.75 ± 0.5 kb de presión y $625 \pm 20^\circ\text{C}$ de temperatura, condiciones aparentes y más cercanas al equilibrio termodinámico implícito por la geotermobarometría efectuada sobre la asociación granate, biotita, plagioclasa y sillimanita de un esquisto de grano grueso ubicado aproximadamente a 120m del contacto ígneo-metamórfico con *Ktne*₁ en la parte N del área estudiada (Romero-Espejel, 1996).

CORRELACIÓN

La correlación de los diferentes granitoides identificados en el área con los principales granitoides incluidos en el *Batolito Oriental del Complejo Batolítico Peninsular* son:

Kdi

Los xenolitos y remanentes pequeños de diorita incluidos en *Ktne* y *Ktnp*, su forma, textura, estructura y mineralogía permiten sugerir la presencia de cuerpos volcánicos a hipabisales previos al emplazamiento de los granitoides. La explicación posible a la presencia típica de xenolitos dioríticos en los granitoides podría relacionar condiciones de *P-T-X* cercanas a la línea del *solidus*. Esto explicaría la segregación de *Ktmd*, la conservación de los xenolitos de *Kdi* y la incorporación al magma de los xenolitos cuarzofeldepáticos mediante asimilación selectiva. *Kdi* podría corresponder a una etapa de magmatismo más máfico, tal como lo sugiere Kimzey (1982) al referirse a los afloramientos dioríticos al E del *Plutón La Posta* o ser correlacionable con los diques y sills de composición basáltica(?) incluidos en el *Esquisto Julian* (Germinario, 1993).

Ktne

La tonalita expuesta en la parte central del área que constituye parte del escarpe corresponde a un granitoide terciario formado por dos cuerpos diferentes de composición similar y parece corresponder al principal inductor de los agentes de metamorfismo que propiciaron la asociación biotita, granate, sillimanita y feldespato en la secuencia de rocas parametamórficas del área estudiada. Este granitoide se emplazó a alrededor de 10 km de profundidad, bajo mecanismos de ascenso y emplazamiento atribuibles a diapirismo y expansión, con el desarrollo de la foliación por flujo magmático, acentuada por procesos tectónicos. Posiblemente se relacione con los plutones deformados tipo *Pre La Posta* (160 a 101 Ma en zircones. Gastil *et al.*, 1991).

Ktnp

Esta tonalita se ubica en la parte S del área y presenta características similares a *Ktne*; los mecanismos de ascenso y emplazamiento sugieren diapirismo y expansión(?) menos desarrollado que en *Ktne*. Las características y emplazamiento de *Ktnp* parecen similares al *Plutón El Topo* (Wernicke, 1987) con edad de 109 a 107 Ma, deducida a partir de zircones de la facies periférica, y consolidado hace 83 Ma.

Ktmd

Esta tonalita corresponde a segregaciones melanocráticas terciarias en *Ktne* y *Ktnp*, con hornblenda y biotita orientadas desarrollando parte de la foliación. Estas segregaciones podrían relacionarse a la cristalización temprana en las cámaras magmáticas, sujetas a flujo y deformación magmática y en estado sólido. La foliación y lineación que presentan posiblemente se generaron muy cerca de la línea de *solidus*,

como en el *Plutón El Topo* (Wernicke, 1987) donde se describen rocas derivadas por procesos quizá similares.

Kgdg

Esta granodiorita está expuesta sólo en la margen E del área estudiada y parece intrusar(?) a *Ktne*. La foliación incipiente puede ser producto del ascenso y emplazamiento de un magma terciario fraccionado similar a *Ktne*₂ o a *Kgdi*. Esta variación sugiere patrones similares a los descritos en el *Plutón El Topo* (Wernicke, 1987).

Kgdi

Esta granodiorita constituye prácticamente la mitad de los afloramientos de rocas intrusivas y cubre la parte W del área. La foliación incipiente permite sugerir expansión con ascenso por diapirismo de un magma terciario. Su fraccionamiento, por enfriamiento, pudo generar las segregaciones de *Kgdg* y *Kgdd*, emplazados en *Ktne*. Parece correlacionable con el *Plutón La Posta* de 94±2 Ma (Kimzey, 1982; Walawender *et al.*, 1991; Gastil *et al.*, 1991) aunque no se lograron establecer sus variaciones características.

Kgdd

Esta granodiorita tabular se aloja en la parte central de *Ktne*, se caracteriza por las orbículas menores a 3 cm deformadas, constituidas por esfena incluida en feldespato y cuarzo. Este dique podría corresponder a la segregación y emplazamiento, por explotación de fracturas, de soluciones residuales terciarias derivadas del enfriamiento de *Kgdi*. Las orbículas deformadas y la foliación que presenta *Kgdd* sugieren un periodo de deformación posterior al *subsólido*, que podría ser de origen tectónico o relacionada al emplazamiento de un granitoide posterior. Este cuerpo semeja a los diques derivados del *Plutón La Posta* (Gastil *et al.*, 1991).

Kdap

Estos diques están expuestos irregularmente sobre los granitoides, su estructura tabular sugiere ascenso y emplazamiento por explotación de fracturas de las soluciones residuales generadas por la consolidación de los magmas terciarios anteriores. Los patrones estructurales podrían tener correspondencia con los sistemas de fracturamiento cruzado, longitudinal, diagonal y planar propuestos para caracterizar el fracturamiento primario en intrusivos (Balk, 1937).

CONCLUSIONES

La posible historia magmático-plutónica, fundamentada en la interpretación de las características mineralógicas, petrológicas y estructurales, para los granitoides de la parte N en Sierra Juárez, Baja California sugiere la migración hacia el E del arco magmático que propició la formación del *Complejo Batolítico Peninsular* y en particular del *Batolito Oriental*. Los

procesos magmáticos parece que generaron magmas de tercera derivación en dos ciclos diferentes, con cuatro granitoides principales y cuatro granitoides secundarios, que posiblemente propiciaron un ambiente de temperatura anómalamente alta durante el transcurso de 20 millones de años y procesos de advección de calor durante el metamorfismo de las rocas preexistentes. El responsable principal de los efectos de la temperatura puede atribuirse al emplazamiento de *Ktne*₁ a una profundidad entre 10 y 12 km, seguido por el emplazamiento de *Ktne*₂ y de *Ktnp* hace aproximadamente 107 Ma.

Aunque es difícil establecer la posición de *Kgdg*, estos granitoides fueron deformados por el emplazamiento posterior de *Kgdi*, el cual es correlacionable con el *Plutón La Posta* de 94 ± 2 Ma, y ligeramente después, por la segregación del dique de *Kgdd*, en condiciones quizá más someras y favorecido por estructuras preexistentes. Este proceso de intrusiones múltiples acentuó la foliación magmática de los granitoides principales y provocó el desarrollo del clivaje en un ambiente posiblemente sintectónico. La segregación y emplazamiento de las soluciones residuales generadas por la consolidación durante el enfriamiento de los diferentes magmas provocó la formación de los diques aplítico-pegmatíticos, dominados posiblemente por los patrones de fracturamiento y fallamiento asociados a los procesos de disminución de volumen en los magmas emplazados. El sistema magmático parece que recobró su enfriamiento normal después de aproximadamente 83 Ma. Finalmente, y como producto de la eliminación de la cubierta superior del paquete ígneo-metamórfico y por la deformación del Terciario Tardío se desarrollaron nuevos sistemas de fracturamiento.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos los arbitrajes del M.C. Jorge Ledezma Vazquez y de un revisor anónimo, cuyas críticas y recomendaciones ayudaron a mejorar este trabajo. Los resultados presentados forman parte del estudio de la *Estructura y Petrología en el norte de Sierra Juárez, Baja California*, como proyecto de tesis de Maestría en Ciencias del primer autor. Esta investigación formó parte del proyecto "Evolución tectónica del área de la Laguna Salada", financiado parcialmente por el CONACyT (3250-T9308) y el CICESE (proyecto interno 5069). El primer autor también agradece a los Dres. Gary Axen y Arturo Martín su apoyo durante distintas fases de esta investigación. La Geological Society of America otorgó a J.G.H. Romero-Espejel el apoyo de investigación No. 5452-94.

REFERENCIAS

Ague, J.J., and Brimhall, G.H., 1987, Granites of the batholiths of California: products of local assimilation and regional-scale crustal contamination. *Geology*, 15, 63-66.

Baird, A.K., and Miesch, A.T., 1984, Batholithic rocks of southern California- a model for the petrochemical nature of their source

materials, U. S. Geological Survey, Professional Paper 1284.

Baird, A.K., Baird, K.W., and Welday, E.E., 1974, Chemical trends across Cretaceous batholithic rocks of southern California, *Geology*, 2, 493-495.

Balk, R., 1937, Structural Behavior of Igneous Rocks, Geological Society of America, Memoir 5, 177.

Best, M.G., 1982, Igneous and metamorphic petrology, W. H. Freeman and Company, First Edition, 630.

Chadwick, B., 1987, Petrology, geochemistry, and geochronology of the Tres Hermanos-Santa Clara Region, Baja California, Mexico, Master of Science thesis, San Diego State University, 207.

Clarke, D.B., 1992, Granitoid Rocks, Chapman & Hall, First Edition, London, 283.

Clinkenbeard, J.P., 1987, The mineralogy, geochemistry, and geochronology of the La Posta pluton, San Diego and Imperial counties, California, Master of Science thesis, San Diego State University, 215.

DePaolo, D.J., 1980, Source of continental crust: neodymium isotope evidence from the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, *Science*, 209, 684-687.

DePaolo, D.J., 1981, A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California, *Journal of Geophysical Research*, 86, 10470-10488.

Eastman, B.G., 1986, The geology, petrography, and geochronology of the Sierra San Pedro Martir pluton, Baja California, Mexico, Master of Science thesis, San Diego State University, 154.

Gastil, R.G., Phillips, R.P., and Allison, E.C., 1975, Reconnaissance Geology of the State of Baja California, Geological Society of America, Memoir 140, 170.

Gastil, R.G., 1983, Mesozoic and Cenozoic granitic rocks of Southern California and Western Mexico, in: J.A. Roddick, editor, Circumpacific plutonic terranes, Geological Society of America, Memoir 159, 265-275.

Gastil, R., Diamond, J., and Knaack, C., 1986, The magnetite ilmenite line in peninsular California, Geological Society of America, Abstracts with Programs 18, 109.

Gastil, R.G., Kimbrough, J., Tainosho, Y., Shimizu, M., and Gunn, S., 1991, Plutons of the eastern peninsular ranges, southern California, USA and Baja California, Mexico, in: M.J. Walawender, and B.B. Hanan, editors, Geological excursions in southern California and Mexico, Guidebook, Geological Society of America, San Diego State University, 1991 annual meeting, 319-331.

Gastil, R.G., and Girty, M.S., 1993, A reconnaissance U-Pb study of detrital zircon in sandstones of Peninsular California and adjacent areas, in: R.G. Gastil, and R.H. Miller, editors, The prebatholithic stratigraphy of Peninsular California, Geological Society of America, Special Paper 279, 135-144.

Germinario, M., 1993, The Early Mesozoic Julian Schist, Julian, California, in: R.G. Gastil, and R. H. Miller, editors, The

- prebatholithic stratigraphy of Peninsular California, Geological Society of America, Special Paper 279, 107-118.
- Gromet, L.P., and Silver, L.T., 1987, REE variations across the Peninsular Ranges Batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs, Part I, Journal of Petrology, 28, 75-125.
- Gunn, S.H. 1984, The geology, petrography and geochemistry of the Laguna Juarez pluton, Baja California, Mexico, Master of Science thesis, San Diego State University, 166.
- Hill, R.I., 1984, Petrology and Petrogenesis of batholithic rocks, San Jacinto Mountains, southern California, Ph.D. Dissertation California Institute of Technology, Pasadena, CA., 660.
- INEGI (CETENAL), 1976, Cartas Geológica y Topográfica El Centinela, I11D64, escala 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, D. F.
- INEGI (CETENAL), 1976, Cartas Geológica y Topográfica La Poderosa, I11D74, escala 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, D. F.
- INEGI (CETENAL), 1976, Cartas Geológica y Topográfica La Rumorosa, I11D63, escala 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, D. F.
- INEGI (CETENAL), 1976, Cartas Geológica y Topográfica Mexicali, I11-12, escala 1:250,000, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, D. F.
- INEGI (CETENAL), 1976, Cartas Geológica y Topográfica Neji, I11D73, escala 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, D. F.
- Kimzey, J.A., 1982, Petrography and geochemistry of the La Posta Granodiorite, Master of Science thesis, San Diego State University, San Diego, CA., 81.
- Krummenacher, D., Gastil, R.G., Bushee, J., and Doupont, J., 1975, K-Ar apparent ages, Peninsular Ranges Batholith, southern California and Baja California, Geological Society of America Bulletin, 86, 760-768.
- McCormick, W.V., 1986, The geology, petrography, and geochronology of the Sierra San Pedro Martir pluton, Baja California, Mexico, Master of Science thesis, San Diego State University, 123.
- Nicholson, C., Sorlien, C.C., Atwater, T., Crowell, J.C., and Luyendyk, B.P., 1994, Microplate capture, rotation of the Western Transverse Ranges and initiation of the San Andreas transform as a low-angle fault system, Geology, 22, 491-495.
- Parrish, K.E., 1990, Geology, Petrography, Geochronology, and Isotopic character of the Indian Hill pluton, Jacumba Mtns., California, Master of Science thesis, San Diego State University, 136.
- Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobish, O.T., 1989, A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids, Journal of Structural Geology, 11, 3, 349-363.
- Paterson, S.R., and Fowler, T.K., 1993, Re-examining pluton emplacement processes. Geology, 15:2, 191-206.
- Paterson, S.R., Fowler, T.K., and Miller, R.B., 1996, Pluton emplacement in arcs: a crustal exchange process, Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 87, 115-123.
- Romero-Espejel, J.G.H., 1996, Estructura y Petrología en el norte de Sierra Juárez, Baja California, Maestría en Ciencias Tesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B. C., 157.
- Ross, D.C., 1984, Possible correlations of basement rocks across the San Andreas, San Gregorio-Hosgri and Rinconada-Reliz-King City Faults, California, U. S. Geological Survey, Professional Paper, 137.
- Silver, L.T., and Mattinson, J.M., 1986, Orphan Salinia, has a home, EOS Transactions, 67, 1215.
- Silver, L.T., and Hill, R.I., 1986, U-Th-Pb microdiscordance in young zircons: a case study in the San Jacinto Mountains, California, EOS Transactions, 67, 399-400.
- 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, Abstracts with Programs, 6, 955-956.
- Silver, L.T., Early, T.O., and Anderson, T.H., 1975, Petrological, geochemical and geochronological asymmetries of the Peninsular Ranges batholith, Geological Society of America, Abstract with Programs 7, 375-376.
- Silver, L.T., and Early, T.O., 1977, Rubidium-strontium fractionation domains in the Peninsular Ranges batholith and their implications for magmatic arc evolution, EOS Transactions, 58, 532.
- Silver, L.T., Taylor, H.P., and Chapell, B., 1979, Some petrological, geochemical and geochronological observations of the Peninsular Ranges batholith near the international border of the U.S.A. and Mexico, in: P.L. Abbott, and V.R. Todd, editors, Geological Society of America, Guidebook 1979, 83-110.
- Silver, L.T., 1982, Evidence and a model for west-directed early to mid-Cenozoic basement overthrusting in southern California, Geological Society of America, Abstracts with Programs, 14, 617.
- Silver, L.T., 1987, Lead isotopes and the petrogenesis of Cordilleran batholiths, Geological Society of America, Abstracts with Programs 19, 845.
- Silver, L.T., and Chapell, B.W., 1988, The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the cordilleran batholiths of southwestern North America, Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences, 79, 105-121.
- Streckeisen, A.L., 1973, Classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, Geotimes, October 1973, 26-30.
- Suppe, J., 1985, Principles of Structural Geology, Prentice Hall, First Edition, New Jersey, 537.
- Taylor, H.P., and Silver, L.T., 1978, Oxygen isotope relationships in plutonic igneous rocks of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California, U.S. Geological Survey, Open File Report 78-701, 423-426.

- Taylor, H.P., 1986, Igneous rocks: II, Isotopic case studies of circumpacific magmatism, *in*: J.W. Valley, H.P. Taylor, and J.R. O'Neil, editors, Stable isotopes in high temperature geological process, Mineralogical Society of America, Rev. Mineral, 16, 273-317.
- Taylor, H.P., 1988, Oxygen, hydrogen and strontium isotope constraints on the origin of granites, Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, Transactions 79, 317-338.
- Todd, V.R., and Shaw, S.E., 1985, S-type granitoids and an I-S line in the Peninsular Ranges batholith, southern California, *Geology*, 13, 231-233.
- Todd, V.R., Erskin, B.G., and Morton, D.M., 1988, Metamorphic and tectonic evolution of northern Peninsular Ranges Batholith, southern California, *in*: W.G. Ernst, editor, Metamorphic and crustal evolution for the western United States, Prentice Hall, Ruby Volume VII, 894-937.
- Twiss, R.J., and Moores, E.M., 1992, Structural Geology, W.H. Freeman and Co., New York, 532.
- Wallawender, W.J., and Smith, T.E., 1980, Geochemical and petrologic evolution of the basic plutons of the Peninsular Ranges batholith, southern California, *Geology*, 88, 233-242.
- Walawender, M.J., Gastil, R.G., Clinkenbeard, J.P., McCormick, W.V., Eastman, B.G., Wernicke, R.S., and Gunn, S.H., 1990, Origin and Evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California *in*: The Geology of North America, Geological Society of America Memoir 174, 1-18.
- Walawender, W.J., Girty, G.H., Lombardi, M.R., Kimbrough, D., Girty, M.S., and Anderson, C., 1991, A synthesis of recent work in the Peninsular Ranges Batholith, *in*: M.J. Walawender, and B.B. Hanna, editors, Geological excursions in southern California and Mexico, Geological Society of America, San Diego State University Guidebook annual meeting 1991, 297-318.
- Wernicke, R.S., 1987, Geology, petrography and geochemistry of the El Topo Pluton, Baja California Norte, Mexico, Master of Science thesis, San Diego State University, 226.
- Wilson, M., 1993, Igneous Petrogenesis, a global tectonic approach, Chapman & Hall, London, Third Edition, 466.