

ESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO CRISTALINO DE LA REGIÓN DE TODOS SANTOS, ESTADO DE BAJA CALIFORNIA SUR

José Jorge Aranda-Gómez¹ y
José Antonio Pérez-Venzor²

RESUMEN

Con base en cartografía geológica y relaciones de contacto, fue dividida una parte del "complejo cristalino de La Paz" en unidades litodémicas informales, interpretándose su evolución geológica. Las rocas más antiguas del complejo basal que aflora en la región de Todos Santos, son los sedimentos en los cuales se emplazaron los plutones mesozoicos (K-Ar: 115-65 Ma). Durante el Cretácico, toda la secuencia sedimentaria sufrió metamorfismo regional de temperatura alta y presión baja (tipo Buchan). De acuerdo con la composición modal de los metasedimentos, se cree que la secuencia haya estado compuesta por lutita y arenisca, las que se habrían transformado en la filita El Cardonozo, y por grauvaca, marga y caliza impura, las cuales habrían originado el gneis Punta Lobos y el mármol Todos Santos. Todos los metasedimentos del área de estudio alcanzaron, cuando menos, la parte baja de la facies de anfíbolita ($T = 450-650^{\circ}\text{C}$, $P < 4.5 \text{ kb}$) y algunas rocas presentan paragénesis características de metamorfismo de grado más alto.

En el área de estudio afloran numerosos intrusivos, los cuales han sido clasificados como plutones pre- a sintectónicos o postectónicos, dependiendo de la presencia o ausencia de deformación penetrante. Los intrusivos deformados plásticamente (K-Ar: $>98 \text{ Ma}$) incluyen diorita y gabro de hornblenda bandeados, tonalita y trondhjemita, las cuales, por lo general, tienen un contenido menor de feldespatos potásico que los granitoides postectónicos (K-Ar: $<98, >65 \text{ Ma}$). Los plutones sin deformar son granodioritas leucocráticas (índice de color = 5-10), cuarzomonzonitas y pegmatitas graníticas con granate y turmalina. En el área estudiada también existe un enjambre de diques andesíticos que se cree fue emplazado en fracturas de extensión (WNW) durante el evento magmático del Terciario medio [Mioceno (?)].

Las rocas del complejo cristalino registran varios períodos de deformación. El evento más antiguo, asociado al metamorfismo regional, impartió una marcada foliación a los metasedimentos y una textura protoclastica tenue a las tonalitas sintectónicas que, en algunos lugares, se emplazaron en los metasedimentos a manera de diquestratos o "pantallas". Posteriormente, a lo largo de zonas extensas de milonitización, los metasedimentos e intrusivos pre- a sintectónicos fueron metamorfoseados y mezclados dinámicamente en lo que constituye la porción meridional de una franja amplia de deformación que atraviesa a la península desde la región de Todos Santos, en la costa del Pacífico, hasta la isla Espíritu Santo, en la bahía de La Paz. De acuerdo con la disposición geométrica actual de la foliación y lineación, y con las texturas de las tectonitas, se cree que estos complejos miloníticos representen segmentos disgregados de una zona de falla mesozoica que habría tenido un movimiento oblicuo (inverso más lateral izquierdo).

A partir del Mioceno medio, el área estudiada ha estado sujeta a esfuerzos de tensión que originaron numerosas fallas neotectónicas, caracterizadas por la formación de rocas cataclásticas incoherentes. La mayoría de estas fallas es de tipo normal, aunque también las hay con movimiento lateral u oblicuo. La tectónica de extensión del Cenozoico tardío ha sido multiepisódica y es posible que algunas de estas fallas aún estén activas.

Palabras clave: estratigrafía, complejo cristalino de La Paz, Todos Santos, Baja California Sur, México.

ABSTRACT

Based on geologic mapping and contact relations, the "La Paz crystalline complex", which crops out in the Todos Santos area, was divided into informal lithodemic units and its geologic evolution was interpreted. The oldest rocks in the area are sediments which were intruded by Mesozoic (K-Ar: 115-65 Ma) plutons. The sediments suffered regional, high temperature-low pressure (Buchan type) metamorphism during the Cretaceous. Based on the modal composition of the metasediments, it is believed that the sedimentary sequence was composed of shale and sandstone, protoliths for the El Cardonozo phyllite, and of graywacke, marl and impure limestone which became the Punta Lobos gneiss and the Todos Santos marble. All the metasediments attained at least the lower part of the amphibolite facies ($T = 450-650^{\circ}\text{C}$ and $P < 4.5 \text{ kb}$) and some rocks have higher grade mineral assemblages.

There are numerous outcrops of intrusive rocks in the area. The plutons, which display penetrative deformation, were classified as pre- to syntectonic (K-Ar: $>98 \text{ Ma}$). Those with undeformed, igneous fabric were classified as post-tectonic (K-Ar: $<98, >65 \text{ Ma}$). The deformed plutons are lay-

¹ Estación Regional del Centro, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 376, 36000 Guanajuato, Gto.

² Centro Interdisciplinario de Investigaciones, Universidad Autónoma de Baja California Sur, Apartado Postal 219, 23000 La Paz, B.C.S.

ered hornblende gabbro and diorite, tonalite and trondhjemite, which carry less potassium feldspar than the post-tectonic granitoids. The undeformed intrusives are leucocratic granodiorite (C.I. = 5-10), quartzmonzonite and garnet and tourmaline-bearing granitic pegmatites. A WNW-trending swarm of andesitic dikes occurs in this area. It is believed that these were emplaced during the mid-Tertiary (Miocene?) igneous event.

The rocks of the crystalline complex record several periods of deformation. The oldest, which was associated with the regional metamorphism, produced a marked foliation in the metasediments and a mild protoclastic texture in the syntectonic tonalite, which in some places was intruded as sills or "screens" in the metasediments. Later, the metasediments and the pre- to syntectonic plutons were mylonitized along wide shear zones, which represent the southern end of an extensive zone of deformation, which transects the peninsula from the Todos Santos region, on the Pacific Coast, to Isla Espíritu Santo, in the Bahía de la Paz. Based on today's relations among foliation, lineation and the textures of the tectonites, it is believed that these mylonitic complexes represent disaggregated fragments of a Mesozoic fault zone, which had an oblique movement (inverse plus left-lateral).

This area has been under tensional stress since at least the middle Miocene, giving rise to numerous recent faults characterized by the development of incohesive cataclastic rocks. Most neotectonic faults are normal, although there are some with strike-slip or oblique movement. During the late Cenozoic, extensional tectonics occurred during several faulting episodes, and it is possible that some of the faults are still active.

Key words: stratigraphy, La Paz crystalline complex, Todos Santos, Baja California Sur, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Como primera aproximación, el extremo meridional de la península de Baja California, al sur del paralelo 28°N, puede dividirse en tres grandes regiones geológicas (Figura 1, A). En el área que comprende la península de Vizcaíno y las islas Cedros y Margarita, afloran rocas sedimentarias y metasedimentarias de edad cretácica. Al oriente de esta región y al noroeste de la ciudad de La Paz, la península está parcialmente cubierta por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Terciario medio y por rocas sedimentarias marinas del Terciario tardío. Por último, en la región ubicada al sur de La Paz, los afloramientos están volumétricamente dominados por rocas graníticas (*sensu lato*), de edad mesozoica. A los flancos de ese batolito existen rocas cristalinas, metasedimentos, orto- y paragneises, que constituyen el basamento en el que fueron emplazados los plutones graníticos (Figura 2).

El límite entre la región cubierta por rocas volcánicas del Terciario y el terreno cristalino situado al sur de La Paz ha sido llamado "falla de La Paz" (Beal, 1948; Normark y Curray, 1968). Esta estructura ha sido reconocida por todos los investigadores que han estudiado la zona (*e. g.*, Díaz-Lozano, 1922, p. 91; Beal, 1948; Rusnak *et al.*, 1964; Normark y Curray, 1968; Hamilton, 1971; Lozano-Romen, 1975; Hausback, 1984); sin embargo, la naturaleza exacta y el papel que ha jugado este rasgo tectónico en la evolución geológica de la península, distan mucho de ser conocidos y comprendidos. Para algunos autores, ésta es una falla con desplazamiento lateral: diestro para Hamilton (1971) y siniestro para Normark y Curray (1968) y Hausback (1984). Para otros (Rusnak *et al.*, 1964; Pantoja-Alor y Carrillo-Bravo, 1966; Lozano-Romen, 1975), es una falla normal. Existe también un grupo de investigadores que interpreta esta discontinuidad como una sutura debida a la colisión entre la región de El Cabo con el resto de la península (Anderson, 1971), o como el límite entre dos terrenos tectonoestratigráficos distintos (Campa y Coney, 1983). Una cuarta posibilidad es que los batolitos mesozoicos del oeste de América del Norte, alguna vez formaran una cadena continua (Hamilton, 1969). Dicha cadena tendría como análogo moderno la Cordillera de Los Andes y en él pudiera distinguirse varios cinturones paralelos de rocas intrusivas de edades y composiciones distintas. Gastil y colaboradores (1975) dividieron a Alta y Baja California en cinco franjas sub-

paralelas (Figura 1, B). Debe resaltarse que en la región de La Paz la franja 4a muestra un espesor anómalamente delgado, en comparación con el que presenta en el resto de la península.

Se cree que el área descrita en este artículo (Figura 2) esté totalmente incluida en la zona de influencia de la falla de La Paz y/o en la franja anómalamente delgada, descrita por Gastil y colaboradores (1975, p.136) como "estratos volcánicos-volcanoclásticos de edad mesozoico-paleozoica, cortados por plutones pobres en potasio".

A pesar de que en los últimos 25 años el origen del Golfo de California ha despertado gran interés (*cf.* Van Andel y Shor, 1964) y de que la región se cita frecuentemente como un ejemplo de la formación de una nueva cuenca oceánica (Shepard, 1973), se puede afirmar que la geología del extremo meridional de Baja California es pobremente conocida. Algunas referencias obtenidas de fuentes bibliográficas (Aranda-Gómez, 1973) muestran que las primeras menciones acerca de la geología de la región fueron hechas en relación con la explotación de los minerales de El Triunfo y San Antonio (Figura 2; Del Castillo, 1861, 1916; Bishop, 1916; Peña, 1920). En la década de 1920-1930, la Comisión Exploradora del Pacífico (1922) hizo reconocimientos geológicos en las sierras de El Novillo y La Laguna (Figura 2; Díaz-Lozano, 1922). Altamirano (1970) publicó los resultados de una exploración geológico-minera con el fin de localizar oro y plata en la zona ubicada al sur de La Paz. Posiblemente a este último estudio corresponda un mapa fotogeológico inédito, escala 1:100,000, del extremo meridional de la península, que Altamirano (1970) elaboró para el Consejo de Recursos Minerales.

Las únicas investigaciones, más o menos detalladas, de que se tenga noticia acerca del bloque de Los Cabos, son las de Pantoja-Alor y Carrillo-Bravo (1966), Ortega-Gutiérrez (1982), Hausback (1984), McCloy (1984), Carrillo-Chávez (1986a, 1986b y 1987) y Carrillo-Chávez y Gaytán-Morán (1986a y 1986b). Los estudios de Pantoja-Alor y Carrillo-Bravo (1966) y de McCloy (1984) se refieren principalmente a las rocas sedimentarias del Mioceno, depositadas en la fosa de San José del Cabo (Figura 2). Hausback (1984), a pesar de haber dado importancia a la secuencia volcanosedimentaria alrededor de la Bahía de La Paz, incluyó un apartado (p. 233) donde discutió detalladamente los problemas relacionados con la falla de La Paz. Ortega-Gutiérrez (1982) se refirió a las rocas prebatolíticas del "complejo cristalino de La Paz" y los

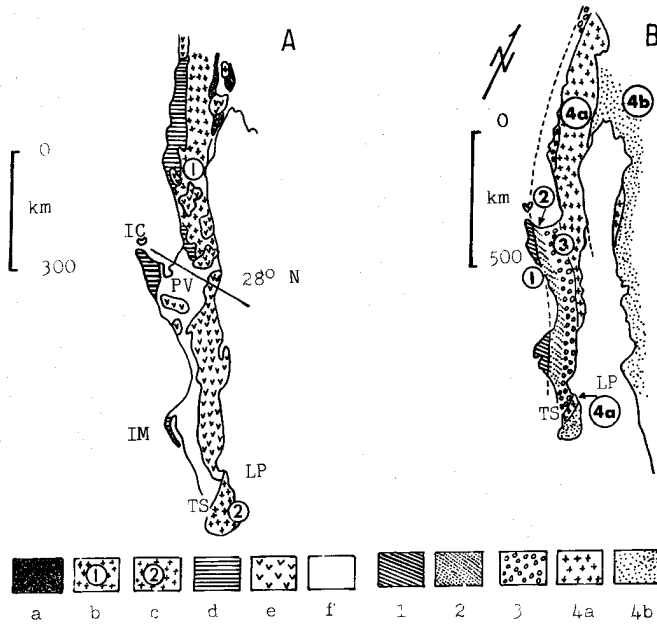


Figura 1.- A. Mapa geológico generalizado de la península de Baja California. Explicación: (a) metasedimentos (Paleozoico), (b) rocas intrusivas bajas en potasio (Jurásico-Cretácico), (c) rocas graníticas de la región del Cabo (Paleozoico [?]-Cretácico), (d) rocas marinas mesozoicas (Triásico-Cretácico), (e) rocas volcánicas y volcanoclásticas (Mioceno-Holoceno), (f) aluvión (Cuaternario). Localidades: IC = Isla Cedros, IM = Isla Margarita, LP = La Paz, TS = Todos Santos, PV = Península de Vizcaíno.
B. Asociaciones tectonoestratigráficas de la península de Baja California (Gastil *et al*, 1975, p. 136): (1) asociación tipo "Franciscan", (2) relleno, porción más antigua de la "secuencia Great Valley", (3) relleno, porción más reciente de la "secuencia Great Valley", (4a) estratos volcánicos y volcanoclásticos de edad paleozoica a mesozoica, cortados por rocas pobres en potasio, (4b) estratos de cuarcita y carbonatos de edad paleozoica, cortados por rocas ricas en potasio.

resúmenes de Carrillo-Chávez (1986a, 1986b, 1987) y de Carrillo-Chávez y Gaytán-Morán (1986a, 1986b) versaron acerca del complejo cristalino en la región al sur de Todos Santos. De los informes arriba mencionados, los que sin duda presentan mayor semejanza con esta investigación, son el mapa geológico inédito de Altamirano (1970) y los resúmenes de Ortega-Gutiérrez (1982), Carrillo-Chávez (1986a, 1986b, 1987) y Carrillo-Chávez y Gaytán-Morán (1986a, 1986b). Cabe señalar que el plano de Altamirano (1970), al parecer, es casi exclusivamente fotogeológico, por lo que sus unidades litoestratigráficas y litodémicas son muy generales y están pobremente definidas. Por ejemplo, la Formación Santa Eulalia (?) fue descrita como "gneis, esquisto y migmatita". El estudio de Ortega-Gutiérrez (1982) se centró en un área más reducida que la del de Altamirano y, al parecer, contó con el respaldo de análisis químicos y petrográficos; sin embargo, lo único que hasta la fecha ha sido publicado ha sido un resumen, en el que se omite el nombre de las localidades a las que se refiere.

Esta investigación se ha centrado en una franja estrecha que va desde la playa Los Viejos, en el Océano Pacífico, hasta las islas Espíritu Santo y La Partida, en el Golfo de California (Figura 2). Algunos resultados fueron presentados en dos estudios (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1986, 1988), que tratan principalmente sobre la cubierta cenozoica volcanosedimentaria y, en menor grado, acerca de las rocas del complejo cristalino. Aun cuando en este artículo se ponga énfasis en las rocas aflorantes de la región señalada como "área de estudio"

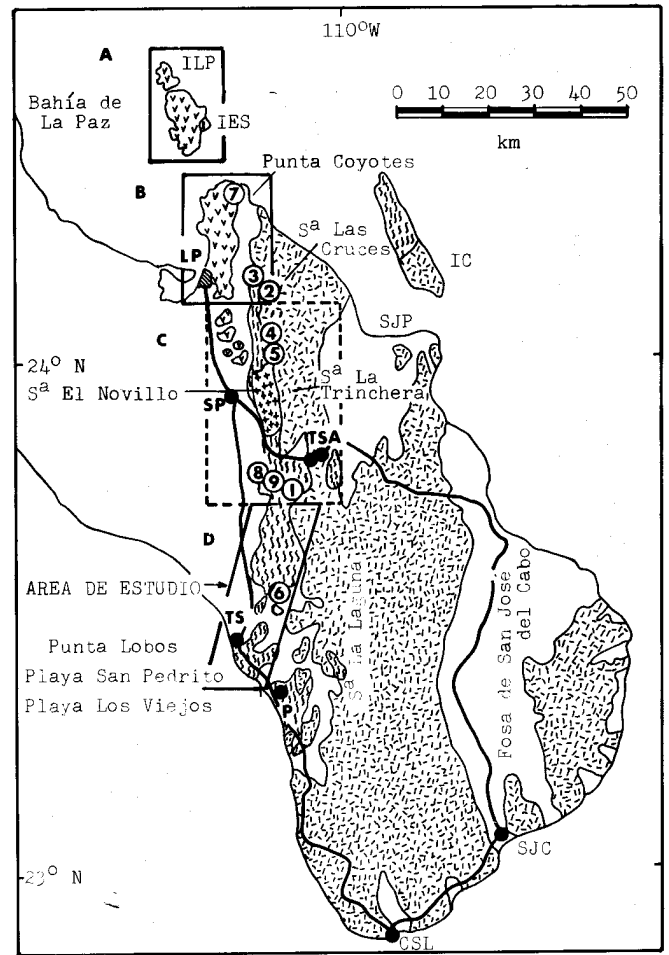


Figura 2.- Mapa geológico generalizado del extremo meridional de Baja California Sur, modificado de la Carta Geológica 1:1'000,000, La Paz, (DEGETENAL, 1981). Se muestra el área de estudio (D), así como las áreas cubiertas por los informes referentes a las localidades siguientes: (A) Islas Espíritu Santo-La Partida (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1986), (B) Punta Coyotes (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988), (C) El Triunfo-San Antonio (Pérez-Venzor y Aranda-Gómez, en preparación). Los números corresponden a localidades citadas en el texto. Clave de abreviaturas: ILP = Isla La Partida, IES = Isla Espíritu Santo, LP = La Paz, IC = Isla Cerralvo, SJP = San Juan de Los Planes, SP = San Pedro, TSA = El Triunfo y San Antonio, TS = Todos Santos, P = El Pescadero, SJC = San José del Cabo, CSL = Cabo San Lucas. Símbolos: (t) terreno prebatoítico, (+) Gabro Sierra del Novillo, (v) rocas graníticas y (v) rocas volcánicas.

en las Figuras 2 y 3, también se hará frecuentemente referencia, especialmente en las secciones de geología histórica y estructural, a los rasgos geológicos observados en otras partes de la franja, refiriéndonos a ellas por el número de localidad mostrada en las Figuras 2 y 3.

El objetivo principal de este estudio es el tratar de comprender la evolución geológica de la franja comprendida entre Todos Santos y la isla Espíritu Santo y establecer una cronología relativa de los fenómenos geológicos más relevantes acaecidos en ella. En el transcurso de la verificación de campo se hizo evidente que la discontinuidad geológica conocida como "falla de La Paz" no fue formada por un solo evento tectónico, sino que en el área de estudio puede distinguirse indicios de, cuando menos, dos períodos principales de deformación dinámica (Aranda-Gómez, 1982; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor,

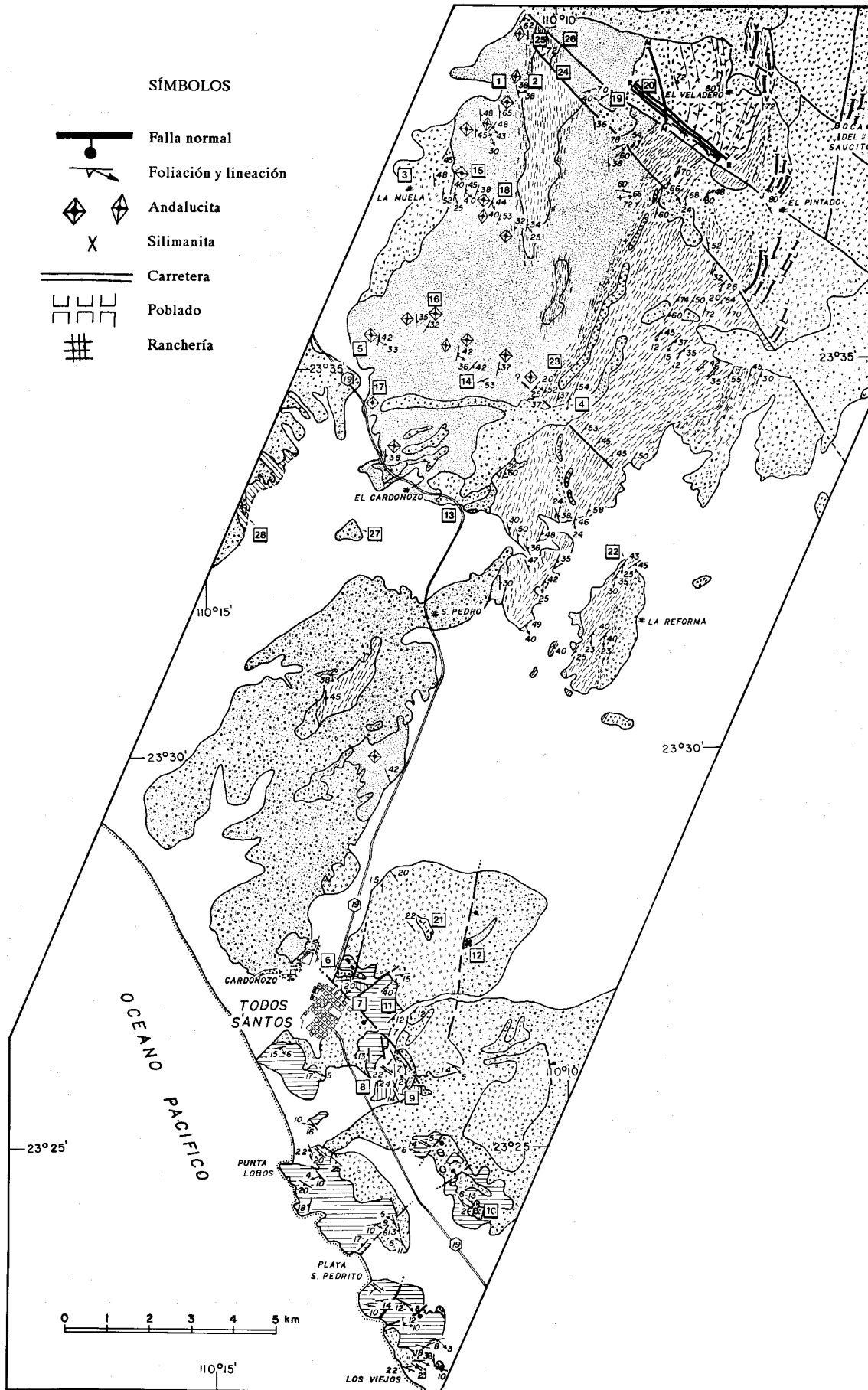


Figura 3.- Mapa geológico de la región de Todos Santos, B. C. S.

EXPLICACIÓN

PLIOCENO-CUATERNARIO



Abanicos aluviales activos, depósitos de playa y fluviales, suelos residuales



Grava Cerro la Bandera: Grava y arena arcósica continentales, sin consolidar. Estratificación débilmente definida por horizontes conglomeráticos. Clastos provenientes del complejo cristalino



Formación Salada (?): Secuencia marina transgresiva. Incluye conglomerado y coquina en la base; sobre ellos, arenas y limos de colores verde y ocre, con dientes de tiburón. Deleznable, forma "malpais"



Diques El Rebase: Andesíticos, de color gris oscuro, con matriz afanítica y fenocristales de hornblenda y/o plagioclasa. Sin deformar

ENSAMBLE PLUTÓNICO POSTECTÓNICO



Granodiorita La Junta: Leucocrática, de color crema amarillento, grano fino a medio. Cuarzo + plagioclasa + ortoclasa + biotita ± muscovita. Sin deformación penetrante



Diques de la granodiorita La Junta



Pegmatitas graníticas con granate y turmalina. Sin deformación penetrante

ENSAMBLE PRE-A SINTECTÓNICO



Cuarzomonzonita La Mariposa: Grano muy grueso, intensamente deformada. Forma un cuerpo resistente, concordante, que a la distancia semeja un dique. Cuarzo + ortoclasa + oligoclasa + biotita + muscovita + granate



Tonalita La Buena Mujer: Gris medio a oscuro, foliación y lineación de perceptibles a excelentes, en lugares con abundantes xenolitos. Andesina + cuarzo + biotita + hornblenda + feldespato potásico



Diorita El Veladero: Con notable bandeamiento primario subvertical. Plagioclasa + hornblenda + biotita ± ortoclasa ± cuarzo. En general, sin deformación penetrante



Diques de la Diorita El Veladero: Melanocráticos, en lugares casi monominerálicos (hornblendita)



Gabro El Volcán: Con bandeamiento primario. Algunas rocas llegan a ser ultramáficas (wehrlitas y websteritas). Pobremente expuesto

COMPLEJOS ESTRUCTURALES



Milonita Arroyo Grande: Gneis milonítico de composición variable (tonalita-trondhjemitita-metasedimentos), con una coherencia estructural notable. La deformación disminuye hacia sus márgenes



Milonita Cañada el Oreganal: Granodiorita leucocrática que varía de poco a intensamente deformada. Contacto transicional con los metasedimentos

ENSAMBLE METASEDIMENTARIO



Filita El Cardonozo: Color café oscuro a negro; localmente presenta porfidoblastos de chialtolita (◆), que en lugares están intensamente deformados (◆). Metapsamitas al oriente de las milonitas Cañada el Oreganal



Mármol Todos Santos: Mármol con granate y marga metamorfoseada. Localmente pueden semejarse a la filita El Cardonozo o al gneis Punta Lobos



Gneis Punta Lobos: Color verde rojizo. Cuarzo + plagioclasa + ortoclasa + hornblenda ± diópsido ± epidota. Comúnmente surcados por fracturas con epidota y clorita. En lugares con horizontes calcáreos con porfidoblastos de granate

1986, 1988, 1989), que coinciden en espacio, mas no en tiempo; asimismo, se cree que cada uno de estos períodos haya sido multiepisódico. Las evidencias del primer período [Cretácico (?)] de fallamiento (el cual queda representado por lo que se denominará de aquí en adelante "falla Arroyo Grande", por ser en esta zona donde se encuentra aflorando un cuerpo potente de rocas miloníticas), pueden ser vistas sólo en algunas de las rocas del complejo cristalino (basamento) de la región. Los productos del evento más reciente ("fallas neotectónicas") afectan a todas las rocas aflorantes en la franja estudiada (Figura 2) y, por su naturaleza, son fácilmente diferenciables de aquéllos causados por las fallas cretácicas. Vestigios débiles de un tercer período de fallamiento de edad intermedia (?) han sido observados en la región de La Junta y de los Minerales El Triunfo y San Antonio (Figura 2; localidades 1 y TSA).

En el área estudiada, existen numerosos afloramientos de rocas magmáticas, algunas de las cuales muestran relaciones bien definidas con los períodos de deformación mencionados anteriormente. Los propósitos de este estudio son establecer, de una manera cualitativa, las interrelaciones entre el magmatismo y las deformaciones y hacer referencia a las edades absolutas (K-Ar) obtenidas por otros autores (Frizzel y Ort, comunicación escrita, 1984; Hausback, 1984).

Debido a la complejidad litológica y estructural del área de estudio, la metodología utilizada tuvo que ser modificada conforme la investigación avanzaba y la comprensión del problema mejoraba. A grandes rasgos se procedió de la siguiente manera: se llevó a efecto recorridos a lo largo de los principales arroyos que drenan la zona y se recolectó datos litológicos, estructurales y muestras representativas de las unidades aflorantes. Durante esta etapa, se utilizó como base topográfica fotografías aéreas verticales en blanco y negro, escala 1:50,000, para el control de datos.

Después se procedió a la elaboración de un número relativamente grande (>150) de láminas delgadas, las cuales se utilizó principalmente con fines comparativos en esta fase. Con base en este burdo análisis petrográfico preliminar, en los datos de campo disponibles y en los objetivos propuestos para la investigación, se procedió a definir las unidades litológicas que se muestra en las Figuras 3 y 4, y que son descritas en los apartados siguientes. Muchos de los contactos entre las unidades cartografiadas son transicionales y el contenido litológico de algunas de las unidades es considerablemente heterogéneo; por tanto, la localización de los contactos se hizo principalmente con base en las características fotogeológicas de áreas bien conocidas y estos resultados fueron extrapolados hacia áreas adyacentes. Esto, aunado a la escala utilizada (1:50,000), tuvo como resultado que el mapa geológico que se presenta (Figura 3) sea, en el mejor de los casos, un bosquejo altamente idealizado, que no refleja bien la complejidad petrológica y estructural del área de estudio.

Después, se procedió a verificar en el campo las zonas en que se creyó que la fotogeología no rendía resultados satisfactorios. Fue en esta última etapa en que se recolectó algunas muestras orientadas de tectonitas para tratar de establecer el sentido del movimiento relativo de la falla Arroyo Grande, de acuerdo con los criterios de Simpson y Schmid (1983).

La descripción de las características petrográficas de las unidades se hizo con base en el estudio sistemático al microscopio de láminas delgadas teñidas con cobaltinitrito de sodio. La composición química de la plagioclasa se estimó, cuando

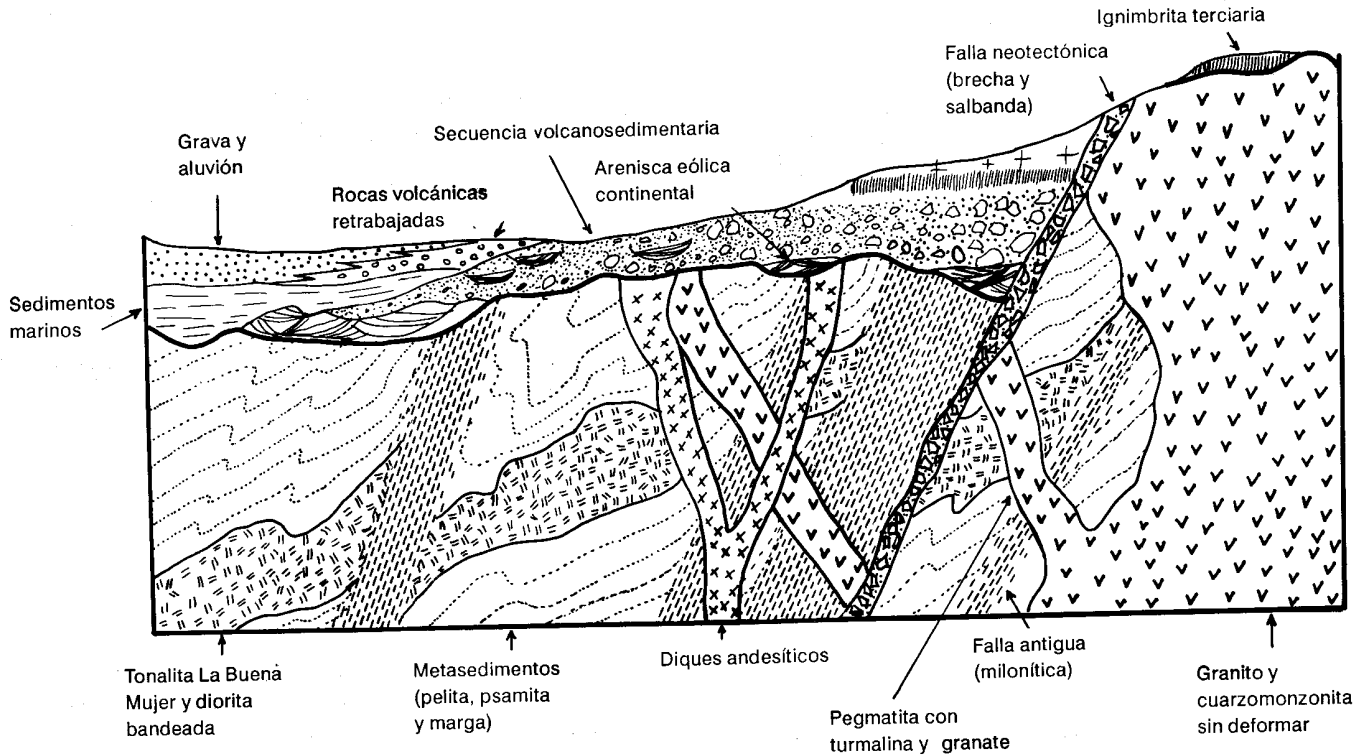


Figura 4.- Sección idealizada que muestra esquemáticamente las relaciones entre las unidades litodémicas del complejo cristalino de La Paz y las rocas de la cubierta volcanosedimentaria.

fue posible, por medio del método estadístico de Michel Levy. En aquellos ejemplares que se consideró como representativos de las variaciones mineralógicas y modales de una unidad, se determinó la composición modal por medio de conteo de puntos. Por último, se transfirió toda la información estructural y litológica y los contactos a las hojas topográficas publicadas por DETENAL (El Rosario F12-B23 y Todos Santos F12-B33).

ESTRATIGRAFÍA DEL COMPLEJO CRISTALINO DE LA PAZ

Uno de los primeros problemas con que se encuentra quien hace un estudio geológico en un terreno desconocido, es el establecer unidades cartografiables. El problema puede ser relativamente sencillo en la mayoría de las zonas cubiertas por rocas sedimentarias y en algunas áreas en que afloran ciertos tipos de rocas ígneas (e. g., islas Espíritu Santo y La Partida; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1986). En los terrenos cristalinos, donde las rocas en general no siguen las leyes de superposición, horizontalidad original, y donde las características litológicas de las masas aflorantes se deben, en parte, a la historia premetamórfica de la región, a los fenómenos de deformación y recrystalización a presiones y temperaturas variables, y a la susceptibilidad que muestran los diversos tipos de protolitos a los agentes metamórficos, el problema es, en verdad, complejo.

Para establecer las unidades litológicas en un terreno metamórfico se puede utilizar diversos criterios como el origen genético inferido del protolito, el grado metamórfico, el estilo o intensidad de deformación en una masa de roca, su expresión geomorfológica y otras propiedades (Fry, 1984).

Aun cuando la definición de unidades litoestratigráficas y litodémicas deba ser independiente de la historia geológica

inferida (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983, p. 855 y 859), en el transcurso de esta investigación se consideró conveniente describir las masas de roca de manera que pudieran ser reconocidas por sus características litológicas y ajustadas a la interpretación genética que se les dio.

La Tabla 1 muestra las unidades estratigráficas en que se dividió las rocas del complejo basal aflorante en la franja comprendida entre Todos Santos y la isla Espíritu Santo. En ella también se señala su rango. El primer criterio utilizado para la clasificación fue el origen genético inferido del protolito (ígneo o sedimentario). A continuación se dividió el superensamble plutónico con base en la presencia o ausencia de deformación penetrante, lo que dio origen a un ensamble pre-tectónico y otro postectónico. Las rocas metasedimentarias fueron subdivididas en función de su composición química preponderante, inferida a partir del estudio de las láminas delgadas. Por último, ya que en el área de estudio existen zonas en las que el rasgo más significativo es la deformación intensa de las rocas y donde se cree que exista una mezcla tectónica considerable de rocas metasedimentarias y metaígneas se incluyó una tercera categoría a la cual se dio el nombre de "complejos estructurales". Se considera que ninguna de las unidades correspondientes al complejo cristalino de La Paz (Ortega-Gutiérrez, 1982) obedezca al Principio de Superposición y que, por tanto, todas ellas correspondan a lo que se ha definido como unidades litodémicas (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983); por esto, más que presentar sus interrelaciones en forma de una columna estratigráfica convencional, se optó por mostrarlas en la Figura 4, a manera de una sección idealizada. En la Figura 4 se agrupa algunas de las unidades listadas en la Tabla 1 (e. g., los gabros y dioritas

Tabla 1.- Unidades litodémicas correspondientes a los afloramientos del complejo cristalino de La Paz, entre la Isla Espíritu Santo y Todos Santos, Estado de Baja California Sur.

Complejo cristalino de La Paz (Ortega-Gutiérrez, 1982)	Ensamble plutónico	Ensamble pre-sintectónico	Augengneis granítico Pailebot (1) Tonalita La Buena Mujer (2) Gabro La Palmilla (2) Gabro El Novillo (3) Diorita Valle Perdido (3) Diorita El Veladero (4) Gabro El Volcán (4) Trondhjemita Arroyo Hondo (3) Cuarzomonzonita La Mariposa (4)
		Ensamble postectónico	Cuarzomonzonita Las Cruces (2) Granodiorita La Junta (4) Diques andesíticos El Rebalse (4)
	Ensamble metasedimentario		Filita El Cardonozo (4) Mármol Todos Santos (4) Gneis Punta Lobos (4)
	Complejos estructurales		Milonita Arroyo Grande (4) Milonita Cañada el Oreganal (4)

Notas: No todas las unidades listadas afloran en la región de Todos Santos. Los números corresponden a los trabajos donde se describió, por primera vez, la unidad (véase Figura 2). (1) Reconocimiento geológico de las islas Espíritu Santo-La Partida; (2) estudio geológico de Punta Coyotes; (3) el complejo basal entre El Triunfo-San Antonio y la sierra El Novillo (en preparación); y (4) el artículo presente.

bandeados de La Palmilla, Valle Perdido, El Veladero y El Volcán y los cuerpos de milonita Arroyo Grande y Cañada el Oreganal) ya que presentan rasgos comunes que hacen creer que pudieran estar genéticamente relacionados o que se hubieran emplazado durante un mismo período de actividad ígnea.

ENSAMBLE METASEDIMENTARIO

En la región afloran rocas sedimentarias metamorfoseadas que constituyen el terreno en que fueron emplazados los plutones sin- y postectónicos. Estas rocas metamórficas, principalmente filita y anfíbolita, están expuestas en afloramientos aislados desde Todos Santos hasta la carretera de San Juan de los Planes (Figura 2; localidad 2). Las regiones más extensas ocupadas por ellas están precisamente dentro del área de estudio. En todos los lugares en que se pudo observar el contacto entre los metasedimentos y los plutones sintectónicos, la foliación en ambas masas rocosas es concordante y los contactos varían de netos a transicionales. Esto último ocurre especialmente en las cercanías de las zonas tectonizadas intensamente (franjas miloníticas) donde es muy común encontrar numerosas "pantallas" (*screens*) de metasedimentos intercaladas con cuerpos de rocas plutónicas masivas o intensamente foliadas. En algunos lugares, como en las localidades 1 y 2 (Figura 3), ocurre esto a lo largo de varios cientos de metros, hasta que finalmente predominan los ortogneises. En el caso de los contactos "netos" a veces se puede observar, en distancias del orden de decenas de centímetros a varios metros, que dentro del plutón hay numerosos xenolitos de forma tabular, con una orientación aproximadamente paralela al contacto y a la foliación.

Con base en la composición global y mineralógica, actitud estructural y aspecto general de sus rocas, el ensamble metasedimentario fue dividido en tres litodemas, a los que se da los nombres informales siguientes: gneis Punta Lobos, mármol Todos Santos y filita El Cardonozo. El contraste más pronunciado entre estos litodemas se presenta entre el gneis y la filita, mientras que el llamado mármol Todos Santos representa un cambio transicional entre éstos, tanto en composición química

global, de rocas pelíticas y psámfiticas a grauwaca (?), marga y rocas carbonatadas, como en la mineralogía, aspecto general y posiblemente en el grado metamórfico. Las secciones típicas de estas unidades pueden estudiarse en las siguientes localidades: filita El Cardonozo: arroyos La Muela y Las Palomas, entre las localidades 1-3 y 4-5 de la Figura 3. Mármol Todos Santos: en las colinas situadas al oriente de dicho poblado, entre las localidades 6-7 y 8-9 (Figura 3). Gneis Punta Lobos: en las colinas entre las playas de Punta Lobos y San Pedrito, y especialmente en la localidad 10 (Figura 3), donde las relaciones intrusivas con la tonalita La Buena Mujer están excepcionalmente bien expuestas.

Existen también rocas burdamente similares al mármol Todos Santos, a manera de pantallas delgadas, entre los intrusivos deformados que afloran en la carretera a San Juan de los Planes (Figura 2; localidad 2), el arroyo de La Huerta (Figura 2; localidad 4) y al noroeste de El Triunfo y San Antonio (Figura 2; localidad TSA).

Gneis Punta Lobos

En las colinas situadas al sur del poblado de Todos Santos afloran rocas metamórficas de composición intermedia. Debido a su actitud estructural, composición mineralógica y a su aspecto general, estas rocas difieren marcadamente de la mayoría de las unidades aflorantes en la porción septentrional del área cartografiada (Figura 3). Este terreno fue dividido en tres unidades informales, a las que se llamó gneis Punta Lobos, tonalita La Buena Mujer (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988) y mármol Todos Santos.

El gneis Punta Lobos aflora en las colinas y acantilados cercanos a las playas de Punta Lobos, San Pedrito y Los Viejos (Figura 3). También puede verse en las colinas al SE de la Carretera 19, en su tramo Todos Santos-Pescadero. La unidad como un todo tiene un aspecto bandeado (Figura 5) y frecuentemente está cruzada por diques y capas de pegmatita y/o aplita granítica color de rosa con turmalina y/o por fracturas epidotizadas. En los afloramientos, la secuencia es de color verde o café rojizo y las diferencias en composición o textura resaltan

por el intemperismo diferencial. En superficie fresca, las rocas varían de color gris verdoso a verde. En algunos lugares se observó estructuras testigo (*relict structures*) que sugieren que el protolito fue, en parte, una secuencia clástica estratificada. Las superficies intemperizadas de algunas capas presentan lo que pudieran ser guijarros deformados (Figura 6), alrededor de los cuales se pliega la foliación. Estos guijarros tienden a ser de forma elipsoidal en superficies perpendiculares a la foliación y alargados paralelamente a la lineación, que es un rasgo prominente en estas rocas (Figura 3). Estos clastos no son fácilmente identificables en las superficies frescas y su composición mineralógica no difiere radicalmente de la del resto de la roca, aunque sí su contenido modal (tienden a ser más máficos, Figura 6), por lo que se cree que la diferencia en composición entre la matriz y los clastos del protolito no haya sido muy pronunciada.

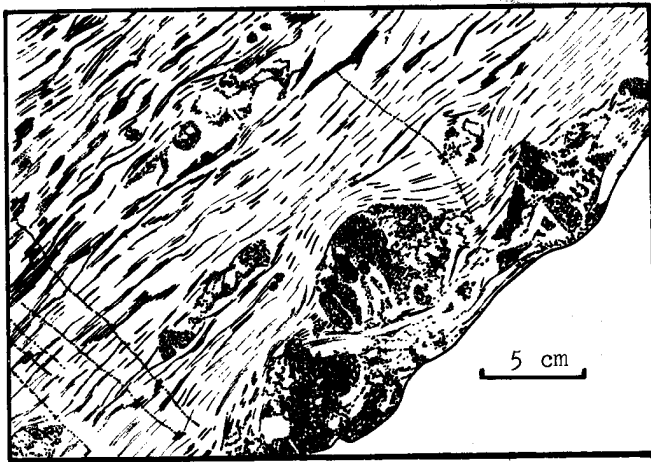


Figura 5.- El gneis Punta Lobos siempre presenta un bandeamiento notable. En algunas capas hay granates, que pueden llegar a ser hasta de 5 cm de diámetro. La foliación en la matriz se pliega alrededor de los porfidoblastos, los cuales están rodeados por "sombras de presión".

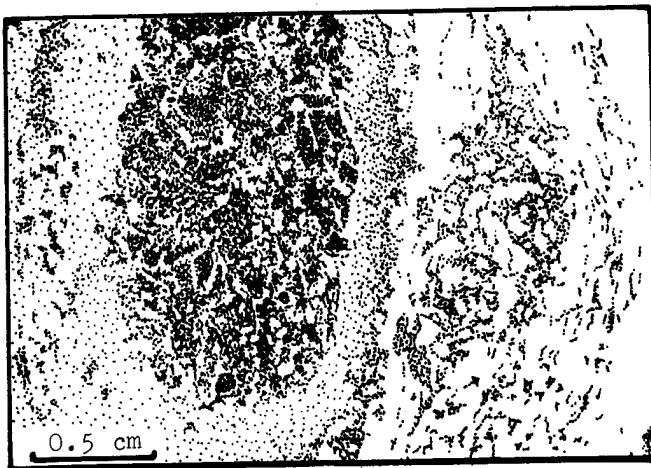


Figura 6.- En algunas capas del gneis Punta Lobos se aprecia cuerpos elipsoidales de composición más máfica que el resto de la roca; éstos usualmente tienen una mineralogía (hornblenda + plagioclasa + epidota) similar a la matriz que los rodea (plagioclasa + diópsido + cuarzo + hornblenda + epidota). Fotomicrografía tomada con luz plana polarizada.

Algunas de las bandas en el gneis presentan abundantes poikiloblastos de granate, que varían de tamaño desde unos cuantos milímetros hasta agregados redondeados de cinco o más centímetros de diámetro (Figura 5). Cuando los granates llegan a tener varios centímetros de diámetro, es común que estén rodeados por "sombras de presión" compuestas por clorita y epidota, posiblemente debido a alteración regresiva.

En otros lugares, como en el acantilado al sur de la playa de San Pedrito, los granates se encuentran diseminados como pequeños cristales con forma xenoblástica. Las relaciones texturales entre los porfidoblastos y la foliación sugieren que los primeros sean pre- a sintectónicos, ya que la foliación tiende a curvarse alrededor de ellos (Figura 5). En esta misma localidad se observó capas con granate que son relativamente ricas en carbonatos.

El bandeamiento en este gneis refleja pequeños cambios composicionales y/o texturales los cuales pueden apreciarse aun a escalas microscópicas (Figura 7). Entre las paragénesis primarias, determinadas mediante estudios petrográficos, destacan las siguientes:

1. Cuarzo + plagioclasa + granate + zoisita
2. Cuarzo + plagioclasa + granate + diópsido + escapolita
3. Cuarzo + plagioclasa + hornblenda + feldespato potásico + biotita
4. Cuarzo + plagioclasa + hornblenda + feldespato potásico
5. Cuarzo + plagioclasa + granate + calcita
6. Cuarzo + plagioclasa + diópsido + granate + feldespato potásico
7. Cuarzo + plagioclasa + hornblenda + feldespato potásico + epidota

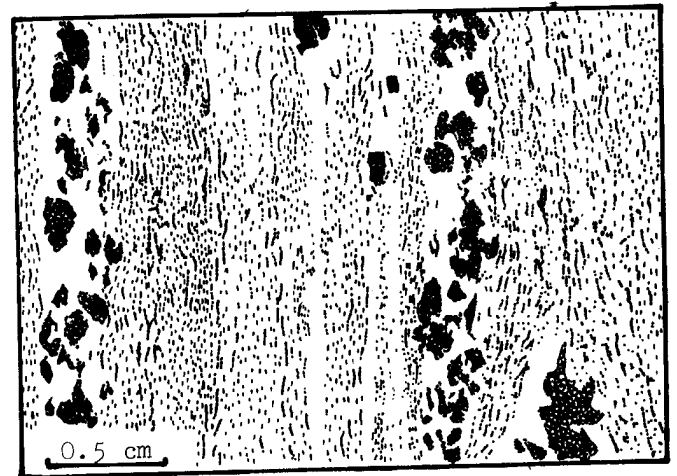


Figura 7.- El bandeamiento en el gneis Punta Lobos refleja cambios pequeños en composición y textura. Las bandas de grano fino están constituidas por la paragénesis: cuarzo + plagioclasa + epidota + hornblenda + zircón + opacos. En las capas más félsicas se presentan porfidoblastos de hornblenda con numerosas inclusiones de cuarzo, plagioclasa, epidota y zircón, orientadas al azar. La foliación se curva alrededor de estos porfidoblastos. Fotomicrografía tomada con luz plana polarizada.

La esfena es un mineral accesorio ubicuo, que se presenta en dos maneras: como cristales xenoblásticos y/o como anillos de reacción alrededor de un mineral opaco [ilmenita (?)]. La turmalina, la epidota y el zircón también son minerales ac-

cesorios muy comunes. Esta última fase es particularmente abundante en una de las muestras, e invariablemente está bien redondeada, por lo que se cree que sea heredada del protolito sedimentario. La composición aproximada de la plagioclasa es Ab_{60-50} y la hornblenda siempre es de color verde azulado, intensamente pleocroica. La epidota generalmente es de origen secundario, pero hay rocas en las que indudablemente es primaria (paragénesis 1 y 7), ya que es el mineral que define la foliación y no hay evidencias de que haya reemplazado a otra fase mineralógica. La clorita es rara; sólo se le observó como producto de alteración de la biotita que, por regla general, es muy escasa.

Mármol Todos Santos

En las colinas situadas inmediatamente al norte y al este de Todos Santos afloran metasedimentos cortados por la tonalita La Buena Mujer (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988). Uno de los rasgos más característicos de estas rocas es la presencia de capas aisladas de mármol impuro, de 40 cm a 2 m de espesor, que los habitantes de la región emplean para hacer cal, por lo que es común encontrar numerosas excavaciones y canteras pequeñas. Volumétricamente, el mármol sólo forma un 10 ó 20% de los afloramientos y el resto está constituido por filita, anfibolita y esquisto de grano fino cuyo aspecto general es intermedio entre el de la filita El Cardonozo y el gneis Punta Lobos. A diferencia de este último, las rocas tienden a ser más fisiles, de grano más fino y las que contienen biotita abundante son comunes. En general, carecen del aspecto bandeado y resistente del gneis. Comparadas con la filita El Cardonozo, estas rocas son de grano más grueso, casi invariablemente carecen de chistolita y, a veces, son de color verde, debido a la presencia de hornblenda abundante. Una de las paragénesis más significativas en estas rocas fue encontrada en la localidad 11 (Figura 3); está constituida por andalucita + silimanita (variedad fibrolita) + muscovita + biotita + cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico. También fueron observadas metapelitas con andalucita y fibrolita en la localidad 12 (Figura 3). Se cree que estas rocas sean de grado más alto (mayor temperatura) que las que afloran en las cercanías del Arroyo Grande (Localidad 13, Figura 3). Otros conjuntos de minerales observados en las rocas semipelíticas (lutita calcárea) a pelíticas de esta región son: (1) hornblenda + plagioclasa + biotita + cuarzo (?) y (2) biotita + cuarzo + plagioclasa + minerales opacos.

Filita El Cardonozo

En las porciones central y septentrional del área de estudio afloran rocas sedimentarias metamorfoseadas de composición pelítica y psamítica [wacka arcósica o feldespática (?)]. A grandes rasgos, estas rocas pueden dividirse en dos unidades separadas entre sí por la milonita Cañada el Oreganal (Figura 3). Al oeste de éstas, predomina la filita de grano extremadamente fino, con esquistosidad excelente y fisilidad marcada. Esta filita en muchos lugares (Figura 3) presenta numerosos porfidoblastos, de 0.2 a 4 cm de longitud, de andalucita (variedad chistolita), los que a veces tienden a concentrarse formando grupos burdamente radiales (Figura 8), con sus ejes cristalográficos "c" paralelos a la esquistosidad y/o a la estratificación original del protolito (So). Por lo general, la andalucita es idioblástica, sin alterar, y la esquistosidad tiende

a plegarse alrededor de sus secciones basales (Figura 9). En algunos lugares (Figura 3), especialmente al oriente de la milonita Cañada el Oreganal, se observó que los cristales de chistolita están deformados y parcial o totalmente reemplazados por material micáceo de grano fino [sericita (?)]. En sus primeras etapas, la deformación se presenta como un ligero aplastamiento, que hace que las secciones basales de la andalucita tengan forma de rombos (Figura 10). Conforme aumenta la deformación, los rombos se van haciendo más alargados, hasta que los porfidoblastos pierden su identidad individual y la filita adquiere un aspecto bandeado, con rayas delgadas de color blanco, que contrastan grandemente con el color café oscuro del resto de la roca. Este fenómeno es especialmente marcado en las "pantallas" de metasedimentos observados entre las localidades 1 y 2 (Figura 3). Por lo general, la filita muestra lineaciones que varían desde apenas perceptibles hasta bien definidas. En algunos lugares, como en la localidad 14 (Figura 3), las rocas presentan una marcada lineación, que permite que se parta a manera de "postes" (*mullion*). Estas estructuras son paralelas a un sinnúmero de ejes de micropliegues. Otro rasgo que rompe la monotonía de los afloramientos de la filita es la presencia de capas de cuarzo segregado, las cuales a veces cortan con un ángulo pequeño la foliación y en algunos lugares forman pliegues diminutos.



Figura 8.- En algunos afloramientos de la filita El Cardonozo se observó que los porfidoblastos de andalucita forman grupos radiales, con sus ejes cristalográficos "c" burdamente paralelos a los planos de foliación. En esta localidad (1, Figura 3) se observó que estos cristales están deformados, mostrando, en secciones perpendiculares al eje c, la forma de rombos (Figura 10).

Al oriente de la milonita Cañada el Oreganal (Figura 3), las rocas son de grano más grueso, pudiendo en algunos lugares calificarse como esquisto de grano fino. Su aspecto general es más duro y masivo, es decir, sin la fisilidad característica de la filita. En algunos lugares estas rocas están ligeramente bandeadas y frecuentemente tienen micropliegues. Además, carecen de chistolita, y los porfidoblastos, cuando se presentan, son de granate, el cual es de grano muy fino y tiende a estar en forma de listones alargados, paralelos a la foliación. Las paragénesis minerales también muestran un cambio sistemático de NW a SE; hacia el occidente (Localidades 15 y 17, Figura 3) donde las rocas tienden a ser de grano más fino; los conjuntos de minerales observados son los siguientes:

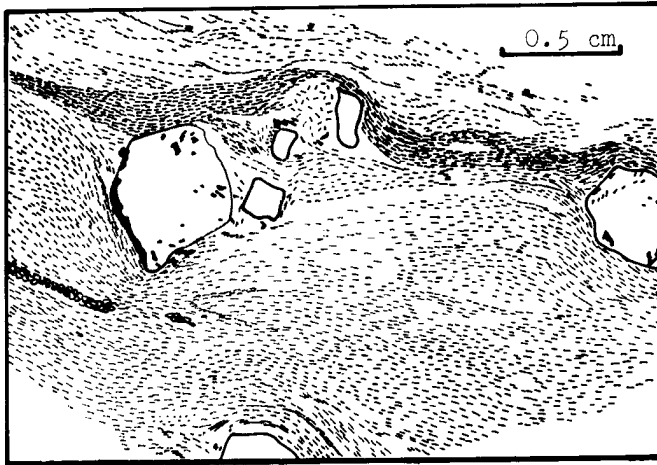


Figura 9.- En las porciones de la filita El Cardonozo que no sufrieron cizallamiento posterior al metamorfismo, la foliación, definida principalmente por cristales de biotita, se pliega alrededor de los porfidoblastos de andalucita. Fotomicrografía tomada con luz plana polarizada.



Figura 10.- Porfidoblastos de andalucita ligeramente deformados en la filita El Cardonozo. Las secciones perpendiculares al eje cristalográfico c tienen una forma rómbica. El aluminosilicato también fue reemplazado por sericita. Estos porfidoblastos son los mismos que los presentados en la Figura 8, sólo que vistos en un plano perpendicular a la foliación.

1. Biotita + cuarzo + plagioclasa + andalucita + muscovita (Figura 3; localidad 15)
2. Biotita + cuarzo + plagioclasa
3. Biotita + cuarzo + plagioclasa + cordierita (?) (Figura 3; localidad 16)
4. Biotita + cuarzo + plagioclasa (Ab_{28}) + muscovita (Figura 3; localidad 17)

Cabe destacar que las dos primeras paragénesis son las más comunes. Hacia el oriente o sudoriente (Figura 3; localidades 18 y 19) aparecen minerales como la silimanita (variedad fibrolita), cordierita (Figura 3; localidad 19) y granate. Las paragénesis observadas son, por tanto:

5. Biotita + cuarzo + plagioclasa + muscovita + silimanita (Figura 3; localidades 11, 12 y 18)
6. Biotita + cuarzo + plagioclasa + muscovita
7. Biotita + muscovita + cuarzo + silimanita + cordierita (?) + feldespato potásico (Figura 3; localidad 19)

8. Biotita + cuarzo + plagioclasa + granate (Figura 3; localidad 19)

9. Biotita + cuarzo + plagioclasa + muscovita + cordierita (Figura 3; localidad 19)

Estos nueve conjuntos de minerales invariablemente van acompañados por minerales opacos. Otros minerales accesorios comunes son el zircón y la turmalina. La clorita y la sericita son los únicos minerales de alteración y, por lo general, son bastante raros. La primera se presenta como micas "cruzadas" a la foliación y reemplazando parcialmente a la biotita. La sericita sólo se observó reemplazando a cristales de andalucita considerablemente deformados, como una masa fibrosa, de grano muy fino, entretejida al azar. En los porfidoblastos de andalucita ligeramente deformados sólo se observó, con nicoles cruzados, una textura que hace que sus secciones basales semejen burdamente un tablero de ajedrez. Aparentemente, los cristales se fracturaron siguiendo las direcciones de cruceo (110) y (10) y los fragmentos se movieron un poco, lo que hace que se extingan en posiciones ligeramente distintas.

ENSAMBLE PLUTÓNICO PRE-A SINTECTÓNICO

Diorita El Veladero

En la región comprendida entre los ranchos El Veladero y El Rebalse (Figura 3; localidad 20) aflora un cuerpo de rocas dioríticas. Este plutón se caracteriza por presentar un bandeamiento ígneo conspicuo, el cual puede ser apreciado a nivel de afloramiento (Figura 11) y/o nivel regional. Las rocas del intrusivo en general se presentan sin deformación, aunque en algunos lugares tiene franjas de varios metros de espesor con foliación milonítica de actitud N-S, 80°W. El intrusivo está constituido principalmente por andesina cálcica y hornblenda, con cantidades subordinadas de biotita, cuarzo y feldespato potásico. Su composición cambia gradualmente hacia sus márgenes oriental y occidental, aumentando su contenido de plagioclasa, cuarzo y biotita, con la consecuente disminución de anfíbol. Aguas arriba del rancho El Veladero y en los alrededores de El Rebalse, las rocas presentan características megascópicas como intemperismo esferoidal y una cantidad considerable de biotita, que hacen a esta unidad semejante a la tonalita La Buena Mujer. El área de afloramiento de esta diorita bandeada fue establecida fotogeológicamente ya que el bandeamiento tiene una clara expresión geomorfológica, que consiste en que las franjas de rocas más resistentes a la erosión forman crestones. La naturaleza de las márgenes septentrional y meridional del plutón es incierta, puesto que el bandeamiento se ve truncado por dos lineamientos subparalelos con rumbo NW que son interpretados como fallas neotectónicas (Figura 3); sin embargo, sobre el cauce del arroyo La Muela, al norte del plutón se observa rocas similares a las de las márgenes oriental y occidental del intrusivo y en algunos lugares se les puede observar un débil bandeamiento primario. Más hacia el norte, fuera del área cartografiada (Figura 2; localidad 9), aflora otro plutón con características similares, al cual se llamó diorita Valle Perdido (Tabla 1).

Las muestras estudiadas al microscopio tienen la siguiente paragénesis primaria: plagioclasa (Ab_{55-50}) + hornblenda verde + biotita + apatita ± ortoclasa ± cuarzo ± esfen ± zircón. Su composición modal, calculada por medio de conteo de puntos, se muestra en la Tabla 2. Los minerales de alteración comunes son sericita (formada a partir de plagiocla-

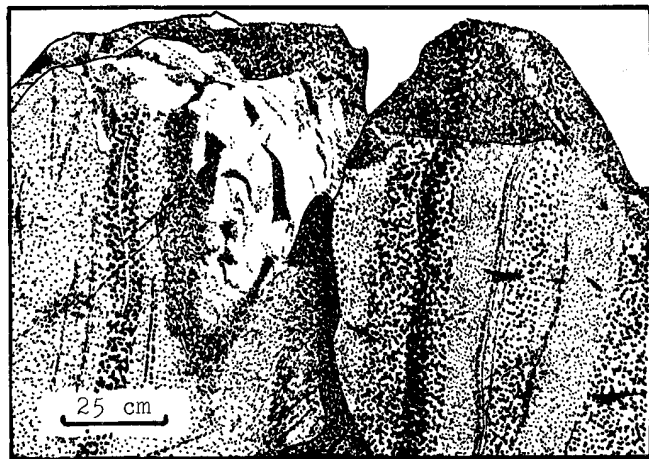


Figura 11.- La diorita El Veladero presenta un bandeamiento primario notable, el cual puede ser apreciado claramente en sus afloramientos. Las bandas son subverticales y reflejan cambios modales y texturales en la roca.

sa) y clorita + esfena (derivadas de biotita y/o hornblenda). Texturalmente, las rocas son holocristalinas y el tamaño promedio de su grano es de 3 a 5 mm. La plagioclasa y la hornblenda presentan una forma de euhedral a subhedral y constituyen un agregado hipidiomórfico-granular. En algunas de las rocas más máficas (e. g., TS91; Tabla 2), los anfíboles tienden a ser euhedrales y a tener un tamaño seriado que va desde 0.2 a 5 mm. Las plagioclasas en estas rocas son anhedralas y engloban poikilíticamente a una gran cantidad de cristales de hornblenda. En todas las muestras en que se encontró cuarzo, esta fase tiende a rellenar huecos angulares entre el feldespato y el anfíbol. Al menos en una de las muestras existen vestigios de piroxeno, el cual fue de parcial a totalmente reemplazado por hornblenda secundaria. Las bandas observadas en el plutón tienen espesores del orden de unas cuantas decenas de centímetros a varias decenas de metros. En el campo sobresalen por tener variaciones texturales y modales. A diferencia del gabro La Palmilla (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988), la diorita El Veladero no presenta bandeamientos rítmicos (del orden de unos cuantos centímetros) con segregación de rocas ultramáficas y gabroicas. La actitud general de las bandas en la diorita es de N10°E a N-S y su inclinación es aproximadamente de 80°. Cerca de El Veladero, las bandas se inclinan al poniente y en la región de El Rebase hacia el sureste. En un afloramiento se observó pseudodiatratificación que sugiere que el intrusivo esté estructuralmente invertido.

Gabro El Volcán

A 3 km al NE de Todos Santos, en el lugar conocido como El Volcán o La Minita (Figura 3; localidad 21), afloran rocas que varían de ultramáficas a gabroicas. La naturaleza exacta de éstas y sus relaciones con su roca encajonante (tonalita La Buena Mujer) no pudieron ser definidas debido a que el plutón está pobremente expuesto. En el "afloramiento" de este cuerpo sólo puede verse una gran cantidad de fragmentos de rocas ultramáficas y gabroicas que cubren al lecho rocoso profundamente intemperizado.

Dentro de los fragmentos se pudo distinguir gabro de hornblenda [uralitizado (?)] que presenta un claro bandeamiento, que lo hace similar al gabro La Palmilla (Aranda-Gó-

Tabla 2.- Composición modal, determinada por conteo de puntos (n>1000), en rocas plutónicas del complejo cristalino de La Paz.

Muestra	Cz	Pl	Or	Ms	Hbl	Bio	Esf	Z	A	O
74	22.5	41.7	6.5	-	14.0	15.3	Tr	-	Tr	Tr
86	29.8	48.3	2.7	-	5.0	13.8	Tr	-	Tr	0.4
123	16.8	48.6	2.0	-	16.9	14.0	1.8	-	Tr	Tr
125	25.7	44.3	18.2	-	6.6	5.2	Tr	Tr	Tr	Tr
91	1.8	31.6	0.9	-	65.1	Tr	Tr	-	0.4	-
129	Tr	49.4	-	-	39.6	6.2	-	-	0.6	4.2
138	-	46.9	-	-	42.1	5.9	Tr	-	0.6	4.5
144	2.3	64.7	Tr	-	20.0	8.6	-	Tr	1.3	3.1
130	28.5	50.4	12.9	0.9	-	7.4	Tr	Tr	-	-
200	20.1	50.9	17.9	-	-	11.1	Tr	Tr	-	-
75	24.6	58.0	12.0	0.5	-	4.8	Tr	Tr	-	Tr
132	22.7	51.6	19.3	1.1	-	5.2	-	Tr	-	Tr
142	28.7	47.3	8.9	-	-	15.1	-	Tr	-	Tr

Abreviaturas: Cz = cuarzo; Pl = plagioclasa; Or = feldespato potásico; Ms = muscovita; Hbl = hornblenda; Bio = biotita; Esf = esfena; Z = zircón; A = apatita y O = minerales opacos.

Muestras de la tonalita La Buena Mujer: 74, 86, 123, 125; diorita El Veladero: 91, 129, 138, 144; granodiorita La Junta: 130, 200; milonita Cañada el Oreganal: 75; y milonita Arroyo Grande: 132, 142.

mez y Pérez-Venzor, 1988) y, en menor grado, a la diorita El Veladero.

Sólo se estudió al microscopio dos muestras de rocas ultramáficas provenientes de esta localidad. La primera es de una wehrlita compuesta por olivino + clinopiroxeno (augita) + opacos. El olivino se encuentra como cristales euhedrales de 3 mm de longitud y está débilmente serpentizado. El clinopiroxeno está de parcial a totalmente reemplazado por tremolita y minerales opacos. La segunda muestra es de una websterita intensamente uralitizada. La piroxenita está compuesta por augita + ortopiroxeno + plagioclasa. El feldespato forma menos de 5% de la roca y es considerado como accesorio. Ambos piroxenos están parcialmente reemplazados por actinolita y frecuentemente se ven gránulos subhedralas de esfena, diseminados en la roca.

Tonalita La Buena Mujer

Con este nombre fueron descritas informalmente (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988) las rocas plutónicas metamorfoseadas de composición intermedia, que afloran en el flanco occidental de la sierra Las Cruces, al oeste del arroyo El Cajoncito (Figura 2; localidad 3). El nombre de la unidad fue tomado de la composición mineralógica preponderante del protolito y de la presa La Buena Mujer, ya que entre la boquilla de ésta y el rancho La Palmilla (Figura 2; localidad 3) existen buenos afloramientos de esta masa rocosa. Otros lugares en que se puede observar afloramientos característicos de esta unidad son los arroyos La Huerta y La Matancita (Figura 2; localidades 4 y 5), la boquilla de la presa Santa Inés (Figura 3; localidad 22) y los lomeríos alrededor de Todos Santos, donde se emplaza concordantemente en el gneis Punta Lobos (Figura 3; localidad 10).

Estas rocas constituyen una de las unidades más extensamente distribuida en la franja que se extiende desde Punta Coyotes hasta Todos Santos (Figura 2). En la región cartografiada (Fi-

gura 3) se ha reconocido desde El Rebalse hasta la playa de San Pedrito. Sus rasgos más sobresalientes en el campo son su color gris de medio a oscuro, y su foliación-lineación que varían de casi imperceptibles a excelentes. Otras de sus características megascópicas son la presencia ocasional de numerosos xenolitos (especialmente cerca de los contactos con metasedimentos) y/o diques o concentraciones máficas con textura pegmatítica, donde la hornblenda tiende a crecer perpendicularmente a las márgenes de estas segregaciones magmáticas, de una manera similar a las estructuras de peine (*comb*) o harrísticas. En aquellos lugares en que la roca está profundamente intemperizada y débilmente deformada, la tonalita presenta exfoliación esférica, siendo común encontrar cuerpos elipsoidales de roca fresca rodeados por áreas en que la roca se disgrega concéntricamente a ellos.

Los criterios mineralógicos que se utilizó para su identificación en el campo son la presencia de anfibol y biotita en una proporción aproximada de 1:1, el color blanco y el brillo vítreo de su plagioclasa [la plagioclasa en algunos gabros, como el de la sierra El Novillo (Figura 2), tiene un color grisáceo] y su índice de color (porcentaje modal de minerales máficos), que usualmente varía de 20 a 30.

Los estudios petrográficos realizados en aproximadamente 20 láminas delgadas de rocas provenientes de esta unidad muestran que el conjunto de minerales primarios es cuarzo + plagioclasa + ortoclasa + hornblenda + biotita ± esfena ± zircón ± apatita ± minerales opacos. Los minerales de alteración comunes son clorita + esfena que reemplazan parcialmente a biotita y epidota, la cual suele asociarse a los minerales ferromagnesianos. Como minerales accesorios (?) raros están granate y turmalina. El granate [metamórfico(?)] sólo se vio en un corte de la Carretera 19, a unos 300 m de la entrada a Todos Santos (Figura 3; localidad 6). Estas tonalitas con granate dieron edades radiométricas de 98 Ma con el método de K-Ar (Frizzell y Ort, comunicación escrita, 1984). Se observó pequeñas cantidades de turmalina en las rocas recolectadas cerca de los acantilados de Punta Lobos. En esa área es común encontrar inyecciones pegmatíticas y/o aplíticas de composición granítica (*sensu lato*) con turmalina y granate como accesorios. La turmalina también se presenta como mineral accesorio en algunos de los metasedimentos correspondientes al geis Punta Lobos. Por tanto, se considera que la turmalina es secundaria [metasomática(?)] en estas rocas.

Texturalmente, las rocas son holocristalinas, equigranulares. Las relaciones intergranulares en los ejemplares que mejor conservan las texturas ígneas son hipidiomórfico-granulares y en algunos lugares presentan abundantes intercrecimientos mirmekíticos. Prácticamente todas las muestras pertenecientes a esta unidad presentan textura milonítica, pero ésta es extremadamente variable, yendo desde proto- hasta ultramilonítica, de acuerdo con los criterios de Wise y colaboradores (1984). En algunas áreas, como en las colinas situadas entre las playas San Pedrito y Los Viejos se observó que la foliación mejora y el tamaño de grano disminuye notablemente en las cercanías del contacto con los metasedimentos, posiblemente debido a la deformación protoclástica (Higgins, 1971). En la Figura 12 se muestra gráficamente la clasificación petrográfica de estas rocas de acuerdo con los criterios recomendados por la IUGS (Streckeisen, 1976). Los resultados del análisis modal se muestra en la Tabla 2.

En los alrededores de la presa Santa Inés (Figura 3; localidad 22), sobre el Arroyo Grande, se observó diques de mi-

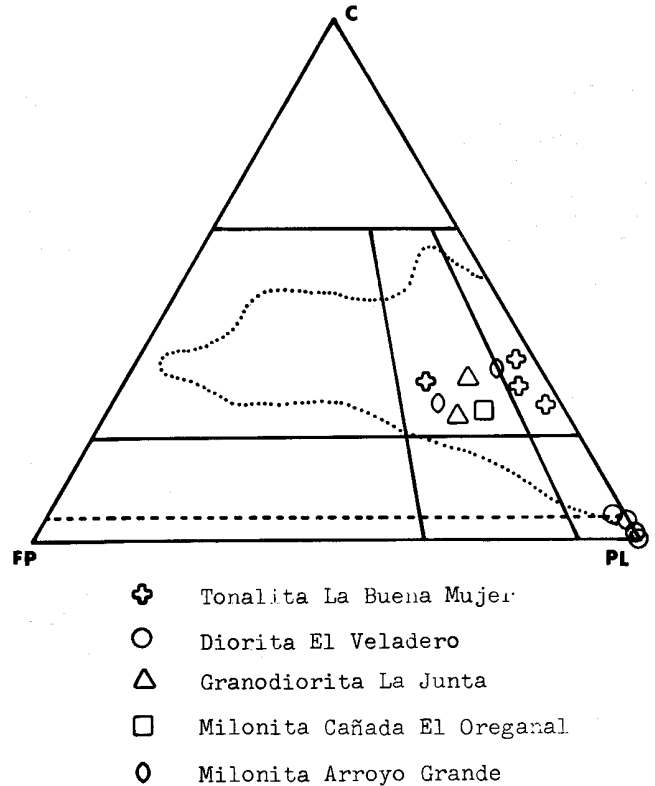


Figura 12.- Composición modal, determinada por conteo de puntos ($n \geq 1000$), de algunas de las rocas plutónicas del área. El diagrama de clasificación es el recomendado por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (Streckeisen, 1976). La línea punteada limita el área donde se presenta gráficamente las muestras estudiadas por Gastil y colaboradores (1975) en Baja California Norte.

crodiiorita formada por plagioclasa + hornblenda + biotita ± cuarzo + minerales opacos + apatita ± esfena, y de gabro de hornblenda con labradorita + hornblenda ± ortopiroxeno ± augita + minerales opacos. Estos cuerpos tabulares son discordantes con la foliación de las milonitas y carecen de deformación penetrante. Aun cuando su aspecto general es semejante al de la tonalita La Buena Mujer, se cree que no tengan relación genética con ésta, por ser posteriores al pulso principal de deformación milonítica (*i. e.*, a la falla Arroyo Grande).

Cuarzomonzonita La Mariposa

Al noroeste de la presa Santa Inés (Figura 3; localidad 22) aflora un potente cuerpo leucocrático de composición cuarzomonzonítica y grano relativamente grueso (5 mm), con granate y muscovita como minerales accesorios y rasgos texturales que indican que fue deformado en estado plástico. Esta tectonita forma un crestón notable en el cerro La Mariposa (Figura 3; localidad 23) y se le puede trazar como un cuerpo casi continuo, únicamente interrumpido y desplazado por fallas neotectónicas, hasta el límite septentrional del área de estudio, sólo que ahí su espesor es considerablemente más pequeño. Hacia el norte, fuera del área de estudio, hay rocas similares cerca de la Bajada del Molino (Figura 2; localidad 8).

La foliación milonítica en el cuerpo es burdamente concordante con la de sus rocas encajonantes (Figura 3), y sólo se distingue de ellas por ser de grano considerablemente más grueso y, en lugares, casi pegmatítico. Su composición mineralógica es

cuarzo + oligoclasa (Ab_{75}) + ortoclasa (ligeramente perfitica) + muscovita + granate + biotita + minerales opacos. El granate es subidioblástico y comúnmente está rodeado por un agregado compuesto por biotita, muscovita y cuarzo de grano fino. El cuarzo cubre áreas considerablemente grandes y se presenta como un mosaico recrystalizado de grano fino. La muscovita primaria está deformada y rodeada por muscovita secundaria más pequeña y junto con el cuarzo recrystalizado definen una burda foliación protomilonítica. Tanto la plagioclasa como el feldespato potásico se encuentran "granulados" en sus bordes. El hecho de que este cuerpo intrusivo [manto(?)] tectonizado se encuentre dentro de la milonita Arroyo Grande sin haber sido disgregado, se interpreta como evidencia de que el emplazamiento de algunos de los plutones del área de estudio debió haber ocurrido simultáneamente a la deformación milonítica (i. e., que la fábrica de la cuarzomonzonita de La Mariposa sea protoclastica), o que hubo más de un pulso de deformación plástica en el área de estudio.

COMPLEJOS ESTRUCTURALES

Milonita Arroyo Grande

En la porción central del área cartografiada aflora un cuerpo de rocas ígneas, cuya característica principal es una fuerte deformación milonítica. En el campo, sus rasgos más notables son su aspecto bandeado y una foliación y lineación conspicuas. Su principal área de afloramiento se encuentra sobre el Arroyo Grande y al norte de éste. Una sección característica de este litodema puede estudiarse a lo largo del Arroyo Grande, desde la boquilla de la presa Santa Inés, hasta las inmediaciones de la Carretera 19 (Figura 3; localidades 13 y 22). El patrón de afloramiento de estas rocas indica que alguna vez pudieron haber formado una franja continua con una orientación aproximada $N40^\circ E$, la cual fue fragmentada y disgregada por fallas neotectónicas de orientación WNW (Figura 3).

En el campo, los límites de esta zona dinámicamente deformada son transicionales. El borde suroriental de la franja presenta una disminución gradual de la deformación plástica, siendo posible reconocer a los protolitos en las colinas situadas al sur de la presa Santa Inés. En el límite noroccidental se observa una intercalación con metasedimentos pelíticos (Figura 3; localidad 23).

De acuerdo con los criterios de Wise y colaboradores (1984), las muestras de tectonita estudiadas al microscopio varían desde protomilonita a ultramilonita. Mineralógicamente, la tectonita está constituida por las paragénesis siguientes:

1. Cuarzo + plagioclasa (An_{40}) + ortoclasa + biotita ± muscovita ± zircón.

2. Cuarzo + plagioclasa (An_{40}) + ortoclasa + hornblenda + biotita ± esfena ± apatita ± opacos.

La composición modal determinada (Tabla 2) en rocas suavemente deformadas, o sin deformar, recolectadas en los bordes de la franja milonítica indica que la paragénesis 1 corresponde a una granodiorita relativamente pobre en minerales máficos (índice de color ~5-15). Se considera que la tonalita La Buena Mujer fue el protolito de las milonitas (*sensu lato*) con la paragénesis 2. El afloramiento principal de la milonita Arroyo Grande presenta una coherencia estructural notable (Figura 3). La actitud promedio de la foliación es $N40^\circ E$, $40^\circ SE$ y de la lineación es $S25^\circ W$, 12° . En la localidad 22 (Figura 3) se observó que las tectonitas presentan dos foliaciones, una correspondiente a la superficie de cizallamiento y otra a

la de esquistosidad (*C-and-S surfaces*; Simpson y Schmid, 1983; Simpson, 1984). La disposición geométrica actual, sin hacer correcciones por basculamientos cenozoicos, de estas foliaciones respecto a la lineación en las rocas es interpretada aquí como evidencia de que la falla Arroyo Grande (Mesozoico) tuvo un movimiento inverso con una importante componente siniestra.

El cuerpo de la milonita Arroyo Grande se ve cortado en diversos lugares por diques postectónicos de composición, textura y edad relativa variables. La composición de los diques va desde gabroica [norita compuesta por labradorita ($\sim Ab_{45}$) + hiperstena + augita + opacos] hasta granítica (pegmatitas compuestas por feldespato potásico + cuarzo + biotita + muscovita ± granate ± turmalina). Algunos de los diques más comunes son de diorita a tonalita de grano fino compuestos por andesina + cuarzo + hornblenda ± biotita ± ortoclasa ± esfena ± apatita ± opacos. En la localidad 22 (Figura 3) se observó un dique de granodiorita leucocrática con abundantes xenolitos de tonalita deformada; se cree que este dique corresponda a la granodiorita La Junta y que los xenolitos provengan de la tonalita La Buena Mujer.

Milonita Cañada el Oreganal

Al occidente de la franja ocupada por la milonita Arroyo Grande, y separada de ésta por la filita El Cardonozo (Figura 3), se encuentra otro complejo estructural constituido principalmente por una mezcla tectónica de metasedimentos pelíticos y una granodiorita leucocrática. Puede estudiarse las secciones típicas de este litodema a lo largo de la cañada El Oreganal, entre las localidades 2 y 24 (Figura 3) y sobre el arroyo El Rebalse, entre las localidades 25 y 26 (Figura 3).

El contacto occidental de este complejo estructural es notablemente transicional, expresándose como una intercalación de pantallas concordantes de metapelitas, con cuerpos tabulares de granodiorita. En esta zona de contacto se puede distinguir, tanto en los metasedimentos como en las rocas ígneas, franjas de espesores variables (del orden de centímetros a decenas de metros) de deformación plástica. En la filita con andalucita, ésta se reconoce por la presencia de porfiroblastos deformados (Figuras 8 y 10) y en el plutón por el desarrollo de foliación y lineación notables. Estos cambios texturales pueden presentarse gradualmente sobre distancias de decenas de metros o, en algunos lugares, a la escala de un afloramiento o aun de una muestra de mano. Conforme se adentra uno en este litodema comienzan a predominar las granodioritas deformadas hasta que éstas constituyen la totalidad de los afloramientos y adquieren un aspecto bandeado distintivo.

La mineralogía de las granodioritas es: cuarzo + plagioclasa + biotita ± muscovita ± feldespato potásico ± hornblenda + zircón + minerales opacos (Tabla 2). Invariablemente, el contenido de plagioclasa es mayor que el de ortoclasa, y el de biotita que el de muscovita. El anfibol sólo fue identificado en una muestra que carece de feldespato potásico y su contenido es menor que el de la biotita. El índice de color en todos los ejemplares es bajo (~5-10). La composición modal de una muestra sin deformar se lista en la Tabla 2.

La actitud estructural de este litodema contrasta con la de la milonita Arroyo Grande, pues las foliaciones tienden a ser N-S, $30^\circ E$ y las lineaciones $S40^\circ E$, 25° (Figura 3). La composición de las granodioritas leucocráticas es similar a la paragénesis 1 descrita para la milonita Arroyo Grande.

ENSAMBLE PLUTÓNICO POSTECTÓNICO

En la región situada al sureste de la falla La Paz (Figura 2), en la que se ha llamado la "provincia del Cabo" (Hausback, 1984), existen afloramientos extensos de rocas graníticas (*sensu lato*) sin deformar. Al oriente de La Paz, en el área situada al norte de la carretera a San Juan de los Planes (Figura 2), está presente una cuarzomonzonita caracterizada por la presencia de fenocristales grandes (3 cm) de feldespato, en una matriz de grano medio a grueso. A este plutón se le dio el nombre informal de granito Las Cruces (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988). Más hacia el sur, en la sierra de La Trincherita (Figura 2) afloran rocas plutónicas postectónicas similares en composición, que sólo difieren texturalmente del granito Las Cruces, pues carecen de fenocristales. En la porción nor-oriental de nuestra área de estudio, al este de los ranchos El Veladero y El Pintado (Figura 3), hay extensos afloramientos de rocas félsicas sin deformar que se cree sean cogenéticas con los plutones de las sierras de Las Cruces y La Trincherita, y con muchos otros que afloran en la provincia del Cabo. Otros vestigios de actividad magmática postectónica en la franja comprendida entre Todos Santos y la isla Espíritu Santo son los numerosos diques que en muchos lugares cortan la foliación en las tectonitas. Entre éstos destacan por su número las pegmatitas graníticas con granate, muscovita y turmalina, y los diques andesíticos, de color gris oscuro y grano fino. Estos últimos forman un enjambre notable, con rumbo N50°W, en la región de El Rebalse (Figura 3).

Granodiorita La Junta

El área principal de afloramiento de este plutón se encuentra al oriente de los ranchos El Veladero y El Pintado. Ahí se presenta en colinas suavemente redondeadas, como una roca intrusiva félsica, de grano fino a medio, de color crema amarillento, que comúnmente está profundamente intemperizada y cubierta por "grus". Al este de la falla de la Boca del Saucito, y en la región situada al sur del rancho El Pintado (Figura 3), se encuentra íntimamente entremezclado con la tonalita La Buena Mujer, como un enjambre de diques gruesos, comúnmente con espesores del orden de varias decenas de metros, que invaden a este último plutón sintectónico. La actitud general de los diques es N10-20°E, 80°SE y las rocas que los constituyen no están deformadas. Al oriente de la falla de la Boca del Saucito se observa un cambio notable en la geomorfología y la vegetación, pues el terreno es considerablemente más abrupto. Se cree que este cambio sea debido a que este bloque fue [o está siendo(?)] elevado respecto del área situada al occidente de la falla.

La composición mineralógica de esta unidad es cuarzo + plagioclasa + ortoclasa + biotita ± muscovita + apatita + zircón + esfena. La textura es invariablemente holocristalina, inequigranular-seriada, y el tamaño de grano oscila de fino a medio, siendo el primero el más común. De acuerdo con el contenido modal de cuarzo (20-30%), plagioclasa (55-57%), ortoclasa (15-20%) y biotita (5-7%), puede clasificarse como una granodiorita leucocrática (Tabla 2; Figura 12).

Las relaciones de contacto entre la granodiorita La Junta y otros litodemas del complejo cristalino señalan que ésta es posterior a la deformación milonítica asociada a las fallas mesozoicas, ya que los diques con la litología característica de

la granodiorita, así como los diques de pegmatita y aplita derivadas de ésta, comúnmente cortan la foliación milonítica y/o contienen xenolitos de rocas foliadas. Aún más, los diques de granodiorita leucocrática y de pegmatita, están emplazados en juegos conjugados de fracturas, cuya disposición geométrica (Figura 13) y presencia de fragmentos angulares (Figura 14), sugieren que el fracturamiento ocurrió bajo condiciones elásticas.



Figura 13.- Juego conjugado de diques de la granodiorita La Junta, emplazados en una microdiorita sin deformar. Se observa la presencia de xenolitos de la tonalita La Buena Mujer dentro de la microdiorita. Los diques, a su vez, tienen inclusiones de microdiorita.

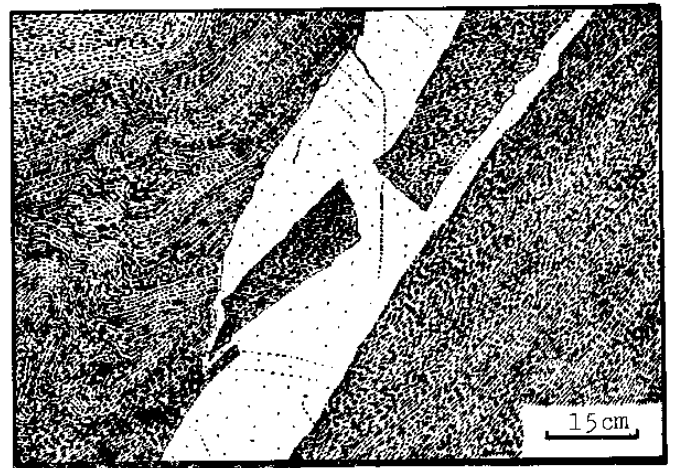


Figura 14.- Dique de la granodiorita La Junta emplazado en la tonalita La Buena Mujer, deformada intensamente. Se observa que el dique corta claramente la foliación en la roca encajonante y en la forma angular del xenolito.

El único rasgo de deformación dinámica observado en varias localidades dentro de este plutón, es la presencia de franjas de microbrecha coherente, con una estructura de flujo muy pobremente desarrollada. La actitud de estas franjas de microbrecha es NNE con inclinaciones entre 45 y 60° al NW. Por sus características texturales, se cree que estas rocas cataclásticas se hayan formado bajo condiciones de presión y temperatura intermedias entre las que prevalecieron durante la formación de la falla milonítica Arroyo Grande (Cretácico) y las fallas neotectónicas (Mioceno-Reciente), caracterizadas por salbanda y brechas incoherentes. La edad de este período

de fallamiento es incierta, pues estas microbrechas sólo fueron reconocidas dentro de la granodiorita La Junta.

Diques andesíticos El Rebalse

En la región de El Rebalse (Figura 3; localidad 20) se encuentra un enjambre de diques andesíticos que es claramente visible en las fotografías aéreas. Estas estructuras subvolcánicas (?) tienen un rumbo N50°W y su inclinación varía de 80° al NE a verticales. Su espesor oscila desde varias decenas de centímetros hasta 4 ó 5 m. Su expresión geomorfológica a rumbo puede ser trazada por alrededor de 3 km, y es subparalela a la falla neotectónica que limita a la porción meridional de la diorita El Veladero (Figura 3).

Estos diques son fácilmente identificables en el campo por su color gris medio a oscuro, su carácter marcadamente afanítico y por cortar claramente a la foliación y a los contactos geológicos en las rocas del complejo cristalino. Ocasionalmente, estas rocas son microporfídicas, siendo los microfenocristales de anfíbol, que a veces se disponen de tal forma que definen una débil lineación de flujo, paralela al rumbo de los diques y otras veces imitan la foliación en la roca encajonante. Petrográficamente, estas rocas son holocristalinas y de afaníticas a microporfídicas. El conjunto de minerales primarios es plagioclasa + hornblenda + biotita ± cuarzo ± esfena ± apatita ± minerales opacos. Usualmente los microfenocristales son de hornblenda, la cual es de color verde y presenta una gran cantidad de inclusiones opacas en sus núcleos. Rara vez se observa la plagioclasa como microfenocristales fuertemente zonados.

Se cree que estos cuerpos intrusivos hayan sido emplazados en fracturas de extensión. Por su textura y composición mineralógica, se considera que se hayan enfriado a profundidades someras y que correspondan al evento magmático del Terciario medio [Mioceno (?)].

DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS PLIOCÉNICO- PLEISTOCÉNICOS

En la porción central del área de estudio y al occidente de ella, afloran depósitos clásticos, continentales y marinos, sin consolidar. Con base en sus características, la secuencia se dividió en dos unidades. La más antigua es un depósito marino de aguas someras que se considera pudiera ser correlacionable con la Formación Salada (Heim, 1922). Sobre dicho depósito, yace discordantemente lo que informalmente se denomina aquí "grava Cerro la Bandera" (Figura 3; localidad 27).

FORMACIÓN SALADA (?)

En la margen septentrional del Arroyo Grande, al pie de la loma El Bayo Flojo (Figura 3; localidad 28) aflora la secuencia marina [Formación Salada (?)]. El depósito está constituido principalmente por arena fina y limo de colores verde y amarillo ocre, con abundantes fósiles marinos (dientes de tiburón). Interstratificados con ellos hay arenisca arcósica, de color de rosa, débilmente cementada y ligeramente conglomerática. En su conjunto, la secuencia es cíclica (Figura 15), con capas de arcosa conglomerática, hasta de 5 m de espesor, en la base de cada ciclo, seguida por estratos de arena fina de color ocre (~0.5 a 2 m), y por último, por bancos de arena y limo de color verde (3.0 m). El primero de los ciclos comienza con un

estrato (~1 m de espesor) de conglomerado polimítico bien cementado, con abundantes fragmentos de bivalvos y otros fósiles marinos y con clastos bien redondeados, hasta de 10 cm de diámetro, de rocas provenientes del complejo cristalino.

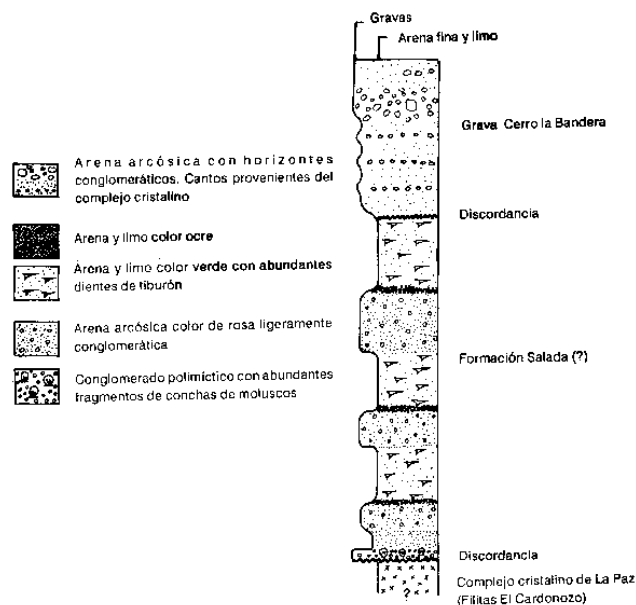


Figura 15.- Sección estratigráfica esquematizada de la secuencia pliocénico-pleistocénica (?), en el extremo meridional de la loma El Bayo Flojo.

GRAVA CERRO LA BANDERA

La grava Cerro la Bandera descansa discordantemente sobre la Formación Salada (?) en la loma El Bayo Flojo y directamente sobre rocas del complejo cristalino en los lomeríos situados al oriente de la Carretera 19 y al norte de Todos Santos (Figura 3). En el cerro La Bandera (Figura 3; localidad 27), donde el depósito se encuentra bien expuesto, aun cuando no aflora su base, consiste en arena arcósica, ligeramente conglomerática, de grano grueso a muy grueso y de color pardo rosado. La unidad presenta una estratificación burda (Figura 6) definida por horizontes donde se presentan numerosos cantos bien redondeados, de rocas provenientes del complejo cristalino y, en menor proporción, de rocas afaníticas que son interpretadas como de origen volcánico o subvolcánico. En esta misma localidad, hacia su cima, el depósito se hace de grano más grueso, predominando la grava con clastos hasta de 2 m de diámetro.

En su conjunto, toda la secuencia clástica del Plioceno-Pleistoceno (?) es deleznable, por lo que se encuentra surcada por numerosos arroyos y bajadas de agua, lo que imparte un aspecto de "malpaís" a los bordes de las regiones donde afloran (Figura 16). La superficie superior de las áreas cubiertas por la grava es plana y suavemente inclinada hacia el occidente, lo cual refleja la actitud general del depósito, que contrasta con la inclinación hacia el oriente de la secuencia marina.

SUMARIO Y CONCLUSIONES

Las rocas más antiguas de la región son los sedimentos en que fueron emplazados los plutones mesozoicos (115-65



Figura 16.- Depósito clástico continental, mal estratificado y sin consolidar, de la grava Cerro la Banderita. El afloramiento tiene una altura de 15 m.

Ma; Frizzell y Ort, comunicación escrita, 1984). Su edad exacta se desconoce porque hasta la fecha no han sido encontrados fósiles en ellas. Gastil y colaboradores (1978, fig. 1) indicaron la existencia "al sur de La Paz" de plutones con edades radiométricas (K-Ar, hornblenda) de 225 ± 5 y 335 ± 4 Ma; desafortunadamente estos autores omitieron dar la localización exacta de los intrusivos, por lo que es imposible saber si corresponden a alguna de nuestras unidades litodémicas. Con base en las edades radiométricas, la edad mínima de la secuencia sedimentaria pudiera ser cretácica temprana o paleozoica tardía (Figura 17). R. G. Gastil (comunicación escrita, 1988) consideró que sus edades paleozoicas pudieran ser erróneas, ya que ningún otro autor ha encontrado edades similares en el área de estudio.

Toda la secuencia sedimentaria sufrió metamorfismo regional de alta temperatura y baja presión (tipo Buchan) y fue casi totalmente recrystalizada, lo que borró las estructuras sinérgicas del protolito. Por lo tanto, la naturaleza y composición exacta de la secuencia sedimentaria precretácica (S₁; Figura 17), así como las relaciones entre sus unidades son desconocidas. Con base en la composición modal de los metasedimentos, se cree que la secuencia haya estado compuesta por lutita y arcosa feldespática, que se habrían transformado en la filita El Cardonozo y por grauvaca, marga y caliza impura que habrían originado al gneis Punta Lobos y al mármol Todos Santos, respectivamente. El protolito del gneis Punta Lobos pudo ser, en parte, de origen clástico (rudita), como lo indican algunas estructuras testigo (Figura 6). De acuerdo con las paragénesis minerales de esta anfibolita, el protolito fue una roca ígnea de básica a intermedia o una marga (Ehlers y Blatt, 1980, p. 582-585). Se prefiere lo segundo, debido a que en el gneis hay capas intercaladas de mármol impuro y a que algunas de las capas de filita y esquisto en el mármol Todos Santos tienen una composición mineralógica y textural intermedia entre la filita El Cardonozo y el gneis Punta Lobos.

Todas las rocas metasedimentarias de la región pueden calificarse como de grado medio, ya que en ninguna se encontró ni clorita ni cloritoide primarios. Aun en la filita de grano más fino, las micas primarias siempre son biotita y/o muscovita. Algunas de las paragénesis, como aquéllas en que coexisten andalucita y silimanita, o en las que se encuentra cordierita, o granate y andalucita, indican que, cuando menos, se alcanzó la parte media de la facies de anfibolita. En el gneis Punta Lobos,

todas las paragénesis, aun aquéllas que contienen epidota primaria, son consistentes con la facies de anfibolita (Ehlers y Blatt, 1980, p. 636). Prácticamente en todas las rocas en que se pudo estimar la composición de la plagioclasa, el contenido de anortita es mayor que 25%.

La información de que se dispone no permite trazar isógrads dentro del área cartografiada; sin embargo, de una manera cualitativa se considera que el grado metamórfico aumenta hacia el E o SE. Todos los metasedimentos que afloran sobre la Carretera 19, a la altura del Arroyo Grande (Figura 3; localidad 17) son filita con andalucita. Sólo se encontraron rocas con silimanita en las localidades 11, 12 y 18 (Figura 3), y con cordierita y granate en la localidad 19 (Figura 3).

La única roca que puede considerarse como de grado alto por contener la paragénesis: andalucita + silimanita + feldespato potásico + muscovita, se recolectó en la localidad 11 (Figura 3). Esta paragénesis es significativa porque en presencia de un fluido se cumplen las condiciones: (1) andalucita ↔ silimanita y (2) muscovita + cuarzo ↔ feldespato potásico + andalucita + H₂O, lo cual, para el sistema simplificado, sucede aproximadamente a 650°C y 3 kb (Ehlers y Blatt, 1980, p. 680). La presencia de andalucita y silimanita coexistiendo en la filita indica que al tiempo del metamorfismo el gradiente geotérmico pasaba por debajo del punto triple en el diagrama de fases de los aluminosilicatos (T ~ 500°C y P ~ 4.5 kb). Esto establece límites burdos a las condiciones de presión y temperatura durante el metamorfismo regional.

Las relaciones texturales entre los porfidoblastos y la foliación en la matriz indican que la andalucita, el granate y la hornblenda son pre- o sintectónicos (M₁, D₂; Figura 17), pues la foliación tiende a plegarse alrededor de ellos (Figuras 7 y 9). En las inmediaciones de los complejos estructurales del Arroyo Grande y la cañada El Oreganal, y en las pantallas de metasedimentos en ellos incluidos, es común encontrar que los porfidoblastos de andalucita (Figura 10) fueron a su vez deformados (D₃) y sufrieron metamorfismo regresivo a sericita (M₃). Los autores atribuyen esta deformación (D₃) a los movimientos a lo largo de las fallas mesozoicas (e. g., falla Arroyo Grande), los cuales debieron ocurrir después de la recrystalización (D₂, M₂) de los sedimentos, o al mismo tiempo que los pulsos tardíos del metamorfismo regional. En una muestra recolectada en las cercanías de la localidad 19 (Figura 3) se observó granate en forma de listón. La existencia de éste y de otros cristales deformados de andalucita (Figura 3 y 10) lejos de los principales complejos estructurales, sugiere la presencia de numerosas franjas de cizallamiento en la filita, pero sólo es posible reconocer a éstas en aquellos lugares donde existen porfidoblastos considerablemente rígidos, que pueden atestiguar la deformación (D₃). Cabe hacer notar que las foliaciones atribuidas a D₂ y D₃ son paralelas y que, aunque en el área estudiada hay variaciones en la actitud de la foliación, los contactos y las foliaciones son siempre paralelos entre sí, y los cambios de orientación se presentan gradualmente (Figura 3).

En algunas de las láminas delgadas fueron observadas pequeñas micas "cruzadas" a la foliación, con texturas helicíticas que sugieren un origen postectónico. Se cree que estas micas hayan crecido durante un evento térmico posterior a las deformaciones D₂ y D₃, posiblemente relacionado con el emplazamiento de los plutones postectónicos (I₃).

En el área estudiada acaecieron diversos períodos magmáticos y en cada uno de ellos hubo varias fases de inyección

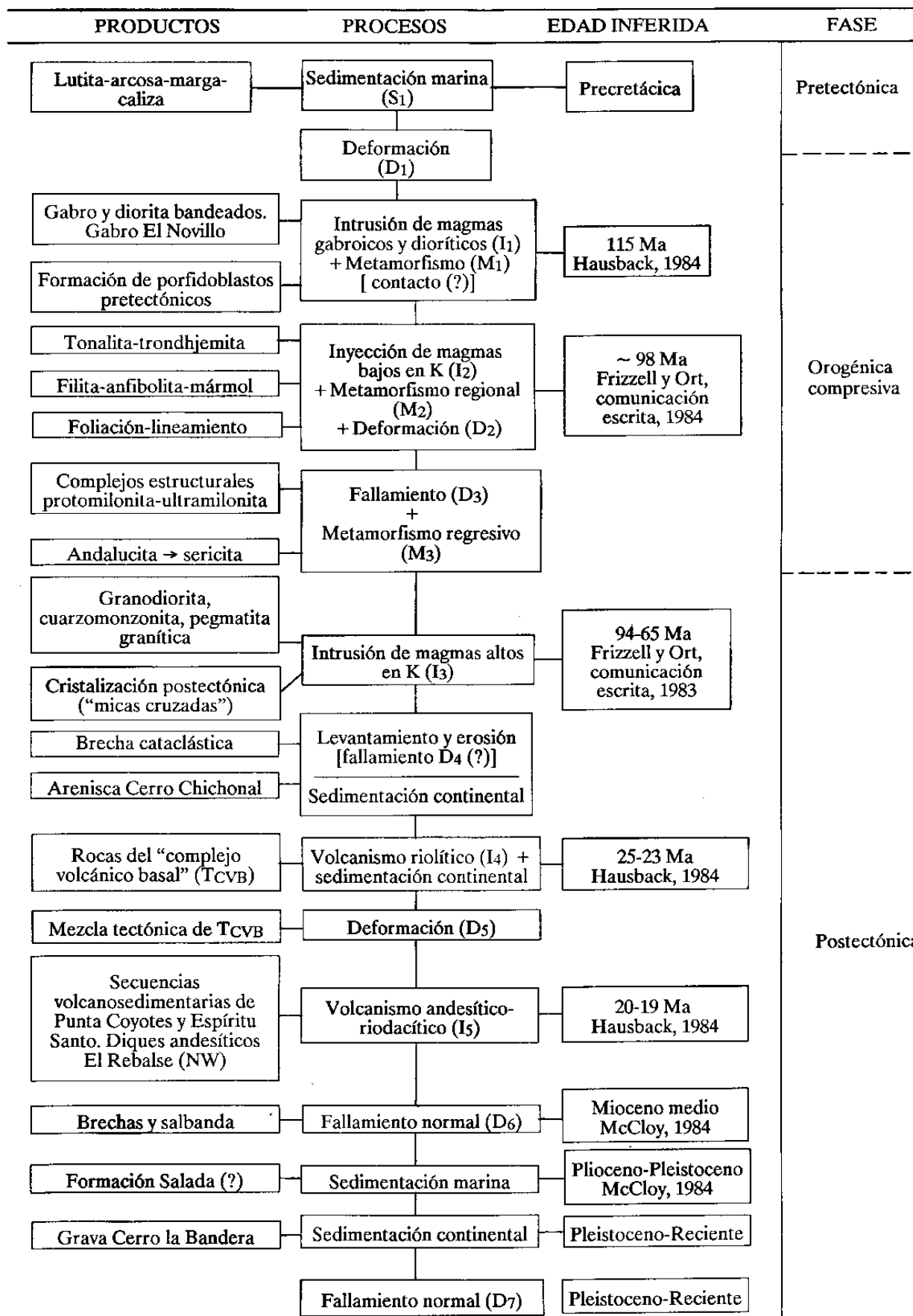


Figura 17.- Esquema evolutivo del complejo cristalino de La Paz en la región comprendida entre Todos Santos y la isla Espíritu Santo, B.C.S.

de magmas cogenéticos de composición diversa. El criterio principal empleado para diferenciar los períodos magmáticos fue el de la presencia o ausencia de deformación plástica. No siempre fue posible establecer si las estructuras de flujo fueron debidas a que el plutón se hubiera emplazado durante la deformación (D_2), o si las texturas miloníticas se deban a los efectos de las fallas mesozoicas (D_3). A grandes rasgos, se hace referencia a las rocas intrusivas deformadas plásticamente como "plutones pre- a sintectónicos" (Tabla 1). En general, éstas son rocas relativamente bajas en potasio (gabro-diorita-tonalita-trondhjemitita), mientras que los plutones cretácicos postectónicos son predominantemente granodioritas leucocráticas, cuarzomonzonitas, granitos y pegmatitas graníticas con granate y turmalina. Con base en las relaciones de campo, se sabe que la edad relativa de los intrusivos es: gabro-diorita (I_1 , 115 Ma; Hausback, 1984, p. 220), tonalita-trondhjemitita (I_2 , ~98 Ma; Frizzell y Ort, comunicación escrita, 1984), granodiorita leucocrática-cuarzomonzonita-pegmatita granítica (I_3 , <98, >65 Ma; Frizzell y Ort, comunicación escrita, 1984) y diques andesíticos [I_5 , Mioceno (?)].

Aunque los contactos de los gabros y las dioritas bandeados con sus rocas encajonantes (tonalita La Buena Mujer) no sean muy claros, se considera que estos plutones sean los más antiguos en el área de estudio y que hayan sido emplazados antes de D_3 . El hecho de que el bandeamiento primario sea casi vertical y, posiblemente, invertido indicaría que el área estudiada habría sufrido una deformación severa, posterior a su emplazamiento. La presencia ocasional de xenolitos de gabro bandeado dentro de la tonalita La Buena Mujer (Figura 18) indicaría que el primero es más antiguo. Es posible que estos intrusivos, parcialmente, hayan sobrevivido a las deformaciones D_2 y D_3 casi intactos gracias a sus propiedades mecánicas. En algunos lugares, como en las inmediaciones de la sierra El Novillo (Figura 2) hemos notado que las foliaciones se pliegan alrededor de ella, haciendo que en planta esta sierra semeje un gigantesco *shear pod*.

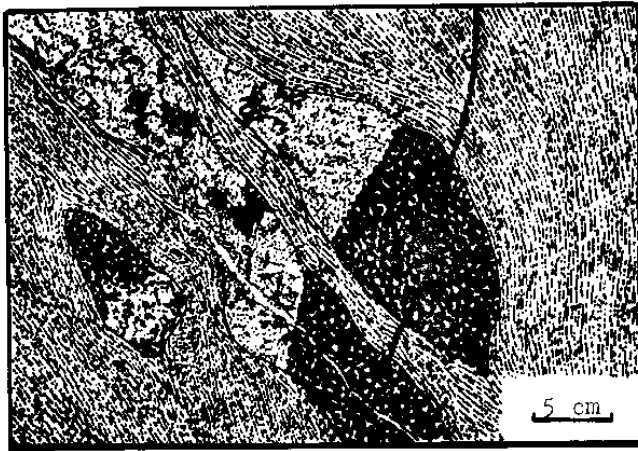


Figura 18.- Xenolitos de gabro bandeado sin deformar dentro de la tonalita La Buena Mujer, con una clara estructura de flujo.

La tonalita La Buena Mujer invariablemente presenta contactos concordantes con los metasedimentos. Usualmente, la foliación está mejor desarrollada hacia ellos, pasando de una protomilonita, con una foliación casi imperceptible, a una mi-

lonita con una excelente estructura de flujo. En las colinas situadas al SE de Todos Santos (Figura 3; localidad 10) se puede apreciar claramente que la tonalita forma diquestratos foliados, con espesores del orden de decenas de metros, emplazados concordantemente en el gneis Punta Lobos. Estas características han permitido considerar que las tonalitas sean sintectónicas con D_2 . Posiblemente, durante este mismo período magmático (I_2) se hayan emplazado rocas más diferenciadas (trondhjemitita y granodiorita leucocrática), ya que éstas fueron deformadas (D_3) al igual que la tonalita y los metasedimentos, para así constituir los complejos estructurales.

Entre los plutones postectónicos, que carecen de deformación penetrante interna, las rocas relativamente más ricas en potasio son volumétricamente las más importantes. Cerca de la boquilla de la presa La Buena Mujer (Figura 2; localidad 2) se observó que el granito de la sierra Las Cruces (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988) tiene un "borde enfriado" (*chilled margin*) en su contacto con la tonalita La Buena Mujer. En esa área es muy común observar diques de pegmatita granítica, emplazados en juegos de fracturas conjugados, cuya disposición geométrica sugiere que el fracturamiento se haya efectuado bajo condiciones elásticas (posiblemente a presión y temperatura menores que en la deformación milonítica D_3). Los diques con la litología característica de la granodiorita La Junta se presentan de una manera semejante a las pegmatitas graníticas (Figuras 13 y 14). En el complejo cristalino también hay juegos conjugados de diques pre- a sintectónicos. Éstos difieren claramente de los anteriores, tanto en su geometría como en su composición y estructura interna (Figuras 19 y 20).

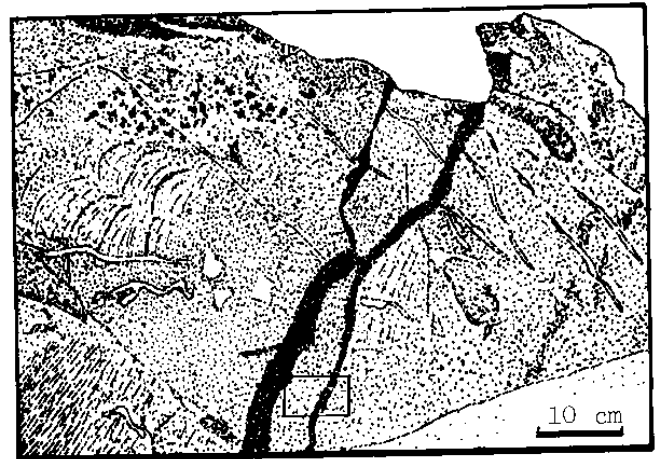


Figura 19.- Diques pre- a sintectónicos. Se observa que a pesar de ser un juego conjugado, su disposición es subparalela. Los diques, a su vez, están foliados. La Figura 20 es un acercamiento que muestra el área señalada en la parte inferior.

Los intrusivos postectónicos, y el complejo cristalino en general, sufrieron durante el Cenozoico varios períodos de fallamiento (D_4 - D_7). El movimiento en estas fallas generalmente fue normal y la presencia de brechas y salbanda sugiere que la deformación haya ocurrido a presiones y temperaturas bajas. La mayoría de estos eventos afectó a la cubierta volcánica del Mioceno (24-12 Ma; Hausback, 1984) en la porción septentrional de la falla de La Paz (isla Espíritu Santo y Punta Coyotes; Figura 2). En la granodiorita La Junta existen evidencias débiles de un período de fallamiento (D_4) cuyos productos tie-

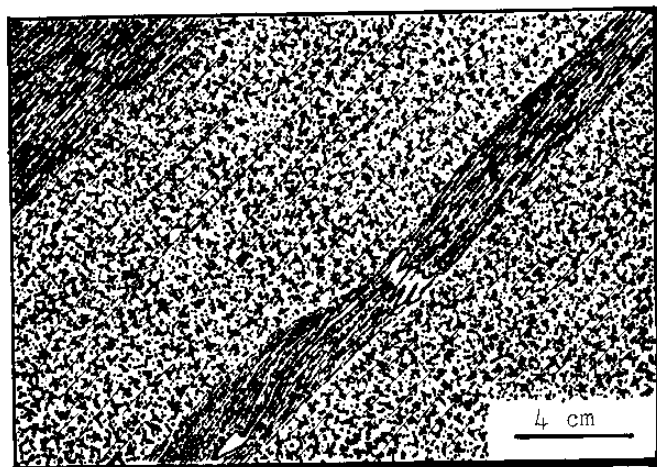


Figura 20.- Acercamiento del área señalada en la Figura 19.

nen características intermedias entre los de las fallas mesozoicas (Cretácico, <115, >98 Ma) y las fallas neotectónicas (Mioceno-Reciente). Éstas se presentan como franjas de brechas coherentes con una foliación desarrollada muy débilmente. Se ignora la edad de este evento, o si estas brechas correspondan a un nivel de exposición más profundo en fallas neotectónicas “tempranas”, aflorando en bloques que hayan sido elevados (y erosionados) considerablemente.

En la base de la loma El Bayo Flojo (Figura 3; localidad 28) afloran dos depósitos clásticos que junto con las rocas volcánicas del Mioceno permiten vislumbrar la complejidad de la tectónica extensiva y poner límites tentativos a la edad del fallamiento neotectónico en la región. Ambos depósitos fueron formados durante un período (Plioceno-Pleistoceno) en el que hubo gran aportación de sedimentos clásticos provenientes de la sierra de La Laguna (Figura 2), la cual posiblemente estaba siendo levantada como una serie de bloques de falla [NNE (?)]. Los ciclos en la secuencia marina [Formación Salada (?)], que se hacen más finos hacia arriba, indican que la línea de costa estaba avanzando tierra adentro y que periódicamente se recibían grandes cantidades de material detrítico continental, representado por las arenas arcósicas ligeramente conglomeráticas. El conglomerado y la coquina en su base se interpretan como un depósito de energía elevada, posiblemente de playa.

La grava del Cerro la Bandera es el producto de la regresión de la línea de costa y la acumulación de sedimentos continentales en abanicos aluviales situados al pie de bloques de falla. La arena conglomerática y los depósitos de grava representan un complejo de canales fluviales trenzados.

Después del depósito de la grava Cerro la Bandera, continuó el fallamiento normal [NNW (?)] y el movimiento diferencial de bloques en la región, lo que hizo que la loma El Bayo Flojo se elevara a lo largo del sistema de fallas La Vinatería-La Matanza (Figura 21) respecto al resto del sistema fluvial, resultando en el abandono de los abanicos de El Cardonozo, La Vinatería y el cerro Baturi (al norte del área mostrada en la Figura 21), su rápida disección y la formación de una extensa llanura de acumulación al oriente de ellos, la cual aún está recibiendo activamente sedimentos. Resulta notable que al este de la Carretera 19 e inmediatamente al norte del poblado de Todos Santos, la grava Cerro la Bandera (Figura 3) descansa directamente sobre rocas del complejo cristalino. Esto se in-

terpreta como evidencia de que estas áreas se encuentran sobre un bloque que al tiempo del depósito de la Formación Salada se hallaba relativamente levantado respecto al de la loma El Bayo Flojo. Sobre el bloque oriental sólo quedan algunos remanentes de la grava Cerro la Bandera, lo que parece indicar que este bloque se elevó más rápidamente que el primero durante el último período de fallamiento, que debió ocurrir durante el Pleistoceno-Reciente. Hausback (1984, p.234) afirmó haber visto una falla “cortando suelo al oeste de La Paz” y Molnar (1973) documentó movimiento con una “importante componente sinistral” a lo largo de la extensión submarina de la falla de La Paz, por lo que debe considerarse que las fallas neotectónicas de la región sean potencialmente activas.

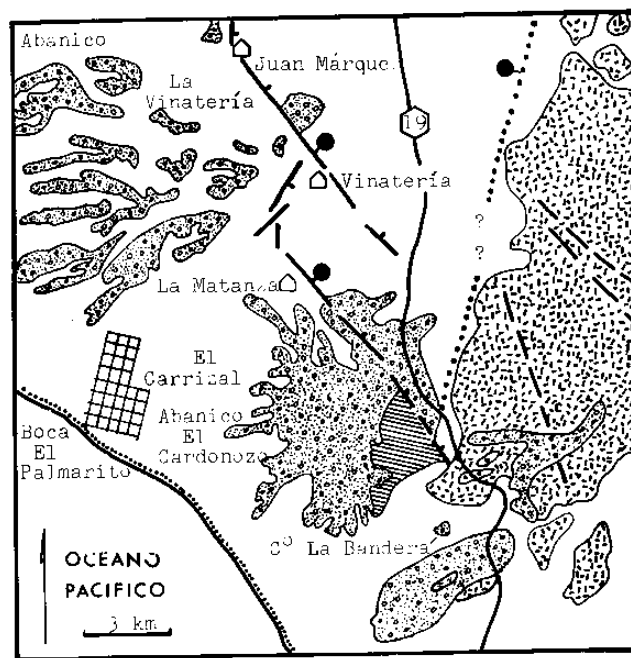
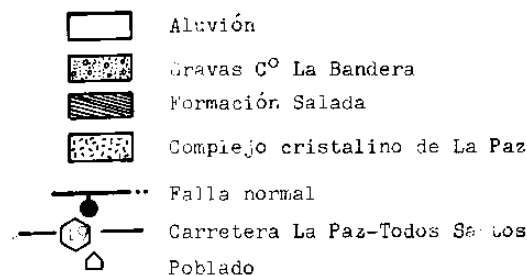


Figura 21.- Mapa geológico generalizado de la región situada inmediatamente al norte del área estudiada. En él se muestra las fallas neotectónicas principales (sistema Vinatería - La Matanza, NW) y se señala la posibilidad de la existencia de una falla con rumbo NE, sepultada bajo sedimentos recientes.

La historia geológica de la región es, sin duda, más compleja de lo que se deja entrever en los párrafos anteriores y en la Figura 17. El metamorfismo, la deformación plástica (D₂-D₃) y el emplazamiento de los plutones sintectónicos (I₂) ocurrieron simultáneamente y en pulsos sucesivos que modificaron, o borraron, casi todas las evidencias texturales o mineralógicas de los eventos previos. La deformación plástica, derivada de los movimientos en la falla Arroyo Grande y en otras

fallas mesozoicas (D_3), posiblemente haya sido contemporánea con las fases tardías de la deformación asociada al metamorfismo regional (D_2).

El esquema evolutivo del complejo cristalino de La Paz durante el Mesozoico (Figura 17) implica una sucesión de eventos con límites bien establecidos entre ellos. En realidad, los fenómenos a los que se ha hecho referencia, especialmente durante la fase orogénica, debieron suceder de una manera continua, sin hiatos y con traslapes frecuentes entre ellos. La interpretación de la evolución geológica de la región, se basó únicamente en la comparación megascópica de la mineralogía y la textura de las rocas de afloramientos aislados, por lo que sólo aquellas relaciones que se observó repetida y consistentemente fueron empleadas para construir el esquema evolutivo. En algunos afloramientos del basamento (Figura 22) se pudo advertir una complejidad mayor en los fenómenos, sólo que muchos de estos eventos son imposibles de distinguir en la mayoría de los afloramientos o de correlacionar a nivel regional.

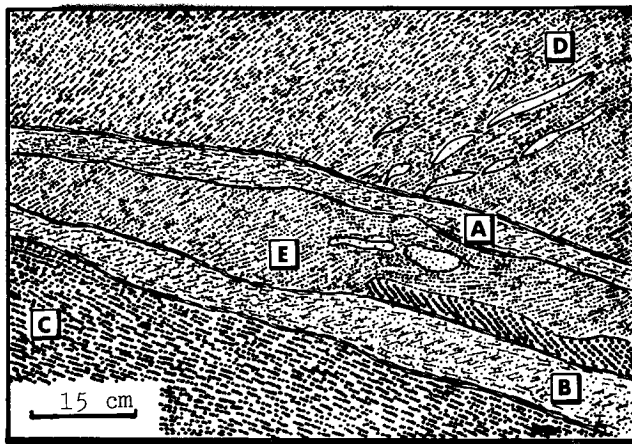


Figura 22.- En algunos afloramientos del complejo cristalino se puede apreciar una gran complejidad estructural. Aquí se muestra dos diques (A y B) de microdiorita, subparalelos y foliados en sus bordes, emplazados en la tonalita la Buena Mujer. La roca encajonante, en el ángulo inferior izquierdo (C), es de grano medio y tiene una foliación protomilonítica que es aproximadamente paralela a la actitud de los diques. En el ángulo superior derecho (D) se aprecia un cambio marcado en la actitud de la foliación y en el tamaño del grano. Se observa que en el área comprendida entre los diques, ambas litologías están presentes y que la foliación de la fase de grano fino se pliega alrededor del xenolito de grano medio (E). Este afloramiento fue estudiado en el arroyo La Muela, 400 m aguas arriba de La Junta.

Comparando la información obtenida en el estudio presente, con las descripciones de otros afloramientos del complejo basal precenozoico de la costa noroccidental de México, especialmente con la de la parte septentrional de la península de Baja California (Gastil *et al.*, 1975) y de la occidental de Sinaloa (Henry y Fredrikson, 1987), se concluye que algunas de las rocas metasedimentarias del complejo cristalino de La Paz (*e. g.*, la filita El Cardonozo) son similares en composición a las del "cinturón de lutita y arenisca (*shale and sandstone belt*), descrito por Gastil y colaboradores (1975, p. 21-23), y que estructuralmente el complejo cristalino de La Paz corresponde a la transición entre las zonas metamórfico-tectónicas 3 y 4 de estos mismos autores (*op. cit.*, p. 28), quienes las describieron de la manera siguiente:

Zona 3: "Esquisto, anfibolita y rocas afines de grado medio. Una buena parte de su fábrica premetamórfica aún existe, y ellas se encuentran íntimamente relacionadas con los plutones principales".

Zona 4: "Rocas en que la fábrica premetamórfica ha sido destruida. Las relaciones estructurales y la historia de enfriamiento sugerida por la relación K-Ar implican que han sufrido un soterramiento profundo y prolongado. Algunas muestras historias metamórficas complejas".

El "grano" estructural, mesozoico y neotectónico, en la zona de la falla de La Paz y, en general, en la provincia del Cabo, contrasta marcadamente con el del resto de la península (Beal, 1948) y el de otras áreas alrededor del Golfo de California (Henry, en prensa). En esta región se reconoció tres orientaciones preferentes de fallas neotectónicas, principalmente con movimientos de tipo normal, aunque también las hay con movimiento a rumbo u oblicuo. Con base en la cartografía de reconocimiento entre Todos Santos y la isla Espíritu Santo, se encontró juegos de fallas con orientación NNW a N-S, NE y WNW a NW, siendo su edad relativa aparente, de más antigua a más joven, en el orden en que se listan. En otras áreas (Sinaloa) alrededor del Golfo de California, se ha establecido (Henry, en prensa) que la tectónica extensiva comenzó durante el Oligoceno, con el emplazamiento de diques con orientación NNW. Posteriormente, hubo un pulso extensivo (<18, >8 Ma, Henry, en prensa) más intenso que causó fallamiento tipo *basin-and-range* con orientación dominante NW. Fallas contemporáneas asociadas a este período, con rumbo NE, son consideradas como zonas de acomodamiento entre áreas con diferentes grados de extensión. Colletta y Angelier (1981) registraron en la región de Bahía Concepción un evento pliocénico-cuaternario que causó un movimiento diestro a lo largo de fallas N40-80°W preexistentes y un fallamiento normal que produjo fosas tectónicas con orientación N-S. De acuerdo con Henry (en prensa) y con Colletta y Angelier (1981), el evento extensivo más importante es el que produjo las fallas NW, tipo *basin-and-range*, cuya culminación en la región fue la formación del protogolfo. En la región del Cabo esta orientación está representada pobremente, pues las estructuras más antiguas, como el sistema de fallas de Punta Coyotes (Figura 2; localidad 7), la falla de San Juan de los Planes y las fallas maestras de la fosa de San José del Cabo, tienen orientaciones NNW a N-S. Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988) han argumentado con base en la coincidencia entre la orientación de las foliaciones miloníticas y la de las fallas neotectónicas en la región de Punta Coyotes, que la clara anisotropía en el complejo basal, causada por la foliación metamórfica y por la estructura de flujo relacionada con las fallas miloníticas mesozoicas, ejerció un control en la orientación de las fallas neotectónicas principales de esa región. Para establecer con certeza la cronología de los eventos extensivos y la orientación de los sistemas de esfuerzos, será necesario efectuar un estudio detallado de las fallas neotectónicas.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se efectuó gracias a las aportaciones económicas de la Secretaría de Educación Pública (Dirección General de Investigación Científica y Superación Académica, de la Universidad Autónoma de Baja California Sur y de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Fernando Ortega-Gutiérrez, Virgil Frizzell, Brian Hausback, Greg Harper, Dante Morán y María Fernanda Campa visitaron el área de estudio y discutieron con los autores diversos aspectos del problema.

Se agradece especialmente la colaboración de Fernando Ortega-Gutiérrez y Virgil Frizzell. El primero acompañó a los autores al campo durante una semana y, con base en los afloramientos estudiados y en sus investigaciones previas en la región, bosquejó parte de la Figura 17; posteriormente, este esquema fue modificado y completado por los autores, por lo que los errores que en él se encuentren son responsabilidad de los mismos. Virgil Frizzell proporcionó un mapa con la localización y edad radiométrica (inédita en 1983) de las muestras por él estudiadas.

Fernando Ortega-Gutiérrez, Fred McDowell y Gordon Gastil revisaron el manuscrito y sugirieron modificaciones que mejoraron su contenido.

Varios estudiantes de la Universidad Autónoma de Baja California Sur participaron en el trabajo de campo en calidad de asistentes; entre ellos, merecen una mención especial por su entusiasmo y constancia, Aurelio Reyes, Ezequiel Lara, J. Cruz Sierra y Juan de Dios Pérez.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Altamirano, F. J., 1970, Exploración geológico-minera por oro y plata en la porción meridional de Baja California Sur: México, D. F., Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Seminario sobre exploración geológico-minera, 2, Memoria de las mesas redondas de información sobre exploraciones y resultados obtenidos en el sexenio 1965-1970, p. 183-206.
- Andel, F. H. van, y Shor, G. G., 1964, Marine geology of the Gulf of California: American Association of Petroleum Geologists Memoir 3, 408 p.
- Anderson, D. L., 1971, The San Andreas Fault: Scientific American, November 1971.
- Aranda-Gómez, J. J., 1973, Documentación geológica de las zonas áridas de México: San Luis Potosí, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, tesis profesional, 188 p. (inédita).
- , 1982, El basamento metamórfico en la región de Todos Santos, B.C.S.—Informe preliminar: México, D. F., Sociedad Geológica Mexicana, Convención geológica nacional, 6, Programa y Resúmenes, p. 103-104 (resumen).
- Aranda-Gómez, J. J., y Pérez-Venzor, J. A., 1986, Reconocimiento geológico de las islas Espíritu Santo y La Partida, Baja California Sur: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 103-116.
- , 1988, Estudio geológico de Punta Coyotes, Baja California Sur: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 1-21.
- , 1989, La evolución geológica del complejo cristalino mesozoico a lo largo de la zona de falla de La Paz, Baja California Sur: México D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre Geología Regional de México, 3, Memoria, p. 11-14 (resumen).
- Beal, C. H., 1948, Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, México: Geological Society of America, Memoir 31, 138 p.
- Bishop, A., 1916, Los minerales de El Triunfo y San Antonio, Distrito Sur de la Baja California: Boletín Minero, v. 2, no. 2, p. 55-61.
- Campa, M. F. y Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- Carrillo-Chávez, A., 1986a, Geomorfología y algunos plutones concéntricos del borde oriental de la sierra de La Laguna, B.C.S.: México, D. F., Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 8, Resúmenes, p. 105-106 (resumen).
- , 1986b, Terrenos tectono-estratigráficos de la parte sudoccidental del Bloque Cabo San Lucas, B.C.S.: México, D. F., Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 8, Resúmenes, p. 68.
- , 1987, Deformación plástica-cristalina en los gneisses-miloníticos de San Pedrito, al sur de Todos Santos, B.C.S.: Geos, núm. extraordinario, reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana (resumen).
- Carrillo-Chávez, A., y Gaytán-Morán, J., 1986a, Mapa preliminar estructural del Bloque de La Paz-Cabo San Lucas, B.C.S.: Geos, núm. extraordinario, reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, p. 15 (resumen).
- , 1986b, Modelo geométrico tridimensional para la evaluación tectónica del Graben de La Paz, B.C.S.: Geos, núm. extraordinario, reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, p. 16 (resumen).
- Comisión Exploradora del Pacífico, 1922, Exploración en la Península de Baja California: Instituto Geológico de México, Bol. 39, p. 1-109.
- Colletta, B., Angelier, J., 1981, Faulting evolution of the Santa Rosalía Basin, Baja California Sur, Mexico, in Ortlieb, Luc, y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Geology of northwestern Mexico and southern Arizona: Hermosillo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 265-274.
- DEGETENAL, 1981, [Hoja] La Paz: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección General de Geografía del Territorio Nacional, carta geológica, escala 1:1'000,000.
- Del Castillo, Antonio, 1861, Riqueza mineral de la República; Artículo I, Península de la Baja California: México, Imprenta de J. Cumplido, 46 p.
- , 1916, Descripción de los distritos de minas de San Antonio, Triunfo, Las Vírgenes y Cacachilas, ubicadas al sur de La Paz, capital del territorio de la Baja California: Boletín Minero, v. 2, núm. 9, p. 501-511.
- Díaz-Lozano, E., 1922, Sierra del Novillo o Trinchera, Distrito Sur, Baja California, in Comisión Exploradora del Pacífico, Exploración en la Península de Baja California: Instituto Geológico de México, Bol. 39, p. 71-93.
- Ehlers, E. G., y Blatt, H., 1980, Petrology—igneous, sedimentary and metamorphic: San Francisco, Freeman, 732 p.
- Fry, N., 1984, The field description of metamorphic rocks: The Geological Society of London Handbook Series, 110 p.
- Gastil, R. G., Morgan, G. J., Krummenacher, Daniel, 1978, Mesozoic history of peninsular California and related areas east of the Gulf of California, in Howell, D. G., y Mc Dougall, K.A., eds., Mesozoic paleogeography of the western United States: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Pacific Coast Paleogeography Symposium, 2, p. 101-116.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., y Allison, E. C., 1975, Reconnaissance geology of the State of Baja California: Geological Society of America Memoir 140, 170 p.
- Hamilton, W., 1969, Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle: Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 2409-2430.
- , 1971, Recognition on space photographs of structural elements of Baja California: U. S. Geological Survey Professional Paper 718, 26 p.
- Hausback, B. P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V. A., ed., Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. 39, p. 219-236.
- Heim, Arnold, 1922, Notes on the Tertiary of southern Lower California (Mexico): The Geological Magazine, v. 59, núm. 12, p. 529-547.
- Henry, C. D., y Fredrikson, Goran, 1987, Geology of part of southern Sinaloa, Mexico, adjacent to the Gulf of California: Geologic Society of America, Map and Chart Series MCH063, 14p.
- Henry, C. D., en prensa, The Cenozoic basin and range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin.
- Higgins, M. W., 1971, Cataclastic rocks: U. S. Geological Survey Professional Paper 687, 97 p.
- Lozano-Romen, F., 1975, Evaluación petrolífera de la Península de Baja California, México: Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 27, nos. 4-6, p. 104-329.
- McCloy, C., 1984, Stratigraphy and depositional history of the San José del Cabo trough, Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V. A., ed., Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. 39, p. 267-273.
- Molnar, Peter, 1973, Fault-plane solutions of earthquakes and direction of motion in the Gulf of California and on the Rivera fracture zone: Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 1651-1658.
- Normark, W. R., y Curray, J.R., 1968, Geology and structure of the tip of Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 79, p. 1589-1600.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983, North American Stratigraphic Code: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 841-875.
- Ortega-Gutiérrez, Fernando, 1982, Evolución magmática y metamórfica del complejo cristalino de La Paz, Baja California Sur: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 6, Programa y Resúmenes, p. 90 (resumen).
- Pantoja-Alor, Jerjes, y Carrillo-Bravo, José, 1966, Bosquejo geológico de la región Santiago-San José del Cabo, Baja California: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 18, p. 1-12.
- Peña, M., 1920, Informe sobre la visita de inspección practicada a la región minera de El Triunfo y San Antonio, Distrito Sur de la Baja California: Boletín Minero, v. 9, núm. 1-2, p. 4-17.
- Pérez-Venzor, J. A., y Aranda-Gómez, J. J., en preparación, Geología de la Sierra del Novillo y de la región de El Triunfo y San Antonio, B. C. S.
- Rusnak, G. A., Fisher, R.J., y Shepard, F. P., 1964, Bathymetry and faults of Gulf of California, in Andel, F. H. van, y Shor, G. G., eds., Marine geology of the Gulf of California: American Association of Petroleum Geologists Memoir 3, p. 59-75.
- Shepard, F. P., 1973, Submarine geology (3ª ed.): Nueva York, Harper and Row, 89 p.
- Simpson, C., 1984, Borrego Springs-Santa Rosa mylonite zone—a Late Cretaceous west-directed thrust in southern California: Geology, v. 12, p. 8-11.

- Simpson, C., y Schmid, S. M., 1983, An evaluation of the sense of movement in sheared rocks: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 1281-1288.
- Streckeisen, A. L., 1976, To each plutonic rock its proper name: Earth-Science Reviews, v. 12, p. 1-33.
- Wise, D. U., Dunn, D. E., Engelder, J. I., Geiser, P. A., Hatcher, R. D., Kish, S. A., Odom, A.L., y Schamel, S., 1984, Fault-related rocks—suggestions

for terminology: Geology, v. 12, p. 391-394.

Manuscrito presentado: 24 de agosto de 1988

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 15 de agosto de 1989

Manuscrito aceptado: 1 de septiembre de 1989