

Capítulo 1. Introducción.

1.1. Introducción.

Para comprender el magmatismo en márgenes convergentes se investigan cada uno de los procesos físicos y químicos que lo conforman, cómo y dónde se generan, evolucionan y emplazan los diferentes tipos de magmas que integran la corteza. Para ello, se analizan los rasgos y detalles geológicos y geoquímicos que éstos presentan para poder inducir conclusiones que en conjunto den una idea de todo el proceso magmático.

La existencia de un arco magmático se manifiesta por la presencia de edificios y productos volcánicos en un nivel cortical superior y la exposición de plutones y batolitos en un nivel cortical inferior. El estudio de los plutones permite entender características y procesos ígneos que no es posible identificar con los productos volcánicos del mismo arco. El estudio de los plutones y batolitos es importante por el inmenso volumen expuesto que permite identificar una gran diversidad de rocas. El estudio de fases gabroicas presentes en algunos plutones es importante porque permite entender el papel de magmas máficos en la generación y evolución de batolitos calci-alcalinos y por lo tanto de arcos magmáticos. El entender la génesis de dicho magmatismo en la costa pacífica de México permite conocer la geodinámica en la que se produjo la corteza continental actual, cuáles son las características del basamento y mediante qué procesos se generaron los magmas de arco durante el Cretácico-Paleógeno en un sector del sur de México. En este trabajo, se estudia la petrogénesis de las rocas gabroicas del intrusivo de Jilotlán, Jalisco así como un gabro de Tepalcaltepec, Michoacán y dos de Manzanillo, Colima, para comprender el magmatismo máfico en la parte central de los plutones cordillerianos de México.

1.2. Antecedentes y trabajos previos.

La margen pacífica de México se caracteriza por la existencia de un gran arco magmático que se extiende desde el estado de Baja California y Sonora hasta el estado

de Chiapas evidenciado por la presencia de una cadena continua de plutones y batolitos a lo largo de la costa y una cadena discontinua de aparatos volcánicos hacia el interior del continente. La cadena de plutones y batolitos desde Baja California hasta Oaxaca tiene edades obtenidas por varios métodos geocronológicos del Cretácico Tardío al Mioceno Temprano (~103-20 Ma) que decrecen con una orientación aproximada NW-SE, paralela a la costa actual (Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1999; 2000). En Jalisco, Colima y Michoacán las edades de los cuerpos plutónicos y algunas volcánicas son en general del Cretácico Tardío al Paleoceno (Schaaf, 1990; Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 2000; 2005). Al sureste de Manzanillo las rocas son en su mayoría Terciarias (<65 Ma¹; Morán-Zenteno et al., 2000) aunque se han reconocido intrusivos y rocas volcánicas de menor volumen en Guerrero y Estado de México entre los meridianos 99° y 100° con edades entre el Maastrichtiano y Eoceno (~70-34 Ma; Morán-Zenteno et al., 2005 y referencias incluidas) cuya existencia no se ha explicado satisfactoriamente en los modelos geodinámicos propuestos debido a sus edades.

Un rasgo importante es el carácter truncado oblicuo de dicha margen y la migración del magmatismo hacia el NW-SE antes mencionada (Schaaf et al., 1995). Dichos autores lo explican como el resultado de cambios en la geodinámica de las placas de Farallón, Norteamérica y el Caribe. La zona de subducción del Cretácico-Terciario con una orientación NNW-SSE ó N-S (Morán-Zenteno et al., 2005) tuvo un incremento en la velocidad de convergencia y consecuente disminución del ángulo de subducción de la placa oceánica de Farallón con respecto a la continental de Norteamérica provocando una migración hacia el este del magmatismo seguido de un levantamiento y truncamiento de la margen continental originado por la conjunción de distintos factores en distintos segmentos (Schaaf et al., 1995; 2000; Schaaf, 2002):

1. Erosión por subducción por el incremento en la velocidad de convergencia de la placa Farallón respecto a Norte América (de ~100 a 40 Ma).

¹ Todos los límites de las edades (etapas) en millones de años (Ma) de este trabajo, cuando no se reportaron edades puntuales, se obtuvieron utilizando los valores reportados en la Carta Estratigráfica Internacional 2008. También se utilizaron dichos valores para obtener las etapas cuando sólo se reportaron las edades puntuales.

2. El posible desplazamiento lateral izquierdo del Bloque Chortís hacia el SE por el desarrollo de la placa del Caribe desde el Eoceno Tardío ($\sim \leq 40$ Ma; Schaaf et al., 1995 y referencias incluidas).
3. El movimiento lateral derecho de la parte sur de la Península de Baja California en su migración hacia el NW al separarse del Bloque Jalisco cuando se abre el Golfo de California (comienza hace ~ 6 Ma).

De Puerto Vallarta a Zihuatanejo, la separación de la parte sur de la Península de Baja California del Bloque Jalisco es el factor que probablemente tuvo mayor impacto en la parte norte de este segmento; mientras que erosión por subducción tuvo un papel importante en la parte sur.

De Acapulco a Huatulco, el desplazamiento del Bloque Chortís y el punto triple hacia su posición actual; así como erosión por subducción tuvieron mayor influencia. El paso del punto triple explicaría la migración del magmatismo al este en este segmento (Schaaf et al., 1995; Moran-Zenteno et al., 1999; 2000).

La extinción del magmatismo ocurrió gradualmente desde el Oligoceno hasta el Mioceno Temprano ($\sim 34-20$ Ma) por el cese de la subducción y colisión de la cordillera del Pacífico Oriental con la margen occidental de la placa de Norteamérica (Morán-Zenteno et al., 1999; 2000). Después de ese periodo hubo una ausencia en el magmatismo a lo largo de la costa pacífica (Schaaf et al., 1995). La placa de Farallón fue fragmentada de diferentes maneras hasta formarse las actuales placas de Rivera y Cocos (Mammerickx y Klitgord, 1982), la subducción de las cuales comienza al menos desde el Mioceno Temprano (< 23 Ma) y genera la actual Faja Volcánica Trans Mexicana que según Ferrari et al. (1994) tiene un rango de edades de 16 Ma al Cuaternario.

Las rocas que componen la cadena continua de plutones en la margen pacífica tienen composiciones que van de gabros a cuarzo-monzodioritas a tonalitas y de granodioritas a granitos. Los granitos con mayor cantidad de sílice y ricos en feldespatos potásicos son más comunes en Puerto Vallarta, mientras que plagiogranitos y gabros han sido observados solamente en Manzanillo y Jilotlán (Schaaf, 1990; Schaaf et al., 1995).

Morán-Zenteno et al. (2000) plantean que el grado de diferenciación y contaminación cortical durante la generación de los magmas pudo estar determinado por el régimen de deformación: rocas del noreste de Guerrero y sur de Morelos son más silíceas que las contemporáneas del noroeste de Oaxaca las cuales muestran una tectónica transtensional de fallas laterales y episodios de hundimiento; éstos últimos tal vez asociados al adelgazamiento de la corteza.

Estudios de geoquímica, isotopía y geocronología de granitoides realizados por Schaaf et al. (1995) y Schaaf et al. (2000) muestran variaciones en contenido de sílice que van de 76.9 a 47.3 % en peso, correlación de SiO_2 contra K_2O que indica un carácter calci-alcalino, y una afinidad de arco volcánico (VAG) en el diagrama de Pearce et al. (1984) de Y+Nb contra Rb . Los índices de saturación de alúmina ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ molar) presentan valores menores a 1.1, lo que indica que las muestras corresponden a granitos tipo I.

Las rocas magmáticas del sur de México se emplazan sobre un mosaico de basamentos de naturaleza y edad muy distinta. Si se utiliza la nomenclatura de Campa y Coney (1983) se puede generalizar que los terrenos tectonoestratigráficos Mixteca y Oaxaca son el núcleo del basamento premesozoico y que están limitados al oriente por el Terreno Juárez (su basamento es Jurásico-Paleozoico), al occidente por el Terreno Guerrero (su basamento es Triásico-Jurásico) y al sur por el Terreno Xolapa (Morán-Zenteno et al., 2005; Ortega-Gutiérrez, clase 2008).

Las rocas magmáticas mesozoicas del sur de México, tienen relaciones isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciales de 0.7035 a 0.7055 con el mayor número entre 0.7039 y 0.7046 mientras que los valores iniciales de ϵNd varían típicamente de +0.5 a +5.7 con la mayoría de los valores entre +1 y +3 (Morán-Zenteno et al., 1999; 2000 y referencias incluidas). Valores de hasta +7 se encuentran en los gabros de Jilotlán, Jalisco (Schaaf, 1990); de +5 en la zona de Tilzapotla, Morelos (Morán-Zenteno et al., 2004) y de hasta -3 se observan en los plutones de Puerto Escondido (Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996). El batolito de Puerto Vallarta, en su parte oriental, presenta valores de ϵNd de hasta ~ -7 y valores más altos de Sr (Schaaf, 1990; en Morán-Zenteno et al., 2005).

Las edades modelo (T_{DM}) entre 1.55 Ga (Puerto Vallarta) y 0.3 Ga (Manzanillo) indican la existencia de diferentes basamentos (Schaaf et al., 1995; Schaaf, 2002).

El rango de valores isotópicos de Sr y Nd para las rocas magmáticas del sur de México es similar al de la Sierra Madre Occidental, mientras que el rango de los de Pb indican una fuente de contaminación cortical más homogénea que para la Sierra Madre Occidental (Morán-Zenteno et al., 2000; 2005).

Morán-Zenteno et al. (1999; 2000) plantean la poca variación en los datos isotópicos de Sr y Nd en el magmatismo del norte y sur de México como evidencia de distintos grados de cristalización fraccionada y baja influencia cortical (contaminación o fusión de corteza continental antigua) en los magmas provenientes del manto, en comparación de los valores de la Cordillera Norteamericana. Esto puede deberse a un mayor régimen de temperatura provocando una mayor fusión de la corteza inferior y/o corteza más antigua para ésta que el norte y sur de México.

Sin embargo, el Terreno Guerrero, cuyo basamento es de naturaleza continental y oceánica más joven, muestra los valores magmáticamente más primitivos: Manzanillo, Jilotlán, Petatlán-Papanao, Punta San Telmo; aunque hay variación a lo largo del terreno por asimilación de corteza de diferente naturaleza. Dichos valores pueden indicar una fuente mantélica poco modificada desde su fusión y que además pudo estar menos enriquecida por componentes de subducción que las rocas de otras localidades (Morán-Zenteno et al., 2000).

Plagiogranitos, gabros y rocas ultramáficas están presentes, en pocas ocasiones, en el magmatismo del sur de México.

En Jalisco, los gabros de la carretera Barra de Navidad-La Huerta con edades de 70 Ma obtenidas por una isocrona de varias muestras por Rb-Sr (Schaaf, 2002 y referencias incluidas), son muy similares a los del cuerpo máfico Compuertas de 67 ± 1 Ma obtenidas por ablación láser en zircones por U-Pb (Panseri, 2007), lo que corrobora que se trata de un mismo plutón, el de Cihuatlán-Manzanillo, idea planteada por Schaaf (2002).

En Jilotlán, Jalisco Schaaf (1990) analizó plagiogranitos y gabros. La edad de los plagiogranitos fue de ~70 Ma obtenida por una isocrona de Rb-Sr de varias muestras. Las firmas isotópicas iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tuvieron un rango de 0.70315 a 0.70377 y las de $\epsilon\text{Nd} +7$ a $+3.5$. Los valores más primitivos corresponden a dos muestras de gabros.

Delgado-Argote et al. (1992) estudiaron en la región al sur de Zihuatanejo dioritas, gabros y rocas ultramáficas (dunita-clinopiroxenita) en Petatlán-Papanoa y El Tamarindo. Éste último cuerpo ultramáfico tiene edades $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ en hornblendas de ~112 Ma.

1.3. Objetivos.

El área de Jilotlán, Jalisco, presenta gabros con variaciones texturales que son intrusionados por plagiogranitos que van de cuarzo-dioritas a granitos. Hay una serie de diques máficos y félsicos asociados cuyas relaciones de contacto indican episodios durante y después de la intrusión. La roca encajonante a nivel local es una secuencia volcanosedimentaria del Cretácico Superior al Paleoceno (130-93 Ma; Centeno et al., 2003). El entender este sistema magmático en general es de interés para comprender la naturaleza de rocas primitivas en esta región del sur de México.

Schaaf (1990) estudió dichas rocas en su conjunto, pero el propósito de este trabajo es el estudio detallado del papel que tiene los gabros en la evolución de una serie de plutones con las firmas isotópicas más primitivas de todo el cinturón plutónico reportadas en el Terreno Guerrero así como en la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

Algunas de las cuestiones a resolver son:

1. ¿La parte gabroica del plutón de Jilotlán, Jalisco es contemporánea y cogenética a los granitoides?
2. ¿Cuáles fueron los procesos magmáticos y las fuentes involucradas en la generación de dichos gabros?

3. ¿Hay alguna relación genética de los gabros de Jilotlán con los de Tepalcaltepec, Michoacán y Manzanillo, Colima?
4. ¿Cuál es la implicación de la edad y las características geoquímicas de los gabros en el contexto geológico local y regional?

Para resolver las cuestiones arriba enumeradas se plantearon y realizaron los siguientes objetivos con la utilización de la geoquímica como principal herramienta:

1. Ubicar la distribución, mediante la realización de un mapa geológico, de los diferentes afloramientos de gabros que se encuentran en el área entre Tecalitlán y Jilotlán, Jalisco.
2. Describir petrográficamente los diferentes tipos de gabros que afloran, los diques máficos asociados a éstos, así como el contacto de los granitoides con la roca encajonante.
3. Analizar los elementos mayores, traza y las relaciones isotópicas Rb-Sr y Sm-Nd de diez muestras para caracterizar los gabros y un granitoide a nivel local como regional, con la modelación de algunos procesos que pudieron generarlos a partir de una fuente común.
4. Fechar los gabros mediante el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en hornblenda y por U-Pb con ablación láser (LA-MC-ICP-MS) en zircones.