

01179

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE  
MÉXICO**

2  
23

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**GEOCRONOLOGÍA Y PALEOMAGNETISMO DE ROCAS  
INTRUSIVAS Y VOLCANICAS DEL ÁREA DE  
HUAJUAPAN DE LEÓN, OAXACA**

**TESIS QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:**

**MAESTRO EN INGENIERÍA (EXPLORACIÓN)**

**PRESENTA :**

**GALINA HIDALGO, SERGIO MARTÍN**

**1996**

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

01179

2

2j

**GEOCROLOGIA Y PALEOMAGNETISMO  
DE ROCAS INTRUSIVAS Y VOLCANICAS  
DEL AREA DE HUAJUAPAN DE LEON, OAXACA.**

**SERGIO MARTIN GALINA HIDALGO**

Maestría en Ingeniería (Exploración)

1996

INDICE	
RESUMEN	1
I.- INTRODUCCION	3
1.1.- OBJETIVOS Y JUSTIFICACION DEL ESTUDIO	7
II.- ESTRATIGRAFIA DEL AREA	11
2.1.- PALEOZOICO INFERIOR	
2.1.1.1.- COMPLEJO ACATLAN	15
2.2.- MESOZOICO	
2.2.1.- JURASICO MEDIO	
2.2.1.1.- FORMACION TECOMAZUCHIL	17
2.2.2.- JURASICO SUPERIOR	
2.2.2.1.- FORMACION CHIMECO	19
2.2.2.2.- FORMACION MAPACHE (SABINAL)	20
2.2.2.3.- UNIDAD SOLANO	21
2.2.3.- CRETACICO MEDIO	
2.2.3.1.- FORMACION TEPOSCOLULA	22
2.2.3.2.- INTRUSIVOS CRETACICOS MUESTREADOS	23
2.3.- CENOZOICO	
2.3.1.- TERCIARIO INFERIOR	
2.3.1.1.- FORMACION HUAJUAPAN	25
2.3.2.- TERCIARIO MEDIO-SUPERIOR	
2.3.2.1.- TOBA LLANO DE LOBOS	28
2.3.2.2.- TOBA CERRO VERDE	28
2.3.2.3.- ANDESITA YUCUDAAC	29
2.3.2.4.- ANDESITA SAN MARCOS	29
2.3.2.5.- UNIDAD AHUEHUETITLAN	30
2.3.2.6.- ANDESITA BASALTICA CHILA	30
2.3.2.7.- DESCRIPCION DE LAS ROCAS IGNEAS MUESTREADAS EN LA ZONA DE ESTUDIO	31
2.3.3.- CUATERNARIO	35
III.-METODOLOGIA K-Ar Y RESULTADOS DEL AREA	
3.1.- INTRODUCCION	36
3.2.- GENERALIDADES	36
3.3.- METODO K-Ar	37
3.4.- METODOS ANALITICOS	41

<b>IV.- PRINCIPIOS DE PALEOMAGNETISMO Y RESULTADOS DEL AREA</b>	
4.1.- INTRODUCCION	52
4.2.- GENERALIDADES	53
4.3.- METODOS ANALITICOS	55
<b>V.- DISCUSION</b>	
5.1.- EDADES MESOZOICAS	70
5.2.- ROCAS CENOZOICAS	78
5.3.- RELACION ENTRE VULCANISMO Y PLUTONISMO	84
<b>VI.- CONCLUSIONES</b>	88
<b>VII.-BIBLIOGRAFIA</b>	91
<b>ANEXO 1 DIAGRAMA DE PASOS DEL LABORATORIO K-Ar</b>	96
<b>ANEXO 2 ESTUDIOS PETROGRAFICOS DE LAS MUESTRAS</b>	98

## INDICE DE TABLAS Y FIGURAS

Fig. 1.1.-	División tectonoestratigráfica del sur de México	4
Fig. 1.2.-	Diferentes reconstrucciones para Pangea	5
Fig. 2.1.-	Localización del Area de Estudios	12
Fig. 2.2.-	Area de Estudio	13
Tabla 2.1.-	Tabla de Correlación Estratigráfica	14
Fig. 2.3.-	Localización de los puntos de muestreo	24
Fig. 2.4.-	Sección del Cerro de las Tres Coronas	32
Fig. 3.1.-	Determinación de Edad por el Método K-Ar.	43
Tabla 3.1.-	Lista de minerales fechados por K-Ar.	44
Tabla 3.2.-	Tratamiento de las muestras	46
Tabla 3.3.-	Cálculo del porcentaje de Potasio	48
Fig. 3.2.-	Sistema de extracción de Argón	49
Tabla 3.4.-	Edades Calculadas	51
Fig. 4.1.-	Escala de inversiones de polaridad para el Cenozoico y Mesozoico	56
Tabla 4.1.-	Mediciones de la Magnetización Remanente Natural (MRN)	58
Fig. 4.2.-	Intrusivos Cretácicos (MRN)	59
Fig. 4.3.-	Lavas Tres Coronas (MRN)	60
Fig. 4.4.-	Intrusivos Oligocénicos (MRN)	61
Fig. 4.5.-	Diagrama de Zijdeveld piloto CH2	63
Fig. 4.6.-	Diagrama de Zijdeveld piloto CH3B	64
Fig. 4.7.-	Diagrama de Zijdeveld piloto CH5A	65
Fig. 4.8.-	Diagrama de Zijdeveld piloto ZA1	66
Fig. 4.9.-	Diagrama de Zijdeveld piloto ZA8A	67

Fig. 4.10.-	Diagrama de Zijderveld piloto LC2D	68
Tabla 4.2.-	Polaridades y Edades de los Sitios Seleccionados	69
Tabla 5.1.-	Rango de las Anomalías Magnéticas 83 a 141 M.a.	76
Fig. 5.1.-	Sección hipotética de los volcanes Mauna Loa y Kilauea	86
Fig. 5.2.-	Profundidades calculadas para las cámaras magmáticas someras	87

A Panty, Blanca Nieves y sus doce enanos...

Con todo el corazón para mi esposa María Dolores...

Con eterno agradecimiento al M. en I. René Téllez...



## AGRADECIMIENTOS

Deseo reconocer mi gran aprecio a los Dres. Mario Ruíz Castellanos y David Terrell, quienes fueron asesores para la tesis y grandes amigos para el autor.

En el desarrollo de esta tesis, se realizaron excelentes revisiones por parte de los Dres. Jaime Barceló, Dante Morán y Jaime Urrutia. Sus observaciones fueron enriquecedoras para el contenido del trabajo y mi formación profesional.

Durante todo este tiempo he tenido la fortuna de contar con el interés y apoyo sincero del Dr. Fernando Samaniego y el Ing. Rodolfo Malpica.

La elaboración de este estudio se facilitó en buena medida gracias a la ayuda de las siguientes personas: Rubén Darío Arizabalo Rosalío Haro, Enrique Escobar, Manuel Escudero, Martha Mayol, Sandra Ortega y Luis Roque.

Finalmente, quiero recordar a mis amigos sobrevivientes de 1990, Jaico Caballero, José Luis Martínez y Fluvio Ruíz.

## RESUMEN

Se recolectaron muestras en cinco unidades de rocas ígneas dentro del Terreno Mixteco, con la finalidad de calcular su edad mediante el método K-Ar y obtener información paleomagnética.

Se fecharon los cuerpos intrusivos Chilixtlahuaca y San Jerónimo obteniéndose edades de  $128.7 \pm 5$  M.a. y  $103 \pm 5$  M.a. respectivamente. Estos resultados son las primeras edades isotópicas registradas de manifestaciones magmáticas dentro de la región.

Los resultados paleomagnéticos de los intrusivos cretácicos indican que su polaridad es normal, por lo que de acuerdo a la incertidumbre en su edad K-Ar, se asocia la polaridad del intrusivo Chilixtlahuaca al período de polaridad normal de alguna de las nueve anomalías magnéticas que ocurrieron dentro del período de 123.7 a 133.7 M.a., y la polaridad del intrusivo San Jerónimo a la anomalía magnética C34N.

También se obtuvieron resultados de 4 de las 11 lavas que conforman al Cerro de las Tres Coronas frente a Zapotitlán-Palmas y de los intrusivos La Capilla y Chila. Con base en esta información se propone que el principio del vulcanismo manifestado en el Cerro de las Tres Coronas se inició dentro del período 31.22 a 32.5 M.a. asociado a la polaridad inversa de las anomalías magnéticas 11 o 12 y terminó dentro del período 29.59 a 30.41 M.a. asociado al período de polaridad inversa de la anomalía 10 del Terciario.

De igual forma se propone que el intrusivo La Capilla, asociado al período de polaridad normal de la anomalía magnética 11 tiene una

edad comprendida entre 30.42 a 31.21 M.a., mientras que el intrusivo Chila está asociado con el periodo de polaridad normal de la anomalía 10 y su edad comprendida en el periodo 29.0 a 29.58 M.a..

Finalmente se propone que las lavas e intrusivos cenozoicos muestreados en este trabajo pueden estar relacionados por edad con las Andesitas Yucudaac y San Marcos ubicadas al sureste del área de estudio.

## I.- INTRODUCCION

La región del sur de México se caracteriza por una variedad de terrenos que cuentan con diferencias importantes en la naturaleza de su estratigrafía y estructuras tectónicas. Las distinciones se notan también en la cronología y condiciones de los eventos magmáticos y metamórficos principalmente al nivel del basamento (Morán-Zenteno, 1987). De acuerdo a los contrastes entre los basamentos, las discontinuidades tectónicas regionales y consideraciones de tipo estratigráfico, Campa y Coney (1983) propusieron una división tectonoestratigráfica para el sur de México (Fig. 1.1). Una división similar se ha empleado anteriormente para enfatizar los contrastes estratigráficos y tectónicos de la Cordillera de Norteamérica, de los que se ha inferido que la margen occidental ha crecido por agregación de fragmentos alóctonos (Coney *et al.*, 1980). Respecto a este último punto, Morán-Zenteno (1987) afirma que la posición relativamente alejada de los cinturones metamórficos antiguos del sur de México, respecto a los cratones mayores, sugiere que estos terrenos han sido transportados a su posición relativa actual.

Otra importante particularidad del sur de México es su aparente traslape con la placa de Sudamérica durante la incorporación de la mayor parte de corteza continental en el supercontinente Pangea durante el Pérmico-Jurásico Medio (Bullard *et al.*, 1965; Le Pichon *et al.*, 1977; Morel e Irving, 1981; Piper, 1989) (Fig. 1.2). Esta peculiaridad pone de manifiesto la necesidad de estudiar más a fondo el papel que la región sur de México jugó en el modelo de

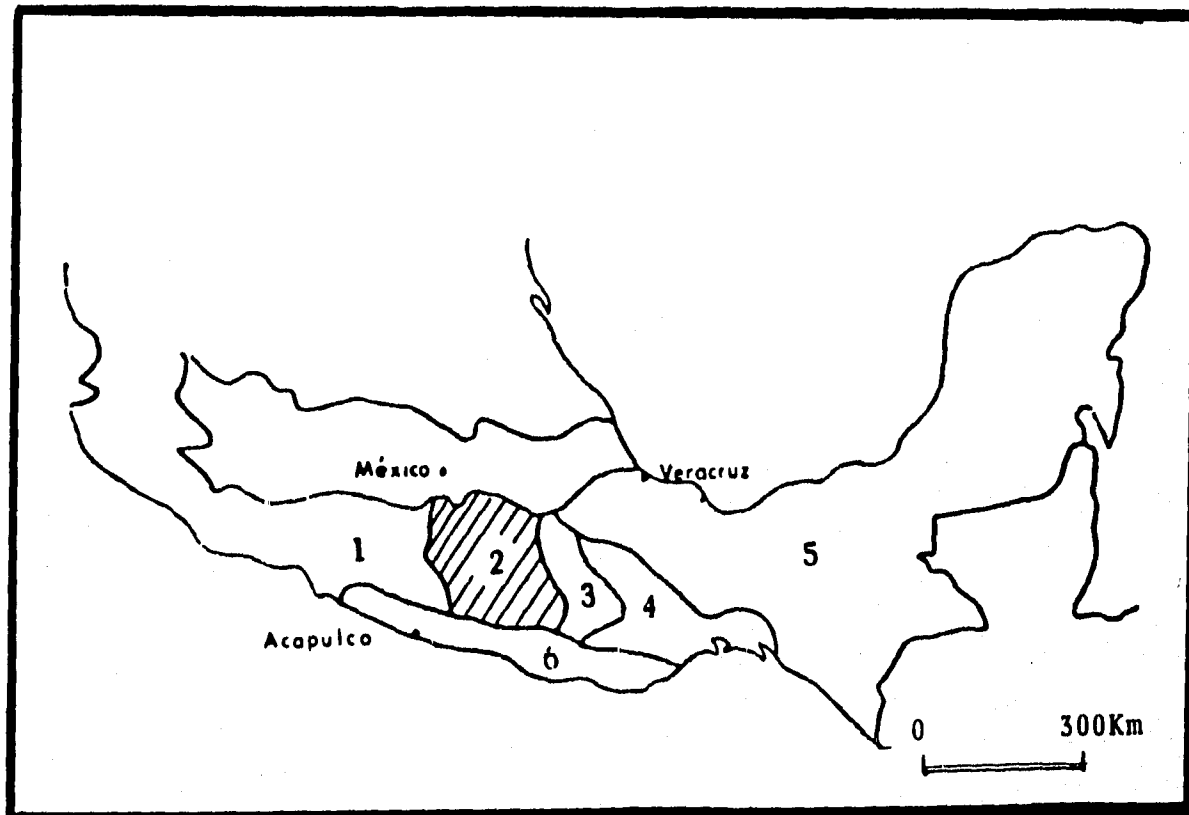


Fig. 1.1. División tectonoestratigráfica para el sur de México de acuerdo a la propuesta de de Campa y Coney (1983). 1) Terreno Guerrero, 2) Terreno Mixteco, 3) Terreno Oaxaca, 4) Terreno Juárez, 5) Terreno Maya, 6) Terreno Xolapa.

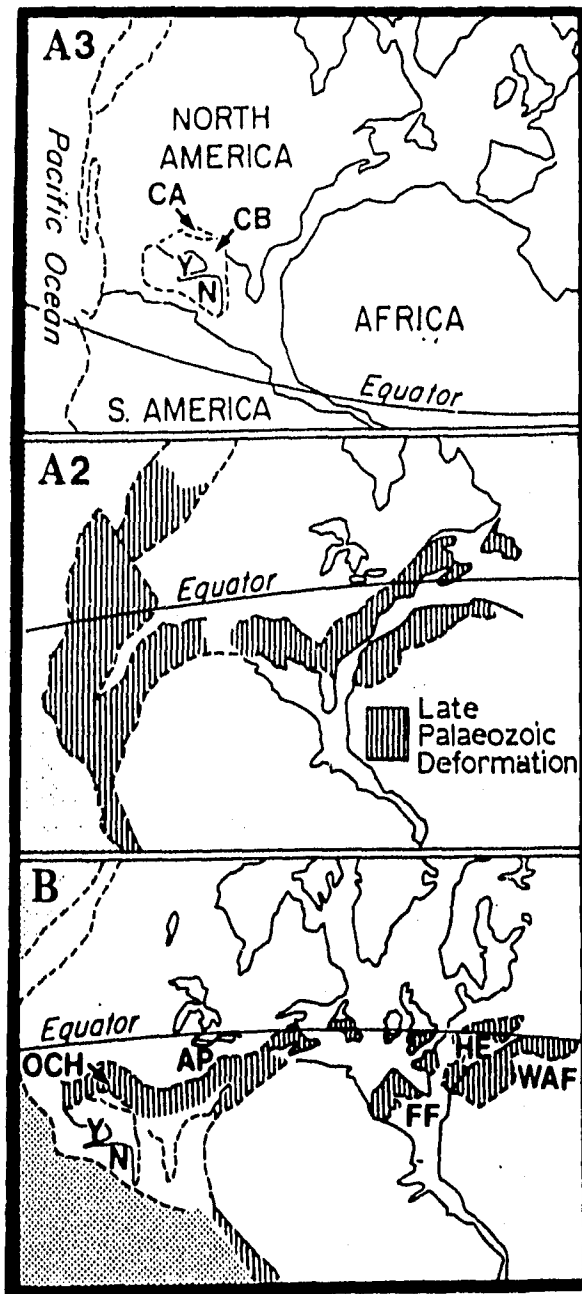


Fig. 1.2.- Diferentes reconstrucciones para Pangea. La configuración A3 incluye a las micoplacas Cuba (CA), Banco de Campeche (CB), Yucatán (Y) y Nicaragua (N). La A2 muestra datos paleomagnéticos del Pérmico. La B indica los cinturones de edad carbonífera como OCH (Ouachita-Marathon), AP (Appalache), HE (Hercyniano), WAF (Africa Occidental) y FF (Norte de Florida) (Piper, 1989).

reconstrucción tectónica de Pangea.

Nuestra área de estudio en particular pertenece al llamado Terreno Mixteco, el cual se supone ha tenido desplazamientos tectónicos respecto a América del Norte (Anderson y Schmidt, 1983; Campa y Coney, 1983; Morán-Zenteno, 1987). La importancia geológica de este fenómeno manifiesta la necesidad de un profundo estudio de la región y su relación con los demás terrenos tectonoestratigráficos.

Sobre el Terreno Mixteco se han realizado desde el siglo pasado muchos estudios sobre estratigrafía, paleontología y geología. Entre los que destacan por su aportación científica específica se pueden mencionar según Morán-Zenteno (1987) a: Felix (1891), Aguilera (1898), Felix y Lenk (1899), Flores (1909), Birkinbine (1911), Wieland (1913) y Burckhardt (1927). Entre los trabajos más recientes se tienen a: Salas (1949), Erben (1956a, 1956b), Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965), De Cserna (1970), Ruíz-Castellanos (1970, 1979), Rodríguez-Torres (1970), Ferrusquía-Villafranca (1970, 1976), Ortega-Gutiérrez (1975, 1978, 1981a, 1981b), Morán-Zenteno (1987), Caballero-Miranda (1990) y Yañez et al. (1991).

Por otra parte, es necesario mencionar que además de el interés estrictamente científico de su singular geología, en esta región también debe ponderarse el posible potencial económico. Desde finales de la década de los sesentas, estudios realizados por PEMEX concluyeron que la Cuenca de Tlaxiaco contiene en su parte occidental, rocas generadoras y almacenadoras de Jurásico Superior y Cretácico Inferior con espesores de entre 900 y 3000 m. Durante los años setentas se perforaron los pozos Teposcolula-1 y Yucudaac-1 sin

que lograran tocar los sedimentos marinos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior que, en superficie, muestran impregnación de hidrocarburos (López, 1985).

De la exposición anterior, resalta la importancia geológica, tectónica y económica de estudiar el sur de México. La finalidad de este trabajo es aportar algunas edades y datos paleomagnéticos de afloramientos relativamente poco estudiados, así como su discusión dentro del marco geológico conocido.

#### 1.1.- Objetivos y justificación del estudio.

Los siguientes párrafos intentan ser la recapitulación de los objetivos, consideraciones y necesidades que dieron como consecuencia nuestro trabajo de investigación para la Maestría en Ingeniería. A continuación enunciamos los principales objetivos generales planteados para la elaboración de esta tesis:

1.- Realizar estudios isotópicos mediante el método K-Ar en algunos afloramientos de las unidades volcánicas e intrusivas presumiblemente del Terciario en la Mixteca Oaxaqueña. La finalidad principal era obtener edades precisas de algunas rocas ígneas de las cuales sólo se tenían inferencias sobre su edad basadas en su posición estratigráfica relativa y supuesta correlación y continuidad lateral.

2.- Obtener información paleomagnética de los mismos afloramientos. El análisis de esta información nos permitiría relacionar los resultados obtenidos por las técnicas paleomagnéticas



e isotópicas.

3.- Con base en los resultados obtenidos, intentar relacionar genéticamente a las distintas unidades volcánicas muestreadas. En particular se deseaba explorar la posible relación entre algunos de los cuerpos intrusivos de la zona con las lavas ubicadas al oriente de la zona de estudio. De igual manera como corolario de todo nuestro estudio se pretendía aportar alguna evidencia para el entendimiento de los fenómenos geológicos de esta región y los modelos tectónicos que sustentan su evolución.

#### Antecedentes de los objetivos.

Las determinaciones isotópicas de la zona, desde nuestro punto de vista, tienen un gran valor en el estudio de la estratigrafía local y en el aporte específico que esto significa al escaso inventario de edades no solo del estado de Oaxaca o sur mexicano, sino del resto de la república.

Entre los pocos trabajos que publican fechamientos isotópicos en la Mixteca Oaxaqueña se pueden mencionar, relacionados al Complejo Acatlán a Fries y Rincón (1965), Fries et al. (1970), Halpern et al. (1974), Ruíz-Castellanos (1979), Cserna et al. (1980) y Yañez et al. (1991). Las edades reportadas varían desde el Precámbrico Tardío hasta el Pérmico, siendo la mayoría correspondientes al intervalo Cámbrico-Devónico. Para otras unidades se sabe que en el Instituto Mexicano del Petróleo se han fechado diversas rocas mesozoicas y cenozoicas en este terreno, pero se mantienen los resultados inéditos. Finalmente, se han reportado edades correspondientes

al Terciario en la Formación Yanhuitlán, en la Toba Llano de Lobos y en la Andesita Yucudaac por Ferrusquía-Villafranca (1976) y en la Formación Tetelcingo consistente en un cuerpo volcánico (Ortega-Gutiérrez, 1980).

Como se mencionó anteriormente, al obtener edades de cuerpos volcánicos ubicados estratigráficamente dentro del Terciario, se pretende establecer los períodos de la actividad volcánica en esta región y la posible correlación entre estos fenómenos, específicamente entre algunos resultados de este estudio y las tobas y andesitas fechadas por Ferrusquía-Villafranca (1976), ya que se considera que estas últimas pueden ser una parte superior de la secuencia de lavas muestreada durante este estudio en el Cerro de las Tres Coronas.

Por otra parte, el hecho de tener acceso al procesamiento de muestras paleomagnéticas, nos permitió un mayor alcance en los objetivos de nuestra investigación. En particular se deseaba obtener de manera preliminar algunos núcleos en los mismos sitios de donde se colectaban muestras para fechamiento, con el fin de asociar las polaridades y direcciones de magnetización primaria con las edades calculadas.

Es conveniente señalar que esta última propuesta tuvo que ser limitada, ya que en el curso del trabajo, aparecieron fallas técnicas con el instrumental del laboratorio que no permitieron obtener algún resultado con el equipo a nuestra disposición. Por lo anterior fué necesario solicitar la cooperación del Laboratorio de Paleomagnetismo de la UNAM para procesar algunas de las muestras colectadas.

Los trabajos de paleomagnetismo realizados previamente en nuestra área de estudio o cercanos a ella (sur de México), son relativamente pocos. Se tienen los estudios de Urrutia y Van der Voo (1983) en el estado de Morelos y Guerrero, también en este último estado Urrutia y Morán (1985) y Treviño (1986) y sobre el Terreno Mixteco los de Boehnel (1985), Morán-Zenteno (1987), Caballero et al. (1987) y Caballero-Miranda (1990). Algunos de estos trabajos han comenzado a mostrar evidencias de desplazamientos de esta región respecto a Norteamérica.

En nuestro caso en particular deseamos establecer una primera serie de resultados que puedan contribuir con trabajos posteriores al establecimiento de una magnetoestratigrafía de la región.

Se propuso un plan de trabajo en función de los objetivos anteriores y se realizaron dos visitas a la zona de estudio con fines de reconocimiento y muestreo. La tesis se inicia con una revisión geológica de las unidades que afloran en nuestra zona de estudio fundamentada principalmente en los trabajos previos y en nuestras observaciones. A continuación, en los siguientes capítulos, se explican los métodos de recolección, procedimientos y análisis de muestras, así como los resultados obtenidos. Finalmente, en la última parte se realiza una discusión de estos resultados y se obtienen algunas conclusiones.

## II.- ESTRATIGRAFIA DEL AREA

La zona de estudio, como se mencionó anteriormente se encuentra al sur de México, dentro del Terreno Mixteco propuesto por Campa y Coney (1983), y más específicamente localizado en lo que se conoce como el Homoclinal Petlalcingo (Figs. 2.1, 2.2). La siguiente descripción geológica del área se hace fundamentalmente con base en la bibliografía consultada sobre dicha región, incluyendo algunas de nuestras observaciones. El área de estudio abarca litologías desde el Cámbrico hasta el Cuaternario, por lo que es difícil encontrar a un autor o referencia que cuente con una descripción detallada de cada una de las unidades existentes en esta compleja región. De hecho, es común que se hayan reportado las mismas unidades con diferentes nombres por distintos autores, como por ejemplo la Formación Mapache (Pérez-Ibarguengoitia et al., 1965) también reportada como Sabinal (López, 1985). Esta contradicción es seguramente causa de la falta de consenso en las interpretaciones geológicas y el relativo poco conocimiento que se tiene de algunas unidades.

Aunque se consultaron a varios autores, se debe reconocer que para la elaboración de la tabla estratigráfica (Tabla 2.1) de la zona se utilizaron como referencia principal las de Morán-Zenteno (1987) y Caballero-Miranda (1990) y se consultó sobre todo a Ortega-Gutiérrez (1978), a Ruíz-Castellanos (1979) y Yañez et al. (1991) para el Paleozoico, a Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965) y a Caballero-Miranda (1990) para el Mesozoico, y a Erben (1956a y 1956b) y Ferrusquía-Villafranca (1976) para el Cenozoico. Se trató de

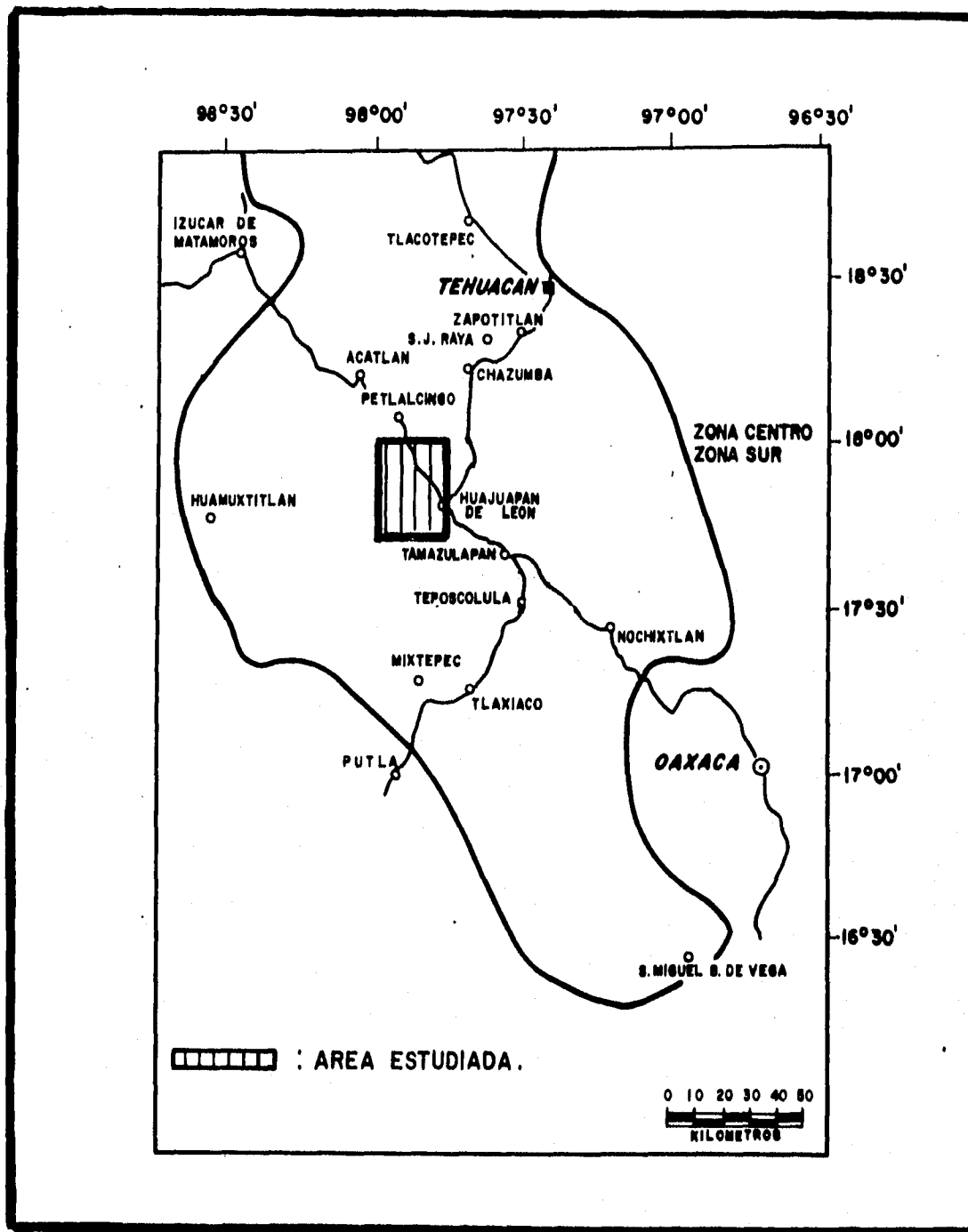


Fig. 2.1. Localización del Area de Estudios.

ESCALA

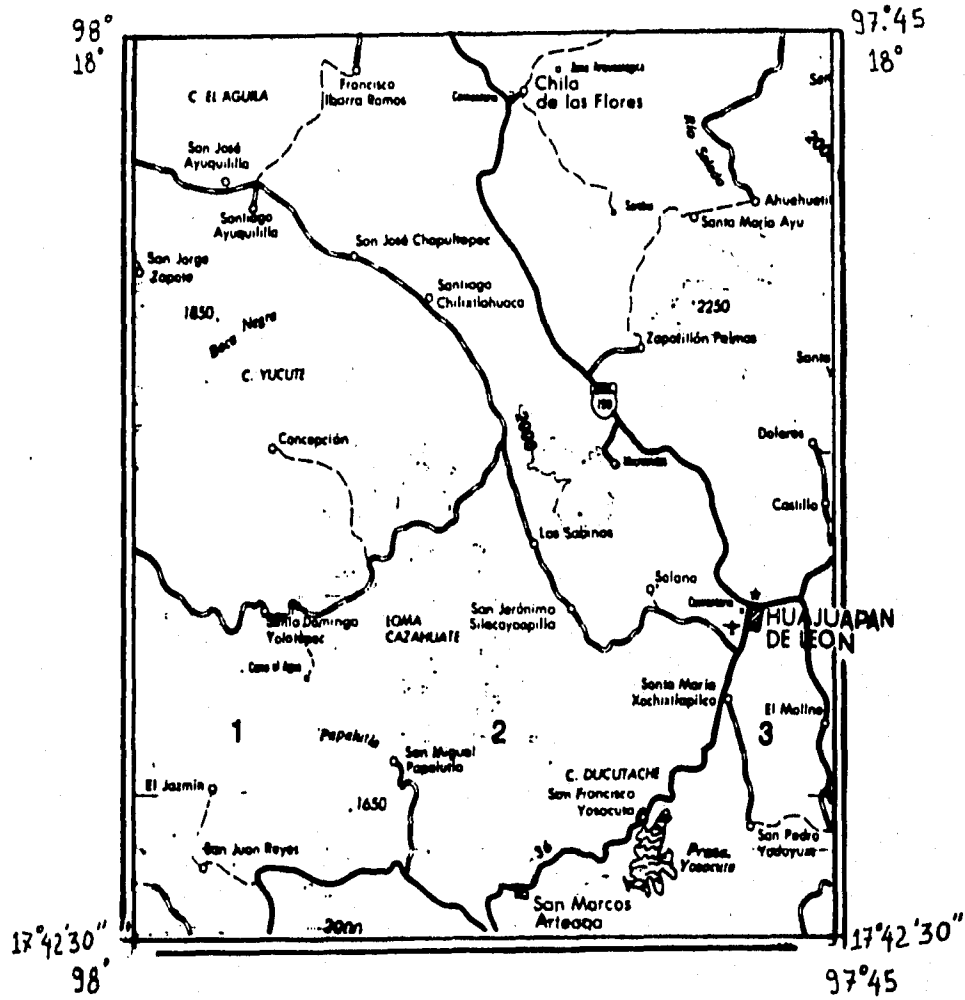


Fig. 2.2. Area de Estudio.

TABLA. 2.1  
 TABLA DE CORRELACION ESTRATIGRAFICA

ERATEMA	SISTEMA	SERIE	PISO	ZONA MUESTREADA		
				AREA NORTE	AREA SUR	
CENOZOICO	CUATERNARIO			PETLALCINGO	HUAJUAPAN SAN MIGUEL PAMALITLA	
				CALICHE ALUVION	ALUVION Y CALICHE TALUD Y ALUVION	
		PLIOCENO				
		MIOCENO				
		OLIGOCENO				
		EOCENO				
		PALEOCENO				
	MESOZOICO	CRETACICO	SUPERIOR	MAESTRICHTIANO		
				SENONIANO		
				TURONIANO		
				CENOMANIANO		
				ALBIANO	Cz. TEPOSCOLULA	Cz. TEPOSCOLULA
				APTIANO		
				BARREMIANO		
			INFERIOR	HAUTERIVIANO		
VALANGINIANO						
BERRIASIANO						
TITHONIANO					U. SOLANO	
KIMMERIDGIANO				F. MAPACHE		
OXFORDIANO				F. CHIMECO		
CALLOVIANO						
JURASICO	MEDIO	BATHONIANO	F. TECOMAZUCHIL	F. TECOMAZUCHIL		
		BAJOCIANO				
		AALENIANO				
	INFERIOR	TOARCIANO				
		PLIENSBRACHIANO				
		SINEMURIANO				
		HETTANGIANO				
PALEOZOICO	TRIASICO					
	PERMICO					
	PENSILVANICO					
	MISISIPICO					
	DEVONICO					
	SILURICO	COMPLEJO ACATLAN	COMPLEJO ACATLAN			
	ORDOVICICO					
	CAMBRICO					

especificar claramente la contribución de cada autor en nuestro texto y esperamos que se diferencien de nuestros comentarios e interpretaciones personales.

## 2.1.-PALEOZOICO INFERIOR

### 2.1.1.-Complejo Acatlán

Ortega-Gutiérrez (1978) propuso este nombre para los afloramientos metamórficos que se encuentran expuestos a lo largo de la carretera Federal México - Oaxaca No. 190, desde su entronque con la carretera a Tecomatlán, Pue., hasta los poblados de Petlalcingo y Chila de las Flores, Pue. El Complejo Acatlán está conformado principalmente por los subgrupos Petlalcingo y Acateco y la Formación Tecomate (Yañez et al., 1991)

El subgrupo Petlalcingo consta de 3 formaciones: Migmatita Magdalena, de composición tonalítica-diorítica, con restitas de anfibolitas, piroxenita, calsilicatita, mármol y gneis granítico; la Formación Chazumba de esquistos pelíticos micáceos, de biotita, feldespáticos y cuarcitas; y la Formación Cosoltepec de esquistos pelíticos, psamíticos, cuarcitas, roca verde y metapedernal. Las rocas originales de este subgrupo debieron corresponder a una secuencia marina probablemente pelágica de grauvacas, lutitas, pedernales y escasos carbonatos asociada con vulcanismo e intrusiones básicas (Ortega-Gutiérrez, 1978).

El Subgrupo Acateco está constituido por la Formación Xayacatlán y los Granitoides Esperanza. La primera está compuesta por serpentinita, metagabro, anfibolita, eclogita y esquistos verdes y



pelíticos. Los Granitoides Esperanza están constituidos por rocas graníticas, aplíticas y pegmatíticas cataclaseadas en diferentes grados (Ortega-Gutiérrez, 1978).

La Formación Tecomate contiene psamitas y semipelitas bandeadas y metagrauvas y clastos de los Granitoides Esperanza (Yañez et al., 1991).

El espesor original de este complejo es desconocido debido al metamorfismo regional a que fué sometido y una intensa deformación, pero Yañez et al. (1991) consideran que puede ser de por lo menos 15 km. Igualmente se observa que subyace de manera discordante a la columna paleozoica, mesozoica y terciaria.

La edad del Complejo Acatlán ha sido propuesta por distintos autores mediante fechamientos isotópicos de los Granitoides Esperanza (Fries y Rincón Orta, 1965; Fries et al., 1970; Halpern et al., 1974; Ruíz-Castellanos, 1979; Cserna et al., 1980; Yañez et al., 1991), las cuales se encuentran en el intervalo Cámbrico-Devónico. Ruíz-Castellanos (1979) obtuvo dos isocronas de Rb-Sr con trece puntos que le permitieron concluir una edad de  $481 \pm 9$  M.a.. Las isocronas fueron realizadas mediante muestras de roca total, biotita y muscovita que aunque de diferentes áreas del basamento metamórfico, corresponden a litologías idénticas distribuidas ampliamente por todo el Complejo Acatlán. Tales litologías aparecen en el mapa de Yañez et al. (1991) como correspondientes a diferentes unidades litoestratigráficas de los subgrupos Petlalcingo y Acateco y de los Granitoides Esperanza.

## 2.2.-MESOZOICO

### 2.2.1.-JURASICO MEDIO

#### 2.2.1.1.-Formación Tecomazúchil.

Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965) denominan así a una secuencia de conglomerados, areniscas y limolitas, de origen continental, y de color beige a rojizo que descansan con discordancia angular sobre el Complejo Acatlán que aflora al este de las rancherías de Santa Cruz y Texcalapa. Para Caballero-Miranda (1990), la Formación Tecomazúchil constituye la base de la columna mesozoica de nuestra zona de estudio. Emplazados en esta formación pero sin pertenecer a ella, encontramos a dos de los intrusivos muestreados durante nuestro trabajo.

La parte basal de esta formación presenta un cuerpo conglomerático-arenoso: capas muy gruesas de conglomerado con clastos elongados, principalmente de cuarzo subredondeado y menor proporción de rocas metamórficas y areniscas, incluidos en una matriz arenosconglomerática; alternan con capas de areniscas conglomeráticas (Caballero-Miranda, 1990).

El resto de la formación está constituida por una secuencia detrítica arrítmica, de colores amarillentos y rojizos en la que predominan capas de areniscas y areniscas conglomeráticas. En proporciones decrecientes ocurren capas de limolitas arenosas conglomerados arenosos y limolitas (Caballero-Miranda, 1990).

Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965), observaron un cuerpo de basalto de olivino que aflora al norte de nuestra zona de estudio, en el Arroyo Tecomazúchil. Debido a la gran cantidad de talud que cubre

los contactos de este cuerpo basáltico, los autores arriba mencionados no pudieron definir su verdadera estructura como diquestrato o derrame de lava interestratificado con las areniscas. En este mismo estudio, también se observaron rocas basálticas en el Arroyo de La Pradera, en el cauce del Río Petlalcingo y en el Cerro del Tecolote.

Caballero-Miranda (1990) observó la presencia de cuerpos volcánicos en el contacto con el Complejo Acatlán intercalados dentro de la secuencia detrítica, en su porción inferior, en diversas localidades dentro del sector Santiago Chilixtlahuaca-San José Silacayoapilla, los que interpretó como penecontemporáneos en virtud de la presencia de clastos volcánicos en los estratos superiores a su ocurrencia.

Según la anterior autora, el contacto inferior de esta la Formación Tecomazúchil con el Complejo Acatlán es discordante en la mayor parte de la mitad norte del área mientras que en el sur en Santiago Chilixtlahuaca, San Francisco Yosocuta es por medio de un sistema de fallas normales. Su contacto superior es concordante y transicional con la Formación Chimeco. En el mismo estudio se midió un espesor de 600 metros en la sección que aflora a lo largo de la carretera que llega a San Francisco Yosocuta.

Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965) observaron su contacto superior transicional con rocas oxfordianas de la Formación Chimeco y la consideraron de edad Jurásico Medio y Caballero-Miranda (1990) la encontró parcialmente contemporánea con el Grupo Tecocoyunca ubicado al sur del área.

### 2.2.2.-JURASICO SUPERIOR

Sobre la Formación Tecamazúchil descansan dos paquetes de rocas jurásicas marinas. Al norte afloran las Formaciones Chimeco y Mapache de 500 metros de espesor, y al sur aflora, al oeste de Huajuapán, la Unidad Solano.

#### 2.2.2.1.-Formación Chimeco

Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965) designaron con este nombre a una secuencia de capas de caliza que sobreyacen a la Formación Tecamazúchil y subyacen a la Formación Mapache. El nombre de esta formación se tomó del Cerro Mapache al cual se considera la localidad tipo y que está situado al norte del Arroyo Tecamazúchil a 5.6 km de Petlalcingo.

Su litología consta de arenisca calcárea, caliza arenosa y oospatita en la parte inferior; en la superior caliza arenosa y caliza arcillosa con equinoides, pelecípodos y "rellenos de gusanos".

En su localidad tipo situada entre Petlalcingo y Texcalapa cuenta con casi 100 m de espesor y sobreyace en contacto transicional a la Formación Tecamazúchil y subyace concordantemente a la Formación Mapache (Pérez-Ibarguengoitia et al., 1965). De acuerdo a Caballero-Miranda (1990), su espesor varía de 100 a 350 metros adelgazándose hacia el sur hasta desaparecer por efecto de erosión a la altura de Santiago Chilixtlahuaca.

Mediante el estudio de los fósiles localizados en la formación (equinoides, pelecípodos y "rellenos de gusanos") se le estima una edad oxfordiana (Pérez-Ibarguengoitia et al., 1965).

#### 2.2.2.2.-Formación Mapache (Sabinal)

Pérez-Ibarguengoitia et al., (1965) dieron este nombre a una secuencia de calizas arcillosas que están interestratificadas con limolitas y lutitas calcáreas que sobreyacen concordantemente a la Caliza Chimeco y están cubiertas discordantemente por estratos de la Formación Morelos o de la Formación Huajuapán. En realidad a esta formación la sobreyacen una secuencia de calizas albiano-cenomanianas correlacionadas con la Formación Teposcolula por Caballero-Miranda (1990).

Esta misma unidad ha sido designada con el nombre de Sabinal por López (1985) aflorando a lo largo de una franja orientada NNW-SSE, en el Homoclinal de Petlalcingo, al oriente de los poblados San José Chapultepec, Silacayoapilla, Saucitlán y en los alrededores de Rancho Solano. En el área de Tlaxiaco, aflora al Sur y al oeste en donde es su localidad tipo. Se tienen también afloramientos al oeste de San Juan Mixtepec y otros más reducidos en Chalcatongo y al sur de los Achiutlas. Para Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965) la Formación Mapache tiene su localidad tipo en la Barranca del Mapache, ubicada entre Petlalcingo y Texcalapa. Puesto que no hay diferencias importantes entre las secuencias reportadas, el nombre Mapache tiene preferencia sobre el de Sabinal por haber sido publicado primeramente.

La litología de esta formación de base a cima, consiste de caliza arcillosa en su parte media e inferior, intercalada con capas de limolitas y lutitas calcáreas (Pérez-Ibarguengoitia et al., 1965; Caballero-Miranda, 1990).

Su espesor varía de 380 a 150 metros y se acuña hacia el sur hasta desaparecer, y en el Homoclinal de Petlalcingo la base de esta unidad es concordante y transicional con la Formación Chimeco del Oxfordiano, y la cima es discordante con la Formación Teposcolula del Cretácico Medio (Caballero-Miranda, 1990).

Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965) con base en su posición estratigráfica y su naturaleza "margosa", junto con su fauna (principalmente ostras), la correlacionaron con formaciones semejantes de edades correspondientes al Jurásico Superior como la Caliza Chinameca en el sur y sureste de México y las Calizas de Amoltepec en la parte centromeridional de Oaxaca.

#### 2.2.2.3.- Unidad Solano

Caballero-Miranda (1990) llamó informalmente así, a una secuencia de calizas, calizas arcillosas y margas que afloran en las inmediaciones del poblado Solano, al oeste de Huajuapán de León.

Su litología dominante según la misma autora es caliza de textura mudstone a wackstone, localmente recristalizada o dolomitizada.

Su contacto inferior es incierto con la Formación Tecomazúchil. Aunque su contacto superior con la Formación Teposcolula no se observó en el campo, se infirió por geometría que es discordante. Debido a que esta unidad se encuentra cubierta en gran parte por la Formación Huajuapán, no se pudo medir su espesor, estimándose este en 500 m (Caballero-Miranda, 1990).

Esta unidad fué asignada por Caballero-Miranda (1990) a la parte más alta del Jurásico Superior basándose en la presencia de los amonites Virgatosphinctes sp. y Substeueroceras sp.

### 2.2.3.-CRETACICO MEDIO

#### 2.2.3.1.-Formación Teposcolula

Estas rocas afloran en las porciones centro y norte del Homoclinal Petlalcingo y en el sur y oriente de la Provincia Geológica de Tlaxiaco. El nombre Caliza Petlalcingo fué dado por Salas (1949) para referirse a la secuencia de calizas que sobreyacen a la Formación Mapache. Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965) la correlacionaron con la Formación Morelos por encontrarse miólidos idénticos en ambas localidades. Sin embargo, el primer autor en describirla y definirla formalmente fué Ferrusquía-Villafranca (1976), quien consideró a los estratos calcáreos de edad Albiano-Coniaciano que afloran en la Cuenca de Tlaxiaco como Formación Teposcolula.

En el área se distinguen dos partes. La inferior que es especialmente calcárea contiene caliza masiva de textura mudstone a packstone con nódulos de pedernal, localmente se encuentra recristalizada o dolomitizada y hacia el poblado de Solano se observa una brecha calcárea con bandas de pedernal. La parte superior es calcárea con fracciones arcillo-arenosas; contiene caliza arcillosa, caliza limosa, arenisca calcárea, marga y caliza masiva. (Caballero-Miranda, 1990).

El espesor de esta unidad varía desde 340 metros en Tezoatlán hasta 450 metros en el homoclinal; al sureste de la Cuenca de Tlaxiaco rebasa los 1000 metros (López, 1985; Caballero-Miranda, 1990). Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965) estimaron que en la región aflora una secuencia de 400 m notando que también se encuentran estratos dolomíticos.

El contacto inferior de la Formación Teposcolula es discordante con las unidades del Jurásico Superior. En las áreas de Tonalá, Teposcolula y Yucudaac, el contacto superior de esta formación es concordante con las rocas del Cretácico Superior de la Formación Yucunama (Caballero-Miranda, 1990; Ferrusquía-Villafranca, 1976).

Pérez-Ibarguengoitia et al. (1965) consideraron una edad albiana-cenomaniana para esta formación en el área de Petlalcingo- Texcalapa, de acuerdo a su contenido de miliólidos y rudistas, y la relacionaron con la Formación Cipiapa del área Petlalcingo-Tehuacán.

#### 2.2.3.2.- Intrusivos Cretácicos Muestreados.

Nosotros observamos dos cuerpos intrusivos en esta misma zona (Fig.2.3). El primero y más importante por su extensión se localiza al oeste de Santiago Chilixtlahuaca y aflora irregularmente en grandes bloques cortando rocas de la Formación Tecomazúchil. Este cuerpo denominado intrusivo Chilixtlahuaca (Llanura de Chiles en Náhuatl) fué estudiado anteriormente por Ruíz-Castellanos (1979) y dió un fechamiento Rb-Sr de  $130 \pm 9$  M.a., aunque el mismo autor considera el resultado incierto por la baja relación Rb/Sr de la



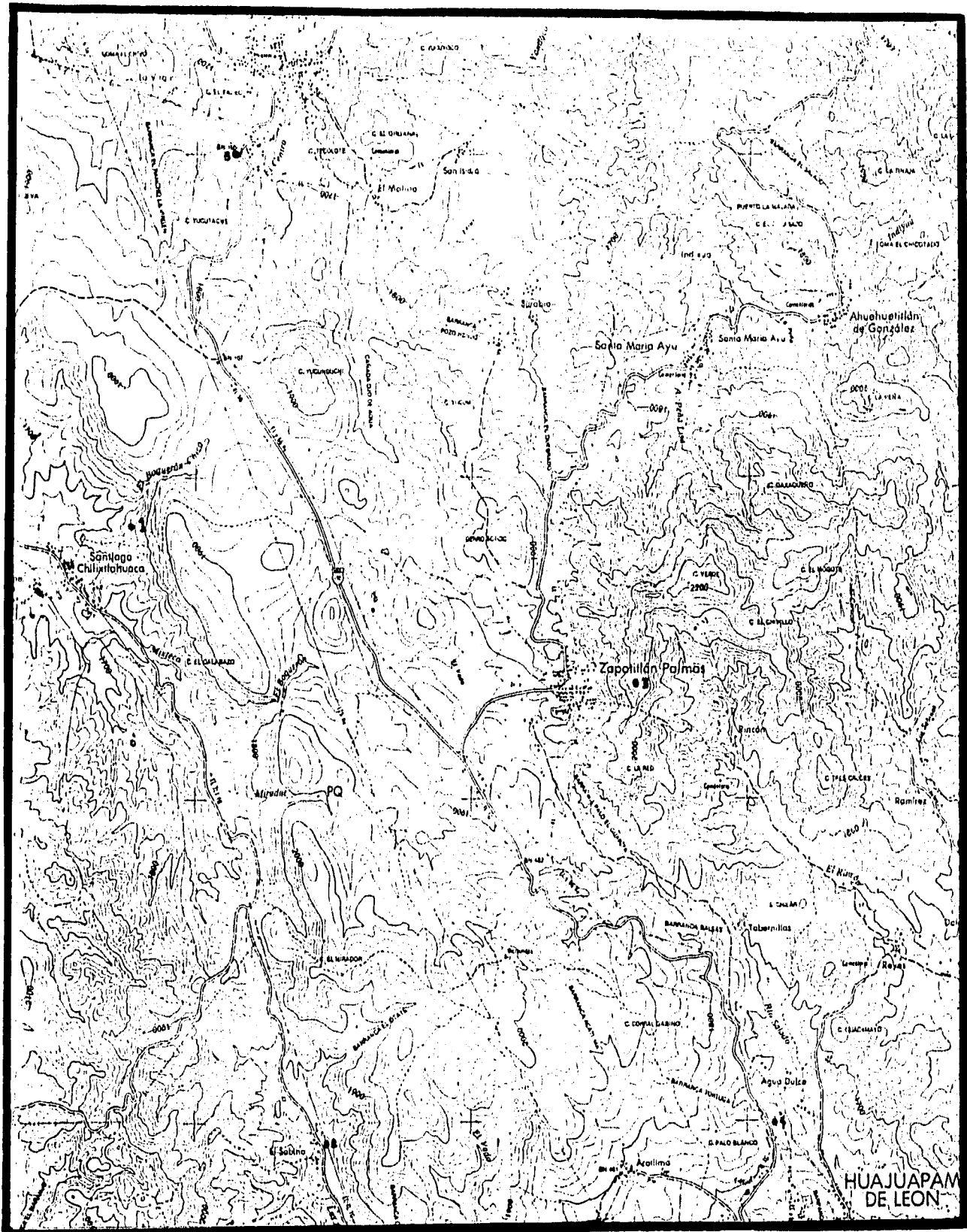


Fig. 2.3. Localización de los puntos de muestreo. 1) Intrusivo Chilixtlahuaca, 2) Intrusivo San Jerónimo, 3) Lavas del Cerro Tres Coronas, 4) Intrusivo La Capilla y 5) Lacolito Chila.

muestra. Megascópicamente se trata de una roca con textura porfídica formada por una pasta afanítica color gris claro verdoso en la que se observan fenocristales color blanco y verde.

El segundo cuerpo se localiza al oriente de la carretera Huajuapán-Mariscala, al norte de San Jerónimo, y se encuentra emplazado sobre rocas de la Formación Tecamazúchil. Este cuerpo tiene una textura porfídica formada por una pasta afanítica color gris oscuro verdoso en la que se observan fenocristales color blanco.

Una discusión adicional sobre estos cuerpos intrusivos se realiza más adelante, aunque es oportuno mencionar que sus edades calculadas por fechamiento K-Ar son de  $129 \pm 5$  M.a. y  $103 \pm 5$  M.a. respectivamente.

### 2.3.-CENOZOICO

#### 2.3.1.-TERCIARIO INFERIOR

##### 2.3.1.1.-Formación Huajuapán

Esta unidad aflora ampliamente en la porción oriental del Homoclinal de Petlalcingo y está formada por arenisca, ceniza volcánica, arcilla arenosa y capas de conglomerado y brecha que ocurren interestratificadas. Fue identificada primeramente por Erben (1956).

La litología es muy variable, se distinguen diversos paquetes discontinuos de diferente granulometría, grado de cementación y resistencia a la erosión. En algunos sitios, como entre Ayuquila y El Limón, predominan fracciones areno-conglomeráticas, bien cementadas de colores rojizos con clastos de esquisto, arenisca, conglomerado y

cuarzo. En el área Zapotitlán Palmas- Huajuapán se observa en la base, un conglomerado con clastos fundamentalmente de caliza, con cantidades menores de pedernal, calcedonia y cuarzo lechoso, subredondeados y redondeados, moderadamente seleccionados, muy bien cementado, de estratificación muy gruesa (más de dos metros) y planos de estratificación muy bien desarrollados; en la cima ocurren capas limo-arenosas tobáceas de colores rojo, rosa y verde, con yeso en vetillas, muy abundantes localmente y calcedonia en forma de concreciones irregulares (Caballero-Miranda, 1990).

Su espesor es muy variable, sin embargo se estima hasta 250 metros en algunas localidades (Caballero-Miranda, 1990).

Estos terrígenos descansan discordantes sobre el basamento Paleozoico al NW de Huajuapán; al Norte, Sur y alrededor de Tezoatlán, sobreyacen de igual forma a las unidades mesozoicas. También se encuentran en contacto por falla transcurrente con las unidades jurásicas y cretácicas por medio de las fallas regionales Petlalcingo, San Marcos y Tezoatlán (López, 1985). Por sus relaciones estratigráficas, su edad se encuentra en el Terciario Temprano, más específicamente en el Eoceno- Oligoceno.

Emplazados sobre esta formación, pero sin formar parte de ésta, se encuentran al menos dos cuerpos intrusivos a los cuales en el presente estudio les determinamos edades K-Ar de  $30 \pm 1$  M.a. y  $31 \pm 1$  M.a. respectivamente. Una discusión detallada sobre estos resultados se realiza más adelante.

### 2.3.2.-TERCIARIO MEDIO-SUPERIOR

#### 2.3.2.1.-Rocas Volcánicas Intermedias

Ferrusquía-Villafranca (1976) describió formalmente a un par de secuencias de tobas terciarias y otro par de derrames andesíticos de la mixteca oaxaqueña y los denominó respectivamente Toba Llano de Lobos, Toba Cerro Verde, Andesita Yucudaac y Andesita San Marcos. Los afloramientos de estas unidades se tienen al oriente del homoclinal, y aunque las localidades tipo se encuentran fuera de la zona de estudio, es conveniente mencionar sus características por la posible correlación con las demás rocas ígneas cenozoicas de la región. Por otra parte, en nuestra área de estudio más específicamente, Caballero-Miranda (1990) observó dos unidades de rocas volcánicas diferenciadas, a las cuales denominó informalmente como Unidad Ahuehuetitlán y Andesita Basáltica Chila.

En el presente estudio muestreamos tres afloramientos de rocas ígneas cenozoicas (Fig. 2.3). En primer lugar, frente al pueblo de Zapotitlán Palmas se encuentra el Cerro de las Tres Coronas, en el cual detectamos 11 coladas de lava. Dicha unidad se encuentra sobreyaciendo tobas blancas que a su vez se encuentran sobre toba rosa y la Formación Huajuapán. Los dos restantes lugares fueron un par de intrusivos emplazados sobre rocas de la Formación Huajuapán localizados respectivamente al norte y al sureste de nuestra región de estudio.

A continuación se citan las características litológicas de cada una de las formaciones reportadas anteriormente junto con una descripción de los afloramientos muestreados.

#### 2.3.2.1.-Toba Llano de Lobos

Ferrusquía-Villafranca (1976) propone este nombre para designar a la secuencia piroepiclástica del área Yucudaac-Tamazulapan estudiada por el mismo. Las tobas son principalmente de tipo "ash fall"; de color rosa pálido de composición riódacítica a andesítica, y están interestratificadas por volcanorenitas arenosas o lutíticas.

Esta unidad sobreyace concordantemente a la Formación Yanhuitlán y está concordantemente sobreyacida por la Toba Cerro Verde o discordantemente por la Andesita Yucudaac. El espesor de la Toba Llano de Lobos se estimó de 300 a 350 m (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

Una muestra de toba procesada por el método K-Ar dió unas edades de  $25.9 \pm 0.5$  M.a. y  $26.5 \pm 0.5$  M.a. (Ferrusquía-Villafranca, 1976), y el mismo autor las correlaciona con la Riolita Tilzapotla de  $26 \pm 10$  M.a. reportada por Fries (1960)(en Ferrusquía-Villafranca, 1976). Aunque si se considera el rango de incertidumbre en la edad reportada por Fries, la correlación entre ambas utilizando sólo las edades es poco confiable.

#### 2.3.2.2.-Toba Cerro Verde

Consiste en tobas soldadas de composición andesítica gris oscuro, rojizo y rosado y de estratificación masiva. Sobreyace concordantemente a la Toba Llano de Lobos y está discordantemente sobreyacida por derrames andesíticos de la Formación Yucudaac (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

El espesor estimado de esta formación es de 100 a 150 m. La

falta de fósiles y de edades isotópicas impiden una gran certeza en el cálculo de su edad, pero de acuerdo a su posición estratigráfica se determinó del Terciario Medio, pero más joven que la unidad similar de Llano de Lobos (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

#### 2.3.2.3.-Andesita Yucudaac

Esta formación y la Andesita San Marcos incluyen a los derrames lávicos que afloran en el área Yucudaac-Tamazulapan su composición es intermedia a básica y sobreyacen a las otras unidades terciarias o se interdigitan con la Formación Chilapa (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

La litología es bastante uniforme. Las muestras frescas tienen color gris claro, oscuro o negro y las intemperizadas un color claro rojizo. La mayor parte de las muestras son afaníticas. La Andesita Yucudaac es una secuencia de varios derrames lávicos (se observaron seis) cuyos espesores oscilan entre 30 y 100 m (Ferrusquía-Villafranca, 1976). El mismo autor fechó por el método K-Ar la base de los derrames en  $28.2 \pm 0.6$  M.a. y  $29.6 \pm 0.6$  M.a..

#### 2.3.2.4.-Andesita San Marcos

Este nombre se propuso para designar a la secuencia de derrames lávicos de andesita de oxihornblenda, microporfirítica o porfirítica de color gris claro a oscuro, que sobreyace discordantemente a la Formación Yanhuitlán y parcialmente se interdigita con la Formación Chilapa (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

El espesor de esta unidad se estimó en 150 a 200 m. El hecho de que al igual que la Andesita Yucudaac, se encuentre interdigitada

parcialmente con la Formación Chilapa, indica una proximidad en edad (Ferrusquía-Villafranca, 1976). Sin embargo, el mismo autor observó que en un contacto por falla con la Andesita Yucudaac, la Andesita San Marcos ocupa el bloque caído, lo que sugiere que esta sobreyació a la Andesita Yucudaac y por ende es más joven. En el mismo estudio, se reporta que se observaron diques de litología parecida a la Andesita San Marcos intrusionando derrames de andesita tipo Yucudaac, lo que refuerza la interpretación anterior.

#### 2.3.2.5.- Unidad Ahuehuetitlán

Caballero-Miranda (1990) designó así, a una secuencia volcánica de morfología tabular y superficie regular de fuertes pendientes, conformada por diversas emisiones lávicas y piroclásticas, con un espesor estimado de alrededor de 200 m, y de composición predominantemente andesítica.

Esta unidad es comparable según Caballero-Miranda (1990) en posición estratigráfica y características litológicas, con las Andesitas Yucudaac y San Marcos definidas anteriormente por Ferrusquía-Villafranca (1976). Por encontrarse en la misma provincia geológica y por la cercanía geográfica, consideramos que sería más prudente nombrarlas como Andesitas Yucudaac o San Marcos por preceder estos nombres al de Unidad Ahuehuetitlán.

#### 2.3.2.6.- Andesita Basáltica Chila

Afloramientos de lavas aislados de corta extensión, correspondientes a aparatos volcánicos de composición andesítico a

basáltico (Caballero-Miranda, 1990). La misma autora designó estos cuerpos como posteriores a la unidad Ahuehuetitlán e incluso de edad cuaternaria debido a que concluyó que son producto de una actividad volcánica de diferente naturaleza y a que conserva en gran medida la morfología original. La ausencia de otras manifestaciones de vulcanismo cuaternario en la región y la hipótesis de que los basaltos que se observan en Chila bien podrían ser una meseta de lava que asemejen una morfología original, nos hacen suponer que, estas lavas son mas bien una extensión de las lavas terciarias discutidas aquí.

2.3.2.7.- Descripción de las Rocas Igneas Cenozoicas muestreadas en la zona de estudio.

1.- Derrames de lavas del Cerro de la Tres Coronas.- El espesor estimado es de 200 m (Fig. 2.4) y se muestrearon cuatro estratos: la base, dos intermedios y la cima.

La primera colada es un basalto de piroxeno-olivino que tiene un espesor de 6 m. Microscópicamente se trata de una roca con textura fluidal constituida por microlitos de plagioclasa cálcico-sódica, abundantes cristales de piroxeno y olivino alterado a iddingsita. También se le reconocen óxidos de hierro diseminados.

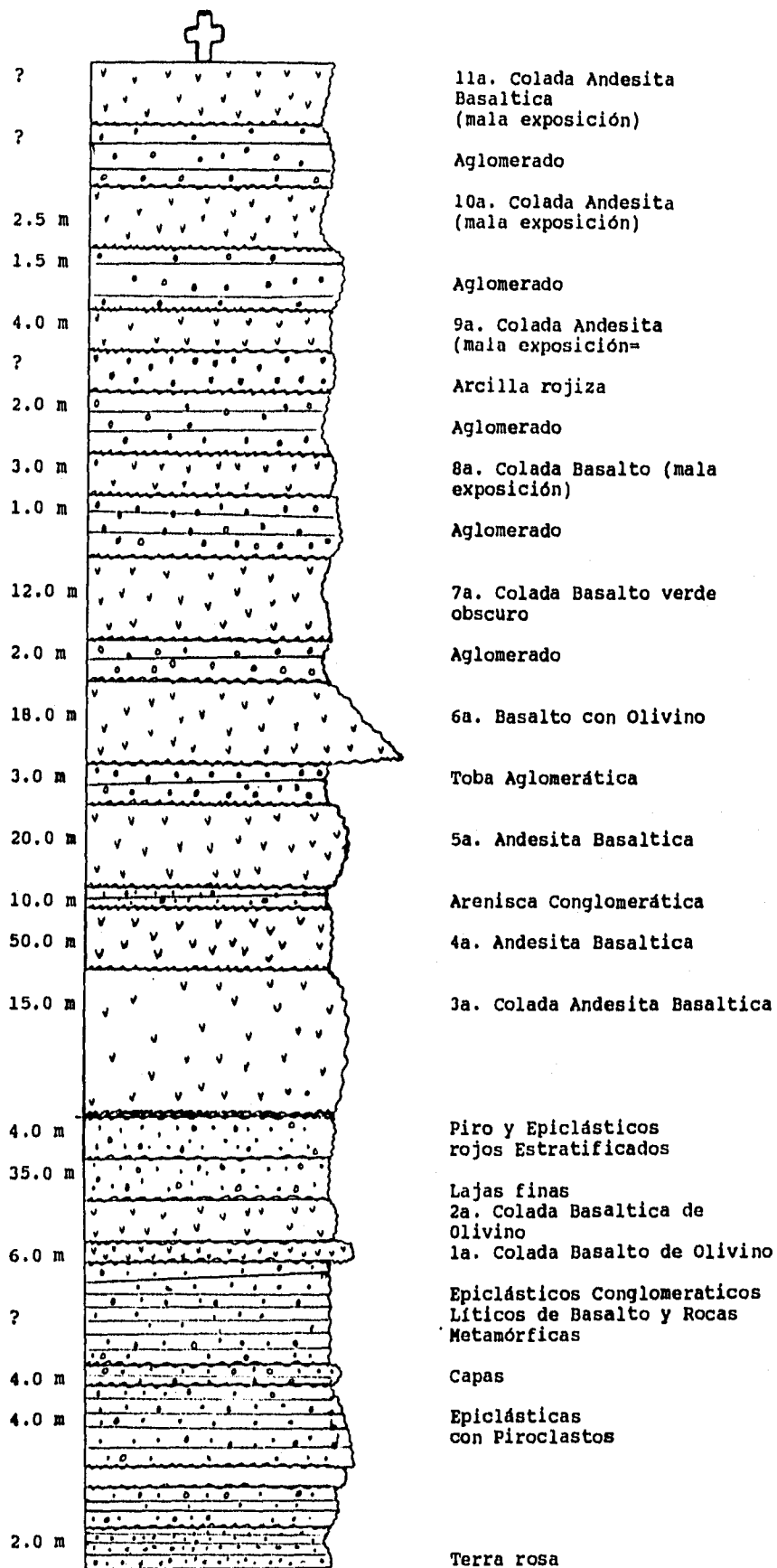
Una muestra de roca total y una pasta separada sin piroxenos dieron edades idénticas de  $31 \pm 1$  M.a. para este derrame.

La segunda colada también es un basalto de piroxeno-olivino de 10 m ? de espesor color gris oscuro con textura afanítica, cuya base



Fig. 2.4

SECCION DEL CERRO DE LAS TRES CORONAS



se encuentra pirometamorfoseada, intercalada con arcilla roja con piroclastos. La parte superior se encuentra bien estratificada. Al microscopio la roca se observa con textura porfídica constituida por fenocristales de plagioclasa clástica, piroxeno y olivino. Este último alterado a iddingsita, embebidos en una mesostasis microlítica de plagioclasas de la misma composición y abundante limonita. Una muestra de roca total de esta colada dió una edad K-Ar de  $32 \pm 1$  M.a..

La tercera colada es una andesita basáltica color gris rosado de aproximadamente 15 m de espesor. Microscópicamente se trata de una roca con textura fluidal constituida por cristales de plagioclasa sódico-cálcica, cristales prismáticos de piroxeno alterados, óxidos de hierro y vidrio ya devitrificado. También se observan esporádicos cristales de biotita y fracturas rellenas de cuarzo.

Una muestra preparada de roca total colectada en este estrato resultó en una edad K-Ar de  $29 \pm 1$  M.a..

La colada de la cima es una andesita basáltica de color gris oscuro y de un espesor aproximado de 1.5 m. El estudio petrográfico muestra que se trata de una roca con textura fluidal constituida por microlitos de plagioclasa sódica, cristales de piroxeno y óxidos de hierro diseminados.

La edad K-Ar de esta andesita se calculó a una muestra de roca total en  $30 \pm 1$  M.a..

2.- Intrusivo Lacolito de Chila.- Frente al poblado de Chila de las Flores se encuentra un intrusivo de importantes dimensiones y que

tiene cúpula en forma de lacolito. Rodríguez-Torres (1970) lo reportó afectando a las secuencias mesozoica y terciaria. Caballero-Miranda (1990) lo observó cubierto por la Formación Huajuapán y le asignó una edad del Terciario Temprano. Sin embargo, nosotros no ubicamos contacto erosional con la Formación Huajuapán, lo que es corroborado con los resultados isotópicos.

Se encuentra formado por rocas color gris oscuro con textura afanítica y microscópicamente de textura fluidal constituida por cristales de plagioclasa sódica entre los cuales se observan abundantes piroxenos, clorita y óxidos de hierro.

La edad K-Ar calculada en este estudio para el Lacolito Chila es de  $30 \pm 1$  M.a. en una muestra de roca total.

3.- Intrusivo La Capilla.- Con este nombre se reconoció al intrusivo de afloramiento circular de aproximadamente 200 m emplazado sobre rocas de la Formación Huajuapán. Se le llamó así, por encontrarse frente a un pequeño altar a la salida de la ciudad de Huajuapán de León rumbo a la Cd. de México.

Se trata de una roca de color gris oscuro con textura afanítica que al microscopio se observa con textura acumulada constituida por agrupaciones de plagioclasa sódica y abundante piroxeno y óxido de hierro, embebidos en una matriz de la misma composición que presenta textura fluidal, en donde también se observa cuarzo accesorio.

La edad K-Ar de roca total calculada para este intrusivo es de  $31 \pm 1$  M.a..

### 2.3.3.-CUATERNARIO

Está representado por sedimentos poco consolidados, masivos, discordantes sobre todas las unidades litológicas del área. Consiste en aluviones, suelos residuales, piamonte y caliche.

Estos sedimentos son producto de la alteración y erosión de las unidades antes descritas y ocurren generalmente en los meandros de los ríos y valles aluviales.

### III.- METODOLOGIA K-Ar Y RESULTADOS DEL AREA

#### 3.1 INTRODUCCION

Las técnicas basadas en el decaimiento de los elementos y sus isótopos se han ganado un lugar importante dentro de las ramas de la geología. La Geología Isotópica, como se le conoce a esta disciplina, ha realizado importantes contribuciones al entendimiento de los fenómenos evolutivos de la tierra y del sistema solar. La Geotectónica, la Geología Física, la Geoquímica, la Oceanografía, la Exploración Espacial, la Paleotermometría, el Paleomagnetismo, la Paleoclimatología, y la Exploración de Recursos Naturales son algunas áreas de la ciencia en donde la Geología Isotópica es protagonista. De ahí la importancia de que los estudiosos de estas disciplinas esten familiarizados con la teoría y principalmente con la interpretación de los resultados isotópicos.

El método K-Ar es una de las técnicas de fechamiento más reconocidas y difundidas. Como nuestras muestras son de lavas e intusivos someros, el fechamiento K-Ar es particularmente confiable. En este capítulo discutiremos de una manera sucinta las generalidades del método K-Ar, así como el procesamiento de nuestras muestras y resultados.

#### 3.2.- GENERALIDADES

La radioactividad se presenta como una manifestación del

decaimiento de átomos inestables. Este fenómeno es espontáneo, y los isótopos que sufren ese decaimiento se convierten en elementos diferentes.

La mayoría de los elementos tienen isótopos estables e inestables. Para los propósitos geocronológicos, algunos de los isótopos inestables más importantes son:  $^{40}\text{K}$ ,  $^{87}\text{Rb}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{147}\text{Sm}$  y  $^{187}\text{Re}$ . La tremenda potencialidad como relojes geológicos de tales núcleos fué reconocida poco después del descubrimiento de la radioactividad.

El análisis de masas de un elemento consistente de diferentes isótopos se obtiene al variar el campo magnético o el voltaje de aceleración de un espectrómetro, de manera tal que los haces de iones separados se enfoquen en el colector en forma sucesiva. La señal resultante consiste en una serie de picos y valles que forman el espectro de masas del elemento. Cada pico representa la relación entre una masa discreta y la carga que identifica cada isótopo del elemento analizado. La altura de estos picos es proporcional a la abundancia de los isótopos.

### 3.3- METODO POTASIO-ARGON

El isótopo natural  $^{40}\text{K}$  sufre un decaimiento a  $^{40}\text{Ar}$  y a  $^{40}\text{Ca}$ . Como el calcio es un elemento muy común y por ende difícil de cuantificar, el método de fechamiento se basa en el decaimiento del isótopo natural  $^{40}\text{K}$  al isótopo estable  $^{40}\text{Ar}$ .

El crecimiento de  $^{40}\text{Ar}$  y  $^{40}\text{Ca}$  radiogénicos en un sistema

cerrado al potasio, argón y calcio durante su tiempo de vida es:

$${}^{40}\text{Ar}^* + {}^{40}\text{Ca}^* = {}^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1)$$

donde  $\lambda$  es la constante de decaimiento total del  ${}^{40}\text{K}$ . Cada rama del esquema de decaimiento da lugar a constantes de decaimiento separadas  $\lambda_e$  y  $\lambda_\beta$  de tal forma que la constante de decaimiento total es:

$$\lambda = \lambda_e + \lambda_\beta$$

donde  $\lambda_e$  se refiere al decaimiento de  ${}^{40}\text{K}$  a  ${}^{40}\text{Ar}$  y  $\lambda_\beta$  representa el decaimiento a  ${}^{40}\text{Ca}$ . Los valores de las constantes de decaimiento son:

$$\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

$$\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

La constante total de decaimiento del  ${}^{40}\text{K}$  es:

$$\lambda = 5.543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

que corresponde a una vida media de:

$$T_{\frac{1}{2}} = 0.693 / 5.543 \times 10^{-10} = 1.25 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$$

Puesto que el cociente de partición  $\lambda_e / \lambda_\beta$  tiene un valor de 0.117, la fracción de átomos  ${}^{40}\text{K}$  que decaen en  ${}^{40}\text{Ar}$  está dada por

$^{40}\text{K}$ . El crecimiento de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico en rocas o minerales con potasio se puede escribir como:

$$^{40}\text{Ar}^* = \frac{\lambda e}{\lambda} \quad ^{40}\text{K}(e^{\lambda t} - 1) \quad (1)$$

El número total de átomos de  $^{40}\text{Ar}$  es:

$$^{40}\text{Ar} = ^{40}\text{Ar}_i + ^{40}\text{Ar}^*$$

y como se supone que  $^{40}\text{Ar}$  (a excepción del atmosférico) no está presente en el mineral en el momento de su formación, se tiene que:

$$^{40}\text{Ar}_i = 0$$

La ecuación 1 es la ecuación de la edad K-Ar y al medir la concentración de potasio y la cantidad de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico que se ha acumulado, podemos calcular t como:

$$t = (1/\lambda) \ln \left( \left( ^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K} \right) \left( \frac{\lambda}{\lambda e} \right) + 1 \right)$$

El valor de t calculado es la edad del mineral, solo si se cumplen las siguientes condiciones (Faure, 1986):

- i) No ha escapado  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico producido por decaimiento del  $^{40}\text{K}$  del mineral durante el tiempo de vida de éste.
- ii) El mineral se cerró al  $^{40}\text{Ar}$  inmediatamente después de su formación, lo que significa que debió enfriarse rápidamente después de su formación, a menos que se hubiera formado a baja temperatura.
- iii) No se ha incorporado  $^{40}\text{Ar}$  al mineral ni al momento de su formación ni por un evento metamórfico posterior.
- iv) Se hace una corrección por la presencia de  $^{40}\text{Ar}$  atmosférico.
- v) El mineral se ha mantenido cerrado al potasio durante su tiempo de vida.



vi) La composición isotópica del potasio en el mineral es normal y no ha cambiado por fraccionación o algún otro proceso, a excepción del decaimiento de  $^{40}\text{K}$ .

vii) Las constantes de decaimiento del  $^{40}\text{K}$  se conocen exactamente y no han sido afectadas por condiciones físicas o químicas del medio en el cual el potasio ha existido desde que fué incorporado a la tierra.

viii) La concentración del  $^{40}\text{Ar}$  y el potasio fueron determinadas correctamente.

La pérdida de argón de los minerales puede ocurrir debido a que el argón es un gas noble y por lo tanto no forma enlaces con otros átomos en una red cristalina. Generalmente la pérdida de argón puede deberse a las siguientes causas (Faure, 1986):

1) La poca habilidad de la red mineral para retener argón aún a baja temperatura y presión.

2) A la fusión parcial o completa de rocas seguidas por la cristalización de nuevos minerales.

3) Metamorfismo a elevadas temperaturas y presiones resultando en la pérdida parcial o completa de argón dependiendo de la temperatura y duración del evento.

4) Aumento en la temperatura debido al enterramiento profundo o metamorfismo de contacto produciendo la pérdida de argón de la mayoría de los minerales sin algún otro cambio físico o químico en la roca.

5) Intemperismo químico y alteración por fluidos que no solo provocan la pérdida de argón sino además puede producir cambios en el

contenido de potasio de los minerales.

6) La solución y redepositación de minerales solubles en el agua como puede ocurrir por ejemplo, con la silvita

7) Rompimiento mecánico de los minerales, daño por radiación y ondas de choque también un excesivo malleo durante la preparación de muestras para el fechamiento K-Ar.

Para que los minerales y las rocas puedan ser fechados por el método de K-Ar deben retener el argón cuantitativamente, deben ser resistentes a la alteración química y deben contener potasio (aunque sin ser necesariamente un componente principal). Además deben ser lo suficientemente comunes para ser útiles en las investigaciones geológicas.

La posibilidad de fechar rocas volcánicas por análisis de roca entera o total han sido previamente estudiados. Se ha demostrado la confiabilidad de fechas K-Ar de muestras de roca total de basalto y otros tipos de roca volcánica (Faure, 1986; Bowen, 1988). Estas rocas consisten principalmente de plagioclasa y piroxeno los cuales retienen favorablemente el argón.

### 3.4.- METODOS ANALITICOS

#### 3.4.1- MUESTREO

Como se mencionó anteriormente, se realizaron dos salidas de campo con fin de reconocer la geología del área, así como para obtener muestras para cálculo de edades K-Ar y para estudios paleomagnéticos. Para los cálculos de edad, se colectaron nueve

muestras de cinco localidades distintas, de las cuales se obtuvieron doce determinaciones de edades en total.

En función de la observación de los emplazamientos y de un análisis macroscópico de la roca se caracterizó a ésta como ígnea intrusiva o extrusiva, resultando ser cuatro localidades de intrusivos y una localidad de lavas.

#### 3.4.2.- PROCESAMIENTO DE MUESTRAS PARA CALCULO DE EDAD

##### 3.4.2.1.- TRITURACION, MOLIDO Y TAMIZADO.

En el caso específico de las muestras recolectadas para nuestro estudio, el procedimiento que se realizó para su molido y tamizado fue similar al realizado rutinariamente en el Instituto Mexicano del Petróleo y que se observa en el cuadro siguiente (Fig. 3.1) y se explica en el anexo 1.

##### 3.4.2.2.- SEPARACION DE MINERALES

Antes de iniciar cualquier procedimiento de separación, es necesario contar con los estudios petrográficos respectivos, para saber si es factible separar algún mineral fechable (Tabla 3.1) o si es más conveniente utilizar una pasta compuesta por varios minerales, (roca total). Ya en gabinete, la separación de un mineral específico también depende de su abundancia dentro de la muestra. Por ejemplo, si se necesita procesar toda o casi toda la muestra disponible para obtener una cantidad adecuada de mineral, normalmente no es buena idea separar un sólo mineral y es mejor emplear una pasta de roca

DETERMINACION DE EDAD POR EL METODO K-Ar

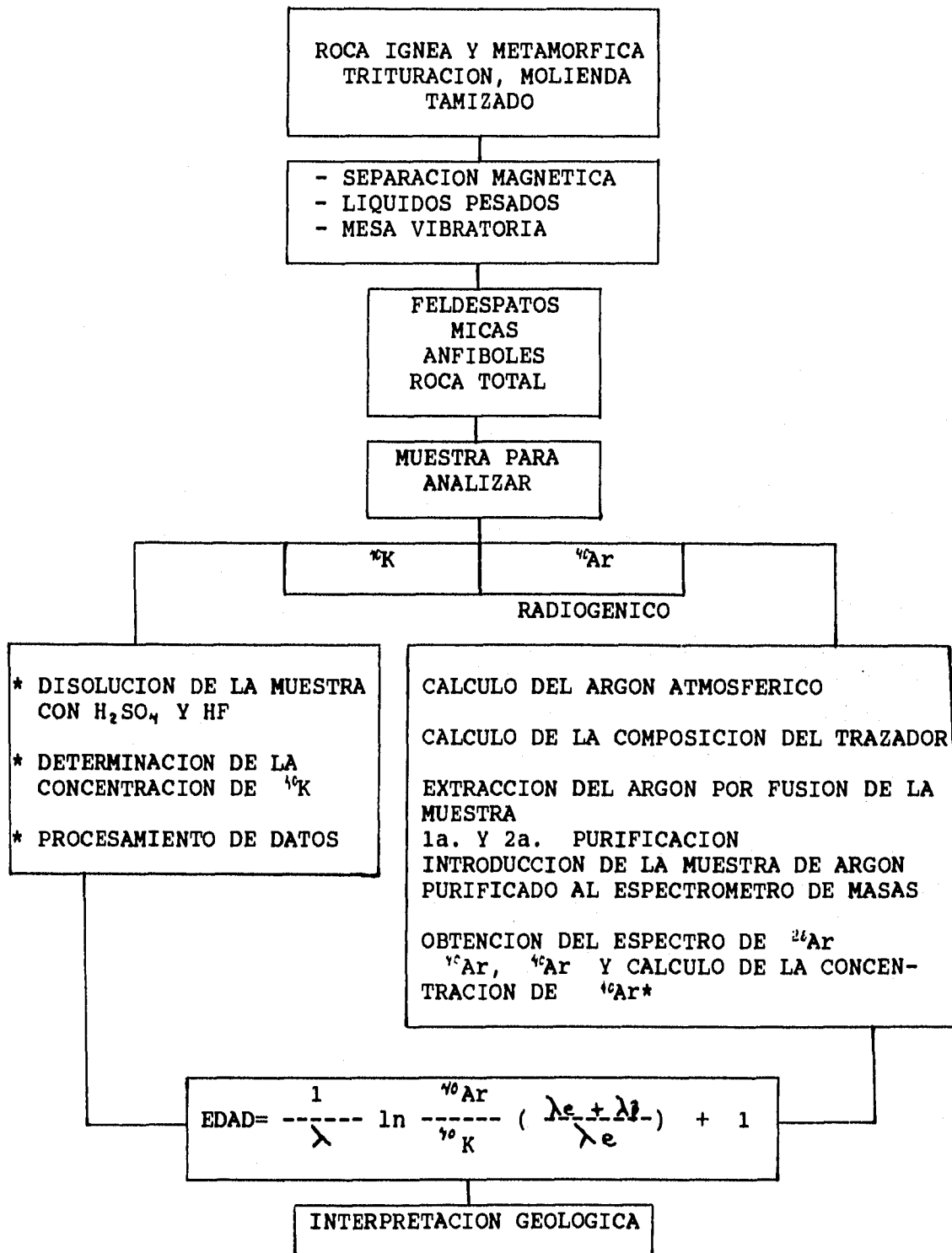


Fig. 3.1

	ROCAS			
	Volc.	Plut.	Met.	Sed.
FELDESPATOS				
SANIDINO	X			
ANORTOCLASA	X			
PLAGIOCLASA	X			
FELDESPATOIDES				
LEUCITA	Y			
NEFELINA	Y			
MICAS				
BIOTITA	X	X		
FLOGOPITA			X	
MUSCOVITA		X		
LEPIDOLITA		Y		
GLAUCONITA				Y
ANFIBOLES				
HORNBLENDA	X	X		
ROCA TOTAL	X		Y	
X MAS UTILIZADO				
Y MENOS UTILIZADO				

TABLA 3.1.- Lista de minerales más comunmente fechados por el Método K-Ar. (Faure, 1986)

total. Los minerales que más comunmente se fechan en el laboratorio de K-Ar se pueden verificar en la Tabla 3.1 (Faure, 1986).

Para nuestro estudio se prepararon 12 muestras a las cuales se les determinó la edad. En total se calcularon 11 edades para roca total y una para un mineral (plagioclasa).

Posteriormente, a las muestras que lo requieran, se les elimina la calcita mediante un baño con ácido acético ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ). El tiempo del baño y la concentración del ácido acético es función del contenido de calcita. Su contenido se determina mediante la observación de la reacción de un poco de muestra con ácido clorhídrico al 10%.

En el entendido de que a todas las muestras se les realizó el tratamiento habitual para roca total, a continuación se indica el tratamiento específico que se aplicó a cada una de ellas en la Tabla 3.2.

MUESTRA	Separación	Calcita	Líquidos Pesados
SVZA-1	roca total	no	
SVZA-1	pasta	no	si (d)
SVZA-2	roca total	no	
SVZA-3	roca total	no	
SVZA-4	roca total	20 min (a)	no
SILC-1	roca total	15 min (a)	no
SICHILA-1	roca total	10 min (a)	no
SICH-1	roca total	15 min (b)	no
SICH-1	plagioclasa	15 min (b)	si (e)
SICH-2	roca total	60 min (c)	no
SICH-3	roca total	10 min (b)	no

a.-  $\text{CH}_3\text{COOH}$  al 10%

b.-  $\text{CH}_3\text{COOH}$  al 50%

c.-  $\text{CH}_3\text{COOH}$  al 100%

d.- Se removieron piroxenos

e.- Se removió biotita y clorita. Del remanente la plagioclasa se separó de los fenocristales con ayuda del Frantz.

TABLA 3.2.- Tratamiento de las muestras.

#### 3.4.2.3.- CALCULO DEL POTASIO

Para calcular la concentración de potasio de las distintas muestras, se emplea un espectrofotómetro de flama. Para ello hay que preparar las respectivas soluciones o alicuotas con la muestra o mineral separado previamente.

Es necesario señalar que este procedimiento se realiza dos veces con cada muestra para obtener dos resultados y calcular un coeficiente de variación entre ambas, y así identificar posibles errores en la elaboración de las soluciones.

Con ayuda del espectrofotómetro de flama, se mide las partes por millón de potasio de cada una de las soluciones y sus duplicados. Los valores en partes por millón, el peso de la muestra y la dilución se utilizan para calcular el porcentaje de potasio y el coeficiente de variación de las dos mediciones.

Como norma del laboratorio, se utilizan solamente resultados que no tengan un coeficiente de variación mayor a 5.

A continuación se presentan los resultados del cálculo de potasio de las muestras (Tabla 3.3):



Muestra	Peso 1	ppm	Peso 2	ppm	% K	Coef.Var.
SVZA-1 (total)	0.10442	4.10	0.10543	4.21	1.213	1.64
SVZA-1 (pasta)	0.10483	4.12	0.10006	3.85	0.841	1.02
SVZA-2 (total)	0.10212	5.04	0.11309	5.61	1.237	0.36
SVZA-3 (total)	0.10395	4.14	0.10329	4.15	1.0	0.62
SVZA-4 (total)	0.10802	6.80	0.12235	7.25	1.356	3.14
SILC-1 (total)	0.10431	5.09	0.10127	5.18	1.249	3.33
SICHILA-1 (tot)	0.10285	6.01	0.10516	5.99	1.442	1.81
SICH-1 (total)	0.10265	5.57	0.10194	5.38	1.337	1.96
SICH-1 (plag)	0.10390	6.13	0.11332	7.03	1.51	3.56
SICH-2 (total)	0.10260	13.42	0.10311	13.83	3.31	1.78
SICH-3 (total)	0.10299	6.01	0.10282	5.99	1.213	1.64

TABLA 3.3.- Cálculo del porcentaje de Potasio.

#### 3.4.2.4.- CONCENTRACION DE ISOTOPOS DE ARGON

El diagrama de extracción de argón del laboratorio se muestra en la Figura 3.2.. Una cantidad conocida de muestra es fundida dentro de un crisol sellado en un sistema de vacío y éste se calienta por bombardeo electrónico. El bombardeo electrónico se controla con un termopar a 20 mV que equivale a 1250 °C.

Después de realizada la fusión se libera gas del mineral o muestra el cual se limpia de gases reactivos con una esponja de titanio que previamente se calentó a 850 °C y que es medido con un termopar.

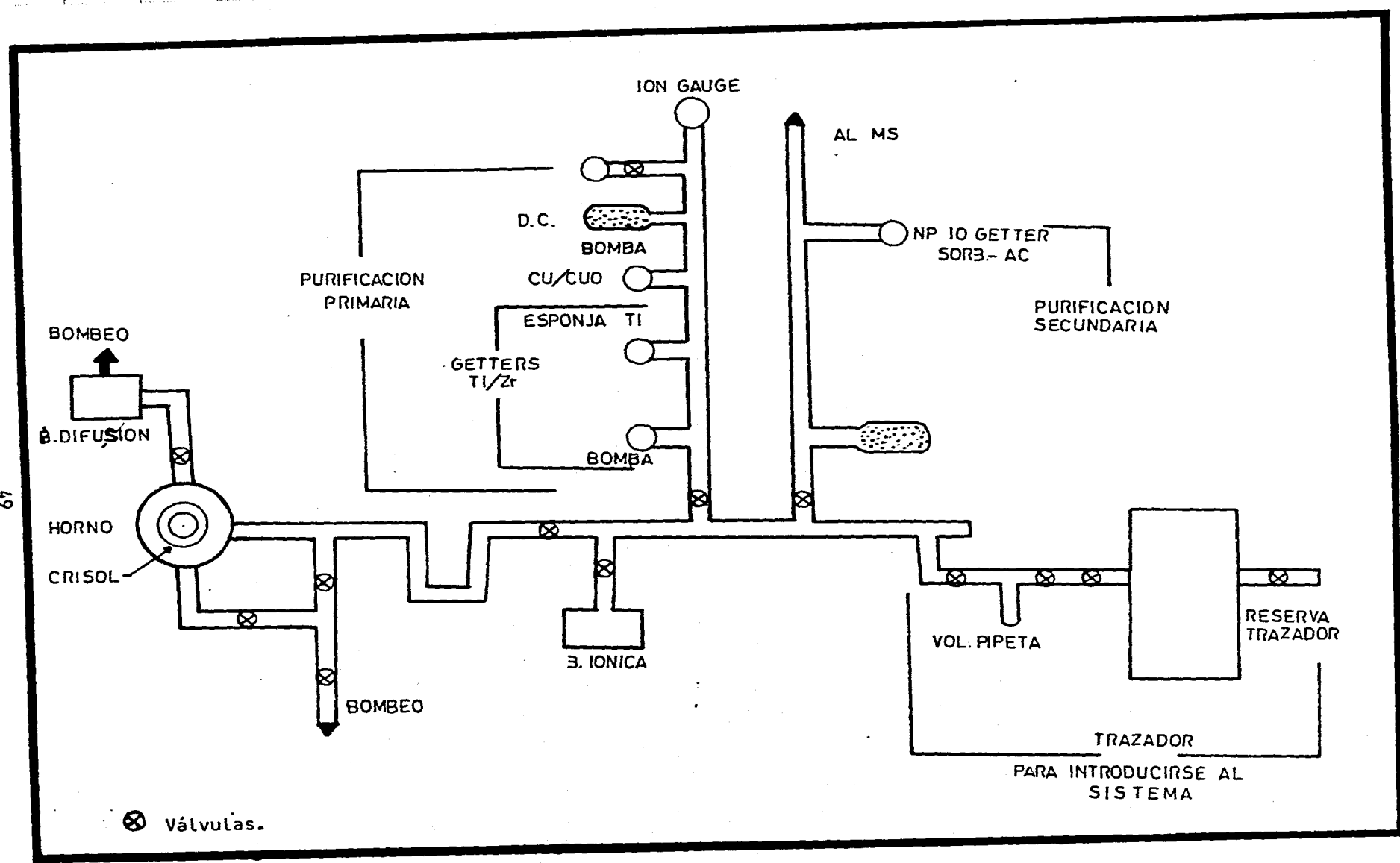


Fig. 3.2. Sistema de extracción de argón.

El gas una vez que se purgó con la esponja de titanio se condensa en un dedo de carbón que al enfriarse atrapa argón y al calentarse a temperatura ambiente lo libera. Una cantidad conocida de  $^{40}\text{Ar}$  es mezclada con el gas de la muestra y la mezcla es purificada en una bomba de Ar Sorb la cual deja una mezcla de gases nobles, incluyendo al argón. La mezcla de gas residual es introducida en el espectrómetro de masas, de donde se procede a determinar las proporciones  $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$  y  $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ . El valor medido de la razón  $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  es usado para corregir la presencia de argón atmosférico cuya composición isotópica es conocida. La razón  $^{40}\text{Ar}/^{38}\text{Ar}$  atmosférico es igual a 295.5.

Como se puede observar en el diagrama de flujo de procedimientos del laboratorio (Fig. 3.1 y Anexo 1), la parte experimental para calcular edades por el método K-Ar, requiere realizar dos trayectorias por separado: un cálculo para determinar la concentración del K y otro para determinar la concentración de Ar radiogénico, para lo cual de una cantidad de muestra conocida de roca total y/o mineral puro, se necesita dividir la muestra en dos fracciones, si ello no se realiza cuidadosamente puede generar problemas de homogenización en la muestra con resultados no muy precisos. Esta última circunstancia es considerada como un punto débil del método K-Ar, por ejemplo en comparación el método Rb-Sr.

#### 3.4.2.5.- DETERMINACION DE EDADES

Una vez obtenido el espectro con los picos de Ar de la muestra en cuestión, se procede a medirlos y con el conocimiento del peso de

la muestra y el contenido de K medido previamente, se puede aplicar la ecuación de la edad por el método K-Ar. Los resultados de las edades calculadas se muestran en la Tabla 3.4.

Muestra	Localidad	Peso (g)	%K	%Rad	Edad (Ma)
SVZA-1 (total)	Tres Coronas	0.08808	0.644	50	31 + 1
SVZA-1 (pasta)	Tres Coronas	0.06130	0.841	51	31 + 1
SVZA-2 (total)	Tres Coronas	0.05179	1.237	71	29 + 1
SVZA-3 (total)	Tres Coronas	0.05416	1	41	32 + 1
SVZA-4 (total)	Tres Coronas	0.11954	1.336	72	30 + 1
SILC-1 (total)	La Capilla	0.05327	1.25	59	31 + 1
SICHILA-1 (tot)	Chila	0.05347	1.44	79	30 + 1
SICH-1 (total)	Chilixtlahuaca	0.05890	1.33	97	130 + 5
SICH-1 (total)	Chilixtlahuaca	0.05849	1.33	89	129 + 5
SICH-1 (plag)	Chilixtlahuaca	0.10393	1.51	92	144 + 5
SICH-2 (total)	San Jerónimo	0.08484	3.31	93	103 + 5
SICH-3 (total)	Chilixtlahuaca	0.09679	1.213	87	127 + 5
Promedio Roca Total Chilixtlahuaca					128.7 + 5
<p>Para las muestras SVZA-1 roca total y pasta, SVZA-4, SICH-1 plagioclasa, SICH-2 y SICH-3 el valor de Exc. es 0.01881 y el volumen es <math>1.1119 \times 10^{-12}</math>. Para todas las otras muestras el valor de Exc. es 0.018678 y el volumen es <math>1.023 \times 10^{-1}</math>. El error se calcula con base en el corrimiento de estándares e incorporado en el programa de cálculo de la edad.</p>					

TABLA 3.4.- Edades Calculadas.

#### IV.- PRINCIPIOS DE PALEOMAGNETISMO Y RESULTADOS DEL AREA.

##### 4.1.- INTRODUCCION

El paleomagnetismo es el estudio del magnetismo fósil remanente en las rocas. Cuando este magnetismo se originó al momento en que la roca se formó, la medición de su dirección puede usarse para determinar la latitud en la cual la roca fué creada. Si esta latitud difiere de la presente latitud a la cual la roca se encuentra, se tiene una importante evidencia de que esta se ha movido sobre la superficie de la tierra. Más aún, si se puede mostrar que el patrón de movimiento difiere de aquel de las rocas de la misma edad en un continente diferente, se deduce que ha ocurrido movimiento relativo entre ellos. De esta forma, la medición paleomagnética ha demostrado la deriva continental y ha proporcionado la primera estimación cuantitativa de los movimientos relativos entre los continentes. El paleomagnetismo se mantiene como el principal campo de investigación capaz de explorar la geofísica del pasado (paleogeofísica) con un alto grado de precisión. De igual manera es un importante complemento a las investigaciones geofísicas del Mesozoico y el Cenozoico y también define la historia de polaridad del campo magnético identificando los períodos largos y uniformes de polaridad normal o inversa (Piper, 1989).

En este capítulo analizaremos de una manera breve algunas generalidades de la técnica paleomagnética y los resultados de las muestras colectadas en el campo.

#### 4.2.- GENERALIDADES

##### 4.2.1.- CLASIFICACION DE LA MAGNETIZACION EN LAS ROCAS.

La magnetización permanente presente en una roca se conoce como la magnetización remanente natural (MRN). Es generalmente la resultante de una magnetización primaria adquirida cuando la roca se formó y de una magnetización secundaria adquirida durante un tiempo geológico subsecuente. La magnetización secundaria puede incluir varios componentes que fueron adquiridos por la roca durante eventos térmicos y tectónicos posteriores. Uno de los principales objetivos de las investigaciones paleomagnéticas incluye el reconocimiento y separación de estos componentes.

##### 4.2.2.- POLOS PALEOMAGNETICOS.

Si un estudio paleomagnético nos da una posición del polo magnético diferente a la presente, se implica que el polo magnético se ha movido a través del tiempo geológico, es decir, que el polo magnético se ha movido en relación al polo rotacional, o que los polos se han mantenido estacionarios y por lo tanto el sitio de muestreo se ha movido, implicando rotación de un segmento de corteza.

De esta forma los estudios paleomagnéticos pueden dar una medida cuantitativa de la deriva continental. La posición en el tiempo de los polos paleomagnéticos de una placa de corteza definen una trayectoria de deriva polar aparente (APWP) y la divergencia de estas trayectorias de los polos presentes en las distintas placas, define la principal evidencia de que los continentes han cambiado sus posiciones en el globo terrestre.

Además, la comparación de estas trayectorias permite la determinación de las posiciones relativas anteriores de los continentes (Piper, 1989).

#### 4.2.3.- INVERSIONES DE POLARIDAD GEOMAGNETICA

La base de la magnetoestratigrafía es la capacidad de retención por las rocas del magnetismo adquirido en el campo geomagnético existente en el tiempo de formación de ella. Los procesos que producen el campo magnético terrestre ocurren en el núcleo de la tierra donde se cree que el movimiento por convección de fluidos producen un dínamo que genera el campo magnético. Por alguna razón, las corrientes que fluyen en el núcleo invierten su dirección, produciendo una inversión en la polaridad del campo magnético. Por convención internacional, la polaridad actual es normal, y por esta misma razón, las líneas de fuerza magnética en la superficie de la tierra se dirigen hacia el polo norte magnético. La inclinación del campo se dirige hacia abajo en el hemisferio norte y hacia arriba en el hemisferio sur. Cuando la polaridad es inversa, las líneas de fuerza se dirigen en la dirección opuesta (Harland et al., 1990).

Los cambios de 180 grados en la dirección del campo magnético grabado en las rocas formándose en la superficie terrestre son entonces, la base de la estratigrafía de polaridades magnéticas. Puesto que las inversiones de polaridad se graban simultáneamente en rocas de todo el mundo, las divisiones magnetoestratigráficas no transgreden el tiempo, a diferencia de las divisiones

litoestratigráficas y bioestratigráficas. Cuando una inversión ocurre el tiempo requerido para el cambio de polaridad es de aproximadamente 5000 años (Cox y Dalrymple, 1967; Jacobs, 1984; Harland et al., 1990).

El intervalo del tiempo que ocurre entre dos inversiones sucesivas en la polaridad del dínamo geomagnético es conocido como intervalo de polaridad (Cox, 1968). Los términos recomendados para la descripción de las subdivisiones del tiempo basadas en polaridades geomagnéticas son subcrona, crona y supercrona.

Se ha mostrado la presencia de un patrón de anomalías magnéticas simétricas a la cresta de las cordilleras oceánicas del Pacífico, el Atlántico y el Indico (Heirtzler et al., 1968). Suponiendo que el patrón es causado por una secuencia de bloques magnetizados en movimiento debido a la expansión del piso oceánico (Vine y Matthews, 1964), se demostró que la secuencia de bloques corresponde a la misma escala geomagnética de tiempo, y se intentó determinar las edades absolutas de la escala de tiempo utilizando datos paleomagnéticos y paleontológicos. La escala magnetoestratigráfica de tiempo ha sufrido algunas modificaciones y contribuciones posteriores (Larson y Hilde, 1975; LaBrecque et al., 1977; Ness et al., 1980; Harland et al., 1990) (Fig. 4.1).

#### 4.3.- METODOS ANALITICOS

##### 4.3.1.- MUESTREO

Se obtuvieron núcleos de las mismas rocas de donde se colectaron las



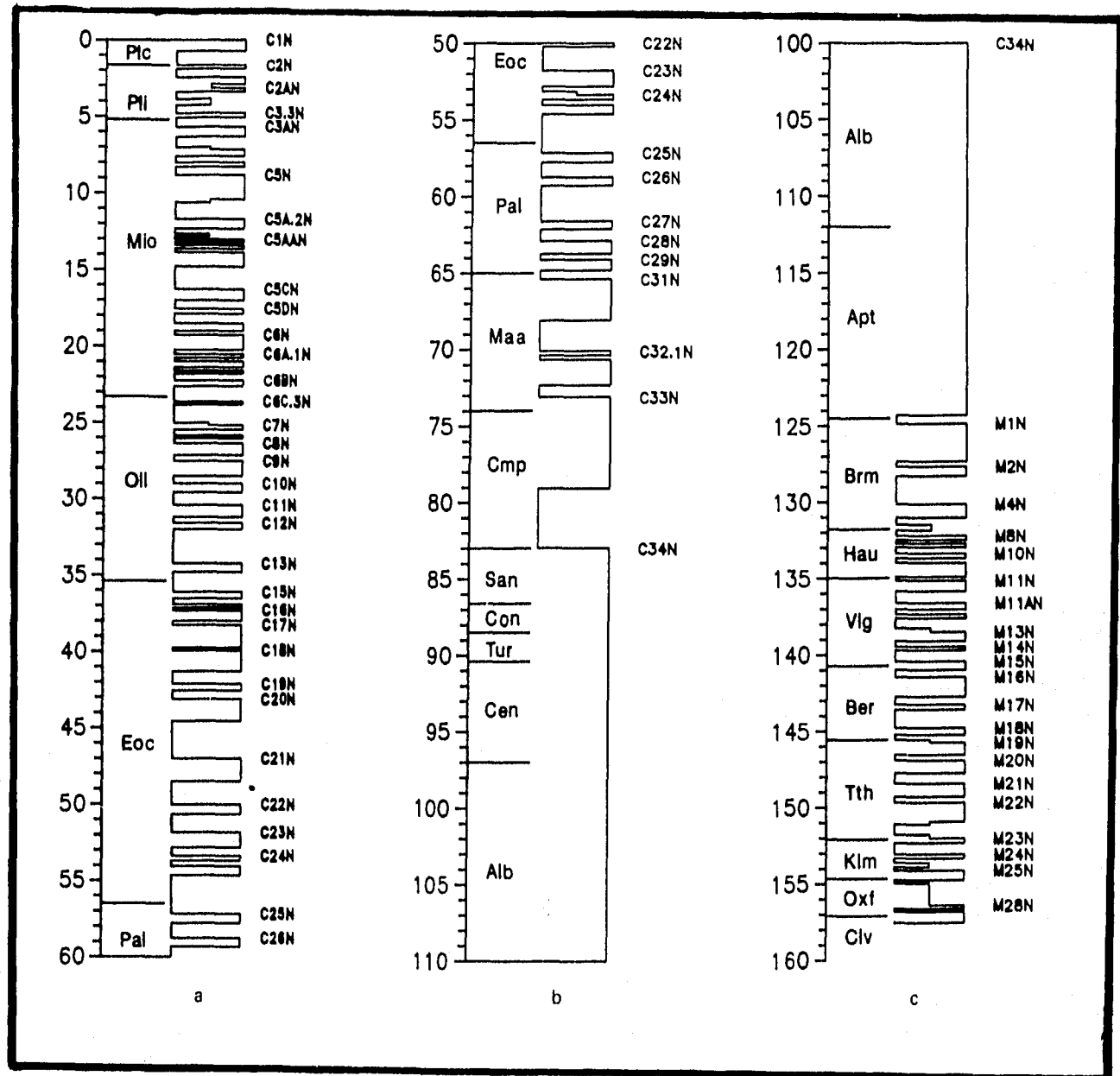


Fig. 4.1.- Escala de inversiones de polaridad para el Cenozoico y el Mesozoico (Harland et al., 1990).

muestras para K-Ar. Estos eran de aproximadamente 20-30 cm de longitud y con la ayuda de un orientador de muestras paleomagnéticas se calculó la dirección y la inclinación del núcleo obtenido.

#### 4.3.2.- PROCEDIMIENTO EN EL LABORATORIO DE PALEOMAGNETISMO

##### 4.3.2.1.- MEDICION DE LA MAGNETIZACION REMANENTE NATURAL

Para medir la Magnetización Remanente Natural (MRN) utilizamos el magnetómetro giratorio del Laboratorio de Paleomagnetismo de la UNAM, en muestras cortadas del núcleo en forma de cilindro. Se analizaron 12 muestras (20 especímenes) de 7 sitios diferentes. Los datos medidos fueron posteriormente corregidos con los datos de campo (inclinación y declinación). Los resultados de estos análisis se muestran en la Tabla 4.1. Con base en los datos obtenidos durante el análisis, se seleccionaron 6 especímenes pilotos representativos de 5 sitios distintos y se grafican en un estereodiagrama mediante una red Schmidt de áreas iguales (Figs. 4.2, 4.3 y 4.4).

##### 4.3.2.2.- DESMAGNETIZACION

Como se mencionó anteriormente, con base en un primer análisis de la MRN de los puntos obtenidos, se decidió tomar algunos especímenes como pilotos para su desmagnetización. Por ejemplo, de algunos puntos agrupados se tomó a uno de ellos como representativo y de igual forma se consideró estudiar alguno fuera del grupo. La desmagnetización como se mencionó anteriormente permite identificar y en su caso separar la magnetización primaria de las distintas magnetizaciones secundarias. Al desmagnetizar algunos especímenes

Especímen	Localidad	Declinación	Inclinación	Polaridad
CH1A	Chilixtlahuaca	193.3	79.3	N
CH1B	Chilixtlahuaca	184.9	45.0	N
CH2	Chilixtlahuaca	252.3	-27.3	R
CH3A	Chilixtlahuaca	240.4	11.2	N
CH3B	Chilixtlahuaca	218.8	18.8	N
CH4	Chilixtlahuaca	178.2	1.9	N
CH5A	San Jerónimo	126.3	2.4	N
CH5B	San Jerónimo	131.5	4.9	N
<b>ZA1</b>	Tres Coronas 1	260.8	-29.5	R
<b>ZA8A</b>	Tres Coronas 2	287.5	-37.7	R
<b>ZA8B</b>	Tres Coronas 2	280.4	-28.0	R
<b>ZA10</b>	Tres Coronas 2	335.8	-32.5	R
<b>ZA6A</b>	Tres Coronas 3	344.9	-2.7	R
<b>ZA6B</b>	Tres Coronas 3	345.3	-0.4	R
LC2A	La Capilla	353.7	63.5	N
LC2B	La Capilla	354.7	65.5	N
LC2C	La Capilla	347.2	71.7	N
LC2D	La Capilla	129.3	57.3	N
CHILA1	Chila	320.8	11.2	N
CHILA3	Chila	351.5	26.0	N

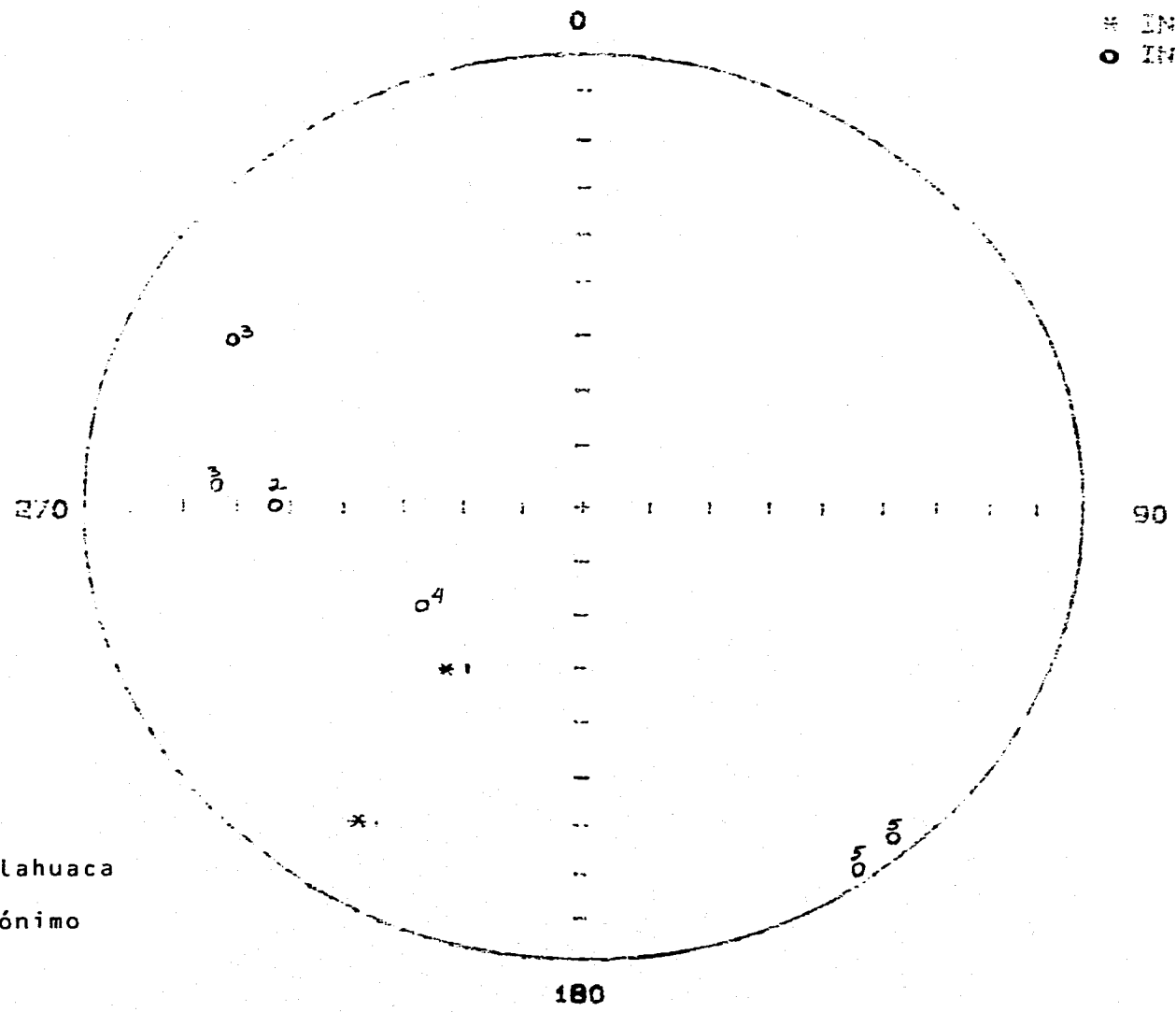
N= Normal, R= Inversa. (Pilotos en negritas)

TABLA 4.1.- Mediciones de la Magnetización Remanente Natural (MRN).

INTRUSIVOS CRETACICOS ( MRN )

\* INC > 0  
● INC < 0

59



1-4.- Chilixtlahuaca  
5.- San Jerónimo

Fig. 4.2

LAVAS TRES CORONAS (MRN)

\* INC > 0  
 o INC < 0

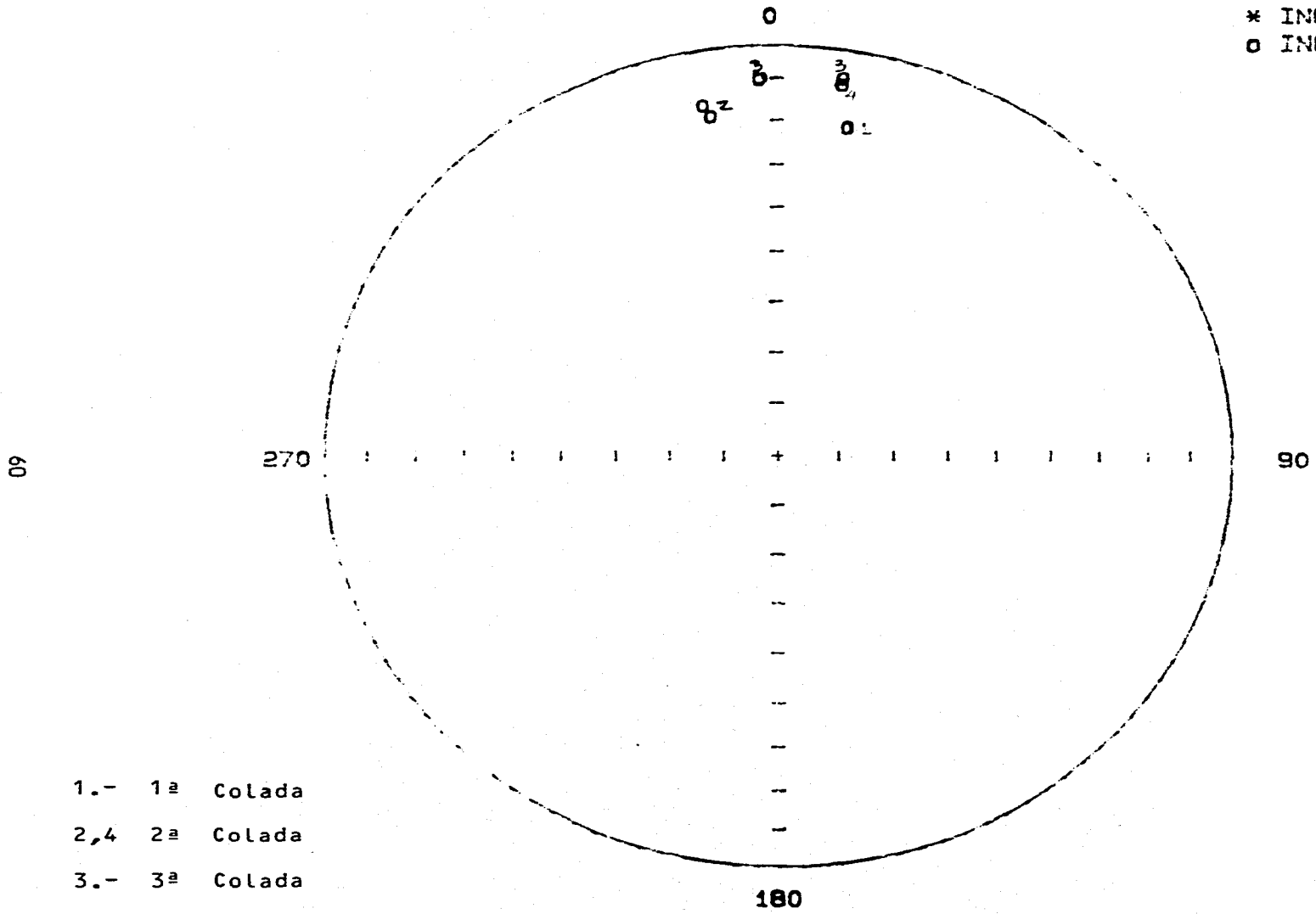


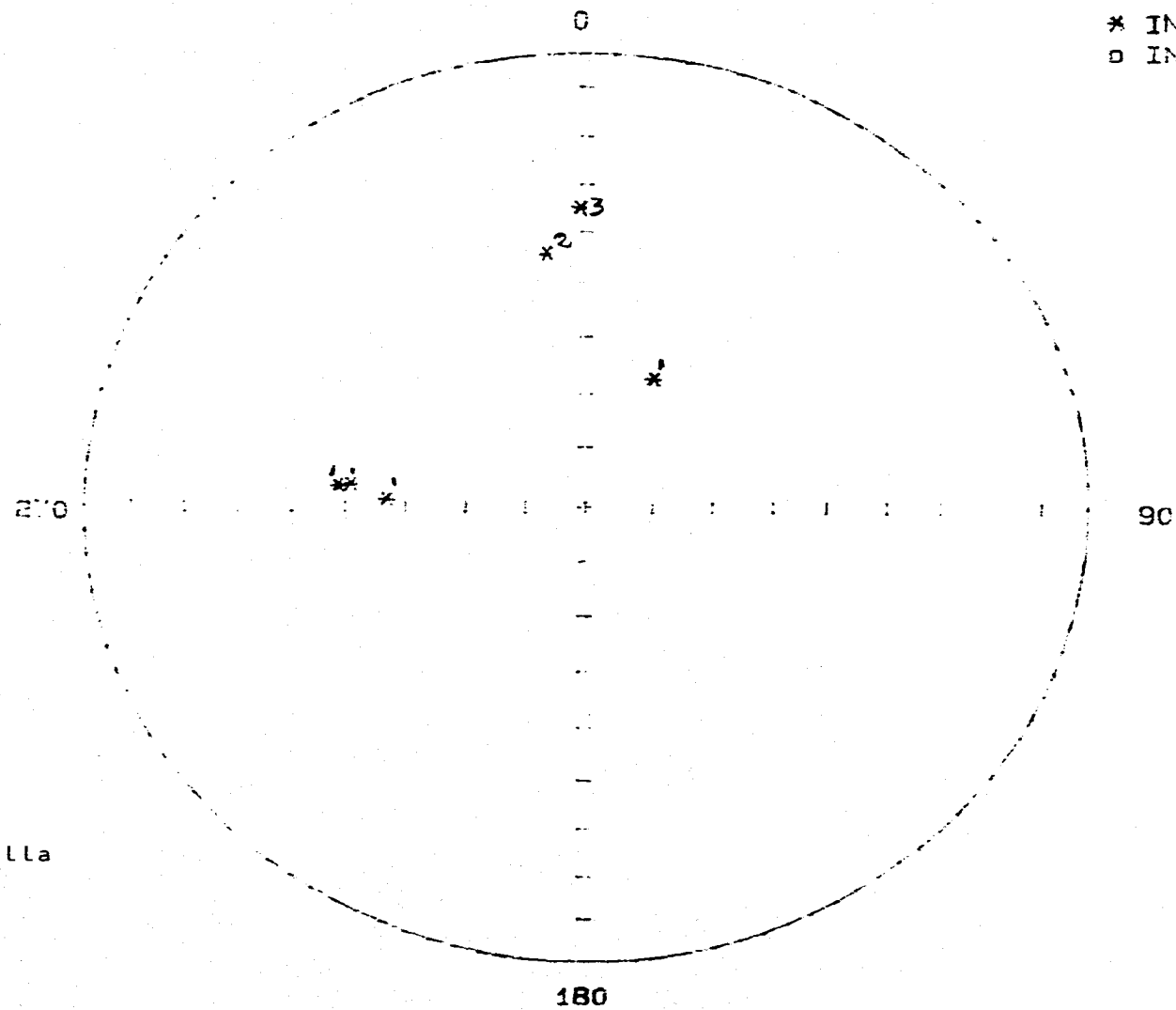
Fig. 4.3



INTRUSIVOS OLIGOCENICOS (MRN)

\* INC > 0  
□ INC < 0

61



1.- La Capilla

2-3.- Chila

Fig. 4.4

piloto se obtiene un comportamiento de los componentes de la magnetización remanente y generalmente se puede extrapolar este comportamiento a los demás núcleos obtenidos del mismo sitio.

Se desmagnetizaron los siguientes especímenes: ZA1, ZA8A, LC2D, CH2, CH3B y CH5A.

#### 4.3.3.- DIAGRAMAS DE ZIJDERVELD

Los cambios en dirección de un vector magnético durante una desmagnetización se pueden representar como la proyección de este vector en dos planos ortogonales (horizontal y vertical). Al tiempo en que la muestra se desmagnetiza, su proyección representará la trayectoria definida por los cambios colectivos en la declinación, la intensidad y la magnitud. Si la MRN esta formada por un solo componente, su magnitud se reducirá por efecto de la desmagnetización, pero su dirección se mantendrá constante y las proyecciones se localizarán a lo largo de dos líneas rectas hacia el origen. Si la magnetización tiene varios componentes, la dirección del vector se moverá sobre una línea al tiempo que cada componente es sustraída pero sin dirigirse hacia el origen. La ventaja de este método es que proporciona el número de componentes de la MRN y el rango de intensidades en el que se desmagnetiza (Collinson, 1983).

Con base en los pilotos desmagnetizados se obtuvieron los siguientes diagramas de Zijderveld (Figs. 4.5, 4.6, 4.7, 4.8, 4.9 y 4.10).

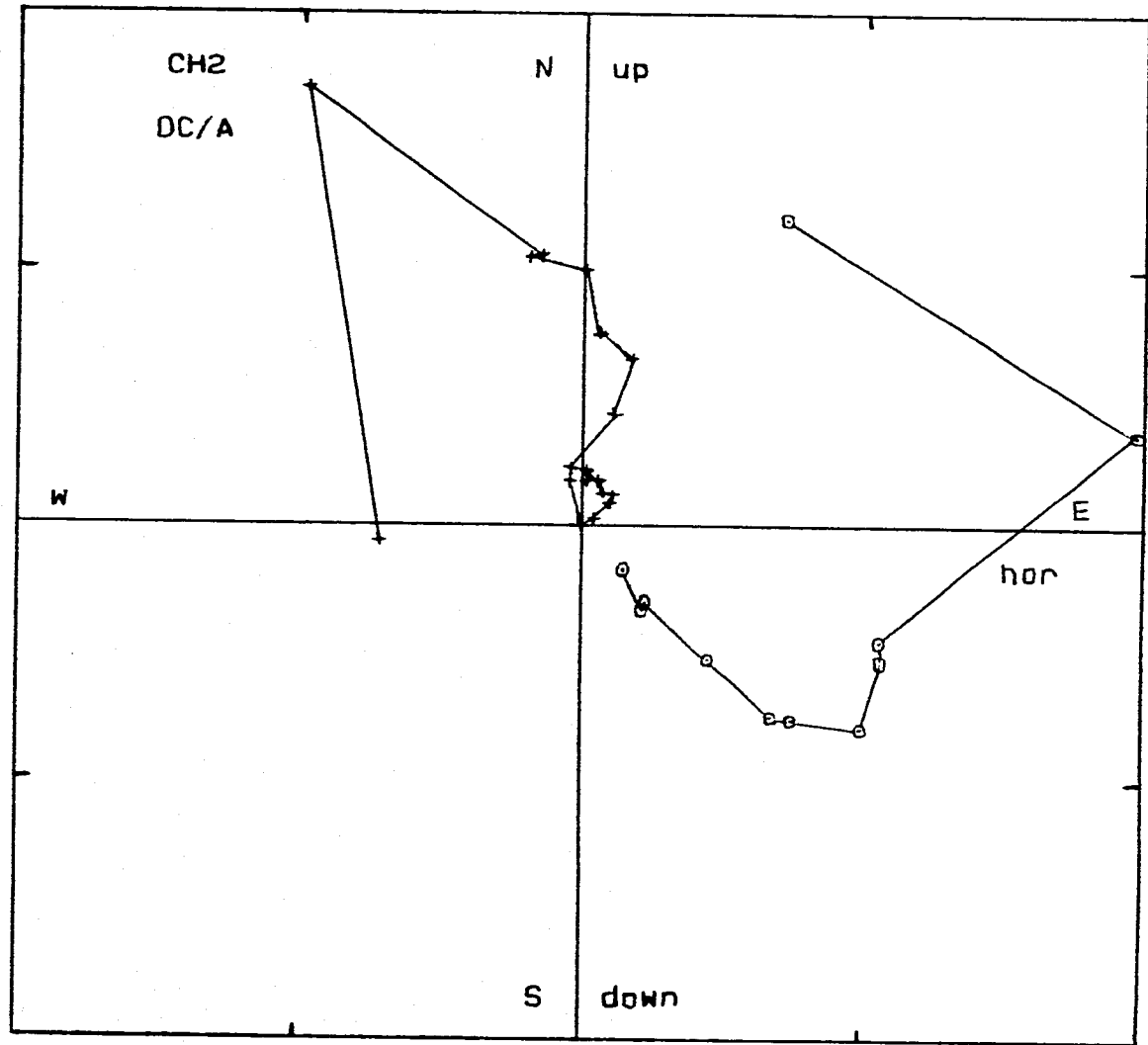


Fig. 4.5 Normalized components



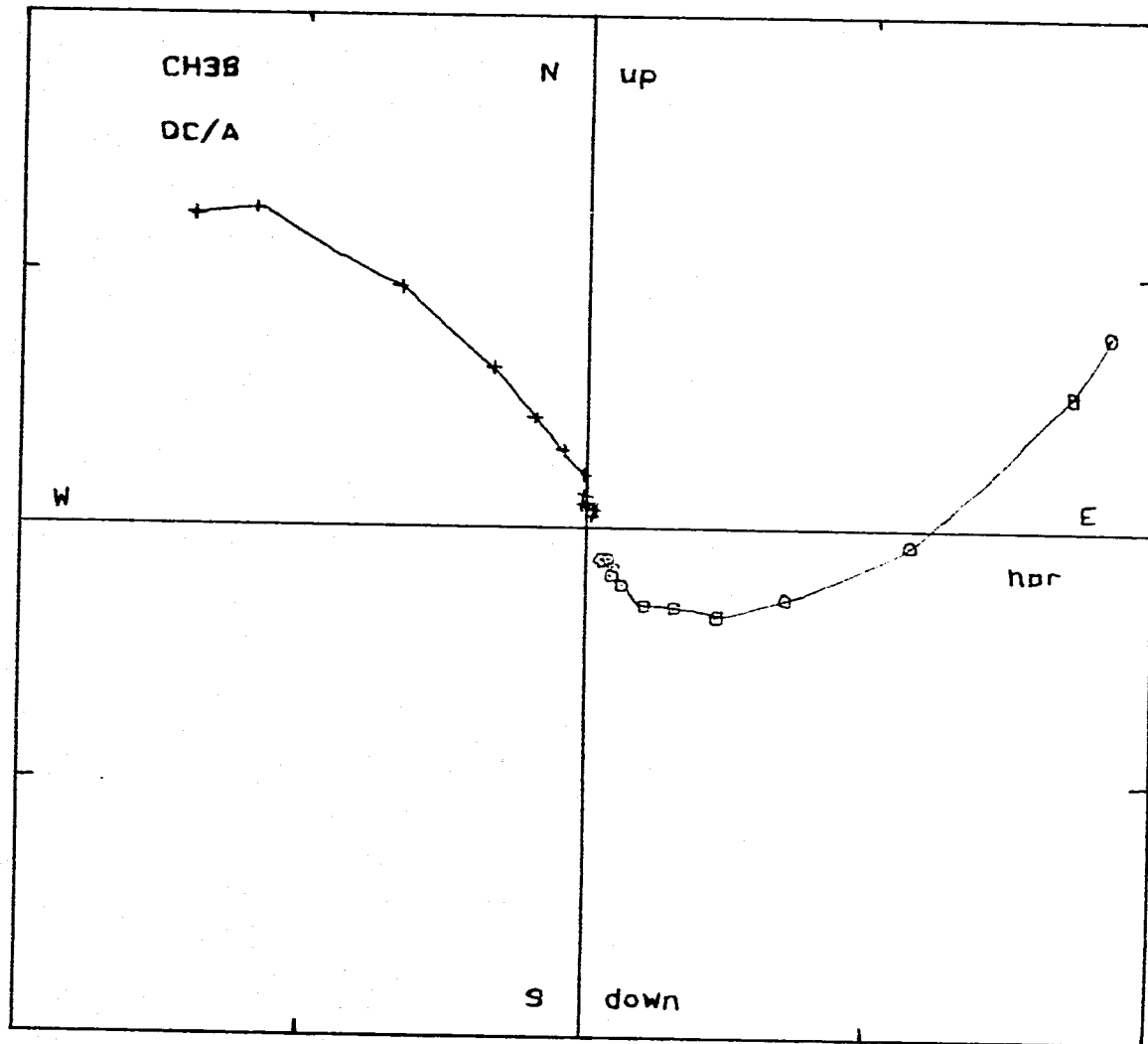


Fig. 4.6 Normalized components

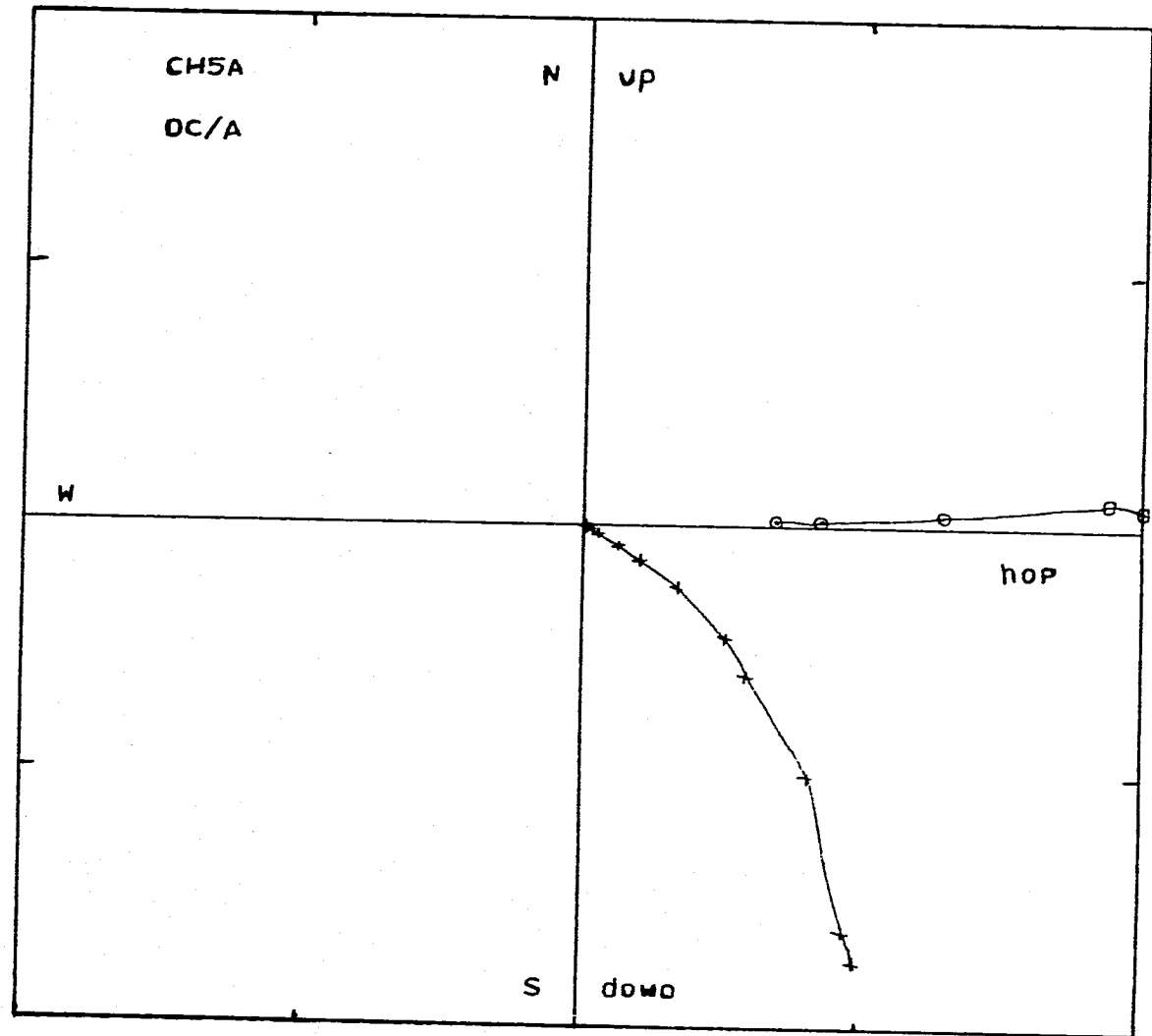


Fig. 4.7 Normalized components

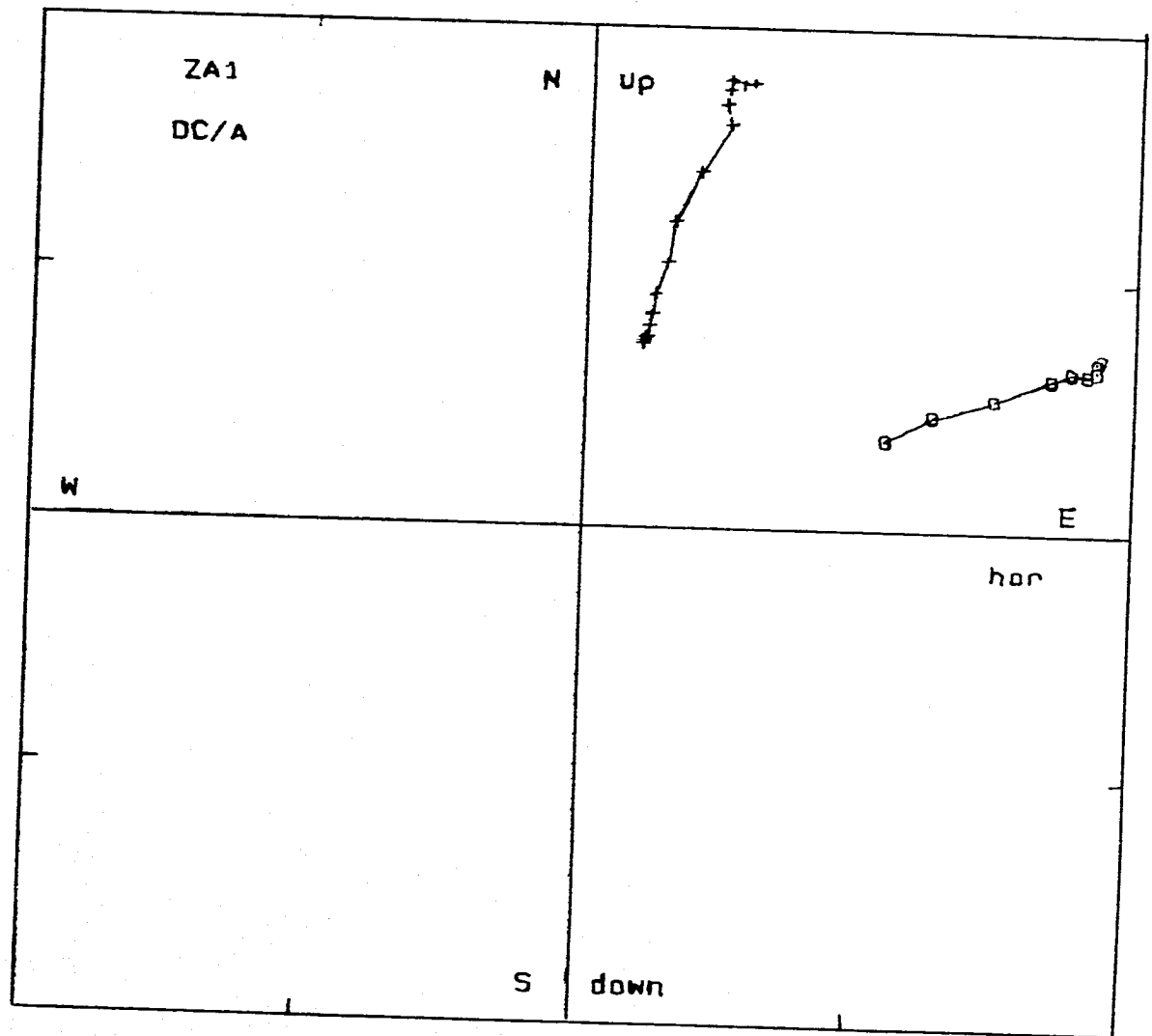


Fig. 4.8 Normalized components

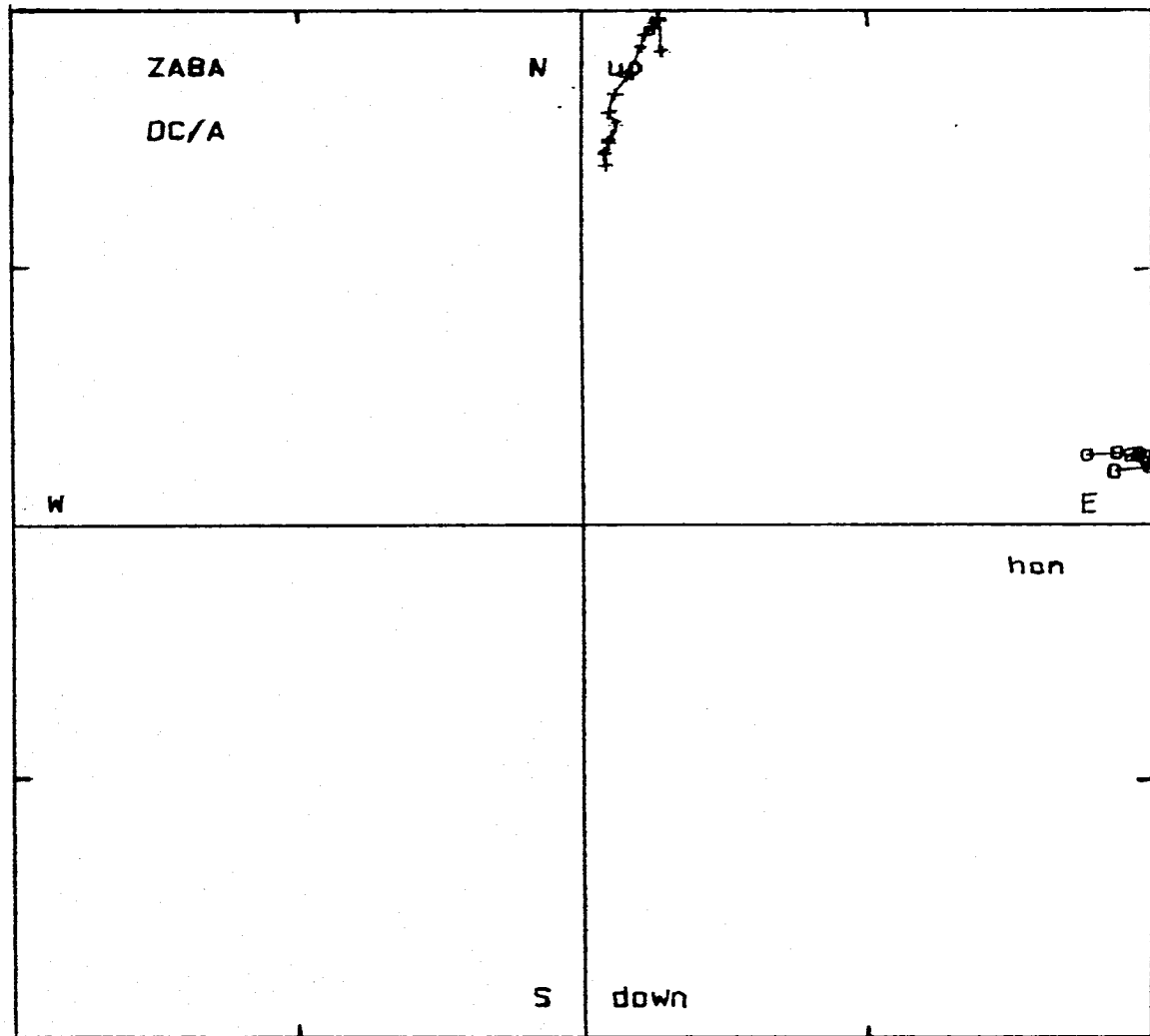


Fig. 4.9 Normalized components

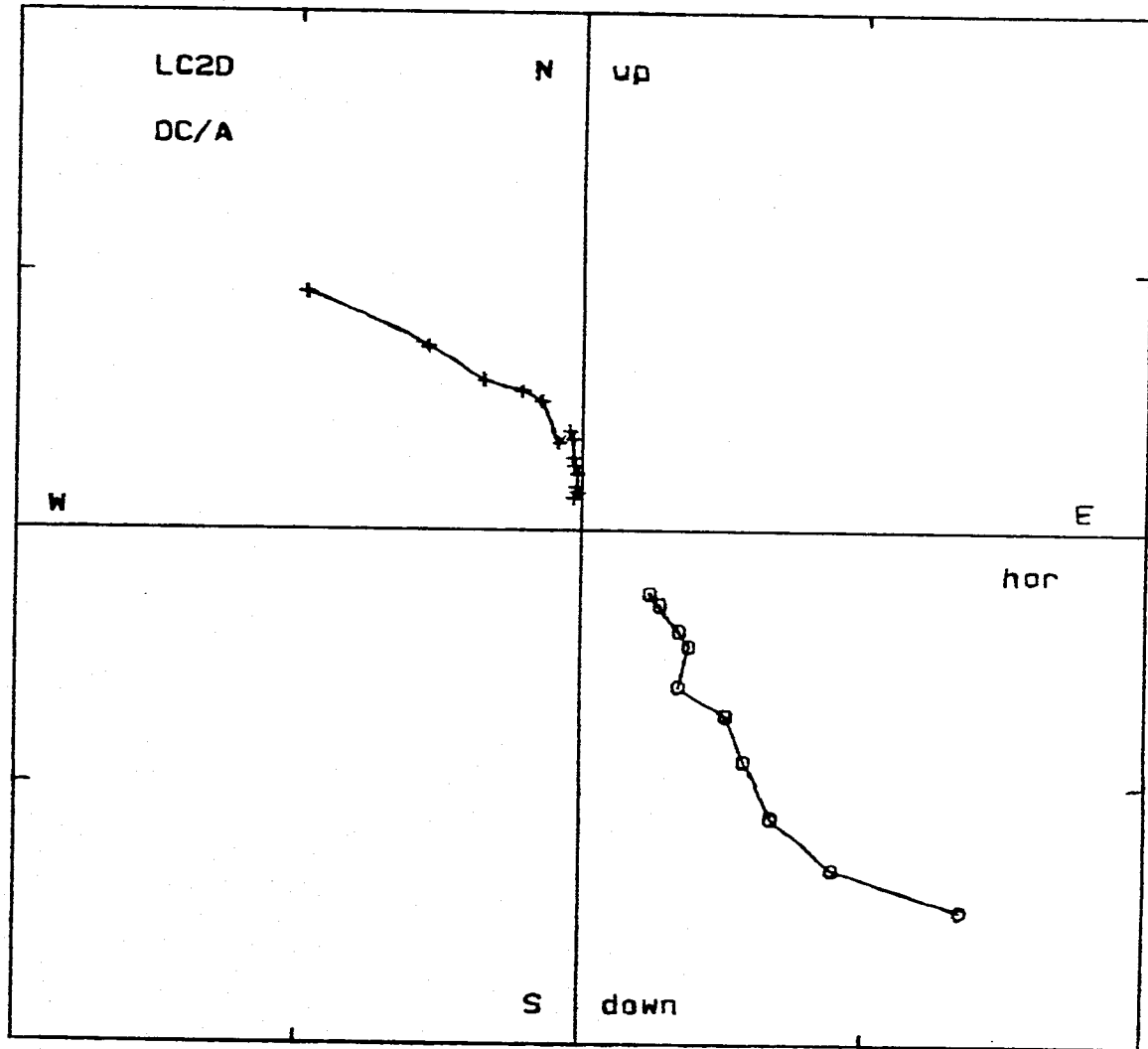


Fig. 4.10 Normalized components

#### 4.3.4.- POLARIDADES

La polaridad de las magnetizaciones primarias de los distintos pilotos, así como su edad K-Ar correspondiente se pueden observar en la siguiente Tabla (4.2):

Muestra	Localidad	Polaridad	Edad
CH2	Chilixtlahuaca	N	128.7 ± 5 M.a.
CH3B	Chilixtlahuaca	N	128.7 ± 5 M.a.
CH5A	San Jerónimo	N	103 ± 5 M.a.
ZA1	Tres Coronas 1	R	31 ± 1 M.a.
ZA8A	Tres Coronas 3	R	32 ± 1 M.a.
LC2D	La Capilla	N	31 ± 1 M.a.

TABLA 4.2.- Polaridades y Edades de los Sitios seleccionados.

## V.- DISCUSION

Como se puede observar de las tablas de resultados (3.4, 4.1 y 4.2), existen 7 fechamientos obtenidos de 3 localidades diferentes con edades cenozoicas y sus respectivas muestras paleomagnéticas, así como edades y los correspondientes datos paleomagnéticos de 2 localidades que corresponden al Mesozoico. Empezaremos nuestra disertación con el análisis de las edades de las muestras mesozoicas.

### 5.1.- Edades Mesozoicas

La casi totalidad de estudios geológicos sólo presentan a las rocas cretácicas de la región de Oaxaca de origen sedimentario, sin embargo, nosotros encontramos al menos dos intrusivos de edad cretácica y el reporte de nuestras edades isotópicas se realiza por primera vez identificando magmatismo cretácico en el área de estudio, ya que en otros trabajos no se reportan edades isotópicas. Entre estos últimos se hizo mención anteriormente a los cuerpos magmáticos reportados por Pérez-Ibarguengoitia *et al.* (1965) y Caballero-Miranda (1990) que podrían ser de edad mesozoica. Los primeros autores, al norte del área de estudio, reportaron tres afloramientos de rocas basálticas y un cuerpo de basalto de olivino los cuales no pudieron establecer como interestratificados o intrusivos a la Formación Tecomazúchil. Sin embargo, posteriormente se interpretaron por consideraciones estratigráficas como penecontemporáneos a dicha formación (Ortega-Gutiérrez, 1978b). Por otra parte, Caballero-Miranda también reporta la presencia de cuerpos volcánicos en la base

de la Formación Tecamazúchil, en contacto con el Complejo Acatlán dentro del sector Santiago Chilixtlahuaca-San José Silacayoapilla a los que considera penecontemporáneos debido a la presencia de clastos volcánicos en los estratos superiores. Sin embargo, éstos no han sido confirmados con edades. Finalmente, Morán et al. (1987) como veremos más adelante han reportado la localización de una manifestación volcánica cretácica en las cercanías, identificada mediante posición estratigráfica y relaciones geológicas.

Sobre la carretera Huajuapán-Mariscala se encuentran al menos dos afloramientos de intrusivos cretácicos. El primero que muestreamos es conocido como intrusivo Chilixtlahuaca (Ruíz Castellanos, 1979; Caballero-Miranda, 1990) y se encuentra cortando al Jurásico Medio pero sin llegar al Cretácico Superior. Ruíz-Castellanos (1979) intentó fecharlo por el método Rb-Sr pero debido a la baja cantidad de Rb y al alto contenido de Sr se consideró mucha incertidumbre en la edad y la reportó con las reservas del caso. Sin embargo, los resultados de Ruíz-Castellanos le asociaron una edad cretácica ( $130 \pm 20$  M.a.). El promedio de las edades obtenidas de roca total en este estudio del intrusivo Chilixtlahuaca es de  $128.7 \pm 5$  M.a..

Un segundo intrusivo al oriente de la carretera y al norte de San Jerónimo, es una importante segunda evidencia del magmatismo cretácico. Se trata de un dique emplazado en rocas de la Formación Tecamazúchil al cual se le determinó una edad de  $103 \pm 5$  M.a. a una muestra de roca total. Debido a la distancia a la que se encuentra



del intrusivo Chilixtlahuaca, a las diferencias de edad y a que las características de ambos cuerpos son distintas, se puede sugerir que la actividad magmática fue recurrente, lo que implica una persistencia en las condiciones tectónicas favorables a esta actividad.

Al realizar los análisis de laboratorio para el intrusivo Chilixtlahuaca, nuestros estudios petrográficos (Anexo 2) lo clasificaron como andesita porfídica hidrotermalizada (diorita) y una muestra de roca total reportó una edad de  $130 \pm 5$  M.a. Debido a que en primera instancia, esta edad indicaba un evento magmático más antiguo que el Terciario, determinamos un cálculo de edad para una segunda muestra de roca total, la cual dió una edad casi idéntica de  $129 \pm 5$  M.a..

Los estudios petrográficos mostraron algunos minerales cloritizados, por lo que se decidió separar a la plagioclasa, y medirla con el fin de verificar que la clorita no estuviera afectando el cálculo de la edad y obtuvimos una edad de  $144 \pm 5$  M.a., que es un poco mayor que la obtenida por roca total, lo que no es extraño puesto que el fechamiento de una plagioclasa da generalmente una edad más antigua que la de roca total (Faure, 1986). A un par de Km al noroeste, existe otro afloramiento de este mismo intrusivo, el cual se fechó por roca total en  $127 \pm 5$  M.a..

El intrusivo Chilixtlahuaca, como se puede observar, fue la unidad a la que más veces se calculó la edad, debido a que su origen cretácico resultaba un hecho importante en el esquema sedimentario de

esta región y tiempo geológico, y por razones obvias, era necesario cerciorarse que no se tratara de un error de laboratorio o de una muestra alterada por intemperismo

Durante todo el Jurásico y la mayor parte del Cretácico se formó un terreno de arco volcano-plutónico bien desarrollado que se puede rastrear desde el margen centro-occidental del Pacífico en México a través de Baja California Norte hacia los batolitos de Sierra Nevada y Idaho hasta Canadá. Estos arcos sobreyacen corteza Precámbrica principalmente en México y en Arizona y hacia el norte son de origen insular (Coney, 1978; Krummenacher et al, 1975). Estos terrenos son producto de la subducción de la placa Farallón contra la Placa de Norteamérica. En el sur de México este arco de islas se manifiesta en el Terreno Guerrero, el cual se ubica hacia el sureste frente al Terreno Mixteco. No hay mucha evidencia de que tan al sur se expandió el arco, pero es posible plantear como hipótesis que los intrusivos que muestreamos formen parte del extremo de este. Por supuesto que la única evidencia que se tiene para sustentar esta hipótesis es la edad del magmatismo, por lo que se deja abierta la posibilidad de estudiar la química de los cuerpos fechados para correlacionarlos o no con el magmatismo producto de la subducción de las dos placas antes mencionadas.

Otra circunstancia importante a tomar en cuenta es el hecho que como se mencionó anteriormente, Morán et al. (1987) ya habían reportado la existencia de una manifestación volcánica cretácica a la cual, mediante su posición estratigráfica le propusieron una edad entre el Hauteriviano y el Albiano (112-132 M.a.). Ellos reconocieron

una secuencia piroclástica de un espesor máximo de 205 m. Esta secuencia está constituida principalmente de tobas de lapilli, tobas de cenizas y aglomerados volcánicos de bombas y bloques. La unidad volcánica se reportó sobreyaciendo en discordancia erosional a una secuencia innominada del Neocomiano formada por margas, lutitas, intramicritas y arcosas con cementante calcáreo que integran una unidad no menor de 100 m de espesor. A su vez sobreyaciéndola se encuentra un cuerpo sedimentario formado por intercalación de limolitas y lutitas rojas, así como capas de arenisca de cuarzo con cementante calcáreo y caliza. Esta última unidad, según los autores, presenta aparentemente una continuidad lateral con las calizas del Albiano-Coniaciano del sector Huajuapán- Petlalcingo. Es decir, lo que en nuestro trabajo ha sido reconocido como Formación Teposcolula.

Los mismos autores relacionaron su origen con la posible evolución de un campo monogénico de conos cineríticos relativamente extenso, y establecen una posible relación de esta actividad magmática a un arco volcánico relacionado a su vez con una margen convergente. Estas lavas se encuentran aproximadamente a 20 km al sur de donde se localiza el intrusivo Chilixtlahuaca de nuestro estudio, y al igual que este, son de edad Cretácico Medio, así como de similar petrografía, por lo que pueden estar relacionados con el mismo evento geológico. Un análisis químico en adición a las edades podría apoyar esta posibilidad. De ser cierta esta última hipótesis, puesto que nuestros datos indican en el promedio de las tres edades de roca total, un rango de edad con incertidumbre de 123.7-133.7 M.a. para el intrusivo Chilixtlahuaca, se podría restringir la edad de las lavas

ubicadas al sur dentro del período Hauteriviano-Barremiano, además que la secuencia que sobreyace a las rocas volcánicas y en donde se observan capas de areniscas con clastos volcánicos, sería más antigua que el Albiano, presumiblemente Aptiano. La edad de la Formación Teposcolula se determinó por su contenido fósil en nuestra área de estudio, pero en su continuidad lateral en esta zona ha sido poco estudiada, por lo que sus límites inferiores podrían ser más antiguos también.

Morán-Zenteno (1987) en un trabajo previo, había excluido la posibilidad de una relación de proximidad del Terreno Mixteco con algún arco magmático asociado a un límite convergente de placas como el que discutimos arriba. Este autor se basaba principalmente en el carácter casi totalmente sedimentario de la secuencia del Jurásico y del Cretácico, con la excepción de los cuerpos volcánicos de Olinalá y del área de San Juan Diquiyú estudiados por el mismo. La evidencia de un magmatismo recurrente en la zona apoyada por nuestro estudio abre la posibilidad de una tectónica asociada a un límite convergente de placas.

#### Resultados Paleomagnéticos

Observando las anomalías del Cretácico (Tabla 5.1) se puede realizar el siguiente ejercicio de probabilidad con los resultados.

La polaridad de los dos núcleos pilotos del intrusivo Chilixtlahuaca es normal, pero considerando el error en el cálculo de su edad, como se mencionó anteriormente, tenemos un rango de 123.7 a 133.7 M.a., lapso en el cuál ocurrieron 9 anomalías magnéticas,

Anomalía	Intervalo de Polaridad Normal
C34N	83.00-124.32
M1N	124.88-127.35
M2	127.70-128.32
M4	130.17-131.05
M6N	131.51-131.64
M7N	131.74-131.89
M8N	132.25-132.53
M9N	132.75-132.99
M10N	133.41-133.72
M10NN	134.01-134.31
M10NN	134.36-134.65
M10NN	134.67-134.94
M11N	135.17-135.87
M11-1N	136.27-136.31
M11AN	136.64-137.30
M12N	137.37-137.63
M12-2N	138.28-138.36
M12AN	138.53-138.82
M13N	138.92-139.14
M14N	139.50-139.73
M15N	140.46-141.02

TABLA 5.1.- Edades revisadas para cronas de polaridad normal para anomalías magnéticas del piso oceánico en el rango de 83.00 a 141 M.a. (Harland *et al.*, 1990)

por lo que se puede asociar la polaridad magnética de nuestras muestras a cualquiera de estas anomalías. En el intervalo de incertidumbre de la edad del intrusivo Chilixtlahuaca (10 M.a.), 5.68 M.a. corresponden a polaridades normales, mientras que los restantes 4.32 M.a. corresponden a intervalos de polaridad inversa. La probabilidad de que una muestra de edad comprendida entre los 123.7-133.7 M.a. y cuya polaridad sea normal este asociada con las anomalías de dicho período es la siguiente:

Anomalía	Probabilidad	Anomalía	Probabilidad
C34N	.1092	M7N	.0264
M1N	.4349	M8N	.0493
M2	.1092	M9N	.0423
M4	.1550	M10N	.0511
M6N	.0229		

De donde se observa que probabilísticamente se puede optar por asociar una muestra con las características de edad y polaridad del intrusivo Chilixtlahuaca a la anomalía M1N con un 43.49% de probabilidad contra un 56.51% de probabilidad dividida entre las otras 8 anomalías correspondientes a este período. Es importante aclarar que este razonamiento es puramente matemático y no hay suficientes evidencias paleomagnéticas en nuestro estudio para apoyar tal suposición.

En cuanto a los datos paleomagnéticos del intrusivo al norte de San Jerónimo, observamos que el rango de su edad considerando la

incertidumbre (98-108 M.a.) se encuentra en su totalidad incluido en el período de la anomalía C34N que es de 83.0-124.32 M.a., por lo que la polaridad normal observada es la misma que la polaridad esperada. Este dato, aunque aislado, es importante ya que si se hubiera encontrado una polaridad inversa se habría atribuido a alguna falla en el muestreo y análisis paleomagnético de la muestra o a un error en el cálculo de la edad. Esta última posibilidad, por su significado y ponderación dentro del estudio, habría acarreado consecuencias negativas para la confiabilidad del mismo.

#### 5.2.- Rocas Cenozoicas

Parte de las rocas volcánicas que afloran al oriente del área estudiada fueron reconocidas como rocas volcánicas ácidas e intermedias que cubren a la Formación Huajuapán y pertenecen al Terciario Superior (Ruíz-Castellanos, 1970). Posteriormente, una parte de estas fue denominada informalmente como Unidad Ahuehuetitlán y se les estimó un espesor de 200m (Caballero-Miranda, 1990). En este trabajo se estudiaron las lavas que forman el Cerro de las Tres Coronas y dos cuerpos intrusivos. Se mencionó anteriormente que tanto la Unidad Ahuehuetitlán como las lavas estudiadas por nosotros, por sus características, pueden ser una continuación de las rocas volcánicas que se extienden hacia el sureste con mayores espesores y que se conocen como Andesitas Yucudaac y San Marcos (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

En la zona de estudio, frente al poblado de Zapotitlán-Palmas se encuentra el Cerro de las Tres Coronas, el cual está conformado por

11 coladas de lavas que sobreyacen la Formación Huajuapán. Puesto que se considera que la Formación Huajuapán se correlaciona con la Formación Yanhuitlán, localizada al sureste del área y para la cual se ha reportado una edad isotópica de  $49 \pm 8$  M.a. (Ferrusquía-Villafranca, 1976), se deduce de primera instancia que debido a la secuencia estratigráfica, las lavas del cerro de las Tres Coronas son más jóvenes que Eoceno Medio.

En el Cerro de las Tres Coronas se muestrearon 4 de los 11 derrames de lavas que incluyen la base y la cima de las coladas así como dos puntos intermedios. La lava de la base se clasifica como basaltos de piroxeno-olivino, y una pasta sin piroxenos de esta muestra fue fechada en  $31 \pm 1$  M.a. La segunda colada que también se clasificó como basalto de piroxeno-olivino dió una edad para roca total de  $32 \pm 1$  M.a.. El promedio de estas dos edades establece un período de  $31.5 \pm 1$  M.a. para el inicio de la actividad volcánica en esta zona. Este hecho es de particular importancia ya que estos resultados son de edades más antiguas que las de las rocas volcánicas oligocénicas reportadas por Ferrusquía-Villafranca (1976) de  $29.6 \pm 0.6$  y  $28.2 \pm 0.6$  M.a.. Esta evidencia apoya nuestra propuesta sobre que las lavas de Zapotitlán son la parte baja o secuencia inferior de las abundantes lavas observadas al sureste de la zona.

La tercera colada fue clasificada como andesita basáltica y del análisis de roca total se le determinó una edad de  $29 \pm 1$  M.a., mientras que la cima de los derrames lávicos se clasificó también como andesita basáltica y dió una edad para roca total de  $30 \pm 1$



M.a.. De las dos edades anteriores, se presume el fin de la actividad volcánica representada en esta localidad ocurrió en el período comprendido de  $29.5 \pm 1$  M.a..

Se mencionó anteriormente que las rocas volcánicas de nuestra zona de estudio podrían estar relacionadas genéticamente con las Andesita Yucudaac o San Marcos. Esto se confirma ya que las últimas coladas del cerro de las Tres Coronas están relacionadas en edad con los fechamientos reportados de  $29.6 \pm 0.6$  y  $28.2 \pm 0.6$  M.a. para la Andesita Yucudaac (Ferrusquía-Villafranca, 1976).

Petrográficamente también hay similitud, el anterior autor describió a la andesita Yucudaac como merocristalina y microporfídica, siendo sus fenocristales más comunes la plagioclasa zonada, la oxihornblenda, la iddingsita (olivino alterado) y la clinopiroxena. Nuestra petrografía clasificó a las coladas correspondientes como andesita basáltica con textura fluidal constituida por microlitos de plagioclasa sódica, cristales de piroxeno y óxidos de hierro disseminados. Por lo que se puede concluir que no solo son producto de eventos volcánicos contemporáneos, sino también con una petrografía similar. Finalmente, si recordamos que se está trabajando dentro de una misma provincia geológica, podemos concluir que se trata de productos de los mismos eventos tectono-magmáticos. Una posibilidad entonces, es que la manifestación de vulcanismo durante el Oligoceno se muestre primeramente a la altura del Cerro de las Tres Coronas extendiéndose posteriormente hacia el sureste en la forma de las Andesitas y Tobas reportadas por

Ferrusquía-Villafranca (1976). Es necesario dejar de manifiesto que es recomendable analizar químicamente las muestras para confirmar esta relación.

Otro dato importante es que, como el período de ocurrencia de la mayoría de las coladas fue indiscutiblemente menor que la incertidumbre en el cálculo de la edad, no es posible discernir entre las edades relativas de las lavas frente a Zapotitlán Palmas sin ayuda de la secuencia estratigráfica. Sin embargo, el rango estrecho de incertidumbre permite considerar que la duración de todo el evento fue de uno a tres millones de años. Esta actividad pudiera considerarse entonces como particularmente intensa, ya que es relativamente poco tiempo el que tardó en formarse el espesor de lavas del Cerro de las Tres Coronas. De igual manera se podría utilizar este patrón de acumulación de lavas en el tiempo para compararlo con otras localidades en la misma región y en otros lugares de la república. Entre las rocas volcánicas cenozoicas de la zona también se ubicaron dos intrusivos subvolcánicos. El intrusivo La Capilla se clasificó como diorita (Anexo 2) y se le determinó una edad para roca total de  $31 \pm 1$  M.a..

Un segundo cuerpo se muestreó frente al poblado de Chila de las Flores, y mediante los estudios petrográficos se le clasificó como diorita (Anexo 2). Una muestra de roca total dió una edad de  $30 \pm 1$  M.a., por lo que su origen, junto con el del intrusivo de La Capilla se encuentra en el Oligoceno.

Además de las razones obvias de tiempo, oportunidad y costo que genera el cálculo de una edad isotópica, sentimos que en el caso de

las lavas y los intrusivos cenozoicos no era necesario realizar más que una medida, ya que el método K-Ar es una técnica particularmente confiable en edades de esta magnitud y litologías (Faure, 1986; Bowen, 1988)

Por edad, petrografía similar y el mismo ambiente geológico, el intrusivo de La Capilla y el lacolito frente a Chila pueden considerarse relacionados con las lavas de Zapotitlán-Palmas y las Andesitas Yucudaac. En consideración de la diferencia de edades, puede sugerirse que el intrusivo La Capilla está más relacionado con el inicio de la actividad volcánica, mientras que el lacolito Chila se relaciona con las últimas lavas. Cabe mencionar que las anteriores deducciones predicen la existencia de intrusivos subvolcánicos someros debajo de las andesitas Yucudaac en su área tipo.

Una hipótesis tectónica de su origen podría encontrarse asociada con la importante manifestación volcánica de la Cordillera Occidental de Norteamérica entre el Eoceno Tardío y el Mioceno Temprano producto de la subducción de los remantes de la placa Farallón contra la placa de Norteamérica cuyo resultado fueron las Placas Juan de Fuca y Cocos (Condie, 1982). Es durante esta época, en la región sur de la placa de Norteamérica, que también se observan evidencias de otros fenómenos tectónicos importantes, como el hecho de que al mismo tiempo de las erupciones volcánicas se observa una reactivación de los complejos metamórficos de la cordillera y un rápido levantamiento y enfriamiento de estos provocando cataclasis y fallamiento de la cubierta no metamorfoseada. Esta singular manifestación ígneo-tectónica debe estar relacionada con una importante perturbación

térmica asociada a un modelo de arco (Coney, 1975). Otra singularidad tectónica manifestada durante este período es la activación de la placa del Caribe como se conoce a la fecha (Coney, 1975).

#### Resultados Paleomagnéticos

Nuestros resultados paleomagnéticos establecen que los núcleos extraídos de las dos primeras coladas de la localidad de Zapotitlán y de edad promedio  $31.5 \pm 1$  M.a., tienen polaridad inversa. Esta polaridad podría estar relacionada con las anomalías magnéticas número 11 o 12 reportadas para el piso oceánico durante el Terciario. El rango de polaridad inversa de la anomalía 11 es de 31.22 a 31.59 M.a., mientras que el rango de polaridad inversa de la anomalía 12 es de 32.02 a 34.25 M.a. (Harland et al., 1990). Por otra parte, dos núcleos de la colada fechada en  $29 \pm 1$  M.a. mostraron una polaridad inversa en la medición de su MRN por lo que el final de la actividad volcánica podría estar relacionado con las anomalía magnética número 9 o 10 del Terciario cuyos rangos de polaridad inversa son 28.52 a 28.99 y 29.59 a 30.41 M.a. (Harland et al., 1990).

El lacolito Chila presentó en su medición de MRN una polaridad normal en sus núcleos estudiados. Por su edad de  $30 + 1$  M.a., esta polaridad debe estar asociada con el período de polaridad normal de la anomalía magnética número 10 (29.00 a 29.58 M.a.), o el período de polaridad normal de la anomalía número 11 (30.42 a 31.21 M.a.) reportadas para el Terciario (Harland et al., 1989).

Los núcleos extraídos de los intrusivos La Capilla presentan una

polaridad normal, por lo que la polaridad de estos, correspondería con el período de polaridad normal de la anomalía magnética número 11 que es de 30.42 a 31.21 M.a.. (Harland et al., 1990).

Como se supone que hay una relación genética entre los intrusivos y las lavas, al analizar los resultados de edades y polaridad, se puede plantear la hipótesis de que el principio de la actividad volcánica representada en el Cerro de las Tres Coronas puede estar asociada con los períodos de polaridad inversa de las anomalías 11 o 12, mientras que el intrusivo la Capilla esta asociado con la polaridad normal de la anomalía 11. De igual forma, el fin de la actividad volcánica representada en el Cerro de las Tres Coronas y que continúa hacia el sureste está asociado con el período de polaridad inversa de la anomalía 10, mientras que el lacolito frente a Chila está asociado con la polaridad normal de la misma anomalía 10. Este planteamiento se explica en que los intrusivos tardan más tiempo en enfriarse, por lo que estos deben tener una edad igual o menor que las lavas, por lo tanto, una diferencia en la polaridad indica que entre el tiempo en que se formaron las lavas y se enfrió el intrusivo ocurrió una anomalía magnética. Esta misma hipótesis, en términos de edades, permite reducir los intervalos de incertidumbre en la edad, por lo que el inicio de la actividad volcánica se encuentra en el período 31.22 a 32.5 M.a., mientras que el final se ubica en el período 29.59 a 30.41 M.a..

### 5.3.- Relación entre vulcanismo y plutonismo.

En otro orden de ideas, MacDonald (1961) propuso que la mayoría

de los volcanes podrían contar con una cámara somera en la cual se almacena el magma temporalmente antes de ser expulsado a la superficie (Fig 5.1). Esta cámara según el autor se encontraría a una profundidad de entre 4 a 7 Km. y tendría la forma de un cuerpo intrusivo lenticular capaz de contraerse y extenderse. La cámara sin embargo podría encontrarse a profundidades más someras, como en Ischia, Italia donde se propuso una profundidad de 1 km (Macdonald, 1961). El llenado de este tipo de reservorios produce una dilatación del volcán y una relajación al vaciarse y la deformación elástica resultante puede ser medida. (Wadge, 1976). En el volcán Kilauea de Hawaii se han medido elongamientos y acortamientos de 12 a 28 cm (Decker, 1965).

El modelo de cámaras magmáticas que producen un efecto de fuelle puede aplicarse a nuestra zona de estudio. Si consideramos la distancia actual del lacolito en Chila de las Flores a las lavas de Zapotitlán y que la inclinación de estas es de aproximadamente 14 grados, la profundidad de este lacolito sería de 2.33 km (Fig. 5.2). El intrusivo de la Capilla es de dimensiones más pequeñas que el intrusivo de Chila y su profundidad calculada es más somera (1.63 km) (Fig. 5.2) Estos cálculos dejan abierta la posibilidad de estudiar más a fondo el origen del sistema volcánico relativo al Cerro de las Tres Coronas y las andesitas Yucudaac y San Marcos, y relacionarlos con varias cámaras magmáticas someras. De igual forma puede ponderarse si existe o no una relación entre el volumen de las cámaras subvolcánicas y su profundidad.

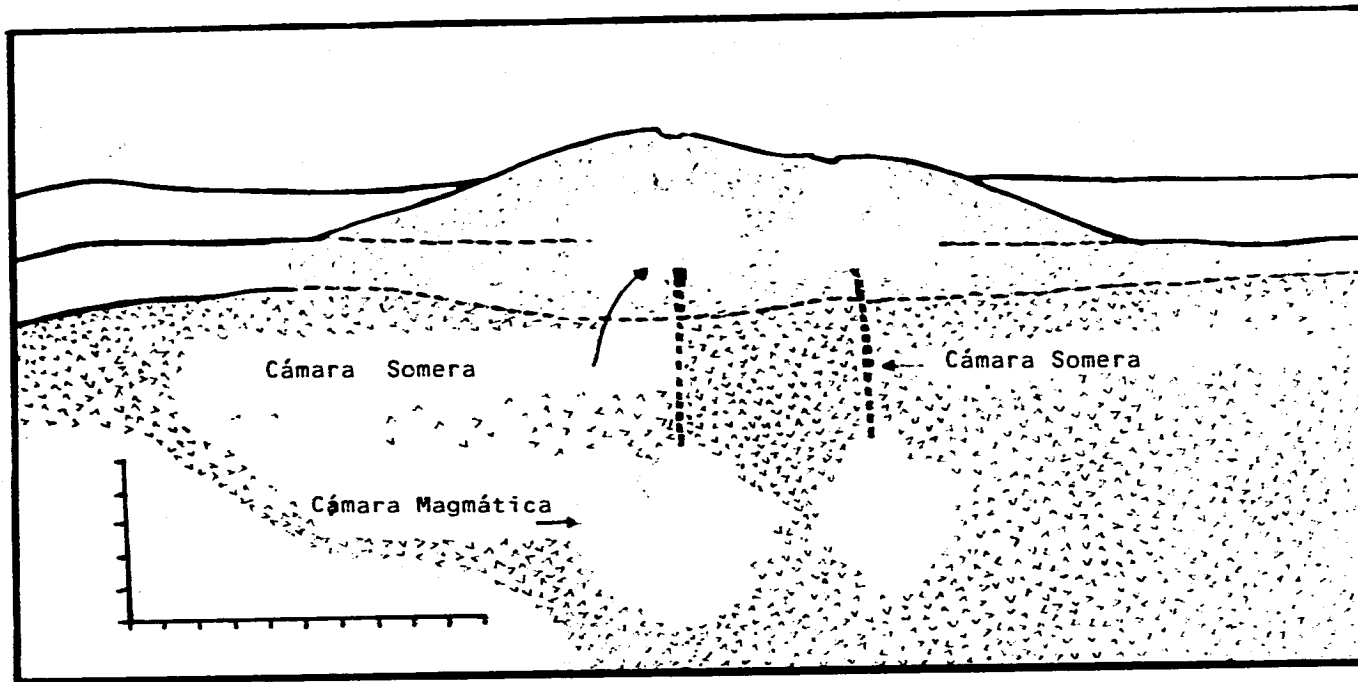


Fig. 5.1.- Sección hipotética de los volcanes Mauna Loa y Kilauea, que muestra el área donde se origina el magma y la cámara somera donde se almacena temporalmente antes de ser arrojado a la superficie (MacDonald, 1961)

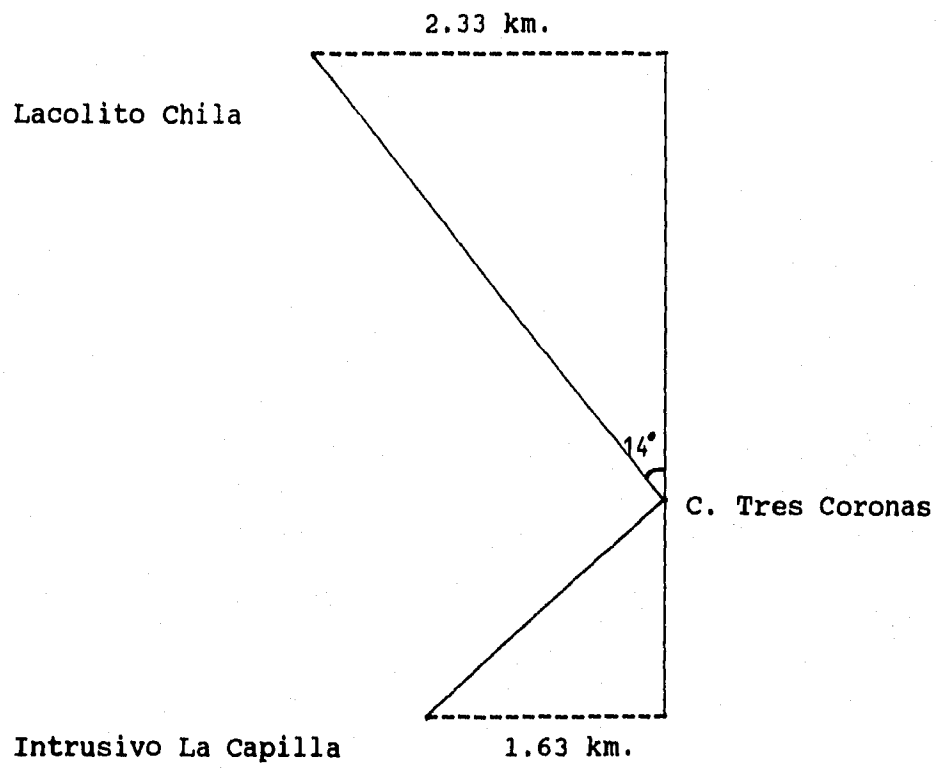


Fig. 5.2.- Profundidades calculadas para las cámaras magmáticas someras.



## VI.- CONCLUSIONES

- La actividad magmática cretácica se reporta por primera vez mediante dos fechamientos isotópicos dentro del Terreno Mixteco. Este hecho pone de manifiesto una actividad volcánica más extensa de lo que se suponía para esta región y período geológico.
- El intrusivo Chilixtlahuaca tiene una edad K-Ar promedio en tres muestras de  $128.7 \pm 5$  M.a..
- Un dique al norte de San Jerónimo se fechó por el método K-Ar en  $103 \pm 5$  M.a..
- La diferencia en edad y en las características de los dos intrusivos estudiados sugiere que la actividad magmática ha sido recurrente en esta zona del Terreno Mixteco, lo que implica una persistencia en las condiciones tectónicas favorables a esta actividad.
- La evidencia de magmatismo cretácico podría ser de gran ayuda en la interpretación de los fenómenos tectónicos mesozoicos de la región.
- La polaridad de los núcleos extraídos del intrusivo Chilixtlahuaca es normal, pero durante el rango de la incertidumbre en la edad promedio de las muestras de roca total de este cuerpo (123.7 a 133.7 M.a.), ocurrieron 9 anomalías magnéticas, por lo que es difícil asociar la polaridad encontrada a una anomalía específica sin afinar el rango en la edad.
- La polaridad normal encontrada en los núcleos del intrusivo San Jerónimo fechado en  $103 \pm 5$  M.a. coincide con el intervalo de

polaridad normal de la anomalía C34N de 83.0 a 124.32 M.a..

- Se obtuvieron las edades por el método K-Ar de 4 de las 11 coladas de lava que se observan en el Cerro de las Tres Coronas. la base de estas dió una edad de  $31 \pm 1$  M.a. y la segunda colada identificada dió una edad de  $32 \pm 1$  M.a.. Basándose en la información anterior, se propone que el vulcanismo en esta región, inició en el período  $31.5 \pm 1$  M.a..

- La tercera colada de lava y la última de estas, dan edades de  $29 \pm 1$  M.a. y  $30 \pm 1$  M.a. respectivamente, fijando probablemente el fin de la actividad volcánica en el Cerro de las Tres Coronas en el período  $29.5 \pm 1$  M.a..

- El período de ocurrencia de las coladas de lava es menor que la incertidumbre en el cálculo de la edad, lo que impide discernir entre las edades de las secuencias de lava frente a Zapotitlán Palmas a menos que se utilice la secuencia estratigráfica. Sin embargo, esta es lo suficientemente pequeña como para considerar que la duración de todo el evento fue de entre 1 y 3 M.a., siendo la primera ocasión que se logra una precisión de esta naturaleza dentro del Terreno Mixteco.

- Se fecharon mediante el método K-Ar dos intrusivos relacionados petrográficamente y en edad con las lavas del Valle de Huajuapán: El Lacolito Chila ( $30 \pm 1$  M.a.) y el intrusivo La Capilla ( $31 \pm 1$  M.a.).

- La polaridad de los núcleos extraídos de las tres primeras coladas de lava en del Cerro de las Tres Coronas es inversa, y la polaridad de los intrusivos La Capilla y Chila es normal.

- En función de los resultados paleomagnéticos y las edades de las

lavas e intrusivos fechados dentro del Cenozoico, se propone que el principio de la actividad volcánica representada en el Cerro de las Tres Coronas puede estar asociada con los períodos de polaridad inversa de las anomalías magnéticas números 11 y 12, mientras que el intrusivo La Capilla está asociado con la polaridad normal de la anomalía 11; y también que, el fin de la actividad volcánica está asociado con el período de polaridad inversa de la anomalía 10, mientras que el lacolito frente a Chila está asociado con el período de polaridad normal de la anomalía 10.

- La anterior hipótesis, permite restringir la edad de el inicio de la actividad volcánica dentro del período 31.22 a 32.5 M.a., mientras que el final se ubicaría en el período 29.59 a 30.41 M.a.. Esta importante reducción en los períodos de incertidumbre en la edad muestra el alcance en los resultados obtenidos cuando se combinan las dos metodologías estudiadas en este trabajo.

## VII.- BIBLIOGRAFIA

- ATWATER, T., 1970, Implications of Plate Tectonics for the Cenozoic Tectonic Evolution of Western North America, Geol. Soc. Am. Bull., 81: 3513-3536.
- ANDERSON, T. H. y Schmidt, V. A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time, Geol. Soc. Am. Bull., 94: 947-966.
- BADASH, L., 1989, The age of the Earth debate, Sci. Am., August: 90-96.
- BOWEN, R. 1988, Isotopes in the Earth Sciences, Elsevier, 647 pp.
- BULLARD, E.C., Evertt, J.E. y Smith, A.G., 1965, The fit of continents around the Atlantic, In: Blackett, P.M.S., Bullard, E.C. y Runcorn, S.K., A symposium on continental drift, Roy. Soc. of London Phyl., 258: 41-51.
- CABALLERO, C., Morán, D., Urrutia, J., Cabral, E., Jurado, Z. y Boehnel, H., 1987, Paleogeographic and tectonic evolution of southern Mexico during Middle Jurassic, UNAM, Inst. Geofísica, Comunicaciones Técnicas, Serie Investigación No. 20.
- CABALLERO, C., 1990, Geología y Anisotropía Magnética del Jurásico Continental del Area de Huajuapán de León - Petlalcingo. Tesis de Maestría en Ciencias, UNAM, 142 pp.
- CAMPA, M.F. y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, Can. J. Earth, Sci., 26: 1040-1051.
- CONEY, P.J., Jones, D.L. y Monger, W.H., 1980, Cordilleran suspected Terranes, Nature, 288: 329-333.
- COLLINSON, D.W., 1983, Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism, Chapman and Hall, 503 pp.
- CONDIE, K.C., 1982, Plate Tectonics and Crustal Evolution, Pergamon Press, 310 pp.
- COX. A. y Dalrymple, G. B., 1967, Statistical Analysis of Geomagnetic Reversal Data and the Precision of Potassium-Argon Dating, J. Geophys. Res. 72: 2603-2614.
- CSERNA, Z., 1970, Reflexiones sobre algunos de los problemas de la Geología de la parte centro meridional de México, Soc. Geol. Mexicana, Excursión México-Oaxaca: 37-50.

- CSERNA, Z., Ortega, F. y Palacios, M., 1980, Reconocimiento Geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla, Soc. Geol. Mexicana, Memorias de la V Convención Geológica Nacional.
- DALRYMPLE, B. y Lanphere, M., 1969, Potassium-Argon Dating, W.H. Freeman, 258 pp..
- DECKER, D.W., Hill, D.P. y Wright, T.L., 1965, Deformation Measurements on Kilauea Volcano, Hawaii, 1: 46-53.
- Dictionary of Geological Terms, 1960, Dolphin Books, 180 pp.
- ESCOBAR-HERNANDEZ, J.E., 1993, Paleomagnetismo, propiedades físicas e interpretación aeromagnética de la región de Las Habillas, Guerrero, Tesis de Licenciatura, UNAM, 150 pp..
- ERBEN, H. K., 1956a, El Jurásico Inferior de México y sus amonitas, 20o. Congr. Geol. Internal., México, 393 pp..
- ERBEN, H. K., 1956b, El Jurásico Medio y el Calloviano de México, 20o. Congr. Geol. Internal., México, 139 pp..
- FAURE, G., 1986, Principles of Isotope Geology, John Wiley and Sons, 585 pp..
- FERRUSQUIA-VILLAGRANCA, I., 1970, Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, Soc. Geol. Mexicana, Excursión México-Oaxaca: 97-119.
- FERRUSQUIA-VILLAGRANCA, I., 1976. Estudios Geológico-Paleontológicos en la región Mixteca. Parte 1: Geología del área de Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca.: UNAM, Inst. Geol., Bol. 97, 160 pp.
- FRIES, C. Jr. y Rincón, C., 1965, Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el Laboratorio de Geocronología del Instituto de Geología, UNAM, Inst. Geol., Bol. 73, 57-133.
- FRIES, C., Rincón, C., Solorio, M., Schmitter, E. y Cserna, Z., 1970, Una edad radiométrica ordovícica del tronco de Totoltepec, Estado de Puebla, Soc. Geol. Mexicana, Excursión México-Oaxaca: 164-166.
- Geología Petrolera de la Cuenca de Tlaxiaco, Oax., Guía de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, II Excursión Técnica Bienio 1992-1994, 51 pp..
- GOSE, W.A. y Sánchez L.A., 1981, Paleomagnetic Results from Southern Mexico, Geofísica Internacional, 20-3: 163-175.

-HALPERN, M. J., Guerrero, J. y Ruiz-Castellanos, M., 1974, Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from southeastern central Mexico, Un. Geofis. Mex., Reunion anual 1974, Resúmenes: 30-32.

-HARLAND, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A.G. y Smith, D.G., 1990, A Geologic Time Scale 1989, Cambridge University Press, 263 pp.

-HEIRTZLER, J.R., Dickson, G.O., Herron, E.M., Pitman, W.C. y Le Pichon, X., 1968, Marine Magnetic Anomalies, Geomagnetic Field Reversals, and Motions of the Ocean Floor and Continents, J. Geophys. Res. 73: 2119-2136.

-HILLHOUSE, J.W., Gromme, S. y Vallier, T., 1982, Paleomagnetism and Mesozoic Tectonics of the Seven Devils Volcanic Arc in Northeastern Oregon, J. Geophys. Res. 87: 3777-3794.

-HOLMES, A., 1913, The age of the earth, Harper and Brothers, 199 pp..

-JACOBS, J.A., 1984, Reversals of the Earth's Magnetic Field, Adam Hilger, 230 pp.

-KEAREY, P. y Vine, F.J., 1990, Global Tectonics, Blackwell Scientific Publication, 302 pp.

-KRUMMENACHER, D., Gastil, R.G., Bushee, J. y Doupont, J., 1975, K-Ar Apparent Ages, Peninsular Ranges Batholith, Southern California and Baja California, Geol. Soc. Amer. Bull. 86: 760-768.

-LABRECQUE, J.L., Kent, D.V. y Cande, S.C., 1977, Revised Magnetic Polarity Time Scale for Late Cretaceous and Cenozoic Time, Geology, 5: 330-335.

-LARSON, R.L. y Hilde T.W.C., 1975, A Revised Time Scale of Magnetic Reversals for the Early Cretaceous and Late Jurassic, J. Geophys. Res. 80: 2586-2594.

-Le PICHON, X., Sibuet, J. C. y Francheteau, J., 1977, The fit of the continents around the north Atlantic Ocean, Tectonophysics, 38: 169-209

-LOPEZ, T.D., 1985, Revisión de la Estratigrafía y Potencial Petrolero de la Cuenca de Tlaxiaco, Bol. AMGP, 37(1):49-92.

-MACDONALD, G.A. 1961, Volcanology, Science, 133:673-678.

-MAJER, J.R., 1977, The Mass Spectrometer, Wykeham Publications, 159 p.p..

-MENDOZA, T., 1981, Monografía del Distrito de Huajuapán, Oax., Publicaciones del Gobierno de Oaxaca, 185 pp..

- MITRE, L. M., 1973, Geología del Area de Tepelmeme de Morelos, Oaxaca, Tesis de Licenciatura, UNAM, 112 pp..
- MORAN-ZENTENO, D.J., 1987, Paleogeografía y paleomagnetismo precenozoicos del Terreno Mixteco, Tesis de Maestría, UNAM, 177 pp.
- MORAN-ZENTENO, D.J., González-Torres, E. y Cabral-Cano, E., 1987, Una manifestación de Volcanismo Cretácico en la Mixteca Oaxaqueña, Litosfera, 1: 5-12.
- MOREL, P., e Irving, E., 1981, Paleomagnetism and the evolution of Pangea, J. Geophys. Res., 86: 1858-1872.
- NESS, G., Levi, S. y Couch, R., 1980, Marine Magnetic Stratigraphy at Gubbio, Italy, and its implications for Paleogene Geochronology, Geol. Soc. Am. Bul. 94: 181-191.
- OZIMA, M., Kono, M., Kaneoka, I., Larson, E.E. y Strangway, D., 1967, Paleomagnetism and Potassium-Argon ages of some Volcanic Rocks from the Rio Grande Gorge, New Mexico, J. Geophys. Res. 72: 2615-2621.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1975, The Pre-Mesozoic Geology of the Acatlan area, South Mexico, Tesis Doctoral, Universidad de Leeds, Inglaterra, 182 pp..
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1978, Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca, UNAM, Inst. Geol., 2-2: 112-131.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1980, Rocas volcánicas del Maastrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero, Excursión Geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas: 41-46.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1981a, La evolución tectónica pre-Mississípica del sur de Mexico, Inst. Geol., 5-2: 140-157.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1981b, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, Geofis. Inter., 20-3: 177-202.
- PEREZ-IBARGUENGOITIA, J.M., Hokuto-Castillo, A. y De Cserna, Z., 1965. Estratigrafía y Paleontología del Jurásico Superior de la parte Centro-Meridional del Estado de Puebla.: UNAM, Inst. Geol, Paleont. Mexicana, 21: 5-22.
- PIPER, J.D.A., 1989, Paleomagnetism, In Geomagnetism, Vol 3, (ed. J.A. Jacobs), Academic Press, 533 pp.
- RODRIGUEZ-TORRES, R., 1970, Geología metamórfica del área de Acatlán, Estado de Puebla, Soc. Geol. Mexicana, Excursión México-Oaxaca: 51-66.

- ROSAS, J. y Urrutia, J., 1992, Magnetoestratigrafía volcánica de la zona geotérmica Ixtlán de los Hervores-Los Negritos, Michoacán, México: Resultados preliminares, Geofís. Inter., 31-4: 431-442.
- RUIZ-CASTELLANOS, M., 1970, Reconocimiento Geológico en el área de Amatitlán-Mariscal, Estado de Oaxaca, Soc. Geol. Mexicana, Excursión México-Oaxaca: 55-66.
- RUIZ-CASTELLANOS, M., 1979, Rubidium-strontium geochronology of the Oaxaca and Acatlan metamorphic areas of Southern Mexico, Tesis Doctoral, Universidad de Texas en Dallas, E.U.A., 178 pp..
- RUNCORN, S.K. (editor), 1967, Developments in Solid Earth Geophysics (Methods in Paleomagnetism), Elsevier, 603 pp..
- SALAS, G. P., 1949, Bosquejo Geológico de la Cuenca Sedimentaria de Oaxaca, Bol. Asoc. Mex. Geol. Pet., 1-2: 79-156.
- THOMPSON, R. y Oldfield F., 1986, Environmental Magnetism, Allen and Unwin, 227 pp..
- TREVINO, A. T., 1986, Investigaciones magnetoestratigráficas y paleomagnéticas de la Formación Morelos, Estado de Guerrero, Tesis de Maestría, UNAM, 95 pp..
- URRUTIA, J. y Van der Voo, R., 1983, Reconnaissance paleomagnetic study of Cretaceous limestones from Southern Mexico, EOS, Resumen de la reunion anual de la AGU.
- VINE, F.J. y Matthews, D.H., 1963, Magnetic anomalies over oceanic ridges, Nature, 199: 947-949.
- VOLLBERT, M.E., 1992, Fechamiento Geológico por el Método: 39Ar-38Ar, Tesis de Licenciatura, UNAM, 85 pp.
- WADGE, G., 1976, Deformation of Mount Etna, 1971-1974, J. of Volcan. and Geotherm. Res. 1: 237-263.
- WADGE, G., 1977, The Storage and Release of Magma on Mount Etna, J. Volcanol. Geotherm. Res., 2: 361-384.
- WILLIAMS, H. y McBirney, A., 1979, Volcanology, Freeman, Cooper and Co., 397 pp..
- YAÑEZ, P., Ruiz, J., Patchett, P.J., Ortega-Gutierrez, F. y Gehrels, G.E., 1991, Isotopic studies of the Acatlan complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics, Geol. Soc. Am. Bull., 103: 817-828.



## ANEXO 1

### DIAGRAMA DE PASOS DEL LABORATORIO K-Ar DEL INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO.

Descripción (Fig. 3.1):

El diagrama de flujo presenta en forma esquemática el procedimiento experimental del método de fechamiento K-Ar.

**Primer cuadro.-** Muestra los 3 pasos (trituration, molienda y tamizado) que se requieren para la obtención de las muestras de roca total.

**Segundo cuadro.-** Muestra el procedimiento de separación y concentración de minerales, estos son: separación magnética, líquidos pesados y mesa vibratoria. Estos se requieren para obtener la pureza (95-100%) de los minerales.

**Tercer cuadro.-** Muestra la variedad de rocas y minerales que pueden ser aprovechables para determinación de edades por K-Ar.

Dentro de cada una de las clasificaciones, se tiene:

- Feldespatos (sanidino, anortoclasa, plagioclasa).
- Micas (biotita, muscovita, flogopita, lepidolita, glauconita).
- Anfíboles (horblenda).
- Roca total (rocas volcánicas: basaltos, andesitas, riolitas, etc.; rocas metamórficas de grano fino y en ocasiones rocas sedimentarias).

**Cuarto cuadro.-** Indica que para analizar la muestra por este método se tienen dos determinaciones por caminos analíticos diferentes, descritos a continuación:

Primero: Determinación de  $^{40}\text{K}$ .

(alícuotas: 100-1000 ml; homogenización; ultrasónico; filtración)

- Medición por espectrofotometría de concentración de  $^{40}\text{K}$ .
- Procesamiento de datos en programa de cálculo (para obtener concentración de  $^{40}\text{K}$ ).

Segundo: Determinación de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico, de la siguiente manera:

- Cálculo de argón atmosférico y factores de análisis y discriminación.
- Cálculo de la composición del trazador ( $^{38}\text{Ar}$ -99.6%).
- Extracción del argón por fusión de la muestra (a temperaturas de 1250 °C).
- Primera purificación del argón con trampas.  
(carbón activado, nitrógeno líquido, cobre y óxido de cobre, esponja de titanio)
- Segunda purificación del argón Ar-sorb (Absorción de gases activos).
- Introducción de la muestra de argón purificado al espectrómetro de masas.
- Obtención del espectro de masas de los isótopos  $^{36}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$ ,  $^{40}\text{Ar}$  y cálculo de concentración de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico.

Quinto cuadro.- Las concentraciones obtenidas de  $^{40}\text{K}$  y  $^{40}\text{Ar}$ , son sustituidas en la ecuación de la edad.

Sexto cuadro.- Interpretación geológica.

## ANEXO 2

### ESTUDIOS PETROGRAFICOS DE LAS MUESTRAS

Realizados por el Laboratorio de Petrografía del Instituto Mexicano del Petróleo.

#### Muestra SICH-1

Clasificación: Andesita porfídica hidrotermalizada.

Familia: Diorita - Andesita

Descripción megascópica: Roca con textura porfídica formada por una pasta afanítica color gris claro verdoso en la que se observan fenocristales color blanco y verde.

Descripción microscópica: Roca con textura porfídica constituida por una mesostasis con textura microgranular formada a base de plagioclasa sólida y de biotita, tanto la mesostasis como los fenocristales se observan fuertemente cloritizados. Se distinguen óxidos de hierro diseminados, parches de calcita espática, así como trazas de apatito y zircón.

#### Muestra SICH-2

Clasificación: Andesita

Familia: Diorita - Andesita

Descripción Megascópica: Roca con textura porfídica formada por una pasta afanítica color gris oscuro verdoso en la que se observan fenocristales color blanco.

Descripción Microscópica: Roca con textura porfídica constituida por cristales de plagioclasa sódica embebidos en una mesostasis

con textura intersertal formada a base de cristales de plagioclasa sódica entre los cuales se observa abundante clorita y calcita. Se distinguen también óxidos de hierro diseminados.

**Muestra SILC-1**

Clasificación: Andesita basáltica.

Familia: Diorita - Andesita

Descripción Megascópica: Roca color gris oscuro con textura afanítica.

Descripción Microscópica: Roca con textura acumulada constituida por agrupaciones de cristales de plagioclasa sódica y abundante piroxeno y óxido de hierro, embebidos en una matriz de la misma composición que presenta textura fluidal. Se observa cuarzo accesorio.

**Muestra SICHILA-1**

Clasificación: Andesita.

Familia: Diorita - Andesita.

Descripción Megascópica: Roca color gris oscuro con textura afanítica.

Descripción Microscópica: Roca con textura fluidal constituida por cristales de plagioclasa sódica entre los cuales se observan abundantes piroxenos, clorita y óxidos de hierro.

**Muestra SVZA-1**

Clasificación: Basalto de piroxeno - olivino.

Familia: Gabro - Basalto.

Descripción Microscópica: Roca con textura fluidal constituida por microlitos de plagioclasa cálcica, abundantes cristales de piroxeno y olivino alterado a iddingsita. Se reconocen óxidos de hierro diseminados.

**Muestra SVZA-2**

Clasificación: Andesita basáltica.

Familia: Diorita - Andesita

Descripción Megascópica: Roca color gris rosado.

Descripción Microscópica: Roca con textura fluidal constituida por cristales de plagioclasa sódica, cristales prismáticos de piroxeno alterados, óxidos de hierro y vidrio ya desvitrificado. Se observan esporádicos cristales de biotita y fracturas rellenas por cuarzo.

**Muestra SVZA-3**

Clasificación: Basalto de piroxeno - olivino.

Familia: Gabro - Basalto.

Descripción Megascópica: Roca color gris oscuro con textura afanítica.

Descripción Microscópica: Roca con textura porfídica constituida por fenocristales de plagioclasa cálcica, piroxeno y olivino,

éste último alterado a iddingsita, embebidos en una mesostasis microlítica de plagioclasa de la misma composición y abundante limonita.

**Muestra SVZA-4**

Clasificación: Andesita basáltica.

Familia: Diorita - Andesita.

Descripción Megascópica: Roca color gris oscuro.

Descripción Microscópica: Roca con textura fluidal constituida por microlitos de plagioclasa sódica, cristales de piroxeno y óxidos de hierro diseminados.