

**Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada**



**DESCRIPCION DE LA ESTRATIGRAFIA DE LAS
SECUENCIAS VOLCANICAS Y SEDIMENTARIAS
NEOGENICAS Y DE LA GEOMETRIA DEL
FALLAMIENTO DE LA CUENCA DE BAHIA
LAS ANIMAS, BAJA CALIFORNIA**

**TESIS
MAESTRIA EN CIENCIAS**

MARIA ELENA VAZQUEZ JAIMES

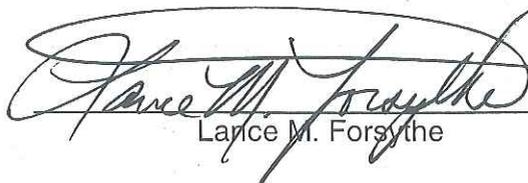
ENSENADA, B. C., SEPTIEMBRE DEL 2000.

TESIS DEFENDIDA POR
María Elena Vázquez Jaimes
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



Luis A. Delgado Argote

Director del Comité



Larice M. Forsythe

Miembro del Comité



Edgardo Cañón Tapia

Miembro del Comité



Carlos Flores Luna

Miembro del Comité



José María Robles Pacheco

Miembro del Comité



Margarita López Martínez

*Jefe del Departamento de
Geología*



Dr. Federico Graef Zienl

Director de Estudios de Posgrado

22 de Septiembre del 2000

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y EDUCACIÓN SUPERIOR DE
ENSENADA**

DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**DESCRIPCIÓN DE LA ESTRATIGRAFÍA DE LAS SECUENCIAS VOLCÁNICAS
Y SEDIMENTARIAS NEOGÉNICAS Y DE LA GEOMETRÍA DEL
FALLAMIENTO DE LA CUENCA DE BAHÍA LAS ÁNIMAS, BAJA
CALIFORNIA**

TESIS

Que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
MAESTRO EN CIENCIAS presenta:

MARÍA ELENA VÁZQUEZ JAIMES

Ensenada, Baja California, México. Septiembre del 2000

RESUMEN DE LA Tesis de Ma. Elena Vázquez Jaimes, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de MAESTRO en Ciencias de la Tierra con especialidad en Geología. Septiembre del 2000.

**DESCRIPCIÓN DE LA ESTRATIGRAFÍA DE LAS SECUENCIAS VOLCÁNICAS
Y SEDIMENTARIAS NEOGÉNICAS Y DE LA GEOMETRÍA DEL
FALLAMIENTO DE LA CUENCA DE BAHÍA LAS ÁNIMAS, BAJA
CALIFORNIA**

Resumen aprobado por:



M. en C. Luis Alberto Delgado Argote
Director de Tesis

Fisiográficamente, los límites oriental y occidental de la cuenca de Bahía Las Ánimas están formados por las sierras Agua de Soda y Las Ánimas, respectivamente. El límite meridional es la sierra Los Paredones y el septentrional, el Golfo de California.

Las unidades volcánicas y sedimentarias en la cuenca de Bahía Las Ánimas son más antiguas en la parte sur y centro y más jóvenes hacia el norte. En la Sierra Las Ánimas, tanto las unidades antiguas como las jóvenes descansan sobre basamento granítico del Cretácico. En las porciones sur y centro, la unidad más antigua está formada por derrames andesíticos, presumiblemente del Mioceno temprano, a la que le sobreyacen depósitos alternados de conglomerados, areniscas, flujos piroclásticos y lahares que, en ocasiones, están parcialmente cubiertos por derrames de andesita y andesita basáltica de menor extensión. La unidad andesítica también forma la base de la secuencia volcánica y sedimentaria del área del Tronco San Pedro, el cual es la estructura volcánica más prominente e importante en la región, pues se infiere que sus productos explosivos alcanzan la región de Bahía de los Ángeles, y que parte de los depósitos laháricos circundantes derivan de este estratovolcán. En el Valle San Pedro los derrames y montículos de dacita y andesita pueden estar asociados al mismo campo volcánico. Los depósitos sedimentarios del sur y centro de la cuenca (áreas Venecas y San Pedro) son continentales, depositados en un ambiente aparentemente lagunar en clima árido.

Al norte del Tronco San Pedro, tanto las secuencias volcánicas como las sedimentarias son menos potentes y, en consecuencia, de menor extensión. La actividad volcánica incluye derrames de andesita y andesita basáltica, tobas retrabajadas e ignimbritas, mientras que los depósitos sedimentarios, frecuentemente interestratificados,

incluyen conglomerados y areniscas. Antes del Plioceno tardío la Isla San Lorenzo se localizaba junto a la Sierra Las Ánimas; ambas regiones se caracterizan por tener secuencias volcánicas y sedimentarias marinas del Mioceno tardío que, por su similitud en composición y arreglo estratigráfico con las del occidente de la cuenca de Bahía Las Ánimas, pueden ser correlacionables. El alcance de las aguas marinas hacia el interior de la Cuenca de Bahía Las Ánimas no debió extenderse más al sur que el Tronco San Pedro.

Aparentemente, la última actividad volcánica en la región, cuya edad es incierta, está representada por derrames de traquiandesita basáltica que puede asociarse con fisuras orientadas N-S.

Químicamente, todas las rocas volcánicas son calcialcalinas de K medio, con excepción de las traquiandesitas basálticas que son de K alto. A partir de diagramas de variación y patrones de distribución de los elementos traza se interpreta que el conjunto deriva de magmas basálticos diferenciados por cristalización fraccionada; el conjunto de rocas volcánicas pertenece a un ambiente de arco.

El fallamiento más importante en la región es de tipo normal. En el área del Cerro Las Venecas las fallas produjeron un escalonamiento y basculamiento hacia el occidente, son continuación del fallamiento observado en la Sierra La Libertad, posiblemente del Mioceno medio. En el Valle San Pedro, fallas N-S afectan a conglomerados por lo que la deformación en la parte central de la cuenca es joven. En el oriente de la Sierra Las Ánimas las fallas normales se orientan NE mientras que las laterales son NW; ambas cortan a depósitos de tobas y areniscas. El fallamiento normal provocó el basculamiento hacia el este de la secuencia de areniscas y basalto-andesita, mientras que otras zonas en la costa muestran bloques con rotación importante.

En conclusión, se observa que tanto la actividad volcánica, como la deformación, han migrado hacia el norte durante el Mioceno. Estructuralmente, los límites con las sierras Las Ánimas y Los Paredones están definidos por fallas normales, mientras que en el golfo, el límite estructural corresponde a fallas transformes del sistema San Andrés-Golfo de California. La frontera estructural en Agua de Soda no es clara.

Palabras clave : Bahía Las Ánimas, estratigrafía, volcanismo, geometría de fallas, Mioceno, Plioceno.

ABSTRACT of the Thesis of María Elena Vázquez Jaimes, presented as a partial requirement to obtain the degree of MASTER in Sciences. Ensenada, Baja California, Mexico. September 2000.

DESCRIPTION OF THE STRATIGRAPHY OF THE NEOGENE VOLCANIC AND SEDIMENTARY SEQUENCES AND THE FAULT GEOMETRY OF THE LAS ANIMAS BASIN, BAJA CALIFORNIA.

Physiographically, the sierras Agua de Soda and Las Animas define the western and eastern limits of the Bahia Las Animas Basin, respectively. The Sierra Los Paredones defines the southern limit of the basin, while the northern limit of the basin is the Gulf of California.

The volcanic and sedimentary units located within the Bahia Las Animas Basin are younger towards the north end of the basin, and older in the central and southern parts. In the Sierra Las Animas, these units overly the Cretaceous granitic basement. In the south and central part of the basin, the oldest unit is made up by andesitic flows presumed to be early Miocene in age. The andesite is overlain by alternating deposits of conglomerates, sandstones, pyroclastic flows, and lahars, partially covered by andesitic to basaltic andesite local lava flows. Similar andesitic lava flows form the base of the San Pedro stratovolcano, which is the most conspicuous volcanic structure in the region. Laharic deposits from the southern part of the Las Animas Basin are interpreted to originate from this volcano. Furthermore, it is inferred that pyroclastic deposits within the Bahia de Los Angeles area originated from this stratovolcano. Within the San Pedro Valley, dacitic and andesitic mounds and flows apparently belongs to the same volcanic field. The sedimentary deposits of the southern and central basin (Las Venecas and San Pedro areas) are continental and may have been deposited in lakes under arid conditions. In the areas north of the San Pedro Stock the volcanic and sedimentary sequences are thinner. The stratigraphic columns in these areas include andesite and basaltic andesite lava flows, reworked tuffs and ignimbrites, which are locally interbedded with conglomerate and sandstone. Before late Pliocene, the San Lorenzo Island was located next to the Sierra Las Animas forming shallow marine local basins. Late Miocene marine volcanic and sedimentary sequences from there can be correlated with those from the western portion of the Bahia Las Animas Basin. It is interpreted that marine waters of the Gulf of California did not extend south of Tronco San Pedro. The last regional volcanic activity in the area, whose age is uncertain, is represented by basaltic trachyandesitic lava flows probably associated to N-S oriented fissures.

All volcanic rocks, with the exception of the high K trachyandesitic lavas, are medium K calc-alkalic. It is inferred from variation diagrams and trace element distribution

patterns that the volcanic rocks are fractional crystallization differentiated products derived from basaltic magmas. All they belong to a volcanic-arc tectonic setting.

The region is dominated by normal faulting. In the Cerro Las Venecas area, normal faults produced a series of eastward migrating steps producing westward tilting. As part of the northern Sierra La Libertad fault system, they probably formed during middle Miocene time. In the Valle San Pedro, faults have displaced conglomerates, indicating that deformation in the central part of the basin is younger. In the eastern Sierra Las Animas, normal faults trend NE while strike slip faults are NW oriented. Normal faulting caused eastward tilting of the sequence of sandstones and lava flows, and block rotation in areas near the coast.

It is concluded that volcanic activity and deformation migrated northward during Miocene time from Sierra Los Paredones to the coast. Structurally, the southern limit of the basin is formed by normal faults; while the structural style near the Gulf of California is controlled by the San Andreas-Gulf of California transform system. The structural border with the Sierra Agua de Soda is unclear.

Key words: Bahia Las Animas, stratigraphy, volcanism, fault geometry, Miocene, Pliocene.

AGRADECIMIENTOS

Doy mis más sinceros agradecimientos a:

M.C. Luis A. Delgado Argote quien me dirigió y asesoró en el transcurso de mis estudios de maestría y en la elaboración de la tesis.

A los miembros del Comité Dr. Lance Forsythe, Dr. Edgardo Cañón Tapia, Dr. Carlos Flores Luna y M.C. José María Robles por sus interesantes críticas y sugerencias.

Al CONACyT por otorgarme la beca crédito y a la División de Ciencias de la Tierra del CICESE por el apoyo económico otorgado en la parte terminal de mi estancia en el posgrado.

Al CONACyT por el financiamiento al proyecto Márgenes: Correlación geológica entre las márgenes de las islas Ángel de la Guarda y San Lorenzo con la Península de Baja California (Ref. 28317T) bajo la responsabilidad del M.C. Luis A. Delgado Argote.

A Francisco Farfán Sánchez, Víctor Frías Camacho y Felipe Escalona Alcázar por su enorme ayuda y apreciable compañía en las jornadas de campo.

A María del Carmen Pérez Aguilar, Ma. Guadalupe Martínez Vázquez, Marta Elba Barrera e Ivonne Pedrín Morales por su apoyo administrativo.

A Susana Rosas Montoya, Víctor Pérez Arroyo y Gabriel Rendón por su asesoría y ayuda en la preparación de las muestras para petrografía y análisis geoquímico.

A Víctor Frías Camacho por su ayuda en la elaboración del mapa geológico.

A Humberto S. Benitez Pérez, Gonzalo I. Victorio Cuellar, José de Jesús Mojarro Bermúdez y Luis C. Gradilla Martínez por facilitarme el equipo de cómputo y asesorarme en el diseño de las figuras.

Al Dr. Arturo Martín por proporcionarme la base de datos de elementos mayores y traza del área de San Luis Gonzaga.

Al Q. Rufino Lozano Santa Cruz y al Dr. Surendra P. Verma por sus recomendaciones en la interpretación de los datos geoquímicos.

A los profesores Francisco Suárez Vidal, Juan García Abdeslem, Enrique Gómez Treviño y Juan Contreras, por sus interesantes observaciones y sabios consejos en la presentación oral de este trabajo.

A mis compañeros estudiantes y amigos con los que tuve la oportunidad de compartir durante mi estancia en el CICESE, los mejores momentos de mi vida. Gracias por su ayuda incondicional, por su comprensión, por su paciencia en escuchar mis problemas, por contagiarme de su entusiasmo y alegría, por sus admirables consejos, simplemente mil gracias por permanecer a mi lado y ayudarme a dar un paso mas.

A todos aquellos que por razones de espacio no figuraron en esta lista pero que sus nombres quedarán grabados en mi memoria.

CONTENIDO

I INTRODUCCIÓN	1
I.1 Geología Regional	3
I.2 Marco Tectónico Neogénico	7
I.3 Hipótesis de trabajo	11
I.4 Objetivos	12
II MATERIALES Y MÉTODOS	14
II.1 Cartografía geológica	14
II.2 Análisis petrográfico	14
II.3 Geoquímica de roca total	15
II.4 Análisis estructural	19
III GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE BAHÍA LAS ÁNIMAS	21
III.1 Estratigrafía	21
III.1.1. Basamento	21
III.1.2. ZONA I, CERRO LAS VENECAS	23
III.1.3. ZONA II, VALLE CAMINO VIEJO	34
III.1.4. ZONA III. VALLE SAN PEDRO	38
III.1.5. ZONA IV, VALLE LAS ÁNIMAS	44
III.1.6. ZONA V, SIERRA LAS ÁNIMAS ORIENTAL	47
III.1.7 Sedimentos del Plio-Cuaternario	53
III.2 Geoquímica	54
III.3 Geología Estructural	71
<i>III.3.1 Descripción de lineamientos</i>	71
<i>III.3.2 Descripción de fallas cartografiadas</i>	75
IV DISCUSIÓN	93
V CONCLUSIONES	101
LITERATURA CITADA	104
ANEXO	112
Petrografía de las rocas volcánicas del área de Bahía Las Ánimas	113

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura		Página
1	Mapa de localización de Bahía Las Ánimas modificado de Delgado-Argote y García-Abdeslem (1999). Se muestran las unidades litológicas, rasgos estructurales regionales y las edades absolutas reportadas en Delgado-Argote, (2000) y Gastil et. al (1979).	2
2	Mapa Geológico de Bahía Las Ánimas.	22
3	Columna estratigráfica del Cerro Las Venecas.	24
4	Dique de Andesita . El dique aflora en la boca de la cañada Las Venecas, mide 3 m de espesor y 2 km de longitud. La estructura corta a una unidad de arenisca.	28
5	Columnas estratigráficas de Bahía Las Ánimas. Las columnas se ordenan por zonas y por áreas de sur a norte de acuerdo con el mapa geológico de la Fig. 2.	35
6	Tronco San Pedro. A la izquierda de la fotografía Se presenta el Tronco San Pedro en el que se observan las diaclasa verticales. Al norte del tronco (derecha de la foto), afloran derrames de andesita (A2) que descansan sobre el basamento granítico de la Sierra Las Ánimas, en la base del tronco se observan cuerpos de basalto en bloques.	40
7	Derrames de basalto en bloques que afloran al oriente del Valle Las Ánimas y al fondo la Sierra Agua de Soda .	45
8	Diagrama TAS (Le Maitre, 1989) de clasificación de las rocas de Bahía Las Ánimas .	57
9	Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971; en Clarke, 1993) de las unidades volcánicas de Bahía Las Ánimas.	57

Índice de figuras (Continuación)

Figura		Página
10	Diagrama K_2O vs SiO_2 (Le Maitre, 1989). Se muestra la variación del K en las series I, II y III de Bahía Las Ánimas.	58
11	Diagrama Harker de las rocas volcánicas de Bahía Las Ánimas. Se presenta las barras de error con base en los errores de desviación estándar que aparecen en la tabla III.	60
12	Diagrama tipo Harker utilizando el índice de solidificación S.I. Se grafican únicamente las series II y III de andesitas basálticas y traquiandesitas basálticas.	61
13	Gráficas bivariantes que muestran las tendencias de cristalización fraccionada de las rocas de Bahía Las Ánimas. a) FeO^*/MgO vs SiO_2 , b) TiO_2 vs FeO^* , y c) Ni vs $Mg\#$.	63
14	Diagrama de discriminación tectónica $MgO-FeO^*-Al_2O_3$ de Pearce et.al (1977 en Clarke, 1993) que incluyen a las series II y III con 51-56% de SiO_2 .	64
15a	Aracnigrama extendido normalizado a valores de condrita de Taylor y McLennan (1985; en Clarke, 1993). Se comparan los patrones de las regiones de Bahía Las Ánimas, Bahía de los Ángeles-Isla Ángel de la Guarda y San Luis Gonzaga.	66
15b	Aracnigrama extendido normalizado a valores de condrita de Taylor y McLennan (1985; en Clarke, 1993) de la Serie II y una muestra de Sierra Las Flores	67
15c	Aracnigrama extendido normalizado a valores de condrita de Taylor y McLennan (1985; en Clarke, 1993) de la Serie III y una muestra de la Sierra Las Ánimas oriental.	68

Índice de figuras (Continuación)

Figura		Página
16	Diagrama de discriminación de Wood (1980, en Clarke, 1993 y Rollinson, 1993) del ambiente tectónico para todas las composiciones de roca de las tres series de Bahía Las Ánimas.	70
17	Geometría de fallas de la Cañada Las Venecas. Se muestran la dirección de los planos de fallas proyectados en una red de Smichdt en el hemisferio inferior, el acimut del echado, la inclinación del echado, la inclinación del rake y el sentido del desplazamiento de las fallas. Ver discusión en el texto y al pie de la figura.	77
18	Sección geológica esquemática de la Cañada Las Venecas AA'.	78
19	Geometría de fallas del Valle Camino Viejo. Se muestran la dirección de los planos de fallas proyectados en una red de Smichdt en el hemisferio inferior, el acimut del echado, la inclinación del echado, la inclinación del rake y el sentido del desplazamiento de las fallas. Ver discusión en el texto y al pie de la figura.	80
20	Geometría de fallas del Valle San Pedro. Se muestran la dirección de los planos de fallas proyectados en una red de Smichdt en el hemisferio inferior, el acimut del echado, la inclinación del echado, la inclinación del rake y el sentido del desplazamiento de las fallas. Ver discusión en el texto y al pie de la figura.	82
21	Sección geológica esquemática del Valle San Pedro BB'.	83

Índice de figuras (Continuación)

Figura		Página
22	Geometría de fallas de la Cañada Víctor. Se muestran la dirección de los planos de fallas proyectados en una red de Smichdt en el hemisferio inferior, el acimut del echado, la inclinación del echado, la inclinación del rake y el sentido del desplazamiento de las fallas. Ver discusión en el texto y al pie de la figura.	85
23	Geometría de fallas de la Cañada Juvenal. Se muestran la dirección de los planos de fallas proyectados en una red de Smichdt en el hemisferio inferior, el acimut del echado, la inclinación del echado, la inclinación del rake y el sentido del desplazamiento de las fallas. Ver discusión en el texto y al pie de la figura.	86
24	Geometría de fallas de Punta Las Ánimas. Se muestran la dirección de los planos de fallas proyectados en una red de Smichdt en el hemisferio inferior, el acimut del echado, la inclinación del echado, la inclinación del rake y el sentido del desplazamiento de las fallas. Ver discusión en el texto y al pie de la figura.	88
25	Sección esquemática de Punta Las Ánimas CC'	89
26	Geometría de fallas de Cañada Grande. Se muestran la dirección de los planos de fallas proyectados en una red de Smichdt en el hemisferio inferior, el acimut del echado, la inclinación del echado, la inclinación del rake y el sentido del desplazamiento de las fallas. Ver discusión en el texto y al pie de la figura.	91
27	Sección esquemática de Cañada Grande DD'y EE'.	92

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
I	Descripción de los procesos de molienda y lavado previos al análisis de FRX. Se indica el equipo y el material utilizado.	17
II	Síntesis petrográfica de las unidades volcánicas de Bahía Las Ánimas.	26
III	Reporte de elementos mayores ajustados a Fe total y obtención de los índices de variación.	55
IV	Tabla de correlación estratigráfica de Bahía Las Ánimas y su asociación con el ambiente tectónico de Baja California.	97
AII	Reporte de los elementos mayores y traza analizados por FRX.	145
AIII	Contenido de los elementos mayores y traza de las regiones de Bahía de los Ángeles, Isla Ángel de la Guarda y San Luis Gonzaga.	146

DESCRIPCIÓN DE LA ESTRATIGRAFÍA DE LAS SECUENCIAS VOLCÁNICAS Y SEDIMENTARIAS NEOGÉNICAS Y DE LA GEOMETRÍA DEL FALLAMIENTO DE LA CUENCA DE BAHÍA LAS ÁNIMAS, BAJA CALIFORNIA

I. INTRODUCCIÓN

La región en la que se encuentra Bahía Las Ánimas se sitúa en la parte central de la margen oriental de la península de Baja California. Se localiza al oriente del Escarpe del Golfo y al suroccidente, en el Golfo de California, de la Zona de Falla Partida la cual une a las cuencas Salsipuedes Norte y Salsipuedes Sur (Fig. 1). Bahía Las Ánimas limita al occidente con la Sierra Las Ánimas, al oriente con la Sierra Agua de Soda y al sur, casi toca la Sierra Los Paredones. La cuenca de Bahía Las Ánimas capta el drenaje de las sierras mencionadas y se abre hacia el Golfo de California.

Las investigaciones geológicas en la zona de estudio son escasas. Se cuenta con el mapa geológico escala 1:250,000 de Gastil *et al.* (1975) y las cartas geológicas del INEGI escalas 1:250,000 y 1:50,000 (INEGI, 1977 y 1983). Además, para fines de correlación, existe la cartografía geológica de Bahía de los Ángeles y costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda (Delgado-Argote, 2000) e islas San Lorenzo y Las Ánimas (Escalona-Alcázar y Delgado-Argote, 2000). En los dos últimos trabajos se presentan varias edades absolutas que permiten establecer correlaciones entre distintos eventos, principalmente los volcánicos (Fig. 1).

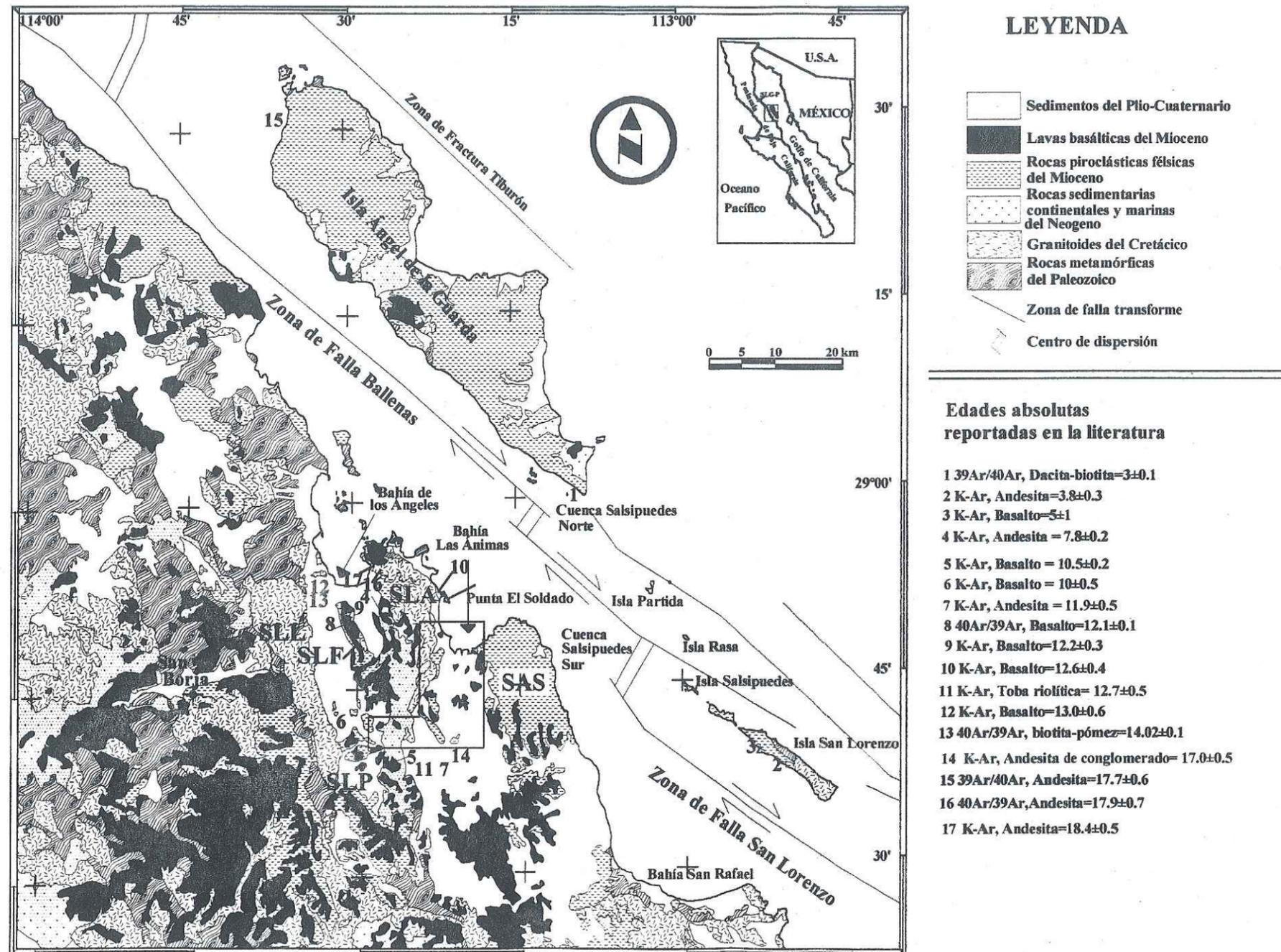


Fig.1 Mapa de localización del área de estudio modificado de Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999. Se muestran los principales límites tectónicos y la geología regional. Las abreviaturas significan: SLL-Sierra La Libertad; SLF-Sierra Las Flores; SLA-Sierra Las Animas; SAS-Sierra Agua de Soda; SLP-Sierra Los Paredones. En el recuadro superior derecho se muestran la región de San Luis Gonzaga (SLG) y la localización del área de estudio. Abajo de la simbología se indican las muestras con edades absolutas obtenidas en otros trabajos. Las muestras 1-4, 8-10, 12, 13, 15- 17 son edades absolutas reportadas en Delgado-Argote (2000), y las muestras 5, 6, 7, 11 y 14 en Gastil et al. (1979).

FIG. 1
Vázquez-Jaimes
2000

En las secciones siguientes se presenta una revisión de los trabajos hechos hasta el momento, así como el planteamiento de la hipótesis de trabajo que orienta esta investigación y sus objetivos.

I.1 Geología Regional

En la región de Bahía Las Ánimas la unidad litoestratigráfica más antigua que se reporta en la literatura es un grupo de metalavas y metasedimentos de edad Devónica (Gastil *et al.*, 1975; Campbell y Crocker, 1993). Campbell y Crocker (1993) reconocieron esta unidad al occidente del Canal Las Ballenas y las identificaron como una secuencia de lodolitas metamorizadas calcáreas, calizas, lutitas, pedernales, depósitos de flysch, conglomerados y basalto alcalino almohadillado que representan depósitos correspondientes a ambientes de talud continental hasta de cuenca abisal. En Bahía de los Ángeles este basamento metamórfico está formado por esquistos máficos y metapelitas (Delgado-Argote, 2000), el cual está bien expuesto en la parte centro-occidental de la Sierra La Libertad y al noroccidente de la Sierra Las Ánimas. Una unidad similar se ha reportado en las islas San Lorenzo y Ángel de la Guarda (Escalona-Alcázar y Delgado-Argote, 2000; Delgado-Argote, 2000). De acuerdo con la carta geológica a escala 1:250,000 (INEGI, 1983), rocas metamórficas afloran al norte de San Borja, continúan hacia el oriente de La Sierra Los Paredones y pueden también ser correlacionables con las anteriores (Fig. 1).

La unidad de rocas metamórficas está intrusionada por rocas graníticas pertenecientes al Batolito Peninsular de los límites del Cretácico temprano y tardío. El

batolito se extiende en amplios afloramientos discretos desde la frontera con California, E.U.A., hasta la latitud del paralelo 28° N (Fig. 1). Las rocas que componen al batolito en la región costera del Golfo de California, son granitoides pobres en magnetita y ricos en ilmenita, correspondientes al cinturón oriental definido por Gastil *et al.* (1990). En la mayor parte de la región, las rocas graníticas están parcialmente cubiertas por rocas volcanoclásticas y derrames andesíticos y basálticos (Barillas-Cruz, 1995; Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999). La composición modal de las rocas plutónicas al oriente de Sierra Las Ánimas, de acuerdo con diez análisis petrográficos, corresponde a cuarzomonzonita y tonalita (Herrera-Recinos, 1995). En las sierras Las Flores y Las Ánimas se obtuvieron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de biotita de estas unidades plutónicas. En una cuarzomonzonita de la Sierra Las Flores la edad fue de 89 ± 1 Ma y la de una granodiorita de hornblenda de la Sierra Las Ánimas es de 87 ± 1 Ma (Delgado-Argote, 2000), lo que indica el emplazamiento contemporáneo de plutones en una amplia región. En la Isla San Lorenzo, interpretada como un bloque separado de la península y cuya ubicación anterior al Cuaternario era frente a las costas de Bahía Las Ánimas (Delgado-Argote, 2000), el basamento granítico también corresponde a una tonalita de biotita y hornblenda (Escalona-Alcázar, 1999). Este último plutón aflora en la mitad meridional de la isla e intrusión a esquistos verdes. El basamento granítico, compuesto por tonalita y granodiorita sin magnetita, también está expuesto de forma discontinua en toda la Isla Ángel de la Guarda (Gastil *et al.*, 1975; Delgado-Argote *et al.*, 1995) donde, al igual que en la zona peninsular, está parcialmente cubierto por rocas volcánicas, principalmente.

Las rocas volcanoclásticas y los derrames andesíticos y basálticos del Mioceno y Plioceno en la región comprendida entre las sierras La Libertad y Agua de Soda están ampliamente distribuidas y generalmente descansan sobre basamento granítico. Las rocas piroclásticas miocénicas están expuestas principalmente en la región de la Misión de San Borja, en las sierras Los Paredones, Las Ánimas, Las Flores y Agua de Soda, así como en las islas Ángel de La Guarda y norte de San Lorenzo (Fig.1). Una columna estratigráfica compuesta de la región de Bahía de los Ángeles, indica que la actividad volcánica que precede a los depósitos piroclásticos es andesítica y se interpreta que pueden corresponder a manifestaciones asociadas a volcanes compuestos de 18 Ma (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999). La presencia de lahares y otros depósitos de flujos piroclásticos proximales también sugiere a los autores anteriores la presencia de estratovolcanes. Los depósitos de la actividad explosiva, en el occidente de la Sierra Las Ánimas y cuya fuente es incierta, forma una columna de flujos piroclásticos silíceos fechados en ca. 14 Ma (Delgado-Argote, 2000). Este último autor sugiere que la fuente pudo haber estado localizada hacia el sur de la sierra, lo que la ubicaría en el área de estudio de este trabajo. Los flujos piroclásticos están cubiertos de manera espaciada por derrames andesíticos y de andesita basáltica de ca. 12 Ma (Fig. 1). Esta última actividad es más o menos contemporánea en la región de Bahía de los Ángeles y áreas adyacentes (Delgado-Argote, 2000; Gastil *et al.*, 1979). Lo anterior indica que la actividad volcánica más prominente en la región ocurrió durante el Mioceno medio, lo que permitirá posteriormente, hacer algunas correlaciones con el área de estudio.

Los derrames basálticos de la Sierra Las Flores y un amplio sector del occidente de la Sierra Las Ánimas forman cuerpos alineados con una orientación NNW y se ha interpretado que su emplazamiento estuvo asociado a la presencia de estructuras profundas relacionadas con procesos de extensión (Delgado Argote, 2000).

La estratigrafía de la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas es similar en su variedad litológica a la descrita en la región de Bahía de Los Ángeles. Una columna compuesta al oriente de esta sierra muestra que el basamento granítico está cubierto, de la base a la cima, por areniscas, tobas líticas y pumicíticas, derrames de andesita y basalto y depósitos sedimentarios de litoral del Cuaternario (Herrera-Recinos, 1995). De un derrame de andesita de Punta El Soldado se obtuvo una fecha de ca. 7.8 Ma (Fig. 1).

La cubierta volcánica del Terciario en las Isla Ángel de la Guarda y Archipiélago San Lorenzo está ampliamente expuesta (Fig.1). En la parte central y sur de la Isla Ángel de la Guarda se han identificado domos extrusivos, tobas de composición dacítica y latítica y derrames andesíticos que yacen sobre el basamento granítico. En la parte septentrional de la isla se reconocieron, además, depósitos de lahares que contienen fragmentos de andesita, dacita y de tobas líticas hasta de 1 m de diámetro (Escalona-Alcázar y Delgado-Argote, 1998). Un fragmento de dacita de uno de estos lahares se fechó en 17.7 Ma (Delgado-Argote, 2000). En la Isla San Lorenzo aflora una secuencia de lavas andesíticas y basálticas. De las primeras se obtuvo una edad de ca. 3.8 Ma y de las segundas, de ca 5 Ma (Escalona-Alcázar *et al.*, 2000). En la misma región los mismos autores reconocieron domos dacíticos que sobreyacen a una secuencia de rocas sedimentarias de ambiente

marino somero. Las dos edades reportadas en la Isla San Lorenzo son las más jóvenes reportadas cerca de la región de estudio, lo que sugiere que en ésta puede existir actividad volcánica contemporánea.

El registro sedimentario en la región de la Fig. 1 incluye areniscas de ambiente marino con lavas interestratificadas cuya edad más antigua es de 17.7 ± 0.6 Ma en la Isla Ángel de la Guarda, 12.1 ± 0.1 Ma en Bahía de los Ángeles, 7.8 ± 0.2 Ma en el oriente de la Sierra Las Ánimas (Delgado-Argote, 2000), mientras que en la Isla San Lorenzo, las lavas pliocénicas referidas en el párrafo anterior cubren discordantemente a una secuencia sedimentaria marina fosilífera (Escalona- Alcázar *et al.*, 2000). Con base en un análisis de proveniencia de sedimentos y de fauna fósil, en esta región se documentaron fluctuaciones en el nivel del mar para el periodo comprendido entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano, que caracterizaría el desarrollo del actual Golfo de California (Escalona-Alcázar *et al.*, 2000). Las edades más antiguas a este periodo estarían enmarcadas en un ambiente de proto-golfo formado durante la deformación extensional miocénica que, para Karig y Jensky (1972), corresponde al Mioceno medio-tardío.

I.2 Marco Tectónico Neogénico

Durante el Mioceno existió un arco volcánico aparentemente continuo en la actual margen oriental de la península de Baja California (Gastil *et al.*, 1979; Sawlan, 1991). Durante esa época el proceso de subducción fue interrumpiéndose de norte a sur, conforme la Dorsal Pacífico Oriental se acercaba a la zona de trincheras. Se estima (Lonsdale, 1991; Bohannon y Parsons, 1995) que, cerca de la latitud 28°N , la subducción cesó

aproximadamente a los 12 Ma, correspondiente a la anomalía magnética 5A localizada en la dorsal donde se encuentra la Isla Guadalupe (Lonsdale, 1991). La subducción fue gradualmente reemplazada por el movimiento lateral de las fallas San Benito y Tosco-Abreojos que son paralelas a la antigua trinchera. Se ha interpretado que esta zona de fallas formó el límite principal de las placas Pacífico y Norteamérica y su actividad más intensa ocurrió entre 12 y 4 Ma antes de iniciarse la extensión del Golfo de California (Stock y Hodges, 1989). Durante ese periodo, en la margen oriental de la península se observa una deformación extensional acompañada de actividad volcánica principalmente efusiva (Fabriol *et al.*, 1999). Stock y Hodges (1989) mencionan que la extensión principal entre 20 Ma y 10 Ma estuvo orientada ENE-WSW y que después de los 10 Ma cambió a ESE-WSW (Stock y Hodges, 1989). Ese periodo, en su conjunto, corresponde a la deformación del *Basin and Range* y a la formación del protogolfo propuesto por Karig y Jansky (1972). Estructuras regionales como el Escarpe del Golfo, caracterizado por un conjunto de fallas normales que siguen una tendencia NNW paralela a la margen de la península, también corresponde a esa época (Henry, 1989). El Escarpe del Golfo está claramente expuesto en el sur de Bahía Las Ánimas, en la base de la Sierra Paredones, así como a lo largo de la margen oriental de la Sierra La Libertad, en Bahía de los Ángeles (Fig. 1).

El periodo extensional de sierras y cuencas perduró del Mioceno tardío-Plioceno hasta que inició el Sistema Transforme San Andrés-Golfo de California (Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989). En el Golfo de California, el sistema transforme se caracteriza por un arreglo de fallas transcurrentes derechas en escalón conectadas a cuencas extensionales en las que ocurre actividad volcánica principalmente toleítica (Lonsdale, 1989) donde se

desarrollan complejos hipabisales de dique estratos en sedimentos (Hypabyssal sill-sediment complexes; Batiza y White, 2000). Al norte del área de estudio, en Canal Las Ballenas y Canal Salsipuedes, se encuentra uno de los segmentos de falla transforme activo más importante (Fig. 1). Las cuencas Salsipuedes Norte y Salsipuedes Sur conectan a la Zona de Falla Transforme Ballenas con las zonas de falla Partida y San Lorenzo. En estudios recientes de reflectividad y sísmica de reflexión se ha inferido que estas cuencas tienen centros de dispersión activos (Delgado-Argote, 2000; Paz-López, 2000). El paralelismo entre estas pequeñas cuencas del golfo con respecto a la orientación casi N-S de algunas cuencas peninsulares como Bahía de los Ángeles, Bahía Las Ánimas y Bahía San Rafael, se ha inferido que se deben al mismo movimiento transcurrente hacia el NW de la península (Lonsdale, 1989). Sin embargo, recientemente se ha propuesto (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999; Fabriol *et al.*, 1999) que la formación de las cuencas peninsulares debe su origen al periodo del *Basin and Range* y que la deformación debida al sistema transforme disminuye considerablemente después de unos 15 km hacia los costados de las fallas principales. Los estudios estructurales en la región de Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote, 2000) sugieren que el fallamiento lateral que corta al basamento y a las unidades volcánicas, tanto en la Sierra La Libertad como al nororiente y occidente de la Sierra Las Ánimas, comúnmente se desarrolla en estructuras antiguas reactivadas y que la extensión relacionada al fallamiento normal y actividad volcánica es similar a las tendencias NNW del Mioceno observadas regionalmente. En la misma región, en la Sierra Las Flores, el fallamiento es contemporáneo a la actividad volcánica indicando que el

emplazamiento de los diques fue controlado por el régimen extensional (Delgado Argote, 2000).

Al oriente de La Sierra Las Ánimas se encontraron estructuras antiguas reactivadas y fallas laterales recientes en unidades piroclásticas del Plioceno (Herrera-Recinos, 1995; Escalona-Alcázar, 1999; Delgado-Argote, 2000). En ese lugar se determinó una dirección de extensión E-W para el fallamiento normal y lateral y se ha interpretado que la zona, al igual que el Archipiélago San Lorenzo, han estado sujetas a una intensa deformación por encontrarse próxima al Sistema Transforme del Canal Las Ballenas (Escalona-Alcázar y Delgado-Argote, 2000). En la Isla San Lorenzo los derrames andesíticos pliocénicos muestran una deformación similar en orientación al de la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas y costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda; se sugiere que la Isla San Lorenzo antes de que fuera activo el fallamiento en Canal Las Ballenas-Salsipuedes (Plioceno tardío) se localizaba frente a las costas de Bahía Las Ánimas (Delgado-Argote, 2000). El fallamiento más notable, y aparentemente más reciente en las islas y en las zonas de la margen oriental cercana al Canal Ballenas se relaciona directamente con la geometría actual del Sistema San Andrés-Golfo de California (Escalona-Alcázar y Delgado Argote, 2000), mientras que el fallamiento miocénico al interior de la península pudo haber sido reactivado durante el Plioceno tardío ocasionando fallamiento con orientaciones distintas en el último periodo de deformación.

I.3 Hipótesis de Trabajo

La etapa final de la actividad volcánica del Mioceno-Plioceno en la región de Bahía de los Ángeles-Bahía Las Ánimas (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999), incluyendo el Archipiélago San Lorenzo (Escalona-Alcázar *et al.*, 2000), se clasifica químicamente como de arco. En el occidente de la Sierra Las Ánimas las unidades piroclásticas del Mioceno parecen provenir del sur o sureste posiblemente de la región de Bahía Las Ánimas, en donde se han identificado volcanes compuestos que pudieron haber sido su fuente (Delgado-Argote, 2000). Durante el mismo periodo, se ha documentado que la Sierra Las Ánimas era una unidad morfológica positiva y abrupta donde, al igual que en la Isla San Lorenzo, el basamento estaba expuesto. La similitud en el ambiente sedimentario y volcánico pliocénico de la Sierra Las Ánimas-Isla San Lorenzo indican la existencia de cuencas locales cuya extensión hacia el sur se desconoce y puede ocupar parte de la cuenca de Bahía Las Ánimas. El desarrollo de las cuencas pueden estar asociado, tanto a la actividad volcánica que forma elementos topográficamente positivos, como al fallamiento que forma depresiones que pueden estar ocupadas por agua marina. En algunas zonas, como la Sierra Las Flores en Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999), o frente a las costas de Santa Rosalía (Fabriol *et al.*, 1999), el emplazamiento de magma de composición basáltica se asocia a deformación extensional, en un fenómeno que puede cubrir desde el Mioceno hasta el Plioceno en diferentes regiones del circungolfo, tanto en ambiente marino somero como peninsular subaéreo.

En este trabajo se hace una interpretación geológica de la cuenca de Bahía Las Ánimas que puede ayudar a definir los alcances de las incursiones marinas en la parte central del Golfo de California y la localización de centros volcánicos cuya influencia alcanza a regiones vecinas. Una de las aportaciones más importantes de este trabajo es su contribución a la estratigrafía neogénica de la poco conocida región central de Baja California.

I.4 Objetivos

Para lograr la interpretación geológica de la cuenca de Bahía Las Ánimas se siguieron los siguientes objetivos:

- Elaboración de la cartografía geológica a escala 1:20,000 de la región mostrada en el recuadro de la Fig. 1.
- Construcción de columnas estratigráficas compuestas de diferentes sectores de la región de Bahía Las Ánimas.
- Análisis petrográfico de las unidades volcánicas.
- Geoquímica de elementos mayores y traza de las unidades volcánicas más representativas para observar tendencias de evolución magmática e identificar posibles ambientes tectónicos de formación.

- Descripción de la geometría del fallamiento para comparar con el estilo de deformación de las regiones aledañas (Bahía de los Ángeles, Isla Ángel de la Guarda e Isla San Lorenzo).

II MATERIALES Y MÉTODOS

En este capítulo se describe la metodología utilizada en el desarrollo de la cartografía geológica, análisis petrográfico y preparación de muestras para análisis geoquímicos, además de la interpretación estructural.

II.1 Cartografía Geológica

La cartografía geológica se basó en la interpretación de fotografías aéreas del INEGI escala 1:50,000 y 1:25,000 y trabajo de campo. En ambas partes se identificaron las unidades litológicas y rasgos estructurales debidos a fallas y fracturas. Durante la etapa de campo se colectaron muestras para análisis petrográfico y geoquímico. Las bases topográfica y geológica general se basan en las cartas geológicas y topográficas H12C52 y H12C62 de INEGI (1977 a y b) escala 1:50,000, con las que se construyó un mapa georeferenciado de trabajo a escala 1:20,000. Durante el trabajo de campo se utilizó un GPS portátil modelo ScoutMaster el cual proporciona las lecturas con un mínimo de tres satélites con errores de ubicación mínimos hasta de 20 m. Los datos de campo se añadieron a la base topográfica georeferenciada escala 1:20,000 y se digitalizaron.

II.2 Análisis petrográfico

Se seleccionaron 43 muestras representativas de las unidades volcánicas miocénicas del área de Bahía Las Ánimas y se prepararon láminas delgadas siguiendo las técnicas descritas por Rendón-Márquez (1995). Las láminas delgadas se analizaron en un

microscopio petrográfico en donde se efectuó conteo de puntos para obtener la moda y clasificar las rocas. En el análisis textural se consideraron como fenocristales a los cristales mayores a 0.5 mm, mientras que en la matriz se consideraron a microfenocristales cuyo diámetro oscila entre 0.05 y 0.5 mm (MacKenzie et al., 1991). El conteo de puntos de fenocristales y matriz se efectuó utilizando el método de Gazzi– Dickinson (Ingersoll et al., 1984). La moda se obtuvo del conteo de 605 puntos distribuidos en 5 áreas aleatorias (121 puntos por área). Para el conteo se utilizó una rejilla de 1 mm² de superficie en el objetivo de 4X con puntos espaciados cada 0.1 mm. En las tobas se determinó el contenido de líticos, cristales y vidrio de la manera descrita y para la clasificación, tanto de las rocas volcánicas como volcanoclásticas, se utilizó la nomenclatura propuesta por Le Maitre (1989).

II. 3 Geoquímica de roca total

Con la finalidad de clasificar a las unidades volcánicas más representativas del área de estudio con base en su composición química, así como para hacer una interpretación acerca de la evolución magmática de éstas, se efectuaron análisis químicos por Fluorescencia de Rayos X (FRX). Los análisis se realizaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica de la UNAM (LUGIS) y la preparación de las muestras en los laboratorios del Departamento de Geología, CICESE. La selección de 19 muestras se basó en los análisis petrográficos. La preparación consistió en la trituration de aproximadamente 1 kg de muestra en una tritadora de quijadas con placas de acero inoxidable para hacer una selección de la fracción fresca, que posteriormente se muele en una pulverizadora de

anillos concéntricos de acero inoxidable para obtener 100 g de muestra de $\sim 75\mu\text{m}$. El carbonato de calcio de precipitación secundaria en paredes e intersticios de algunas muestras se eliminó al lavar con HCL concentrado al 3% los fragmentos triturados. El proceso se sintetiza en la Tabla I y se indican las principales alteraciones de las rocas con la finalidad de no sobrestimar el contenido real de Fe y Ca. La preparación final de las muestras se llevó a cabo en el LUGIS. Se prepararon muestras fundidas para el análisis de elementos mayores y prensadas para elementos traza. Tanto la metodología que se utilizó en la preparación de las muestras para FRX como la calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X están descritas en Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995) y Verma *et al.* (1996). En el análisis cuantitativo de ambos elementos se utilizó un espectrómetro secuencial de rayos X, Siemens SRS 3000. La técnica de FRX consiste en perturbar una muestra de roca con una radiación de rayos X que es generada por un tubo de rayos X el cual opera con potencias entre 10 y 100 kV (Potts, 1987). La interacción entre ésta radiación primaria y los átomos de la muestra provoca la ionización en los niveles electrónicos del átomo. Durante el reordenamiento de los electrones en el cual el átomo de un elemento regresa a su nivel base de energía, es emitida una energía característica en forma de rayos X. La intensidad de emisión de rayos X que puede ser detectada en términos de longitud de onda o como dispersión de energía se mide en un espectrómetro de rayos X y es comparada con una muestra estándar. La técnica FRX mide concentraciones de elementos mayores como Na, Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn y Fe y elementos traza de Rb, Sr, Y, Nb, Zr, Cr, Ni, Cu, Zn, Ga, Ba, Pb, Th y U. De acuerdo con Potts (1987), los límites de detección de la mayoría de estos elementos traza descansa entre 1 y 10 ppm dependiendo de las condiciones de rutina.

Tabla I. Tratamiento y molienda de las muestras de Bahía Las Ánimas. En las primeras columnas se muestran la zona, las coordenadas UTM, la clave y número de las muestras. En seguida se anota la clasificación TAS y las respectivas alteraciones identificadas en el análisis petrográfico. En la última columna se indican los pasos que se siguieron en la preparación de las muestras antes de ser analizadas por FRX.

ZONA	COORD zona 12	CLAVE	No.	Clas. TAS	Alteraciones	PROCESOS
Valle Las Ánimas	270800 3180859	XI-12-98	29	Dacita	Oxidos en los bordes de la hornblenda y ceolitas	pulverizado directo
	274190 3182409	III-27-99(A)	30	Andesita	Hornblenda parcialmente oxidada	corte por cierra y lavado con agua+agua destilada+ultrasonido +acetona
	274894 3183043	III-28-99	31	dacita	Hornblenda parcialmente oxidada	pulverizado directo
	274229 3184560	III-29-99	32	Traquiandesita basáltica	Iddingsita en olivino, calcita y óxidos secundarios	tamizado y lavado con HCL al 5%+agua destilada +acetona
	274072 3184515	III-30-99	33	Traquiandesita basáltica	Calcita	tamizado y lavado con HCL al 5% +agua destilada +acetona
	273659 3184986	III-31-99	34	Traquiandesita basáltica	Iddingsita y calcita	tamizado y lavado con HCL al 5%+agua destilada +acetona
	27311 3184802	III-32-99	35	Traquiandesita basáltica	Iddingsita, serpentina y calcita	tamizado y lavado con HCL al 5%+agua destilada +acetona
	259849 3172878	XI-11-99	36	Traquiandesita basáltica	Iddingsita, serpentina y calcita	tamizado y lavado con HCL al 5%+agua destilada +acetona
C. Juvenal	269800 3188430	XI-13-98	37	andesita	Hornblenda y piroxeno alterados a óxidos de Fe	pulverizado directo
W. C. Venecas	259849 3172878	03-05 3B	11	Andesita basáltica	Iddingsita, serpentina y calcita	tamizado y lavado con HCL al 5%+agua destilada +acetona
	258947 3175386	III-19-99	12	Andesita basáltica	Iddingsita, serpentina , calcita, ceolita	tamizado y lavado con HCL al 5%+agua destilada +acetona
Valle San Pedro	268075 3178267	III-36-99	20	Andesita	Serpentina e iddingsita	pulverizado directo
	258947 3175386	III-33-99	22	Andesita basáltica	Serpentina y calcita	pulverizado directo
	268170 3178855	III-34-99	27	Andesita	Arcillas, tremolita, clinozocita y óxidos secundarios	corte por cierra +pulido con abrasivo+agua+agua destilada+acetona
	268170 3178855	III-33-99B	26	Andesita basáltica	Anfibol con clorita, iddingsita, clinozocita y sericita	corte por cierra +pulido con abrasivo+agua+agua destilada+acetona
Valle San Pedro	270230 3180900	XI-9-99	24	Dacita	Anfibol pseudomórfico	pulverizado directo
Valle C. Viejo	264329 3175131	XI-8A-98	16	Andesita basáltica	Iddingsita en olivino	pulverizado directo
C. Venecas	262427 3172542	XI-1-98	1	Dacita	Hornblenda oxidada	pulverizado directo

Esta técnica se optó ya que es ampliamente utilizada en el análisis de elementos mayores de rocas volcánicas.

Los diagramas de clasificación TAS, AFM, y K_2O vs SiO_2 se basan en el contenido de elementos mayores ajustados al FeO^* y normalizados al 100%. Esta misma base de datos se utilizó para la construcción de los diagramas Harker. Las gráficas de elementos mayores y arcnigramas se construyeron con el programa NewPet (Clarke, 1993) y el ajuste de FeO y Fe_2O_3 para el cálculo de FeO^* (total) así como el cálculo del índice de solidificación, $Mg\#$, se realizaron con el programa PROCESA de Verma y Navarro de León (1993). Se optó por tomar en consideración el ajuste de Fe total más que el Fe_2O_3 de los datos directamente medidos. Este procedimiento siguió las recomendaciones de Middlemost (1989) dado que este autor correlaciona la relación Fe_2O_3/FeO con la clasificación geoquímica más común que fue propuesta por Le Bas *et al.* (1986). En el Capítulo III.2 se presentan los resultados del ajuste de Fe total y las relaciones de Fe_2O_3/FeO . Los elementos mayores en porcentaje en peso en óxidos y los elementos traza en partes por millón directamente medidos se presentan en el anexo II.

Los diagramas Harker se construyeron con el programa Grapher V. 1.3. Este programa también efectuó la regresión lineal de las series por mínimos cuadrados y la determinación de los coeficientes de correlación.

Los errores relacionados a la precisión del espectrómetro de rayos X se calcularon con los porcentajes de error relativo que se reportan en Lozano-Santa Cruz *et al.* (1995) y

Verma *et al.* (1996). Estos valores expresados en porcentaje son: Si=0.73, Ti=0.59, Al=0.65, Fe=0.28, Mn=1.7, Mg=0.39, Ca=0.31, Na=1.71, K=3.43, P=3.91, Rb=5.7, Sr=0.4, Ba= 3.2, Zr=0.4, Nb=6.3, V=1.8, Cr=8.1, Co=6.8, Ni=3.6, Cu=5.3, Zn=1.9, Th y Pb=3. En el cálculo de la distribución del error para la relación de dos elementos se usó la siguiente expresión:

$$\frac{X_A}{X_B} \left[\left(\frac{\sigma_B}{X_B} \right)^2 + \left(\frac{\sigma_A}{X_A} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}}$$

donde X_A y X_B son las concentraciones de los elementos A y B y σ es el porcentaje de error absoluto.

En las gráficas de elementos traza se utilizó la normalización a condrita de Taylor y McLennan (1985; en Clarke, 1993). Rollinson (1993) considera que una ventaja en utilizar estos valores es que se emplean valores directamente medidos de una roca más que de valores estimados a partir de un promedio de composiciones, como sucede en la normalización utilizando los valores del manto primitivo (PRIM).

II.4 Análisis Estructural

Para orientar la cartografía estructural se interpretaron lineamientos a partir de las fotografías aéreas y mapas geológicos. La orientación de los lineamientos se presenta en rosetas de orientación construidas a partir de una rejilla de 250 X 250 m que pondera los lineamientos de diferentes longitudes; éstas fluctúan entre .25 y 4 km. Con esa rejilla se

agruparon los lineamientos de acuerdo con sus direcciones y las rosetas se construyeron utilizando el programa Rose de RockWare ver. 2 para PC.

Los planos de falla se midieron en el campo de acuerdo al criterio de la mano derecha que considera que la dirección del echado se mide en el sentido de las manecillas del reloj a partir del rumbo. Los datos que se obtuvieron en cada una de las fallas fueron rumbo, echado, rake de la estría y sentido de desplazamiento. A partir de los datos de orientación de planos de falla, direcciones de echado y estría y sentido de desplazamiento de las fallas medidas en el campo se utilizaron las gráficas de análisis geométrico de Sperner et al. (1993). El sentido de desplazamiento se indica en una gráfica que muestra la relación entre el echado, el rake y el sentido de desplazamiento (Angelier, 1984). Los resultados del área de estudio fueron separados en cinco zonas cuyo estilo estructural o posición estratigráfica, o ambas, difieren de la región inmediatamente contigua.

III GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE BAHÍA LAS ÁNIMAS

III.1 Estratigrafía

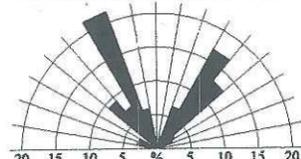
En este capítulo se describe el aspecto, relaciones de campo y características petrográficas de las unidades litológicas que afloran en Bahía Las Ánimas. Las unidades litoestratigráficas se presentan por zonas como aparecen en el mapa geológico de la Fig. 2 y en orden cronológico siguiendo el orden estratigráfico presentado en las columnas estratigráficas del Cerro Las Venecas (Fig. 3) y columnas de correlación de la cuenca de Bahía Las Ánimas completa (Fig. 5).

III.1.1. Basamento

El basamento regional está constituido por rocas metamórficas paleozoicas y graníticas cretácicas que afloran ampliamente en la costa peninsular del Golfo de California (Gastil *et al.*, 1975). Las rocas metamórficas afloran en la región de Bahía de los Ángeles, y las más cercanas al área de estudio se localizan en la Sierra Los Paredones, al sur de la cuenca de Bahía Las Ánimas (Fig. 1). Al oriente de la Sierra Las Ánimas, de acuerdo con Herrera-Recinos (1995), las rocas paleozoicas están formadas por metagrauvas y metandesitas en las facies de esquistos verdes y son correlacionables con la secuencia metamórfica del Grupo Ballenas de edad Devónico-Carbonífero inferior descrito entre San Luis Gonzaga y Bahía de los Ángeles (Campbell y Crocker, 1993). El basamento metamórfico aflora a cerca de 2 km al sur de la Cañada Las Venecas y, en andesitas de esta

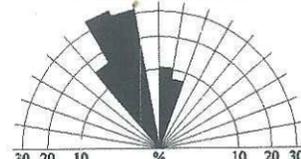
LINEAMIENTOS

V Sierra Las Ánimas Oriental



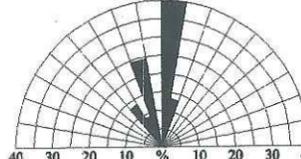
Lineamientos en Sierra Las Ánimas
Población 332
Dirección Promedio 358
Intervalo de confianza 16%

IV Valle Las Ánimas



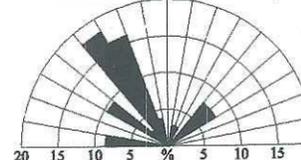
Lineamientos en basalto y
flujos piroclásticos
Población 38
Dirección Promedio 340
Intervalo de confianza 9%

III Valle San Pedro



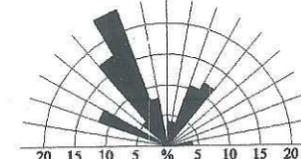
Lineamientos en conglomerado y
dacita
Población 45
Dirección Promedio 352
Intervalo de confianza 9%

II Cuenca Camino Viejo



Lineamientos en andesita, aglutinados
y conglomerado
Población 105
Dirección Promedio 339
Intervalo de confianza 18%

I Cerro Las Venecas

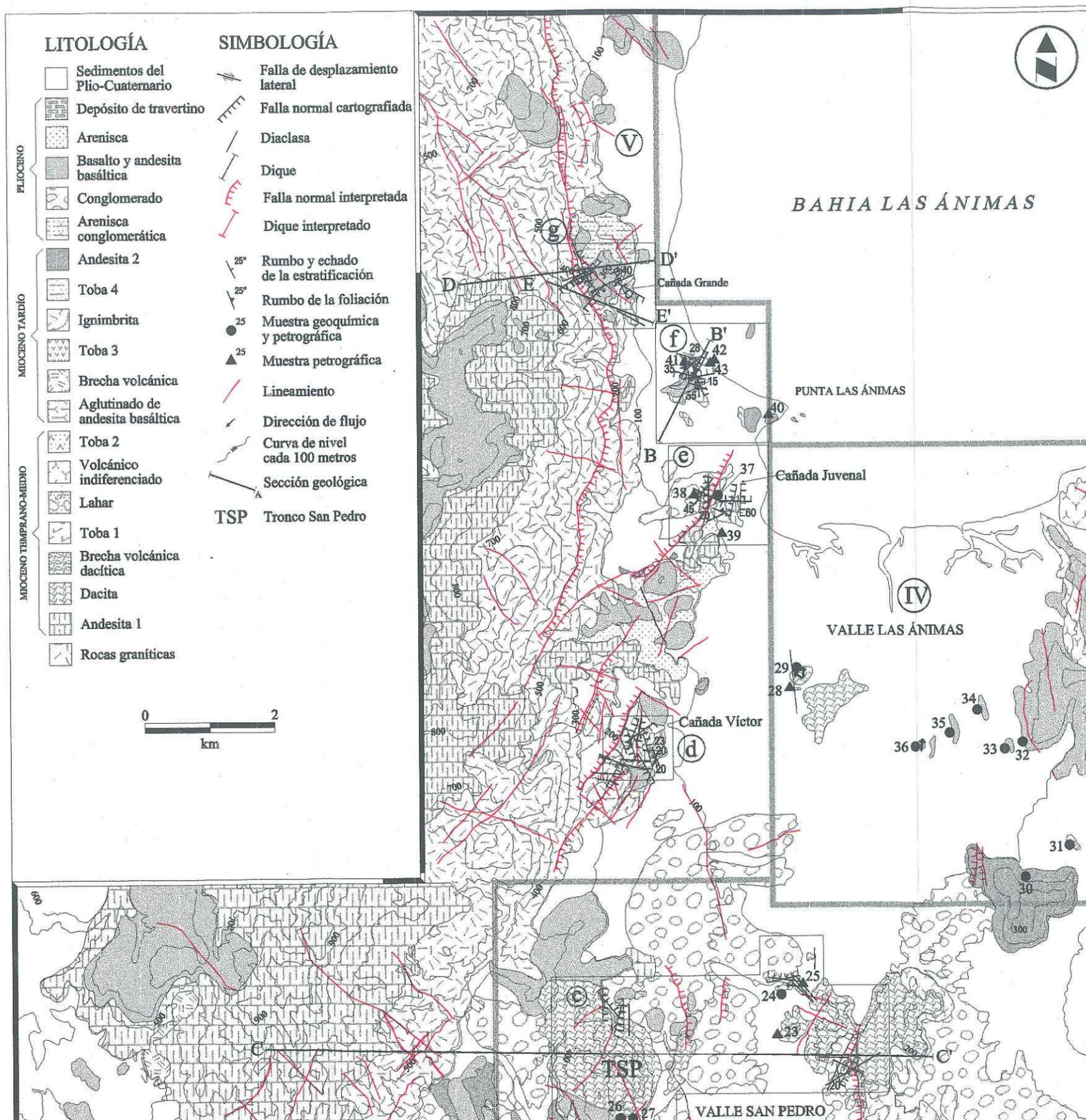


LITOLOGÍA

- | | | |
|------------------------|------------------|-----------------------------------|
| PLIOCENO | | Sedimentos del Plio-Cuaternario |
| | | Depósito de travertino |
| MIOCENO TARDÍO | | Arenisca |
| | | Basalto y andesita basáltica |
| | | Conglomerado |
| | | Arenisca conglomerática |
| | | Andesita 2 |
| | | Toba 4 |
| | | Ignimbrita |
| | | Toba 3 |
| | | Brecha volcánica |
| | | Agglutinado de andesita basáltica |
| MIOCENO TEMPRANO-MEDIO | | Toba 2 |
| | | Volcánico indiferenciado |
| | | Lahar |
| | | Toba 1 |
| | | Brecha volcánica dacítica |
| | | Dacita |
| | | Andesita 1 |
| | Rocas graníticas | |

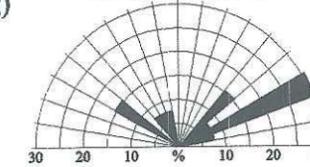
SIMBOLOGÍA

- | | |
|--|--|
| | Falla de desplazamiento lateral |
| | Falla normal cartografiada |
| | Diaclasa |
| | Dique |
| | Falla normal interpretada |
| | Dique interpretado |
| | 25° Rumbo y echado de la estratificación |
| | 25° Rumbo de la foliación |
| | 25 Muestra geoquímica y petrográfica |
| | 25 Muestra petrográfica |
| | Lineamiento |
| | Dirección de flujo |
| | Curva de nivel cada 100 metros |
| | Sección geológica |
| | TSP Tronco San Pedro |



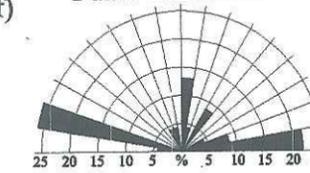
FALLAS

g) Cañada Grande



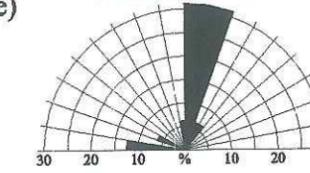
Población 13
Dirección Promedio 65
Intervalo de confianza 77%

f) Punta Las Ánimas



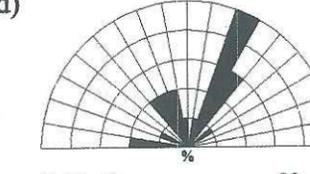
Población 23
Dirección Promedio 87
Intervalo de confianza 51%

e) Cañada Juvenal



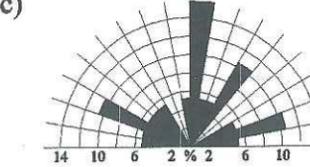
Población 16
Dirección Promedio 10
Intervalo de confianza 31%

d) Cañada Víctor



Población 20
Dirección Promedio 5
Intervalo de confianza 44%

c) Valle San Pedro



Población 19

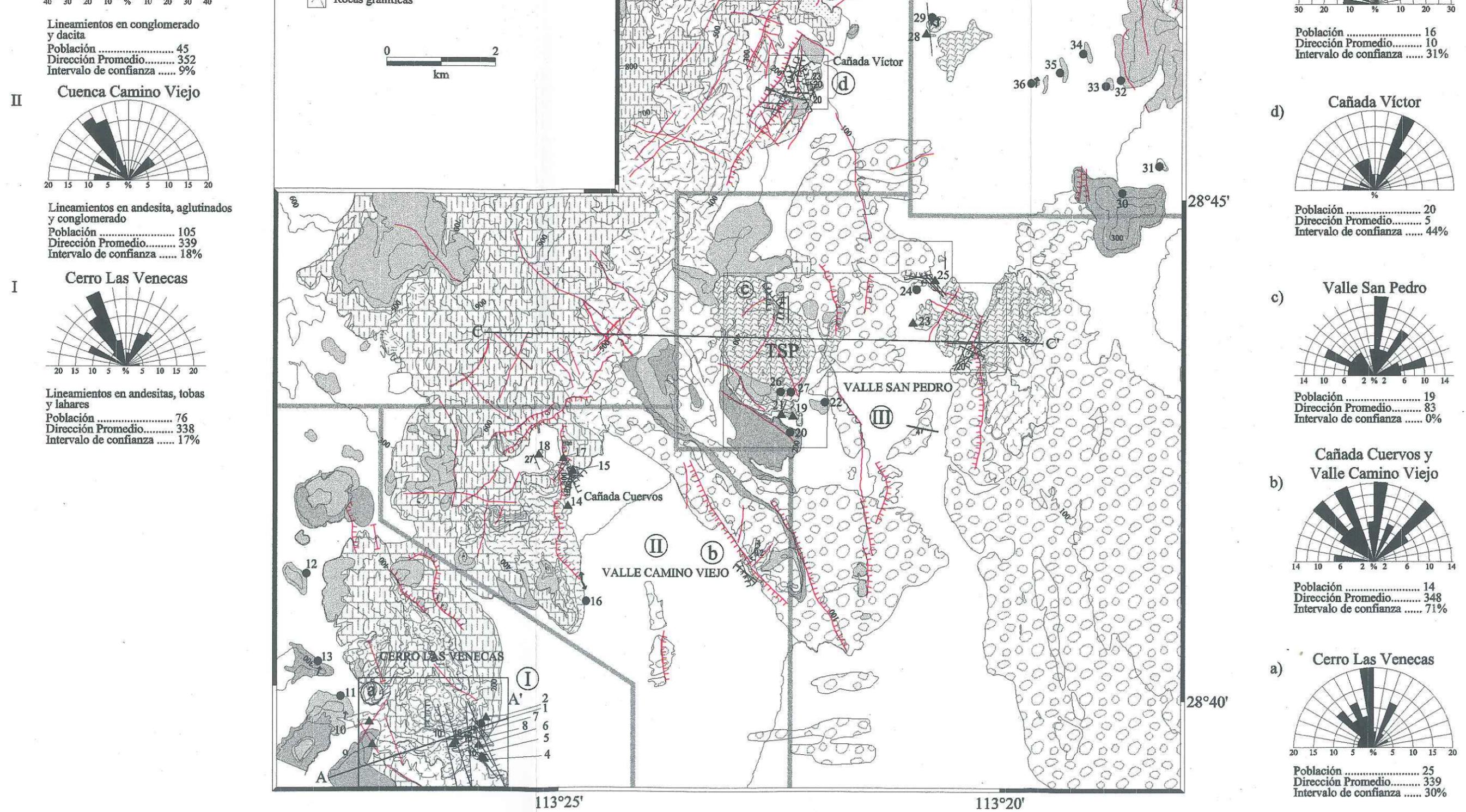


Figura 2. Mapa geológico de Bahía Las Ánimas. En el borde izquierdo del mapa se muestran las rosas de los lineamientos y en el derecho, las rosas de fallas medidas en el campo. Las rosas de lineamientos están agrupadas en cinco zonas representadas con número romano (I-V). De acuerdo a la densidad de fallamiento y afinidad geológica el fallamiento medido se dividió en 7 áreas que se indican con letras minúsculas (a-g). En el mapa se incluyen las líneas de sección que se discuten en el capítulo de geología estructural.

misma zona, se observaron xenolitos de esquistos. El basamento granítico aflora ampliamente en ambos márgenes de la Sierra Las Ánimas; su composición cuarzomonzonítica es bastante homogénea (Delgado-Argote, 2000). En la parte suroriental de la Sierra Las Flores (Fig.1), biotitas de una cuarzomonzonita y una granodiorita se fecharon por el método K-Ar en 89 ± 1 y 87 ± 1 Ma, respectivamente (Delgado-Argote, 2000). En la cima de las sierras Las Ánimas y Las Flores sobreyacen al granito derrames de andesita y basalto y, en las partes bajas de ambas sierras, se ha documentado la conexión de los derrames con diques de la misma composición (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999).

En el área de estudio, en la Cañada Víctor (Fig. 2, área *d*) así como en la Cañada Grande (Fig. 2, área *g*), los granitoides son ricos en biotita y hornblenda, similares a los descritos en las zonas anteriores, mientras que en la Cañada Juvenal (Fig. 2, área *e*) el basamento granítico está intrusionado por diques de andesita en arreglo de enrejado (stockwork) que incluso permean a lo largo de los planos de foliación.

III.1.2. ZONA I, CERRO LAS VENECAS

Andesita y dacita

Por ocupar la base de la secuencia estratigráfica, la unidad volcánica más antigua encontrada en el área de estudio es un derrame de andesita que aflora al norte de la Cañada Las Venecas, caracterizado por la presencia de xenolitos de esquistos (Figs. 2 y 3, área *a*); le sobreyacen una brecha tobácea y una toba pumicítica. Guardando una posición

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DE LA CAÑADA LAS VENECAS

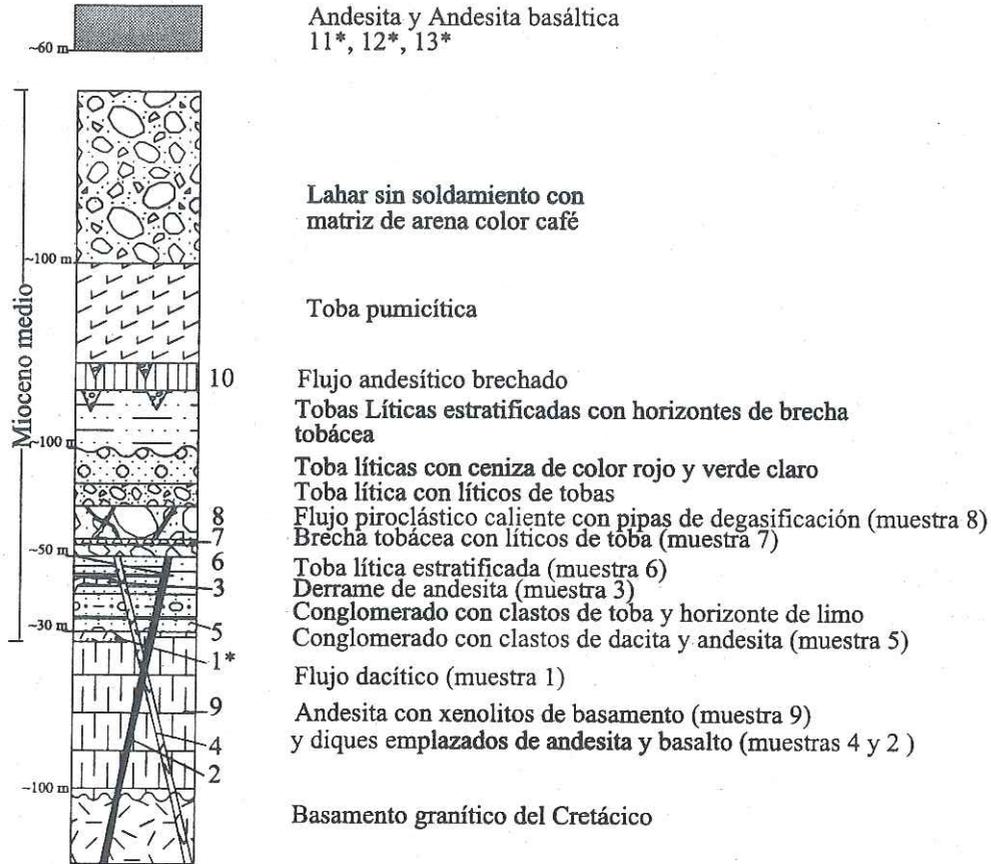


Fig. 3. Columna estratigráfica de la Cañada Las Venecas. Los números indican el número de muestra en el mapa geológico de la Fig. 2 y los números con asterisco las muestras con análisis geoquímico. Aunque los diques son más jóvenes que los lahares, éstos se ubican hasta la primera unidad de tobas, pues representan únicamente a la porción oriental de la Cañada Las Venecas.

estratigráfica similar, en la boca de la misma cañada aflora una serie de derrames andesíticos de corta extensión (hasta 10 m), con los que se interestratifican areniscas. La muestra 3 (XI-3-98; Tabla II) del derrame de andesita contiene fenocristales de tamaño medio y fino de olivino. Los cristales de mayor tamaño están iddingsitizados y cloritizados posiblemente debido a alteración deutérica, mientras que los más pequeños son fenocristales frescos. La diferencia de tamaño y grado de alteración de los fenocristales sugieren la presencia de dos generaciones. La matriz está compuesta por un mosaico de plagioclasas de oligoclasa y andesina en una textura seriada. La presencia de fenocristales de oligoclasa y olivino sugiere que la roca es el producto de la mezcla de dos magmas. El aspecto general de esta relación andesita-arenisca sugiere que los derrames ocurrieron en un ambiente rico en agua, de manera que el emplazamiento de corta extensión pudo haber ocurrido en forma de dique estrato. El ambiente rico en agua se interpreta a partir de la distribución local de los sedimentos a lo largo de fracturas en las lavas y por la alteración deutérica en los bordes de los contactos. Este conjunto de derrames y sedimentos está en aparente contacto por emplazamiento con un cuerpo dacítico cuyos planos de flujo buzan al occidente, igual que el conjunto volcanosedimentario que le sobreyace. La muestra 1 (XI-1-98; Fig. 2 y Tabla II) del derrame de dacita contiene fenocristales de oligoclasa que llegan a presentar texturas de intercrecimiento con ortopiroxeno e inclusiones de circón y apatito, fenocristales oxidados de hornblenda, fenocristales frescos de biotita y una matriz compuesta por vidrio recristalizado.

Tabla II. Síntesis petrográfica de las lavas y rocas piroclásticas de Bahía Las Ánimas. En la Petrografía de lavas se indica el porcentaje total del análisis modal, el contenido de la matriz (mtz), la textura y la clasificación modal y química (TAS; indicada con "t" en la última columna). El número en romano significa la zona a la que pertenecen las rocas en el mapa geológico de la Fig.2. Las abreviaturas de la zona significan: ESLA=Este Sierra Las Ánimas, VLA=Valle Las Ánimas, VSP=Valle San Pedro, VCV=Valle Camino Viejo, CV=Cañada Las Venecas, WCV=Occidente de Cañada Las Venecas. La letra "a" en el sitio de contenidos, significa que el mineral está ausente y el asterisco indica que el volumen % del mineral es menor al 1%.

Petrografía de lavas

Zona	Clave en el mapa	No. de muestra	Fenocristales										minerales		textura	clasif.	obs.	
			OI	Opx	Cpx	An ₁₀₋₃₀	An ₃₀₋₅₀	An ₅₀₋₆₀	Fk	Hb	Biot	Ox	otros	Mtz				Mtz
I	ESLA	37	XI-13-98	a	a	1.32	a	a	a	a	9.42	a	*	a	73.22	Plg, Aug, V porfírica	A ^T	
	ESLA	38	XI-14-98	a	2.81	3.31	a	a	11.07	a	a	0.99	*	a	81.82	Plg, V traquítica hipocristalina	A-Hbl	
II	ESLA	40	X-3-98	a	a	a	a	10.91	a	a	7.77	a	3.64	Ca	76.56	Plg, V hipocristalina equigranular	A-Hbl	
	VLA	28	X-2-98	a	a	a	a	a	a	7.11	a	7.11	a	79.5	Plg, V traquítica hipocristalina	A-Hbl		
	VLA	29	XI-12-98	a	a	a	a	a	0.16	*	4.79	a	a	a	88.6	Plg, Aug, V traquítica hipocristalina	D ^T	
	VLA	30	III-27-99A	a	a	a	a	a	13.22	a	8.43	0.5	1.32	a	69.09	V hialofírica	A ^T	
	VLA	31	III-28-99	a	0.33	a	23.3	a	a	a	2.48	*	2.15	xe	67.44	V porfírica	D ^T	
	VLA	32	III-29-99	2.81	a	8.76	a	a	24.13	a	a	a	1.32	Ca	42.15	Plg, Ol, Aug, V holoc. Subtraquítica,	BTA ^T	
	VLA	33	III-30-99	2.81	a	8.76	a	a	38.18	a	a	a	a	a	49.42	Plg, Ol, Aug, V porfírica	BTA ^T	
	VLA	34	III-31-99	5.45	a	8.26	a	a	31.4	a	a	a	7.11	Ca	47.78	Plg, Ol, Aug, V traquítica holocristalina	BTA ^T	
	VLA	35	III-32-99	5.29	a	7.44	a	a	32.89	a	a	a	*	Ca	53.72	Plg, Aug, V porfírica	BTA ^T	
	VLA	36	XI-II-92	8.43	*	7.77	a	9.09	a	a	a	a	a	Ca	74.71	Plg, Ol, holocristalina traquítica	BTA ^T	
III	VSP	20	III-36-99	3.8	*	10.58	a	a	*	a	a	a	a	81.8	Plg, V traquítica	A ^T		
	VSP	21	III-35-99	a	a	6.45	5.78	a	a	a	42.06	a	2.31	a	69.09	Plg, V, Ox traquítica	A-Hbl	
	VSP	22	III-33-99	*	6.45	2.31	a	28.76	a	a	a	a	*	a	41.65	V holocristalina equigranular	AB ^T	
	VSP	23	X-1-98	a	a	0.16	a	20.33	*	a	9.92	a	0.66	Fk	68.93	Plg, V hialofírica	A	
	VSP	24	XI-9-98	a	a	*	a	22.48	a	*	10.25	a	*	a	67.27	Plg, V hialofírica porfírica	D ^T	
	VSP	25	X-10-98	a	a	a	22.65	a	a	a	3.64	a	*	a	71.07	Plg, V hialofírica	D	
	VSP	26	III-33-99B	a	a	6.28	a	a	*	a	3.14	a	0.16	a	90.42	Plg, Aug, Sc porfírica pseudotraquítica	AB ^T	
	VSP	27	III-34-99	a	a	*	a	66.28	a	a	0.82	*	6.95	a	21.98	Plg, V inequigranular glomerofírica	A ^T	
IV	VCV	15	III-22-99	0.83	1.98	0.16	a	1.98	a	a	a	a	a	a	91.74	Plg, Aug, Opx, V hipocristalina inequigranular	A (fragmento de brecha)	
	VCV	16	XI-8a-98	4	*	17	a	a	3.5	a	a	a	*	a	76	Plg, Aug, Opx, V porfírica	AB ^T	
	VCV	17	III-23-99	7.11	a	0.66	a	a	25.78	a	a	a	a	Ca	66.45	Plg, Aug hipocristalina subtraquítica	B-ol	
V	CV	1	XI-1-98			24.46				1.65	24.3	6.77	Zr, Ap	42.81	Plg porfírica hialofírica	D ^T		
	CV	2	XI-2-98	14.87	0.82	3.3	a	a	3.47	a	a	a	*	a	77.52	Plg, V hipocristalina traquítica	B-ol (dique)	
	CV	4	XI-4-98	a	a	3	a	2	a	a	*	a	6	Q	89.42	Plg, V afanítica hialocristalina	A (dique)	
	CV	5	XI-5-98	a	a	a	a	a	a	4.46	0.66	3.47	arcillas	91.4	Q, Fk pikiítica	D (clasto de cgl.)		
	WCV	9	03-05-1	a	*	1.65	a	33.55	a	a	1.82	*	2.81	Xe	60.17	Plg, V hialofírica traquítica	A	
	WCV	10	03-05-2	*	a	*	33.88	a	a	a	1.49	*	0.99	a	61.16	Plg, Opx, V hialofírica traquítica	A-ol	
	WCV	11	03-05-3B	4.79	a	1.49	a	a	24.96	a	a	a	0.16	a	62.15	Plg, V traquítica hipocristalina	AB ^T	
	WCV	12	III-19-99	9.59	a	2.48	a	a	20.83	a	a	a	0.66	a	64.13	Plg, Aug, V microfírica traquítica hipo	AB ^T	
WCV	13	III-20-99	1.16	0.33	6.12	*	a	a	a	0.16	a	1.16	Q	84.46	Plg, V traquítica	A ^T		

Petrografía de rocas piroclásticas						
Clave						
Zona	en el map.	de mues	Cristales	Líticos	Matriz	Clasificación
I	ESLA	39	XI-15-98 Plg, Aug, Hb	andesita	ceniza	toba criptocristalina
	ESLA	41	X-4-98 Plg, Fk, Aug, Opx, Biot, Ox	andesita, dacita, pómez	ceniza	toba cristalina
	ESLA	42	X-5-98 Plg, Aug, Opx	andesita, dacita, pómez	vítrea	ignimbrita
III	ESLA	43	X-6-98 Plg, Opx, Aug, Hb, Ox	andesita	ceniza+ vidrio recristalizado	toba cristalina lítica
	WVSP	19	III-37-99 Aug, Hb, Fk, Ox	andesita, toba, pómez	ceniza + cristales	toba cristalina retrabajada
IV	VCV	14	III-21-99 Plg, Olv, Cpx	basalto-andesita bas.	ceniza+cristales+líticos	toba lítica cristalina
	VCV	6	XI-6-98 Plg, Fk, Opx, Aug, Hb, Ox	andesita y basalto	ceniza	toba cristalina lítica
	VCV	7	XI-7-98 Plg, Hb, Aug, Fk,	andesita	ceniza+cristales	toba lítica
VCV	8	XI-8b-98 Plg, Hb, Aug, Opx	andesita y toba	ceniza	toba cristalina	

Abreviaturas: Ol=olivino, Opx=ortopiroxeno, Cpx=clinopiroxeno, Aug= augita, Hb=hornblenda, Biot=biotita, Q=cuarzo, An=anortita, Fk=feldespató potásico, Ox=óxidos, Ca= calcita, Ap=apatito, Zr=circón, V=vidrio, Xe=xenolito, B=basalto, AB= andesita basáltica, A=andesita, BTA=traquiandesita basáltica, D=Dacita.

La muestra 9 (03-05-1), en el occidente de la Cañada Las Venecas, es una andesita con textura hialofírica con fenocristales de hornblenda, biotita, augita y ortopiroxeno en una matriz de vidrio desvitrificado con microlitos de plagioclasa (Tabla II). Además se identificó cuarzo como xenocristal y microxenolitos de esquistos.

De lo anterior se deduce que la actividad volcánica andesítico-dacítica es penecontemporánea y precede al emplazamiento de diques basálticos que se describen adelante.

Tanto por la cercanía a la región de Bahía de los Ángeles, como por su posición estratigráfica, los derrames andesíticos del Cerro Las Venecas (Fig. 3), así como los dacíticos, pueden correlacionarse con las lavas del Mioceno temprano de la Sierra Las Ánimas (Delgado-Argote, 2000). Edades similares también fueron reportadas por Gastil *et al.* (1979) en fragmentos de andesita en conglomerados.

Diques andesíticos y basálticos

En la boca de la Cañada Las Venecas tanto la andesita de la base de la columna como la cubierta sedimentaria están cortados por diques de andesita y basalto de olivino y piroxeno. Los diques se concentran principalmente en la porción oriental del Cerro Las Venecas. Petrográficamente, la muestra 2 (XI-2-98; Tabla II y Fig. 3) de uno de los diques se clasifica como basalto de olivino que contiene glomerocristales de plagioclasa y augita parcialmente alterada a clorita, fenocristales de olivino y ortopiroxeno y óxidos de hierro

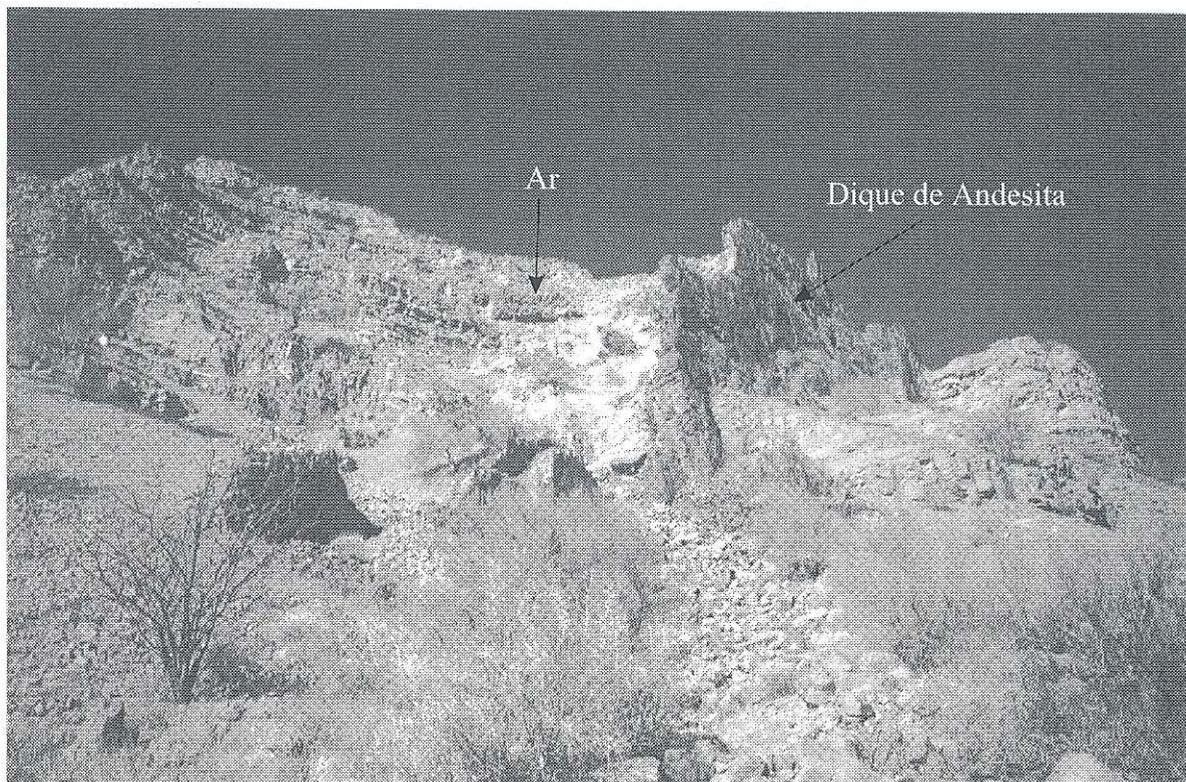


Fig. 4. Dique de Andesita. El dique aflora en la boca de la Cañada Las Venecas. Mide 3 m de espesor y se extiende 2 km. La orientación del dique es N25W. Se observa que corta a una unidad de arenisca (Ar).

que precipitaron a lo largo de fracturas. La serpentinización selectiva del olivino y el ortopiroxeno pueden deberse a alteración deutérica.

Al sur de la boca de la cañada, un dique andesítico vertical de 3 m de espesor y 2 km de longitud corta a areniscas (Fig. 4); su orientación es N25°W, paralelo a la elongación de sus vesículas. La muestra 4 (XI-4-98; Tabla II) presenta microfenocristales aciculares de oligoclasa-andesina y cristalitos de augita y hornblenda en una matriz hipocristalina compuesta de cristalitos de plagioclasa y vidrio desvitrificado; la textura es hialocristalina. El dique está en contacto con una unidad de arenisca y muestra alteración deutérica selectiva en el centro. La forma acicular de los fenocristales indica que el cuerpo al emplazarse se enfrió rápidamente de tal manera que permitió el crecimiento cristalino a lo largo del mayor eje cristológico. En el contacto con la roca encajonante de arenisca no hay evidencias de bordes de reacción o paredes de cocimiento lo que significa que durante el emplazamiento en los bordes el dique tuvo una temperatura menor que la necesaria para producir alteración hidrotermal en un ambiente pobre en agua.

Aunque a lo largo de la cañada ya no se observan diques, se infiere que los derrames locales en diferentes partes del Cerro Las Venecas estén alimentados por estructuras similares de longitud limitada, como los interpretados a partir de fotografías aéreas (Fig. 2). Por su cercanía con la Sierra Las Flores en Bahía de los Ángeles, similitud composicional y orientación hacia el NW, es probable que esta serie de diques sea contemporánea a la serie basáltico-andesítica de ca. 12 Ma de esa sierra (Delgado-Argote, 2000).

Rocas piroclásticas y epiclásticas

Sobre los derrames andesíticos del Cerro Las Venecas descansa una columna mayor de 100 m de espesor de rocas piroclásticas y epiclásticas. En la boca de la Cañada Las Venecas (Fig. 2, zona I y Fig. 3) aflora la base de la secuencia formada por rocas conglomeráticas epiclásticas y volcanoclásticas de 30 m de espesor. La parte inferior consiste de conglomerados semiconsolidados cuyos fragmentos son subredondeados de andesita y dacita con matriz rica en ceniza. De acuerdo con el análisis al microscopio de un fragmento volcánico (muestra 5; XI-5-98; Tabla II), su composición es dacítica con anfíboles oxidados y cloritizados, biotita en una matriz formada por un mosaico de cuarzo y feldespato, parcialmente argilitizada. Su textura es seriada. Sobreyace al conglomerado una secuencia de rocas volcanoclásticas, con horizontes de limolitas y areniscas finas rojas y de tobas interestratificadas. Las limolitas oxidadas presentan huellas de desecación que indican su depositación en un ambiente continental y les sobreyace un conglomerado que contiene fragmentos líticos de toba hasta de 50 cm. El conjunto está basculado hacia el occidente con una actitud promedio N14°E/15°W. La secuencia está afectada además por fallas normales sindeposicionales orientadas NE. Es probable que estas fallas hayan favorecido la formación de paleocanales donde se depositaron algunos conglomerados.

Sobreyace a los conglomerados una secuencia alternada de depósitos tobáceos de grano grueso y fino en donde son comunes las discordancias angulares. La toba de grano grueso contiene abundantes fragmentos líticos redondeados a subredondeados de andesita. Del análisis petrográfico de una muestra de la toba de grano fino (muestra 6; XI-6-98;

Tabla II) se observa una textura laminar con gradación normal. Sus constituyentes son de fragmentos cristalinos accidentales angulosos y subredondeados de plagioclasa, ortoclasa, ortopiroxeno, augita, hornblenda y fragmentos líticos de andesita, en una matriz de ceniza con sanidino. La matriz presenta una alteración selectiva en los planos de laminación. De acuerdo con el contenido de líticos, cristales y vidrio, la roca se clasifica como toba cristalina lítica (Le Maitre, 1989) y la textura laminada sugiere que la depositación ocurrió en un cuerpo de agua, posiblemente lacustre.

La misma secuencia incluye depósitos de tobas de caída cuya base se caracteriza por la presencia de cristales de hornblenda, fragmentos líticos hasta de 7 cm de andesita afanítica y de toba, en una matriz de ceniza. Los fragmentos de andesita son más abundantes que los de toba. Sobreyace a los anteriores una brecha tobácea con clastos angulosos de toba hasta de 60 cm y de fragmentos de la unidad de toba que le infrayace y un horizonte de toba de 10 cm de espesor. Del análisis al microscopio, este horizonte (muestra 8; XI-8b-98; Tabla II) se clasificó como toba cristalina, formado por fragmentos de plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda, augita, ortopiroxeno y fragmentos líticos de andesita y toba con escasos fragmentos de pómez. Un nuevo horizonte de toba sobre los anteriores se caracteriza por la presencia de tubos de escape de gases con fragmentos líticos < 1 cm. La matriz es de ceniza con cristales de biotita y hornblenda, abundantes fragmentos de andesita y dacita de hornblenda. La muestra 7 de la matriz (XI-7-98; Tabla II) de esta última unidad se clasificó como una toba lítica con matriz de ceniza. Tanto en los afloramientos como al microscopio, la matriz de la toba lítica muestra fracturas con alteración hidrotermal por movimiento ascendente de gases.

Sobreyace en contacto discordante un nuevo paquete de unidades de lahares y flujos de detritos que en conjunto tiene cerca de 20 m. La base de este grupo clástico está formado por flujos de detritos y avalanchas con fragmentos angulosos cubiertos por un horizonte arenoso de aproximadamente 10 cm sobre el que se encuentran los lahares. Estos incluyen fragmentos hasta de 1 m de andesita y abundantes fragmentos de diferente tamaño de tobas. La cima del lahar presenta fracturas con orientación persistente casi N-S que muestran escape de gases.

El siguiente paquete de rocas está formado por brechas con matriz tobácea y horizontes de toba soldada. Los fragmentos constituyentes son de andesita angulosa hasta de 1 m de diámetro, que sugiere una fuente cercana. Al microscopio, la muestra 10 (03-05-2; Tabla II) de un fragmento de andesita muestra fenocristales de oligoclasa, hornblenda, pseudomorfos de olivino y ocasionalmente biotita. Esta serie está cubierta por un depósito de arenisca gruesa a la que le sobreyace en contacto gradual un nuevo depósito de tobas bien seleccionada, posiblemente por haber sido depositada en cuerpo lacustre.

Sobreyace a los flujos piroclásticos un pequeño derrame de andesita y una brecha de andesita. A la brecha le sobreyace un depósito hasta de 5 m de toba pumicítica de color blanco sin soldamiento que contiene fragmentos hasta de 5 cm de pómez y muestra fracturas rellenas de calcedonia. La secuencia gradua hacia la cima a un depósito sin soldar con bloques de andesita en una matriz arenosa de tamaño medio de color café que también podría relacionarse a un lahar posiblemente de la facies de flujos de detritos (Vallance, 2000). El lahar yace en la cima del Cerro Las Venecas y se extiende hacia el norte hasta la

Cañada Cuervos, en la zona de Camino Viejo, conservando el plano de estratificación N-S/10W (Fig. 2, zona II y Fig. 5).

Derrames de andesita y andesita basáltica

Al occidente del Cerro Las Venecas hay un valle en donde afloran cerros formados por derrames de basalto y andesita. La andesita se encuentra en la base de los cerros y en las cimas se encuentran montículos de basalto (Fig. 2 zona I). Localmente, algunos derrames, principalmente de la base, muestran vesículas rellenas de zeolita orientadas al NE, en la dirección de flujo. El análisis petrográfico de una de estas porciones (muestra 13; III-20-99; Tabla II) muestra una textura traquítica con fenocristales de oligoclasa-andesina parcialmente asimilados en la matriz, agregados glomerofíricos de augita y ortopiroxeno y fenocristales de hornblenda. La matriz está compuesta por vidrio, cristalitas de plagioclasa orientados en la dirección de flujo y presenta vesículas rellenas de sílice.

Otro montículo de derrames, localizado al norte del anterior se eleva hasta 40 m y mide 200 m de diámetro. La muestra 12 (III-19-99; Anexo de petrografía), tomado de éste, presenta al microscopio, labradorita en intercrecimiento con ortopiroxeno, olivino iddingsitizado con fracturas de serpentina y augita que se encuentra como microfenocristales intergranulares. La matriz es de plagioclasa y augita con poco vidrio parcialmente desvitrificado. La presencia de los dos tipos de plagioclasa sugiere que la cálcica representa fases tempranas arrastradas durante el flujo.

Por su posición estratigráfica, encima de la secuencia de lahares y tobas, y su composición principalmente de basalto y de andesita basáltica, hacen a esta serie de derrames correlacionables con los derrames de la cima de la Sierra Las Flores, fechados en ca. 12 Ma (Delgado-Argote *et al.* 2000).

III.1.3. ZONA II. VALLE CAMINO VIEJO

El Valle Camino Viejo es una cuenca delimitada al occidente por una pequeña sierra de 400 m de altura formada por flujos continuos de basalto y tefra y al oriente por una meseta alargada de conglomerado de 300 m de altura (Fig. 2, zona II). Al norte del valle, en la base de la Sierra Las Ánimas, aparentemente las rocas más antiguas están formadas por unidades piroclásticas.

Rocas piroclásticas

En la Cañada Cuervos sobreyacen a una unidad de lahares similares a los de la Cañada Las Venecas, una unidad de toba y una brecha tobácea (Fig. 2, zona II). La toba está formada por ceniza gruesa y lapilli de fragmentos líticos de basalto, andesita y pómez. De acuerdo con el análisis al microscopio, la toba se clasifica como toba lítica cristalina con fragmentos líticos de basalto hasta de 3 cm. En uno de los fragmentos líticos se observó un alto contenido de vesículas redondeadas, agregados glomerofíricos de augita y fenocristales euhedrales de labradorita. La matriz de la toba contiene fragmentos cristalinos accidentales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino, así como fragmentos líticos redondeados de basalto. Le sobreyace a la toba una brecha tobácea con bloques angulosos hasta de 50 cm de

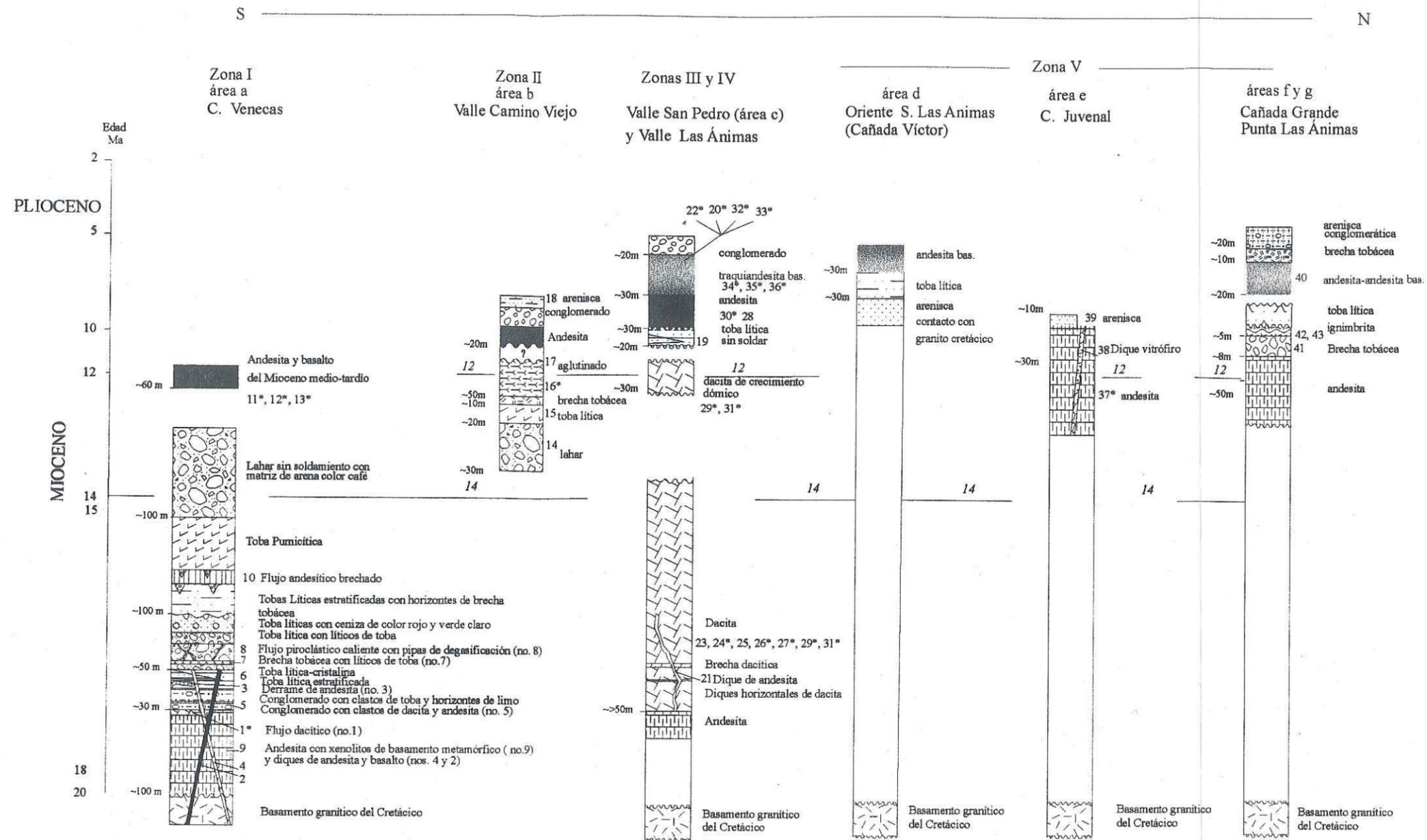


Figura 5. Columnas estratigráficas compuestas. Las superficies de erosión se muestran con línea curva. Los números indican las muestras petrográficas, y el número con asterisco, las muestras petrográficas que incluyen análisis geoquímico.

Vázquez-Jaimes
2000

andesita unidos por una matriz de ceniza y pequeños fragmentos líticos de andesita y toba. Al microscopio, la muestra 15 (III-22-99; Tabla II) de un bloque de andesita contiene fenocristales de andesina, olivino, augita y ortopiroxeno. Estos depósitos se interpretan como flujos piroclásticos que pueden ser contemporáneos a los depósitos de la Cañada Las Venecas (Fig. 5).

Derrames de andesita y andesita basáltica

A los flujos continuos de delgados derrames de basalto y tefra aglutinada de la misma composición que, en conjunto forman un espesor aproximado de 100 m, se les nombra aglutinados. Según la orientación de las vesículas, en la base los aglutinados tienen una dirección de flujo hacia el N51°W; su actitud es E-W/26°S. La secuencia es repetitiva hasta la cima y no está separada por superficies de erosión, lo que indica actividad continua. La tefra aglutinada presenta una fuerte oxidación. De acuerdo con el análisis petrográfico de la muestra 16 (XI-8a-98, Tabla II) de un derrame, la roca contiene fenocristales de andesina, labradorita, olivino y abundantes fenocristales de augita. La secuencia de aglutinados continúa hacia la Cañada Cuervos donde sobreyace a los depósitos de toba y brecha volcánica. Al microscopio, la muestra 17 (III-23-99, Tabla II) de un derrame en la cima de la secuencia de aglutinados, presenta fenocristales de andesina-labradorita, olivino y augita en una textura hipocristalina inequigranular subtraquítica, que se clasifica como basalto de olivino. El olivino suele estar fracturado e iddingsitizado y en algunas ocasiones se presenta como pseudomorfo de serpentina. En la matriz afanítica hipocristalina es característica la presencia de andesina, augita, vidrio

desvitrificado con vesículas rellenas de calcita. Los derrames de aglutinado en la base de la secuencia difieren de los de la cima, en que los primeros contienen ortopiroxeno, menor cantidad de fenocristales de olivino y mayor contenido de fenocristales de augita (Tabla II). A los aglutinados le sobreyacen derrames de andesita y una brecha volcánica con bloques de basalto.

Al suroriente del Valle Camino Viejo aflora un flujo de andesita o andesita basáltica asociado a un pequeño volcán que se localiza en la cima de una meseta de conglomerado (Fig. 2, zona II, área *b*). En el mapa de la Fig. 2 se muestra una unidad angosta de lavas orientada hacia el NW que, por su orientación paralela al valle y a los lineamientos que se discutirán en la sección III.3, se infiere que puede tratarse de actividad fisural contemporánea a la formación del Valle Camino Viejo. Los derrames de andesita subyacen al conglomerado, en el que se encuentran fragmentos de los derrames. El aspecto interestratificado de los derrames y el conglomerado sugiere ambientes fluviales con actividad volcánica penecontemporánea, toda vez que sobre el conglomerado se depositan de nuevo derrames de composición similar.

Areniscas y conglomerados

Al NW del Valle Camino Viejo sobreyace en discordancia erosional a la unidad de andesita, una arenisca depositada en un valle estructural (Fig. 2, zona II). La arenisca está bien seleccionada y tiene estructura laminar. El análisis petrográfico de la muestra 18 (III-25-99, Tabla II), muestra clastos redondeados y subredondeados de tamaño homogéneo de 0.3 mm, unidos por cementante calcáreo. Sus componentes son de cuarzo, ortoclasa,

microclina y fragmentos líticos volcánicos totalmente alterados (Tabla II). El espesor de la arenisca puede alcanzar hasta 20 metros y sus planos de estratificación tienen una actitud de $S65^{\circ}W/27^{\circ}N$. El grado de redondez de los clastos sugiere retrabajo continuo del material que deriva del basamento granítico cercano y que se depositaron en un ambiente fluvial continental.

Valle Camino Viejo está delimitado al oriente por la meseta de conglomerado de aproximadamente 60 m de altura en donde se encuentran los derrames descritos anteriormente (Fig. 2, zona II, área *b*). El conglomerado está interestratificado con horizontes de arenisca conglomerática y forma discordancias angulares. El plano de estratificación tiene una actitud de $N60^{\circ}E/12^{\circ}W$. El conglomerado contiene fragmentos de basalto y andesita. Se interpreta que el depósito ocurrió en un ambiente fluvial que pudo haber erosionado al pequeño volcán que se localiza al SE del Valle Camino Viejo. Al oriente del valle, en la base del conglomerado yace un depósito de travertino de espesor hasta de 50 cm que se precipitó a lo largo de un plano de falla por actividad hidrotermal.

III.1.4. ZONA III, VALLE SAN PEDRO

El Valle San Pedro se caracteriza por actividad volcánica que varía composicionalmente desde basáltica hasta dacítica. Esta última forma un prominente tronco caracterizado por su diaclasamiento vertical y composición uniforme. A los costados de éste otros cuerpos dacíticos parecen estar relacionados y, de forma más dispersa se reconocen cuerpos de composición basáltica en montículos que pueden representar las últimas fases del volcanismo local. El tronco, cuya forma en planta es casi circular, se

interpreta como el conducto central de un estratovolcán intensamente erosionado. La actividad previa a la dacítica consiste en derrames andesíticos y depósitos piroclásticos que posiblemente son remanentes del edificio volcánico. Por su importancia morfológica y posible relación con depósitos distantes en Bahía de los Ángeles, la descripción litológica de esta región inicia con el Tronco San Pedro.

Tronco San Pedro

Esta estructura tiene 450 m de altura a partir del Arroyo San Pedro y aproximadamente 2 km de diámetro en la base (TSP en Fig. 2 zona III y Fig. 6). A esta estructura se le dió el nombre de Tronco San Pedro que, a la distancia, se caracteriza por su fracturamiento vertical. Hacia el norte del tronco, sobre el basamento granítico en la Sierra Las Ánimas, se observa una secuencia de derrames con buzamiento aparente hacia el N-NW que posiblemente deriven del mismo volcán (Fig. 6).

Aparentemente, la actividad volcánica más antigua en esta zona es andesítica. En la base del tronco, se encuentra un derrame andesítico porfirítico pseudotraquítico que contiene fenocristales de andesina-labradorita, augita y anfíbol (?) (muestra 26, III-33-99B; Tabla II). El anfíbol está alterado totalmente a clorita y óxidos de Fe. La augita se presenta en arreglos glomerofíricos en los que ocasionalmente hay olivino, mientras que la matriz es hipocristalina con vidrio desvitrificado, cristalitas de plagioclasa, augita y sericita, parcialmente alterada a clinozoisita. La presencia del anfíbol alterado y de fenocristales de olivino en una matriz andesítica sugiere mezcla de magmas.

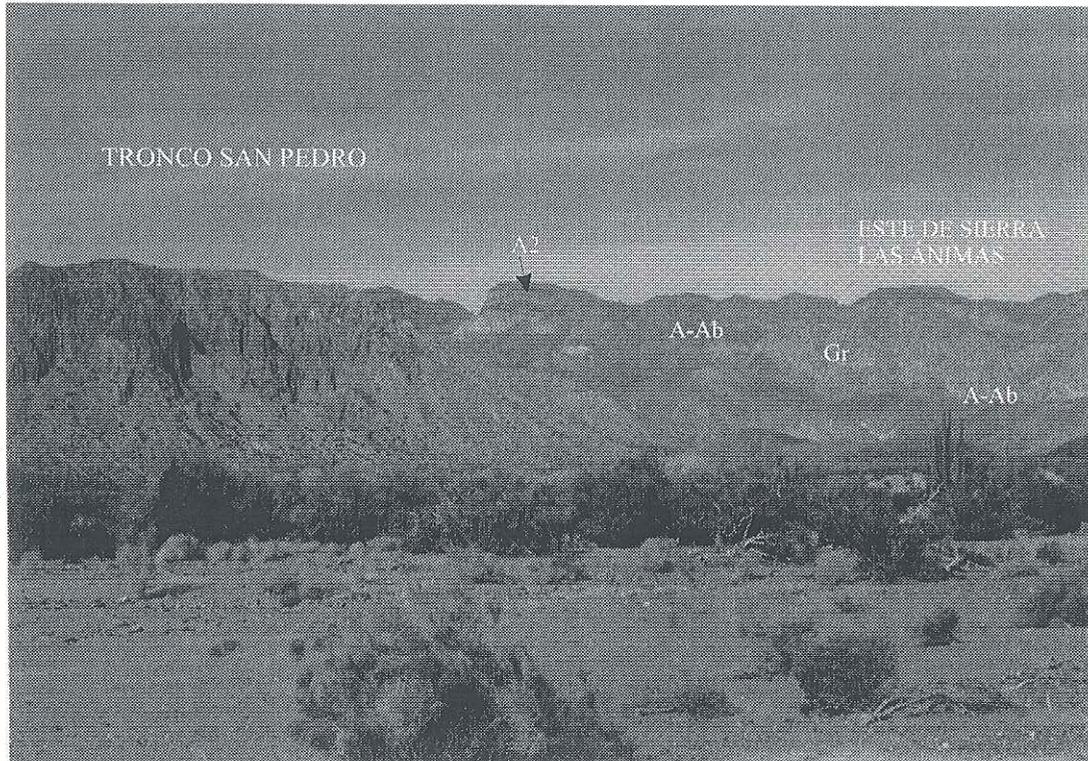


Fig. 6. Tronco San Pedro. Se muestra la estructura del tronco con diaclasas verticales. Al norte del tronco (a la derecha de la fotografía), afloran derrames de Andesita (A2) que descansan sobre el basamento granítico (Gr) de la Sierra Las Ánimas. Los derrames tienen un buzamiento aparente hacia el N-NW. En la base de la sierra afloran derrames en bloques de andesita-Andesita basáltica (A-Ab).

Otro derrame de andesita (muestra 27, III-34-99; Tabla II) presenta fenocristales de oligoclasa-andesina en arreglo de mosaico, así como augita, biotita y hornblenda oxidada y alterada a tremolita y clinozoisita. La matriz es hipocristalina compuesta de fenocristales de plagioclasa y vidrio desvitrificado.

El tronco es principalmente dacítico, caracterizado por diaclasas ortogonales y una textura microfanerítica equigranular; algunas diaclasas pueden estar ocupadas por diques de dacita de 10 cm de espesor. En el borde NE del tronco se observó un cuerpo protrusivo y diques de la misma composición que muestran variaciones texturales de grano grueso en los bordes y minerales máficos imbricados en el sentido del flujo.

Otros cuerpos de dacita en forma de derrames llegan a tener hasta 40 m de espesor y, por encontrarse alejados más de 300 m del cuerpo principal, pueden ser apófisis del antiguo volcán (Fig. 2, zona III). Algunos de estos derrames tienen las mismas características texturales del tronco, mostrando plagioclasas con cloritización selectiva, hornblenda y enclaves de dacita afanítica.

Al sur del Tronco San Pedro yace un depósito piroclástico sin soldar formado por fragmentos líticos de andesita y tobas de tamaño lapilli en una matriz de ceniza (Fig. 2 zona III). El depósito presenta horizontes de toba soldada de grano fino que forma discordancias angulares con el material sin soldamiento, el cual está bien seleccionado y muestra, tanto gradación normal como inversa. Al microscopio, la muestra 19 (III-37-99, Tabla II) de un horizonte de toba soldada muestra fenocristales de hornblenda subredondeados, plagioclasa

y feldespatos potásicos, contiene fragmentos líticos de andesita cuya matriz está oxidada, así como fragmentos de toba y pómez en menor abundancia. El depósito de tobas subyace a uno de los derrames de basalto de las últimas manifestaciones volcánicas en la zona. Se interpreta que el depósito es un flujo piroclástico proximal formado bajo condiciones de alta energía.

Andesitas y Andesitas basálticas

Al sur del Tronco San Pedro (Fig. 2 zona III) se encontró un dique de andesita orientado N16°E que corta a una secuencia de conglomerados similares a los descritos en la zona de Camino Viejo. La muestra 21 (III-35-99, Tabla II) del dique muestra fenocristales de andesina, augita y pseudomorfos de anfíbol y piroxenos alterados a clorita y óxidos de Fe.

En la zona oriental del tronco son abundantes los montículos de basalto en bloques. Uno de ellos en el flanco suroriental (muestra 22; III-33-99, Tabla II) contiene fenocristales de andesina y labradorita, pequeñas cantidades de olivino parcialmente iddingsitizado, augita y ortopiroxeno con sobrecrecimiento de clinopiroxeno. La matriz tiene microfenocristales de plagioclasa y vidrio desvitrificado en una textura inequigranular. De acuerdo con el análisis modal se clasifica como basalto de 2 piroxenos (Tabla II). Otro derrame al sur del tronco se encuentra sobre un depósito piroclástico. Al microscopio la muestra 20 (III-36-99) del derrame presenta una textura traquítica, está formada por fenocristales de andesina-labradorita, augita, olivino y ortopiroxeno con sobrecrecimiento de clinopiroxeno. La matriz está compuesta de microfenocristales de

plagioclasa orientados en la dirección de flujo y vidrio desvitrificado. Su análisis modal indica que también se trata de un basalto de 2 piroxenos (Tabla II).

Derrames de andesita y dacita

Aproximadamente 2 km al oriente del Tronco San Pedro aflora otra serie de dacitas y andesitas, composicionalmente similares a las del tronco, pero pertenecientes a una estructura distinta. En este lugar estas rocas volcánicas desarrollan cerros abruptos de pequeña altura que contrastan con la planicie del valle. Los cerros, que en conjunto se elevan más de 250 m a partir del nivel del Arroyo San Pedro, están formados por derrames hasta de 10 m de espesor que incluyen brechas de derrame y unidades de flujo masivo de dacita y andesita intensamente fracturados. Son comunes en estos derrames los tubos de expulsión de gases. Las paredes de las fracturas muestran superficies estriadas que indican movimiento de masa con viscosidad alta. De estas últimas rocas se colectaron las muestras 24 (XI-9-98) y 25 (XI-10-98); ambas tienen texturas hialofíricas donde el vidrio está recristalizado y los cristalitos de plagioclasa son abundantes en la matriz. Contienen pseudomorfos de anfíbol y fenocristales de augita. En la muestra 24 la augita es microcristalina y se identifican escasos fenocristales de feldespatos potásico (Tabla II).

A lo largo del flanco occidental de esta pequeña serranía aflora un grueso derrame de dacita parcialmente brechado. La porción brechada está formada por bloques angulosos de hasta 1 m, los cuales disminuyen de tamaño hacia sus extremos. Se interpreta que esta sierra sea un domo exógeno erosionado.

Finalmente, Delgado-Argote (2000) ha propuesto que los depósitos de tobas de ca. 14 Ma que afloran al occidente de la Sierra Las Ánimas y al oriente de la Sierra Las Flores, en Bahía de los Ángeles, provienen de alguna fuente localizada al sur de éstas. Considerando la diferencia de alturas de alrededor de 300 m entre el sur de la Sierra Las Ánimas y el Tronco San Pedro, el volcán representado por este tronco representaría el mejor candidato para producir los depósitos piroclásticos observados en Bahía de los Ángeles y parte de los localizados en el oriente de la Sierra Las Ánimas que se discutirán adelante. Los depósitos piroclásticos deben ser resultado del colapso de una columna eruptiva cuya altura sobrepasa en varios kilómetros la barrera topográfica representada por la Sierra Las Ánimas. La preservación de los depósitos piroclásticos en la región de Bahía de los Ángeles obedece principalmente a su cobertura de derrames basálticos (Delgado-Argote, 2000). Si lo anterior es correcto, entonces la edad del tronco es Mioceno medio.

III.1.5 ZONA IV, VALLE LAS ÁNIMAS

Traquiandesitas basálticas, andesitas y domos dacíticos

Al oriente del Valle Las Ánimas se encuentra un grupo de cerros alargados con dirección casi N-S formados por derrames basálticos en bloques (Fig. 2, zona IV). Los derrames forman cuerpos que miden aproximadamente 250 m de largo, se elevan hasta 20 m y están separados aproximadamente 500 m entre ellos (Fig. 7). No se distinguen cráteres y sólo pequeños volcanes asociados, por lo que se interpreta que representan actividad fisural. De acuerdo con el análisis petrográfico de las muestras 32 a 36 (III-29-99 a XI-11-98; Anexo petrográfico y Tabla II) de los derrames, éstos contienen fenocristales de



Fig. 7. Derrames de basalto en bloques que afloran al oriente del Valle Las Ánimas. La orientación de los derrames es N-S. Al fondo se muestra La Sierra Agua de Soda.

andesina-labradorita, olivino y augita con texturas porfiríticas y holocristalinas traquíticas. Su composición es bastante homogénea con ligeras variaciones en el contenido de olivino y augita (Tabla II). La matriz está compuesta de microfenocristales de plagioclasa, olivino, ortopiroxeno, augita y vidrio desvitrificado. La calcita es común en la matriz y rellenando vesículas, las cuales, ocasionalmente también contienen zeolita. Según su análisis modal, se clasifican como basaltos.

En la parte central del valle, al occidente de los cuerpos elongados de basalto, hay un cerro de 40 m de altura y aproximadamente 1 km de largo formado por montículos de 10 m de altura de derrames de corta extensión de composición andesítica-dacítica en arreglo semicircular (Fig. 2 zona IV). Algunos de los derrames son en bloques y es característico el desarrollo de microvesículas. La presencia de xenolitos de granito frescos indica que el magma no alcanzaba la temperatura de fusión del cuarzo, la cual oscila entre 1000°C y 1200°C (Deer *et al.*, 1992). La moda de las muestras 28 y 29 (XI-12-98 y X-98-2; Anexo petrográfico y Tabla II) indica que se trata de dacitas con fenocristales de oligoclasa-andesina, augita, hornblenda y feldespato potásico. La matriz es de microfenocristales de plagioclasa orientados formando una textura traquítica.

En el extremo sur de esta zona se cartografió un cuerpo de andesita en bloques (Fig. 2, zona IV). De allí se tomó la muestra 30 (III-27A-99; Anexo petrográfico; Tabla II) de la parte superior. Se clasifica petrográficamente como andesita; su textura es hialofírica con el vidrio desvitrificado y fenocristales de oligoclasa-andesina, hornblenda y biotita. La

plagioclasa suele presentar intercrecimiento con hornblenda, lo que indica su cristalización simultánea.

El extremo occidental de la Sierra Agua de Soda, a la derecha de la Fig. 2 (Zona IV) se interpreta a partir de fotografías aéreas que está formado por una unidad de toba riolítica, así como por derrames indiferenciados que subyacen a uno de los derrames de basalto en bloques (muestra 32, Tabla II).

III.1.6. ZONA V, SIERRA LAS ÁNIMAS ORIENTAL

Esta zona comprende la parte oriental de la Sierra Las Ánimas desde Cañada Grande en el norte hasta la Cañada Víctor, en los límites con la zona del Valle San Pedro. En esta zona está expuesto ampliamente el basamento granítico, sobre el que descansa una serie de rocas volcánicas y sedimentarias en afloramientos de poca extensión. La escasa distribución de las unidades litológicas son la principal característica de la zona. Enseguida se presenta una descripción litológica en orden decreciente de edad de las cuatro áreas estudiadas de norte a sur.

Cañada Grande (área g)

Al norte de Punta Las Ánimas, en el área g de la Zona V (Fig. 2) afloran derrames de andesita sobre el basamento granítico (Fig.2 zona V). En éstos se observan variaciones texturales que van desde porfirítica vesicular con bandas de oxidación en anillos hasta afanítica; contiene vesículas rellenas de calcedonia y zonas con autobrechamiento e intensa oxidación. Los fenocristales son principalmente de piroxeno. El cuerpo más grande de

andesita, en la parte alta de la cañada, está en contacto con las rocas graníticas por una falla normal de dirección N65°E/60S que bascula al conjunto en 40° hacia el oriente. El espesor máximo observado de lavas es de 3 m, al que le sobreyacen una secuencia de areniscas y conglomerados de aproximadamente 20m (Fig. 5).

En otras porciones de la Cañada Grande descansa sobre los derrames de andesita un depósito piroclástico sin soldar con 80% de ceniza y 20% de fragmentos de lava andesítica. Le sobreyace una brecha tobácea formada por fragmentos angulosos de basalto, abundantes fragmentos de dacita y escasos fragmentos líticos de andesita de hornblenda. La matriz es de ceniza con pómez de tamaño menor a 1 cm. Le sobreyace una secuencia de areniscas y conglomerado.

La base de la secuencia sedimentaria consiste de una arenisca lítica con fragmentos de rocas volcánicas cuya composición varía desde basalto hasta dacita; es importante notar la ausencia de material granítico a pesar de su cercanía. Los fragmentos líticos son angulosos y subangulosos lo cual indica muy poco transporte. Se presentan horizontes de limos y arenosos con fragmentos de basalto. Se interpreta que el conjunto se depositó en una cuenca con cambios en la energía de fluvial turbulenta a laminar, según se desprende por los cambios en la granulometría de la secuencia. Los estratos de areniscas, las lavas basálticas que le subyacen y los flujos piroclásticos de la cima tienen un basculamiento persistente de 40° hacia el este.

Punta Las Ánimas (área f)

En Punta Las Ánimas se presentan derrames andesíticos en bloque en forma de montículos que sobreyacen a un depósito de tobas (Fig. 2, área f). Del análisis petrográfico de la muestra 40 (X-3-98, Tabla II) de un bloque, se observan fenocristales de andesina-labradorita, hornblenda con bordes oxidados y pseudomorfos de anfíbol de formación temprana. La matriz de la muestra es hipocristalina con cristálitos de plagioclasa; la calcita es abundante. De acuerdo con el análisis modal se clasifica como andesita de hornblenda. Algunos montículos de andesita forman cuerpos aislados que se elevan 20 m desde la superficie marina. Como los cerros y montículos de basalto y andesita del Valle Las Ánimas, los montículos se alínean N-S sugiriendo que están asociadas a fisuras.

Al noroeste de Punta Las Ánimas (Fig. 2, área f), se localiza un cerro donde se encuentra una secuencia de flujos piroclásticos que sobreyacen a derrames de andesita y subyacen a un derrame de basalto que se aloja en la cima de la secuencia. La base de la secuencia la forma un depósito de toba lítica y pumicítica con fragmentos de tamaño lapilli y de pómez alargada en el sentido de flujo (Fig.2, área f). En la parte superior del depósito, la pómez aumenta su tamaño hasta 10 cm, lo que sugiere la flotación de estos fragmentos durante su transporte. En la cima sobreyace una brecha volcánica en contacto por falla. La brecha contiene fragmentos y bloques angulosos de andesita, tobas y basalto que llegan a medir más de 1 m de diámetro. En esta región también es notable la ausencia de rocas graníticas a pesar de la cercanía del basamento. La brecha está pobremente seleccionada, su matriz es de ceniza con fragmentos líticos y de cristales félsicos y en ocasiones, presenta

calcita como cementante. La dirección de flujo de la unidad de toba, de acuerdo con la orientación de la pómez, es N81°E/ 65°N. Le sobreyace a la brecha una columna de 50 m de tobas pumicíticas líticas y brecha conglomerática en la cima. La base la forma una toba pumicítica rica en fragmentos líticos, entre los que el basalto es común. La parte superior del depósito tiene fragmentos redondeados de basalto hasta de 70 cm de diámetro y gradúa hacia arriba a un depósito de brecha conglomerática con fragmentos de basalto y matriz de toba. Lateralmente el depósito está en contacto por falla lateral con una ignimbrita.

Al norte y en la base del cerro principal de Punta Las Ánimas afloran flujos piroclásticos que subyacen a un depósito de toba (Fig. 2 área *f* y Fig. 5). El análisis petrográfico de la muestra 43 (X-6-98, Tabla II) de un flujo muestra abundantes cristales de andesina, labradorita, augita, hornblenda, ortopiroxeno y clinopiroxeno; estos dos últimos totalmente alterados. Una muestra de otro cuerpo de ignimbrita sobreyacente (muestra 42; X-5-98, Tabla II) presenta fenocristales de oligoclasa-andesina, augita, ortopiroxeno, fragmentos líticos angulosos de andesita y dacita y fragmentos subredondeados de pómez. En contacto por falla sobreyace una unidad de toba que, de acuerdo con el análisis petrográfico (muestra 41; X-4-98, Tabla II), contiene fragmentos líticos de andesita, dacita y pómez. Los fenocristales en la matriz de ceniza son de oligoclasa y andesina, feldespato potásico, augita, ortopiroxeno y biotita. El contenido cristalino es mayor al contenido de fragmentos líticos. Según el análisis modal, esta roca se clasifica como toba cristalina.

Cañada Juvenal (área e)

En la Cañada Juvenal afloran derrames masivos de andesita (Fig. 2 zona V) cuyas fracturas están comúnmente rellenas de sílice y forman drusas alargadas en cuyo centro se encuentran cristales de calcita que indican desarrollo de actividad hidrotermal. La andesita está cortada por un dique vitrofirico que mide 5 m de largo y se orienta N24°E/82E; su composición es andesítica y muestra oxidación en las zonas de contacto con la roca encajonante. El análisis petrográfico de la muestra 37 (XI-13-98, Tabla II) de andesita refleja una textura porfírica con fenocristales de andesina-oligoclasa, anfíbol pseudomórfico y augita. La matriz está compuesta por microfenocristales de plagioclasa, augita y vidrio parcialmente desvitrificado. La muestra 38 (XI-14-98, Tabla II) del dique, al microscopio, muestra fenocristales de oligoclasa hasta de 2 mm, de augita y biotita hasta de 1.5 mm y son comunes los agregados glomerofíricos con ortopiroxeno. La matriz es hipocristalina de cristalitas de plagioclasa y vidrio, tiene textura traquítica hipocristalina porfírica. De acuerdo con el análisis modal se clasifica como vitrófiro andesítico (Anexo petrográfico y Tabla II). En los bordes del dique la matriz está fracturada y oxidada. Las fracturas con drusas de calcita que cortan a la roca encajonante de andesita no afectan al dique, por lo que se interpreta que el emplazamiento pudo haber ocurrido después del evento hidrotermal. Al este de la Cañada Juvenal se identificó un pequeño volcán de 120 m de altura formado por una sucesión de derrames de andesita parcialmente cubiertos por una toba retrabajada.

En otros sitios de la cañada los derrames de andesita están cubiertas por areniscas de grano fino de estructura laminar y estratificación cruzada. La muestra 39 (XI-15-98, Tabla II) presenta láminas de fenocristales de plagioclasa, augita y hornblenda; la matriz es rica en ceniza y se encuentra alterada parcialmente a lo largo de los planos de laminación. La presencia de ceniza en la matriz sugiere que la arenisca es un depósito epiclástico.

Cañada Víctor (área d)

En la Cañada Víctor (Fig. 2, área *d*), sobreyace al basamento granítico un depósito piroclástico de toba cristalina con biotita y fragmentos de roca granítica. Algunos horizontes bien clasificados de tobas fuertemente oxidados sugieren que algunas porciones fueron depositadas en cuerpos de agua. La secuencia tobácea está cortada por un dique andesítico orientado N60°E. La distribución de las tobas es irregular y se encuentran en aparente cambio de facies con areniscas y areniscas conglomeráticas ricas en fragmentos de granito; los horizontes y lentes de conglomerados formados exclusivamente por fragmentos graníticos sugiere que en esta zona se localizaban los márgenes de un cuerpo de agua. Cerca del contacto entre el basamento granítico, las areniscas están cortadas por diques basálticos orientados N20°E. Cerca de la zona de contacto se desarrollan estructuras similares a las concreciones cementadas por sílice. Este efecto de calentamiento también es responsable del relleno de areniscas en las fracturas del granito en vista de que el material clástico rellena incluso algunas diaclasas delgadas; algunos cuerpos basálticos se localizan a tan sólo 50 m.

III.1.7 Sedimentos del Plio-Cuaternario

Pertencen a los sedimentos del Plio-Cuaternario el aluvión que rellena al graben del Valle Camino Viejo y las mesetas y cerros de conglomerado del Valle San Pedro. En el centro del Valle San Pedro los depósitos de conglomerado se encuentran junto con arenisca y limo formando depósitos lacustres cuya actitud es $S11^{\circ}W/4^{\circ}N$, ocasionalmente cortados por fallas normales orientadas N-S.

En la Fig. 5 se puede observar que ninguna de las áreas estudiadas en la cuenca de Bahía Las Ánimas muestra unidades litológicas que cubran el amplio periodo de actividad volcánica y sedimentaria. Sin embargo, para la cuenca en su conjunto, la cronología de las cinco zonas está basada en correlaciones con secuencias similares de Bahía de los Ángeles, de donde se tiene un conocimiento geocronológico completo. Por ejemplo, la secuencia volcánica y sedimentaria de la Zona I (Cerro Las Venecas) es prácticamente la misma que la documentada en las sierras Las Flores y occidente de Las Ánimas, en donde la actividad cubre desde el Mioceno temprano hasta el Mioceno medio, mientras que las áreas *f* y *g* de la zona V guardan una buena correlación con la cercana Punta El Soldado, donde las lavas andesíticas son del Mioceno tardío (Delgado-Argote, 2000). Lo anterior sugiere que, por lo menos para la cuenca de Bahía Las Ánimas, la actividad volcánica ha migrado de sur a norte y que, como se discutirá adelante, los depósitos sedimentarios de posible asociación marina deben ser posteriores al Plioceno y su distribución controlada por la paleotopografía de esa época.

III GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE BAHÍA LAS ÁNIMAS

III.2 Geoquímica

En este apartado se describe la geoquímica de elementos mayores y traza de 19 muestras de rocas volcánicas representativas del área de Bahía Las Ánimas. Los análisis geoquímicos se realizaron en el LUGIS del Instituto de Geología, UNAM utilizando un espectrómetro secuencial de rayos X del tipo Siemens SRS 3000. Los resultados de los análisis se presentan en la Tabla AII del Anexo II. El muestreo incluye prácticamente a todas las unidades volcánicas de la región, según se muestra en la Fig. 2: Valle San Pedro (muestras 20, 22, 24, 26, 27; zona III), las unidades de flujo del NW del Cerro Las Venecas y Cañada Las Venecas (muestras 11, 12; zona I), una unidad de lava del occidente del Valle Camino Viejo (muestra 16; zona II), una lava del área Juvenal (muestra 37; zona V) y derrames del Valle Las Ánimas (muestras 29 a 36; zona IV). La Tabla II contiene la síntesis petrográfica de las muestras analizadas en Bahía Las Ánimas y complementa el análisis geoquímico.

Tanto en el diagrama Harker como en los diagramas de clasificación se utilizó la base de datos de elementos mayores en óxidos utilizando óxido de Fe total (FeO^*) de la Tabla III. En la misma tabla se muestra el valor de $\text{Mg}\#$ calculado con el programa de Verma y Navarro de León (1993).

Tabla III. Oxidos mayores normalizados y contenido Fe total (FeO*). El cálculo del ajuste se efectuó en el programa NewPet para Dos (Clarke, 1993) y de acuerdo a la relación $FeO^* = FeO + Fe_2O_3 \cdot 0.89981$ (consultar Capítulo II para la obtención del FeO). Se incluye la clave de localización en el mapa geológico de la Fig. 2, el número de muestra, las coordenadas UTM, la zona en donde se ubican, la clasificación TAS, la división de las muestras en series para la utilización de los diagramas Harker y arcnigramas y dos índices de variación. Las siglas son: AB=Andesita basáltica, A=Andesita, TAB=Traquiandesita basáltica, D=Dacita, VSP=Valle San Pedro, VLA=Valle Las Ánimas, C. JUV=Cerro Juvenal, y WVENE=Occidente Venecas. El reporte de elementos mayores y traza del análisis de FRX se puede consultar en el Anexo II de la tesis.

No.	serie I										serie II				serie III			
	1	20	22	24	26	27	29	30	31	37	11	12	16	32	33	34	35	36
Clave	XI-1-98	III-36-99	III-33-99	XI-9-99	III-33-99B	III-34-99	XI-12-98	III-27-99(A)	III-28-99	XI-13-98	03-05 3B	III-19-99	XI-8A-98	III-29-99	III-30-99	III-31-99	III-32-99	XI-11-99
UTM	262427	268075	258947	270230	268170	268170	270800	274190	274894	269800	259849	258947	264329	274229	274072	273659	273111	259849
(zona 12)	3172542	3178267	3175386	3180900	3178855	3178855	3180859	3182409	3183043	3188430	3172878	3175386	3175131	3184560	3184515	3184986	3184802	3172878
Zona	VSP	VSP	VSP	VSP	VSP	VSP	VLA	VLA	VLA	C.JUV	W VENE.	W VENE.	VSP	VLA	VLA	VLA	VLA	VLA
Clasificación	D	A	AB	D	AB	A	D	A	D	A	AB	AB	AB	TBA	TBA	TBA	TBA	TBA
SiO ₂	66.58	59.21	56.21	64.62	56.21	62.87	63.73	61.22	64.42	61.27	56.9	56.82	55.48	55.78	55.61	55.65	55.29	55.51
TiO ₂	0.35	0.68	0.98	0.53	0.93	0.63	0.7	0.71	0.56	0.7	1.14	1.15	1.16	1.16	1.17	1.16	1.16	1.16
Al ₂ O ₃	17.36	16.23	17.14	16.66	16.99	17.53	16.85	17.54	16.96	17.4	16.73	16.88	17.32	17.08	16.93	16.97	16.86	17.05
FeO*	3.63	5.69	6.8	4	6.4	4.38	4.34	5.28	4.04	5.51	7.06	7.06	7.44	6.53	6.5	6.6	6.66	6.51
MnO	0.06	0.1	0.12	0.08	0.11	0.08	0.07	0.1	0.07	0.08	0.12	0.12	0.13	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
MgO	1.22	5.55	5.54	2.28	5.71	2.62	2.69	2.92	2.55	3.3	5.28	5.35	5.4	5.73	5.75	5.9	5.76	5.13
CaO	3.97	7.13	8.36	5.29	7.78	5.52	5.06	6.07	5.3	6.24	6.68	6.62	7.27	7.24	7.42	7.25	7.65	7.92
Na ₂ O	4.25	4.09	3.51	4.18	3.79	4.35	3.74	3.99	4.25	3.54	3.67	3.97	3.93	4	4	4.02	3.96	4
K ₂ O	2.38	1.13	1.13	2.11	1.69	1.79	2.57	1.88	1.66	1.75	1.98	1.72	1.45	2.09	2.08	2.1	2.09	2.14
P ₂ O ₅	0.22	0.19	0.21	0.24	0.39	0.25	0.26	0.3	0.18	0.21	0.45	0.31	0.42	0.28	0.44	0.24	0.46	0.46
Cr ₂ O ₃	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.05	0.02	0.02	0.05	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
total	100.05	100.04	100.04	100.02	100.04	100.05	100.06	100.03	100.01	100.05	100.05	100.03	100.05	100.04	100.05	100.04	100.04	100.02
Mg#	44.89	69.58	64.85	58.03	66.88	58.37	60.07	56.42	60.46	58.37	62.84	63.19	62.16	67.27	67.46	67.7	66.99	64.85
FeO ^t /MgO	2.98	1.02	1.23	1.75	1.12	1.67	1.61	1.81	1.59	1.67	1.34	1.32	1.38	1.14	1.13	1.12	1.16	1.27
S.I	10.52	33.44	32.32	18	32.19	19.76	20	20.53	20.21	23.15	29.06	29.31	29.35	30.93	31.08	31.4	30.9	28.55

TABLA III
Vázquez-Jaimes
2000

Se observa que la proporción de SiO_2 del conjunto de rocas varía de 54.5% a 65.5% (andesita basáltica-dacita). En el diagrama de Total Álcalis- SiO_2 (TAS) de la Fig. 8 se aprecia que todas las rocas se encuentran en el campo subalcalino y se clasifican como dacitas, andesitas, andesitas basálticas y traquiandesitas basálticas. En el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971; en Clarke, 1993) todas las rocas grafican en el campo de las rocas calcialcalinas (Fig. 9).

De acuerdo con su distribución temporal aparente y afinidad geológica y geoquímica, las rocas se separaron en tres series: la Serie I contiene a las muestras que se asocian a la actividad volcánica del Mioceno medio que incluye las relacionadas al volcán San Pedro (24, 1, 26, 27, 22, 20, 37, 31, 30, 29). La Serie II contiene las muestras de los montículos del oeste de la Cañada Las Venecas (11, 12) y de Camino Viejo (16) y la Serie III a las muestras de los derrames del Valle Las Ánimas (32 a 36).

Según se observa en el diagrama TAS (Fig. 8), las rocas de la Serie I del volcán San Pedro varían composicionalmente de andesitas basálticas a dacitas, mientras que las tres muestras de la Serie II se agrupan en el campo de la andesita basáltica sin definir tendencia alguna. Por su parte, la Serie III muestra una composición notablemente uniforme y forma un agrupamiento en el campo de la traquiandesita basáltica. En el diagrama de SiO_2 vs K_2O de Le Maitre (1989; en Clarke, 1993) (Fig. 10) las rocas de las series I y II se ubican en el campo de K medio, mientras que las rocas de la Serie III se encuentran en el campo de K alto.

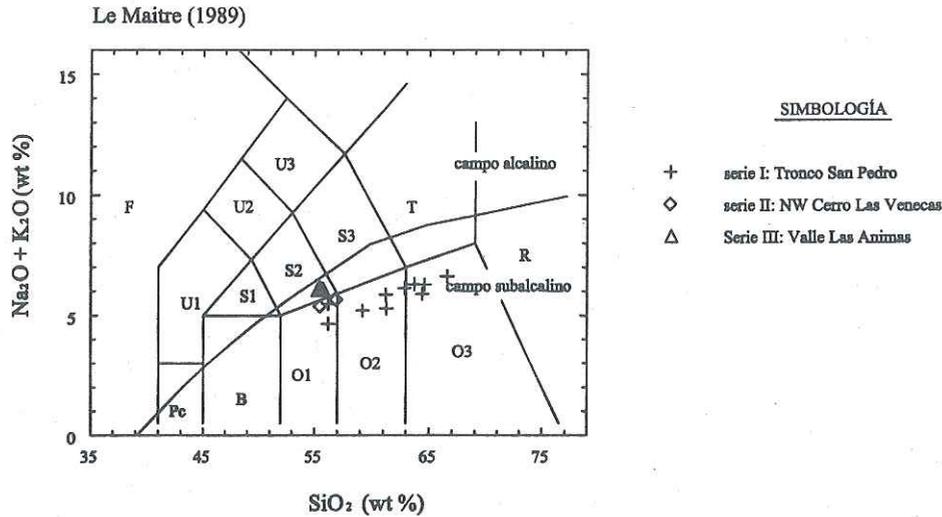


Fig. 8. Clasificación TAS de las unidades litoestratigráficas de Bahía Las Ánimas de acuerdo a LeMaitre (1989). Las siglas significan: F-Foidita; Pc-Picrobasalto; B-Basalto; O1-Andesita basáltica; O2-Andesita; O3-Dacita; S1-Traquibasalto; S2-Taquiandesita Basáltica; S3-Traquiandesita; T-Traquita ($q < 20\%$) y traquidacita ($q > 20\%$); R-Riolita; U1-Tefrita ($ol < 10\%$) y basanita ($ol > 10\%$); U2-phonotefrita; U3-tefrifonolita; Ph-fonolita. Se muestra la línea divisoria entre el campo alcalino y el calcialcalino de acuerdo a Irvine y Baragar (1971). Las muestras que se analizaron se presentan en la Tabla III.

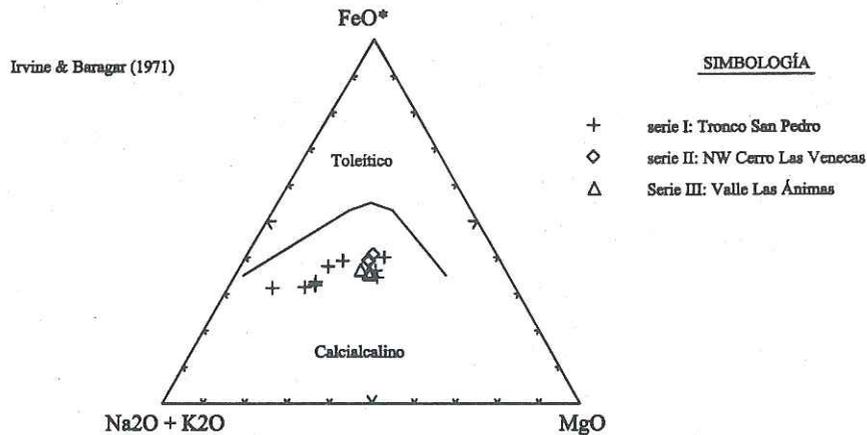


Fig. 9. Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971; en Clarke, 1993) de las unidades volcánicas de Bahía Las Ánimas.

DIAGRAMA K_2O vs SiO_2
 (Le Maitre, 1989)

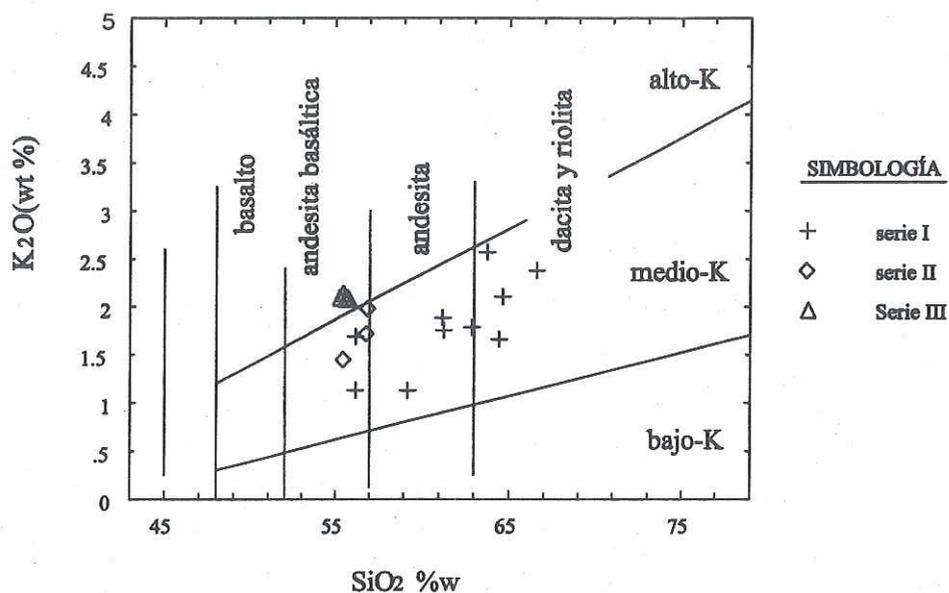


Fig. 10. Diagrama K_2O vs SiO_2 y el contenido de K (Le Maitre, 1989) de las unidades volcánicas de Bahía Las Ánimas. Las muestras de cada una de las series se indican en la Tabla III.

En el diagrama Harker (Fig. 11) se observa que la Serie I muestra una tendencia lineal con pendiente negativa y coeficientes de correlación altos para el TiO_2 y el CaO , mientras que para el P_2O_5 , K_2O , Na_2O las tendencias lineales son positivas pero tienen coeficientes de correlación menores a 0.5. Estas tendencias simplemente sugieren diferenciación magmática dominada por cristalización fraccionada (Cox *et al.*, 1979). Las series II y III, por contener valores similares de SiO_2 , se graficaron en un diagrama tipo Harker (Fig. 12) utilizando el índice de solidificación ($\text{SI} = 100\text{MgO}/(\text{MgO}/\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$; Cox *et al.* 1979), que se presenta en la Tabla VI. En este diagrama de variación de la Serie II formada por tres muestras, se observa que al incrementarse el SI tanto el SiO_2 como el K_2O se decrecientan, mientras que el Al_2O_3 , Na_2O , FeO , MgO y CaO se incrementan ligeramente, lo que podría sugerir un control en su contenido debido a los piroxenos y plagioclasas cálcicas. En la Serie III se observa un pequeño incremento en TiO_2 , Al_2O_3 , MgO y Na_2O con respecto al SI, mientras que el CaO decrece en el mismo sentido. Con la información proporcionada en este último diagrama no es posible establecer una correlación clara entre variaciones químicas y mineralógicas.

La variación en el valor SI en las tres series sugiere proporciones variables de olivino con respecto al clinopiroxeno debido en parte a procesos de cristalización fraccionada. Para reforzar esta hipótesis se construyeron gráficas de FeO^*/MgO vs SiO_2 , TiO_2 vs FeO^* y Ni vs $\text{Mg}\#$ para las tres series (Fig. 13 a-c). En la gráfica FeO^*/MgO vs SiO_2 (Fig. 13a) los puntos de las tres series forman una curva cuyos valores más bajos pertenecen a las series II y III y los más altos a la Serie I. Esta correlación sugiere que las

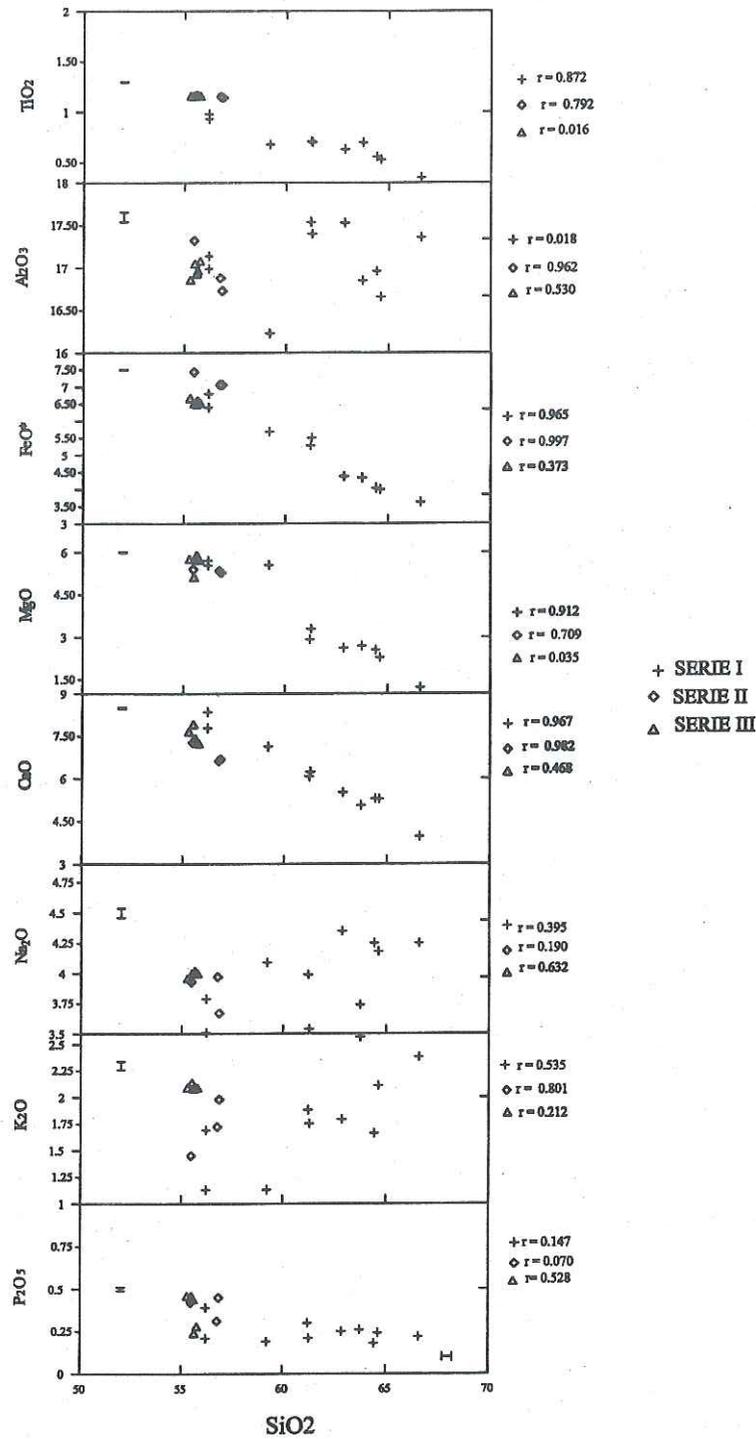


Fig. 11. Diagrama Harker de las unidades volcánicas de Bahía de Las Ánimas. A la derecha se muestran los coeficiente de correlación "r" que indican la relación genética de las tres series. El cálculo del coeficiente de correlación se realizó en el programa GRAPHER versión 1.30. Se incluye la barra del error aproximado de cada óxido.

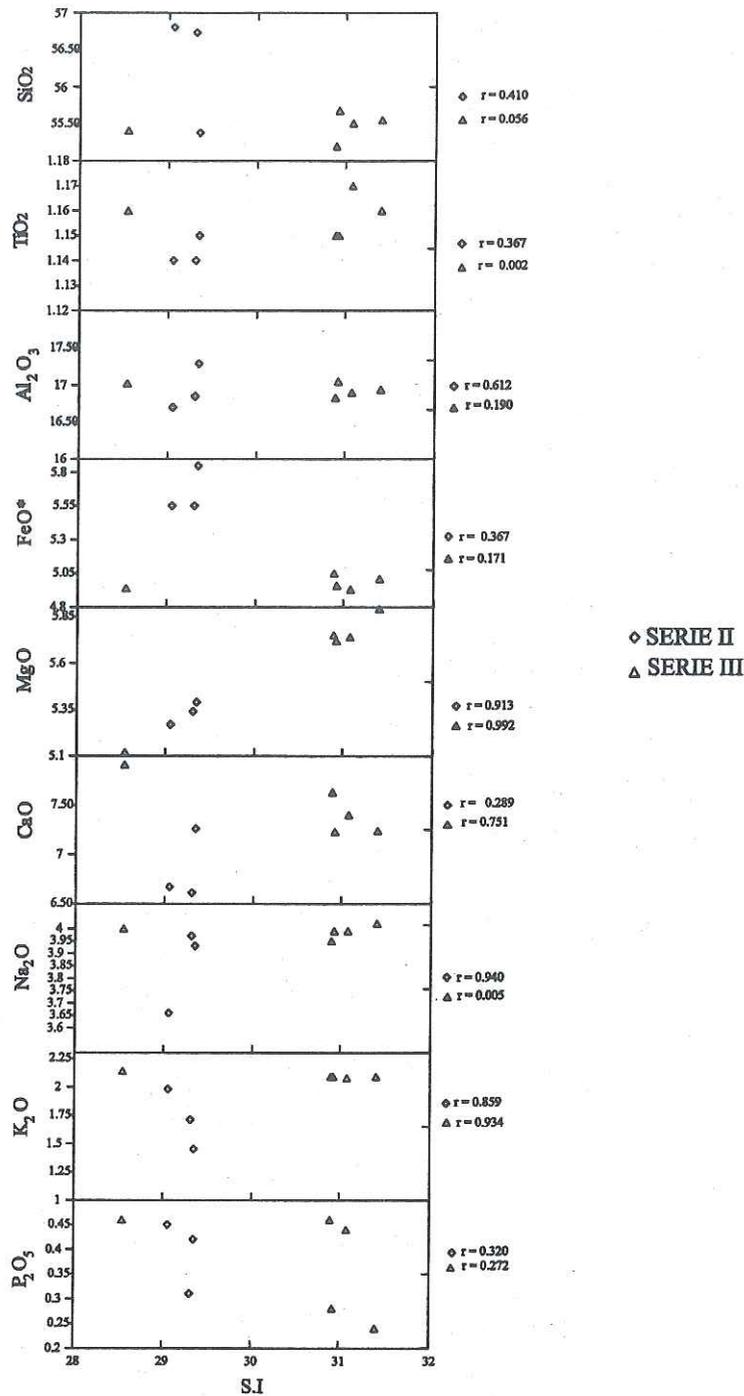


Fig. 12. Diagram tipo Harker usando el índice de Solidificación S.I que se define como $SI = 100MgO / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$ (Cox et al. 1979) y se calculó en el Programa de Verma y Navarro de León (1993). Se grafican únicamente las unidades de andesitas basálticas y traquiandesitas basálticas de las series II y III para observar variaciones en el índice de solidificación.

series II y III son rocas que se formaron a partir de magmas más ricos en olivino que produjeron magmas ricos en clinopiroxeno con la adición, posiblemente, de SiO_2 . Esta suposición se refuerza debido a las proporciones más altas de FeO^*/MgO en piroxenos magnésicos con respecto a las del olivino magnésico (Deer *et al.*, 1993). En la gráfica de TiO_2 vs FeO^* (Fig. 13b) se observa una correlación lineal de las tres series. Los valores más altos pertenecen a las series II y III mientras que los valores más bajos corresponden a la Serie I. La tendencia se relaciona a la fraccionación de la magnetita y demuestra que las series II y III representan, como en el caso anterior, a magmas menos diferenciados. La gráfica Ni vs Mg # (Fig. 13c) sugiere que los valores más altos del Ni deben corresponder a rocas con mayor contenido de olivino; ambos disminuyen hacia las fases más félsicas donde el clinopiroxeno es dominante. Por ejemplo, la muestra 36 (XI-II-98) de la Serie III, cuya concentración en Ni es baja con respecto a las otras muestras, se caracteriza por su alto porcentaje de augita en la matriz (Anexo petrográfico y Tabla II).

Las andesitas basálticas de la Serie II con contenido de SiO_2 entre 55% y 56% y las traquiandesitas basálticas de la Serie III se graficaron en un diagrama de discriminación tectónica $\text{MgO-FeO}^*\text{-Al}_2\text{O}_3$ (Pearce *et al.*, 1977), definiéndose como rocas orogénicas de arco (Fig. 14). De acuerdo con el mismo criterio de clasificación, las secuencias volcánicas de las regiones de Bahía de Los Ángeles-Isla Ángel de la Guarda (Delgado-Argote, 2000) y San Luis Gonzaga (Martín-Barajas *et al.*, 2000) también han sido descritas como pertenecientes a ese ambiente tectónico.

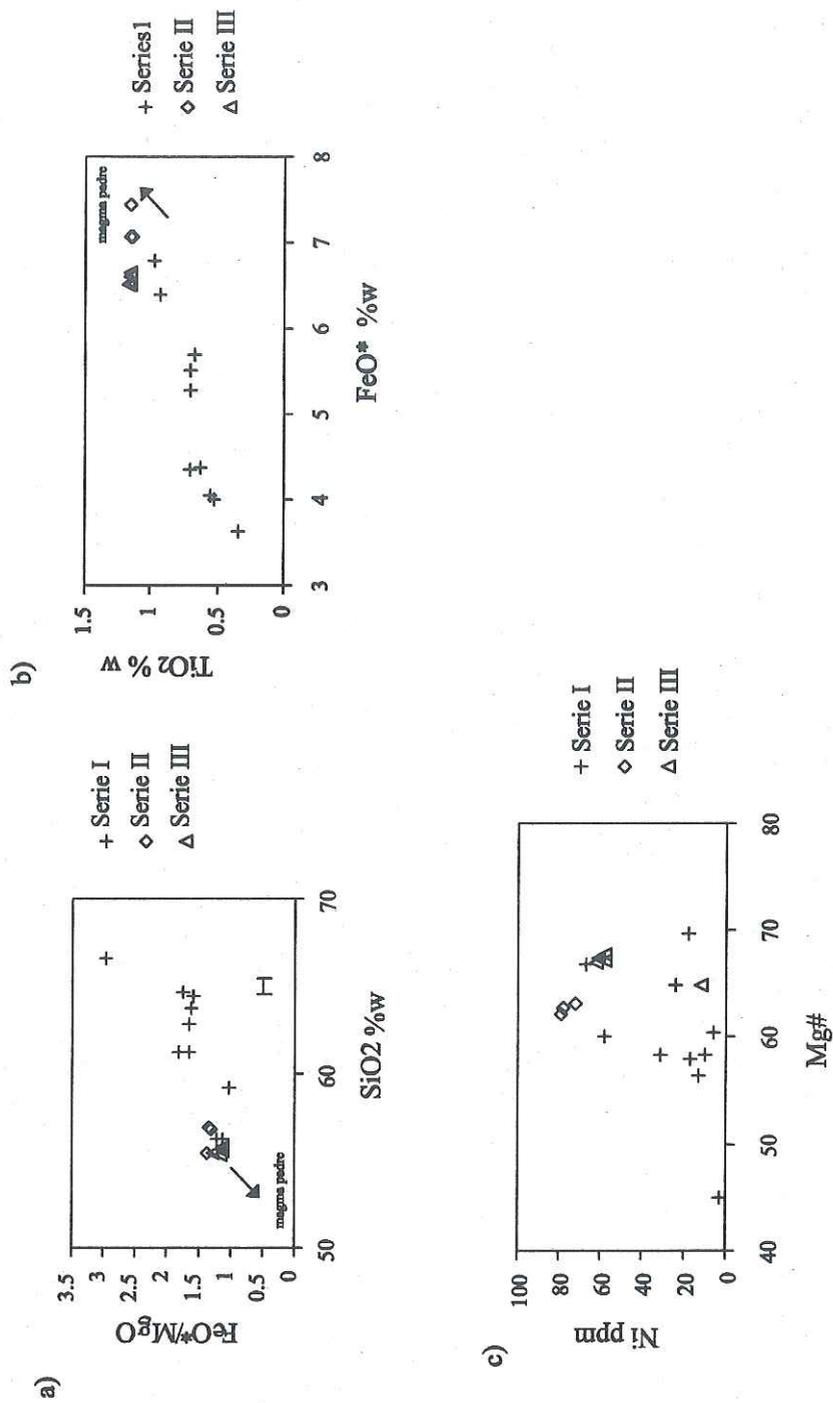


Fig. 13. Gráficas bivalentes que muestran la cristalización fraccionada de las lavas de Bahía Las Ánimas en a) se muestra la proporción FeO^*/MgO vs SiO_2 , b) TiO_2 vs FeO^* , c) Ni vs $Mg\#$. Los valores se muestran en la Tabla III. Se considera que el error en el TiO_2 , FeO^* y Ni es menor al tamaño de los símbolos.

DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA

Pearce et al. (1977 en Clarke, 1993)

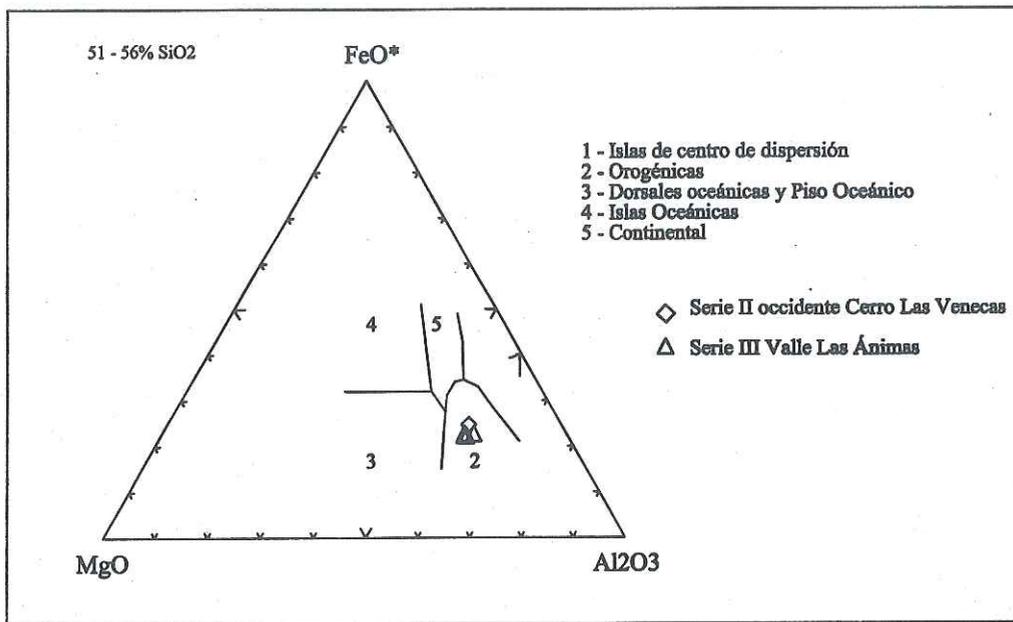


Fig. 14. Diagrama de discriminación tectónica MgO-FeO*-Al₂O₃ que incluye las Series II y III de Bahía Las Ánimas. Se grafican las rocas cuyo porcentaje de SiO₂ es de 51% a 56%. Las tres series se grafican en el campo orogénico.

Las concentraciones de 14 elementos traza también fueron analizadas por FRX (Tabla AII). Con estos elementos se construyeron arcnigramas extendidos utilizando el programa NewPet para DOS, en los que se utilizaron los valores normalizados a condrita de Taylor y McLennan (1985; en Clarke, 1993) para las tres series de rocas identificadas en la sección anterior.

En los diagramas de la Fig. 15 se muestran los patrones de las tres series y los de rocas volcánicas de Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote, 2000) y San Luis Gonzaga (Martín-Barajas *et al.*, 2000). Es notable la similitud entre todos los grupos de rocas que, en los casos de las dos áreas mencionadas, se ha documentado su relación con procesos de cristalización fraccionada. Al igual que en otras márgenes continentales activas, se observan picos de K, Sr y Th y un notable valle debido al Nb. A diferencia de lo que se observa en rocas de arcos de islas, el Nb en las muestras de Bahía Las Ánimas es más alto; se ha documentado que estos patrones son característicos de los magmas relacionados con subducción, los cuales involucran a fluidos enriquecidos con Sr, K, Rb, Ba y Th en su génesis (Wilson, 1989). El Ni muestra la anomalía negativa más pronunciada y se infiere que el empobrecimiento de Ni se debe a la fraccionación del olivino. A partir de los altos valores de Ni y Cr en todas las series, se considera que estas concentraciones corresponden a magmas andesíticos donde los coeficientes de distribución en olivino y clinopiroxeno son considerablemente más altos que en magmas basálticos y andesítico basálticos (Rollinson, 1993). El enriquecimiento de Ba, Th y Sr se asocia a las fases ricas en plagioclasa. Con respecto al Nb, los coeficientes de distribución de este elemento en los principales

Norm: Chondrita

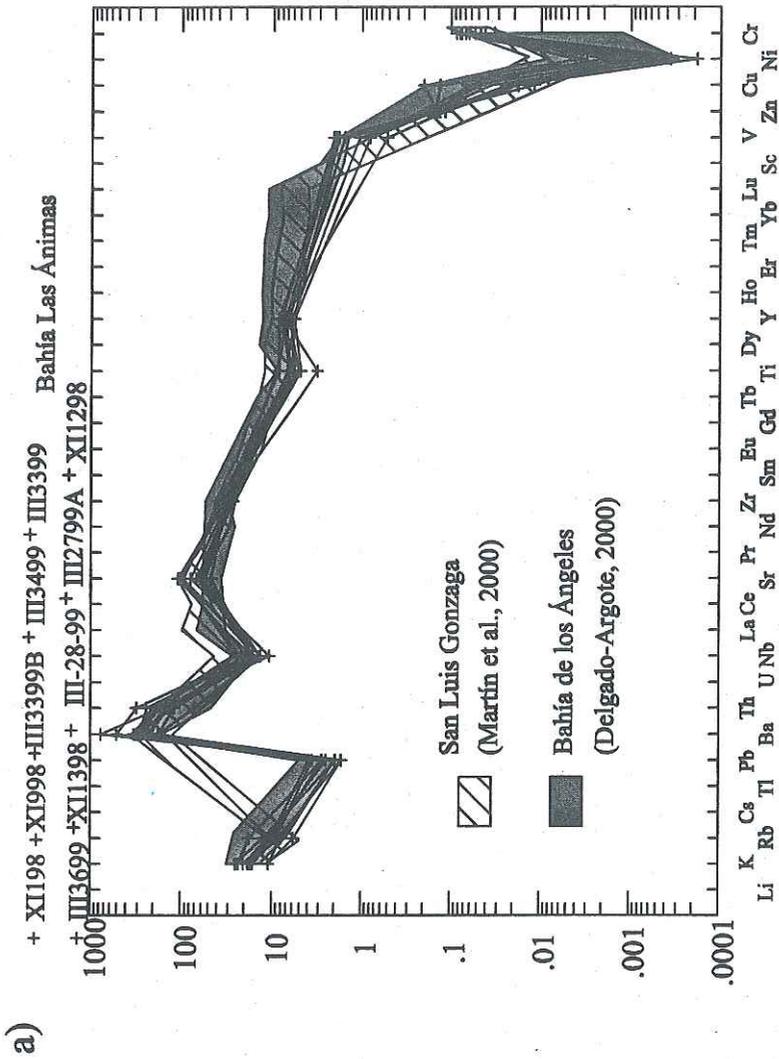


Fig. 15a. Aracnigramas de tres regiones de la margen peninsular. En la Figura se muestran el aracnigrama de la Serie I de Bahía Las Ánimas, el de las lavas de Bahía de Los Ángeles y costa occidental de la Isla Ángel de la Guarda y el aracnigrama de las lavas de la región de San Luis Gonzaga. En la Tabla AIII del anexo se pueden consultar los valores de los elementos traza de estas regiones además de la edad y composición de las rocas.

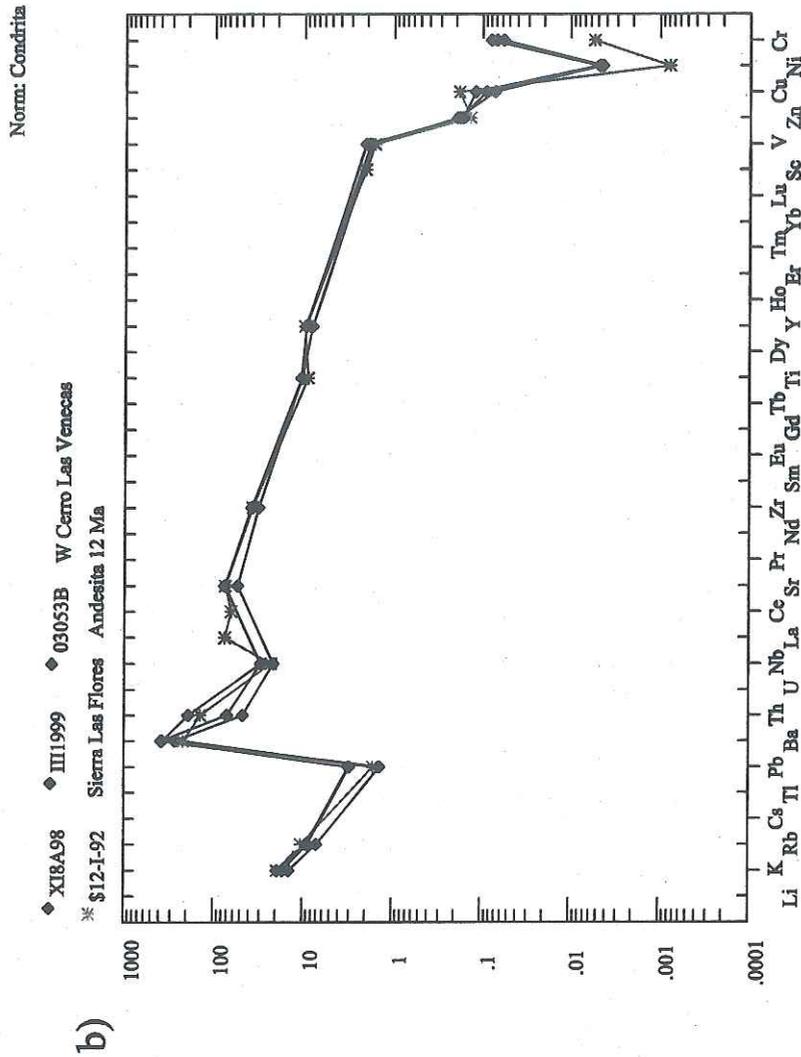


Fig. 15b. Aracnigramas de la Serie II de Bahía Las Ánimas y una muestra de lava andesítica de Sierra Las Flores en la región de Bahía de Los Ángeles. En la Tabla A.III del anexo se pueden consultar los valores de los elementos traza de la región de Bahía de los Ángeles además de la edad y composición de las rocas.

Norm: Condrita

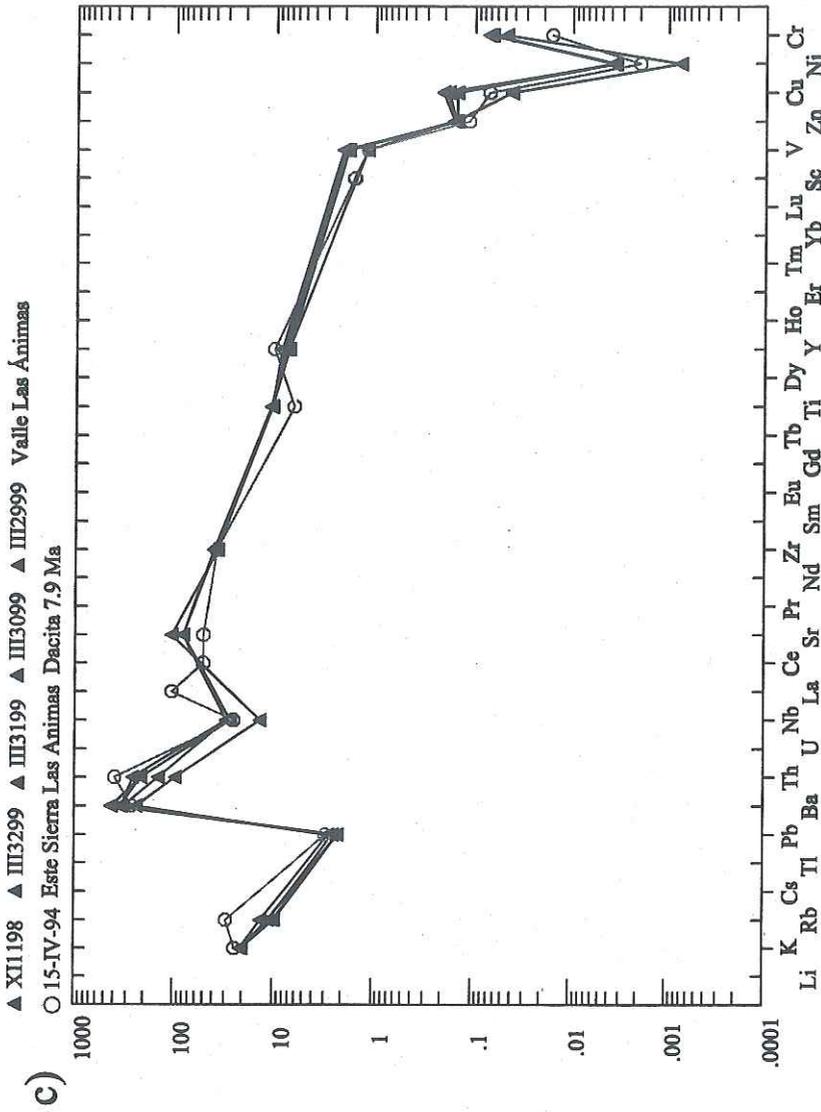


Fig. 15c. Aracnigramas de la Serie III de Bahía Las Ánimas y una muestra de lava dacítica que se localiza al NE de Sierra Las Ánimas. En la Tabla AIII del anexo se pueden consultar los valores de los elementos traça de la región de Bahía de los Ángeles además de la edad y composición de las rocas.

fenocristales formadores de la mayoría de las rocas basálticas y andesíticas de la región de Bahía Las Ánimas (olivino, clinopiroxeno y plagioclasa) son tan bajos para explicar las variaciones en los arcnigramas que sugieren asimilación de materiales de la corteza ricos en Ti, en particular óxidos, hornblenda y mica, como los que caracterizan a la porción oriental del batolito peninsular. En resumen, las tres series tienen patrones similares de abundancia de elementos traza, característicos de arcos magmáticos continentales (Wilson, 1989).

A pesar de que en el comúnmente utilizado diagrama de discriminación Ti-Zr-Sr de Pearce y Cann (1973; en Rollinson, 1993) los basaltos y las andesitas basálticas grafican en el campo de los basaltos calcialcalinos, no se incluye una discusión sobre el tema en vista de que las altas concentraciones de clinopiroxeno, con frecuencia en fracciones cumúlíticas, así como el contenido de óxidos, pueden inducir errores en los resultados. En su lugar, se utilizó el diagrama de discriminación Th-Zr/117-Nb/16 de Wood (1980), ya que éste puede ser aplicado para el rango completo desde rocas félsicas a máficas. Se observa en la Fig. 16 que todas las muestras, de todas las áreas, grafican en el campo de las rocas volcánicas calcialcalinas de arco. Se infiere que procesos de cristalización fraccionada pudieron haber jugado un papel importante en la alta concentración de muestras hacia el vértice del Th.

DIAGRAMA DE DISCRIMINACIÓN TECTÓNICA
 Wood (1980 en Clarke, 1993)

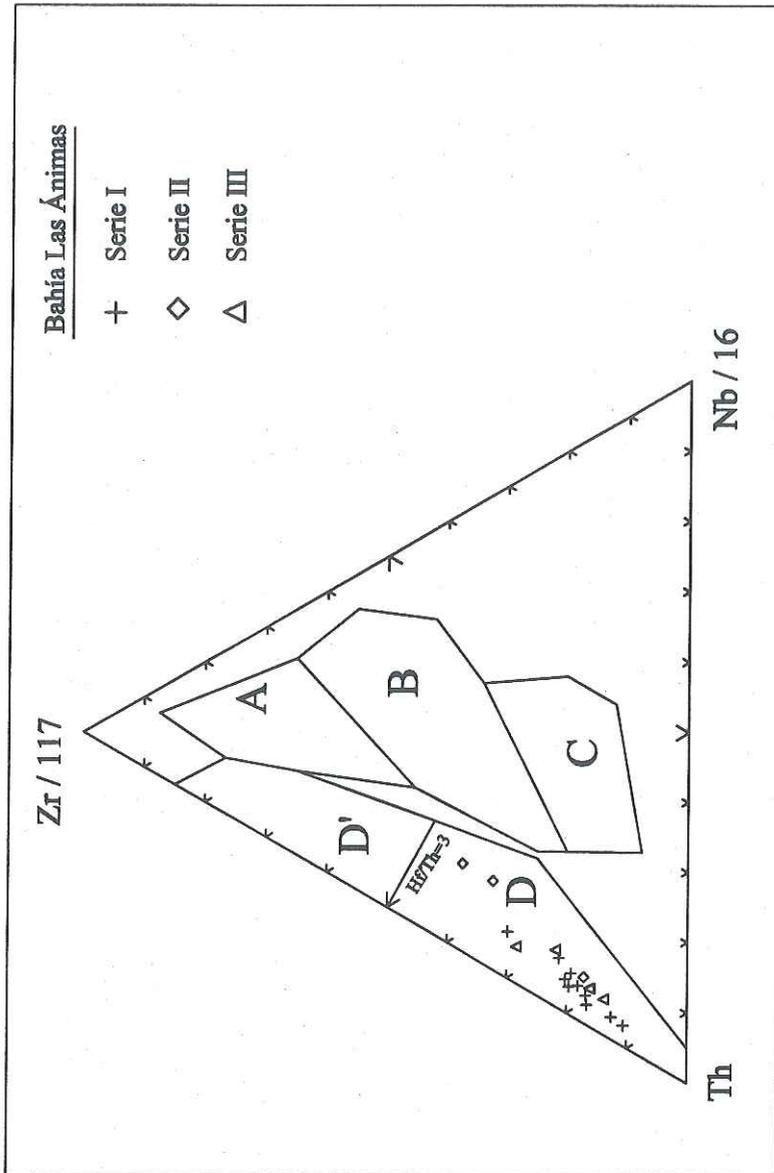


Fig. 16. Diagrama de discriminación de Wood (1980; en Clarke, 1993 y Rollinson, 1993). Las siglas significan A= MORB tipo N, B= MORB tipo E, C= Basalto alcalino de interior de placa, Basalto de arco volcánico, D= calcialcalino, D'= Toleítico. Se observa que las tres series de Bahía Las Ánimas grafican en el campo calcialcalino.

III GEOLOGÍA DE LA CUENCA DE BAHÍA LAS ÁNIMAS

III.3 Geología Estructural

En este capítulo se discuten, de sur a norte, los rasgos estructurales más importantes de la región de Bahía Las Ánimas (Fig. 2). Estos incluyen a los lineamientos interpretados a partir de fotografías aéreas escala 1: 25,000 y 1:50,000 (INEGI, 1973) y a las estructuras medidas en el campo, según se describe a continuación.

III.3.1 Descripción de lineamientos

Los lineamientos son rasgos rectilíneos asociados con fallas o fracturas y algunas veces, reflejan contactos litológicos. En este trabajo el término lineamiento se restringe a esos rasgos interpretados en las fotografías aéreas y en el mapa de la Fig. 2. Se incluyen además algunos lineamientos de las cartas geológicas H12C52 y H12C62 a escala 1:50,000 del INEGI (CETENAL, 1977 a y b) de donde no se tiene cubrimiento fotográfico. En el mismo mapa se presentan las rosas de lineamientos construidos de acuerdo con la metodología descrita en el capítulo 2. De acuerdo con la densidad del muestreo y afinidad litológica, los lineamientos se agruparon en las siguientes zonas: I: Cerro Las Venecas, II: Valle Camino Viejo, III: Valle San Pedro, IV: Valle Las Ánimas y V: Sierra Las Ánimas Oriental.

Cerro Las Venecas (Zona I)

En el Cerro Las Venecas los lineamientos cortan a las unidades superiores de derrames de la unidad Andesita 1, y de depósitos de tobas y lahares. La orientación de las estructuras principales coincide con el promedio de los lineamientos en $N21^{\circ}W$; son comunes también los rasgos orientados $N30^{\circ}E$. Algunos de los lineamientos se identifican como como diques y la mayoría de las fallas normales muestran bloques caídos al oriente (zona I, Fig. 2).

Valle Camino Viejo (Zona II)

En el Valle Camino Viejo, localizado en el extremo sur de la Sierra Las Ánimas se forma una cuenca delimitada por fallas normales orientada al NW. La orientación promedio de la sierra de derrames y aglutinados del occidente es $N21^{\circ}W$ (zona II, Fig. 2). Se observa que los lineamientos orientados al NW pertenecen a un sistema de fallas normales que se extienden por más de 3 km y que cortan a la unidad de aglutinados y alcanzan el basamento granítico. En la zona de la Cañada Cuervos los lineamientos orientados NE y WNW cortan a la unidad Andesita 1 del extremo sur de la Sierra Las Ánimas y también continúan hacia el basamento. En el extremo norte del valle se presentan fallas normales orientadas NE con bloques caídos hacia el SE que cortan tanto a la unidad Andesita 1 como al basamento. Estas fallas pertenecen a la serie de fallas normales que bordean a la Sierra Las Ánimas en sus límites con Bahía Las Ánimas que, hacia el NE del Valle Camino Viejo, cambian de orientación a $N60^{\circ}E$. Los lineamientos al oriente del Valle Camino Viejo corresponden a

fallas normales orientadas NW que cortan a los cerros de conglomerados y derrames de lava que le sobreyacen, orientados con la misma dirección que las fallas.

Valle San Pedro (Zona III)

La dirección promedio de los lineamientos en el Valle San Pedro es N8°W, sin embargo, en la rosa es claro que las estructuras principales se orientan casi N-S con tendencia hacia el NNE. La mayor abundancia en estas orientaciones obedece también a que algunas de las estructuras pueden alargarse hasta por 5 km. Las fallas más largas afectan principalmente a las unidades conglomeráticas. Es importante notar que la orientación N-S de esta parte central del valle de Bahía Las Ánimas contrasta con las orientaciones hacia el NW observadas en la zona sur del mismo valle. Se infiere de lo anterior que o bien esta zona no está influenciada por estructuras del basamento granítico, o son estructuras más jóvenes que afectan principalmente a la parte central de la cuenca de Bahía Las Ánimas.

Es notable también que a pesar de que la parte central de esta zona está dominada por el Tronco San Pedro y otras exposiciones dacíticas de posible actividad volcánica central, no se identificaron rasgos estructurales curvilíneos asociados. Esto sugiere que este tipo de actividad volcánica es antigua, toda vez que la posible existencia de curvilineamientos está cubierta por los conglomerados cuya edad probable es Plioceno.

Valle Las Ánimas (zona IV)

Esta zona está dominada por sedimentos del Cuaternario y, en consecuencia, los lineamientos son escasos. Los rasgos estructurales más importantes se asocian con el flanco occidental de la Sierra Agua de Soda y los derrames de traquiandesita basáltica; en menor medida, también influyen en la distribución de densidad de lineamientos las fallas normales interpretadas sobre el cuerpo andesítico del sur del valle. En la rosa de lineamientos se observa que el promedio de estructuras se orienta N20°W (Fig. 2, zona IV), mientras que los orientados N-S en andesita son fallas normales que buzanan al occidente y son paralelos a los lineamientos dominantes del Valle San Pedro. Debido al paralelismo entre la orientación de los afloramientos de basalto de esta zona, con respecto a los lineamientos, así como a la ausencia de volcanes de esa composición, se infiere que los derrames extrudieron a partir de fisuras relacionadas con fallas regionales N-S y NNW.

Sierra Las Ánimas Oriental (Zona V)

El oriente de la Sierra Las Ánimas (zona V, Fig. 2) se caracteriza por la presencia de dos poblaciones de lineamientos centrados en N30°W y N40°E. Los lineamientos del primer grupo son más abundantes y largos en la parte norte de la zona, han sido interpretados como fallas normales y afectan principalmente al basamento granítico. Los del segundo grupo, orientados hacia el NE son más importantes en la parte sur de la zona, también afectan al basamento y comúnmente delimitan los afloramientos de las rocas volcánicas.

III.3.2 Descripción de las fallas cartografiadas

De acuerdo con el orden de descripción dado anteriormente, de sur a norte, en esta sección se describen las estructuras cartografiadas en el campo del área de estudio (Fig. 2). Para facilitar la presentación, la Zona V se dividió en cuatro áreas, mientras que al resto de las zonas sólo se les asignó una letra para diferenciarlas de las rosas de lineamientos. Se observa que las agrupaciones de lineamientos también aparecen en las rosas de las estructuras cartografiadas en el campo; sin embargo, en el segundo grupo de estructuras aparecen concentraciones de datos con orientaciones distintas.

Las fallas cartografiadas se describen con base en el análisis geométrico del fallamiento que contempla la representación gráfica de los planos de falla y estrías en una red Schmidt con proyección en el hemisferio inferior, en las gráficas de la orientación del buzamiento y de la inclinación del echado y en las rosas que muestran la variación del *rake* de la estría en el plano de falla. Se utilizaron las gráficas del valor del *rake* contra el echado propuestas por Angelier (1984) para determinar el sentido de desplazamiento de las fallas. Las rosas de las fallas que se presentan en el mapa de la Fig. 2 se hicieron con el programa Rose de RockWare v. 2 para Windows; en estos diagramas se incluyen aquellas fallas a las que no se les pudo determinar el valor de la estría.

a) Cerro Las Venecas

A lo largo de la Cañada Las Venecas se midieron 25 planos de falla. Se observa que la población dominante de lineamientos hacia el NW forma en la Fig. 2.a una agrupación

discreta; en su lugar, la mayor abundancia de fallas se orienta casi NNW. En el estereograma de la Fig. 17 se muestra que la mayor parte de las estructuras son fallas normales con buzamiento tanto hacia el oriente como al occidente e inclinaciones superiores a 60° . Las fallas de desplazamiento lateral son menos abundantes y, entre éstas, las de movimiento derecho son más comunes. Al igual que en las sierras Las Flores y La Libertad, en la región de Bahía de los Ángeles, el fallamiento dominante es normal. En esa región la deformación se ha interpretado que se debe a la combinación de esfuerzos extensionales y de levantamiento producido por la actividad ígnea del Mioceno medio (Delgado-Argote, 2000).

En la sección geológica A-A' de la Fig. 18 se presenta esquemáticamente el escalonamiento producido por el fallamiento normal dominante. Aquí se interpreta que la unidad de andesita forma el basamento volcánico, sobre el que descansa la sucesión de rocas piroclásticas, epiclásticas y sedimentarias del Cerro Las Venecas que, en su conjunto representa un bloque basculado. La falla más importante se localiza hacia el occidente, posiblemente tiene un salto superior a los 100 m, mientras que las fallas localizadas hacia el oriente son menores y posiblemente se asocien a extensión y emplazamiento de magma basáltico como el que se ha descrito en la Sierra Las Flores (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999). En esa región de Bahía de los Ángeles, los mismos autores mencionan que el fallamiento normal regional que se observa en la Sierra La Libertad debió ocurrir antes del emplazamiento de los domos dacíticos que se formaron al pie de la sierra. De esa manera, la falla occidental de la sección del Cerro Las Venecas debe ser contemporánea a

Cañada Las Venecas

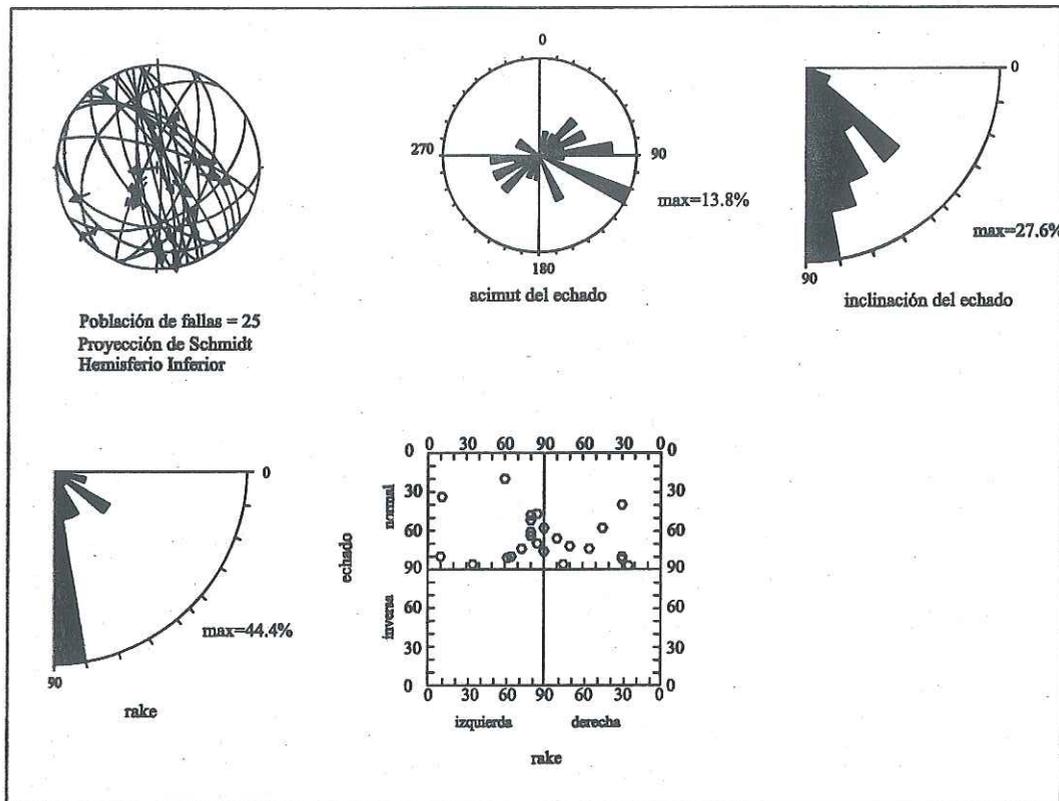
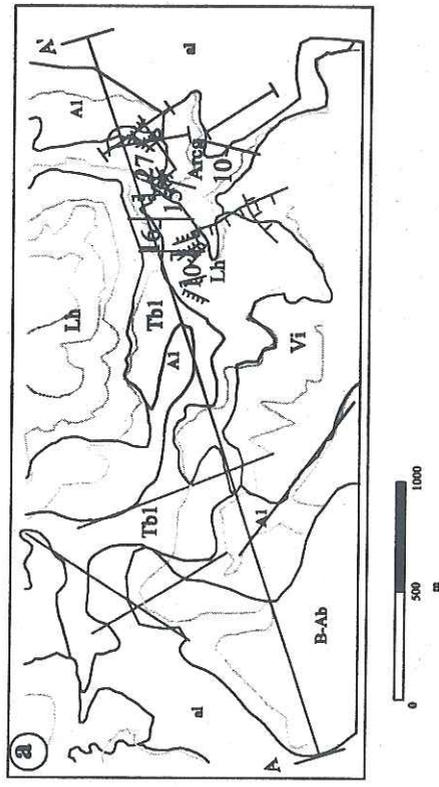
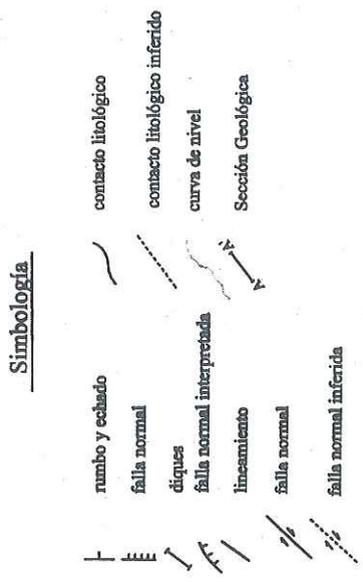


Fig. 17. Geometría de las fallas de la Cañada Las Venecas (Fig. 2 área a). Las fallas cortan a unidades de conglomerado y arenisca del Mioceno. En la parte superior se muestran el estereograma de las fallas, el acimut del echado y la inclinación del echado; en la parte inferior, la variación del rake y el sentido del desplazamiento de acuerdo con el criterio de Angelier (1984). Las cuatro primeras gráficas se construyeron con el Programa Spemer (Spemer et al., 1993) utilizando una red de Smichdt con proyección en el hemisferio inferior. La abreviatura max significa el máximo porcentaje de fallas.

CAÑADA LAS VENEICAS



Columna simplificada

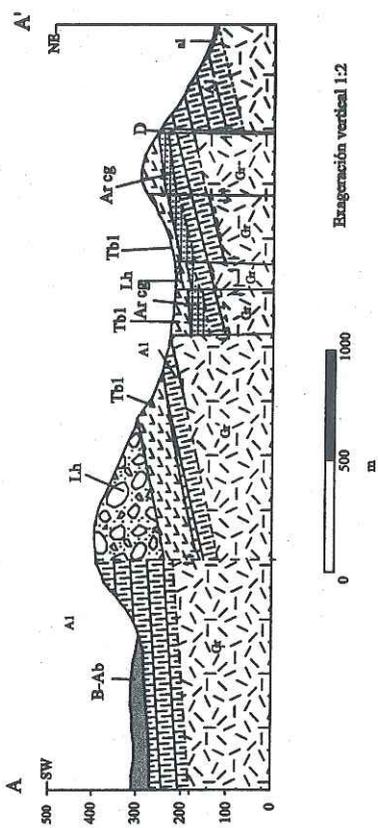


Fig. 18. Sección geológica de la Cañada Las Veneicas (Fig. 2 área a). En la parte superior de la Figura se indica la línea de sección que también se muestra en el mapa geológico de la Fig. 2. A la derecha de la sección se muestra la columna estratigráfica simplificada de la Cañada Las Veneicas (Fig. 3).

la de la Sierra La Libertad, en tanto que las cercanas a la boca de la Cañada Las Venecas debe serlo a la deformación extensional y emplazamiento de diques de la Sierra Las Flores.

b) Valle Camino Viejo

A diferencia de la rosa de lineamientos, la rosa de fallas de la zona del Valle Camino Viejo muestra estructuras orientadas N-S (Fig. 2 II y b). El conjunto de los datos se presentan en la Fig. 19. De una población de 15 fallas, la mayoría se midieron en la Cañada Cuervos y sólo 5 en el flanco oriental del valle, aunque estas últimas son largas y bien definidas. Las primeras son normales y de desplazamiento lateral izquierdo desarrolladas en tobas y conglomerados, mientras que las segundas son normales y se desarrollan en conglomerados, donde es frecuente que en la zona principal de la falla, de aproximadamente 3 km de longitud, haya una precipitación importante de travertino asociado con actividad hidrotermal. Las fallas de la Cañada Cuervos se orientan al NE y NW con buzamientos al NNE y SSE. Los planos medidos en la falla del oriente del valle tienen una inclinación persistente de $80^{\circ}W$ y movimiento del bloque de techo con componente lateral derecha, consistente con el fallamiento lateral izquierdo de la Cañada Cuervos. El sentido de fallamiento de este conjunto de fallas indica que la parte central del valle tiene un movimiento relativo hacia el NW.

c) Valle San Pedro

En el Valle San Pedro, donde se encuentra el Tronco San Pedro se midieron 19 planos de fallas, de las cuales sólo a 11 se les pudo medir sentido de movimiento; todas

Valle Camino Viejo

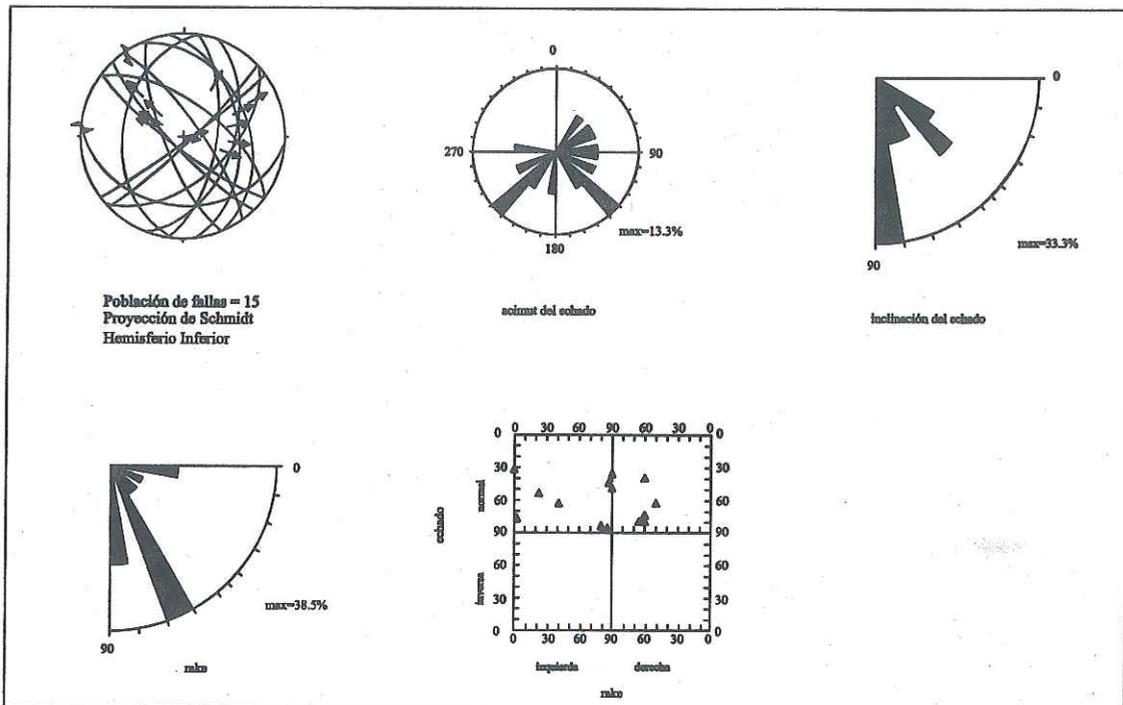


Fig. 19. Geometría de las fallas del Valle Camino Viejo (Fig 2 área b). Las fallas cortan a unidades de conglomerado y toba . En la parte superior se muestran el estereograma de las fallas, el acimut del echado y la inclinación del echado; en la parte inferior, la variación del rake y el sentido del desplazamiento de acuerdo con el criterio de Angelier (1984). Las cuatro primeras gráficas se construyeron con el Programa Sperner (Sperner et al., 1993) utilizando una red de Smichdt con proyección en el hemisferio inferior. La abreviatura max significa el máximo porcentaje de fallas.

cortan únicamente a la unidad de dacita (área c, Fig. 2). Las estructuras orientadas N-S son consistentes en las rosas de lineamientos (Fig. 2, III) y de fallas (Fig. 2, c); sin embargo, en la rosa de fallas la dispersión en la orientación de las fallas es mayor. En el cerro principalmente dacítico del oriente del Tronco San Pedro es donde mejor se expone la deformación de esta zona. Aquí, la falla más importante es normal, orientada N-S y tiene, componente lateral izquierda. Se observa de la Fig. 20 que la mayoría de las fallas tienen orientación casi E-W; éstas se encuentran en la misma zona y son principalmente normales, aunque es común el movimiento lateral derecho en las fallas con *rake* intermedio. No se encontraron evidencias de fallamiento reciente.

En la Fig. 21 se presenta una sección geológica esquemática que corta al Tronco San Pedro y al cuerpo dacítico del oriente. De acuerdo con la interpretación basada en las relaciones estratigráficas, el tronco es la parte central de un estratovolcán cuya actividad inicial está formada por derrames andesíticos seguida por actividad explosiva. Se considera que el volcán se desarrolló sobre el basamento granítico y, para simplificar la sección, a los costados del tronco y del cuerpo dacítico del oriente, se muestra una capa de andesita que representa, tanto a los derrames como al material piroclástico descrito en la sección de estratigrafía. Las relaciones de contacto entre las masas dacíticas y el basamento granítico son de emplazamiento vertical, aunque no se descarta, por la presencia de lineamientos, la posibilidad de que haya fallamiento, sobre todo en la parte central del valle. La sección ilustra una erosión intensa del estratovolcán y se interpreta que los derrames andesíticos que descansan sobre el basamento, en la Sierra Las Ánimas, derivan de ese.

Valle San Pedro

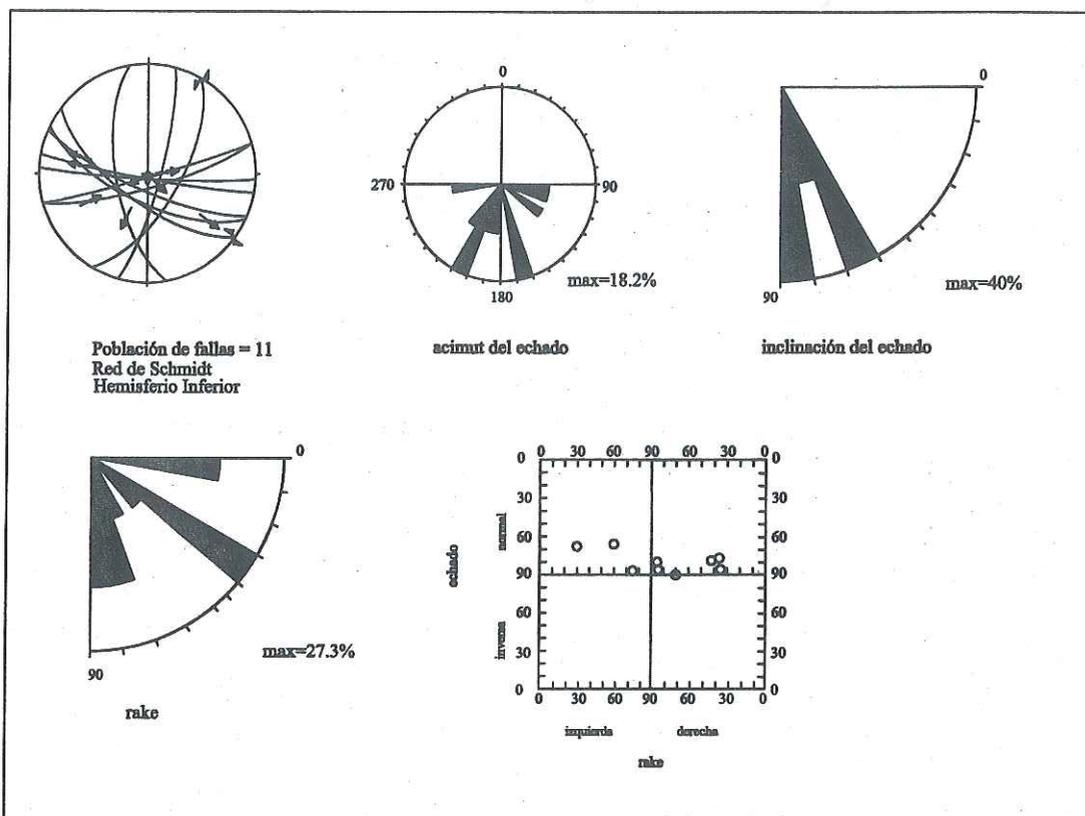


Fig. 20. Geometría de las fallas del Valle San Pedro (Fig.2 zona III). Las fallas cortan a los derrames de dacita y andesita. En la parte superior se muestran el estereograma de las fallas, el acimut del echado y la inclinación del echado; en la parte inferior, la variación del rake y el sentido del desplazamiento de acuerdo con el criterio de Angelier (1984). Las cuatro primeras gráficas se construyeron con el Programa Sperner (Sperner et al., 1993) utilizando una red de Smichdt con proyección en el hemisferio inferior. La abreviatura max significa el máximo porcentaje de fallas.

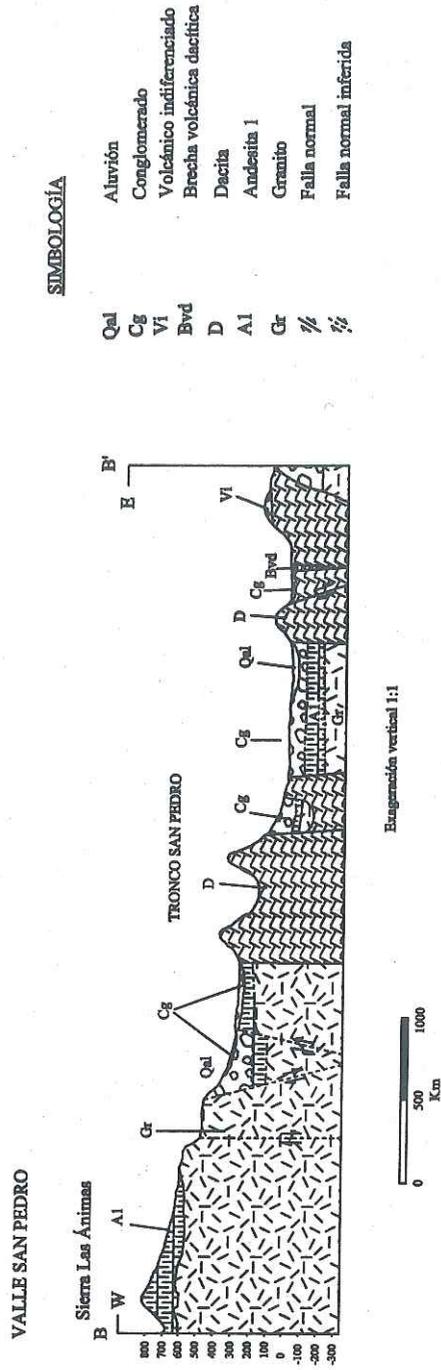


Fig. 21. Sección geológica del Valle San Pedro (zona III). La línea de sección se muestran en el mapa geológico de la Fig. 2.

d) Cañada Víctor

Al oriente de la Sierra Las Ánimas, en la parte central del área de estudio, en la Cañada Víctor, se midieron 18 planos de falla que cortan al basamento granítico y a los depósitos de tobas y areniscas. La orientación de las estructuras en las rosas de lineamientos y fallas de la Fig. 2 (V y d) coincide en buena medida y en particular para aquellas rasgos orientados hacia el NE. La mayoría de las fallas normales se orientan NE, mientras que las fallas de desplazamiento lateral, tanto izquierdas como derechas se orientan hacia el NW (Figs. 2d y 22). En la Fig. 22 se observa que los planos de falla son subverticales y las inclinaciones del *rake* se agrupan entre 80° y 90° y 10° y 20° , en ese orden de abundancia. El movimiento de las fallas normales tiene componente de desplazamiento principalmente izquierdo, lo que indica que el bloque del lado del valle se movió hacia el norte. El fallamiento de rumbo es similar al reportado en el occidente de la Sierra Las Ánimas, en el interior de la Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999).

e) Cañada Juvenal

En la Cañada Juvenal se midieron 14 fallas (Fig. 2 área e) que cortan principalmente a la secuencia andesítica. La orientación del conjunto es predominantemente NNE, que no se refleja en la distribución de lineamientos del oriente de la Sierra Las Ánimas (Fig. 2.V). Las fallas son marcadamente verticales (mayor a 70°) y la inclinación de las estrías se agrupan preferentemente entre 10° y 30° y entre 60° y 90° (Fig. 23). Tanto las fallas de

Cañada Víctor

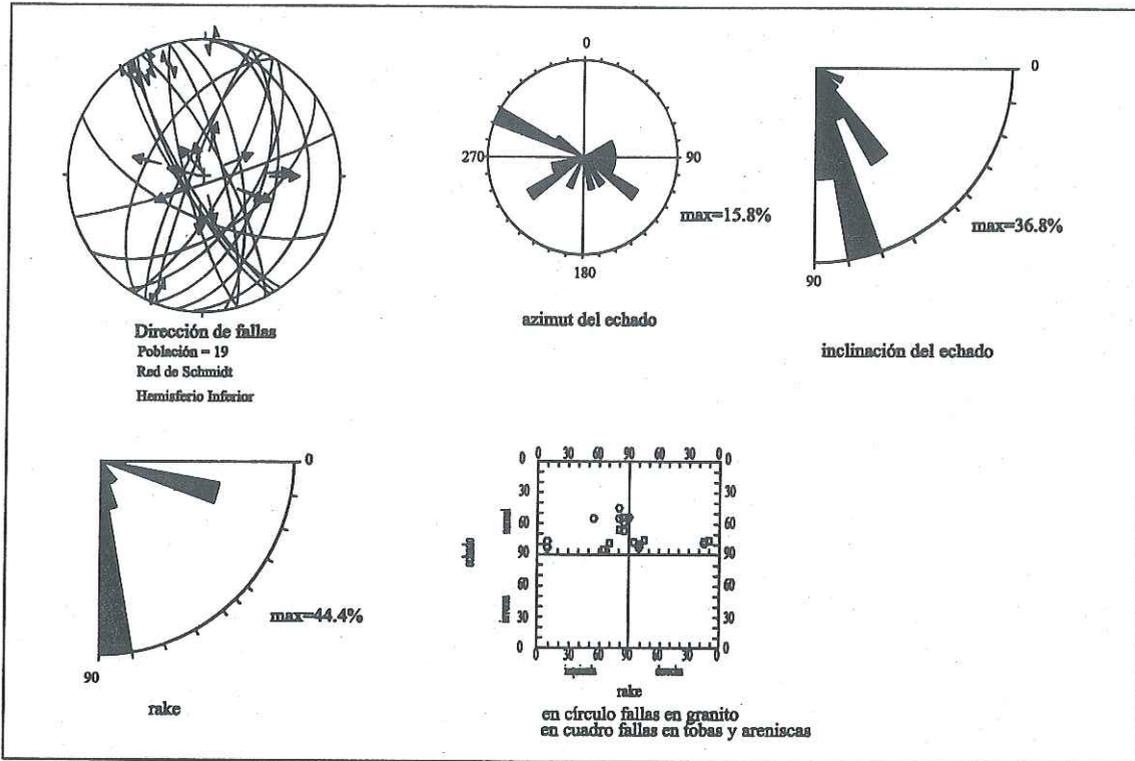


Fig. 22. Geometría de las fallas de la Cañada Víctor (Fig. 2 área d,). Las fallas cortan al granito y a las unidades de arenisca y toba. En la parte superior se muestran el estereograma de las fallas, el acimut del echado y la inclinación del echado; en la parte inferior, la variación del rake y el sentido del desplazamiento de acuerdo con el criterio de Angelier (1984). Las cuatro primeras gráficas se construyeron con el Programa Sperner (Sperner et al., 1993) utilizando una red de Smichdt con proyección en el hemisferio inferior. La abreviatura max significa el máximo porcentaje de fallas.

Cañada Juvenal

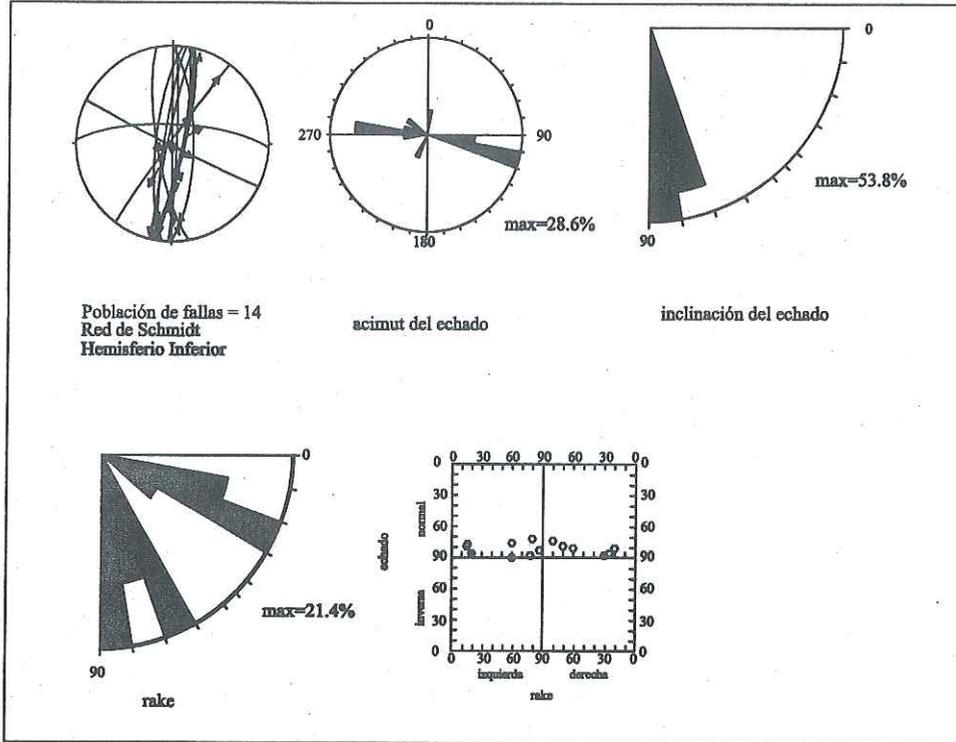


Fig. 23. Geometría de las fallas de la Cañada Juvenal (Fig. 2 área e). Las fallas cortan a derrames de andesita. En la parte superior se muestran el estereograma de las fallas, el acimut del echado y la inclinación del echado; en la parte inferior, la variación del rake y el sentido del desplazamiento de acuerdo con el criterio de Angelier (1984). Las cuatro primeras gráficas se construyeron con el Programa Sperner (Sperner et al., 1993) utilizando una red de Smichdt con proyección en el hemisferio inferior. La abreviatura max significa el máximo porcentaje de fallas.

rumbo como las normales tienen componente de desplazamiento izquierdo y derecho, definiendo una angosta zona de cizalla. El dique vitrofirico orientado N24°E que corta a la andesita no está atravesado por las fallas ni por fracturas asociadas a ellas, por lo que se interpreta que su emplazamiento fue posterior al fallamiento.

f) Punta Las Ánimas

En el cerro de aproximadamente un kilómetro de longitud del NW de Punta Las Ánimas se midieron 21 fallas con indicadores de movimiento relativo (Fig. 2, área b). La orientación de éstas, casi E-W (Fig. 2.f), es notablemente diferente a las orientaciones NW y NE obtenidas para los lineamientos del oriente de la Sierra Las Ánimas (Fig. 2.V). Las fallas cortan a unidades piroclásticas de tobas, brechas e ignimbritas. Las fallas tienen inclinaciones mayores a 50° y la mayoría tienen inclinaciones de las estrías entre 40° y 50° (Fig. 24). Las fallas normales con movimiento oblicuo son izquierdas, mientras que las de rumbo, cuyo *rake* es menor a 45°, son tanto derechas como izquierdas (Fig. 24).

En la sección geológica C-C' de la Fig. 25 se muestra la secuencia de tobas e ignimbritas basculadas al SW en aproximadamente 25°. Aunque no se pudo cartografiar la zona cercana a la Sierra Las Ánimas cerca de esta región se infiere que, debido a la intensidad del fallamiento de rumbo en la Punta Las Ánimas, esta zona puede representar un bloque con rotación importante, como el descrito hacia el norte de esta zona (Escalona-Alcázar y Delgado-Argote, 2000).

Punta Las Ánimas

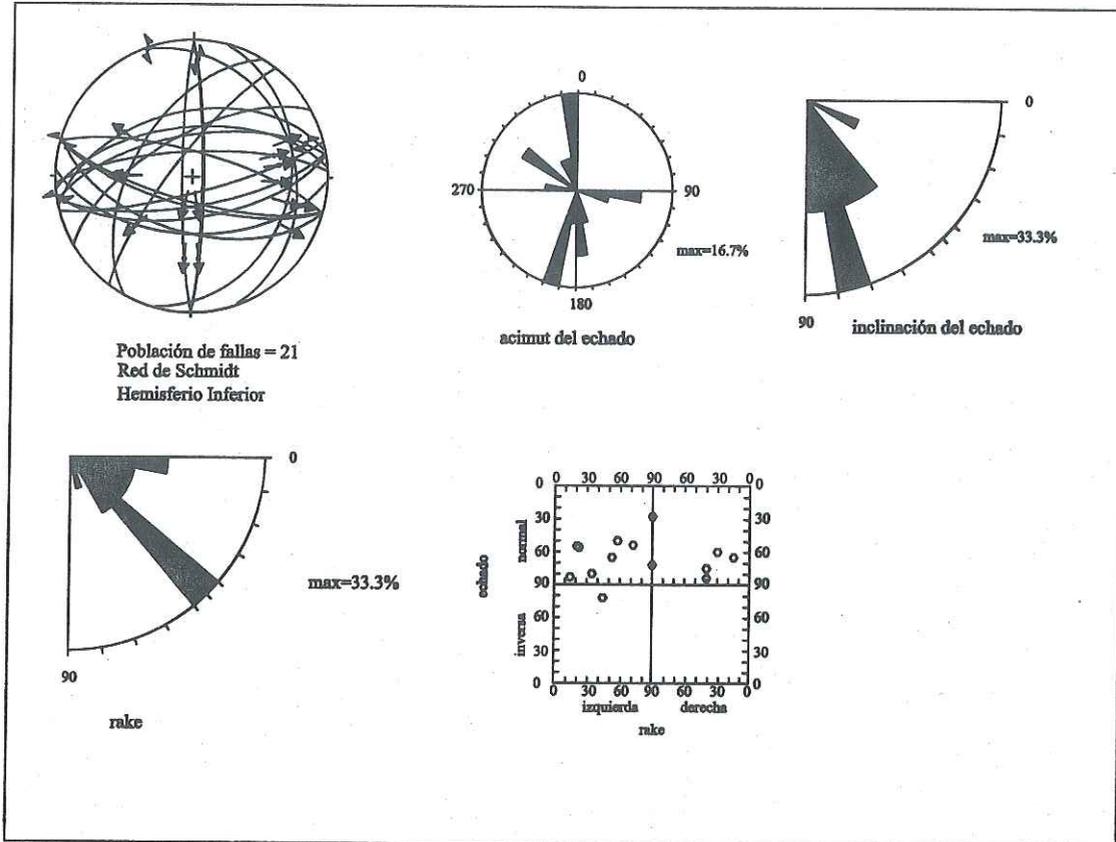
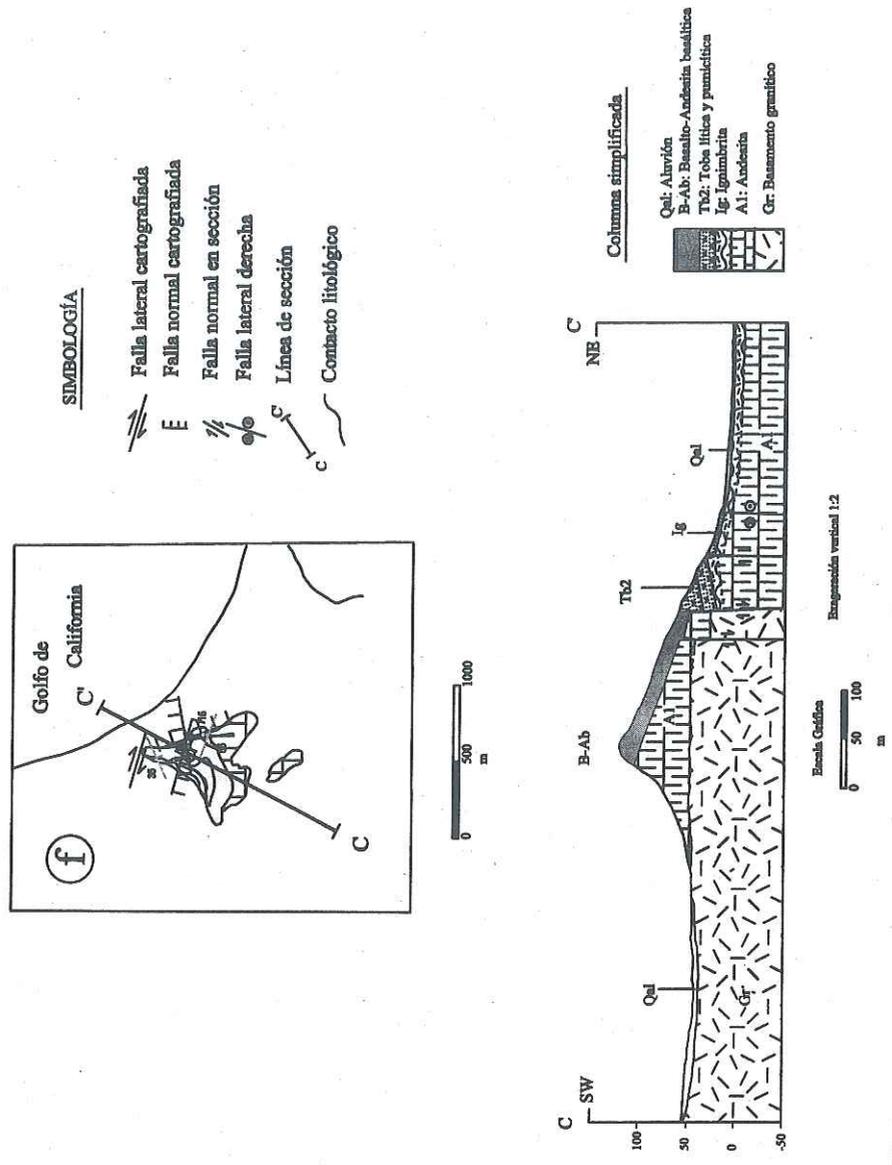


Fig. 24. Geometría de las fallas de Punta Las Animas (Fig. 2 área b). Las fallas cortan las unidades de toba e ignimbrita. En la parte superior se muestran el estereograma de las fallas, el acimut del echado y la inclinación del echado; en la parte inferior, la variación del rake y el sentido del desplazamiento de acuerdo con el criterio de Angelier (1984). Las cuatro primeras gráficas se construyeron con el Programa Sperner (Sperner et al., 1993) utilizando una red de Smichdt con proyección en el hemisferio inferior. La abreviatura max significa el máximo porcentaje de fallas.

PUNTA LAS ÁNIMAS



g) Cañada Grande

En la Cañada Grande (Fig. 2, área g) se midieron 12 fallas con estrías que cortan a toda la secuencia volcánica y sedimentaria que descansa sobre el basamento granítico. La orientación dominante del conjunto de fallas se encuentra entre N 60°E y N70°E (Fig. 2.g) que, al igual que en las dos áreas anteriores, no tienen correlación con los lineamientos de la Fig. 2.V. La mayoría de fallas tienen echados alrededor de los 70° con buzamiento hacia el SE. El *rake* de la mayoría de las estrías se encuentra entre 70° y 60°, aunque son comunes en 45° y 90° (Fig. 26). Sólo se observó una falla de desplazamiento lateral derecha orientada hacia el NW, paralelas a las documentadas en el norte de la Sierra (Escalona-Alcázar y Delgado-Argote, 2000). En la Fig. 26 se observa que las fallas son predominantemente normales con desplazamiento oblicuo tanto izquierdo como derecho.

La sección geológica E-E' de la Fig. 27 de la Cañada Grande, muestra a la andesita en contacto con el granito por una falla normal vertical inclinada al este. Se observa que la secuencia de areniscas y basalto-Andesita basáltica está basculada 40°E. En la Cañada Grande una falla normal N65°E que buza al oriente y tiene desplazamiento lateral derecho, pone en contacto a un derrame de basalto, posiblemente del Mioceno tardío con el basamento de granito (Fig. 27, sección E-E'), por lo que se interpreta que el fallamiento en la Cañada Grande fue activo después de ese periodo.

Cañada Grande

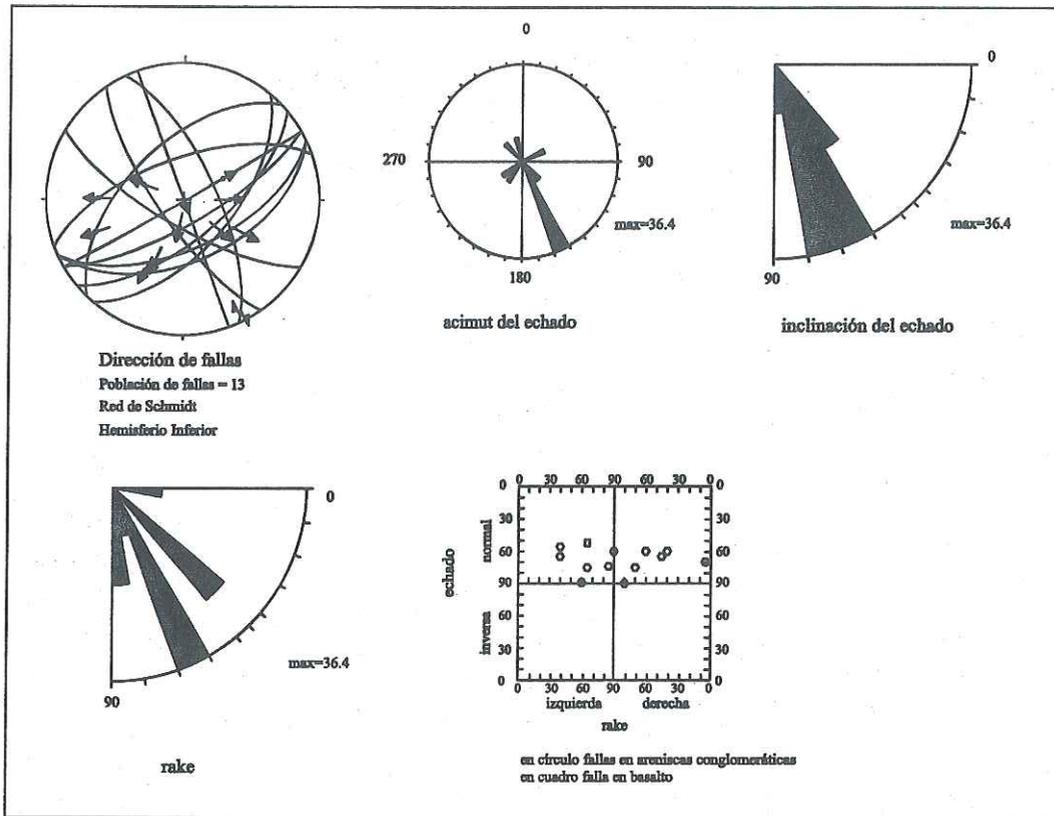


Fig. 26. Geometría de las fallas de Cañada Grande (Fig. 2 área g). Las fallas cortan a las unidades de arenisca y conglomerado y a un derrame de basalto. En la parte superior se muestran el estereograma de las fallas, el acimut del echado y la inclinación del echado; en la parte inferior, la variación del rake y el sentido del desplazamiento de acuerdo con el criterio de Angelier (1984). Las cuatro primeras gráficas se construyeron con el Programa Sperner (Sperner et al., 1993) utilizando una red de Smichdt con proyección en el hemisferio inferior. La abreviatura max significa el máximo porcentaje de fallas.

CAÑADA GRANDE

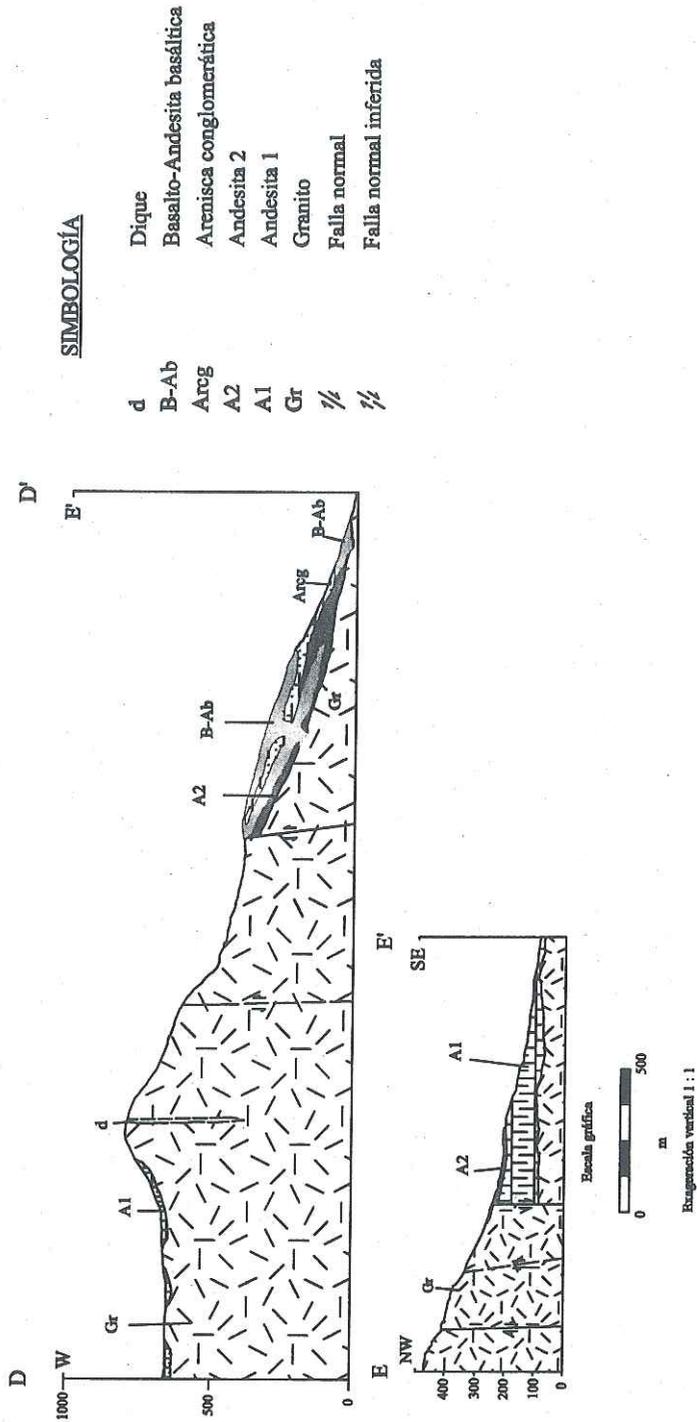


Fig. 27. Secciones geológicas del área Cañada Grande (Fig.2 área g). Las líneas de sección se muestran en el mapa geológico de la Fig. 2.

IV. DISCUSIÓN

La región de Bahía Las Ánimas es una aparente cuenca estructural bordeada por las sierras Las Ánimas al occidente y Agua de Soda al Oriente. Los límites hacia el sur están pobremente definidos morfológicamente, mientras que hacia el norte, los límites estructurales están directamente relacionados con el sistema transforme San Andrés-Golfo de California (zonas de falla Ballenas y San Lorenzo). Esta última frontera es muy importante para la interpretación paleogeográfica del área de estudio ya que, de acuerdo con la paleoposición del Golfo de California antes de 1 o 2 Ma, el Archipiélago San Lorenzo se encontraba frente a la costa de Bahía Las Ánimas (Delgado-Argote, 2000).

Tanto en la región de Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999) como en la porción sur y suroeste de Bahía Las Ánimas, existen evidencias de derrames andesíticos que descansan sobre el basamento granítico. Según lo indica el fechamiento de fragmentos de andesita en conglomerados del sur de la Bahía Las Ánimas (Gastil *et al.*, 1979) y de derrames que sobreyacen al basamento en Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote, 2000), esa actividad volcánica es la más antigua en la región. A estas manifestaciones volcánicas les sobreyace a su vez, principalmente en la región del Cerro Las Venecas, una secuencia de depósitos piroclásticos y lahares que indican la existencia de estratovolcanes, posiblemente responsables, incluso, de los depósitos de algunos sectores del sur de la Sierra Las Flores, en Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote, 2000). La interstratificación de conglomerados y areniscas con estos depósitos sugieren que el

ambiente era continental con cuerpos lagunares en climas áridos o semiáridos según lo indica la presencia de grietas de desecación en algunos horizontes de areniscas.

Aunque la correlación estratigráfica es difícil en el área de estudio debido a la poca continuidad de las unidades litoestratigráficas, aparentemente este ambiente continental es continuo desde la Sierra Los Paredones hasta por lo menos hasta la región del Tronco San Pedro, el que se interpreta como la parte central de un estratovolcán intensamente erosionado del cual también derivaron importantes cuerpos de lahares y cuyos productos explosivos de tobas se localizan incluso en Bahía de los Ángeles y parte de la porción oriental de la Sierra Las Ánimas. El Tronco San Pedro es la estructura volcánica más importante de la región y su influencia alcanza incluso los cerros de composición dacítica localizados hasta a 2 km al oriente, cerca de las faldas de la Sierra Agua de Soda. Al igual que la región del Cerro Las Venecas, en los alrededores del Tronco San Pedro los depósitos piroclásticos y epiclásticos descansan sobre andesita, que se considera que es la unidad volcánica más antigua en este sector y que posiblemente descansa también sobre el basamento granítico. La edad más probable para el inicio de la actividad de este volcán es a finales del Mioceno temprano (edad de la andesita en otras regiones) y en vista de que las rocas tobáceas de las sierras Las Ánimas y Las Flores son de principios del Mioceno medio (Delgado-Argote *et al.*, 2000), la actividad explosiva debe ser de ese tiempo.

Otros depósitos piroclásticos con interestratificaciones de areniscas de posible asociación marina son difíciles de ubicar cronológicamente. Entre éstos se encuentran las secuencias descritas entre el Tronco San Pedro y la Cañada Grande en el oriente de la

Sierra Las Ánimas. La incertidumbre principal se debe a que los sedimentos, aunque carecen de fauna fósil, parecen ser marinos por su madurez y los posibles depósitos sedimentarios marinos más antiguos reportados cerca de esta zona se ubican entre los ca. 8 Ma en Punta El Soldado (Delgado-Argote, 2000) y ca. 5 Ma en la Isla San Lorenzo (Escalona-Alcázar *et al.*, 2000) (Fig. 1 y Tabla VIII). Dada la aparentemente escasa distribución de esta actividad volcánica asociada con sedimentos marinos, se infiere que otros centros volcánicos menores al del Volcán San Pedro debieron existir entre la Isla San Lorenzo y la Sierra Las Ánimas. Uno de estos centros sería el volcán de más de 100 m de altura descrito en la Cañada Juvenal del cual, incluso, pudieron derivar las ignimbritas de Punta Las Ánimas. De acuerdo con lo anterior, el paleoambiente de la región del oriente de la Sierra Las Ánimas estaría definido por una serie de pequeñas cuencas entre volcanes y los principales elementos morfológicamente positivos de las sierras Las Ánimas y Agua de Soda. El alcance de las aguas marinas hacia el interior de la Cuenca de Bahía Las Ánimas no debió extenderse más al sur que el conjunto del Volcán San Pedro y los cerros de dacita que se localizan al oriente de éste pues debieron formar también una barrera topográfica.

Regionalmente, la actividad volcánica más joven reportada entre la Isla Ángel de la Guarda y la cuenca de Bahía Las Ánimas se localiza en las islas Ángel de la Guarda (Delgado-Argote, 2000), San Esteban (Desonie, 1992) y San Lorenzo (Escalona-Alcázar *et al.*, 2000), todas ellas del Mioceno tardío- Plioceno temprano (ca. 3-8 Ma) (Tabla VII), por lo que se infiere que la actividad volcánica más reciente en el área de estudio debe estar restringida a ese periodo.

De acuerdo con las relaciones estratigráficas y localización de las rocas volcánicas, así como de los resultados del análisis geoquímico de elementos mayores y traza, se reconocen tres series, las cuales a su vez pueden separarse en dos grupos. El primer grupo está formado por las series I (zona de San Pedro) y II (zona del Cerro Venecas-Valle Camino Viejo) formadas por dacitas, andesitas y andesitas basálticas. Todas son calcialcalinas con K medio. Se infiere que el conjunto pudo haber derivado de magmas de composición basáltica diferenciadas por mecanismos de cristalización fraccionada. El segundo grupo está formado por traquiandesitas basálticas de la serie III de la región del Valle Las Ánimas. Todas las rocas de la serie III son calcialcalinas que grafican cerca de la frontera del campo alcalino y se diferencian del primer grupo por ser de K alto.

Todas las muestras, de todas las áreas, grafican en el campo de las rocas volcánicas calcialcalinas de arco y muestran notables similitudes, sobre todo en los patrones de distribución de los elementos traza, con las rocas de San Luis Gonzaga (Martín *et al.*, 2000) y de Bahía de los Ángeles-Isla Ángel de la Guarda (Delgado-Argote, 2000).

La mayoría de los lineamientos en el Cerro Las Venecas se orientan N21°W y la mayor abundancia de fallas medidas se orientan al NNW. El fallamiento dominante de esta zona es normal aunque están presentes algunas fallas de desplazamiento lateral de las cuales las de movimiento derecho son más abundantes. El mismo tipo de fallamiento normal se ha encontrado en las sierras La Libertad y Las Flores en el área de Bahía de los Ángeles. Al occidente del Cerro Las Venecas se identificó una falla importante que desplaza a la unidad de andesita con un salto de más de 100 m. Se interpreta que esta falla

TABLA DE CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA
 modificada de Escalona-Alcázar (1999)

Tipo de volcanismo	Área	Fuente de información							
		Isla Ángel de la Guarda	Bahía de los Ángeles	Bahía Las Ánimas	Margen NE de la Sierra las Ánimas	Isla Tiburón	Isla San Esteban	Islas San Lorenzo y Las Ánimas	
		(Gastil et al., 1975; Escalona Alcázar, 1996; Escalona Alcázar y Delgado Argote, 1998; Delgado Argote, 1999)	(Delgado Argote, 1999; Delgado Argote y García Abdealem, 1999)	Este trabajo	(Delgado-Argote, 2000)	(Gastil y Krummenacher, 1977; Gastil et al., 1979)	(Desonic, 1992)	(Escalona Alcázar, 1999)	
Arco Magmático	Volcanismo sinrift	Edad (Ma)							
		1.6							
		Plioceno superior	3.4 ± 0.2 Tobas riolíticas					Tobas y sedimentos marinos 2.77±0.05	
		Plioceno inferior	5.3 Depósitos sedimentarios marinos		Traquiandesita basáltica			Lavas dacíticas y sillas	3.8±0.3 Derrames andesíticos y tobas
		Terrazas marinas							5±1 Secuencia sedimentaria marina
		Depósitos piroclásticos septentrionales			Andesita y depósitos piroclásticos	Conglomerados y coquimas	7.0±0.3 Conglomerado marino		
		Derrames de basalto			Dacita-andesita de crecimiento dómico	Derrames andesíticos y tobas	9.9±1.3 Dacitas y riolitas		
		Depósitos piroclásticos masivos	11.2 Depósitos piroclásticos fosilíferos		Basalto y andesita		10.9±2.3 Andesitas y riolitas		
		Depósitos piroclásticos meridionales	12.1±0.1 Lahares	Basalto y andesita basáltica	Lahares Tobas y flujos piroclásticos		12.9±0.4 Conglomerados marinos		
		Lahares	14.0±0.1 Derrames andesíticos	Tobas silíceas	Derrames de andesita y dacita		interestratificados con flujos de detritos volcánicos		
16.6 y sedimentos fosilíferos asociados	17.7±0.6								
18.8±1.0	Depósitos fluviales Lahares	Basalto y carbonatos reemplazados							
inferior		Derrames andesíticos	Derrames andesíticos		Lavas dacíticas y andesíticas				
23.7									

debe de ser contemporánea a la de la Sierra La Libertad. El fallamiento normal dominante del Cerro Las Venecas produjo un escalonamiento y basculamiento hacia el occidente de las unidades piroclásticas, epiclásticas y sedimentarias. Las fallas que se localizan en la boca de la Cañada Las Venecas deben de estar asociadas a la deformación extensional y ser contemporáneas al emplazamiento de diques de Sierra Las Flores ya que se identificaron fallas paralelas a los diques de andesita y basalto encontrados en la boca de la cañada. Algunos de los lineamientos del Valle Camino Viejo se interpretaron como fallas normales orientadas al NW, NE y WNW. Los lineamientos NW y NE continúan hacia el norte en la margen oriental de la Sierra Las Ánimas. En el Valle Camino Viejo este grupo de lineamientos corta a las unidades de andesita, aglutinados y conglomerados y alcanzan al basamento. El arreglo de las fallas interpretadas y medidas, definen en el Valle Camino Viejo una cuenca estructural orientada al NW. Los planos medidos en la falla del oriente del valle tienen una inclinación persistente de $80^{\circ}W$ y movimiento del bloque de techo con componente lateral derecha, consistente con el fallamiento lateral izquierdo de la Cañada Cuervos. El sentido de fallamiento de este conjunto de fallas indica que la parte central del valle tiene un movimiento relativo hacia el NW. En el Valle San Pedro los lineamientos que afectan al conglomerado están muy bien definidos, sobre todo los que tienen una orientación N-S. Es importante notar que la orientación N-S de esta parte central del valle de Bahía Las Ánimas contrasta con las orientaciones hacia el NW observadas en la zona sur del mismo valle. Se infiere de lo anterior que o bien esta zona no está influenciada por estructuras del basamento granítico, o son estructuras más jóvenes que afectan principalmente a la parte central de la cuenca de Bahía Las Ánimas. En el Valle San Pedro

se midieron fallas normales orientadas E-W y una falla importante orientada N-S de componente lateral izquierda que están expuestas al oriente del Tronco San Pedro donde la deformación está mejor expuesta. Las relaciones de contacto entre las masas dacíticas relacionadas al Tronco San Pedro y el basamento granítico son de emplazamiento vertical.

Los lineamientos al este de la Sierra Las Ánimas son casi continuos a lo largo de la sierra, forman dos grupos con orientaciones NW y NE de los cuales los de orientación NW son más abundantes. Algunos se interpretan como fallas normales que afectan al basamento granítico. Al sur de la sierra los lineamientos al NE son los más abundantes y delimitan a las rocas volcánicas.

En la Cañada Víctor los lineamientos y las fallas cartografiadas tienen una orientación preferencial al NE. El fallamiento normal se orienta al NE mientras que el fallamiento lateral tanto como derecho como izquierdo se orienta hacia el NW. Ambas fallas cortan al basamento granítico y a los depósitos de tobas y areniscas. El desplazamiento lateral izquierdo sugiere que el bloque del lado del valle se movió hacia el norte. Se interpreta que este fallamiento de rumbo es similar al reportado en el occidente de la Sierra Las Ánimas, en el interior de la Bahía de los Ángeles (Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999).

En la Cañada Juvenal las fallas cortan a la unidad de andesita. La orientación del conjunto dominante es NNE y no refleja la distribución de lineamientos del oriente de la Sierra Las Ánimas. El fallamiento es normal y de rumbo ambos con componente de desplazamiento izquierdo y derecho que definen una angosta zona de cizalla. En esta zona

se interpreta que posterior al fallamiento ocurrió el emplazamiento de un dique vitrofírico orientado NE. En Punta Las Ánimas la orientación del fallamiento es casi E-W, claramente distinta a las orientaciones de los lineamientos al oriente de la Sierra Las Ánimas. Las fallas cortan a las unidades piroclásticas de tobas, brechas e ignimbritas. En este lugar se identificaron fallas normales con desplazamiento lateral izquierdo y fallas de rumbo con desplazamiento izquierdo y derecho. El fallamiento normal provocó el basculamiento de las unidades al SW. Debido a la intensidad de fallamiento de rumbo, se infiere que esta zona puede representar un bloque con rotación importante, como el descrito hacia el norte de esta zona (Escalona-Alcázar y Delgado-Argote, 2000). El fallamiento medido en la Cañada Grande como en la Cañada Juvenal y Punta Las Ánimas, no tiene correlación alguna con los lineamientos al este de la Sierra Las Ánimas. Aquí las fallas cortan a toda la secuencia volcánica y sedimentaria que descansa sobre el basamento granítico, la orientación dominante es hacia el NE y son fallas normales con desplazamiento oblicuo tanto izquierdo como derecho. El fallamiento normal provocó el basculamiento hacia el este de la secuencia de areniscas y basalto-andesita y pone en contacto por falla a los derrames de andesita y basalto con el basamento granítico. Un ejemplo es el de una falla normal N65°E que buza al oriente y tiene desplazamiento lateral derecho que pone en contacto a un derrame de basalto, posiblemente del Mioceno tardío con el basamento granítico, con lo que se demuestra que el fallamiento en la Cañada Grande fue activo después de ese periodo.

V. CONCLUSIONES

Con base en el estudio estratigráfico, geoquímico y de la geometría del fallamiento en la región de Bahía Las Ánimas se pudo concluir lo siguiente:

1. La actividad volcánica fue intensa durante el Mioceno y Plioceno lográndose identificar la presencia de estratovolcanes como el Volcán San Pedro, cuyos productos explosivos de tobas y lahares están depositados en Bahía de los Ángeles y parte de la porción oriental de la Sierra Las Ánimas. El volcán asociado con los depósitos del Cerro Las Venecas es probable que se localice al W o sur de esta zona. La edad más probable para el inicio de la actividad del volcanismo es el Mioceno temprano que es la edad de la andesita que descansa sobre el basamento granítico en la porción sur y suroeste de Bahía Las Ánimas y en la región de Bahía de los Ángeles. Se propone al volcán descrito en la Cañada Juvenal como un centro eruptivo del cual pudieron derivar las ignimbritas de Punta Las Ánimas y posiblemente algunos de los depósitos piroclásticos de la Isla San Lorenzo.
2. La actividad volcánica más reciente en el área de estudio es probable que sea del Plioceno temprano y está representada por lavas que extrudieron a través de fisuras orientadas N-S que se encuentran al NE del Valle Las Ánimas. Este volcanismo es correlacionable con los basaltos de la Isla San Lorenzo fechadas en ca. 5 Ma (Escalona-Alcázar, et. al., 2000) que también se emplazaron a lo largo de fisuras.

3. El paleoambiente de la región del oriente de la Sierra Las Ánimas está definido por una serie de pequeñas cuencas entre volcanes y los principales elementos morfológicamente positivos de las sierras Las Ánimas y Agua de Soda. El alcance de las aguas marinas hacia el interior de la Cuenca de Bahía Las Ánimas no debió extenderse más al sur que el conjunto del Volcán San Pedro y los cerros de dacita que se localizan al oriente de éste pues debieron formar también una barrera topográfica.
4. Los derrames dacíticos, andesíticos y de andesitas basálticas del Valle San Pedro y NW del Cerro Las Venecas se derivan de magmas de composición basáltica diferenciados por mecanismos de cristalización fraccionada. La composición de los derrames del oriente del Valle Las Ánimas es traquiandesita basáltica con K alto y también provienen de magmas basálticos. Todo el conjunto de rocas volcánicas es de composición calcialcalina de arco; muestran notables similitudes en los patrones de distribución de los elementos traza con las rocas de San Luis Gonzaga y de Bahía de los Ángeles-Isla Ángel de la Guarda.
5. La deformación más antigua se registra al occidente del Cerro Las Venecas donde las fallas son la continuación hacia el sur del fallamiento de las sierras La Libertad. Al suroriente de la Sierra Las Ánimas se formaron valles estructurales siguiendo la orientación del fallamiento NE y NW de la sierra. El estilo de deformación de la Sierra Las Ánimas es notablemente distinto al del Valle San Pedro y Las Ánimas. En ambos valles los lineamientos estructurales son predominantemente N-S mientras que en la Sierra Las Ánimas se orientan hacia el NE y NW; en los valles las fallas presentan bloques

caídos hacia el interior de la cuenca. La deformación más reciente se registra en la zona costera, al NW de la bahía donde se encuentran bloques rotados y fallas laterales que reactivaron estructuras más antiguas. La frontera estructural en Agua de Soda no es clara.

LITERATURA CITADA

- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*. 89(B7): p. 5835-5848.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 8: p. 523-548.
- Barillas-Cruz, E.M., 1995. Estratigrafía volcánica y de deformación neogénica en la Sierra Las Animas, Baja California. Tesis de Ingeniero Geólogo. Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León, 47 pp.
- Batiza, R. and White, J.D.L., 2000. Submarine lavas and hyaloclastite. En: H. Sigurdsson (Ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press. San Diego, CA, USA, p. 361-381.
- Bohannon, R.G. and Parsons, T., 1995. Tectonic implications of post-30 Ma Pacific and North American relative plate motions. *Geological Society of America Bulletin*. 107(8): p. 937-959.
- Campbell, M. and Crocker, J., 1993. Geology west of the Canal de Las Ballenas, Baja California, Mexico. En: R.G. Gastil and R.H. Miller (Eds.). *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*. Geological Society of America Special Paper, 279, p. 61-76.

- Clarke, D., 1993. NewPet for DOS. Memorial University of Newfoundland. Department of Earth Sciences, Centre for Earth Resources Research.
- Deer, W.A, Howie, R.A and Zussman, J., 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Longman Scientific and Technical. Second Edition. England, 696 pp.
- Delgado-Argote, L.A. 2000. Evolución Tectónica y Magmatismo Neógeno de la margen oriental de Baja California central. Tesis de Doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Delgado-Argote, L.A and García-Abdeslem, J., 1999. Shallow Miocene basaltic magma reservoirs in the Bahía de Los Angeles basin, Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. (88)1: p. 29-46.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., and Perrilliat, M.C., 2000 (en prensa). Geologic Reconnaissance of Bahía de los Angeles, Baja California, Central Gulf of California, *in* H. Delgado, G. Aguirre and J. Stock, editors, *Cenozoic Tectonics and Volcanism of México*, Geological Society of America Special Paper 334.
- Delgado-Argote, L.A, Castrejón-González, I., Escalona-Alcázar, F., y Mendoza-Burunda R., 1997. Reconocimiento estructural y litológico de la margen occidental de la Isla Angel de la Guarda e interpretación fotogeológica. *Geos Boletín*. 15(2): p. 105.
- Escalona-Alcázar, F.J. 1999. Reconocimiento Geológico de las islas San Lorenzo y Las Ánimas y la margen nororiental de La Sierra Las Ánimas, Baja California central.

Tesis de Maestría. División de Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, 109 pp.

Escalona-Alcázar, F.J. y Delgado-Argote, L.A., 2000. Estudio de deformación en las islas San Lorenzo y Las Ánimas, Golfo de California: implicaciones sobre su desplazamiento como bloque rígido desde el Plioceno tardío, *Geos Boletín*. (20)1: p. 8-20.

Escalona-Alcázar, F.J. y Delgado-Argote, L.A., 1998. Descripción estratigráfica de la zona El Paladar y litología de la Isla Ángel de la Guarda, Golfo de California. *Geos Boletín*. 18(3): p. 197-205.

Escalona-Alcázar, F.J., Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M. and Rendón-Márquez, G., 2000, Evidences for Late Miocene marine incursions and volcanism in the San Lorenzo Arcipelago, Gulf of California, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* (sometido)

Fabriol, H., L.A. Delgado-Argote, J.J. Dañobeita, D. Córdoba, A. González, J. García-Abdeslem, R. Bartolomé, B. Martín-Atienza and Frías-Camacho, V., 1999. Backscattering and geophysical features of volcanic ridges offshore Santa Rosalía, Baja California Sur, Gulf of California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 93: p. 75-92.

Fisher, R.V. and Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag. Germany, 472 pp.

-
- Gastil, R.G., Morgan, G. and Krummenacher, D., 1981. The tectonic history of Peninsular California and adjacent Mexico. En: W.G. Ernst (ed). The geotectonic development of California. Prentice Hall, Inc, New Jersey, p. 76-89.
- Gastil, R.G., Krummenacher, D. and Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. Geological Society of America Bulletin 90: p. 839-857.
- Gastil, R.G., Phillips R.F. and Allison, E.C., 1975. Reconnaissance geology of state of Baja California. Geological Society of America Memoir (174): 170 pp.
- Henry, C.D., 1989. Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California. Geological. Society of America Bulletin 101: p. 1147-1156.
- Herrera-Recinos, J.R., 1985. Análisis Estructural e historia geológica del oriente de la Sierra Las Ánimas, Bahía Las Ánimas, Baja California. Tesis de Ingeniero Geólogo. Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León, 41 pp.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.H., Ford, R.L., Pickle, J.P. and Sares, S.W., 1984. The effect of grain size on detrital modes: A test of the Gazzi-Dickinson point counting method. Journal of Sedimentary Petrology. 54(1): p. 89-98.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1977. Carta Geológica de Bahía Los Ángeles H12C52 (escala 1:50,000). Aguascalientes, Aguascalientes, México.

-
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1977. Carta Geológica de Los Paredones H12C62 (escala 1:50,000). Aguascalientes, Aguascalientes, México.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática. 1983. Carta Geológica Isla San Esteban H12-10 (escala 1: 250,000). Aguascalientes, México.
- Karig, D.E and Jensky W., 1972. The proto-Gulf of California. *Earth and Planetary Science Letters*. 17: p. 169-174.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., and Zaneltin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*. 27(3): p 745-750.
- Le Maitre, R.W (Ed). 1989. A clasification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell. Oxford, 193 pp.
- Lonsdale, P., 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of Peninsular California. En: J.P. Dauphin and B.R. Simoneit (Eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 47, p. 87-125.
- Lonsdale, P., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. En: E.L Winterer, D.M. Hussong, and R.W. Decker (Eds.). *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*. Geological Society of America. *The Geology of North America*, p. 499-521.

-
- Lozano-Santa Cruz Rufino, Verma P. Surendra, Girón Patricia, Velasco Fernando, Moran-Zenteno Dante, Viera Federico, Chávez Gabriel., 1995. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos mayores en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*. 1(1): p. 203-208
- Mackenzie, W.S., Donaldson, C. H. and Guilford, C., 1991. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman Group Limited. England, 148 pp.
- Martín, A., Fletcher, J.M., López-Martínez, M, and Mendoza-Burunda, R., 2000. Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: the San Luis Gonzaga volcanic field. *Tectonophysics*. 318(1-4): p. 27-51.
- Martín-Barajas, A., Stock, J.M, Layer, P., Hausback, B., Renne, P., López-Martínez, M., 1995. Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*. 107 (4): p. 407-424.
- Middlemost, E.A., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*. 77: p. 19-26
- Paz-López, S., 2000. *Procesamiento e interpretación de datos sísmicos y gravimétricos en el norte del Golfo de California*. Tesis de Maestría. División de Ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, 134 pp.

-
- Rendón Márquez, G. 1995. Técnicas Petrográficas para el estudio de rocas y sedimentos en el laboratorio de Petrología del CICESE. Informe Técnico. Comunicaciones Académicas, Serie Geología. CICESE 33 pp.
- Rollinson H. R., 1993. Using geochemical data: evaluation presentation, interpretation. Longman Group. UK Ltd, 352 pp.
- Sawlan, M.G., 1991. Magmatic evolution of the Gulf of California rift. En: J.P., Dauphin and B.R, Simoneit (Eds.). The Gulf and Peninsular Province of the Californias. America Assosiation of Petroleum Geologists Memoir, 47, p. 301-369.
- Sperner, B., Ratschbacher, L. and Ott, R.,1993. Fault-Striae Analysis: A Turbo Pascal Program Package for Graphical presentation and reduced atress tensor calculation. Computers and Geoscience. 19(9): p. 1361-1388.
- Stock, J. and Hodges, K.V., 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. Tectonics. 8: p. 99-115.
- Vallance, J. W. 2000. Lahars. En: H. Sigurdsson (Ed.). Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego, CA, USA, p. 601-626.
- Verma, S. P., L. I. Navarro De León. 1993. Norma CIPW: Nuevo Programa de Cómputo. Instituto de Geofísica, UNAM, p. 117-119.

Verma, S.P., Lozano-Santa Cruz R., Girón-García P., Velasco F., 1996. Calibración preliminar de fluorescencia de rayos-X para análisis cuantitativo de elementos traza en rocas ígneas. *Actas INAGEQ*. 2(1): p. 237-242.

Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Chapman and Hall. London. UK. 466 pp.

ANEXO

I PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS
NEOGÉNICAS DEL ÁREA DE BAHIA LAS ÁNIMAS

II TABLA AII

III TABLA AIII

PETROGRAFÍA DE LAS ROCAS VOLCÁNICAS DEL ÁREA DE BAHIA LAS ÁNIMAS

En este anexo se presenta la descripción petrográfica de las rocas que se colectaron en Bahía Las Ánimas para la construcción de la estratigrafía. Las descripciones están en orden de acuerdo al número con el que se identifican en el mapa geológico, se agrupan de norte a sur y en el valle San Pedro de oeste a este. Cada muestra tiene la clave de campo y entre paréntesis se indican las coordenadas UTM obtenidas con GPS portátil, seguido del área de muestreo. Se incluye la clasificación de campo y el análisis modal de cada una excepto para aquellas tobas de ceniza de grano grueso y para aquellas rocas en las que fue imposible identificar con precisión el contenido mineralógico, en cuyo caso se reporta el porcentaje relativo aproximado. Las tablas de conteo de puntos (605) indican en el primer renglón el mineral identificado, seguido por los renglones del conteo de puntos para cinco áreas representativas de la lámina delgada (121 puntos por área) y el total para cada mineral. El último renglón indica el porcentaje modal. A la derecha de las tablas se presenta la clasificación con base en el análisis modal petrográfico y la clasificación TAS para las muestras que se analizaron con FRX. El significado de las abreviaturas en las tablas, en orden alfabético, son las siguientes: Aug=augita, Biot=biotita, Cpx=clinopiroxeno, Fk=feldespato potásico, Hb=hornblenda, M=matriz, Ol=olivino, Opx=ortopiroxeno, Ox=óxidos, Plg=plagioclasa, Px=piroxeno, Q=cuarzo, Anf=anfíbol, Vs=vesículas. En el conteo se eliminaron los xenolitos y xenocristales. Los cristales considerados en la matriz corresponden a microfenocristales cuyo diámetro, de acuerdo al criterio de MacKenzie et. al. (1982) oscila entre 0.05 y 0.5 mm. Para las rocas piroclásticas en las que se realizó el conteo, se muestra una tabla construida con el anterior criterio. En el primer renglón se indican las siglas de los principales componentes de cristales, líticos, vidrio y matriz cuyo significado es el siguiente: L=lílicos, C=cristales, V=vidrio(pómez), M=matriz.

CERRO LAS VENECAS

1.MUESTRA XI-1-98 (262427 / 3172542) - Cerro Las Venecas

Clasificación de Campo: Forma un pequeño derrame de dacita porfírica.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales principalmente de oligoclasa que miden de 0.8 mm a 2 mm. En algunos cristales se llegan a observar inclusiones de circón y apatito. Es evidente la presencia de clorita y arcillas en las fracturas de algunos cristales. Forman cristales euhedrales y anhedrales. Los cristales zoneados son comunes. Muestran intercrecimiento de ortopiroxeno e inclusiones magmáticas. Algunos fenocristales contienen intercrecimiento paralelos de muscovita.

Hornblenda: Cristales subhedrales de 0.8 mm a 1.5 mm, algunos de ellos están oxidados.

Biotita: Cristales subhedrales de 0.2 a 0.8 mm, no se encuentran alterados como los anfíboles.

Oxidos: cristales euhedrales y anhedrales hasta de 0.2 mm. Están ampliamente distribuidos en la matriz como magnetita.

Matriz: La matriz es hialofírica recristalizada. El vidrio recristalizado forma cristalitas de plagioclasa .

Textura: Porfírica hialofírica.

Plg	Hb	Biot	Ox	M	
53	0	39	0	29	
0	0	37	0	84	
24	0	0	0	97	
71	0	1	0	49	
0	10	70	41	0	
148	10	147	41	259	= 605
24.46	1.65	24.30	6.77	42.81	=100%

MUESTRA XI-1-98
Clasificación TAS:
Dacita

2. MUESTRA XI-2-98 (262427 / 3172542) - Cerro Las Venecas

Clasificación de Campo: Basalto de olivino.

Observaciones: La roca forma un dique de dirección 324 y espesor promedio de 1m. Tiene estrías que indican la dirección de flujo. Corta a un cuerpo de dacita.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales de andesina y labradorita de 0.6 mm euhedrales y subhedrales comúnmente zonados. La plagioclasa que predomina la labradorita, algunos cristales forman arreglos intersetales con cristales de piroxeno. También se encuentra como microfenocristales en la matriz orientados en la dirección de flujo. Usualmente se encuentran en agregados glomerofíricos con olivino y augita y muestran absorción parcial de magma.

augita: Cristales euhedrales y anhedrales hasta de 0.4 mm, algunos están totalmente cloritizados. Aparecen junto a fenocristales de plagioclasa formando agregados glomerofíricos y como microlitos en la matriz de vidrio desvitrificado.

Olivino: Los cristales son principalmente anhedrales hasta de 0.9 mm. Todos los fenocristales son pseudomorfos que han sido alterados totalmente a serpentina y muestran bordes de absorción parcial, son abundantes la inclusiones de óxidos.

Oxidos: Son cristales anhedrales formados durante la alteración del olivino y piroxeno por lo tanto, se presentan como inclusiones en los minerales ferromagnesianos. Están ampliamente distribuidos en la matriz y como precipitados a lo largo de una fractura.

Ortopiroxeno: Escasos fenocristales anhedrales totalmente alterados hasta de 0.4 mm.

Matriz: Es afanítica hipocristalina. Está compuesta por microfenocristales de plagioclasa y vidrio desvitrificado.

Textura: hipocristalina traquítica.

Plg	Aug	Oi	Opx	M	
7	2	23	2	87	
1	11	16	0	93	
9	1	39	0	81	
4	6	0	3	103	
0	0	12	0	105	
21	20	90	5	469	= 605
3.47	3.30	14.87	0.82	77.52	=100%

MUESTRA XI-2-98
Clasificación modal:
Basalto de Olivino

3. MUESTRA XI-3-98 (262382 / 3172484) - Cerro Las Venecas

Clasificación de Campo: andesita basáltica.

Observaciones: Forma un pequeño cuerpo en forma de derrame, y se mezcla con cuerpos continuos de arenisca.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Forman un mosaico de cristales. Es difícil distinguir su maclado pero es común que presenten zonamiento.

Augita: Pequeños cristales euhedrales hasta de 0.2 mm.

Pigeonita: Cristales de tamaño homogéneo de 0.2 mm y forma euhedral.

Biotita: Diminutos cristales euhedrales de 0.3 mm

Olivino: Como microfenocristales y fenocristales hasta de 1.3 mm. Los fenocristales de tamaño mayor a 1 cm están iddingsitizados totalmente, cloritizados y tremolitizados.

Oxidos: Pequeños cristales euhedrales de 0.005 mm a 0.1mm. Son abundantes en la matriz y como fenocristales sustituyendo a los minerales ferromagnesianos de formación más temprana.

Matriz: Es afanítica holocristalina. Está compuesta por un mosaico de plagioclasas que en algunas partes está recrystalizada. Hay ceolita formando esferulitas y agregados cristalinos.

Textura: Seriada

Clasificación: Andesita. De acuerdo al porcentaje relativo de augita, biotita y óxidos de Fe de 20%, 70% de matriz de plagioclasa, y 10% de olivino.

Observaciones: Muestra alteración hidrotermal y mezcla de magmas.

4. MUESTRA XI-4-98 (262521 / 3172066) - Cerro Las Venecas

Clasificación de Campo: Andesita basáltica afanítica vesicular

Observaciones: Forma un dique que está en contacto con un cuerpo de arenisca. El contacto no muestra zonas de cocimiento, es un contacto paralelo y por lo tanto, se sabe que su temperatura de emplazamiento <300 °C. El centro del dique muestra alteración hidrotermal.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Microfenocristales de Oligoclasa-Andesina de 0.1mm. Son anhedrales y algunos de ellos forman la matriz desvitrificada.

Augita: Cristales subhedrales y anhedrales hasta de 0.2 mm. Son comunes como microlitos aciculares en la matriz. En el centro de algunos de ellos hay agregados cristalinos de plagioclasa que indican absorción del líquido magmático.

Hornblenda: Cristales subhedrales de 0.2 mm de forma acicular.

Oxidos: Microfenocristales euhedrales y anhedrales. Son abundantes en la matriz y algunos son el producto de la alteración de los minerales ferromagnesianos.

Matriz: Hipocristalina, criptocristalina, está compuesta de cristalitos de plagioclasa y vidrio desvitrificado. Hay vesículas con esferulitas de vidrio y rellenas de cuarzo.

Textura: Afanítica hialocristalina

Plg	Aug	Ox	M	
3	7	2	109	
0	8	6	107	
4	0	18	99	
4	3	9	105	
0	0	0	121	
11	18	35	541	= 605
2	3	6	89.42	= 100%

MUESTRA XI-4-98
Clasificación modal:
Andesita

5. MUESTRA XI-5-98 (262521 / 3172066) - Cerro Las Venecas

Clasificación de Campo: andesita

Observaciones: La roca es un clasto de conglomerado.

DESCRIPCIÓN MICROSCOPICA**Cuarzo:** Forman un mosaico de cristales, algunos están recrystalizados a fenocristales euhedrales de 0.3 mm.**Biotita:** Fenocristales no alterados de forma euhedral hasta 1.5 mm.**Anfíbol:** Fenocristales hasta de 0.5 mm. Son fragmentos fracturados de cristales euhedrales que están totalmente oxidados y cloritizados.**Oxidos:** Pequeños cristales euhedrales de 0.005 mm a 0.1mm. Son abundantes como microfenocristales de magnetita y son parte de la alteración de los minerales ferromagnesianos.**Arcillas:** Abundantes microfenocristales en forma de escama.**Matriz:** Holocristalina. Está compuesta por un mosaico de cuarzo y feldespato potásico. Está cubierta parcialmente por calcita.**Textura:** Seriada

Biot	Anf	Ox	M	
0	8	8	105	MUESTRA XI-5-98 Clasificación modal: Dacita
0	0	0	121	
0	19	5	97	
4	0	6	111	
0	0	2	119	
4	27	21	553	= 605
0.66	4.46	3.47	91.40	= 100%

6. MUESTRA XI-6-98 (262206/3172420) - Cerro Las Venecas

Clasificación de Campo: arenisca de grano medio con matriz de toba.

Observaciones: La muestra pertenece una unidad estratificada con gradación.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA**Plagioclasa:** Microfenocristales anhedrales de oligoclasa de 0.2 mm. La mayoría son fragmentos angulosos, pero algunos están redondeados.**Feldespato potásico:** Microfenocristales de ortoclasa de 0.2 mm, son subhedrales y tienen sus bordes subredondeados. Se encontró un fenocristal de sanidino de 0.2 mm.**Ortopiroxeno:** Microfenocristales anhedrales de 0.2 mm, la mayoría de estos están cloritizados.**Augita:** Microfenocristales anhedrales de 0.2 mm. forman fragmentos frescos subangulosos**Hornblenda:** Cristales subhedrales y subredondeados de 1.5 mm.**Oxidos:** Microfenocristales euhedrales de 0.2 mm posiblemente de magnetita.**Líticos:** Líticos redondeados de andesita y basalto de 0.2 mm.**Matriz:** Es de ceniza desvitrificada. La matriz está parcialmente oxidada.**Clasificación:** Toba cristalina-lítica.

Nota: Se estima que el porcentaje relativo de cristales es mayor al contenido de líticos

7. MUESTRA XI-7-98 (261930 / 3172310) - Cerro Las Venecas

Clasificación de Campo: toba lítica con matriz tobácea con fragmentos de tobas claras con biotita y hornblenda.

Observaciones: Se relaciona a un lahar caliente que contiene pipas de degasificación.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA**Líticos**

Andesita: Un fragmento contiene fenocristales euhedrales de oligoclasa y hornblenda hasta de 0.8 mm, microfenocristales subhedrales de biotita, y augita hasta de 0.4 mm. La matriz es microcristalina desvitrificada con microfenocristales de plagioclasa. Los anfíboles están totalmente oxidados y cloritizados, y la biotita está parcialmente alterada.

Andesita de hornblenda: Lítico de 1.5 cm con fenocristales de hornblenda hasta de 5 mm y microfenocristales de plagioclasa de 0.2 mm, contiene abundantes fenocristales de magnetita. Los fenocristales de hornblenda están parcialmente alterados y fracturados. Muestran inclusiones de líquido magmático. La matriz es hipocristalina, algunas partes están oxidadas y cubiertas de arcilla, la atraviesa una fractura rellena de matriz recristalizada. La textura del lítico es porfirítica.

Andesita: Lítico de 1 cm compuesto de series de plagioclasa euhedrales de 0.1 mm hasta 0.5 mm, contiene fenocristales euhedrales de hornblenda hasta de 0.8 mm, algunos microfenocristales euhedrales de sanidino y abundantes fenocristales de magnetita. La matriz es hipocristalina algunos microfenocristales están orientados en la dirección de flujo.

Matriz: De toba con cristales de oligoclasa, hornblenda, augita y feldespato potásico. Los fragmentos son angulosos de cristales subhedrales-anhedrales de 0.3 mm.

Textura: Porfirítica

Clasificación: Toba lítica

8. MUESTRA XI-8(b)-98 (261930/3172310) - Cerro Las Venecas

Clasificación de campo: toba lítica con matriz de ceniza

Observaciones: La toba subyace a la anterior unidad de lahar

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA**Plagioclasa:** son escasos fragmentos anhedrales de 0.2 mm posiblemente de andesina.**Feldespato Potásico:** Fragmentos subredondeados de 0.2 mm.**Hornblenda:** Microfenocristales de 0.15 mm y fenocristales de 1 mm. La mayoría son subhedrales y algunos tienen sus bordes redondeados.**Augita:** Fenocristales anhedrales y subhedrales hasta de 1 mm. Se encontró una augita de 1.5 mm cuyos bordes están redondeados.**Ortopiroxeno:** Fenocristales hasta de 1.5 mm, tienen forma anhedral y están redondeados. Algunos de ellos se encuentran cloritizados y oxidados parcialmente.**Líticos:** Fragmentos redondeados hasta 1 mm de andesita y toba. En el lítico se encontró un xenolito de andesita cuya matriz está totalmente cloritizada, y un fragmento redondeado de pómez.**Oxidos:** Microfenocristales euhedrales y anhedrales de 0.3 mm, algunos son fragmentos angulosos.**Matriz: De ceniza**

C	L	V	M	
13	0	0	108	MUESTRA XI-8(b)-98 Clasificación Modal: Toba cristalina
20	10	0	91	
6	0	0	115	
11	0	4	106	
5	0	0	116	
55	10	4	536	=605
9.09	1.65	0.66	88.59	=100%

9. MUESTRA 03-05-1(260814/3172382). C. Las Venecas

Clasificación de campo: Andesita.

Observaciones: Contiene fenocristales de máficos oxidados y xenolitos de basamento granítico y metamórfico.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales de oligoclasa y andesina hasta de 1.5 mm. La oligoclasa es la más abundante y comúnmente muestran zonamiento. Tienen fracturas que contienen óxidos y en algunos fenocristales cubren parcialmente su superficie.

Hornblenda: Fenocristales frescos euhedrales – subhedrales de 0.5 mm.

Biotita: Fenocristales euhedrales hasta de 1.5 mm, presentan oxidación en sus bordes.

Augita: Microfenocristales de forma subhedral, se distribuyen aleatoriamente en toda la matriz.

Ortopiroxeno: Fenocristales hasta de 0.8 mm de forma euhedral.

Oxidos: Microfenocristales euhedrales y fenocristales anhedrales de 0.5 mm. Son abundantes en la matriz y en los fenocristales.

Matriz: Afanítica criptocristalina. Contiene cristalitas de plagioclasa y vidrio que en algunas partes está desvitrificado y oxidado. Hay evidencias de alteración hidrotermal por la presencia de xenocristales de cuarzo de 0.5 mm y por la alteración de la matriz.

Xenolito: Es un fragmento subredondeado de 5 mm de esquisto de hornblenda.

Textura: Hialofírica traquítica

Plg	Hb	Aug	Ox	M	
35	11	0	3	72	
49	0	2	7	63	
32	0	6	0	83	
45	0	2	2	72	
42	0	0	5	74	
203	11	10	17	364	=605
33.55	1.82	1.65	2.81	60.17	=100%

MUESTRA 03-05-1
Clasificación Modal:
andesita

10. MUESTRA 03-05-2(260753/3172433). C. Las Venecas

Clasificación de campo: Horizonte de brecha basáltica.

Observaciones: sobreyace a la columna de rocas piroclásticas y subyace a una unidad de pómez.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales y subhedrales hasta de 1 mm de oligoclasa. Es común el zonamiento. Algunos fenocristales tienen su centro corroído y contienen inclusiones de piroxeno.

Olivino: Fenocristales euhedrales hasta de 1.8 mm, y microfenocristales de 0.05 mm. Parcial a totalmente iddingsitizados y algunos serpentinizados, son frecuentes las inclusiones de magnetita.

Augita: Cantidades subordinadas de fenocristales subhedrales y anhedrales hasta de 0.7 mm. Contienen inclusiones de ortopiroxeno y magnetita.

Hornblenda: Fenocristales euhedrales hasta de 0.8 mm. Hay sobrecrecimiento de cristales.

Biotita: Fenocristales subhedrales hasta de 0.5 mm. Es común que se encuentren como inclusión en las plagioclasas.

Oxidos: Fenocristales euhedrales de 0.1 mm de magnetita y fenocristales anhedrales. Están ampliamente distribuidos en la matriz y como inclusiones en la hornblenda.

Matriz: Afanítica hipocristalina. Contiene microfenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, vidrio y vesículas. En algunas partes el vidrio está desvitrificado formando cristalitos de plagioclasa y coronas en las vesículas.

Textura: hialofírica traquítica.

Plg	Aug	Hb	Ox	M	
33	3	0	4	81	MUESTRA 03-05-2 Clasificación Modal: Andesita de olivino y piroxeno
25	4	0	0	92	
50	5	0	0	66	
55	0	0	2	64	
42	3	9	0	67	
205	15	9	6	370	=605
33.88	2.48	1.49	0.99	61.16	=100%

11. MUESTRA 03-05-03B(259849/3172878) C. Las Venecas

Clasificación de campo: Basalto de olivino.

Observaciones: Forma un derrame en bloques.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales y microfenocristales euhedrales de andesina y labradorita. La labradorita es la plagioclasa más abundante. Los fenocristales miden hasta 0.5 mm. Algunos de los microfenocristales se orientan en la dirección de flujo.

Olivino: Fenocristales euhedrales hasta de 1.8 mm, y microfenocristales de 0.05 mm. Parcial a totalmente iddingsitizados y algunos serpentinizados, son frecuentes las inclusiones de mangnetita.

Augita: Fenocristales hasta de 0.5 mm. Contienen inclusiones de ortopiroxeno y magnetita.

Matriz: Contiene cristallitos de plagioclasa y vidrio desvitrificado. Está cubierta parcialmente de calcita. Hay vesículas alargadas hasta de 1 mm, algunas de ellas están alineadas.

Textura: traquítica hipocristalina.

Plg	OI	Aug	Ox	Vs	M	
42	0	3	0	10	66	MUESTRA 03-05-3(B) Clasificación TAS: Andesita Basáltica
27	9	3	0	16	66	
35	4	3	0	11	68	
31	6	0	0	0	84	
16	10	0	1	2	92	
151	29	9	1	39	376	
24.96	4.79	1.49	0.16	6.45	62.15	=100%

12. MUESTRA III-19-99(258947/3175386). Occidente C. Las Venecas

Clasificación de campo: Basalto de olivino.

Observaciones: Forma un derrame en bloques.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales y subhedrales de labradorita hasta de 0.4 mm. El zonamiento y el intercrecimiento con ortopiroxeno es común.

Olivino: Fenocristales euhedrales hasta de 1 mm. Están parcial a totalmente iddingsitizados y llegan a serpentinizarse en el centro y a lo largo de fracturas.

Augita: Fenocristales anhedrales hasta de 0.2 mm. Algunos microfenocristales son intergranulares.

Oxidos: Microfenocristales euhedrales y subhedrales contenidos en la matriz y como inclusiones especialmente en los olivinos.

Matriz: Compuesta principalmente de microfenocristales de plagioclasa, augita y vidrio desvitrificado. Hay vesículas alargadas hasta de 3 mm y semiesféricas hasta de 0.5 mm.

Textura: Microfírica traquítica hipocristalina.

Plg	OI	Aug	Vs	Ox	M	
21	21	5	0	0	74	MUESTRA III-19-99 Clasificación TAS: Andesita Basáltica
23	8	4	6	0	80	
25	9	1	1	1	84	
27	0	2	7	2	83	
30	20	3	0	1	67	
126	58	15	14	4	388	
20.83	9.59	2.48	2.31	0.66	64.13	=100%

13. MUESTRA III-20-99 (258947/3175386). Occidente C. Las Venecas

Clasificación de campo: Basalto de olivino.

Observaciones: Forma un derrame en bloques.**DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA****Plagioclasa:** Se encontraron fenocristales euhedrales de oligoclasa de 0.5 mm. Con bordes difusos hacia la matriz que indican asimilación parcial.**Olivino:** Escasos microfenocristales euhedrales de 0.1 mm.**Augita:** Fenocristales subhedrales hasta de 0.8 mm y microfenocristales distribuidos aleatoriamente en la matriz. Pueden formar agregados glomerofíricos con ortopiroxeno. Algunos están parcialmente tremolitizados.**Ortopiroxeno:** Fenocristales euhedrales hasta de 1.5 mm. Llegan a tener inclusiones de clinopiroxeno y formar agregados glomerofíricos. Se observa intercrecimiento de dos piroxenos.**Hornblenda:** Fenocristales euhedrales hasta de 3.5 mm.**Oxidos:** Fenocristales anhedrales hasta de 0.8 mm. Algunos se concentran en los bordes de las vesículas. Son frecuentes como inclusiones y están ampliamente diseminados en la matriz desvitrificada.**Matriz:** Afanítica criptocristalina. Compuesta principalmente de vidrio, cristalitos de plagioclasa, y augita. El vidrio forma bordes de desvitrificación en las vesículas. Las vesículas están alargadas y algunas están rellenas de cuarzo. Llegan a medir hasta 4 mm. Los cristalitos de plagioclasa están orientados en la dirección de flujo.**Textura:** traquítica

Aug	Ol	Opx	Hbl	Ox	Vs	M	
9	0	4	0	1	15	92	
4	0	3	1	2	4	107	
4	0	0	1	0	7	109	
8	0	0	0	2	9	102	
12	1	0	0	2	5	101	
37	1	7	2	7	40	511	=605
6.12	1.16	0.33	0.16	1.16	6.61	84.46	=100%

MUESTRA
III-20-99
Clasificación
TAS:
Andesita

CUENCA CAMINO VIEJO

14. MUESTRA III-21-99 (264000/3177187)-norte del Valle Camino Viejo

Clasificación de campo: Toba lítica lapilli de fragmentos de roca volcánica y matriz de ceniza.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Líticos: Fragmentos de basalto hasta de 3 cm, algunos tienen su matriz totalmente alterada. Un fragmento de basalto contiene agregados glomerofíricos de augita y fenocristales euhedrales de labradorita. Hay poco contenido de microfenocristales de olivino. La matriz es hipocristalina microcristalina de plagioclasa, augita y óxidos. Tiene un alto contenido de vesículas subredondeadas.

Matriz: Contiene fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, y líticos redondeados de basalto que muestran alteración. Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales y miden hasta 0.45 mm. La matriz es de ceniza.

Clasificación: Toba lítica-cristalina.

Nota: El magma está enriquecido en cristales similares a los del basalto.

15. MUESTRA III-22-99 (264000/3177187)-norte del Valle Camino Viejo

Clasificación de campo: Brecha tobácea.

Observaciones: La muestra es un bloque de basalto. El conjunto de bloques están unidos por una matriz de toba de pequeños líticos y matriz de ceniza. Los bloques de basalto son angulosos y algunos están brechados.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales hasta de 0.4 mm, y microfenocristales de composición andesina. Algunos fenocristales están zoneados.

Olivino: Fenocristales anhedrales y subhedrales de 0.5 mm. La mayoría están iddingsitizados.

Augita: Fenocristales euhedrales y subhedrales hasta de 1 mm.

Ortopiroxeno: Fenocristales subhedrales de 0.3 mm y microfenocristales.

Matriz: Afanítica hipocristalina de microfenocristales de plagioclasa, augita, ortopiroxeno y vidrio.

Textura: Hipocristalina inequigranular

Plg	OI	Aug	Opx	Vs	M	
0	0	0	0	5	116	MUESTRA III-22-99 Clasificación Modal: Andesita
0	0	0	0	4	117	
3	4	0	4	1	109	
0	1	1	2	2	115	
9	0	0	6	8	98	
12	5	1	12	20	555	
1.98	0.83	0.16	1.98	3.31	91.74	100%

16. MUESTRA XI-8(a)-98 (264329/3175131) – Aglutinados. Valle Camino Viejo
 CLASIFICACIÓN DE CAMPO: Basalto de piroxeno

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales-subhedrales de andesina y en menor proporción de labradorita hasta de 0.15 mm, también se le encuentra como microlitos en la matriz de vidrio desvitrificado.

augita: Cristales euhedrales y anhedrales hasta de 0.15 mm. Son comunes como microlitos en la matriz de vidrio desvitrificado.

Ortopiroxeno: Microfenocristales en la matriz. Algunos están parcialmente asimilados en el magma.

Olivino: Fenocristales euhedrales hasta de 1mm. Están parcialmente iddingsitizados en sus bordes y algunos muestran inclusiones de magnetita y de magma.

Oxidos: Como inclusiones en los fenocristales y como óxidos secundarios en los bordes del olivino.

Matriz: Es hipocristalina afanítica. Está compuesta por microcristales de plagioclasa, augita, ortopiroxeno y vidrio desvitrificado.

Textura: Porfirítica.

Plg	Aug	OI	M	
7	15	19	79	
14	7	1	98	
0	21	0	100	
0	31	0	90	
0	29	0	92	
21	103	20	459	= 605
3.5	17	4	76	= 100%

MUESTRA XI-8(a)-98
 Clasificación TAS:
Andesita Basáltica

17. MUESTRA III-23-99 (263963/3177492) -norte del Valle CaminoViejo

Clasificación de Campo: Andesita.

Observaciones: muestra de la cima del aglutinado

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales de andesina-labradorita hasta de 0.4 mm y microfenocristales en la matriz. Son frecuentes las inclusiones magmáticas de otros cristales de plagioclasa, magnetita y olivino.

Olivino: Fenocristales euhedrales y subhedrales desde 0.1 mm hasta 0.5 mm. Los de mayor tamaño tienen sus bordes iddingsitizados y están serpentinizados a lo largo de fracturas. Los más pequeños son microfenocristales de iddingsita. Abundan los seudomorfos de serpentina.

Augita: Microfenocristales subhedrales y anhedrales distribuidos en la matriz .

Matriz: Afanítica hipocristalina. Principalmente de microfenocristales de plagioclasa, andesina, augita y vidrio desvitrificado. Contiene amígdalas de calcita con aureolas de vidrio y vesículas hasta de 3 cm rellenas de carbonatos y bordes desvitrificados.

Textura: Hipocristalina inequigranular subtraquítica.

Plg	OI	Aug	M	
35	3	0	83	
32	4	0	85	
46	9	3	63	
24	22	1	74	
19	5	0	97	
156	43	4	402	605
25.78	7.11	0.66	66.45	100%

MUESTRA
 III-23-99
 Clasificación
 Modal:
**Basalto de
 olivino**

18. Muestra III-25-99 (263398/3177492)- norte del Valle Camino Viejo
Clasificación de campo: **arenisca de grano medio**
Observaciones: Presenta estructuras laminadas.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Es una arenisca bien seleccionada, contiene clastos redondeados y subredondeados de tamaño homogéneo de 0.3 mm. Los fragmentos son de abundante cuarzo, ortoclasa, microclina, fragmentos líticos y muy poco cementante calcáreo. Los líticos están alterados y recristalizados y los feldespatos contienen arcillas.

Clasificación: arenisca.

VALLE SAN PEDRO

19. MUESTRA III-37-99 (268075/3178267)-Sur Volcán San Pedro.
Clasificación de campo: Toba lítica no consolidada.
Observaciones: Se encuentra como horizonte en un depósito de toba sin soldar.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Augita: Fragmentos de cristales euhedrales-subhedrales hasta de 0.8 mm.

Hornblenda: Fragmentos de fenocristales euhedrales y subhedrales de 0.4 mm. Los más grandes muestran aureolas de alteración de óxidos, algunos tienen sus bordes redondeados. Se encontraron fenocristales parcialmente alterados y con bordes de absorción.

Feldespatos: Microfenocristales de plagioclasa y feldespato potásico subhedrales y anhedrales que forman parte de la matriz.

Líticos: Fragmentos de andesita, toba y pómez son angulosos y subredondeados de 0.2 a 0.3 mm, su matriz está alterada.

Oxidos: Fenocristales individuales anhedrales y subhedrales hasta de 0.2 mm. Se les encuentra incluidos en los líticos y como producto de alteración de algunos ferromagnesianos.

Matriz: La matriz es de ceniza y microfenocristales de plagioclasa y feldespato potásico, está parcialmente alterada.

Clasificación: Toba cristalina retrabajada

20. MUESTRA III-36-99 (268075/3178267)-Sur Volcán San Pedro

Clasificación de campo: Basalto con fenocristales de olivino.

Observaciones: Forma un montículo de basalto

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA**Plagioclasa:** microlitos de andesina-labradorita orientados en la dirección de flujo y forman parte de la matriz.**Augita:** Fenocristales euhedrales d 0.8 mm y microfenocristales subhedrales y anhedrales de 0.2 mm.**Olivino:** Fenocristales euhedrales hasta de 0.4 mm, están fracturados y tienen sus bordes iddingsitizados. Hay desarrollo de serpentina en el centro de los fenocristales.**Ortopiroxeno:** Fenocristales euhedrales hasta de 0.6 mm. Se encontró un fenocristal que tiene una aureola de sobrecrecimiento de augita.**Matriz:** Afanítica hipocristalina. Compuesta principalmente de vidrio desvitrificado y microfenocristales y cristalitos de plagioclasa.**Textura:** Traquítica.

OI	Aug	Vs	M	
0	13	0	108	MUESTRA III-36-99 Clasificación TAS: Andesita
5	12	4	90	
4	13	9	95	
5	15	0	101	
9	11	0	101	
0	0	0	0	
23	64	23	495	
3.80	10.58	3.80	81.80	100%

21. MUESTRA III-35-99 (268850/3178530)-Sur Tronco San Pedro

Clasificación de campo: Andesita de hornblenda

Observaciones: La muestra pertenece a un dique.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: La composición es andesina>>oligoclasa. Son fenocristales euhedrales hasta de 0.45 mm y microfenocristales. Ambos están orientados en la dirección de flujo. Algunos de los fenocristales muestran corrosión e inclusiones magmáticas.

Augita: Fenocristales anhedrales desde 0.1 mm hasta 0.4 mm. Son comunes los arreglos glomerofíricos. Tienen aureolas de alteración. Hay pseudomorfos hasta de 1 mm en la dirección de flujo.

Anfibol: Fenocristales euhedrales hasta de 1 mm. Están orientados en al dirección de flujo. Prácticamente todos están alterados a óxidos. La alteración selectiva a clorita, es común.

Oxidos: Microfenocristales euhedrales y anhedrales, se orientan siguiendo la dirección de flujo. Probablemente sean la alteración de antiguos microfenocristales de piroxeno y anfíbol. Se encuentran en proporción menor al 1% en al matriz.

Matriz: Hipocristalina. Compuesta principalmente de vidrio, microfenocristales y cristalitos de plagioclasa y óxidos.

Textura: Traquítica

Plg	Aug	Anf	Ox	M	
11	0	23	6	81	
9	5	26	0	82	
7	18	13	0	83	
8	16	18	8	71	
0	0	20	0	101	
35	39	102	14	418	=605
5.78	6.45	42.06	2.31	69.09	=100%

MUESTRA
III-35-99
Clasificación Modal:
andesita

22. MUESTRA III-33-99 (258947/3175386). Oriente volcán San Pedro

Clasificación de campo: Basalto de olivino.

Observaciones: Forma un derrame en bloques.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA**Plagioclasa:** Fenocristales euhedrales de 0.2 y 0.5 mm de andesina y labradorita.**Olivino:** Fenocristales anhedrales de 0.2 mm. Están parcialmente iddingsitizados y existen en pequeñas cantidades.**Augita:** Fenocristales euhedrales y subhedrales hasta de 0.5 mm. Intergranulares. Pueden tener inclusiones de olivino.**Ortopiroxeno:** Fenocristales euhedrales de 0.2 mm. Algunos tienen sobrecrecimiento de clinopiroxeno.**Matriz:** Afanítica holocristalina, compuesta de microfenocristales con vidrio desvitrificado intersticial.**Oxidos:** Principalmente disseminados en la matriz y eventualmente como inclusiones en los minerales ferromagnesianos.**Textura:** Equigranular de grano medio.

Plg	Aug	Opx	Vs	M	
32	8	3	26	52	MUESTRA III-33-99 Clasificación TAS: Andesita Basáltica
20	1	15	44	41	
46	0	14	20	41	
39	3	4	20	55	
37	2	3	16	63	
174	14	39	126	252	=605
28.76	2.31	6.45	20.83	41.65	=100%

23. MUESTRA NO. X-1-98(270713, 3180726) -Volcán San Pedro

Clasificación de campo: Andesita

Observaciones: Forma un flujo masivo intensamente fracturado

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales y subhedrales hasta de 1 mm de oligclasa y andesina, y escasos fenocristales de labradorita. Los fenocristales de andesina son los más abundantes. Se encuentran también como cristalitos en la matriz desvitrificada. La mayoría muestran sus bordes corroídos y otras solo su centro, lo que indica en ambos casos, una asimilación parcial en el magma. La mayoría están zoneados y muestran sobrecrecimiento.

Anfibol: Fenocristales euhedrales hasta de 1 mm. Tienen sus bordes oxidados. Todo su interior está corroído y alojan microfenocristales de plagioclasa, augita y óxidos, lo que indica una asimilación parcial y total en la matriz.

Augita: Microfenocristales subhedrales y anhedrales, como cristalitos en la matriz desvitrificada y en agregados cristalinos.

Oxidos: Están diseminados en la matriz como fenocristales anhedrales y también están contenidos en los bordes e interior de los fenocristales como óxidos secundarios.

Matriz: Hipocristalina compuesta principalmente de cristalitos de plagioclasa, de vidrio desvitrificado y recristalizado. Hay cavidades rellenas de agregados amorfos de feldespatoides.

Textura: Hialofírica

Plg	Hb	Aug	Ox	M	
19	11	1	1	89	Muestra X-1-98 Clasificación Modal: Andesita
29	1	0	0	30	
32	0	0	0	32	
12	31	0	3	75	
31	17	0	0	73	
123	60	1	4	417	605
20.33	9.92	0.16	0.66	68.93	100%

24. MUESTRA XI-9-98 (270230/3180900) – Valle San Pedro

Clasificación de campo: Andesita-Dacita.

Observaciones: En la muestra de mano se observaron fenocristales de plagioclasa, ferromagnesianos oxidados y matriz de plagioclasa y vidrio. La roca está cortada por un protrusivo brechado.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales-subhedrales de andesina hasta de 0.5 mm y microlitos incluidos en la matriz.

Feldespato Potásico: En escasos fragmentos anhedrales hasta de 0.2 mm

Augita: En microfenocristales incluidos en la matriz desvitrificada.

Anfibol: En pseudomorfos subhedrales hasta de 0.8 mm. Muestran inclusiones de magma de microfenocristales de plagioclasa, augita, vidrio y abundantes óxidos. Algunos han sido asimilados parcialmente.

Oxidos: Forman cristales euhedrales y anhedrales hasta de 0.3 mm. Diseminados en la matriz y como inclusiones en los fenocristales.

Matriz: Es hipocristalina. Está compuesta por cristalitos de plagioclasa y vidrio desvitrificado.

Textura: Hialofírica porfírica.

Plg	Anf	M	
F	F		
14	40	67	
17	4	100	
27	0	94	
43	0	78	
35	18	68	
136	62	407	= 605
22.48	10.25	67.27	= 100%

MUESTRA XI-9-98
Clasificación TAS:
Dacita

25. MUESTRA XI-10-98 (270230 / 3180900) – Valle San Pedro

Clasificación de campo: Dacita con cristales de hornblenda y biotita <1%

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Principalmente fenocristales de oligoclasa de 0.005 a 0.2 mm, y de 0.5 mm, son euhedrales y subhedrales. También hay fenocristales subhedrales de andesina en menor proporción. En ambas el zonamiento es común. Algunas presentan bordes de absorción.

Anfibol: Se distingue por su forma euhedral. Está totalmente alterado a clorita y oxidado. Los fenocristales miden de 0.4mm a 0.8 mm. Son frecuentes las inclusiones magmáticas y algunos fenocristales han sido asimilados parcial y totalmente.

Oxidos: En pequeños cristales anhedrales hasta de 0.3 mm. Están ampliamente distribuidos en la matriz y como producto de alteración de los minerales ferromagnesianos.

Matriz: Es hipocristalina. Está compuesta de microfenocristales de plagioclasa y vidrio recristalizado.

Textura: Hialofírica.

Plg	Anf	M	
25	1	95	
27	6	88	
26	7	88	
24	0	97	
35	8	78	
137	22	446	= 605
22.65	3.64	71.07	= 100%

MUESTRA XI-10-98
Clasificación Modal:
Dacita

26.MUESTRA III-33-99 (B) (268170/3178855) –Occidente Valle San Pedro

Clasificación de campo: Dacita-Andesita.

Observaciones: Forma un flujo masivo de la base del Volcán San Pedro

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA**Plagioclasa:** Fenocristales de labradorita con bordes asimilados en la matriz microcristalina.**Anfibol:** Fenocristales euhedrales desde 0.3 mm hasta 0.8 mm. Están alterados totalmente a clorita y a óxidos.**Augita:** Fenocristales euhedrales y anhedrales hasta de 1 mm. Pueden presentarse en arreglos glomerofíricos en los que ocasionalmente hay olivino. Están alterados en sus bordes y fracturados.**Matriz:** Hipocristalina criptocristalina . De vidrio desvitrificado alterado a clinzoicita, cristalitas de plagioclasa, augita y Sericita. La magnetita está ampliamente distribuida en la matriz.**Oxidos:** Microlitos diseminados en la matriz y como inclusiones en el olivino y en la augita.**Textura:** Porfírica pseudotraquítica.

Aug	Anf	Ox	M	
0	6	0	115	MUESTRA III-33-99(B) Clasificación TAS: Andesita Basáltica
0	3	0	118	
12	0	0	109	
13	4	1	103	
13	6	0	102	
38	19	1	547	605
6.28	3.14	0.16	90.42	100%

Nota: El anfibol totalmente alterado, el olivino fresco sugiere una mezcla de magmas.

27. MUESTRA III-34-99 (268170/3178855) –Occidente Valle San Pedro

Clasificación de campo: Andesita

Observaciones: Flujo de andesita-dacita que sobreyace a la andesita III-33-99.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales y anhedrales hasta de 1 mm. De oligoclasa-andesina. La mayoría suele estar zonada y tienen fracturas rellenas de arcilla. Es común el intercrecimiento formando texturas de mosaico.

Hornblenda: Fenocristales de 0.1 y 0.2 mm. Son fragmentos anhedrales. Algunos están totalmente alterados a óxidos y en los planos de crucero. Hay fenocristales de anfíbol hasta de 0.7 mm. Están alterados a tremolita y clinozoisita y los óxidos de Fe precipitan en fracturas.

Augita: Fenocristales anhedrales de 0.5 mm. Forman agregados glomerofíricos y tienen bordes de reacción formando cristalitas de hornblenda.

Biotita: Anhedral en el mosaico cristalino.

Oxidos: Microfenocristales euhedrales y fenocristales subhedrales hasta de 0.3 mm como inclusiones en los anfíboles y piroxenos y en la matriz.

Matriz: Hipocristalina. Compuesta de fenocristales de plagioclasa y vidrio desvitrificado.

Textura: Inequigranular de grano fino a medio glomerofírica.

Plg	Hb	Anf	Ox	Vs	M	
64	0	0	17	0	40	MUESTRA III-34-99 Clasificación TAS: Andesita
100	0	0	9	0	12	
92	0	0	11	3	15	
76	4	0	5	0	36	
69	0	1	0	21	30	
401	4	1	42	24	133	
66.28	0.66	0.16	6.95	3.97	21.98	100%

Nota: La muestra presenta una alteración hidrotermal selectiva.

VALLE LAS ÁNIMAS

28. MUESTRA NO. X-2-98(270812, 3185412) –Norte Valle San Pedro

Clasificación de campo: Andesita

Observaciones: Forma un derrame en bloques.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: microlitos orientados en la dirección de flujo y como cristalitas en la matriz de vidrio desvitrificado. Algunos microfenocristales están zoneados y asimilados parcialmente en la matriz. Se encuentran también como fenocristales hasta de 0.5 mm.

Hornblenda: Fenocristales euhedrales hasta de 2.5 mm. Todos ellos tienen sus bordes oxidados. Algunos de ellos tienen inclusiones de plagioclasa y augita por lo muestran absorción parcial de la matriz. Hay otra generación temprana de anfíboles totalmente alterados a óxidos. Son alargados y miden hasta 0.5 mm.

Augita: Cristalitas aciculares en la matriz y como microfenocristales subhedrales. Algunos están como inclusiones en las hornblendas.

Matriz: Hipocristalina de vidrio y plagioclasa. Hay vesículas alineadas en la dirección de flujo.

Oxidos: Microfenocristales anhedrales ampliamente distribuidos en la matriz y como microfenocristales de óxidos secundarios que se asocian a los anfíboles.

Textura: Traquítica hipocristalina

Hb	Ox	Vs	M	
0	13	3	105	Muestra X-2-98 Clasificación Modal: Andesita de hornblenda
0	15	4	102	
8	0	8	105	
0	2	12	72	
35	13	11	97	
43	43	38	481	
7.11	7.11	6.28	79.5	100%

29. MUESTRA XI-12-98 (270800/3180859) – Valle San Pedro

Clasificación de campo: Andesita Basáltica de hornblenda con fenocristales de olivino.

Observaciones: Se encontró un xenolito de granito

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Microfenocristales alargados de oligoclasa-andesina. Están orientados en la dirección de flujo. También se encuentran como microlitos en la matriz de vidrio desvitrificado.

Augita: Cristalitos de forma anhedral. Forman inclusiones de fenocristales anhedrales.

Hornblenda: Fenocristales euhedrales hasta de 1.5 mm. La mayoría tienen sus bordes oxidados algunos están alterados totalmente y forman pseudomorfos totalmente asimilados en el magma. Son comunes las inclusiones magmáticas de plagioclasa, augita y vidrio desvitrificado. Muestran intercrecimiento con piroxeno.

Feldespató Potásico: Fenocristales de 0.3 mm están alterados a arcillas y tienen sobrecrecimiento de plagioclasa. Se encontró un fenocristal de ortoclasa de 0.5 mm

Oxidos: Como inclusiones en los fenocristales y como óxidos secundarios en los bordes de las hornblendas.

Matriz: Es hipocristalina afanítica. Está compuesta por microfenocristales de plagioclasa orientados en la dirección de flujo, augita y vidrio desvitrificado.

Vesículas: Ampliamente distribuidas. Están rellenas de feldespato potásico.

Textura: Traquítica hipocristalina.

Plg	Hb	Vs	M	
0	8	13	80	
1	9	17	83	
0	9	0	101	
0	3	0	101	
0	0	9	87	
1	29	39	452	= 605
.16	4.79	6.45	88.60	= 100%

MUESTRA XI-12-98
Clasificación
TAS:
Dacita

30. MUESTRA III-27-99(A) (274190/3182409) –Oriente Valle San Pedro

CLASIFICACIÓN DE CAMPO. Forma un domo de bloques de andesita. En la base del domo hay una zona de brecha con bloques de la misma composición. La muestra pertenece a la base de la estructura.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales y subhedrales de oligoclasa hasta de 1.5 mm. Algunos cristales de formación temprana muestran bordes de absorción con la matriz. Es común el zonamiento. Son comunes las inclusiones magmáticas, de magnetita, y en menor medida de hornblenda. Las texturas de sobrecrecimiento son frecuentes.

Hornblenda: Fenocristales euhedrales hasta de 0.8 mm . Algunos de ellos tienen alteración parcial. El intercrecimiento con plagioclasa indica una cristalización simultánea.

Biotita: Fenocristales euhedrales hasta de 0.8 mm con inclusiones de magnetita .

Oxidos: Fenocristales euhedrales de 0.1 mm y microfenocristales anhedrales de 0.25 mm. Ampliamente diseminados en la matriz y en menor medida como inclusiones.

Matriz: Vítreo. El vidrio está desvitrificado.

Textura: Hialofírica.

Plg	Hb	Biot	Ox	Vs	M	
7	9	3	0	14	88	MUESTRA III-27-99(A) Clasificación TAS: Andesita
25	5	0	0	0	91	
12	4	0	5	15	85	
21	9	0	0	10	81	
15	24	0	3	6	73	
80	51	3	8	45	418 =605	
13.22	8.43	0.50	1.32	7.44	69.09 =100%	

31. MUESTRA III-28-99 (274894/3183043) –Oriente Valle San Pedro

Clasificación de Campo: Andesita.

Observaciones: Forma un derrame en bloques.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales hasta de 1 mm de oligoclasa. La mayoría suele estar zonada y en algunos casos hay sobrecrecimiento de fenocristales y bordes de reacción. Sus centros pueden estar corroídos, algunas tienen inclusiones magmáticas, de apatito y en menor grado de magnetita.

Hornblenda: Fenocristales euhedrales y subhedrales hasta de 1.5 mm. Tienen sus bordes oxidados y algunos los están totalmente. Son comunes las inclusiones de magnetita y las texturas de sobrecrecimiento pueden estar totalmente tremolitizadas.

Biotita: Fenocristales euhedrales hasta de 0.3 mm. Contienen inclusiones de magnetita.

Ortopiroxeno: Fenocristales euhedrales de 0.2 mm y 0.3 mm. Contienen inclusiones de magnetita.

Xenolitos: Fragmentos angulosos de esquisto, tienen cristales de hornblenda y biotita oxidados y cuarzo recristalizado.

Augita: Fenocristales anhedrales de 0.5 mm. Forman agregados glomerofíricos y tienen bordes de reacción formando cristalitos de hornblenda.

Oxidos: Microfenocristales euhedrales y fenocristales subhedrales hasta de 0.3 mm en la matriz y como inclusiones.

Matriz: Hipocristalina criptocristalina con vidrio desvitrificado

Textura: Porfírica.

Plg	Hb	Opx	Xl	Ox	Vs	M	
20	2	0	0	4	10	85	MUESTRA III-28-99 Clasificación TAS: Dacita
33	2	2	0	2	2	80	
21	0	0	4	2	0	94	
33	1	0	7	0	0	78	
34	10	0	0	3	3	71	
141	15	2	11	13	15	408 605	
23.30	2.48	0.33	1.82	2.15	2.48	67.44 100%	

32. MUESTRA III-29-99 (274229/3184560) - Este Valle San Pedro

Clasificación de campo: Andesita basáltica.

Observaciones: Forma una estructura en bloques.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales hasta de 0.8 mm, y microfenocristales euhedrales en la matriz de andesina-labradorita. Son comunes las inclusiones de augita y magnetita.

Olivino: Fenocristales euhedrales hasta de 1.5 mm. Tienen bordes iddingsitizados. Contiene inclusiones de plagioclasa y augita. Son también comunes las inclusiones de magnetita.

Augita: Microfenocristales euhedrales y subhedrales hasta de 0.8 mm. Forman agregados glomerofíricos.

Matriz: Afanítica hipocristalina. De microfenocristales de plagioclasa, cantidades subordinadas de olivino, augita y vidrio desvitrificado. Contiene vesículas hasta de 1 mm, algunas rellenas de calcita. El desarrollo de óxidos aciculares en los bordes de las plagioclasas y de vidrio es común.

Textura: Holocristalina, subtraquítica inequigranular .

Plg	OI	Aug	Ox	Vs	M	
31	2	14	0	4	70	MUESTRA III-29-99 Clasificación TAS: Traquiandesita Basáltica
8	0	0	0	97	16	
33	0	20	2	5	61	
23	6	14	5	14	59	
51	9	5	1	6	46	
146	17	53	8	126	605	
24.13	2.81	8.76	1.32	20.83	42.15	100%

33. MUESTRA III-30-99 (274072/3184515) - Oriente Valle San Pedro

Clasificación de Campo: Basalto de Olivino. Forma una estructura en bloques.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales hasta de 1 mm, y microfenocristales euhedrales en la matriz, de composición labradorita-andesina.

Olivino: Fenocristales euhedrales y subhedrales hasta de 1 mm, y microfenocristales en la matriz. Los bordes de los fenocristales pueden estar iddingsitizados. Algunos cristales contienen inclusiones de clinopiroxeno, plagioclasa y en menor cantidad de magnetita.

Augita: Cristales individuales y llegan a formar agregados glomerofíricos, fenocristales euhedrales y anhedralos de 0.2 mm y microfenocristales en la matriz.

Oxidos: Euhedrales en la matriz y como inclusiones en los fenocristales.

Matriz: Afanítica hipocristalina. De microfenocristales de plagioclasa, cantidades subordinadas de olivino, augita y vidrio. Contiene vesículas. En algunas partes está cubierta de calcita.

Textura: Porfírica

Plg	Aug	OI	Vs	M	
30	14	0	4	73	MUESTRA III-30-99 Clasificación TAS Traquiandesita basáltica
66	4	7	1	43	
42	13	7	0	59	
49	7	1	0	56	
44	53	2	0	68	
231	53	17	5	299	
38.18	8.76	2.81	0.83	49.42	100%

34. MUESTRA III-31-99 (273659/3184986) - Oriente Valle San Pedro

Clasificación de campo: Basalto de Olivino.

Observaciones: Forma una estructura en bloques.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales de andesina-labradorita hasta de 1.5 mm. La mayoría están orientados en la dirección de flujo. Son frecuentes las inclusiones magmáticas y de magnetita.

Olivino: Fenocristales euhedrales hasta de 1.3 mm y microfenocristales subhedrales. Los primeros tienen sus bordes iddingsitizados y contienen microfenocristales de magnetita.

Augita: Fenocristales subhedrales de 0.5 mm. Forma agregados glomerofíricos con olivino y a veces con plagioclasa que indica cristalización simultánea.

Oxidos: Microfenocristales euhedrales de magnetita tanto en la matriz como en los fenocristales.

Matriz: Afanítica holocristalina. De fenocristales de plagioclasa, cantidades subordinadas de olivino, augita y vidrio desvitrificado. Contiene vesículas. En algunas partes está cubierta de calcita.

Textura: Porfírica traquítica holocristalina.

Plg	Aug	OI	Ox	M	
44	8	4	8	57	MUESTRA III-31-99 Clasificación TAS: Traquiandesita basáltica
36	11	3	6	65	
37	20	2	12	50	
36	6	6	12	61	
37	5	18	5	56	
190	50	33	43	289	605
31.40	8.26	5.45	7.11	47.78	100%

35. MUESTRA III-32-99 (27311/3184802) - Oriente Valle San Pedro

Clasificación de campo: Basalto

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales de andesina-labradorita hasta de 0.8 mm, y microfenocristales en la matriz. La labradorita es la que más predomina. Algunos fenocristales están zoneados y algunos otros tienen su centro corroído. Son comunes las inclusiones magmáticas y de magnetita.

Olivino: Fenocristales euhedrales y subhedrales hasta de 1 mm, tienen sus bordes iddingsitizados. Algunos son pseudomorfos de serpentina.

Augita: Fenocristales subhedrales de 0.5 mm, también en agregados glomerofíricos e intergranulares.

Matriz: Afanítica hipocristalina. De fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, cantidades subordinadas de augita y vidrio desvitrificado. Contiene vesículas de 0.5 mm que pueden estar rellenas de calcita.

Oxidos: Inclusiones en los cristales ferromagnesianos y en menor grado en la matriz

Textura: Porfírica.

Plg	Aug	OI	Vs	M	
22	16	23	2	58	MUESTRA III-32-99 Clasificación TAS: Traquiandesita basáltica
37	8	2	0	74	
47	0	3	0	71	
46	19	0	2	54	
47	2	4	0	68	
199	45	32	4	325	605
32.89	7.44	5.29	0.66	53.72	100%

36. MUESTRA XI-11-98 (272614/3184450) – Valle San Pedro

Clasificación de campo: Basalto vesicular de piroxeno y olivino. Forma un cerro de derrames en bloques

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales-subhedrales de andesina-labradorita hasta de 0.7 mm. La andesina es la plagioclasa que predomina.

Augita: Fenocristales subhedrales y anhedrales hasta de 1.5 mm.

Olivino: Fenocristales euhedrales hasta de 0.7 mm. Están parcialmente iddingsitizados y contienen serpentina. Muestran inclusiones magmáticas.

Ortopiroxeno: Fenocristales subhedrales de 0.5 mm, se le encuentra en intercrecimiento con augita.

Matriz: Es hipocristalina. Está compuesta por microfenocristales de plagioclasa, olivino y muy poco vidrio. Algunas partes está cubierta por calcita.

Textura: holocristalina traquítica.

Plg	Aug	OI	M		
27	2	12	80		MUESTRA XI-11-98 Clasificación TAS: Traquiandesita basáltica
10	5	23	83		
5	15	0	101		
6	14	0	101		
7	11	16	87		
55	47	51	452	= 605	
9.09	7.77	8.43	74.71	= 100%	

CAÑADA JUVENAL**37. MUESTRA XI-13-98 (269800/3188430)– Campamento Juvenal**

Clasificación de campo: Andesita de hornblenda.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Abundantes fenocristales euhedrales de andesina-oligoclasa hasta de 0.5 mm. Muestran asimilación parcial en sus centros. Se les encuentra como microfenocristales de vidrio desvitrificado.

Anfíbol: Fenocristales euhedrales hasta de 1.5 mm. La mayoría tienen sus bordes oxidados y algunos están alterados totalmente. Tienen inclusiones de óxidos y muestran asimilación parcial

Augita: Como microfenocristales euhedrales en la matriz. Algunos de ellos están alterados parcialmente a óxidos. Forman parte de la matriz desvitrificada.

Matriz: Es hipocristalina afanítica. Está compuesta por microfenocristales de plagioclasa y augita, y vidrio desvitrificado

Oxidos: Fenocristales de magnetita ampliamente distribuidos en la matriz. Se les encuentra como óxidos secundarios que precipitaron en los bordes de los fenocristales y como inclusiones en los fenocristales.

Textura: Porfírica.

Plg	Anf	Aug	Ox	M	
27	0	5	0	94	MUESTRA XI-13-98 Clasificación TAS: Andesita
0	30	0	0	86	
24	7	3	1	89	
24	0	0	0	94	
21	20	0	0	80	
96	57	8	0	443	
15.87	9.42	1.32	0.17	73.22	=100%

38. MUESTRA XI-14-98 (269800/3188430)– Campamento Juvenal
 Clasificación de campo: dique de vitrófiro que corta a una unidad de andesita

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales de oligoclasa hasta de 2 mm. Los fenocristales de 0.5 mm forman agregados glomerofíricos con ortopiroxeno.

Ortopiroxeno: Fenocristales anhedrales hasta de 0.5 mm. Los tamaños más pequeños de 0.3 mm son anhedrales. Están serpentinizados y tremolitizados. Son frecuentes las inclusiones de óxidos. Se les encuentra en intercrecimiento con piroxeno.

Augita: Fenocristales euhedrales hasta de 1.5 mm. Los tamaños más pequeños de 0.3 mm son anhedrales. Forman agregados glomerofíricos con ortopiroxeno y plagioclasa. Se les encuentra también en cristales individuales.

Biotita: Fenocristales euhedrales hasta de 0.8 mm. Muestra inclusiones de óxidos y bordes parcialmente asimilados.

Matriz: Es hipocristalina. Está compuesta por vidrio y cristalitas de plagioclasa.

Textura: Traquítica hipocristalina porfírica.

Pig	Opx	Aug	Biot	M	
9	0	0	6	106	
24	0	0	0	97	
29	10	0	0	82	
3	5	0	0	113	
2	2	20	0	97	
67	17	20	6	495	=605
11.07	2.81	3.31	0.99	81.82	=100

MUESTRA XI-14-98
 Clasificación modal:
Andesita

Nota: La muestra se tomo al centro del dique. Los extremos del dique están oxidados.

39. MUESTRA XI-15-98 (269252/3188317)– Campamento Juvenal
Clasificación de campo: toba de ceniza fina estratificada

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: En pequeños fragmentos anhedrales de 0.01 mm. Están orientados en la dirección de flujo.

Ferromagnesianos: Cristalitos de augita y hornblenda. Tienen forma anhedral y algunos tienen sus bordes angulosos.

Matriz: Compuesta de ceniza alterada parcialmente. Muestra una alteración selectiva a lo largo de planos paralelos.

Clasificación: Toba criptocristalina

PUNTA LAS ÁNIMAS

40. MUESTRA NO. X-3-98(270812, 3185412) –Punta Las Ánimas.

Clasificación de campo: Andesita

Observaciones de campo: Forma un derrame en bloques

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales de 0.5 mm de andesina y labradorita. Los de andesina son los que más abundan. También están como cristalitos en la matriz de vidrio desvitrificado. Algunos fenocristales tienen inclusiones de óxidos primarios y muestran asimilación parcial en su centro. Es común el zoneamiento.

Hornblenda: Fenocristales euhedrales hasta de 2 mm. Tiene sus bordes oxidados. Algunos están corroídos y muestran inclusiones de líquido lo que indica una asimilación parcial del magma. Hay otra generación más temprana de cristales totalmente asimilados y oxidados. Son subhedrales y miden hasta 0.3 mm.

Oxidos: Están ampliamente distribuidos en la matriz como óxidos de magnetita y algunos como óxidos secundarios que provienen de la alteración de la hornblenda. También se les encuentra como inclusiones en algunas plagioclasas.

Matriz: Hipocristalina de vidrio y cristalitos de plagioclasa, está cubierta de bastante calcita.

Textura: Hipocristalina Inequigranular seriada.

Plg	Hb	Ox	Vs	M	
22	9	2	4	84	Muestra X-3-98 Clasificación Modal: Andesita de hornblenda
19	17	0	0	85	
7	1	8	0	105	
14	6	5	0	96	
4	14	7	3	93	
66	47	22	7	463	605
10.91	7.77	3.64	1.16	76.56	100%

41. MUESTRA NO. X-4-98(269049, 3190556) – Punta Las Ánimas

Clasificación de campo: Toba lítica

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Líticos:

Andesita: Fragmentos angulosos de 2mm. Contienen fenocristales euhedrales de oligoclasa-andesina, augita, ortopiroxeno y abundantes fenocristales euhedrales de magnetita. Tienen textura intergranular holocristalina.

Andesita-Dacita: Fenocristales euhedrales-subhedrales de oligoclasa-andesina. Algunos están zoneados y miden hasta 0.3 mm. Contienen fragmentos de fenocristales anhedral de hornblenda y óxidos de magnetita. Los óxidos también están ampliamente distribuidos en la matriz recristalizada y algunos se asocian a la alteración de la hornblenda. Su textura es hialofírica.

Pómez: Fragmentos hasta de 3 mm. Algunos contienen fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa.

Cristales:

Plagioclasa: Fenocristales angulosos de oligoclasa-andesina hasta de 1 mm. Algunos están zoneados. Se encuentran en agregados glomerofíricos con ortopiroxeno y augita. Algunas muestran inclusiones de magma y bordes asimilados.

Feldespato Potasio: Fenocristales anhedral angulosos de ortoclasa hasta de 0.5 mm.

Augita: Fenocristales subhedrales-euhedrales hasta de 1 mm. Algunos fenocristales están serpentinizados. Se encuentran en agregados glomerofíricos con plagioclasa y ortopiroxeno.

Ortopiroxeno: Fenocristales euhedrales y anhedral hasta de 0.6 mm. Son agulosos, están fragmentados y alterados en sus fracturas a hematita y parcialmente a serpentina. Forman agregados glomerofíricos con augita y plagioclasa.

Biotita: Fenocristales euhedrales hasta de 0.6 mm. Están contenidos en los fragmentos de pómez.

Oxidos: Están distribuidos ampliamente en la matriz y se concentran en los agregados glomerofíricos.

Matriz: de ceniza

C	L	V	M	
14	0	0	107	
13	0	34	74	
26	0	0	95	
12	0	0	109	
28	9	0	84	
93	9	34	469	=605
15.37	1.48	5.61	77.52	=100

Muestra X-4-98
Clasificación modal:
Toba cristalina

42. MUESTRA NO. X-5-98 (269049, 3190556) – Punta Las Ánimas

Clasificación de campo: Ignimbrita

Observaciones: Sobreyace a la unidad anterior

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales hasta de 1 mm de oligoclasa-andesina. En ocasiones sus bordes y el interior están asimilados parcialmente en la matriz. Algunos fenocristales tienen intercrecimiento de fenocristales más pequeños de plagioclasa. Los de mayor tamaño se orientan en la dirección de flujo.

Augita: Fenocristales euhedrales y subhedrales hasta de 0.6 mm. Forman cristales individuales y agregados glomerofíricos con la plagioclasa. Tienen inclusiones de magnetita y están oxidados parcialmente.

Ortopiroxeno: Fenocristales individuales hasta de 0.6 mm son euhedrales y algunos están en intercrecimiento con augita. También se encuentran formando agregados glomerofíricos con plagioclasa. Están alterados parcialmente a serpentina y en sus fracturas hay óxidos secundarios de hematita.

Líticos: Fragmentos angulosos recristalizados hasta de 0.8 mm de andesita y dacita. En un lítico los clinopiroxenos están totalmente oxidados. También hay fragmentos redondeados de pómez.

Matriz: Criptocristalina vítrea

Textura: Traquítica criptocristalina vítrea.

Clasificación: Ignimbrita (toba andesítica consolidada)

43. MUESTRA NO. X-6-98(270812, 3185412) – Punta Las Ánimas

Clasificación de campo: TUFFO-LAVA

Observaciones: Subyace a una unidad de ignimbrita y tiene el aspecto de un flujo de lava.

DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Plagioclasa: Fenocristales euhedrales y subhedrales de oligoclasa-andesina y labradorita hasta de 0.4 mm. Los de mayor abundancia son los de andesina y en menor proporción los de oligoclasa. Están zoneados y contienen inclusiones de óxidos, augita y piroxeno. Muestran asimilación parcial y total del líquido. Tienen intercrecimiento de ortopiroxeno que indica cristalización simultánea.

Ortopiroxeno: Abundantes fenocristales euhedrales y subhedrales de 0.5 mm. La mayoría están tremolitizados y en sus fracturas hay precipitación de óxidos. También se encuentran como cristalitos aciculares en la matriz recristalizada. Tienen inclusiones de magnetita. Algunos muestran asimilación parcial y total. Es común que se les encuentre en intercrecimiento con clinopiroxeno y plagioclasa.

Clinopiroxeno: Escasos fenocristales subhedrales y anhedrales hasta de 0.7 mm. Es común que los más pequeños estén en intercrecimiento con ortopiroxeno y como inclusiones en las plagioclasas. Los de forma anhedral muestran absorción parcial. También se encuentran en los fragmentos de andesita.

Hornblenda: Fenocristales euhedrales hasta de 1 mm. Tienen sus bordes oxidados y aureolas de reacción. Muestran absorción parcial del líquido en sus bordes.

Augita: Presenta coronas de sobrecrecimiento de plagioclasas. Contiene abundantes inclusiones de microfenocristales de magnetita.

Líticos: Fragmentos angulosos y redondeados de andesita con fenocristales anhedrales hasta de 1 mm de hornblenda rodeados por una mesostásis cristalina de abundantes cristales de ortopiroxeno y plagioclasa. La plagioclasa muestra bordes de absorción y el ortopiroxeno está tremolitizado y oxidado.

Óxidos: Son abundantes en la matriz y como precipitados de los ortopiroxenos y anfíboles.

Matriz: Criptocristalina de ceniza y vidrio recristalizado, contiene abundantes óxidos de magnetita y vesículas. Está cubierta parcialmente de calcita.

Clasificación: Ignimbrita

Tabla AII. Reporte de los elementos mayores y traza obtenidos por FRX. El análisis se efectuó en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). Los valores se presentan en peso % y ppm, respectivamente. En la parte superior se indica la clave de localización en el mapa de la Fig. 2, el número de muestra, las coordenadas UTM y la zona a la que pertenecen las muestras. VLA= Valle Las Ánimas, CJUV=Cañada Juvenal, WVENE = Occidente de Venecas, VCV=Valle Camino Viejo, CV=Cañada Las Venecas, VSP = Valle San Pedro.

Elementos mayores

No. de muestra	29	30	31	32	33	34	35	36	37	11	12	20	22	27	26	24	16	1
Clave en el map	XI-12-98	II-27-99(A)	III-28-99	III-29-99	III-30-99	III-31-99	III-32-99	XI-11-99	XI-13-98	03-05 3B	III-19-99	III-36-99	III-33-99	III-34-99	III-33-99B	XI-9-99	XI-8A-98	XI-1-98
UTM	270800	274190	274894	274229	274072	273659	27311	259849	269800	259849	258947	268075	258947	268170	268170	270230	264329	262427
(zona 12)	3180859	3182409	3183043	3184560	3184515	3184986	3184802	3172878	3188430	3172878	3175386	3178267	3175386	3178855	3178855	3180900	3175131	3172542
Zona	VLA	VLA	VLA	VLA	VLA	VLA	VLA	VLA	C.JUV	W VENE.	W VENE.	VSP	VSP	VSP	VSP	VSP	VCV	CV
%w																		
SiO ₂	62.627	60.096	63.857	54.973	54.993	55.092	54.453	54.497	60.284	56.028	56.332	58.824	55.855	62.539	55.696	64.199	55.133	65.459
TiO ₂	0.684	0.694	0.559	1.14	1.161	1.153	1.138	1.142	0.687	1.12	1.136	0.678	0.977	0.627	0.926	0.531	1.149	0.34
Al ₂ O ₃	16.56	17.216	16.815	16.837	16.74	16.795	16.602	16.742	17.117	16.474	16.734	16.126	17.033	17.437	16.831	16.549	17.217	17.067
Fe ₂ O ₃	4.739	5.762	4.455	7.154	7.144	7.257	7.286	7.106	6.029	7.729	7.775	6.281	7.505	4.837	7.048	4.421	8.217	3.961
MnO	0.066	0.094	0.072	0.108	0.11	0.112	0.112	0.11	0.083	0.116	0.119	0.098	0.119	0.081	0.109	0.077	0.126	0.055
MgO	2.647	2.864	2.529	5.646	5.687	5.841	5.676	5.034	3.246	5.195	5.307	5.517	5.504	2.604	5.657	2.269	5.366	1.198
CaO	4.975	5.962	5.258	7.139	7.335	7.179	7.531	7.78	6.136	6.58	6.566	7.079	8.31	5.49	7.707	5.258	7.228	3.899
Na ₂ O	3.671	3.913	4.214	3.943	3.954	3.982	3.9	3.931	3.481	3.613	3.939	4.059	3.49	4.327	3.756	4.148	3.908	4.181
K ₂ O	2.526	1.849	1.643	2.059	2.056	2.075	2.062	2.1	1.723	1.949	1.701	1.118	1.125	1.777	1.671	2.092	1.439	2.338
P ₂ O ₅	0.251	0.294	0.175	0.279	0.432	0.237	0.449	0.451	0.206	0.442	0.31	0.191	0.209	0.246	0.391	0.242	0.417	0.213
PxC	1.22	1.2	0.83	0.32	0.33	0.22	0.5	0.9	1.48	0.7	0.56	0.64	0.47	0.72	0.31	0.91	0.43	1.87
Suma	99.97	99.94	100.41	99.59	99.94	99.94	99.71	99.79	100.47	99.94	100.47	100.61	100.59	100.68	100.1	100.69	100.63	100.58

Elementos traza

ppm																		
Rb	42	35	39	38	33	34	38	45	29	31	30	20	20	35	31	35	24	60
Sr	1107	1202	736	962	956	958	962	1243	798	896	888	644	644	944	1287	1228	645	547
Ba	2572	1111	783	1134	1108	1191	1454	805	587	1257	1304	596	596	1072	1723	928	918	961
Y	18	16	15	17	18	16	19	16	16	21	18	16	16	14	19	13	21	17
Zr	211	174	165	219	219	216	218	201	158	210	206	165	165	169	187	180	175	175
Nb	9	8	6	11	11	10	10	5	5	11	11	5	5	4	7	5	8	6
V	169	164	131	158	164	154	173	100	160	152	152	175	175	90	156	68	175	43
Cr	343	129	167	265	270	264	284	186	313	270	229	272	272	188	250	216	318	185
Co	22	12	9	22	22	21	24	10	19	24	21	27	27	11	21	9	26	5
Ni	58	13	6	58	61	58	62	12	31	78	72	24	24	10	67	17	79	3
Cu	33	3	4	30	34	25	30	7	22	12	15	3	3	11	8	22	20	3
Zn	65	76	62	69	72	68	73	73	68	88	82	77	77	66	80	69	76	53
Th	7	5	6	11	6	9	9	4	5	8	3	3	3	7	13	6	2	10
Pb	7	14	9	9	8	8	8	10	6	11	11	6	6	10	13	10	5	10

TABLA AIII. Contenido de elementos mayores y traza de las Regiones de Bahía de Los Ángeles, Isla Ángel de la Guarda y San Luis Gonzaga. Los valores de los elementos mayores y traza, y edades absolutas se obtuvieron de Delgado-Argote, 2000 y Martín-Barajas et al. 2000. Las siglas significan: SLA=Sierra Las Ánimas, SLF=Sierra Las Flores, ESLL=este Sierra La Libertad, WSLA=occidente Sierra Las Ánimas, IAG=Isla Ángel de la Guarda, SLG=San Luis Gonzaga, A=Andesita, AB=Andesita basáltica, BTA=Traquiandesita basáltica, D=Dacita.

clave	Delgado-Argote (2000)						Martín et al. (2000)				
	15-IV-94	12-I-92	V129991	15-III-92	10-VI-94	17-III-92	97-Tbc	97-Tba	97-24	LG7b	97-23
Loc.	SLA	SLF	ESLL	WSLA	IAG	WSLA	SLG	SLG	SLG	SLG	SLG
edad (Ma)	7.9	12.1	14.1	17.9	18	18.4	15.4±0.5	<16	<16	<16	<16
Clas. TAS	D	A	T	A	D	A	D	D	A	BA	BTA
W%											
SiO ₂	63.78	58.99	59.48	58.02	64.88	59.36	65.51	65.13	62.48	53.83	53.60
TiO ₂	0.707	0.987	0.869	0.764	0.982	0.863	0.56	0.57	0.62	0.92	1.33
Al ₂ O ₃	16.4	18.1	18.6	16.6	16.42	15.75	16.52	16.63	16.57	14.99	15.71
FeO	4.67	5.67	1.207	5.93	5.16	6.45	1.09	1.10	1.20	1.84	1.85
MnO	0.08	0.097	0.038	0.103	0.091	0.115	0.06	0.06	0.08	0.15	0.12
MgO	3.08	3.69	0.28	6.9	1.57	5.1	2.49	2.57	4.06	6.19	7.85
CaO	5.23	7	1.738	6.92	4.62	7.25	4.72	4.75	5.37	11.76	8.29
Na ₂ O	4.11	3.89	3.753	3.94	4.92	3.22	4.33	4.22	4.23	2.78	3.82
K ₂ O	2.48	2	5.045	1.41	1.58	2.09	1.82	2.01	1.77	1.19	1.61
P ₂ O ₅	0.169	0.282	0.08	0.213	0.265	0.199	0.19	0.19	0.19	0.2	0.55
ppm											
Cr	66	22	22	30.6	5	136	144	148	420	379	407
Ni	33	13	13	144	5	28	35	36	83	35	201
Sc	14	18	15	26	14	26	-	-	-	-	-
V	103	140	110	138	126	156	-	-	-	-	-
Cu	12	31	16	32	6	33	50.09	49.27	44.97	52	73.45
Pb	11	6	17	7	7.21	10	-	-	-	-	-
Zn	53	63	56	71	70	72	-	-	-	-	-
K	20421	16520	24655	11622	13033	17267	-	-	-	-	-
Rb	101	36	71	25	38	71	38.8	37.7	31.1	20	25.4
Ba	913	750	1042	905	566	732	1212	1114	1005	419	941
Sr	611	899	627	611	434	602	678	679	689	1306	933
Ga	17	20	20	18	22	18	-	-	-	-	-
Nb	9.5	8.6	9.4	6.9	6.22	9	6.27	6.26	5.64	5.8	16.4
Zr	210	207	275	161	167	184	185	185	177	141	230
Ti	4208	5875	5198	4544	5857	5156	-	-	-	-	-
Y	23	22	20	16	28.88	25	12.67	12.47	13.22	17	23.13
Th	17	6	8	2	2.73	7	-	-	-	-	-
La	39	28	15	12	15.64	25	27.03	26.10	23.81	-	36.05
Ce	49	62	38	53	33.03	56	50.09	49.27	44.97	52	73.45
Pr	-	-	-	-	4.13	-	5.63	5.49	5.28	-	8.85
Nd	-	-	-	-	18.47	-	21.90	21.30	20.66	-	35.30
Sm	-	-	-	-	4.97	-	4.28	4.29	4.24	-	7.12
Eu	-	-	-	-	1.4	-	1.15	1.15	1.20	-	1.97
Gd	-	-	-	-	4.89	-	3.35	3.34	3.38	-	5.74
Tb	-	-	-	-	0.86	-	0.46	0.45	0.47	-	0.82
Dy	-	-	-	-	5.4	-	2.47	2.51	2.58	-	4.67
Ho	-	-	-	-	1.13	-	0.45	0.45	0.49	-	0.88
Er	-	-	-	-	3.17	-	1.15	1.13	1.25	-	2.21
Tm	-	-	-	-	0.45	-	0.16	0.16	0.18	-	0.32
Yb	-	-	-	-	2.78	-	0.97	0.94	1.07	-	1.81
Lu	-	-	-	-	0.43	-	0.16	0.16	0.17	-	0.29

