

Tesis Doctoral

La eruptividad subvolcánica terciaria en la precordillera de San Juan, entre el Río Jachal y el Arroyo de las Cabeceras, Provincia de San Juan : Caracterización petrológica y vinculación con la estructura

Leveratto, Miguel A.

1972

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the Master's and Doctoral Theses Collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Leveratto, Miguel A.. (1972). La eruptividad subvolcánica terciaria en la precordillera de San Juan, entre el Río Jachal y el Arroyo de las Cabeceras, Provincia de San Juan : Caracterización petrológica y vinculación con la estructura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n1423_Leveratto

Cita tipo Chicago:

Leveratto, Miguel A.. "La eruptividad subvolcánica terciaria en la precordillera de San Juan, entre el Río Jachal y el Arroyo de las Cabeceras, Provincia de San Juan : Caracterización petrológica y vinculación con la estructura". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1972. http://hdl.handle.net/20.500.12110/tesis_n1423_Leveratto

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

LA ERUPTIVIDAD SUBVOLCANICA TERCIARIA EN
LA PRECORDILLERA DE SAN JUAN, ENTRE EL
RIO JACHAL Y EL ARROYO DE LAS CABECERAS,
PCIA. DE SAN JUAN. CARACTERIZACION PE-
TROLOGICA Y VINCULACION CON LA ESTRUCTURA.

por

MIGUEL A. LEVERATTO

TESIS DOCTORAL
UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
1972

Director del trabajo: Dr. B.J. Quartino

Tesis 1423 =

Reg. No 1423

Contenido

I- <u>Introducción</u>	1
Zonas estudiadas	1
Antecedentes	3
Métodos de trabajo	4
Agradecimientos	5
II- <u>Cuerpos de Barreal y Leoncito</u>	6
A. Cuerpos de Barreal	6
Forma de los cuerpos	9
Zona de alimentación	9
B. Cuerpos de Leoncito	11
Geología de la comarca	11
Forma y estructura de los cuerpos	13
1. Diques	13
2. Cuerpos diquiformes mayores	16
C. Petrografía de los cuerpos de Barreal y Leoncito	17
III- <u>Cuerpos de Gualilán</u>	25
Geología de la comarca	25
Forma y estructura de los cuerpos	29
Diques y filones capa	31
Otros cuerpos	33
Cuerpos de la cantera abandonada	33
Estructuras internas y relaciones con la roca de caja	34
Petrografía de los cuerpos de Gualilán	35
Cantera abandonada	39
IV- <u>Cuerpos de Cerro de la Punta</u>	42
Geología de la comarca	42
Filones capa básicos	45
Estructura de la comarca	46
Forma y estructura de los cuerpos	47
Petrografía de los cuerpos de C° de la Punta ..	51
Andesitas	51
Dacitas	54

V-	<u>Cuerpos de Cerro Negro</u>	57
	Geología de la comarca.....	57
	Forma y estructura de los cuerpos	59
	Petrografía de los cuerpos de C° Negro.....	61
	Andesitas	62
	Dacitas	62
VI-	<u>Cuerpos de Tocota</u>	66
	Petrografía	67
VII-	<u>Nuevos aportes sobre la zona de Ullún-Zonda</u> ..	69
VIII-	<u>Edad del vulcanismo y su vinculación con</u>	
	<u>la estructura</u>	72
	Evidencias geológicas	72
	Dataciones radiométricas	73
	Vinculación de los cuerpos con la	
	estructura	74
IX	<u>Quimismo de la Asociación Subvolcánica</u>	
	<u>del Río San Juan</u>	76
	Elementos mayores	77
	Elementos menores	94
	Rb, Ba y Sr	95
	Tierras raras	96
	Circonio	96
	Cu, Ni y V	96
X-	<u>Petrogénesis de la Asociación Subvolcánica</u>	
	<u>del Río San Juan</u>	99
	a) Teorías sobre el origen de las asociaciones	
	calco-alcálicas	99
	1) Diferenciación fraccionada del	
	magma basáltico.....	100
	2) Contaminación del magma basáltico	
	con corteza silícea.....	101
	3) Fusión de la corteza silícea y/o	
	hibridación	102
	4) Cristalización fraccionada del magma	
	basáltico a 30-40 Km de profundidad	
	bajo la presencia de agua.....	103

5) Fusión parcial de eclogita cuar- cífica	104
6) Fusión parcial de corteza oceánica en la zona de Benioff	105
b) La Asociación Subvolcánica del Río San Juan	108
Condición de formación de las rocas ..	110
Origen de las rocas de la asociación estudiada	115
XI- <u>Resumen-Conclusiones</u>	119
Lista de trabajos citados en el texto	123

I. INTRODUCCION

Este trabajo se presenta, en su carácter de tesis, como requisito principal para optar al título de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires. Su realización fue costeada por la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, a cuyas autoridades el autor deja expreso su agradecimiento.

La elección del tema surgió de los trabajos realizados por el autor en la comarca de Ullún-Zonda, 1968, a partir de los cuales se planteó la necesidad de ampliarlos y continuarlos en otras zonas de la Precordillera, para de esta forma poder caracterizar la eruptividad subvolcánica y conocer su vinculación con las demás unidades geológicas de la Precordillera, especialmente las capas terciarias, y con las estructuras. Esto último permitiría, mediante dataciones radimétricas, acotar la edad de los sedimentos terciarios y de los movimientos tectónicos responsables de la estructura moderna que hoy día ofrecen su duda en esta región de la Precordillera, debido a la ausencia de fósiles guía en los llamados "Estratos Calchaqueños".

Zonas estudiadas: Las observaciones fueron realizadas en el sector precordillerano entre el río Jachal al norte y el Arroyo de las cabeceras al sur. Mediante el análisis de la bibliografía existente sobre la región, se seleccionaron varias zonas de afloramiento de cuerpos eruptivos terciarios. Para ello se tuvo en cuenta la magnitud o cantidad de cuerpos aflorantes y el tipo de los mismos. Las zonas seleccionadas son las siguientes, de norte a sur (ver figura 1): C° Negro al sur de Iglesia; C° de la

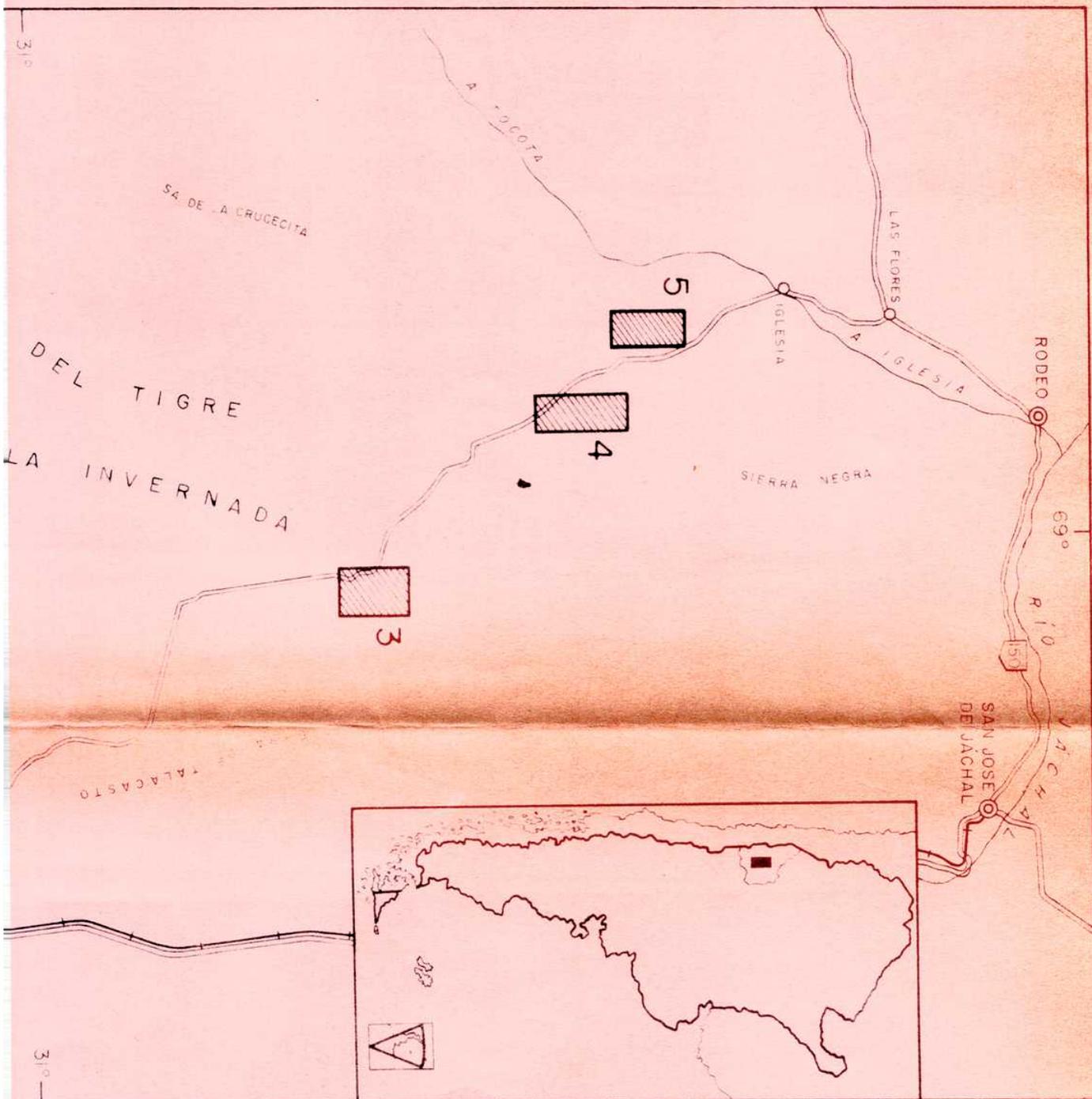
Punta al sudeste de Iglesia; Gualilán al noroeste de Talacasto; Barreal al sudeste del pueblo homónimo y Leoncito al norte del Arroyo de las Cabeceras. Se visitaron también otras zonas que no se incluyeron en el trabajo por diferentes motivos. Algunas de ellas son: Sierra de la Crucecita al oeste de la sierra del Tigre, donde fuera citada la presencia de varios cuerpos terciarios. Tales cuerpos resultaron ser en su mayoría afloramientos de tobas que se encuentran intercaladas en los sedimentos terciarios como los que afloran en la qda. del Salitral sobre el camino que va de Gualilán a Villanueva, o cuerpos riolíticos que corresponden a la llamada "Serie Porfirítica", como los que afloran en el extremo sur de la sierra de la Crucecita en las inmediaciones del C° Puntudo. De todos ellos, sólo uno puede ser homologado con la serie que nos ocupa: es el que se encuentra a la altura del extremo norte de la sierra de la Crucecita, aflorante en la parte central de un gran bajo que corre paralelo a la sierra. Tampoco se lo incluye en el trabajo, debido a que su afloramiento es muy pobre y son escasos o nulos los datos estructurales que de él se pueden obtener.

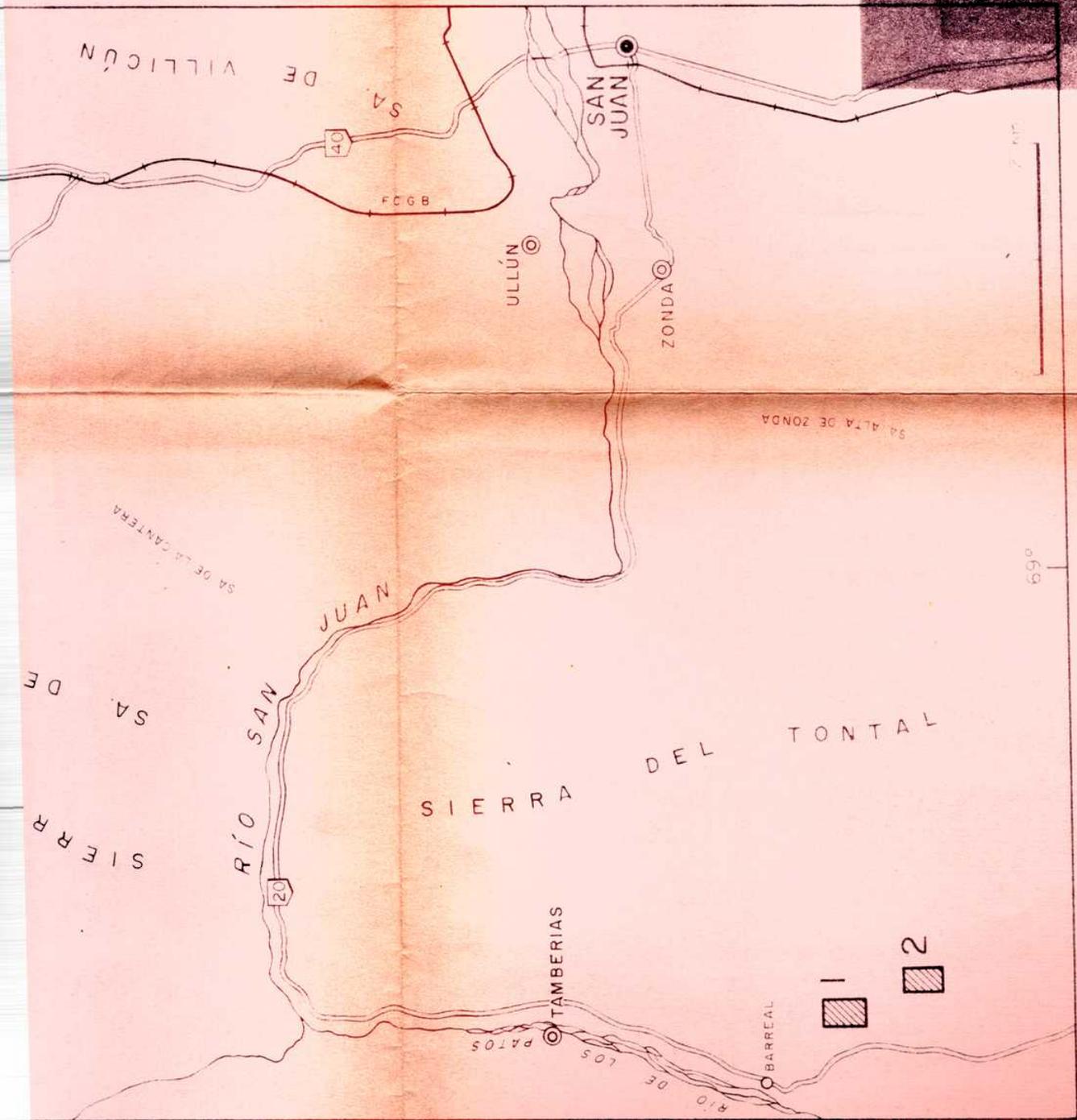
También se realizaron reconocimientos expeditivos en las zonas de: Tocota, al sur de Iglesia; Cerro Leona, al norte de Pachaco; Alcaparrosa, al norte de Calingasta y Cordón del Cerro Bola, al este de Sorocayense. De todas estas zonas la única que se tiene en cuenta en este trabajo es la de Tocota, en donde afloran dacitas lamprobolíticas. En las otras tres zonas afloran intrusivos tonalíticos en las dos primeras y monzodioríticos en la última. Si bien se les podría asignar una edad moderna y por composición homologarlos con la asociación que se describirá en los

próximos capítulos, estos cuerpos corresponderían a una facies de cristalización más profunda, rica en volátiles y por lo tanto no se los incluye en el trabajo.

Todos los cuerpos subvolcánicos aflorantes en las áreas estudiadas, cuya composición varía entre andesítica y riódacítica se han agrupado bajo el nombre de ASOCIACION SUBVOICANICA DEL RIO SAN JUAN. Todos ellos son comagmáticos y corresponden a las llamadas asociaciones volcánicas de zonas orogénicas, (Turner y Verhoogen, 1963). Se ha preferido el nombre de Asociación, con su implicancia petrológica, al empleo del nombre de una unidad litoestratigráfica, como han sido definidas en el Código de Nomenclatura Estratigráfica, ya que éste es ambiguo en la consideración de las rocas ígneas. Al considerar la relación genética entre distintos cuerpos intrusivos que podrían constituir distintas "formaciones", se llegaría a la conclusión, teniendo en cuenta las especificaciones de dicho código, que hay que reunirlos bajo la denominación de grupo. En lugar de grupo el autor prefiere utilizar el término asociación, que tiene mayor significado dentro de la Petrología y una categoría más amplia ya que dentro de una asociación volcánica o plutónica, localmente varias formaciones o unidades geológicas que la integran pueden estar reunidas bajo la denominación de grupo.

Antecedentes: hasta el presente, no se han efectuado estudios de los cuerpos subvolcánicos terciarios que afloran en la Precordillera de San Juan desde el punto de vista petrológico, con miras a la caracterización de la eruptividad de la región.





COORDENADAS

- 1: Cuerpos de Barreal; 2: Cuerpos de Cerro de la Punta; 5: Cuerpos de Cerro Negro.

En la literatura geológica sobre la Precordillera se puede encontrar menciones, no muy abundantes, de estos cuerpos, en su mayoría incluídas dentro de descripciones regionales, que en general no aportan mayores datos sobre los mismos. La mención de tales citas se incluye en la descripción de cada una de las zonas en particular.

Métodos de trabajo: Las áreas seleccionadas fueron mapeadas a escala 1:10.000 (Barreal y Leoncito) y 1:7.500 (Gualilán, C° Negro y C° de la Punta), empleándose como base topográfica las siguientes fotografías aéreas ampliadas al cuadruple: Leoncito: IFTA 242 (i); Barreal: IFTA 242(ii); Gualilán: IFTA 212-6901D N°3686 y 3687; C° de la Punta: IFTA 212 6911D N°2132 y N°2134 y C° Negro: IFTA 212 6913D N°2085 y N°2087. El trabajo de campo se realizó en cuatro campañas entre los años 1968 y 1970 que insumieron en total 2 meses. Además del mapeo y del muestreo petrográfico, propio del trabajo, se recogieron 79 muestras orientadas para mediciones paleomagnéticas y 15 muestras para datación isotópica.

El trabajo de gabinete comprendió la selección de las zonas a partir de la bibliografía existente y del análisis de fotografías aéreas de sectores de la Precordillera. El estudio petrográfico se realizó mediante el análisis microscópico de 160 secciones delgadas. La determinación de los minerales incluyó el uso de platina universal, monocromador y técnicas roentgenográficas. Las plagioclasas fueron determinadas por el método de Tsuboi (1934) y por rayos X de acuerdo a Visvanathan (1970).

(i) corrida 6905A-111 N°193

(ii) corrida 6905A-111 N°195

Los análisis químicos fueron realizados en parte por vía húmeda por las doctoras B. Lafaille y N. Kotelnikov del Laboratorio de Análisis de Rocas del CNICYT y por el autor por F.R.X. en el Dpto. de Geología de la Universidad de Manchester.

Agradecimientos: deseo agradecer especialmente al Dr. B.J. Quartino quién dirigió y orientó el trabajo. Al Dr. E.J. Llambías y Dr. H.G. Marchese por su colaboración en campaña y la discusión de algunos tópicos del trabajo; a los licenciados J. Morelli, D. Borelli y R. Sarudiansky por su colaboración en las tareas de campaña; a las Doctoras B. Lafaille y N. Kotelnikov por la realización de los análisis químicos. Al personal del Laboratorio Petrográfico por la confección de secciones delgadas y a todos aquellos compañeros y personas que mediante sus ideas o esfuerzo colaboraron en la realización del trabajo. La ayuda brindada por D.H. Huges para la realización de los análisis por F.R.X. y de G. Norris para la determinación de las plagioclasas por Rayos X fue invaluable. Deseo agradecer también al C.N.I.C.Y.T. por el apoyo financiero brindado durante la estadía en el Depto. de Geología de la Universidad de Manchester.

II - Cuerpos de Barreal y Leoncito

Los cuerpos de Barreal y Leoncito se encuentran ubicados en el borde occidental de la Precordillera de San Juan, entre las localidades de Barreal y el Arroyo de las Cabeceras, sobre el valle de Calingasta. Son los cuerpos más meridionales de la región estudiada. Se los describe en conjunto por su similitud litológica-estructural.

A - Cuerpos de Barreal

Los cuerpos de Barreal afloran en el extremo sur de la serranía de Las Piedras Pintadas, a unos 3 km al sudeste de Barreal. Se destacan fácilmente en el paisaje por su posición elevada y su coloración verdosa, que contrasta con el resto de las formaciones que afloran en la comarca (fig. 2).

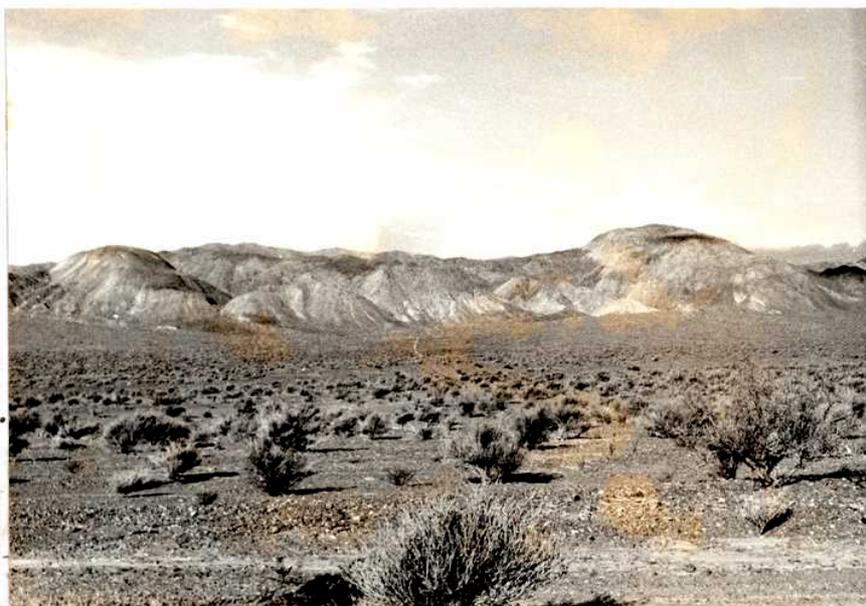


Fig.2: Vista de los cuerpos de Barreal tomada desde el camino que une el pueblo homónimo con la estancia Leoncito.

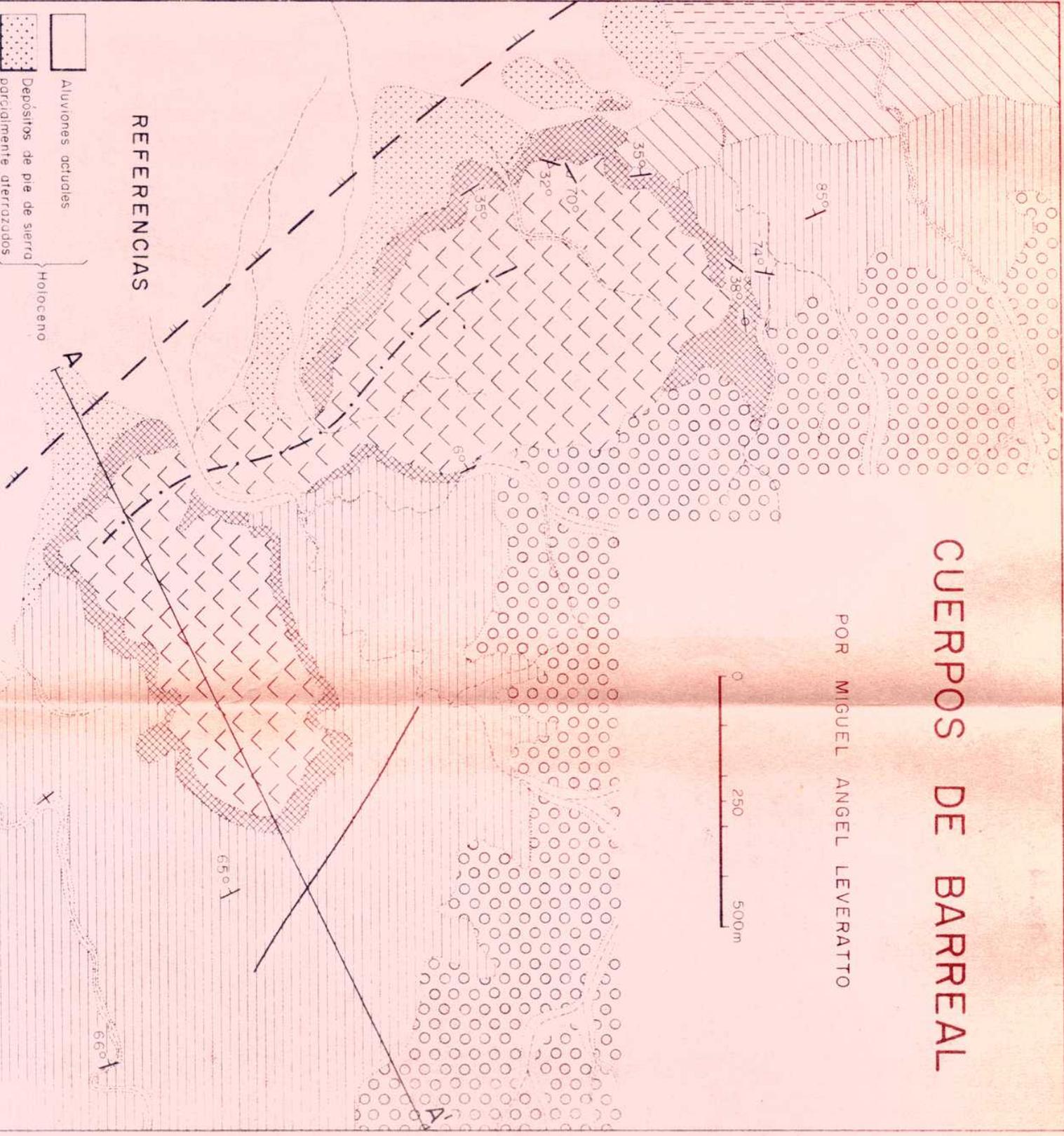
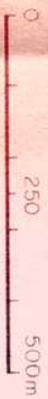
Las rocas que constituyen esta porción de la serranía de las Piedras Pintadas (fig.4) corresponden a las formaciones Hilario, El Paso y Tres Saltos (Mésigos, 1953), sobre las cuales no se hará mayor hincapié por no ser objeto de este trabajo.

En neta discordancia angular sobre las formaciones mencionadas se apoya un paquete de sedimentitas poco consolidadas que pueden ser atribuídas al Terciario, posiblemente correlacionables con la Formación Lomas del Inca (Baldís, 1964). Su área de afloramiento se limita a la porción que ocupan los cuerpos de andesita que se han intruído en ella, sirviéndoles de techo protector.

En la quebrada que pasa inmediatamente al norte de los cuerpos dicha formación tiene un espesor de 50 metros, con un rumbo aproximado norte sur, inclinándose unos 45 grados al oeste. Está constituida por intercalaciones de limolitas y areniscas de coloraciones rojizas, bancos de margas de 80 cm de espesor y dos intercalaciones de conglomerados de 3-4 metros de espesor. Los clastos de los conglomerados que constituyen un 50-70% de la roca, son de riolitas y rocas de grano fino, posiblemente tobas. Presentan buen redondeamiento. La mátrix es arenisca fina a limolita y el cemento carbonático. En otra quebrada más al sur, que disecta al cuerpo en dos, tiene un espesor de 15 m y se apoya sobre la Formación Hilario por medio de un conglomerado de base de tres metros de espesor de color borra vino (Fig.3). Los clastos que componen este conglomerado son de dos tipos: a) muy redondeados de rocas volcánicas riolíticas, de pórfiros con cuarzo, de cuarzo de veta y cuarcitas, con un tamaño de hasta 10 cm; b) muy an-

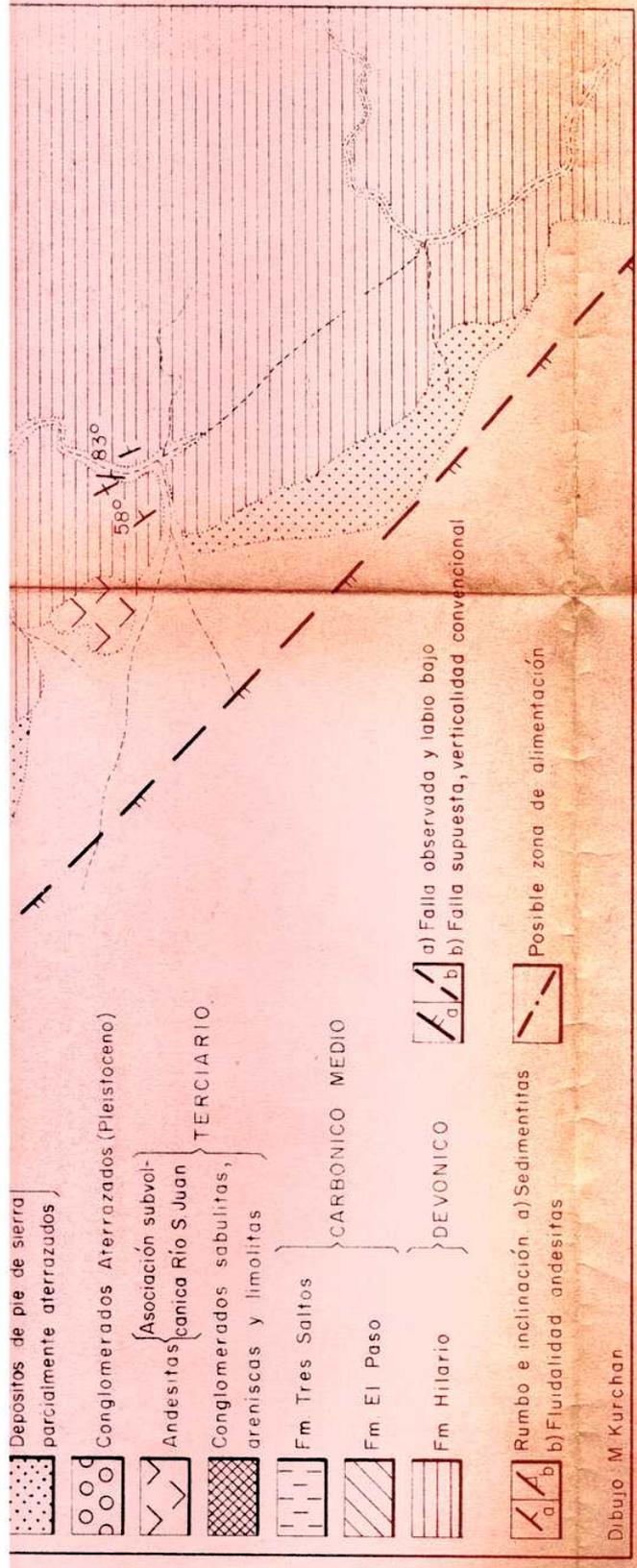
CUERPOS DE BARREAL

POR MIGUEL ANGEL LEVERATTO

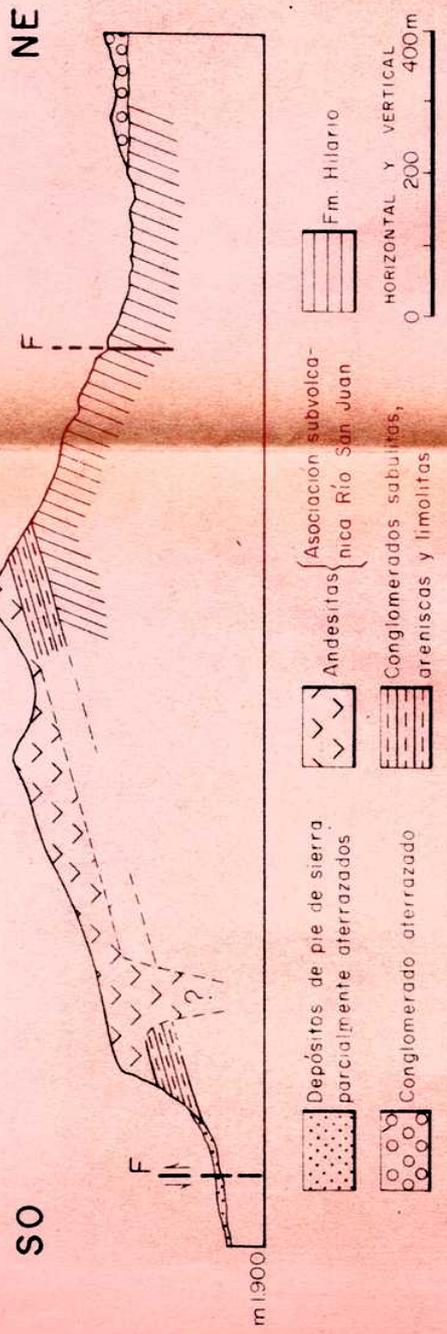


REFERENCIAS

- Aluviones actuales
- Depósitos de pie de sierra
- Depósitos de pie de sierra parcialmente aterrazados
- Holoceno



PERFIL CUERPOS DE BARREAL A-A'



gulosos correspondientes a las rocas que provienen de la erosión de la Formación Hilario con un tamaño de 2 a 3 cm.



Fig.3: Sedimentitas de posible edad terciaria que constituyen la base del cuerpo de Barreal. A: andesita, c: conglomerado de base, S: sedimentitas más finas, H: Formación Hilario.

La mátrix es arenosa limosa y el cemento carbonático. En las superficies de meteorización el conglomerado tiene textura en piel de elefante. Hacia la parte superior la granulometría se hace más fina pasando a sabulitas. La coloración general de todo el conjunto es rosada clara.

Todas las formaciones mencionadas, e incluso parte de los cuerpos de andesita desaparecen hacia el este debajo de antiguas agradaciones pedemontanas, que actualmente están siendo recortadas, las cuales están constituidas por conglomerados muy poco consolidados en la composición de cuyos clastos intervienen en forma predominante materiales provenientes de la Cordillera Frontal.

Forma de los Cuerpos

Algunos autores que anteriormente hicieron referencia a los cuerpos de Barreal, tales como Galli (1947) y Mésigos (1953) los consideraron como coladas o mantos ande-síticos, criterio que no es compartido por el autor teniendo en cuenta los elementos que se expondrán más adelante.

El cuerpo es groseramente tabular y en planta tiene la forma de una herradura, que cubre una superficie de 0,57 Km², con sus extremos apuntando hacia el noreste. Esta forma en herradura es producto de la erosión y no de la forma original del cuerpo, que se puede suponer que era mayor, ya que algunos remanentes de él quedan en la cima del C^o Hornito situado al sudeste del área abarcada por el mapa. La erosión ha disectado al cuerpo labrando una profunda quebrada que ha dejado al descubierto el sustrato Paleozoico en el centro del mismo. La base del cuerpo (fig.5) es concordante con la serie sedimentaria donde se ha intruído, la que fue afectada térmicamente en las proximidades de los contactos. El único sector del cuerpo que no es concordante es el que se ha llamado zona de alimentación. Sobreimpuesta a la inclinación general del cuerpo y los sedimentos hacia el oeste, estos últimos en el borde occidental inclinan hacia la parte interior del cuerpo, o sea hacia el este, acompañando la forma del mismo cerca de la zona de alimentación.

Zona de alimentación

Se halla en el borde occidental del cuerpo, sobre la terminación de la sierra y desarrollada paralelamente a este borde abarcando prácticamente todo el largo del cuerpo.



Fig.5: Base del cuerpo de Barreal en la quebrada que lo divide. Nótese la actitud recta del mismo. A: andesita, S: sedimentitas terciarias, H: Formación Hilario.

Los elementos de juicio para ubicar allí la zona de alimentación son los siguientes: 1) en la quebrada que divide al cuerpo en dos, y en la que se encuentra inmediatamente al norte de ésta se ve perfectamente como las sedimentitas, que están intruídas concordantemente por la andesita son cortadas por ésta, con contactos de actitud general subvertical; 2) al sur del cuerpo principal se encuentra otro cuerpo de menor tamaño intruído en el Paleozoico a un nivel altitudinal más bajo, y de forma más o menos ovalada que se encuentra alineado con la dirección marcada en el mapa para la zona de alimentación; 3) El relieve del cuerpo en esta zona tiene un resalto con esa misma alineación, observable perfectamente en las fotografías aéreas.

Además de lo dicho referente a la forma del cuerpo

no se han encontrado elementos tales como fluidalidad muy marcada, vesículas o rodados de la roca de caja dentro de la andesita cerca del contacto inferior del cuerpo, que serían propios de una lava. La existencia de algunos "roof pendant", uno de ellos de 10 x 2 metros en el extremo suroeste del cuerpo es otro elemento que se suma para descartar la posibilidad de que se trate de cuerpos lávicos.

Resumiendo, se trataría de un cuerpo concordante en líneas generales, pudiendo corresponder a un lacolito o un lopolito. Al no quedar restos del techo del cuerpo y al haber sido eliminado por la erosión parte del mismo (al oeste de la zona de alimentación) no quedan muchos elementos para decidir si se trata de uno u otro tipo de cuerpo. La planitud de la base apuntaría hacia un lacolito, aunque la inclinación de las capas hacia la zona de fluencia podría hacer pensar que fuera un lopolito (ver fig.4). De todos modos los elementos disponibles son escasos como para inclinarse por alguno de los dos.

B - Cuerpos de Leoncito

Afloran pocos kilómetros al norte del Ayo. de las Cabeceras, a la altura de las quebradas de Majaditas y del Barrancón, sobre el borde occidental de la Precordillera, donde las dos quebradas mencionadas desembocan en el valle de Calingasta.

Geología de la comarca

Las rocas más antiguas que afloran en la comarca corresponden al Grupo Ciénaga del Medio, (Amos y Marchese, 1965). En el sector oriental de la comarca afloran las tres formaciones que integran este grupo: Hilario, Iomitas Ne-

gas y Tontal de abajo hacia arriba. La primera fue definida por Mésigos (1953) quién le asignó una edad ordovícica; las otras dos fueron definidas por Padula et al (1970) quienes les asignan una edad Devónica al igual que a la Formación Hilario. En el sector oriental de la comarca las sedimentitas de este grupo tienen un rumbo noreste-suroeste inclinándose al noroeste. Hacia el poniente aparece nuevamente el Grupo Ciénaga del medio, pero con la ausencia de la Formación Tontal (Fig. 6 a y b). En este sector se encuentran en contacto con la Formación Majaditas por medio de una falla inversa. El rumbo de ambas formaciones al igual que el de la falla es aproximadamente norte-sur con una inclinación al poniente similar a la de la Formación Hilario. La inclinación de la Formación Majaditas es mayor que la del Grupo Ciénaga del medio. Las formaciones que integran este grupo desaparecen hacia el oeste por debajo del relleno moderno del valle del río Los Patos.

El Carbónico en la comarca está representado por la Formación Majaditas (Amos y Rolleri, 1965), que aflora en el sector central de la porción estudiada. Tiene un rumbo N-NW con una inclinación homoclinal hacia el oeste. Se asienta en discordancia angular sobre el Grupo Ciénaga del Medio mediante un conglomerado de base de 50 metros de espesor, de hábito lenticular, cuyos clastos están constituidos por rocas provenientes de la destrucción de las sedimentitas del Grupo Ciénaga del Medio. Los clastos poseen muy buen redondeamiento y su tamaño varía entre pocos centímetros y 30 cm. El porcentaje de clastos con respecto a la matriz, arenosa limosa, es variable de "lente a lente", pasándose en algunos casos a areniscas conglomerádicas.

Con respecto a este conglomerado de base es interesante hacer hincapié en su origen, ya que autores anteriores como Zölner (1950), Galli (1947) y Amos y Rolleri (1965) lo han considerado como tilitas. No se han observado en el campo características estructurales y morfológicas de los clastos que permitan atribuir este origen. El grado de redondeamiento y la esfericidad muy elevados y la forma de los clastos, la mayoría semejan huevos de distintos tamaños, indicaría un origen fluvial. El hábito lenticular y discontinuo y la carencia de una estratificación bien definida de las unidades que componen el conglomerado así como la inmadurez textural y composicional lo hacen muy semejante a los conglomerados que constituyen las bajadas actuales que se desarrollan a lo largo de la Precordillera. Marchese (1964), asigna un origen fluvial a pséfitas similares a estas que forman la base de la Formación Leoncito, a la cual se le asigna una edad similar a la de la Formación Majaditas (Amos y Rolleri, 1965) y que también se asienta en discordancia sobre el Grupo Ciénaga del Medio.

Forma y estructura de los cuerpos

Dentro de esta comarca existen dos tipos de cuerpos que se distinguen principalmente por su tamaño ya que su litología es similar: 1) Diques 2) Cuerpos diqueiformes mayores.

1) Diques: Afloran en el sector occidental de la comarca al oeste de la discordancia entre la Formación Majaditas y el Grupo Ciénaga del Medio. Están intruídos en las Formaciones Majaditas e Hilario y su arrumbamiento general coincide con el de las sedimentitas que constituyen estas forma-

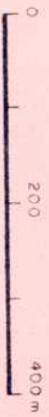
ciones. Su disposición es subvertical coincidente con la inclinación de la caja. Su espesor varía entre 6 y 3 metros y su corrida entre 20 para el menor (quebrada de las Majaditas) y 300 para el mayor (quebrada del Barrancón). Es interesante destacar la forma de este último, que de una disposición longitudinal con respecto a la caja, pasa a transversal a la altura de la quebrada para salir luego de la quebrada hacia el norte nuevamente con una disposición longitudinal. La inclinación también cambia de subvertical en los tramos longitudinales a subhorizontal en el transversal (fig. 7). Es difícil visualizar en el campo las causas de este cambio de actitud, debido a pequeñas complicaciones tectónicas de la zona, pero es muy probable que siga la corrida de alguna fractura producto de esa complicación. De la misma manera es muy probable que los tramos longitudinales sigan también la traza de la fractura marcada en la fig. 6, lo mismo que el dique que aflora en la quebrada al sur de la quebrada de las Majaditas.



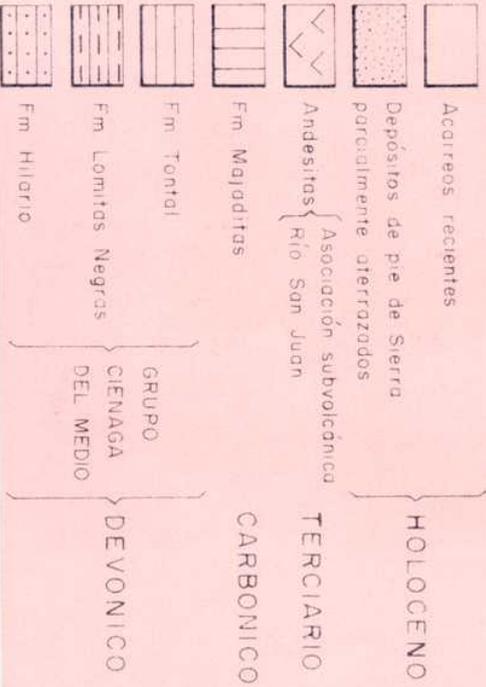
Fig.7: Dique de andesita en qda. del Barrancón. Nótese el cambio de inclinación a modo de pliegue a la altura de la quebrada. D:Dique, M:Formación Majaditas.

CUERPOS DE LEONCITO

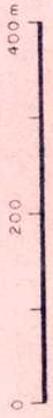
POR MIGUEL A. LEVERATTO



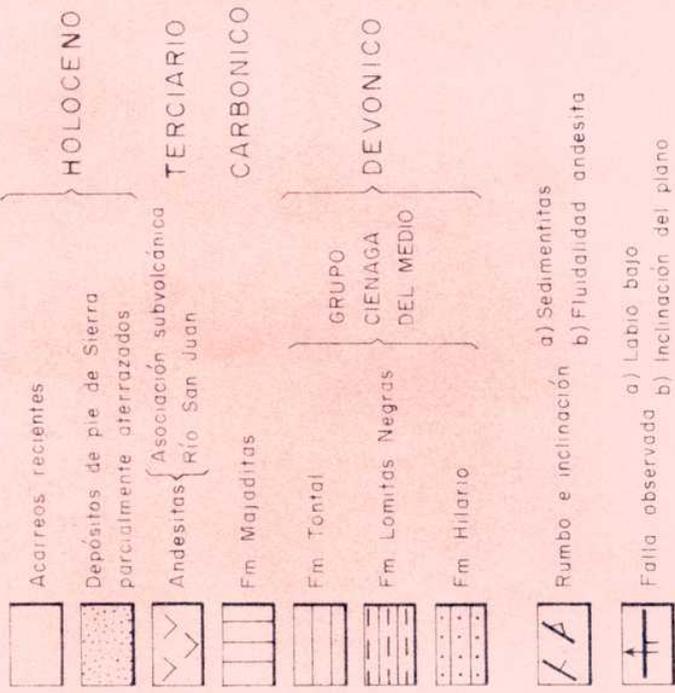
REFERENCIAS



POR MIGUEL A. LEVERATTO



REFERENCIAS



Dibujo: M. Kurchan

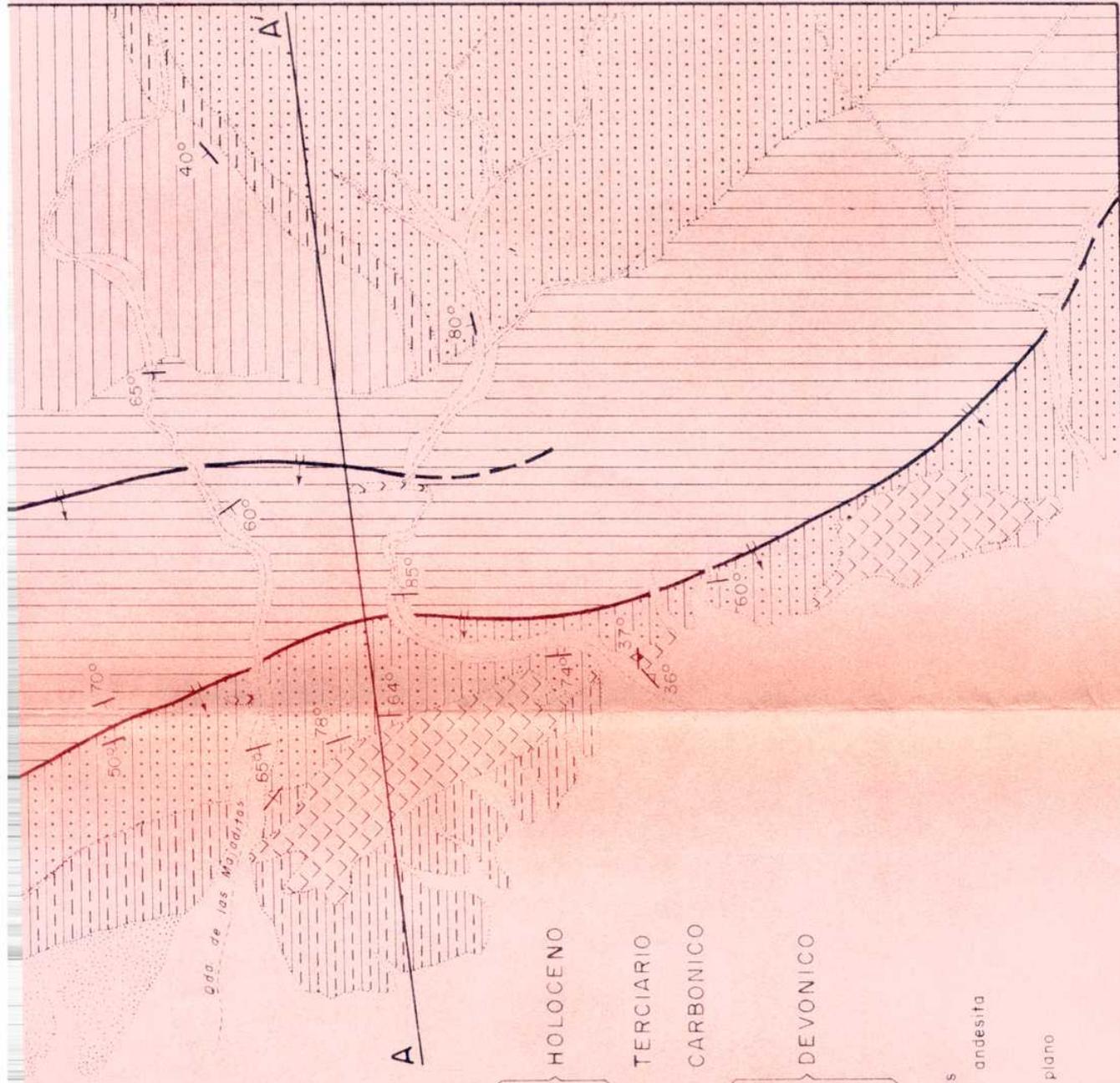
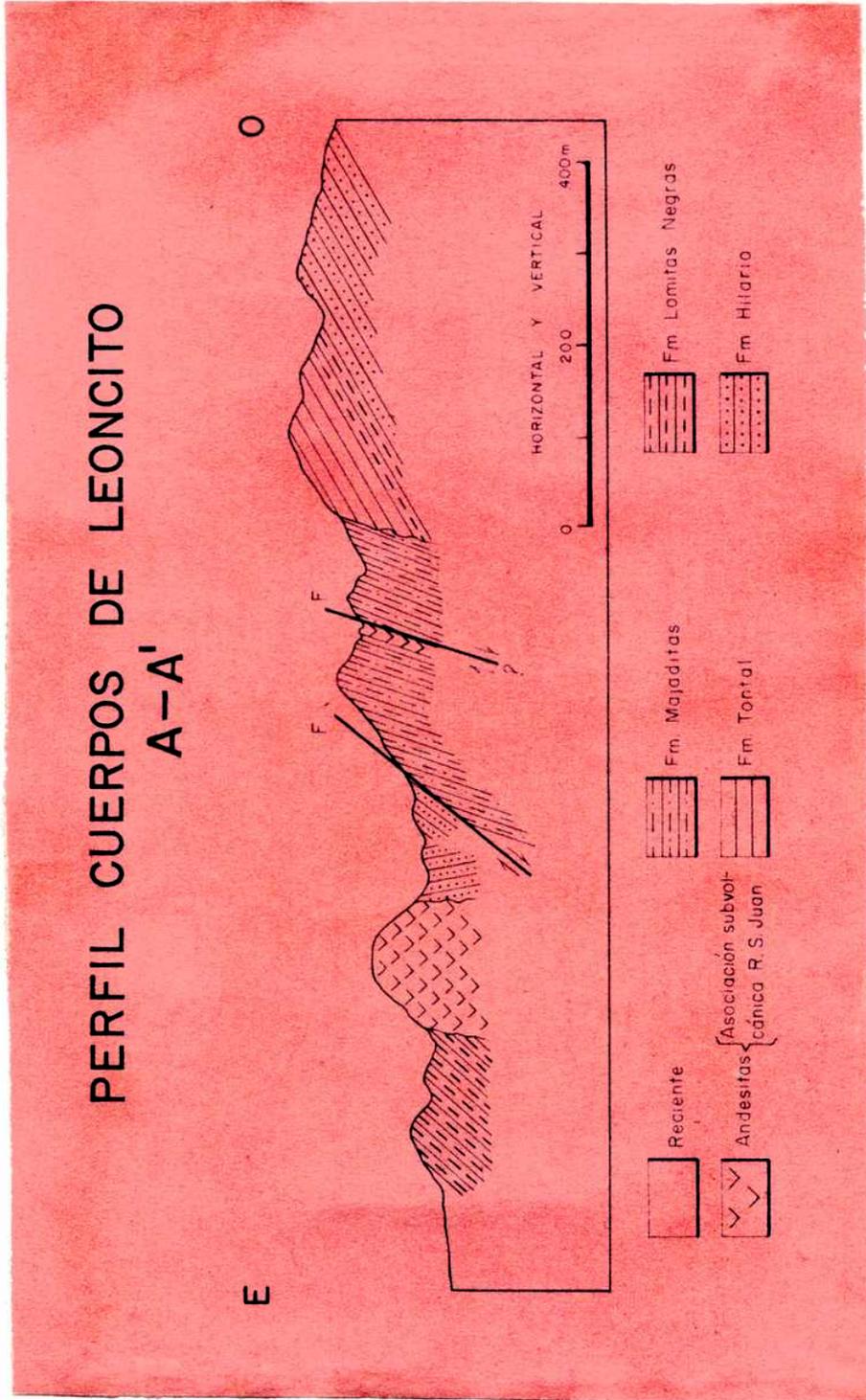


Figura 6b



2) Cuerpos diqueiformes mayores. Son dos cuerpos que se hallan restringidos al contacto entre las formaciones Lomitas Negras e Hilario, donde se hallan intruídos. Su forma es alargada en la dirección del rumbo de las formaciones con una corrida de 750 y 560 metros y un ancho de 160 y 210 metros el del norte y el del sur respectivamente, cubriendo ambos una superficie de 0,14 km². Entre los dos cuerpos mencionados se encuentra otro más pequeño siguiendo la misma alineación de los anteriores, desvinculado de estos al nivel de los afloramientos.

Los contactos con la roca de caja son netos, sub-verticales y con una inclinación de las capas sedimentarias hacia afuera de los cuerpos. En el cuerpo norte hay una acomodación de las sedimentitas de la Formación Hilario a la forma de los extremos del cuerpo y un cambio de inclinación hacia el este a lo largo de todo el cuerpo. En el contacto occidental esto no es posible detectarlo porque las sedimentitas lutíticas con las que está en contacto no acusen estos cambios de la misma manera que las areniscas del sector oriental. Pese a esta acomodación de la caja a la forma del cuerpo, estos son discordantes puesto que en sus extremos las sedimentitas están cortadas por la andesita. Además del cambio de inclinación de las capas mencionado para el cuerpo norte, las areniscas forman una especie de arco o combadura suave que apunta hacia el este, a la altura del cuerpo norte (fig. 8).

Teniendo en cuenta la forma de los cuerpos que afloran más al norte (Barreal), los cuerpos de Leoncito es muy probable que hayan sido similares a aquellos, hoy muy erodados, quedando solo como remanentes las porciones

correspondientes a los conductos de alimentación. El cambio de inclinación de las capas y el arqueamiento de la estructura al este de los cuerpos estaría indicando que estos se intruyeron en forma forzada.



Fig.8: Cuerpos de Leoncito. Foto tomada desde el cuerpo sur hacia el norte. En el sector derecho de la foto se puede ver el cambio de inclinación de las capas.

C - Petrografía de los cuerpos de Barreal y Leoncito

La roca que los constituye es una andesita cuar-
cífera hornblendífera, con una tonalidad general en los
afloramientos gris verdosa. En superficies frescas la tona-
lidad es verdosa blanquecina a gris verdosa; cuando alterada,
y en los diques adquiere una tonalidad parda arratonada o
gris oscura. La roca es maciza, de textura porfírica con
fenocristales de plagioclasa y hornblenda. Los primeros tie-
nen hábito cuadrangular a tabular corto, con un tamaño que
varía entre 2 y 9 mm siendo el más comun 5-6 mm. Los de

hornblenda son aciculares de hasta 8 mm de longitud; en el extremo SO del cuerpo grande de Barreal se encontraron algunos cristales de 2 cm de longitud, pero esto constituye una excepción.

La plagioclasa es andesina cálcica (An 45-50%). Se presenta en fenocristales euhedrales a subhedrales, a veces formando glomérulos de varios individuos. Tiene zonality muy marcada oscilante o inversa, que en el caso de los glomérulos se desarrolla en cada uno de los individuos, siendo una o varias de las últimas zonas comunes a todos. Están maclados según la ley de Albita o Periclino. Las maclas no son muy abundantes y por lo general están mal definidas, sobre todo en los individuos en que la zonality es muy marcada donde es frecuente que se acuñen. Las maclas de penetración o complejas son también comunes lo que da lugar a la formación de falsos glomérulos.

La alteración de los fenocristales de plagioclasa es bastante abundante en algunos sectores de los cuerpos. Está representada por: calcita, sericita, clorita, material arcilloso y un mineral de color verdoso amarillento, poco pleocroico de hábito hojoso a fibroso que podría ser prehnita. La alteración por lo general es selectiva en zonas dentro del cristal; comúnmente se desarrolla en el núcleo o en las últimas zonas externas: generalmente los fenocristales terminan en una zona delgada sin alterar (fig. 9).

Una característica remarcable de las plagioclasas de estas andesitas es el desarrollo de una microfracturación muy fina que abarca todo el cristal o los bordes solamente. La densidad de microfracturación es variable de un cristal

a otro y en distintos sectores de los cuerpos. El grado de alteración de los fenocristales está ligado a la densidad de microfracturas ya que ésta se desarrolla a partir de aquellas. Asociado a la microfracturación hay feldespatos alcalinos que reemplazan a la plagioclasa en forma de venillas o como parches difusos. El reemplazo suele ser también en forma de cribas siguiendo direcciones estructurales de los cristales. Este tipo de reemplazo puede abarcar el 30% de algunos fenocristales. Junto con el reemplazo por feldespato alcalino el núcleo de algunos fenocristales suele tener extinción inhomogénea. La birrefringencia en estas zonas es anómala con colores azules o pardos. No hay diferencia de índice entre estas zonas y el resto del cristal. Las inclusiones de hornblenda, apatita y mineral opaco son comunes.

La hornblenda es verde, con pleocroísmo fuerte: γ verde pardusco oscuro, β verde amarillento, α pardo amarillento claro. Se presenta en individuos euédrales a subédrales de hábito prismático y acicular, frecuentemente reabsorbidos por la pasta. Son frecuentes las maclas y la zonalidad, siendo el núcleo de los cristales zonales más oscuro que los bordes.

La cristalización cercana a la superficie de las andesitas, con la consecuente disminución de presión de volátiles, torna inestable a la hornblenda que tiende a ser reabsorbida. Los productos de resorción son clinopiroxeno, plagioclasa y mineral opaco. La resorción puede tener lugar tanto en la parte interna de los fenocristales como en los bordes. En este caso se forma una corona de pequeños cristallitos prismáticos de clinopiroxeno y mineral opaco euédral, que es más frecuente en las coronas que el primero (fig.9).

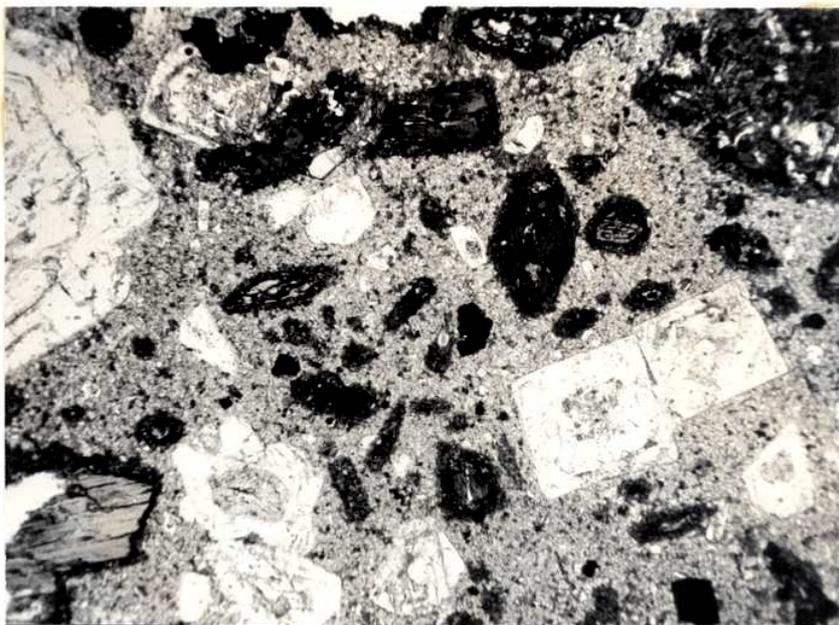


Fig.9: Cuerpos de Barreal. Vista general de la andesita. Nótese las zonas con inclusiones y/o cribas en la plagioclasa donde predomina la alteración y los bordes de reacción en la hornblenda. Sin analizador. 25x

La alteración deutérica de la hornblenda es muy importante. Los minerales producto de ella son: calcita, biotita, clorita, prehnita? y sericita. Este último mineral se presenta en agregados escamosos de grano muy fino de color pardusco claro a incoloro; reemplaza masivamente a los cristales de hornblenda como los demás minerales o a partir de pequeñas venillas que cruzan los cristales. Los productos de resorción de la hornblenda también están afectados por la alteración deutérica y las coronas están reemplazadas por óxidos de hierro y calcita. Los fenocristales más pequeños de hornblenda están totalmente reemplazados por los productos de alteración citados, principalmente calcita.

La pasta de la andesita es predominantemente microgranosa, variando en sectores de los cuerpos a andesítica y pilotáxica. En los diques es más común la pilotáxica.

En la pasta microgranosa hay dos generaciones de plagioclasa. En la primera los individuos son cuadrangulares, euhedrales a subhedrales cuyo tamaño varía entre 0,06 y 0,15 mm, tienen zonalidad marcada y maclado polisintético. La segunda generación tiene un tamaño que varía entre 0,06 y 0,01 mm, correspondiendo los mayores tamaños a los respectivos de la primera generación. Los cristalitas son xenomorfos, sin maclado y junto con cuarzo en menor cantidad, también en granos xenomorfos y feldespatos alcalinos intersticiales constituyen la mesostásis de la pasta. El feldespato alcalino no sobrepasa del 10-15%. Hay además en la pasta mineral opaco, calcita y hojuelas de clorita-biotita.

Cuando la textura es pilotáxica está constituida por tablillas de plagioclasa de 0,06-0,07 mm de largo por 0,012 de ancho, con feldespato alcalino intersticial. En estos casos por lo general hay una sola generación de plagioclasa aunque puede haber una primera de mayor tamaño.

Producto de la actividad deutérica hay agregados pavimentosos de cuarzo, formados por cristales anhedrales de hasta 0,36 mm asociados con calcita y feldespato alcalino, menos frecuentemente biotita (fig. 10). El cuarzo y el feldespato alcalino suelen desarrollar caras cristalinas, este último de menor tamaño que los otros minerales. Cuando la textura de la pasta es pilotáxica el cuarzo tardío suele englobar a la plagioclasa y al feldespato alcalino constituyendo una textura pseudo monzonítica muy fina, que vista con el analizador confiere un aspecto moteado a la pasta (Fig. 11).



Fig.10: Cuerpos de Leoncito. Agregado pavimentoso de cuarzo tardío, con calcita en el centro. Con analizador. 75x

En la andesita de los diques los fenocristales de plagioclasa son más pequeños que en los cuerpos grandes, el grado de alteración de la roca es mayor y hay preponderancia de texturas pilotácicas finas a criptocristalinas. En el dique que aflora en la quebrada del Telégrafo el cuarzo tardío y sus minerales asociados, a los que se agrega mineral opaco en cristales grandes, constituye cerca del 20% de la pasta. Aparece además un mineral de índice bastante menor que el del bálsamo, birrefringencia baja, formando agregados irregulares o intersticial en la pasta que podría ser cristobalita.

En la andesita de los cuerpos de Leoncito aparecen algunos fenocristales de cuarzo corroidos, más frecuentemente que en Barreal. Las pastas con texturas pilotácicas

son también más frecuentes y el cuarzo tardío más abundante.



Fig.11: Cuerpos Barreal. Andesita con pasta pilotáxica, en la que se aprecia el Q tardío englobando a las tablillas de plagioclasa de la pasta y a feldespato potásico. Nótese la zona de inclusiones en el fenocristal de Plagioclasa. Con analizador. 75x

En el cuerpo de Barreal aparecen algunos xenolitos pequeños (2-3cm) de areniscas cuarzosas provenientes de la Formación Hilario. Las inclusiones han sido parcialmente disueltas por la andesita y los granos de cuarzo corroído se los observá dispersos en ella. Estos xenocristales de cuarzo se pueden distinguir del cuarzo tardío de la pasta por el tipo de inclusiones que tienen, similares a las de los granos de la arenisca y por su aspecto en general menos límpido que aquel. La concentración de estos xenocristales aumenta en las cercanías de las inclusiones. Es importante tener en cuenta este fenómeno de incorporación de clastos de los xeno-

litos al buscar una posible explicación al origen del cuarzo tardío. Tampoco habría que descartar la posibilidad de que el cuarzo tardío provenga de la resorción de fenocristales de cuarzo formados tempranamente, por la presencia de algunos cristales de cuarzo reabsorbidos.

III - Cuerpos de Gualilán

Los cuerpos de Gualilán se hallan ubicados en el borde noroccidental de la pampa del mismo nombre, sobre las estribaciones orientales de la Sierra de la Invernada (ver fig.1 y fig.14). Estos cuerpos están constituídos por pórfiros dacíticos horblendo-biotíticos que se han intruído en las capas del Terciario y Paleozoico Inferior y en las calizas cambro-ordovícicas.

Son pocos los estudios que se han hecho sobre estos cuerpos. Stelzner (1885, pág.168) es uno de los primeros autores que los menciona e indica su posible vinculación con los que afloran sobre el Río San Juan (Leveratto, 1968). Angelelli (1936) y Fernández Lima y Olivieri (1951) describen brevemente los cuerpos que se encuentran en las inmediaciones de las minas de oro haciéndolos responsables de dichas mineralizaciones.

Geología de la Comarca

La unidad geológica más antigua de la comarca está representada por las calizas de la Formación San Juan de edad cambro-ordovícica, que constituyen los cerros norte y sur donde se hallan ubicadas las minas de oro (fig.14a). Estos dos cerros forman parte de una faja calcárea que se extiende con rumbo norte-sur desde la localidad de Pachaco, en el río San Juan, y continúa hacia el norte en dirección al C° Blanco. En la zona de Gualilán constituyen una serie de cerrilladas que afloran aisladas en la pampa, separadas de la sierra de La Invernada por una zona deprimida por donde corre la ruta provincial N°10 que va a Iglesia. Hacia el este están en contacto por medio de una falla inversa

con sedimentos terciarios. El espesor de las calizas es de aproximadamente 500 metros. Tienen un rumbo general nortesur y una inclinación hacia el poniente de 40-50°; en las inmediaciones de la falla inversa la inclinación aumenta hasta los 70°. Forman bancos macizos, muy gruesos en la mitad superior, en la mitad inferior los bancos son más finos y la coloración más clara, (fig.15). El chert es bastante abundante y también es común la presencia de gastrópodos y orthocerátidos. Recientemente Marchese (1972) ha descrito en detalle la Formación San Juan para este sector de la Precordillera.

Sobrepuestos a las calizas se encuentran los sedimentos silúricos del Grupo Tucunuco (Cuerda, 1966). Este grupo aflora saltuariamente en la vertiente occidental de los cerros calizas, desapareciendo hacia el oeste debajo del relleno moderno del valle. El afloramiento mayor se encuentra en el cerro más austral del área abarcada por el mapa, para el cual Baldis (1964b) describe un perfil detallado. El resto son remanentes de poco espesor que quedaron adosados a las calizas de las cuales se distinguen muy bien por la coloración pardo oscura de sus afloramientos (fig.12)(x). El contacto con las calizas se observa muy bien en el cortaveta de la Mina Magnata donde es concordante y neto. La Formación La Chilca comienza con lutitas de laminación muy fina, la granulometría va aumentando luego para pasar a limolitas o areniscas finas. El rumbo e inclinación de estos sedimentos es similar al de las calizas.

(x) En este trabajo no se ha intentado el mapeo por separado de las dos formaciones que integran el Grupo Tucunuco.



Fig.12: Cerro Sur visto desde el oeste. Se aprecia el Grupo Tucunuco (T) sobrepuesto a las calizas (c). Este grupo y las calizas han sido desplazados a lo largo de la línea F por la intrusión de uno de los cuerpos dacíticos (d).

Por encima del Grupo Tucunuco la secuencia paleozoica continúa con los sedimentos de la Formación Talacasto de edad Devónica, (Padula et al, 1970). Esta Formación no ha sido representada en el mapa geológico ya que se encuentra cubierta por los aluviones recientes del valle. Al oeste del camino que va a Iglesia, detrás de los cuerpos dacíticos, aflora en el piso de uno de los cursos de agua temporarios. Aquí se puede ver que está constituida por lutitas de color verde oliva con clivaje muy desarrollado que les confiere una partición muy fina y aspecto astilloso. En esta porción las lutitas contienen intercalaciones de lentes carbonáticas de color pardo oscuro, de alrededor de 5 cm de espesor y 30-50 de longitud. Hacia la parte superior de la sucesión la

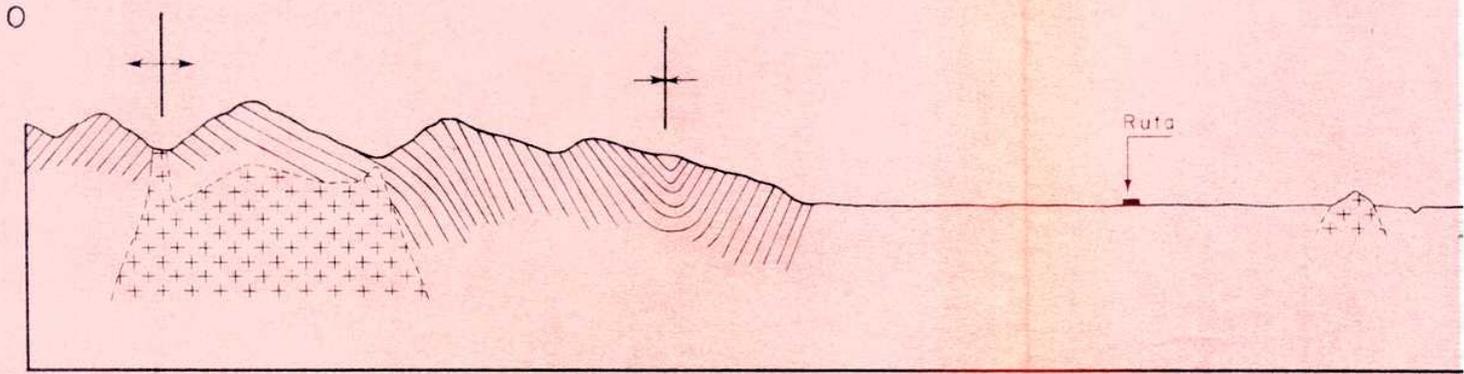
granulometría se hace más gruesa, el clivaje no es tan conspicuo y la coloración se torna más amarillenta. El contacto con la Formación Punta Negra se observa en un pequeño morro al oeste del cuerpo dacítico austral más grande. El contacto está marcado por el cambio de la litología que pasa a areniscas medianas micáceas, estando ausente el paquete de lutitas de coloración verde y morada que característicamente se interpone entre las dos formaciones en el sector del río San Juan. Las areniscas micáceas continúan hacia el este por un corto trecho para dar lugar luego a los bancos con estructura gradada, típicos de la Formación Punta Negra. La línea aproximada del contacto entre las dos formaciones está marcada por un cambio en la pendiente de la sierra.

La Formación Punta Negra tiene un rumbo general norte-sur inclinando también hacia el poniente. En el sector septentrional de los afloramientos marcados en el mapa se han localizado un anticlinal y un sinclinal cuyos ejes corren en dirección N-NW con un buzamiento suave hacia el sur. El anticlinal es asimétrico con su ala occidental más inclinada. Sobre el flanco asimétrico del anticlinal se ha intruído un cuerpo dacítico que recién comienza a ser descubierto por la erosión. Hacia el oeste, fuera del área abarcada por el mapa esta Formación está sobrepuesta por las calizas de la Formación San Juan, por medio de una falla inversa (fig.13).

En el sector al este de los farellones de calizas y sobrepuestos por éstas por medio de una falla inversa aparecen un grupo de sedimentitas que por sus características

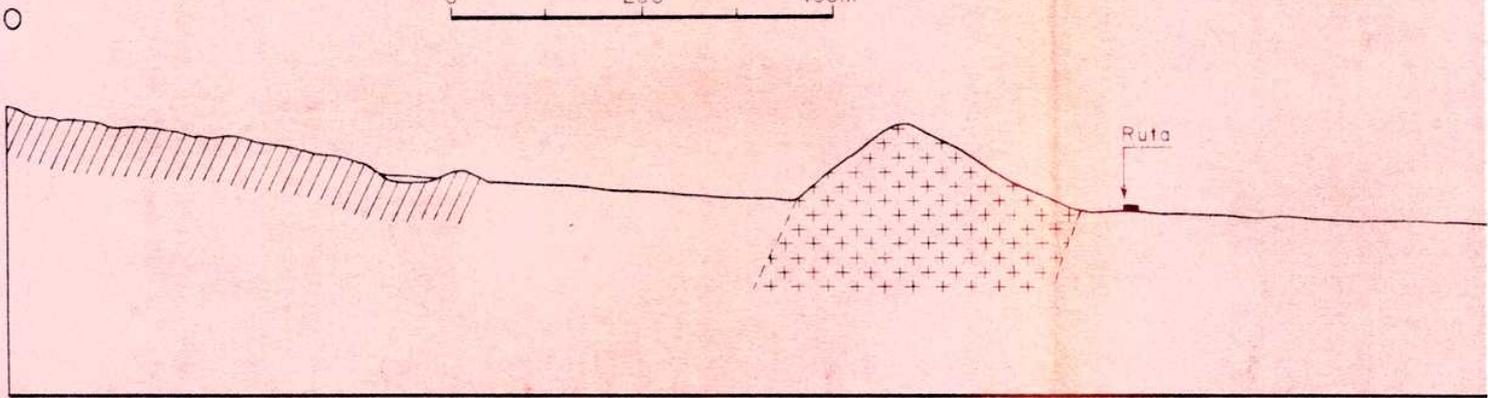
PERFILES CUERPO

II II'



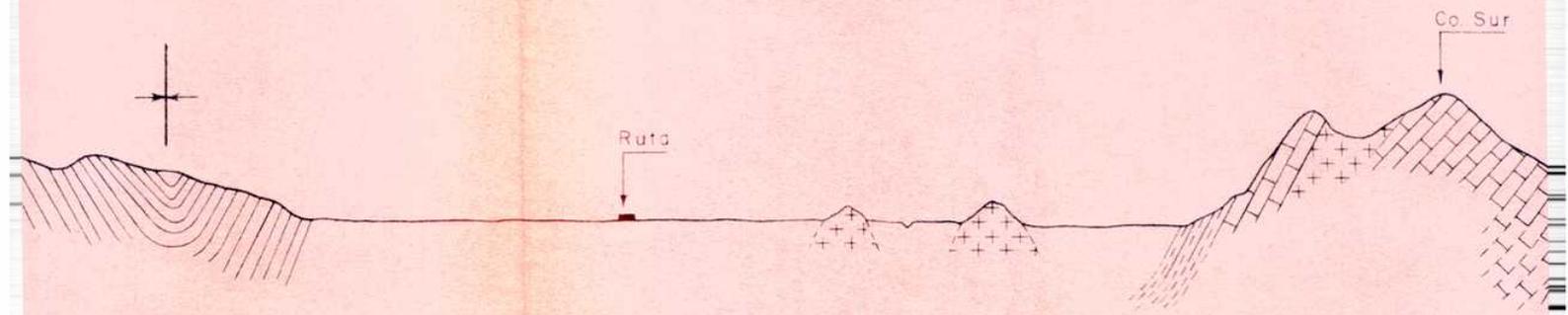
ESCALA HORIZONTAL Y VERTICAL
0 200 400m

I I'



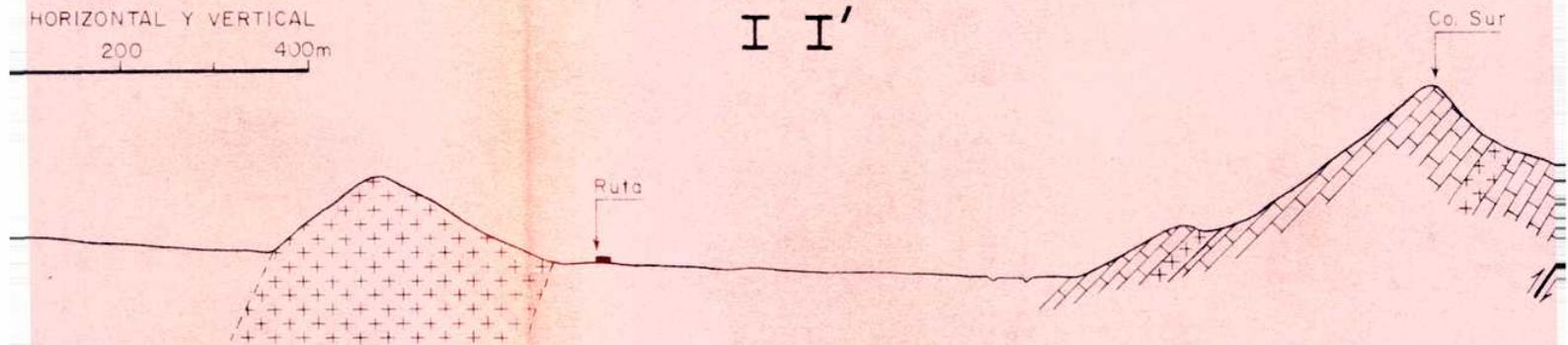
PERFILES CUERPOS DE GUALIL

II II'

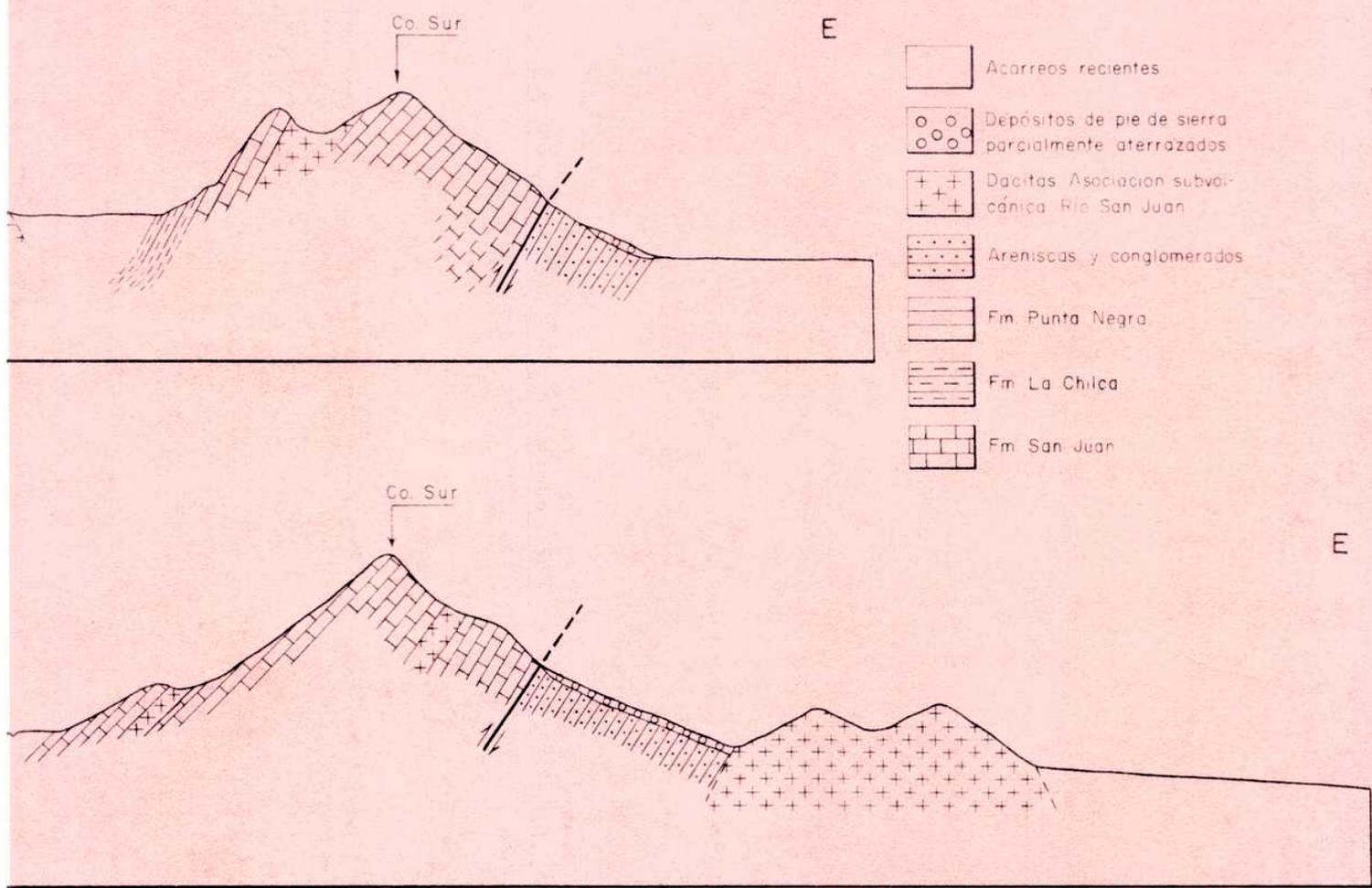


HORIZONTAL Y VERTICAL
200 400m

I I'



S DE GUALILAN



generales pueden ser atribuidas a los llamados Estratos Calchaqueños de edad terciaria. Sus afloramientos son muy escasos, limitados a algunos remanentes que afloran por debajo de los depósitos de pie de sierra. Estos sedimentos están constituidos por areniscas cuarzo feldespáticas, conglomerados polimícticos y fangolitas. Las coloraciones varían del rosado claro al pardo rojizo y rojo ladrillo.

La estructura es relativamente sencilla y responde a los lineamientos generales de la estructura que caracteriza a toda la Precordillera, esto es fajas de sedimentitas de dirección norte sur delimitadas por fallas inversas. Dentro de esta faja los sedimentos se disponen en forma homoclinal inclinando hacia el oeste, con algunos plegamientos menores en la Formación Punta Negra. Las calizas en las inmediaciones de la falla tienen una inclinación más pronunciada y están cortadas por una serie de fallas pequeñas, subverticales aproximadamente normales a la falla principal. De estas fallas es interesante mencionar las que se encuentran al norte de la Mina Magnata y Doña Justa que son las que tienen mayor desplazamiento horizontal.

Forma y estructura de los cuerpos intrusivos

Los cuerpos dacíticos en esta zona cubren una superficie de 0,65 Km². Son pocos los casos en que las relaciones con la roca de caja se encuentran bien expuestas ya sea porque la erosión no ha sido suficiente o porque el relleno moderno del valle los oculta parcialmente.

En líneas generales se puede decir que hay tres tipos de cuerpos: diques, filones capas y cuerpos mayores,

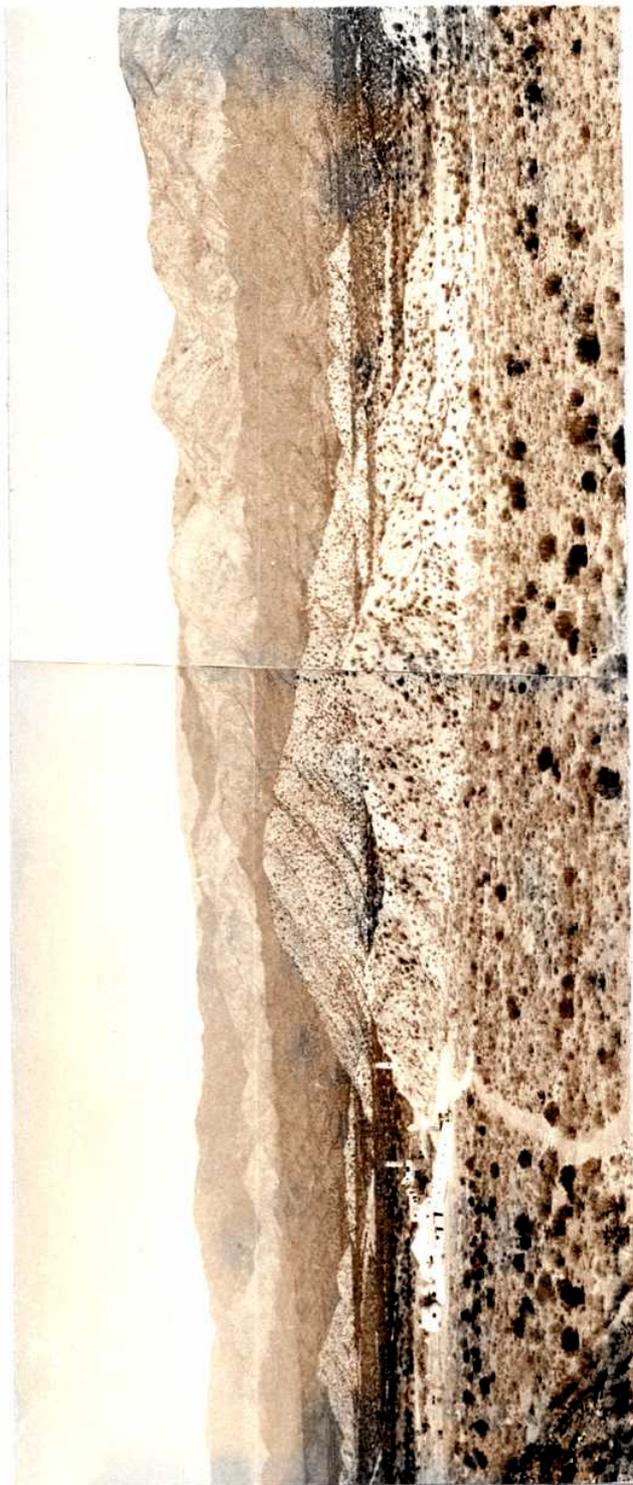


Fig. 13: Vista panorámica tomada desde el C° Norte hacia el oeste. En primer y segundo plano se pueden ver algunos de los cuerpos dacíticos. Al fondo se ven las calizas cambro-ordovícicas (color gris claro) "sobrepuetas" a la formación Punta Negra (gris oscuro)

estando vinculados los dos primeros tipos con las calizas ordovícicas y las estructuras asociadas a ellas y los terceros con los demás sedimentos. La tendencia general de los cuerpos de forma elongada es a estar orientados en dirección norte-sur, coincidente con la estructura dominante de la comarca. La única excepción son los diques que cortan transversalmente a las calizas.

Diques y filones capa: los primeros tienen un espesor variable de 15 a 35 metros y corren en dirección aproximada este-oeste cortando transversalmente a las calizas, algunos de ellos se extienden dentro de los sedimentos terciarios pasando a través de la falla inversa sin ser afectados por la misma. Están alojados en pequeñas fallas o diaclasas mayores y en algunos casos como el que se encuentra a la altura del pique sur y el que está a la altura de la mina Magnata se hallan conectados directamente a los filones capa. Los filones capa son también de espesor variable y se encuentran alojados entre los bancos de calizas, a veces conectados entre sí por medio de diques como en el extremo norte del C° Sur. Aquí uno de los filones capa que nace a partir de un dique, se ensancha hacia el norte para luego bifurcarse. Una de las ramas termina contra la falla a la altura de Magnata emitiendo un dique hacia el este. La otra rama termina formando un cuerpo más grande de forma irregular. Aquí la intrusión abrió su propio camino produciendo un desplazamiento de 275 metros en las calizas y sedimentos silúricos. Diques y filones capas forman una especie de red rellenando las fracturas o estructuras producidas en las inmediaciones de la falla principal como consecuencia de ésta.

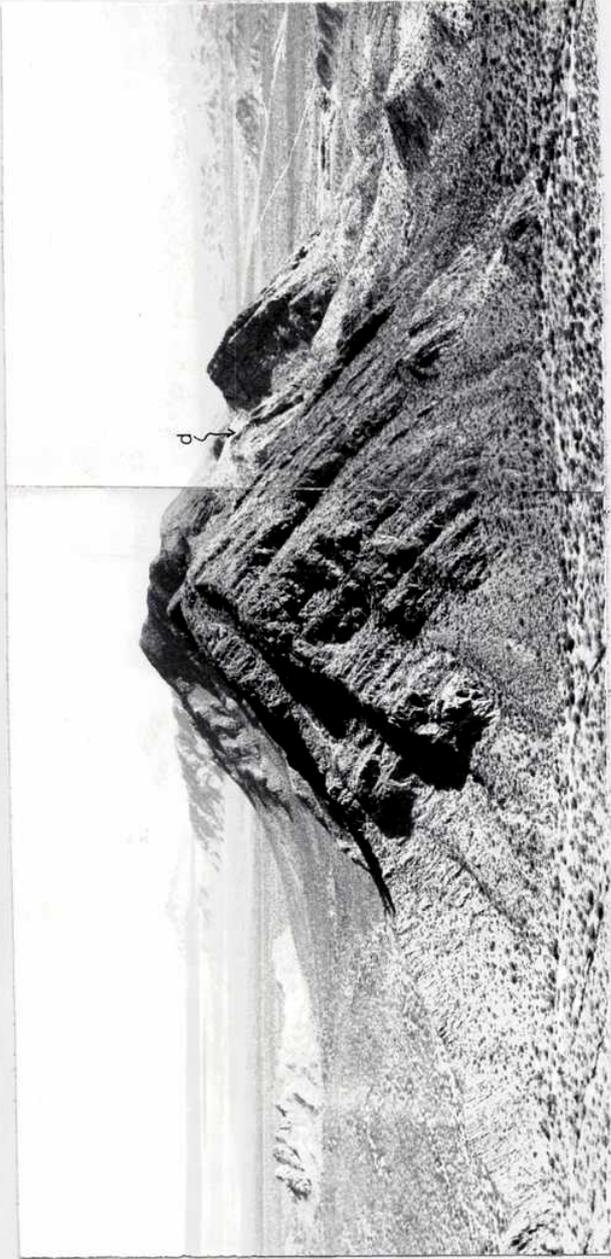


Fig.15: C° Sur visto desde el norte 'en el que se aprecian las calizas en todo su espesor. En la parte inferior las calizas tienen estratificación más fina y son de colores más claros. Hacia el este de las calizas se ven algunos cuerpos dacíticos intruidos en el Terciario. Sobre el faldeo occidental del cerro se aprecia uno de los filones capas de dacita (d) que se ensancha desplazando las calizas y el silúrico.

Otros cuerpos: las relaciones de los otros cuerpos con la roca de caja no son tan claras como en el caso de los anteriores porque los contactos raramente están expuestos. Aparecen como grupos de cuerpos dispersos aunque, salvo los que se encuentran intruídos en el Terciario al S-E del pique sur y los que están en las inmediaciones del campamento sus afloramientos están alineados en dirección norte sur. En los cuerpos que afloran al oeste del camino esta alineación es muy evidente y se puede pensar que forman parte de un cuerpo mayor. En los cuerpos al este del C° Norte si bién los afloramientos están orientados en dirección este-oeste, dirección de las quebradas que bajan del cerro, los contactos son concordantes con el Terciario y forman una faja de dirección N-S, lo que llevaría a pensar también que se trata de un cuerpo mayor disectado por la erosión, (ver figs. 14 a y b).

Cuerpos de la cantera abandonada: al oeste del camino a Iglesia, a la altura del perfil II + II', afloran en las quebradas o zonas deprimidas con una altitud aproximadamente similar, una serie de cuerpos pequeños. Están localizados en el ala oriental de un anticlinal asimétrico y forman parte seguramente de un cuerpo mayor que recién está siendo descubierto por la erosión. En uno de los cuerpos se encontraron numerosos xenolitos de calizas y rocas devónicas. Los de calizas varían desde pocos centímetros hasta casi un metro de diámetro, están corroídos por la dacita y presentan un borde de reacción en el que se ha formado un pequeño skarn que se describirá por separado. Los xenolitos de rocas devónicas no presentan signos de reacción, son más angulosos y de menor tamaño, hasta 40 centímetros.

Estructuras internas y relaciones con la roca de caja

El metamorfismo que las intrusiones han producido en la roca de caja es de poca importancia, limitado a una litificación de la misma por espacio de unas decenas de centímetros. En el contacto de uno de los cuerpos al oeste de la ruta N°10 se registró la presencia en las lutitas de biotita en formación incipiente. El efecto térmico producido sobre las calizas también es escaso y dió lugar a su recristalización en un borde de pocos centímetros acompañado por un cambio de color del gris azulado a blanquecino (fig.16). Alrededor de los xenolitos de calizas en uno de los cuerpos de la cantera abandonada se ha formado un pequeño skarn con grosularia. Los silicatos de contacto que se encuentran asociados con las mineralizaciones de oro (grosularia, epidoto, hedembergita, etc., de acuerdo a Fernández Jima y Olivieri (1951)) son producto de la reacción de las soluciones hidrotermales con las calizas y no producto del metamorfismo de contacto de la dacita ya que en el contacto mismo la reacción que se ha producido en éstas es muy escasa.

En líneas generales las dacitas no presentan un borde de enfriamiento llamativo, en el sentido clásico de lo que borde de enfriamiento indica. Este generalmente no sobrepasa de unos pocos centímetros.

Es más llamativa la presencia en los bordes de enfriamiento de una estructura fluidal cataclástica. En esta parte de los cuerpos los fenocristales están brechados y los distintos fragmentos alineados formando la fluidalidad. La pasta de la roca no está afectada por este

brechamiento (fig.17). El grado de la deformación aumenta hacia la roca de caja que no muestra signos de deformación como los que produciría una falla. Estas estructuras han sido descritas y su origen analizado por el autor (Leveratto 1970), quien las atribuyó al flujo laminar del magma contra las paredes del conducto por el que se desplaza; esto produce un efecto de rolido sobre los fenocristales, que no se puede desarrollar libremente debido al aumento de la viscosidad del magma junto a la roca de caja, lo que da lugar a la fracturación de los fenocristales.

Otro tipo de estructura interna está dada por la disminución del tamaño de los fenocristales hacia los bordes de los cuerpos. El menor tamaño de grano de los fenocristales se debe a que se encuentran fracturados y no al común sobreenfriamiento. Estas zonas de grano más fino son bastante amplias y llegan a tener hasta 50 m de ancho. El cambio del tamaño de los fenocristales es en general gradual, aunque en algunos casos es bastante marcado. El fracturamiento de los fenocristales se puede haber producido por el mismo mecanismo que dió origen a las estructuras fluidales de los contactos, actuando en este caso con menor intensidad. De acuerdo a la interpretación que el autor asignó a estas estructuras fluidales es lógico que la deformación disminuya hacia la parte central de los cuerpos.

Petrografía de los cuerpos de Gualilán

La petrografía de estos cuerpos es sencilla ya que todos están constituidos por dacitas hornblendo-biotíticas. Sus análisis químicos y normas están representados en el cuadro I, análisis 23 a 27.

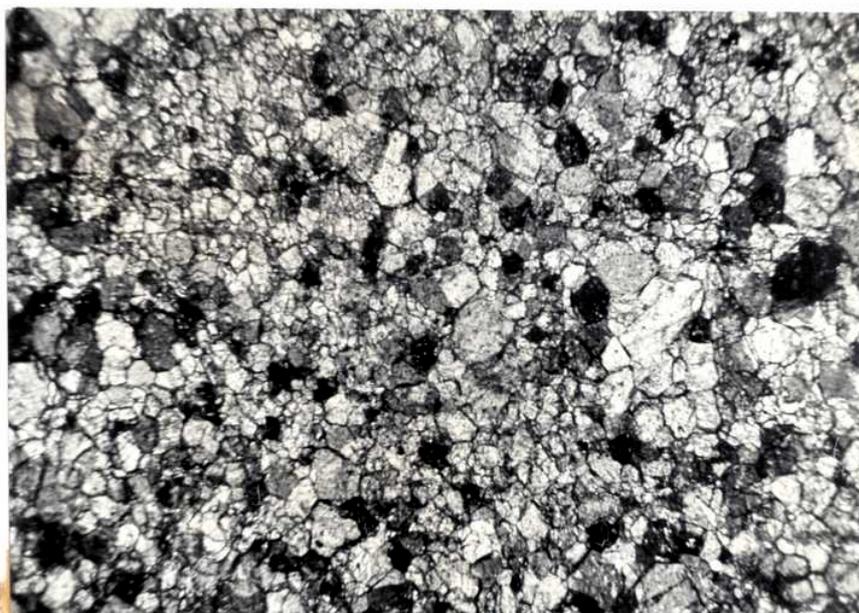


Fig.16: Cuerpos de Gualilán. Caliza recristalizada en el contacto con la dacita. Con analizador: 75x .

Son de textura porfírica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita en una pasta en general afanítica. Las rocas están bastante alteradas y presentan coloraciones que varían entre el gris a gris claro cuando están frescas a grises parduzcos amarillentos y amarillo parduzcos cuando más alteradas. La proporción de fenocristales varía entre 40 y 65%. La composición modal es también variable: la plagioclasa ocupa el mayor volumen de las rocas, 40-50% de los fenocristales, le sigue el cuarzo con 10-15%, hornblenda alrededor del 10% y biotita 5%.

La plagioclasa es oligoclasa cálcica (An 26%) y se presenta en fenocristales euhedrales a subhedrales de hábito cuadrangular. El tamaño es gradado entre 5-7 mm y el tamaño de la pasta. Presentan maclado polisintético mal desarrollado y zonalidad marcada, en general inversa,

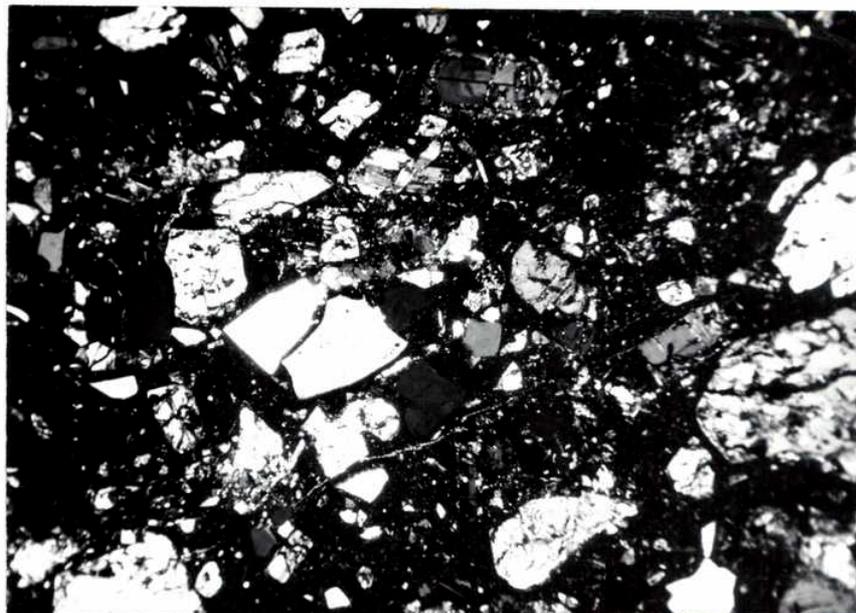


Fig.17: Cuerpos de Gualilián. Dacita con los fenocristales fracturados y cementados por la pasta de la roca. Con analizador. 25x

a veces oscilante. El patrón de la zonalidad es similar al de las plagioclasas de Barreal y Leoncito, con 3 o 4 zonas mayores con relación inversa. Estas zonas mayores están divididas a su vez en zonas menores entre las cuales la relación es directa. La alteración de los fenocristales está dada por calcita y sericita que los reemplazan en parches. La microfracturación descrita para las plagioclasas de Barreal y Leoncito también se presenta en estos fenocristales, pero con menor desarrollo. A esta microfracturación, están asociados óxidos de hierro y en algunos casos feldespatos alcalinos.

El cuarzo se presenta en fenocristales euhedrales de hábito bipiramidal con prisma corto con un tamaño de 0,5 a 3 mm de diámetro, variable de un cuerpo a otro e incluso dentro de un mismo cuerpo. Encontrándose los

fenocristales de mayor tamaño en el centro del cuerpo y los de menor tamaño en el borde. Están generalmente corroídos y fracturados, presentando engolfamientos debido a la reacción con la pasta.

Los fenocristales de hornblenda son euhedrales, de hábito acicular y pocos milímetros de longitud. Es verde, pleocroica y se encuentra muy alterada a clorita y calcita principalmente. Otros productos de alteración menos abundantes son: sericita, biotita, mineral opaco, grumos de óxidos de hierro y prehnita?. En la mayoría de los casos ha sido reemplazada totalmente quedando sólo los pseudomorfos.

La biotita se presenta en fenocristales euhedrales formando pequeños librillos de hasta 5 mm de diámetro. Los cristales por lo general están parcialmente reabsorbidos rodeados por una corona de cristalitos de un mineral opaco magnetita?. La alteración en algunos casos es muy importante y puede llegar a abarcar todo el cristal. Los productos de alteración son: peninita, sericita, calcita, oligoclasa y a veces asociados grumos de un mineral muy birrefringente de hábito rómbico que podría ser titanita. La alteración por lo general penetra desde los bordes del cristal por los planos de clivaje.

La pasta de las dacitas es por lo general microgranosa a andesítica, criptocristalina en algunos casos. Está constituida principalmente por plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino intersticial, acompañan a estos minerales en menor cantidad biotita en hojuelas, hornblenda y minerales opacos. La plagioclasa, oligoclasa, se presenta en dos generaciones. En la primera, los cristales son

euhedrales, equidimensionales, de 0,1 a 0,03 mm de diámetro, con marcada zonalidad inversa y escaso maclado. Esta primera generación está inmersa en una mesostasis formada por plagioclasa en individuos anhedrales de 0,02 a 0,01 mm de diámetro, cuarzo y feldespato alcalino en menor cantidad. Acompañan a éstos mineral opaco calcita y grumos de óxidos de hierro. El principal accesorio es apatita.

Las dacitas en general están muy alteradas y sus minerales máficos en algunos casos están totalmente reemplazados por los minerales de alteración. El grado de alteración es mayor en los cuerpos que se encuentran dentro de las calizas, vecinos a las mineralizaciones de oro. Junto a las vetas las dacitas presentan una salvanda de alteración en la cual la roca ha sido completamente lixiviada adquiriendo una coloración blanca. La salvanda de alteración suele estar brechada y cementada por cuarzo y jarosita.

Cantera abandonada: Las dacitas en esta zona son en líneas generales similares a las demás. La incorporación de xenolitos calcáreos les ha impartido algunas variantes que se limitan a la pasta de la roca ya que los fenocristales son los mismos. En ésta aparece cuarzo tardío asociado a calcita y estilbita. Este último mineral (determinado por rayos X) aparece también disseminado en la pasta de algunas rocas en las inmediaciones de los xenolitos de calizas, donde también rellena venillas y forma drusas. En las drusas tiene hábito tabular y forma agregados radiados, (fig.18). También se registró la presencia de algunos granos euhedrales de granate.



Fig.18: Cuerpos de Gualilán. Estilbita en individuos tabulares y agregados radiados forma drusas en la dacita, en las inmediaciones de los xenolitos calizas. 4x

Los xenolitos de caliza presentan un borde de pocos centímetros de aspecto sacaroides y color blanquecino, donde la calcita ha recristalizado completamente. Junto a la dacita aparece un pequeño reborde más oscuro formado por grosularia intercrecida con cuarzo y calcita. La grosularia se presenta en cristales euhedrales con zonalidad moderada y anisotropía débil. El granate en algunas partes del skarn parece haber sido reemplazado por calcita ya que hay algunos granos de este último mineral de mayor tamaño que en el resto del xenolito y que presentan el hábito característico del granate. La estilbita es común también dentro de los xenolitos.

En las dacitas de estos cuerpos el cuarzo es menos abundante que en las demás, lo que se ve reflejado en el análisis químico (Nº23, Cuadro I). A juzgar por dicho análisis la interacción de la dacita con los xenolitos

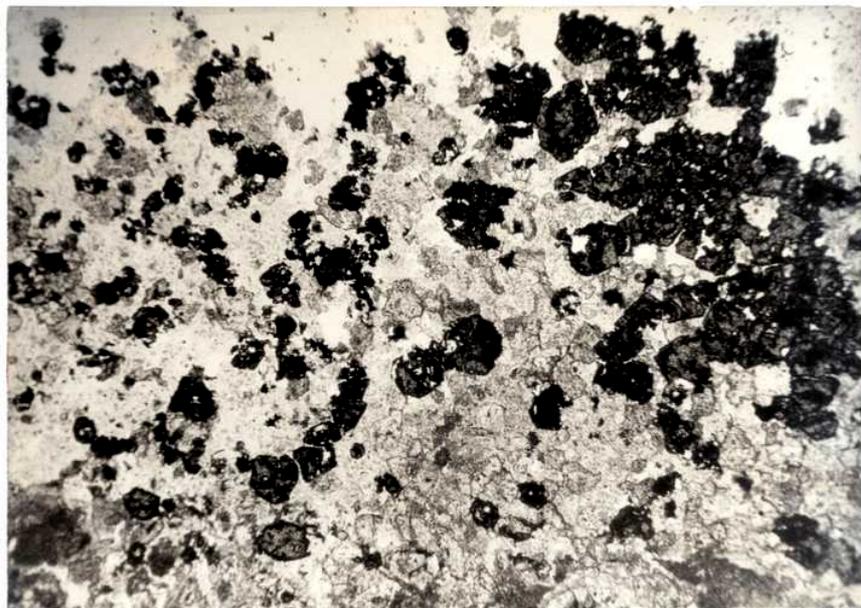


Fig.19: Idem fig.18. Skarn de la Cantera abandonada. Granate (gris oscuro) y estilbita (gris claro) forman masas dentro de la caliza (gris mediano). Sin analizador. 25x

se ha limitado a un proceso de reacción en pequeña escala. sin asimilación, ya que los valores de CaO y de MgO son similares a los de las demás rocas. Lo mismo puede decirse con respecto a los elementos en trazas.

IV - Cuerpos de Cerro de la Punta

Estos cuerpos se hallan ubicados en la cerrillada del mismo nombre al sur de la localidad de Iglesia, entre el cordón del Coronel y el Cerro Negro (ver fig.1). Están constiuidos principalmente por dacitas hornblendo-biotíticas, y en menor escala por andesitas también hornblendo-biotíticas.

El relieve de la comarca está conformado por cerrilladas bajas que se levantan en medio de la gran bajada que desde el cordón del Coronel converge hacia el valle de Iglesia.

Hasta el presente no se ha realizado ningún estudio detallado sobre los cuerpos intrusivos, e incluso tampoco sobre las leptometamorfitas allí aflorantes.

Geología de la comarca

En este sector de la Precordillera aflora una sola unidad de origen sedimentario, además de los rellenos modernos de los valles. Se la ha estudiado sólo con el detalle necesario para develar la estructura y analizar la relación que los cuerpos intrusivos guardan con ella.

Las metasedimentitas allí aflorantes se han subdividido en dos secciones. La inferior está constituida por intercalaciones de metaareniscas y pizarras filíticas o filitas, de coloración verde oliva claro. La sección superior está también constituida por metaareniscas y pizarras filíticas menos abundantes que en la sección inferior, pero su coloración es pardo amarillenta. La

distinción entre las dos secciones en el campo ofrece ciertas dificultades porque el pasaje de una a otra no está bien marcado. La distinción se hace principalmente en base a la coloración de los afloramientos. Los estratos están dispuestos en forma homoclinal con un rumbo aproximado norte-sur y con inclinaciones hacia el poniente de 45-60° (figs. 21 y 22).

La sección inferior está constituida por metaareniscas-meta-grauvacas en bancos de estratificación gradada de 0,30 a 1,50 metros de espesor, con intercalaciones de paquetes de pizarras filíticas de hasta 40 metros de espesor. Son frecuentes las intercalaciones de bancos de sabulitas con clastos de cuarzo y de sedimentos finos, con abundante mátrix. Las lutitas en algunos sectores son piritosas, la pirita por lo general completamente alterada.

La sección superior litológicamente es muy similar a la inferior, pero con menor abundancia de intercalaciones de pizarras filíticas.

El metamorfismo que afectó a la pila sedimentaria es de bajo grado y esencialmente dinámico. Se ha desarrollado esquistosidad con un rumbo similar al de la estratificación, pero subvertical, más marcada en las pelitas y en la porción de granulometría fina de los bancos gradados aunque también penetra las partes gruesas de los mismos. Un segundo episodio de deformación dio lugar a la formación de clivaje de transposición con el mismo rumbo que los otros planos S pero con inclinaciones hacia el este de 40-60°. Este clivaje produce kinkbanks y

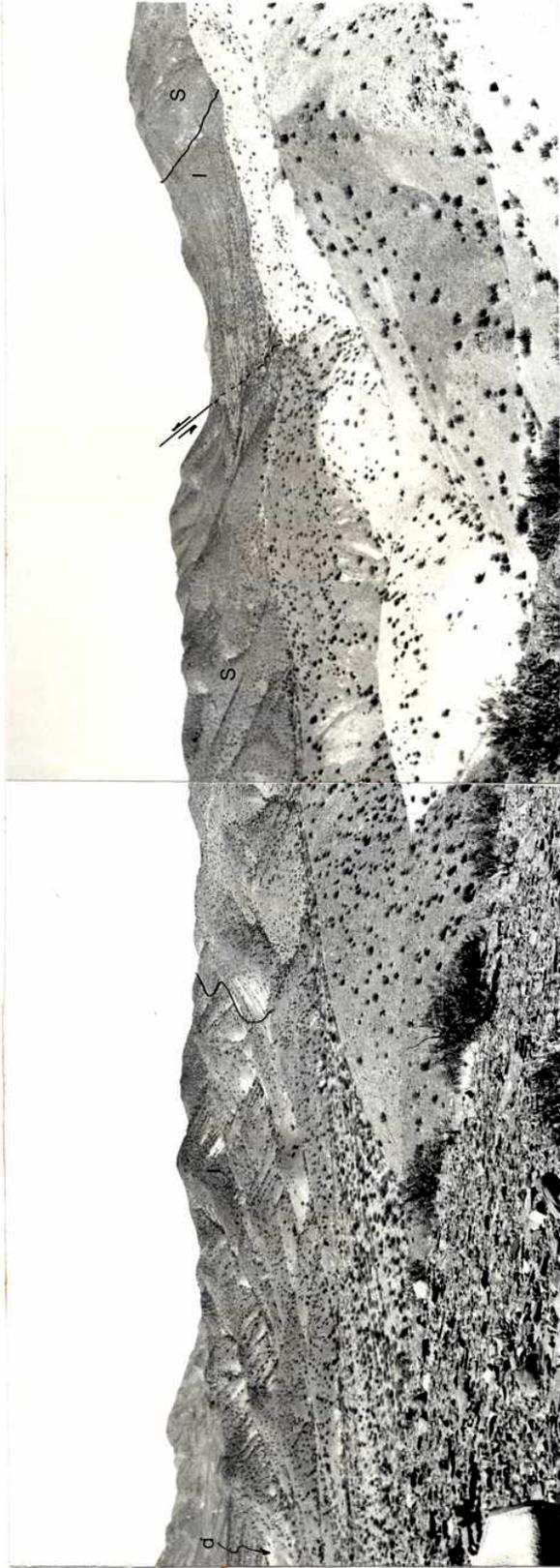


Fig.20: Vista panorámica del cerro de las Animas desde el norte. A la derecha se aprecia el valle por donde corre la falla inversa que repite la secuencia metasedimentaria. En primer plano y a la izquierda se aprecian dos de los cuerpos dacíticos (color blanquecino). I=Sección Inferior; S=Sección Superior; d= dacitas.

corrugamiento sobre los planos de esquistosidad. La reorientación de los minerales planares está acompañada por un pequeño aumento en el tamaño de los granos.

Filones capa básicos: Se han intruído en las metasedimentitas con espesores variables entre 3 y 20 metros. Su "longitud" también es variable, entre 20 metros y varios kilómetros. La roca que los compone se encuentra muy alteada y ha sufrido los efectos de la deformación que actuó sobre la caja. Es así que en varios de ellos en los bordes de enfriamiento, de grano más fino, se ha desarrollado esquistosidad paralela a la que presenta la roca de caja y también clivaje de transposición con el consiguiente corrugamiento de los planos de esquistosidad. La deformación llega a producir también bordes brechosos formados por fragmentos de diabasa y roca de caja, cementados por cuarzo y calcita que a veces están acompañados por yeso.

La actitud lenticular de estos cuerpos básicos y la aparición, en los extremos o en zonas de adelgazamiento de las brechas cementadas por cuarzo y calcita, indicarían que se trata de fragmentos de cuerpos tabulares mayores que han sufrido una suerte de "boudinage" durante los períodos de deformación que afectaron a la caja.

La edad de estas leptometamorfitas es incierta. Diversos autores las han incluido dentro de lo que Zöllner llamara el "Pretilítico", aludiendo así a las sedimentitas de edad dudosa pero con seguridad más antiguas que el Carbónico. Al no disponerse de nuevos elementos de juicio en trabajo se las sigue incluyendo dentro del Pretilítico. Recientemente Cucchi (1971) describe para otros sectores

de la Precordillera metasedimentitas con características muy similares a las aquí descritas, sobre las cuales se han realizado dataciones por el método K/Ar, arrojando edades que varían del Devónico Inferior al Devónico Superior. Tal autor considera que las edades obtenidas corresponden a la deformación que afectó a las sedimentitas y ubica a éstas por debajo del Devónico.

Estructura de la comarca: La estructura principal de la comarca está dada por una falla inversa de carácter regional que corre con un rumbo aproximado N-S a N-NE, inclinándose hacia el poniente (figs. 21 y 22). Esta falla delimita dos bloques, de los cuales el oriental es el elevado y produce la repetición de la pila de metasedimentitas sobreponiendo a lo largo de su trazado la sección inferior sobre la superior. En el sector norte del área mapeada la sección superior en el labio bajo ha sido suprimida totalmente.

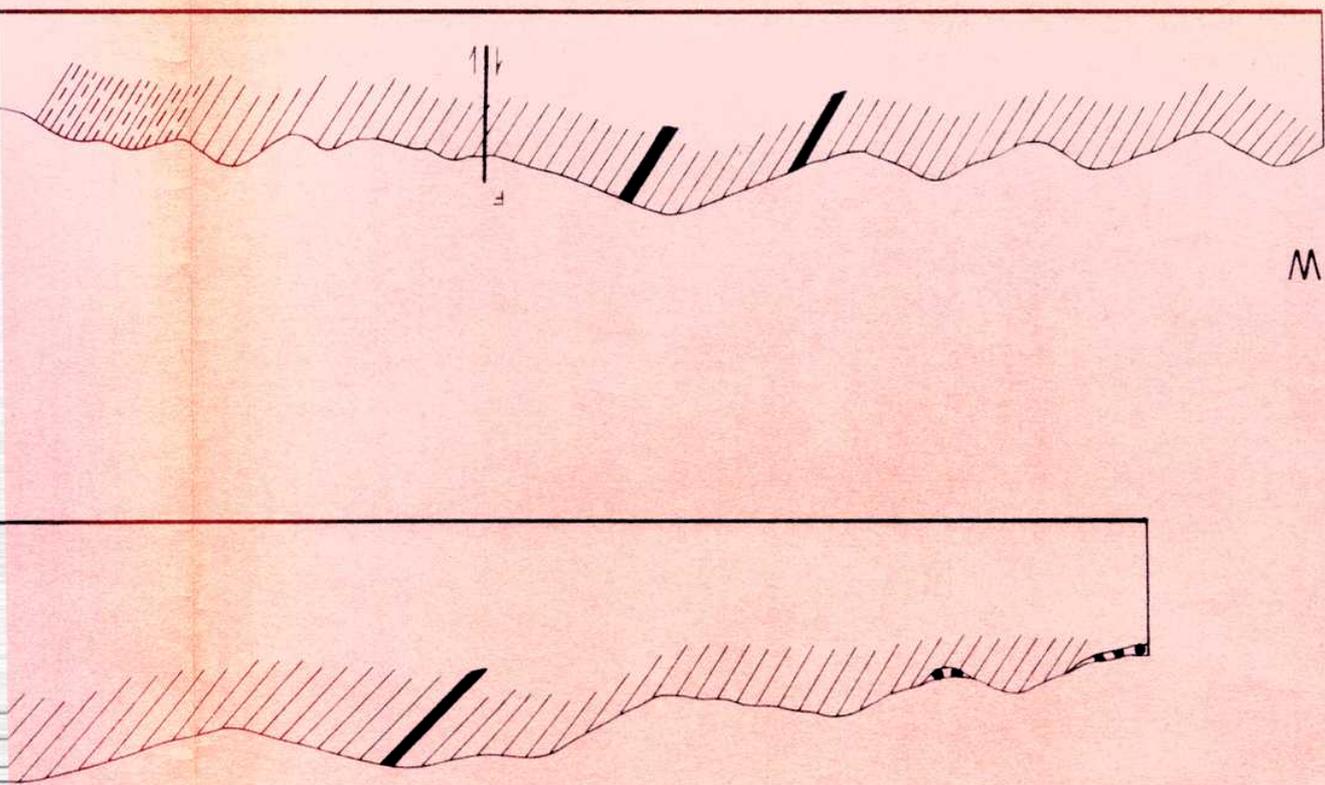
Esta falla principal se complementa con una serie de fallas normales, subverticales, que corren en dirección SSE y que se ponen en evidencia por el desplazamiento que han producido sobre los filones capa básicos. La mayor de ellas es la que se ubica a lo largo de la ruta que va a Iglesia, que produce también el desplazamiento del contacto entre las dos secciones de metasedimentitas y no afecta a los cuerpos intrusivos que se interponen en la corrida de la falla. Esta segunda dirección estructural se pone también de manifiesto por el control que ejerce sobre la red de drenaje en el faldeo occidental del cerro de la Punta.

REFERENCIAS

			Acarros recientes
			Depósitos de pie de sierra parcialmente oterrazados
			Sedimentos del Pretilítico cubiertos por acarros
TERCIARIO	ASOCIACIÓN SUBVOLCÁNICA RÍO S. JUAN		Dacitas
			Andesitas
			Diabasas
PRECARBÓNICO	PRETILÍTICO		Meta areniscas y pizarras filíticas pardo amarillentas
			Meta areniscas y pizarras filíticas verde oliva claro

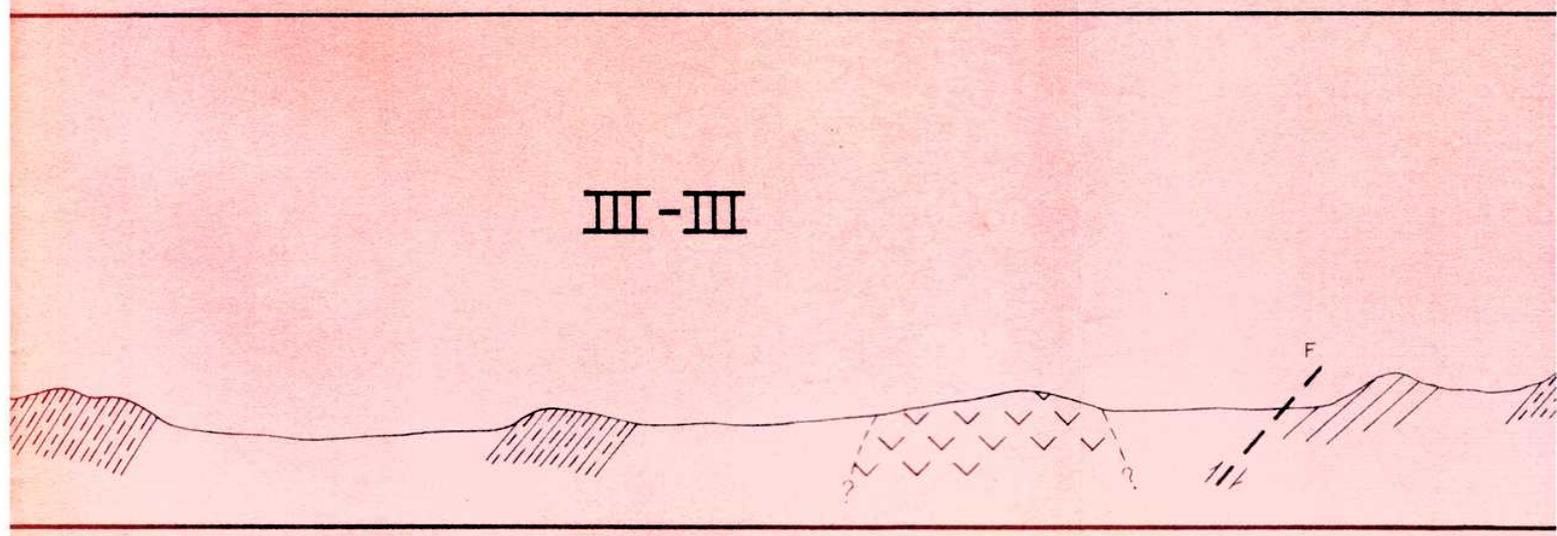
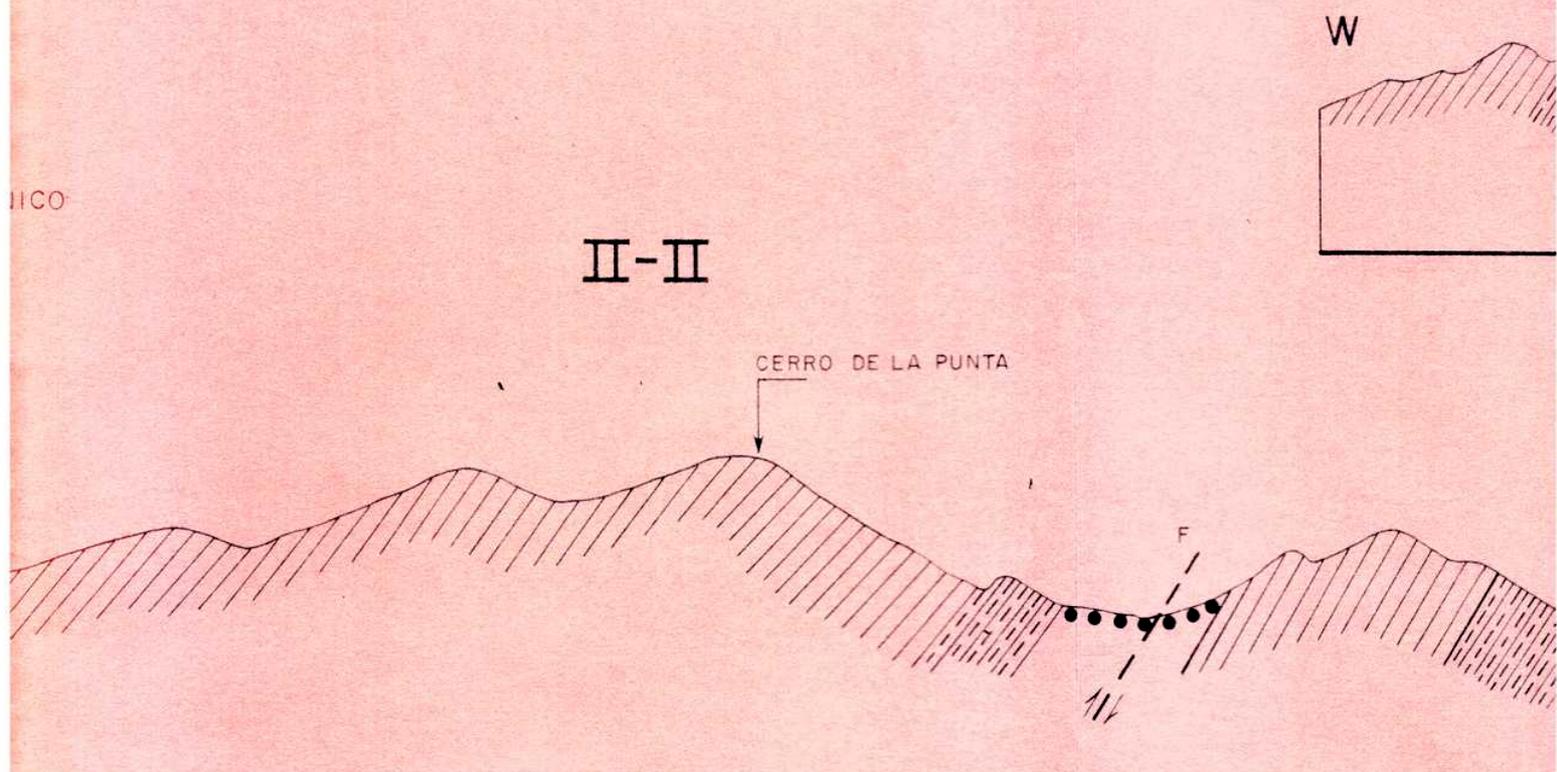
W

W



PERFILES CUERPOS DE CERR

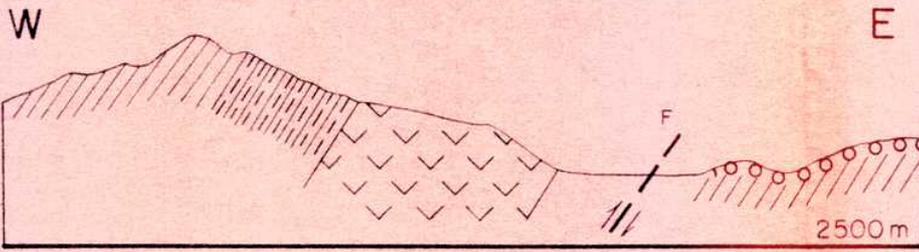
ESCALA HORIZONTAL Y VERTICAL 0 150



CERRO DE LA PUNTA



I-I



E

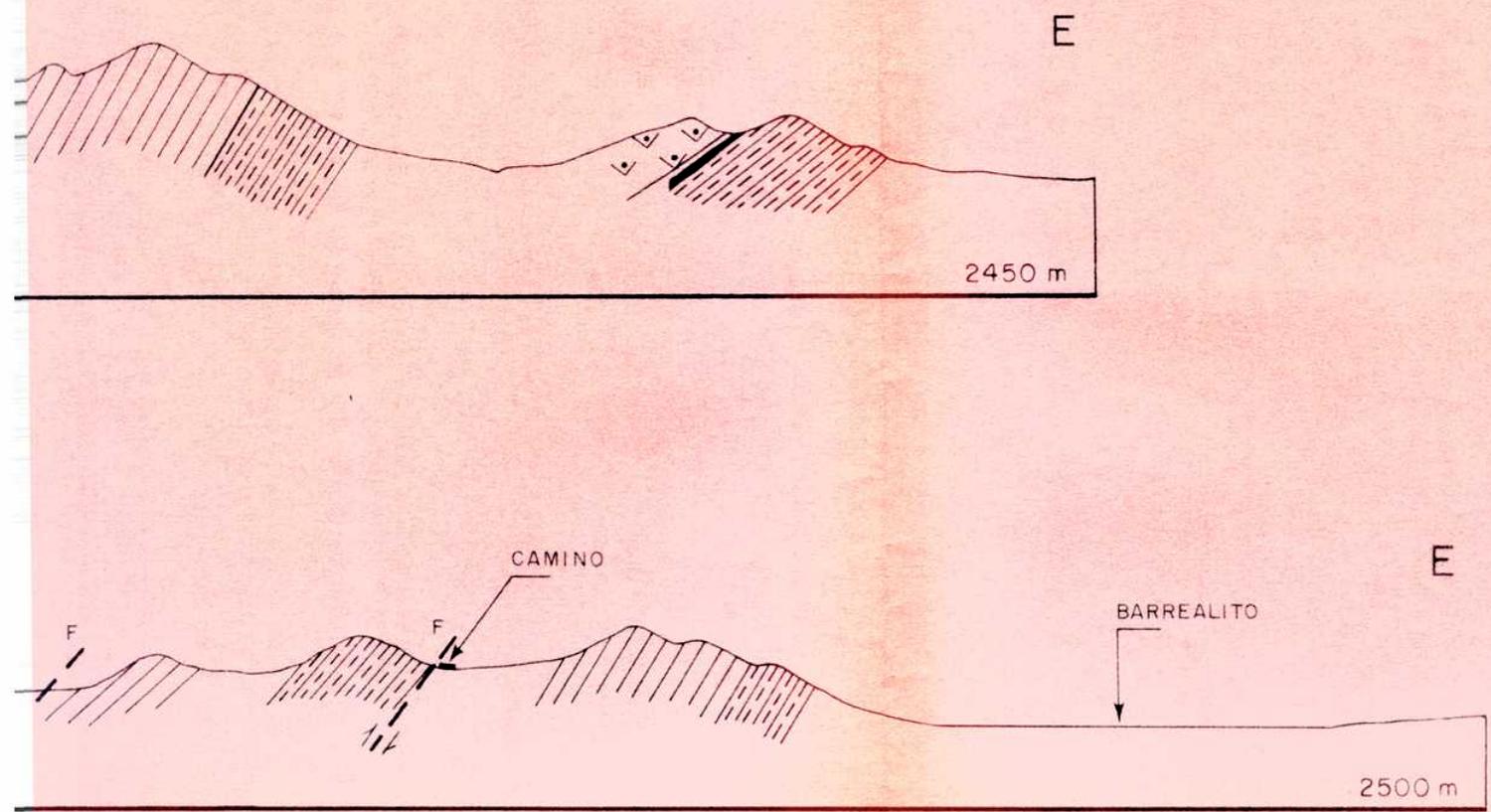
2450 m

E

CAMINO

BARREALITO

2500 m



La falla inversa principal al llegar a la altura del camino se ramifica en dos. Una de las ramas continúa en dirección al sur. La otra rama tuerce hacia el sureste delimitando el borde de la sierra.

Forma y estructura de los cuerpos

Los cuerpos intrusivos en esta comarca son en su mayoría de composición dacítica salvo dos que son andesíticos. Forman en su mayoría filones capa o cuerpos tabulares pseudoconcordantes con espesores variables desde 6 hasta más de 100 metros. Sus contactos son por lo general rectos y bien definidos con el plano de contacto inclinándose tal como la roca de caja. Los cuerpos pequeños son los que guardan mayor relación de concordancia con la caja. Los cuerpos mayores forman estructuras más globosas y son más discordantes aunque siempre su forma e implantación están controladas por los sedimentos (elongación N-S por ejemplo e inclinación hacia el poniente).

Pese a que el relieve de esta comarca está sólo ahora siendo exhumado y que algunos de los cuerpos, como los que afloran al sur del camino, están parcialmente cubiertos por su propio regolito, se puede deducir cuál es el mecanismo por el cual se han intruido. Estos cuerpos que son tres, tienen una planta mayor que el resto y se han intruido en una zona donde se ha producido un "ensanchamiento" en la estructura. Vale decir que la intrusión de los cuerpos ha producido un desplazamiento en los estratos del Pretilítico. Esto se ve claramente en el mapa geológico. Además del forzamiento de la caja en el cuerpo que es cortado por el camino hay evidencias de "stopping". Este

cuerpo tiene integrando todos los afloramientos aislados y separados por tabiques de roca de caja, forma ovoide orientada en dirección N-NW. Lo que permite suponer que todos los afloramientos forman parte de un mismo cuerpo es la porción que aflora al norte del camino, que abarca todo el ancho del cuerpo y corta en forma transversal a los que se suponen tabiques de roca de caja. A esto se agrega que el rumbo de las capas que constituyen los tabiques es variable y distinto que el resto de la caja.

En resumen los cuerpos mayores y menores se han intruido en forma forzada pero en los primeros hay también participación del "stopping".

Al igual que los cuerpos de Gualilán los de C° de la Punta no poseen bordes de enfriamiento llamativos. La excepción es un pequeño cuerpo que aflora al norte del camino cerca de la falla inversa, que posee un borde en el cual la pasta de la roca es vítrea. Son comunes sí los bordes protoclasticos como los descritos para los cuerpos de Gualilán. Por lo general tienen entre 2 y 5 cm de espesor y asociados a ellos se ve un mayor desarrollo de fluididad, dada por la presencia de bandas en las que la pasta de la roca tiene coloración más oscura.

El efecto térmico producido por las intrusiones en la roca de caja es escaso y se limita al calcinamiento de los metasedimentos.

En el cuerpo más septentrional del area mapeada y en el que se encuentra al sur del C° de las Animas se registró la presencia de dos tipos de xenolitos: Un tipo es

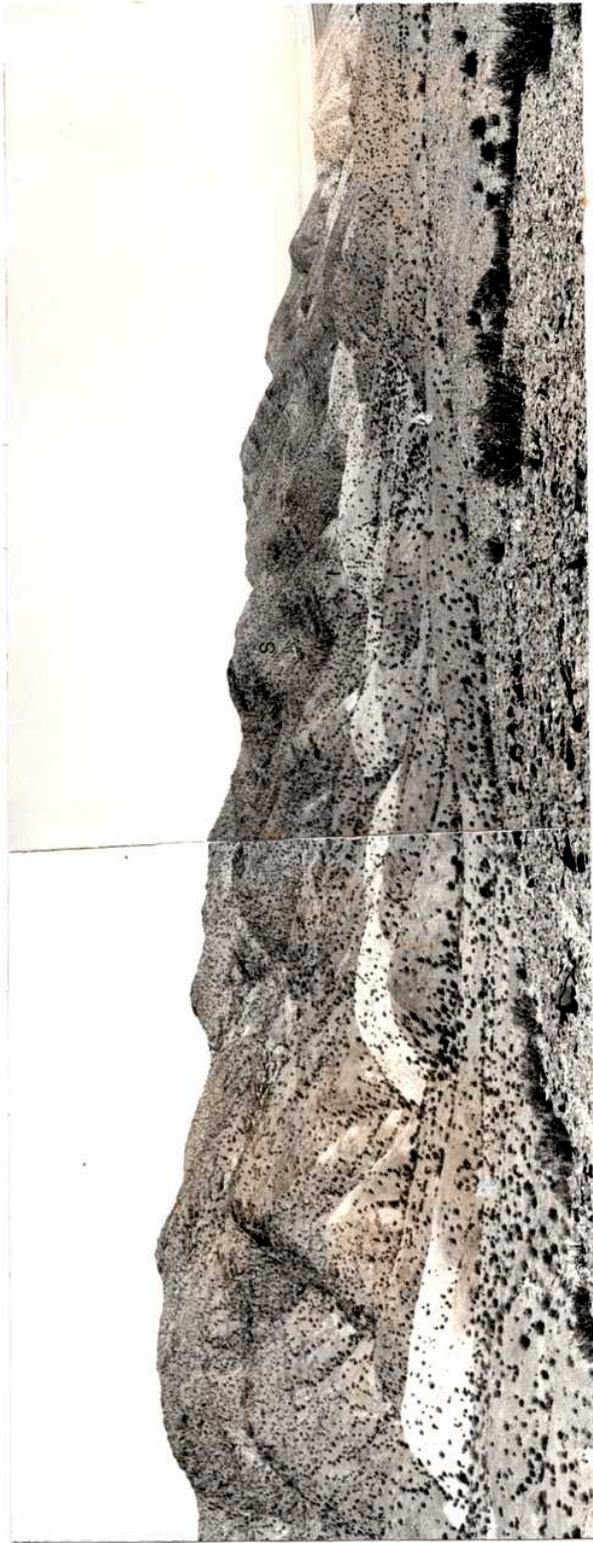


Fig. 24: Extremo norte del C^o de la Punta. En el plano medio de la foto filón capa dacítico (en color blanquecino). Al fondo a la derecha otro filón capa dacítico de mayor espesor. I=Sección Inferior; S=Sección Superior.

de composición "diorítica", con textura granosa hipidiormorfa, constituido principalmente por plagioclasa (andesina) y hornblenda, con biotita y clinopiroxeno subordinados; cuarzo y feldespatos potásicos son escasos y rellenan intersticios con neto carácter tardío. Estos xenolitos tienen un tamaño que varía desde 3-4 hasta 20 cm y son de formas redondeadas u ovoides. El segundo tipo se caracteriza por tamaños más pequeños y formas más angulosas. Tienen estructura gneisoide, grano más grueso y están constituidos también por cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita, disponiéndose estos dos últimos minerales en folias. En el primero de los cuerpos mencionados los xenolitos tienen una orientación grosera coincidente con la fluidalidad citada más arriba, de la cual también participan los fenocristales de la dacita.



Fig.23: Fotografía tomada desde el C° de las Animas hacia el sur. En primer y segundo plano se aprecian sendos cuerpos andesíticos. La sensación de continuidad que hay entre ambos es solo aparente

Petrografía de los cuerpos de Cerro de la Punta

Las roca que constituyen los cuerpos de este sector son andesitas y dacitas, con predominio de este último tipo litológico. En el Cuadro I análisis 28 a 37 inclusive, se han representado los análisis químicos de estas rocas. En estos análisis se puede apreciar que, teniendo en cuenta los límites de composición fijados para los distintos tipos de rocas (andesitas $<63\% \text{SiO}_2 <$ dacitas), las dacitas aquí aflorantes resultan en su mayoría intermedias entre las dacitas que afloran en Gualilán ($\text{SiO}_2=65\%$) y las andesitas. Las andesitas también se diferencian de las ya descritas en que poseen biotita como fenocristales aunque es escasa y subordinada a la hornblenda, y que poseen algunos fenocristales de cuarzo. La plagioclasa también es más sódica que lo común. No se las clasifica como andesitas cuarcíferas porque el hecho de tener cuarzo como fenocristales es circunstancial ya que muchas dacitas en este sector no tienen fanocristales de cuarzo pese a mostrar un tenor de sílice más elevado.

Andesitas:

Están constituidos por este tipo de roca el cuerpo del C° de las Animas y el que se encuentra inmediatamente al sur de éste.

Son de coloración gris oscuro a gris azulado, algo más claras cuando la pasta es más gruesa. Tienen textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda principalmente, acompañados por escasos fenocristales de cuarzo y biotita. Los fenocristales ocupan un 35-50% del volumen de la roca, predominando entre ellos la plagioclasa.

Los mafitos constituyen el 20% de los fenocristales.

Los fenocristales de plagioclasa son de hábito cuadrangular de 4 a 6 mm de diámetro. El contenido de anortita varía entre 26 y 31%, más sódica que las plagioclasas de los cuerpos de Barreal y similar a las de las dacitas de Gualilán. Los fenocristales son euhedrales a subhedrales, con zonalidad marcada inversa u oscilante con un patrón similar al ya descrito para los otros cuerpos. Presentan un núcleo más sódico corroído y zonas cargadas de inclusiones pulverulentas semejantes a las descritas por Kuno (1950), que pueden llegar a formar estructuras en panal de abeja. Las maclas complejas son comunes, lo mismo que las inclusiones de hornblenda, biotita, apatita y material de la pasta.

La hornblenda se presenta en fenocristales euhedrales a subhedrales de hábito acicular a prismático, de hasta 4 mm de longitud. Son de color verde parduzco, fuertemente pleocroicos. Tienen zonalidad siendo los núcleos más oscuros que los bordes; son comunes las inclusiones de apatita y minerales opacos, así también como los reemplazos por biotita. Los cristales presentan evidencias de resorción que dió lugar a la formación de coronas de opacos.

Los fenocristales de cuarzo son escasos y están fuertemente corroídos. La biotita también es escasa y presenta los mismos signos de resorción que la hornblenda, a la que a veces se asocia para formar glomérulos.

La pasta de las andesitas varía de andesítica a microgranosa. Está constituida principalmente por plagio-

clasa en individuos euhedrales, equidimensionales a tabulares, de alrededor de 0,04-0,05 mm de diámetro. Esta primera generación de plagioclasa está inmersa en una mesostasis constituida por individuos xenomorfos de plagioclasa, cuarzo y feldespatos alcalinos intersticiales.

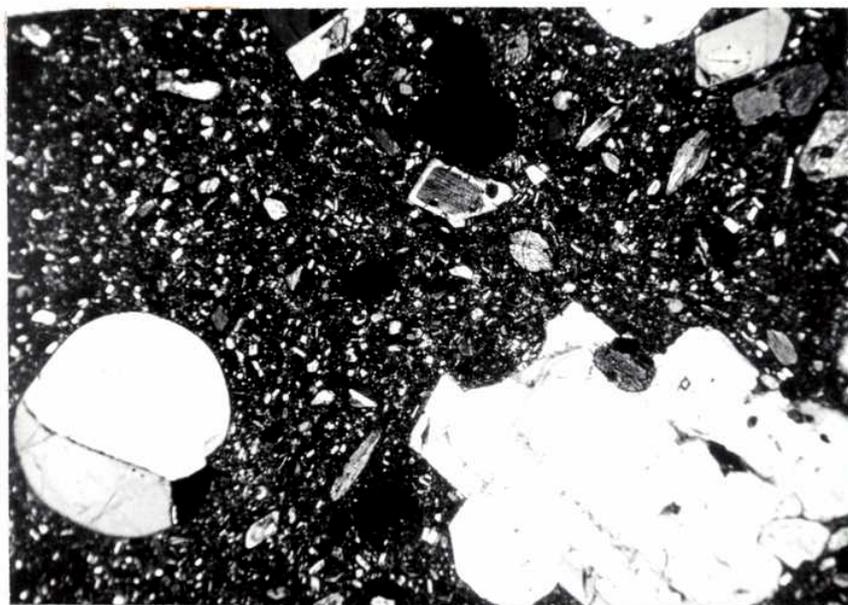


Fig.25: Microfotografía de la andesita de C° de las Animas. Vista general en la que se aprecian fenocristales de plagioclasa con marcada zonali- dad y de cuarzo corroído. También se observan algunos fenocristales aciculares de hornblenda de menor tamaño. Con analizador. 25x

El cuarzo en algunos casos forma agregados pavimentosos o tapiza cavidades. Acompañan a estos minerales hojuelas de biotita, menos abundantes que en las dacitas, minerales opacos y apatita. Las impregnaciones de óxido de hierro y de calcita son comunes.

En el extremo norte del cuerpo que se encuentra al sur del C° de las Animas la pasta de la andesita es más gruesa que en los otros sectores del cuerpo y la com-

posición química acusa un mayor contenido de sílice (análisis N° 31) que el extremo sur (análisis N° 30).

Dacitas:

Constituyen el resto de los cuerpos que afloran en la comarca. Macroscópicamente se diferencian de las andesitas por tener coloración más clara, mayor cantidad de biotita y en general menor contenido de mafitos. Aparecen además con mayor frecuencia fenocristales de cuarzo, aunque como ya se mencionó, no son demasiado abundantes.

Son macizas, de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo, en orden decreciente de abundancia. Los fenocristales ocupan un 40-50% de la roca, en algunos casos el 35%. Las dacitas tienen un color gris blanquecino o gris blanquecino azulado, adquiriendo coloraciones más amarillentas cuando están más alteradas.

Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales a subhedrales, de 4-5 mm de diámetro alcanzando hasta 7 mm. Su composición varía entre An 28 y An 32. En líneas generales sus características son similares a las plagioclasas ya descriptas.

Los fenocristales de hornblenda son prismáticos a aciculares de 3 a 5 mm de longitud. Sus características son muy similares a las que aparecen en las andesitas, salvo que los reemplazos por biotita son más abundantes.

Los fenocristales de biotita y cuarzo son también similares a los de las andesitas de esta comarca, pero más

abundantes. Los de biotita alcanzan mayor tamaño, hasta 8 mm de diámetro, más comúnmente 4-5mm.

Las pastas de las dacitas varían también entre andesítica y microgranosa. Están constituidas por plagioclasa cuarzo y feldespato alcalino intersticial, acompañados en menor proporción por hojuelas de biotita, opacos, apatita, óxidos de hierro y calcita. Eventualmente se presenta zircón como accesorio. La plagioclasa aparece en dos generaciones. En la primera se presenta en individuos equidimensionales a tabulares de 0,06 a 0,1 mm de diámetro, por lo general zonales. Los individuos de la segunda generación son de menor tamaño, 0,01 a 0,02 mm, xenomorfos y junto con cuarzo y feldespato alcalino, forman la mesostásis en que están inmersos los individuos de la primera generación. El feldespato alcalino ocupa el 10-15% de la mesostásis.

En los cuerpos más pequeños las pastas tienden a ser pilotáxicas con la plagioclasa formando tablillas. El cuarzo en algunos casos engloba a las tablillas de plagioclasa tomando aspecto de mineral poiquilítico. Esto está acompañado por la formación de pavimentos de cuarzo, indicando una cristalización tardía del cuarzo con respecto a la plagioclasa.

Cerca de los bordes de los cuerpos la mesostásis de las dacitas pueden ser criptofelsíticas, casi vítreas, presentándose como zonas de distribución no homogénea dentro de la pasta. El caso extremo lo constituye uno de los pequeños cuerpos que se encuentra al norte del camino, que

presenta un borde de enfriamiento con textura hialopilítica. La mesostasis está constituida por vidrio de color caramelo claro.

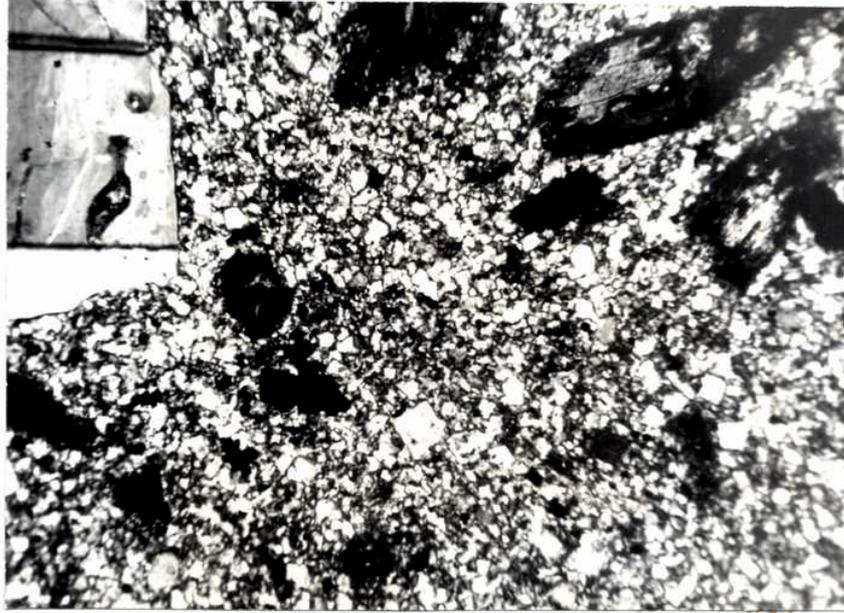


Fig.26: Dacita de los cuerpos de C° de la Punta. Microfotografía en la que se puede apreciar la pasta microgranosa de la roca y la reacción que se ha producido sobre los fenocristales de hornblenda y biotita.

Es de destacar en estos pequeños cuerpos y en los que se encuentran al norte del barrealito, la presencia de crystalita en la pasta de las dacitas. Este mineral aparece formando individuos pseudoexagonales con tendencia a formar esferulitas e impregnando la pasta.

V - Cuerpos de Cerro Negro

Se hallan ubicados en el extremo sur del C° del mismo nombre, al sur de la localidad de Iglesia y al oeste del C° de la Punta. Los cuerpos están constituidos por andesitas hornblendíferas y dacitas hornblendo-biotíticas que se han intruido en el Paleozoico Inferior y Terciario, respectivamente.

Esta comarca es muy semejante a la de C° de la Punta tanto por el tipo de cuerpos que afloran como por la roca de caja donde éstos se han intruido, con la excepción de una sucesión de estratos que pueden ser atribuidos al Terciario, que no afloran en la primera localidad citada.

Geología de la comarca

La unidad geológica más antigua que aquí aflora está constituida por lutitas y areniscas verde oliva, que forman el grueso del cuerpo de la sierra (figs. 27 y 28). En la parte alta de la pila sedimentaria las areniscas, en bancos de 40 a 60 cm de espesor, se intercalan con lutitas en las que se desarrolla un clivaje que produce corrugamiento sobre los planos de estratificación y/o esquistosidad. Hacia la parte superior predominan las areniscas en bancos con estratificación gradada de hasta 2 metros de espesor. En la porción fina de los bancos se desarrolla clivaje que a veces afecta también a la parte gruesa.

Se intercalan concordantemente varios filones capa de diabasas de 3-4 metros de espesor. hábito lenti-

cular, muy alterados y deformados, con los bordes brechados. Estas brechas en los bordes están cementadas por cuarzo y calcita, habiéndose transformado algunos de los fragmentos de diabasas en masas cloríticas.

El conjunto de esta serie tiene disposición homoclinal con rumbo norte-sur, inclinando hacia el naciente entre 35° y 70° . Hacia el este la serie desaparece debajo de los rellenos modernos del valle y hacia el oeste está en contacto, posiblemente por intermedio de una falla, con sedimentos atribuibles al Terciario.

Por sus características litológicas y estructurales y la presencia de los filones capas básicos estas metasedimentitas son homologables con la sección superior de la secuencia descrita para la comarca de C^o de la Punta, aunque en esta zona la deformación que la ha afectado aparentaría ser menor.

Sobre estas rocas antiguas se asientan un grupo de sedimentitas constituidas por paraconglomerados polimícticos, areniscas y limos, con mucho aporte de material volcánico bajo la forma de intercalaciones de tobas, brechas y aglomerados volcánicos, que se hacen más conspicuos hacia el sureste del área mapeada. Esta pila sedimentaria tiene un espesor, en el área abarcada por el mapa, que se estima en 700 metros y un rumbo aproximado norte-sur con inclinaciones de $30-45^{\circ}$ hacia el naciente. Sobre la vertiente occidental del C^o Negro inclinan hacia el oeste conformando así una especie de anticlinal que envuelve el extremo sur del cerro. No existen elementos de juicio directos para asignar edad a estos sedimentos, pero, su similitud litológica per-

mite correlacionarlos con los sedimentos que afloran en otras áreas tales como los alrededores de Iglesia y Rodeo, y la comarca de Ullún-Zonda (Formación Albarracín) que han sido atribuidos al Terciario Superior.

Hacia el N-E del área mapeada se observaron algunos pequeños afloramientos de estos sedimentos ocupando una posición central en el valle que separa C° Negro de C° de la Punta. Este hecho y la posición de las leptometamorfitas pretilíticas que inclinan al poniente en el C° de la Punta y al naciente en el C° Negro, permite inferir la presencia de un gran sinclinal buzando hacia el norte, cuyos flancos estarían formados por ambas sierras con los sedimentos terciarios ocupando su núcleo. Quedaría así conformada una gran estructura sinclinal delimitada al este por una falla inversa (C° de la Punta). La vertiente occidental de C° Negro no ha sido relevada en detalle, tarea que sería interesante realizar en el futuro, ya que cabría la posibilidad que la base de la sierra estuviera formada por la sección inferior de las metasedimentitas descritas para C° de la Punta y que las capas terciarias estuvieran sobrepuestas por el Pretilítico por medio de una falla inversa.

Forma y estructura de los cuerpos intrusivos

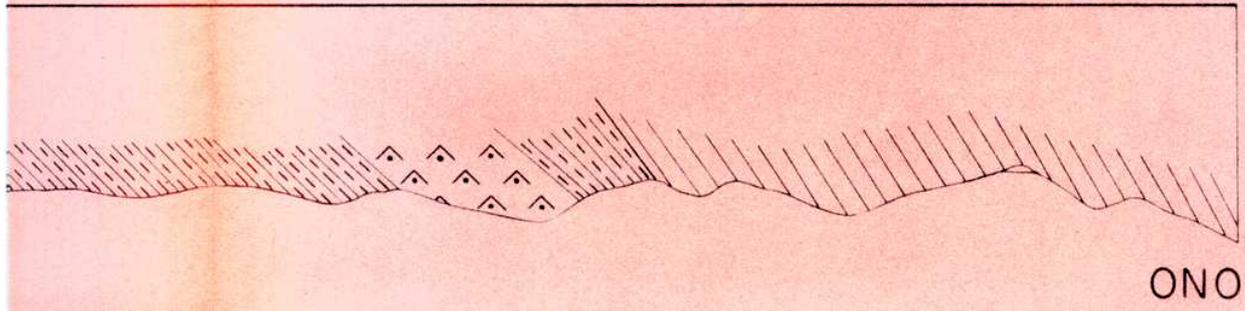
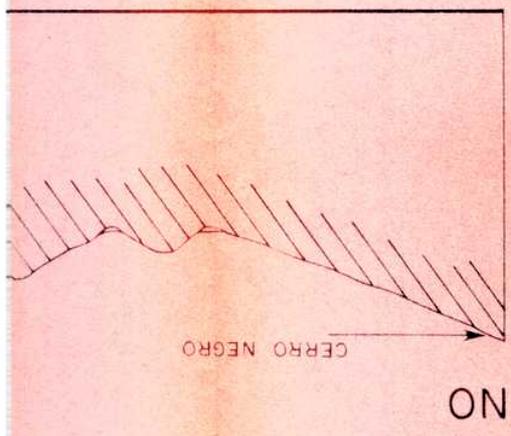
De los cuerpos subvolcánicos que afloran en esta comarca están intruidos en el Pretilítico los de composición andesítica, y en el Terciario los de composición dacítica. Un tercer grupo de cuerpos, constituidos por dacitas, que afloran en el extremo sur de la comarca han sido identificados con otra rastra en el mapa geológico (rombos pe-

PERFILES CUERPO

ESCALA HORIZONTAL

REFERENCIAS

HOLOCENO	Acarreos recientes		
PLEISTOCENO	Depósitos de pie de sierra		
	parcialmente aterrizados		
TERCIARIO	ASOCIACION SUBVOLCANICA RIO SAN JUAN	Aneasitas	
		Dacitas	
	ARENISCAS - TUBAS - BRECHAS Y AGLOMERADOS VOLCANICOS		
			
PRETERTIARIO	Diabasas		
	Areniscas y lutitas verde olivo claro		
PRECARBONICO			

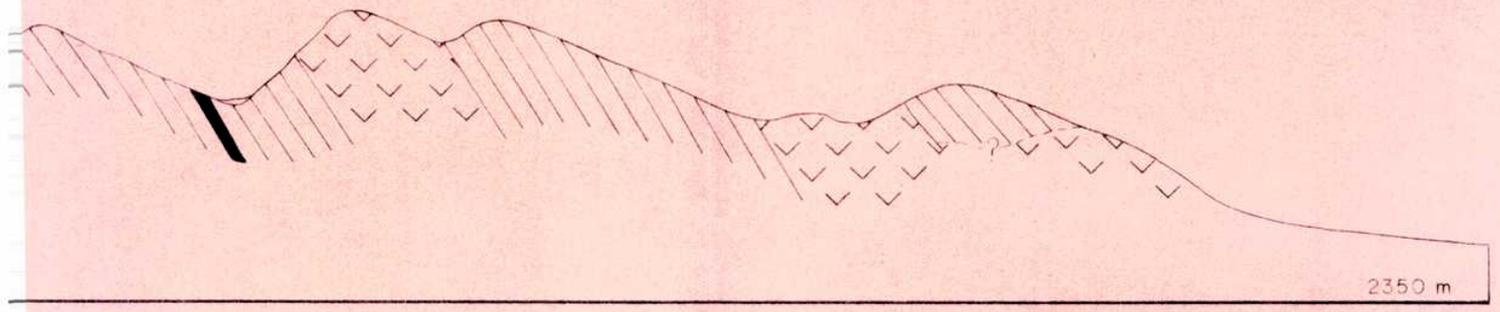


OS DE CERRO NEGRO

VERTICAL 0 100 200 300m

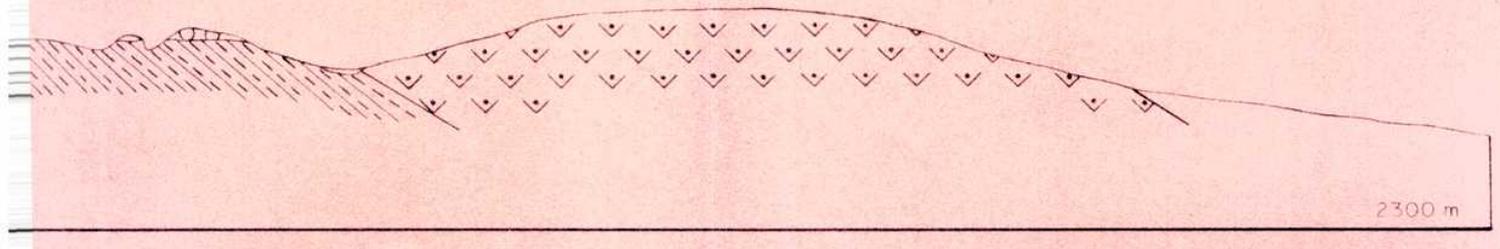
I-I

SE



II-II

ESE



de 30 cm de diámetro y a lo largo de la quebrada que divide el cuerpo.



Fig.29: Cuerpo tabular de andesita en el sector norte de C° Negro. Nótese la rectitud de la base, la forma suavemente abovedada del techo y cómo el cuerpo se acuña hacia uno de sus extremos.

El mecanismo de intrusión de estos cuerpos sería por forzamiento de la caja como en C° de la Punta. Con participación de "stopping" en los cuerpos mayores. Esto es válido para las andesitas. Sobre las dacitas es más difícil aventurar una opinión ya que las relaciones que guardan con la roca de caja están pobremente expuestas.

Petrografía de los cuerpos de C° Negro

Las andesitas y dacitas de esta comarca son muy similares a las descritas para la zona de C° de la Punta. En el Cuadro I (análisis 38-39 y 40-41) se ha representado la composición química para las primeras y segundas respectivamente. A continuación se expondrá una reseña de las

características principales de ambos tipos litológicos.

Andesitas: son de coloración gris a gris verdosa, macizas, de textura porfírica seriada con fenocristales de plagioclasa y hornblenda inmersos en una pasta afanítica de color gris. Los fenocristales de plagioclasa son de andesina (An 38-41%), tienen hábito cuadrangular a tabular corto, y de 2 a 3 mm de diámetro. Los de hornblenda son aciculares a prismáticos de 2 hasta 3-4 mm de diámetro.

Las pastas de estas rocas tienen texturas que varían de pilotácicas a andesíticas existiendo también variedades microgranosas y hialopiliticas. Están constituidas principalmente por plagioclasa a la que acompañan feldespatos alcalinos, minerales opacos, calcita, óxidos de hierro y cuarzo formando agregados pavimentosos asociados a cavidades. En el cuerpo andesítico pequeño cuando la pasta tiene textura hialopilitica el cuarzo que aparece en las cavidades reemplaza antiguas estructuras anulares de deposición de calcedonia u ópalo, acompañado por cristobalita. En las inmediaciones de las cavidades la pasta tiene un mayor grado de cristalinidad que el resto, evidenciando la presencia de volátiles en las cavidades.

Estas andesitas se diferencian de las de C° de la Punta por no poseer fenocristales de biotita y cuarzo y por tener índices de color algo mas elevados.

Dacitas: Son de coloración gris clara a gris blanquecino rosado, macizas, de textura porfírica seriada con fenocristales de plagioclasa hornblenda biotita y cuarzo. Los fenocristales ocupan un 35-40% de la roca correspondiendo a

los mafitos un 10%. La plagioclasa es oligoclasa (An 25-26%),

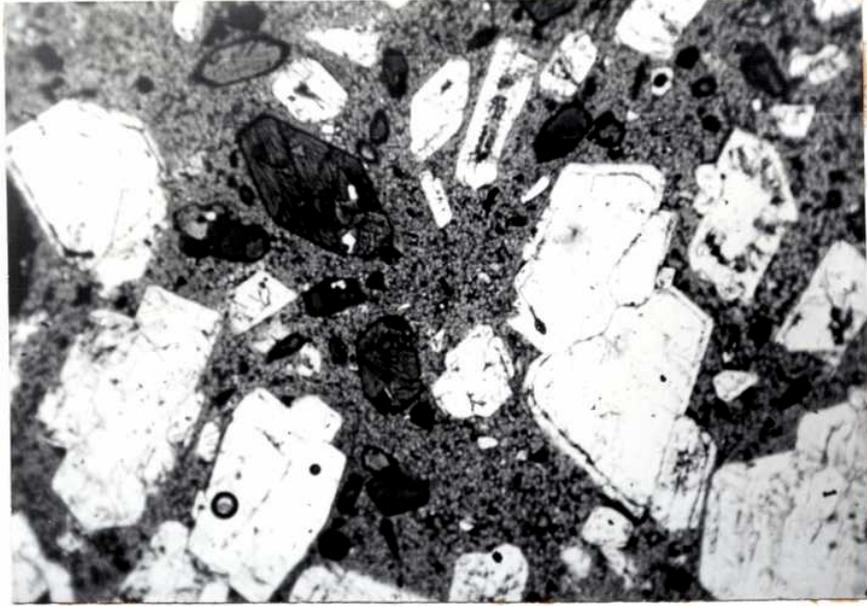


Fig.30: Andesita de C° Negro. Microfotografía en la que se aprecian los fenocristales de plagioclasa con zonas delgadas de inclusiones pulverulentas y cribas, y fenocristales de hornblenda rodeados por un delgado halo de minerales opacos finamente cristalizados. Sin analizador. 25x

tiene hábito cuadrangular a tabular corto y un diámetro de 3-4 mm que puede llegar hasta un centímetro. La hornblenda se presenta en fenocristales de hábito acicular a prismático de 3-4 mm de longitud. Muestra evidencias de inestabilidad y reacción con la pasta siendo frecuentes los reemplazos por biotita. Las propiedades ópticas varían de acuerdo al grado de oxidación que evidencian los cristales. Los que muestran mayores signos de oxidación tienen un ángulo de extinción $\gamma:c$ de 7-12°, birrefringencia más elevada y pleocroísmo más fuerte que los cristales menos oxidados, en los cuales el ángulo de extinción es cercano a los 24°.

Los fenocristales de biotita se presentan en librillos de alrededor de 4 mm de diámetro y también evidencian reacción con la pasta. Los fenocristales de cuarzo son poco abundantes, están fuertemente corroidos y llegan a tener un tamaño de hasta 5-6 mm.

La textura de la pasta de las dacitas varía de andesítica a microgranosa y está constituida principalmente por plagioclasa, cuarzo y feldespato alcalino que no excede del 15%. Acompañando a estos minerales hay hojuelas de biotita, minerales opacos, óxidos de hierro y a veces calcita. El cuarzo también forma agregados pavimentosos de carácter tardía a los que se suele asociar calcita. Suelen aparecer en la pasta algunos glomérulos formados por pequeños cris-

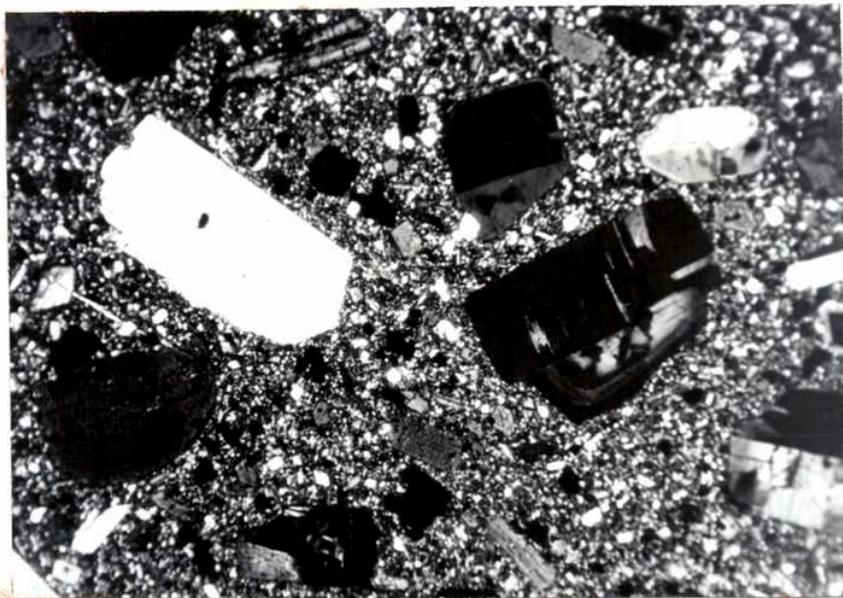


Fig.31: Dacita de C° Negro. Microfotografía en la que se aprecian los fenocristales de plagioclasa, hornblenda y biotita insertos en una pasta microgranosa a andesítica. Nótese la corrosión en los fenocristales de biotita. Con analizador. 25x

talitos de hornblenda a los que se asocian biotita que los reemplaza y plagioclasa. También se detectó cristobalita en la pasta del pequeño cuerpo que se encuentra al oeste del cuerpo mayor. Aquí la textura de la pasta es pilotáxica fluidal muy fina teniendo los microlitos de plagioclasa terminaciones esqueléticas.

VI - Cuerpos de Tocota

Afloran al oeste de la ruta que une las localidades de Villanueva con Iglesia, a la altura de la estancia Tocota exactamente en el punto que la ruta describe una curva pronunciada.

De los dos cuerpos aflorantes sólo se ha relevado en detalle el más septentrional. Este, tiene una forma elongada orientado en dirección E-NE con una longitud de 750 metros y un ancho de 300. Aflora aislado en medio de la pampa de Tocota rodeado por los sedimentos que forman la pampa, que cubren parcialmente sus bordes. Por esta razón, que no permite estudiar la relación de los cuerpos con la caja en que no se lo ha cartado en detalle. Lo que sí se ha hecho es estudiar las estructuras internas del mismo.

Estas estructuras, de flujo, están dadas por la presencia de delgadas lenticillas en las cuales la pasta tiene un mayor contenido de vidrio. Las lenticillas se disponen en forma subparalela marcando la fluidalidad. Están acompañadas por la orientación en la misma dirección de fenocristales de anfíbol y de pequeñas inclusiones también orientadas en la misma dirección. Esta fluidalidad da lugar a la formación de un laminamiento muy conspicuo siguiendo las estructuras de flujo. El espesor de las laminas varía de 0,5 -10 cm. En otros sectores del cuerpo la fluidalidad está marcada por la presencia de bandas de distinta coloración en la roca.

El rumbo de las estructuras de flujo es aproximadamente N-NW, con inclinaciones cercanas a la vertical en el centro del cuerpo y disminuyendo hacia ambos extremos del mismo, formando una especie de abanico.

Petrografía

La roca que constituye este cuerpo es una dacita lamprobolítica. Es maciza, tiene textura porfírica seriada con fenocristales de plagioclasa, lamprobolita, cuarzo y biotita. Tiene coloraciones que varían del gris parduzco al gris rosado. Los fenocristales ocupan un 40-45% de la roca.

El cuarzo se presenta en fenocristales subhedrales de hasta 1 cm de diámetro, fuertemente corroídos por la pasta.

Los fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) son euédrales a subhedrales con zonalidad muy marcada, oscilante e inversa. Están maclados según albita y Carlsbad y frecuentemente presentan una zona cercana a los bordes de los cristales con inclusiones pulverulentas que pueden llegar a formar verdaderas cribas.

La lamprobolita se presenta en fenocristales de hábito acicular, subhedrales, muy pleocroicos con γ pardo rojizo, α pardo amarillento. La birrefringencia es muy elevada. Los cristales están rodeados por un halo delgado de minerales opacos pulverulentos que podrían ser óxidos de hierro. Si la oxidación ha sido muy intensa solo queda la forma relíctica de la lamprobolita, ocupada

por minerales opacos y elementos de la pasta.

La biotita es relativamente escasa pero en cristales de mayor tamaño que los anteriores. Tiene los mismos signos de resorción que los anteriores pero en mayor grado.

La pasta es de textura andesítica, constituida por microlitos equidimensionales de plagioclasa, euhedrales, insertos en una mesostasis de plagioclasa anhedral, cristobalita y material opaco pulverulento. Estos últimos aparecen también formando microfenocristales. La cristobalita por lo general aparece asociada a cavidades.

De todos los cuerpos estudiados el de Tocota es el que presenta evidencias de haber cristalizado muy cerca de la superficie, por la presencia de lamprobolita, que se podría haber formado a expensas de hornblenda común. La forma del cuerpo y las estructuras de flujo, en forma de abanico descartan la posibilidad de que se trate de una colada.

VII - Nuevos aportes sobre la zona de Ullún-Zonda

Esta comarca ya previamente estudiada (Leveratto 1967 y 1968), es el lugar de la Precordillera donde la eruptividad subvolcánica está mejor representada, tanto por el volumen de las rocas que afloran como por la variedad en su composición que abarca todo el rango con que la eruptividad se ha representado. La erosión ha actuado lo suficiente como para eliminar la mayor parte de la cubierta sedimentaria y dejar expuesta la estructura interna del complejo subvolcánico. Esto ha permitido la deducción de los mecanismos de intrusión de los cuerpos, que se puede utilizar como base para la interpretación de otras zonas donde el grado de erosión ha sido menor y los cuerpos están menos expuestos.

Se han realizado sobre muestras de esta zona 18 análisis químicos que se han representado en el Cuadro I, análisis 5 a 22. No se particularizará aquí sobre los análisis químicos ya que se lo hará al tratar toda la asociación en conjunto. Es dable sí destacar que los análisis N° 8 y 9 tienen un tenor de calcio muy elevado que se debe a que esas rocas están muy reemplazadas por calcita. Por la misma razón el tenor de sílice es muy bajo. El análisis N° 8 se ha recalculado descontando del mismo el anhídrido carbónico y el calcio necesarios para formar calcita. El análisis así recalculado (no se lo ha representado en la tabla I) da un tenor de sílice similar al de las demás andesitas aflorantes en la zona, el calcio por supuesto queda disminuido. El análisis N° 9 no ha sido recalculado por no disponerse del dato de CO₂

pero se supone que el resultado sería el mismo que para el N° 8.

Es necesario destacar teniendo en cuenta los análisis químicos que el tipo litológico que constituye el C° Blanco de Zonda corresponde a una dacita y no a una andesita como el autor la clasificara previamente. Esto se debió a la carencia de análisis químicos en aquella oportunidad y por no presentar la roca fenocristales de cuarzo como las demás dacitas. La roca carece también de biotita, máfico que aparece en forma característica en las demás dacitas que forman parte de la Asociación Subvolcánica. Lo mismo puede decirse del borde que forma el extremo sur y este del C° de los Baños que tiene características muy similares a la roca que constituye el C° Blanco de Zonda.

Nos nuevos análisis químicos han permitido confirmar la presencia de otros cuerpos andesíticos en el extremo norte del área abarcada por los cuerpos intrusivos, tal como fuera adelantado dubitativamente por el autor en el trabajo anterior. Queda como tarea futura el mapeo en detalle de estos cuerpos en el extremo norte, tarea que se verá, dificultada por el mayor grado de alteración que las rocas tienen en ese sector, con miras a tratar de determinar si existen relaciones temporales detectables entre ambos tipos litológicos.

En resumen, en la comarca de Ullún-Zonda predominan las dacitas representadas por su tipo litológico característico con fenocristales de cuarzo, plagioclasa

biotita y hornblenda, estando representadas también las andesíticas típicas de la Asociación y los tipos litológicos intermedios entre las andesitas y las dacitas. Aparece un cuarto tipo litológico de composición dacítica, con tenores de sílice más elevados que, pese a esto, no poseen fenocristales de cuarzo ni de biotita.

VIII - Edad del vulcanismo y su vinculación con la estructura.

Evidencias Geológicas

No son muy precisas como para asignar una edad cierta a estos cuerpos. Cuando no intruyen sedimentos del Paleozoico lo hacen en sedimentos que han sido atribuidos al Terciario. Así los cuerpos de Barreal cortan sedimentos correlacionables con la Formación Iomas del Inca (Baldis, 1964) de supuesta edad terciaria. En la comarca de Ullún-Zonda cortan la Formación Albarracín (Leveratto, 1968) que ha sido referida anteriormente en la literatura geológica de la Precordillera como estratos Calchaqueños, a los que diversos autores como Groeber y Tapia (1926), Bracaccini (1950) y Heim (1952) atribuyen como más probable una edad Pliocena. Esta edad se asigna teniendo en cuenta, ante la carencia de restos fósiles en estos sedimentos, su posición con respecto a las distintas fases diastróficas del ciclo Andico. Quedarían así acotados, de acuerdo con tales autores entre la última fase del segundo movimiento y la prefase del tercer movimiento, la cual sería responsable de su actual plegamiento. Furque (1972) también comparte este criterio en cuanto a la equivalencia de estos sedimentos terciarios con los estratos Calchaquíes, pero expresa que su depositación se debió al levantamiento de la Precordillera por los movimientos que actuaron durante el Mioceno y que labraron los valles longitudinales donde se encuentran depositados estos sedimentos. Este criterio no es compartido por el autor, teniendo en cuenta los potentes espesores de conglomerados que se intercalan

en los sedimentos terciarios y cuyos clastos provienen de la Cordillera Frontal. Lo que indica que durante la deposición de los mismos la Precordillera tiene que haber sido una comarca baja produciéndose su levantamiento, plegamiento y fisonomía actual a posteriori de la deposición del Terciario.

En resumen, las evidencias geológicas indican que los cuerpos intrusivos son más jóvenes que los sedimentos terciarios de posible edad Pliocena según lo expuesto desde el punto de vista de las consideraciones geológicas.

Dataciones radimétricas

Fueron realizadas sobre tres muestras por el Dr. Humberto G. Gordani en el Instituto de Geociencias y Astronomía de la Universidad de San Pablo. Sus resultados son los siguientes:

Muestra	Localidad	Datación sobre	% K	Edad
EA - 1	Tocota	Plagioclasa	0,6957	17,5 ± 2.5 ma
EA - 2	Barreal	Roca Total	1,344	17,9 ± 1.8 ma
EA - 8	Ullún(dacita)	Plagioclasa	0.245	15.9 ± 2.4 ma

Teniendo en cuenta los errores expresados, se puede decir que las tres edades son coincidentes entre sí y que corresponden al Mioceno Medio. Esta sería la edad de las intrusiones de acuerdo a las dataciones radimétricas. Si bien es sabido que por el método Ar/K la edad que se obtiene corresponde al último evento que afectó a la roca, en nuestro caso no hay evidencias de otros procesos que hayan afectado a las rocas a posteriori de su cristalización salvo los procesos de alteración deutérica ya mencio-

nados y de magnitud no muy relevante, por lo cual se podría considerar que tales edades corresponden a las de intrusión de los cuerpos. De todos modos y suponiendo que los cuerpos hayan sido afectados por algún proceso posterior a su intrusión la edad de cristalización de éstos resultaría más antigua que los valores obtenidos por Ar/K y no más moderna.

De lo expuesto surge una discrepancia entre la edad comúnmente asignada a los cuerpos intrusivos y a los sedimentos terciarios y las edades obtenidas por datación radimétrica. Teniendo en cuenta que la edad asignada a los sedimentos terciarios por diversos autores no ha sido sobre bases muy firmes, se propone tener en cuenta una edad Miocena Media para los cuerpos intrusivos. El autor ha encomendado a la realización de nuevas dataciones sobre otros cuerpos intrusivos de Precordillera especialmente de aquellos que estén directamente vinculados a los sedimentos terciarios lo que permitirá corroborar o rectificar la edad propuesta.

Vinculación de los cuerpos con la estructura

Se ha prestado especial interés en estudiar la vinculación temporal que los cuerpos tienen con los eventos tectónicos mayores de la Precordillera, responsables de su estructura actual, ya que disponiéndose de edades radimétricas se podría acotar la edad de la estructura de la Precordillera.

Como se ha visto en los capítulos anteriores, hay evidencias concretas de que la intrusión de los cuerpos se ha producido después del fallamiento regional en las

zonas de Gualilán (diques que pasan a través de la falla inversa que pone en contacto el Terciario con las calizas de la Formación San Juan) y en la zona de Cerro de la Punta (cuerpos intrusivos interpuestos en la corrida de las fallas sin ser afectados por éstas). En la zona de Ullún-Zonda, el autor ha interpretado que los cuerpos subvolcánicos se han intruido aprovechando el levantamiento tectónico de la zona. En Barreal y Leoncito no hay evidencias tan claras, pero parecería que los cuerpos intrusivos fueron alimentados a través de fallas que delimitan el borde occidental de la Precordillera con el valle del Río de los Patos. En esta zona los cuerpos andesíticos están cubiertos por conglomerados cuyos clastos provienen de la Cordillera Frontal y que representan antiguas aggradaciones pedemontanas actualmente elevadas (Zöllner, 1950) hasta 1000 metros por encima del nivel actual del valle.

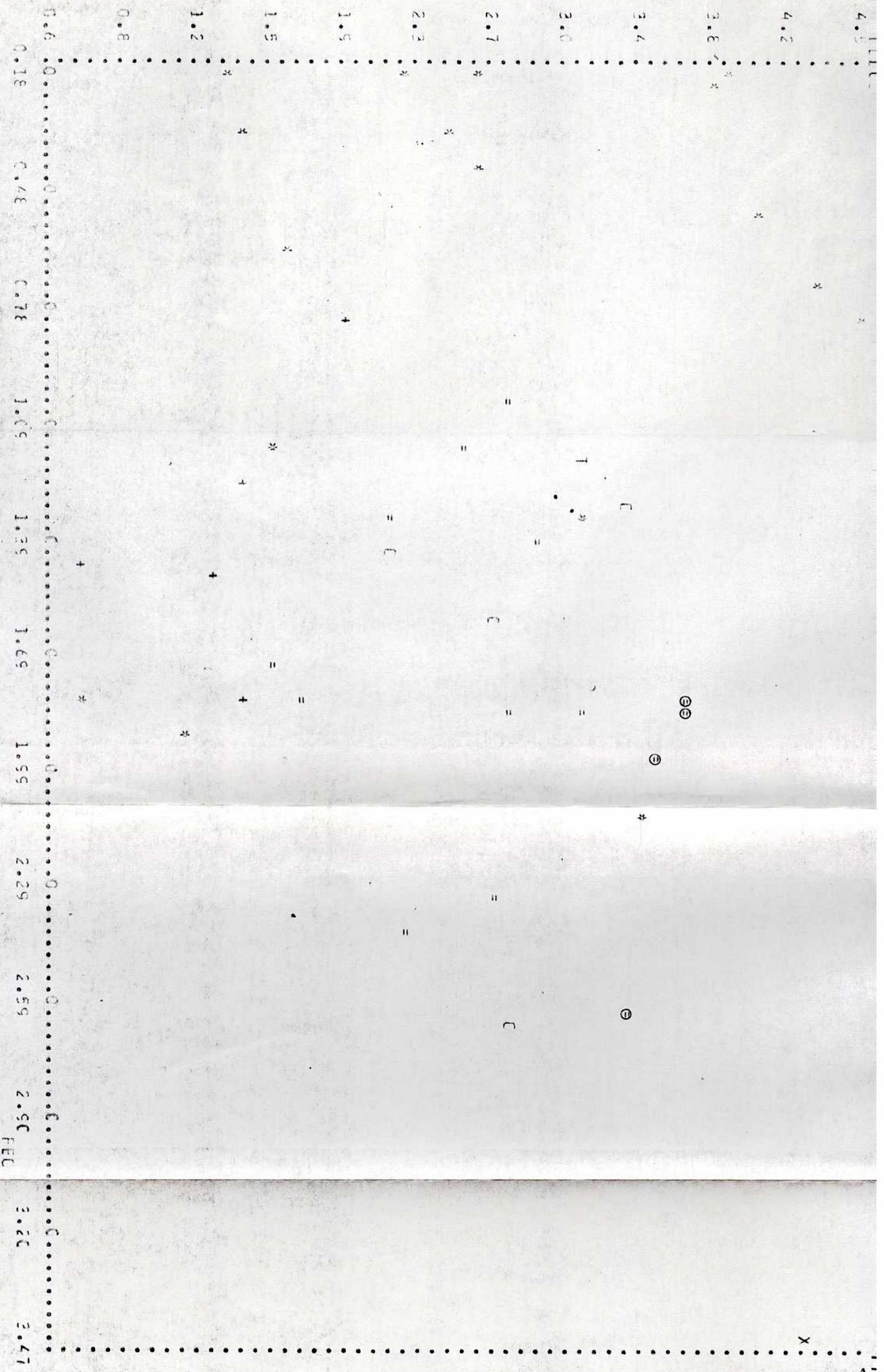
Dado que no existen evidencias geológicas sobre la posible existencia de dos grupos de cuerpos intrusivos y teniendo en cuenta que éstos se han intruido a posteriori del fallamiento regional la edad de éste quedaría acotada por debajo o en el Mioceno Medio. Este no sería el caso para la zona de Barreal donde los cuerpos habrían sido elevados junto con los antiguos niveles pedemontanos a posteriori de su intrusión.

IX - Quimismo de la Asociación Subvolcánica
del Río San Juan (1)

En el Cuadro I se han representado los análisis químicos de elementos mayores y menores y las normas de C.I.P.W. de 44 rocas representativas de la Asociación estudiada. Los análisis fueron realizados por el autor en el Departamento de Geología de la Universidad de Manchester, con un espectrógrafo de fluorescencia de rayos X Phillips PW 1450 siguiendo las técnicas descritas por Brown, Huges y Esson (1972). Los elementos menores fueron determinados de la misma manera. El hierro ferroso fue determinado por el método de metavanadato según técnicas en uso en el citado laboratorio.

Dado que el estado de oxidación de las rocas resultó ser muy variable, (Fig.32) y es interpretado por el autor como debido a un problema de oxidación subaérea, o posterior a la intrusión de los cuerpos, y no el reflejo del verdadero estado de oxidación original, para el cálculo de las normas de C.I.P.W. se utilizó el coeficiente de oxidación promedio para las andesitas de Chayes (1969). A partir del % en peso de hierro total expresado como Fe_2O_3 , se calcularon los porcentajes de FeO y Fe_2O_3 utilizando el coeficiente de Chayes, recalculándose luego el análisis a 100%. Para rocas más silíceas no se dispone de tantos datos como para las andesitas. Green y Ringwood (1968) dan algunos valores para rocas calco-alcalinas, pero éstos son muy variables como para ser utilizados para el cálculo de las normas. El uso de un mismo coeficiente de oxidación para todas las rocas permite obtener normas cuya comparación

(1) A fin de abreviar, en el texto se la designará ASRSJ



⊖ Barreal- Leoncito; * Ullún- Zonda; + Gualilán; = C9 de la Punta; O C9 Negro; T Tocota; X Xenolito

entre sí es más equitativa. En las rocas muy oxidadas los tenores de cuarzo normativo son más elevados y las cantidades de diopsido e hypersteno son más bajos.

En el Cuadro II se han representado análisis químicos de las mismas rocas realizados por vía húmeda por las Dras. B.Lafaille y N. Kotelnikov del Laboratorio de Análisis de Rocas de la F.C.E.N., U.B.A. En la mayoría de los casos los análisis por ambos métodos fueron realizados sobre el mismo polvo de cada una de las rocas. Ambos juegos de valores son muy coincidentes entre sí. Para su comparación hay que tener presente que los análisis por F.R X. están recalculados a 100% omitiendo el agua y los demás volátiles. Para el cálculo de las normas y demás efectos se han utilizado los valores obtenidos por F.R X. no porque se los considere más perfectos, sino porque el número de análisis realizado por este método es mucho mayor que el de los realizados por vía húmeda.

Elementos mayores

El contenido de SiO_2 de las rocas de la ASRSJ varía entre 58% y 71%. Está constituida por andesitas y dacitas, predominando estas últimas sobre las primeras. Se han utilizado los límites dados por Taylor (1969) para distinguir entre dacita y andesita, (más del 63% de SiO_2 para las primeras), que es coincidente con la aparición de biotita en estas rocas además de la hornblenda. Taylor llama riolitas a las rocas con más de 68% de SiO_2 , criterio que no se ha seguido ya que las rocas de la ASRSJ con tenores de sílice por encima de 68% no difieren, en cuanto a los fenocristales, de las demás dacitas, excepto el cuerpo de C° Blanco de Zonda y el borde del C° de los Baños que no tienen biotita como fenocristales.

El contenido de Al_2O_3 es elevado como es característico en este tipo de asociación y varía entre 15,90 y 18,29%. No hay una correlación estricta entre el contenido de sílice y alúmina, pero se puede decir que las dactitas están más sobresaturadas en Al_2O_3 ya que son las que más frecuentemente presentan corindón en las normas.

$FeO+Fe_2O_3$, MgO , CaO y TiO_2 , como es normal, disminuyen en porcentaje al aumentar el contenido en SiO_2 . Como ya se dijo, CaO es particularmente alto en las muestras 141 y 195 debido a las impregnaciones de calcita. Sobre la relación FeO/Fe_2O_3 no es necesario agregar nada sobre lo dicho anteriormente. Los valores de MgO son particularmente altos para algunas muestras (238, 195 y PM20, etc) que en diagrama de variación correspondiente se ubican por encima del tren general. Estos valores anormales posiblemente se deban a concentración o acumulación de hornblenda en tales rocas.

Con respecto a los álcalis es interesante hacer notar que los valores de sodio son relativamente constantes fluctuando entre 3 y 5%, no presentando una correlación notoria con la variación en el contenido en sílice. Esto ha sido notado por otros autores como característica de las rocas calcoalcalinas y es un punto interesante a tener en cuenta por cualquier teoría que explique el origen de estas rocas. Los valores de potasio muestran mayores variaciones y ello ha llevado a Taylor (1969) a subdividir a las andesitas en tres categorías de acuerdo al tenor de este elemento. Las aquí estudiadas caerían dentro de las normales salvo algunas pocas que corresponderían a las que tal autor llama andesitas con alto tenor de K (mayor de

CUADRO I

ANALISIS QUIMICOS(1)

MUEST	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	238	234B	240B	244	177	127	217	141	195	209
SIC2	59.98	61.87	61.84	62.06	60.48	62.45	62.43	59.52	58.90	64.54
ALZC3	16.42	17.68	17.71	17.57	16.78	17.36	17.55	17.44	15.61	17.94
FEC3	24.61	12.88	12.89	13.99	13.34	14.75	14.84	13.44	13.42	13.88
FNCC	63.63	12.63	12.78	13.84	12.99	15.29	15.18	14.71	13.79	13.54
CAZC	33.38	22.22	22.28	22.20	24.23	25.95	25.11	24.84	22.73	21.80
KZC2	1.76	1.66	1.68	1.74	1.89	2.55	2.64	2.31	2.57	2.43
TNC5	0.00	0.14	0.28	0.00	0.12	0.78	0.57	0.13	0.00	0.00
PZC5	0.00	0.41	0.41	0.44	0.50	0.43	0.34	0.39	0.15	0.22

(1) ANALISIS RECALCULADOS A ICC 0/0 OMITIENDO EL AGUA

ANALISIS QUIMICOS(1)

ANALS MUEST	11 216	12 173	13 199	14 171	15 205	16 148	17 149	18 158	19 181	20 157
SIC2	64.78	65.19	65.12	67.56	67.40	67.59	67.54	68.18	68.96	69.83
ALZC3	18.20	18.30	18.20	17.57	17.80	16.58	16.95	17.25	16.84	16.83
FEC	0.05	0.03	0.18	0.15	0.03	1.19	1.06	2.00	2.00	1.00
NGC	0.75	0.40	0.18	0.48	0.43	0.75	0.88	0.37	0.19	0.29
KZC	0.82	0.05	0.23	0.16	0.10	3.75	5.14	4.79	0.07	0.55
TIC2	0.47	0.00	0.23	0.36	0.41	4.86	4.29	3.48	2.69	2.95
MZC5	0.02	0.10	0.00	0.10	0.13	0.38	0.31	0.00	0.00	0.00
FZC5	0.00	0.00	0.14	0.00	0.18	0.19	0.14	0.00	0.00	0.10

(1) ANALISIS RECALCULADOS A 100 O/O CMTIENDC EL AGUA

ANALISIS QUIMICOS (1)

MUEST	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	
SIC23	71.10	70.09	66.85	66.91	69.24	62.82	63.41	67.50	66.91	69.24	62.82	63.41	67.50	66.91	69.24	62.82	63.41	67.50	66.91	69.24	62.82	63.41	67.50	66.91	69.24
ALZC3	16.21	16.61	17.52	17.24	17.46	13.18	17.91	17.39	17.24	17.56	13.18	17.91	17.39	17.24	17.56	13.18	17.91	17.39	17.24	17.56	13.18	17.91	17.39	17.24	17.56
FECC	1.25	1.83	1.86	1.48	1.46	1.87	1.25	1.25	1.48	1.46	1.87	1.25	1.25	1.48	1.46	1.87	1.25	1.25	1.48	1.46	1.87	1.25	1.25	1.48	1.46
FNCC	0.80	0.74	0.60	0.34	0.39	0.57	0.80	0.29	0.34	0.39	0.57	0.80	0.29	0.34	0.39	0.57	0.80	0.29	0.34	0.39	0.57	0.80	0.29	0.34	0.39
CAZC	0.07	0.44	0.46	0.66	0.95	0.97	0.07	0.37	0.66	0.95	0.97	0.07	0.37	0.66	0.95	0.97	0.07	0.37	0.66	0.95	0.97	0.07	0.37	0.66	0.95
KZIC2	0.02	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04	0.03
PMZC5	0.00	0.10	0.18	0.16	0.14	0.16	0.00	0.19	0.16	0.14	0.16	0.00	0.19	0.16	0.14	0.16	0.00	0.19	0.16	0.14	0.16	0.00	0.19	0.16	0.14

(1) ANALISIS RECALCULADOS A 100 C/C OMITIENDO EL AGUA

ANALISIS QUIMICOS(1)

ANALIS MUEST	31 PM20	32 424	33 PM23	34 405	35 414	36 596	37 354	38 593	39 586	40 PM17
SIC23	64.17	64.46	65.01	65.74	65.30	65.38	65.86	59.68	62.37	62.93
AL203	15.22	16.33	17.00	17.55	17.64	17.82	17.86	18.24	18.74	16.65
FE2O3	22.25	21.86	21.05	21.16	21.70	21.35	21.56	22.80	21.48	22.74
MG2O	25.14	25.14	25.00	25.08	25.84	25.33	25.77	26.67	25.45	25.98
CA2O	30.14	30.14	30.22	30.88	30.51	30.11	30.74	30.57	30.89	30.88
K2O	48.20	48.20	48.18	48.57	48.44	48.18	48.51	47.72	48.97	48.22
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.15	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
PN2O5	0.00	0.00	0.00	0.29	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00

(1) ANALISIS RECALCULADOS A ICC C/C OMITIENDO EL AGUA

ANALISIS QUIMICOS(1)

ANALIS	41	42	43	44
MUEST	334	EAI	177XE	369
SIG23	64.38	64.77	47.12	56.62
ALZC3	16.20	16.15	12.31	15.29
FEZC3	1.33	1.20	12.84	4.27
FNCC	1.83	1.48	2.01	2.16
CAZC	4.35	4.61	9.91	7.69
KZC2	2.11	2.71	1.31	2.66
TIC2	0.12	0.61	1.20	1.11
PZC5	0.01	0.22	0.42	0.33

(1) ANALISIS RECALCULADOS A 100 C/O CMIENDO EL AGUA

CONTENIDO DE ELEMENTOS EN TRAZAS (1)

ANALS MUEST	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
NE	238	248	240B	244	177	127	217	141	195	209
CEA	238	266	27	28	237	18	235	15	128	254
ZR	739	835	922	792	996	1275	1298	1031	1003	929
YSR	265	1324	168	1325	195	163	125	17	161	146
FR	265	835	164	714	174	140	113	17	136	118
K/RB	655	333	680	713	170	1257	143	134	106	711
ZCU	227	1004	255	327	515	374	294	328	47	120
NI	47	24	200	164	87	76	65	19	24	181
V	105	70	17	80	151	87	74	99	288	53

(1) EXPRESADO EN PARTES POR MILLON

CONTENIDO DE ELEMENTOS EN TRAZAS (1)

ANALISIS	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
CE	216	173	199	171	205	148	149	158	181	157
EA	232	217	202	14	17	9	120	127	11	12
ZR	1160	1023	1044	265	407	1129	1210	1052	1087	1257
Y	1140	1023	1114	1090	783	1160	1292	1090	1087	1477
SR	1166	1117	1179	1092	1120	1004	1009	1033	87	633
K/RE	4537	4774	1108	8792	9120	794	1061	954	967	630
ZN	1226	1180	2295	3415	1167	731	337	383	314	307
NI	28	15	6	57	154	350	357	484	151	183
V	156	51	52	53	48	55	36	62	45	42

(1) EXPRESADO EN PARTES POR MILLON

CONTENIDO DE ELEMENTOS EN TRAZAS (1)

ANALIS	31	32	23	24	25	26	27	28	29	30
MUEST	97	182	266	EA5	PM14	251	EA4	387	438	361
ND	11	13	18	11	15	14	15	23	18	20
CE	1217	12695	394	3232	304	20	268	36	129	47
EA	1174	1109	1217	1021	120	942	1070	719	696	718
ZR	1174	1109	1217	1021	120	942	1070	719	696	718
Y	1156	996	1073	916	935	109	876	847	105	105
SR	1156	996	1073	916	935	109	876	847	105	105
K/RB	632	262	438	354	365	44	369	373	334	391
ZN	26	26	2	16	10	64	19	88	77	17
CU	26	26	2	16	10	64	19	88	77	17
NI	34	4	6	51	4	22	33	21	5	19
V						46		96	69	101

(1) EXPRESADO EN PARTES POR MILLON

CONTENIDO DE ELEMENTOS EN TRAZAS (1)

ANALIS MUEST	31 PM20	32 424	33 PM23	34 405	35 414	36 596	37 354	38 593	39 586	40 FM17
ACE	193	199	176	126	18	15	15	21	17	20
BAR	703	1318	848	723	387	114	258	401	435	487
ZY	114	114	106	112	101	81	91	60	69	73
SR	114	114	105	117	113	97	11	123	10	12
SR/RE	820	851	915	88	87	89	49	129	87	93
K/RE	430	497	508	46	47	40	35	40	32	41
ZN	77	73	72	6	6	6	4	17	6	8
CU	138	11	16	6	6	5	4	4	6	6
V		11	57	56	57	52	37	50	52	57

(1) EXPRESADO EN PARTES POR MILLON

CONTENIDO DE ELEMENTOS EN TRAZAS (1)

ANALS	41	42	43	44
MUEST	334	EAI	177XE	369
NC	134	2428	48	21
CE	778	10185	68	289
BA	121	112	523	563
ZR	965	1134	116	16
Y	46	1034	648	561
SR	46	41	210	41
K/RE	112	44	512	23
ZCU	112	11	200	70
NV	19	26	60	86
		29	43	191

(1) EXPRESADO EN PARTES POR MILLON

NCRMAS DE C.I.F.W.

ANALISIS NC	41	42	43	44
MUESTRA NC	334	EAI	177XE	369
CUARZO	17.50	16.50	0.00	8.00
CCRI	0.81	0.24	0.74	0.75
CCRI	0.81	0.24	0.74	0.75
ALBERTITA	0.92	0.18	0.56	0.24
ANCLASTITA	0.24	0.42	0.50	0.86
ANCLASTITA	0.24	0.42	0.50	0.86
CENSTASITA	0.82	0.89	0.24	0.47
CENSTASITA	0.82	0.89	0.24	0.47
FFENSTASITA	0.00	0.00	0.60	0.97
FFENSTASITA	0.00	0.00	0.60	0.97
FFENSTASITA	0.00	0.00	0.60	0.97
FAYALITA	0.00	0.00	0.28	0.26
FAYALITA	0.00	0.00	0.28	0.26
FAYALITA	0.00	0.00	0.28	0.26
MAGNETITA	0.00	0.00	0.51	0.00
MAGNETITA	0.00	0.00	0.51	0.00
MAGNETITA	0.00	0.00	0.51	0.00
ILMATA	0.00	0.00	0.27	0.71
ILMATA	0.00	0.00	0.27	0.71
APG(V)	0.50	0.16	0.87	0.11
APG(V)	0.50	0.16	0.87	0.11
APG(V)	0.50	0.16	0.87	0.11
FEC(V)	0.65	0.98	0.54	0.87
FEC(V)	0.65	0.98	0.54	0.87
FEC(V)	0.65	0.98	0.54	0.87
TFCRT-TUTTL	0.65	0.98	0.54	0.87
TFCRT-TUTTL	0.65	0.98	0.54	0.87
TFCRT-TUTTL	0.65	0.98	0.54	0.87
INC.				

CUADRO I - REFERENCIAS

Cuerpos de Barreal y Leoncito

Anal	Muestra	Procedencia
1	238	Andesita hornblendífera, extremo SW cuerpos de Barreal
2	234b	Andesita hornblendífera, quebrada que divide el cuerpo, cuerpos de Barreal.
3	240b	Andesita hornblendífera, cuerpo N de Leoncito.
4	244	Andesita hornblendífera, cuerpo sur de Leoncito.

Cuerpos de Ullún-Zonda

5	177	Andesita híbrida, qda. del Carrizalito (Los numerosos xenolitos básicos fueron removidos de la roca antes de ser analizada).
6	127	Andesita hornblendífera. Cuerpo aislado al E del río de la Minita.
7	217	Andesita hornblendífera muy alterada, Qda. al W de la de los Bueyes.
8	141	Andesita hornblendífera, Qda. de los Polvorines. Abundantes impregnaciones de calcita en la roca responsables del alto tenor en calcio.
9	195	Borde andesítico en cuerpo al E de la Qda. del Río Blanco. Idem 8 para el calcio.
10	209	Dacita hornblendo-biotítica, con fenocristales de cuarzo escasos o nulos. Idem 7
11	216	Dacita hornblendo-biotítica con escasos fenocristales de cuarzo. Idem 7
12	173	Dacita hornblendo-biotítica, qda. del Salto.
13	199	Dacita hornblendo-biotítica, Nacimiento qda. de los Bueyes.
14	171	Dacita hornblendo-biotítica, nac. qda. del Carrizalito
15	205	Dacita hornblendo-biotítica, qda. al este de la qda. de los Bueyes.
16	148	Dacita hornblendo-biotítica, extremo NE

		C° de los Baños, sobre la qda. del Río Blanco.
17	149	Dacita hornblendo-biotítica, C° de la Sal
18	158	Dacita hornblendo-biotítica, C° de los Baños.
19	181	Dacita hornblendo-biotítica con grandes fenocristales de cuarzo (hasta 3 cm), C° del Carrizalito.
20	157	Dacita hornblendífera, borde en el C° de los Baños.
21	97	Dacita hornblendífera, C° Blanco de Zonda.
22	182	Dacita-riodacita biotítico-lamprobolítica con cristobalita. Clasto en brecha oligomítica, Miembro Tobáceo, Formación Albarracín.

Cuerpos de Gualilán

23	266	Dacita hornblendo-biotítica, cantera abandonada.
24	EA5	Dacita hornblendo-biotítica, cuerpos al este del Morro Sur.
25	PM14	Dacita hornblendo-biotítica, cuerpos al E del Morro Norte.
26	251	Dacita hornblendo-biotítica, pequeños cuerpos en las inmediaciones del campamento.
27	EA4	Dacita hornblendo-biotítica, cuerpo grande al W de la ruta 10.

Cuerpos de Cerro de la Punta

28	387	Andesita hornblendífera con escasos fenocristales de cuarzo y biotita. C° de las Animas.
29	438	Dacita hornblendó-biotítica, cuerpo al norte de Barrealito.
30	361	Andesita hornblendífera con escasos fenocristales de biotita. Extremo sur filón capa al sur de C° de las Animas.
31	PM20	Idem anterior extremo norte del mismo cuerpo.
32	424	Dacita hornblendo-biotítica, filón capa al norte del Barrealito.

- 33 PM23 Dacita hornblendo-biotítica sin fenocristales de cuarzo, extremo norte cuerpo septentrional de la zona.
- 34 405 Idem anterior extremo sur del mismo cuerpo.
- 35 414 Dacita hornblendo-biotítica, cuerpo al sur del anterior.
- 36 596 Dacita hornblendo-biotítica, cuerpo al sur del camino.
- 37 354 Dacita hornblendo-biotítica, pequeño cuerpo al norte del camino, con cristobalita en la pasta.

Cuerpos de C° Negro

- 38 593 Andesita hornblendífera, filón capa mayor.
- 39 586 Andesita hornblendífera, filón capa menor.
- 40 PM17 Dacita hornblendo-biotítica, cuerpos intruídos en el terciario.
- 41 334 Idem anterior.
- 42 EA1 Dacita lamprobolítica, Tocota.
- 43 177XE Xenolito básico, hornblendífero, removido de 177.
- 44 369 Xenolito hornblendífero connato en cuerpo de 361 y PM20.

M.N°	EAL	EA4	EA5	234 bis	240 bis	97	171	36
SiO ₂	64,53	68,00	65,83	60,11	60,28	68,74	65,46	55,
Al ₂ O ₃	16,43	16,64	16,72	17,51	16,45	16,41	16,43	15,
Fe ₂ O ₃	2,69	0,47	1,72	3,77	3,67	1,65	1,60	4,
FeO	1,03	1,21	0,74	1,90	1,81	0,41	1,17	3,
MgO	2,43	0,58	0,85	2,12	1,87	0,75	0,41	6,
CaO	4,22	3,16	4,35	5,94	6,37	2,87	4,10	7,
Na ₂ O	4,74	5,68	4,40	3,98	3,69	6,01	4,58	3,
K ₂ O	1,66	2,28	1,89	1,40	1,91	1,93	1,44	1,
TiO ₂	0,62	0,29	0,38	0,71	0,66	0,23	0,46	1,
MnO	0,006	0,006	0,006	0,14	0,13	0,04	0,88	0,
P ₂ O ₅	0,48	0,48	0,67	0,65	0,51	0,25	0,41	0,
H ₂ O+	0,73	0,45	0,73	1,02	1,12	0,34	1,46	0,
H ₂ O-	0,31	0,21	0,40	0,56	1,01	0,24	1,14	0,
CO ₂	----	0,62	1,09	0,29	0,41	----	0,35	0,
S	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0,
SO ₃	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Total	99,87	100,07	99,77	100,10	99,89	99,87	99,89	99,

(a) Incluye (Cl 0,11% y F 0,03%)

Analistas: EAL, EA4, EA5, 171, 157, 182, PM14 y 266.
 N.Kotelnikov; 234b, 240b, 97, 369, PM17, PM20, PM23, 141.
 B.Lafaille. Laboratorio de análisis de Rocas F.C.E y N.
 U.B.A. Referencias como en el Cuadro I.

CUADRO II

Índice químico por vía húmeda

369 ^(a)	Pm17	Pm20	Pm23	157	141	182	PM14	266
55,09	61,89	61,51	62,78	67,88	56,01	69,52	65,41	64,26
15,20	16,97	16,16	18,03	16,12	16,74	15,24	17,21	17,38
4,36	2,72	3,11	2,84	1,71	3,48	0,59	0,98	1,31
3,53	1,39	2,05	1,08	0,27	2,18	1,76	1,17	1,69
6,19	2,09	2,92	1,28	0,24	2,15	0,38	0,88	0,31
7,40	5,39	5,63	5,12	2,70	7,68	3,41	3,91	4,72
3,40	4,55	4,73	4,83	6,23	4,50	5,04	4,96	5,51
1,60	1,99	1,81	1,95	2,56	1,90	2,18	2,44	2,04
1,12	0,66	0,69	0,51	0,27	0,66	0,76	0,35	0,44
0,12	0,06	0,10	0,06	0,02	0,12	0,74	0,01	0,72
0,30	0,18	0,33	0,19	0,21	0,38	0,05	0,19	0,27
0,65	0,40	0,43	0,41	0,36	0,66	0,29	0,84	0,76
0,26	0,85	0,26	0,60	0,64	0,37	0,19	0,28	0,24
0,16	0,65	0,12	0,33	0,10	3,56	-----	1,24	0,58
0,04	0,06	-----	-----	0,06	-----	-----	-----	-----
-----	-----	-----	-----	0,59	-----	-----	-----	-----
99,54	99,85	99,85	100,01	99,97	100,49	100,15	99,87	100,23

Fig. 346

4.5

4.2

3.8

3.4

3.0

2.7

2.2

1.8

1.4

1.1

0.8

0.6

48.24

47.67

51.70

55.17

58.56

62.23

66.47

70.24

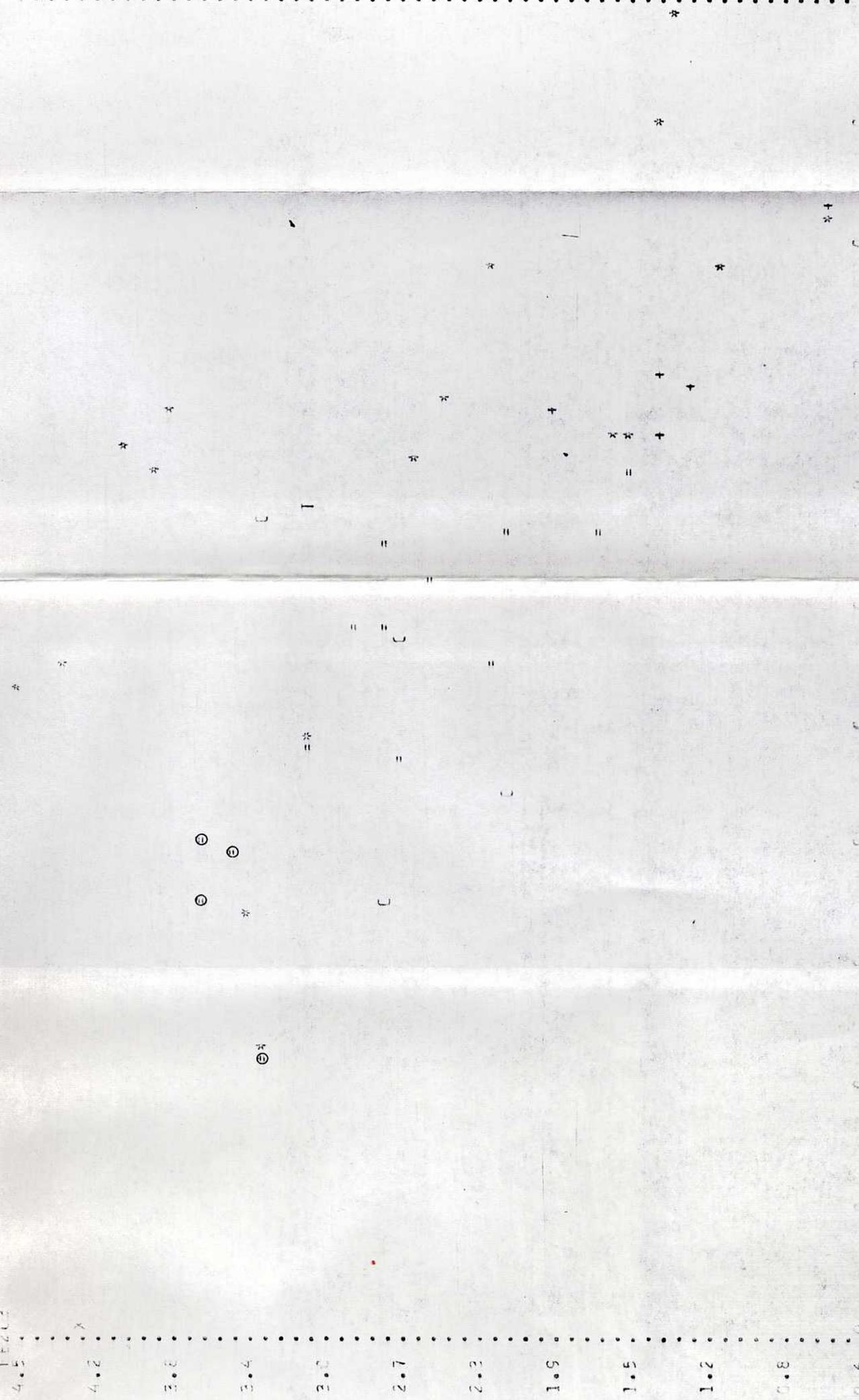
74.01

77.77

81.54

84.93

INDICE I



e. p. x

3.2
3.0
2.8
2.2
1.9
1.6
1.3
1.0
0.7
0.4

42.67

47.64

51.60

55.17

58.94

62.70

66.47

70.24

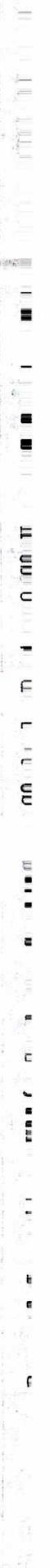
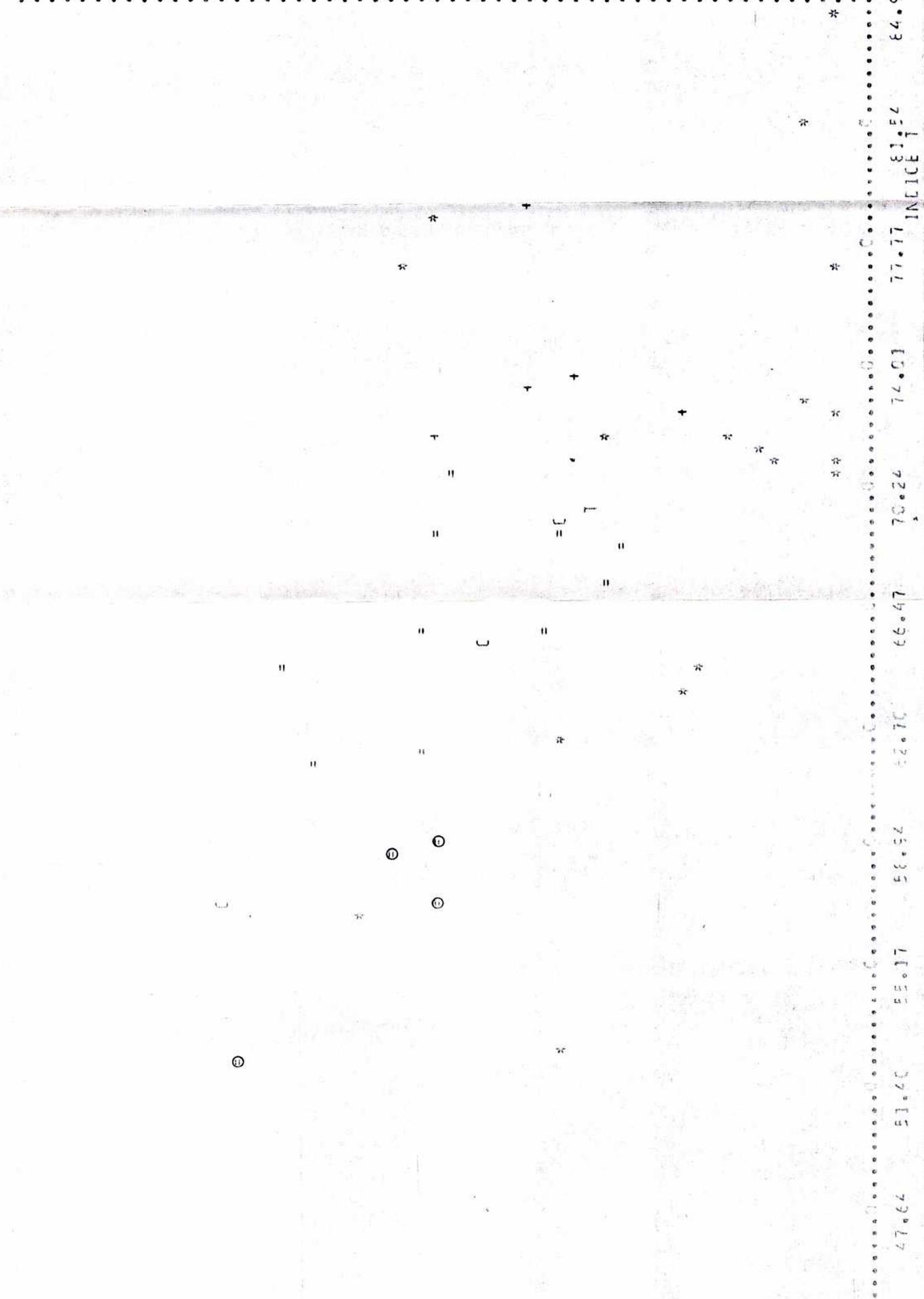
74.01

77.77

81.54

84.93

INVOICE

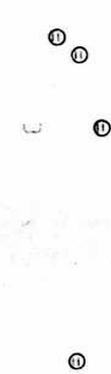


CAL

5.5
9.2
6.5
7.5
7.2
6.5
5.8
5.1
4.5
3.8
3.1

42.87
47.64
51.40
55.17
58.94
62.70
66.47
70.24
74.01
77.77
81.54
84.93

INDICE



*

*

*

*

*

*

*

*

*

*

Fig. 34f

5.9

5.7

5.4

5.1

4.8

4.5

4.3

4.0

3.7

3.4

3.1

3.0

43.87

47.64

51.40

55.17

58.94

62.70

66.47

70.24

74.01

77.77

81.54

84.93



INDICE I

Fig. 349.

K20

4.0

3.8

3.6

3.3

3.1

2.9

2.7

2.5

2.2

2.0

1.8

X

1.7

43.87

47.64

51.40

55.17

58.94

62.70

66.47

70.24

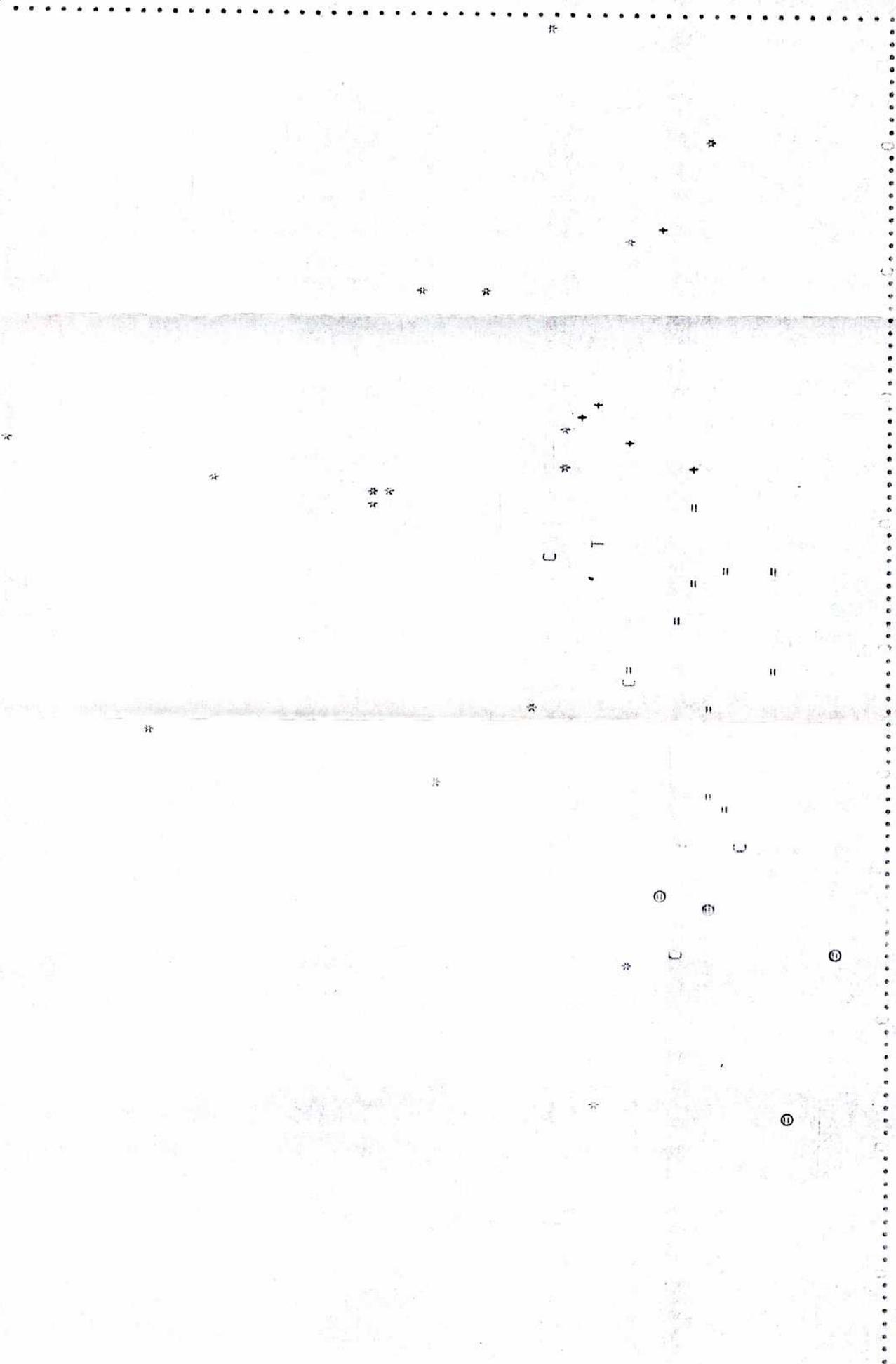
74.01

77.77

81.54

84.93

INDICE



*

*

**

*

*

*

*

C

C

T

C

=

⊖

C

=

⊖

=

⊖

C

=

⊖

X

*

+

*

⊖

Fig. 34b

1.102



*

*

⊖

⊖

⊖

=

=

C

=

T

=

*

=

=

+

*

*

=

*

+

+

*

=

*

*

+

+

*

*

*

*

*

*

*

*

*

*

*

*

43.87

47.64

51.40

55.17

58.94

62.70

66.47

70.24

74.01

77.77

81.54

84.53

INDICE I

Fig. 342

MNL
0.2

0.2

0.2

0.2

0.1

0.1

x

0.1

0.1

0.1

0.1

0.0

0.0

43.87

47.64

51.40

55.17

58.94

62.70

66.47

70.24

74.01

77.77

81.54

84.93

INDICE

⊖

⊖

⊖

⊖

*

*

*

=

=

⊖

=

⊖

** +

⊖

* + + +

=

*

*

*

*

*

Fig. 35a

NICEIMIC

28.0

26.2

24.4

22.6

20.8

19.0

17.2

15.5

13.7

11.9

10.1

9.0

43.87

47.64

51.40

55.17

58.94

62.70

66.47

70.24

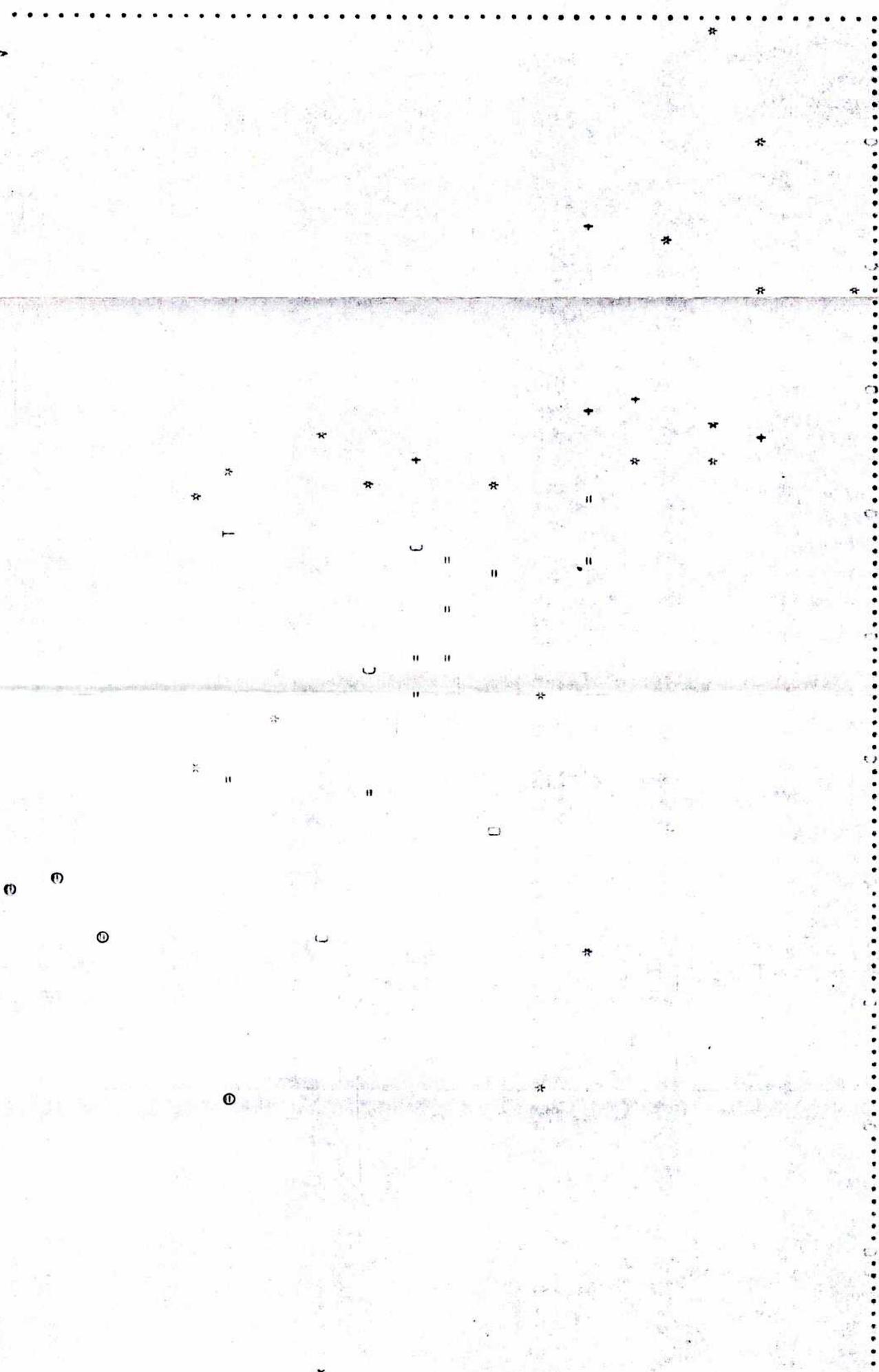
74.01

77.77

81.54

84.93

INDICE T



CERIC

Fig. 35b

66.

61.8

55.6

50.4

45.2

40.1

34.9

29.7

24.5

19.3

14.1

11.0

43.87

47.64

51.40

55.17

58.94

62.70

66.47

70.24

74.01

77.77

81.54

84.93

INCE T

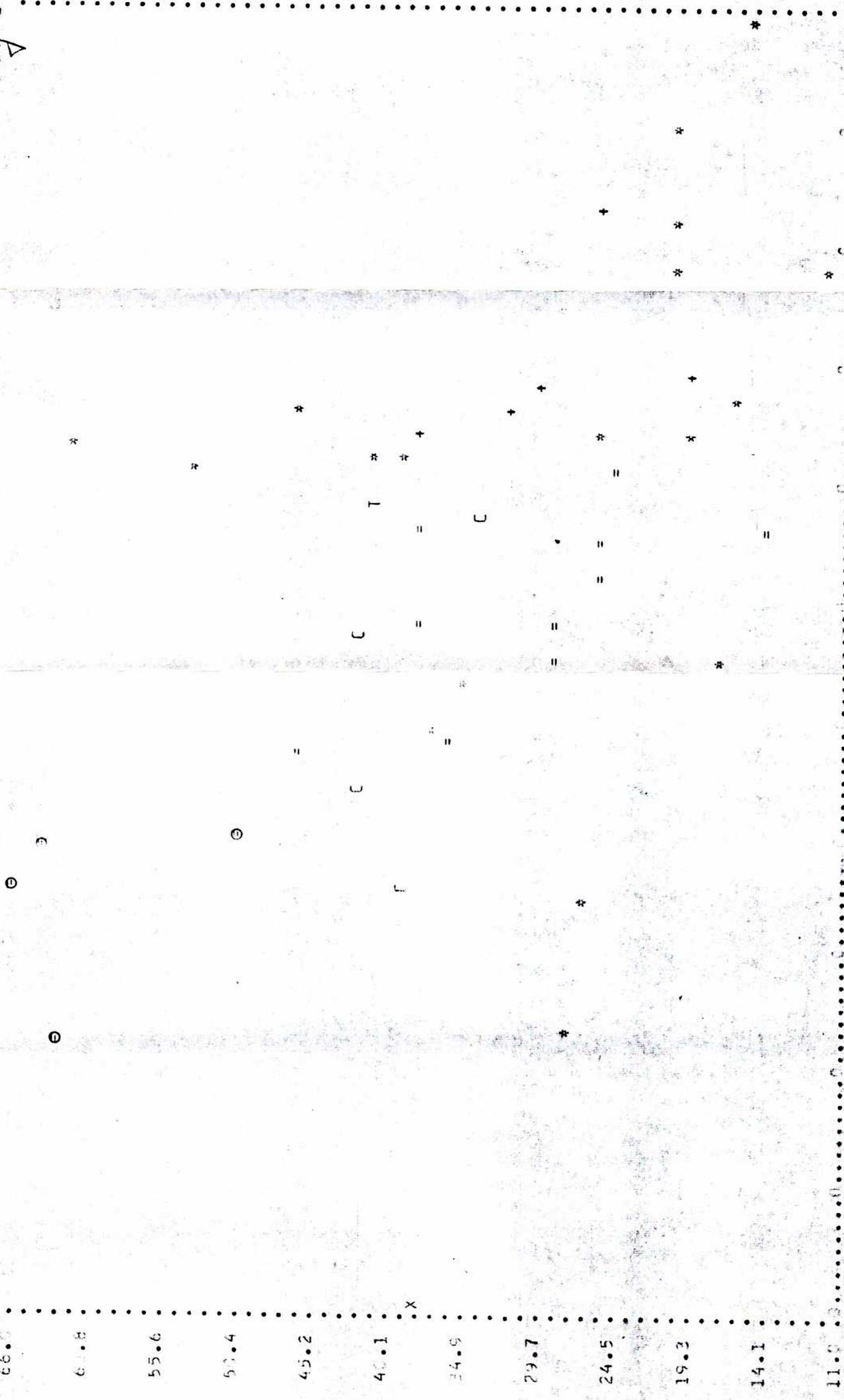


Fig. 37c

FAFIC

1435.0

1353.2

1271.6

1189.9

1108.2

1026.5

944.8

863.1

781.4

699.7

618.0

569.0

43.87

47.64

51.40

55.17

55.34

62.70

66.47

70.24

74.11

77.77

81.54

84.93

INDICE

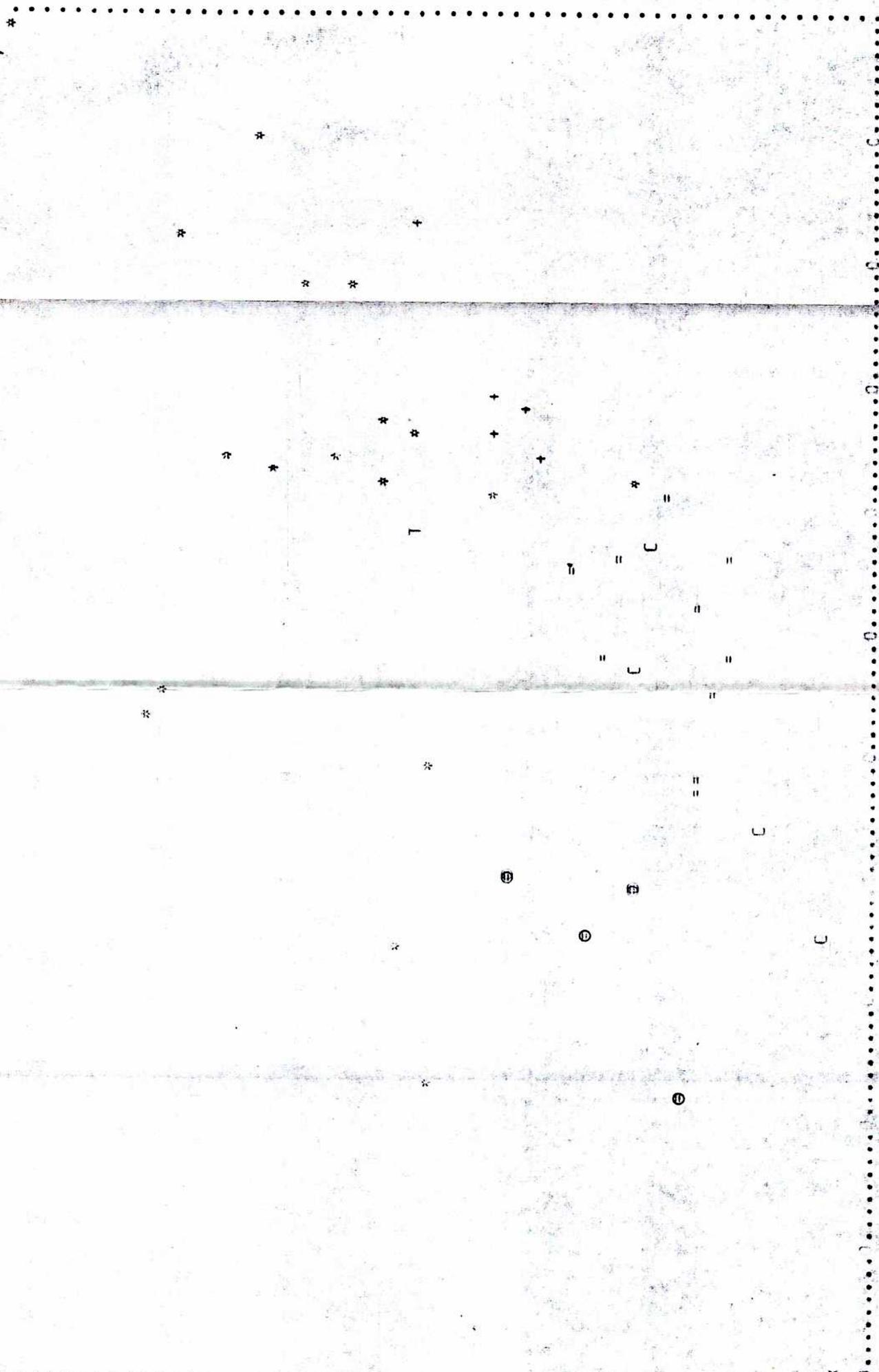


Fig. 35a

CIRCCNIC



159.5
177.5
159.9
142.4
124.8
117.3
85.7
72.2 X
54.6
37.1
19.5

43.87 47.64 51.41 55.17 58.94 62.70 66.47 70.24 74.01 77.77 81.54 84.93

INDICE I

Fig. 35R
A

YIRIC

25.0

23.2

21.4

19.6

17.8

16.0

14.2

12.5

10.7

8.9

7.1

6.0

43.87

47.64

51.40

55.17

58.94

62.70

66.47

70.24

74.01

77.77

81.54

84.92

INCLICE I

⊖

⊖

⊖

⊖

*

*

*

*

*

*

[=]

[=]

[=]

*

*

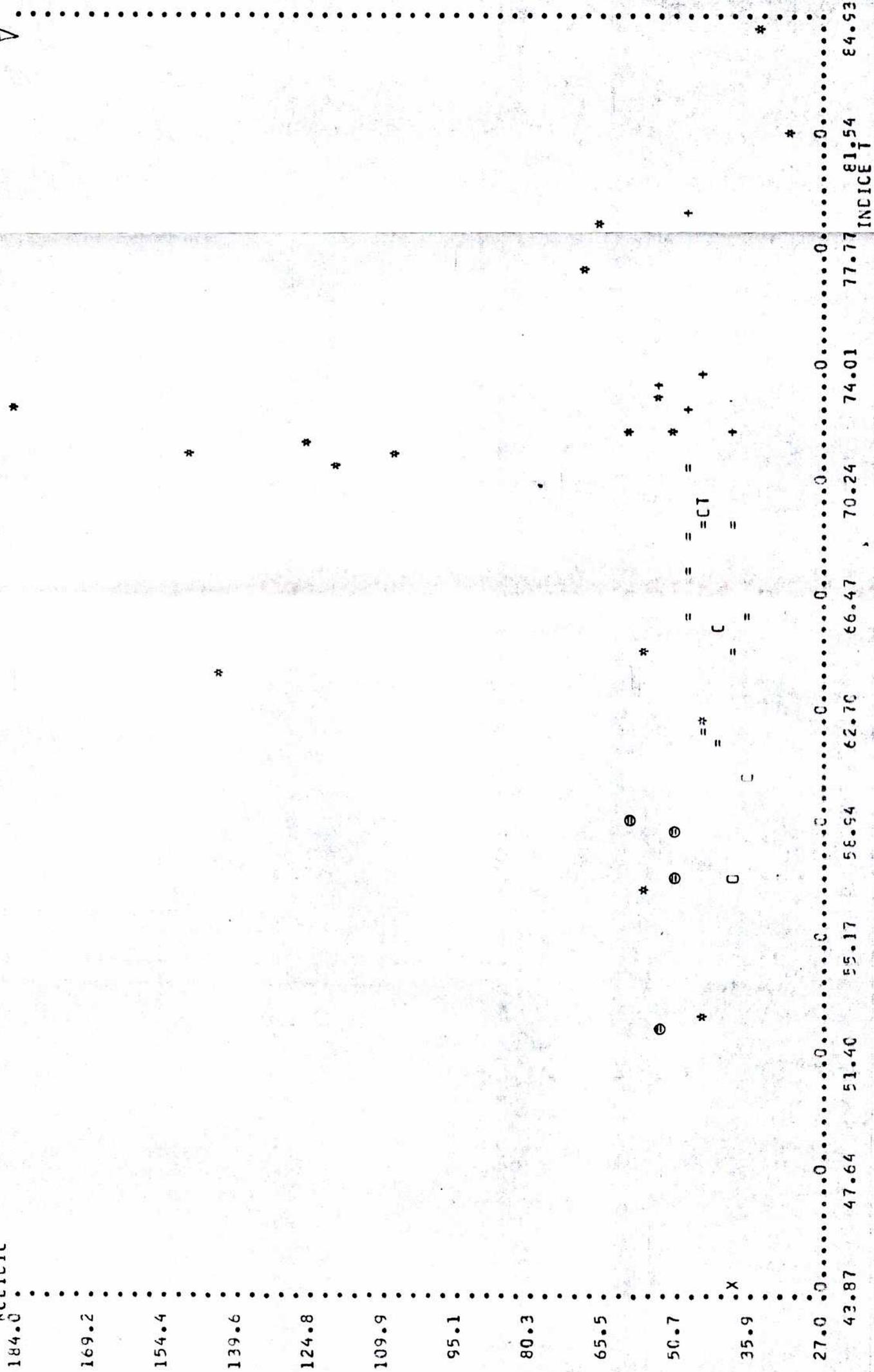
+

*

#

Fig. 359
V

RUEICIC



INDICE I

43.87 47.64 51.40 55.17 58.94 62.70 66.47 70.24 74.01 77.77 81.54 84.93

Fig. 35h

CINC

273.0

247.8

225.7

203.5

181.3

159.2

137.0

114.8

92.6

70.5

48.3

35.0

43.87

47.64

51.40

55.17

58.94

62.70

66.47

70.24

74.01

77.77

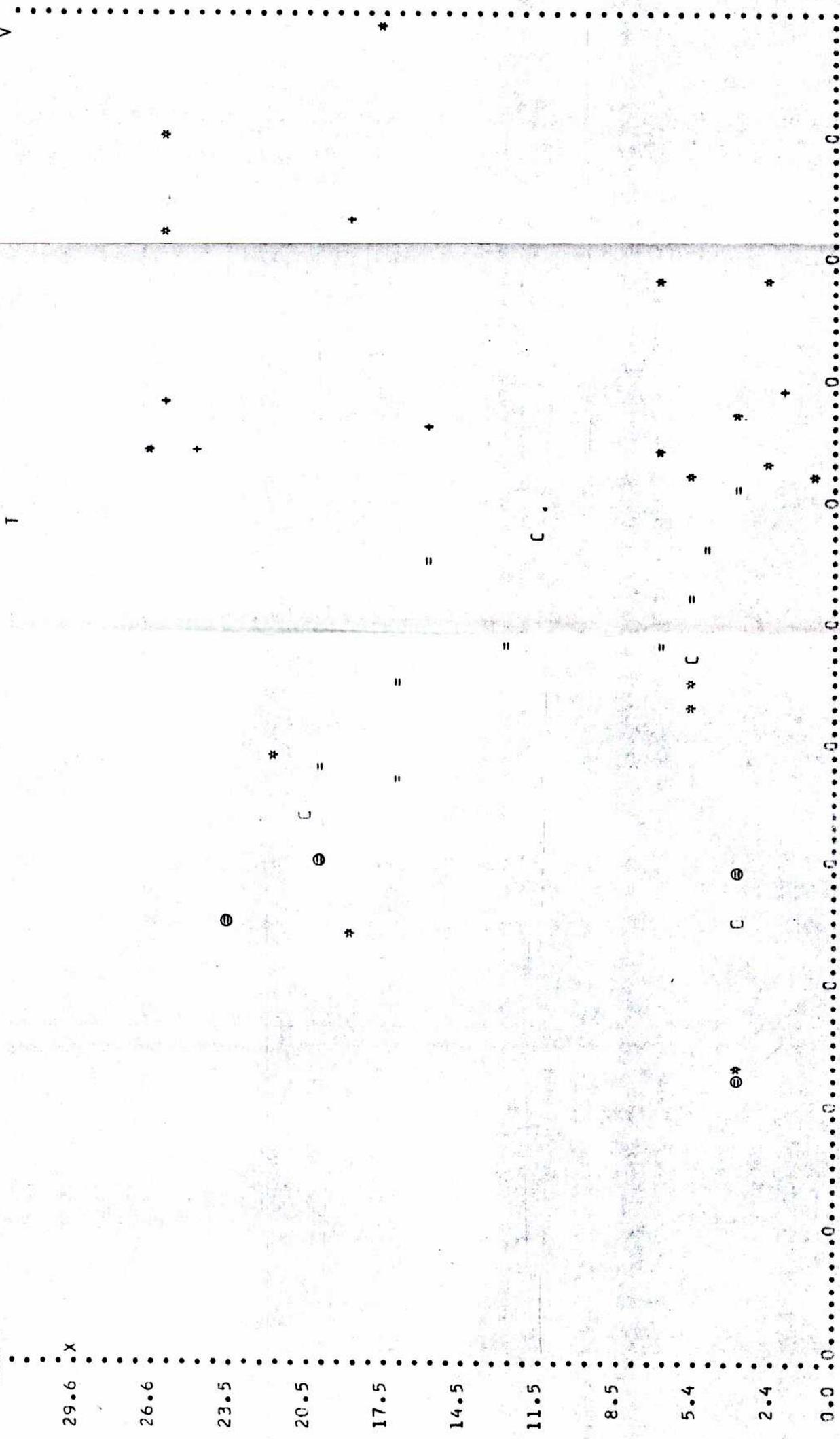
81.54

84.93

INDEX I

Fig. 35i

CCERE



43.87 47.64 51.40 55.17 58.94 62.70 66.47 70.24 74.01 77.77 81.54 84.93

INCICE T

Fig. 35A

NIGUEL
X

81.1

73.0

64.9

56.8

48.7

40.6

32.5

24.3

16.2

8.1

0.0

43.87

47.64

51.40

55.17

58.54

62.70

66.47

70.24

74.01

77.77

81.54

84.93

INDICE I

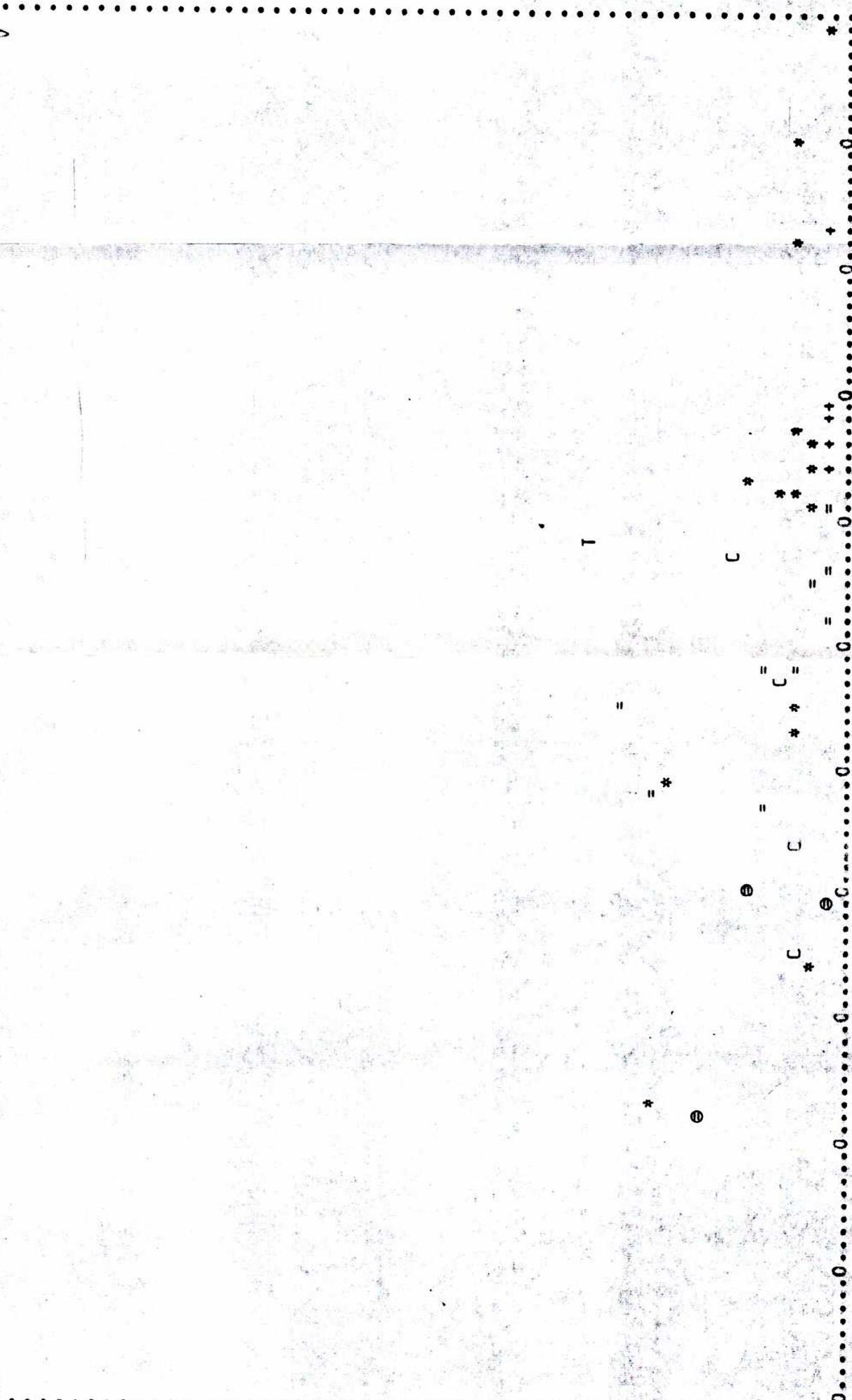


Fig. 356

VANALIC
191.0 X

176.1

161.2

146.3

131.4

116.5

101.6

86.7

71.8

56.8

41.9

33.0

43.87

47.64

51.40

55.17

58.92

62.70

66.47

70.24

74.01

77.77

81.54

84.53

INCISE

*

⊖

*

=

C

CT

=

⊖

*

=

+

=

=

*

+

*

=

*

*

+

*

Figura 36

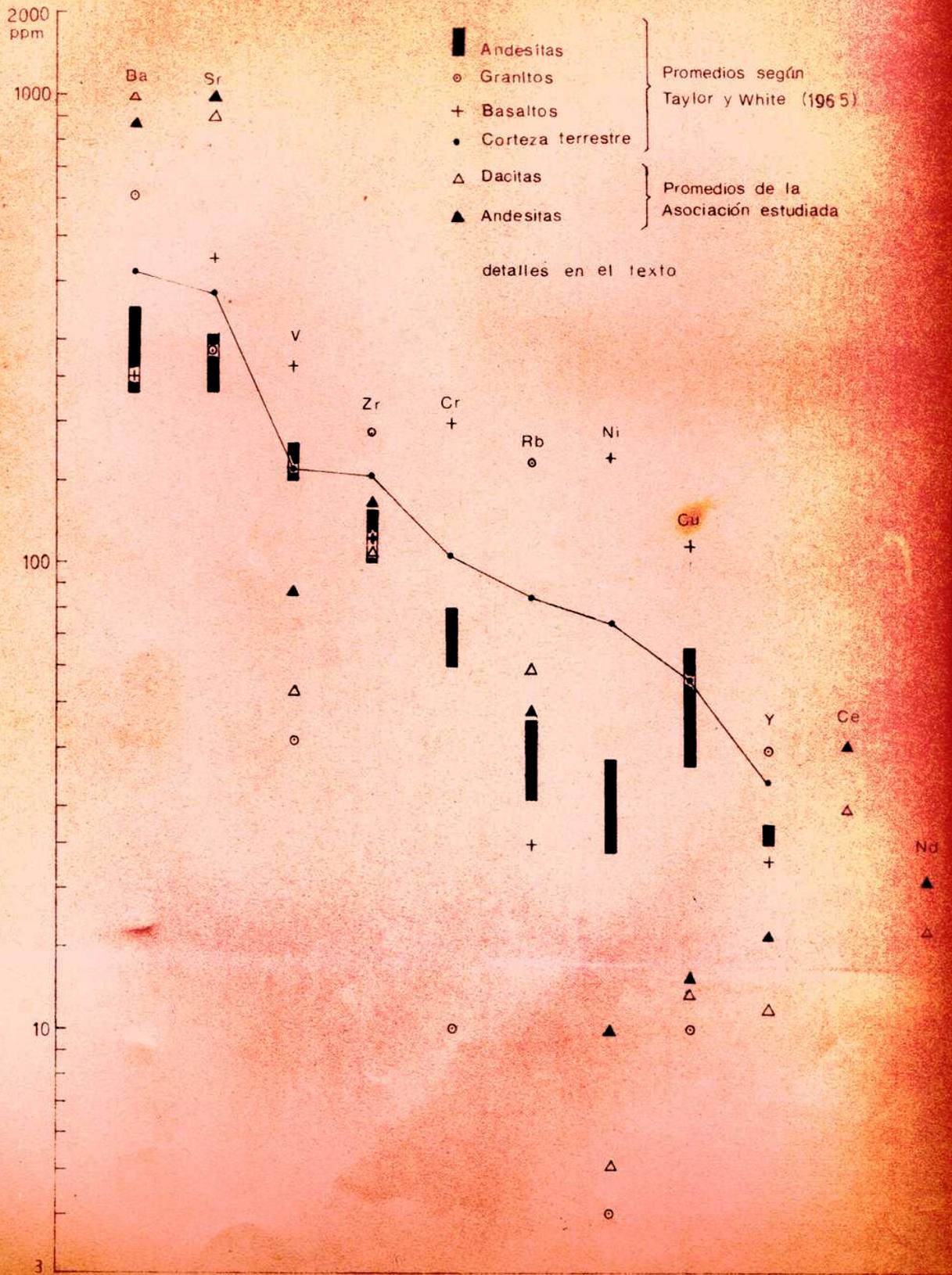
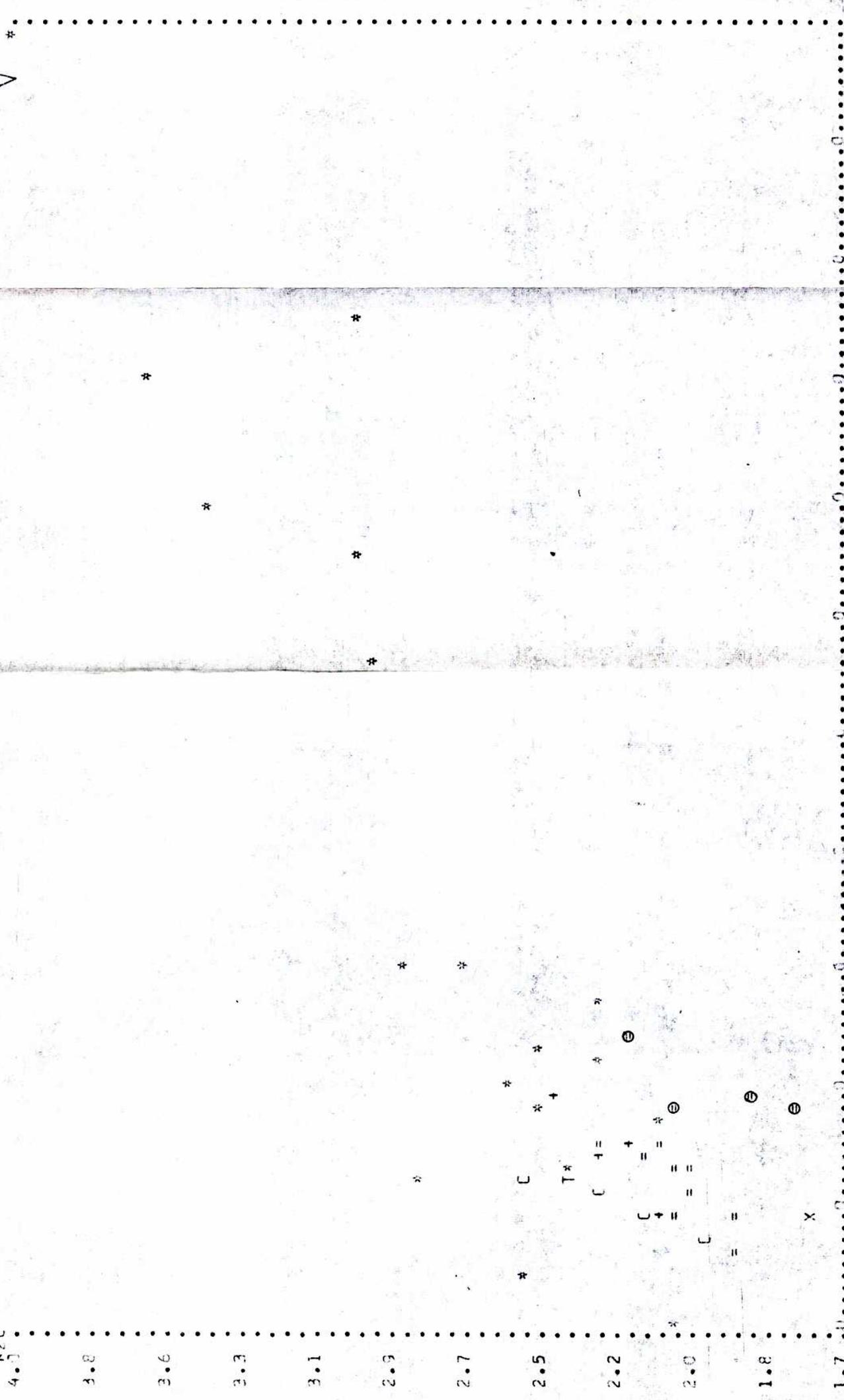


Fig. 38
A *

K2C



27.00 41.40 55.81 70.21 99.02 113.42 127.83 142.23 156.63 171.04 184.00 RUBIDIC

Рис. 38

2,5%). Estas son las de la comarca de Ullún-Zonda que podría quedar caracterizada dentro de las asociaciones calco-alcalinas ricas en potasio.

En la fig. 33 se ha representado el diagrama AFM correspondiente a las rocas de la ASRSJ. Todas las rocas se sitúan dentro de una banda relativamente ancha que desde el lado de hierro y magnesio baja hacia el vértice de los álcalis, correspondiendo a un diagrama típico para rocas calco-alcalinas (cf. Nockols y Allen, 1953). La dispersión que se observa en los puntos se debe al carácter fuertemente porfirítico que muestran las rocas, que evidenciarían un cierto grado de acumulación de cristales.

La fig. 34a a 34i muestra los diagramas de variación para los distintos elementos de la ASRSJ. Los distintos óxidos se han representado contra el Índice de Diferenciación ($Q+Ab+Or$, normativos) de Thornton y Tuttle (1960). En estos diagramas también se manifiesta el carácter acumulativo de las rocas por la dispersión que muestran los puntos.

Elementos menores

Se han analizado en total 11 elementos minoritarios que han sido agrupados en el Cuadro I en orden de número atómico decreciente. A continuación se describirán las características más notables que presentan cada uno de ellos. En la fig. 35a a 35k se han representado los diagramas de variación de los elementos menores de la ASRSJ de la misma forma que para los elementos mayores. En la fig. 36 y cuadro III se ha representado el contenido promedio de elementos menores para las andesitas y dacitas de la ASRSJ, sobreimpuestos en un diagrama presentado por Taylor y White,

(1965 y 1966). En tal diagrama dicho autor ha representado los promedios obtenidos para las andesitas, basaltos y granitos y el contenido de la corteza terrestre, asumiendo que ésta está constituida, en partes iguales, por basalto y granito.

Rb, Ba y Sr:

El contenido de rubidio varía entre 31 y 75 ppm tanto para las andesitas como para las dacitas. Como se puede ver en las figs. 35 y 38 el contenido de Rb de las muestras está directamente ligado al contenido K_2O y no al grado de diferenciación de las rocas. De esta población principal se apartan muestras que corresponden a la zona de Ullún-Zonda: un grupo con contenidos de Rb muy elevados (entre 90 y 180 ppm) y otro grupo con contenidos muy bajos (entre 33 y 27 ppm). A este último pertenecen la dacita del C° Blanco de Zonda y el Borde del C° de los Baños ambos con hornblenda como único mafito en los fenocristales.

La relación K_2O/Rb aumenta con la disminución del contenido de Rb de las muestras (fig.37), variando entre 300 y 450 para el grueso de las rocas. Nuevamente se destacan las muestras de la comarca de Ullún-Zonda con valores por debajo de éstos, resultado del contenido elevado de Rb. De acuerdo a Jakes y Smith (1970) y Jakes y White (1970) valores bajos de la relación K_2O/Rb son característicos de rocas calco-alcálicas ricas en potasio.

Ba es relativamente alto y se encuentra por encima de los promedios de Taylor (1965 y 1969). El contenido varía entre 550 y 1500 ppm. Sr se presenta también con valores muy altos, entre 450 y 1570 ppm, por encima

de los promedios dados por Taylor. Se correlaciona mejor que Ba con el contenido en SiO_2 , aumentando al aumentar el grado de acidez de las rocas.

Tierras raras: Se determinó el contenido de Ce y Nd que varían entre 12 y 68 ppm para el primero y entre 10 y 29 ppm para el segundo. Ambos, contrariamente a lo que podría esperarse, disminuyen al aumentar el grado de diferenciación de las rocas. Con respecto a Y se puede decir lo mismo (el contenido varía entre 7 y 25 ppm). Para estos tres elementos la mayor abundancia aparece en las andesitas de Barreal y Leoncito. El contenido total de tierras raras más itrio sería bajo. Aunque no se determinaron todas las tierras raras, cerio y neodimio son las dos más abundantes del grupo y, junto con lantano, constituyen el grueso de la abundancia total de las tierras raras; o sea que la abundancia de los dos elementos de este grupo determinados reflejan la abundancia total del grupo.

Circonio: La abundancia de este elemento con respecto a la que es característica en rocas graníticas y al promedio de la corteza terrestre es baja también dentro de los términos conocidos como muestra la fig.36 (cf. Taylor y White, 1965 y 1966 y Taylor 1969). Este elemento varía entre 55 y 195 ppm correspondiendo los mayores valores a las andesitas y los menores a las dacitas. Al igual que las tierras raras e itrio presenta una correlación negativa con respecto a sílice o al grado de diferenciación de las rocas, con abundancias similares a las de las rocas basálticas.

Cu, Ni y V: Estos tres elementos muestran una correlación negativa con respecto a sílice, más marcada en el caso de

los dos últimos. Cu es muy bajo en estas rocas con valores que oscilan entre 4 y 30 ppm no existiendo diferencias entre andesitas y dacitas.

CUADRO III

Promedio del contenido de elementos en trazas de la Asociación Subvolcánica del Río San Juan

	Andesitas	Dacitas
Nd	21	16
Ce	41	30
Ba	866	981
Zr	136	106
Y	16	11
Sr	980	915
Rb	48 (50)	59 (88)
K/Rb	369 (369)	365 (283)
Zn	105	65
Cu	13	12
Ni	10	5
V	88	53

Expresado en ppm

Los valores entre paréntesis corresponden a las muestras de Ullún-Zonda únicamente.

Los tenores de Ni son también bajos, entre 2 y 26 ppm, correspondiendo los valores más altos a las andesitas.

Los valores de vanadio también son bajos con respecto a los promedios dados por Taylor y White, (1965) y (1966); Taylor (1969) y Taylor et al. (1969). Los valo-

res varían entre 33 y 150 ppm, con promedios de 88 y 53 ppm para andesitas y dacitas respectivamente. Existe una correlación positiva muy marcada entre V y TiO_2 (fig. 39) debido a que este primer elemento es muy abundante en las magnetitas (Taylor et al. 1969 y Duncan y Taylor. 1968).

Fig. 33

TIC2

1.1

1.0

0.9

0.8

0.7

0.6

0.5

0.4

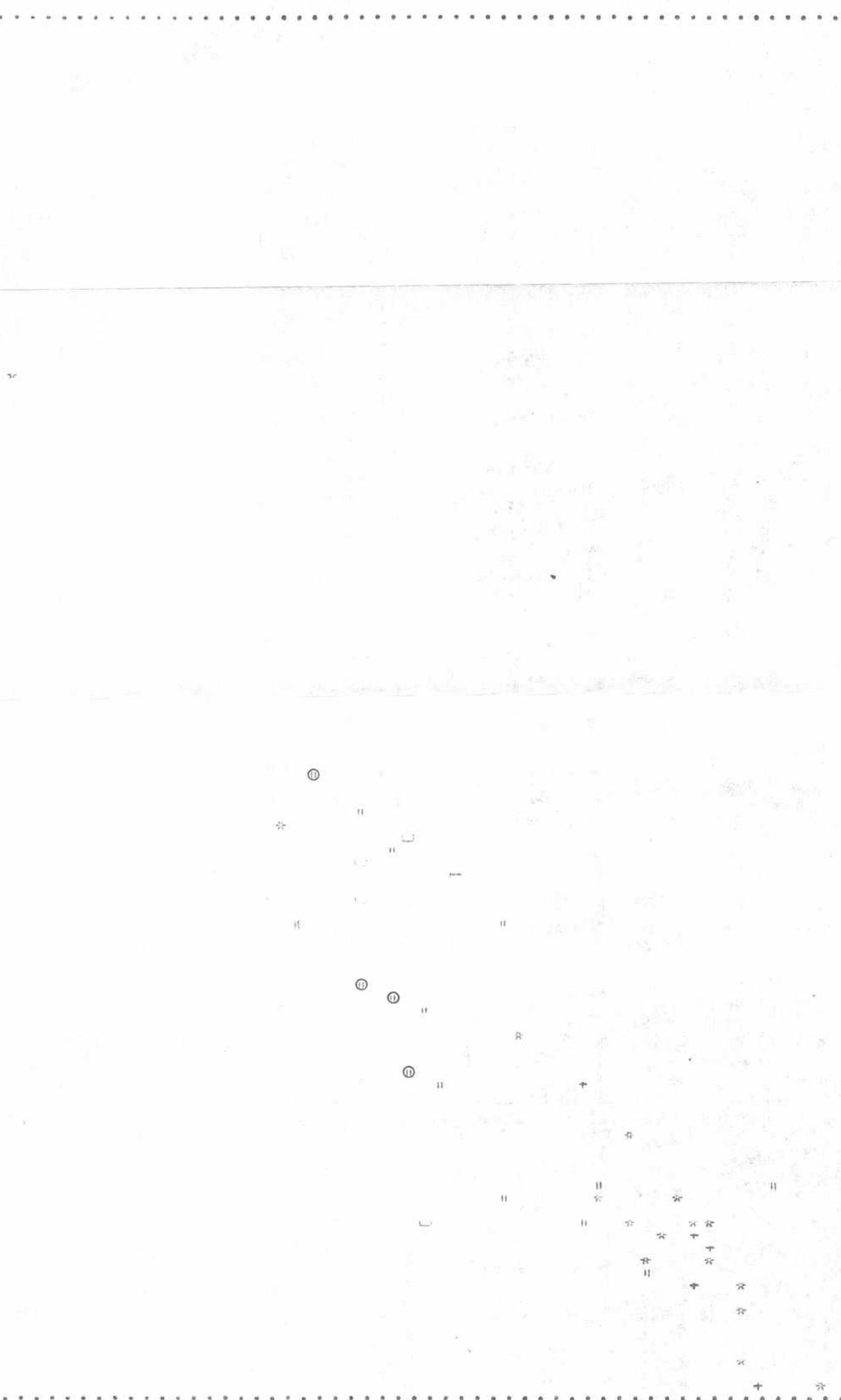
0.4

0.3

0.2

0.1

0.0



33.11

47.50

61.99

76.45

90.98

105.48

119.97

134.47

148.96

163.46

177.95

191.00

VANACIC

X - Petrogénesis de la Asociación Subvolcánica del Río San Juan

Previo a la consideración específica del caso aquí estudiado, es conveniente efectuar una revisión sobre el origen de las asociaciones calco-alkalinas a la luz del avance logrado por la Petrología.

a) Teorías sobre el origen de las asociaciones calco-alkalinas.

Bowen en 1928 formuló su teoría sobre el origen de las distintas asociaciones rocosas a partir del magma basáltico, que fue aceptada por la mayoría de los petrólogos. En relación a ello centróse la discusión acerca de cual era el magma original, si teleítico o basáltico alcalino. Antes de la década del 60 ya muchos petrólogos cuestionaban el mecanismo propuesto por Bowen. A principios de esa década fue descalificado uno de los principales principios en los cuales se basaba la teoría: la fusión incongruente de la estatita para dar olivina y líquido rico en sílice, determinada experimentalmente por Bowen a presión atmosférica. Boyd y England (1963) demostraron que esta reacción tiene lugar por debajo de los 5 kb, siendo la fusión de la enstatita congruente por encima de tal presión. A partir de ese momento la atención de los petrólogos se dirigió hacia la búsqueda de otros mecanismos para explicar el origen de las rocas calco-alkalinas. A continuación se hará un breve análisis crítico de cada uno de ellos, agrupándoselos de la siguiente manera:

- 1) Diferenciación fraccionada del magma basáltico.
- 2) Contaminación del magma basáltico con corteza siálica.
- 3) Fusión de la corteza siálica, hibridación y/o mezcla de magmas.
- 4) Cristalización fraccionada de magma basáltico bajo la presencia de agua, a 30-40 Km de profundidad.
- 5) Fusión parcial de eclogita cuarcífera.
- 6) Fusión parcial de corteza oceánica en la zona de Benioff

1) Diferenciación fraccionada del magma basáltico

Como ya se dijo, Bowen (1928) fue el primero en fundamentar que las rocas calco-álcalinas se derivaban de un magma basáltico por cristalización fraccionada. Son muchos los autores que critican este mecanismo aduciendo que la cantidad de magma basáltico original necesario para producir líquidos de composición intermedia y ácida es enorme, ya que las fases que se separan tempranamente (olivina y piroxeno) no son extremadamente pobres en sílice. Esto se ve claramente en ejemplos de diferenciación in situ de cuerpos básicos como Palisades y Skaergaard. En este último caso Wager y Mitchel (1951) demostraron que el producto final de la diferenciación son ferrogabros, y de escaso volumen. Además el tren de diferenciación de este tipo de cuerpos y de las series calcoálcalinas, representados en un diagrama AFM, son completamente distintos, mostrando un marcado enriquecimiento en hierro los primeros, y enriquecimiento en $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ además de SiO_2 , con moderado o nulo enriquecimiento en hierro los segundos.

Osborn (1959, 1962 y 1969) sugirió teniendo en cuenta los resultados de estudios experimentales en siste-

mas sencillos conteniendo hierro, que las rocas calcoalcalinas se podrían derivan de la cristalización de un magma basáltico bajo condiciones de presión parcial de oxígeno elevada y constante. Esto produciría la cristalización temprana de la magnetita impidiendo que los líquidos residuales se enriquezcan en hierro. La alta presión parcial de oxígeno requerida se produciría por la incorporación de H_2O en el magma y la difusión fuera de él del H_2 .

El mecanismo propuesto por Osborn se topa con varios inconvenientes a saber: 1) las rocas calco-alcalinas no presentan evidencias de oxidación elevada. 2) La magnetita no es un mineral que cristaliza primero en las rocas calco-alcalinas, y en cambio lo es plagioclasa u otros máficos. 3) La cristalización temprana de la magnetita dejaría los líquidos residuales empobrecidos en Ti y otros elementos menores como V, lo que no se observa en los miembros intermedios y ácidos de las asociaciones calco-alcalinas (Duncan y Taylor, 1968; Taylor et al. 1969).

2) Contaminación de magma basáltico con corteza siálica

Daly (1933) fue uno de los primeros autores en sugerir que las andesitas y demás rocas calco-alcalinas asociadas se originarían por incorporación de material siálico de la corteza terrestre. Tilley (1950) y Kuno (1950) también adhirieron a esta idea explicando las rocas calco-alcalinas por la diferenciación fraccionada de magma basáltico toleítico que se contamina con material siálico. Coats (1962) también explica la formación de basaltos y andesitas en el arco de islas Aleutianas por la adición de material siálico al magma basáltico existente en el manto superior.

La ausencia en las zonas de arcos de islas de una zona cortical siálica invalida esta teoría por lo menos para esas zonas. Recientes estudios de los isótopos de Sr (Hedge, 1966; Hedge y Noble, 1967) han demostrado que la relación Sr^{87}/Sr^{86} en andesitas y otros miembros intermedios de las series calco-alcalinas es baja y similar a la de los basaltos asociados, descartando la posibilidad de contaminación con material de la corteza enriquecido con estroncio radiogénico, lo que daría una relación Sr^{87}/Sr^{86} más elevada.

El estudio de elementos en trazas en las rocas calco-alcalina por Taylor y White (1965 y 1966), Taylor, (1969), Taylor, Capp y Graham (1969) y Taylor et al. (1969) debilita esta hipótesis ya que la adición de material cortical a un magma basáltico en las proporciones necesarias para dar una andesita, elevaría el contenido de algunos elementos que están concentrados en el material cortical en ésta por lo menos al doble, lo que no se observa en las andesitas.

3) Fusión de la corteza siálica e hibridación

Algunos autores como Holmes, (1932) y Turner y Verhoogen (1963) consideraron la fusión parcial o completa de las rocas de la corteza siálica como posible mecanismo para explicar el origen de las rocas calco-alcalinas. Además de las críticas expuestas en el párrafo anterior en cuanto a que el contenido de elementos en trazas de las andesitas y rocas asociadas no refleja el enriquecimiento en algunos elementos que se debería producir por este mecanismo, existen limitaciones en cuanto a la temperatura. La fusión de rocas que puedan dar un líquido andesítico a profundidades corticales serían muy elevadas (del orden de

1000°C o más) y exigirían un gradiente geotérmico muy elevado (Kuno, 1968; Wyllie 1971, pág.189). Las temperaturas del líquidus para una andesita investigada experimentalmente por Green (1972) a una presión de 10 Kb que equivaldría a 30-35 Km de profundidad son de 1125°C para un contenido de agua del 2% y 1075°C para un 5%.

Nockolds (1934) propuso que los miembros intermedios de las asociaciones calco-alcalinas se podrían formar por la incorporación de material básico por parte de un magma granítico o cuarzo feldespático. Si bien la formación de un magma granítico o cuarzo feldespático sería posible dentro de los límites de la corteza (Fyfe,1970; Wyllie, op.cit.) el mecanismo propuesto por Nockolds quedaría limitado a algunos casos particulares ya que no explicaría la presencia de las rocas calco-alcalinas en los arcos de islas donde la corteza sílica es prácticamente nula; los estudios realizados de elementos en trazas también limitarían la aplicación de este mecanismo.

4) Cristalización fraccionada de magma basáltico a 30-40 km de profundidad bajo la presencia de agua

Entre las conclusiones que surgen de su trabajo experimental, Green y Ringwood (1968) presentan como una de las alternativas para la derivación de las rocas calco-alcalinas, la cristalización fraccionada de magma basáltico bajo la presencia de agua siendo $P_{H_2O} < P_{total}$ a 30-40 km de profundidad que correspondería a la base de la corteza sílica. El magma basáltico se derivaría por fusión parcial del manto de acuerdo a lo propuesto por D.H.Green y Ringwood (1967). El fraccionamiento estaría controlado o regido por la incorporación de agua en el magma basáltico,

proveniente de sedimentos que serían transportados al interior del manto a lo largo de la zona de Benioff.

Este modelo goza de los mismos inconvenientes que el presentado por Osborn, haciéndosele extensivas las críticas expuestas al tratar aquél modelo.

5) Fusión parcial de eclogita cuarcífera

Este modelo que fue propuesto por Green y Ringwood (1968) involucra dos estadios para la producción de rocas calco-alcalinas a partir del manto.

En el primer estadio se produciría a partir del manto (estos autores asumen una composición de tres partes de peridotita y una parte de basalto, que es llamada "pirrolita" por Ringwood (1962)) que ascendería hacia la superficie, diferenciándose para dar un magma basáltico saturado. Al finalizar la actividad volcánica, la temperatura de la zona donde se han acumulado los basaltos descendería y si la pila basáltica se mantiene "seca", se transformaría en eclogita. Esta eclogita, más densa que el manto superior, se hundiría en él. En el segundo estadio, a profundidades de 100-150 km, donde la temperatura sería lo suficientemente elevada se produciría la fusión parcial de la eclogita cuarcífera. Dependiendo si la fusión parcial se produce en condiciones secas, o bajo la presencia de agua la fusión parcial daría lugar a la formación de líquidos con composiciones correspondientes a una andesita basáltica y andesita en el primer caso, y a dacitas y riodacitas en el segundo caso. La composición global de la pila basáltica, la temperatura y la profundidad a las cuales la fusión parcial de la eclogita se produce, serían factores que con-

trolarían la composición de los líquidos calco-alcalinos que se producirían. Otros factores tales como el grado de cristalización y fraccionamiento que el magma sufra en su ascenso hacia la superficie controlarían también la composición final de la lava o el pluton resultante.

Como alternativa a este modelo los autores citados proponen la siguiente variante. La pila basáltica en lugar de transformarse en una eclogita, por incorporación de agua (alrededor del 1%) se iría transformando en su base en una anfibolita. El calor producido por la continua actividad volcánica sería suficiente para producir la fusión parcial de la anfibolita, que se produciría a presiones de 10 kb, correspondientes a la base de la corteza. El residuo que quedaría de la fusión de la anfibolita estaría constituido principalmente por anfíbol y clinopiroxeno, con menores cantidades de ortopiroxeno, granate y plagioclasa. Como en el caso anterior la composición final del líquido obtenido dependerá de la historia de ascenso hacia la superficie.

6) Fusión parcial de la corteza oceánica en la zona de Benioff

Taylor (1969), Taylor et al (1969 a y b), teniendo en cuenta la composición y geoquímica de las andesitas, así como el resultado de los trabajos experimentales enumerados propusieron un mecanismo de derivación de las rocas calco-alcalinas del manto en dos estadios.

El primer estadio, similar al descrito en el párrafo anterior, daría lugar en las zonas oceánicas a la formación de rocas basálticas a partir de la pirrolita. Se produciría así un primer paso en el fraccionamiento de elementos en trazas tales como el Ni, que partiendo de un

material inicial con alto contenido en níquel (alrededor de 1000-2000 ppm) se reduciría a 100-200 ppm para los basaltos alcalinos y toleíticos y de los cationes mayores como Rb, Sr, Ba, U, Th, Zr, etc, que se concentrarían en los líquidos formados por fusión parcial, a expensas de la descomposición de fases menores como plogopita, en la que estos elementos están concentrados. El material producido en este primer estadio tendría composición muy primitiva en lo que a la relación isotópica se refiere y también en cuanto al fraccionamiento de las tierras raras que respondería al esquema condrítico (Taylor, 1969).

De acuerdo a estos autores, en el segundo estadio, teniendo en cuenta los modelos de dispersión de los fondos oceánicos de Raleigh y Lee (1969) y Isacke et al. (1968) el material basáltico producido en el primer estadio sería transportado como corteza oceánica hacia el interior del manto a lo largo de la zona de Benioff. Las capas superiores de esta corteza oceánica constituidas principalmente por sedimentos, serían eliminadas por un efecto de "rascado", la corteza oceánica desprovista de las capas sedimentarias al ir hundiéndose a lo largo de la zona de Benioff se transformaría en anfíbolita y a mayores profundidades aún se produciría la fusión parcial de la anfíbolita dando lugar a la formación de las rocas calco-alcalinas.

Teniendo en cuenta la variación lateral del vulcanismo observada en los arcos de islas por Kuno (1966 y 1968), Jakes y White (1970) y Fitton (1971) han analizado más detalladamente las transformaciones que sufriría la porción de corteza oceánica que se hunde en

el manto y las condiciones que controlan la fusión parcial de ella. La variación lateral del vulcanismo observada corresponde a la siguiente secuencia internándose hacia el interior de los arcos de islas: basaltos toleíticos, rocas calco-alcalinas, rocas calco-alcalinas ricas en potasio, shoshonitas, aumentando la distancia vertical entre los centros volcánicos y la zona de Benioff al aumentar el contenido en K_2O de los productos de esos centros volcánicos (Dickinson y Hatherton, 1967). La relación K/Rb de estas asociaciones disminuye hacia el interior del continente. La corteza oceánica a distintas profundidades a lo largo de la zona de Benioff se iría transformando sucesivamente en anfibolita, granulita piroxénica y eclogita, antes de comenzar su fusión parcial. En las partes superiores de esta corteza (anfibolita) la fusión parcial de la misma va a estar controlada por las reacciones de descomposición del anfíbol. A mayores profundidades (más de 75 Km) la anfibolita se transformaría en una granulita y/o eclogita más una fase rica en agua. La composición de los líquidos resultantes reflejaría así la composición de las fases con las que están en equilibrio. De acuerdo con Fitton (1971) el grado de fusión parcial en el primer estadio sería mayor y por lo tanto su composición más básica (basaltos toleíticos), la relación K/Rb en los anfíboles es elevada y también lo es la del magma resultante. A mayores profundidades el residuo de la fusión parcial de la eclogita estaría constituido por clinopiroxeno y granate, que pueden incorporar muy poco K y elementos menores asociados a éste, resultando la relación K/Rb de los líquidos producidos más baja, esto correspondería a las rocas calco-alcalinas. El volumen de los líquidos sería también reducido.

b) La Asociación subvolcánica del Río San Juan

Como se ha visto en los capítulos anteriores la ASRSJ está caracterizada petrográficamente por la asociación de hornblenda y plagioclasa en las andesitas y hornblenda, plagioclasa cuarzo y biotita en las dacitas. Los minerales opacos no participan en las fases de fenocristales estando, salvo escasas excepciones, relegados a las pastas de las rocas. Desde el punto de vista químico, esta asociación está caracterizada por una variación en el contenido de sílice de 58% a 71% no participando de ella miembros más básicos que andesitas. Furque (1963) cita la presencia de un pequeño manto de basalto intercalado en la Formación Las Trancas, sobre la margen izquierda del Río Blanco. Los exponentes intermedios a dacitos (dacitas con más de 63% de SiO_2) predominan volumétricamente sobre las andesitas. El contenido en potasio es también variable encontrándose los términos calco-alcalinos normales (son predominantes) y algunos términos calco-alcalinos ricos en potasio (Zona de Ullún-Zonda). Con respecto al contenido en SiO_2 es interesante esbozar la posible existencia de una zonación lateral a través de la Precordillera, aumentando el contenido en sílice de los distintos términos hacia el este. De oeste a este aparecen: andesitas en Barreal y Leoncito; andesitas y dacitas, con predominio de estas últimas en C° Negro y C° de la Punta; dacitas únicamente en Gualilán; y por último dacitas y en menor proporción andesitas en Ullún-Zonda, alcanzándose en esta comarca los contenidos en sílice más elevados. Claro está que esta posibilidad está ejemplificada con localidades que se distribuyen a

lo largo de 150 Km que hace menos delineativa la secuencia dada.

Con respecto al contenido de elementos en trazas las rocas de la ASRSJ concuerdan en líneas general es con los valores que caracterizan a las rocas calco-alcalinas en otras regiones (Taylor y White, 1965 y 1966), (Taylor, 1969), (Taylor et al, 1969a y 1969b). Es interesante destacar que con respecto al contenido de cationes mayores (Rb, Sr, Ba, etc) en las rocas de la ASRSJ son más elevados que los valores dados por Taylor y colaboradores. Los valores de níquel y vanadio son más bajos, notablemente este último elemento. Discrepancias similares han sido encontradas por Siegers, Pichler y Zeil (1969) para la formación "Andesítica" en el norte de Chile, concluyendo tales autores que el contenido de trazas en tal formación es muy similar a los promedios dados para las dioritas. Es también llamativo que elementos tales como Zr, Y y tierras raras que comunmente se concentran en los productos más diferenciados, en las rocas estudiadas ocurre a la inversa, disminuyendo el tenor de esos elementos al aumentar el de SiO₂.

Las características de la Asociación Subvolcánica del Río San Juan se corresponden con las que Jakes y White (1972a y 1972b) enumeran para las asociaciones calco-alcalinas de tipo andino.

Estos autores proponen diferenciar las series calco-alcalinas que aparecen en zonas de arcos de islas de la de los bordes continentales, llamando a estas últimas asociaciones calco-alcalinas de tipo andino. La diferen-

ciación se basa en el contenido de elementos en trazas, ya que el quimismo de los elementos mayores es similar, y en las asociaciones de minerales que aparecen en ambos casos.

Condiciones de formación de las rocas:

Las evidencias petrográficas indican que las andesitas y dacitas estudiadas se formaron bajo condiciones de presión y temperatura dentro del campo de estabilidad del anfíbol. Esto se deduce claramente del hecho de que la hornblenda es el único máfico en las andesitas no habiendo prácticamente trazas de piroxeno. Lo mismo se puede decir para las dacitas. La presencia además, en estas rocas, de xenolitos constituidos por la acumulación de minerales formados tempranamente (muestra 369) cuyo mineral ferromagnésico principal es la hornblenda, habiendo clinopiroxeno en escasa cantidad, corrobora lo dicho anteriormente. Teniendo en cuenta los estudios experimentales de Green y Ringwood (1968) y Green (1972), esto indicaría condiciones de cristalización iniciales en presencia de agua y presiones bajas a moderadas, por debajo de 12 Kb, si bien el campo de estabilidad del anfíbol determinado por este último autor para una andesita con un 10% de agua se extiende hasta algo por encima de 20 Kb.

Las evidencias petrográficas indican también que el contenido de agua del magma que dió origen a las rocas de la ASRSJ no ha sido muy bajo. Estas evidencias son: 1) presencia de miarolas en algunos cuerpos; 2) agregados pavimentosos de cuarzo tardío relacionados con cavidades a los que se asocian calcita y calcedonia,

esta última reemplazada por cuarzo: 3) ausencia de bordes de enfriamiento de importancia: 4) presencia de minerales máficos hidratados: 5) Ausencia de actividad volcánica manifiesta en forma de lavas. Hay abundancia de acumulaciones piroclásticas pero no lavas. Esto indicaría (según Harris, Kennedy y Scarfe, 1970) un contenido de agua inicial alto. Según tales autores, la posibilidad de un magma para alcanzar la superficie y derramarse como una colada disminuye al aumentar el contenido de agua, principalmente para los magmas ácidos en razón de que el intervalo de cristalización disminuye al aumentar el contenido de agua y el simple descenso de la presión confiante durante el ascenso provocaría su cristalización, que se completa antes de que alcance la superficie.

En las andesitas, la biotita es de cristalización tardía, reemplazando a la hornblenda y presentándose únicamente en las pastas. En las dacitas la biotita cristaliza después que la hornblenda con la que forma algunos glomérulos. Los reemplazos son siempre de biotita en hornblenda. En la dacita de C° Blanco de Zonda y en el borde de C° de los Baños la biotita está presente únicamente en la pasta. Este hecho es difícil de explicar ya que siendo éstas unas de las rocas más diferenciadas de toda la asociación se podría esperar que la concentración de biotita en ellas fuera mayor. Los análisis químicos de estas rocas (Cuadro I 20 y 21) muestran que el tenor de K_2O es similar al de las demás dacitas, no así el de sodio que es más elevado. Según Rutherford (1969) la incorporación de sodio en las biotitas reduce el campo de estabilidad de las mismas. El estudio de las plagio-

clases de la pasta de la dacita de C° Blanco de Zonda reveló que la composición de éstas es An 34. lo que indicaría teniendo en cuenta el contenido de An de los fenocristales que es de 16-19%, que en el momento de cristalización de la pasta el líquido residual estaba sustancialmente empobrecido en Na_2O . Esto tal vez podría explicar que la biotita es estable en estas rocas recién al cristalizar las pastas. Queda por explicar con respecto a estas dacitas el bajo contenido en rubidio y el alto contenido en Ba y Sr.

Como se vió en capítulos anteriores la presencia de fenocristales de cuarzo no está directamente vinculada al contenido de sílice de las rocas, ya que muestras con un mismo tenor de sílice pueden tener o no fenocristales de cuarzo y éstos pueden presentar distintos grados de resorción. En algunos cuerpos en la comarca de C° de la Punta pueden faltar totalmente, apareciendo el cuarzo únicamente en la pasta. De los estudios experimentales de Green y Ringwood (1968) y Green (1972), surge que el cuarzo es uno de los primeros minerales en cristalizar a altas presiones, en condiciones secas o pobres en agua. El campo de estabilidad de este mineral desciende al disminuir la presión o al aumentar el contenido de agua. A bajas presiones y en condiciones de saturación de agua, el cuarzo es uno de los últimos en cristalizar (Piwinski, 1968), Piwinski y Wyllie (1968). Es probable entonces, que al disminuir la presión de carga durante el ascenso de la masa magmática, los fenocristales de cuarzo se tornen inestables y sean corroídos. Nichols, Carmichael y Stormer (1971) estudiando la relación entre P_{total} y a_{SiO_2} en rocas ígneas proponen

este mecanismo como posible explicación para la corrosión de los fenocristales de cuarzo. Estos autores, teniendo en cuenta los estudios de Tuttle y Bowen (1958) sobre el sistema granítico, concluyen que un aumento en el contenido en H_2O aumenta la actividad de la sílice propiciando la cristalización del cuarzo. Los estudios experimentales citados anteriormente parecerían indicar lo contrario ya que al aumentar el contenido de agua, el campo de estabilidad del cuarzo en las rocas estudiadas por tales autores, disminuye. Para un líquido magmático que se forma a alta presión con un determinado contenido de agua, al disminuir la presión de carga durante el ascenso y suponiendo que no hay pérdida de agua en el camino hacia la superficie, el grado de saturación de agua va a ir en aumento, acercándose a la condición de saturación a medida que la presión disminuye, haciéndose esto más notorio a bajas presiones. El aumento relativo del grado de saturación de agua podría explicar también la corrosión de los fenocristales de cuarzo formados tempranamente y podría explicar también el menor tamaño (por corrosión) o ausencia de los mismos en los bordes de algunos cuerpos, que por ser más fríos el agua tendería a concentrarse en ellos.

El mismo mecanismo podría aplicarse para explicar la zonalidad inversa en las plagioclasas de las rocas estudiadas. Estos fenocristales además de la zonalidad presentan signos de haber reaccionado con los líquidos (varias zonas de inclusiones pulverulentas y/o cribas). Como es sabido, en el sistema Albita-Anortita, un aumento de presión en condiciones secas determina un

aumento en las temperaturas del líquido. Bajo la presencia de agua, un aumento de presión determina la disminución de las temperaturas del líquido. Si el agua presente no es suficiente para saturar el líquido, es de suponer que el sistema se comportará como si fuera seco y una disminución de la presión total produciría una disminución de las temperaturas del líquido. Esto traerá aparejado la resorción de los cristales formados tempranamente y promoverá la cristalización de plagioclasas más cálcicas (Jorgenson, 1971).

Con respecto a los valores aparentemente anormales de algunos elementos en trazas en las andesitas y dacitas de la Asociación estudiada, podrían ser explicados por la acumulación o remoción de minerales en la que estos elementos se concentran. Así la acumulación de plagioclasa podría ser responsable del alto tenor de Sr que presentan algunas de las muestras y la acumulación de biotita explicaría los tenores elevados que se han observado para Ba. En nuestro caso es difícil evaluar la efectividad de estos mecanismos ya que no se dispone de datos del contenido de elementos trazas en las pastas de las rocas y en los minerales que forman los fenocristales. Un ejemplo de esto son las dacitas de C° Blanco de Zonda y el borde de C° de los Baños que como ya se vió, no poseen biotita como fenocristales y sin embargo los tenores de Ba en tales rocas son igualmente elevados. De todas maneras, el carácter acumulativo de las rocas es innegable y esto se ve reflejado en la naturaleza variable que presentan los elementos en trazas y algunos elementos mayores.

Origen de las rocas de la Asociación estudiada:

Teniendo en cuenta lo visto precedentemente al analizar las distintas teorías sobre el origen de las asociaciones calco-alcalinas, los datos reunidos sobre la ASRSJ serían consistentes con la derivación de estas rocas por fusión parcial de la corteza oceánica en el manto.

De acuerdo con el modelo presentado por Fitton (1971), las rocas calco-alcalinas se derivarían a profundidades mayores que 75 Km y fuera del campo de estabilidad del anfíbol. en las porciones inferiores de la corteza oceánica que es transportada hacia el interior del manto a lo largo de la zona de Benioff. A la altura de la Cordillera, la zona de Benioff de acuerdo con Harrington⁽¹⁹⁶⁵⁾ se localizaría a una profundidad de alrededor de 100 Km, lo que implicaría presiones del orden de los 25 Kb, o tal vez menores si en realidad ocurre lo que Fitton sugiere en el sentido que los magmas no serían liberados inmediatamente a su producción y serían arrastrados a profundidades mayores antes de producirse su liberación. Existen evidencias también de que el campo de estabilidad del anfíbol en basaltos bajo la presencia de otros volátiles además del agua, donde P_{H_2O} es menor que la presión total aumenta (Holloway y Burnham, 1972), lo que extendería las profundidades hasta las cuales el anfíbol es estable en el modelo presentado por Fitton. Este autor sugiere que la fusión parcial de la corteza oceánica recién comenzaría cuando el anfíbol se descompone dado que el agua está presente únicamente en este mineral. Ahora bien, no es improbable que parte de los

sedimentos aportados desde el continente hacia el "trench" sean arrastrados junto con la corteza oceánica, lo que podría proveer el agua adicional necesaria para que la fusión parcial se produzca dentro del campo de estabilidad del anfíbol. Este aporte de sedimentos podría también explicar los tenores elevados de elementos como Rb, Sr, y Ba observados en la ASRSJ. A medida que la corteza oceánica es transformada en anfibolita estos elementos aportados por los sedimentos serían incorporados en fases menores como micas, que luego serían las que primero se fundirían. El grado de fusión parcial alcanzado, que es probable que sea mayor en las partes superiores de esta corteza oceánica, de acuerdo a lo propuesto por Fitton, y la mayor o menor participación del anfíbol en la fusión determinarían las características de las mezclas producidas. Así, por ejemplo, con un mayor grado de fusión parcial que involucraría también en parte los piroxenos presentes en la anfibolita daría lugar a la formación de líquidos andesíticos, y explicaría también el mayor contenido de tierras raras en las andesitas estudiadas, ya que estos elementos están concentrados en los piroxenos con respecto a los anfíboles (Schnetzler y Philpotts, 1970). En las zonas más profundas de la corteza en cuestión, según Fitton el grado de fusión parcial sería menor ya que las geotermas calculadas para esa corteza corren paralelas al solidus de la anfibolita. En estas condiciones no intervendrían en la fusión parcial los piroxenos y los anfíboles lo harían en menor grado, siendo los líquidos derivados de composición dacítica. La incorporación de sedimentos en la corteza oceánica que se hunde podría explicar también la rela-

ción isotópica alta observada por otros autores para el Sr en las asociaciones calco-alcalinas de los márgenes continentales.

Esto sería suscintamente el origen más probable de las rocas de la Asociación subvolcánica de la Precordillera, de acuerdo al modelo presentado por Fitton y las modificaciones necesarias para explicar las características de la asociación estudiada. Serían necesarios mayores datos experimentales sobre los límites del campo de estabilidad de la hornblenda a altas presiones y datos sobre la distribución de las geoisotermas en los márgenes continentales para corroborar la validez del análisis realizado. Contrariamente a lo expuesto, Pichler y Zell (1970) atribuyen el origen de las rocas de la Formación Andesítica en el norte de Chile a la fusión parcial de la base de la corteza continental a profundidades del orden de 55-60 Km, basándose en el contenido de elementos en trazas y en el contenido isotópico de Sr. Las rocas de esa Formación Andesítica muestran contenidos en elementos tales como Rb, Sr, Ba, y Cu elevados con respecto a los promedios de las andesitas y un contenido isotópico de Sr mayor que 0,705, lo que indicaría participación en la derivación de tales rocas de material enriquecido en estroncio radiogénico. Si bien muchas de las características de la asociación aquí estudiada y la descrita por tales autores difieren, esta posibilidad sobre el origen de las asociaciones calco-alcalinas en las zonas orogénicas no puede descartarse por completo.

El estudio futuro de los isótopos de Sr en la asociación estudiada, como así de elementos menores como U y Th podrían determinar con mayor certeza el grado de participación de la corteza continental en el origen de estas rocas.

XI - Resumen - Conclusiones

- 1) Se han estudiado en detalle desde el punto de vista petrológico los cuerpos subvolcánicos de edad terciaria que afloran en la Precordillera, en las comarcas de Barreal, Leoncito, Gualilán, C° de la Punta y Cerro Negro, agrupándoselos bajo el nombre de Asociación Subvolcánica del Río San Juan.
- 2) En la comarca de Barreal los cuerpos son andesíticos e intruyen sedimentos atribuidos al terciario, que yacen en discordancia angular sobre el sustrato Paleozoico. Los cuerpos son de tipo tabular concordantes con la roca de caja y han sido alimentados por una fractura longitudinal que corre paralela al borde de la sierra.
- 3) En la comarca de Leoncito los cuerpos son también andesíticos y forman diques y cuerpos diqueiformes mayores que se han intruido en las formaciones paleozoicas. Los cuerpos diqueiformes mayores son interpretados como los conductos de alimentación de cuerpos similares a los aflorantes en Barreal que junto con los sedimentos terciarios han sido eliminados por la erosión.
- 4) En la comarca de Gualilán afloran: 1) diques y filones capas estrechamente vinculados a los afloramientos de calizas cambro-ordovícicas, que por su comportamiento frágil determinan que estos cuerpos formen una red interconectada rellenoando pequeñas fracturas o diaclasas transversales a la falla inversa principal; 2) cuerpos mayores vinculados a las demás rocas paleozoicas y a los sedimentos terciarios, orientados en dirección norte-sur coincidente con el rumbo de la roca de caja. La falla inversa principal pone en contacto a las calizas cambro-ordovícicas con sedimentos atribuidos al Terciario y es cortada por los diques dacíticos.
- 5) En la comarca de C° de la Punta afloran en su mayoría cuerpos de composición dacítica y en menos proporción andesítica. Forman filones capas o cuerpos tabulares groseramente concordantes con las rocas de caja. Esta

está constituida por leptometamorfitas pretilíticas que han sufrido deformación esencialmente dinámica. Se han detectado hasta dos periodos de deformación, que también afecta a filones capa básicos intercalados en las metasedimentitas. Estas se han subdividido en dos secciones teniendo en cuenta la litología, lo que permitió determinar la existencia de una falla inversa de caracter regional que repite la secuencia litológica.

- 6) En la comarca de C° Negro afloran también cuerpos de composición dacítica y andesítica de características similares a los de la comarca de C° de la Punta. En este caso están intruidos en las leptometamorfitas y en sedimentos terciarios en los que hay abundante participación de elementos piroclásticos.
- 7) Las leptometamorfitas que afloran en C° Negro y en C° de la Punta forman una estructura sinclinal amplia cuyo núcleo está formado por sedimentos terciarios.
- 8) La intrusión de los cuerpos ha sido forzada en la mayoría de los casos, con participación de stopping en los cuerpos mayores. La roca de caja y las estructuras asociadas a ésta controlan la intrusión y la forma de los cuerpos.
- 9) Las estructuras internas en los cuerpos intrusivos son escasas, limitadas a la presencia de bandas en la que la pasta es más oscura, carecen en la mayoría de los casos de bordes de enfriamiento de importancia. Es más común en los bordes la presencia de estructuras protoclasticas en las que los fenocristales están fracturados.
- 10) La intrusión de los cuerpos subvolcánicos se ha producido a posteriori del fallamiento principal que dió lugar a la estructura de bloques de la Precordillera, salvo para la comarca de Barreal-Leoncito, en la que el levantamiento de los bloques ha sido posterior a la intrusión de los cuerpos.
- 11) La edad obtenida para los intrusivos por el método Ar/K es de 15-17 m.a., lo que los ubicaría en el Mioceno Medio. Estos intrusivos eran comúnmente

asignados al Plioceno Alto-Pleistoceno Bajo lo mismo que las sedimentitas terciarias que están intruyendo. Quedaría así acotada también al Mioceno Medio la edad de estos sedimentos y de los movimientos que los plegaron y produjeron la estructura actual de la Precordillera.

- 12) Desde el punto de vista petrográfico los cuerpos están constituidos por andesitas y dacitas, con predominio de este último tipo litológico. Las rocas tienen textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y hornblenda en el primer caso y de plagioclasa, hornblenda, cuarzo y biotita en el segundo. En la comarca de Ullún-Zonda aparece un segundo tipo de dacita que carece de fenocristales de biotita y de cuarzo.
- 13) Se realizaron análisis químicos de elementos mayores y de 11 elementos menores en 44 muestras representativas de la asociación estudiada. Desde el punto de vista químico petrográfico la asociación subvolcánica del río San Juan está encuadrada dentro de las asociaciones calco-alcalinas de tipo andino o de los márgenes continentales. Está caracterizada por la variación del contenido en SiO_2 de 58 a 71% y alto contenido en alúmina, 16 a 18%. El contenido de alcalis es variable y relativamente alto, especialmente sodio que siempre es mayor que potasio. Este último elemento es particularmente alto en la comarca de Ullún-Zonda, que podría quedar caracterizada dentro de las asociaciones calco-alcalinas ricas en potasio. Esto estaría apoyado por la relación K/Rb baja en las muestras de esta comarca.
- 14) De los elementos en trazas determinados Sr, Ba y Rb, son elevados con respecto a los promedios dados para las andesitas y dacitas; Ni y V son bajos. El contenido total de tierras raras más itrio es también bajo, pero coincidente con los promedios dados por Taylor. Estos últimos elementos y Zr presentan correlación negativa con respecto a sílice.
- 15) Las rocas de la ASRSJ evidencian un cierto grado de acumulación de cristales, que se ve reflejado en el contenido variable de los elementos en trazas, especialmente en aquellos que se concentran en los mine-

rales que forman los fenocristales.

- 16) Se ha esbozado la existencia de una posible zonación lateral en la Precordillera con aumento del contenido de sílice de oeste a este, con andesitas en Barreal y Leoncito, andesitas y dacitas con predominio de estas últimas en C° Negro y C° de la Punta, dacitas únicamente en Gualilán y dacitas con escasa participación de andesitas en Ullún-Zonda donde se alcanzan los mayores tenores de sílice.
- 17) Las rocas de la ASRSJ se formaron bajo condiciones de presión y temperatura correspondientes al campo de estabilidad del anfíbol que para las andesitas, dependiendo del contenido inicial de agua, podría extenderse hasta 20 Kb.
- 18) La zonalidad inversa observada en las plagioclasas y la corrosión que presentan los fenocristales de cuarzo en las dacitas se explica por el descenso de la presión de carga al ascender los líquidos magmáticos hacia la superficie. El contenido de agua de las rocas es también un factor importante en este último caso, ya que al aumentar éste, el campo de estabilidad del cuarzo disminuye.
- 19) Los datos geoquímicos y petrográficos obtenidos para la asociación estudiada permitirían interpretar que los líquidos magmáticos que dieron lugar a la formación de estas rocas se habrían originado por fusión parcial, en condiciones húmedas, de la corteza oceánica a lo largo de la zona de Benioff, teniendo el anfíbol un papel preponderante en el control de los líquidos producidos.



Lista de Trabajos citados en el texto

- Amos, A.J. y Marchese, H.G., 1965. Acerca de una nueva interpretación de la estructura del Carbónico en la Ciénaga del Medio, Estancia Leoncito, Sur de Barreal, San Juan. Rev.Asoc.Geol.Arg. XX, p.263-270.
- Amos, A.J. y Rolleri, E.O., 1965. El Carbónico marino en el Valle Calingasta - Uspallata (San Juan - Mendoza) Bol. Inf. Petrol. n° 368. p.1-23.
- Angelelli, V., 1935. Las minas de oro de Gualilán. Dir. Nac. Geol. Min. Publicación n° 113, Bs.As.
- Baldis, B.A., 1964a. Nota sobre la estratigrafía y estructura al sur del arroyo Las Cabeceras, Estancia El Leoncito. Bol. Inf. Petrol. n° 365.
- Baldis, B.A., 1964b. El Silúrico fosilífero de Gualilán (Prov. de San Juan). Rev. Asoc. Geol. Arg. XIX, p.189-193.
- Braccacini, I.O., 1950. Investigaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Bol. Inf. Petrol n° 301.
- Bowen, N.L., 1928. The evolution of igneous rocks. Princeton, Univ.Press.
- Boyd, F.R. y England, J.L., 1963. Effect of pressure on the melting point of diopside, $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ and albite $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ in the range up to 50 kb. J.Geophys. Research 68, p.311-323.
- Brown, G.C., Hughes, D.J. y Esson, J., 1972. New X.R.F. data retrieval techniques and their application to U.S.G.S. standard rocks. En prensa.
- Coats, R.R., 1962. Magma type and crustal structure in the Aleutian Arc, en Crust of the Pacific Basin. Geophys. Mon. 6, p.92-109.
- Cucchi, R.J., 1971. Edades radiométricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera, San Juan-Mendoza, Rep.Argentina. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXVI, p. 503-515.
- Cuerda, A.J., 1966. Formación La Chilca, Silúrico Inferior - San Juan. Com.Invest.Cient. prov.Bs.As., Notas IV, n°1.

- Chayes, F., 1969. The composition of Cenozoic Andesite. Proc. of the Andesite Conference. Oregon, Dep. Geol. Mineral. Ind. Bull. 65 p.1-11.
- Daly, R.A., 1933. Igneous rocks and the depths of the earth. McGraw-Hill Book Co., New York.
- Dickinson, W.R. y Hatherton, T., 1967. Andesitic volcanism and seismicity around the Pacific. Science 157. p.801-803.
- Duncan, A.R. y Taylor, S.R., 1968. Trace element analyses of magnetites from andesitic and dacitic lavas from Bay of Plenty, New Zealand. Contrib.Mineral.Petrol. 20, p.30-33.
- Fernández Lima, J.C. y Olivieri, J., 1951. Informe Geológico económico de las minas de Gualilán. Dir. Nac. Geol. Min. Informe inédito, Bs.As.
- Fitton, J.G., 1971. The generation of magmas in island arcs. Earth Planet.Sci.Letters 11, p.63-67.
- Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b-Guandacol, Prov. de San Juan y La Rioja. Dir. Nac. Geol. Min., Bol. nº 92, Bs.As.
- Furque, G., 1972. Precordillera de San Juan y La Rioja, en Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Fyfe, W.S., 1970. Some thoughts on granitic magmas, en Mechanism of igneous intrusion, Géol.Journ., spec. Issue 2, p.201-216.
- Galli, C.A., 1947. Contribución al conocimiento de la zona situada entre Barreal y Leoncito Encima, prov. de San Juan. Museo de La Plata, Tesis inédita nº 106, La Plata.
- Green, T.H., 1972. Crystallization of calc-Alkaline Andesite under controlled High-Pressure Hydrous Conditions. Contr. Mineral.Petrol. 34, p.150-166.
- Green, D.H. y Ringwood, A.E., 1967. The genesis of basaltic magmas. Contrib.Mineral.Petrol., 15, p. 103-190
- Green, T.H. y Ringwood, A.E., 1968. Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. Contr.Mineral.Petrol., 18, p.105-162.

- Groeber, P. y Tapia, C., 1926. Condiciones geológicas reinantes en la región del proyectado dique de la Qda. de Ullún.(San Juan) Direc. Nac. Geol. y Min. Publ. nos. 25 y 26, Bs.As.
- Harris, P.C., Kennedy, W.Q. y Scarfe, C.M., 1970. Volcanism versus plutonism - the effect of chemical composition. Geol. Journ., spec.Issue,2, p.187-200.
- Hedge, C.F., 1966. Variations in radiogenic strontium found in volcanic rocks. J.Geophys. Res. 71, p.6119-6126.
- Hedge, C.F., 1967. A strontium isotopic study of magma origin and evolution during Tertiary time in the Southern Great Basin. Trans. Am. Geophys. Union, 48, p. 253-254.
- Heim, A. , 1952. Estudios tectónicos en la Precordillera de San Juan. Los ríos San Juan , Jachal y Huaco. Rev. Asoc. Geol. Arg. VII, p. 11-70.
- Holloway, J.R. y Burnham, C.W., 1972. Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. Journ. Petrol. 13, p. 1-29.
- Holmes, A., 1932. The origin of igneous rocks. Geol. Mag. 69, p. 543-548.
- Isacks, B., Oliver, J. y Sykes, L.B., 1968. Seismology and the new global tectonics. Journ. Geophys. Res. 73, p. 5855-5899.
- Jakes, P. y Smith, I.E., 1970. High potassium calc-alkaline rocks from Cape Nelson, Eastern Papua. Contr.Mineral. Petrol., 28, p. 259-271.
- Jakes, P. y White, A.J.R., 1970. K/Rb ratios of rocks from island arcs. Geoch. Cosmoch. Acta, 34,p. 849-856.
- Jakes, P. y White, A.J.R., 1972a. Major and trace elements abundances in volcanic rocks of orogenic areas. Geol. Soc. Am. Bull. 83, p. 29-40.
- Jakes, P. y White, A.J.R., 1972b. Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins. Am. Mineral., 57, p. 887-902.
- Jorgenson, D.B., 1971. Origin of patchy zoning in plagioclase from gabbroic rocks of Southwestern Oregon. Geol. Soc. Am. Bull. 82, p. 2667-2670.

- Kuno, H., 1950. Petrology of the Hakone Volcano and adjacent areas. Geol. Soc. Am. Bull. 61, p. 957-1020.
- Kuno, H., 1966. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and island arcs. Bull. Volcan., 29, p. 195-222.
- Kuno, H., 1968. Origin of Andesite and its bearing on the island arc structure. Bull. Volcan., 32, p. 141-176.
- Leveratto, M.A., 1967. Geología de la zona de Ullún-Zonda, borde oriental de la Precordillera de San Juan. Eruptividad subvolcánica y estructura. Fac. Cs. Ex. y Nat. U.B.A. Trabajo Final de Licenciatura Inédito.
- Leveratto, M.A., 1968. Geología de la zona al oeste de Ullún-Zonda, Borde oriental de la Precordillera de San Juan. Eruptividad subvolcánica y estructura. Rev. Asoc. Geol. Arg., XXIII, p. 129-157.
- Leveratto, M.A., 1970. Estructuras protoclasticas en bordes de enfriamiento de cuerpos subvolcánicos. Rev. Asoc. Arg. Min. Petrol. Sedim. 1, p. 71-82.
- Marchese, H.G., 1964. Geología de la zona situada al norte de la Estancia Leoncito (Provincia de San Juan). Fac. Cs. Ex. Nat. U.B.A. Trabajo Final de Licenciatura Inédito.
- Marchese, H. G., 1972. Litofacies y ambientes de sedimentación de la Formación San Juan (Ordovícico) en el área de Gualilán, Provincia de San Juan, República Argentina. Rev. Asoc. Arg. Mineral. Petrol. Sedim. 3, 35-40.
- Mésigos, M., 1953. El Paleozoico Superior de Barreal y su continuación austral. Sierra de Barreal, Prov. de San Juan. Rev. Asoc. Geol. Arg. VIII, p. 65-109.
- Nicholls, J., Carmichael, I.S.E. y Stormer, J.C., 1971. Silica activity and Ptotal in igneous rocks. Contr. Mineral. Petrol. 33, p. 1-20.
- Nockolds, S.R., 1934. The production of normal rock types by contamination and their bearing in petrogenesis. Geol. Mag., 71, p. 31-39.
- Nockolds, S.R. y Allen, R., 1953. The geochemistry of some igneous rock series. Geoch. Cosmoch. Acta., 4, 105-142.
- Osborn, E.F., 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. Am. Journ. Sci., 257, p. 607-647.

- Osborn, E.F., 1962. Reaction series for sub-alkaline igneous rocks based on different oxygen pressure conditions. Am. Mineral., 47, p. 211-226.
- Osborn, E.F., 1969. Experimental aspects of calc-alkaline differentiation. Proc. of the Andesite Conference. Oregon, Dept. Geol. Mineral. Ind. Bull. 65, p. 33-42.
- Padula, E.L., Rolleri, E.O., Mingramm, A., Criado Roque, P., Flores, M. y Baldis, B.A., 1967. Devonian of Argentina. Proc. Intl. Symp. Dev. System, II, p. 165-199, Calgary.
- Schnetzer, C.C. y Philpotts, J.A., 1970. Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts-II. Geoch. Cosmoch. Acta, 34, p. 331-340.
- Pichler, H. y Zeil, W., 1972. Chilean "Andesites"- Crustal or mantle derivation? Confer. Problemas de la Tierra Sólida. Proy. Intl. Manto Super., II, p. 361-371. *Bs. As.*
- Piwinskii, A.J., 1968. Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada Batholith, California. Journ. Geol., 76, p. 548-570.
- Piwinskii, A.J. y Wyllie, P.J., 1968. Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. Journ. Geol., 76, p. 205-234.
- Raleigh, C.B. y Lee, W.H.K., 1969. Sea-floor spreading and island arc tectonics. Proc. Andesite Conference Oregon Dept. Geol. Mineral. Ind. Bull. 65, p. 99-110.
- Ringwood, A.E., 1962. A model for the upper mantle. Jour. Geophys. Res., 67, p. 857-866.
- Rutherford, M.J., 1969. An experimental determination of iron biotite-alkali feldspar equilibria. Jour. Petrol. 10, p. 381-408.
- Siegers, A., Pichler, H. y Zeil, W., 1969. Trace element abundances in the "Andesite" formation of northern Chile. Geoch. Cosmoch. Acta, 33, 882-886.
- Stelzner, A., 1885. Beiträge zur Geologie und paleontologie der Argentinischen Republic. I Geologischer Theil, Cassel.
- Taylor, S.R., 1969. Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proc. Andesite Conference, Oregon Dept. Geol. Mineral. Ind. Bull. 65, p. 43-63.

- Taylor, S.R., Capp, A.C. y Graham, A.L., 1969. Trace elements in andesites, II. Saipan, Bouganville and Fiji. Contr. Mineral. Petrol., 23, p. 1-26.
- Taylor, S.R., Kaye, M., White, A.J.R., Duncan, A.R. y Stewart, A., 1969. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content of andesites. Geoch. Cosmoch. Acta, 33, p. 275-286.
- Taylor, S.R. y White, A.J.R., 1965. Geochemistry of andesites and the growth of continents. Nature, 208, p. 271-273.
- Taylor, S.R. y White, A.J.R., 1966. Trace elements abundances in andesites. Bull. Volcan., 29, p. 177-194.
- Thorton, C.P. y Tuttle, O.F., 1960. Chemistry of igneous rocks. I Differentiation index. Am. Journ. Sci., 258, p. 664-684.
- Tuttle, O.F. y Bowen, N.L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. Geol. Soc. Am. Memoir 74.
- Tsuboi, S., 1934. A straight-line diagram for determining plagioclase by the dispersion method. Jap. Journ. Geol. Geogr., 11, p. 325.
- Turner, F.J. y Verhoogen, J., 1963. Petrología ignea y metamórfica. Ediciones Omega, Barcelona.
- Viswanathan, K., 1970. A new X-ray method to determine the anorthite content and structural state of plagioclases. Contr. Mineral. Petrol. 30, p. 332-335.
- Wager, L.R. y Mitchell, R.L., 1951. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma: a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geoch. Cosmoch. Acta, 1, p. 129-208.
- Wyllie, P.J., 1971. The dynamic earth: text book in geosciences. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Zöllner, W., 1950. Observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Zona de Barreal. Rev. Asoc. Geol. Arg., V, p. 111-126.
- Harrington, H.J., 1963. Deep focus earthquakes in South America and their posible relation to Continental Drift. En Polar wandering and continental Drift. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Special Public. 10, p. 74-93.