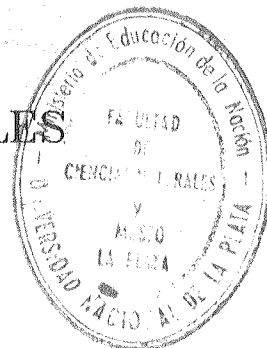


T 605

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES
Y MUSEO



BIBLIOTECA

16 FEB. 1993

TESIS DOCTORAL EN CIENCIAS NATURALES
(ORIENTACION GEOLOGICA)

TEMA:

PETROLOGIA Y TECTONICA DEL BASAMENTO DEL CORDON
DE LA PIEDRA SANTA, PROVINCIA DE NEUQUEN

POR:

JUAN RAFAEL FRANZESE

DIRECTOR:

Dr. LUIS HUGO DALLA SALDA

*A Julieta,
que fue creciendo
junto a estas páginas.*

RESUMEN

El conocimiento de los procesos geológicos pre-andinos del área cordillerana norpatagónica y de la Cuenca Neuquina es un tema en pleno desarrollo, donde aún subsisten grandes interrogantes y controversias. Este trabajo de Tesis Doctoral constituye una aproximación de índole petrológica y tectónica, realizada sobre un sector de afloramientos de basamento de la región sur occidental de la provincia de Neuquén, específicamente en el área del Cordón de la Piedra Santa, Dto. Catán Lil. En este lugar se ha reconocido, ya desde principios de siglo, un conjunto de rocas metamórficas, actualmente denominado Ectinitas de la Piedra Santa, intruido por granitoides correlacionables con los que afloran mayoritariamente en el cerro Chachil (al norte del cordón), datados con edad Pérmico inferior.

Los estudios de campo y la petrografía realizada sobre secciones delgadas han permitido definir que las ectinitas de la Piedra Santa son un grupo de rocas metasedimentarias, donde alternan filitas y esquistos pelíticos y cuarzosos generados por un evento metamórfico regional. En los sectores que han sido intruidos por plutonitas se han desarrollado aureolas de contacto, donde se observan hornfels y esquistos nodulosos. Los intrusivos son, mayormente, granitos porfiroides biotíticos.

El análisis de los datos químicos obtenidos de muestras de las ectinitas, las caracterizan como rocas derivadas de lutitas y grauvacas, de ambientes poco profundos y vinculadas con un aporte de material desde áreas graníticas, probablemente de un arco magmático emergido.

Desde el punto de vista estructural, las tareas de microtectónica, análisis de imágenes satelitarias y de fotografías aéreas, han permitido reconocer que el conjunto de

rocas del basamento ha sufrido la acción de cinco episodios de deformación, los cuales pueden agruparse en tres fases sucesivas de diferentes características. La primera fase, vinculada genéticamente con la acción del evento metamórfico regional, es de carácter dúctil, no coaxial, y generó las estructuras más penetrativas de las metamorfitas. Posteriormente se intruyeron los granitoides. La segunda fase de deformación afectó a todo el complejo ígneo-metamórfico, con características transicionales entre los campos dúctil y frágil. En la tercera fase se incluyen todos los episodios más modernos (mesozoicos y cenozoicos), de carácter frágil, que han influido de forma visible en las estructuras propias del basamento.

El evento metamórfico regional (M-R) generó la blastesis de clorita, muscovita, biotita, granate y andalucita, siendo de grado bajo a medio. Los estudios mineralógicos y microtexturales, realizados con microscopio y rayos X, definen a M-R como un episodio de baja a intermedia P/T, en condiciones máximas de 3,5 Kbar y 550°C.

El metamorfismo de contacto (M-C) ha progresado a través del desarrollo de muscovita, biotita, cordierita y andalucita, con condiciones pico de 2,5 Kbar y 650°C.

La edad del complejo de basamento del Cordón de la Piedra Santa ha sido evaluada con la incorporación de análisis realizados por el método K/Ar sobre fracción fina de las ectinitas. Los resultados dan una edad Carbónico medio a superior para el evento regional (329 m.a., 311 m.a.) y Carbónico superior (299 m.a.) para el evento M-C. Esta última es correlacionable con la edad de los intrusivos.

Toda la información recolectada permite definir un modelo de evolución tecto-térmica de este sector del basamento pre-andino, el cual habría evolucionado durante el ciclo ígneo-metamórfico neopaleozoico en vinculación con una deformación por cizalla con

fuerte engrosamiento cortical e intrusión de granitoides post-metamórficos durante el Carbónico y hasta el Pérmico inferior. En el Pérmico medio, el sector cortical representado por este complejo habría sido erosionado y alzado hasta el nivel superior.

Las características y edad de los episodios estudiados, integrada dentro del marco de los procesos ya conocidos en el basamento de la región, se correlacionan en muy alto grado con los afloramientos de metamorfitas y plutonitas típicos de la Cordillera de la Costa de Chile Central y también con otros de la zona del lago Aluminé, con los cuales conformarían una secuencia continua que integraría el margen neopaleozoico de Gondwana en esas latitudes.

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), que me otorgara oportunamente las Becas de Iniciación y Doctoral con las cuales pude llevar adelante este trabajo y por proporcionar fondos de los proyectos PID 3-904501/85 y PID 3-002100/88 para tareas de campo y laboratorio.

Al Dr. Luis H. Dalla Salda, quien, a lo largo de innumerables oportunidades, fue señalándome la valoración por esta tarea y la dedicación necesaria para llevarla a su fin.

Al Centro de Investigaciones Geológicas, por haberme proporcionado el lugar y equipamiento necesarios, y a todo su personal científico y técnico por su constante apoyo.

Al Dr. Julio César Merodio, por su invaluable colaboración en la crítica de los aspectos geoquímicos del trabajo, así como por sus entusiastas recomendaciones y aliento.

Al Sr. René Rambeaud y familia, quienes me proporcionaron todo tipo de facilidades durante las tareas de campo, así como al personal de la Ea. La María Juana, por su solícita ayuda.

Al Sr. Silvio Franco, por su generosa colaboración en las primeras tareas en la zona de estudio.

Al Dr. Michel Bonhomme, por la realización de los análisis geocronológicos K/Ar.

Al Sr Carlos Brianese, por la realización gráfica de buena parte de los diagramas y mapas.

Al Sr. Daniel Mártire, por la realización de los cortes delgados de roca.

Al Lic. Jorge H. Maggi, por su trabajo en los análisis de rayos X, acompañados de una inestimable amistad.

Deseo manifestar, muy especialmente, mi más sincero agradecimiento a los tesisistas y becarios del CIG que, cada cual en su forma y momento, me brindaron su plena amistad, ayudándome tanto en los momentos buenos como en aquellos un poco más oscuros. Entre ellos, quiero expresar mi reconocimiento al Lic. Guillermo F. Dias, quien también me auxilió en las tareas de campo y en la discusión crítica de la información. A la Dra. Gabriela B. Alonso; al Dr. Sergio D. Matheos; al Lic. Walter Kury; al Lic. Pablo G. Guerstein; al Lic. Andrés Gordon, al Lic. Juan C. Giannattasio.

Finalmente, quiero agradecer profundamente a Claudia, mi esposa, quien, además de brindarme su ayuda material, debió sobrellevar mis ansiedades y angustias, calmándolas y encausándolas para hacer más fácil mi tránsito a lo largo de este trabajo.

INDICE

	pág.
1 INTRODUCCION	1
1.1 OBJETIVOS DE ESTE TRABAJO	1
1.2 EL CORDON DE LA PIEDRA SANTA	2
1.2.1 UBICACION GEOGRAFICA Y FISIOGRAFIA	2
1.2.2 ANTECEDENTES GEOLOGICOS	6
1.3 MARCO GEOLOGICO	8
1.3.1 MARCO GEOLOGICO REGIONAL DEL CPS	8
1.3.2 CONFORMACION DEL BASAMENTO PREANDINO ENTRE LOS 38° Y 40° LS	18
1.3.2.a Cordillera de la Costa de Chile	21
1.3.2.b Sector andino norpatagónico	22
1.3.2.c Borde Noroccidental del Macizo Norpatagónico	25
1.3.2.d Cuenca Neuquina	26
1.3.2.e Correlación de los eventos ígneo-metamórficos datados	27
1.4 METODOLOGIA	32
1.4.1 LABOR DE GABINETE	32
1.4.1.a Mapeo fotogeológico e interpretación de lineamientos sobre imagen LANDSAT	32
1.4.1.b Tratamiento de las muestras	34
1.4.1.c Presentación de datos estructurales	35
1.4.2 LABOR DE CAMPO	35
1.4.2.a Perfil del río Catán Lil	36
1.4.2.b Perfil del arroyo Llimenco	38
1.4.2.c Area del cerro La Engorda, Ea. Isasi y Media Luna	39
1.4.2.d Cuesta de Rahue	39
1.4.2.e Cerro Trapial Mahuida	40
1.4.2.f Cerro Mallín de Ibañez	40

2	LITOLOGIA DEL COMPLEJO IGNEO - METAMORFICO DEL CORDON DE LA PIEDRA SANTA	41
.....		
2.1	ECTINITAS DE LA PIEDRA SANTA	42
2.1.1	(A) ROCAS DEL METAMORFISMO REGIONAL	43
2.1.1.a	Filitas	43
2.1.1.b	Esquistos pelíticos	47
2.1.1.c	Esquistos cuarzosos	50
2.1.2	(B) ECTINITAS AFECTADAS POR METAMORFISMO DE CONTACTO	52
2.1.2.a	Hornfels (corneanas)	52
2.1.2.b	Esquistos nodulosos y porfiroblásticos	55
2.1.3	C) ROCAS CATACLASTICAS	58
2.1.3.a	Filonitas	58
2.1.3.b	Brechas	59
2.2	GRANITO MALLIN DE IBAÑEZ (nov. nom.)	60
3	GEOQUIMICA DE LAS ROCAS METAMORFICAS	64
.....		
3.1	COMPOSICION QUIMICA	64
3.2	CONSIDERACIONES ACERCA DE LA NATURALEZA DEL SEDIMENTARIO	65
3.2.1	DISCRIMINACION COMPOSICIONAL	69
3.2.2	DISCRIMINACION AMBIENTAL Y TECTONICA	72
3.3	CORRELACION CON INFORMACION DE OTRAS AREAS DEL BASAMENTO DE LA REGION Y DE CHILE	76
4	ESTRUCTURAS DE DEFORMACION	78
.....		
4.1	EPISODIOS DE DEFORMACION	78

4.1.1	ESTRUCTURAS DEL PRIMER EPISODIO DE DEFORMACION (D1)	78
4.1.2	ESTRUCTURAS DEL SEGUNDO EPISODIO DE DEFORMACION (D2)	81
4.1.3	ESTRUCTURAS DEL TERCER EPISODIO DE DEFORMACION (D3)	87
4.1.4	ESTRUCTURAS DEL CUARTO EPISODIO DE DEFORMACION (D4)	92
4.1.5	ESTRUCTURAS DEL QUINTO EPISODIO DE DEFORMACION (D5)	95
4.1.6	ORIENTACION DE LAS ESTRUCTURAS	98
4.2	CARACTERISTICAS DE LA DEFORMACION	105
4.2.1	FASES DE DEFORMACION	106
4.2.1.a	Primera fase de deformación (FASE 1)	107
4.2.1.b	Segunda fase de deformación (FASE 2)	117
4.2.1.c	Tercera fase de deformación (FASE 3)	117
5	EVENTOS METAMORFICOS	121
.....		121
5.1	METAMORFISMO REGIONAL (M-R)	121
5.1.1	ANALISIS DE LAS PARAGENESIS MINERALES	121
5.1.2	SECUENCIA DE BLASTESIS DE LAS PRINCIPALES FASES DE M-R	123
5.1.3	ZONACION METAMORFICA	133
5.1.3.a	Distribución geográfica de las paragénesis	133
5.1.3.b	Contenido modal de biotita	135
5.1.3.c	La mica blanca como indicador petrogenético	136
5.1.3.d	Síntesis	145
5.1.4	REACCIONES METAMORFICAS	146
5.1.4.a	Determinación de los componentes del sistema	147
5.1.4.b	Reacciones independientes	151
5.1.4.b.1	Reacciones de intercambio	152
5.1.4.b.2	Reacciones de transferencia	154
5.1.5	EQUILIBRIO DE LAS PARAGENESIS CON LA FASE FLUIDA	161
5.1.5.a	Paragénesis y composición del fluido metamórfico	162
5.1.5.b	Paragénesis y potencial químico de H ₂ O	167
5.1.6	EQUILIBRIO DE LAS PARAGENESIS EN FUNCION DE P - T	170
5.1.7	EVOLUCION METAMORFICA DEL EVENTO REGIONAL M-R	176
5.1.8	ESTIMACION DE P Y T DEL METAMORFISMO REGIONAL	180
5.1.8.a	Caracterización de la relación P/T	180

5.1.8.b	P y T del pico metamórfico	184
5.2	METAMORFISMO DE CONTACTO	189
5.2.1	ANALISIS DE LAS PARAGENESIS MINERALES	189
5.2.2	ZONACION METAMORFICA	190
5.2.3	REACCIONES METAMORFICAS	194
5.2.4	EQUILIBRIO DE LAS PARAGENESIS EN FUNCION DE P Y T	197
5.2.5	EVOLUCION DEL EVENTO DE CONTACTO Y ESTIMACION DE P Y T.	200
5.3	METAMORFISMO RETROGRADO	203

6 EDAD DEL COMPLEJO METAMORFICO DEL CORDON DE LA PIEDRA SANTA

.....205

6.1.	EDAD DE LAS ECTINITAS	205
6.2.	LAS ECTINITAS DE LA PIEDRA SANTA EN EL MARCO DE LOS PROCESOS PRE-ANDINOS	208

7 MODELO TECTO-TERMICO DEL COMPLEJO IGNEO-METAMORFICO DEL CORDON DE LA PIEDRA SANTA

.....214

7.1	CARACTERISTICAS PRINCIPALES DE LOS EVENTOS METAMORFICOS, MAGMATICOS Y DEFORMATIVOS	214
7.2	MODELO TECTO-METAMORFICO	214
7.3	EVOLUCION GEOLOGICA DEL BASAMENTO DEL CPS	220

8 CONCLUSIONES

.....233

9 REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

.....236

10 A P E N D I C E

.....	256	
APENDICE I	Abreviaturas	256
APENDICE II	Método de conteo de puntos en los diagramas estereográficos	257
APENDICE III	Terminología estructural	258
APENDICE IV	Técnicas de rayos X	260
APENDICE V	Volumen molar de las fases minerales usadas en las reacciones metamórficas	261
APENDICE VI	Tratamiento de las muestras para datación K/Ar	262

L A M I N A S

.....	263
-------	-----

1 INTRODUCCION

1.1 OBJETIVOS DE ESTE TRABAJO

El conocimiento de la geología pre-andina del área cordillerana es una tarea compleja y sistemática, que se presenta como un gran rompecabezas cuyas piezas aparecen esparcidas y mezcladas. El armado de este rompecabezas involucra la interacción de diversas ramas de las Ciencias Geológicas. Trabajos de datación geocronológica, relevamientos estructurales de detalle, estudios petrológicos (tanto del campo ígneo como metamórfico) y análisis químicos y mineralógicos deben fundirse para brindar una lectura que casi siempre es parcial; muchas veces se han perdido algunas piezas fundamentales o se las ha ensamblado de una manera equivocada y se debe volver a empezar.

El presente trabajo consiste en una aproximación petrológica y tectónica cuyo principal objetivo es la aplicación de nuevos conceptos de la geología metamórfica y estructural al estudio de una parte de la historia temprana, pre-mesozoica, del sistema andino. El Cordón de la Piedra Santa es un área conocida en la literatura geológica aunque pocas veces estudiada con detalle y sus rocas aún no han sido ubicadas con certeza en su justa posición estratigráfica, existiendo controversias sobre su posible edad. Las metamorfitas y plutonitas deformadas que constituyen el basamento aflorante en el cordón, son un elemento de estudio ideal para desentrañar la estratigrafía y evolución tectónica de las rocas que sustentan a las secuencias mesozoicas del área cordillerana y la Cuenca Neuquina.

La mayor parte de los trabajos y contribuciones que han tendido a dilucidar las características del basamento de la región norpatagónica se ha volcado a especialidades tales como la Geocronología, la Petrología y la Geoquímica, aplicadas al estudio de los cuerpos plutónicos y volcánicos. En este trabajo se intenta profundizar en esa visión, dando una mayor

importancia al punto de vista de la Petrología Metamórfica como una herramienta clave para ayudar en la resolución de estos problemas. La estrecha vinculación de los fenómenos metamórficos, magmáticos y deformativos en un modelo integral, permitirá descifrar los distintos pasos de la evolución tecto-térmica del basamento de este sector, agregando un marco correlacionable con los diversos episodios estudiados en otras áreas del mismo.

Los objetivos principales asumidos al plantear este tema de trabajo fueron puntualizados en:

1. La caracterización petrológica y geoquímica de las rocas del basamento.
2. La definición del estilo e historia tectónica a través del análisis de la sucesión de eventos deformativos.
3. La definición del modelo tecto-térmico más apropiado para explicar la evolución del zócalo pre-mesozoico de la Cuenca Neuquina aflorante en el Cordón de la Piedra Santa.
4. La determinación geocronológica de los principales episodios tectónicos e ígneo-metamórficos.
5. Establecer la ubicación y correlaciones del basamento del Cordón de la Piedra Santa dentro del marco de los procesos del basamento pre-andino.

1.2 EL CORDON DE LA PIEDRA SANTA

1.2.1 UBICACION GEOGRAFICA Y FISIOGRAFIA

El Cordón de la Piedra Santa (CPS) es un bloque serrano muy distintivo (ver figura 1-1), ubicado frente a la localidad de Fortín 1ro. de Mayo ($39^{\circ} 30' \text{ LS}$, $70^{\circ} 30' \text{ LW}$), en el dto. Catán Lil, provincia de Neuquén, a unos 90 Km al SW de Zapala por la ruta Nro. 46 (ver figura 1-2). Se trata de una serranía alargada en sentido NW-SE, cortada en su extremo nor-occidental por el



FIGURA 1-1 EL CORDON DE LA PIEDRA SANTA (CPS). VISTA DESDE EL OESTE.

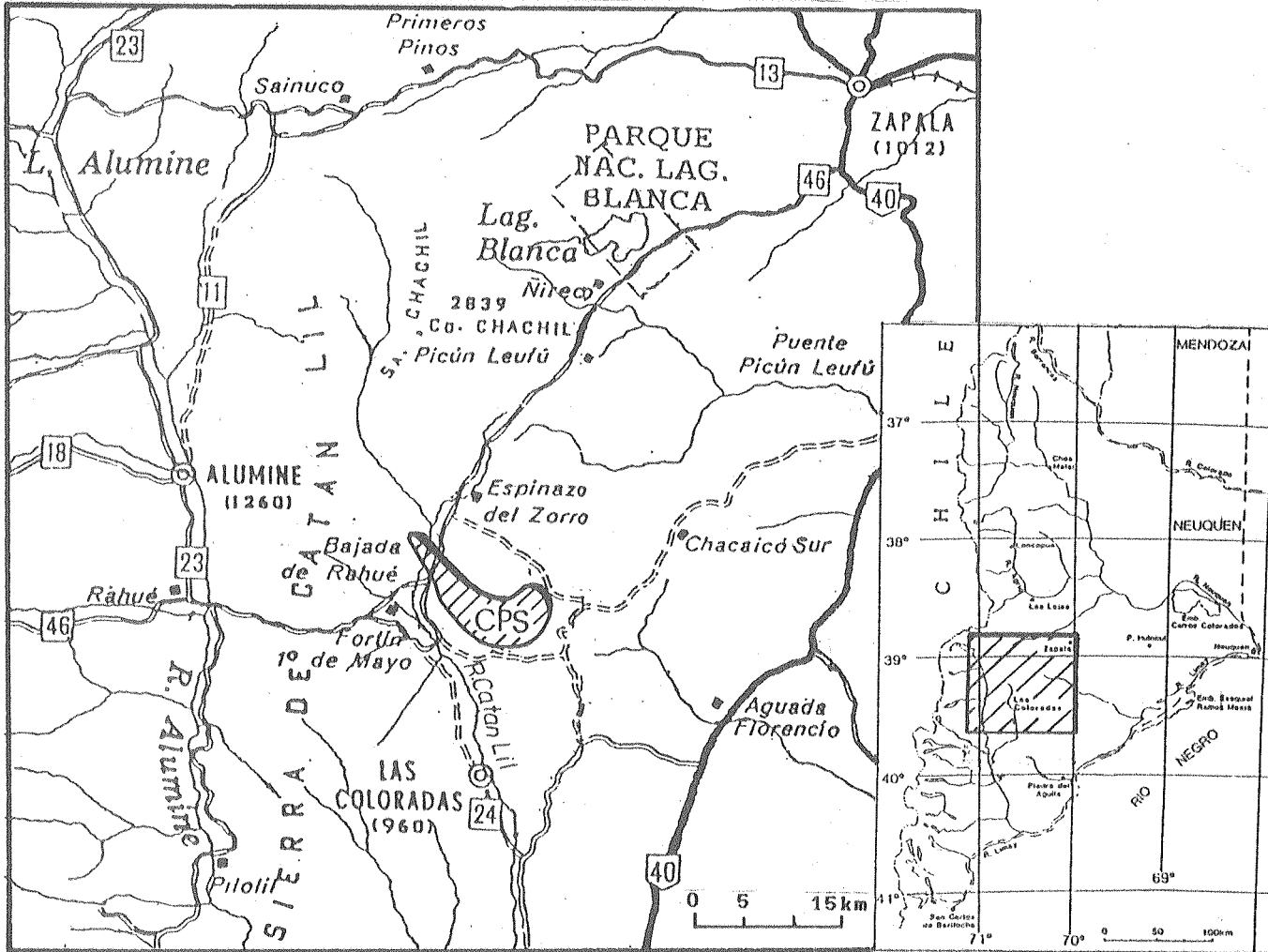


FIGURA 1-2 MAPA DE UBICACION GEOGRAFICA DEL CORDON DE LA PIEDRA SANTA.

río Catán Lil. Se sitúa en la región extrandina, inmediatamente al este de la región de los lagos neuquinos, dentro de una zona montañosa ubicada al sur de la Sierra de Chachil y al este de la Sierra de Catán Lil, siendo éstos los relieves mayores del área.

Visto desde el sur, el CPS presenta una cresta de altura uniforme que llega a su máxima elevación en el cerro La Engorda (1675 m). Posee una ancho promedio de unos 5 Km a 6 Km. El relieve es más escarpado en la porción central y occidental del cordón, donde aparecen las rocas aflorando, mientras que en la región oriental es de morfología más redondeada y los afloramientos suelen estar cubiertos por la vegetación. La figura 1-3 es un mapa topográfico del CPS.

El CPS fue llamado, originariamente, Cordón de la Piedra del Fraile ya que en la cumbre existía una roca que, vista desde el este, semejaba la silueta de un sacerdote (Chinetti, 1945; Fernández, 1943). Con el tiempo el nombre pasó a la cartografía, aunque los lugareños no registran esta toponimia, dándole a la sierra términos tales como "Cordón Santo" o "Sierra Santa". Inicialmente, en sus estudios geológicos, Groeber (1918) aplicaba para este cordón el nombre de "Espinazo del Zorro", aunque luego descubrió que se trataba de un error, ya que ése es el nombre de otro cerro alargado, situado más al norte (Groeber, 1929). Frenguelli (1939) también confundió la denominación de esta serranía, llamándola "Sierra de la Media Luna". Esa sierra, de menor dimensión, está en realidad situada al este del CPS.

La red hidrográfica de la comarca forma parte de la cuenca imbrífera del río Limay, con desagüe al Océano Atlántico. El curso de agua más importante es el río Catán Lil, que nace al sur de la Sierra de Chachil. El principal afluente en este sector es el arroyo Llimenco, conocido por los lugareños como "Arroyo de los Cipreses", que partiendo del núcleo del CPS se dirige hacia el sur, para torcer al oeste en el faldeo austral

del mismo (ver figuras 1-2 y 1-3).

El clima es seco, de tipo continental, con escasas precipitaciones, especialmente en verano. La temperatura oscila entre límites muy amplios y en invierno la nieve cubre completamente la región. La vegetación se adapta a las características de la estepa arbustiva patagónica típica. En los sectores altos de las laderas es herbácea, con matas bajas y achaparradas. En los cañadones y bajos adquiere mayor porte. Los márgenes de los ríos y arroyos más importantes, como el Catán Lil y el Llimenco, están bordeadas de sauzales (sauce colorado). En algunos casos crece una vegetación arbórea rala, constituida principalmente por cipreses.

1.2.2 ANTECEDENTES GEOLOGICOS

La presencia de un basamento ígneo-metamórfico preandino es conocida en el sur de Neuquén desde los trabajos regionales de Groeber (1918; 1929). Este autor definió un zócalo antiguo constituido por esquistos y granitoides y describió las rocas del CPS en el curso medio del río Catán Lil. Con posterioridad, Wichman (1934); Frenguelli (1939); Fernández (1943); García Vizcarra (1943); Chinetti (1945) y Lambert (1948; 1956) trataron descriptivamente a las filitas y esquistos aflorantes en la zona aquí considerada. Sus trabajos son esencialmente regionales y estratigráficos y sólo aportan datos acerca de la petrografía de las rocas metamórficas, a las cuales consideran como de bajo grado e inyectadas en forma diversa por cuerpos graníticos más modernos. En cuanto a la edad, se las asignaba al Precámbrico o al Paleozoico por su posición estratigráfica o tipo litológico.

Otras rocas metamórficas asoman en la cuesta de Rahue y la zona del río Aluminé, al oeste de las secuencias aflorantes en el CPS (ver figura 1-2), formando parte de los afloramientos que

Turner (1976) denominó Fm Colohuincul. Esta unidad incluía a todo el basamento metamórfico precámbrico a paleozoico del área andina del sur de Neuquén.

Digregorio (1972), en su trabajo sobre la constitución geológica de la región neuquina, segregó a las rocas del CPS como una unidad más joven dentro del basamento de la comarca, correlacionando estos afloramientos con los del cerro Trapial Mahuida (al este; ver figura 1-3), la cuesta de Rahue (al oeste) y otros pequeños asomos en el cerro Chachil y al oeste de Zapala. Este autor argumenta que la ausencia de fósiles impide datarlas con certeza, aunque por similitud litológica las compara con la Fm La Horqueta (Dessanti, 1956) de la Sierra Pintada de Mendoza, que contiene fósiles devónicos. Reúne todos los afloramientos de rocas plutónicas desde el sur (Piedra del Aguila) hasta el norte (Granito Huinganco, en la Cordillera del Viento). En base a sus relaciones de campo y a dataciones radimétricas les asigna una edad pérmica y extiende, para todos esos afloramientos, el nombre de Fm Huechulafquen, definida en el área andina norpatagónica por Turner (1965) para las rocas granitoides del basamento.

Turner y Cazau (1978) y Digregorio y Uliana (1980) se refirieron con mayor detalle a la descripción general de las metamorfitas del CPS. Los últimos crean el término formal: Ectinitas de la Piedra Santa para englobar todos los afloramientos de rocas de bajo grado metamórfico citadas por Digregorio (1972), y consideraron la posibilidad de que se tratara de rocas más jóvenes dentro de la secuencia del basamento metamórfico.

El mapeo regional más reciente del área del CPS fue realizado por Leanza (1985; 1990), quien creó el nombre Fm Piedra Santa para las metamorfitas y Complejo Plutónico del Chachil para los granitoides que afloran en este sector, y, especialmente, en el

cerro homónimo al norte del CPS. Describe los rasgos de campo y petrográficos más importantes de las metamorfitas y granitoides e incorpora el marco estructural del CPS definiendo áreas de plegamiento y de fallamiento en las cuales observa una gran influencia de la disposición y características del basamento.

Neher (1986), en un trabajo sobre la estructura de la región sur neuquina, realiza una descripción detallada de la petrología de las metamorfitas y de sus estructuras de deformación. Presenta a los esquistos del CPS como rocas de bajo grado, con evidencias de un evento de contacto posterior vinculado a la intrusión de los cuerpos granitoides del área del cerro Chachil. Desde el punto de vista estructural, describe la existencia de cinco fases de deformación afectando al basamento y le da al conjunto una edad paleozoica, con una evolución tecto-térmica desde el Paleozoico inferior al superior, culminando con la intrusión de granitos en el Pérmico.

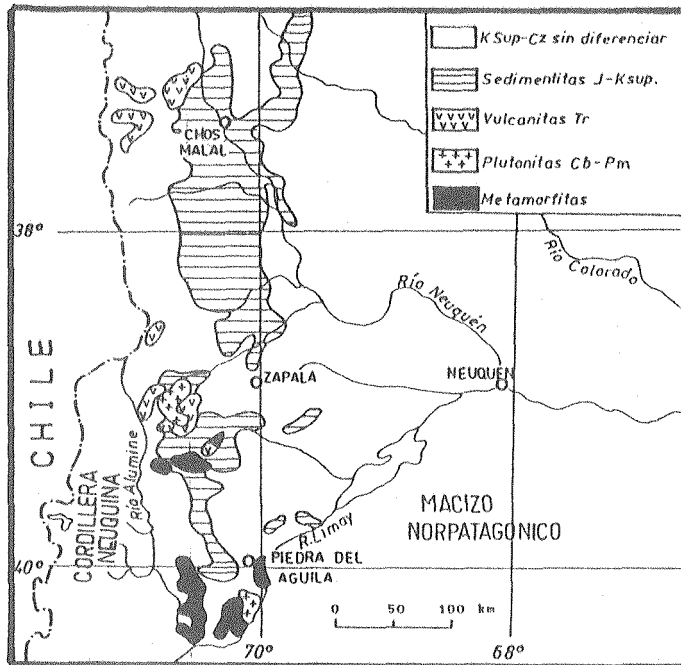
Otros autores han realizado trabajos en áreas cercanas y sobre rocas similares. Entre ellos vale mencionar los aportes de Vattuone de Ponti (1988a; 1988b; 1990), quien describe una secuencia metamórfica asignable al basamento de la región en las zonas del lago Aluminé y el lago Quillén e incorpora en ella a las rocas aflorantes en la cuesta de Rahué, las cuales pertenecen a la unidad Ectinitas de la Piedra Santa de acuerdo a las correlaciones de Digregorio y Uliana (1980).

1.3 MARCO GEOLOGICO

1.3.1 MARCO GEOLOGICO REGIONAL DEL CPS

Desde el punto de vista de su ubicación geológica regional, el CPS se halla incluido dentro de la Cuenca Neuquina, en su área andina. Integra parte del borde suroccidental de la misma,

cerca del límite con el Macizo Norpatagónico (al sudeste) y con la Cordillera Neuquina o Norpatagónica al oeste. En la figura 1-4 se muestra un mapa simplificado de la cuenca.



MAPA GEOLOGICO DE LA
FIGURA 1-4 CUENCA NEUQUINA EN LA
PROVINCIA DE NEUQUEN.

* Adaptado de Digregorio y
Uliana (1980).

La cuenca Neuquina es una unidad morfoestructural cuyo rasgo más importante es su comportamiento como área de acumulación sedimentaria durante el Jurásico y Cretácico. Estas secuencias, esencialmente marinas (hasta continentales en los bordes de la cuenca o hacia los tramos superiores), han sido divididas en tres episodios mayores de acumulación o ciclos de sedimentación:

Ciclo Jurásico (Lias-Dogger)

Ciclo Andico (Kimmeridgiano superior-Albiano)

Ciclo Riográndico (Cenomaniano-Paleoceno)

Digregorio y Uliana (1980)

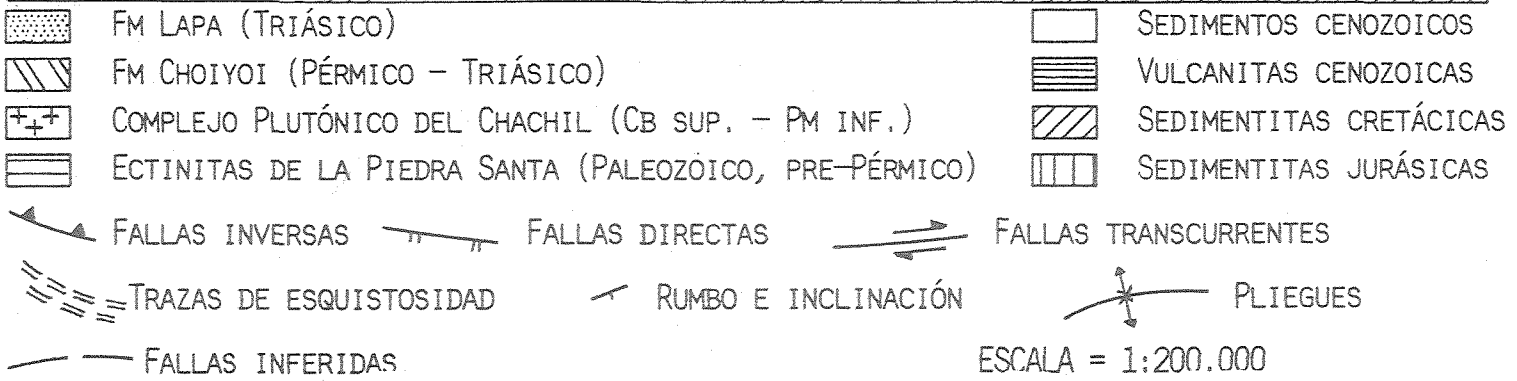
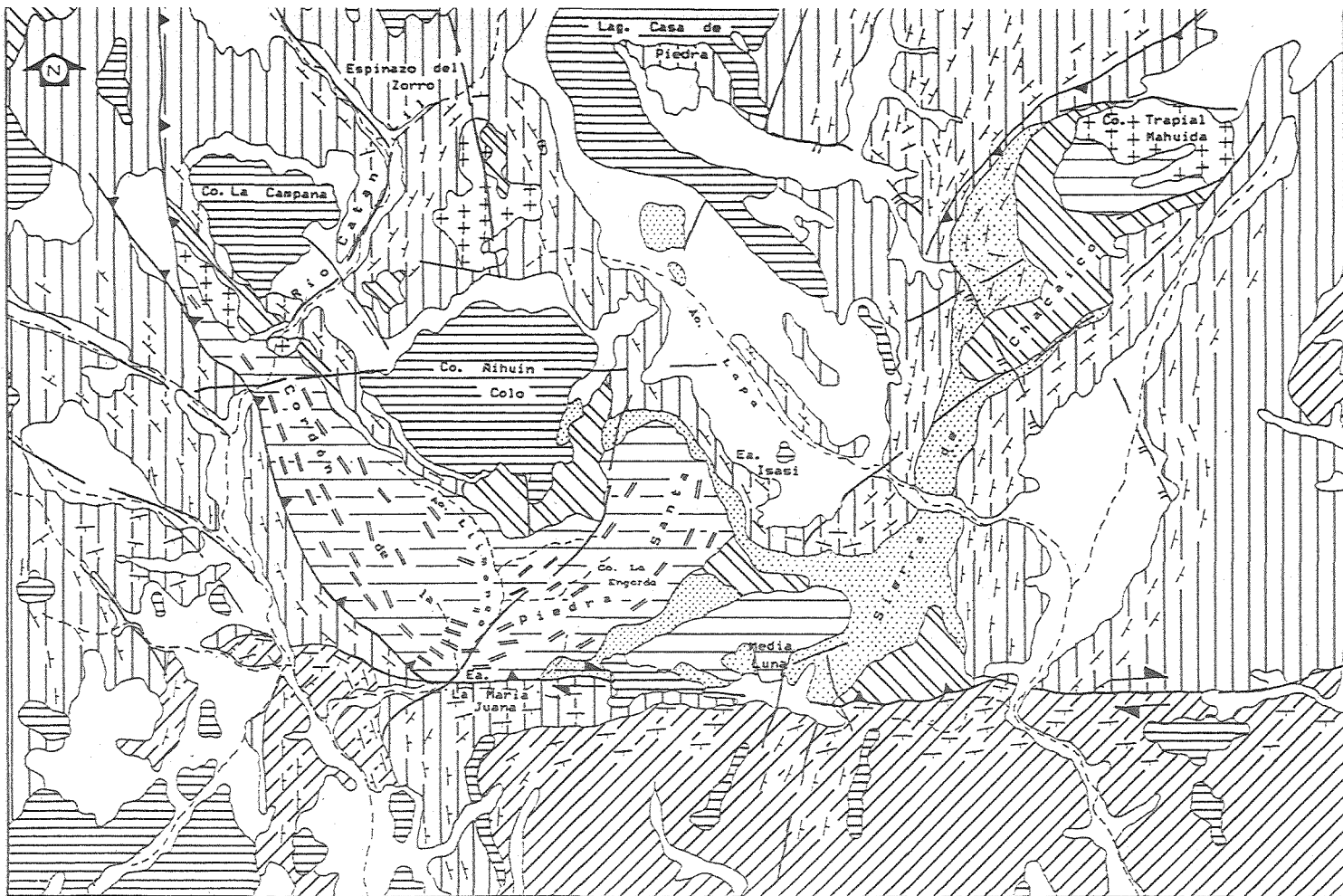
Estos ciclos están representados por diferentes unidades

formacionales que se integran en los Grupos: Cuyo, Lotena, Mendoza, Huitrín y Neuquén. Los primeros dos son enteramente jurásicos, el Grupo Mendoza se extiende desde el Jurásico superior hasta el Cretácico inferior. Los otros dos grupos completan la estratigrafía del Cretácico hasta el Terciario más inferior.

Las rocas estudiadas en el CPS comprenden un complejo ígneo-metamórfico que constituye parte del basamento de la cuenca, junto con otras metamorfitas asignadas a la Fm Colohuincul y a la Fm Cushamen (Volkheimer, 1964), sedimentitas de edad carbónica (Grupo Andacollo; Zollner y Amos, 1955), plutonitas del ciclo neopaleozoico y vulcanitas y rocas piroclásticas y sedimentarias triásicas. La mayor parte de las rocas del basamento se halla expuesta en el sector meridional de la cuenca.

La lámina 1, adaptada de Leanza (1990), es un mapa geológico que muestra la relación entre las unidades aflorantes en el CPS y las zonas aledañas. Este plano constituye el sector sud occidental de la hoja 36b Cerro Chachil a escala 1:200.000. La figura 1-5 es una reducción de la misma. Se han volcado las unidades siguiendo un criterio sintético para representar al basamento metamórfico e ígneo, la cubierta volcánica y sedimentaria triásica, los depósitos mesozoicos de los ciclos Jurásico y Andico y las unidades volcánicas y sedimentarias más modernas. El cuadro 1-1 es una representación más completa de las unidades estratigráficas aflorantes. El área mapeada contiene dos elementos orográficos principales, que son: el Cordón de la Piedra Santa (CPS) en el sector central y occidental, y la Sierra de Chacaico, que es un cordón alargado en sentido NE-SW y se observa en la zona oriental.

El CPS conforma un bloque integrado mayoritariamente por las filitas y esquistos de la unidad Ectinitas de la Piedra Santa



MAPA GEOLOGICO DEL CORDON DE LA PIEDRA SANTA Y AREAS ALEDANAS.
 FIGURA 1-5

* Tomado de Leanza (1990)

Cuartario	Holoceno			Depósitos sedimentarios y volcánicos
	Pleistoceno	superior		Fm Los Helechos Fm Maipo Fm Las Coloradas
		inferior		Fm Pampa Curacó
Terciario	Plioceno	superior		Fm Coyocho
	Mioceno	inferior		Fm Palao co
	Oligoceno Eoceno			Fm Auca Pan
Cretácico	Neocomiano	Hauteriviano	GRUPO MENDOZA	Fm Agrio
		Valanginiano		Fm Mulichinco
		Berriasiano		Fm Picun Leufu Fm Vaca Muerta
Jurásico	Malm	Titoniano	GRUPO LOTENA	Fm Quebrada del Sapo
		Kimmeridgiano		Fm Fortín 1° de Mayo
		Oxfordiano		Fm Lotena
	Dogger	Caloviano	GRUPO CUYO	Fm Challaco
		Bayociano		Fm Lajas
		Aaleniano		Fm Los Molles
	Liasico	Toarciano		Fm Sierra Chacaico
		Pliensbaquiano		
Triásico	superior			Fm Lapa
	inferior			Fm Choiyoi
Pérmico	superior			Complejo Plutónico del Chachil
	inferior			
Carbónico	superior			Ectinitas de la Piedra Santa
Pre-Carbónico				

CUADRO 1-1

CUADRO ESTRATIGRAFICO DEL CORDON DE LA PIEDRA SANTA SANTA Y AREAS INMEDIATAMENTE ALEDAÑAS

* Adaptado de Leanza (1985).

(EPS). Otros afloramientos de éstas se observan en la Sierra de Chacaico, en el núcleo del cerro Trapial Mahuida (ver figura 1-5; lámina 1).

Los afloramientos de plutonitas representadas por el Complejo Plutónico del Chachil, aparecen en forma dispersa. En el CPS lo hacen en el extremo noroeste y en un pequeño asomo en el río Catán Lil y a un lado de la ruta que une Zapala con Rahue. Los afloramientos más importantes son los del cerro Mallín de Ibañez, al norte del CPS y los del cerro Trapial Mahuida, en la Sierra de Chacaico, donde se componen principalmente de

granitos, aunque Leanza (1990) ha citado la presencia de tonalitas. El emplazamiento de estas plutonitas ha provocado metamorfismo de contacto en la caja representada por las EPS.

Las unidades permo-triásicas observadas en el área corresponden a la Fm Choiyoi y a la Fm Lapa (de Groeber, 1946); esta última ha sido recientemente asignada al Triásico medio y superior por Spalletti et al. (1991). La Fm Choiyoi está constituida fundamentalmente por lavas andesíticas y dacíticas y tobas. La Fm Lapa se compone de rocas piroclásticas (tobas, aglomerados e ignimbritas) y clásticas (brechas, pelitas y psamitas) con restos de vegetales. Se la observa dispuesta sobre la Fm Choiyoi o sobre el basamento, iniciándose con conglomerados y brechas muy gruesos y potentes, con gran predominancia de clastos de metamorfitas. Ambas unidades afloran especialmente en la Sierra de Chacaico y al este y norte del CPS.

Los depósitos jurásicos y cretácicos están distribuidos diferencialmente, ya que el ciclo Jurásico ocupa la zona septentrional de la región, mientras que en el sector sur las capas de edad cretácica aparecen cubriendo a toda la secuencia anterior (ver lámina 1; figura 1-5).

En toda la zona son importantes las coladas basálticas miocenas y pliocenas (Basaltos I y II de Groeber, 1946) que forman rasgos mesetiformes abundantes al norte del CPS, como por ejemplo el cerro La Campana o el cerro Ñihuin Colo. Los depósitos más modernos son de tipo pedemontano y fluvial.

El área en la que se encuentra el CPS es parte de un elemento morfoestructural característico de la Cuenca Neuquina, que fuera denominado por Bracaccini (1970) como Macizo de Chacaico. Esta área, que abarca al cerro Chachil, parte de la Sierra de Catán Lil, el Cordón de la Piedra Santa y la Sierra de Chacaico, está

constituida por terrenos del basamento y retazos extensos de sedimentitas, principalmente jurásicas y terciarias. El sustrato pre-Jurásico se encuentra dividido en bloques fallados de acuerdo a direcciones controladas por líneas estructurales antiguas (Ramos, 1978). La figura 1-6, tomada de este autor, muestra, a un nivel regional, la distribución de las estructuras mayores de la Cuenca Neuquina.

El Macizo de Chacaico constituye el límite occidental de una estructura de fallamiento mayor, llamada Dorsal de Huincul. Como se ve en la figura 1-6, esta dorsal es un elemento estructural de gran escala que cruza toda la Cuenca Neuquina a la latitud de $39^{\circ} 30'$ LS con dirección E-W y ha sido definida por Orchueta et al. (1981) y Ploskiewicz et al. (1984) como una zona de falla transcurrente, con estructura en flor causada en los segmentos transpresivos de la misma. Turner y Baldis (1978) la han reconocido como parte de una estructura transcontinental que une la cuenca del Colorado (situada al este) con el sector andino, y que constituiría un límite entre Patagonia y el resto de Sudamérica.

En la figura 1-7 se han trazado los principales rasgos mega-estructurales de la región. El CPS se encuentra limitado por fallas, particularmente una gran falla en forma de arco que lo delimita al oeste y al sur y que ya fuera descripta por Lambert (1948). En el sector occidental, se caracteriza como una falla inversa con inclinación al este, que yuxtapone rocas del ciclo Jurásico con las EPS y que, hacia el sur, afecta a las rocas de la cobertura formando parte de un corrimiento con base en las pelitas jurásicas de la Fm Los Molles (Neher, 1986). Esta falla es paralela al sistema de lineamientos prolongación del lineamiento del río Collon Cura y Aluminé (ver figura 1-6), que siguen un rumbo NW-SE a NNW-SSE.

El sector que limita al CPS en el sur es, también, una

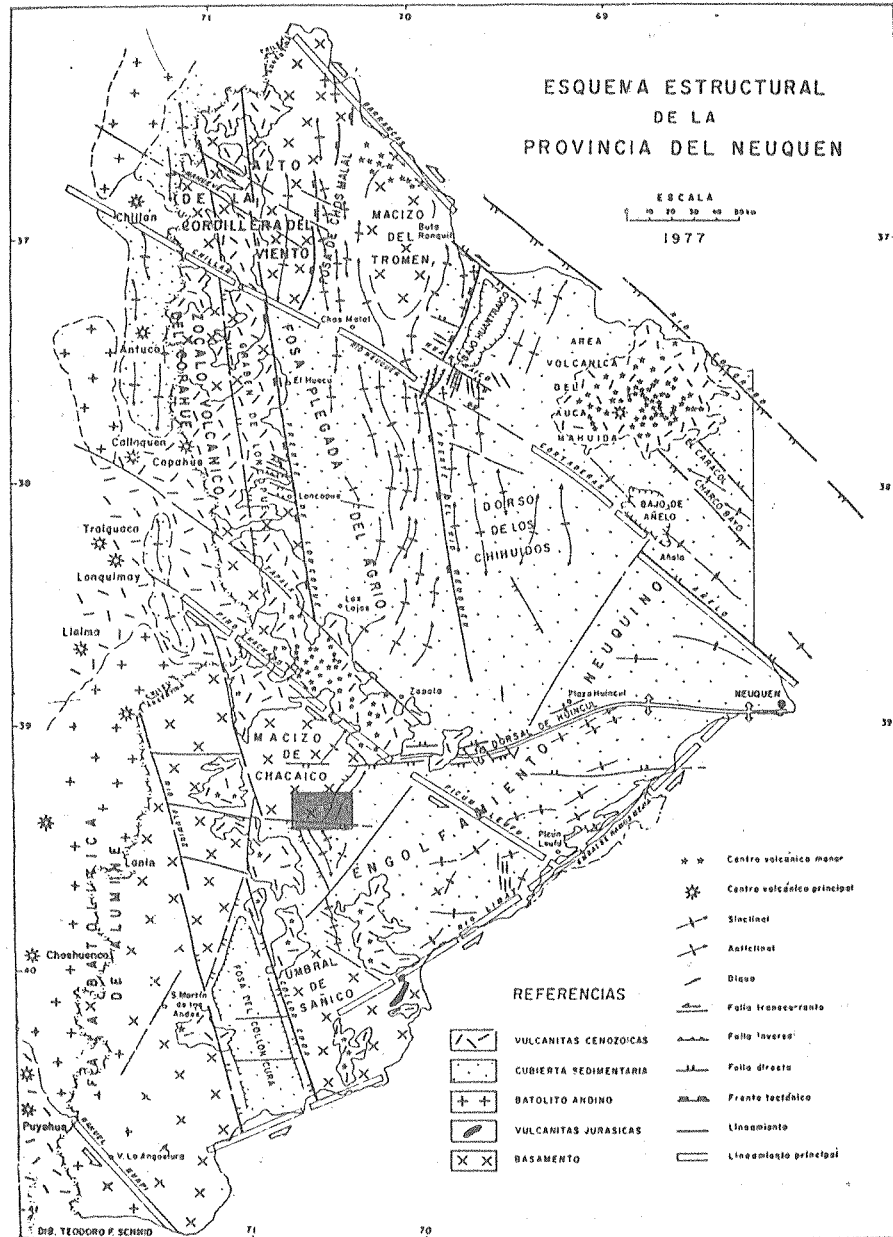


FIGURA 1-6 DISTRIBUCION DE LOS ELEMENTOS ESTRUCTURALES PRINCIPALES EN LA REGION NEUQUINA.

* Tomado de Ramos (1988). El área sombreada corresponde al sector mostrado en el mapa de la figura 1-5.

estructura compleja. Se trata de una fractura de rumbo E-W que pone en contacto rocas del basamento con terrenos de edad cretácica. Ha sido interpretada como una falla inversa con inclinación al norte, reactivada como una "tear fault" o zona de

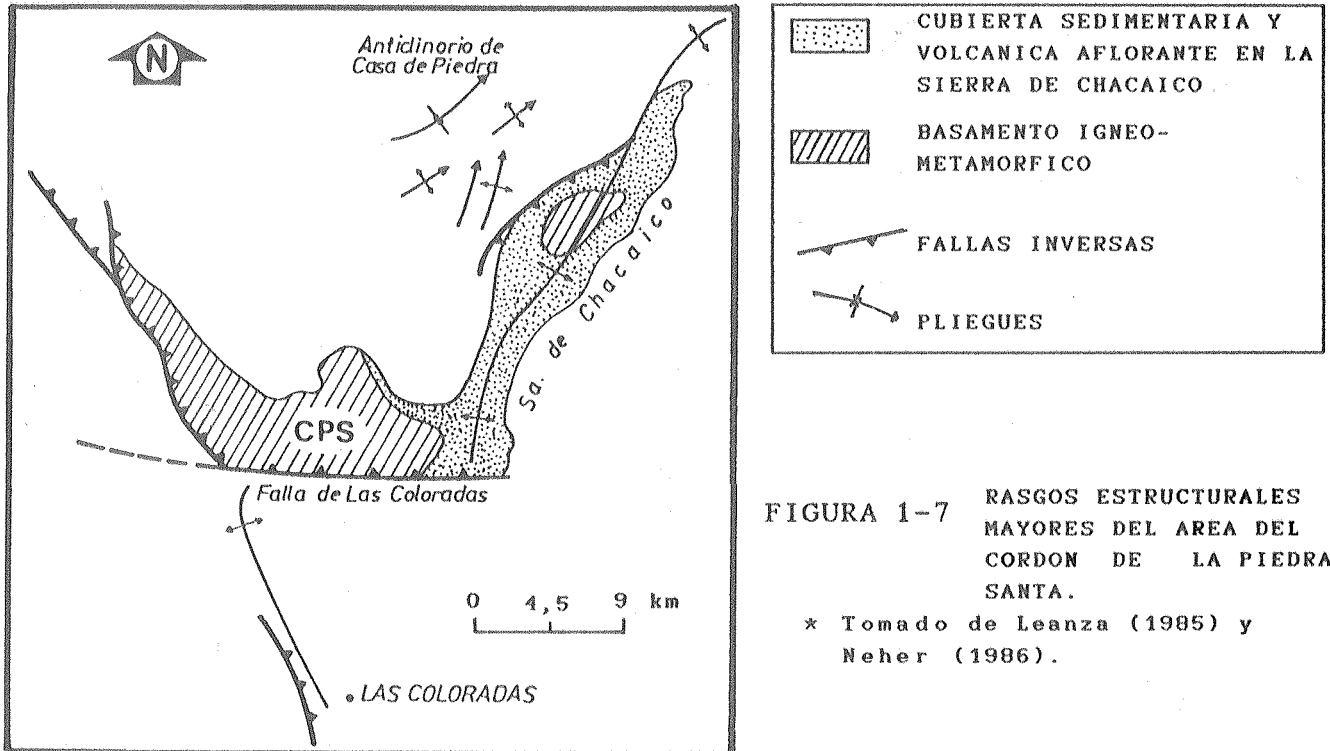


FIGURA 1-7 RASGOS ESTRUCTURALES MAYORES DEL AREA DEL CORDON DE LA PIEDRA SANTA.

* Tomado de Leanza (1985) y Neher (1986).

transferencia con un movimiento transcurrente dextral (Neher, 1986) y es conocida como falla de Las Coloradas (Ramos, 1978).

Hacia el este, la falla de Las Coloradas pone límite a una importante estructura anticlinal de dirección NE-SW que constituye la Sierra de Chacaico, en cuyo núcleo afloran elementos del basamento similares a los que forman el CPS.

Otra estructura mayor de la región es el anticlinorio de Casa de Piedra (figura 1-7). Este es un elemento estructural definido por Leanza (1985) para agrupar una extensa zona pegada que se manifiesta en la cobertura jurásica al NNW del CPS.

Completando el panorama regional, un análisis de lineamientos realizado sobre imagen LANDSAT (figura 1-8) permite ubicar al CPS en el sector de intersección de dos importantes megaestructuras de escala regional. Las fallas que limitan al

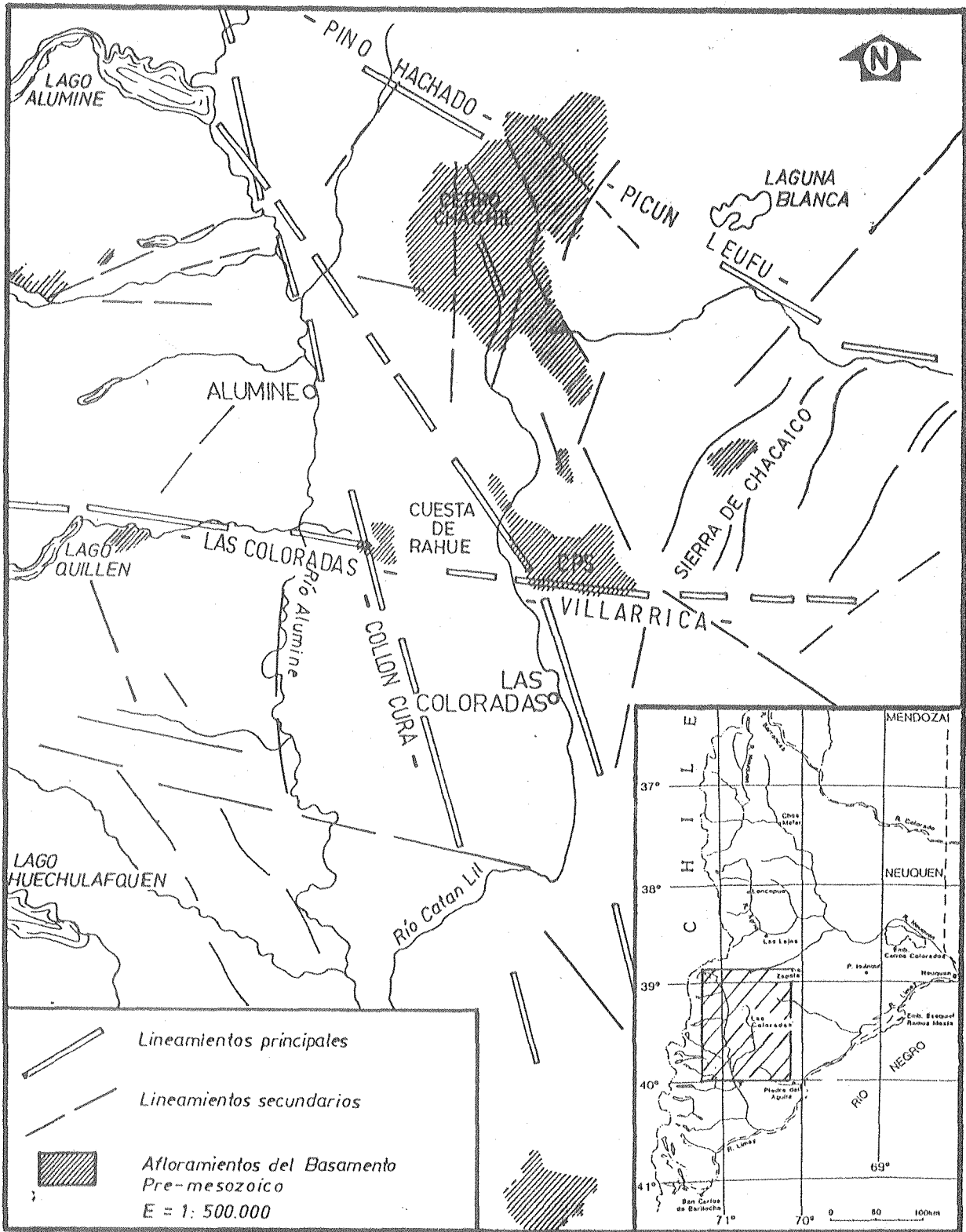


FIGURA 1-8 LINEAMIENTOS OBSERVADOS EN IMAGEN LANDSAT DEL AREA SUR DE NEUQUEN, INCLUYENDO EL CPS Y SECTORES ALEDAÑOS.

CPS forman parte de esas estructuras de direcciones NNW-SSE y E-W paralelas al lineamiento Collón Cura y la falla de Las Coloradas, respectivamente. Cabe mencionar que el primero es parte de un sistema de amplio desarrollo hacia el sur y que se continúa hacia Chile, donde se articula con la estructura Aluminé-Bio Bio definida por Muñoz y Stern (1985), mientras que la falla de las Coloradas forma parte de un mega-alineamiento transversal a los andes que fue denominado como "Lineamiento de Las Coloradas - Villarrica" por Chotin y Giret (1978). Esta estructura se prolonga hasta Chile a los 40° LS, poniendo un límite importante a los afloramientos de las EPS, los cuales no se continúan hacia el sur. En esa dirección, nuevos asomos de rocas metamórficas, aunque de características diferentes, aparecen en las cercanías de los ríos Collon Cura y Limay, más de 50 km al sur del CPS (ver figura 1-8).

1.3.2 CONFORMACION DEL BASAMENTO PREANDINO ENTRE LOS 38° Y 40° LS

En este apartado se muestra, como referencia general, un cuadro de la distribución geográfica y cronológica de los eventos ígneos y metamórficos del basamento pre-mesozoico aflorante en el área andina y sectores aledaños entre los 38° LS y los 40° LS. El sector demarcado es muy amplio y está integrado por diferentes unidades morfoestructurales mayores, cuya conformación actual está vinculada con la tectónica moderna. La figura 1-9 muestra el área señalada dentro un marco regional. Las rocas más antiguas aparecen como desmembradas, lo cual hace difícil las reconstrucciones paleogeográficas y la correlación entre las distintas unidades. En el sector sombreado de la figura 1-9 se pueden reconocer, de oeste a este, dos áreas montañosas principales con afloramientos del basamento: la Cordillera de la Costa de Chile Central, que constituye un sistema que se extiende con rumbo N-S paralelamente a la costa del Océano Pacífico, y los Andes Patagónicos Septentrionales,

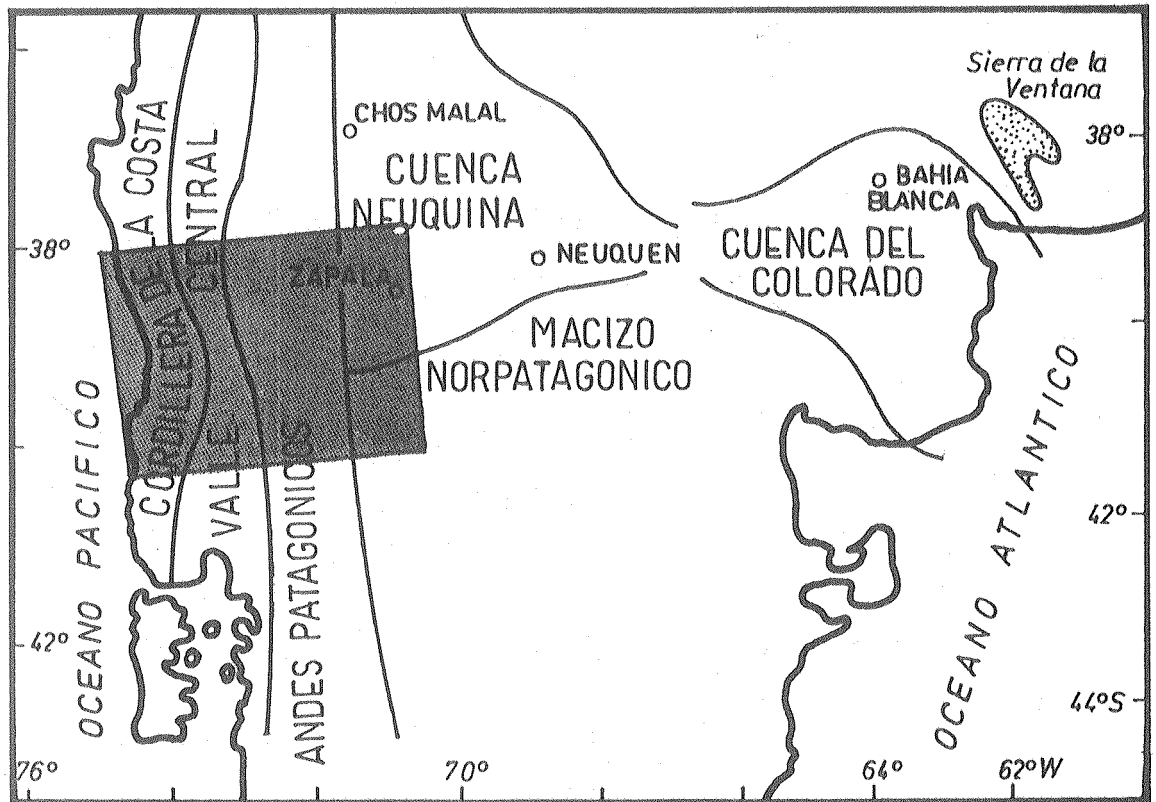
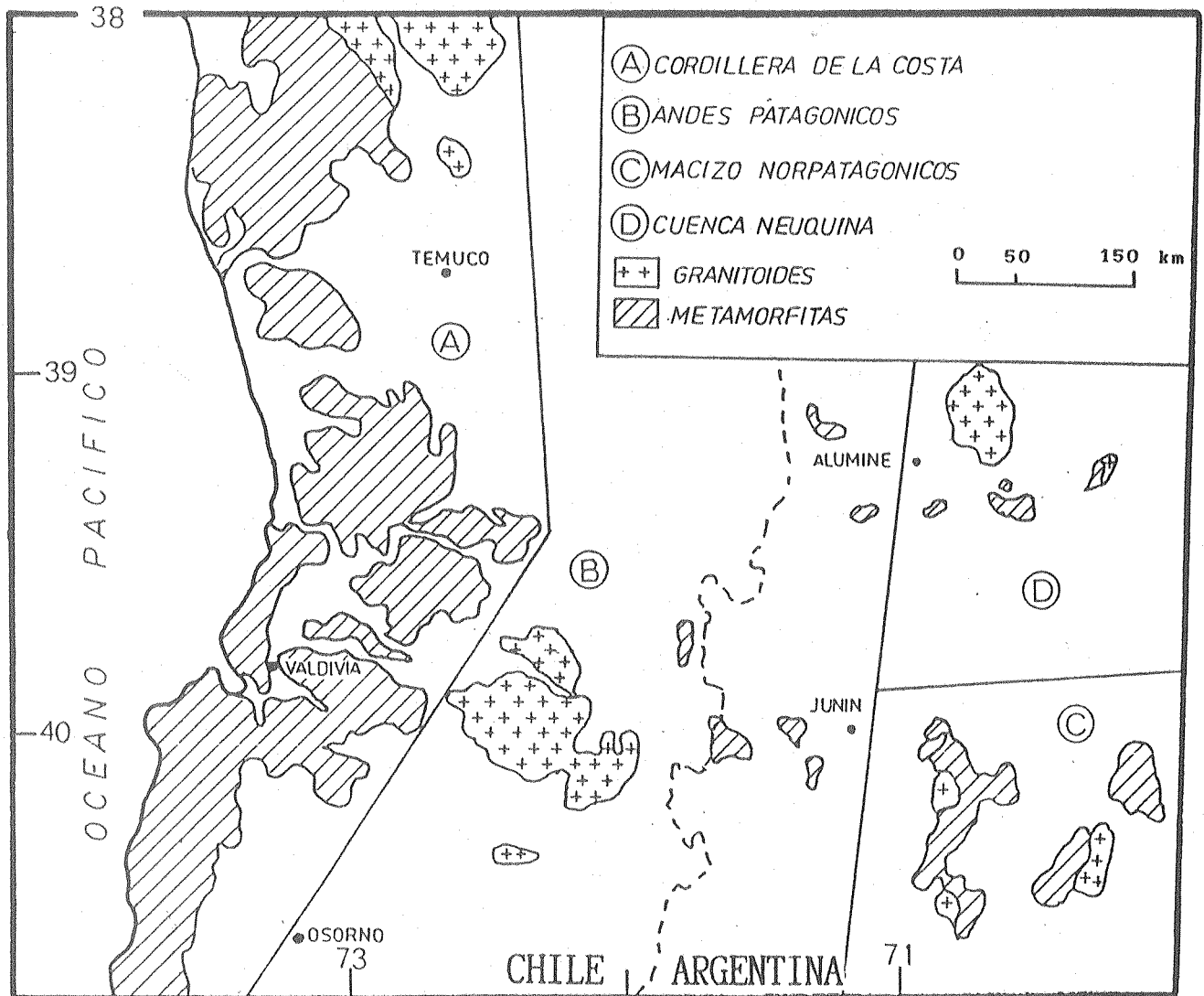


FIGURA 1-9 MARCO DE LAS UNIDADES MORFOESTRUCTURALES CON AFLORAMIENTOS DE BASAMENTO ENTRE LOS 38° Y LOS 40° LS, ANALIZADAS EN ESTA SECCION.

que forman parte de la organización principal de la cadena andina. Ambas unidades se encuentran separadas por una depresión tectónica amplia, de rumbo meridiano, llamada Valle Central Chileno. Hacia el este, y en territorio argentino, se conocen afloramientos vinculados con los bordes occidentales del Macizo Norpatagónico y la Cuenca Neuquina. En este último sector se ubican los afloramientos del CPS.

La figura 1-10 es un mapa sintético de los afloramientos más importantes de metamorfitas y granitoides del basamento pre-andino dentro del sector mencionado. Con excepción del área costera chilena, donde los asomos poseen continuidad, se observan bloques aislados de basamento incluidos dentro de los



PRINCIPALES AFLORAMIENTOS DEL BASAMENTO
 FIGURA 1-10 IGNEO-METAMORFICO EN EL AREA ANDINA, ENTRE
 LOS 38° Y LOS 40° LS.

* El área mapeada corresponde al sector sombreado
 en la figura 1-9

ambientes más modernos de sedimentitas, plutonitas y vulcanitas mesozoicas y cenozoicas. En el sector argentino los bloques de basamento integran altos y bajos estructurales que se encuentran limitados por fracturas de diferentes clases, que pueden ser incluidas dentro de sistemas transcurrentes mayores (Dalla Salda y Franzese, 1987). Estas fallas coincidirán con discontinuidades

propias del basamento y fueron posiblemente activas ya desde el Triásico, tal como se observa más al sur en el Macizo Norpatagónico (Rapela et al., 1991).

En las secciones siguientes se hará un resumen de las características principales de los afloramientos del basamento en los diferentes sectores.

1.3.2.a Cordillera de la Costa de Chile

La Cordillera de la Costa es un elemento orográfico positivo que se extiende irregularmente a lo largo de la costa pacífica desde los 24° LS hasta la región insular del sur de Chile, siendo la región central, entre los 34° LS y 38° LS, la de mayor desarrollo y continuidad. Consiste, principalmente, en un complejo metamórfico formado por esquistos de bajo a mediano grado y un conjunto de intrusivos calco-alcalinos. Las metamorfitas de la región central fueron inicialmente estudiadas por González Bonorino (1970) y Aguirre et al. (1972). El primer autor describió dos series de rocas formadas en condiciones báficas diferentes: una serie oriental de baja P/T y otra occidental de alta P/T. Esta misma dualidad ha sido extrapolada a otros sectores de la Cordillera de la Costa, a lo largo de la cual se han reconocido rocas de ambas series. Entre los 38° LS y los 40° LS, la serie oriental es la más ampliamente distribuida. Se halla representada por esquistos derivados de secuencias turbidíticas de plataforma continental (grauvacas y pelitas), cuya deformación no ha obliterado las estructuras primarias, mientras que la serie occidental consiste en esquistos, metabasitas y metacherts con intercalaciones de serpentinitas, y con fuerte deformación, representando rocas de afinidad oceánica acretadas al continente (Hervé et al., 1984; Hervé, 1988).

Hacia el este del Complejo Metamórfico aflora un cuerpo

plutónico alargado en sentido N-S denominado Batolito Costero Meridional (Southern Coastal Batholith - SCB) por Hervé et al. (1987). Este plutón se extiende desde los 33° LS hasta los 38° LS y su extremo sur forma la llamada Cordillera de Nahuel Buta. Está intruido en rocas de la serie oriental, algunas de las cuales muestran una zonación de minerales de baja P/T con grado creciente hacia el contacto con la roca ígnea (Gana y Hervé, 1983). La litología de las plutonitas varía entre tonalitas y granitos y algunas de las rocas poseen estructuras gnéissicas paralelas a la estructura regional de las metamorfitas (Hervé et al., 1987).

Los trabajos de datación radimétrica realizados sobre el basamento muestran una edad neopaleozoica para todo el conjunto. Las edades más representativas del metamorfismo regional se sitúan entre los 300 m.a. y los 350 m.a. (Hervé et al., 1987). Otras edades más modernas se hallan más restringidamente entre los 200 m.a. y los 250 m.a. y son referidas a efectos de contacto por intrusiones más modernas, permo-triásicas. Gana y Hervé (1983) citan la presencia de hornfels con cordierita y andalucita relacionados con intrusiones de granitoides triásicos.

Las edades de las rocas plutónicas son similares aunque algo más jóvenes que las de las metamorfitas. El principal evento registrado en la zona central ha sido datado en 295 ± 5 m.a. (Hervé et al., 1988). También han sido registradas edades más antiguas, como ser 312 ± 24 m.a. (Hervé et al., 1976).

1.3.2.b Sector andino norpatagónico

Comprende asomos aislados de metamorfitas y plutonitas en las zonas de los lagos de Chile y Argentina que pertenecen al extremo septentrional de la Cordillera Patagónica. En Argentina

este sector se conoce también como Cordillera Neuquina y es descripto como unidad morfoestructural por González Díaz y Nullo (1980). Los afloramientos de rocas del zócalo metamórfico son aislados y se encuentran diseminados entre las plutonitas mesozoicas y cenozoicas del Batolito Patagónico. Los más importantes están en áreas aledañas a los lagos de la región y fueron reunidos como Fm Colohuincul por Turner (1965; 1976). En esta unidad se incorporaron metamorfitas de diferentes características, en general de bajo grado, de tipo ectinítico, y escasas migmatitas. El autor cita la presencia de esquistos, filitas cuarzosas y cuarcitas, en general muscovíticas y con la presencia de biotita, cordierita y granate como las fases porfiroblásticas más importantes. Agrega que las metamorfitas de bajo grado aparecen como "roof pendants" en masas graníticas, determinando la existencia de un evento metamórfico de contacto, que afecta en diferente medida a la Fm Colohuincul, causado por extensas intrusiones magmáticas a las que denominó como Fm Huechulafquen. Dentro de esta unidad describe diferentes variedades sin establecer determinaciones cronológicas. Este autor consideraba a todos los granitoides de la región cordillerana de los lagos como parte del basamento pre-Triásico, aunque las dataciones radimétricas posteriores han definido una mayor representación de los ciclos plutónicos mesozoicos y terciarios.

Dessanti (1972) correlaciona gran parte de las rocas de bajo grado metamórfico con las rocas de la Cordillera de la Costa y considera que el rango del metamorfismo aumenta hacia el sur.

En épocas más recientes, Vattuone de Ponti (1988b) describe las rocas que afloran en los alrededores de los lagos Ñorquinco y Quillen, al sur de Aluminé, y establece una zonación metamórfica progradante de este a oeste con metapelitas y metabasitas de baja P/T. Entre las rocas de menor grado cita esquistos biotítico - granatíferos. En el sector más occidental

ubica las rocas de mayor grado, con la presencia generalizada de andalucita como mineral índice de baja presión de formación. En ese sector las rocas llegarían a la facies de granulitas y, ocasionalmente, a la anatexis con formación de movilizados pegmatoides. Postula la existencia de un evento metamórfico regional aunque establece que algunas de las rocas muestran efectos de lo que podría ser un ciclo anterior. Entre las rocas ígneas que observa, diferencia entre un grupo sintectónico y otro postectónico que causa un efecto térmico local en las metamorfitas.

Más hacia el sur, en los alrededores del lago Lacar, Dalla Salda et al. (1991) proponen la denominación de Complejo Colohuincul para una serie de metamorfitas de mediano a alto grado integrada por gneises, esquistos, cuarcitas y migmatitas. También describe la presencia de esquistos muscovíticos de bajo grado, pero los considera posiblemente ajenos a la serie local e intercalados como escamas tectónicas. Para las rocas plutónicas del basamento proponen los términos de Tonalita San Martín de los Andes y Granodiorita Lago Lacar. El primero abarca a los cuerpos sintectónicos emplazados conjuntamente con los eventos metamórficos, mientras que el segundo reúne a los intrusivos post- y tardío-tectónicos. La edad de estos procesos fue datada por el método Rb/Sr como precámbrica (860 ± 30 m.a.) para el pico térmico metamórfico y Precámbrico hasta Cámbrico (620 ± 30 m.a. y 555 ± 20 m.a.) para los plutones sin- y tardío-tectónicos respectivamente (Dalla Salda et al., 1991). Edades más jóvenes, obtenidas por los mismos autores, son asociadas con rejuvenecimientos por efectos térmicos posteriores a la evolución del basamento. Vale mencionar otra edad de 714 ± 10 m.a. para metamorfitas de la zona del lago Huechulafquen que fue presentada por Párica (1986).

En el área chilena afloran, principalmente, rocas ígneas en los alrededores del lago Ranco, Riñihue y Panguipulli, las que

han sido datadas con edades K/Ar neopaleozoicas, muy similares a las de la Cordillera de la Costa (Munizaga et al., 1988). Cerca del límite con Argentina, aparece un pequeño afloramiento de rocas gnéissicas denominado Neises de Liquiñe, que han sido ubicados dentro del Triásico por edad Rb/Sr (errocrona de 242 ± 42 m.a., Hervé y Munizaga, 1979).

1.3.2.c Borde Noroccidental del Macizo Norpatagónico

El sector sudeste de la zona discriminada en este resumen muestra una serie de afloramientos que muchos autores integran dentro de la Cuenca Neuquina, en una zona morfoestructural denominada Umbral de Sañicó (Ramos, 1978). Aquí son incorporados dentro del Macizo Norpatagónico, siguiendo el criterio de Dalla Salda et al. (1990) porque sus características se encuentran íntimamente ligadas a las de las rocas típicas de esta última unidad. Este sector fue mapeado por Galli (1969) como parte del basamento cristalino del sur de Neuquén en las cercanías del río Collon Cura, Sañico y Piedra del Aguila. Dalla Salda et al. (1990) las incorporan como parte del basamento de la región occidental del Macizo Norpatagónico (BROMN), describiendo la presencia de abundantes rocas migmatíticas, gneises y granitoides anatéticos y, subordinadamente, ectinitas. Algunas de estas últimas son metagrauvascas y metacuarcitas de grado granate. Según estos autores, estas rocas serían parte de un cinturón metamórfico de presión intermedia, de mediano a alto grado, parcialmente granitizado y son incluidas dentro de la unidad denominada Metamorfitas Cushamen, cuya área tipo se encuentra más al sur en la provincia de Chubut (equivalentes de Fm Cushamen de Volkheimer, 1964). Las rocas graníticas y las migmatitas, principalmente embrechitas, son atribuyen a la Fm Mamil Choique, unidad definida en el Macizo Norpatagónico por Ravazzoli y Sesana (1977). Se describen también rocas intrusivas más modernas, postectónicas (Dalla Salda et al., 1990).

Varela et al. (1991) postulan, para este basamento, la existencia de dos eventos metamórficos regionales. Del primero sólo quedarían relictos de escaso afloramiento. El segundo y más importante habría tenido su pico en el Paleozoico inferior a medio (Ciclo Famatiniano). La edad de los eventos metamórficos ha sido datada por Linares et al. (1988), quienes diferencian dos ciclos de edad precámbrica, el más antiguo de 1190 ± 16 m.a. y otro más moderno de 615 ± 26 m.a. El proceso migmatizante, sumamente generalizado en este basamento, fue fechado con edades de entre 500 m.a. y 400 m.a. y coincide con los datos que proporcionan Varela et al. (1991) para migmatitas y esquistos de la misma región. Estos últimos autores citan también la presencia de rocas gnéisicas más jóvenes, de 348 ± 38 m.a., sin definir para éstas la existencia de un ciclo más moderno.

Las rocas plutónicas paleozoicas han dado edades más jóvenes que las metamorfitas, con valores que las ubican entre el Devónico y el Pérmico (Linares et al., 1988; Varela et al., 1991). Los primeros establecen dos ciclos plutónicos principales de 370 ± 6 m.a. y 285 ± 5 m.a. por el método de Rb/Sr. Las edades obtenidas por los últimos autores se agrupan mayormente en el lapso 300 - 350 m.a., destacándose que algunas de ellas serían rejuvenecidas mientras que otras serían verdaderas edades de emplazamiento (Varela et al., 1991). La mayoría de las rocas datadas es de afinidad calco-alcalina, aunque parte de los fechados carbónicos está hecho sobre rocas alcalinas.

1.3.2.d Cuenca Neuquina

Las rocas metamórficas que afloran en esta Provincia Geológica son los esquistos y filitas que tienen su localidad tipo en el CPS, motivo de estudio de este trabajo, mientras que los granitoides que intruyen a esta secuencia afloran con gran extensión en el Cerro Chachil e integran el complejo homónimo

definido por Leanza (1990).

Las dataciones radimétricas publicadas acerca de esta zona están hechas sobre pórfidos tonalíticos del Complejo Plutónico del Chachil y han dado una edad Pérmico inferior (281 ± 4 m.a. por método K/Ar; Sillitoe, 1977).

1.3.2.e Correlación de los eventos ígneo-metamórficos datados

La descripción brindada en la sección anterior es un somero panorama de la constitución y edad de las rocas del basamento pre-andino, pero la cronología de los eventos tecto-térmicos y la correlación entre ellos está lejos de poder realizarse con seguridad debido a la falta de continuidad entre las unidades, a la carencia de buenos afloramientos o a la información aún incompleta y dispar que se posee.

La figura 1-11 es un resumen de las edades radimétricas obtenidas en los últimos años sobre rocas del basamento pre-Mesozoico en las cuatro regiones diferenciadas en este capítulo. Las edades precámbricas de las metamorfitas del Complejo Colohuincul y de las Metamorfitas Cushamen indican una larga historia evolutiva del basamento, aunque el fechado de los picos térmicos muestra diferencias sustanciales entre una y otra unidad, con edades desde los 1190 m.a. hasta los 600 m.a. Es importante destacar que la Fm Cushamen y la Fm Colohuincul fueron correlacionadas entre sí por González Díaz y Nullo (1980).

Los procesos metamórficos paleozoicos pueden ser divididos en dos ciclos diferentes: Paleozoico inferior y Paleozoico superior. Durante el Ordovícico y Silúrico son muy importantes los eventos de metamorfismo y migmatización en el área del Macizo Norpatagónico, con un conjunto de edades que varían entre

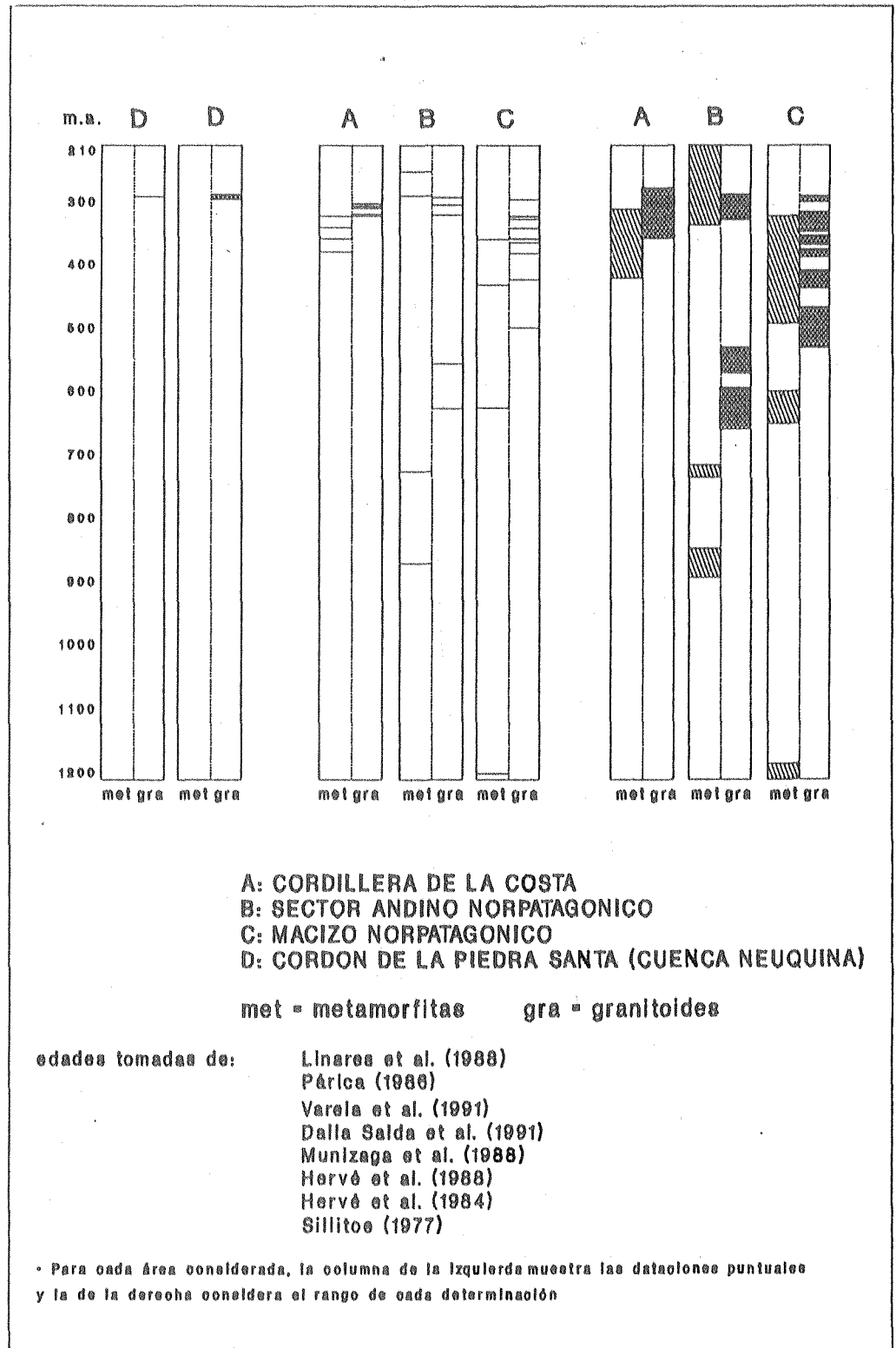


FIGURA 1-11 DISTRIBUCION CRONOLOGICA DE LOS EVENTOS METAMORFICOS Y MAGMATICOS DATADOS EN EL BASAMENTO.

400 m.a. y 500 m.a. y que muestran un fuerte efecto del ciclo Famatiniano en el basamento. El otro ciclo más moderno ha sido bien identificado en la Cordillera de la Costa de Chile, con rocas esquistosas de edades carbónicas. La única evidencia de los efectos de este ciclo neopaleozoico en las otras áreas podría ser el fechado de 348 m.a. sobre gneises del sur de Neuquén datados por Varela et al. (1991).

Un último evento metamórfico del basamento estaría indicado por los gneises de Liquiñe, datados como triásicos. De todos modos, esta edad es algo imprecisa (242 ± 42 m.a.) pudiendo en realidad representar el rejuvenecimiento de un episodio ligado al ciclo Carbónico.

Las rocas magmáticas muestran una evolución temporal más restringida. Los fechados más antiguos están en el límite entre Precámbrico y Cámbrico, en la zona andina, vinculados con cuerpos tonalíticos sintectónicos (Dalla Salda et al., 1991). En el Macizo Norpatagónico, los eventos de granitización sintectónica son más jóvenes, ubicándose entre el Ordovícico y el Silúrico. En un período posterior se distinguen episodios intrusivos importantes entre el Devónico y el Carbónico inferior, incluyendo el primer ciclo plutónico definido por Linares et al. (1988) y las edades K/Ar obtenidas por Varela et al. (1991).

La presencia, en las cuatro zonas consideradas, de rocas plutónicas del Carbónico y Pérmico inferior, muestra la gran importancia y amplia distribución de los procesos magmáticos neopaleozoicos en el basamento, algo que es destacado por Pérez et al. (1991). Según Varela et al. (1991), en el área noroccidental del Macizo Norpatagónico este magmatismo es de tipo alcalino, relacionado con distensión cortical, mientras que en el sector chileno se lo considera del tipo de arco magmático (Parada, 1990).

Cingolani et al. (1991), han propuesto recientemente un resumen de la evolución magmática pre-andina que sistematiza la información reunida. Distinguen tres fases, todas ellas de naturaleza calco-alcalina. Para la más antigua se han incorporado las edades pre-carbónicas (450? - 370 m.a.), agrupando las rocas del Macizo Norpatagónico y algunas del sector andino. La segunda fase incluye todas las edades carbónicas y pérmicas (350 m.a.- 280 m.a.) y es la de más amplia distribución en el basamento, en especial en el batolito Costero y en la región de los lagos chilenos. El ciclo más moderno es el que brinda edades del Triásico medio y superior (220 m.a.- 200 m.a.)

La correlación litológica entre las rocas metamórficas es aún tarea complicada. Se describen esquistos, filitas, gneises, migmatitas, granulitas y metabasitas. Los eventos más antiguos están datados sobre rocas de mediano a alto grado, en muchos casos asociadas con migmatización. Las rocas más modernas, como por ejemplo las de la Cordillera de la Costa, muestran un grado metamórfico bajo a mediano y se relacionan con secuencias de prisma de acreción. Rocas de diferentes grados, tipo metamórfico y diferente edad son descriptas en un mismo afloramiento, aunque en general no están ni mapeadas ni diferenciadas. Dalla Salda et al. (1991) mencionan que las rocas de menor grado metamórfico que afloran en los alrededores del lago Lacar podrían no pertenecer a la secuencia local de mayor grado identificada en ese trabajo sino que estarían imbricadas como escamas tectónicas de otros niveles corticales.

Desde el punto de vista estructural, los complejos metamórficos están caracterizados como secuencias polideformadas en forma dúctil y frágil. En el sector argentino es de mencionar el trabajo de Dalla Salda (1989), quien establece, para el basamento del Macizo y la Cordillera Norpatagónicos, la existencia de tres fases de deformación que muestran

características diferentes y generan estructuras con orientaciones también disímiles. La más antigua, con direcciones estructurales E-W, es más importante en el basamento del Macizo Norpatagónico. La segunda, de mayor penetratividad, posee direcciones estructurales NNW-SSE y se vincularía con la tectónica del Paleozoico inferior. La tercera fase de deformación, con orientaciones NNE-SSW, es asignada a la tectónica andina y sería de tipo fundamentalmente frágil.

En las Ectinitas de la Piedra Santa, Neher (1986) distingue la presencia de cinco fases de deformación: tres fases de carácter dúctil, propias del basamento metamórfico, una fase frágil de deformación con bandas kink y una última fase generada por la tectónica andina y vinculada con corrimientos y transcurrancia a lo largo de fallas. A las primeras cuatro les asigna una edad paleozoica, desde el Ordovícico hasta el Pérmico. La segunda de estas fases sería la de mayor penetratividad, habiendo generado la esquistosidad principal de las metamorfitas. Para la tercera y cuarta fase describe orientaciones de planos y lineaciones de dirección NW-SE a NNW-SSE. La disposición de estructuras planares y lineares con orientación NW-SE en las rocas metamórficas neopaleozoicas es también típica de la zona de la Cordillera de la Costa entre los 39° 30' y los 44° LS, tal como lo describen Kato (1985) y Godoy (1985), entre otros.

Una sinopsis completa sobre la deformación y metamorfismo en el sector costero chileno es la de Schira et al. (1990). Estos autores también distinguen cinco eventos deformacionales que muestran una gran similitud con el esquema de Neher (1986). Los primeros tres eventos son de deformación por cizalla dúctil. El primero de ellos es correlacionado con el metamorfismo progradante mientras que el segundo, más penetrativo, se asocia con un cambio retrógrado en las condiciones metamórficas. El tercer evento consiste en la crenulación de las estructuras

previas. Los dos últimos episodios son de características frágiles: el cuarto consiste en el desarrollo de bandas kink y el quinto es considerado como un episodio más moderno, mesozoico, vinculado con fracturación y transurrencia.

1.4 METODOLOGIA

1.4.1 LABOR DE GABINETE

En este apartado se hará una reseña general de las principales metodologías utilizadas en gabinete y laboratorio durante el desarrollo del trabajo. Una descripción más detallada se encontrará en apéndices al final del texto principal. En el apéndice I se hace un resumen de las principales abreviaturas utilizadas en el texto.

1.4.1.a Mapeo fotogeológico e interpretación de lineamientos sobre imagen LANDSAT

Se realizó un fotomapa con base en fotografías aéreas escala 1:40.000 obtenidas en la Dirección General de Fabricaciones Militares con el cual se detalló el mapa regional basado en la hoja 36b Cerro Chachil (Leanza, 1987). Se trabajó con estereoscopio de espejos buscando agrupar las unidades con un criterio sintético. Se separaron:

- 1- Basamento metamórfico.
- 2- Basamento ígneo.
- 3- Vulcanitas, piroclastitas y sedimentitas pérmicas y triásicas
- 4- Relleno sedimentario Jurásico
- 5- Relleno sedimentario Cretácico.
- 6- Basaltos cenozoicos.

7- Depósitos cenozoicos tanto pedemontanos como fluviales (conos de deyección, conos aluviales, planicies aluviales, terrazas fluviales, etc.).

Para un mejor control planimétrico y para corregir las distorsiones que normalmente se observan en las fotos aéreas de zonas montañosas, se buscó trabajar sobre las porciones centrales de cada fotograma y las informaciones parciales se volcaron sobre una copia fotográfica de la misma escala, obtenida de la ampliación de una imagen LANDSAT.

En las rocas del CPS se realizó una separación provisoria inicial de dos sectores en los que se observaron tonos y texturas fotográficos distintivos. La región occidental presenta tonos más oscuros y texturas lineales asociados a una topografía más abrupta. La linealidad fotográfica está controlada por la estructura planar principal de las rocas. El sector oriental tiene tonos más claros y texturas más lisas con formas del relieve más moderadas. En el cerro Trapial Mahuida, sector oriental del mapa, los sectores de rocas metamórficas muestran la textura de la imagen lisa y la tonalidad oscura, estando este rasgo vinculado a una menor heterogeneidad estructural. El resultado fue luego corregido con la observación y análisis de campo y comparación con otros mapeos regionales.

Se realizó un análisis de imágenes satelitarias LANDSAT escala 1:500.000 con el objeto de establecer las relaciones entre las unidades a un nivel regional más amplio. Se ubicaron las principales lineaciones observadas en la región y se dio un marco planimétrico apropiado en la elaboración del mapa general del área.

Los mapas regionales a escalas 1:500.000 ó 1:1.000.000 se realizaron tomando como base la información geológica suministrada por las Hojas 1:200.000 de la Dirección Nacional de

Geología y Minería, mapa a escala 1:400.000 elaborado por Digregorio y Uliana (1980) y el mapa geológico chileno a escala 1:1.000.000 del SERNAGEOMIN de Chile (1985).

1.4.1.b Tratamiento de las muestras

De las muestras de roca recolectadas se seleccionaron unas ochenta a fines de realizar estudios de secciones delgadas de carácter petrográfico y estructural y de secciones pulidas para su observación con lupa binocular. Los criterios utilizados para tal selección se basaron en la calidad de la muestra, la representatividad y el grado de información estructural que pudieran proporcionar. Se realizaron cortes de rocas en direcciones relacionadas con su simetría de fábrica (Turner y Weiss, 1963). Se observaron secciones perpendiculares a la estructura planar más característica (plano de simetría ab) y a las direcciones de lineación mineral o ejes de pliegue (planos de simetría ac) y paralelas a las mismas (en planos de simetría bc). Se estudiaron casi todas las estructuras menores observadas en el campo a fin de completar la visión general de la historia deformativa de las rocas.

Otro lote de muestras se utilizó para realizar análisis de difracción de rayos X en muscovitas, con fines petrológicos. Las técnicas utilizadas están resumidas en el apéndice IV

Se separaron seis muestras de metamorfitas sobre las que se realizó un análisis de datación radimétrica de fracción fina por el método K/Ar.

Un lote de diez muestras, representativas de las variaciones litológicas de las metamorfitas, fue seleccionado para la determinación química de componentes mayoritarios. Los análisis correspondientes fueron realizados en el laboratorio de

Geoquímica del Centro de Investigaciones Geológicas.

1.4.1.c Presentación de datos estructurales

Los datos de orientación de las estructuras medidos en el campo fueron graficados en diagramas petrofábricos sobre red estereográfica y en mapas parciales de localidades críticas. Se dividieron los datos propios de cada forma y evento deformativo observado y se crearon archivos numéricos de los mismos con ayuda de computadora. La información registrada en discos fue procesada con el programa RED (Dias y Franzese, 1990). Se ha utilizado la salida directa del mismo en la parte gráfica de este trabajo. Los datos fueron ploteados con el método de Kamb (1959) (ver apéndice II).

1.4.2 LABOR DE CAMPO

Las tareas de campo se realizaron en tres viajes a la zona de estudio durante parte de los meses de noviembre y diciembre de 1987, 1988 y 1990.

El CPS es un cuerpo montañoso bien definido, por lo cual el acceso a los afloramientos es relativamente sencillo (ver figura 1-3). El principal inconveniente es la calidad de los mismos, ya que se encuentran altamente meteorizados. En ciertos sectores no se puede hacer un reconocimiento bueno de la roca fresca si no es después de haber separado 40 cm o 50 cm de material alterado. Lo más dificultoso es la observación fehaciente de las estructuras, siendo por esta razón que se prioritaron las tareas en afloramientos menos alterados superficialmente, como por ejemplo en las orillas de arroyos.

Se recolectaron aproximadamente ciento veinte muestras de roca. Algunas de ellas se extrajeron especialmente para ser

usadas con fines geoquímicos y radimétricos. Se reconocieron estructuras planares y lineares de distinta escala y las relaciones de superposición entre ellas. Fueron distinguidos diferentes eventos deformacionales en el sentido de ser responsables de un particular sistema de estructuras relacionadas en el espacio y en el tiempo (Kasch, 1981). La medición de las disposiciones espaciales de las mismas se realizó con brújula de tipo Brunton, tratándose de obtener la mayor cantidad y calidad de datos para su posterior procesado gráfico estadístico. Se realizaron mediciones confiables en los sectores más característicos. Es útil señalar que, como es muy común en rocas de esta naturaleza, en ninguna localidad se encontró el registro completo de las estructuras y sus relaciones, por lo que se debió realizar una compilación de todas las observaciones parciales en distintos sectores. Cada uno de los perfiles visitados constituye un dominio parcial de toda la estructura y fue analizado separadamente siguiendo la metodología de Turner y Weiss (1963).

Las tareas de observación y muestreo se realizaron principalmente en localidades elegidas a lo largo de perfiles ubicados en el río Catán Lil, arroyo Llimenco, cerro La Engorda y sector oeste de la Ea. Isasi y al norte de la localidad de Media Luna (ver figura 1-12). Se visitaron también otras áreas con asomos de metamorfitas similares desvinculadas del cuerpo del CPS: cuesta de Rahue, al oeste del CPS, y cerro Trapial Mahuida, al noreste del CPS. También se trabajó en un afloramiento importante de granitoides ubicado en el cerro Mallín de Ibáñez.

1.4.2.a Perfil del río Catán Lil

En el sector donde el río Catán Lil corta al CPS se realizó una observación detallada de las rocas y las estructuras

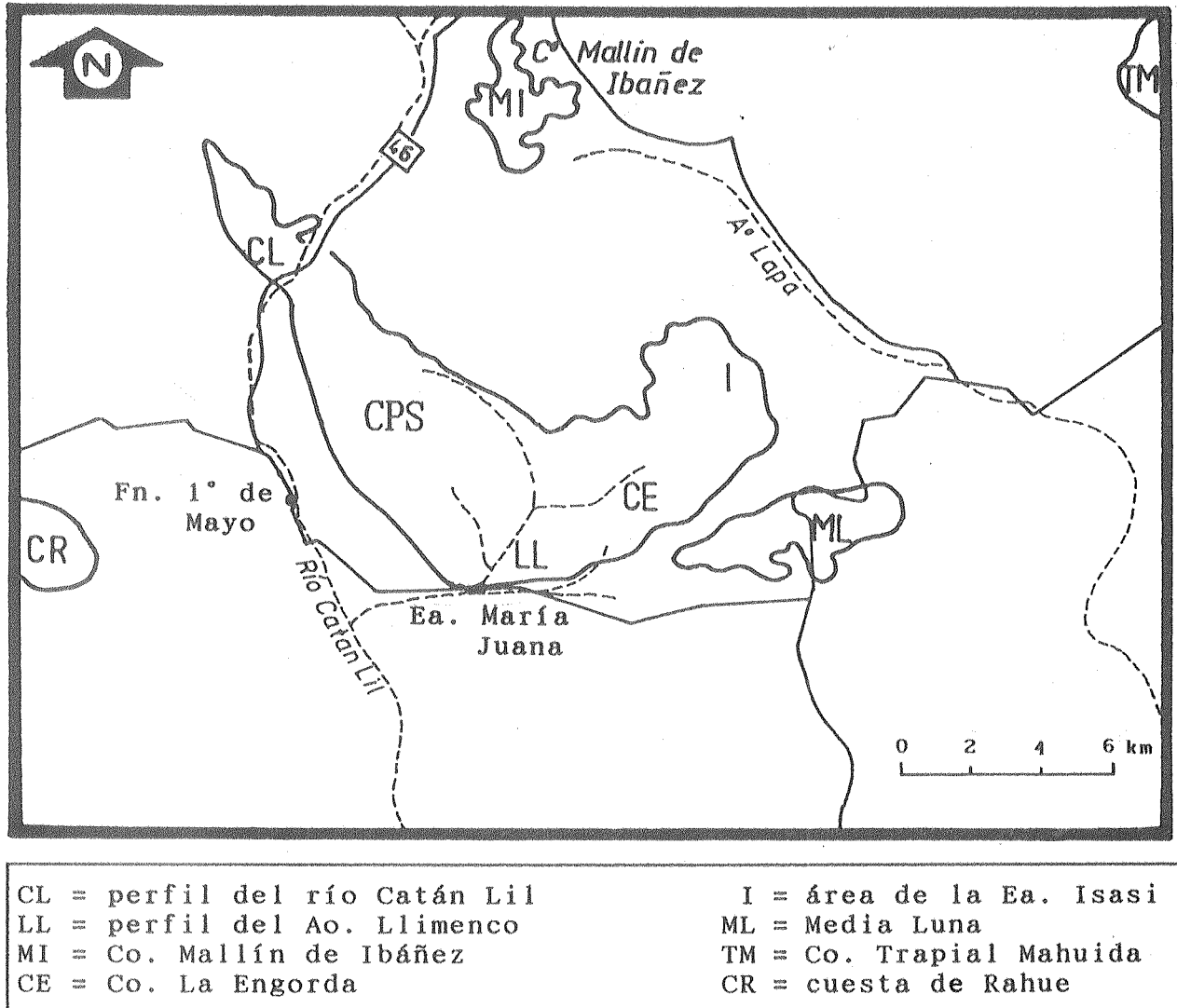


FIGURA 1-12 UBICACION DE LAS LOCALIDADES ESTUDIADAS.

presentes en unos 2 km a lo largo de las márgenes del río. En este lugar se encuentran las rocas con mejor estado de conservación de todo el cordón, así que las observaciones adquieren un buen carácter de certeza y claridad (figura 1-13).

Este es un perfil tipo para el estudio del metamorfismo de contacto que afecta a las EPS. En la parte más septentrional afloran granitos de tonos claros, porfiroides, que intruyen a las metamorfitas. El contacto con el granito es neto por falla o

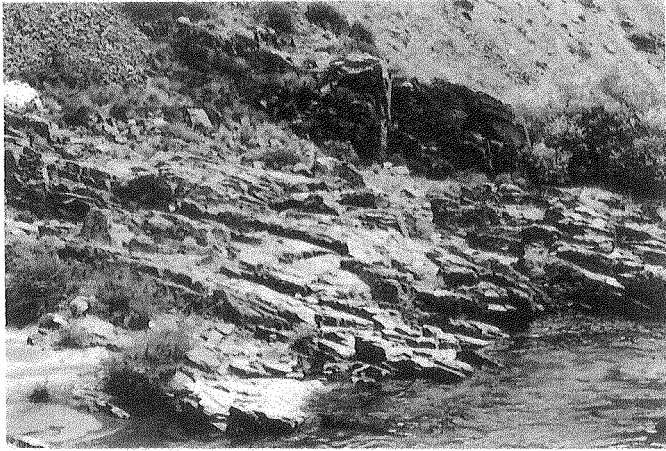


FIGURA 1-13

VISTA DE LOS AFLORAMIENTOS
DEL PERFIL DEL RIO CATAN
LIL.

irregular, con evidencias de reacción y asimilación de la roca metamórfica de caja. La aureola generada se puede seguir hacia el sur a lo largo del perfil, observándose un pasaje que va desde la presencia de hornfels en los primeros 20 m desde el contacto, hasta esquistos con desarrollo de porfiroblastos y nódulos. Las estructuras de las ectinitas están muy afectadas por el efecto térmico, encontrándose obliteradas en gran medida, aunque se pudieron apreciar pliegues y lineación mineral deformados por un plegamiento más joven.

1.4.2.b Perfil del arroyo Llimenco

El arroyo Llimenco es un afluente del río Catán Lil que se interna hasta el núcleo del CPS (ver figura 1-12). En esta localidad se observa un buen perfil en el que afloran rocas mucho más meteorizadas que las del caso anterior, por lo cual las observaciones son más difíciles. En la figura 1-14 se observa una vista de parte de los afloramientos. Allí se pueden describir filitas, esquistos pelíticos y esquistos cuarzosos en bancos alternantes. Aunque las observaciones son dificultosas (debido a las características de los afloramientos) se puede identificar buena parte de las estructuras mesoscópicas que evidencian su historia deformacional. Esta es una localidad



FIGURA 1-14

VISTA DE LOS AFLORAMIENTOS
DEL PERFIL DEL ARROYO
LLIMENCO.

clave para el estudio del metamorfismo regional que generó a las EPS y los eventos deformativos que las afectaron. También se han detectado algunos diques que intruyen discordantemente a la secuencias con el desarrollo de un metamorfismo de contacto muy localizado. Las evidencias del metamorfismo de contacto más desarrollado descrito en el río Catán Lil aparecen a partir del curso medio del arroyo Llimenco y continúan hacia el norte.

1.4.2.c Area del cerro La Engorda, Ea. Isasi y Media Luna

Las rocas aflorantes en estas localidades presentan características muy similares a las citadas en el perfil del arroyo Llimenco, sólo que predominan las filitas. Estas rocas son más meteorizables que los esquistos de los perfiles citados anteriormente, por lo cual los relieves son suaves y los afloramientos bastante pobres.

1.4.2.d Cuesta de Rahue

Esta localidad se encuentra fuera del área del CPS, a unos 10 km al oeste, en el sector donde la ruta Nro. 46 cruza la prolongación sur de la Sierra de Catán Lil. Los afloramientos

son buenos. Las rocas están muy afectadas por metamorfismo de contacto y se encuentran cruzadas por abundantes diques aplíticos y pegmatíticos, mostrando sectores con fuerte silicificación. Se reconocen esquistos cuarzosos y hornfels con muy abundantes pliegues y bandas kink.

1.4.2.e Cerro Trapial Mahuida

Situado al noreste del CPS, este cerro es parte de la estructura mayor alargada en sentido NNE que se conoce como Sierra de Chacaico. Esta sierra es un gran anticlinal en cuyo núcleo afloran granitos y metamorfitas en una asociación similar a la del CPS (Leanza, 1990). Los asomos de basamento se encuentran en la parte norte de la sierra. Las metamorfitas se hallan rodeando a la intrusión y están afectadas por un intenso metamorfismo de contacto que impide la observación clara de las estructuras planares. La relación de intrusividad del granitoide es diferente a la que se ve en el CPS. El contacto no es neto sino que se observan lugares donde la roca ígnea ha asimilado a la metamórfica entremezclándose íntimamente. En otros sectores las metamorfitas están totalmente inyectadas por material magmático. Las ectinitas presentan características similares a las del perfil del río Catán Lil.

1.4.2.f Cerro Mallín de Ibañez

Es un cerro pequeño y bajo situado al norte del CPS. Allí aflora casi exclusivamente un cuerpo plutónico porfiroide, con grandes cristales de feldespato potásico, cruzado por diques aplíticos menores. Las rocas están sumamente alteradas y fracturadas. Este granitoide es representativo de las rocas que intruyen a las EPS generando aureolas de contacto.

2 LITOLOGIA DEL COMPLEJO IGNEO-METAMORFICO DEL CORDON DE LA PIEDRA SANTA

En este capítulo se hará una descripción de las principales características litológicas de las metamorfitas y plutonitas aflorantes en el Cordón de la Piedra Santa. Como ya ha sido señalado en la sección 1.3, el basamento del CPS es un complejo integrado por una secuencia metasedimentaria intruida por granitoides que han generado, localmente, aureolas de contacto. Las rocas metamórficas ocupan prácticamente toda el área aflorante, mientras que las plutonitas asoman como cuerpos graníticos menores, pertenecientes a una unidad mayor que es conocida como Complejo Plutónico del Chachil (Leanza, 1990). Desde el punto de vista formal, la unidad metamórfica se denomina Ectinitas de la Piedra Santa (EPS). Los granitoides que las intruyen afloran con mayor extensión en el cerro Mallín de Ibáñez, al norte del CPS. Se propone entonces el término Granito Mallín de Ibáñez (nov. nom.) para designar a los cuerpos intrusivos que representan al Complejo Plutónico del Chachil en el CPS.

La composición litológica de las rocas del basamento ígneo-metamórfico del CPS ha sido descripta someramente por varios autores, entre los que se destacan Groeber (1918; 1929); Frenguelli (1939); Chinetti (1945); Lambert (1948); Digregorio (1972); Turner y Cazau (1978); Digregorio y Uliana (1980). En trabajos realizados específicamente en la zona del CPS, Neher (1986) y Leanza (1985; 1990) realizan una caracterización más detallada, deteniéndose en consideraciones generales acerca de los diferentes tipos litológicos y los efectos metamórficos.

2.1 ECTINITAS DE LA PIEDRA SANTA

El trabajo de campo en las localidades reseñadas permitió establecer que las EPS constituyen un complejo metamórfico en el cual se distingue una alternancia de tipos litológicos sin que se puedan definir unidades formales internas. Las principales diferencias observadas están dadas por la mineralogía, tamaño de grano y disposición estructural. El efecto local de un metamorfismo de contacto superpuesto a la secuencia regional hace posible separar a las rocas más antiguas del CPS en dos grupos mayores:

A) un grupo de rocas del metamorfismo regional, cuya sección de afloramientos más representativa es la parte sur del perfil del arroyo Llimenco y el área que va del cerro La Engorda hasta la localidad de Media Luna (ver figura 1-12, página 37). Se puede describir como una secuencia de tipos litológicos separables en: filitas, esquistos pelíticos y esquistos cuarzosos. Las filitas predominan hacia el este del CPS, mientras que los dos últimos términos alternan entre sí principalmente en el perfil del arroyo Llimenco.

B) un grupo de rocas de origen similar al descrito en A), pero afectado por un metamorfismo de contacto que ha modificado parcial o totalmente su mineralogía y su estructura, representado por las muestras provenientes del perfil del río Catán Lil, las rocas de la sección media y superior del arroyo Llimenco y los asomos más alejados de la cuesta de Rahue y el cerro Trapial Mahuida (ver figura 1-12). Allí se distinguen: hornfels (corneanas), y esquistos nodulosos y porfiroblásticos.

La acción local de efectos cataclásticos sobre las rocas metamórficas ha dado lugar a la generación de un tercer tipo litológico:

C) rocas cataclásticas de dos tipos diferentes: filonitas y brechas.

2.1.1 (A) ROCAS DEL METAMORFISMO REGIONAL

2.1.1.a Filitas

Con este término se describen rocas esquistosas de tonalidad gris verdoso y de grano fino, que aparecen como paquetes de 10 cm a 100 cm de espesor intercalados en la serie del perfil del arroyo Llimenco y se hacen más abundantes hacia el sudeste, formando la mayor parte de los afloramientos del área del cerro La Engorda hasta la localidad de Media Luna (ver figuras 1-3 y 1-12). Debido a que son rocas fácilmente meteorizables, suelen aparecer como lomadas bajas o afloran discontinuamente bajo la protección de rocas más duras o niveles con abundante inyección venosa de cuarzo. En algunos sectores, la mayor proporción de cuarzo las hace más tenaces y con una estructura planar más espaciada. También se observa, localmente, una variedad porfiroblástica con biotita, fácilmente distinguible dentro de la matriz más fina.

El análisis microscópico las caracteriza como rocas de textura lepidoblástica, aunque las variedades más cuarzosas poseen textura lentiblastica (ver figura 2-1). Estas texturas están compuestas por una gran abundancia de filosilicatos (mayormente de clorita y muscovita), en dominios que encierran lentes de cuarzo, albita y epidoto. Como minerales accesorios se observan circón, turmalina y apatita así como óxidos de hierro (magnetita y hematita). Suele observarse grafito asociado a bandas oscuras paralelas a la foliación.

Los minerales más abundantes son clorita, muscovita y cuarzo. La clorita se presenta en forma de pequeñas pajuelas verdosas

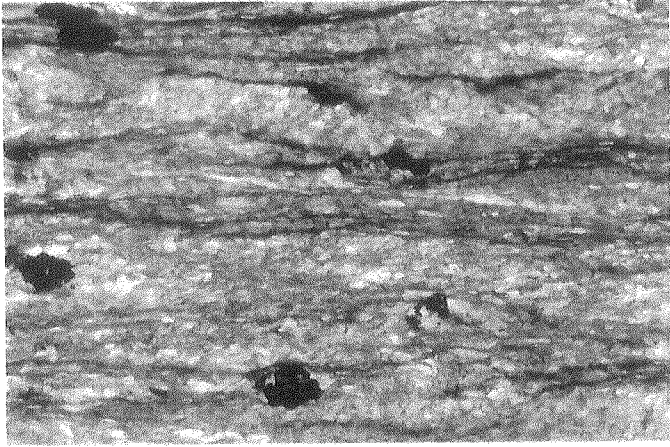


FIGURA 2-1 FILITA LEPIDOBLASTICA DEL AREA DEL Co. LA ENGORDA.
* 1 cm = 1 mm

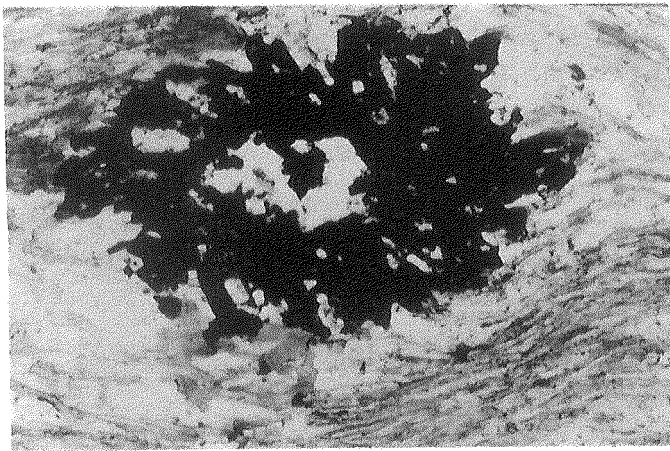


FIGURA 2-2 PORFIROBLASTO DE EPIDOTO CON NUMEROSAS ESCOTADURAS E INCLUSIONES, OSCURECIDO POR EXOLUCIONES DE Fe_2O_3
* 1 cm = 0,25 mm

paralelas entre sí. También se observan blastos mayores y más equidimensionales en los sectores lenticulares que quedan entre la trama esquistosa de la roca. La mica clara es de color verdoso hasta incolora y se la encuentra en cristales pequeños e idioblásticos. El cuarzo se presenta en individuos xenoblásticos, de bordes irregulares y extinción normal.

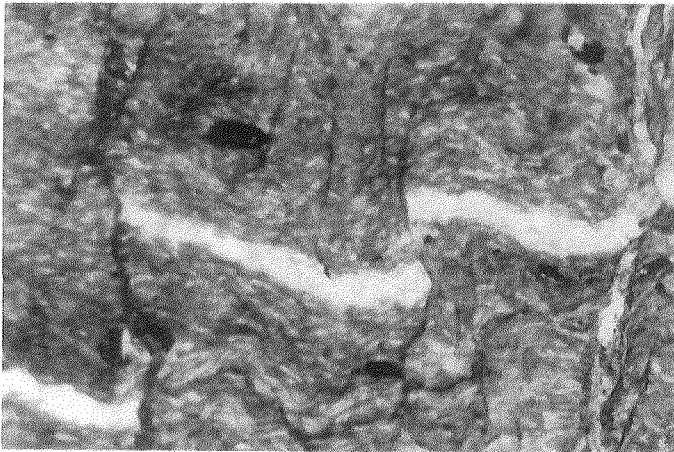
Otras tres fases minerales importantes son: epidoto, biotita y plagioclasa (albita). Esta última aparece en granos lípidos, xenoblásticos, sin el característico maclado polisintético. El epidoto es de tipo pistacítico y se lo observa en blastos de tamaños variables, en general pequeños, de tonalidad verde amarillento hasta castaño oscuro. En los cortes delgados, de acuerdo a la sección que haya sido cortada, se observan dos

formas principales. En las secciones perpendiculares a la lineación mineral de la roca, se aprecia con formas redondeadas, hasta característicamente pseudo hexagonales. En las otras secciones se lo ve con formas alargadas, prismáticas, con una frecuente alineación. Otros rasgos particulares son: la gran cantidad de inclusiones de minerales opacos y sus bordes, con numerosas escotaduras y engolfamientos. Gran parte de los individuos está formada por un agrupamiento de individuos menores, constituyendo una masa subedral. En la figura 2-2 se aprecian ejemplos de la aparición de este mineral. Como una característica constante, se observan opacados por la presencia de inclusiones hematíticas y leucoxeno, lo cual les confiere tonalidades anormalmente oscuras.

La biotita, cuando está presente, aparece en forma de blastos subidiomorfos castaños, asociada con clorita y muscovita y también como porfiroblastos entre los dominios micáceos, aunque nunca llega a ser abundante.

La estructura principal de estas filitas es una esquistosidad penetrativa, tanto a escala de campo como de microscopio, dada por el fuerte alineamiento de los filosilicatos y por la separación, frecuentemente anastomosada, de dominios micáceos. Esta esquistosidad penetrativa está visiblemente afectada por un microplegamiento que genera un fuerte clivaje de crenulación.

Las venillas de cuarzo son un rasgo ampliamente distribuido en las EPS. Estas venillas tienen espesores que van desde 0,1 mm hasta los 30 mm y se acomodan generalmente en forma subparalela, concordante a la esquistosidad penetrativa, aunque se distinguen orientaciones diversas en varios sectores. Poseen una composición esencialmente de cuarzo xenoblástico, con excepción de las rocas cercanas al intrusivo, donde éste se ve recrystalizado, poligonal. Es común la extinción ondulante. Albita, muy escaso feldespato potásico, clorita y biotita se



FILITA CRENLADA CON
 FIGURA 2-3 RASGOS DE DISOLUCION EN
 LAS VENILLAS CUARZOSAS.
 * 1cm = 1 mm

encuentran subordinados. Las venillas acompañan la deformación, siendo plegadas y crenuladas en concordancia con la roca que las contiene. Se observan también rasgos de disolución, tanto a nivel mesoscópico como microscópico (ver figura 2-3). Esto habla de un origen temprano en la generación de estas estructuras y un amplio período de desarrollo que abarcó varias deformaciones durante las cuales continuó su formación. La composición de las venillas es muy similar a la de la roca en sí. Son más ricas en cuarzo pero, por contraparte, sus salvandas están intensificadas en el contenido de micas. Esto podría ser indicio de su formación a través de un proceso de diferenciación metamórfica, muy activo en las etapas tempranas por la gran acción producida por el contenido de sustancias volátiles del sistema.

clo + mus + qz + (hem) + (mag) + (apa) + (grf)	[1]
clo + mus + qz + epi + (hem) + (mag) + (apa) + (grf)	[4]
clo + mus + qz + epi + bio + (hem) + (mag) + (apa) + (grf)	[1]

TABLA 2-1	PARAGENESIS DE LAS FILITAS DEL CPS
-----------	------------------------------------

* Entre corchetes figura la cantidad de muestras observada con cada paragénesis.

Las principales asociaciones mineralógicas representadas en las filitas, se resumen en la tabla 2-1.

2.1.1.b Esquistos pelíticos

Son rocas grises, esquistosas, que alternan en bancos de 10 cm a 100 cm de potencia, ocupando la mayor parte de los afloramientos del CPS. Son rocas micáceas, aunque la diferente relación filosilicatos/cuarzo les confiere características diferenciables. En algunos sectores, la aparición de grandes cristales de biotita les da un aspecto fuertemente heteroblástico. A menudo se observa que esos cristales son de formas alargadas y están orientados paralelamente formando una estructura de lineación.

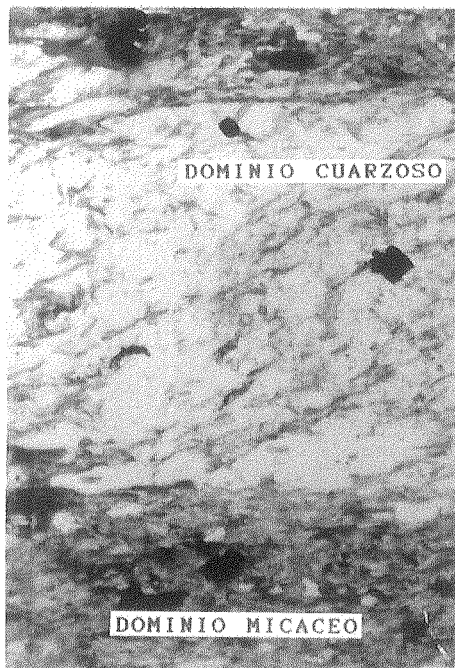


FIGURA 2-4

ESQUISTO CON ALTERNANCIA DE DOMINIOS MICACEOS Y CUARZOSOS (CON TEXTURAS LEPIDOBlasticas Y GRANOBlasticas).

* 1cm = 0,25 mm

Al microscopio se observa que estas rocas poseen una textura lepidoblástica hasta lentiblástica, donde se acomodan micas claras, biotita y clorita en proporciones variables generando sectores micáceos continuos (holoesquistosidad; en el sentido de Kilmurray y Teruggi, 1982), alternando con microlitones granoblásticos (figura 2-4). En la matriz se observan lentes con albita, cuarzo y epidoto, así como porfiroblastos de biotita y granate. También aparecen circón, apatita, turmalina, grafito,

hematita y magnetita, como fases accesorias. El mineral más importante en los dominios micáceos es la muscovita. Se la observa tanto de color verdoso como incolora, constituyendo la fase más abundante. La biotita se presenta en estos sectores compartiendo su lugar con muscovita y clorita en los esquistos del arroyo Llimenco, donde se la observa en la forma de cristales pequeños, subidioblásticos, pero siempre de tamaño mayor al de los demás componentes.

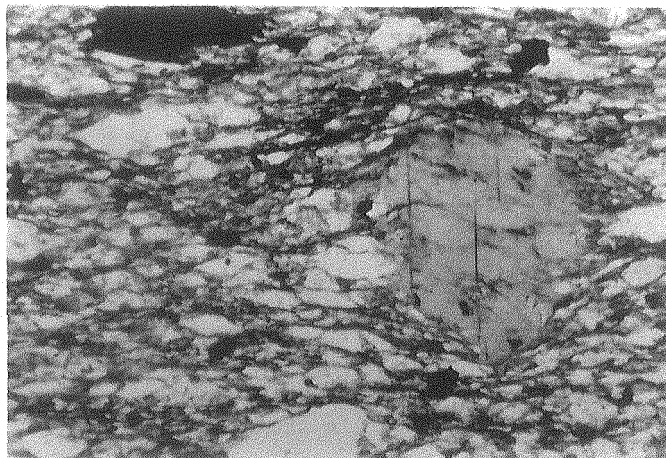


FIGURA 2-5 PORFIROBLASTO DE BIOTITA CON INCLUSIONES OPACAS ALINEADAS. NOTAR LA DISPOSICION CURVA DE LAS MISMAS.

* 1 cm = 0,25 mm

Los dominios micáceos alternan con microlitones de textura granoblástica donde abundan cuarzo límpido o con muy escasa extinción ondulante y albita en blastos pequeños sin el característico maclado polisintético. Aquí se hace muy importante la presencia de biotita en porfiroblastos de hasta 3 mm (normalmente entre 0,5 mm y 2 mm), de color castaño y forma frecuentemente sigmoidal. Estos porfiroblastos suelen presentar una textura poiquilítica y mostrar un fuerte alineamiento de inclusiones internas de minerales opacos con diferentes relaciones de disposición respecto de la esquistosidad observada fuera del megablasto (figura 2-5). Esto permite relacionar la formación de la biotita con relación a los efectos deformativos, como será analizado más adelante. Algunos de los blastos están fracturados o plegados por un episodio de deformación posterior a su formación. Casi todas las biotitas muestran un pasaje

variable a clorita, sobre todo a lo largo de sus planos de clivaje. En algunos cristales el reemplazo es casi total.

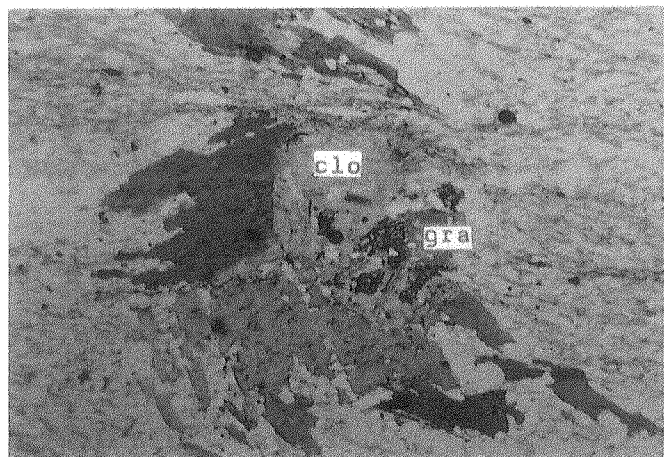
Otra de las fases minerales importantes en estas rocas es el granate. Este no es un mineral muy abundante en el CPS. Su aparición es en forma de porfiroblastos pequeños, de 0,1 mm a 0,5 mm, que son difícilmente apreciables en muestra de mano. Su presencia está restringida a los esquistos del sector central y sur del CPS. La forma más común es como blastos subdrales, frecuentemente fracturados y con pocas inclusiones internas (figura 2-6a). En su mayor parte muestra importantes signos de retrogradación, con reemplazos de clorita y cuarzo. Algunos han sido totalmente transformados en una masa pseudomorfa de clorita (figura 2-6b).



FIGURA 2-6 BLASTOS DE GRANATE EN
ESQUISTOS PELITICOS DEL
Ao. LLIMENCO.

a) INDIVIDUO CRECIDO EN
LA MATRIZ MICACEA.

* 1 cm = 1 mm



b) INDIVIDUO REEMPLAZADO
PARCIALMENTE POR
CLORITA.

* 1 cm = 1 mm

El epidoto se encuentra presente en casi todas las muestras, con características similares a las descritas para las filitas. Otra de las fases presentes en los esquistos, aunque muy escasa, es calcita. Ha sido observada en la forma de blastos íntimamente asociados con cuarzo, plagioclasa y mica clara en equilibrio dentro de un mismo episodio metamórfico.

En una de las muestras pudo detectarse la presencia de pseudomorfos de muscovita y cuarzo de forma irregular y un tamaño de 20 mm a 50 mm. La observación microscópica no permitió ubicar su filiación primaria aunque se puede suponer que constituyen un reemplazo de porfiroblastos de andalucita, por analogía con otros megablastos de este mineral reemplazados de una forma similar en las rocas del metamorfismo de contacto. En este caso, la roca que contiene esos pseudomorfos está ubicada en el sector central del CPS, fuera del área de rocas afectadas por la intrusión del Granito Mallín de Ibáñez.

Las paragénesis minerales encontradas en los esquistos son las de la tabla 2-2.

bio + mus + clo + qz + (hem) + (mag) + (apa) + grf	[1]
bio + mus + clo + qz + cal + (hem) + (mag) + (apa)	[1]
bio + mus + clo + epi + qz + (hem) + (mag) + (apa) + (grf)	[11]
bio + mus + clo + gra + qz + (epi) + (hem) + (mag) + (apa)	[4]
bio + mus + clo + and + qz + (epi) + (hem) + (mag) + (apa)	[1]

TABLA 2-2	PARAGENESIS DE LOS ESQUISTOS PELITICOS DEL CPS
-----------	--

2.1.1.c Esquistos cuarzosos

Son rocas de grano fino con una foliación espaciada entre 0,5 cm y 10 cm que en el campo se ve paralela a la esquistosidad

penetrativa de todo el paquete rocoso. Poseen coloraciones grises, verdosas y rojizas y una gran tenacidad, lo cual las hace sobresalir en el relieve.

La observación al microscopio permite indicar que se trata de rocas de textura granoblástica poligonal elongada, con cuarzo mayoritario, albita, clorita, muscovita, granate y biotita en proporciones diversas. El feldespato potásico se encuentra en escasa cantidad. Los filosilicatos no forman sectores continuos, pero muestran una orientación paralela que le da a la roca su estructura planar espaciada. El tipo de microestructura generado sería una interesquistosidad, tal como lo proponen Kilmurray y Teruggi (1982). Si bien el tamaño de grano es fino, se puede apreciar en algunos sectores un bandeo alternante generado por capas de distinto tamaño de grano como herencia de la heterogeneidad sedimentaria original. Es sumamente abundante la presencia de venillas cuarzosas similares a las descritas para las filitas.

Las fases minerales más características son las micas claras, los porfiroblastos de biotita (aunque más pequeños que en el caso de los esquistos pelíticos) y granate. Este último aparece como individuos esqueléticos, irregulares, muy retrogradados.

En estas rocas es posible observar la presencia de relictos de la textura clástica original. Aparecen minerales en la forma de porfiroclastos fracturados o dislocados, con un tamaño de grano mayor, incluidos dentro de la matriz granoblástica. Son distinguibles plagioclasas (aquí sí con su maclado característico), escaso feldespato potásico y cuarzo.

En algunas muestras se han observado texturas miloníticas, con cuarzo de formas sumamente alargadas e irregulares formando cintas subparalelas a la estructura planar penetrativa (textura catacintada). Los bordes de estos blastos son irregulares hasta

suturados y la extinción es levemente ondulante.

Las asociaciones minerales halladas son similares a las descritas para los esquistos pelíticos, con una menor proporción de clorita (ver tabla 2-3).

bio + mus + qz + (clo) + (apa) + (fK)	[3]
bio + mus + epi + qz + (clo) + (hem) + (mag) + (apa)	[8]
bio + mus + gra + qz + (epi) + (clo) + (fK)	[1]

TABLA 2-3

PARAGENESIS DE LOS ESQUISTOS CUARZOSOS DEL CPS

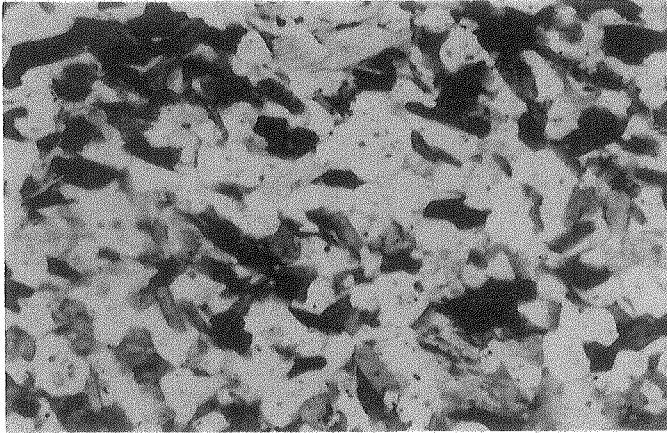
2.1.2 (B) ECTINITAS AFECTADAS POR METAMORFISMO DE CONTACTO

2.1.2.a Hornfels (corneanas)

Son rocas de tono gris y gris oscuro, de aspecto macizo, aunque muestran una foliación espaciada 5 cm a 20 cm paralela a la esquistosidad general. A veces esta estructura sólo está marcada por venas de cuarzo. En los sectores más cercanos al intrusivo del río Catán Lil se observa una abundante venación pegmatítica y aplítica sin relación aparente con las estructuras planares. Como son muy tenaces forman las crestas más escarpadas del sector oeste del CPS.

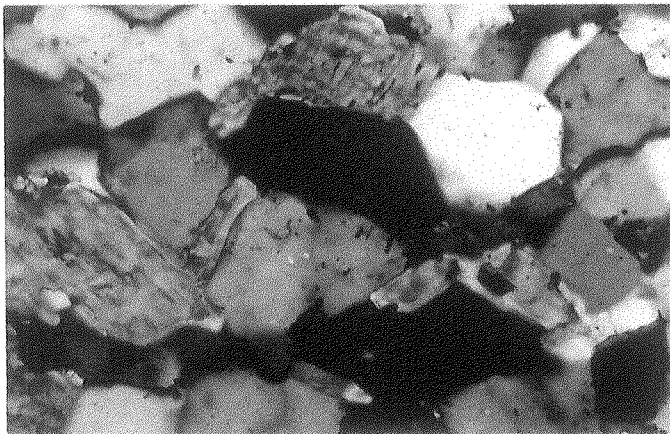
Se trata de rocas de textura granoblástica poligonal o de mosaico (Bard, 1985) como se ve en la figura 2-7b. El cuarzo, muy abundante, se presenta límpido y de tamaño pequeño. La extinción es normal y son muy frecuentes las uniones triples. El cuarzo que se presenta asociado a biotita tiene formas más irregulares, con inclusiones aciculares o redondeadas (de feldespato potásico) e intercrecimientos simplectíticos. El feldespato potásico es microclino, con bordes irregulares y, en

algunos casos, uniones triples. Suele presentar alteración a sericita producto de la retrogradación. En algunas muestras son bastante abundantes los oxidos de hierro (hematita, magnetita).



TEXTURA GRANOBLASTICA DE
"MOSAICO" EN HORNFELS
DEL PERFIL DEL RIO CATAN
LIL.

a) HORNFELS BIOTITICO
* 1 cm = 1 mm



b) DETALLE DE a)
* 1 cm = 0,25 mm

Las micas son bastante abundantes. En general no poseen una orientación preferencial salvo en algunos sectores en los cuales se alcanza a ver un paralelismo relíctico difuso. La más importante es biotita castaña rojiza en cristales de hasta 1 mm, adaptándose con formas alargadas a los bordes de cuarzo (ver figura 2-7a). Se asocia con epidoto, magnetita, ilmenita y apatita y muestra, en los bordes, un pasaje a cuarzo y clorita (pennina). Posee muy escasas inclusiones, principalmente de rutilo. No muestra los trenes de inclusiones de opacos que se observan en los esquistos libres de metamorfismo de contacto

descriptos en las secciones anteriores.

Un rasgo muy remarcable en estas rocas es la presencia de agregados globulares en la forma de "nidos" de hasta 5 mm (ver figura 2-8), dentro de los cuales se aprecia un gran desarrollo de cristales poiquiloblásticos de muscovita con escasas inclusiones de biotita, cuarzo, albita y feldespato potásico. Estos agregados podrían representar el reemplazo de minerales de composición aluminosa (andalucita). En muchos casos se observa una fina asociación de sericita, de aspecto fibroso que puede ser un reemplazo de cordierita, aunque no hay certeza de ello. Es importante la aparición de cristales de turmalina de hasta 2 mm, asociada a muscovita, en desequilibrio textural con el resto de los cristales de la roca.

Estas rocas presentan la siguiente paragénesis mineral:

bio + fK + qz + and + (cod)? + (apa) + (hem)

[4]

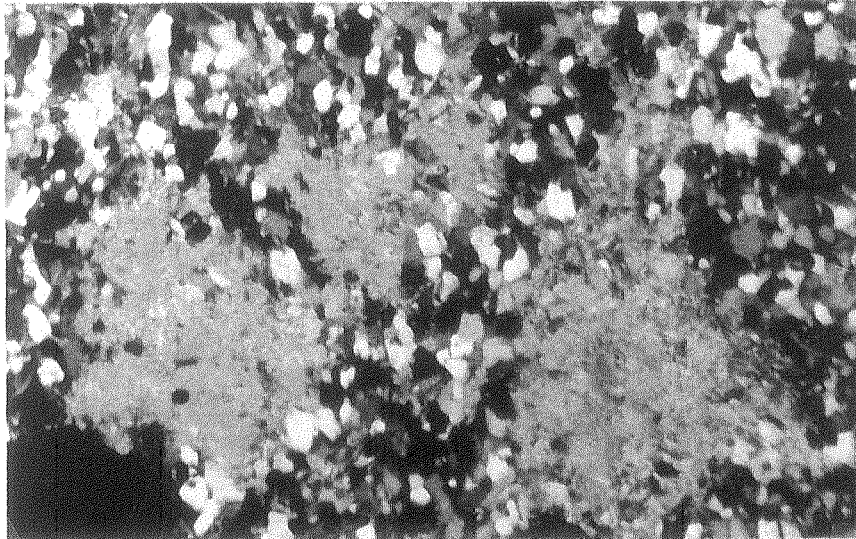


FIGURA 2-8 NODULOS DE SERICITA COMO SEUDOMORFOS DE UN MINERAL ALUMINOSO (ANDALUCITA).

* 1 cm = 0,25 mm

2.1.2.b Esquistos nodulosos y porfiroblásticos

Constituyen la mayor parte de los afloramientos del perfil del río Catán Lil (ver figura 1-12, página 37), encontrándose alrededor de las zonas hornofelizadas. Son rocas en general bien esquistosas, con una base lepidoblástica o granoblástica sobre la que se sobreimpone una textura nodulosa gruesa, con nódulos de cordierita de hasta 5 cm de diámetro o una fase fuertemente porfiroblástica de andalucita (o muscovita pseudomorfa sobre andalucita). Algunas rocas intercaladas entre las citadas arriba, muestran sólo un desarrollo de porfiroblastos de biotita de hasta 4 mm.

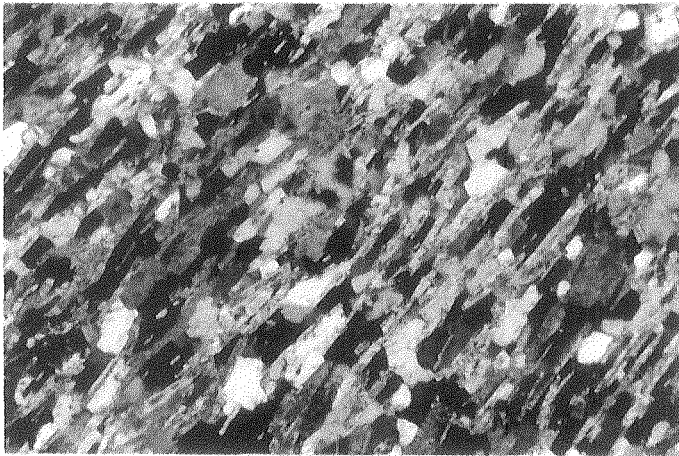


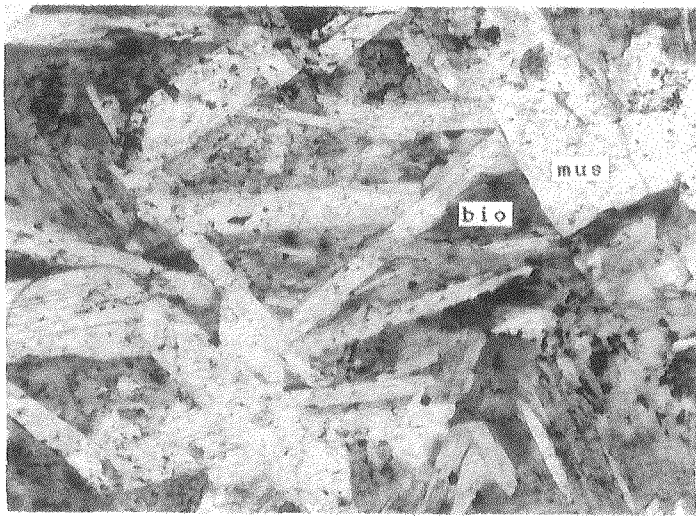
FIGURA 2-9

ESQUISTO AFECTADO POR METAMORFISMO DE CONTACTO (PERFIL RIO CATAN LIL). NOTAR LA BASE DE CUARZO RECRISTALIZADO CON UNIONES TRIPLES Y LA MUSCOVITA CRECIDA MIMETICAMENTE.

* 1 cm = 1 mm

La base lepidoblástica está dada por el crecimiento mimético, subparalelo, de pajuelas de muscovita (ver figura 2-9). Algunas de éstas forman megablastos fuertemente poiquilíticos y es muy difícil apreciar sus contornos, conformando lo que sería una textura maculosa en el sentido de Kilmurray y Teruggi (1982). Otras muscovitas están crecidas posteriormente en reemplazo pseudomórfico de andalucita, se ven de sección rómbica y son perfectamente distinguibles de las anteriores. Algunas biotitas crecen miméticamente dando lugar a la aparición de una fuerte esquistosidad. La biotita aparece en otras tres formas diferentes: a) porfiroblastos poiquilíticos como relictos de las

biotitas formadas durante el metamorfismo regional, manteniendo hasta su estructura de lineación mineral. b) Porfiroblastos sin orientación preferencial, con muy pocas inclusiones, con la apariencia de haber crecido estáticamente sobre la matriz lepidoblástica. Estos son de color más claro que los anteriores y carecen de formas definidas; a veces aparecen como "capuchones" alrededor de los nódulos. c) Agregados de gran tamaño, de láminas dispuestas en una trama de textura decusada, asociados a muscovita (ver figura 2-10).



TEXTURA DECUSADA EN
FIGURA 2-10 ESQUISTO CON MUSCOVITA
Y BIOTITA (PERFIL DEL
RIO CATAN LIL).
* 1 cm = 0,25 mm

Es de destacar que algunos de los nódulos más pequeños poseen una forma irregular, constituida por cristales muy pequeños de pennina y proclorita asociados con sericita, la cual se presenta en masas xenomorfas hasta subidiomorfas y de hábito radial. Otros nódulos son algo más regulares y globosos. También están formados por muscovita, en este caso en grandes cristales bien desarrollados con bordes de pennina rodeados de biotita. En algunos sectores se preserva el mineral original que resulta ser cordierita con alteración a pinita. Es importante el control litológico que separa bancos de esquistos nodulosos con cordierita de bancos de esquistos con porfiroblastos de andalucita. En el campo fue posible observar sólo una asociación de ambos minerales.

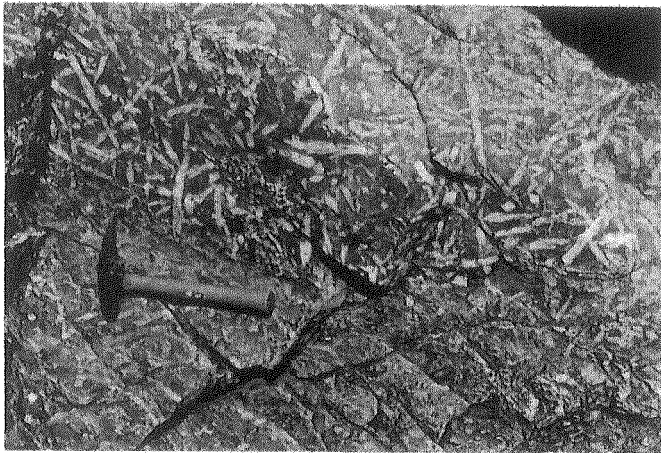
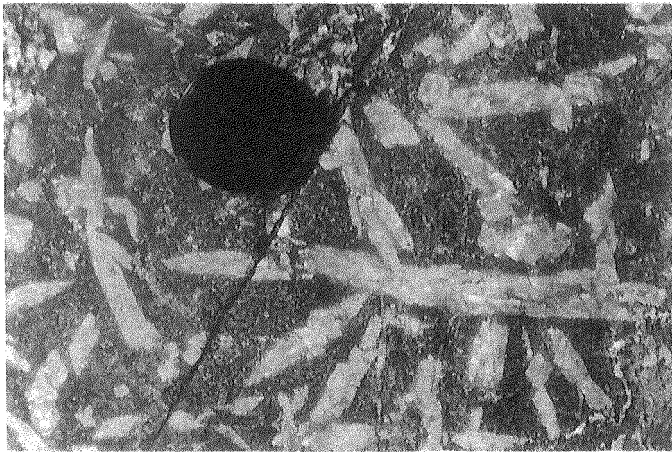


FIGURA 2-11 BLASTOS DE ANDALUCITA DEL METAMORFISMO DE CONTACTO.

a) GRANDES PORFIROBLASTOS DE ANDALUCITA EN EL PERFIL DEL RIO CATAN LIL. ALGUNOS DE ELLOS ESTAN REEMPLAZADOS POR MUSCOVITA DE MANERA SEUDOMORFA.



b) DETALLE DE a).

Los porfiroblastos de andalucita mayores son idiomorfos, de hasta 15 cm de largo y de aspecto prismático (ver figura 2-11). Este silicato de aluminio no siempre aparece en el análisis microscópico por haber sido reemplazado, en muchos casos en forma total, por una asociación de muscovita, sericita y cuarzo. No se observan evidencias de crecimiento quiasolítico. El ordenamiento textural indica que se han desarrollado como blastos estáticos, sin orientación preferencial.

La matriz cuarzosa muestra indicios de una importante recristalización con abundancia de uniones triples. Se observa también epidoto, plagioclasa y cloritas en escasa proporción. Hay algunos sectores muy cuarzosos donde la esquistosidad dominante, de carácter interesquistoso, está dada por una débil

alineación de las micas. El epidoto y el circón aparecen asociados a los sectores micáceos y es de señalar la abundancia de cristales de apatita (algunos de gran tamaño) y la presencia saltuaria de hematita. Son también abundantes las venas de cuarzo y albita.

En estos esquistos es posible identificar las paragénesis minerales que figuran en la tabla 2-4.

bio + fK + cod + mus + qz + (apa) + (hem)	[3]
bio + and + mus + qz + (fK) + (apa) + (hem)	[2]
bio + fK + mus + qz + (clo) + (epi) + (apa) + (hem)	[2]
bio + and + cod + mus + qz	[1]

TABLA 2-4

PARAGENESIS DE LOS ESQUISTOS PORFIROBLASTICOS Y NODULOSOS DEL CPS

2.1.3 C) ROCAS CATACLASTICAS

2.1.3.a Filonitas

Se puede asignar esta denominación (tomando la acepción de Spry, 1969) a un grupo de rocas esquistosas, tanto del grupo A como del grupo B, que aparecen afectadas por una importante cataclasis y recristalización de su contenido mineral. Son rocas de tonalidades grisáceas hasta blanquecinas y rojizas, poco abundantes y muy localizadas a las inmediaciones de zonas de fracturación. El grado de alteración de su composición mineral llega a ser importante. Se observa la presencia de calcita abundante, sericita, clorita, zoicita y titanita. El aspecto más distintivo es la presencia de venas entrecruzadas rellenas con calcita y la abundancia de cuarzo con extinción ondulante en la

masa granoblástica (figura 2-12). Muchas de estas rocas están silicificadas, lo que las hace sumamente tenaces y resistentes a la erosión, sobresaliendo en el terreno y formando relieves escarpados.

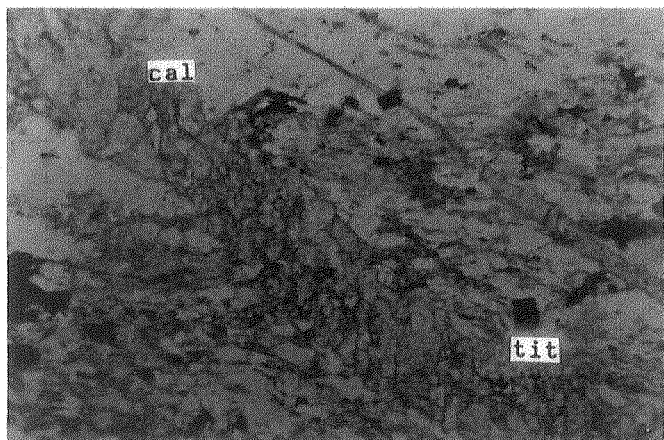


FIGURA 2-12 FILONITA DEL AREA DEL Ao. LLIMENCO. NOTAR LAS VENILLAS DE CALCITA Y LA PRESENCIA DE TITANITA
* 1cm = 1 mm

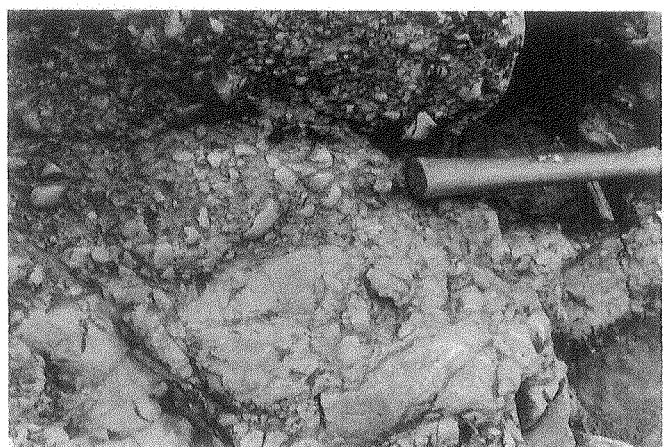


FIGURA 2-13 BRECHA DE ESQUISTO EN EL PERFIL DEL RIO CATAN LIL

2.1.3.b Brechas

La fragmentación mecánica de rocas del basamento metamórfico del CPS por la acción de sistemas de fracturación modernos ha dado lugar a la generación de brechas con clastos de esquistos y hornfels. Estas aparecen en fajas con espesores variables entre 40 cm y 400 cm, y presentan contactos netos con la roca sana. No se observa ningún tipo de ordenamiento interno de los clastos, cuyo tamaño oscila entre 0,5 cm y 10 cm. Muchas de estas brechas

están cortadas por una red de venillas de cuarzo muy finas, con distribución caótica. En la figura 2-13 se ve un ejemplo de una de estas zonas de fracturación.

2.2 GRANITO MALLIN DE IBAÑEZ (nov. nom.)

Con este término se describen a los granitos que afloran, como se ha referido, en el sector donde el río Catán Lil corta al CPS cerca de su extremo noroccidental. Allí se observan dos cuerpos menores (uno de ellos en la figura 2-14) que se extienden hacia el cerro Mallín de Ibañez, donde constituyen la roca principal aflorante.



FIGURA 2-14

AFLORAMIENTO DEL GRANITO
MALLIN DE IBAÑEZ EN LAS
CERCANIAS DEL RIO CATAN
LIL

Se trata de una roca de grano grueso, porfiroide, de tono gris claro a blanquecino, con una gran abundancia de fenocristales de feldespatos potásicos (microclino perfitico) de hasta 10 cm de largo en una base granuda de abundante cuarzo, plagioclasas (oligoclasa - andesina) y, en menor proporción, biotita. Esta última muestra gran reemplazo por clorita y sericita. La apatita es el principal mineral accesorio. Los megacristales no muestran ningún indicio de alineación, y la disposición de la escasa biotita presente, tampoco. En algunos sectores se observa una textura cataclástica incipiente.

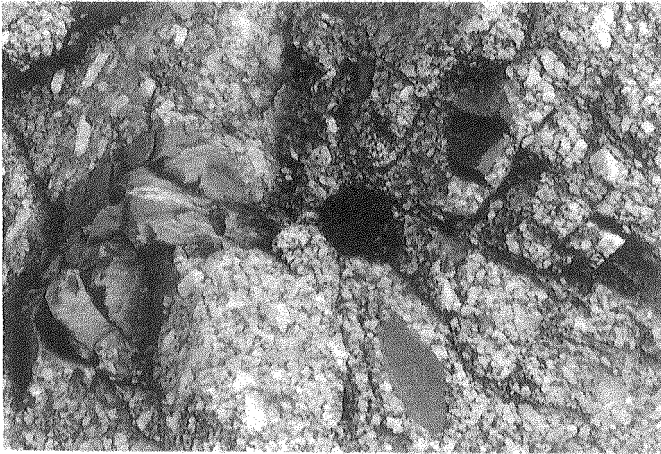


FIGURA 2-15

XENOLITOS DE ESQUISTO
EN EL GRANITO MALLIN
DE IBAÑEZ.



FIGURA 2-16

ENCLAVES REDONDEADOS EN
EL GRANITO MALLIN DE
IBAÑEZ. NOTAR QUE LOS
MEGACRISTALES DE
FELDESPATO HAN CRECIDO
SOBRE ELLOS.

En el cuerpo granítico se observan algunos xenolitos irregulares de procedencia metamórfica, oscuros, foliados, con gran abundancia de mica, en especial biotita, y cuarzo, tal como se ve en la figura 2-15. También se encuentran algunos enclaves redondeados, de grano fino, de unos 30 cm de diámetro, algo más oscuros que la roca que los soporta (figura 2-16). Los megacristales de microclino muestran una continuidad en su distribución tanto dentro del granito como dentro de los enclaves.

La relación de intrusividad observada en el río Catán Lil muestra que el sector de la roca metamórfica más próxima al contacto se halla inyectada por una venación que se intruye en planos de esquistosidad o en fracturas. La metamorfita se ve

deformada en ese lugar, generándose una zona donde la litología se hace difícil de reconocer, ya que se aprecia una alternancia caótica de material magmático dentro de la caja. No obstante, han sido observados otros sectores donde el contacto es algo más neto.

Es de señalar que en un reducido sector del río Catán Lil se observa la aparición de una facies granítica de tipo aplítico que intruye a la facies porfiroide principal en forma de diques de un espesor de 10 cm a 100 cm, con una orientación variable en la que predomina la dirección NE-SW. El tamaño de grano es muy fino, con abundante cuarzo y plagioclasa (oligoclasa), acompañados por microclino, ortosa, muscovita y biotita en escasa proporción. Otros diques son de naturaleza diferente, de tipo pegmatítico, con grandes cristales de feldespato potásico, cuarzo, muscovita y turmalina. Son afloramientos de hasta 1,5 m de espesor con formas irregulares que intruyen tanto al granito como a las metamorfitas, como se puede observar en el perfil del río Catán Lil o en la cuesta de Rahue.

Los rasgos de deformación más importante visibles en estas rocas se presentan en dos escalas diferentes. A escala mesoscópica se aprecia la presencia de un clivaje de corte subparalelo, espaciado 1 cm a 10 cm, con evidencias de brechamiento en los microlitones y que se puede relacionar con la cataclasis que se observa en corte delgado. La orientación de esas estructuras es casi N-S. Parecen asociarse a kink bands, como los que fueron observados en un dique pegmatítico de la cuesta de Rahue afectando también a las metamorfitas. En otra escala más regional se detecta un sistema de fallas, en general de poco rechazo, que se ven afectando a la cubierta jurásica en el cerro Mallín de Ibáñez.

La roca está cortada por abundantes planos de diaclasa y venillas de calcita. Diques verdosos de 50 cm de espesor

intersectan los afloramientos espaciadamente. Estos muestran al microscopio una composición máfica con dominancia de anfíboles tipo hornblenda, y plagioclasa (labradorita), y se asocian a la extensa actividad magmática del Cenozoico, esencialmente volcánica, tal como lo demuestran los afloramientos de las grandes mesetas basálticas de la zona.

3 GEOQUIMICA DE LAS ROCAS METAMORFICAS

3.1 COMPOSICION QUIMICA

Con el objeto de conocer y caracterizar la composición química de las Ectinitas de la Piedra Santa, se seleccionaron y analizaron diez muestras de roca total representativas del conjunto de variaciones litológicas. El análisis se restringió a sus óxidos mayoritarios, considerándose la cantidad de Fe total de la roca como Fe_2O_3 . Las determinaciones analíticas se realizaron en el Laboratorio de Geoquímica del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), siguiéndose la metodología propuesta por Merodio (1978) y Merodio y Martínez (1985).

Los esquistos y filitas analizados fueron elegidos de sectores sin acción visible de metamorfismo de contacto y alejados de fracturas o zonas de retrogradación reconocidas en el campo. La figura 3-1 es un mapa sintético con la distribución del muestreo.

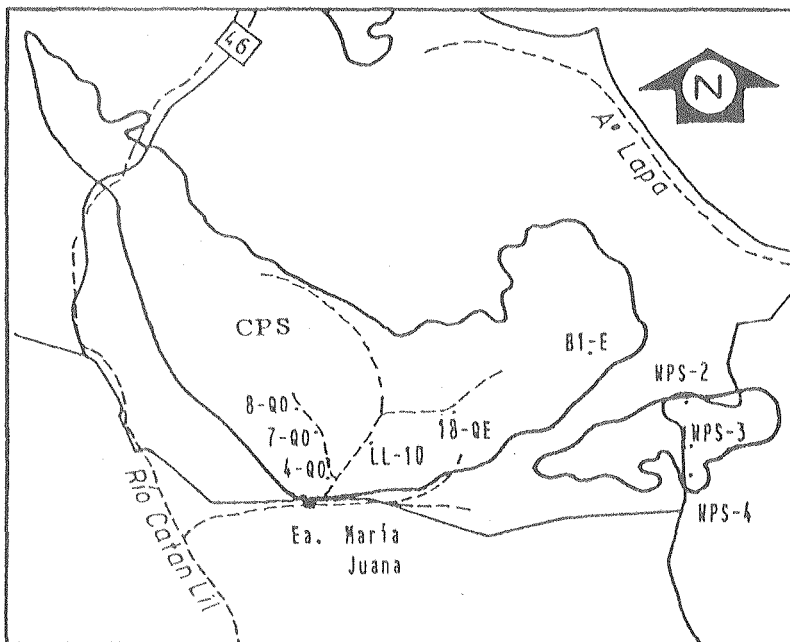


FIGURA 3-1 DISTRIBUCION DEL MUESTREO PARA ANALISIS QUIMICOS DENTRO DEL CPS.

Los resultados obtenidos se han volcado en la tabla 3-1. Se puede observar que el componente SiO_2 es el más abundante, variando su contenido entre 48% y 73%. Otra característica importante de las rocas son sus elevados tenores de K_2O y sus bajos tenores de CaO y Na_2O . La relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ de las EPS es elevada así como su contenido en TiO_2 , que en algunas muestras excede el 1%. El MnO es escaso y el P_2O_5 posee una distribución pareja en todas las rocas analizadas.

La figura 3-2 muestra diagramas tipo Harker de variación del contenido de cada óxido en relación al SiO_2 . Los componentes CaO y Na_2O observan una correlación positiva con SiO_2 , mientras que los demás tienen un comportamiento inverso. Esto es típico de las rocas sedimentarias, que en sus fracciones más gruesas poseen abundante cuarzo y plagioclasas y, por lo tanto, alto tenor de SiO_2 , CaO y Na_2O . Los contenidos de estos componentes normalmente disminuyen hacia los extremos más pelíticos (Garrels y Mackenzie, 1971). En la tabla 3-1 también se han volcado, como referencia, análisis promedio de diferentes rocas sedimentarias que se pueden ajustar a las características de las EPS, tales como pelitas de distintos ambientes, areniscas, grauvacas y arcosas. La observación comparativa permite concluir que la composición de las EPS no se aparta de los valores normales para grauvacas y pelitas.

3.2 CONSIDERACIONES ACERCA DE LA NATURALEZA DEL PROTOLITO SEDIMENTARIO

Existen cuatro mecanismos importantes en los procesos metamórficos por los cuales la composición química de las rocas primarias puede ser modificada (Moore, 1989): 1) fusión parcial; 2) metasomatismo; 3) retrogradación y 4) reacciones metamórficas. Con respecto al primero de estos puntos, la fusión parcial o anatexis es un fenómeno que puede cambiar la

	4-QO	7-QO	8-QO	WPS-4	LL-10	18-QE	WPS-2	B-1E	WPS-3
SiO2	48,06	52,90	59,80	65,20	69,65	71,20	72,20	72,50	72,90
TiO2	1,30	0,82	0,98	0,83	0,89	0,96	0,66	0,93	0,82
Al2O3	21,50	21,37	19,05	15,82	13,85	11,53	12,02	12,83	11,68
Fe2O3	11,00*	8,18*	8,00*	6,76*	5,70*	5,10*	4,54*	5,44*	4,04*
FeO									
MnO	0,11	0,09	0,12	0,05	0,06	0,06	0,04	0,04	0,05
MgO	4,10	3,00	2,77	2,19	1,92	1,70	1,24	1,84	1,28
CaO	0,60	1,96	0,15	1,00	0,50	1,64	2,20	0,16	2,00
Na2O	1,12	1,96	1,30	0,85	1,26	2,66	1,10	1,20	1,60
K2O	6,28	4,70	3,55	2,91	3,60	1,46	1,80	2,28	1,60
P2O5	0,33	0,48	0,28	0,26	0,23	0,22	0,23	0,22	0,22
H2O+	4,87	3,65	3,50	3,52	2,00	2,90	3,52	2,02	3,22
H2O-	0,25	0,40	0,20	0,30	0,22	0,15	0,10	0,22	0,10
TOTAL	99,52	99,51	99,70	99,69	99,88	99,53	99,65	99,68	99,51

	L	G	A	Q
SiO2	60,60	65,28	76,06	93,98
TiO2	0,68	0,50	0,41	0,03
Al2O3	16,06	14,93	10,59	1,29
Fe2O3	4,19	1,51	2,11	0,43*
FeO	2,56	3,94	1,22	
MnO		0,10	0,25	0,07
MgO	2,54	2,22	0,23	3,15
CaO	3,24	3,13	1,29	
Na2O	1,36	3,13	1,83	} 0,39
K2O	3,38	1,92	4,97	
P2O5	0,18	0,20	0,21	
H2O+	} 5,21	2,42	} 0,83	} 0,66
H2O-		0,71		
TOTAL	100,00	99,99	100,00	100,00

ANALISIS QUIMICOS DE ROCAS
SEDIMENTARIAS PROMEDIO COMO
REFERENCIA COMPARATIVA

L: lutita promedio
G: grauvaca promedio
A: arcosa promedio
Q: arenisca cuarcitica
promedio

(tomados de Pettijhon (1965))

* Fe2O3 total

TABLA 3-1	RESULTADOS DE LOS ANALISIS QUIMICOS DE COMPONENTES MAYORITARIOS EN NUEVE ESQUISTOS Y FILITAS DEL CPS. SE HAN INCORPORADO ANALISIS DE SEDIMENTITAS A TITULO COMPARATIVO.
-----------	---

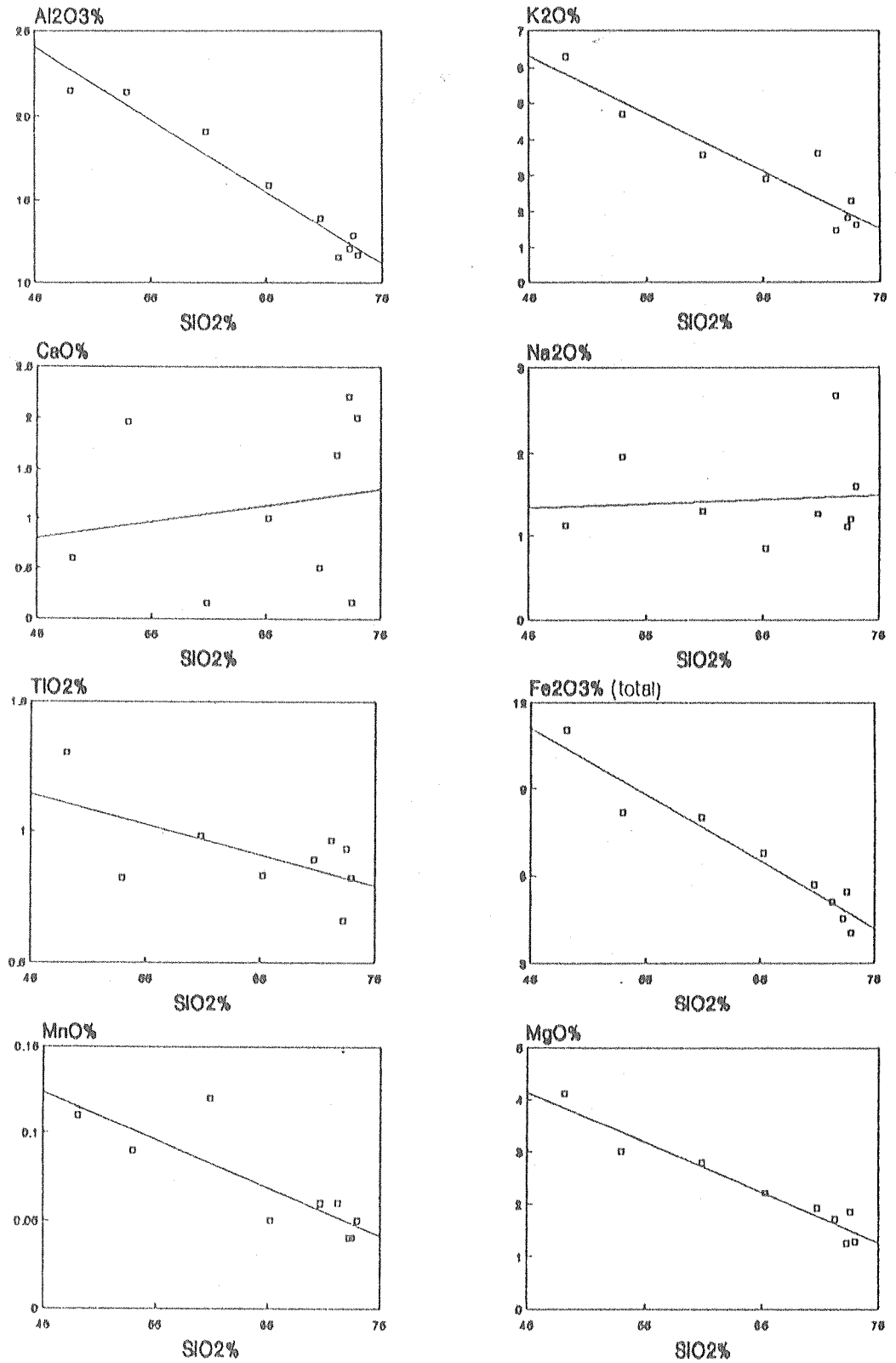


FIGURA 3-2 DIAGRAMAS DE VARIACION (TIPO HARKER) DE LOS OXIDOS MAYORITARIOS ANALIZADOS EN MUESTRAS DE LAS EPS.

composición de la roca original en condiciones de P y T elevadas; esas condiciones se encuentran fuera del marco posible para la formación de las Ectinitas de la Piedra Santa, por lo cual se puede desestimar como un mecanismo que haya provocado cambios en la química de las rocas. El segundo factor considerado podría ser un efecto metasomático vinculado a la interacción local de litologías muy contrastantes, en general asociado a rocas calco-silicáticas. Por la relación composicional de las EPS, este fenómeno puede descartarse ya que son rocas de composición uniforme, prácticamente no calcárea. Además, sus efectos pueden evitarse con una cuidadosa selección del muestreo. El tercer factor a considerar es el metamorfismo retrógrado, comunmente asociado al flujo de una fase fluida, el cual puede producir un intercambio de especies químicas con el medio en condiciones de sistema abierto. Generalmente, el metamorfismo retrógrado es un fenómeno restringido arealmente a zonas de canalización de los fluidos (en especial zonas de cizalla y fracturas) y sus efectos pueden ser minimizados en el muestreo. Finalmente, debe tenerse en cuenta que la acción intensa de reacciones de deshidratación durante los eventos metamórficos progradantes puede modificar la composición química de la roca. Durante estas reacciones, ciertos elementos propios a la composición de los minerales reactantes pueden ser incorporados a la fase fluida y llevados a dominios de menor P y T. Estos efectos son particularmente importantes a altos grados metamórficos donde las reacciones producen la desaparición de especies hidratadas (micas, por ejemplo) para formar minerales anhidros. Las Ectinitas de la Piedra Santa son abundantes en minerales del grupo de las micas y cloritas y, por ende, en H_2O , de modo que puede suponerse que la composición de estas rocas no habría sido modificada sustancialmente.

De las consideraciones expuestas, y a partir de la buena correlación de la información obtenida con los datos bibliográficos disponibles sobre sedimentitas, se concluye que

la modificación de la composición química global de las EPS habría sido mínima o nula y que es posible correlacionarla directamente con la de su protolito sedimentario.

3.2.1 DISCRIMINACION COMPOSICIONAL

En esta sección se intentará establecer pautas sobre la composición de las EPS a través de diagramas de discriminación química. A los efectos de ampliar el panorama de las rocas del basamento y establecer una posible correlación con rocas de áreas aledañas, se incorporan en el análisis los datos químicos pertenecientes a metapelitas aflorantes en el sector cordillerano, aportados por Vattuone de Ponti (1988b).

La composición total de las EPS se corresponde estrechamente con rocas del tipo pelítico y grauváquico. Las grauvacas se forman en ambientes más restringidos que las pelitas, las cuales presentan generalmente una mayor variedad composicional relacionada con la química de los distintos grupos de arcillas (Garrels y Mackenzie, 1971).

Las grauvacas y las pelitas pueden ser distinguidas químicamente por sus diferentes relaciones Al_2O_3/SiO_2 y K_2O/Na_2O , las cuales son mayores en las pelitas debido al incremento de Al_2O_3 y K_2O y a la disminución de SiO_2 y Na_2O en las arcillas (Garrels y Mackenzie, 1971). La relación Al_2O_3/SiO_2 refleja la variación del tamaño de grano. Las composiciones más silíceas derivan de rocas más cuarzosas y, por lo tanto, más gruesas. Las grauvacas típicas poseen relaciones K_2O/Na_2O claramente menores a 1 y sólo algunas variedades llegan a valores levemente superiores a 1, mientras que las rocas pelíticas poseen valores de K_2O/Na_2O considerablemente superiores a 1 (Roser y Korsch, 1986). Las rocas del CPS parecen tener más afinidad con pelitas, fundamentalmente por sus altas

relaciones de $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ y $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Las muestras 4-QO, 7-QO y 8-QO, con valores muy altos de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ representarían a típicas lutitas, aparentemente las más finas de todo el grupo muestreado. Una excepción a esto la constituyen las muestras WPS-3 y 18-QE, cuyas relaciones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ son de valor 1 y menor a 1, representando a las grauvacas de la asociación.

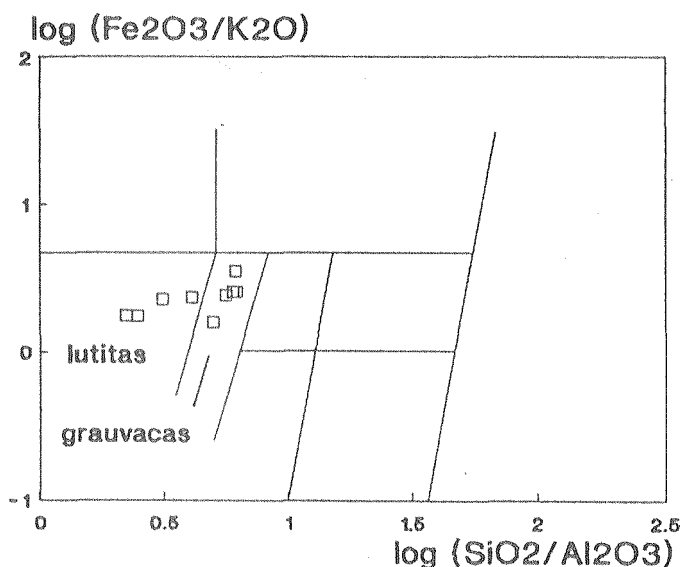


FIGURA 3-3 DIAGRAMA SANDCLASS DE LAS MUESTRAS ANALIZADAS. LAS EPS CORRESPONDERIAN A UNA SUCESION DE GRAUVACAS Y PELITAS.

Al volcar los datos de las relaciones $\log (\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ y $\log (\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2)$ en el diagrama SANDCLASS (Herron, 1988) de la figura 3-3, se observa que las rocas se distribuyen linealmente entre los sectores correspondientes a lutitas y grauvacas, con una proporción de rocas similar en ambos grupos. El diagrama $\text{MgO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ de de la Roche (1966) (figura 3-4) discrimina las muestras de una forma muy clara, donde se nota, a diferencia del diagrama anterior, la gran predominancia de lutitas (las cuales se ubican con una muy buena correspondencia dentro del campo teórico). Como grauvacas típicas quedan restringidas las muestras WPS-3 y 18-QE. En este diagrama se han volcado metapelitas del área andina próxima, analizadas por Vattuone de Ponti (1988b). Se aprecia una distribución similar, aunque éstas últimas son algo más altas en Na_2O .

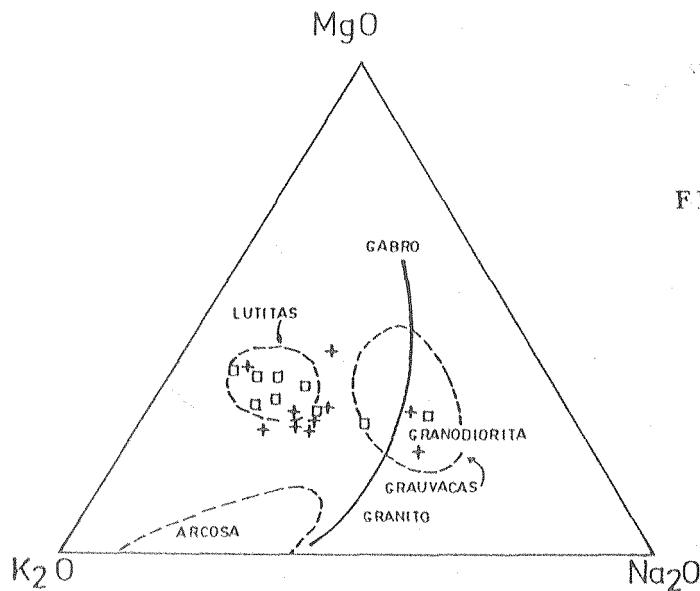


FIGURA 3-4

DIAGRAMA TRIANGULAR MgO - K₂O - Na₂O. LAS EPS SE CORRESPONDEN BIEN CON ROCAS PELITICAS Y, ESCASAMENTE, GRAUVACAS. LAS MUESTRAS DEL LAGO ALUMINE (VATTUONE 1988b) MUESTRAN UN CARACTER SIMILAR.

□ ECTINITAS DE LA PIEDRA SANTA
+ SERIES DE VATTUONE (1988b)

La figura 3-5 corresponde a un diagrama de discriminación de Garrels y Mackenzie (1971), quienes utilizan las relaciones $(CaO+Na_2O)/K_2O$ y Al_2O_3/SiO_2 para clasificar a las rocas sedimentarias, mostrando además la posición y tendencias evolutivas de las rocas magmáticas. En este diagrama se observa también que dos de las muestras se ubican alrededor del punto que representa a las grauvacas promedio, mientras que las restantes se disponen en un área amplia relacionada con el campo de las rocas pelíticas precámbricas y paleozoicas, lo cual verifica nuevamente las tendencias de los datos químicos con una sucesión de pelitas y grauvacas antiguas. Existe una buena asociación de las rocas formando un grupo que se distribuye a ambos lados de la línea que marca el tren evolutivo de las rocas ígneas y, más precisamente, en el sector correspondiente a los términos más ácidos (granitos y granodioritas). Las muestras de Vattuone de Ponti (1988b) se distribuyen de una forma similar. Los mayores valores de Na₂O las ubican desplazadas hacia la derecha del diagrama, pero la mayor parte de ellas se incluyen dentro del campo de las EPS.

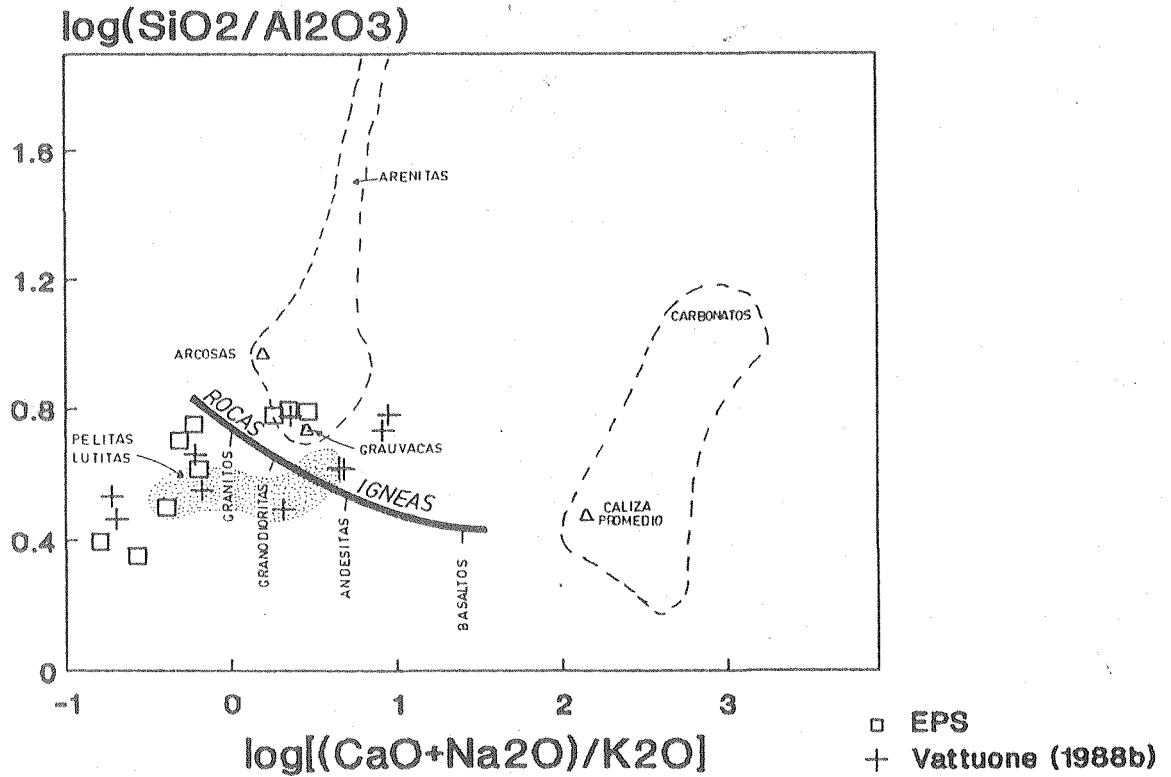


FIGURA 3-5 DIAGRAMA DE DISCRIMINACION DE GARRELS Y MACKENZIE (1971). LAS ECTINITAS DE LA PIEDRA SANTA SE UBICAN MAYORMENTE EN EL CAMPO DE LAS ROCAS PELITICAS, APUNTANDO HACIA EL EXTREMO ACIDO DE LA COMPOSICION DE LAS ROCAS IGNEAS. SE INCLUYEN LAS ROCAS ANALIZADAS POR VATTUONE (1988b).

3.2.2 DISCRIMINACION AMBIENTAL Y TECTONICA

Investigaciones realizadas en los últimos 30 años prueban que la composición química total de las rocas sedimentarias tiende a reflejar su ambiente tectónico de procedencia (Middleton, 1960; Crook, 1974; Bhatia, 1983; 1985; Roser y Korsch, 1986; entre otros). Los parámetros más usados para discriminar distintos ambientes de formación son especialmente las relaciones entre contenidos de Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O y Na_2O de cada tipo litológico. Como la evolución sedimentaria de pelitas y psamitas posee diferencias sustanciales, las conclusiones se basan en el análisis de uno u otro de esos intervalos granulométricos. Una

excepción a esto la ofrecen Roser y Korsch (1986), quienes diferencian ambientes tectónicos en función de la tendencia seguida por el agrupamiento de las variedades pelíticas y psamíticas en un diagrama de discriminación.

Los ambientes que han sido diferenciados por los distintos autores se pueden resumir en tres tipos generales: ambientes de arcos de islas, de margen continental activo y de margen continental pasivo. Grauvacas de distintos orígenes fueron clasificadas por Crook (1974) en tres grandes grupos que reflejan el grado de estabilidad de su ambiente tectónico de procedencia. Este autor se basó en tres parámetros fundamentales: contenido de cuarzo, contenido de SiO_2 y relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, distinguiendo: grauvacas pobres, intermedias y ricas en cuarzo. Las principales diferencias químicas entre esas clases radica en el contenido de SiO_2 y en la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (siendo ambos valores mayores para los ambientes tectónicos más estables). Desde el punto de vista de la relación entre álcalis, se puede apreciar que las EPS encajan dentro del grupo denominado como alto (hasta intermedio) de cuarzo, como se aprecia en el diagrama $\log \text{K}_2\text{O} - \log \text{Na}_2\text{O}$ de la figura 3-6. De todos modos, es necesario hacer notar que las rocas consideradas son, en general, metapelíticas (de acuerdo a las figuras 3-4 y 3-5). Las rocas pelíticas caen dentro del campo superior de la figura 3-6 por sus altas relaciones $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Las dos muestras que pueden considerarse como grauvacas dentro del muestreo (muestras 18-QE y WPS-3) son las que se ubican en el límite entre los campos citados o dentro mismo del campo correspondiente a contenidos intermedios de cuarzo.

Las rocas con contenidos intermedios de cuarzo son referidas a márgenes continentales activos, mientras que las de alto contenido lo son a márgenes pasivos (Crook, 1974). Las rocas del CPS muestran, entonces, ambas tendencias, aunque un análisis de su contenido de SiO_2 indicaría una mayor afinidad con un

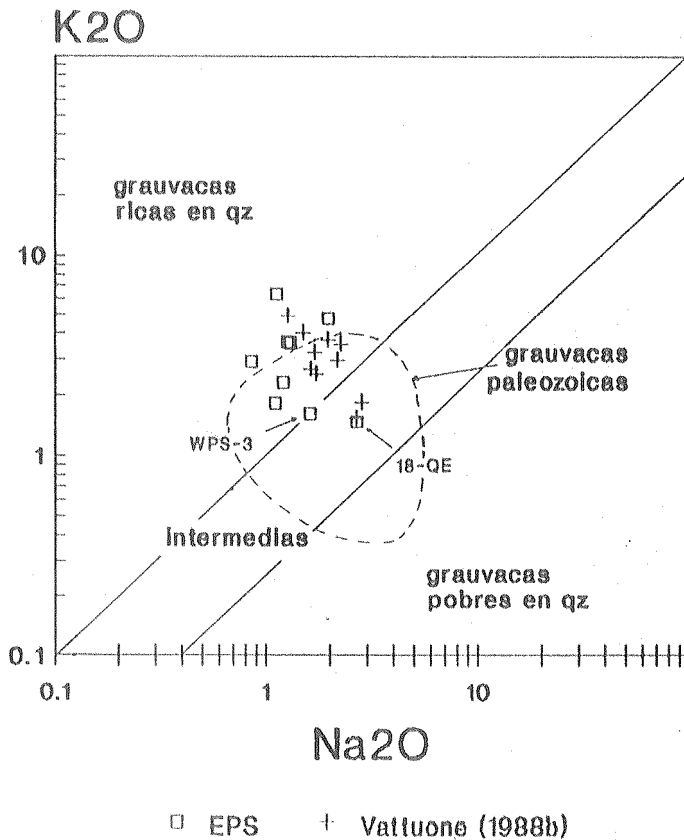


FIGURA 3-6

DIAGRAMA LOG K2O / LOG Na2O. LAS MUESTRAS 18-QE Y WPS-3 (METAGRAUVACAS) SE DISPONEN EN EL LIMITE O DENTRO DEL CAMPO DE LAS GRAUVACAS INTERMEDIAS EN CUARZO. LAS ROCAS ANALIZADAS POR VATTUONE (1988b) MUESTRAN UNA DISTRIBUCION SIMILAR A LAS EPS.

ambiente continental activo, ya que en los ambientes de margen pasivo ese valor suele superar el 80% (Crook, 1974) y los esquistos y filitas muestreados poseen, como máximo, contenidos de 75% de SiO_2 . Las mismas características son compartidas por las metapelitas de la zona de los lagos Ñorquinco y Quillen (Vattuone de Ponti, 1988b).

En la figura 3-7 se incluye un diagrama de Roser y Korsch (1986) que muestra cómo se disponen dentro de los campos de discriminación tectónica las rocas pelíticas y psamíticas de una misma asociación. Se puede ver que una parte de las muestras del CPS se distribuye dentro del campo intermedio (correspondiente a ambientes de margen continental activo) y otra se dispone en el campo de las rocas de margen pasivo. Las rocas descritas por Vattuone de Ponti (1988b) para las áreas vecinas se distribuyen

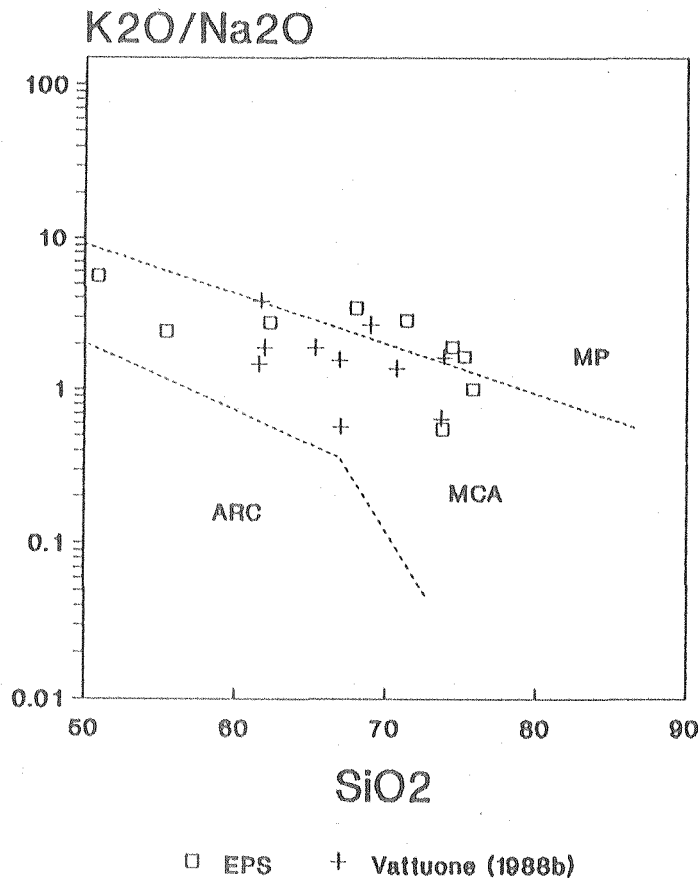


FIGURA 3-7
 DIAGRAMA DE DISCRIMINACION TECTONICA DE ROSER Y KORSCH (1986). LAS EPS Y LAS ROCAS ANALIZADAS POR VATTUONE (1988b) MUESTRAN UNA DISTRIBUCION SIMILAR CON MAYOR TENDENCIA HACIA UN AMBIENTE DE MARGEN CONTINENTAL ACTIVO.

en buena concordancia con las EPS. La enorme variedad de ambientes y subambientes incluidos en el marco de un margen activo (cuencas de antearco, de tras-arco, de "pull apart", cuencas marginales, etc.) tiende a mostrar en muchos casos características transicionales a los otros dos ambientes (margen pasivo y arco islándico) (Roser y Korsch, 1986). Una conclusión que se puede extraer de la disposición de las muestras en el diagrama de la figura 3-7 es que esta asociación no muestra la tendencia de las secuencias de antearco, las cuales poseen un patrón de evolución de la relación $K_2O/Na_2O - SiO_2$ inverso al que se aprecia aquí.

Sugisaki et al. (1982) notaron que las relaciones MnO/TiO_2 de distintas rocas depositadas en ambientes marinos tienden a

debido a que el TiO_2 se concentra en los resistatos y permanece estable durante el ciclo sedimentario, mientras que el MnO se incrementa con la profundidad debido a la precipitación a partir de aguas oceánicas, incrementando fuertemente la relación. Los valores de MnO/TiO_2 de las EPS son muy bajos, siempre menores de 0,2. Estas relaciones son consideradas como propias de secuencias depositadas en plataformas y taludes continentales o mares marginales y por consiguiente estarían indicando ambientes de agua poco profundas, probablemente no muy lejanos de las áreas de aporte continental.

De los resultados obtenidos y de su análisis crítico es posible concluir que el protolito de las EPS constituyó una secuencia turbidítica de grauvacas y pelitas alternantes, depositada en un ambiente de margen continental de aguas no muy profundas y/o en sectores cercanos a las áreas de aporte continental (plataforma, cuenca marginal o cuenca de acreción desarrollada sobre el continente). Las altas relaciones Al_2O_3/SiO_2 y los bajos contenidos de CaO las caracterizan como rocas de grano fino, con la posible predominancia de rocas lutíticas, no calcáreas. La proveniencia del material indica áreas de aporte de composición ácida, como granitos o felsitas de un arco magmático.

3.3 CORRELACION CON INFORMACION DE OTRAS AREAS DEL BASAMENTO DE LA REGION Y DE CHILE

Se aprecia una muy buena correlación química entre las muestras del CPS y las metapelitas analizadas por Vattuone de Ponti (1988b), aflorantes al oeste en forma dispersa, las cuales la citada autora incorpora dentro de una misma serie metamórfica de baja P/T. Las características son similares aunque se observa un contenido algo más elevado de Na_2O . Las muestras se disponen en los mismos campos de discriminación y complementan entre sí

una información más clara en los diagramas utilizados. Si bien gran parte de las rocas analizadas en el trabajo citado posee un grado metamórfico más elevado que las EPS, desde el punto de vista químico son altamente correlacionables, pudiéndose confirmar, al menos desde esa óptica, un mismo origen litológico, procedencia y ambiente tectónico.

Una conclusión similar, en cuanto al marco ambiental del protolito sedimentario del basamento, ha sido extraída por Díaz et al. (1988) para rocas de la Cordillera de la Costa de Chile, aunque con una información integrada con otros tipos litológicos tales como metabasitas asociadas a rocas grauváquicas. Los autores mencionados descartan la existencia de rocas formadas en aguas profundas y lo atribuyen a un ambiente de cuenca marginal, poco profundo, asociado a un margen continental activo. En otro trabajo, Shira et al. (1990) proponen que las rocas sedimentarias originales de los esquistos verdes de la Cordillera de la Costa constituyeron una secuencia flischoide depositada en una cuenca marginal ensiálica. Ambas contribuciones se corresponden bien con las interpretaciones señaladas en este trabajo.

4 ESTRUCTURAS DE DEFORMACION

4.1 EPISODIOS DE DEFORMACION

Un rasgo característico del basamento del Cordón de la Piedra Santa es la intensa historia deformacional que ha sufrido, manifestada en la compleja disposición de elementos estructurales visibles en todas las escalas de observación. Esta circunstancia es común en los cinturones ígneo-metamórficos de bajo grado, donde la cristalización de fases micáceas lejos de las zonas migmatíticas permite obtener una buena correlación de las características geométricas de los distintos episodios deformativos.

En base al análisis estructural del basamento, se ha distinguido la acción de cinco episodios deformativos diferentes, sobreimpuestos sucesivamente. Se los refiere aquí como episodios para evitar, en principio, toda connotación genética entre ellos. Este tema será analizado más adelante. Los tres primeros están vinculados con los importantes cambios mineralógicos producidos durante el metamorfismo regional que generó a los esquistos y filitas del CPS. El cuarto es un episodio tardío pero propio de la evolución del basamento, en tanto que el último es un evento muy posterior que afectó también a la cubierta sedimentaria.

La terminología usada se encuentra descripta en el apéndice III.

4.1.1 ESTRUCTURAS DEL PRIMER EPISODIO DE DEFORMACION (D1)

La estructura de deformación más antigua observada en las EPS es una foliación apretada (S1) que traspone a la estratificación original. Se define como una alternancia de capas micáceas y

capas más cuarzosas observable tanto a la escala del afloramiento como al microscopio. Paralelamente a esta superficie se disponen abundantes venillas (mayormente cuarzosas), de 0,1 mm a 10 mm de espesor, que realzan la distribución de esta estructura planar. Estas venas son muy abundantes y han sido formadas a lo largo de gran parte de la historia deformacional de las EPS. La segregación de las primeras venillas es asignable a este primer episodio.

S1 no siempre es fácil de identificar en el campo debido a la gran penetratividad de los ciclos posteriores que la trasponen fuertemente. Se la observa en forma clara en los sectores en que se dispone con un ángulo alto con respecto a la foliación posterior. En muchos casos las estructuras planares son paralelas e indistinguibles. En algunos sectores del río Catán Lil, se aprecia como un bandeo litológico de capas cuarzosas y micáceas que revelan la herencia de una estratificación sedimentaria fina (ver figura 4-1).

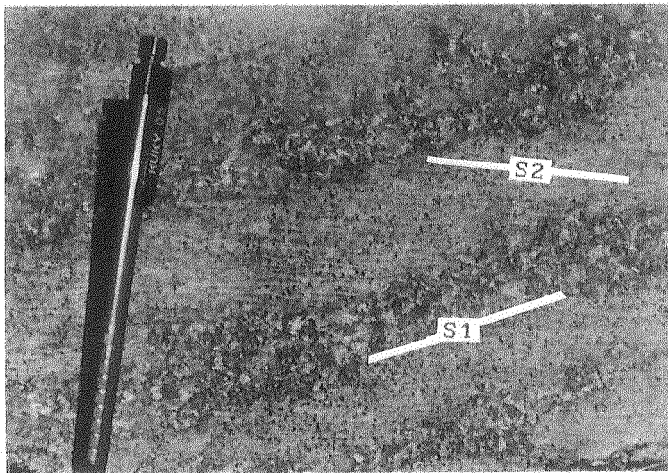
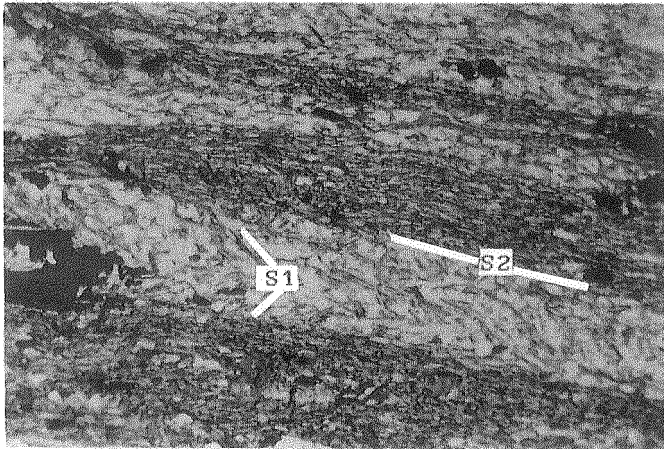


FIGURA 4-1 S1 COMO BANDAS DE LITOLOGIA DIFERENTE (MICACEAS Y CUARZOSAS). LA FOLIACION POSTERIOR (S2) CORTA A S1 EN UNA RELACION ANGULAR BAJA. PERFIL DEL RIO CATAN LIL

A la escala microscópica, S1 está definida por la orientación subparalela de pajuelas de muscovita y clorita dispuestas dentro de microlitones y con una relación angular o con evidencias de crenulación con respecto a la superficie más penetrativa posterior (figura 4-2a). También se encuentra claramente

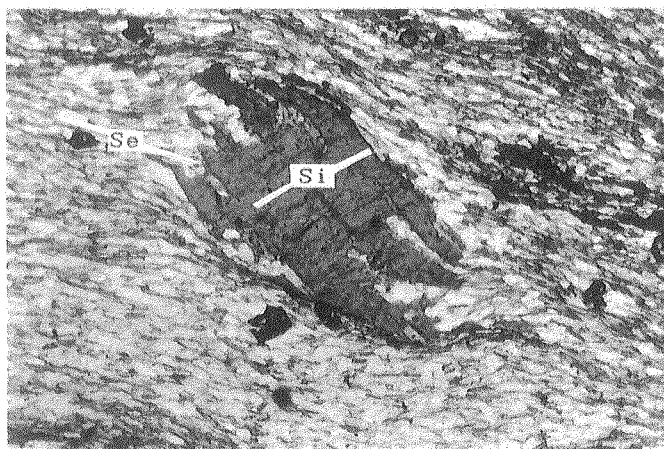
preservada en inclusiones internas de porfiroblastos post S1, especialmente en las biotitas generadas durante el metamorfismo regional, tal como se ve en la figura 4-2b.



FOLIACION S1 A ESCALA
FIGURA 4-2 MICROSCOPICA.

- a) S1 PLEGADA, PRESERVADA DENTRO DE MICROLITONES MAS CUARZOSOS GENERADOS EN EL EPISODIO POSTERIOR

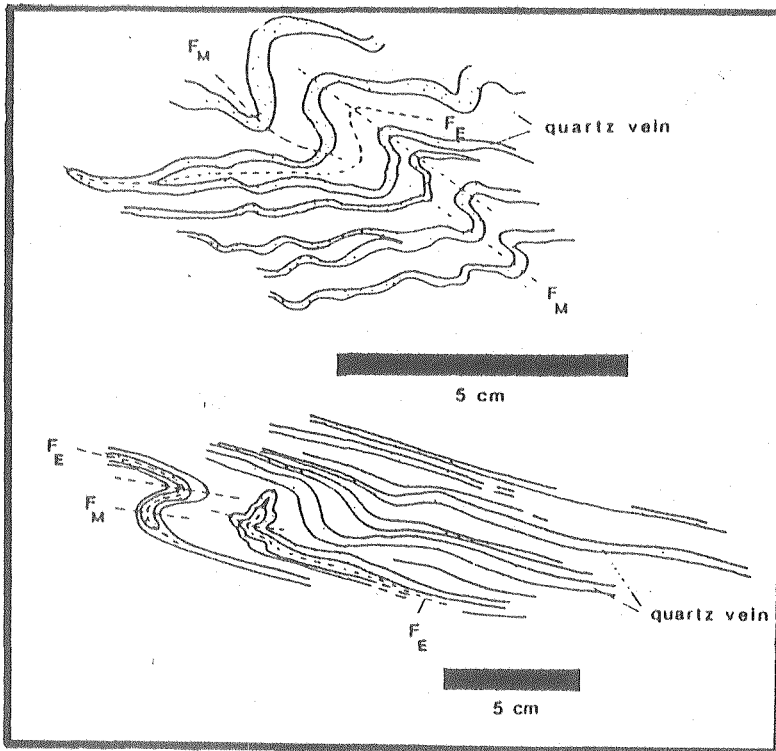
1 cm = 1 mm



- b) LAS INCLUSIONES INTERNAS DEL BLASTO DE BIOTITA SE ALINEAN EN UNA DIRECCION DIFERENTE A LA OBSERVADA FUERA DEL MISMO (QUE CORRESPONDE A LA FOLIACION MAS PENETRATIVA, POSTERIOR A S1). ESTAS INCLUSIONES REPRESENTAN A LA SUPERFICIE S1, QUE NO HA SIDO CRENLULADA POR ENCONTRARSE EN UNA ZONA "PROTEGIDA" DE LA DEFORMACION DURANTE EL CRECIMIENTO DEL PORFIROBLASTO.

1 cm = 1 mm

No fue hallada ninguna estructura de plegamiento de indudable pertenencia a este episodio. Algunos pliegues intrafoliales podrían pertenecer a D1, pero también pueden ser interpretados como pliegues de un ciclo posterior disturbados por una foliación parcialmente sincrónica. Cabe mencionar que Neher (1986) cita la presencia de estructuras de interferencia en esquistos del sector del arroyo Media Luna, al sureste del CPS. La figura 4-3, tomada de este autor, muestra la geometría de esos plegamientos.



ESTRUCTURAS DE INTERFERENCIA ENTRE LOS DOS PRIMEROS EPISODIOS DE DEFORMACION (D1 Y D2).

FE = F1

FM = F2

* Tomado de Neher (1986)

4.1.2 ESTRUCTURAS DEL SEGUNDO EPISODIO DE DEFORMACION (D2)

Las estructuras vinculadas a este ciclo de trasposición están ampliamente desarrolladas a lo largo de toda la pila metamórfica, representando los rasgos estructurales más penetrativos del CPS. Los pliegues F2 son, en general, pliegues menores, asimétricos o isoclinales y con alguno de sus limbos adelgazados (ver figura 4-4). Se han desarrollado, probablemente, en relación con pliegues mayores de difícil observación en los afloramientos. Los tamaños de los pliegues mesoscópicos no llegan a una gran escala, siendo del orden de los milímetros hasta los 50 cm. Su geometría es comúnmente no cilíndrica y de plano axial recto, de los tipos 1A y 1C de Ramsay (1967). Frecuentemente las charnelas están engrosadas con una gran concentración de cuarzo.

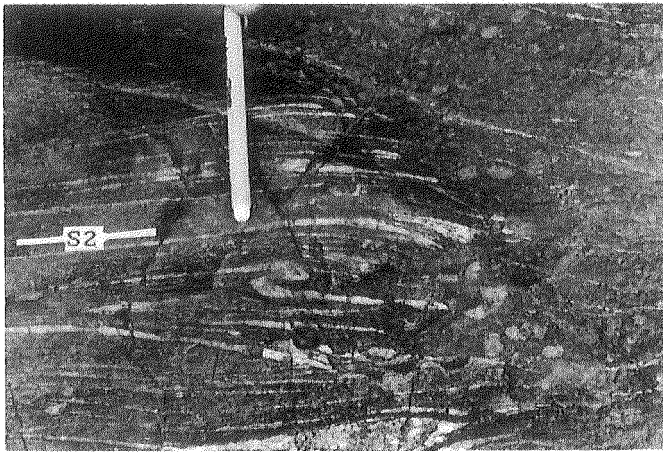


FIGURA 4-4 PLIEGUES F2 MENORES EN EL PERFIL DEL RIO CATAN LIL. NOTAR LAS CHARNELAS ENGROSADAS Y LOS LIMBOS FUERTEMENTE ADELGAZADOS.

En el perfil del río Catán Lil se observó una estructura fuertemente no cilíndrica, correspondiente a un pliegue vaina F2 de tamaño mesoscópico. Este pliegue (ver figura 4-5) es el más grande de los F2 registrados, encontrándose afectado por un plegamiento posterior. Se vincula con niveles más cuarzosos, mientras que las capas más micáceas parecen haber sido rotadas y acostadas pasivamente.



FIGURA 4-5 PLIGUE VAINA F2 EN ESQUISTOS DEL PERFIL DEL RIO CATAN LIL.

En otros sectores, los pliegues F2 se ven como crenulaciones apretadas y discontinuas. Es posible observar charnelas de pliegues F2 menores, aisladas, adoptando la forma de pliegues intrafoliales envueltos por una foliación que parece haber tenido desplazamientos tangenciales (ver figura 4-6). También se observan, ocasionalmente, venillas cuarzosas con pliegues apareados en gancho tales como los que describe Hudleston (1989a).

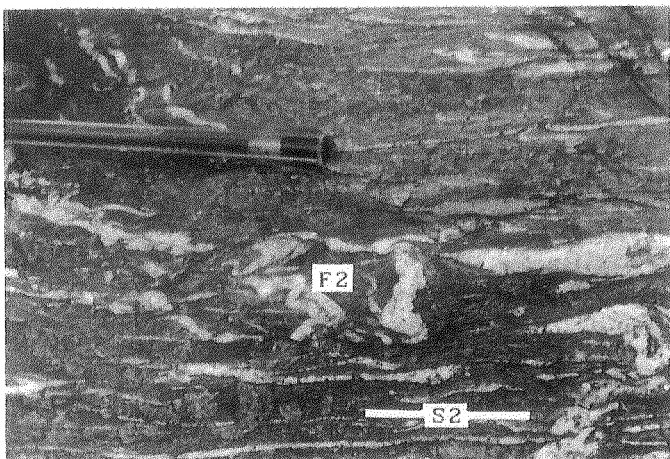
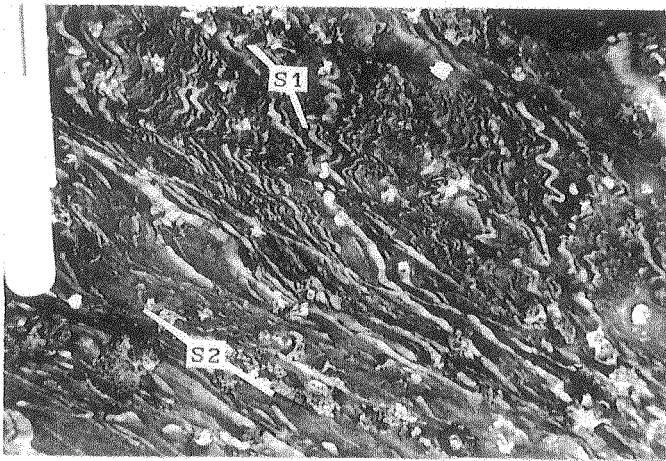


FIGURA 4-6 PLIEGUES INTRAFOLIALES F2. PERFIL DEL RIO CATAN LIL.

Los pliegues F2 están íntimamente ligados a una foliación de plano axial S2 que resulta la estructura planar más característica de las metamorfitas. En los sectores más pelíticos, la estructura planar S2 está dada por la disposición paralela de dominios micáceos y de microlitones con abundante cuarzo, constituyendo una foliación continua. En las rocas más cuarzosas se llega a observar un clivaje dominial espaciado (Borradaile et al, 1982) entre 2 cm y 15 cm. En muchos casos, los planos S2 son paralelos al bandeado litológico generado por las superficies S1 y no es posible distinguir certeramente si la foliación más penetrativa corresponde a S2 o S1, o Ss reactivada. De todos modos, es muy común observar la relación de intersección entre S1 y S2, tal como se ve en la figura 4-1 (página 79).

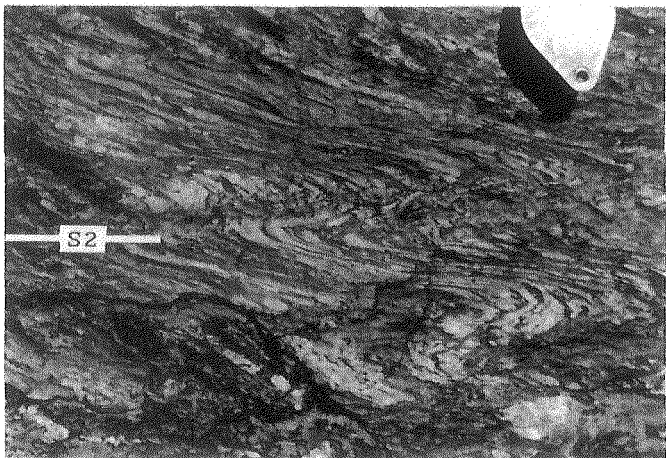
A nivel microscópico se puede observar que la morfología de esta foliación se mantiene vinculada a los pliegues asociados y a la litología predominante. En general está constituida por una red anastomosada o paralela de dominios de filosilicatos (zonas P), mayormente de muscovita, clorita y biotita, que encierran microlitones con mayor abundancia de cuarzo y plagioclasa (zonas Q) de formas planas hasta lensoides (dominios peliculares y lenticulares de Hobbs et al., 1976. En rocas metapelíticas del este del CPS, S2 presenta delgadas guías oscuras, con gran intensificación de la foliación y concentración de opacos y grafito (ver figura 2-4, en la página 47). Los contactos entre dominios suelen ser gradacionales aunque, ocasionalmente, se observan contactos netos que se vinculan con diferencias litológicas originales de carácter granulométrico (representando entonces una superficie original Ss o S1). En los microlitones se han preservado relictos de S1, algo que ya fue documentado en la figura 4-2. El clivaje de las rocas más cuarzosas está conformado por bandas muy delgadas, diferenciadas y micáceas, que se hallan en continuidad con el fenómeno observable en todas las escalas. Se trata entonces de un mayor espaciado de la foliación, la cual adquiere una característica fuertemente zonal en los sectores más cuarzosos.

En gran parte de los afloramientos, D2 se manifiesta en forma muy heterogénea, observándose que la verdadera naturaleza de este episodio es una muy fuerte crenulación, con trasposición de las estructuras previas, tal como se aprecia en las figuras 4-7a y 4-7b. A la escala de todo el CPS, S2 puede ser catalogado como un clivaje de crenulación muy penetrativo, de características zonales, donde se observan fenómenos de disolución y desplazamiento y rotación de los planos que llevan a una disposición paralela de los flancos de los pliegues con respecto a la foliación. También se alcanzan a observar lentes foliadas que parecen ser relictos que han permanecido intactos debido a la heterogeneidad de los procesos deformativos. A la escala



RASGOS ESTRUCTURALES
 FIGURA 4-7 GENERADOS EN EL EPISODIO
 DE DEFORMACION D2.

a) FUERTE CARACTER HETEROGENEO DE D2. EN LA PARTE SUPERIOR DE LA FOTO SE OBSERVA UN APRETADO PLEGAMIENTO F2 CON GENERACION DE UN CLIVAJE DE CRENUACION (S2) DISCONTINUO. EN EL SECTOR INFERIOR SE VE COMO S2 SE HACE CONTINUO Y NO SE OBSERVAN EVIDENCIAS DE CRENUACION A ESCALA MESOSCOPICA. Co. LA ENGORDA.



b) PLIEGUES F2 FUERTEMENTE ASIMETRICOS CRENULANDO A S1. SE GENERA UN CLIVAJE S2 PARALELO A LOS LIMBOS MAS CORTOS. PERFIL DEL Ao. LLIMENCO.

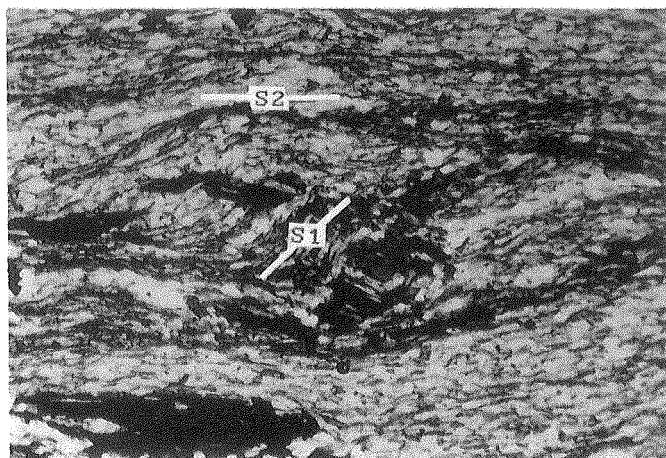


FIGURA 4-8 CARACTER HETEROGENEO DE D2 A ESCALA MICROSCOPICA EL SECTOR CENTRAL DE LA LA FOTO MUESTRA UN AREA LENSODE QUE HA QUEDADO COMO RELICTO NO AFECTADO POR EL DESARROLLO DE LA FOLIACION CONTINUA S2.

1 mm = 1 cm

microscópica hay buenas evidencias de este fenómeno (figura 4-8). La crenulación se observa tanto en la disposición del plegamiento de S1 en los microlitones como en la forma sigmoidal de muchos de los porfiroblastos de biotita (ver figura 4-2b) y la geometría de sus inclusiones.

A lo largo de D2 continuó la generación sintectónica de venas cuarzosas que, en algunos sectores, son la guía más importante para reconstruir la morfología de las estructuras planares.

En las áreas de más completa trasposición se ha generado una fábrica L-S (Turner y Weiss, 1963) importante. Los rasgos lineares más comunes corresponden a una lineación de agregado mineral L2m observable a escala mesoscópica y microscópica, con biotitas y epidotos alineados subparalelamente o con una baja relación angular con los ejes de los pliegues F2 (figura 4-9). A escala microscópica se observa que L2m está dada no sólo por la alineación de minerales, sino también por la disposición de sombras de presión y colas de recristalización adyacentes a los porfiroblastos.

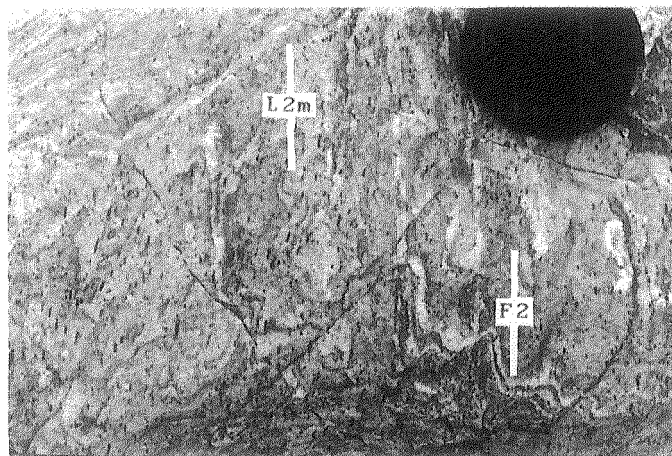


FIGURA 4-9 DISPOSICION PARALELA DE LA LINEACION MINERAL L2m Y LOS EJES DE PLIEGUE F2 EN EL PERFIL DEL RIO CATAN LIL.

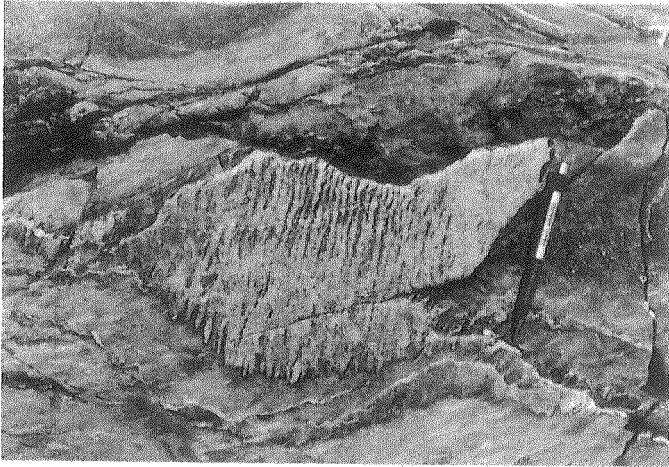


FIGURA 4-10 LINEACION DE ROD O
VARILLAS DE CUARZO L2r
EN ESQUISTOS DEL PERFIL
DEL RIO CATAN LIL.

Una lineación de intersección S1-S2 se desarrolla localmente como bandas paralelas poco delineadas. Otra lineación muy conspicua, aflorante en el perfil del río Catán Lil, es la disposición subparalela de varillas o rods de cuarzo (L2r) relacionada con una crenulación muy fuerte de las venas cuarzosas, causada por pliegues F2 de 1 cm (o menos) de longitud de onda. En la figura 4-10 se ve un ejemplo de esta estructura.

En los sectores de gran estiramiento, las venillas de cuarzo pre- y sin-D1 muestran un fuerte adelgazamiento que llega a hacer perder su continuidad, dando lugar a la aparición de boudines alargados y de sección lenticular algo irregular. En algunos casos se observan charnelas de pliegues F2 afectadas por estiramiento de tal forma que han quedado aisladas formando rods irregulares. Estas estructuras son paralelas a los ejes de los pliegues F2.

4.1.3 ESTRUCTURAS DEL TERCER EPISODIO DE DEFORMACION (D3)

Los efectos de este tercer episodio de deformación pueden observarse en todo el CPS, principalmente como pliegues mesoscópicos F3, crenulación paralela y clivaje de crenulación S3. No llega a generar una penetratividad manifiesta sino que

está restringido a determinados sectores, frecuentemente alrededor de zonas de cizalla con despegue a nivel de los planos S₂.

Los pliegues F₃ son fáciles de distinguir por su geometría y estilo particulares. Son desde muy abiertos hasta moderadamente cerrados y fundamentalmente asimétricos. Suelen ser pliegues de tipo similar en las partes más pelíticas hasta concéntricos en las rocas más gruesas, llegando a mostrar signos de deslizamiento entre capas (ver figuras 4-11a y 4-11b). El tamaño es variable. Los más grandes alcanzan a los 20 m de longitud de onda, y los más pequeños y cerrados forman crenulaciones de menos de 1 cm. Los pliegues F₃ más amplios flexuran suavemente a las rocas (figura 4-12). Es difícil obtener en ellos datos acerca de su geometría virtud de su gran longitud de onda en relación con su amplitud.

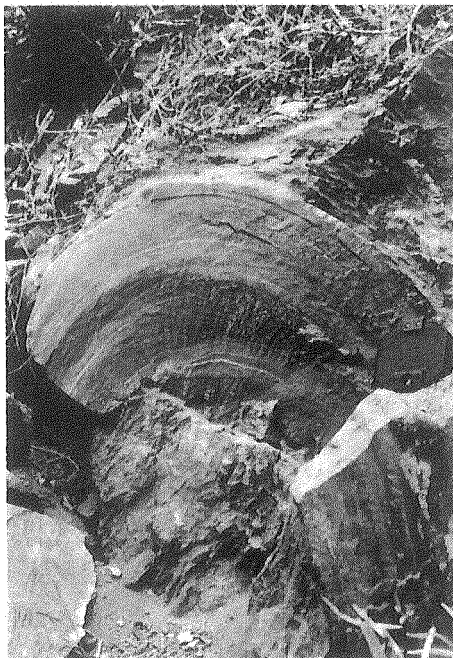
El estilo de plegamiento varía sistemáticamente. En las filitas más cloríticas del sector sur y sureste poseen geometrías angulosas, del tipo chevrón, con charnelas rectas y pequeño tamaño. En cambio, en ciertas zonas del arroyo Llimenco (donde los pliegues F₃ constituyen la estructura predominante) poseen formas redondeadas y cerradas (ver figura 4-13), con un clivaje de crenulación de plano axial en los pliegues simétricos y paralelo a un limbo en los asimétricos. Allí, los pliegues se disponen en trenes o "cascadas" a lo largo de capas controladas por la litología y poseen un tamaño mayor.

Gran parte de los pliegues F₃ está ligada a la formación de una estructura planar S₃ que adopta las características de un típico clivaje de crenulación. El grado de desarrollo de S₃ es función de la litología predominante, de la posición y de la heterogeneidad de la deformación. En las metapelitas llega a trasponer parcial o totalmente a S₂, mientras que en las rocas más cuarzosas se observa poca o ninguna evidencia de su



FIGURA 4-11 PLIEGUES F3.

a) F3 EN ESQUISTOS DEL PERFIL DEL RIO CATAN LIL. SE ALCANZA A VER UNA RELACION DE INTERFERENCIA ENTRE F2-F3.



b) F3 CONCENTRICO EN ESQUISTO CUARZOSO DEL PERFIL DEL Ao. LLIMENCO.



FIGURA 4-12 PLIEGUE F3 AMPLIO EN ESQUISTOS DEL PERFIL DEL RIO CATAN LIL.



FIGURA 4-13

PLIEGUE F3 DE TIPO SIMILAR
EN ESQUISTO PELITICO DEL
Aº LLIMENCO.

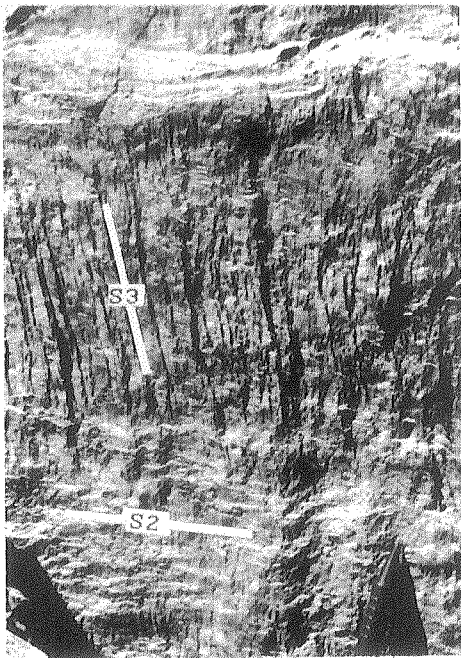


FIGURA 4-14

RELACION DE INTERSECCION
ENTRE LAS FOLIACIONES
S2 Y S3 EN EL PERFIL DEL
Aº. LLIMENCO.

presencia. En muchos lugares, las rocas presentan una doble foliación S2-S3 que genera una lineación de intersección entre ambas, como se observa en la figura 4-14. En otros sectores, la roca, aunque de carácter litológico homogéneo, muestra capas alternantes con contactos netos donde una de las foliaciones predomina totalmente sobre la otra.

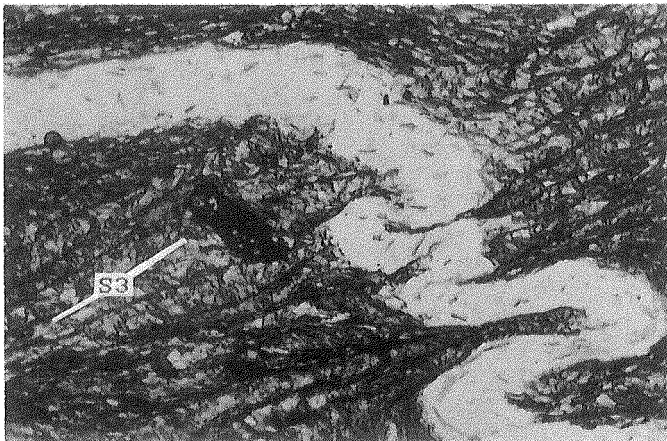


FIGURA 4-15 EJEMPLOS DE D3 A ESCALA MICROSCOPICA.

a) PLIEGUES F3 DE TIPO PTIGMATICO CON DESARROLLO DE UNA FOLIACION S3 DE PLANO AXIAL.

1 cm = 1 mm



b) CLIVAJE DE CRENULACION S3 CON EVIDENCIAS DE EFECTOS DE PRESION-SOLUCION EN LOS SECTORES CUARZOSOS.

1 cm = 1 mm

A escala microscópica también se advierten con claridad las crenulaciones que este episodio de deformación produce en las estructuras previas. El clivaje S3 es espaciado y está vinculado tanto a un corte de las estructuras en los flancos de los micropliegues como a una rotación y acomodación paralela de láminas de muscovita y clorita. En las figuras 4-15a y 4-15b se pueden apreciar pliegues F3 y clivaje S3 a escala microscópica. Un factor importante es el rol de los procesos de solución por presión, aparentemente muy activos en el desarrollo de esta estructura, tal como se ve en la figura 4-15b. Las venas de cuarzo plegadas muestran claros rasgos de disolución en los planos S3.

Cabe señalar que este tercer ciclo de trasposición está muy controlado por las heterogeneidades causadas por los ciclos anteriores; los pliegues F₃ suelen encontrarse asociados a charnelas o boudines de la fase penetrativa, lo cual genera zonas de importantes complicaciones mesoestructurales.

4.1.4 ESTRUCTURAS DEL CUARTO EPISODIO DE DEFORMACION (D₄)

Este evento de deformación está marcado por la superposición de pliegues y bandas kink, observable en toda la pila metamórfica. Esas bandas se manifiestan como flexuras abruptas que cortan al plegamiento de la esquistosidad regional. Son claramente visibles, aunque la heterogeneidad litológica y estructural hace dificultoso, en muchos casos, establecer sus características geométricas. El tamaño de los pliegues es variable entre 10 cm y 500 cm, mientras que las bandas son más delgadas, de 0,5 cm a 10 cm, dependiendo en alta proporción de la litología predominante. En muchas ocasiones la rotación de los planos que asimilan el acortamiento ha sido tan intensa que se llega hasta el brechamiento de la roca (ver figura 4-16).

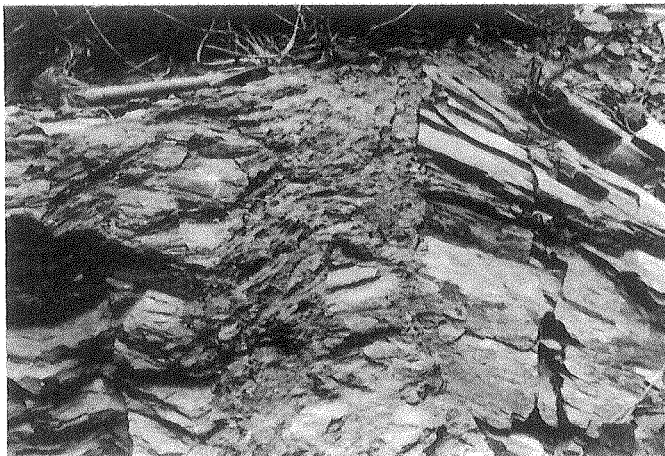


FIGURA 4-16 BANDA KINK BRECHADA.
PERFIL DEL Ao. LLIMENCO



FIGURA 4-17 BANDAS KINK GENERANDO
CLIVAJE S4.
Co. LA ENGORDA.

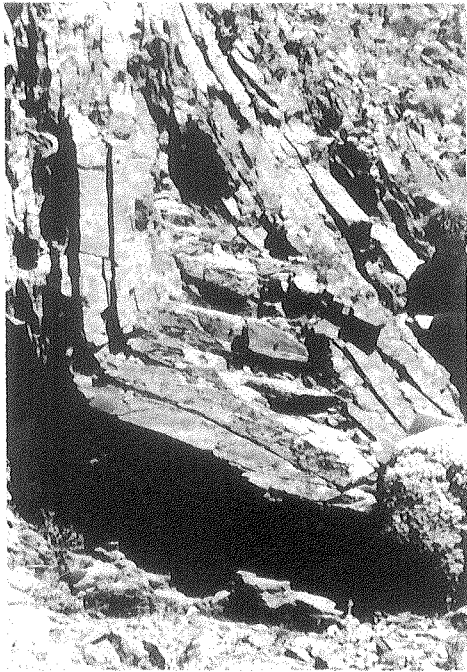


FIGURA 4-18 PLIEGUE KINK MAYOR. PERFIL DEL
A. LLIMENCO.

Existen áreas con gran desarrollo de kinks con diferentes características. En el este del CPS, en las zonas adyacentes al cerro La Engorda y arroyo Media Luna, aparecen numerosas bandas kink, profusamente distribuidas por toda la roca. Aquí los pliegues son pequeños y poco espaciados. Las bandas generan una fuerte lineación sobre las superficies de la esquistosidad penetrativa. Algunas de estas bandas están curvadas, aunque hay un juego siempre paralelo a una dirección (ver figura 4-17). En muchos casos, las bandas alcanzan a formar una estructura planar

espaciada (S4), con la cual se asocian pequeñas fallas paralelas. En la zona del arroyo Llimenco se observan pliegues kink limitados por zonas con deslizamiento entre capas (ver figura 4-18).

En el sector del río Catán Lil, las bandas y pliegues kink relacionables con este episodio poseen un tamaño mayor y un espaciado más amplio. La diferencia en la morfología ya fue observada por Neher (1986), quien la asimila a una mayor competencia de las rocas, causada por el metamorfismo de contacto que se sobreimpone a los esquistos de este perfil. Aquí se observan pliegues kink conjugados, del orden de los 500 cm.

El área de la cuesta de Rahue, al oeste del CPS (ver figura 1-12, en la página 37), muestra una abundante presencia de estas bandas que, como se ve en la figura 4-19, afectan también a un dique de pegmatita que intruye a las metamorfitas (D3 sería ubicable cronológicamente como un episodio posterior al evento magmático del Complejo Plutónico del Chachil). En el cerro Mallín de Ibáñez, el granitoide que constituye la mayor parte del afloramiento presenta una fracturación paralela, apretada, que llega a crear un clivaje de fractura asimilable a S4.

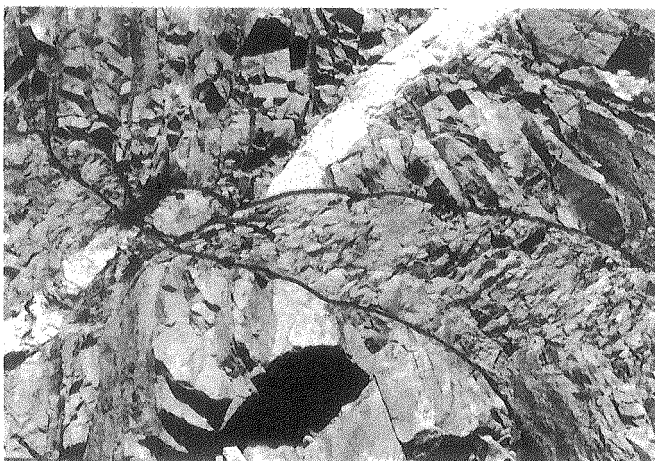


FIGURA 4-19

BANDA KINK AFECTANDO A
UN DIQUE PEGMATITICO
DEL COMPLEJO PLUTONICO
DEL CHACHIL.
CUESTA DE RAHUE.

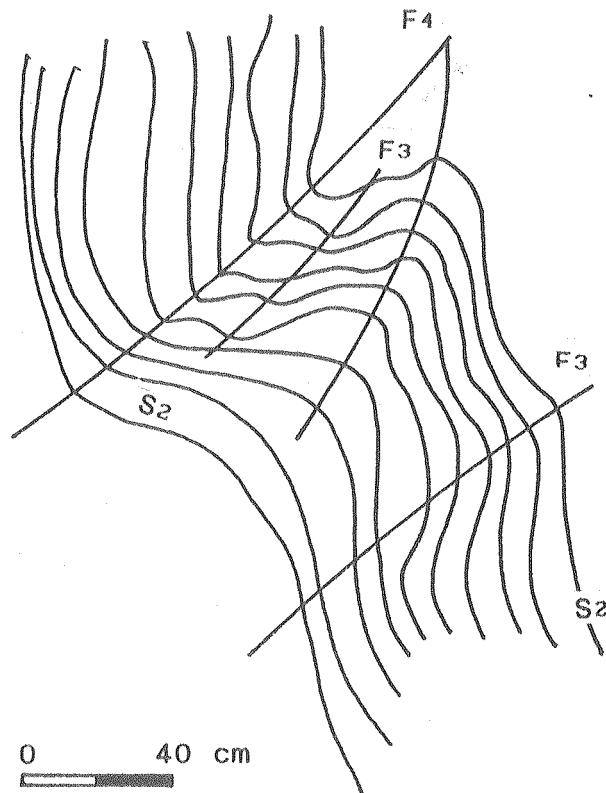
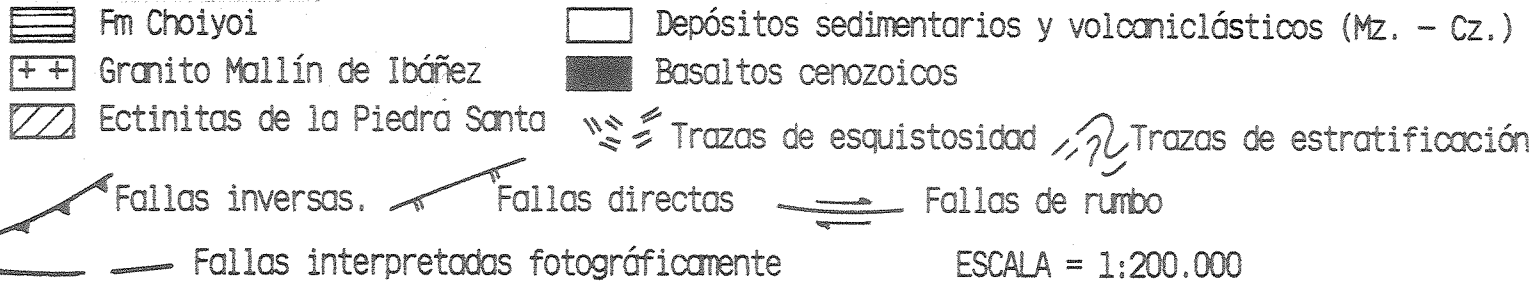
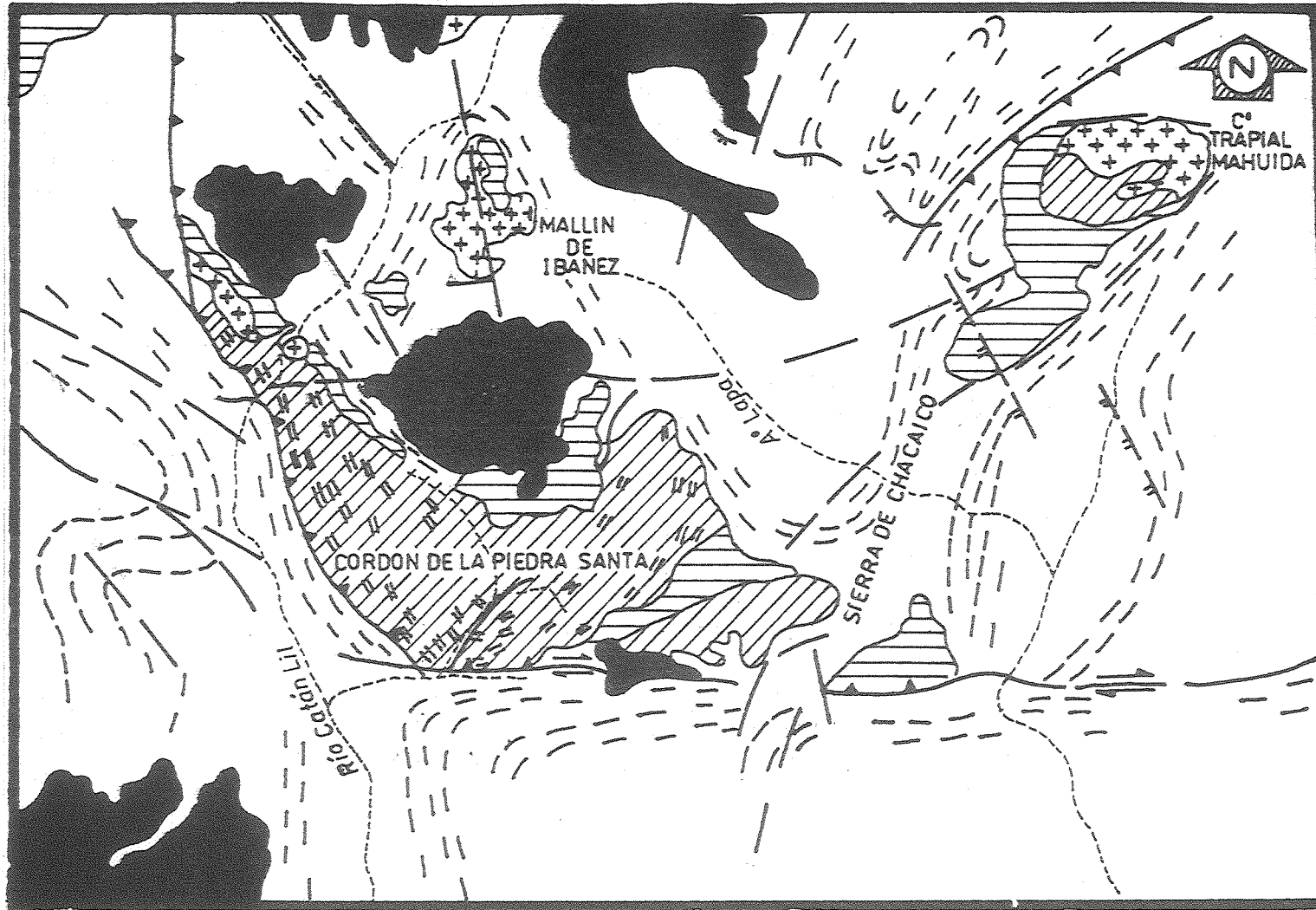


FIGURA 4-20 PLIEGUES KINK F4 NUCLEADOS EN CHARNELAS DE PLIEGUES F3.
 LAS ESTRUCTURAS DE D4 SE VINCULAN NORMALMENTE CON
 HETEROGENEIDADES DE LA ROCA CAUSADAS DURANTE D3.

Los pliegues y bandas kink pueden representar un episodio tardío o, posiblemente, varios episodios con características similares. Su disposición, tamaño y forma están fuertemente controlados por las heterogeneidades formadas en las fases previas. Los pliegues más amplios se suelen nuclear en charnelas de pliegues F3 (ver figura 4-20).

4.1.5 ESTRUCTURAS DEL QUINTO EPISODIO DE DEFORMACION (D5)

La figura 4-21 es un mapa que muestra las principales estructuras de fallamiento y plegamiento post-metamórficos de la región, analizadas en el campo o interpretadas en el análisis



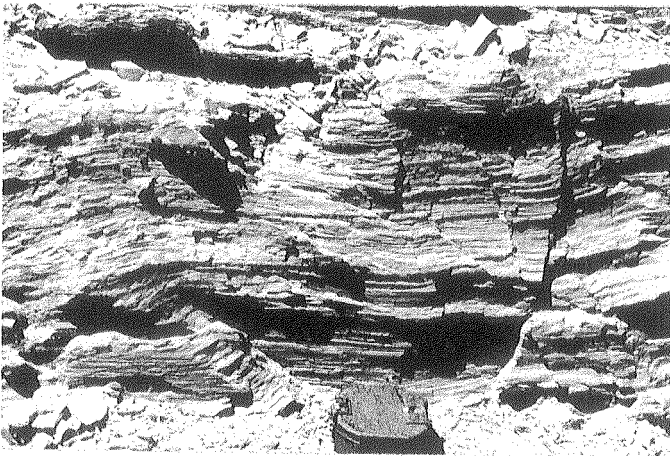
ESCALA = 1:200.000

PRINCIPALES ESTRUCTURAS DE FALLAMIENTO Y PLEGAMIENTO POST-METAMORFICO (MESOZOICAS). LAS TRAZAS DE LA FOLIACION MAS PENETRATIVA DE LAS METAMORFITAS Y LA FORMA DEL AFLORAMIENTO POSEEN UN PATRON CURVO QUE MUESTRA QUE TAMBIEN HAN SIDO PLEGADAS DURANTE ESA ETAPA.

FIGURA 4-21

fotogeológico. Se observa la deformación fuerte que han sufrido las rocas sedimentarias, acomodándose alrededor de los afloramientos del basamento pre-Jurásico. La observación a esta escala de la morfología del bloque del CPS, muestra un patrón curvo de disposición de elementos lineares que corresponden a la intersección de las estructuras planares de las metamorfitas con la topografía. Ese patrón describe una especie de semicírculo, demostrando que el CPS corresponde a una amplia forma plegada cuya charnela se encontraría hacia el sur (ver figura 4-21). Al complementar esta información con la obtenida en el campo, se logra distinguir que el CPS es una antiforma asimétrica (F5), limitada hacia el sur y oeste por importantes fallas que ponen en contacto las secuencias del basamento con la cubierta mesozoica. Esta disposición estructural deriva de una deformación más moderna, posterior a todos los ciclos propios del basamento. Este plegamiento parece ser resultante de la superposición de más de un episodio de deformación, en los cuales el basamento controló el comportamiento de las secuencias sedimentarias.

Las estructuras de este quinto ciclo de deformación no son claramente visibles a escala mesoscópica y no generaron estructuras menores asociadas. Están vinculadas a un importante fallamiento y plegamiento de estilo frágil y al deslizamiento a lo largo de los planos S2. Un sistema de fallas disturba la continuidad de las estructuras previas a lo largo de todo el CPS. Algunas de las fallas posee geometría directa, mientras que otras son inversas y de variado ángulo. En las figuras 4-22a y 4-22b se muestran ejemplos de un sistema de fallas menores y una zona de cizalla frágil que provoca el desplazamiento de material a través de varios planos paralelos asociados en las metamorfitas. En muchas de estas estructuras las rocas llegan a mostrar fenómenos cataclásticos, formándose las brechas descriptas en la sección 2.1.3.b.



ESTRUCTURAS DE CARACTER
FIGURA 4-22 FRAGIL DEL QUINTO
EPISODIO DE DEFORMACION

a) SISTEMA DE FALLAS MENORES EN EL
PERFIL DEL RIO CATAN LIL.



b) ZONA DE CIZALLA FORMADA POR UN
SISTEMA DE FALLAS PARALELAS
DESPLAZANDO UN PEQUEÑO DIQUE.
SECTOR DE LA Ea. ISASI.

4.1.6 ORIENTACION DE LAS ESTRUCTURAS

La disposición espacial de las estructuras mesoscópicas más penetrativas de las EPS presenta un cuadro que debe ser integrado a partir de la información tomada en diferentes dominios o sectores que posean cierto grado de homogeneidad, circunstancia común en todos los cinturones polideformados del basamento. La orientación de foliaciones y lineaciones puede ser registrada mediante mapas y diagramas estereográficos.

La figura 4-23 es un mapa de las estructuras relevadas en un sector de unos 40 m² a orillas del río Catán Lil. En él se aprecia claramente la disposición de S2, L2m y L2r y F3. La

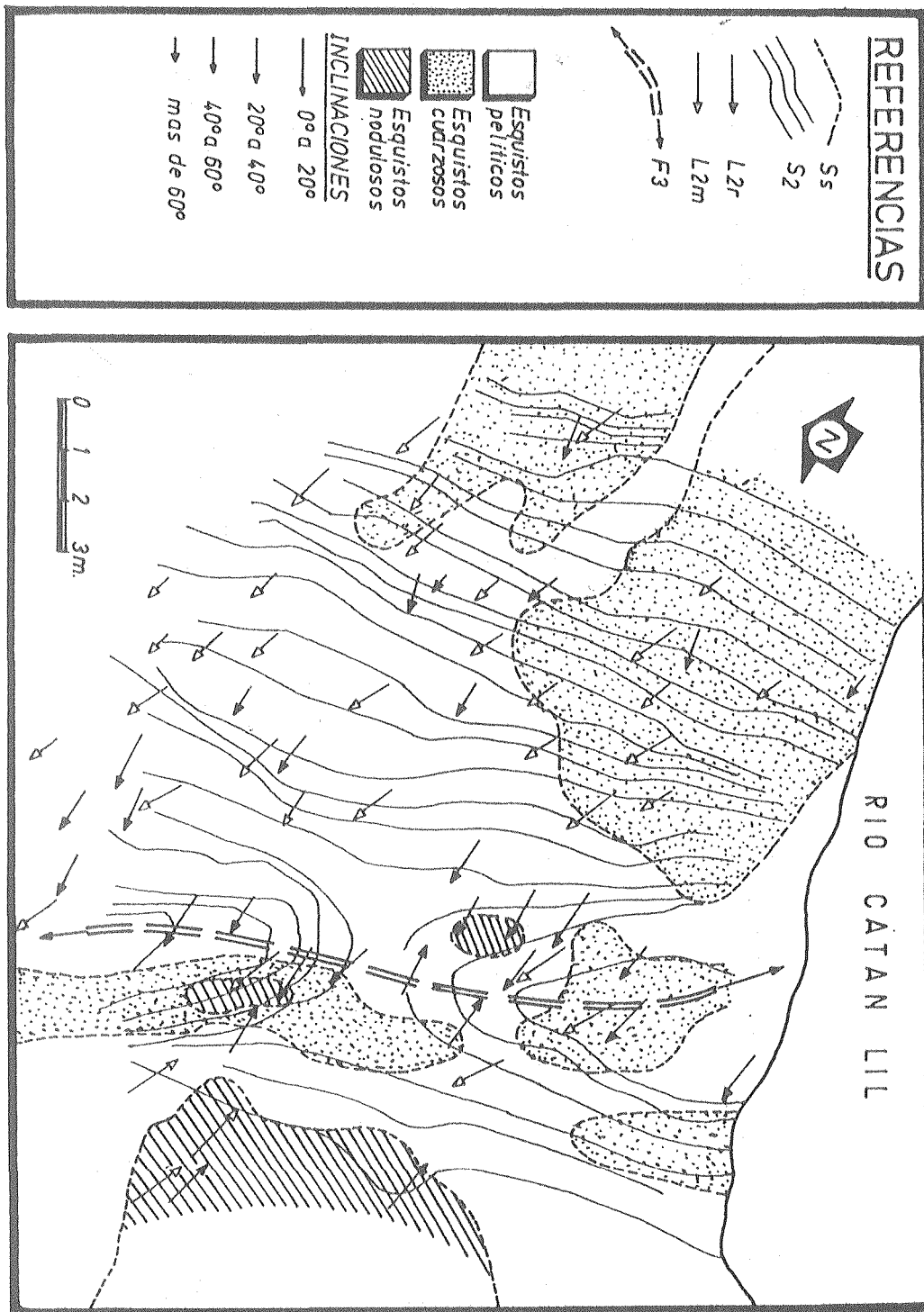


FIGURA 4-23 MAPA GEOLOGICO DE UN PEQUEÑO SECTOR DE AFLORAMIENTOS DEL PERFIL DEL RIO CATAN LIL. LA FOLIACION MAS PENETRATIVA (S2) POSEE MUY Poca INCLINACION. EL AREA MAPEADA CORRESPONDE A LA SINFORMA VISTA EN LA FIGURA 4-12.

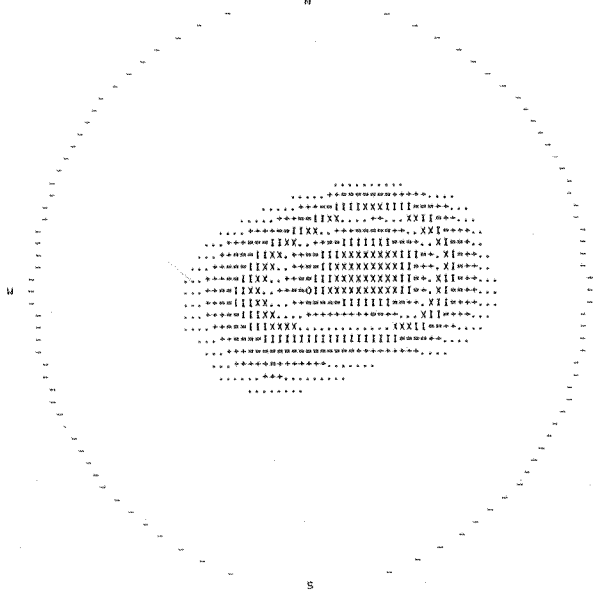
esquistosidad, marcada por las trazas de su intersección con la topografía, es prácticamente horizontal. Esa misma orientación poseen las lineaciones L_{2m} (biotitas) y L_{2r} (varillas de cuarzo y ejes de micropliegues F₂), las cuales se encuentran contenidas en los planos S₂. Es posible observar que las lineaciones mineral y de varillas de cuarzo se disponen casi paralelamente, con una muy escasa relación angular de unos 10° (promedio). El afloramiento corresponde a una zona plegada en forma amplia por el episodio de deformación D₃ y es el que se ve en la figura 4-12 de la página 89. El eje de la sinforma F₃ que aparece en el mapa también es prácticamente horizontal, aunque muestra leves buzamientos hacia uno y otro lado y se dispone a un ángulo alto con respecto a los ejes de pliegue del episodio anterior (D₂).

En la figura 4-24 se muestran diagramas estereográficos generales del área del perfil del río Catán Lil, donde se observa la distribución de polos de la esquistosidad más penetrativa (a) y se puede comparar con la distribución de polos de planos de la foliación anterior S₁ (b). Si bien existe una diferencia en la orientación de ambas estructuras planares, es posible decir que son casi paralelas. Muchos de los planos aquí asignados a la esquistosidad más penetrativa pueden ser también planos S₁. De igual forma, se puede apreciar que las lineaciones L_{2m} y L_{2r} son subhorizontales y se disponen con una escasa diferencia angular.

Las orientaciones de las estructuras de D₂ y D₃ en el perfil del arroyo Llimenco se muestran en la figura 4-25. En a) se observa que las estructuras planares S₂ y S₃ (a y b) muestran distribuciones similares. La esquistosidad penetrativa (S₂) se dispone en una faja de orientación mayormente submeridiana, con una mayor proporción de planos con inclinación hacia el sur. Los planos S₃ también están distribuidos en una faja submeridiana similar, sin mostrar un predominio de inclinación ni hacia el norte ni hacia el sur. Algunos planos son casi horizontales, lo

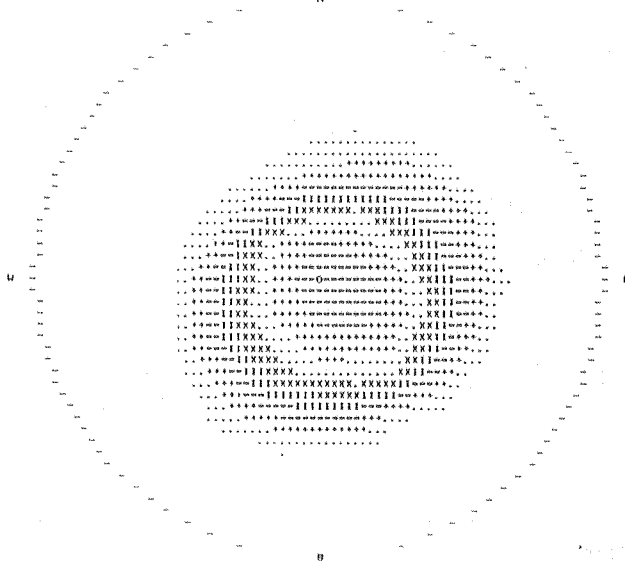
149 PUNTOS CONTADOS USANDO EL METODO DE KAMB :

a) AREA DE CONTEO = .057
 NUMERO ESPERADO = 8.49 PUNTOS POR AREA UNIDAD
 DESVIACION STANDARD (SIGMA) = 2.83 = (NUMERO ESPERADO) / 3.0
 ORDEN DE SIMBOLOS: ... III XXX
 INTERVALO ENTRE CONTORNOS = 3 SIGMA
 (LOS SIMBOLOS SE REPITEN CADA 5 CONTORNOS)



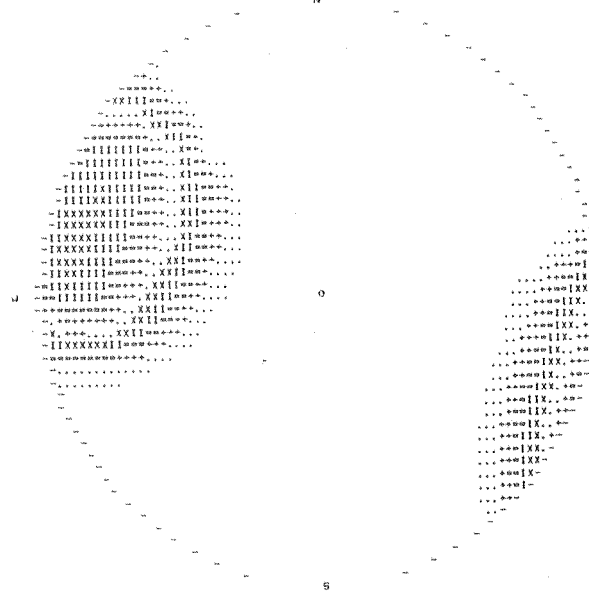
44 PUNTOS CONTADOS USANDO EL METODO DE KAMB :

b) AREA DE CONTEO = .170
 NUMERO ESPERADO = 7.47 PUNTOS POR AREA UNIDAD
 DESVIACION STANDARD (SIGMA) = 2.49 = (NUMERO ESPERADO) / 3.0
 ORDEN DE SIMBOLOS: ... III XXX
 INTERVALO ENTRE CONTORNOS = 2 SIGMA
 (LOS SIMBOLOS SE REPITEN CADA 5 CONTORNOS)



55 PUNTOS CONTADOS USANDO EL METODO DE KAMB :

c) AREA DE CONTEO = .141
 NUMERO ESPERADO = 7.73 PUNTOS POR AREA UNIDAD
 DESVIACION STANDARD (SIGMA) = 2.59 = (NUMERO ESPERADO) / 3.0
 ORDEN DE SIMBOLOS: ... III XXX
 INTERVALO ENTRE CONTORNOS = 2 SIGMA
 (LOS SIMBOLOS SE REPITEN CADA 5 CONTORNOS)



78 PUNTOS CONTADOS USANDO EL METODO DE KAMB :

d) AREA DE CONTEO = .103
 NUMERO ESPERADO = 8.07 PUNTOS POR AREA UNIDAD
 DESVIACION STANDARD (SIGMA) = 2.63 = (NUMERO ESPERADO) / 3.0
 ORDEN DE SIMBOLOS: ... III XXX
 INTERVALO ENTRE CONTORNOS = 2 SIGMA
 (LOS SIMBOLOS SE REPITEN CADA 5 CONTORNOS)

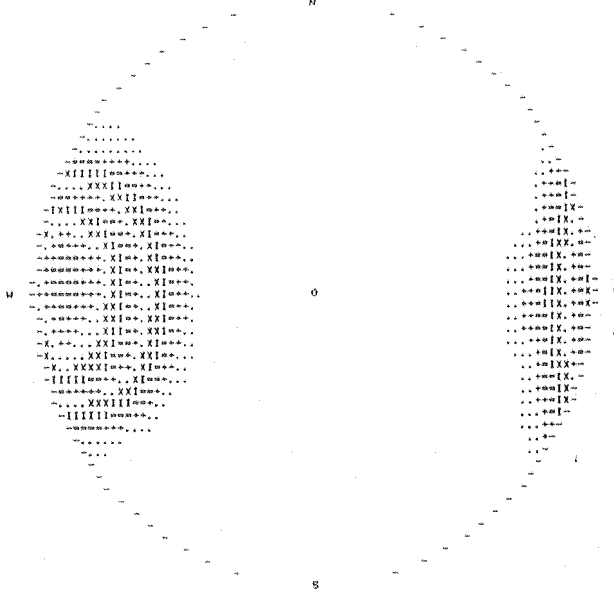


FIGURA 4-24 DIAGRAMAS ESTEREOGRAFICOS DE ESTRUCTURAS DE D2 EN EL PERFIL DEL RIO CATAN LIL. a) S2 b) S1 c) L2m d) L2r. PROYECCION SOBRE HEMISFERIO INFERIOR. RED DE SCHMIDT.

136 PUNTOS CONTADOS USANDO EL METODO DE KAMB :

a) AREA DE CONTEO = .044
 NUMERO ESPERADO = 5.60 PUNTOS POR AREA UNIDAD
 DESVIACION STANDARD (SIGMA) = 2.07 * (NUMERO ESPERADO) / 3.0
 ORDEN DE SIMBOLOS: ... * * * * * III XXX
 INTERVALO ENTRE CONTORNOS = 2 SIGMA
 (LOS SIMBOLOS SE REPITEN CADA 5 CONTORNOS)



28 PUNTOS CONTADOS USANDO EL METODO DE KAMB :

b) AREA DE CONTEO = .243
 NUMERO ESPERADO = 5.01 PUNTOS POR AREA UNIDAD
 DESVIACION STANDARD (SIGMA) = 2.27 * (NUMERO ESPERADO) / 3.0
 ORDEN DE SIMBOLOS: ... * * * * * III XXX
 INTERVALO ENTRE CONTORNOS = 1 SIGMA
 (LOS SIMBOLOS SE REPITEN CADA 5 CONTORNOS)



35 PUNTOS CONTADOS USANDO EL METODO DE KAMB :

c) AREA DE CONTEO = .305
 NUMERO ESPERADO = 7.16 PUNTOS POR AREA UNIDAD
 DESVIACION STANDARD (SIGMA) = 2.79 * (NUMERO ESPERADO) / 3.0
 ORDEN DE SIMBOLOS: ... * * * * * III XXX
 INTERVALO ENTRE CONTORNOS = 1 SIGMA
 (LOS SIMBOLOS SE REPITEN CADA 5 CONTORNOS)



47 PUNTOS CONTADOS USANDO EL METODO DE KAMB :

d) AREA DE CONTEO = .161
 NUMERO ESPERADO = 7.35 PUNTOS POR AREA UNIDAD
 DESVIACION STANDARD (SIGMA) = 2.52 * (NUMERO ESPERADO) / 3.0
 ORDEN DE SIMBOLOS: ... * * * * * III XXX
 INTERVALO ENTRE CONTORNOS = 1 SIGMA
 (LOS SIMBOLOS SE REPITEN CADA 5 CONTORNOS)



FIGURA 4-25 DIAGRAMAS ESTEREOGRAFICOS DE ESTRUCTURAS DE D2 Y D3 EN EL PERFIL DEL Ao. LLIMENCO. a) S2 b) S3 c) (L2m + L2r + EJES DE PLIEGUE F2) d) EJES DE PLIEGUE F3. PROYECCION SOBRE HEMISFERIO INFERIOR. RED DE SCHMIDT.

cual define la faja de distribución de una manera más clara que en el caso de S2. En c), las lineaciones L2m y de ejes de F2 se disponen con inclinaciones diversas, frecuentemente altas, mientras que los ejes F3 (d) muestran una distribución más homogénea, con inclinaciones menores y de actitud E-W. Se observa una buena correspondencia entre la dirección de F3 y la disposición de la faja formada en la distribución de planos de S2 que han sido afectados por ese plegamiento (figura 4-25a).

En cuanto al cuarto episodio de deformación (D4), las orientaciones de los planos no aparecen tan disturbadas como las anteriores. Tanto en el perfil del río Catán Lil como en el arroyo Llimenco es posible observar que los planos axiales de pliegues y las bandas kink se disponen según una dirección NNW-SSE y con altas inclinaciones. El diagrama de la figura 4-26 muestra la distribución de estas estructuras. Los máximos se ubican con azimut N160 e inclinaciones de 75° a 85° hacia el oeste, paralelos a los lineamientos más importantes de la región, compatibles con una dirección de acortamiento aproximadamente ENE-WSW.

La observación de la figura 4-25a y b muestra una gran homogeneidad en la actitud de las estructuras de D2 y D3, lo cual permite suponer que la distribución de ambas ha sido modificada conjuntamente, con posterioridad a su formación. La geometría de la faja generada en los dos diagramas sugiere la existencia de un fenómeno de plegamiento más moderno, asignable al último episodio de deformación D5. De acuerdo a las observaciones realizadas, la disposición axial de ese plegamiento (que pasa a denominarse F5) es subhorizontal y de orientación E-W. De todos modos, la antiforma generada posee una geometría más compleja que se puede analizar a través de otros diagramas. La figura 4-27 corresponde a un mapa sintético de afloramientos de las EPS con diagramas estereográficos de polos de S2 de diferentes localidades (río Catán Lil, Estancia María

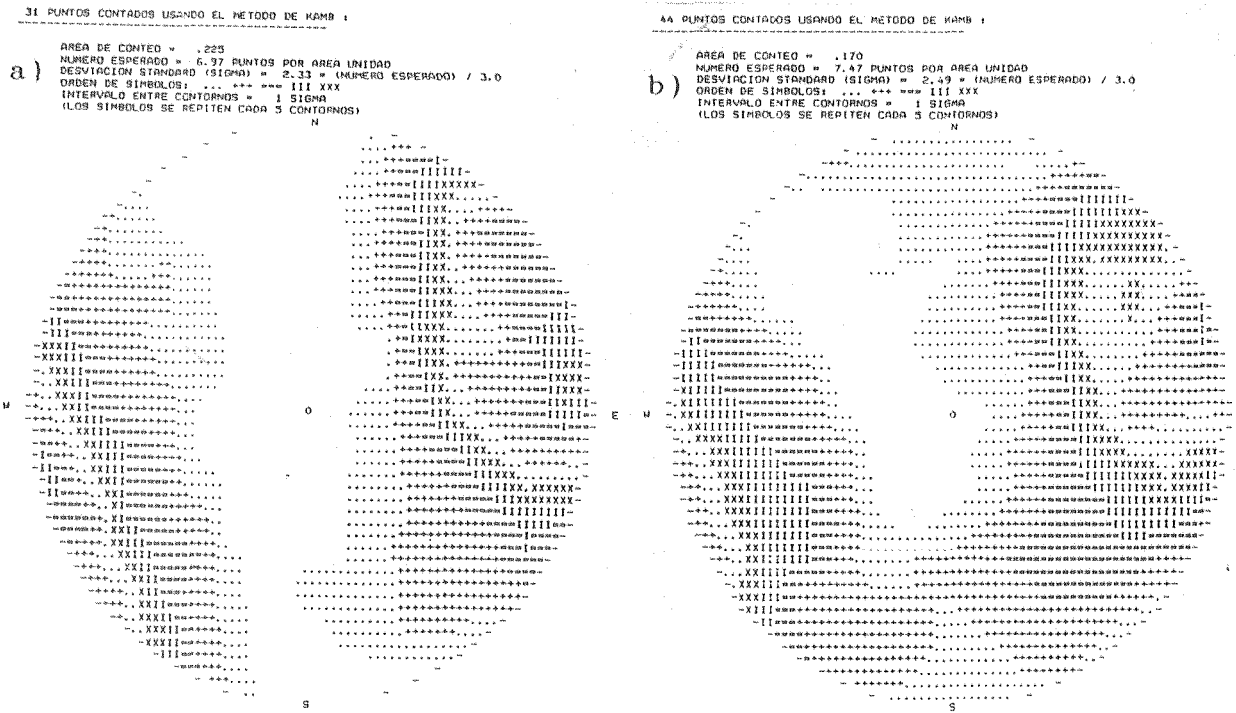


FIGURA 4-26 ORIENTACION DE LAS ESTRUCTURAS D4. a) S4 EN EL PERFIL DEL RIO CATAN LIL b) S4 EN EL PERFIL DEL A. LLIMENCO. PROYECCION SOBRE HEMISFERIO INFERIOR. RED DE SCHMIDT.

Juana, sector central del CPS en el arroyo Llimenco, cerro la Engorda y Ea. Isasi). Allí se puede observar que la foliación más penetrativa se dispone en forma paralela a los bordes del afloramiento, los cuales, tal como se ha presentado en la figura 4-21, se asocian a grandes fracturas (falla occidental del CPS y falla de Las Coloradas). Estas estructuras controlan la disposición actual de D2, D3 y D4. La antiforma F5 se podría explicar como un anticlinal con eje E-W (paralelo a la falla de Las Coloradas), plegado posteriormente en forma abierta, con plano axial de orientación NNE-SSW y fallado (coincidente con el tramo del arroyo Llimenco que va desde la Ea. María Juana hasta el sector central del CPS, marcado como fractura inferida fotográficamente en el mapa de la figura 4-21, en la página 96).

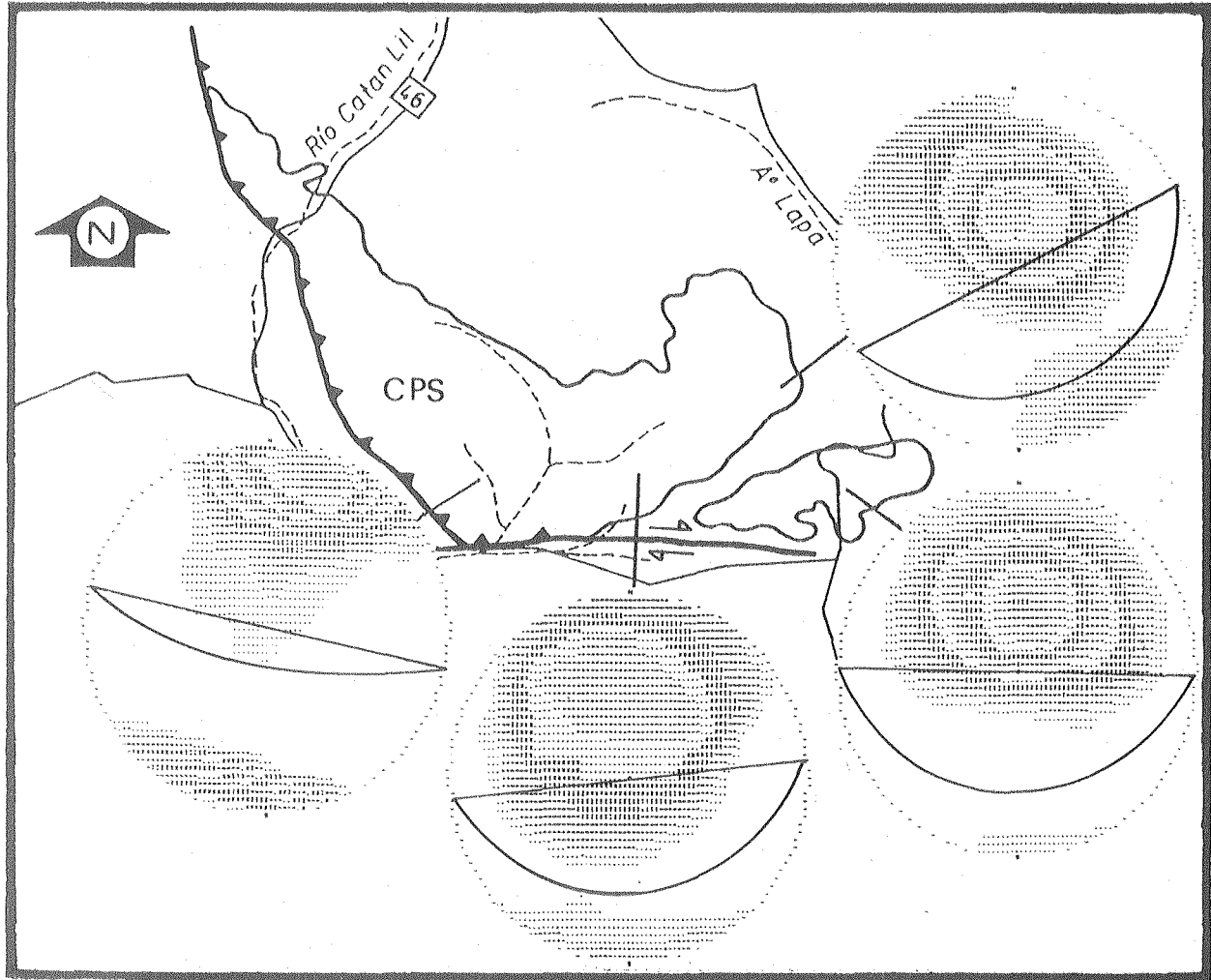


FIGURA 4-27 MAPA ESQUEMATICO DEL CPS CON LA DISTRIBUCION DE LA FOLIACION MAS PENETRATIVA (S2) EN DIFERENTES SECTORES. LA ESTRUCTURA PLANAR SE DISPONE EN FORMA SUBPARALELA A LAS FALLAS QUE LO LIMITAN.

4.2 CARACTERISTICAS DE LA DEFORMACION

En el estudio de las rocas del basamento metamórfico, las diferentes etapas de deformación aparecen reflejadas como una superposición compleja de estructuras. Estas son usualmente analizadas en base a criterios tectónicos y metamórficos que permiten separar secuencias cronológicamente sucesivas. De

acuerdo a la tradicional metodología de Turner y Weiss (1963), los modelos de la historia deformativa se proponen sobre la base de las relaciones de superposición, estilo y orientación de las diferentes estructuras en cada afloramiento, integrando luego la información local dentro de un cuadro regional. Según Holdsworth (1990), la integración del análisis de un área determinada debe considerar las variaciones que pueden existir como consecuencia de retrabajamiento tectónico, controles locales a escala del afloramiento o cambios en las condiciones orogénicas. Las estructuras individuales, incluso las asociaciones de estructuras, pueden poseer una disposición geométrica compleja (p.ej: pliegues con charnelas curvas o clivajes que cortan y desplazan a los pliegues contemporáneos). Este autor señala que la deformación considerada a gran escala dentro de un cinturón orogénico suele ser heterogénea y diacrónica.

Teniendo en cuenta las consideraciones apuntadas, actualmente se han adoptado conceptos tales como el de CICLOS DE TRANSPOSICION (Tobbisch y Patterson, 1988) que definen sucesiones estructurales que transponen a las anteriores dentro de un marco tectónico de características similares. Diferentes estructuras de plegamiento son asignadas a diferentes fases de deformación sólo cuando difieren abruptamente en orientación y estilo, sin evidencias de alguna transición entre sí.

4.2.1 FASES DE DEFORMACION

Al observar las características de estilo y disposición de las estructuras descriptas, se observan rasgos generales que permiten realizar una agrupación de las mismas en tres eventos mayores (o fases) separados entre sí por aspectos geométricos, mecánicos, petrológicos y cronológicos. El primer gran evento discernible (FASE 1) se encuentra íntimamente ligado a la recristalización y neoformación de minerales por procesos

metamórficos regionales, bajo condiciones de comportamiento dúctil y agrupa a los primeros tres episodios de deformación definidos, los cuales pueden ser reconocidos como ciclos de transposición sucesivos. Todas esas estructuras son previas a la intrusión neopaleozoica del Granito Mallin de Ibáñez y al alzamiento regional. Las otras dos fases (FASE 2 y FASE 3) se ligan con cada uno de los episodios restantes. La FASE 2 es posterior a los procesos metamórficos y magmáticos y se ha desarrollado en un campo transicional entre lo dúctil y lo frágil, afectando localmente (aunque con mucha intensidad) tanto a metamorfitas como a granitoides. La FASE 3 es un fenómeno muy posterior, conformado por diversos episodios que pliegan regionalmente a las rocas del basamento, relacionada con un fallamiento regional que afecta también a la cubierta sedimentaria mesozoica.

El cuadro 4-1 sintetiza la información descriptiva de cada fase de deformación.

4.2.1.a Primera fase de deformación (FASE 1)

Como se ha señalado, se incorporan en esta fase a todas las estructuras generadas durante los tres primeros ciclos de plegamiento y transposición. A pesar de la heterogeneidad que se manifiesta en la superposición de las estructuras generadas a nivel del afloramiento, se interpreta aquí que la FASE 1 representa una secuencia única que evoluciona en un marco de deformación progresivo. En este sentido, se coincide con las conclusiones expuestas por Neher (1986) en esta misma localidad. Las evidencias que permiten definir esta interpretación se resumen en:

- 1.- Han sido formadas en un período de tiempo limitado, vinculado con fenómenos de metamorfismo y previo a las

	FASE 1			FASE 2	FASE 3
	D1	D2	D3	D4	D5
PLIEGUES	F1 isoclinales apretados ?.	F2 asimétricos a isoclinales. Pliegues vaina. Charnelas curvas y engrosadas.	F3 asimétricos. Charnelas curvas y rectas. Cerrados hasta muy abiertos.	F4 tipo kink, en parte conjugados de 1cm a 500cm.	F5 gran escala Concéntricos. Deslizamiento entre capas
FABRICA	Foliación S1. Intersección Ss/S1	Esquistosidad penetrativa S2 de plano axial. Intersección S1/S2. L2m agregado mineral. L2r rod de az.	Clivaje de crenulación S3. Intersección S2/S3.	Clivaje espaciado S4	
RASGOS GENERALES	Cizalla dúctil. S1 subparalela a Ss. Metamorfismo regional.	Cizalla dúctil. Trasposición de S1. L2m y F2 subparalelos. Asociada a metamorfismo regional	Cizalla dúctil. Fuerte control local. Crenulación de S1 y S2. Asociada a metamorfismo regional	Deformación frágil/dúctil. Post-metamórfica	Deformación frágil. Asociada a fallamiento regional.

CUADRO 4-1 SINTESIS DE LAS CARACTERISTICAS DE CADA FASE DE DEFORMACION OBSERVADA EN EL COMPLEJO IGNEO-METAMORFICO DEL CPS.

intrusiones post-cinemáticas y al alzamiento regional.

2.- Poseen estilos que manifiestan un mismo régimen mecánico (dúctil) durante la deformación.

3.- No hay evidencias de "retrabajamiento tectónico" bajo condiciones diferentes de orientación, disposición o naturaleza de los mecanismos que generaron los esfuerzos.

4.- Las orientación de las estructuras de plegamiento y foliación de D1, D2 y D3 muestra un patrón similar, siendo las foliaciones prácticamente coplanares en muchos afloramientos.

Se sugiere que las diferencias geométricas y de estilo más sustanciales que separan a los tres episodios de la FASE 1 han sido causadas por la diferencia de intensidad de los fenómenos deformativos, controles locales litológicos y estructurales, o

por respuestas diferentes de acuerdo a la posición del cuerpo rocoso dentro de la corteza.

El primer ciclo de transposición (D1) corresponde a las estructuras tempranas dentro de la primera fase de deformación, que resultan en la crenulación de las estructuras primarias de la roca. D2 sería el episodio principal más penetrativo y D3 sería un evento tardío que traspone las estructuras previas en una forma más localizada. Esta organización se corresponde con lo que Neher (1986) denomina, para este mismo cinturón metamórfico, D_e , D_m y D_l (early, main y late).

Observaciones realizadas en los últimos años en zonas de corrimientos dúctiles, milonitización y secuencias acrecionales, muestran una gran asociación de fenómenos producidos por deformación progresiva (Holdsworth, 1990). Desde un punto de vista general, existen dos miembros extremos como procesos causantes de una deformación progresiva: cizalla pura y cizalla simple. Los sistemas de deformación natural son, frecuentemente, una combinación de ambos (Goscombe, 1991), pudiendo predominar uno sobre el otro, ya sea espacialmente o temporalmente. Este fenómeno puede ser observado en el CPS, donde se han descrito zonas con fuerte deformación no coaxial (pliegues asimétricos, foliaciones con desplazamiento tangencial) y zonas de acortamiento homogéneo coaxial (boudinage, pliegues isoclinales). Existen evidencias que permiten suponer que esas diferencias, que se manifiestan localmente, son producidas dentro de un campo regional vinculado con mecanismos de cizalla simple, no coaxial. Es conocido que muchas generaciones de pliegues pueden formarse durante un mismo evento de cizalla (Ghosh y Sengupta, 1987), y la superposición de ciclos de trasposición que generan foliaciones es actualmente referida a procesos de esa naturaleza (Mawer y Williams, 1991). La presencia de estructuras de acortamiento coaxial progresivo, dentro de un marco general de cizalla, se podría explicar como

un ajuste de los mecanismos de deformación a los fuertes contrastes de ductilidad del cuerpo rocoso, lo cual permitiría la diferenciación de zonas con componentes rotacionales y zonas que absorberían las componentes de acortamiento (Bell, 1986). Entre las evidencias que permiten suponer un proceso de cizalla regional para la FASE 1 se encuentran:

- 1.- Geometría del plegamiento (pliegues mesoscópicos asimétricos abundantes; pliegues intrafoliales y vaina; pliegues en gancho).
- 2.- Disposición de los rasgos lineares (lineaciones y ejes de pliegue paralelos o casi paralelos).
- 3.- Microtexturas (texturas miloníticas locales; inclusiones en porfiroblastos; forma de los porfiroblastos).
- 4.- Segregación tectónica de venillas de cuarzo.

Geometría del plegamiento: los pliegues mesoscópicos F2 son, en su mayor parte, asimétricos y no cilíndricos. Muchos de ellos, con limbos fuertemente adelgazados. Algunos de ellos llegan a adoptar la geometría de pliegue vaina. Según Cobbold y Quinquis (1980), en rocas sujetas a una fuerte deformación por cizalla, los ejes de los pliegues vaina e isoclinales yacen aproximadamente paralelos entre sí y paralelos a la dirección de transporte tectónico. Esta disposición y morfología es clásica en zonas formadas por cizalla no coaxial, como se puede ver en diferentes localidades del mundo (Gottschalk, 1990; Goscombe, 1991; Ghosh y Sengupta, 1987; entre otros). Los pliegues apareados en gancho son descritos por Hudleston (1989a) como prueba de grandes componentes rotacionales en el mecanismo de deformación.

Algunos de los pliegues mesoscópicos de las EPS son intrafoliales y se encuentran rodeados por una foliación en la cual llega a haber indicios de desplazamientos tangenciales. Otros se ven como crenulaciones cuyos ejes se hallan dispuestos

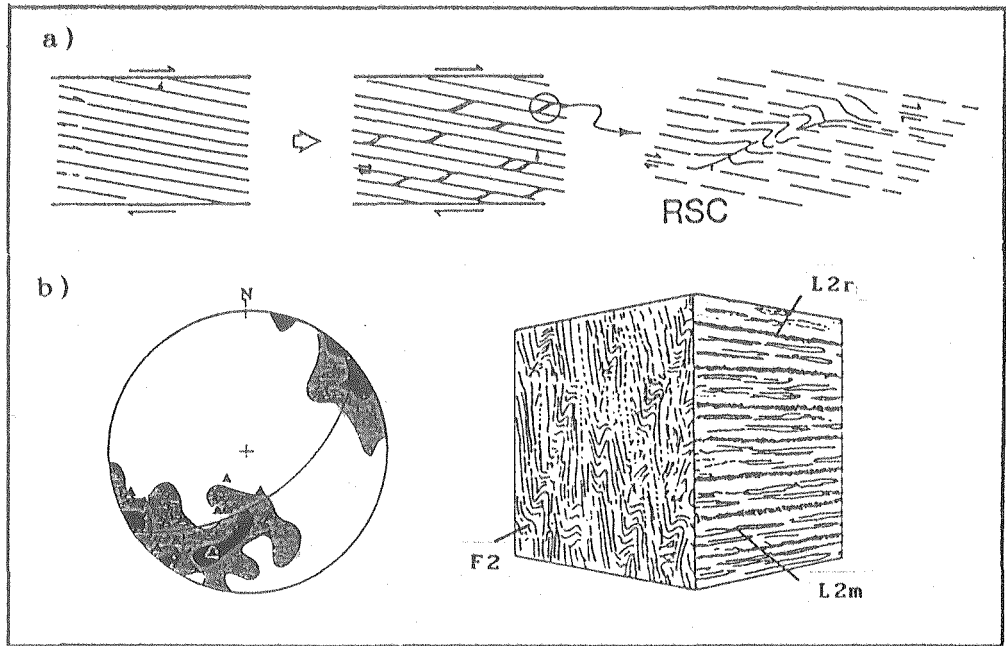


FIGURA 4-28 ESQUEMA DE FORMACION DE CRENULACIONES DE DESLIZAMIENTO INVERSO (RSC).

a) EL MECANISMO DE CIZALLA CRENULA A LA ROCA QUE YA POSEE UNA FUERTE HETEROGENEIDAD PLANAR PREVIA (S1).

b) DISPOSICION DE LAS LINEACIONES Y PLIEGUES CONTEMPORANEOS.

EL DIAGRAMA DE POLOS MUESTRA QUE LAS LINEACIONES MINERAL Y DE EJES F2 SON PARALELAS.

* Tomado de Dennis y Secor (1990).

paralelamente a la dirección de la lineación mineral. Estos pliegues parecen haber sido formados por mecanismos similares al que Dennis y Secor (1990) llaman "crenulaciones de deslizamiento inverso" (reverse-slip crenulations o RSC). La figura 4-28, tomada de esos autores, muestra la configuración geométrica típica asociada con las RSC, donde los ejes de crenulación y la lineación mineral suelen ser paralelos y yacen en un plano paralelo a la cizalla. Se muestra también el mecanismo de deslizamiento entre capas que da lugar a las crenulaciones. No todas las capas ofrecen este tipo de estructuras. En los sectores mecánicamente más heterogéneos, los movimientos de traslación entre las capas, generados por la cizalla, pueden verse facilitados en algunos sectores e inhibidos en otros. Tal

como lo proponen Ghosh y Sengupta (1987), este mecanismo puede generar zonas de acortamiento donde la foliación puede ser plegada isoclinalmente, y zonas de desplazamientos tangenciales con pliegues asimétricos.

Los pliegues F3 son esencialmente asimétricos y con un mismo sentido de vergencia. Sus flancos rotados son mucho más cortos y muestran deslizamientos entre capas, y están vinculados a fenómenos de cizalla simple. Se los encuentra asociados a fallas con despegue sobre planos S2 y S1, por lo cual el mecanismo de desplazamiento tangencial es directamente evidente.

Disposición de los rasgos lineares: Tal como se ha mencionado, las lineaciones mineral y de ejes de pliegue del ciclo D2 se disponen en una relación subparalela. Según las interpretaciones de Dennis y Secor (1987), tremblay y Saint Julien (1990) y Gottschalk (1990), entre otros autores, la dirección de la lineación mineral en rocas vinculadas con una fuerte deformación por cizalla simple es paralela a la dirección de transporte de material y paralela a la dirección del eje X de deformación finita. Los ejes de los pliegues se inician normalmente con un ángulo alto con relación a la dirección de transporte tectónico, y son rotados, posteriormente, hacia la dirección de mayor estiramiento. Si la deformación por cizalla es suficientemente grande, los ejes de crenulación y la dirección de lineación mineral se hacen prácticamente paralelos (Hudleston, 1989b). Ese mismo mecanismo de rotación puede dar lugar a la formación de pliegues vaina, los cuales se hallan vinculados con una superposición de cizalla simple sobre estructuras transversales no cilíndricas o con alguna irregularidad o inestabilidad.

Microtexturas: La observación microscópica de las EPS también ofrece pruebas de mecanismos no coaxiales, tales como la presencia local de texturas miloníticas, probablemente asociadas

a delgadas zonas donde se han concentrado desplazamientos de cizalla fuertes. En las texturas porfiroblásticas se evidencia una disposición mayormente asimétrica de la relación entre las foliaciones internas y externas a los porfiroblastos (ver figura 4-2b, página 80) en la que S₂ es la crenulación de S₁ (representada por las inclusiones internas). La forma de muchos de los megablastos de biotita es sigmoidal, rasgo que suele ser típico de una blastesis desarrollada en condiciones de deformación no coaxial.

Segregación de venillas de cuarzo: Un fenómeno asignable a la FASE 1 sería el de la generación sincinemática de venas cuarzosas (segregación tectónica). Sawyer y Robin (1986) han referido que estas venillas paralelas a las estructuras planares se forman primariamente en relación con las estructuras sedimentarias originales, y que nuevas generaciones de ellas se pueden acomodar paralelamente a las estructuras tectónicas posteriores ayudadas por un fenómeno de deslizamiento entre las capas. Ramsay y Hubber (1987) señalan que en los procesos plegantes de deslizamiento o flujo flexural suelen formarse venas paralelas a los contactos litológicos. Estos procesos de plegamiento son comunes en rocas de litología contrastante, con laminación plana regular, como sería el caso de las rocas sedimentarias que dieron origen a las EPS.

Toda esta información permite definir a la FASE 1 como una deformación progresiva dentro de un campo de cizalla no coaxial, que puede describirse en pasos sucesivos, tal como se observa en la figura 4-29. En a) se muestra cómo los pliegues F₁ crenulan a las estructuras primarias S₁. Originalmente, los F₁ son generados por inhomogeneidades dentro de la estratificación regional. Conjuntamente con el plegamiento se genera una foliación S₁ que se relaciona geoméricamente con los planos axiales de F₁ y comienza la segregación de venillas cuarzosas. A medida que actúa la cizalla, las estructuras son rotadas hacia

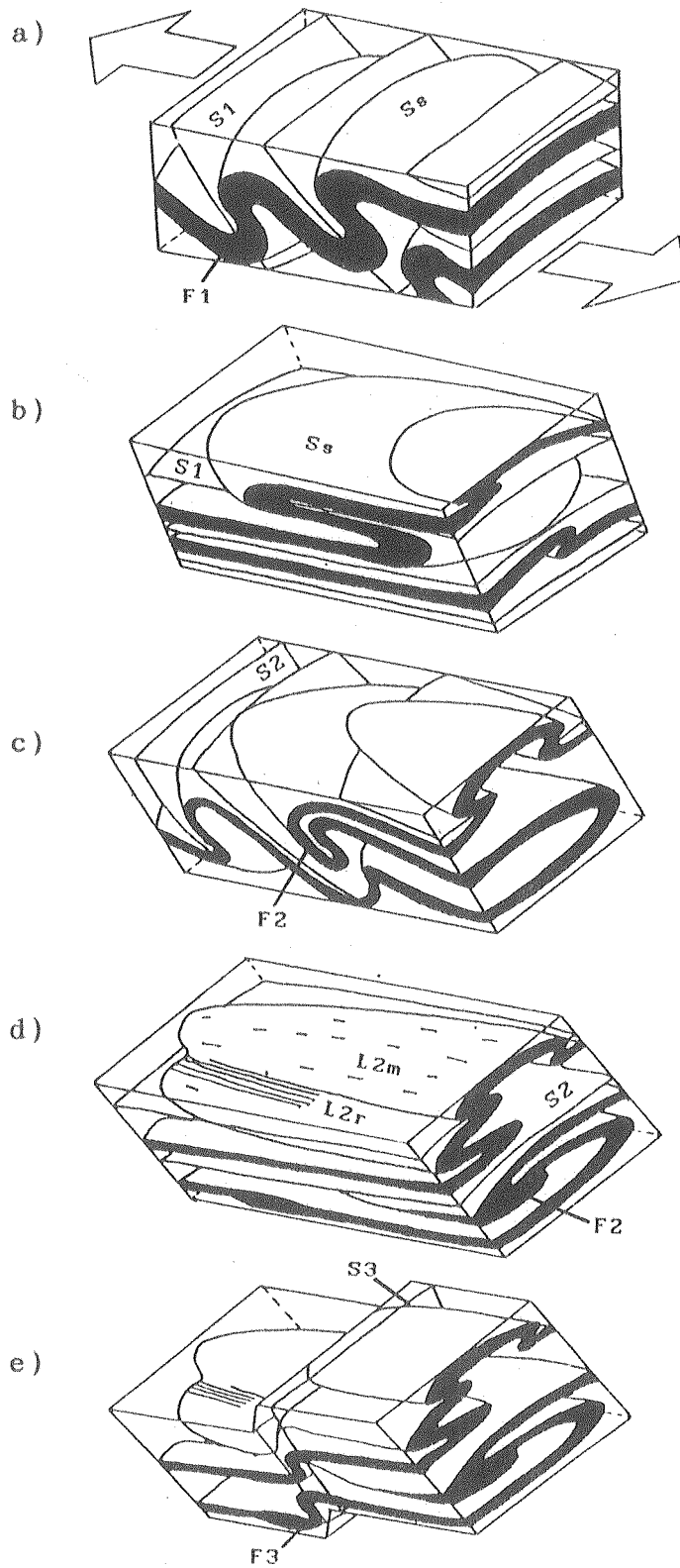


FIGURA 4-29 ESQUEMA DE LA EVOLUCION PROGRESIVA DE LA FASE 1 DE DEFORMACION QUE INCLUYE A LOS TRES PRIMEROS EPISODIOS (D1 - D2 - D3).
 * Explicación en el texto.

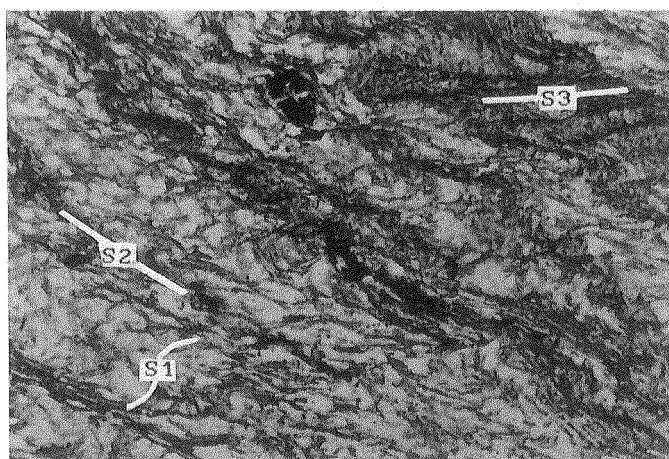
un paralelismo con el plano de cizalla, produciéndose un fuerte aplastamiento de las estructuras con un probable alargamiento de las charnelas hacia una geometría cada vez más alejada de un plegamiento cilíndrico (b). Las heterogeneidades mecánicas presentes dentro de esta estructura permiten el nucleamiento de nuevos pliegues F2 que se superponen a los antiguos a medida que el proceso continúa (c). Se genera una foliación S2 que transpone progresivamente a S1. En algunos sectores se generan estructuras de interferencia entre ambos ciclos. Muchos afloramientos muestran una disposición de elementos planares y lineares que representan este estadio de evolución dentro de la deformación progresiva.

Las relaciones microestructurales observables en corte delgado indican que S2, en las rocas más esquistosas, está formada por procesos diferentes que incluyen: microplegamiento de S1 y Ss, disolución y transferencia de material y crecimiento de nuevos minerales de hábito planar. Estos procesos son observables en los sectores adyacentes a los porfiroblastos, los cuales han crecido en zonas protegidas de los grandes efectos deformativos (Bell et al., 1986) y preservan las orientaciones estructurales previas. En las rocas más gruesas y cuarzosas, el fenómeno mecánico de acomodación de minerales planares formados previamente es quizá el más importante, mientras que los dominios micáceos muestran una fuerte blastesis metamórfica.

Cuando el contraste de ductilidad entre las capas no es fuerte, en zonas homogéneas y más pelíticas, la deformación sufre una importante partición pues aquí adoptaría la mecánica de un acortamiento progresivo. Es en estas zonas donde se desarrollan los pliegues F2 más isoclinales y el boudinage asociado. En estos sectores, la transposición de las estructuras anteriores es casi total.

Si la deformación continúa, el comportamiento mecánico muy dúctil y la gran proporción de cizalla acumulada producen una rotación de todas las estructuras hacia un fuerte paralelismo entre sí (d). Los pliegues F2 son estirados y la transposición de S1 es total. El gran aplastamiento destruye la mayor parte de las evidencias de los pliegues F1. Se llegan a desarrollar pliegues vaina en las zonas de mayor intensidad de cizalla. Se genera una lineación mineral paralela a la dirección de transporte, y las lineaciones de crenulación y ejes de pliegue se hacen paralelas a la misma. Ejemplo de este estadio serían algunos de los afloramientos descritos en el perfil del río Catán Lil.

Posteriormente, y a un nivel cortical superior, la progresión de la deformación produce zonas heterogéneas que forman un sistema espaciado de escamas de corrimiento. Alrededor de esos planos de alta acumulación de deformación se nuclean y desarrollan los pliegues F3 y el clivaje S3 restringido a las rocas de litología más favorable (e). Los ejes F3 se desarrollan a un alto ángulo con relación a F2, pero se disponen en el mismo plano de deformación. De acuerdo a la orientación medida en afloramiento, estos ejes se hallan dispuestos con orientación NW-SE a E-W.



ESTRUCTURAS PLANARES
 FIGURA 4-30 GENERADAS DURANTE LA
 FASE 1 DE DEFORMACION.
 SE PUEDE APRECIAR LA DISTRIBUCION
 Y CARACTERISTICAS DE S1, S2 Y S3 A
 ESCALA MICROSCOPICA.
 1 cm = 1 mm

La figura 4-30 muestra sintéticamente la disposición de las estructuras planares generadas durante la FASE 1, la cual puede ser perfectamente diferenciable a escala microscópica.

4.2.1.b Segunda fase de deformación (FASE 2)

Se trata de un evento ampliamente distribuido en el basamento, posterior a la intrusión del Complejo Plutónico del Chachil, que se evidencia tanto en las EPS como en los intrusivos. La deformación es de carácter frágil-dúctil con generación de pliegues y bandas kink que, en las metamorfitas, llegan hasta un brechamiento de sus limbos rotados. En los granitoides, se observa el desarrollo de clivaje y cataclasis débil. Estas características no han sido observadas en la cobertura, por lo cual se puede considerar a la FASE 2 como un evento vinculado al alzamiento regional comprendido entre la edad de emplazamiento de los plutones post-FASE 1 y la depositación de vulcanitas y rocas piroclásticas pérmicas.

Los pliegues kink F4 requieren para desarrollarse la existencia de fuertes heterogeneidades planares, de forma que algún desplazamiento pueda realizarse a través de superficies discretas entre las capas (Cobbold et al., 1971). Las rocas se comportaron de forma más heterogénea, y probablemente estuvieron en un nivel mucho más superficial de la corteza durante D3. Estas estructuras podrían ser ajustes compresivos como respuesta al ascenso del sector meso a supracortical hacia la superficie y, de acuerdo a su orientación, implican un acortamiento en dirección E-W a ESE-WSW.

4.2.1.c Tercera fase de deformación (FASE 3)

Esta fase no se vincula íntimamente con el basamento, sino

que resulta de la respuesta del mismo, ya como bloque más o menos rígido, a los esfuerzos causados durante las fases compresivas mesozoicas y terciarias. El estilo de deformación es esencialmente frágil, y causó en las EPS un fallamiento y plegamiento concéntrico, con deslizamientos discretos entre las capas S1, S2 y S3 (deslizamiento flexural). Estas estructuras responden a diferentes episodios ligados a la generación y desarrollo de los accidentes tectónicos más importantes de la región, como la falla de las Coloradas, la falla occidental del CPS y la Sierra de Chacaico (ver figura 1-7, en la página 16 y figura 4-21, en la página 96), los cuales son parte del sistema occidental de la Dorsal de Huincul. Como ha sido referido previamente, esta última estructura fue definida como una gran falla transcurrente dextral, con estructura en flor, que ha controlado drásticamente la paleogeografía y ambientes de depositación de la Cuenca Neuquina (Orchuela y Ploskiewicz, 1981). Este movimiento ha generado un campo de esfuerzos local y las fallas de la región han participado de ese sistema. La falla de Las Coloradas es de tipo inverso y yuxtapone al basamento sobre la serie sedimentaria, pero también muestra claros indicios de movimiento dextral que se manifiesta en la deformación de la cubierta mesozoica.

Tal como se ha señalado más arriba, la morfología del CPS resulta de la superposición de dos estructuras de diferente orientación. La primera se vincula con un plegamiento de eje E-W, que Neher (1986) denomina "anticlinal de Picun Leufu - Piedra Santa - Rahue", formado durante las primeras etapas de actividad de la Dorsal de Huincul (Jurásico superior). En el Cretácico superior y Terciario, los empujes de la actividad tectónica andina generaron una deformación compresiva muy grande en la Cuenca Neuquina que, en este sector sur, se halla controlada por la presencia del basamento y el movimiento transcurrente del sistema asociado a la Dorsal Neuquina. En la figura 4-31 se observa un esquema simplificado de las

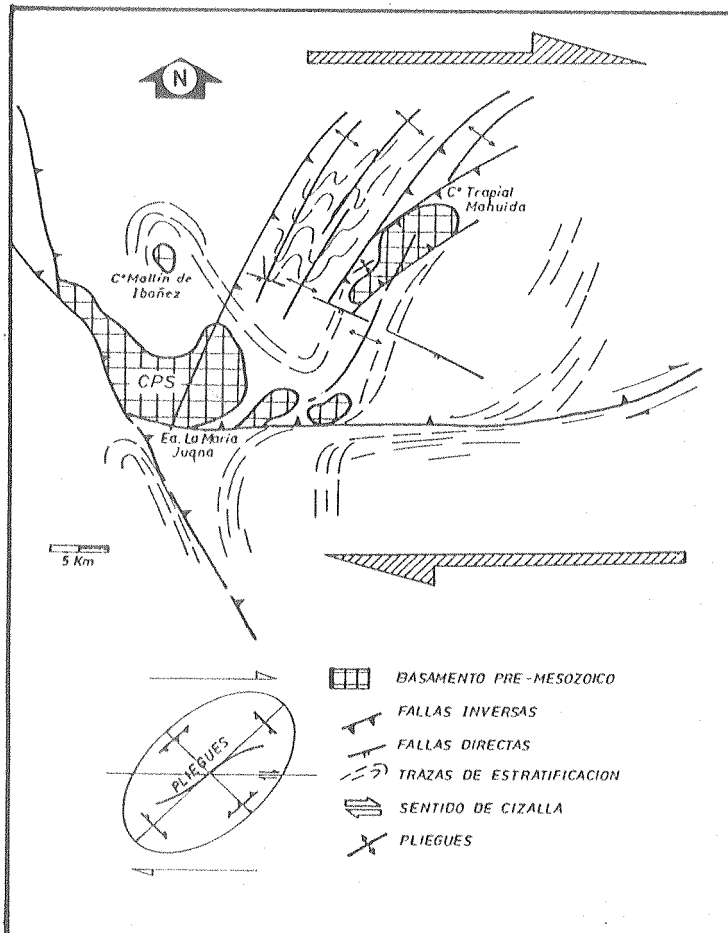


FIGURA 4-31 MAPA SIMPLIFICADO DE LAS ESTRUCTURAS REGIONALES DEL CPS EN EL MARCO DE UNA DEFORMACION POR CIZALLA DEXTRAL.

estructuras de fallamiento y plegamiento del área del CPS, el anticlinal de la Sierra de Chacaico y el sinclinorio de Casa de Piedra, donde se aprecia que todas ellas responden, en su tipo y orientación, al patrón esperable dentro de un campo de cizalla dextral. Según este esquema, los planos axiales de los pliegues generados por este episodio llevarían un rumbo NE-SW. Esa disposición es la del anticlinal de Chacaico y el sinclinorio aflorante al oeste del mismo, así como la del plegamiento F5 observado en el perfil del arroyo Llimenco. El afloramiento de las secuencias del basamento en la Sierra de Chacaico estaría vinculado a la formación de un sistema de fallas inversas más moderno, dentro del marco de cizalla progresiva dextral. En el CPS, la continuidad del fenómeno deformativo provoca un empuje

del basamento hacia el oeste, contra la falla que lo limita en el sector occidental, dando la morfología actual a la antiforma F5 y al bloque que conforma el CPS.

Se postula aquí que las estructuras de la FASE 3 del basamento del CPS son el resultado de un fenómeno de transpresión causado por la generación y movimiento de rumbo dextral de la falla de Las Coloradas y otras asociadas, que en conjunto forman parte de la Dorsal de Huincul. La presencia del basamento en toda la región del Macizo de Chacaico ha controlado la deformación de toda la cubierta en un estilo de tipo "wrench tectonics". La evolución a lo largo de distintos pulsos tectónicos vinculados con la generación y movimiento de la dorsal ha reactivado antiguos planos de discontinuidad y ha formado otros nuevos que se disponen dentro del campo de cizalla progresiva dextral, con componentes transtensivas y transpresivas.

5 EVENTOS METAMORFICOS

Las Ectinitas de la Piedra Santa han sido definidas como una secuencia polimetamórfica, representada por una sucesión de filitas, esquistos y hornfels (ver secciones 1.3 y 2.1). El análisis de las relaciones de campo y de las texturas y estructuras a nivel microscópico, permite diferenciar la acción de dos eventos metamórficos progradantes, diferentes y cronológicamente separados. El primer evento es de tipo regional (M-R) y es el que provocó la recristalización de las rocas primarias con la generación de filitas y esquistos pelíticos y cuarzosos. El segundo efecto (M-C) es posterior y ligado a la intrusión del Granito Mallín de Ibáñez. Las metamorfitas (hornfels y esquistos porfiroblásticos y nodulosos) se disponen formando la aureola de contacto alrededor de las plutonitas. Un evento retrógrado posterior afectó a toda la pila metamórfica provocando la recristalización parcial de las paragénesis de M-R y M-C hasta un grado más bajo.

5.1 METAMORFISMO REGIONAL (M-R)

5.1.1 ANALISIS DE LAS PARAGENESIS MINERALES

El evento metamórfico regional M-R ha sido causante de la blastesis de diferentes fases minerales, representada tanto en el desarrollo de una esquistosidad asociada a fases de filosilicatos como en la nucleación y crecimiento de porfiroblastos.

En el estudio petrográfico de las rocas del metamorfismo regional (sección 2.1.1), se incorporó un resumen de las paragénesis observadas en las filitas y esquistos micáceos y cuarzosos del CPS. Estas han sido sintetizadas, dejando de lado la presencia de minerales de escasa aparición, en la tabla 5-1.

clo + mus + pla + qz	(1)	filita	
clo + mus + epi + pla + qz + (hem)	(4)	filita	
clo + mus + epi + pla + qz + (bio)+(hem)	(1)	filita	A
bio + clo + mus + pla + qz	(1)	esquisto	
bio + clo + mus + pla + cal + qz	(1)	esquisto	
bio + clo + mus + epi + pla + qz + (hem)	(11)	esquisto	B
bio + mus + pla + qz + (clo)	(3)	esquisto cuarzoso	
bio + mus + epi + pla + qz + (clo)+(hem)	(8)	esquisto cuarzoso	
gra + bio + clo + mus + pla + qz + (epi)	(4)	esquisto	C
gra + bio + mus + pla + qz + (epi)	(1)	esquisto cuarzoso	
and + bio + clo + mus + pla + qz + (epi)	(1)	esquisto	D

TABLA 5-1

PARAGENESIS DE M-R OBSERVADAS EN EL AREA DEL ARROYO
LLIMENCO - CERRO LA ENGORDA - MEDIA LUNA

* Entre paréntesis figura la cantidad de muestras.

* Las letras recuadradas distinguen las paragénesis sintéticas definidas en el texto.

De acuerdo a las relaciones texturales y al contenido modal de cada fase es posible simplificar el análisis agrupando las diferentes asociaciones minerales en cuatro paragénesis sintéticas (separadas en la tabla 5-1 y representadas con letras). Se pueden diferenciar asociaciones minerales sin biotita y con biotita. Entre estas últimas existen paragénesis con granate y con andalucita. Las cuatro paragénesis serían:

PARAGENESIS A	= clo + mus + pla + qz ± epi ± bio ± cal ± hem
PARAGENESIS B	= bio + mus + pla + qz ± epi ± clo ± hem
PARAGENESIS C	= gra + bio + mus + pla + qz ± epi ± clo
PARAGENESIS D	= and + bio + clo + mus + pla + qz ± epi

La paragénesis **A** registra el equilibrio de clorita, muscovita, plagioclasa albitica y cuarzo, con las fases epidoto, biotita, óxido férrico (como hematita) y calcita subordinadas y

restringidas a determinadas subasociaciones. Las paragénesis [B], [C] y [D] representan la incorporación de las fases porfiroblásticas más distintivas: biotita, granate y andalucita, respectivamente. La asociación [B], de amplio desarrollo entre las EPS, corresponde a las rocas biotíticas. Las metapelitas muestran una íntima asociación de biotita, muscovita y clorita, mientras que los esquistos cuarzosos carecen, prácticamente, de clorita. Las rocas granatíferas configuran la paragénesis [C], en las cuales se asocian granate, biotita y muscovita, con clorita y epidoto como fases accesorias. La paragénesis [D] se define para la muestra que presenta pseudomorfos muscovíticos sobre porfiroblastos de andalucita, asociados a biotita, clorita y cuarzo, y que fueran descriptos en la sección 2.1.1.

5.1.2 SECUENCIA DE BLASTESIS DE LAS PRINCIPALES FASES DE M-R

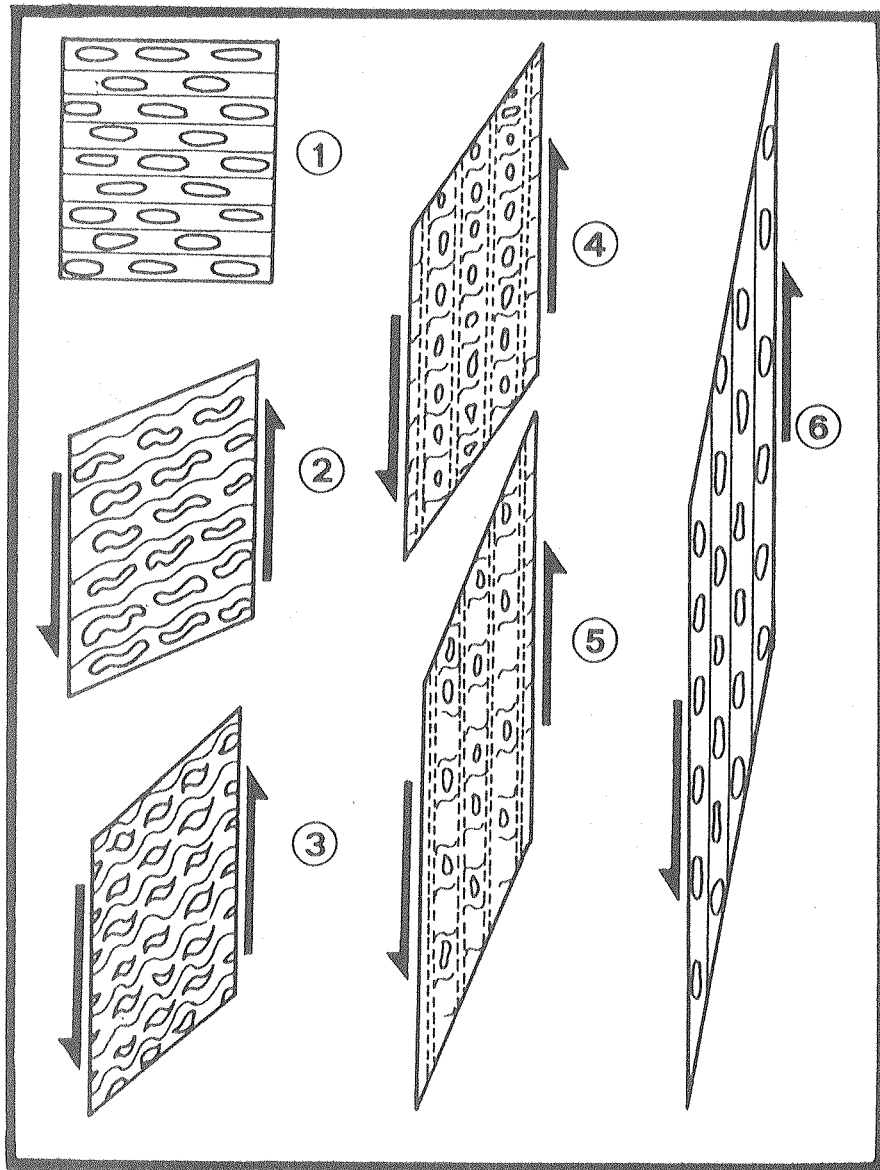
Las relaciones texturales observadas en el trabajo de campo y en las secciones delgadas permiten establecer una fuerte vinculación del fenómeno metamórfico M-R con los episodios de la primera fase de deformación (FASE 1) definida en la sección 4.2.1. A través del estudio detallado de las paragénesis es posible discernir una secuencia cronológica de crecimiento de las principales fases minerales, tomando como parámetro el desarrollo de las estructuras planares más penetrativas. Los primeros estudios realizados con este objetivo se remontan a Zwart (1960), quien diferenciaba entre minerales pre-, sin- y post-tectónicos en base a la disposición paralela de inclusiones internas a los porfiroblastos (S interna o S_i) y su relación con la disposición de las superficies de esquistosidad externas al porfiroblasto (S_e). En los últimos años, trabajos de Bell (1986), Bell y Rubenach (1983), Bell et al. (1986) y Vernon (1989), entre otros, han promovido cambios en la interpretación de esas relaciones, vinculados con el concepto de la partición de la deformación en sus componentes tangenciales y normales,

causada por las heterogeneidades estructurales de la roca. De esta forma se generarían las zonas posibles para el nucleamiento y crecimiento de porfiroblastos. Bell et al. (1986) señalan que todo crecimiento de porfiroblastos necesita la existencia de una deformación simultánea que provea de locaciones para el nucleamiento y la energía necesaria para el transporte de materia.

Desde un punto de vista microtextural, el desarrollo de una foliación penetrativa ha sido dividido por Bell y Rubenach (1983) en seis estadios que son alcanzados progresivamente, a lo largo de los cuales se van perdiendo los vestigios de la estructura planar anterior. La figura 5-1, adaptada a partir de Johnson (1990) y Bell y Rubenach (1983), muestra un esquema de los estadios de desarrollo de una foliación de crenulación causada por un mecanismo de cizalla simple, tal como el que ha sido postulado para la FASE 1. La generación de porfiroblastos puede ocurrir en cualquiera de esas etapas y, por lo tanto, manifestar características diferentes de acuerdo a la historia de su desarrollo. Estas diferencias proporcionan una fina herramienta para resolver la posición cronológica relativa de cada fase mineral. Ejemplos de este tipo de análisis pueden verse en los trabajos de Reinhardt y Rubenach (1989) y Johnson (1990).

Las texturas y estructuras observadas en las ectinitas de la Piedra Santa muestran diferentes relaciones entre blastesis y esquistosidad con referencia a las estructuras planares de la primera fase de deformación (S1, S2 y S3). El desarrollo de la matriz y los porfiroblastos durante M-R puede ser sintetizado de la siguiente manera:

1. MATRIZ.- La matriz de las ectinitas está conformada por una trama subparalela de agregados de clorita y muscovita y, secundariamente, biotita. La clorita y la muscovita se hallan



EVOLUCION DEL DESARROLLO DE UN CLIVAJE DE CRENULACION
 FIGURA 5-1 CONTINUO BAJO UN REGIMEN DE CIZALLA. LOS NUMEROS INDICAN
 ESTADIOS SUCESIVOS.

* Adaptado de Bell y Rubenach (1983) y Johnson (1990).

íntimamente vinculadas en los dominios laminares de las filitas y esquistos. Ambos minerales muestran un registro extenso a lo largo de M-R. Conjuntamente con plagioclasa conforman los relictos de S1 que se encuentran preservados en microlitones de S2 o protegidos de la deformación más intensa por el crecimiento

cercano de porfiroblastos de biotita (ver figura 5-2a). En todos los ejemplos, la primera foliación (causada por el ciclo de trasposición D1) aparece como una esquistosidad fina que ha llegado a una gran homogeneidad, en lo que sería un estadio 6 de la figura 5-1.

La misma asociación anterior, con el agregado de láminas de biotita, forma la matriz que se desarrolla sincinemáticamente en todas las etapas del segundo ciclo de trasposición (D2). La foliación S2, que es la de mayor penetratividad, se observa normalmente en sus estadios 3, 4, 5 y 6. Las rocas más pelíticas llegan al estadio 6 mientras que las metapsamitas muestran microlitones que dejan rastros de la estructura planar anterior (etapas 4 y 5 de la figura 5-1).

2. PORFIROBLASTOS SIN-D2.- La mayor parte de las fases porfiroblásticas de M-R ha crecido en forma sincinemática con el desarrollo de S2. Las primeras fases que pueden citarse entre ellas son cloritas y calcitas de la paragénesis [A]. Algunas cloritas se presentan como blastos mayores crecidos entre dominios laminares en las filitas del área del cerro La Engorda. Los escasos cristales de calcita observados se disponen en íntima asociación textural con cuarzo, plagioclasa, muscovita y clorita, sincinemáticos con D2.

El mineral más abundante como porfiroblasto sin-D2 es la biotita, y su aparición masiva en los esquistos del CPS define el inicio de la paragénesis [B]. Los cristales mayores han crecido superpuestos a diferentes estadios de S2. En la figura 5-2b se observa un blasto de biotita con una disposición de inclusiones internas (Si) en ángulo con la esquistosidad de la roca (Se). Dentro del blasto no existen indicios de S2, observándose que Si y Se son continuas y sólo poseen una importante diferencia de orientación en el interior del cristal. En este caso, la disposición de Si representaría la orientación

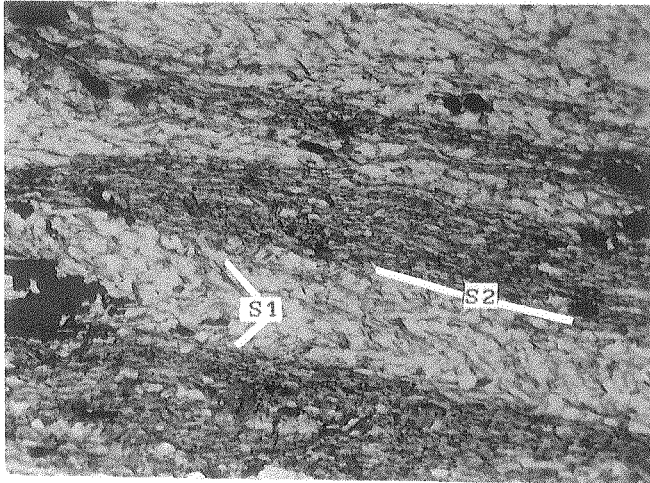
de la foliación anterior (S1) conservada en un sector protegido del plegamiento F2. Esto estaría indicando que los blastos de biotita se han nucleado en una etapa de la crenulación en la cual aún se conservaban buenas evidencias de la estructura planar previa (etapa 3 de la figura 5-1). De acuerdo a lo observado en la figura 5-2b, el crecimiento de los megacristales continuó hasta un estadio 5 de ese mismo esquema, ya que se han perdido los rastros de la crenulación (micropliegues). La matriz ha persistido más en su desarrollo, lo cual se evidencia al observarse que ésta se curva e intensifica alrededor del porfiroblasto de biotita, acomodándose a su forma. Se detectaron escasos ejemplos de biotitas crecidas en el estadio 6 de la foliación penetrativa S2. En la figura 5-2c se ve un ejemplo de ese tipo.

El epidoto también ha crecido durante D2. En la figura 5-2d se observa un cristal de epidoto dispuesto en ángulo con relación a la esquistosidad externa (S2). Esta última se encuentra en un estadio 5 o 6 de desarrollo. El porfiroblasto se ha nucleado, al igual que las biotitas señaladas en el párrafo anterior, con anterioridad al estadio 4 del esquema de Bell y Rubenach (1983). En las rocas de la paragénesis [A] carentes de biotita, el epidoto es la única fase porfiroblástica asociada a la clorita, mica blanca y plagioclasa de la matriz. En la paragénesis [B], el crecimiento simultáneo de biotita y epidoto se observa en muchas muestras.

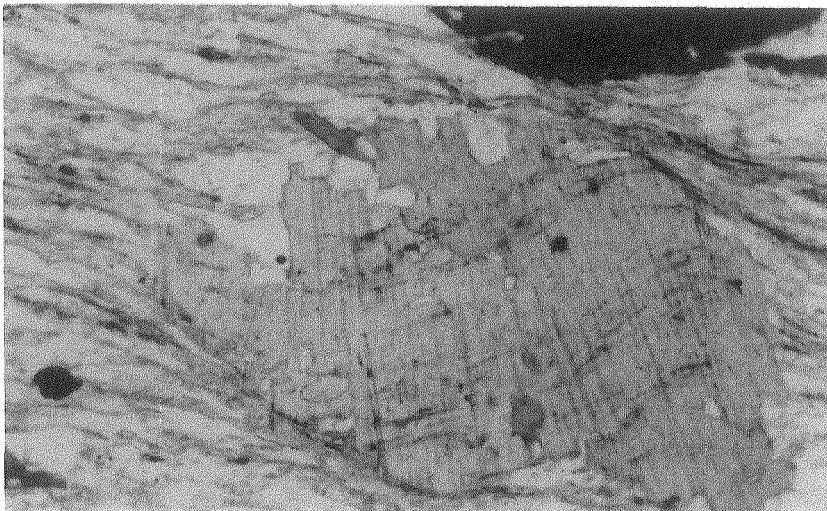
Los blastos de granate de la paragénesis [C] muestran un desarrollo sincinemático hasta postcinemático con S2. En la figura 5-2e, el cristal de granate presenta inclusiones internas a alto ángulo con Se. Esta última no se ve deflectada alrededor del porfiroblasto, por lo cual es posible aseverar que éste ha crecido desde un estadio 3 o 4 hasta las últimas etapas de homogeneización de la foliación S2.

FIGURA 5-2 RELACIONES DE BLASTESIS Y DEFORMACION.

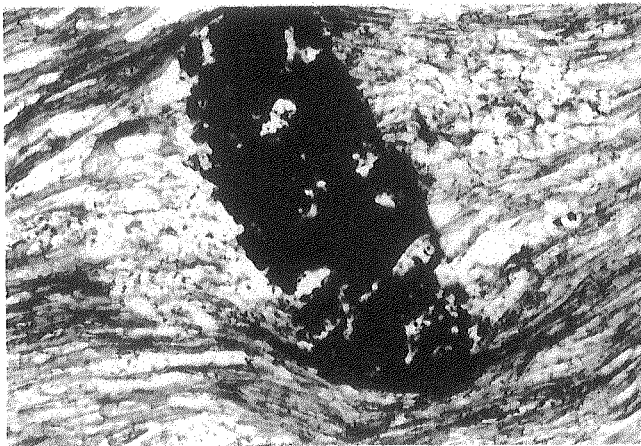
- a) CLORITA Y PLAGIOCLASA DELINEANDO RELICTOS DE S1.
 - b) BIOTITA SIN-CINEMATICA CON EL EPISODIO DE DEFORMACION MAS PENETRATIVO (D2).
 - c) BIOTITA SIN-CINEMATICA CON D2.
 - d) EPIDOTO SIN-CINEMATICO CON D2.
- (continúa)



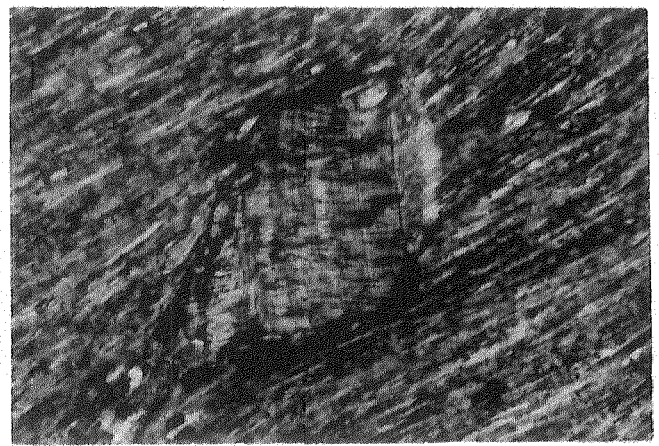
a)



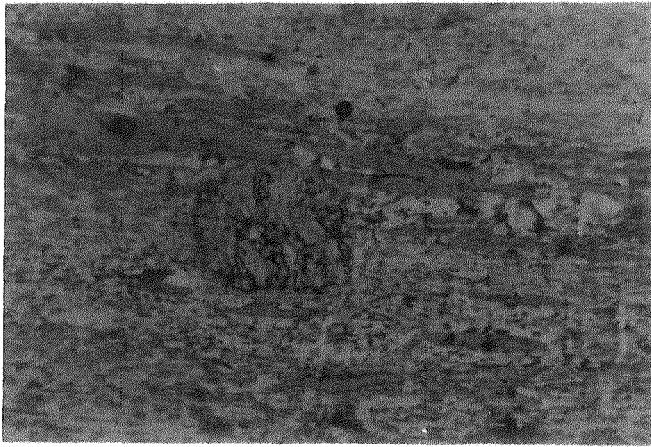
b)



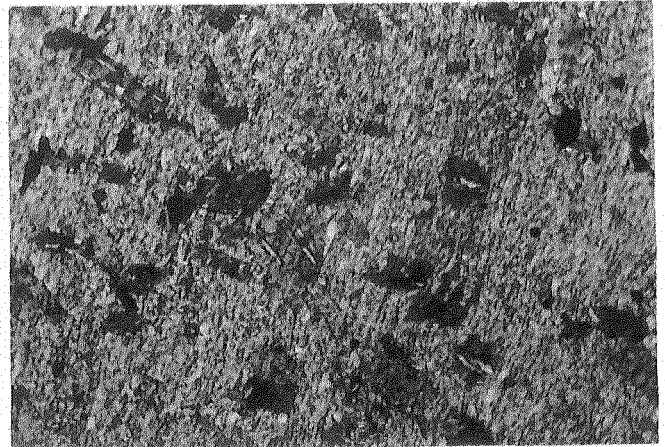
c)



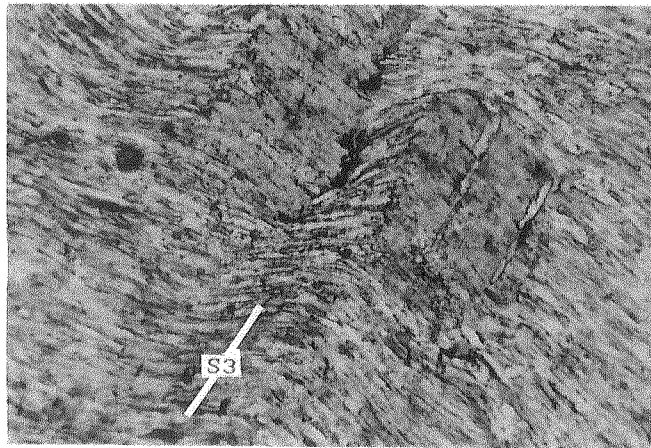
d)



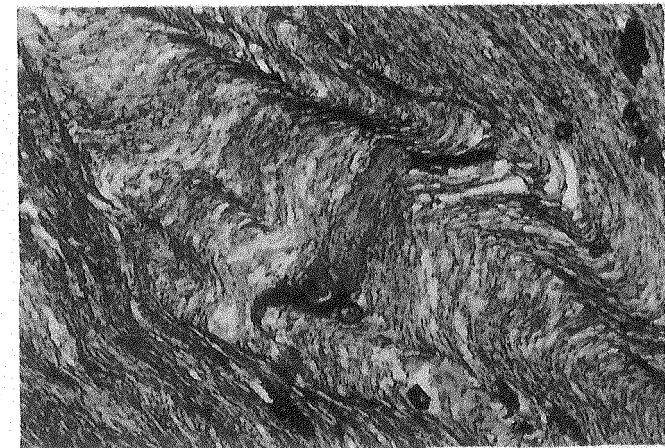
e)



f)



g)



h)

FIGURA 5-2 (continuación)

- e) GRANATE SIN-CINEMATICO CON D2.
 f) BIOTITAS POST-CINEMATICAS A D2.
 g) BIOTITAS SINCINEMATICAS A D3.
 h) ESTADIO DE MAXIMO DESARROLLO DEL CLIVAJE S3.

3. PORFIROBLASTOS POST-S2.- Las relaciones texturales indican que pequeños blastos de clorita y mica blanca y blastos mayores de biotita, granate y andalucita han crecido postcinemáticamente con respecto a la foliación penetrativa S2. En la figura 5-2f se observan cristales de biotita con inclusiones internas continuas y paralelas con Se. Las foliaciones internas y externas (S1 y

Se) cruzan a los porfiroblastos sin mostrar indicios de rotación. En la figura 5-2g la foliación externa se encuentra crenulada mostrando los primeros pasos de desarrollo del clivaje de crenulación S3 (estadio 2 de Bell y Rubenach, 1983). Si se sigue el modelo de Bell et al. (1986), cabría considerar la posibilidad de que los porfiroblastos de esta nueva generación de biotita hayan crecido durante los estadios 1 y 2 de S3 (ver figura 5-1) y sean sincinemáticos con esta foliación. El crecimiento local de biotita (además de clorita y mica blanca) sintectónico con el último episodio de la FASE 1 (D3), estaría movilizado por el propio fenómeno de deformación que, manteniéndose las condiciones físicas favorables para el equilibrio de esas fases, proporcionaría lugar y material para el crecimiento de porfiroblastos.

La figura 5-2h muestra un estado más avanzado de desarrollo de S3 (corresponde a un estadio 3; el cristal de biotita es evidentemente pre-S3). Se observa que clorita y mica blanca han crecido formando pequeños blastos paralelos a S3. Este es el máximo estadio observado para esta estructura, la cual no llega a formar dominios planares continuos por cristalización de nuevas fases.

Las observaciones citadas arriba hacen necesaria la distinción de dos tipos de paragénesis con biotita, clorita y muscovita (paragénesis [B]), una de características sincinemáticas y otra postcinemática con respecto a la deformación más penetrativa (D2). Ambas poseen una composición mineral similar, por lo cual de ahora en más se las diferenciará como paragénesis [B1] y paragénesis [B2], respectivamente.

La paragénesis [C] también muestra indicios de un crecimiento post-S2. La mayor parte de los granates posee características sincinemáticas con esa estructura planar, pero se observa que alguno de ellos ha crecido aparentemente sobre la matriz durante

sus últimos momentos de desarrollo y, por lo tanto, son parcialmente postcinemáticos a D2. No es posible diferenciar dos paragénesis [C] separadas, ya que el crecimiento sin-D2 y post-D2 se manifiesta en forma continua dentro de las mismas muestras.

La presencia de andalucita en M-R (paragénesis [D]) adopta la forma de grandes cristales crecidos postcinemáticamente a S2, actualmente reemplazados por una masa micácea y cuarzosa. En los escasos ejemplares observados no se pudieron determinar las relaciones de estos porfiroblastos con la estructura S3, ni con las micas y cloritas desarrolladas en esa etapa.

De lo expuesto anteriormente, se puede establecer que el desarrollo de foliaciones y porfiroblastos muestra patrones de evolución distintivos. La clorita y la mica blanca tienen un desarrollo continuo a lo largo de M-R, con características pre-, sin- y postcinemáticas al desarrollo de la foliación más penetrativa S2. El epidoto y la calcita observados en las muestras se han formado íntegramente durante este episodio, aunque es posible que hayan comenzado su desarrollo con anterioridad por su fuerte asociación con clorita y muscovita en la paragénesis [A]. Los porfiroblastos de biotita, en cambio, se generan tanto en una etapa principal sincinemática con S2, como en otra más localizada, postcinemática con respecto a esa foliación a sincinemática con el ciclo de trasposición posterior (D3). Es importante destacar que no se observan evidencias de reacción o disolución de los primeros porfiroblastos de biotita durante el desarrollo de los últimos. El granate aparece en su mayor parte dentro del episodio D2 aunque se observa que ha continuado su crecimiento en forma postcinemática.

De acuerdo a las consideraciones realizadas, se puede definir que el orden de crecimiento de las fases de porfiroblastos más

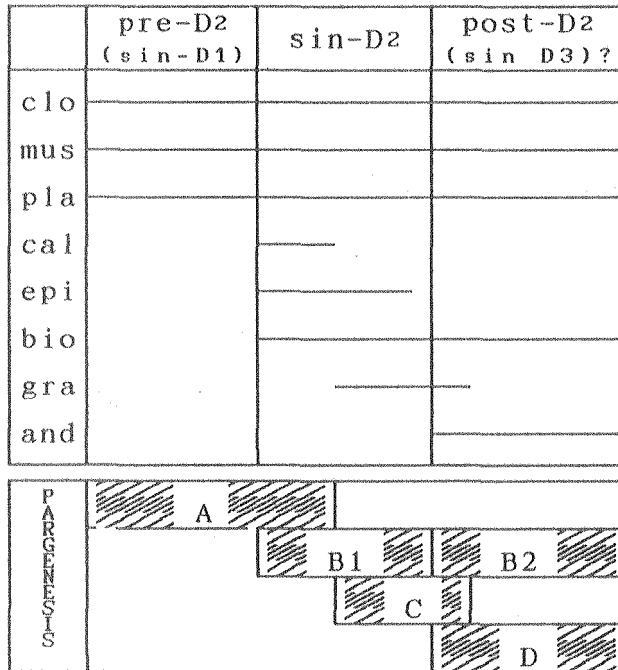


FIGURA 5-3

Secuencia de blastesis de las principales fases de M-R en relación con los eventos deformativos de la FASE 1.

importantes durante D2 sería: calcita → epidoto → biotita → granate. La andalucita es el mineral de más tardía aparición y es postcinemático con respecto a D2. La figura 5-3 muestra una síntesis de estas observaciones, donde se aprecia en forma gráfica la secuencia de blastesis de M-R. Desde el punto de vista de las paragénesis sintéticas definidas anteriormente, se observa que la paragénesis **A** evoluciona con características sincinemáticas con los dos primeros ciclos de trasposición de la FASE 1 (D1 y D2), mientras que las paragénesis **B1** y **C** se desarrollan casi totalmente durante D2. La paragénesis **C** (parcialmente) y las paragénesis **B2** y **D** son postcinemáticas con respecto a D2 y, posiblemente, sincinemáticas con el tercer ciclo de trasposición de la FASE 1 (D3).

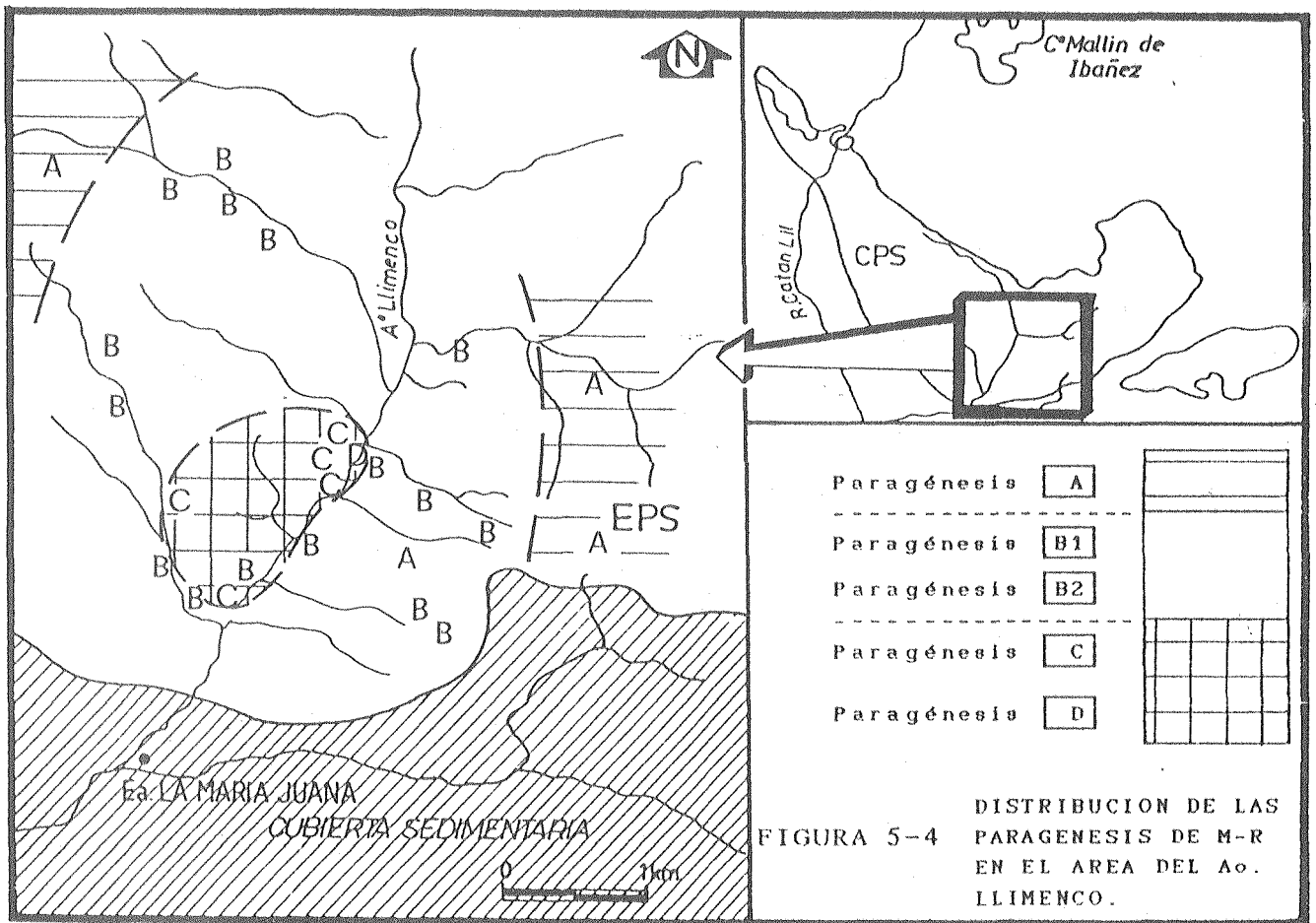
Tal como se ha puntualizado, no se ha observado el desarrollo de profiroblastos durante los primeros episodios de la FASE 1 (D1), sino el crecimiento de una matriz continua. Según Bell et al. (1986), las primeras etapas de crenulación de una estructura

planar suelen generar una foliación muy fina. La partición de la deformación en esta escala no permite el desarrollo de un tamaño de grano suficiente como para generar el crecimiento de porfiroblastos. Prácticamente no existen en la bibliografía menciones de porfiroblastos sintectónicos con un primer episodio de deformación (Bell et al., 1986). El nucleamiento de grandes cristales aparece fundamentalmente durante D2 (epidoto, biotita y granate). La superposición de una nueva fase de biotita y la de andalucita postcinemáticas a D2 muestran que la generación de porfiroblastos ha continuado durante el resto del evento M-R. Si la generación de la paragénesis [B2] es sincinemática con D3 y depende de la deformación asociada para la generación de megablastos de biotita, es probable que también se le pueda asignar un carácter similar a la andalucita de la paragénesis [D]. Ambas asociaciones minerales muestran una distribución localizada, como lo es también la distribución del efecto deformativo D3.

5.1.3 ZONACION METAMORFICA

5.1.3.a Distribución geográfica de las paragénesis

la sección más representativa para definir las características de M-R se encuentra en el sur y el sureste del CPS, especialmente en los alrededores del arroyo Llimenco y del cerro La Engorda (ver localización en la figura 1-12; página 37). Las características de los asomos hacen difícil seguir la continuidad litológica, la cual está además disturbada por fallamiento y plegamiento. La alternancia de rocas con diferentes características y paragénesis parece ser una circunstancia común y se encuentra en todas las escalas de observación. De todos modos, ha sido posible volcar la distribución de las asociaciones [A], [B], [C] y [D] en un mapa parcial de la zona considerada, tal como se observa en la figura



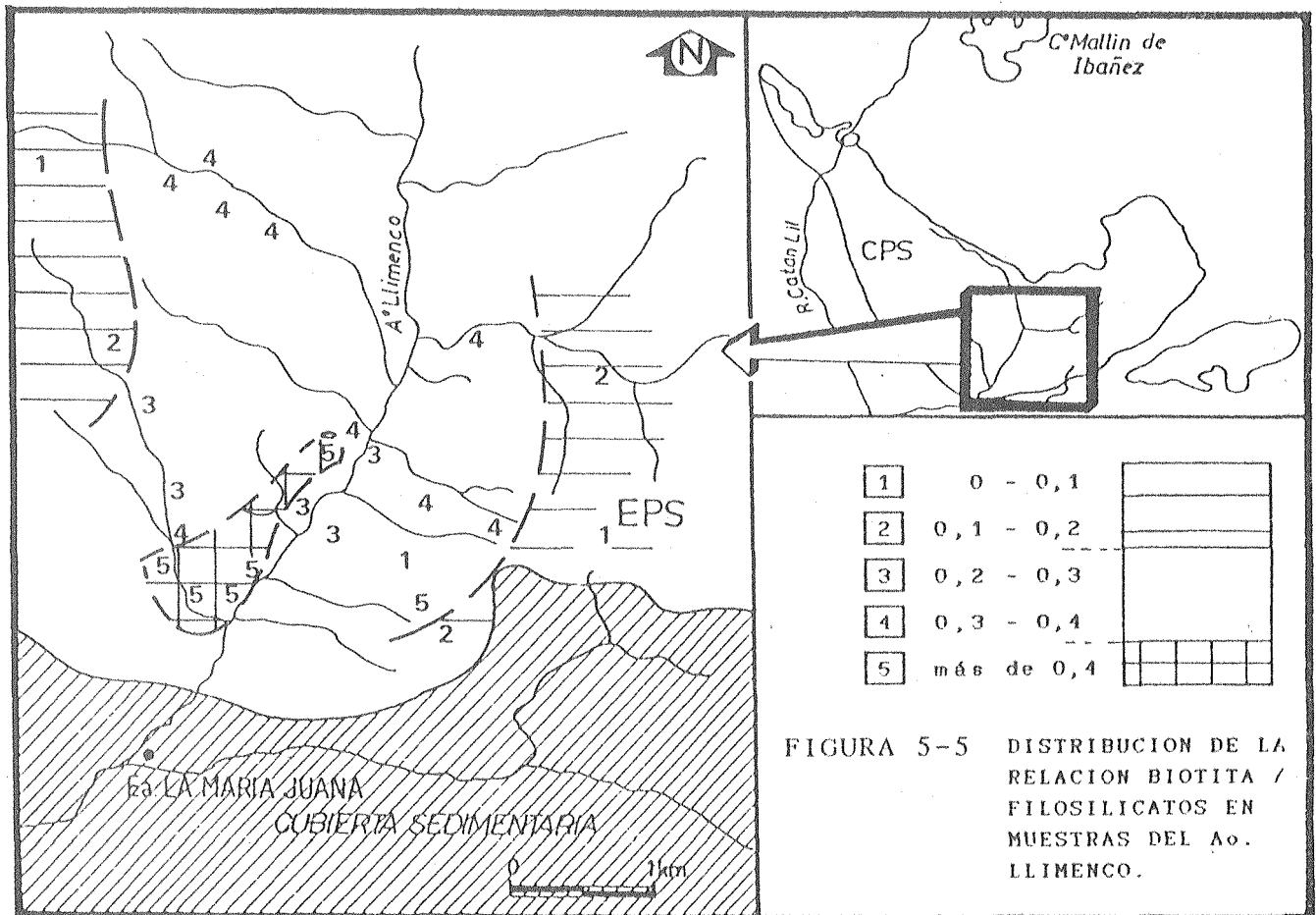
5-4. En la parte oriental se aprecia un claro predominio de las rocas de la paragénesis [A]. La paragénesis [B1] ocupa la mayor parte de los afloramientos, mientras que la paragénesis [C] (con granate), [B2] (segunda paragénesis con biotita) y la [D] (con andalucita), se sitúan en la porción central del mapa, próxima al cauce del arroyo Llimenco. Si se asume el esquema secuencial de blastesis indicado en la sección anterior, el diseño del mapa de la figura 5-4 indicaría un aumento progradante del efecto metamórfico hacia el centro del CPS. De todos modos, estas trazas revisten un carácter algo especulativo, por lo cual se hace necesario contar con otros elementos de juicio.

La asociación [A] es asignable en el mapa a una zona de

clorita y epidoto dentro de la facies de esquistos verdes, la cual puede contener biotita en baja proporción. Las asociaciones [B1] y [B2] corresponden a rocas de la zona de biotita, con la presencia abundante de este mineral en todas las paragénesis (tanto de naturaleza sincinemática como postcinemática a D2). La asociación [C] posee muy abundante biotita con granate en forma restringida, por lo cual no es conveniente considerar que corresponda a una zona de granate propiamente dicha sino a una etapa alta de la misma zona de biotita. Con respecto a la paragénesis [D], el escaso registro de la misma, ajustado a una sola muestra, no permite generar un área mapeable. Esta asociación podría corresponder a una zona de andalucita.

5.1.3.b Contenido modal de biotita

La biotita se encuentra ausente en las muestras más pelíticas del sector Este del CPS, pero se hace muy abundante en los alrededores del Arroyo Llimenco conjuntamente con la presencia de esquistos más heteroblásticos. En ese sector, casi todas las rocas son portadoras de biotita tanto en la matriz como en una fase porfiroblástica de diferente naturaleza. Resulta interesante volcar en el mapa la distribución modal de biotita de las muestras, tal como se ve en la figura 5-5. Los datos corresponden a la proporción porcentual de biotita en relación al contenido total de filosilicatos de la roca obtenido por conteo de puntos en el corte delgado o por estimación visual en las muestras de grano muy fino. Los valores están agrupados en cuatro categorías, desde 0% hasta más de 40%. La zona de mayor contenido modal de biotita coincide a grandes rasgos con la zona de distribución de las rocas con biotita, granate y andalucita de las asociaciones [C], [B2] y [D]. Se observa que los valores disminuyen progresivamente hacia el este y el oeste, reflejando el mismo patrón resultante del mapeo de las paragénesis presentado en la figura 5-4.

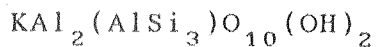


5.1.3.c La mica blanca como indicador petrogenético

En las asociaciones pelíticas de bajo y mediano grado, la mica blanca de las rocas metamórficas constituye un indicador petrogenético sumamente importante, y, en muchas rocas de grano fino, el único. El estudio de la composición de estos minerales y su relación con las condiciones físico-químicas comenzó en la década del '60 con los estudios de Ernst (1963), Velde (1965) y Cipriani et al. (1968). Posteriormente, los trabajos de Sassi y Scolari (1974) y Guidotti y Sassi (1976) sistematizaron la metodología de estudio hasta llevarla a una forma sencilla. Estudios más modernos (Guidotti y Sassi, 1986 y Guidotti et al., 1989) justifican aún más su utilización.

La mica blanca es un mineral abundante, tiende al equilibrio con facilidad y muestra una variación de composición que es directamente relacionable con la variación de los parámetros intensivos P, T y $\mu\text{H}_2\text{O}$. Estos cambios composicionales son fáciles de detectar a través de sencillas técnicas de difracción de rayos X.

Composicionalmente, la mica blanca muscovítica puede ser expresada con la fórmula :



De todos modos, casi siempre presenta variaciones sobre esa fórmula ideal que, según Guidotti y Sassi (1976), se pueden sintetizar en:

1.- El Na^+ puede reemplazar al K^+ de la mica en hasta un 35% en moles, llevando la composición hacia el tipo de mica blanca sódica, llamada paragonita.

2.- Fe^{+2} y Mg^{+2} pueden sustituir al Al^{+3} en coordinación octaédrica simultáneamente con un reemplazo de Al^{+3} tetraédrico por Si^{+4} para balancear las cargas. Este reemplazo es clásicamente conocido como reemplazo tschermak. Las muscovitas que poseen cantidades significativas de Fe y Mg son descritas como muscovitas celadoníticas o fengitás y representan una solución sólida hacia el extremo de la mica blanca sin Al y con cuatro átomos de Si por fórmula, conocida como celadonita. El alcance de este reemplazo puede medirse calculando el contenido de átomos de Si por fórmula (que varía entre 3 y 4), o la proporción molar de $(\text{FeO} + \text{MgO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$, definida con la denominación RM por Cipriani et al. (1968).

Existen otras sustituciones posibles, tales como la de Fe^{+3} por Al^{+3} o la de Ca^{+2} por Na^+ pero no son tan importantes como las anteriores.

Estos reemplazos son comunes en las rocas metamórficas, extendiendo el rango de composición de la muscovita en solución sólida hacia los extremos citados (paragonita y celadonita). En la figura 5-6 se puede observar un esquema de las variaciones composicionales de la familia de las micas claras.

$K^+ \longleftrightarrow Na^+$		Al^{+3} \updownarrow $Fe^{+2} + Mg^{+2} + Si^{+4}$
MUSCOVITA	PARAGONITA	
CELADONITA	FENGITAS CELADONITA SODICA	
FIGURA 5-6	FAMILIA DE LAS MICAS BLANCAS EN FUNCION DE LOS REEMPLAZOS (Na POR K) Y (TSCHERMAK)	

El ingreso de Na^+ en la estructura de la muscovita provoca una disminución en la medida de su espaciado basal (d_{002}) proporcional a la relación Na/K de la mica (Zen y Albee, 1964; Evans y Guidotti, 1966). Este espaciado puede ser medido por medio de rayos X y el valor del contenido de Na calculado a través de ecuaciones de regresión como las de Guidotti et al. (1989).

Las micas celadoníticas poseen valores de espaciado lateral (b_0) de su celda mayores que las muscovitas puras y la variación de esa medida es directamente proporcional a la extensión del reemplazo tschermak. La medición con rayos X de d_{060} de la mica proporciona su valor de b_0 y éste puede ser utilizado en fórmulas lineales o gráficas para calcular la magnitud del contenido de celadonita (ver apéndice IV).

La asociación clorita + muscovita celadonítica es la asociación de equilibrio más estable en los esquistos pelíticos de bajo grado metamórfico, rasgo ya señalado por Ernst (1963) y Velde (1965). La disminución del contenido de celadonita en la

mica blanca suele obedecer a cambios de P o T. Las micas más celadoníticas son estables en condiciones de esquistos glaucofánicos de elevada P. Una disminución en los valores de P a que son sometidas las rocas provoca también una disminución en el contenido de celadonita. Asimismo, un aumento de temperatura causará el mismo efecto, siendo los cambios vinculados con este último factor más importantes que las variaciones debidas a cambios de P (Guidotti y Sassi, 1986). A bajos contenidos de celadonita, las variaciones de composición de las micas estarán mayormente vinculadas a un efecto térmico. Este mismo efecto controla la relación Na/K de las micas blancas (Eugster et al., 1972) aún cuando, de acuerdo a Guidotti y Sassi (1986), también depende del valor de RM (contenido de Fe y Mg, definido en un párrafo anterior).

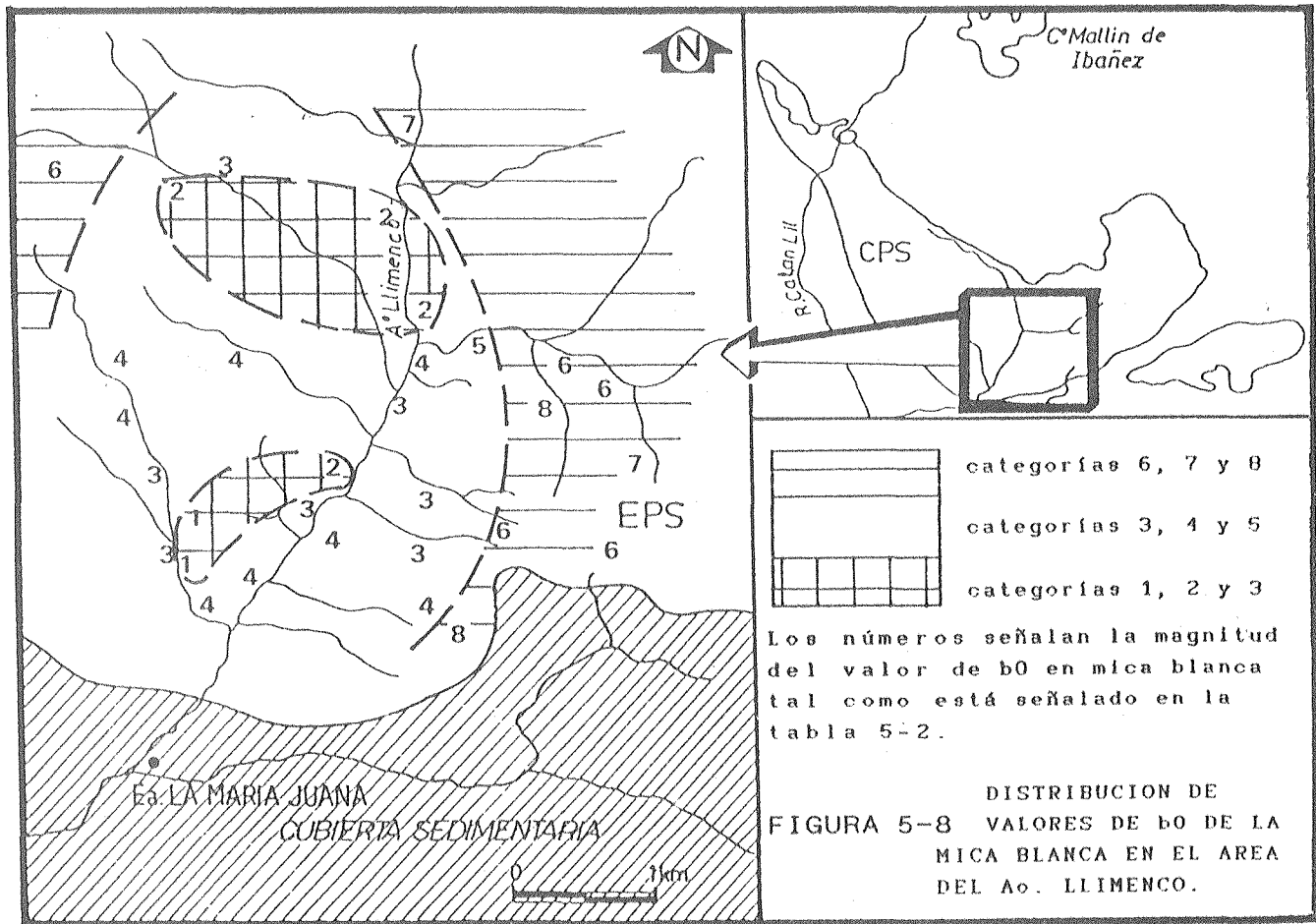
En la tabla 5-2 se han volcado los registros de b_0 y d_{002} obtenidos de diferentes muestras del CPS. Teniendo a mano estos datos, es posible confeccionar un mapa que muestra la variación del contenido de celadonita de la mica blanca de las asociaciones de M-R, tomando como patrón los valores del espaciado lateral b_0 . Estos se han agrupado arbitrariamente en ocho categorías con el objeto de poder manejarlos en una forma más sencilla. La categoría 1, que involucra el intervalo que va desde 8,9900 a 8,9950, corresponde a las muestras más puramente muscovíticas. Las otras categorías van gradando hasta la 8 (intervalo 9,0250 a 9,0300) que representa el mayor grado de sustitución celadonítica medido en las EPS. El mapa está representado en la figura 5-7, y los contornos que separan las categorías 1-2, 3-4-5 y 6-7-8 muestran mayores valores de sustitución hacia el este. Allí se asocian a una composición más fengítica de la mica blanca, en conjunto con la presencia de filitas cloríticas con escasa biotita. Los valores más bajos de b_0 corresponden a la zona central y sur del arroyo Llimenco, groseramente coincidente con la mayor proporción de biotita modal e incluyendo el área de afloramientos de las asociaciones

MUESTRA	b ₀	d ₀₀₂	*	MUESTRA	b ₀	d ₀₀₂	*
4-Q0	8,9964		1	1-L	9,00699	10,0200	4
6-Q0	8,9945		1	MJ-51	9,0069	10,0275	4
4-L	8,9964	9,9934	2	3-Q0	9,0073		4
11-Q0	8,9973		2	8-Q0	9,0073		4
13-L	8,9980		2	B1-E	9,0083		4
6-L	8,9994	9,9500	2	15-QE	9,0145	10,0150	5
C1E	8,9995	9,9520	2	10-Q0	9,0159		6
21-QE	9,0007	9,9520	3	WPS-2	9,0162	9,9500	6
5-L	9,0010		3	ENG-3	9,0178	9,9870	6
LL-15	9,0013		3	WPS-4	9,0185	9,9460	6
12-Q0	9,0020	9,9180	3	18-QE	9,0185	9,9380	6
LL-7	9,0023	9,9724	3	17-QE	9,0188	10,015	6
7-Q0	9,0030	10,015	3	20-QE	9,0199	9,9470	6
5-Q0	9,0046	9,9720	3	19-QE	9,0218	9,9470	7
2-L	9,0053		4	WPS-3	9,0228		7
9-Q0	9,0053	9,9520	4	15-L	9,0246	9,9580	7
4-L	9,0056	9,9490	4	16-QE	9,0254		8
LL-10	9,0060		4	MJ-2	9,0258	9,9670	8
11-L	9,0063		4				

TABLA 5-2 VALORES DE b₀ Y d₀₀₂ DE MUESTRAS DE M-R MEDIDOS POR MEDIO DE RAYOS X

* El número en la última columna expresa categoría de magnitud del valor de b₀ de acuerdo a lo expresado en el texto.

minerales [C] y [D] de M-R. Estas muestras son francamente muscovíticas, con muy escaso reemplazo celadonítico. Se puede observar que los valores aumentan hacia el norte y hacia el oeste aunque también existe un área de bajos valores de b₀ en el sector central y superior del mapa. Existe una gran coincidencia en la disposición geográfica de las paragénesis, el incremento del contenido de biotita de las rocas y la progresiva desfengitización (pérdida de celadonita) en la mica blanca.



El diagrama de la figura 5-8 muestra que los valores de b_0 disminuyen progresivamente con el aumento de la proporción de biotita en la roca, es decir que las rocas más biotíticas (y pertenecientes a las asociaciones [C] y [D]) son las menos fengíticas. En el mismo diagrama se aprecia que las micas claras de las rocas más psamíticas de la sucesión muestran valores consistentemente más elevados de b_0 como producto de las variaciones composicionales. Este tema ha sido tratado con detalle por Sassi y Scolari (1974) y por Guidotti y Sassi (1986), quienes recomiendan trabajar con rocas de composición restringida para evitar dispersiones grandes en los valores. Con todo, se puede distinguir que tanto las rocas metapsamíticas como las metapelíticas muestran un comportamiento semejante.

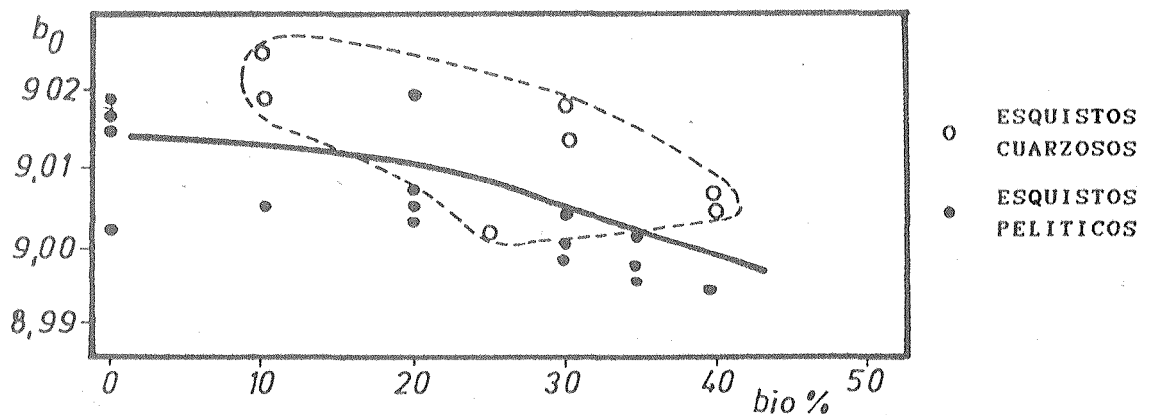


FIGURA 5-8 RELACION ENTRE EL VALOR DE b_0 DE LA MICA BLANCA Y EL CONTENIDO PORCENTUAL DE BIOTITA EN MUESTRAS DEL PERFIL DEL A. LLIMENCO. EN LAS MUESTRAS MAS BIOTITICAS, LA MUSCOVITA POSEE ESCASO O NULO REEMPLAZO CELADONITICO.

La figura 5-9 es un diagrama que toma en cuenta la interrelación existente entre la variación de las medidas de espaciado lateral y basal de las micas blancas, estimados a través de b_0 y d_{002} , propuesto por Guidotti y Sassi (1976). Estos autores, trabajando con datos extraídos de la bibliografía, observaron que rocas de diferentes composiciones tienden a distribuirse en grupos de puntos alargados subparalelamente a las líneas más verticales del cuadro. Estos grupos se encuentran desplazados hacia la izquierda del diagrama a medida que representan rocas formadas a mayores temperaturas. Un análisis de los valores medidos en el CPS indica la presencia de tres grupos separados de datos. Los grupos I y II se disponen en forma alargada, tal como lo describen los autores mencionados. En la figura 5-10 se observa un mapa del CPS similar a los anteriores en esta sección, donde están marcadas las rocas pertenecientes a los grupos I y II. El grupo I comprende en su mayor parte a las rocas de la asociación paragenética [A], vinculada a las filitas cloríticas del este del CPS, con escasa o nula biotita. Su ubicación en el diagrama las caracteriza como las rocas formadas a más bajas temperaturas. Los grupos II y III corresponden a las rocas con

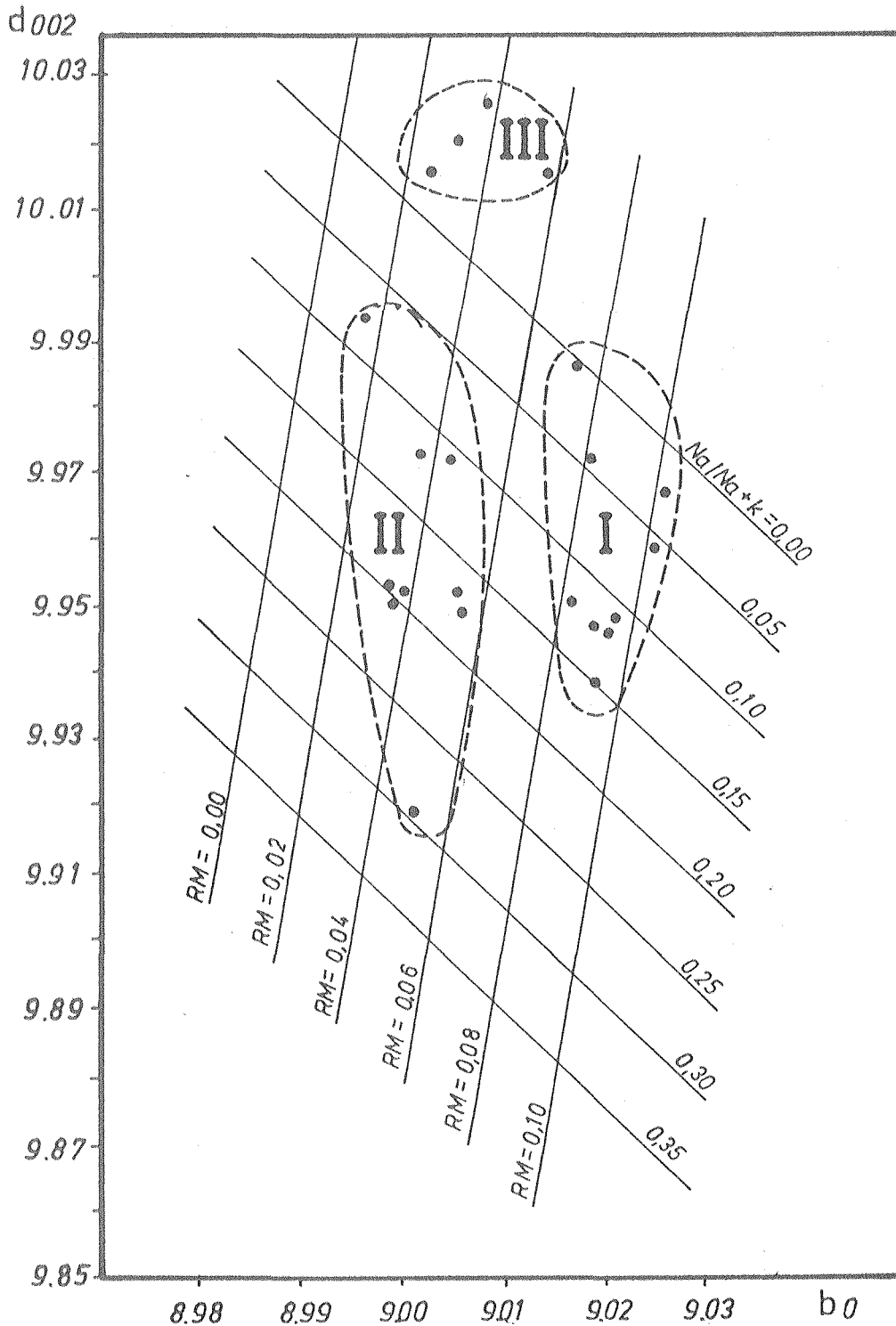
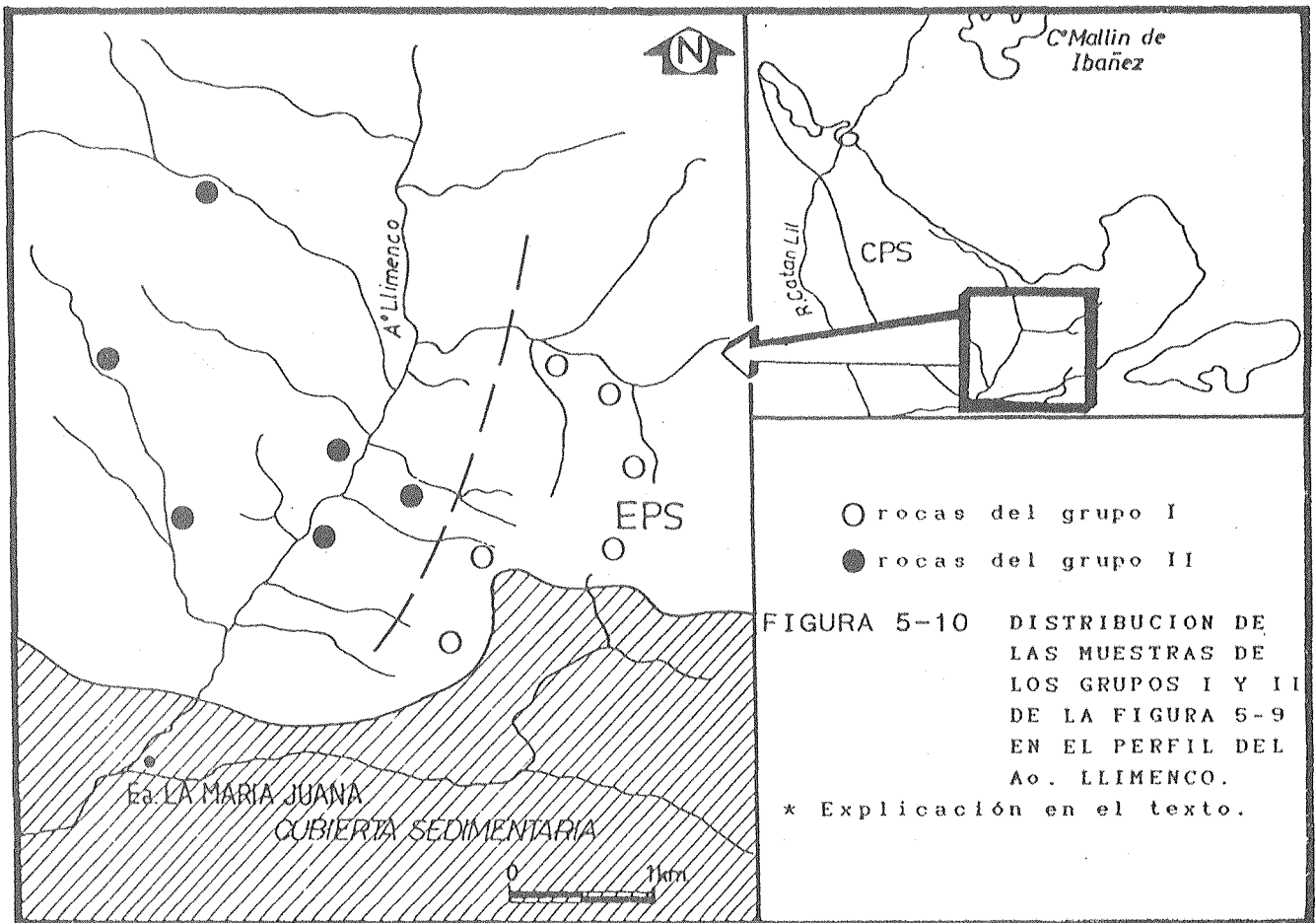


FIGURA 5-9 DIAGRAMA $b_0 - d_{002}$ CON LA DISTRIBUCIÓN DE ESA RELACION EN MUESTRAS DE M-R. LOS GRUPOS I Y II REPRESENTAN ROCAS FORMADAS BAJO DIFERENTES CONDICIONES P-T. EL GRUPO III POSEE VALORES ANOMALOS. EXPLICACION EN EL TEXTO.

* Diagrama tomado de Guidotti y Sassi (1976).



biotita abundante e incluyen a las asociaciones [B] y [C]. De acuerdo a la disposición observada en la figura 5-9, se puede asumir que el grupo II está formado a una temperatura mayor que el grupo I. El grupo III es muy particular, ya que no posee forma alargada y se sale fuera de los límites originales del diagrama, posiblemente a causa de la composición química y/o a resultados anómalos por errores experimentales (los valores de d_{002} de esas muestras parecen anormalmente altos).

Las conclusiones extraídas del diagrama corroboran el sentido de la zonación progradante del efecto metamórfico hacia un núcleo que puede ser ubicado geográficamente en el sector central y sur del arroyo Llimenco. Esta zona, de acuerdo a lo

manifestado por las observaciones estructurales estudiadas en el capítulo 4, coincide a grandes rasgos con el núcleo de la antifirma generada por la FASE 3 de deformación, que le da la forma actual al CPS (ver figuras 4-21, 4-27 y 4-31). La lámina 2 es un mapa de este sector. La región central y sur del arroyo Llimenco puede estar representando una porción cortical más profunda, en donde afloran rocas de mayor grado metamórfico en relación con un fenómeno principalmente estructural. Al mismo tiempo, puede concluirse que ese aumento del rango metamórfico está estrechamente vinculado con un incremento de temperatura.

5.1.3.d Síntesis

A modo de síntesis se puede verificar que:

1.- Existe una distribución areal de las asociaciones minerales descritas ([A], [B1], [C], [B2] y [D]) con un pasaje de la zona de clorita y epidoto a una zona de biotita y a una zona de biotita con granate. Una muestra dispuesta dentro del sector de afloramientos de esta última, podría considerarse como la aparición localizada de una zona de andalucita. La primera, caracterizada por la paragénesis [A] (clo + mus + pla + qz ± bio ± epi ± cal ± hem) se distribuye especialmente hacia el este y sureste del CPS. La segunda, representada por las paragénesis [B1] y [B2] (bio + mus + pla + qz ± epi ± clo ± hem) es la de mayor desarrollo areal en todo el sector central del CPS, mientras que la tercera y la cuarta (paragénesis [C] y [D] con (gra + bio + mus + pla + qz ± epi ± clo) y con (and + bio + clo + mus + pla + qz ± epi) respectivamente) se restringen a un sector aflorante en el arroyo Llimenco, al centro y sur del CPS, coincidente con el núcleo de la antifirma F5 (definida en la sección 4.1.5).

2.- El aumento modal progresivo de biotita, desde su

inexistencia en rocas de la zona de clorita, hasta un máximo casi coincidente con la aparición de granate y andalucita, es concordante con la zonación marcada en el mapeo de las paragénesis.

3.- La progresiva desfengitización de la mica clara apunta en el mismo sentido que lo evidenciado en 1.- y 2.-, mostrando la aparición de rocas más puramente muscovíticas en el mismo sector de afloramientos de las paragénesis [C] y [D] y en asociación a un mayor contenido modal de biotita.

4.- La distribución de los grupos I y II del diagrama petrológico b_0-d_{002} indica una separación de rocas formadas a diferentes valores de temperatura, lo cual evidencia un aumento del grado metamórfico coincidente con lo manifestado en los tres puntos anteriores.

5.1.4 REACCIONES METAMORFICAS

En esta sección se hace un análisis de las reacciones que dan lugar a la evolución de M-R a través de la sucesión de las paragénesis observadas.

El modelado de las reacciones metamórficas posibles entre las diferentes paragénesis de las EPS debe tener presente la generación de las fases porfiroblásticas que muestran el incremento del efecto M-R pero además debe tratar las modificaciones dadas por cambios en la composición química de los minerales y en la variación de las modas más que por la introducción de nuevas fases al sistema. En muchos casos las reacciones son mayormente continuas e involucran determinados intercambios de átomos entre las fases minerales y el fluido.

5.1.4.a Determinación de los componentes del sistema

Para estudiar los mecanismos de evolución de M-R y formular las reacciones posibles en el conjunto total de minerales, se puede utilizar una forma de aproximación similar a la utilizada por Thompson et al. (1982) para las asociaciones de esquistos máficos, especificando un sistema de componentes apropiado para este caso particular.

Siguiendo los lineamientos de Thompson et al. (1982) y Thompson (1982), es conveniente diseñar un sistema que incluya los mecanismos de sustitución que cubran las variaciones de composición de los minerales. Las fases pueden ser expresadas a través de diferentes componentes de fase llamados: componentes aditivos y componentes de intercambio. Los componentes aditivos expresan la composición química base del mineral. Pueden ser miembros extremos de soluciones binarias, o sustancias simples, invariantes. Como ejemplo se pueden citar los extremos aluminosos de las cloritas, micas blancas o biotita (antigorita, muscovita, eastonita), cuarzo (SiO_2), H_2O .

Los componentes de intercambio actuarían como vectores que representan la variación química de un mineral dentro de su espacio de composición. Están representados por fórmulas que indican el reemplazo de ciertos átomos por otros en una forma similar a la ya vista para las micas blancas.

Cada fase mineral estará representada por lo menos por un componente aditivo más uno o más componentes de intercambio. De esta forma se pueden expresar las composiciones intermedias entre miembros extremos en los casos necesarios. Como ejemplo está el caso de las micas claras: muscovita-(fengita)-celadonita. La totalidad de la variación en la composición de estos minerales puede ser representada través de un componente aditivo (muscovita) y vectores de intercambio que expresen los

reemplazos posibles de Fe^{+2} y Si^{+4} por Al^{+3} , de Na^+ por K^+ y de Fe^{+3} por Al^{+3} . Estos vectores pueden expresarse así:

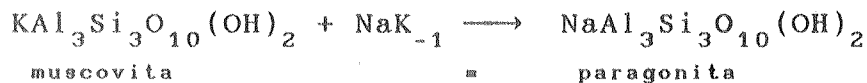
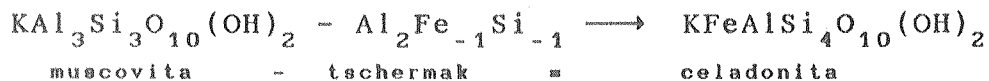
$\text{Al}_2 \text{Fe}_{-1} \text{Si}_{-1}$. (reemplazo Tschermak)

NaK_{-1}

FeAl_{-1}

(Por razones de simplicidad no se diferencia el aluminio en coordinación tetraédrica de aquel con coordinación octaédrica en el vector de reemplazo Tschermak).

En la serie de las micas blancas, la celadonita y la paragonita estarían representadas por:



Las composiciones fengíticas, intermedias, se representarían a través de fracciones del reemplazo tschermak.

En el reemplazo tschermak tal como está escrito, Al^{+3} entra en la fórmula a reemplazar a Fe^{+2} y Si^{+4} . Como la muscovita es el extremo aluminoso de la serie, ese reemplazo no puede llevarse a cabo (no existe hierro en la composición), pero el vector puede actuar en forma negativa, realizando el reemplazo a la inversa. La elección de muscovita o celadonita como componente aditivo es arbitraria y sólo responde a la practicidad en el manejo de las fórmulas.

En las rocas del Cordón de la Piedra Santa, M-R estaría representado por doce componentes aditivos (tabla 5-3). Se han elegido los extremos aluminosos-ferrosos de cloritas y micas, tomando una composición teórica de Mishashiro y Shido (1985). El

clorita	[clo]	$Fe_4Al_4Si_2O_{10}(OH)_8$
muscovita	[mus]	$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$
biotita	[bio]	$KFe_2Al_3Si_2O_{10}(OH)_2$
calcita	[cal]	$CaCO_3$
epidoto	[epi]	$Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$
óxido férrico	[hem]	Fe_2O_3
plagioclasa	[pla]	$NaAlSi_3O_8$
granate	[gra]	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
andalucita	[and]	Al_2SiO_5
cuarzo	[qz]	SiO_2
H ₂ O	[H2O]	H ₂ O
CO ₂	[CO2]	CO ₂

TABLA 5-3 COMPONENTES ADITIVOS SELECCIONADOS PARA MODELAR LAS REACCIONES DE M-R

El epidoto se ha considerado como su extremo aluminoso (clinozoisita); el granate es considerado como almandino.

Los principales componentes de intercambio activos en estas rocas podrían ser (siguiendo a Thompson, 1982 y a Ferry, 1983):

MgFe₋₁ : el reemplazo de Fe por Mg actuaría sobre las fases clorita, muscovita (fengita), biotita y granate.

NaK₋₁ : reemplazo de K por Na en muscovita, en biotita y en feldespato alcalino.

Al₂Fe₋₁Si₋₁ : reemplazo tschermak en clorita, muscovita y biotita.

Al₂Fe₋₃ : reemplazo de Fe ferroso por aluminio en coordinación octaédrica en micas.

AlFe₋₁ : reemplazo de aluminio por hierro férrico en granate, epidoto, micas y clorita.

CaFe_{-1} : reemplazo de hierro ferroso por calcio, en granate.

$\text{CaAlNa}_{-1}\text{Si}_{-1}$: reemplazo anortítico de Ca y Al por Na y Si, en plagioclasa.

Este conjunto, si prescindimos de los componentes minoritarios, se encuentra incluido dentro del campo de composición definido por los óxidos: CaO , Na_2O , K_2O , Fe_2O_3 , FeO , MgO , SiO_2 , H_2O y CO_2 . Sin embargo debe ser reducido, aún perdiendo parte de la información que nos puede brindar, prescindiendo del MgO y tomando los extremos ferrosos de las cloritas y las micas tal como figuran en la tabla 5-3.

El listado de los componentes de intercambio también puede ser reducido eliminando el reemplazo MgFe_{-1} (en función de la reducción del sistema) y el $\text{Al}_2\text{Fe}_{-3}$ (como simplificación). Se trabajará entonces con cinco vectores de intercambio:

$\text{Al}_2\text{Fe}_{-1}\text{Si}_{-1}$	(tk)
NaK_{-1}	(nak)
AlFe_{-1}	(af)
CaFe_{-1}	(cf)
$\text{CaAlNa}_{-1}\text{Si}_{-1}$	(an)

El primero permite analizar las composiciones fengíticas variables de las micas claras. Pero, además, el reemplazo tschermak es activo en las biotitas y cloritas generando soluciones sólidas con un extremo aluminoso y otro rico en Si^{+4} . Según Mishashiro y Shido (1985), esta sustitución es la más importante en consideración en los grados bajo y medio de los esquistos pelíticos. El segundo acomodaría la introducción de Na^+ en las moléculas de muscovita y biotita o el de K^+ en la estructura de la plagioclasa albítica. El reemplazo af participa en micas y cloritas pero es más importante en la composición del granate y, sobre todo, en la de la serie epidoto - clinozoisita. El reemplazo de Fe^{+2} por Ca^{+2} produce grosularita a partir de

almandino. Finalmente, el reemplazo an aportaría moléculas de anortita en la plagioclasa, llevándola a una composición más cálcica.

La tabla 5-4 muestra un listado de todos los componentes de las fases presentes en M-R. Como se ve, la suma del total de componentes de las fases (Σ cf) es 25 (12 componentes aditivos + 13 componentes de intercambio).

5.1.4.b Reacciones independientes

Tal como lo expresa Thompson et al. (1982), el número de reacciones independientes (N) que puede tener lugar en un sistema cerrado es:

$$N = \Sigma \text{ cf} - \text{número de componentes del sistema (cs)}$$

El sistema considerado entra en el campo de composición de $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, siendo el número de componentes de nueve. Por lo tanto:

$$N = 25 - 9 = 16$$

Esto significa que la evolución del sistema puede ser expresada por medio de 16 reacciones independientes entre una o más fases del mismo.

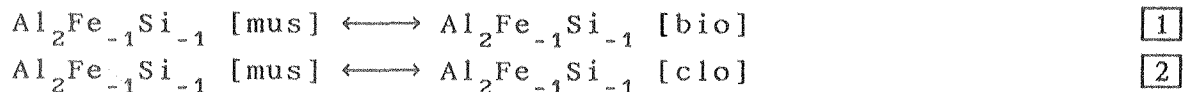
M-R opera a través de la generación de nuevos minerales y de la variación continua de la composición y proporción modal de las fases minerales. Esto obedece a dos mecanismos diferentes que pueden ser representados por dos tipos distintos de reacciones independientes: reacciones de intercambio y reacciones de transferencia. (La terminología está adaptada de Thompson et al., 1982).

FASE	COMPONENTES	
	ADITIVOS	INTERCAMBIO
[qz] cuarzo	SiO_2	
[mus] mica clara	$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	$\text{Al}_2\text{Fe}_{-1}\text{Si}_{-1}$ (tk) AlFe_{-1} (af) NaK_{-1} (nak)
[clo] clorita	$\text{Fe}_4\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	$\text{Al}_2\text{Fe}_{-1}\text{Si}_{-1}$ (tk) AlFe_{-1} (af)
[bio] biotita	$\text{KFe}_2\text{Al}_3\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	$\text{Al}_2\text{Fe}_{-1}\text{Si}_{-1}$ (tk) AlFe_{-1} (af) NaK_{-1} (nak)
[pla] plagioclasa	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	$\text{CaAlNa}_{-1}\text{Si}_{-1}$ (an) NaK_{-1} (nak)
[epi] epidoto	$\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	AlFe_{-1} (af)
[hem] óxido férrico	Fe_2O_3	
[cal] calcita	CaCO_3	
[gra] almandino	$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$	AlFe_{-1} (af) CaFe_{-1} (cf)
[and] andalucita	Al_2SiO_5	
[flu] fluido	H_2O CO_2	
TABLA 5-4	COMPONENTES DE FASE DE M-R DENTRO DEL SISTEMA: $\text{CaO Na}_2\text{O K}_2\text{O Fe}_2\text{O}_3 \text{FeO Al}_2\text{O}_3 \text{SiO}_2 \text{H}_2\text{O CO}_2$	

5.1.2.b.1 Reacciones de intercambio

Las reacciones de intercambio pueden ser escritas en términos de los componentes de intercambio. La acción de ellas no da lugar a la aparición de nuevas fases ni al cambio en las

proporciones modales sino que describen un intercambio continuo entre átomos de los diferentes minerales. Se debe identificar el máximo posible de estas reacciones para cada sistema. Las que tendrían lugar para M-R, en base a los componentes listados en la tabla 5-4, son las siguientes (entre corchetes está escrita la fase sobre la que actúa el reemplazo)



Las reacciones $\boxed{1}$ y $\boxed{2}$ expresan el intercambio tschermak entre micas blancas y biotitas y entre micas blancas y cloritas. El intercambio entre biotita y clorita no es una reacción independiente pues queda definida a partir de aquellas (puede expresarse a través de una combinación de $\boxed{1}$ y $\boxed{2}$).



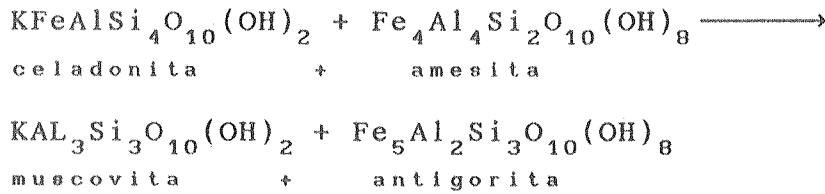
Las reacciones $\boxed{3}$ y $\boxed{4}$ describen el intercambio entre K y Na en micas y feldespato.



Las reacciones $\boxed{5}$, $\boxed{6}$, $\boxed{7}$ y $\boxed{8}$ representan el reemplazo de Al^{+3} por Fe^{+3} . Evidentemente, existen otras reacciones posibles que no son las mostradas aquí, pero su existencia puede ser probada a través de la combinación algebraica de estas cinco, por lo cual las demás no serían independientes.

Los reemplazos an y cf actúan sólo sobre una fase y no generan reacciones de intercambio.

Las reacciones tal como están escritas son una forma reducida de las expresiones más clásicas. Por ejemplo, la reacción [2] en una forma más convencional:



Existen ocho reacciones de intercambio en el sistema. (N int = 8)

5.1.2.b.2 Reacciones de transferencia

Las reacciones de transferencia involucran necesariamente a uno o más componentes aditivos de dos o más fases. La acción de éstas sí modifica la proporción modal de cada mineral, pudiéndose llegar a la consumisión total de alguna de las fases. El número de reacciones de transferencia independientes (N tra) queda definido a partir de la diferencia entre N y N int.

$$N \text{ tra} = N - N \text{ int} = 16 - 8 = 8$$

Es decir que con ocho reacciones se pueden expresar todas las variaciones modales y composicionales del sistema; no importa cuales de todas las posibles, sólo deben cumplir con el requisito de ser independientes entre sí. La pauta para elegir las responde a criterios de simplicidad y significación geológica. La estrategia seguida aquí consistió en plantear una matriz de componentes de fases y sus óxidos componentes, tal como se ve en la tabla 5-5, y solucionarla como un sistema de ecuaciones. Esta matriz tiene 17 filas y 9 columnas, expresando cada fila una ecuación cuyas términos son cada uno de los óxidos componentes en su justa proporción molar. Este sistema de ecuaciones con nueve incógnitas puede ser reducido, por simple

eliminación algebraica, hasta obtener un juego de ocho ecuaciones residuales independientes. Este es el método seguido por Thompson et al. (1982) y es similar, en su base, al de Korzhinskii (1959), pudiendo ser efectuado en forma relativamente sencilla en una computadora.

	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O	SiO ₂	H ₂ O	CO ₂
[clo] =	0	0	0	0	4	2	8	0	0
[mus] =	0	0	1.5	0	0	1.5	3	1	0
[bio] =	0	0	1.5	0	2	1.5	2	1	0
[pla] =	0	1	0	0	0	0.5	3	0	0
[epi] =	2	0	0	0	0	1.5	3	0.5	0
[hem] =	0	0	0	1	0	0	0	0	0
[cal] =	1	0	0	0	0	0	0	0	1
[gra] =	0	0	0	0	3	1	3	0	0
[and] =	0	0	0	0	0	1	1	0	0
[qz] =	0	0	0	0	0	0	1	0	0
[flu] =	0	0	0	0	0	0	0	1	0
[flu] =	0	0	0	0	0	0	0	0	1
tk	0	0	0	0	-1	1	-1	0	0
nak	0	1	-1	0	0	0	0	0	0
cf	1	0	0	0	-1	0	0	0	0
an	1	-1	0	0	0	1	-1	0	0
af	0	0	0	1	0	-1	0	0	0

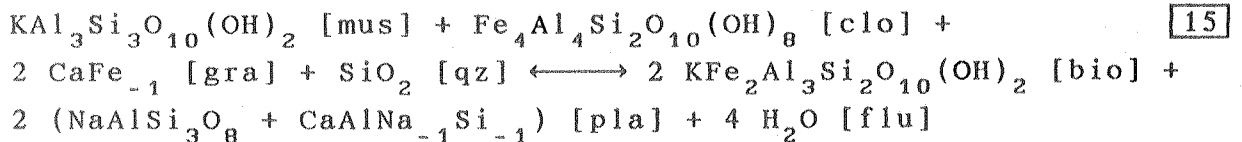
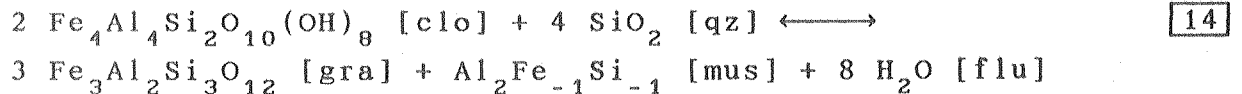
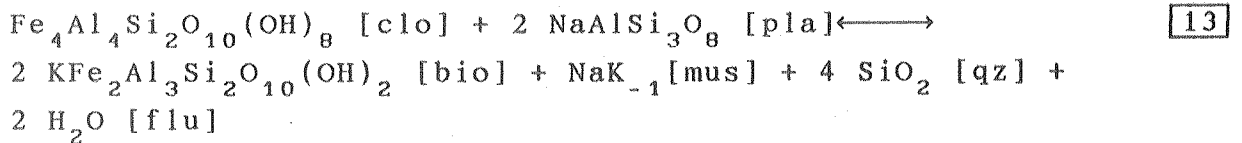
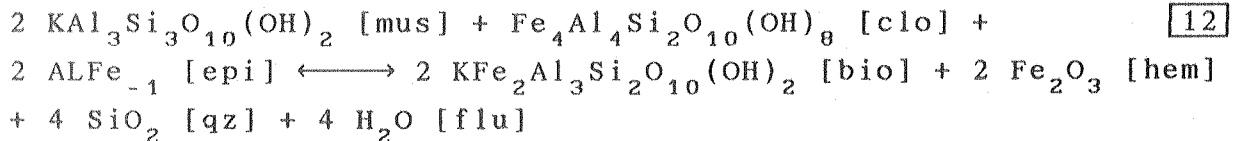
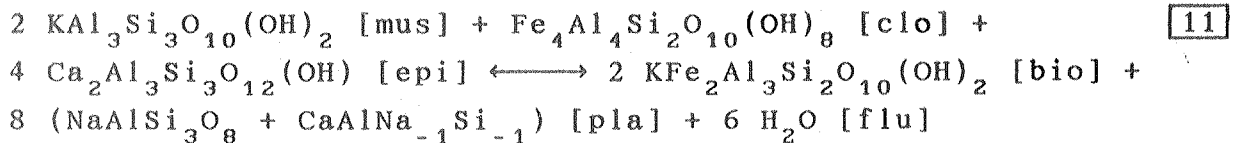
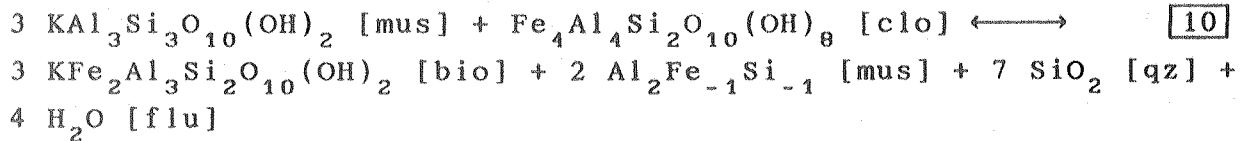
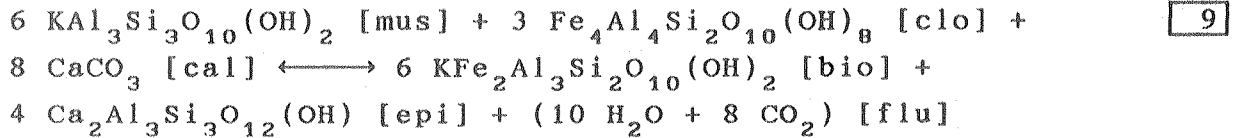
TABLA 5-5

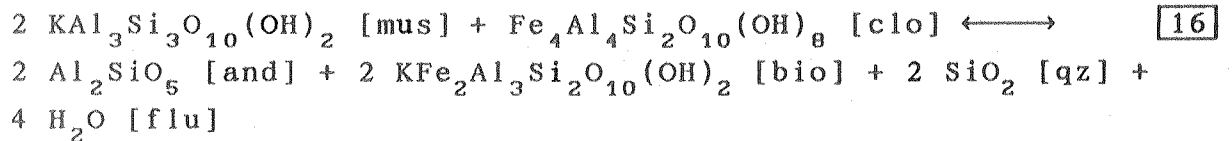
MATRIZ DE COMPONENTES DE FASE Y OXIDOS CREADA
PARA CALCULAR LAS REACCIONES METAMORFICAS

* Los valores expresan proporciones moleculares.

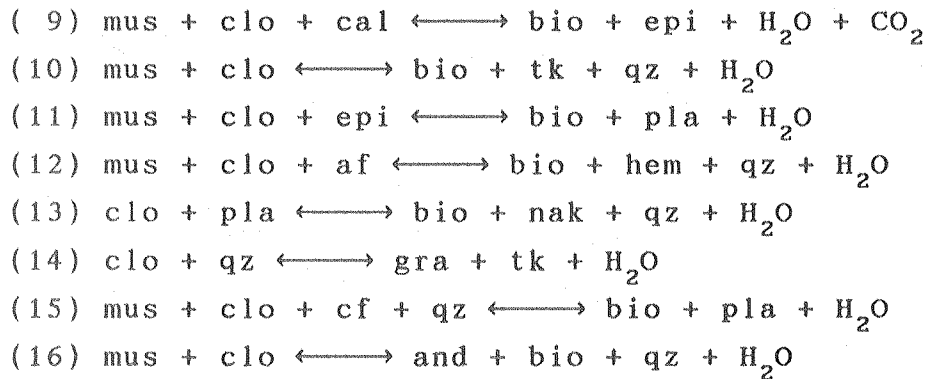
La selección final de las reacciones de transferencia se realizó de modo de obtener ecuaciones con cada uno de los componentes de intercambio (tk, nak, af, cf y an), más dos reacciones entre los componentes aditivos. Las reacciones de

transferencia propuestas son las siguientes (entre corchetes se describe la fase involucrada por cada fórmula):





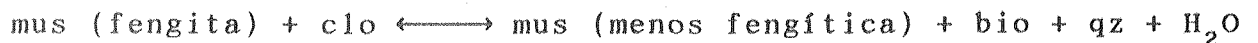
En forma simplificada, se pueden expresar así:



Las reacciones [9] a la [13], sin la intervención de granate o andalucita, se desarrollan en rocas típicas de las paragénesis [A], [B1] y [B2], fundamentalmente asociadas a la generación de biotita como fase porfiroblástica más importante. Todas ellas involucran deshidratación en diferentes grados. También pueden operar por encima de las condiciones de formación de granate y andalucita sin modificar ni las proporciones modales ni la composición de estas fases (con excepción de la [9], ya que granate y calcita no han sido observados en equilibrio).

La reacción [9], en la cual no interviene ningún componente de intercambio, muestra la formación de biotita y epidoto a partir de muscovita, clorita y calcita e implica la progresiva desaparición de carbonato, junto con una fuerte liberación de volátiles. La escasa proporción de calcita observada en las paragénesis de M-R indica que se ha desarrollado casi por completo, especialmente en las rocas que más se apartan de una composición pelítica pura.

La reacción [10] explica la generación de biotita a partir de fengita y clorita, con la consecuente disminución modal de clorita y el cambio verificado en la composición de la mica blanca hacia el extremo aluminoso con el aumento de la temperatura. Esto último está expresado por el vector tk [mus] del lado de los productos. Las reacciones de intercambio [1] y [2] permiten ver que el vector tk es activo sobre todas las fases micáceas y cloríticas. Si bien en [10] está aparentemente ligado a la muscovita en forma exclusiva, se debe concluir que todas estas fases se van haciendo más aluminosas a medida que la reacción avanza. Esto está comprobado químicamente por Pattison (1987). en un análisis de rocas de contacto en Escocia. La reacción 9 del citado autor, presentada con un manejo de la información parecido al que aquí se realiza, es muy similar a la reacción [10] aquí presentada y sólo se diferencia en la proporción estequiométrica del vector tk en función de una composición original menos aluminosa de la clorita. Esta reacción, que involucra una importante deshidratación, es una forma más específica de designar a la originalmente propuesta por Mather (1970). para rocas pelíticas en su clásico trabajo sobre la zona de biotita:



La muscovita reactante sólo hace alusión a la fase mineral muscovita, pero su composición debe ser celadonítica (o fengítica) para permitir el reemplazo tk mencionado.

La reacción [11] muestra la formación de biotita en conjunto con la generación de una plagioclasa más cálcica a partir de muscovita, clorita y epidoto. Este cambio es típico en rocas metabásicas en las cuales se llega a la formación de oligoclasa y andesina al pasar a la facies de anfibolitas. En rocas metapelíticas también se observa aunque es dependiente de la composición original de los minerales (Menard y Spear, 1990).

En la reacción [12] se observa uno de los posibles mecanismos de generación de Fe_2O_3 (presente en casi todas las muestras) como resultado de la segregación a partir de epidoto pistacítico. El epidoto no es consumido en la reacción pero cambia de composición hacia clinozoisita, tal como lo muestra la presencia del vector af del lado de los reactantes.

La reacción [13] implica que, junto con la generación de biotita, las micas pueden incorporar Na^+ en su estructura. Como se ha visto en la sección 5.1.3.c, las micas blancas de la zona de biotita son más sódicas que las de la zona de clorita. El contenido de Na^+ en la muscovita aumenta normalmente con la temperatura (Guidotti y Sassi, 1976; 1986).

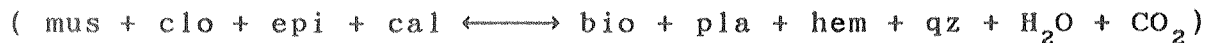
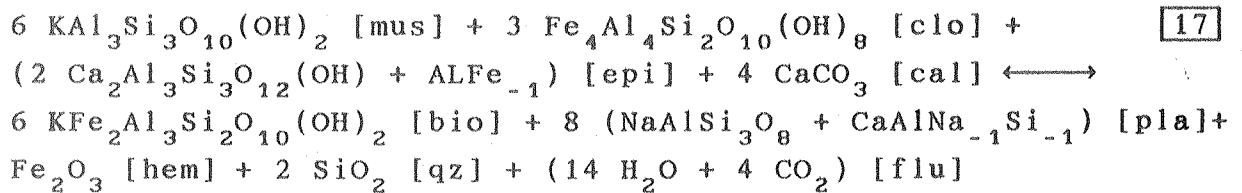
La aparición de granate almandínico a partir de clorita y cuarzo se observa en la reacción [14]. Según Loomis (1986) esta reacción continua es la más importante generadora de granate en el sistema pelítico. Se puede ver que, entre los productos de la misma, figura un cambio en la composición de la mica blanca de la paragénesis hacia el extremo aluminoso, siguiendo el caracter normal ya observado y generalizado.

En la reacción [15] se describe el cambio en la composición del granate, el cual se enriquece en almandino con el transcurso de la misma. La presencia de CaO en el sistema, a través de las fases calcita y epidoto, puede dar lugar a la formación de un granate en parte grosularítico. Normalmente, los granates ricos en CaO o MnO se forman a más bajas temperaturas que el almandino. Los granates de las rocas pelíticas son usualmente zonados, con núcleos cálcicos o manganesíferos y coronas almandínicas. Como producto de la reacción [15] se observa la formación de biotita y plagioclasa más anortítica.

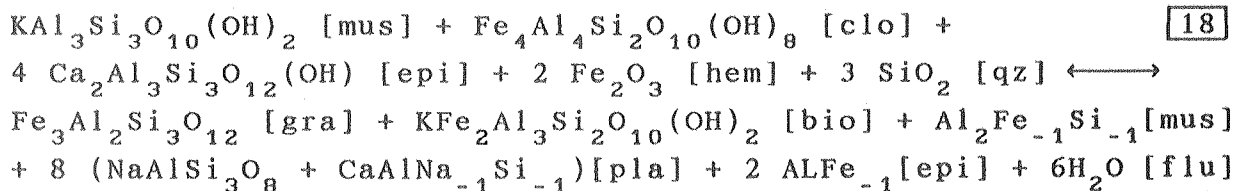
La reacción [16], por último, da lugar a la generación de andalucita y biotita sin involucrar al granate y es una de las

reacciones posibles que dan lugar al comienzo de la estabilidad de la paragénesis **D**.

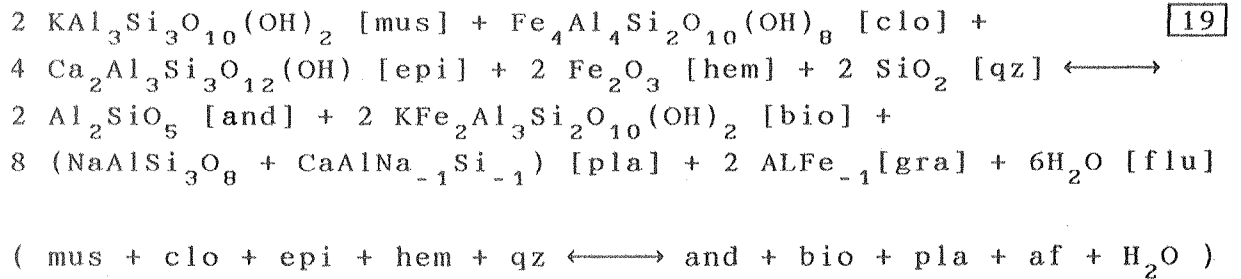
Todas estas reacciones de transferencia explican las diversas modificaciones composicionales y modales de M-R, pero están definidas dentro de subsistemas de la composición global de las rocas (cada una de las paragénesis definidas). Si se considera la composición total, la generación sucesiva de biotita, granate y andalucita puede ser modelada a través de reacciones univariantes calculadas a partir del conjunto de ecuaciones de intercambio y de transferencia citado más arriba. Por ejemplo:



La **[17]** sería la reacción global que da lugar al paso de la paragénesis **A** a la paragénesis **B** de M-R incorporando la formación de biotita y la desaparición de calcita. La formación de granate y, por lo tanto, la estabilidad de la paragénesis **C**, estaría dada por:



La reacción que forma andalucita utilizando la composición total del sistema es:



5.1.5 EQUILIBRIO DE LAS PARAGENESIS CON LA FASE FLUIDA

Un paso muy importante en los estudios de la petrología metamórfica es caracterizar las relaciones entre las variables intensivas durante los procesos de transformación. Las paragénesis minerales, la composición de fases coexistentes y fluidos constituyen una herramienta válida para identificar las variaciones de P, T y potencial químico de los diferentes componentes.

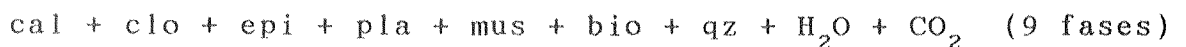
En muchos sectores del CPS, especialmente en la zona de esquistos biotíticos del arroyo Llimenco, rocas de las paragénesis [B] muestran cambios en sus asociaciones minerales observables en el orden de algunos centímetros hasta algunos metros. Estas variaciones consisten en diferentes combinaciones de las fases minerales, con mayor o menor desarrollo de clorita, biotita, epidoto o plagioclasa. En algunos casos, la influencia decisiva de la composición de la roca es clara, sobre todo al registrar la alternancia de capas cuarzosas y pelíticas. Pero en otros casos esa relación no se observa en forma tan directa, apreciándose que rocas muy cercanas física y composicionalmente poseen asociaciones de minerales distintas. En un área tan restringida es posible asumir que las condiciones de P y T son similares, por lo cual es necesario tener en cuenta variaciones

en la composición o potencial químico de uno o más de sus componentes para explicar las diferencias.

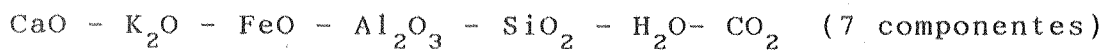
Es conocido que la composición de las paragénesis minerales muestra una estrecha dependencia con la composición de la fase fluida en equilibrio. Este rasgo es aún más importante en el caso de las rocas calco-silicáticas. Además, a partir de estudios realizados en sectores con características similares (Rumble, 1978; Spear, 1977; Ferry, 1979, entre otros), se ha demostrado consistentemente que pueden existir fuertes diferencias en los potenciales químicos de las especies volátiles, medibles a la escala del afloramiento. Según Spear et al. (1982), estas diferencias, que requieren la existencia de gradientes en el potencial químico, pueden provocar cambios en la configuración de equilibrio de las demás especies minerales de la roca.

5.1.5.a Paragénesis y composición del fluido metamórfico

En las condiciones de menor grado metamórfico de M-R (paragénesis [A] y [B1]), por debajo de la formación de granate, la presencia de calcita y micas en algunas muestras permite asumir la existencia de una fase fluida rica en H₂O y CO₂. El equilibrio de minerales y fluidos puede ser evaluado en forma sencilla a través de un diagrama que considere la composición del medio fluido, tomando como constantes los valores de P y T. Un diagrama que se adapta a estas premisas es del tipo μCO_2 - $\mu\text{H}_2\text{O}$ en condiciones isobáricas e isotérmicas, que puede ser construido de acuerdo a la metodología propuesta por Korzhinskii (1959) y Ferry y Burt (1982). El sistema elegido para este modelo consta de:



Este es un subsistema del que fuera considerado para desarrollar las reacciones metamórficas en la sección 5.1.4. Se ha eliminado a la hematita para reducir el número de componentes, dejando de lado al Fe_2O_3 (la fase epidoto queda entonces representada sólo por su extremo aluminoso: clinozoisita). El componente Na_2O también puede obviarse teniendo en cuenta que la plagioclasa generada durante las reacciones representa la formación de moléculas de anortita (que se suman al feldespato albítico haciendo su composición progresivamente más cálcica). Los componentes del sistema quedan reducidos a siete:



La metodología para construir un diagrama que muestre la disposición del equilibrio de fases en un sistema de multicomponentes está descrita por Korzhinskii (1959) y James (1977) entre otros. A través de consideraciones geológicas básicas, estos gráficos pueden brindar información petrológica importante.

Según la regla de las fases, el grado de libertad de un sistema es igual al número de sus componentes, menos el número de sus fases, más dos. En este caso, con siete componentes y nueve fases:

$$L = C - F + 2 = 7 - 9 + 2 = 0$$

Un sistema con grados de libertad nulos, como este, es considerado invariante. Sólo puede ser estable en un punto determinado dentro del campo de variación de los parámetros intensivos (P , T y $\mu\text{H}_2\text{O}$). Sobre ese punto convergerá un número de reacciones univariantes igual al número de fases. La figura 5-11 muestra un ejemplo para un sistema invariante de cuatro fases (abcd). Cada reacción univariante está generada por un número de fases igual al número total menos una (para hacer $L =$

1) y queda marcada por una recta que pasa por el punto invariante. Existen tantas reacciones univariantes posibles como fases haya en el sistema, siempre tomando una fase de menos. A esa fase se la considera como ausente y se expresa generalmente entre corchetes, siguiendo la notación de Zen (1966). Los espacios limitados por las distintas rectas son los campos de estabilidad de diferentes paragénesis. El campo marcado con una X en el ejemplo de la figura 5-11 es el de equilibrio de las fases $b + d$.

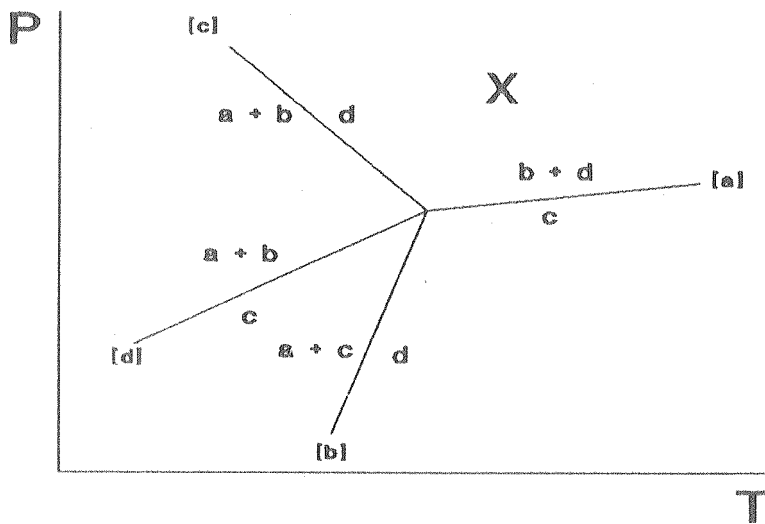


FIGURA 5-11 EJEMPLO DE UN DIAGRAMA DE EQUILIBRIO DEL TIPO DE SCHREINEMAKERS COMO LOS USADOS EN ESTE CAPITULO.

SE MUESTRA UN PUNTO INVARIANTE Y LAS REACCIONES UNIVARIANTES ASOCIADAS.

* Explicación en el texto.

Para el sistema considerado en esta sección, las curvas univariantes han sido tomadas de algunas de las reacciones modeladas en la sección 5.1.4 ó combinación algebraica de ellas, y figuran en la tabla 5-6. Aquí es importante puntualizar algunos aspectos relacionados con estas reacciones. En primer lugar, no se han incorporado curvas univariantes que involucren cuarzo, H_2O o muscovita ausentes ($[qz]$, $[H_2O]$, $[mus]$) ya que las evidencias muestran que esas fases se encuentran presentes en todas las asociaciones. Esto reduce a seis el número de reacciones alrededor del punto invariante. El segundo aspecto a

FASE AUSENTE	REACCIONES METAMORFICAS
[PLA] 9	6 mus + 3 clo + 8 cal \longleftrightarrow 6 bio + 4 epi + 10 H ₂ O + 8 CO ₂
[EPI] 20	2 mus + clo + 2 cal \longleftrightarrow 2 bio + 2 pla + 4 H ₂ O + 2 CO ₂
[CAL] 11	2 mus + clo + 4 epi \longleftrightarrow 2 bio + 8 pla + 6 H ₂ O
[CLO] 21	3 mus + 4 epi + 8 CO ₂ \longleftrightarrow 3 bio + 8 cal + 21 qz + 2 H ₂ O

TABLA 5-6	REACCIONES METAMORFICAS DEL DIAGRAMA μ H ₂ O μ CO ₂ DE LA FIGURA 5-12
-----------	--

* Los números en recuadro indican el orden de la reacción dentro del texto de la sección 5.1.4

tener en cuenta está vinculado a la dependencia lineal que pueda existir entre la composición de dos o más fases del sistema. Por ejemplo, las fases muscovita y biotita son las únicas portadoras de K₂O. Si se considerara a una de ellas como fase ausente, debería eliminarse también a la otra ya que el K₂O no podría combinarse con ninguna sustancia para dar lugar a una reacción de equilibrio. La muscovita está siempre presente en las paragénesis, por lo tanto no puede establecerse ninguna reacción que prescindiera de biotita. Otras dos fases linealmente dependientes entre sí son calcita y CO₂. La reacción [cal] (de ahora en más se expresará entre corchetes a la reacción univariante generada por la ausencia de la fase indicada), implica también una reacción [CO₂]. Esta dependencia entre la composición de las fases provoca una disminución del número de reacciones posibles y se dice entonces que el sistema ha degenerado (Korzhinskii, 1959). Por estas razones, la cantidad de reacciones univariantes de este sistema se ve reducida a las cuatro de la tabla 5-6.

El diagrama μ H₂O- μ CO₂ propuesto es el de la figura 5-12. La topología y la pendiente de las curvas están calculadas a partir de las proporciones moleculares de los componentes volátiles involucrados en cada reacción, tal como lo explican Ferry y Burt

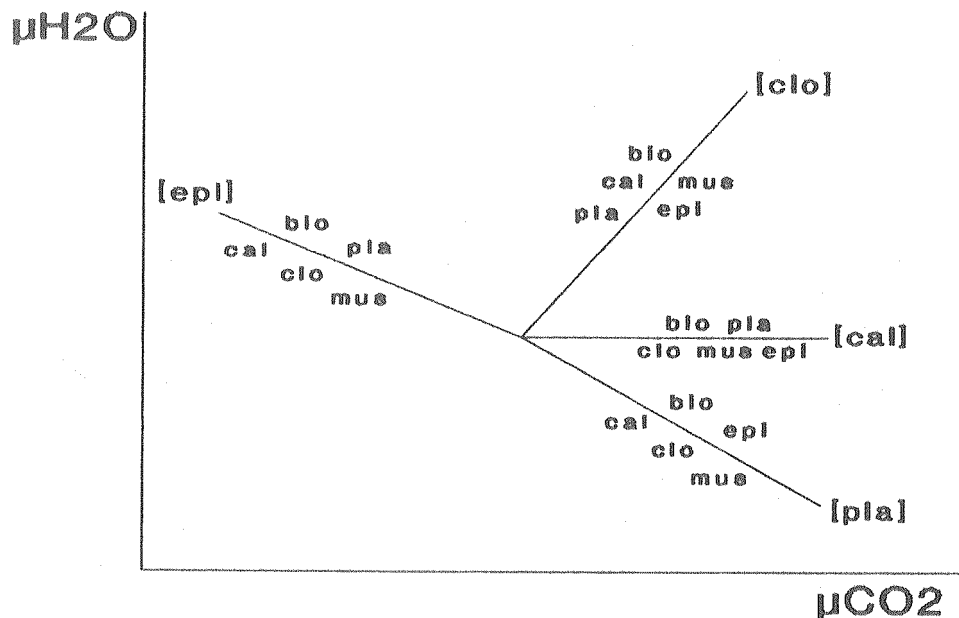
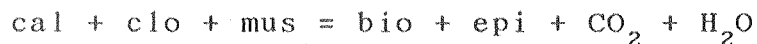
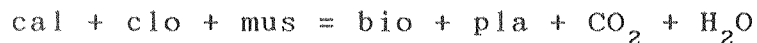


FIGURA 5-12 DIAGRAMA $\mu\text{H}_2\text{O}-\mu\text{CO}_2$ ISOBARICO E ISOTERMICO VALIDO PARA LA PARAGENESIS **A** DEL METAMORFISMO REGIONAL M-R.

(1982). De la observación de esta figura pueden extraerse algunas conclusiones interesantes. La asociación (clo + mus + cal) es estable en el sector de bajo potencial químico de fluidos, es decir, en el espacio previo a las reacciones de deshidratación y decarbonación que originan una fase fluida importante. Estas reacciones tales como:



dan lugar a la formación de epidoto, plagioclasa y biotita en las paragénesis, privilegiándose la formación de epidoto con un alto μCO_2 proporcionado, fundamentalmente, por la desaparición de calcita. Un medio fluido pobre en CO_2 en cambio, se encuentra en equilibrio con la formación de plagioclasa. El nucleamiento de biotita es aparentemente independiente de la relación $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ del fluido. En el bajo grado de M-R la fase calcita llega a ser

estable con biotita y plagioclasa pero no con biotita y epidoto. El campo de equilibrio de (bio + pla + cal + CO₂ + H₂O) se encuentra en el sector rico en H₂O, probablemente en vinculación con un fuerte incremento de μ_{H_2O} a través de la reacción de clo + mus. Estas últimas condiciones son las que deben haber prevalecido en las rocas de la paragénesis [A] portadoras de calcita. El escaso registro de este mineral es mucho menor que el de epidoto, lo cual parece establecer que μ_{CO_2} ha jugado un rol importante en la estabilización de este último mineral. Aunque no se ha considerado en este análisis, es posible suponer que la presencia de epidoto en las EPS está ligada también a una alta f_{O_2} , relación que ha sido comprobada experimentalmente por Liu (1973), entre otros autores.

A un grado metamórfico más elevado, fuera del alcance de este diagrama, la calcita desaparece de las paragénesis. La fase fluida estable con biotita y granate o andalucita (paragénesis [B], [C] y [D]) está integrada casi totalmente por H₂O.

5.1.5.b Paragénesis y potencial químico de H₂O

Tal como se ha expresado al comienzo de esta sección, es posible que ciertas variaciones en la mineralogía de rocas vecinas y de litología similar se deban a un gradiente en el potencial químico de la fase fluida. En las EPS se observan variaciones modales de escala local y paragénesis donde coexisten, en equilibrio, tanto reactantes como productos de las reacciones de transferencia. Según Ferry y Burt (1982), estos rasgos sugieren que, al menos parcialmente, las asociaciones de minerales de las rocas son capaces de controlar el potencial químico de la fase fluida.

Para analizar este caso en las rocas generadas por M-R, es conveniente simplificar el análisis considerando que la fase

fluida está compuesta exclusivamente por H_2O . Si μH_2O no se halla controlado externamente sino que depende de la configuración de la paragénesis y, en última instancia, de la composición de la roca, la variable representada por la fase H_2O pasa a ser una variable extensiva del sistema. Esto significa que depende de la cantidad de material presente. En estas condiciones se puede construir un diagrama paragenético que involucre a la fase H_2O además de las fases sólidas. La figura 5-13 es un diagrama triangular HSA ($H_2O - FeO - Al_2O_3$) proyectado desde CaO , K_2O y SiO_2 de acuerdo a la técnica algebraica de Spear et al. (1982). En el triángulo se han volcado las fases: bio - mus - clo - epi - pla - H_2O presentes en la paragénesis [B] de las EPS. Se han marcado rangos de composición posibles para las fases y se han trazado las líneas con una topología consistente para condiciones de bajo grado. La utilidad de este diagrama es que permite generar otro diagrama cualitativo $\mu H_2O - XAl_2O_3/XSiO_2$, construido en base al método de las "líneas equipotenciales" de Korzhinskii (1959). Aunque ampliamente esquemático, el diagrama presentado en la figura 5-14 es importante para mostrar la variación de potencial químico de H_2O en equilibrio con paragénesis de rocas silíceas o aluminosas.

Es interesante observar la gran capacidad de "buffer" de μH_2O que posee la paragénesis (clo + mus + bio + qz) ya que es capaz de equilibrarse a muy diferentes condiciones de potencial químico de H_2O a través de cambios composicionales que deben estar directamente vinculados al intercambio tschermak que opera en las fases de filosilicatos. Indirectamente se puede verificar que las composiciones más silíceas (y por ende más cuarzosas) privilegian la formación de la paragénesis (bio + mus + pla + qz), mientras que las rocas más aluminosas (más pelíticas) dan lugar a la formación de la paragénesis (mus + clo + epi) a igualdad de condiciones de P y T. Es posible observar que en las rocas con mayor relación SiO_2/Al_2O_3 , la biotita se equilibra a

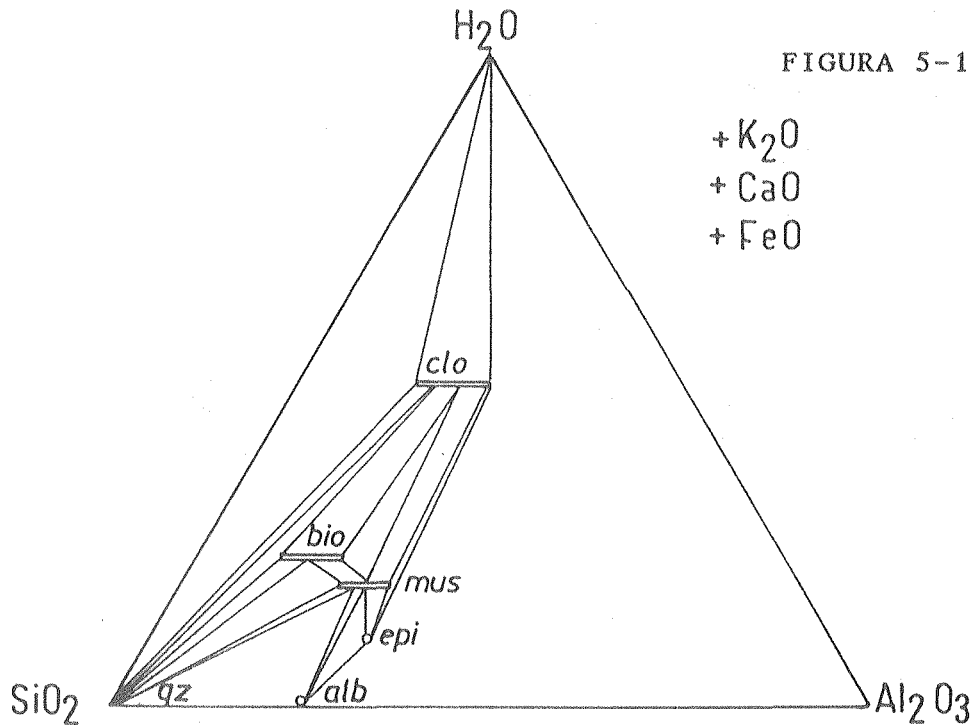


FIGURA 5-13

DIAGRAMA HSA (H₂O - SiO₂ - Al₂O₃) DE LA PARAGENESIS **B** DE M-R. (H₂O COMO VARIABLE EXTENSIVA)

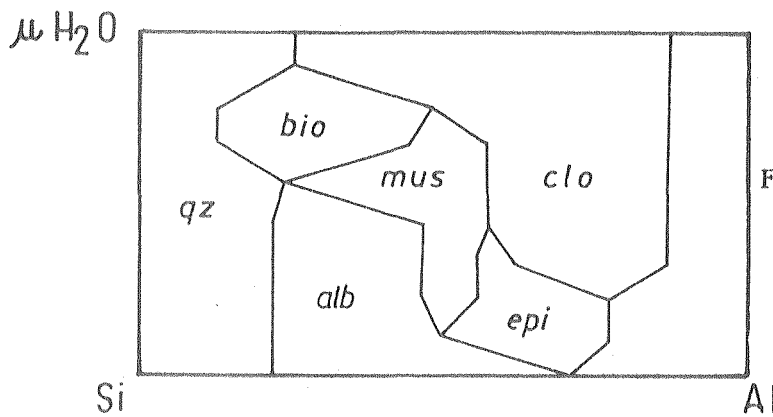


FIGURA 5-14

DIAGRAMA ESQUEMATICO $\mu\text{H}_2\text{O} - \text{XS}_{\text{Si}}/\text{XA}_{\text{Al}}$ DE LA PARAGENESIS **B** DE M-R.

* REALIZADO A PARTIR DEL METODO DE LAS LINEAS EQUIPOTENCIALES DE KORZHINSKII (1959).

menor $\mu\text{H}_2\text{O}$. Si el aumento de éste no se halla controlado por las paragénesis sino por factores externos al sistema y vinculados a un aumento de la temperatura, se puede concluir que la aparición de biotita se realiza a un menor grado en las rocas psamíticas (más silíceas) que en las rocas pelíticas (más aluminosas), tal como lo ha indicado Mather (1970).

5.1.6 EQUILIBRIO DE LAS PARAGENESIS EN FUNCION DE P - T

Del análisis de las secciones anteriores se concluyó en que las paragénesis de M-R reflejan un cambio en el grado metamórfico en distintos sectores del CPS. La evolución de M-R puede ser evaluada a través de la disposición de las paragénesis en el espacio de P y T. Esto puede llevarse a cabo por medio de un diagrama en el cual estén señalados los límites de equilibrio generados por las diferentes reacciones metamórficas. La falta de determinaciones químicas cuantitativas de las fases minerales sólo permite realizar una estimación cualitativa de dicho equilibrio, similar a la de los diagramas P-T o μ_A - μ_B construidos según la metodología de Schreinemakers (Korzhinskii, 1959; James, 1977).

Para la confección de un diagrama de esta naturaleza se ha considerado un sistema rocoso que consta de las fases :

cal + epi + clo + mus + bio + pla + gra + and + H₂O + CO₂ (11 fases)

Las consideraciones sobre la composición de este sistema son las mismas realizadas para la construcción de la figura 5-12. Los óxidos componentes son:

CaO - K₂O - FeO - Al₂O₃ - SiO₂ - H₂O - CO₂ (7 componentes)

Según la regla de las fases, el grado de libertad de este sistema es:

$$L = C - F + 2 = 7 - 11 + 2 = -2$$

Los sistemas como este, con grados de libertad negativos, son llamados "multisistemas" (Korzhinskii, 1959). La coexistencia simultánea de todas las fases es imposible. Sólo si se quitaran

dos fases, se tendría que:

$$L = 7 - 9 + 2 = 0 \text{ (cero)}$$

Este sistema pasaría a ser invariante y podría ser representado como un punto en un diagrama P-T.

Quitando alternativamente diferentes combinaciones de dos fases a las once del sistema considerado, se pueden obtener 21 puntos invariantes que expresen la disposición de todas las asociaciones estables. De todos modos, muchos de esos puntos pueden no tener significación geológica importante o, aún, no representar estados posibles de equilibrio entre las fases. Un punto invariante con estas últimas características se dice que es inestable (Korhinskii, 1959).

La complejidad de un diagrama con 21 puntos invariantes escapa a los fines de este trabajo. Es conveniente simplificarlo considerando sólo una porción del mismo que involucre las reacciones de mayor significado en la evolución de M-R. Las fases cuarzo, H₂O y muscovita se hallan siempre presentes en las paragénesis, por lo tanto ninguna de ellas ha sido seleccionada entre las fases que se eliminan (o se consideran ausentes) para definir un punto invariante. La fuerte dependencia lineal que lleva implícita este sistema (muscovita-biotita, calcita-CO₂, por ejemplo), y que fuera descripta anteriormente, también influye en la definición de los mismos. Para evitar la dependencia composicional que se genera entre epidoto y plagioclasa al estar ausente la fase calcita (quedan como únicas portadoras de CaO), se ha incorporado una componente grosularítica al granate a través del vector de intercambio CaFe₋₁, definido en secciones anteriores. De esta forma se pueden modelar reacciones con plagioclasa y calcita o con epidoto y calcita ausentes, alternativamente.

En función de todas las consideraciones realizadas más arriba, se ha elegido trabajar sobre cuatro puntos invariantes: [AND GRA] [AND CAL] [CLO CAL] [EPI CAL]

(Los puntos invariantes se marcan de acuerdo a las fases ausentes utilizadas para su definición, expresadas entre corchetes. El punto invariante [AND GRA] define a la asociación de nueve fases en la cual no interviene ni granate ni andalucita).

La ubicación de estos puntos en el espacio de P y T ha sido estimada teniendo en cuenta que el punto [and gra] se encuentra en el sector de menor temperatura y presión, donde estas fases están ausentes y son importantes las micas, cloritas, plagioclasa, calcita y epidoto, mientras que el punto [clo cal] se ubicaría en el sector de mayor temperatura, donde la fase más hidratada (clorita) está ausente por la evolución de las sucesivas reacciones de deshidratación.

Una vez escogidos los puntos invariantes, deben resolverse las reacciones univariantes que convergen en cada uno de ellos. Se han utilizado algunas de las reacciones modeladas en la sección 5.1.4 ó combinación algebraica entre ellas. Debe consignarse que pocas de estas reacciones son estrictamente univariantes y que la dependencia lineal entre distintas reacciones resulta en la degeneración de muchas de ellas. La mayor parte es de características divariantes, aunque esto no es importante a los efectos del diseño de este diagrama. La tabla 5-7 muestra un resumen de las reacciones utilizadas asociadas a cada punto invariante.

La pendiente de cada curva univariante ha sido estimada siguiendo la metodología de Hess (1969), a través de la ecuación de CLAUSIUS-CLAPEYRON : $\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V}$. El cambio de volumen de la reacción está calculado a partir de la suma algebraica de los volúmenes molares de cada mineral (ver apéndice V). El cambio de

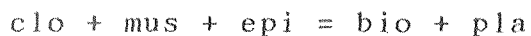
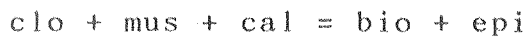
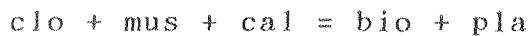
PUNTO INVARIANTE [AND GRA]		REACCIONES METAMORFICAS
[PLA]	9	$6 \text{ mus} + 3 \text{ clo} + 8 \text{ cal} \longleftrightarrow 6 \text{ bio} + 4 \text{ epi} + 10 \text{ H}_2\text{O} + 8 \text{ CO}_2$
[EPI]	20	$2 \text{ mus} + \text{ clo} + 2 \text{ cal} \longleftrightarrow 2 \text{ bio} + 2 \text{ pla} + 4 \text{ H}_2\text{O} + 2 \text{ CO}_2$
[CAL]	11	$2 \text{ mus} + \text{ clo} + 4 \text{ epi} \longleftrightarrow 2 \text{ bio} + 8 \text{ pla} + 6 \text{ H}_2\text{O}$
PUNTO INVARIANTE [AND CAL]		
[CAL]	11	$2 \text{ mus} + \text{ clo} + 4 \text{ epi} \longleftrightarrow 2 \text{ bio} + 8 \text{ pla} + 6 \text{ H}_2\text{O}$
[CLO]	22	$\text{ gra} + \text{ mus} + 4 \text{ epi} + \text{ qz} \longleftrightarrow \text{ bio} + 8 \text{ pla} + 2 \text{ H}_2\text{O}$
[PLA]	23	$3 \text{ mus} + 4 \text{ clo} + 3 \text{ qz} \longleftrightarrow \text{ gra} + 3 \text{ bio} + 4 \text{ epi} + 14 \text{ H}_2\text{O}$
[EPI]	24	$\text{ mus} + 3 \text{ clo} + 7 \text{ qz} \longleftrightarrow 2 \text{ gra} + \text{ bio} + 4 \text{ pla} + 12 \text{ H}_2\text{O}$
PUNTO INVARIANTE [EPI CAL]		
[CLO]	25	$4 \text{ gra} + 5 \text{ mus} \longleftrightarrow 2 \text{ and} + 5 \text{ bio} + 2 \text{ pla} + 11 \text{ qz}$
[GRA]	26	$3 \text{ mus} + 2 \text{ clo} \longleftrightarrow 2 \text{ and} + 3 \text{ bio} + \text{ pla} + \text{ qz} + 8 \text{ H}_2\text{O}$
[AND]	24	$\text{ mus} + 3 \text{ clo} + 7 \text{ qz} \longleftrightarrow 2 \text{ gra} + \text{ bio} + 4 \text{ pla} + 12 \text{ H}_2\text{O}$
PUNTO INVARIANTE [CLO CAL]		
[EPI]	25	$4 \text{ gra} + 5 \text{ mus} \longleftrightarrow 2 \text{ and} + 5 \text{ bio} + 2 \text{ pla} + 11 \text{ qz}$
[AND]	22	$\text{ gra} + \text{ mus} + 4 \text{ epi} + \text{ qz} \longleftrightarrow \text{ bio} + 8 \text{ pla} + 2 \text{ H}_2\text{O}$

TABLA 5-7 REACCIONES METAMORFICAS UTILIZADAS EN EL DIAGRAMA P-T DE LA FIGURA 5-15

* Los números en recuadro indican el orden de la reacción en el texto de la sección 5.1.4

entropía de la reacción está subdividido en dos partes. Una entropía de deshidratación de 14,1 cal/mol H₂O y una entropía dada por cambios de coordinación de los átomos (restringida aquí al Al⁺³ y su paso de coordinación octaédrica a tetraédrica o viceversa) de 2,39 cal/átomo de Al⁺³. La extrema simplificación de los cálculos hace que la estimación de las pendientes tenga un valor puramente esquemático. De todos modos, este método provee relaciones válidas entre la pendiente de cada una de las reacciones, por lo cual la topología del diagrama es consistente.

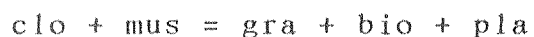
El diagrama construido sobre esta base es el de la figura 5-15. Cada uno de los campos de equilibrio de las distintas paragénesis ha sido graficado por medio de un diagrama tetraédrico ACKF, que describe las asociaciones de tres o cuatro minerales estables con cuarzo, H₂O y CO₂. El análisis del mismo lleva a muy interesantes consideraciones petrológicas. El sector de menor temperatura muestra el equilibrio de (cal + clo + mus) marcado en el diagrama triangular 1. Esta asociación forma parte de la paragénesis **A** de M-R (zona de clorita y epidoto), definida para las filitas y, en menor proporción, esquistos del CPS. Se puede apreciar que el aumento de la temperatura lleva a la formación de biotita y a la desaparición progresiva de calcita a través de las reacciones:



(Las reacciones están escritas en forma abreviada. Cuarzo y fluido se asumen presentes en todas ellas)

De esta forma se entra en el campo de equilibrio de las fases (clo + mus + epi + bio) o en el de (clo + mus + pla + bio) marcados en los triángulos ACFK numeros 2 y 3. Estas dos asociaciones son representativas de las paragénesis **B1** y **B2** definidas en secciones anteriores, que corresponden a la mayor parte de los afloramientos de esquistos del CPS en su sector central.

A mayor temperatura, y con las reacciones:



se da paso a la formación de granate estable en las asociaciones

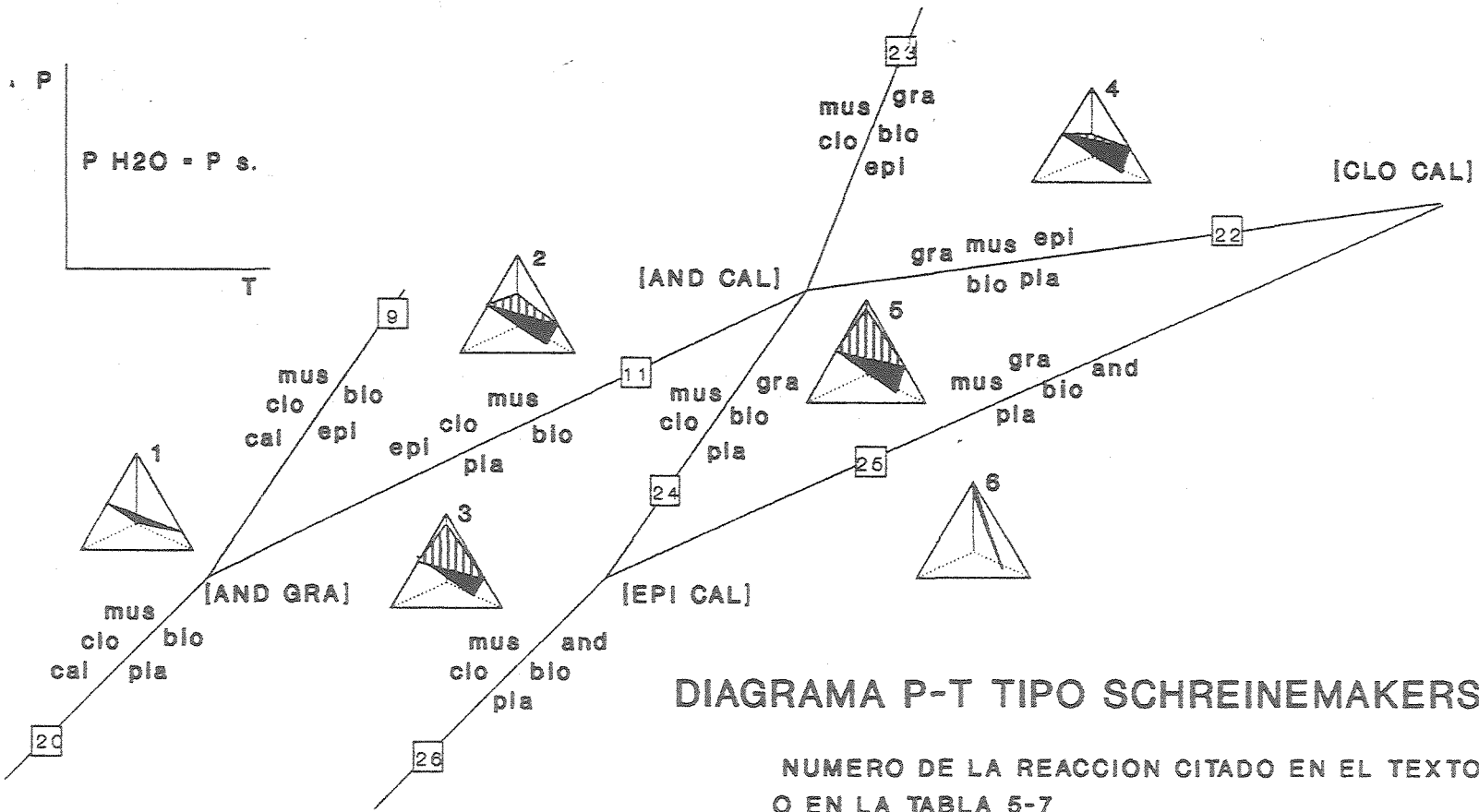
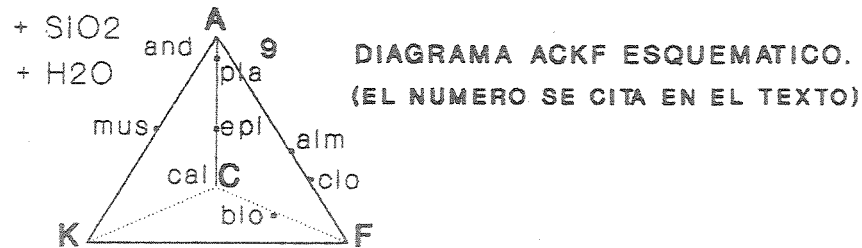


FIGURA 5-15

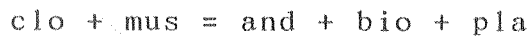
DIAGRAMA P-T TIPO SCHREINEMAKERS

NUMERO DE LA REACCION CITADO EN EL TEXTO O EN LA TABLA 5-7

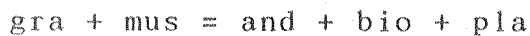


(gra + bio + mus + epi) y (gra + bio + mus + pla) (diagramas triangulares 4 y 5 de la figura 5-15) que representan a la paragénesis **C** de las EPS.

Observando el diagrama, se puede advertir que a bajas presiones la reacción de mus + clo no da lugar a la formación de granate sinó a la de andalucita a través de :



En el sector de mayor P y T de la figura 5-15, la formación de andalucita está vinculada a la reacción del granate formado previamente:



La aparición de andalucita a partir de almandino es un camino de evolución lógico a bajas relaciones P/T tal como ha sido modelado por Loomis (1986). Este autor sugiere la reacción: gra + clo = and + bio como generadora de andalucita en esquistos pelíticos. El campo de equilibrio de (and + bio + pla) está graficado por el diagrama ACFK número 6 y forma parte de la paragénesis **D**.

Este análisis confirma la progradación del efecto metamórfico de M-R con la secuencia de minerales discutida anteriormente (bio → gra → and) y la evolución de las reacciones que dan lugar a la aparición de esas fases.

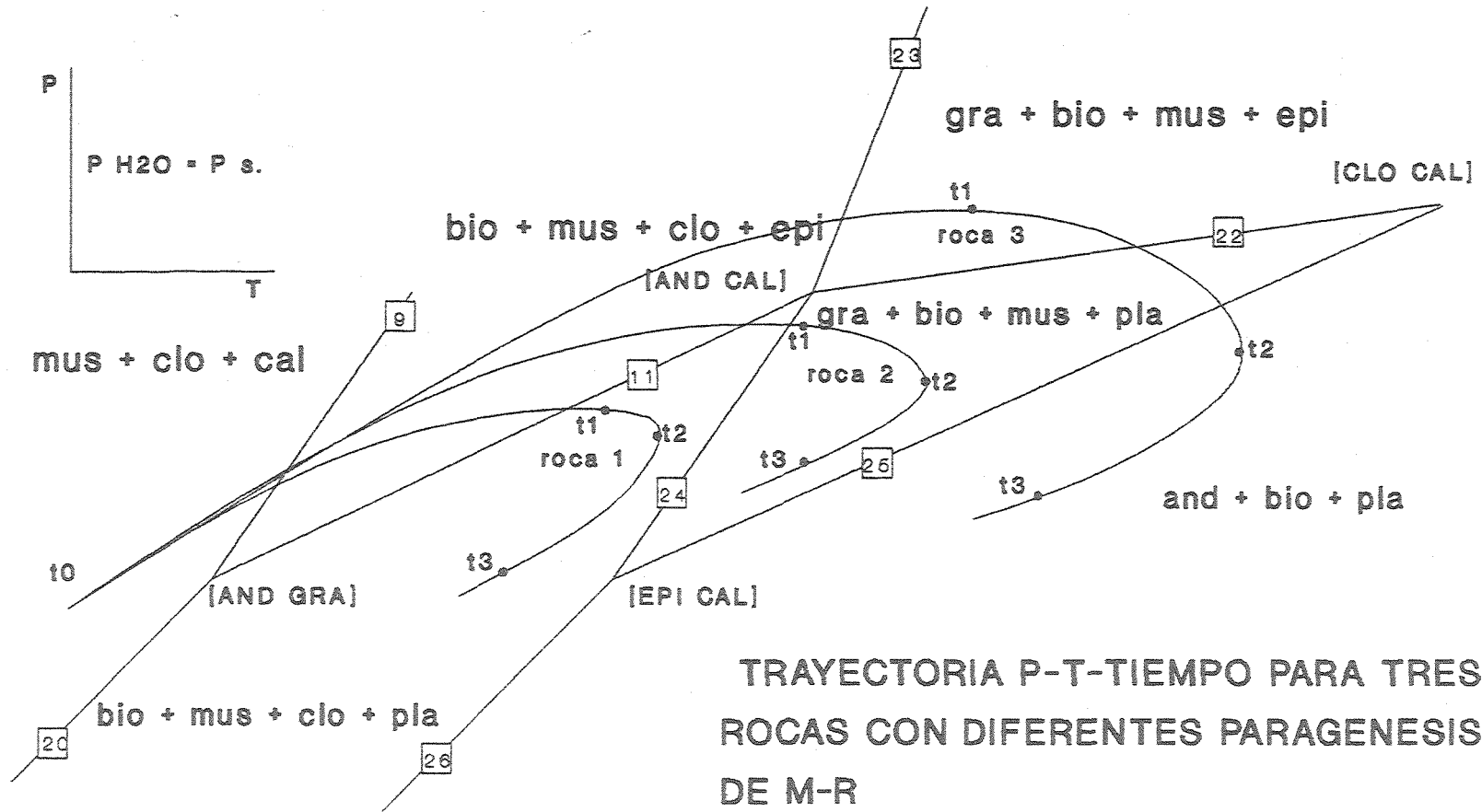
5.1.7 EVOLUCION METAMORFICA DEL EVENTO M-R

En la figura 5-16, simplificada a partir de la figura 5-15, se han marcado tres flechas que expresan la evolución de las relaciones entre P y T a través del tiempo de duración del

evento M-R, para tres rocas representativas de sectores expuestos a diferentes condiciones. Las curvas marcadas son esquemáticas y no se diferencian de otras curvas de evolución de cinturones metamórficos, con una parte progradante y otra retrogradante. Se han trazado de manera que se ajustan a las evidencias metamórficas y estructurales observadas. A lo largo de la trayectoria t_0 a t_1 , las rocas 1, 2 y 3 son progresivamente enterradas a distintas profundidades y, por lo tanto, llevadas a diferentes condiciones de P y T. La roca 1 cruza la curva de formación de biotita e ingresa al campo de equilibrio de (bio + pla + clo + mus) hasta alcanzar las máximas condiciones de enterramiento. En ese mismo lapso las rocas 2 y 3 alcanzan el campo de estabilidad de granate (gra + bio ± pla ± epi). Tal como se ha manifestado a partir de las evidencias microtexturales, la mayor parte del desarrollo de biotita y granate es sintectónica con la etapa principal de deformación, representada por el ciclo de trasposición D2. El punto t_1 de las trayectorias es representativo de este evento, ya que a la escala de los fenómenos metamórficos, las manifestaciones de deformación pueden ser consideradas como instantáneas (England y Thompson, 1984).

Las evidencias reseñadas al principio de este capítulo han descrito la formación de granate, biotita y andalucita posteriormente al episodio D2, por lo cual es necesario considerar una trayectoria que se ajuste a ellas e involucre el cambio necesario en las condiciones metamórficas para dar lugar a esa cristalización.

La trayectoria t_1 - t_2 representa la evolución del sistema hasta alcanzar su máxima temperatura, posteriormente al ciclo D2. En las condiciones de t_1 , la roca 1 habría alcanzado un grado metamórfico bajo. La posterior evolución desde t_1 hasta t_2 no alcanza a formar nuevas fases. La paragénesis representativa del pico metamórfico de M-R sería: (bio + mus + clo + pla), es



TRAYECTORIA P-T-TIEMPO PARA TRES ROCAS CON DIFERENTES PARAGENESIS DE M-R

La red de Schreinemakers es la misma de la figura 5-15

t_0, t_1, t_2 y t_3 marcan distintas etapas durante M-R

FIGURA 5-16

decir, la paragénesis [B] de los esquistos del CPS. Durante ese mismo lapso, la roca 2 permanece en el campo de equilibrio de granate y biotita, ya que el aumento de temperatura posterior a t_1 no alcanza para cruzar al sector en el cual $\text{gra} + \text{mus}$ dejan de ser estables. Esta roca ha alcanzado, en su pico térmico, el grado representado por la paragénesis [C]. El comportamiento observado en la roca 3 a lo largo de la trayectoria t_1 - t_2 es diferente. Aquí el aumento de T provoca cambios en la mineralogía. En ausencia de clorita, la asociación ($\text{gra} + \text{mus} + \text{epi}$) deja su lugar a la aparición de una nueva fase de biotita y plagioclasa más cálcica, que es la descrita como paragénesis [B2]. De acuerdo a la trayectoria de la roca 3, en el momento t_2 se pueden alcanzar las condiciones de formación de andalucita. Estas deducciones están totalmente de acuerdo con las observaciones microtexturales que muestran la existencia de biotita y andalucita con características netamente post-D2 y, posiblemente, sin-D3 descritas en la sección 5.1.2. El evento D3 estaría registrado en algún punto de la curva entre t_1 y t_2 . En t_2 , la roca 3 llega a su pico metamórfico, pudiendo representar a la paragénesis [D] definida para el grado más elevado de M-R.

Las trayectorias seguidas desde t_2 a t_3 por las tres rocas constituyen las partes retrogradantes de M-R y muestran la generación de fases como clorita y muscovita conjuntamente con el descenso de T y aporte de fluidos, reemplazando a biotita, granate y andalucita.

Todas las conclusiones obtenidas a partir del análisis de la figura 5-16 son consistentes con las observaciones, por lo cual es posible definir que las trayectorias $t_0 - t_1 - t_2 - t_3$ representan condiciones válidas en la evolución de M-R. La dirección y sentido de estas trayectorias de evolución en el espacio de P y T muestran una primera etapa de compresión y deformación seguidas de calentamiento isobárico y luego una

etapa de calentamiento con descompresión hasta alcanzar el pico térmico. La última etapa es un enfriamiento con descompresión durante la retrogradación de M-R. Estas trayectorias son claramente horarias o dextrógiras (para el eje P graficado hacia arriba), lo cual es sumamente importante en la caracterización del modelo tecto-metamórfico que será tratado en una sección posterior.

5.1.8 ESTIMACION DE P Y T DEL METAMORFISMO REGIONAL

5.1.8.a Caracterización de la relación P/T

El término "serie de facies" fue introducido por Mishashiro (1961) para describir series de asociaciones minerales formadas a lo largo de diferentes gradientes de P y T. Se distinguen facies de baja P/T, intermedia P/T y alta P/T. En las EPS, las evidencias petrológicas más importantes para indicar el carácter de las condiciones de P y T de M-R son:

La composición de la mica blanca.

La presencia de andalucita (paragénesis \square)

Con respecto al primero de estos tópicos, Sassi y Scolari (1974) y, más recientemente, Guidotti y Sassi (1986) han realizado estudios que permiten definir el tipo de facies en rocas con abundante mica blanca en función del reemplazo celadonítico medido a través del espaciado lateral (b_0). Como ya se ha expresado en la sección 5.1.3.c, el incremento del contenido de Fe^{+2} y Mg^{+2} en las micas es función del aumento de P. Por otra parte, un aumento de T provoca que ese contenido disminuya (Guidotti y Sassi, 1986). La graficación de los valores de b_0 en un diagrama acumulativo porcentual ha permitido a Sassi y Scolari (1974) la segregación clara de grupos de rocas metamórficas formadas bajo diferentes relaciones P/T. En la

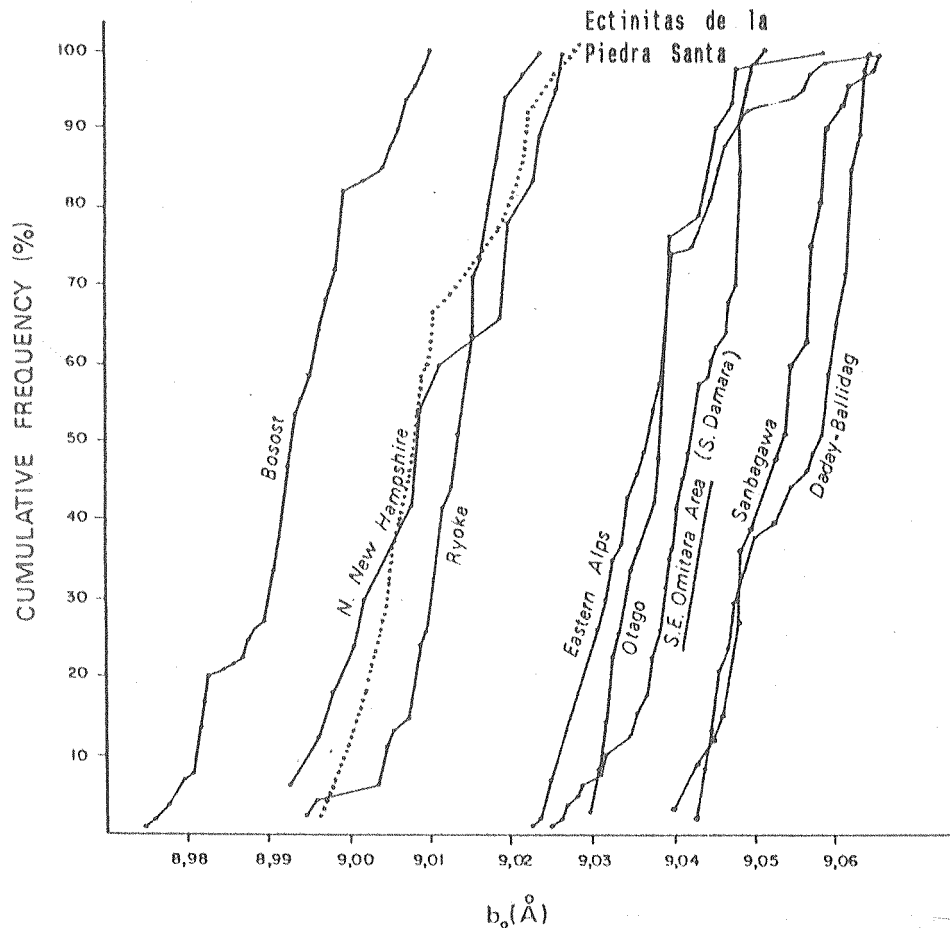


FIGURA 5-17 DIAGRAMA DE FRECUENCIAS ACUMULATIVAS DE b_0 DE MICAS BLANCAS EN DIFERENTES CINTURONES METAMORFICOS, REPRESENTATIVOS DE LAS DISTINTAS SERIES DE FACIES.

- * Se incluyen los valores medidos en el CPS, tomados de la tabla 5-2
- * Diagrama tomado de Sassi y Scolari (1974) y Kasch (1981).

figura 5-17, tomada de esos autores, se han volcado los valores medidos en micas del perfil del arroyo Llimenco, cerro La Engorda y Media Luna. Se observa que la curva trazada para M-R se ubica en el sector de los cinturones con baja proporción de celadonita, compartiendo el espacio de las rocas de New Hampshire y Ryoke, clásicamente adjudicadas a un metamorfismo de baja P/T. Guidotti y Sassi (1986) han calculado valores promedio de b_0 característicos de cada tipo bórico, un resumen de los cuales se ha volcado en la tabla 5-8.

LOCALIDAD	P/T	n	b_0 prom
Bosost, Pireneos (ESPAÑA)	baja	48	8,986
Waterville, Maine central (USA)		8	8,987
Buchan, (ESCOCIA)		64	8,992
Dalradiense, Grupo 4 (ESCOCIA)	inter media	34	9,003
Dalradiense, Grupo 3 (ESCOCIA)		36	9,005
Dalradiense, Grupo 2 (ESCOCIA)		34	9,011
Dalradiense, Grupo 1 (ESCOCIA)		49	9,017
Cordillera Bética, (ESPAÑA)		53	9,010
Alpes orientales, (ITALIA)		30	9,024
Otago, (NUEVA ZELANDIA)		13	9,039
Metamorfismo alpino temprano, (ITALIA)	alta	41	9,045
Cordillera de la costa, California (USA)		11	9,051
Sanbagawa, (JAPON)		34	9,054
Alpes occidentales, Ambin (ITALIA)		24	9,054

TABLA 5-8	VALORES DE b_0 PROMEDIO PARA DISTINTOS CINTURONES METAMORFICOS TÍPICOS DE LAS DIFERENTES SERIES DE FACIES
-----------	---

* n = cantidad de muestras analizadas.

* La tabla está tomada de Guidotti y Sassi (1986).

El límite entre rocas de baja P/T e intermedia P/T fue fijado por esos autores en el valor de $b_0 = 9,000$. El promedio general obtenido para las EPS de acuerdo a los valores medidos que figuran en la tabla 5-2 (página 140) es:

b_0 promedio total M-R = 9,0086792	n = 37	$\sigma_{n-1} = 0,009$
--------------------------------------	--------	------------------------

Este valor las ubica dentro del metamorfismo de P/T intermedio, del tipo del Dalradiense de Escocia. De todos modos, variaciones en la relación P/T en un mismo cinturón metamórfico han sido descriptas frecuentemente. En la sección 5.1.3.c se ha determinado que, de acuerdo a diferencias en los parámetros b_0 y

d_{002} de las micas blancas, las EPS podrían subdividirse en tres grupos, dos de los cuales se disponen claramente dentro del diagrama de discriminación de Guidotti y Sassi (1976) (ver figura 5-9, página 143). Esos grupos están equilibrados a diferentes condiciones de T. Si se calculan promedios de b_0 para ambos, en forma separada, se observan los siguientes resultados:

GRUPO I (filitas y esquistos de las paragénesis [A] y [B]):

b_0 promedio = 9,02025	n = 9	σ_{n-1} = 0,003
--------------------------	-------	------------------------

GRUPO II (esquistos de las paragénesis [B] y [C]):

b_0 promedio = 9,0018	n = 9	σ_{n-1} = 0.003
-------------------------	-------	------------------------

Los valores son diferentes, aunque se mantienen dentro de las series de P/T intermedias. Las rocas del grupo I pertenecen netamente a ese tipo. Las rocas del grupo II, en cambio, se ubican en el límite entre baja e intermedia P/T. Es necesario puntualizar que estos mismos autores hacen un análisis especial de rocas que pertenecen a una serie transicional entre las de P/T bajas e intermedias. Las denominan como "series de facies próximas al punto triple de Al_2SiO_5 ". En la tabla 5-9 se

LOCALIDAD	P/T	n	b_0 prom
Cuadrángulo Oquossoc, (USA)	baja	43	8,998
New Hampshire y Vermont, (USA)	a inter	40	9,003
Metamorfismo hercínico, Alpes (ITALIA)	media	159	8,995

TABLA 5-9	VALORES DE b_0 PROMEDIO PARA DISTINTOS CINTURONES METAMORFICOS TIPICOS DE LAS SERIES DE FACIES DE TRANSICION ENTRE BAJA E INTERMEDIA P/T
-----------	--

* n = cantidad de muestras analizadas.

* La tabla está tomada de Guidotti y Sassi (1986).

muestran valores de b_0 para rocas pertenecientes a esta categoría. Las rocas del grupo II (paragénesis [B] y [C]) poseen un promedio que las ubica en este tipo de facies, entre las que aparecen, nuevamente, rocas de Vermont y New Hampshire. Por estos motivos, podrían ser incluidas en estas facies transicionales.

La presencia de andalucita en la paragénesis [D] del arroyo Llimenco, por sí misma, permite considerar que esa asociación mineral ha cristalizado en condiciones de baja P/T, clásicamente adjudicadas a la formación de este silicato. A presiones más elevadas, las series progradantes llevarían a la formación de granate y estaurolita, asociación paragenética no encontrada en las ectinitas.

Concordantemente con las consideraciones vertidas más arriba, es probable que las rocas formadas durante M-R sean representativas de la serie transicional descrita por Guidotti y Sassi (1986).

5.1.8.b P y T del pico metamórfico

Ante la falta de datos cuantitativos utilizables en cálculos geobarométricos y geotermométricos de detalle, la estimación de las condiciones de P y T de M-R debe ser realizada a partir de aproximaciones generales.

En principio, la presencia de andalucita permite suponer que las EPS no superaron la P del punto triple de Al_2SiO_5 . El análisis efectuado en base a los datos de b_0 indican que no debe haber estado muy lejos de ese valor. Según Guidotti y Sassi (1986), las rocas de los grupos transicionales entre baja a intermedia P/T se deben haber formado a condiciones de P cercanas a los 3,5 kb

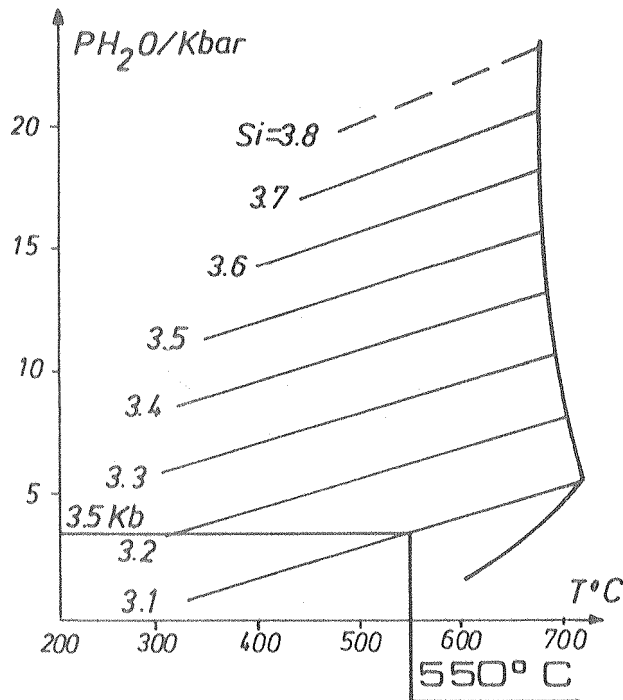


FIGURA 5-18 TEMPERATURA MAXIMA ESTIMADA PARA EL PICO METAMORFICO DE M-R, DE ACUERDO AL CONTENIDO DE Si^{+4} POR UNIDAD DE FORMULA DE LA MICA BLANCA, A UNA P DE 3,5 Kbar.

* Diagrama tomado de Massone y Schreyer (1987).

Tomando como base la presión considerada, es posible realizar alguna discusión respecto de la temperatura. Massone y Schreyer (1987) han presentado un diagrama P-T-XSi en mica blanca, calibrado experimentalmente, para la asociación (flogopita + fengita + feldespato potásico + cuarzo), el cual está reproducido en la figura 5-18. Esta no es una paragénesis propia de las EPS, donde la mica blanca y la biotita ocupan todo el espacio del componente K_2O del sistema sin dar lugar a la presencia de microclino. De todos modos, las paragénesis no difieren más que en ese punto, por lo cual es interesante volcar los valores extremos de contenido de Si^{+4} de la mica blanca en los diagramas de estos autores, tomando 3,5 kb como presión de referencia. Guidotti et al. (1989) han calculado ecuaciones lineales que permiten cuantificar el contenido de Si^{+4} de la mica blanca en función del tamaño de su celda unidad. Según estos autores, los valores adquieren mayor certidumbre en rocas en las cuales la relación $Na/(Na+K)$ es baja. La ecuación

propuesta utiliza el espaciado lateral b_0 , de acuerdo a: $b_0 = 8,5966 + 0,0666 \text{ Si}$. El resultado está calculado tomando 6 átomos de Si^{+4} por fórmula unidad para la muscovita pura. El contenido promedio para las EPS, tomando sólo las muestras cuya relación $\text{Na}_2\text{O} / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ es favorable a partir del diagrama de la figura 5-9 (página 143), es:

XSi promedio total para M-R = $3,098 \cong 3,1$ átomos por fórmula

Este valor, tomado a 3,5 kb en el gráfico P-T-XSi de la figura 5-18 proporciona una estimación de T de 550°C .

La relación $\text{Na}/(\text{Na} + \text{K})$ de la mica blanca es una estimación de su contenido en paragonita. Tal como se ha expresado, este contenido depende en gran medida de la temperatura generada durante los procesos metamórficos. Los estudios realizados por Eugster et al. (1972) permitieron obtener una curva solvus muscovita-paragonita sintetizada a 2kb de presión, en función de la temperatura. Si bien los datos composicionales de las micas blancas fueron tomados de una forma indirecta a través del espaciado basal medido por rayos-X (ver apéndice IV), se considera importante testear este geotermómetro, sobre todo teniendo en cuenta la escasez de datos geotermométricos producibles con rocas de este tipo. La observación de la figura 5-9 (pag 143) muestra que el grupo de rocas de las paragénesis [B] y [C] volcadas en el diagrama (grupo II de la figura) posee un límite superior de contenido de Na^+ de aproximadamente 20 % (descontando un valor extremo de 30% correspondiente a una sola muestra). Ese valor de muscovita/paragonita (correspondiente a 0,8) fue llevado a la curva calculada por Eugster et al (1972) y se observa en la figura 5-19. La temperatura estimada mediante este método rondaría en los 540°C (tomados a 2 Kbar de presión), muy similar a la obtenida de acuerdo al diagrama de Massone y Schreyer (1987) (figura 5-18).

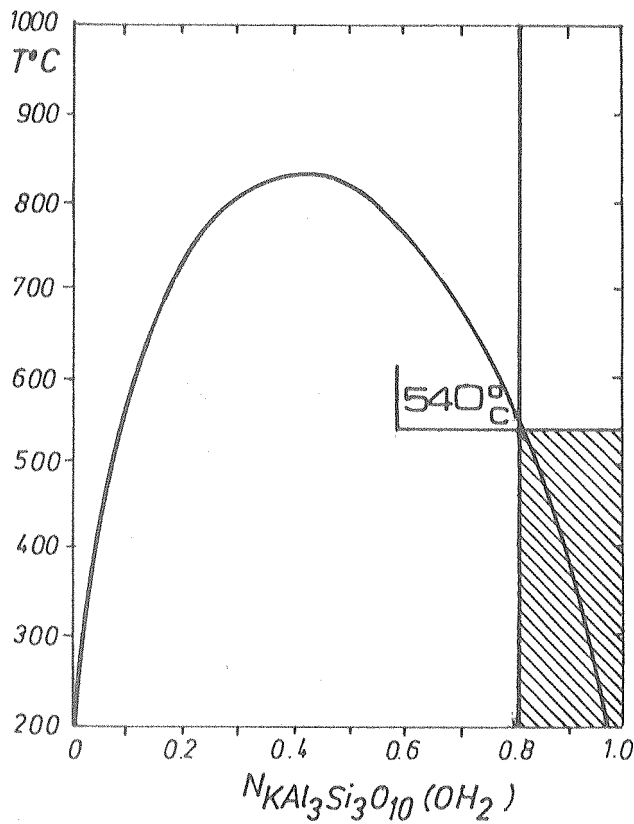


FIGURA 5-18 TEMPERATURA MAXIMA ESTIMADA PARA EL PICO METAMORFICO DE M-R, DE ACUERDO AL CONTENIDO DE Na^+ DE LA MICA BLANCA, A UNA P DE REFERENCIA DE 2 Kbar.

* Diagrama tomado de Eugster et al. (1972).

Los valores de temperatura obtenidos por ambos métodos son consistentes entre sí, permitiendo estimar que la T pico de M-R ha estado por debajo de los 600°C , probablemente cercana a los 550°C .

La figura 5-20 es un diagrama P-T parcial construido a partir de datos calculados o comprobados experimentalmente. Se puede apreciar que el campo de condiciones estimadas para M-R se corresponde con el campo de equilibrio de las fases (clo + mus + bio + gra + and), por debajo de las condiciones de formación de cordierita y, principalmente, estaurolita, minerales no presentes en las paragénesis del CPS.

En concordancia con las consideraciones vertidas en la sección inmediatamente anterior, De Yoreo et al. (1991) califican con un caracter bórico de baja P/T a las metamorfitas

formadas a las condiciones descritas aquí (3,5 Kbar y 550°C). Este fenómeno tiene implicancias petrológicas muy importantes en la definición del modelo tecto-térmico de este complejo.

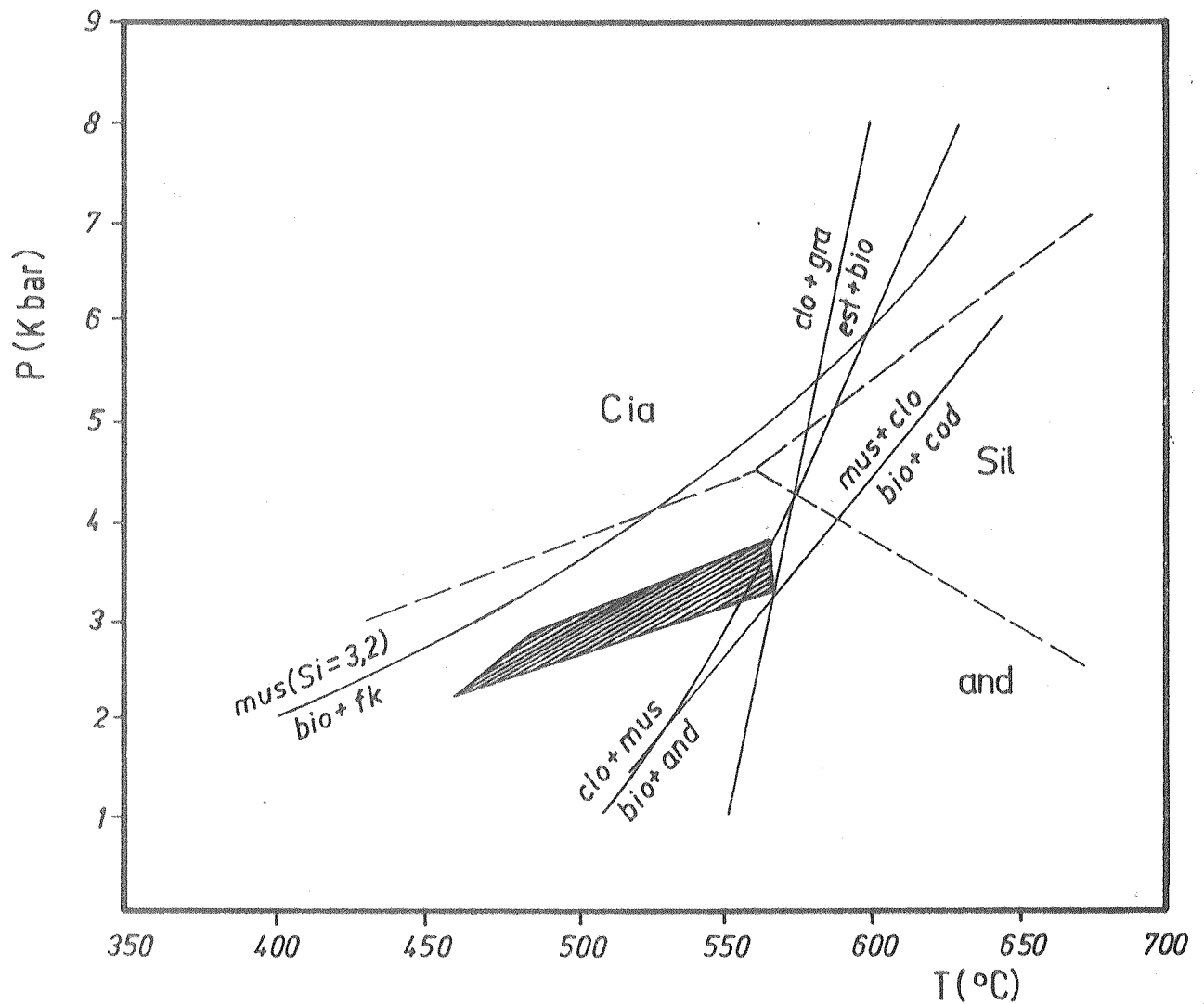


DIAGRAMA P-T BASADO EN CURVAS CALCULADAS O COMPROBADAS EXPERIMENTALMENTE. SE HAN CONSIDERADO LOS EXTREMOS COMPOSICIONALES FERROSOS. EN SOMBRADO SE MUESTRA EL SECTOR DE CONDICIONES FISICAS QUE SE ADAPTA AL MARCO FISICO DE M-R. LOS LIMITES DE EQUILIBRIO ESTAN TOMADOS DE:

Punto triple de Al_2SiO_5 : promedio de Holdaway (1971) y Richardson et al. (1969).

clo + gra = est + bio : Gibson y Spear (1986).

mus (Si:3,2) = bio + fk : Gibson y Spear (1986).

clo + mus = bio + and : Pattison (1989).

clo + mus = bio + cod : Pattison (1989).

5.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

El extenso evento magmático representado por el Complejo Plutónico del Chachil y el conjunto de plutones asociados se encuentra emplazado en la caja metamórfica de las Ectinitas de la Piedra Santa. En las zonas cercanas a los bordes de los intrusivos se ha podido observar el desarrollo de una aureola de contacto donde las rocas han sufrido transformaciones mineralógicas y texturales que permiten definir un evento metamórfico M-C de variable intensidad.

Las rocas generadas por M-C han sido descritas como hornfels, esquistos nodulosos y en haces. En el CPS se vinculan con la intrusión del Granito Mallín de Ibáñez, el cual se observa en un pequeño afloramiento en el río Catán Lil (ver figura 1-5; lámina 1). En la zona del cerro Trapial Mahuida también se observa el contacto intrusivo y en la cuesta de Rahue las EPS manifiestan ese efecto térmico en conjunto con una profusa inyección pegmatítica. En el resto del CPS no afloran otros cuerpos intrusivos, más que algunos diques menores y aislados, aunque los efectos de M-C son visibles en las rocas de la zona central y nor-oriental del mismo.

5.2.1 ANALISIS DE LAS PARAGENESIS MINERALES

Los principales cambios introducidos en el aspecto mineralógico y textural son:

- Cristalización de biotita en blastos estáticos de diferentes tamaños.
- Cristalización de cordierita en nódulos subvoidales.
- Cristalización de andalucita en grandes cristales prismáticos.
- Cristalización de muscovita asociada a biotita en blastos idiomorfos miméticos con la textura original y en otros de

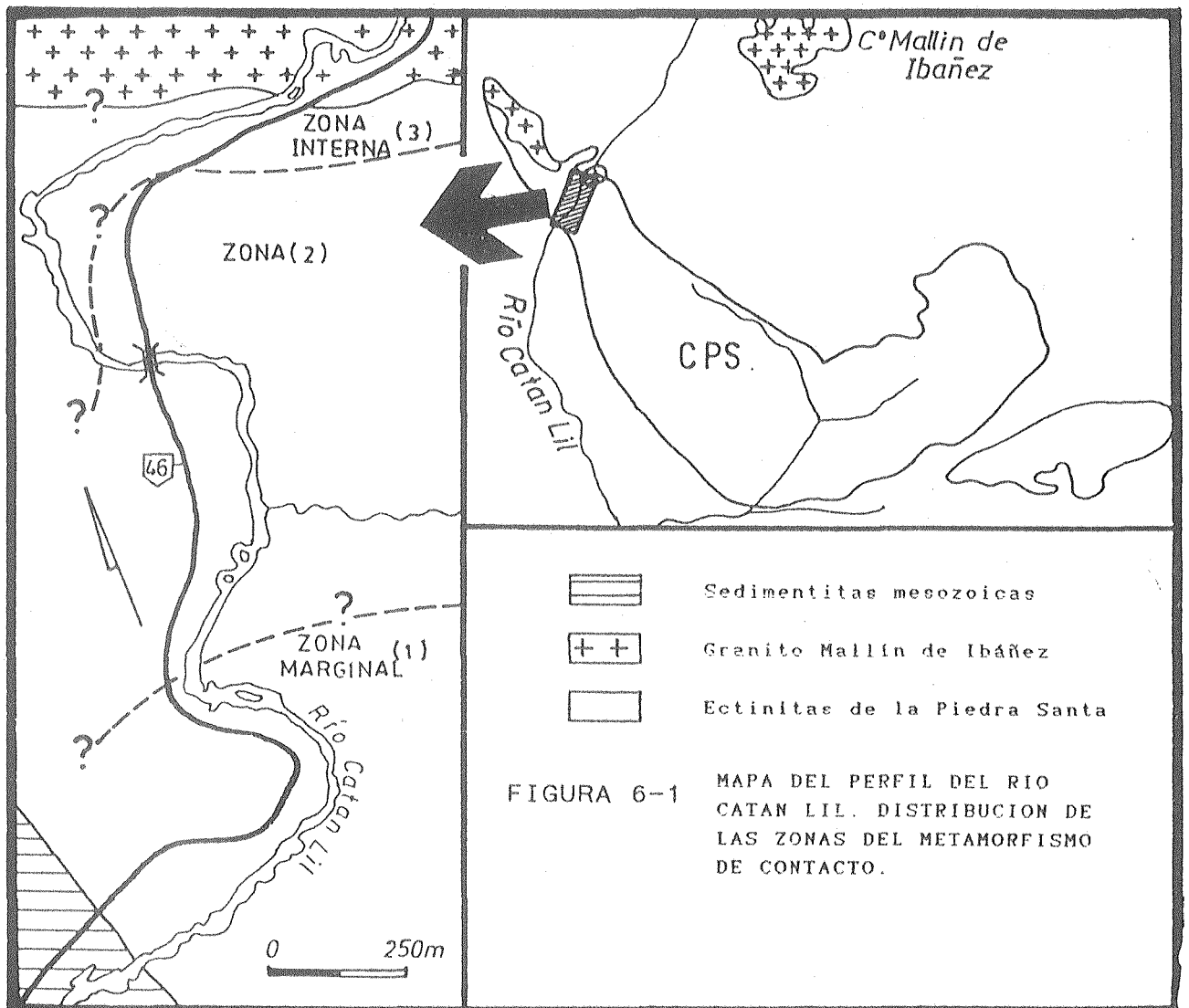
textura decusada. También como porfiroblastos poiquilíticos en aparente desequilibrio con la matriz de la roca. La composición de la mica cambia hacia el extremo más muscovítico, verificada mediante la medición de su espaciado lateral (b_0).

- Cristalización de feldespato potásico (microclino) en blastos medianos.
- Progresiva desaparición de epidoto y clorita desde las zonas externas de la aureola hacia las zonas internas.

Los cambios estructurales más importantes se observan en los sectores más cercanos al contacto con el intrusivo y consisten en una obliteración importante de las estructuras planares desarrolladas durante M-R. Las rocas se hacen más oscuras y homogéneas, transformándose en hornfels macizos, de grano mediano. El grado de tenacidad que alcanzan a obtener se ve reflejado en la respuesta más competente que ofrecen durante los procesos de deformación posteriores.

5.2.2 ZONACION METAMORFICA

El área tipo para describir a M-C es el perfil del río Catán Lil. La figura 5-21 muestra un mapa del área. En función de las asociaciones texturales dadas por los cambios mineralógicos es posible distinguir tres zonas con diferentes paragénesis. La zona 1 (zona marginal) es la más externa y está caracterizada por la aparición de biotita en blastos xenomorfos, en muchos casos miméticos sobre porfiroblastos desarrollados durante M-R, y copiando la lineación mineral original. A través del análisis de rayos X se ha determinado que la composición de la mica clara es muy cercana al extremo muscovítico, diferente a la composición de la mica M-R, por lo cual se evidencia que ha recrystalizado durante M-C. Las rocas de esta zona conservan la textura lepidoblástica de los esquistos y las estructuras



planares y lineares. La asociación mineral característica es similar a la de las rocas formadas durante el evento M-R:

bio + mus + qz + (epi) + (clo)

La zona 2 es la de esquistos nodulosos y en haces y se vincula con la aparición de cordierita y andalucita. Es una zona sumamente amplia, que ocupa la mayor parte de los afloramientos de la aureola. Se observan esquistos con biotita alternando con

esquistos con nódulos o con porfiroblastos y, muy escasamente, se ha registrado la presencia de ambos minerales en contacto. Los nódulos de cordierita aparecen siempre asociados con biotita y, en algunos casos, con microclino. La andalucita aparece en grandes porfiroblastos asociada a los bancos más pelíticos de la secuencia. Tanto andalucita como cordierita se encuentran profundamente reemplazados en pseudomorfismo por muscovita, sericita, clorita y cuarzo, de acuerdo a la composición. La clorita y el epidoto de las rocas originales desaparecen. Estos minerales son observables sólo como reemplazo parcial sobre cordierita, biotita y microclino.

De acuerdo a la información brindada en la sección 2.3.1.b sobre la petrografía de las rocas afectadas por metamorfismo de contacto, se pueden definir las asociaciones minerales más características de la zona 2 como :

cod + bio + mus + qz + (fK)

and + bio + mus + qz

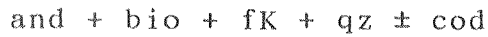
and + cod + bio + mus + qz + (fK)

En forma más resumida:

bio + mus + qz ± and ± cod ± fK

La zona 3 (zona de hornfels) es la más interna de la aureola y allí se aprecia un cambio estructural notable. Las rocas pierden gran parte de su heterogeneidad planar y pasan a ser casi macizas, con un clivaje espaciado. En la zona más interna, conjuntamente con la desaparición de muscovita, se pierde todo rastro de la textura lepidoblástica original. Los cambios mineralógicos más importantes consisten en el aumento de la proporción de feldespatos potásicos y la desaparición de muscovita. La andalucita aparece como cristales xenomorfos pequeños, totalmente reemplazada por sericita. La biotita es abundante, en cristales xenoblásticos nucleados en una matriz

cuarzosa de textura granoblástica. La cordierita se hace escasa y desaparece en la zona más interna. La asociación mineral estable es:



En los sectores más próximos al contacto aparecen blastos de muscovita de grandes dimensiones, fuertemente poiquilíticos, en aparente desequilibrio con la paragénesis, tal como se señaló en la sección 2.3.1.b. Asociado a ella se observan cristales prismáticos de turmalina.

La evolución de M-C a través de la sucesión de paragénesis en las tres zonas definidas puede ser descrita por medio de triángulos AKF. La figura 5-22a muestra un diagrama de estabilidad de la asociación (clo + bio + mus) de la zona marginal. Con la aparición de cordierita, la topología de las líneas que conectan las fases estables varía hacia la configuración observada en 5-22b, donde se incluye al microclino con la estabilidad de las fases (mus + bio + cod + fk). La figura 5-22c corresponde a la paragénesis estable durante la formación de andalucita en la zona 2. La asociación (and + bio + fk) de los hornfels de la zona más interna está presentada en el triángulo de la figura 5-22d.

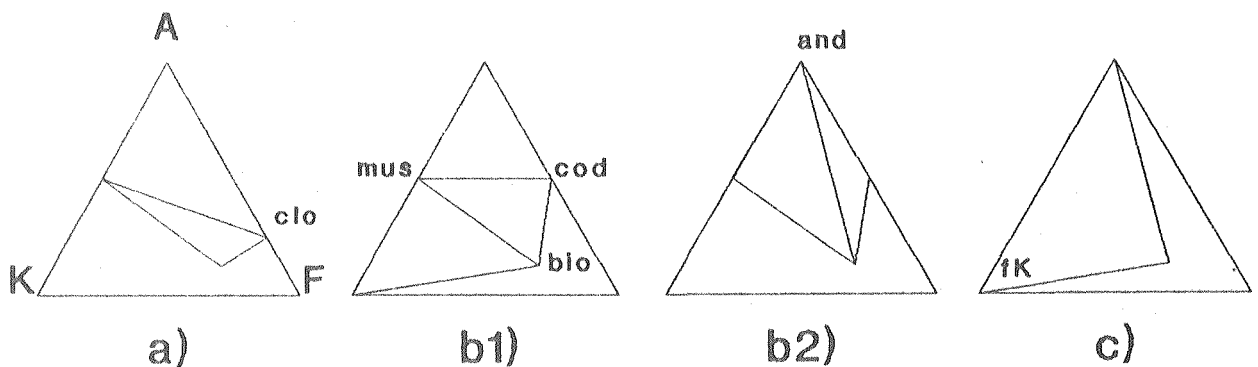


FIGURA 5-22 TRIANGULOS AKF QUE MUESTRAN LAS PARAGENESIS DE CADA UNA DE LAS ZONAS DE M-R DEFINIDAS EN EL TEXTO. a) ZONA 1 (MARGINAL) - b1) Y b2) ZONA 2 - c) ZONA 3 (INTERNA).

5.2.3 REACCIONES METAMORFICAS

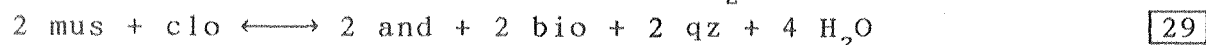
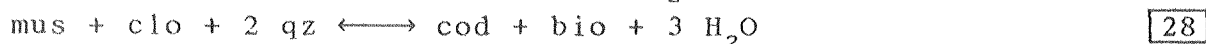
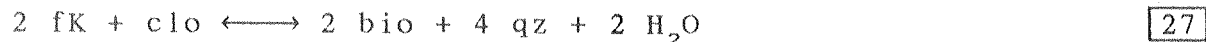
Las reacciones metamórficas que dan lugar a la evolución progradante de M-C pueden ser modeladas siguiendo una metodología similar a la utilizada en la sección 5.1.4 para el metamorfismo regional (M-R). Todas las fases importantes pueden incluirse como componentes aditivos dentro del sistema KFLASH de cinco componentes, tal como se muestra en la tabla 5-10.

clorita	[clo]	$\text{Fe}_4\text{Al}_4\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_8$
muscovita	[mus]	$\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
biotita	[bio]	$\text{KFe}_2\text{Al}_3\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
cordierita	[cod]	$\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}\text{H}_2\text{O}$
feldespato potásico	[fk]	KAlSi_3O_8
andalucita	[and]	Al_2SiO_5
cuarzo	[qz]	SiO_2
H_2O	[H2O]	H_2O

TABLA 5-10	FASES MINERALES REPRESENTATIVAS DE M-C EN EL PERFIL DEL ARROYO CATAN LIL
------------	--

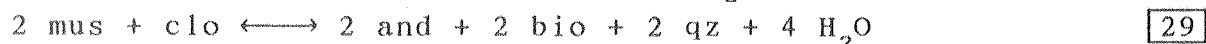
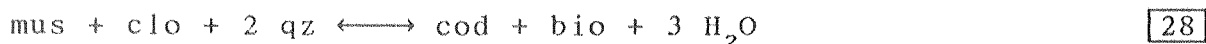
A pesar de la posible existencia de reacciones de intercambio en este sistema (p.ej: $\text{Al}_2\text{Fe}_{-1}\text{Si}_{-1}$ entre clorita y micas; NaK_{-1} entre micas y microclino) se ha elegido simplificar la línea de análisis tomando sólo los componentes aditivos. En un sistema de cinco componentes y ocho fases existen tres posibles reacciones de transferencia independientes que pueden expresar todos los cambios mineralógicos introducidos durante M-C. Por razones prácticas, entre las muchas alternativas posibles se ha tomado una reacción que involucra a cada una de las fases: feldespato potásico, cordierita y andalucita. Estas reacciones básicas pueden no ser significativas desde el punto de vista geológico,

pero la combinación algebraica de ellas da resultados útiles para explicar las modificaciones más importantes. Las tres reacciones son:



Las reacciones productoras de biotita y muscovita de la zona marginal no se diferencian de las definidas para el metamorfismo regional. Biotita y muscovita aluminosa se generan a partir de clorita y muscovita fengítica como producto de la reacción [10] definida para M-R (ver sección 5.1.4.b.2).

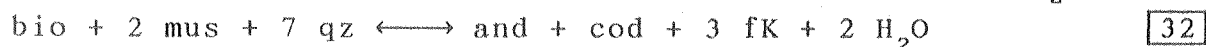
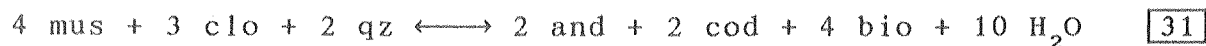
La zona 2 está definida por la aparición de cordierita y andalucita y la desaparición de clorita a través de dos de las reacciones ya mencionadas:



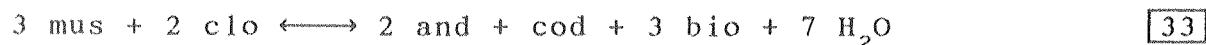
La formación de microclino y cordierita puede tener lugar a partir de la reacción divariante:



La asociación de cordierita y andalucita en equilibrio puede darse sólo en condiciones muy específicas, ante la ausencia de clorita o microclino en la paragénesis de siete fases: (mus + bio + cod + and + qz + H₂O + [clo o fK]). En un sistema de cinco componentes, la existencia de siete fases define un punto invariante, lo cual indica la escasez de condiciones favorables para su desarrollo. Las reacciones que dan lugar a estas asociaciones son:

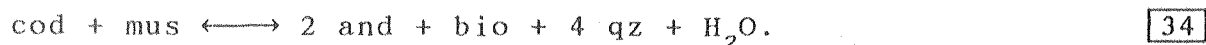


La reacción univariante sin cuarzo:



también lleva a la estabilidad de cod + and, pero es de escasa trascendencia ya que todas las rocas son portadoras de abundante cuarzo.

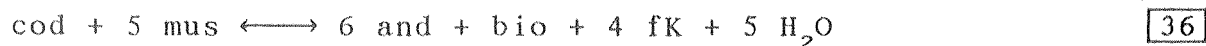
En la parte más interna de la zona 2, ante la desaparición de clorita, la cordierita da lugar a la formación de andalucita y biotita con la reacción:



La zona 3 está marcada por el inicio de la importante reacción terminal:



que marca el bien conocido límite superior de estabilidad de muscovita más cuarzo a alta T. A través de la reacción [35], la roca pierde su heterogeneidad planar y se forman los hornfels típicos del área del río Catán Lil. En las rocas más muscovíticas (metapelitas), la cordierita desaparece dando lugar a la asociación and + bio + fK:



La presencia en esta zona de grandes cristales de muscovita en desequilibrio textural asociada a turmalina no puede ser explicada a través de estas reacciones. Probablemente sea producto de una acción tardía de tipo metasomático, en reemplazo

de biotita, como lo señala Kerrick (1987) en Donegal (allí asociadas a fibrolita).

5.2.4 EQUILIBRIO DE LAS PARAGENESIS EN FUNCION DE P Y T

La evolución de M-C en el espacio de P y T puede analizarse a través de un diagrama de Schreinemakers. En el sistema KFASH, la suma de las ocho fases mencionadas da lugar a la presencia de siete asociaciones invariantes, representables por un punto en un diagrama P-T. Esta cantidad de puntos invariantes se reduce, teniendo en cuenta que la fase volátil (H_2O), el cuarzo y la biotita pueden considerarse siempre presentes y que la muscovita se considera presente en todas las paragénesis por debajo de las condiciones de la reacción [35]. Como sólo resulta interesante verificar la topología del diagrama a partir de la formación de las fases cordierita y andalucita, se prescinde del sector correspondiente a los puntos invariantes [and] y [cod]. En este espacio reducido, las reacciones univariantes y divariantes asociadas a los puntos invariantes [clo] y [fk] permiten definir un patrón de evolución de M-C en función de P y T. En la tabla 5-11 figuran las reacciones modeladas en el sistema KFASH para cada uno de ellos.

La figura 5-23 muestra el diagrama P-T parcial para M-C. La distribución de las curvas fue determinada siguiendo el método de Schreinemakers y las pendientes fueron estimadas con la metodología de Hess (1969) ya usada para el análisis de M-R. Los puntos invariantes [clo] y [fk] fueron ubicados esquemáticamente en base a las evidencias petrográficas observadas. Los diagramas AKF marcan el campo de estabilidad de las paragénesis de tres o cuatro fases en cada sector del diagrama.

El análisis de este esquema es una simplificación realizada en un espacio de composición reducido a cinco óxidos, muy

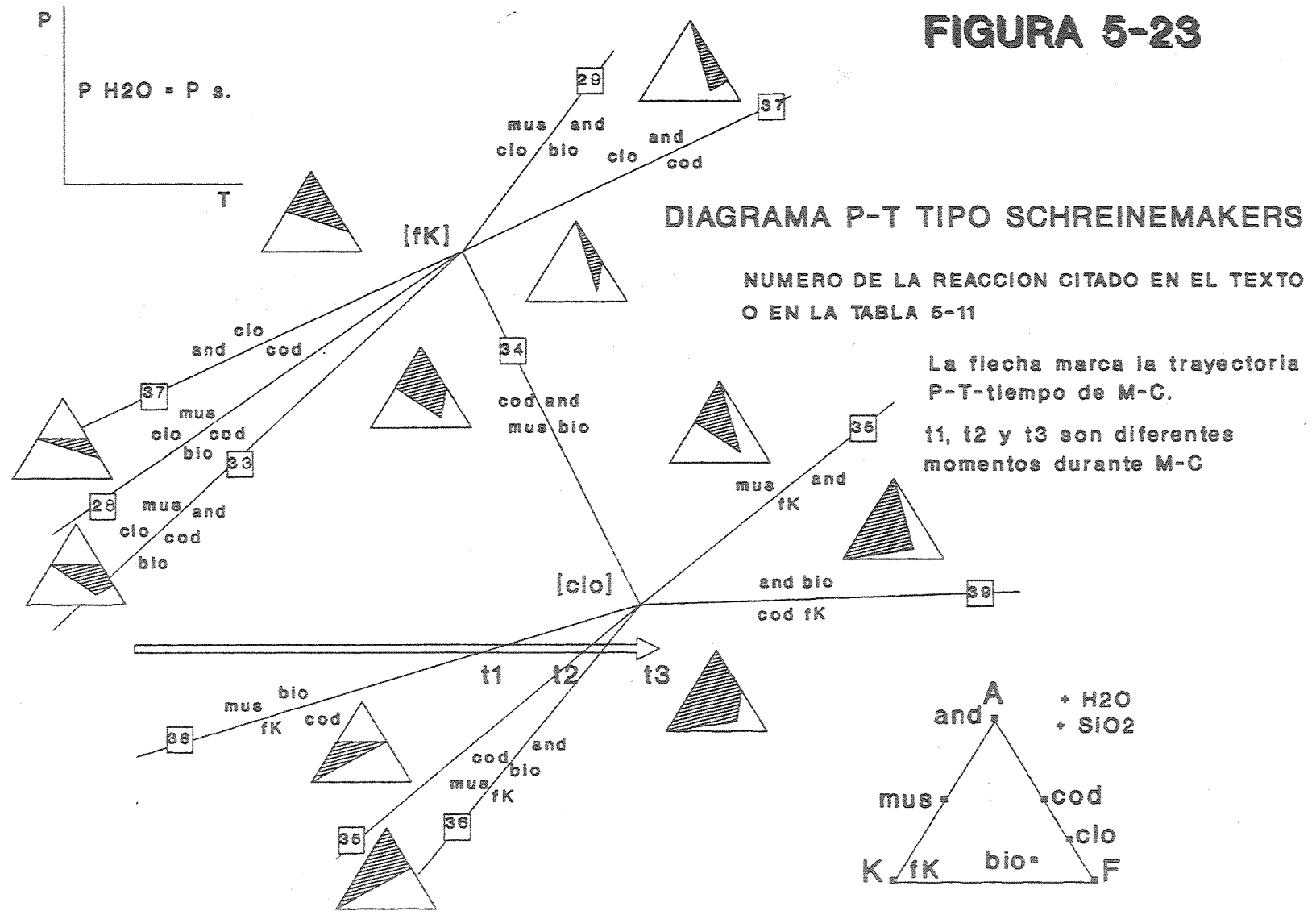
Punto invar	REACCIONES METAMORFICAS	
[fk]	28	mus + clo + 6 qz \longleftrightarrow cod + bio + 3 H ₂ O [fk and]
	37	2 and + clo + 6 qz \longleftrightarrow 2 cod + 2 H ₂ O [fk bio mus]
	34	cod + mus \longleftrightarrow 2 and + bio + 4 qz + H ₂ O [fk clo]
	29	2 mus + clo \longleftrightarrow 2 and + 2 bio + 2qz + 4 H ₂ O [fk cod]
	33	3 mus + clo \longleftrightarrow 2 and + cod + 3 bio + 7 H ₂ O [fk qz]
[clo]	38	bio + mus + 6 qz \longleftrightarrow cod + 2 fk + H ₂ O [clo and]
	35	mus + qz \longleftrightarrow and + fk + H ₂ O [clo cod bio]
	36	cod + 5 mus \longleftrightarrow 6 and + bio + 4 fk + 5 H ₂ O [clo qz]
	34	cod + mus \longleftrightarrow 2 and + bio + 4 qz + H ₂ O [clo fk]
	39	and + bio + 5 qz \longleftrightarrow cod + fk [clo mus]

TABLA 5-11	REACCIONES ASOCIADAS A LOS PUNTOS INVARIANTES [CLO] [FK] UTILIZADAS PARA MODELAR EL DIAGRAMA DE LA FIG. 5.23
------------	--

- * Las fases entre corchetes se consideran como "fase ausente".
- * Los números en recuadro indican el orden de la reacción en el texto de la sección 5.2.3.

similar a la aproximación de Pattison y Harte (1985) para los extremos composicionales ferrosos o magnesianos. Estos autores modelaron un diagrama P-T para el sistema KFMASH, incorporando el intercambio MgFe₋₁ que controla sustancialmente la aparición y estabilidad de gran parte de las fases minerales metamórficas. Los extremos composicionales magnesianos se ubican a presiones superiores que los extremos ferrosos, siendo estos últimos los considerados en el presente trabajo. La aparición de cordierita o andalucita en las rocas es fuertemente dependiente de la relación Fe/(Fe+Mg) y aún de otros componentes menores como el grafito. La presencia de Carbono en la composición de la roca baja la actividad de H₂O del sistema y agranda el campo de estabilidad de la asociación (mus + bio + cod + and) marcado a la izquierda de la reacción **34** en la figura 5-23) mientras que la ausencia de Carbono aumenta la actividad de H₂O y reduce ese campo, restringiendo el equilibrio de las paragénesis a la

FIGURA 5-23



asociación (cod + bio + mus) (Pattison y Harte, 1985). En el modelo presentado aquí se debe considerar que la reacción [33] es dependiente de la actividad de H_2O del sistema y su operación, bajo determinadas condiciones, da lugar a la paragénesis (cod + and) descripta como muy escasa en las EPS.

5.2.5 EVOLUCION DEL EVENTO DE CONTACTO Y ESTIMACION DE P Y T.

Los efectos vinculados al metamorfismo de contacto pueden entenderse como la respuesta estructural y mineralógica a un calentamiento de las ectinitas causado por la intrusión de los granitoides del Complejo Plutónico del Chachil. El aumento de T en las aureolas térmicas no es acompañado por una variación importante de P (las condiciones son isobáricas), por lo cual la trayectoria de evolución progradante de M-R a través del tiempo se puede sintetizar con una flecha paralela al eje de la temperatura, tal como la marcada en la figura 5-23. La ubicación de esa trayectoria responde a las variaciones paragenéticas descriptas más arriba. La observación de la figura 5-23 permite visualizar los cambios en las asociaciones metamórficas de M-C a través del tiempo. En t1 se alcanza la formación de cordierita estable con biotita, muscovita y clorita; en t2 aparece andalucita con la progresiva desaparición de clorita. En el punto t3 se observa la reacción de la cordierita y la estabilidad de andalucita, feldespato potásico y biotita en la zona interna, mostrando el grado más elevado.

La evolución de M-C es comparable a la de muchos otros ejemplos de aureolas alrededor de cuerpos graníticos, en base a los cuales, Pattison y Harte (1985) modelaron sus diagramas petrogenéticos. El mayor grado alcanzado en el CPS es moderado, en correspondencia a la naturaleza de la roca intrusiva granítica. De acuerdo a la clasificación de Turner y Verhoogen 1975, podría incluirse dentro de la facies de hornfels

anfibólicos. Pattison y Harte (1985) dividen al metamorfismo de contacto en paragénesis de bajo y de alto grado, separando ambas con la aparición de los primeros indicios de fusión parcial en las metamorfitas. Esto no ha sido observado en las EPS, por lo cual éstas representarían rocas de paragénesis de bajo grado, en lo que aquellos autores califican como zona superior de cordierita.

Ante la falta de análisis mineralógicos que permitan el cálculo geobarométrico y geotermométrico, es útil comparar el grado de evolución de M-C dentro de un cuadro de P-T calibrado experimentalmente, a fin de obtener una idea de esas condiciones. Pattison (1989), ha realizado cálculos que muestran las temperaturas de distintas reacciones univariantes a 3 Kbar de presión, para rocas de la aureola de Ballachulish, Escocia. La serie de reacciones es similar a la establecida en las EPS. A esa presión, el comienzo de la formación de cordierita por la reacción [28] aparece a los 550°C y el de andalucita (reacción [34]), a los 600°C (ver figura 5-23). La temperatura máxima alcanzada por M-C estaría por debajo de los 655°C marcados por la aparición de corindón en las rocas de Escocia, condiciones no alcanzadas en el CPS. La importante reacción [35], que ha operado en la zona interna del perfil del río Catán Lil, ha sido calculada por Pattison (1989) a una temperatura de 625°C, por lo cual se puede estimar que la temperatura pico de M-C debería ubicarse entre los 625°C y los 655°C. De acuerdo al diagrama petrogenético de la figura 5-24, tomado del mismo autor, a una presión de 3 Kbar tal como la considerada la trayectoria seguida por las rocas durante el incremento de temperatura alcanzaría el campo de la reacción [34] ($\text{cod} + \text{mus} = \text{and} + \text{bio}$) antes de entrar en la reacción [38] ($\text{bio} + \text{mus} = \text{cod} + \text{fK}$) y llegaría al campo de equilibrio de la sillimanita al superar los límites de la reacción terminal [35] ($\text{mus} = \text{and} + \text{fK}$). Sin embargo, en las EPS, las rocas más internas de la aureola poseen andalucita estable con cuarzo y biotita, sin evidencias de sillimanita. Una

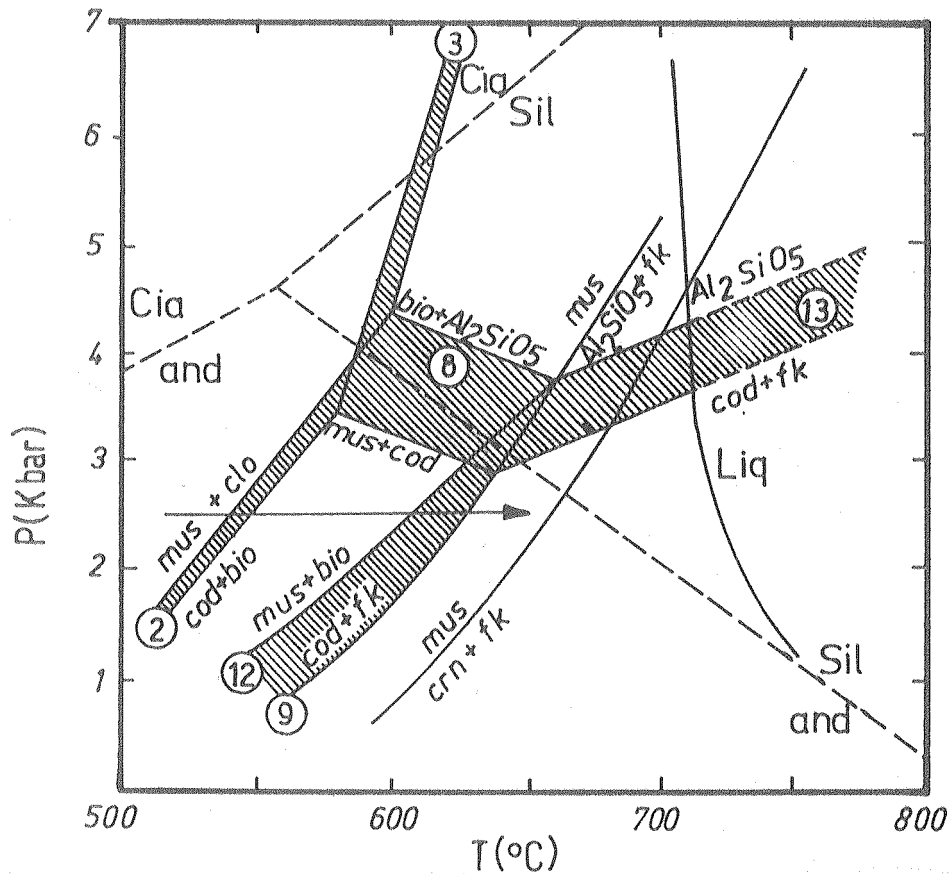


DIAGRAMA P-T CALIBRADO DONDE SE HAN VOLCADO REACCIONES IMPORTANTES EN EL DESARROLLO DE M-C.

- * Las áreas sombreadas corresponden a los límites de las reacciones para diferentes relaciones Fe/Mg.
- * Los números de las reacciones son los referidos en el texto.
- * La trayectoria isobárica seguida por la flecha se ajusta a las condiciones de M-C.
- * Diagrama adaptado de Pattison (1989).

trayectoria de ese tipo no se corresponde con las observaciones petrológicas efectuadas y pasaría sobre el punto invariante [clo] de la figura 5-23 a diferencia de la indicada como más probable en esa misma figura. Es necesario considerar que el evento M-C se ha desarrollado a una presión algo inferior a 3 Kbar, en un rango de condiciones PT máximo de 2,5 Kbar y 650°C. La trayectoria P-T-tiempo que se adapta a esta configuración se puede observar en la figura 5-24.

5.3 METAMORFISMO RETROGRADO

La existencia de cambios locales en las paragénesis por efecto de retrogradación de las secuencias progradantes es extremadamente común en los cinturones de rocas metamórficas. Estos cambios incluyen intercambio de iones entre minerales adyacentes, reacciones de hidratación e infiltración de fluidos con componentes ajenos al sistema. Algunas veces son tan importantes que se hacen sistemáticos, aunque eso no es lo común.

Muchas de las rocas de las paragénesis [B], [C] y [D] de M-R y de las zonas 2 y 3 de M-C han sido retrogradadas parcialmente. La cordierita y la andalucita están alteradas a muscovita, clorita, sericita y cuarzo en forma prácticamente total. Los minerales previos se observan en el núcleo de los nódulos y porfiroblastos (o pseudomorfos). En el granate no existe un efecto tan importante, aunque se han observado pseudomorfos de este mineral totalmente reemplazado por una masa de clorita (ver figura 2-6b, página 49). La circunstancia más común es el pasaje de granate a biotita y clorita. La biotita progradante también muestra indicios de reemplazo por clorita, sobre todo a lo largo de los planos de clivaje, aunque se ha conservado más fresca. El feldespato potásico de los hornfels del río Catán Lil se observan alterados a sericita.

Los cambios que han generado esta acción retrógrada son producto de la hidratación de las paragénesis de M-R y M-C. El alivio de presión producido en las últimas etapas de ascenso de la pila metamórfica hacia la superficie puede ser capaz de liberar el agua retenida a mayor profundidad, la cual migrará a través de las rocas. La exposición de los minerales a nuevas condiciones de P y T (menores) y la acción de una fase fluida importante lleva a la formación de estas paragénesis retrógradas (Hollocher, 1987).

En algunos sectores del CPS, localizados a lo largo de líneas estructurales asociadas con fracturación, el aporte de elementos externos al sistema a través de la infiltración de fluidos ha dado lugar al desarrollo de filonitas con sus propias paragénesis. El influjo de grandes volúmenes de material ha estado probablemente canalizado en esos planos de fracturación. Se desconoce el origen de los mismos, aunque pueden estar relacionados a las fases fluidas de los reservorios magmáticos neo-paleozoicos o permo-triásicos. Los aportes de CaO, CO₂, Na₂O, entre otras especies, ha generado una paragénesis mineral similar a una zona de alteración hidrotermal de las rocas metamórficas. La asociación más característica es:

cal + zoi + tit + qz + clo + alb

En la figura 2-12 (página 59) hay un ejemplo microscópico de esta asociación mineral. Las fases se presentan distribuidas irregularmente en la muestra, en su mayor parte cercanas a zonas de cataclasis y venillas. Se trata de un fenómeno absolutamente localizado por lo cual no es tratado con mayor profundidad.

6 EDAD DEL COMPLEJO IGNEO - METAMORFICO DEL CORDON DE LA PIEDRA SANTA

Desde el punto de vista estratigráfico, las Ectinitas de la Piedra Santa son las rocas más antiguas aflorantes en el CPS. Sus relaciones de campo indican que se hallan intruidas por plutonitas neopaleozoicas y cubiertas por lavas y piroclastitas de la Fm Choiyoi mientras que su piso no es conocido. Estas circunstancias llevaron a considerarlas, ya desde las primeras citas, como parte del basamento de la región, otorgándoles edades precámbricas hasta paleozoicas. Entre los autores que trataron este tema se pueden mencionar a Groeber (1929), Wichman (1934), Lambert (1948; 1956), Turner y Cazau (1978). Tal como se ha mencionado, Digregorio (1972) y Digregorio y Uliana (1980), separaron a las metamorfitas del CPS como una unidad posiblemente devónica, por correlación litológica con rocas de la provincia de Mendoza. Más recientemente, Neher (1986) cita una comunicación verbal sobre la existencia de restos de trilobites en rodados del río Catán Lil. Según esa evidencia, les adjudica una edad paleozoica s.l. Leanza (1990) agrega que podrían ser eventualmente correlacionables con otras ectinitas del sudeste de Neuquén y noroeste de Río Negro, datadas con edad precámbrica.

6.1. EDAD DE LAS ECTINITAS

Para poder describir y correlacionar la cronología de los eventos tecto-térmicos representados por las Ectinitas de la Piedra Santa es necesario considerar separadamente tres etapas distintas de su historia evolutiva: en primer lugar, la edad de su origen como rocas sedimentarias marinas, de la cual no consta ninguna evidencia directa; en segundo término, el desarrollo del evento metamórfico regional M-R que causó los fenómenos de blastesis más importantes, y, por último, el metamorfismo de

contacto M-C, vinculado a la intrusión del Granito Mallín de Ibáñez, parcialmente correlacionable con el emplazamiento del Complejo Plutónico del Chachil. Estos dos últimos eventos pueden ser datados radimétricamente, para lo cual se llevó a cabo un muestreo de las ectinitas, procurando obtener una buena representatividad de ambos fenómenos metamórficos. Las características de las muestras y las condiciones experimentales, llevaron a elegir, como método aceptable, una datación por K/Ar sobre fracción fina de cada muestra. El objetivo fue eliminar la contaminación con fracciones clásticas de edades mayores que no se hubieran equilibrado con el sistema durante los procesos metamórficos y datar la fracción más fina, que es la más sensible a la recristalización durante los eventos térmicos. La metodología de preparación de las muestras está descrita en el apéndice VI. La determinación de Ar y los cálculos radimétricos finales se llevaron a cabo en el Institut Dolomieu, Grenoble (Francia) por el Dr Michel Bonhomme.

En la figura 6-1 se observa un mapa con la disposición del muestreo. Las muestras LL12 y LL17 se tomaron dentro del campo de evidentes efectos de M-C, observables a escala petrográfica y mesoscópica. Las otras cuatro están dentro del área en la cual esos procesos no fueron detectados petrográficamente.

MUESTRA	K ₂ O (%)	$\frac{Ar^{40}_{rad}}{Ar^{40}_{tot}}$ (%)	Ar ⁴⁰ _{rad} (ml/g)	(m.a. ± 1σ)
ENG-2	3,48	83,2	36,6	299 ± 7
LL-12	3,03	85,7	31,8	299 ± 7
LL-17	5,87	89,0	61,5	299 ± 7
LL-6	2,75	83,4	30,2	311 ± 8
WPS-1	4,15	88,8	48,3	329 ± 8
MJ-5	2,35	86,0	31,3	372 ± 9

TABLA 6-1

RESULTADOS ANALITICOS DE LAS DETERMINACIONES RADIMETRICAS EN MUESTRAS DE LAS EPS

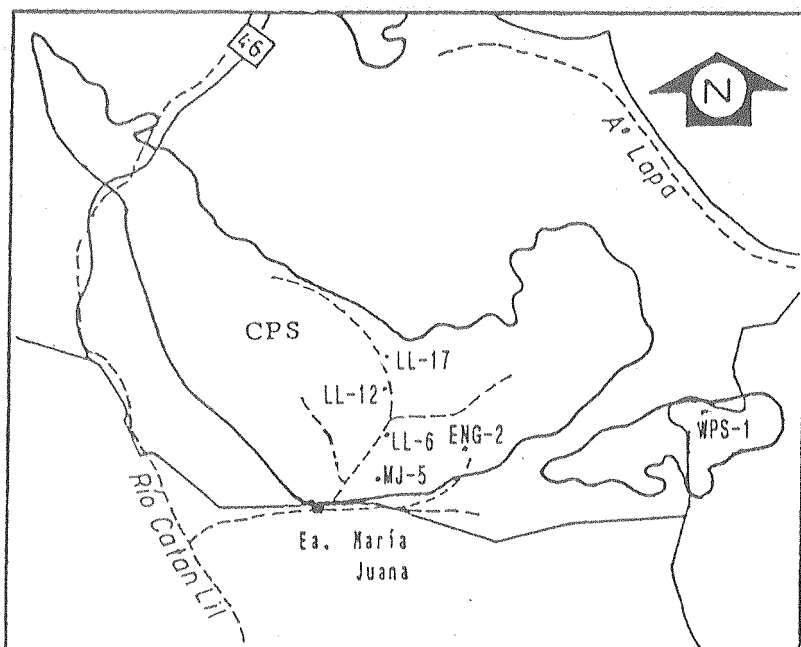


FIGURA 6-1
DISTRIBUCION
DEL MUESTREO
PARA DATACION
RADIMETRICA DE
LAS ECTINITAS.

En la tabla 6-1 se dan a conocer los resultados obtenidos, observándose que el rango de edades cubre un lapso neopaleozoico. la más antigua (MJ5) es de 372 m.a y las más modernas de 299 m.a. Las otras dos edades son de valores intermedios pero más cercanos a los 300 m.a. La determinación realizada sobre la muestra MJ5 puede estar influida por la presencia de relictos clásticos de feldespatos potásicos. Se trata de una metapsamita donde se observó la presencia de éste.

Es sumamente destacable la gran correlación que poseen las muestras ENG2, LL17 y LL12. Todas ellas fueron datadas exactamente en la misma edad, que puede referirse al evento térmico relacionado con el metamorfismo de contacto M-C y, por lo tanto, a la intrusión del Granito Mallín de Ibáñez. Se hace notar que ese efecto parece haber actuado sobre un área mayor aunque no pueda ser detectado petrográficamente. En la muestra ENG2 no fueron observados los efectos de recristalización debidos a M-C, aunque la matriz fina se ha homogeneizado isotópicamente en forma conjunta con las muestras características de ese evento.

Las muestras LL6 y WPS1 son metapelitas típicas del evento regional. El análisis realizado sobre ellas ha proporcionado edades entre 10 m.a y 20 m.a. más antiguas que las tres citadas anteriormente, las cuales estarían datando un episodio anterior asimilable a (M-R).

De acuerdo a los datos obtenidos es posible asignar a M-R y, por consiguiente, a la primera fase de deformación (FASE 1), al Carbónico medio, considerando la posibilidad de que fuera un episodio largo con su inicio en el Devónico superior. El evento M-C, mucho más restringido en el tiempo, ha dado una muy buena correlación que lo identifica con una edad carbónica superior. Esta misma puede asignarse, en términos generales, para el Granito Mallín de Ibáñez.

6.2. LAS ECTINITAS DE LA PIEDRA SANTA EN EL MARCO DE LOS PROCESOS PRE-ANDINOS

A partir de las edades determinadas en el CPS se puede organizar un esquema más completo del basamento pre-andino en la región sur neuquina. Las edades carbónicas obtenidas para los procesos metamórficos son mencionadas por primera vez y deben ser incluidas dentro del marco de la evolución del basamento. La figura 6-2 reitera el esquema cronológico detallado de las edades precámbricas y paleozoicas del basamento, ya mostrado en el capítulo 1. Aquí se le han incorporado al sector D (área de la Cuenca Neuquina) las edades determinadas para las ectinitas.

Aunque la determinación K/Ar de 372 m.a. (muestra MJ5) debe ser considerada con dudas, se observa una buena correspondencia entre ésta y la edad devónica obtenida sobre granitoides en el río Collon Cura por Linares et al. (1988) (370 m.a.) y por Varela et al. (1991) en el borde nor occidental del Macizo Norpatagónico. Estas edades pertenecen al segundo ciclo

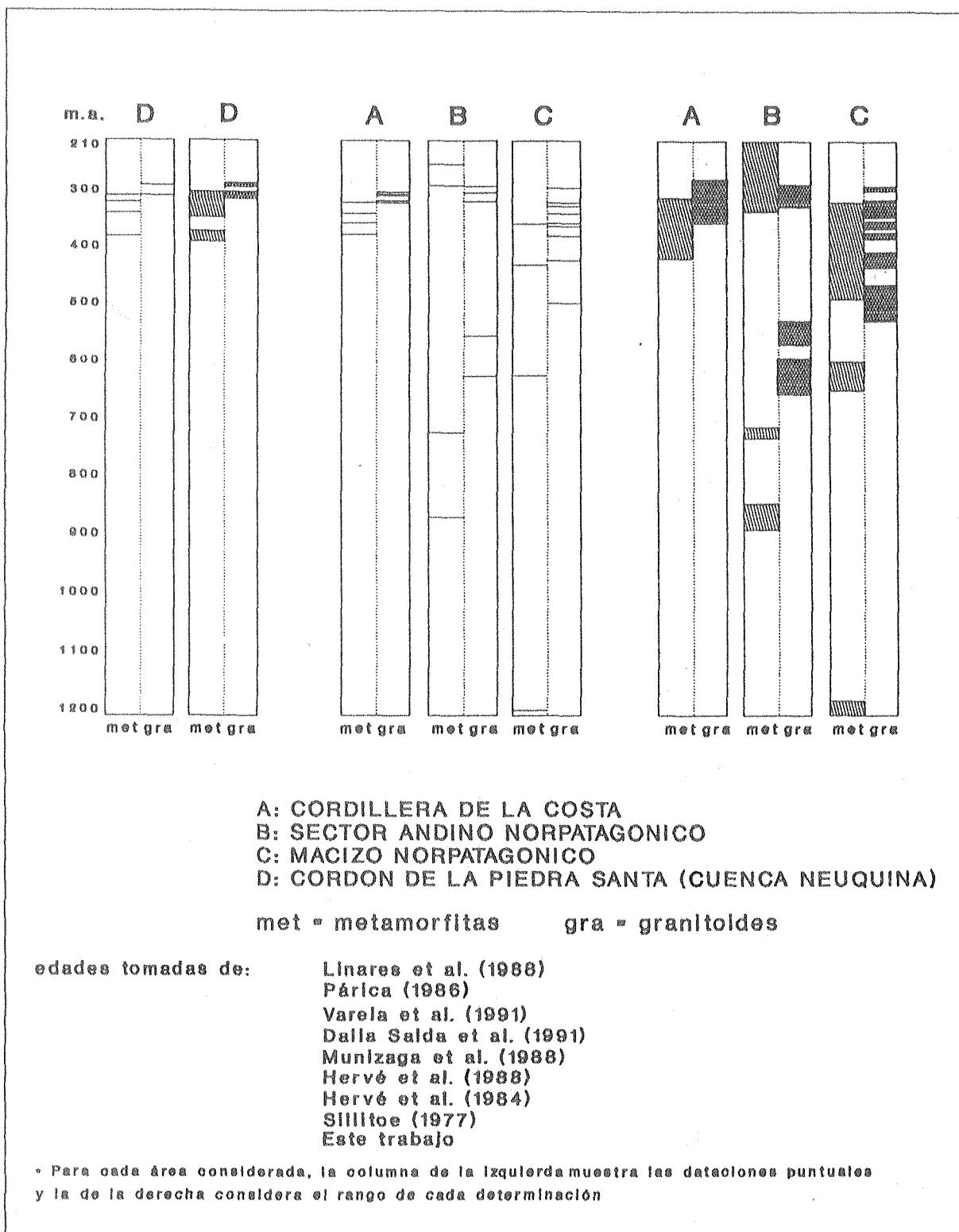


FIGURA 6-2 DISTRIBUCION CRONOLOGICA DE LOS EVENTOS METAMORFICOS Y MAGMATICOS DEL BASAMENTO EN EL CPS Y AREAS VECINAS.

ígneo-metamórfico paleozoico definido por Cingolani et al. (1991) (450? m.a. - 370 m.a.).

Las edades carbónicas se disponen enteramente dentro del tercer ciclo ígneo-metamórfico (350 m.a. - 280 m.a.) de los autores arriba citados. La edad del metamorfismo regional M-R obtenida de las muestras LL6 y WPS1 (311 m.a. y 329 m.a.) se dispone en la primera mitad del ciclo, mientras que la del metamorfismo de contacto M-C (299 m.a.) se encuentra dentro de la segunda mitad. Otras rocas metamórficas de edad carbónica afloran, principalmente, en el sector costero chileno (sector A de la figura 6-2). En el sector argentino las referencias son escasas. Varela et al. (1991) mencionan la presencia de gneises en el sudoeste de Piedra del Aguila (Neuquén) (sector C de la figura 6-2)

La edad de M-C (299 m.a.) es correlacionable con las edades de granitoides del río Collon Cura (Linares et al., 1988), de la zona de los lagos de Chile (Munizaga et al., 1988) y de la Cordillera de Nahuel Buta (Hervé et al., 1988) (ver figura 6-2). Teniendo en cuenta que esta edad se relaciona con la intrusión del Granito Mallín de Ibáñez y considerando la determinación de Sillitoe (1977) sobre pórfidos tonalíticos del cerro Chachil (281 ± 4 m.a.), se puede asignar al emplazamiento del Complejo Plutónico del Chachil un rango mínimo de edades entre 300 m.a. y 275 m.a., perfectamente comparable con las plutonitas del sector chileno.

A partir de la información discutida en los párrafos precedentes, es posible definir que las Ectinitas de la Piedra Santa constituyen un grupo de rocas de metamórficas de edad carbónica y, por lo tanto, más jóvenes que el basamento cristalino aflorante en la zona andina y en el Macizo Norpatagónico. Este último, representado por los complejos Colohuincul y Cushamen, presenta una evolución de procesos

tecto-térmicos del Precámbrico al Paleozoico inferior (Dalla Salda et al., 1990). Las ectinitas aflorantes en el CPS serían secuencias supracrustales de ese basamento antiguo.

De acuerdo a la similitud litológica, es posible extender el área de afloramiento de esta unidad neopaleozoica hasta la cuesta de Rahué y el cerro Trapial Mahuida, donde asoman rocas en todo similares a las del CPS (ver figuras 1-5 y 1-12, páginas 11 y 37, respectivamente). A esta misma secuencia se podrían incorporar las metamorfitas estudiadas por Vattuone de Ponti (1988b; 1990) en el área aledaña del lago Aluminé, que esta autora describe como una serie que incluye, entre las rocas de menor rango, los afloramientos de la cuesta de Rahue. Si bien son de grados metamórficos diferentes (en la zona del lago se indican temperaturas de 700°C y generación de granulitas), existen características que permiten correlacionarlas bien, tales como la naturaleza del evento metamórfico regional de baja P/T con desarrollo de andalucita, y la química de las rocas (que evidencia un origen sedimentario similar). Además, la autora ha observado efectos de metamorfismo de contacto comparables con los del CPS. Un rasgo muy importante a tener en cuenta es la mención que realiza sobre la existencia de relictos de un evento metamórfico regional previo, donde incluye la presencia de estaurolita. Las rocas en las que se aprecia ese fenómeno podrían ser parte del basamento pre-Carbónico de la región y, por lo tanto, representarían retazos aflorantes del Complejo Colohuincul, tal como fue definido por Dalla Salda et al. (1990).

De acuerdo a lo referido en los párrafos anteriores, las Ectinitas de la Piedra Santa son cronológicamente correlacionables con las series de baja P/T del complejo ígneo-metamórfico aflorante la Cordillera de la Costa de Chile central. La observación de la figura 6-2 muestra una gran similitud en las dataciones de los procesos tecto-térmicos de

ambas regiones (sectores D y A). La información petrológica y estructural disponible, que ha sido presentada en los capítulos 4 y 5, refuerza esta conclusión. Desde el punto de vista metamórfico, Ghana y Hervé (1983) describen en Chile el Complejo Las Toscas (35° LS), donde incluyen secuencias metamórficas regionales de grado biotita, parcialmente superpuestas por un efecto de contacto al que le atribuyen condiciones P-T de 2,5 Kbar y 650 °C (valores similares a los inferidos en las EPS). Hervé et al. (1984) muestran características del Complejo metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los 33° LS y los 35° LS, a las que incorporan dentro de las unidades denominadas Metamorfitas Tanumé y Metamorfitas Pichilemu. Allí citan metapelitas y metapsamitas con edades prácticamente idénticas a las obtenidas en las EPS: 311 ± 10 m.a. (isocrona Rb/Sr); 329 m.a. (K/Ar sobre roca total); 299 m.a. (K/Ar sobre fracción fina). De estas descripciones se observa que las rocas son comparables tanto en su tipo litológico (esquistos y filitas), como en su grado metamórfico (bajo a medio), minerales índice (se hallan descritas en ambas secuencias: clorita, biotita, granate y andalucita) y carácter de baja P/T asimilables a las ectinitas del CPS y a las rocas del sector oriental de la Cordillera de la Costa. Las dos series de rocas han sido intruídas por plutones carbónico-pérmicos que han generado, localmente, aureolas de contacto. La química de las metapelitas y metapsamitas (presentada en el sector chileno por Diaz et al., 1988 y Schira et al., 1990) posee características similares, indicando un ambiente de procedencia de cuenca marginal ensiálica, tal como ya fue descrito. La historia tectónica de ambos terrenos es también comparable. Al igual que en el CPS, Schira et al. (1990) han definido, en el área costera central, cinco episodios de deformacionales: los tres primeros, de naturaleza dúctil y relacionados a los procesos metamórficos regionales, seguidos de bandas y pliegues kink postmetamórficos y de una última etapa vinculada a fallamiento transcurrente.

El Granito Mallín de Ibáñez posee edad y relaciones de campo similares a las de las plutonitas de Nahuel Buta que, en la Cordillera de la Costa, intruyen a las secuencias metamórficas. Además comparten características típicas que Parada (1990) define para los granitoides paleozoicos preandinos de Chile, tales como la presencia de grandes fenocristales de microclino, abundancia de inclusiones básicas y predominio de los términos ácidos (granitos).

El basamento del CPS, en conjunto con metamorfitas de la zona del lago Aluminé, plutonitas de la región de los lagos chilenos y las rocas de la serie de baja P/T del complejo ígneo-metamórfico de la Cordillera de la Costa representarían un episodio tecto-térmico neopaleozoico, de amplia distribución. Se trata de un conjunto de rocas sedimentarias y, en menor proporción, básicas, metamorfizadas entre el Devónico superior (?) y el Carbónico medio, e intruídas por granitoides en el Carbónico superior y el Pérmico inferior. La edad del protolito sedimentario no puede fijarse con precisión. De todos modos, citas sobre la presencia de fósiles en el complejo metamórfico chileno (Levi et al., 1966; Miller y Sprechmann, 1978; Tavera, 1983), permiten asignar, tentativamente, una edad silúrica a devónica a las rocas de la sucesión sedimentaria original. En el lado argentino, la edad ordovícica a silúrica de los procesos ígneo-metamórficos en los complejos Cushamen y Colohuincul (Varela et al., 1991) ponen un límite inferior de edad similar para los procesos supracrustales desarrollados sobre ese basamento.

7 MODELO TECTO-TERMICO DEL COMPLEJO IGNEO-METAMORFICO DEL CORDON DE LA PIEDRA SANTA

7.1 CARACTERISTICAS PRINCIPALES DE LOS EVENTOS METAMORFICOS, MAGMATICOS Y DEFORMATIVOS

Las características petrológicas, estructurales y geoquímicas de las Ectinitas de la Piedra Santa, referidas en las secciones previas, pueden ser ensambladas entre sí dentro de un marco general que permita vincular todos los fenómenos tectónicos del basamento del CPS. Los factores más importantes en los procesos orogénicos están relacionados con las diferentes condiciones de deformación, metamorfismo y magmatismo. La interacción entre ellas genera características particulares a través de las cuales se pueden establecer diferentes modelos de evolución tectónica.

En el cuadro 7-1 se ha volcado una síntesis de los rasgos tecto-metamórficos más importantes observados en las EPS. El esquema está simplificado para dar un panorama claro de las relaciones entre los distintos procesos.

7.2 MODELO TECTO-METAMORFICO

El aspecto más distintivo de las secuencias metamórficas representadas en el basamento del CPS es, probablemente, su evolución hacia un régimen de intermedia a baja P/T durante el evento metamórfico regional M-R. Los rasgos generales de los terrenos generados en condiciones de baja P/T fueron definidos en la década del 1960 a través de los trabajos de Mishashiro (1961) y Zwart (1967; 1969). Los ejemplos de estos autores están ubicados en cinturones de rocas muy conocidos, tales como los de Abukuma, en Japón, y el hercinitipo europeo.

METAMORFISMO	<ul style="list-style-type: none"> * (M-R) metamorfismo regional de P/T intermedia a baja. * Secuencia de minerales indice: clorita - biotita - granate - andalucita. * Condiciones máximas de P-T: 3,5 Kbar a 550°C. * Cristalización sincinemática con respecto al episodio de deformación principal de: clorita, biotita y granate. * Cristalización postcinemática de: granate, biotita y andalucita. * Pico térmico postcinemático con respecto al episodio de deformación principal. * Trayectoria de P-T-tiempo horaria, implicando engrosamiento cortical seguido de descompresión con calentamiento isobárico. <p>-----</p> <ul style="list-style-type: none"> * (M-C) metamorfismo de contacto de grado medio. * Minerales indice: biotita, feldespato potásico, cordierita y andalucita. * Cristalización estática posterior a la primera fase de deformación (FASE 1) y previa a la segunda (FASE 2). * Condiciones máximas de P-T: 2,5 Kbar a 650°C.
DEFORMACION	<ul style="list-style-type: none"> * Tres fases de deformación: FASE 1, FASE 2 y FASE 3. * FASE 1 sinmetamórfica con M-R comprendiendo tres ciclos de trasposición (D1, D2 y D3). Deformación compresiva por cizalla dúctil, no coaxial. Fuerte engrosamiento cortical. D2: episodio principal más enetrativo. Desarrollo de tres foliaciones (S1, S2 y S3) y plegamientos superpuestos. * FASE 2 postmetamórfica, de caracter frágil-dúctil (bandas kink). * FASE 3 muy posterior de caracter frágil. Fracturación, trascurrencia y plegamiento amplio.
MAGMATISMO	<ul style="list-style-type: none"> * No hay evidencias de magmatismo sinmetamórfico con M-R. * Abundante plutonismo (CPCh) posterior a M-R y a la primera fase de deformación (FASE 1). Predominio de granitos que generan aureolas de contacto (M-C). * Vulcanismo ácido a mesosilícico postectónico (Grupo Choiyoi).

CUADRO 7-1

SINTESIS DE LOS PRINCIPALES RASGOS METAMORFICOS, DEFORMATIVOS Y MAGMATICOS DEL BASAMENTO DEL CPS

El desarrollo de los conocimientos sobre los procesos metamórficos ha llevado a establecer pautas generales sobre este tipo de fenómenos. Entre éstas pueden mencionarse la frecuente asociación del metamorfismo de baja P/T con ambientes de arco magmático o, en menor proporción, ambientes de distensión cortical, y las características normalmente postcinemáticas de las secuencias de cristalización con respecto a la fase de deformación principal (De Yoreo et al., 1991).

El factor que necesita ser explicado consiste en la generación del gradiente geotérmico necesario para crear las condiciones de P y T clásicas de estas facies. Muchos autores lo asignan al magmatismo pre y sinmetamórfico frecuentemente asociado a los terrenos de baja P/T (Barton y Hanson, 1989; Lux et al., 1986, entre otros). Esto implica, necesariamente, un calentamiento rápido de las rocas al cual le sigue un enfriamiento isobárico. Durante esta secuencia la cristalización se produce a lo largo de una trayectoria P-T-tiempo antihoraria (De Yoreo et al., 1991). La actividad magmática sinmetamórfica con M-R no parece ser un fenómeno importante en el basamento del CPS, tal como lo establece la ausencia de cuerpos plutónicos de esas características en los afloramientos (de todos modos, es probable que éstos existan a un nivel cortical inferior). En este caso, la actividad magmática vinculada con M-R sería más una consecuencia que la causa del elevado gradiente geotérmico existente durante el metamorfismo. La ausencia de una relación causa/efecto con el magmatismo puede ser la condición que permite que la trayectoria P-T-tiempo del evento M-R del CPS sea horaria, y no antihoraria como en gran parte de las series de facies de baja P/T vinculadas con intrusiones ígneas. Trayectorias horarias son conocidas en rocas del Precámbrico de Canadá (Thompson, 1989a) y del hercínico del oeste europeo (Gibson, 1991). En la mayor parte de estos cinturones, el magmatismo más importante es postmetamórfico y genera aureolas de contacto sobre las rocas regionales, circunstancia idéntica a

lo observado en el CPS. En estos casos, la causa del metamorfismo obedece a mecanismos diferentes, tales como un engrosamiento cortical y posterior erosión y alzamiento regional (England y Thompson, 1984). Según estos autores, las condiciones de más elevada temperatura son alcanzadas durante los procesos causados por el ajuste isostático de los terrenos previamente engrosados. El fuerte fenómeno compresivo de los episodios D₁ y D₂ (pertenecientes a la FASE 1 de deformación), previos al pico térmico de M-R, parece apuntar a un modelo de esta naturaleza. Según Thompson y England (1984), el aumento de espesor de la corteza estaría producido, principalmente, por una tectónica de corrimientos, lo cual se ajusta al estilo de deformación de la FASE 1, de características no coaxiales.

El modelo de evolución tectometamórfica que más se adapta para explicar las condiciones particulares de las EPS es similar al propuesto por Thompson (1989a; 1989b) para las rocas del Precámbrico de Canadá. Este autor desarrolló un esquema que contempla la formación de un cinturón de esquistos con andalucita a lo largo de una trayectoria P-T tiempo horaria y sin implicar la presencia de extensos cuerpos de rocas plutónicas como fuente de un gradiente geotérmico elevado. El modelo se basa en el acortamiento y subsecuente engrosamiento cortical de una corteza previamente adelgazada (durante la etapa de formación de la cuenca donde se deposita el protolito sedimentario), y una posterior erosión y alzamiento. La actividad magmática no provoca el metamorfismo sino que es producto del mismo fenómeno tectónico. La figura 7-1 es una simplificación de este esquema, tomada a partir del autor. En (a) se observa un esquema de una corteza de espesor normal, con un gradiente geotérmico también normal. En b) se representa la etapa de adelgazamiento y formación de la cuenca sedimentaria. Sobre esta corteza, que posee un espesor mucho menor al normal, se depositan pelitas y grauvacas en forma alternante. La generación de fuertes esfuerzos compresivos causa un rápido

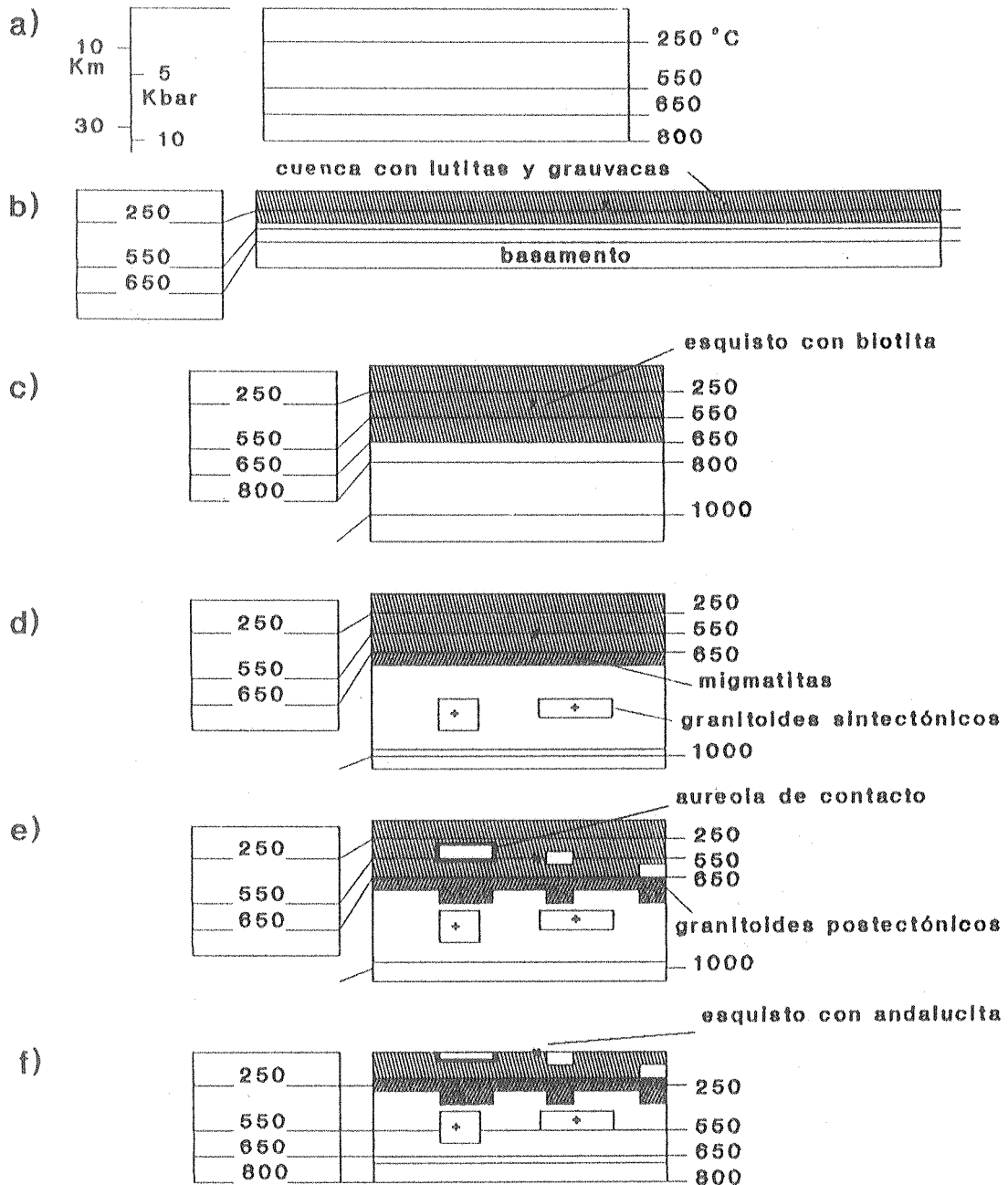


FIGURA 7-1 MODELO DE EVOLUCION TECTO-METAMORFICA DEL COMPLEJO AFLORANTE EN EL BASAMENTO DEL CPS.

* Los bloques de la derecha representan las características térmicas y los espesores de la corteza a lo largo de su evolución tectónica. Los bloques de la derecha son un esquema de una corteza normal y están graficados como referencia.

* Adaptado de Thompson (1989b). Explicación en el texto.

cambio del estilo tectónico que produce un engrosamiento cortical hasta un espesor no mucho mayor que el de la corteza original, tal como se aprecia en (c). En esta etapa, las rocas sedimentarias originales han sido transformadas en esquistos biotíticos y granatíferos. A partir de este momento comienza el período de erosión y ascenso de la masa cortical para alcanzar su equilibrio. El fuerte engrosamiento de la corteza por debajo de la cuenca causa un influjo de calor extra, que se traduce en la migración hacia arriba de las isothermas con mayor rapidez que el alzamiento cortical. En la figura 7-1(d) se muestra que, como resultado de este fenómeno, se origina una fusión parcial de la corteza inferior que da lugar a la aparición de cuerpos plutónicos sintectónicos y la migmatización de los sedimentos de la parte inferior de la cuenca. La mayor velocidad de migración de las isothermas con respecto al alzamiento regional provoca un calentamiento de las rocas a medida que se alivia la presión, generando un metamorfismo de baja P/T. Los esquistos biotíticos y granatíferos pasan a esquistos con andalucita. En (e) se muestra el ascenso de granitoides posttectónicos con respecto a la fase principal de deformación, con los cuales se asocian aureolas de contacto. La evolución tectónica continúa con erosión y alzamiento, llevando hasta la superficie a los esquistos de baja P/T y a los cuerpos plutónicos epicorticales y sus aureolas de contacto (figura 7-1f).

Dentro del esquema propuesto más arriba, las EPS representarían a los niveles corticales superior a medio y el Granito Mallín de Ibáñez a los cuerpos postmetamórficos. De acuerdo a lo aportado por Vattuone de Ponti (1988b), parte de la secuencia aflorante en la zona de lago Aluminé podría representar una porción del sector basal de la antigua cuenca sedimentaria, donde es posible la generación de migmatitas como las que describe esta autora. Algunos de los cuerpos plutónicos aflorantes allí, serían parte del magmatismo sinmetamórfico descrito en la figura 7-1c).

El metamorfismo regional (M-R) muestra una superposición de condiciones de baja P/T sobre rocas formadas bajo relaciones P/T mayores (asociaciones con andalucita y biotita posteriores a granate y biotita). Como se ha mencionado, esta es una característica generalizada en los terrenos de estas series de facies. En algunos cinturones metamórficos, esta circunstancia se evidencia como el efecto de dos metamorfismos progradantes diferenciados, separables en el tiempo (Martínez et al., 1988). En el CPS, tal como en la mayor parte de los ejemplos citados, no se observa una distinción neta entre fenómenos metamórficos diferentes, por lo cual se considera que representan estadios de evolución dentro de un mismo evento tecto-térmico.

7.3 EVOLUCION GEOLOGICA DEL BASAMENTO DEL CPS

La figura 7-2 sintetiza un cuadro de evolución geológica del área del Cordón de la Piedra Santa desde el punto de vista de los rasgos observados en el basamento. En ella se han volcado los episodios sedimentarios, metamórficos, magmáticos y estructurales descritos en las secciones previas. Tal como se ha expresado en el capítulo 6, las secuencias representadas por las EPS y el Complejo Plutónico del Chachil se encuentran incluidas en el ciclo ígneo-metamórfico neopaleozoico que, dentro del basamento pre-andino, alcanza una distribución más amplia en el sector cordillerano de la costa de Chile. En la figura 7-3 se presenta un esquema tomado de Hervé et al. (1988) que muestra la sucesión cronológica de estos mismos fenómenos en el área chilena. La observación comparativa de las figuras 7-2 y 7-3 marca una evolución paralela de los procesos geológicos, tanto en la secuencia de los eventos metamórficos, magmáticos y deformativos, como en la edad de los mismos, por lo cual la historia tecto-térmica de la región puede nutrirse de las evidencias presentes en ambas regiones.

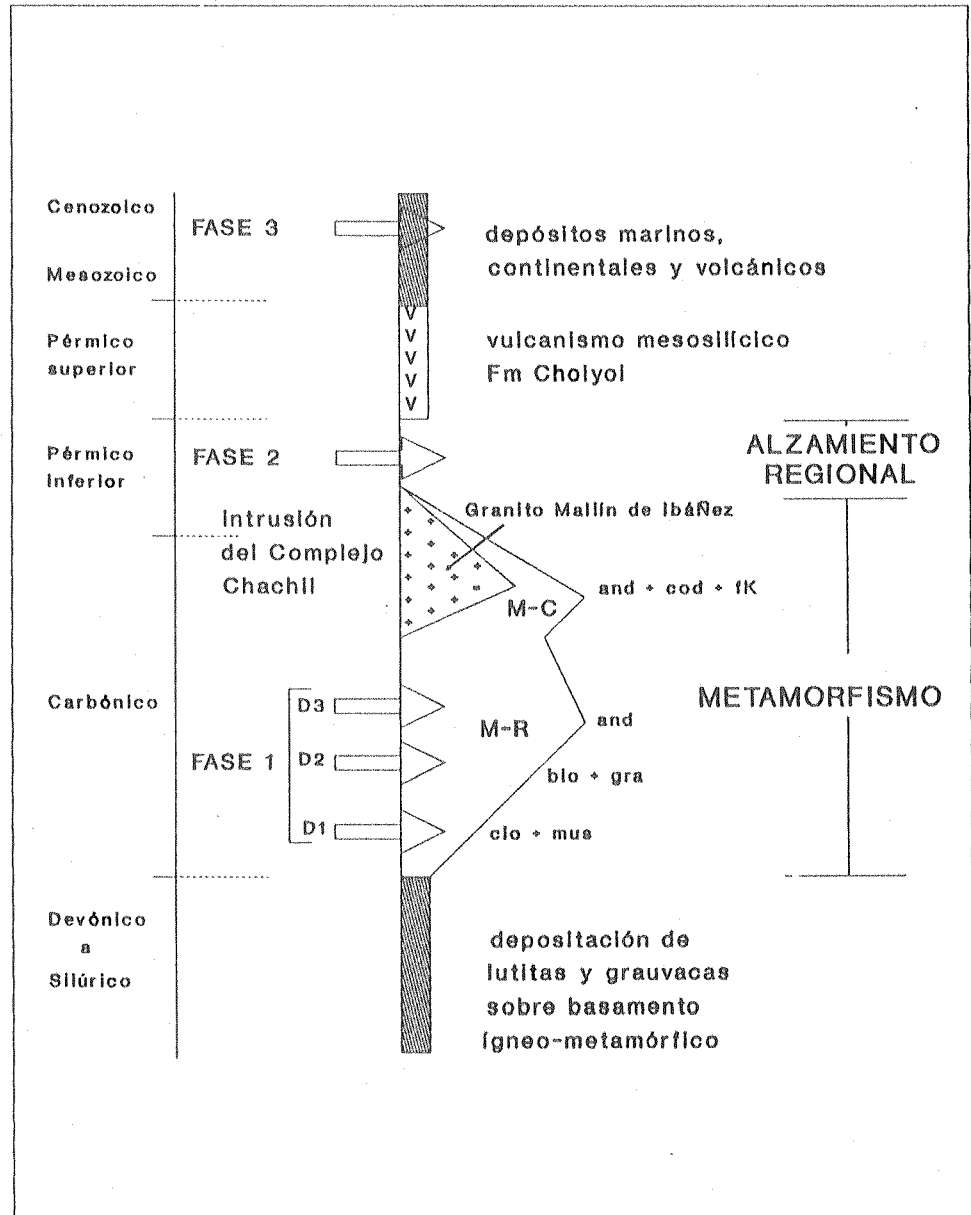
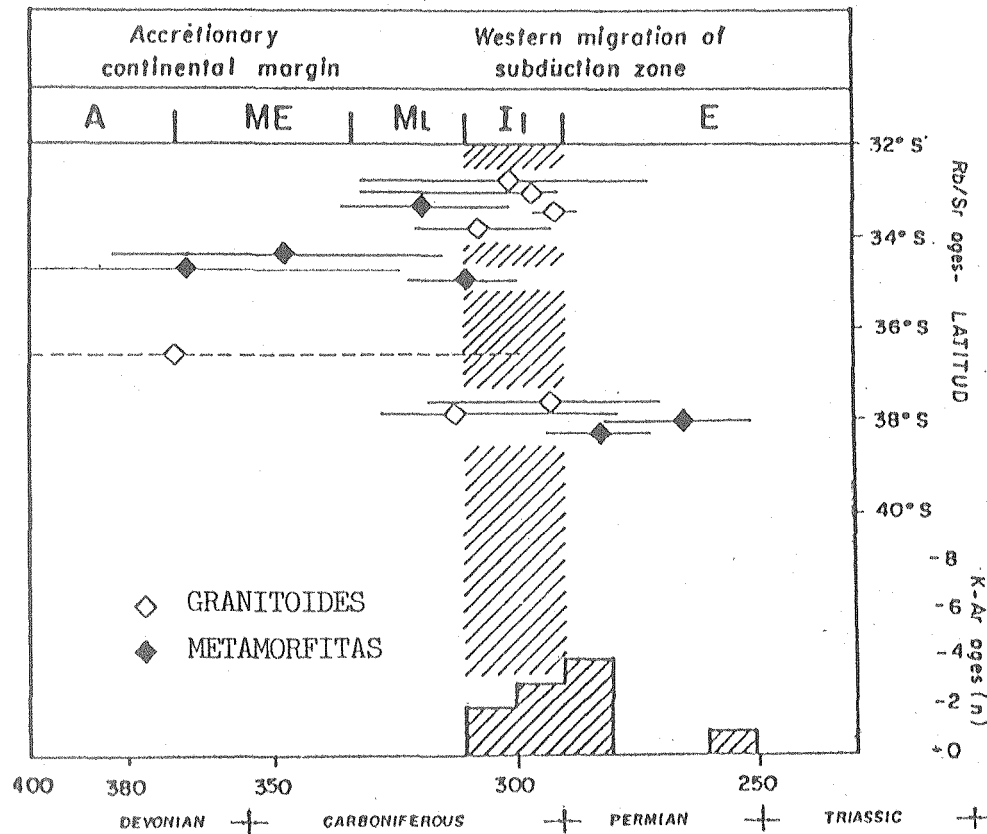


FIGURA 7-2 ESQUEMA DE LA EVOLUCION GEOLOGICA DEL AREA DEL CPS DESDE EL PUNTO DE VISTA DE LAS OBSERVACIONES ESTRATIGRAFICAS, ESTRUCTURALES Y PETROLOGICAS REALIZADAS EN EL BASAMENTO.

En el esquema que aquí se presenta, es necesario considerar que las rocas sedimentarias y volcánicas originales habrían sido depositadas durante el Silúrico y Devónico en cuencas poco profundas, sobre fondo oceánico en el sector más occidental (series occidentales de la costa chilena) hasta ensiálicas en el



ESQUEMA GEOCRONOLOGICO DE LOS EVENTOS IGNEO-METAMORFICOS
 FIGURA 7-3 DEL COMPLEJO NEOPALEOZOICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA
 DE CHILE.

- A : eventos pre-metamórficos
- ME: eventos metamórficos tempranos (baja P/T)
- MI: eventos metamórficos tardíos
- I1: Intrusión del batolito paleozoico
- E : alzamiento y erosión del complejo ígneo-metamórfico

* Tomado de Hervé et al. (1988).

sector oriental (series orientales de la Cordillera de la Costa, Ectinitas de la Piedra Santa). Estas últimas estarían vinculadas a subambientes particulares (cuencas marginales y acrecionales) próximos al margen continental (ver secciones 3.2.2 y 3.3). De acuerdo a la composición química, la procedencia del material sedimentario indica una fuente de arco magmático emergido (derivados de rocas ácidas tales como granitos o felsitas) que

podrían asignarse a los procesos ígneo-metamórficos previos, pertenecientes al ciclo Famatiniano (Ordovícico), ampliamente distribuidos en el basamento del Macizo y la Cordillera Norpatagónica. En recientes interpretaciones, Dalla Salda et al. (1992) postulan que estos procesos representan una etapa de colisión continental entre las placas de Laurentia y Gondwana, con una importante generación de metamorfismo y plutonismo pre-, sin- y post-colisional. Según estos autores, las placas se habrían separado durante el Ordovícico superior por lo cual es posible que un fenómeno de extensión cortical de esa naturaleza haya producido la habilitación de las cuencas siluro-devónicas asociadas al margen occidental de Gondwana. Debido a la ausencia de un cinturón definido de rocas magmáticas silúricas y devónicas, Hervé (1988) sostiene que éste podría representar un margen de tipo pasivo durante esa época. Las evidencias geoquímicas del protolito sedimentario de las EPS y las secuencias metamórficas asociadas no se contraponen con esto, ya que, si bien no muestran en todos los casos características de margen pasivo, tampoco representan rocas formadas en cuencas de ambiente inestable relacionadas con zonas de subducción.

En la figura 7-4 se muestra un mapa con los afloramientos de rocas correlacionadas dentro del ciclo neopaleozoico (CPS, cerro Chachil, sector del lago Aluminé, distrito de los lagos Ranco y Riñihue y Cordillera de la Costa de Chile central). La distribución geográfica de las metamorfitas y granitoides sugiere una configuración diferente a la actual del margen continental durante el Neopaleozoico. Esta observación ya fue indicada por otros autores (Forsythe, 1982; Kato, 1985; Hervé, 1988) basados especialmente en la disposición estructural de los terrenos metamórficos de la Cordillera de la Costa y del cinturón plutónico que los intruye. En la figura 7-4 se advierte que las rocas de la serie oriental, que ocupan la mayor parte de los afloramientos en Chile central, desaparecen al sur de los 38° 30' LS. El contacto con las series occidentales, aflorantes

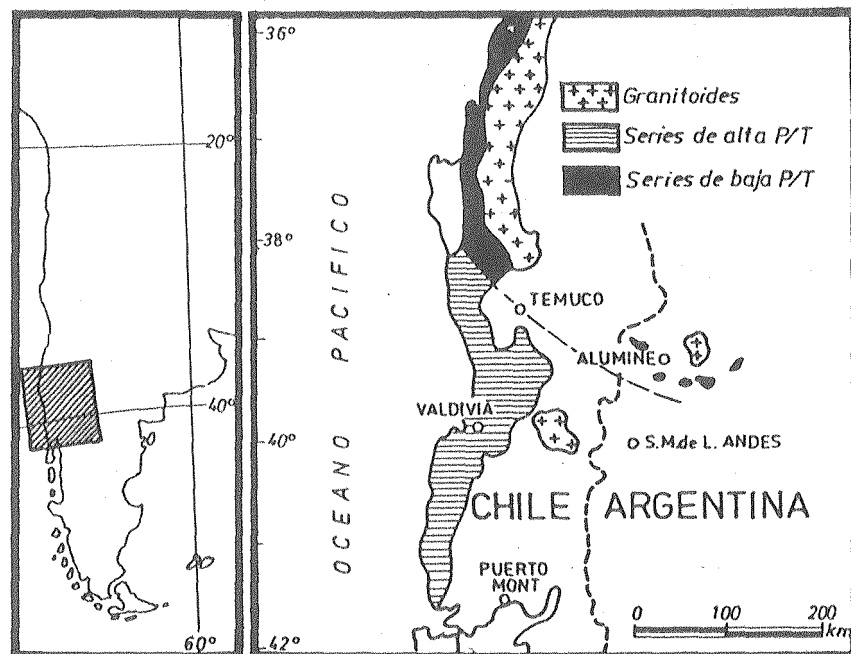


FIGURA 7-4

AFLORAMIENTOS DEL COMPLEJO IGNEO-METAMORFICO PALEOZOICO SUPERIOR DEL SECTOR ANDINO ENTRE LOS 36° LS Y LOS 42° LS SE CORRELACIONAN LAS EPS Y OTRAS ROCAS DE LA ZONA DEL LAGO ALUMINEO CON LAS SERIES DE BAJA P/T TÍPICAS DE LA CORDILLERA DE LA COSTA CHILENA.

hacia el sur hasta la región insular de Chile, sigue un rumbo NW-SE neto, que Schira et al. (1990) mapean con el nombre de "Puren Line". De acuerdo a las correlaciones establecidas en este trabajo, los afloramientos de esquistos verdes continuarían del lado argentino, aflorando en la zona del lago Alumineo y en el CPS. Si la distribución de los afloramientos no se encuentra disturbada por efectos tectónicos más modernos, es necesario considerar, en esta latitud, un fuerte adentramiento hacia el este de las secuencias sedimentarias siluro-devónicas que, más al norte, son consideradas paralelas al margen chileno actual. Beck et al. (1991), a través de estudios paleomagnéticos en el distrito de los lagos de Chile, manifiestan que las rocas plutónicas neopaleozoicas aparecen en forma continua, sin evidencias de desplazamientos, formando un cinturón que une la

Cordillera de Nahuel Buta con los afloramientos del lago Ranco (las rocas plutónicas de los sectores A y B de la figura 1-10, página 20). A diferencia de estas conclusiones, Rapalini (1988) presenta datos que le permiten concluir que la zona del cerro Chachil, en Neuquén, experimentó una fuerte rotación de sentido horario vinculada con la actividad transcurrente del sistema de fallas de la Dorsal de Huincul (entre ellas, la falla de Las Coloradas, límite sur del CPS; ver figura 1-7). A este fenómeno podría deberse la relativa desconexión geográfica de los granitoides del Complejo Plutónico del Chachil con el cinturón contemporáneo mencionado por Beck et al. (1991). De todos modos, una rotación que puede estar descompuesta a través de varias estructuras menores, no debería generar desplazamientos muy importantes; aún más, teniendo en cuenta que las rocas del sector chileno no aparecen disturbadas.

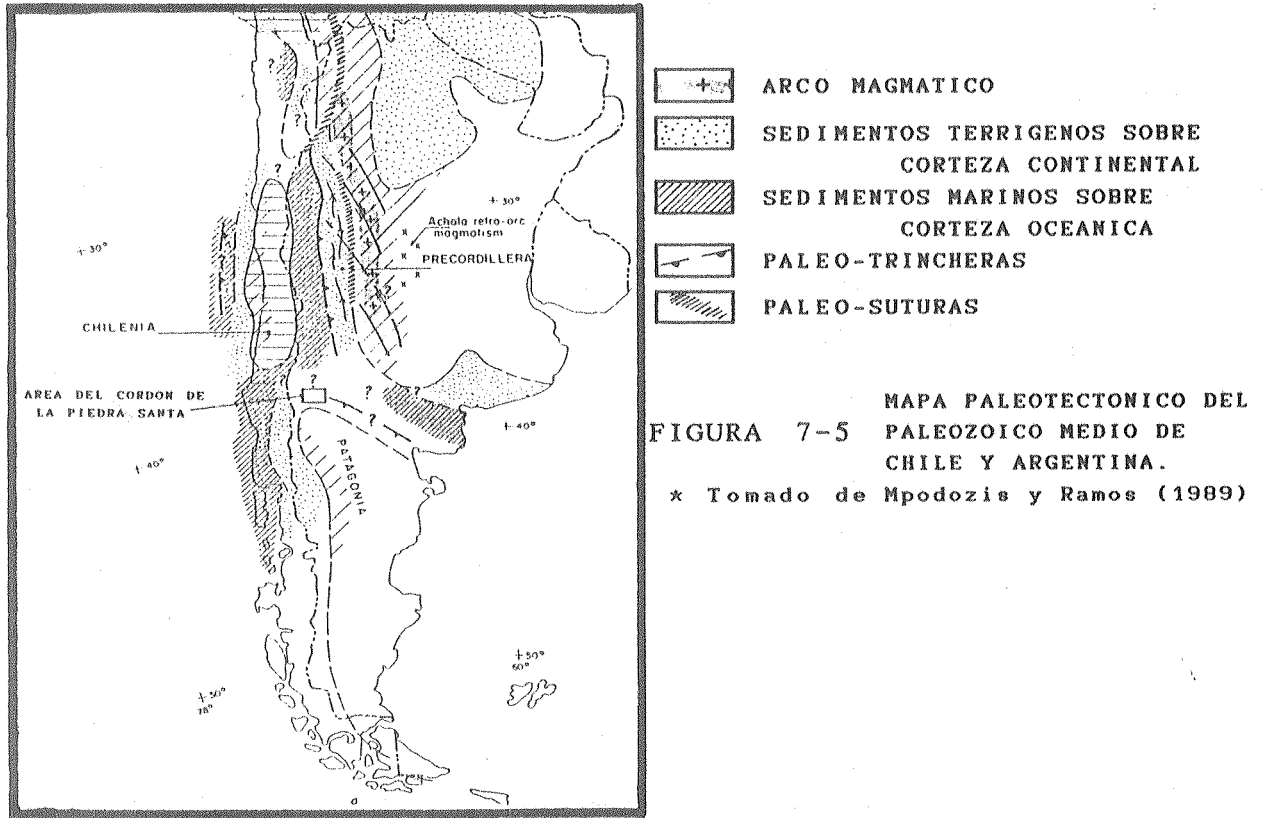
La continuidad de las rocas metamórficas correlacionables con este cinturón hacia el sur del CPS no ha podido ser aclarada. En el borde NW del Macizo Norpatagónico, en la localidad de Piedra del Aguila, la presencia de gneises datados en 348 m.a. por Varela et al. (1991) puede significar que las metamorfitas del ciclo neopaleozoico afloran como retazos difíciles de identificar dentro de las secuencias más antiguas. Otras rocas metasedimentarias de edad siluro-devónica aparecen mucho más al sur, en la provincia de Santa Cruz entre los 46° LS y los 49° LS, conformando la Fm Río Lácteo (Leanza, 1972). En el sector oriental de la provincia de Río Negro aflora una importante secuencia sedimentaria y metasedimentaria de esa misma edad, llamada Fm Sierra Grande. Hacia el norte de Neuquén, Zappettini et al. (1987) describieron un conjunto de rocas metamórficas de bajo grado (Fm Guaraco), a las cuales correlacionan con las EPS. No obstante, la importante desconexión geográfica entre estas unidades y las rocas metamórficas del CPS impide determinar las correlaciones existentes entre ellas.

La configuración paleogeográfica del Paleozoico medio y superior en las latitudes aquí consideradas, refleja la disposición NW-SE del margen continental. Esta misma disposición sería heredada por las estructuras más penetrativas asociadas con los fenómenos tectónicos. Las esquistosidades principales de las rocas metamórficas citadas por Schira et al. (1990) y Kato (1985), y la gran penetratividad de esa misma dirección estructural en rocas del basamento precámbrico y Paleozoico inferior del Macizo y la Cordillera Norpatagónica (Dalla Salda et al., 1990) serían pruebas de la gran importancia de esta dirección oblicua al margen continental actual, aparentemente ya presente en el basamento más antiguo. En el CPS, la deformación mesozoica vinculada a la FASE 3 definida en la sección 4.2.1, impide ver con claridad la disposición original de las estructuras previas. No obstante, tal como se ha expresado, las direcciones de ejes de pliegues F3 y bandas kink S4 parecen disponerse también según una dirección NW-SE.

En el Devónico superior se ubica el inicio del ciclo plutónico neopaleozoico definido por Cingolani et al. (1991). Las rocas de esta edad indican el establecimiento de un margen activo en el borde occidental de Gondwana. Como resultado del fenómeno de convergencia, las pelitas y grauvacas siluro-devónicas comienzan a ser deformadas y metamorfizadas. Las características generales del evento tecto-metamórfico neopaleozoico están ligadas a un fuerte acortamiento tectónico generado, probablemente, por un sistema de corrimientos dúctiles dentro de las secuencias supracrustales, como lo manifiesta el carácter no coaxial de las estructuras de deformación observadas en Chile (Schira et al., 1990) y en el CPS (ver sección 4.2.1.a). El advenimiento de una tectónica compresiva de esta naturaleza debe adjudicarse al fenómeno de convergencia entre el margen de Gondwana y el antiguo océano o a una actividad de tipo colisional. Más al norte, entre los 29° LS y los 33° LS, Ramos et al. (1984; 1986) presentan un modelo colisional para explicar

las particulares características geológicas que se observan desde el sector andino hasta las Sierras Pampeanas, incluyendo las típicas secuencias paleozoicas deformadas de la Precordillera. Según estos autores, los fuertes efectos de plegamiento habrían sido causados por el choque de una placa, denominada Chilenia, contra el margen occidental de Gondwana, entre el Devónico superior y el Carbónico inferior. En ese segmento de los Andes, las rocas metamórficas del cinturón neopaleozoico se encuentran aflorantes saltuariamente en la Cordillera de la Costa chilena, y se habrían desarrollado sobre el borde occidental, pasivo, de Chilenia. Estas secuencias son comparadas en este trabajo con las Ectinitas de la Piedra Santa. Más al sur, en las latitudes consideradas en este trabajo (38° LS a 40° LS), no existen evidencias directas de los fenómenos colisionales relacionados a la posible acreción de Chilenia.

En la figura 7-5 se reproduce un mapa paleotectónico de Sudamérica durante el Silúrico y Devónico en el cual sus autores (Mpodozis y Ramos, 1989) muestran la localización de los terrenos alóctonos que habrían sido incorporados a Gondwana durante el Paleozoico superior. En él se han ubicado los afloramientos del CPS, que se localizan en el sector marcado con signos de interrogación al sur de Chilenia y norte de Patagonia. Esta última es considerada alóctona por los autores citados, a partir de los trabajos de Ramos (1984) y Ramos et al. (1986), entre otros. La colisión de Patagonia ha sido referida originalmente al Pérmico (Ramos, 1984), aunque, en una contribución más moderna, Ramos (1991) considera que ese evento debería tener una edad más antigua, carbónica temprana. Es de mencionar que algunos autores niegan la validez de la hipótesis de aloctonía de Patagonia en base a evidencias petrológicas y estructurales (Dalla Salda, 1989; Cingolani et al., 1991). Si bien la edad de la colisión postulada por Ramos (1991) podría ser comparable con la de los eventos metamórficos y compresivos que actuaron sobre las rocas del basamento del CPS, la estrecha



correlación entre las historias deformativas de las EPS y las rocas del sector cordillerano chileno sugieren la existencia de un mecanismo común que, en estas últimas, no muestra evidencia alguna de fenómenos de tipo colisional. En el CPS no se ha obtenido ninguna información adicional que pruebe un origen de esa naturaleza, por lo cual es posible considerar que el engrosamiento cortical, ligado a la evolución temprana del metamorfismo regional (M-R), se podría vincular con un fenómeno de rápida convergencia y alta movilidad de placas, más que a una colisión. Un período como éste se habría establecido en el margen occidental de Gondwana desde el Carbónico medio hasta el Pérmico inferior, según estudios paleomagnéticos de Valencio y Vilas (1985). De todos modos, las características de los episodios metamórficos y deformativos del basamento del CPS son comunes en terrenos asociados a colisiones, por lo cual no puede descartarse de plano una hipótesis de esa naturaleza, aún cuando las evidencias actuales no la sustenten.

De acuerdo a su cronología, Los eventos metamórficos y deformacionales del CPS formarían parte de la llamada fase diastrófica Somuncúrica, que Ramos (1988) asocia a metamorfismo y magmatismo carbónico en la Cordillera de la Costa y en la Cordillera Principal y Frontal de los Andes centrales. Esta fase se halla incluida en el Ciclo Orogénico Gondwánico, que finalizaría en el Pérmico medio con la fase diastrófica San Rafael.

Las características del metamorfismo regional de las EPS, referidas en la sección 7.1, muestran una etapa de engrosamiento cortical seguida por erosión y alzamiento. Las condiciones de baja P/T fueron alcanzadas durante esta última etapa sin aparente vinculación directa con la presencia de cuerpos magmáticos sinmetamórficos. Los plutones observados en el CPS, pertenecientes al Complejo Plutónico del Chachil, son posteriores a M-R y generan aureolas de contacto (M-C). En la Cordillera de la Costa de Chile central, Hervé et al. (1988) manifiestan también que el metamorfismo regional ocurrió poco antes que el desarrollo del cinturón magmático neopaleozoico, mencionando que algunas secuencias son prácticamente sincrónicas (ver figura 7-2). De todos modos, la presencia de cuerpos plutónicos vinculados con el metamorfismo regional es citada por Vattuone de Ponti (1988b) en la zona del lago Aluminé. Allí la autora menciona el afloramiento de granitoides sintectónicos y de movilizados pegmatoides en las metamorfitas. Las dataciones Rb/Sr realizadas por Linares et al. (1988) en el río Collon Cura (370 m.a.) y otras K/Ar por Varela et al. (1991) en el borde NW del Macizo Norpatagónico, áreas cercanas al CPS, muestran la posible existencia de un magmatismo pre- a sinmetamórfico. No obstante, estas determinaciones fueron hechas sobre rocas desvinculadas de las EPS y deben ser correlacionadas con cuidado. Cabe mencionar que, en su interpretación sobre la evolución del basamento del borde noroccidental del Macizo Norpatagónico, Varela et al. (1991) postulan la existencia de

una etapa de distensión cortical para el Carbónico, en base a la presencia de cuerpos plutónicos alcalinos en la cercanía de la localidad de La Rinconada. Según los autores mencionados, este ciclo daría por terminada la evolución del basamento. Esas conclusiones no se corresponden con las observaciones realizadas en el basamento del CPS, que indican una etapa tectónicamente activa, compresiva, relacionada con la subducción neopaleozoica.

Las características del plutonismo del Carbónico superior al Pérmico, ampliamente desarrollado en el sector chileno, han sido sintetizadas por Parada (1990) quien las distingue como rocas de grano grueso, con evidencias de cataclasis y abundantes inclusiones básicas, diques básicos y ácidos. Estas serían representadas por el SCB (batolito costero meridional de Hervé et al., 1987) y, más al norte, por la llamada Superunidad Elqui (Nasi et al., 1985), que intruyen a las metamorfitas de las series orientales de la Cordillera de la Costa. Todas estas rocas poseen afinidad calcoalcalina, de arco magmático. En Argentina, el Complejo Plutónico del Chachil, aunque no bien caracterizado, es comparable tanto cronológicamente (edades K/Ar de 281 m.a. en pórfidos tonalíticos y metamorfismo de contacto en el CPS datado en 299 m.a.) como en su relación tectónica con respecto al cinturón de rocas metamórficas, representadas en este caso por las EPS.

Las evidencias tectónicas y cronológicas indican que los cuerpos plutónicos del basamento del CPS se intruyeron posteriormente al engrosamiento cortical representado por la FASE 1 de deformación, definida en la sección 4.2.1. El Granito Mallín de Ibáñez muestra fenómenos de cataclasis vinculada con la FASE 2 que, en las metamorfitas se manifiesta en el desarrollo de bandas y pliegues kink.

La finalización del ciclo ígneo-metamórfico neopaleozoico en el CPS está indicada por la efusión de lavas de la Fm Choiyoi

(Pérmico superior, según datos magnetoestratigráficos de Rapalini, 1988) sobre las rocas del basamento, por lo cual el alzamiento de los sectores corticales representados por las Ectinitas de la Piedra Santa y sus intrusivos ácidos debería haber culminado en el Pérmico medio. En el sector chileno este período está dominado por la intrusión de granitoides del ciclo permo-triásico, que Nasi et al. (1985) denominan Superunidad Ingaguás. En la zona costera central, Hervé et al. (1988) indican que los granitoides triásicos fueron intruidos después de un alzamiento y erosión sustancial de los complejos metamórficos. Al norte de esta región, Mpodozis y Kay (1990) agregan que el emplazamiento de los plutones permotriásicos es posterior al alzamiento y erosión y los correlacionan con la Fm Choiyoi, considerando que son postectónicos con la fase San Rafael del Ciclo Orogénico Gondwánico que Llambías y Sato (1990) relacionan con engrosamiento cortical entre el Pérmico inferior y el Pérmico medio. Esta fase compresiva podría estar representada en el CPS por el desarrollo de la FASE 2 (ver sección 4.2.1.b), aunque ésta no representa un fenómeno de engrosamiento cortical importante, sino que parece ser un evento menor dentro del período de alzamiento regional postmetamórfico. De acuerdo a Mpodozis y Kay (1990), la fase San Rafael se habría producido por la colisión de un terreno alóctono en el Pérmico medio, en las latitudes de la Cordillera Frontal (28°LS a 31°LS). En la zona del Cordón de la Piedra Santa no existe evidencia de ese fenómeno y, aparentemente, tampoco en la Cordillera de la Costa central.

A partir del Pérmico superior, los complejos neopaleozoicos pasaron a formar parte del basamento de las secuencias mesozoicas, constituyendo altos topográficos que controlaron la disposición de las cuencas triásicas (Ghana y Hervé, 1983) y, aún, de las cuencas sedimentarias y volcánicas del Cretácico y Terciario (Dalla Salda y Franzese, 1987). Esos altos y bajos topográficos están limitados por fallas que corren a través de

viejos planos estructurales ligados a los ciclos de deformación precámbrica y paleozoica, fundamentalmente con direcciones NW-SE. A lo largo de esas fallas y a partir del empuje generado por la tectónica andina, se observan desplazamientos transcurrentes importantes que aportan componentes transpresivas y transtensivas, provocando deformación en rocas del basamento y la cubierta sedimentaria. Algunas de esas estructuras mayores siguen direcciones E-W como la falla de las Coloradas (y todo el sistema de la Dorsal de Huincul), cuyo movimiento genera la FASE 3 de deformación en el CPS (ver sección 4.2.1.c).

8 CONCLUSIONES

El basamento del Cordón de la Piedra Santa (CPS) comprende una secuencia metamorfizada representada por la unidad Ectinitas de la Piedra Santa (EPS), intruida por plutones graníticos del Complejo Plutónico del Chachil (Granito Mallín de Ibáñez; nov. nom.). Las metamorfitas son rocas esquistosas, del grado medio de la facies de esquistos verdes de baja a intermedia P/T, localmente superpuestas por un metamorfismo de contacto ligado a la intrusión de los cuerpos graníticos, representativas de una secuencia supracrustal de edad paleozoica. En la figura 8-1 se presenta un esquema de la evolución de estas rocas y de los complejos correlacionados.

El protolito de las EPS consistió en una secuencia de pelitas y grauvacas de probable edad siluro-devónica, depositada en una cuenca ensiálica, de poca profundidad, con aporte de material proveniente de un arco magmático emergido (ver figura 8-1a). Este último se podría asociar a los eventos tecto-térmicos del ciclo Famatiniano.

El evento metamórfico regional (M-R) se desarrolló en el Carbónico inferior y medio, alcanzando condiciones PT máximas de 3,5 Kbar y 550°C, con una evolución de minerales índice a través de la secuencia: clorita - biotita - granate - andalucita. La blastesis es sin- a postcinemática con el episodio de deformación principal e implica un fuerte engrosamiento cortical y aumento de temperatura durante el posterior alzamiento. En el evento M-R las rocas han sido deformadas a lo largo de tres ciclos de trasposición progresivos, con plegamiento y desarrollo de foliaciones y lineaciones. El estilo y disposición de las estructuras de deformación sugiere un mecanismo de cizalla no coaxial, vinculada, posiblemente, a corrimientos dúctiles durante la etapa diastrófica Somuncúrica (figura 8-1b).

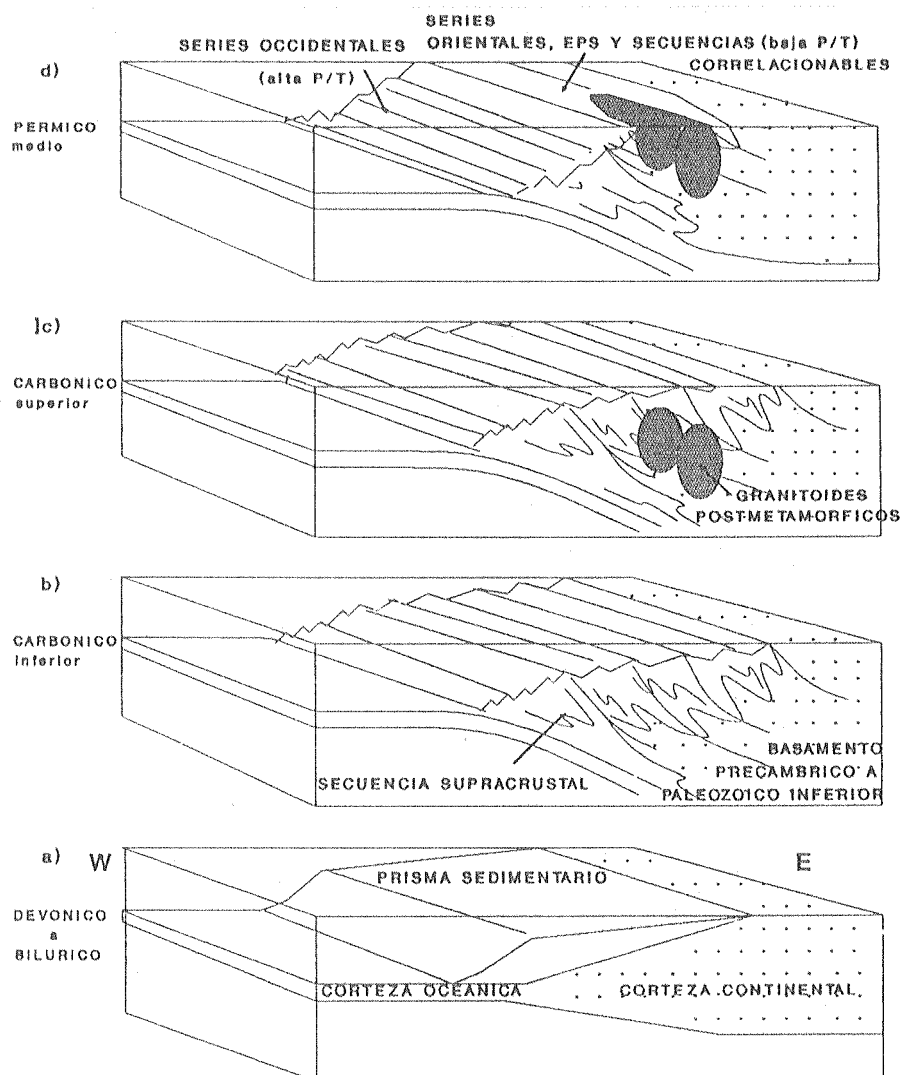


FIGURA 8-1 DIAGRAMA ESQUEMATICO DE LA EVOLUCION GEOLOGICA DE LOS COMPLEJOS NEOPALEOZOICOS CORRELACIONADOS EN ESTE TRABAJO.

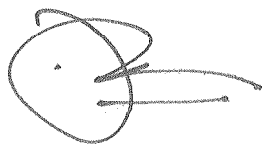
* Explicación en el texto.

Entre el Carbónico superior y el Pérmico inferior se observa la intrusión de plutones postcinemáticos, de composición granítica, con grandes fenocristales de microclino, que generan aureolas de contacto en las EPS. Se pueden definir tres zonas metamórficas con blastesis de feldespato potásico, cordierita y andalucita, con condiciones PT máximas de 2,5 Kbar y 650°C (figura 8-1c).

En el Pérmico medio, las rocas que componen el complejo ígneo-metamórfico pasan a formar parte del basamento emergido sobre el que se asientan las secuencias volcánicas y volcaniciclásticas del Pérmico superior y Triásico (figura 8-1d).

Las estructuras de deformación postmetamórficas se resumen en dos fases: una fase semi-frágil, con desarrollo de bandas y pliegues kink durante la última etapa de ascenso regional, probablemente en relación con la fase diastrófica Sanrafaélica (Pérmico medio) y una fase de carácter enteramente frágil, con fracturación, transcurrencia y plegamiento asociado, durante el ciclo diastrófico Andino.

Las correlaciones efectuadas en base a criterios geocronológicos, petrológicos, geoquímicos y estructurales, permiten incorporar al basamento del CPS como integrante de una secuencia ígneo-metamórfica neopaleozoica, posiblemente continua con los complejos metamórficos de la Cordillera de la Costa de Chile central (Series occidentales) y algunos de los afloramientos de rocas metamórficas de la zona del lago Aluminé. Este ciclo se asocia a fuertes fenómenos tectónicos, con metamorfismo y deformación de edad carbónica e intrusión de plutones de edad Carbónico superior a Pérmico inferior, ligados a la actividad del margen occidental de Gondwana entre los 38° LS y los 40° LS. La disposición geográfica de los afloramientos correlacionables, así como la dirección estructural de los contactos y las foliaciones y lineaciones más penetrativas, sugiere que en las latitudes consideradas en este trabajo el margen continental neopaleozoico del occidente de Gondwana habría tenido una disposición (NW-SE), diferente a la actual.



9 REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- AGUIRRE, L., HERVE, F. y GODOY, E., 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline, *Krystallinikum*, 9: 7-19.
- BARD, J.P., 1985. *Microtexturas de rocas magmáticas y metamórficas*. Masson, SA. Barcelona. 181 pp.
- BARTON, M.D. y HANSON, R.B., 1989. Magmatism and the development of low-pressure metamorphic belts: implications from the western United States and thermal modeling. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 1051-1065.
- BECK, M.E.jr., GARCIA, A., BURMESTER, R.F., MUNIZAGA, F., HERVE, F. y DRAKE, R.E., 1991. Paleomagnetism and geochronology of late Paleozoic granitic rocks from the Lake District of southern Chile: Implications for accretionary tectonics. *Geology*, 19: 332-335.
- BELL, T.H., 1986. Foliation development and refraction in metamorphic rocks: reactivation of earlier foliations and decrenulation due to shifting patterns of deformation partitioning. *Journal of Metamorphic Geology*, 4: 421-444.
- BELL, T.H. y RUBENACH, M.J., 1983. Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics*, 92: 171-194.
- BELL, T.H., FLEMING, P.D. y RUBENACH, M.J., 1986. Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development. *Journal of Metamorphic Geology*, 4: 37-67.
- BHATIA, M.R., 1985. Composition and classification of Paleozoic flysch mudrocks of eastern Australia: implications in provenance and tectonic setting interpretation. *Sedimentary Geology*, 41: 249-268.

- BHATIA, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91 (6): 611-627.
- BORRADAILE, G.J., BAYLY, M.B. y POWELL, C. McA., 1982. Atlas of deformational and metamorphic rocks fabrics. Springer-Verlag, 551 pp.
- BRACACCINI, O.I., 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, XXV: 275-284.
- CHINETTI, J.A., 1945. Estratigrafía y tectónica del Cordón de La Piedra Santa y zonas adyacentes, en el Neuquén central. Tesis del Museo de La Plata Nro. 75. Inédita.
- CHOTIN, P. y GIRET, A., 1978. Analysis of northern patagonian transverse structure (Chile, Argentina - 38° to 42° SL) from LANDSAT documents. VII Congreso Geológico Argentino, Actas, tomo 2: 197-202.
- CINGOLANI, C., DALLA SALDA, L., HERVE, F., MUNIZAGA, F., PANKHURST, R.J., PARADA, M.A. y RAPELA, C.W., 1991. The magmatic evolution of northern Patagonia; New impressions of pre-Andean and Andean tectonics. En: *Andean magmatism and its tectonic setting*. Harmon, R.S. y Rapela, C.W., (editores). Geological Society of America, Special Paper, 265: 29-44.
- CIPRIANI, C., SASSI, F.P. y VITERBO-BASSANI, C., 1968. La composizione delle miche in rapporto con le costanti reticolari e col grado metamorfico. *Rendiconti Società Italiana Mineralogia e Petrologia*, 24: 153-187.
- COBOLD, P.R. y QUINQUIS, H., 1980. Development of sheath folds in shear regimes. *Journal of Structural Geology*, 2: 119-126.

- COBBOLD, P.R., COSGROVE, J.W. and SUMMERS, J.M., 1971. Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. *Tectonophysics*, 39: 439-452.
- CROOK, K.A.W., 1974. Lithogenesis and geotectonics: the significance of compositional variation in flysch arenites (graywackes). En: *Modern and ancient geosynclinal sedimentation*. Dott, R.H., y Shaver, R.H., (editores). *SEPM Special Publication*, 19: 304-310.
- DALLA SALDA, L.H., 1989. La estructura del basamento cristalino del occidente del Macizo Norpatagónico, Argentina. *Comunicaciones*, 40; 29-38.
- DALLA SALDA, L. y FRANZESE, J., 1987. Las megaestructuras del Macizo y la Cordillera Norpatagónica argentina y la génesis de las cuencas volcano-sedimentarias terciarias. *Revista Geológica de Chile*, 31: 3-13.
- DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C.A. y VARELA, R., 1990. El basamento de la región occidental del Macizo Norpatagónico, Argentina. XI Congreso Geológico Argentino, Actas, tomo 2: 11-14.
- DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C. Y VARELA, R., 1991. El basamento pre andino ígneo-metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, en prensa.
- DALLA SALDA, L.H., CINGOLANI, C. y VARELA, R., 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision ?. *Geology*, en prensa.
- DE LA ROCHE, H., 1966. Sur l'existence de plusieurs facies geoquímiques dans les schistes paleozoiques des Pyrenees Luchonnaises. *Geol. Rundschau*, 55: 274-301.
- DE YOREO, J.J., LUX, D.R. y GUIDOTTI, C.V., 1991. Thermal modelling in low-pressure / high-temperature metamorphic belts. *Tectonophysics*, 188: 209-238.

- DENNIS, J.G., 1987. Cleavage and schistosity. En: The Encyclopedia of Structural Geology and Plate Tectonics. Seyfert, C.K. (editor). Van Nostrand Reinhold Company Inc., New York, 48-52.
- DENNIS, A.J. y SECOR, D.T., 1987. A model for the development of crenulations in shear zones with applications from the Southern Appalachian Piedmont. *Journal of Structural Geology*, 9 (7): 809-817.
- DENNIS, A.J. y SECOR, D.T., 1990. On resolving shear direction in foliated rocks deformed by simple shear. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 1257-1267.
- DESSANTI, R.N., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante (provincia de Mendoza). Dirección Nacional de Minería, Bs. As., boletín 85.
- DESSANTI, R.N., 1972. Andes Patagónicos Septentrionales. En: *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 655-687.
- DIAS, G.F. y FRANZESE, J.R., 1990. RED: un programa en FORTRAN 77 para la graficación y el análisis estadístico de datos vectoriales. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, XLV (1-2): 179 -181.
- DIAZ, L., VIVALLO, W., ALFARO, G. y CISTERNAS, M.E., 1988. Geoquímica de los esquistos paleozoicos de Bahía Mansa, Osorno, Chile. V Congreso Geológico chileno, Actas, tomo 2: E75-E96.
- DIGREGORIO, J.H., 1972. Neuquén. En: *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 439-506.
- DIGREGORIO, J.H., y ULIANA, M.A., 1980. Cuenca Neuquina. II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, tomo II: 985-1032.
- ENGLAND, P.C. y THOMPSON, A.B., 1984. Pressure-temperature-time paths

- of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25 (4): 894-928.
- ERNST W.G., 1963. Significance of phengitic micas from low-grade schists. *American Mineralogist*, 48: 1357-1373.
- EUGSTER, H.P., ALBEE, A.L., BENCE, A.E., THOMPSON, J.B., y WALDBAUM, D.R., 1972. The two-phase region and excess mixing properties of paragonite-muscovite crystalline solutions. *Journal of Petrology*, 13 (1): 147-179.
- EVANS, B.W. y GUIDOTTI, C.V., 1966. The sillimanite-potash feldspar isograd in western Maine, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 12: 25-62.
- FERNANDEZ, A., 1943. La serie jurásica de la parte central y meridional de la Sierra de Chacaico y sus relaciones con los terrenos que la soportan. Estudio estratigráfico y tectónico. Tesis del Museo de La Plata, Nro. 27. Inédita.
- FERRY, J.M., 1979. A map of chemical potential differences within an outcrop. *American Mineralogist*, 64: 966-985.
- FERRY, J.M., 1983. Regional metamorphism of the Vassalboro Formation, south-central Maine, USA: a case study of the role of fluid in metamorphic petrogenesis. *Journal of the Geological Society of London*, 140: 551-576.
- FERRY, J.M y BURT, D.M., 1982. Characterization of metamorphic fluid composition through mineral equilibria. En: *Characterization of metamorphism through mineral equilibria, Reviews in mineralogy*, 10: 207-262.
- FORSYTHE, R., 1982. The late Palaeozoic to early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 671-682.

- FRENGUELLI, J., 1939. Viaje a las zonas central y andina de Patagonia Septentrional. Revista del Museo de La Plata (nueva serie), sección oficial: 53-85.
- GALLI, C.A., 1969. Descripción geológica de la Hoja 38c, Piedra del Aguila, provincias de Neuquén y de Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, boletín 111.
- GANNA, P. y HERVE, F., 1983. Geología del Basamento Cristalino en la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII Región. Revista Geológica de Chile, 19-20: 37-56.
- GARCIA VIZCARRA, P., 1943. La serie Jurásica de la parte septentrional de la Sierra de Chacai-Có en el Neuquén Central y sus relaciones con los terrenos que la recubren. Estudio estratigráfico y tectónico. Tesis del Museo de La Plata, inédita.
- GARRELS, R.M. y MACKENZIE, F.T., 1971. Evolution of sedimentary rocks. Norton, New York, 397 pp.
- GHOSH, S.K. y SENGUPTA, S., 1987. Progressive developments of structures in a ductile shear zone. Journal of Structural Geology, 9 (3): 277-287.
- GIBSON, R.L., 1991. Hercynian low-pressure - high-temperature regional metamorphism and subhorizontal foliation development in the Canigou massif, Pyrenees, France - Evidence for crustal extension. geology, 19: 380-383.
- GIBSON, R.G. y SPEER, J.A., 1986. Contact aureoles as constraints on regional P-T trajectories: an example from the Northern Alabama Piedmont, USA. Journal of Metamorphic Geology, 4: 285-308.
- GODOY, E., 1985. El Paleozoico metamórfico en Chile. Reflexiones sobre su significado geotectónico. En: Geología y Recursos Minerales de Chile. Universidad de Concepción, Chile. p: 91-99.

- GONZALEZ BONORINO, F., 1970. Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. Depto. de Geología, Universidad de Chile, Publicación, 37: 68 pp.
- GONZALEZ DIAZ, E.F., y NULLO, F.E., 1980. Cordillera Neuquina. En: II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, tomo II: 1099-1147.
- GOSCOMBE, B., 1991. Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta Block, Central Australia. *Journal of Structural Geology*, 13 (3): 299-318.
- GOTTSCHALK, R.R., 1990. Structural evolution of the schist belt, south-central Brooks Range fold and thrust belt, Alaska. *Journal of Structural Geology*, 12 (4): 453-469.
- GROEBER, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physis*, 4: 208-240.
- GROEBER, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Buenos Aires, Publicación 58.
- GROEBER, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. *Asociación Geológica Argentina, Revista*, III: 177-228.
- GUIDOTTI, C.V. y SASSI, F.P., 1976. Muscovite as a petrogenetic indicator mineral in pelitic schists. *Neues Jahrbuch Mineralogie, Abhandlungen*, 127 (2): 97-142.
- GUIDOTTI, C.V. y SASSI, F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b₀ data from low-grade metapelites. *Neues Jahrbuch Miner. Abh.*, 153 (3): 363-380.
- GUIDOTTI, C.V., SASSI, F.P. y BLENCOE, J.B., 1989. Compositional controls on the a and b cell dimensions of 2M₁ muscovite. *European Journal of Mineralogy*, 1: 71-84.

- HERRRON, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 (5): 820-829.
- HERVE, F., 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes*, 11 (3): 183-188.
- HERVE, F., KAWASHITA, K., MUNIZAGA, F, y BASSEI, M., 1984. Rb-Sr isotopic ages from late Paleozoic metamorphic rocks of central Chile. *Journal of the Geological Society of London*, 141 (5): 877-884.
- HERVE, F., MUNIZAGA, F., MANTOVANI, M. y HERVE, M., 1976. Edades Rb/Sr neopaleozoicas del basamento cristalino de la Cordillera de Nahuelbuta. *Primer Congreso Geológico Chileno, Actas, tomo 2: F19-F26.*
- HERVE, F., GODOY, E., PARADA, M.A., RAMOS, V., RAPELA, C., MPODOZIS, C. y DAVIDSON, J., 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. En: *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin*. Monger, S.W. y Francheteau, J., (editores). *AGU Geodynamic Series, volume 18: 97-113.*
- HERVE, F., MUNIZAGA, F., PARADA, M.A., BROOK, M., PANKHURST, R.J., SNELLING, N.J. y DRAKE, R.E., 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: Geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 1 (2): 185-194.
- HERVE, M. y MUNIZAGA, F., 1979. Antecedentes geocronológicos del área al este de Liquiñe, Cordillera de los Andes, latitud 39°45'S, Chile. *II Congreso Geológico Chileno, Resúmenes: 45-46.*
- HESS, P.C., 1969. The Metamorphic paragenesis of cordierite in pelitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 24: 191-207.

- HOBBS, B.E., MEANS, W.D. y WILLIAMS, P.F., 1976. Geología estructural. Omega, SA., Barcelona, 518 pp.
- HOLDAWAY, M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. American Journal of Science, 271: 97-131.
- HOLDSWORTH, R.E., 1990. Progressive deformation structures associated with ductile thrusts in the Moine Nappe, Sutherland, N. Scotland. Journal of Structural Geology, 12 (4): 443-452.
- HOLLAND, T.J.B., 1989. Dependence of entropy on volume for silicate and oxide minerals: a review and predictive model. American Mineralogist, 74 (1): 5-13.
- HOLLOCHER, K., 1987. Systematic retrograde metamorphism of sillimanite-staurolite schists, New Salem area, Massachusetts. Geological Society of America Bulletin, 98: 621-634.
- HUDLESTON, P.J., 1989a. The association of folds and veins in shear zones. Journal of Structural Geology, 11 (8): 949-957.
- HUDLESTON, P.J., 1989b. Folding in shear zones. XXVIII International Geological Congress, Washington D.C., Abstracts, vol. 2: 80.
- HUTCHISON, C.S., 1971. Laboratory Handbook of petrographic techniques. Wiley-Interscience, New York.
- JAMES, R.S., 1977. Internal consistency of experimental results by the application of Schreinemaker's rules to the iron chlorite data. Mineralogical Association of Canada. Short Course in application of Thermodynamics to Petrology and ore deposits, p: 216-230.
- JOHNSON, S.E., 1990. Lack of porphyroblast rotation in the Otago schists, New Zealand: implications for crenulation cleavage development, folding and deformation partitioning. Journal of

- Metamorphic Geology, 8: 13-30.
- KAMB, W.B., 1959. Ice petrofabric observations from the Blue Glaciar, Washington, in relation to theory and experimentation. Journal of Geophysical Research, 64: 1891-1909.
- KASCH, K.W., 1981. The structural geology, metamorphic petrology and tectonothermal evolution of the southern Damara Belt around Omitara. SWA/Namibia. Precambrian Research Unit, University of Cape Town, Bulletin 27: 341 pp.
- KATO, T.T., 1985. Pre-andean orogenesis in the Coast Ranges of central Chile. Geological Society of America Bulletin, 96: 918-924.
- KERRICK, D.M., 1987. Fibrolite in contact aureoles of Donegal, Ireland. American Mineralogist, 72: 240-254.
- KILMURRAY, J.O. y TERUGGI, M.E., 1982. Fábrica de metamorfitas (texturas y estructuras). Ediciones Científicas Argentinas Librart, Buenos Aires, 40 pp.
- KORZHINSKII, D.S., 1959. Physicochemical basis of analysis of the paragenesis of minerals. Consultants Bureau, Inc., Nueva York.
- LAMBERT, L.R., 1948. Geología de las cabeceras del Río Catan Lil (Territorio del Neuquén). Dirección Nacional de Industria y Minería, Boletín 67.
- LAMBERT, L.R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 35b, Zapala (Neuquén). Dirección Nacional de Minería, Boletín 83.
- LEANZA, A.F., 1972. Andes Patagónicos Australes. En: Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba: 689-706.
- LEANZA, H.A., 1985. Descripción geológica de la Hoja 36b, Cerro Chachil, provincia del Neuquén. Informe inédito. Secretaría de

Minería. Buenos Aires.

- LEANZA, H.A., 1990. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los movimientos intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Revista, XLV (3-4): 272-299.
- LEVI, B., AGUILAR, A. y FUENZALIDA, R., 1966. Reconocimiento geológico en las provincias de Llanquihue y Chiloé. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 19, IIG, 45 pp.
- LINARES, E., CAGNONI, M.C., DO CAMPO, M. y OSTERA, H.A., 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of southeastern Neuquén and northwestern Río Negro provinces, Argentine Republic. Journal of South American Earth Sciences, 1 (1): 53-61.
- LIU, J.G., 1973. Synthesis and stability relations of epidote, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{FeSi}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$. Journal of Petrology, 14 (3): 381-413.
- LLAMBIAS, E.J. y SATO, A.M., 1990. El batolito de Colangüil (29-31°S): estructura y marco tectónico. Cordillera Frontal de Argentina. Revista Geológica de Chile, 17 (1): 89-108.
- LOOMIS, T.P., 1986. Metamorphism of metapelites: calculations of equilibrium assemblages and numerical simulations of the crystallization of garnet. Journal of Metamorphic Geology, 4: 201-229.
- LUX, D.R., DE YOREO, J.J., GUIDOTTI, C.V. y DECKER, E.R., 1986. The role of plutonism in low-pressure/high-temperature metamorphic belt formation. Nature, 323: 794-797.
- MARTINEZ, F.J., JULIVERT, M., SABASTIAN, A., ARBOLEYA, M.L. y GIL IBARGUCHI, J.I., 1988. Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. American Journal of Science, 288: 969-996.

- MASSONE, H-J. y SCHREYER, W., 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 212-224.
- MATHER, J.D., 1970. The biotite isograd and the lower greenschist facies in the Dalradian rocks of Scotland. *Journal of Petrology*, 11 (2): 253-275.
- MAWER, C.K. y WILLIAMS, P.F., 1991. Progressive folding and foliation development in a sheared, coticule-bearing phyllite. *Journal of Structural Geology*, 13 (5): 539-555.
- MENARD, T. Y SPEAR, F.S., 1990. Ca-zoning and reaction history in calcic metapelites, South Strafford, Vermont. *Geological Society of America, 1990 Annual Meeting, Dallas, Abstracts: A125.*
- MERODIO, J.C., 1978. Determinación del contenido de elementos mayoritarios en materiales aluminosilícicos por espectrometría de absorción atómica. Exclusión de sílice. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista*, 9 (1-2): 27-41.
- MERODIO, J.C. y MARTINEZ, J.M., 1985. Análisis químico de componentes mayoritarios en rocas silicatadas. *Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Revista*, 16 (1-4): 7-16.
- MIDDLETON, G.V., 1960. Chemical composition of sandstones. *Geological Society of America Bulletin*, 71: 1011-1026.
- MILLER, H. y SPRECHMANN, P., 1978. Eine devonische Faunula aus dem Chonos-Archipel, Region Aisén, Chile, und ihre stratigraphische Bedeutung. *Geologisches Jahrbuch*, B28: 37-45.
- MISHASHIRO, A., 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, 2: 277-311.
- MIYASHIRO, A. y SHIDO, F., 1985. Tschermak substitution in low- and

- middle-grade pelitic schists. *Journal of Petrology*, 26 (2): 449-487.
- MOORE, J.M., 1989. A comparative study of metamorphosed supracrustal rocks from the western Namaqualand Metamorphic Complex. Precambrian Research Unit, University of Cape Town, Bulletin 37, 370 pp.
- MPODOZIS, C. y KAY, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile*, 17 (2): 153-180.
- MPODOZIS, C. y RAMOS, V., 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*: Houston, Texas. Ericksen, G.E., Cañas Pinochet, M.T, y Reinemund, J.A., (editores). Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, 11: 59-90.
- MUÑOZ, J. y STERN, C.R., 1985. El complejo volcánico Pino Hachado en el sector nor-occidental de la Patagonia (38-39°S): volcanismo Plio-Cuaternario de tras-arco en Sudamérica. IV Congreso Geológico Chileno, Actas, tomo 3: 380-412.
- MUNIZAGA, F., HERVE, F., DRAKE, R., PANKHURST, R.J., BROOK, M. y SNELLING, N., 1988. Geochronology of the Lake Region of south-central Chile (39° - 42°S): preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, 1 (3): 309-316.
- NASI, C., MPODOZIS, C., CORNEJO, P., MOSCOSO, R. y MAKSAEV, V., 1985. El Batolito Elqui - Limarí (Paleozoico - superior-Triásico): características petrográficas, geoquímicas y significado tectónico. *Revista Geológica de Chile*, 25-26: 77-111.
- NEHER, K.E., 1986. The structural geology of the southwestern Neuquén Basin, Argentina. University of South Carolina. Dept. of Geology. Tesis doctoral inédita.

- ORCHUELA, I.A., PLOSKIEWICZ, J.V. y VIÑEZ, R.F., 1981. Reinterpretación estructural de la llamada "Dorsal Neuquina". VIII Congreso Geológico Argentino, Actas, tomo 3: 281-293.
- PARADA, M.A., 1990. Granitoid plutonism in Central Chile and its geodynamic implications; a review. En: Plutonism from Antarctica to Alaska. Kay, S.M. y Rapela, C.W., (editores). Geological Society of America Special Paper 241: 51-66.
- PARICA, C.A., 1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, provincia de Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Revista, XLI (1-2): 201-205.
- PATTISON, D.R.M., 1987. Variations in Mg/(Mg+Fe), F, and (Fe,Mg)Si = 2Al in pelitic minerals in the Ballachulish thermal aureole, Scotland. American Mineralogist, 72: 255-272.
- PATTISON, D.R.M., 1989. P-T conditions and the influence of graphite on pelitic phase relations in the Ballachulish aureole, Scotland. Journal of Petrology, 30 (5): 1219-1244.
- PATTISON, D.R.M. y HARTE, B., 1985. A petrogenetic grid for pelites in the Ballachulish and other scottish thermal aureoles. Journal of the Geological Society of London, 142: 7-28.
- PEREZ, D., LINARES, E., y RAMOS, V.A., 1991. Tectonic setting of the main Late Paleozoic magmatic activity of Argentina. XII International Congress on Carboniferous and Permian Geology and Stratigraphy, Buenos Aires, Abstracts: 66.
- PETTIJOHN, F.J., 1976. Rocas sedimentarias. EUDEBA, 3ra. edición, Buenos Aires, 731 pp.
- PLOSKIEWICZ, J.V., ORCHUELA, I.A., VAILLARD, J.C. y VIÑEZ, R.F., 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de Falla Huincul: estructuras asociadas, provincia de Neuquén. XI Congreso Geológico Argentino, Actas, tomo 2: 163-169.

- RAMOS, V.A., 1978. Estructura. Geología y recursos naturales del Neuquén. Relatorio del VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén: 99-118.
- RAMOS, V.A., 1984. Patagonia: ¿Un continente Paleozoico a la deriva?. IX Congreso Geológico Argentino, Actas, tomo 2: 311-325.
- RAMOS, V.A., 1988. The tectonics of the central Andes; 30°-33°S latitude. En: Processes in continental lithospheric deformation. Clark, S.P.jr., Burchfiel, B.C. y Suppe, J., (editores). Geological Society of America, Special Paper, 218: 31-54.
- RAMOS, V.A., 1991. The allochtony of Patagonia: a critical reappraisal. XII International Congress on Carboniferous and Permian Geology and Stratigraphy, Buenos Aires, Abstracts: 71.
- RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., KAY, S.M., CORTES, J.M. y PALMA, M.A., 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes centrales. IX Congreso Geológico Argentino, Actas, tomo 2: 84-106.
- RAMOS, V.A., JORDAN, T.E., ALLMENDINGER, R.W., MPODOZIS, C., KAY, S.M., CORTES, J.M. y PALMA, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, 5 (6): 855-880.
- RAMSAY, J.G., 1967. Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, 568 pp
- RAMSAY, J.G. y HUBBER, M.I., 1987 The techniques of modern structural geology. Academic Press (London), volume 2, 700 pp.
- RAPALINI, A.E., 1988. Interpretación del área del cerro Chachil (Provincia del Neuquén) como un bloque cortical rotado a partir de datos paleomagnéticos. Asociación Geológica Argentina, Revista, XLIII (4): 445-461.
- RAPELA, C., DIAS, G., FRANZESE, J., ALONSO, G. y BENVENUTO, A., 1991. El Batolito de la Patagonia Central: evidencias de un magmatismo

- Triásico-Jurásico asociado a fallas transcurrentes. *Revista Geológica de Chile*, 18 (2): 121-138.
- RAVAZZOLI, I. y SESANA, F., 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico (provincia de Río Negro). Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires, Boletín 148, 77 pp.
- REINHARDT, J. y RUBENACH, M.J., 1989. Temperature-time relationships across metamorphic zones: evidence from porphyroblast-matrix relationships in progressively deformed metapelites. *Tectonophysics*, 158: 141-161.
- RICHARDSON, S.W., GILBERT, M.C. y BELL, P.M., 1969. Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria: the aluminosilicate triple points. *American Journal of Science*, 267: 259-272.
- ROSER, B.P. y KORSCH, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone - mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *The Journal of Geology*, 94: 635-650.
- RUMBLE III, D., 1978. Mineralogy, petrology, and oxygen isotopic geochemistry of the Clough Formation, Black Mountain, western New Hampshire, USA. *Journal of Petrology*, 19 (2): 317-340.
- SASSI, F.P. y SCOLARI, A., 1974. The b value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45: 143-152.
- SAWYER, E.W. y ROBIN, P.-Y.F., 1986. The subsolidus segregation of layer-parallel quartz-feldspar veins in greenschist to upper amphibolite facies metasediments. *Journal of Metamorphic Geology*, 4: 237-260.
- SCHIRA, W., AMSTUTZ, G.C. y FONTBOTE, L., 1990. The Pirén Alto Cu-(Zn) massive sulfide occurrence in south-central Chile - A

- Kieslager-type mineralization in a Paleozoic ensialic mature marginal basin setting. En: Stratabound ore deposits in the Andes. Fontboté, L., Amstutz, G.C., Cardozo, M., Cedillo, E. y Frutos, J., (editores). Springer-Verlag, p: 229-249.
- SILLITOE, R.H., 1977. Permo-carboniferous, upper Cretaceous, and Miocene porphyry copper-type mineralization in the argentinian Andes. *Economic Geology*, 72: 99-109.
- SPALLETI, L.A., ARRONDO, O.G., MOREL, E.M. Y GANUZA, D.G., 1991. Evidencias sobre la edad triásica de la Fm Lapa en la región de Chacaico, provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina, Revista, en prensa*
- SPEAR, F.S., 1977. Phase equilibria of amphibolites from the Post Pond Volcanics, Vermont. *Carnegie Institute Washington, Year book*, 76: 613-619.
- SPEAR, F.S., RUMBLE, D. y FERRY, J.M., 1982. Linear algebraic manipulation of n-dimensional composition space. En: *Characterization of metamorphism through mineral equilibria, Reviews in mineralogy*, 10: 53-104.
- SPRY, A., 1969. *Metamorphic textures*. Pergamon Press, Oxford, 349pp.
- SUGISAKI, R., YAMAMOTO, K. y ADACHI, M., 1982. Triassic bedded cherts in Central Japan are not pelagic. *Nature*, 298: 644-647.
- TAVERA, J., 1983. Noticia sobre la presencia de Graptoloideos en rocas del basamento cristalino. En: *Contribución al conocimiento del Cuaternario chileno*. Imp. Gráfica, Santiago, 20 pp.
- THOMPSON, A.B. y ENGLAND, P.C., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 929-955.

- THOMPSON, J.B.jr., 1982. Reaction space: an algebraic and geometric approach. En: Characterization of metamorphism through mineral equilibria, Reviews in mineralogy, 10: 33-52.
- THOMPSON, J.B.jr., LAIRD, J. y THOMPSON, A.B., 1982. Reactions in amphibolite, greenschist and blueschist. Journal of Petrology, 23 (1): 1-27.
- THOMPSON, P.H., 1989a. An empirical model for metamorphic evolution of the Archaean Slave Province and adjacent Thelon Tectonic Zone, north-western Canadian Shield. En: Evolution of Metamorphic Belts. Daly, J.S., Cliff, R.A. y Yardley, B.W.D., (editores). Geological Society Special Publication, 43: 245-263.
- THOMPSON, P.H., 1989b. Moderate overthickening of thinned sialic crust and the origin of granitic magmatism and regional metamorphism in low-P - high-T terranes. Geology, 17: 520-523.
- TOBISCH, O.T. y PATTERSON, S.R., 1988. Analysis and interpretation of composite foliations in areas of progressive deformation. Journal of Structural Geology, 10: 745-754.
- TREMBLAY, A. y ST JULIEN, P., 1990. Structural style and evolution of a segment of the Dunnage Zone from Quebec Appalachians and its tectonic implications. Geological Society of America Bulletin, 102: 1218-1229.
- TURNER, F.J. y VERHOOGEN, J., 1975. Petrología ígnea y metamórfica. Omega, SA., Barcelona, Segunda edición, 726 pp.
- TURNER, F.J. y WEISS, L.E., 1963. Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill, 545 pp.
- TURNER, J.C.M., 1965. Estratigrafía de Alumine y adyacencias (provincia del Neuquén). Asociación Geológica Argentina, Revista, XX (2): 153-184
- TURNER, J.C.M., 1976. Descripción geológica de la Hoja 36a, Alumine,

- provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 145.
- TURNER, J.C.M., y BALDIS, B., 1978. La estructura trascontinental del límite septentrional de la Patagonia. VII Congreso Geológico Argentino, Actas, tomo 2: 225-238.
- TURNER, J.C.M. y CAZAU, L.B., 1978. Estratigrafía del prejurásico. En: Geología y recursos naturales del Neuquén. Relatorio del VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén: 25-36.
- VALENCIO, D.A. y VILAS, J.F.A., 1985. Evidence of a microplate in the Southern Andes ?. Journal of Geodynamics, 2: 183-192.
- VARELA, R., DALLA SALDA, L., CINGOLANI, C. y GOMEZ, V., 1991. Estructura, petrología y geocronología del basamento de la región del Limay, provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. Revista Geológica de Chile, 18 (2): 147-163.
- VATTUONE DE PONTI, M.E., 1988a. Metabasitas facies granulita en las cercanías del lago Quillen, provincia del Neuquén - República Argentina. Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, 18 (1-4): 47-51.
- VATTUONE DE PONTI, M.E., 1988b. Metamorfismo de baja presión en la Cordillera Neuquina. V Congreso Geológico Chileno, Actas, tomo 2: E-37 - E-45.
- VATTUONE DE PONTI, M.E., 1990. Paragénesis mineral del metamorfismo del área de Aluminé, Cordillera Neuquina. Asociación Geológica Argentina, Revista, XLV (1-2): 107-119.
- VELDE, B., 1965. Phengite micas: synthesis, stability, and natural occurrence. American journal of Science, 263: 886-913.
- VERNON, R.H., 1989. Evidence of syndeformational contact metamorphism from porphyroblast-matrix microstructural relationships. Tectonophysics. 158: 113-126.

- VOLKHEIMER, W., 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71° . Asociación Geológica Argentina, Revista, XIX (2): 85-107.
- WICHMANN, R., 1934. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Neuquén y Río Negro. Dirección General de Minas, Publicación 39.
- ZAPPETTINI, E., MENDEZ, V. y ZANETTINI, J.C., 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la provincia del Neuquén. Asociación Geológica Argentina, Revista, XLII (1-2): 206-207.
- ZEN, E-AN, 1966. Construction of pressure-temperature diagrams for multicomponent systems after the method of Schreinemakers - A geometric approach. United States Geological Survey, Bulletin, 1225.
- ZEN, E-an y ALBEE, A.L., 1964. Coexistent muscovite and paragonite in pelitic schists. American Mineralogist, 49: 904-925.
- ZOLLNER, W. y AMOS, A., 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Andacollo (Neuquén). Asociación Geológica Argentina, Revista, 10 (2): 127-135.
- ZWART, H.J., 1960. The chronological succession of folding and metamorphism in the Central Pyrenees. Geologische Rundschau, 50: 203-218.
- ZWART, H.J., 1967. The duality of orogenic belts. Geol. Mijnbouw, 46: 283-309.
- ZWART, H.J., 1969. Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny. Geological Association of Canada, Special Paper, 5: 7-16.

APENDICE I

Abreviaturas

alb	albita	fK	feldespato potásico
and	andalucita	gra	granate
apa	apatita	grf	grafito
bio	biotita	hem	hematita
cal	calcita	mag	magnetita
cia	cianita	mus	muscovita
clo	clorita	pla	plagioclasa
cod	cordierita	qz	cuarzo
crn	corindón	sil	sillimanita
epi	epidoto	tit	titanita
est	estauroлита	zoi	zoicita
T	temperatura		
P	presión		
μ	potencial químico		
f	fugacidad		
CPS	Cordón de la Piedra Santa		
EPS	Ectinitas de la Piedra Santa		
CPCh	Complejo Plutónico del Chachil		

APENDICE II

Método de conteo de puntos en los diagramas estereográficos

El método de Kamb (1959) toma en cuenta el tamaño de las muestras para establecer el área de conteo óptima para cada una de ellas y así poder evaluar uniformemente muestras con muy diferente cantidad de datos. Este método calcula un número esperado de puntos para una distribución aleatoria y computa la desviación numérica de los datos observados con respecto a ese valor. Luego se grafican los distintos valores en unidades de desviación estandar. La principal ventaja utilizada en este trabajo con respecto al clásico método de Schmidt, reside en darle a los diagramas un rango estadístico y valorar de una forma más significativa las muestras con escaso número de datos. La áreas marcadas en los diagramas son más pequeñas mientras mayor es la cantidad de muestras y, por lo tanto, definen con mayor precisión la distribución espacial de las direcciones preferenciales.

APENDICE III

Terminología estructural

La terminología usada para la información de carácter estructural es la que usualmente se encuentra en los trabajos de esta temática. El aspecto más importante para considerar reside en el uso de los términos foliación, clivaje y esquistosidad, que se describe a continuación:

FOLIACION: se utiliza como término genérico para designar a la anisotropía planar de la roca, causada por procesos deformativos y/o metamórficos.

CLIVAJE: se utilizan los términos clivaje de fractura y de crenulación en el sentido tradicional y conocido de ambos. El primero hace referencia a una anisotropía planar espaciada, causada por fracturación subparalela de la roca. El segundo designa a una fábrica planar pre-existente, crenulada, que desarrolla otra estructura de foliación apretada superpuesta.

ESQUISTOSIDAD: se utiliza para el caso de estructuras planares continuas, generadas por el arreglo paralelo de minerales planares a causa de una recristalización total de la roca.

Cada evento de deformación acotado relativamente en el tiempo, se denomina con una letra "D" y un sufijo que indica su orden cronológico de secuencia: "D1" corresponde al primer evento de deformación; "D2", al segundo y así sucesivamente.

La denominación de las superficies representativas de foliaciones originadas en cada evento deformativo se realiza a través de la letra "S", con un sufijo numérico que denota a cual de esos eventos pertenece: "S1" es la primera foliación causada por el episodio de deformación D1; y así sucesivamente. La estratificación sedimentaria se denomina "S_s".

La disposición subparalela de elementos lineares de la roca (minerales, ejes de pliegue, boudinage, etc), conocida como "lineación", es expresada con la letra "L" y un sufijo numérico

similar al caso anterior.

La terminología usada se adapta a los conceptos de Borradaile et al. (1982) y Dennis (1987).

APENDICE IV

Técnicas de rayos X

Con el fin de hacer determinaciones sobre la variación de la abundancia de Fe y Mg y Si y de la proporción relativa de Na y K de las muscovitas de las rocas del CPS, se realizaron análisis de difracción de rayos X con dos metodologías diferentes. Para el primer caso, siguiendo el método propuesto por Sassi y Scolari (1974), se determinó el valor de b_0 (espaciado lateral de la celda del mineral), el cual es un buen indicador del contenido de Fe y Mg de las muscovitas (contenido en celadonita). El análisis se efectuó sobre pequeñas lascas pulidas a espejo y cortadas perpendicularmente a la esquistosidad para definir mejor los picos en el diagrama. Se leyeron los picos de (060) de mica, usando como referencia el pico (211) de cuarzo, barriendo el rango 59 a 62 grados (2θ). Se diferenciaron fengitas de muscovitas de una forma clara.

Para completar la información petrológica sobre las micas blancas, se determinó el espaciado basal d_{002} , el cual es una medida indirecta de la relación Na/(Na+K) de las mismas. Esto se realizó siguiendo la metodología de Zen and Albee (1964), leyendo los valores de (002) de muscovita con referencia al pico (010) de cuarzo, para lo cual se barrió el rango comprendido entre 8 a 9.5 grados (2θ) saltando luego a 26 a 27 grados (2θ).

Todas las determinaciones se realizaron en el laboratorio de difracción de rayos X del Centro de Investigaciones Geológicas bajo la supervisión del Lic. Jorge H. Maggi. El aparato utilizado fue un Phillips PW 1011.

APENDICE V

Volumen molar de las fases minerales usadas en las reacciones metamórficas *

	<u>cm³/mol</u>	
mus	140,83	
bio	150,5	(flogopita ferrosa)
cod	237,1	
hem	30,27	
ab	100,04	
an	115,11	
gra	115,11	(almandino)
clo	213,6	
and	51,5	
H ₂ O	24	
qz	22,7	
epi	135,	(clinozoicita)
tk	29,05	(intercambio tschermak)
cf	3,15	(intercambio de Fe ⁺² por Ca)

* Todos los datos están tomados de Holland (1989), o calculados en base a la metodología propuesta en ese trabajo.

APENDICE VI

Tratamiento de las muestras para datación K/Ar

Las muestras fueron trituradas y tamizadas, recuperándose el material pasante del tamiz ASTM Nro. 230 (63 μm). El polvo obtenido fue decantado en agua en varias oportunidades, separándose la fracción precipitada y trabajando con la fracción en suspensión. Siguiendo la metodología descrita por Hutchison (1971), se obtuvo cada muestra final correspondiente a una fracción menor a 10 μm . Como verificación se efectuaron difractogramas de polvo de cada muestra, los cuales indicaron la presencia de muscovita como mica clara, sin rastros de illita en ninguna de las muestras, con lo que se concluyó que todas las rocas datadas son francamente epimetamórficas, sin micas de origen clástico. El contenido de potasio fue determinado por espectrofotometría de absorción atómica en el laboratorio del CIG y los valores obtenidos fueron suficientemente elevados como para brindar una buena información (en todos los casos contenidos mayores a 2 %). La determinación de Ar y los cálculos radimétricos finales se llevaron a cabo en el Institut Dolomieu, Grenoble, Francia, por el Dr Michel Bonhomme.



BIBLIOTECA

1188