

Estudio petrológico y estructural de las rocas metamórficas y graníticas del sector N-oriental del macizo del Montseny (Prov. Barcelona-Gerona)

Manuel Viladevall Solé

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA Y GEOQUIMICA

FACULTAD DE GEOLOGIA - UNIVERSIDAD DE BARCELONA



BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

ESTUDIO PETROLOGICO Y ESTRUCTURAL
DE LAS ROCAS METAMORFICAS Y
GRANITICAS DEL SECTOR N-ORIENTAL
DEL MACIZO DEL MONTSENY
(Provs. de Barcelona-Gerona)

POR

MANUEL VILADEVALL SOLE

TOMO I

SEPTIEMBRE 1975



A. SAN MIGUEL ARRIBAS, CATEDRÁTICO DE PETROLOGIA Y DIRECTOR DEL DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA Y GEOQUIMICA DE LA FACULTAD DE GEOLOGIA DE LA UNIVERSIDAD DE BARCELONA

C E R T I F I C O :

Que D. Manuel Viladevall Solé ha realizado bajo mi dirección, en este Departamento, el trabajo:
"ESTUDIO PETROLOGICO Y ESTRUCTURAL DE LAS ROCAS METAMORFICAS Y GRANITICAS DEL SECTOR N-ORIENTAL DEL MACIZO DEL MONESINY (PROV. BARCELONA-GERONA)",
para aspirar al grado de DOCTOR EN CIENCIAS.

Y para que así conste, expido el presente en Barcelona a treinta de Septiembre de mil novecientos setenta y cinco.

UNIVERSIDAD
DEPARTAMENT DE PETROLOGIA

fdo. A. San Miguel.

X BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

I N D I C E.

1. INTRODUCCION.	1
1.1. Propósito.	2
1.2. Situación Geográfica.	3
1.3. Situación Geológica. Unidades.	4
1.4. Sinopsis Estratigráfica. Comparación co Areas Adyacentes.	6
1.4.1. Serie Inferior.	6
1.4.2. Serie Superior	11
1.4.3. Correlación con las Areas Adyacentes.	12
1.4.4. Paleozoico Superior	16

2. TECTONICA.	17
2.1. Introducción.	17
2.2. Antecedentes Históricos.	17

2.3. Terminología Usada.	18
2.4. La Deformación Herciniana. Sus Fases.	19
2.4.1. Primera Fase de Deformación.	19
2.4.2. Segunda Fase de Deformación.	20
2.4.3. Tercera Fase de Deformación.	21
2.4.4. Fases Tardías.	22
2.5. Síntesis Estructural.	23

3. METAMORFISMO.	24
3.1. Generalidades sobre el Metamorfismo. Aspectos Físico-Químicos.	24
3.1.1. Terminología Usada.	24
3.1.2. Aspecto Termodinámico y Geoquímico del Metamorfismo.	25
3.2. Metamorfismo Regional. Descripción de las diferentes reacciones del Metamorfismo. Estadios Metamorficos. (Winkler.1970).	30
3.2.1. Metamorfismo Regional Progresivo.	30

3.2.2. Estadio muy Débil.	31
3.2.3. Estadio Débil.	33
3.2.4. Estadio Medio.	36
3.2.5. Estadio Elevado.	44
3.3. Metamorfismo de Contacto.	49
3.3.1. Introducción y Generalidades.	49
3.3.2. Estadios muy Débil y Débil.	50
3.3.3. Estadio Medio.	51
3.4. Metamorfismo Hidrotermal.	58
3.5. Metamorfismo Dinámico.	59
3.6. Conclusiones Generales sobre el Metamorfismo. Relación Metamorfismo-Deformación en el Espacio y en el Tiempo.	60

4. LOS GRANITOS.	66
<u>Introducción.</u>	
4.1. Características y Conocimientos generales sobre los Granitoides de la Región Catalana y Zonas Adyacentes.	66

4.1.1. Zona Catalana.	66
4.1.2. Areas Adyacentes a las unidades Costeras Catalanas.	68
4.2. Consideraciones Generales sobre la géneis de los Granitos.	71
4.3. Descripción Petrográfica General.	73
4.3.1. Características Macroscópicas.	73
4.3.2. Características Microscópicas.	76
4.3.3. Orden de Cristalización.	83
4.4. Estudio Geoquímico de los Granitoides del Montseny.	85
4.4.1. Composición Modal de los Granitos.	86
4.4.2. La Norma.	87
4.4.3. Diagramas. Características químicas de los Granitos.	88
4.4.4. <u>Petrología.</u>	98
4.4.5. Origen de los Granitos. Emplazamiento.	101
4.5. Conclusiones Generales.	107

5. CONCLUSIONES.

109

6. BIBLIOGRAFIA SELECCIONADA.

AGRADECIMIENTOS.

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento:

Al Dr. Alfredo San Miguel, Director del departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Geológicas, Decano actual de dicha Facultad, a quien debo el tema del presente trabajo y la posibilidad de su realización.

A los Drs. Figuerola, Corretgé y Vera del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Salamanca, por su colaboración en la realización de los análisis de elementos Traza, así como su colaboración científica en la realización del trabajo presente.

A mis queridos amigos y compañeros, Drs. Vaquer y Carras del Departamento de Petrología y Geoquímica así como al Sr. Satorra, por la realización de los análisis de elementos Mayores y Trazas y su valiosísima colaboración en la redacción y realización de esta Tesis.

A los Servicios de Espectroscopia y Difracción de Rayos X de la Universidad de Barcelona por su colaboración.

A mi gran amigo y compañero el Dr. Julio Saavedra por su ayuda tanto moral como científica durante nuestra estancia en l'E.N.S.G. y C.R.P.G. de Nancy (Francia).

A todos los Profesores, amigos y compañeros de la Facultad de Geológicas de Barcelona y de l'E.N.S.G. de Nancy (Francia), por su colaboración tanto directa como indirecta en la realización de esta Tesis.

**1-INTRODUCCION.
LITOLOGIA.**

I N T R O D U C C I O N

El Macizo del Montseny constituido por materiales del Paleozoico, Triásico y Terciario ha sido afectado con gran intensidad por la Orogenia Herciniana mediante una elevada Tectonización con tres fases deformativas principales y un Metamorfismo Regional de Baja Presión y Temperatura Elevada, con emplazamiento de una serie de Granitoides que desarrollan a su vez un Metamorfismo de Contacto y traducido este por una fuerte aureola alrededor de estos Granitoides Tardihercínicos ante Estefaniense y correspondientes a la fase Astúrica de dicho Diastrofismo.

Posteriormente todo el conjunto estuvo afectado por los movimientos Alpinos que reactivaron, en parte, toda una serie de fracturas Tardi-emplazamiento de los Granitoides y que han originado la Configuración actual del Macizo.

Este trabajo consistirá en un profundo estudio, que subdividiremos en cuatro capítulos, sobre las características Litológicas y Petrológicas de la Covertera Cambro-Ordovícica, las Deformaciones Tectónicas que han afectado a dicha covertera y al conjunto en general, al Metamorfismo Regional y de Contacto y por último la Petrogénesis de los Macizos Graníticos del Montseny.

1. INTRODUCCION

1.1. PROPOSITO.

El objetivo de esta tesis doctoral constaría de dos partes:

1. La revisión de los trabajos y estudios ya realizados tanto en su aspecto petrológico como estructural.
2. Debido a las características geográficas y geológicas de este macizo, el tener un punto de partida para , en trabajos posteriores, poder realizar el estudio de todo el metamorfismo hercínico que se desarrolla en el paleozoico de las unidades litorales y prelitorales de la costa catalana y, de esta manera tener un posible punto de apoyo.

Con esta idea propuse al Dr. Alfredo San Miguel, la dirección de esta tesis, debido a sus conocimientos y trabajos realizados en el ámbito costero catalán. Esta propuesta fue muy de su agrado y una vez más le doy las gracias por la ayuda tanto moral como científica que me ha prestado.

El interés que supone la realización de este trabajo una vez realizados los estudios en el Paleozoico Superior del Tividabo (Barcelona) por el Dr. Vaquer, en el Paleozoico Inferior en el Pirineo oriental por dos Drs. Carreras, Santanach, y Estevez, por las escuelas francesas de Nancy, Paris, Toulouse, Montpellier etc., y las escuelas holandesas de Leiden, sea su correlación con dichas áreas para dar una visión global del Paleozoico del NE.

1.2. SITUACION GEOGRAFICA.

El macizo del Montseny se situa a NE. de Barcelona Capital, y encuadrado, parte en la provincia de Barcelona y parte en la de Gerona. Su altura máxima, el Turo de l'Home, cuenta con 1712 m. y es la mayor altura al sur del Pirineo oriental así como de las cadenas costero-catalanas.

Según Llovet (1945) esta región se hallaría incluida dentro de las comarcas naturales del Vallés, La Plana de Vich y la Seva. El límite septentrional lo compondrían las lomas graníticas al norte de Viladray hasta el "Coll de Ravell" descendiendo por el valle de la riera de Arbucies, que formaría el límite nor-oriental, hasta hallar la confluencia con la riera de Breda y el río Tordera al este. El borde sur-oriental pasaria por el río Tordera hasta su cambio de dirección, siguiendo en línea recta hasta el río Congost en su paso por el municipio de la Garriga. Por el oeste remontaría el valle del Congost hasta la localidad de Aiguafreda en donde remontaría la riera Martinet hasta las inmediaciones de Seva, formando el límite nor-oriental. Desde esta localidad remontaría aproximadamente el valle del Gurri en contrándonos con la riera Major al norte de la región.

La zona de cartografía geológica propuesta para esta Tesis, abarcaría en parte los límites septentrionales y nor-orientales así como parte del sur-oriental hasta llegar a la inflexión que produce el Tordera. El límite occidental sería el mismo río Tordera hasta las proximidades del Coll Formic, siguiendo luego en línea reactiva hasta la carretera Seva - Viladrau pasando por el Brull, total algo más de 200 Km.² topográficos.

La zona de estudio estructural y petrológico sería más reducida que la anterior, una 3/5 partes del Macizo y la delimito al norte y nor-oeste por la riera de Arbucies, al sur y sur-este por el Tordera y al sur-oeste y nor-oeste por el mismo Tordera pasando por Sant Marçal.

1.3. SITUACION GEOLOGICA. UNIDADES.

En el ambito catalán podemos incluir tres unidades geológicas bien diferenciables.

1. Unidad costero catalana con tres subunidades.

A.- Cadena litoral catalana, que va del Cabo Bagur hasta Villanueva y Geltrú, de dirección NE.-SW y compuesta por materiales, en su mayor parte, graníticos y metasedimentarios del Paleozoico inferior, Cambro-Ordovícico, en Mataro, Montnegre y Bagur. El Paleozoico superior, se halla bien desarrollado en el Tividabo, posiblemente exista en este macizo el Cambro-Ordovícico, en el Montnegre y siendo sus dataciones inexactas en el macizo de Bagur, cuyas rocas calcáreas no se han podido datar. Más hacia el SW en los macizos de Garraf afloran el Secundario y Terciario.

B.- Cadena prelitoral catalana, de dirección NE-SW sigue paralela a la cadena litoral y va desde Gerona capital hasta Tortosa, situandose en esta los sistemas montañosos más importantes de Catalunya, entre ellos el Montseny.

La parte más septentrional de esta cadena esta compuesta esencialmente por materiales graníticos y del Paleozoico inferior Cambro-Ordovícico y que ocuparían la mayor parte del macizo de las Guilleries y la mitad Oriental del Montseny.

La mitad Occidental de este macizo del Montseny estaría ocupada principalmente por rocas del Ordovícico superior, Silúrico, Devónico, Carbonífero (la existencia de materiales del Pérmico no ha sido demostrada consuficiente claridad) y del secundario y terciario.

La parte central de esta subunidad la compondrían materiales del Paleozoico inferior y superior con algunos "stocks" graníticos, Capellades, pero fundamentalmente por las rocas de la cobertera Secundaria - Terciaria. Más hacia el SW, volvemos a encontrar en la región del Priorato un Paleozoico, sobre todo superior, muy bien desarrollado (Puschmann 1970) junto con rocas de origen endógeno.

C.- Depresión prelitoral, que separaría las dos subunidades anteriores, empezaría en los macizos del Montseny-Montnegre, hasta el mar, formando parte del litoral tarraconense. Esta depresión se encuentra rellena por materiales del Mioceno-Plioceno que recubren el zocalo hercínico del Montseny-Montnegre.

2. Unidad Pirenaica.

Unidad de dirección E-W. compuesta en su parte oriental por materiales del Paleozoico inferior y superior, sobre un substrato granítico Precámbrico gneisificado (Guitard 1970). La cobertera secundaria y terciaria se desarrollaría mal en el Pirineo Oriental.

3. Depresión del Ebro.

Esta unidad seguiría los límites de la cadena prelitoral y pirenaica con el umbral de la Garrotxa y una subunidad que formaría la fosa del Ampurdan. Los materiales serían Secundarios y Terciarios.

La evolución de estas tres unidades están íntimamente relacionadas entre sí.

Los materiales del Paleozoico de las cadenas costeras y pirenaica, tanto bajo el punto de vista estructural como evolutivo, forman parte de la misma gran unidad, LA CORDILLERA HERCINIANA, y como tal comparables.

La Orogenia Alpina en sus diferentes fases, presenta caracteres específicos entre Pirineos y Catalánides que sólo condiciona la megaestructura regional de los afloramientos hercínicos ya que éste raramente aparece afectado con cierta intensidad por las deformaciones alpina.

1.4. SINOPSIS ESTRATIGRAFICA. COMPARACION CON LAS AREAS ADYACENTES.

Introducción:

La falta de yacimientos fosilíferos en toda el área del Paleozoico profundo del Montseny, en parte debido al metamorfismo, obliga buscar en áreas próximas, su posible correlación. Tales áreas serían: Pirineo Oriental y Central, Cerdeña y Cordillera Ibérica.

Los materiales que componen el Paleozoico estudiado serían: Gneises leucócratas, esquistos cuarzo-feldespáticos, rocas carbonatadas y calco silicatadas y todo un complejo alterante de cuarcitas, grauvacas y pelitas. Las rocas endógenas que ocupan la mitad de la región, serán tratadas en un capítulo aparte.

Subdividiremos todo el Paleozoico metasedimentario, en dos series estratigráficas diferenciables en el espacio, denominandolas SERIE INFERIOR y SUPERIOR.

1.4.1. Serie Inferior.

También denominada de Mosqueroles-Montsoriu compondría toda la vertiente SE. del presente estudio.

Techo de la Serie.: Compuesto por una facies pelítica con pequeños niveles cuarcíticos y rica en minerales del metamorfismo; observable en la zona de Mosqueroles cerca del río Tordera pasando hacia Gualba-Riells a una facies pelítica mucho más cuarzo-feldespático, para de nuevo pasar a la facies pelítica en Montsoriu.

La facies pelítica presenta pequeños lentejones carbonatados con elementos silíceos y más o menos marmorizados. La zona de Gualba-Riells, de composición mucho más cuarzo-feldespática, las lentillas carbonatadas son mucho más abundantes sobresaliendo en ellas grandes masas con potencias que pueden alcanzar hasta los 30 m., estas son muy ricas en minerales del metamorfismo hallándose intercaladas con ellas niveles de cuarcitas s.s. (fig. 1).

Muro de la Serie.: lo compondrían una serie de gneises leucócratas, ricos en feldespato potásico y plagioclasa con niveles más silíceos. Estos gneises los denominaremos G.A., G.B. y G.C.

Litología.-

Los Gneises: dentro de esta facies distinguiremos tres tipos de aspectos tanto mega-microscópicamente como en composición.

1. Gneises de tipo A. (G.A.) ó de Montsoriu-Riera de Arbucies, ricos en feldespato K., de grano medio a grueso, triclinicidad elevada y fuerte pertitización (Tabla nº1) sin macla de microli na aparente así como la de Kalsbad. Pueden existir hasta tres generaciones, hallándose las de origen primario como megacristales que sobresalen de la matriz (Lam. 1, fot. 1). La plagioclasa, del tipo albita, albita-oligoclasa ácida, es inferior en modo al del tipo feldespato K. aunque más hacia el sur en "Coll de N'Orri" es mayorista y también se presenta en megacristales. A semejanza de los feldespatos K. se observan varias fases, siendo las de origen metamórfico, granoblásticas elongadas con zonación incipiente y generalmente con macla de albita.

El cuarzo, abundante, es granoblástico elongado (Cramp ton 1963), siendo poligonal los más tardíos. Las micas son generalmente biotitas, ricas en magnesio y desestabilizadas a Clorita secundaria; son escasas y no puede apreciarse una existencia de granos primarios. La moscovita, es siempre secundaria y generalmente tardía. (ver capítulo del metamorfismo).

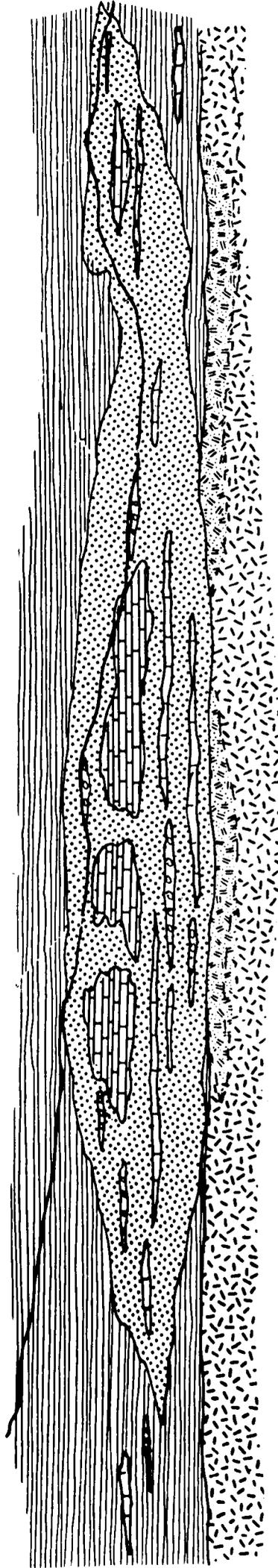
Los accesorios lo componen circón, rodado, alotriomorfo, agrupado y formando bandas junto apatitos alotriomorfos. Estos últimos se pueden presentar con textura idiomórfica y se hallan generalmente aislados. Tanto los circones como los apatitos alotriomorfos son de origen primario.

SERIE INFERIOR

MOSQUEROLES

GUALBA

MONTSORIU



(Modelo Interpretativo)

 facies pelítica

 " cuarzo-feldespática

 " calcareo - dolomítica

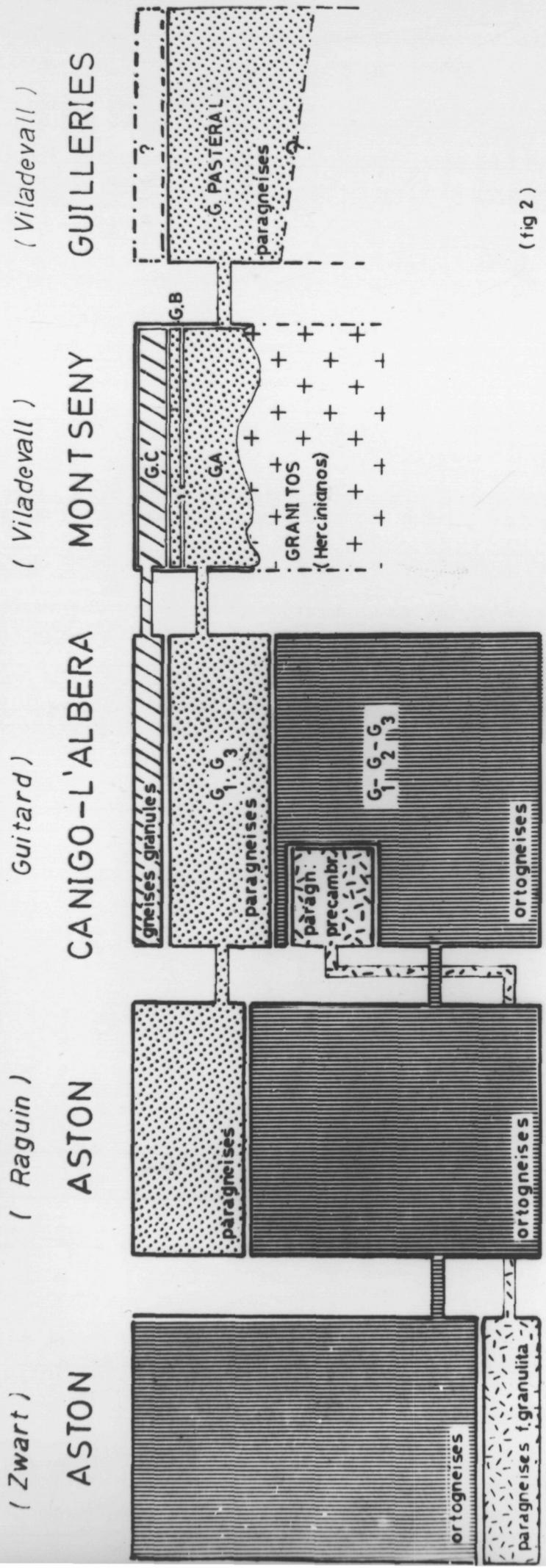
 cuarcitas y gneises C

 gneises B

 gneises A

 topografía actual

(fig 1)



(fig 2)

Equivalencia entre diversos grupos de Gneises dados por Zwart, Raguin y Guitard.
 Elaborado por Carreras y modificado con inclusion del Montseny - Guillerries por

Los apatitos idiomórficos, turmalinas y opacos (magnetita, ilmenita y sulfuros), serían de origen tardío. La esfena es subidiomórfica (1).

Como mineral típico del metamorfismo, el granate con características de Almandino-Espesartina, no habiéndose podido determinar con exactitud debido a su escasez y por consiguiente imposibilidad de tratamiento analítico.

Las características petrográficas, estructurales y de composición que presentan estos gneises hacen pensar en un origen arcósico ácido provenientes, los más potásicos, de graníticos a megacristales ó porfidos graníticos de tendencia alcalina (gra. calcoalcalinos). El subgrupo más sódico podría proceder de granitos más sódicos ó bien de rocas de origen volcánico como cuarzo-keratófidos sódicos.

2. Gneises de tipo B. (G.B.) ó de Gualba-Montsoriu, de marcado aspecto leucocrático, algo mayor que los G.A., de grano fino, excepcionalmente a megacristales, menor proporción de máficos, mayor en cuarzo y muy ricos en plagioclásas ácidas aunque presentan feldespato K. de características similares a los anteriores. Como los G.A. tienen diversas generaciones de dichos minerales, textura similar así como los mismos minerales secundarios con su disposición peculiar. (Lam. 1, fot. 2).

Afloran predominantemente en la zona Oriental de Gualba y en algunos puntos de la carretera Breda-Arbucies y en el camino al castillo de Montsoriu. Su posición sería la del techo de los G.A. aunque su determinación viene complicada por la fuerte tectonización que han sufrido y en mi opinión es que se hallarían formando lentejones entre G.A. y los micaesquistos pelíticos ó con los cuarzo-feldespáticos.

Su origen pudiera ser el de una meta-arcosa rica en cuarzo y de grano muy fino. No obstante cabe la posibilidad de un origen volcánico como el de una meta-toba tal como apreciaron los señores Macaudière, Marignac y Guillou, profesores de la Escuela de Geología de Nancy (Francia) cuando les mostré unas muestras de estos gneises. (comunicación oral).

3. Gneises del tipo C. (G.C.) ó gneises lenticulares algo leucocráticos y que afloran en el matgen occidental de la riera de Gualba.

Estos gneises se hallan generalmente interestratificados con los esquistos cuarzo-feldespáticos, excepcionalmente intercalados en la facies pelítica ó en su base tal como se observa en la carretera de Breda - Arbucies.

(1) Su origen será discutido en el capítulo del Metamorfismo.

Su composición es mucho más pelítica que los dos anteriores aunque su composición puede ser muy diversa. Generalmente contienen minerales del metamorfismo como Andalusita-Cordierita-Estaurolita, lo que nos da una idea de su composición aluminica. Otras veces están compuestos solamente de plagioclasa albita-oligoclasa ácida y biotita desestabilizada siendo el cuarzo ausente (Lam. 1, fot. 3) y ricos en accesorios tales como circón y apatito. Uno de sus aspectos dominantes sería los que se hallan comúnmente esencialmente por cuarzo y minoritariamente plagioclasa y microclina.

El origen de estos gneises pienso que sería el mismo de los dos anteriores aunque su dispersión me inclinaría más sobre origen volcánico-sedimentario removido (tuf remanie).

Debido a su posición, supra G.A. y G.B. y dispersión, he incluido todos estos tipos de gneises dentro de un mismo grupo G.C.

4. Facies Cuarzo-Feldespatica. 6 esquistos de Berenguer. Componían la mayor parte de la serie inferior. Inicialmente debutaría con una facies muy feldespática en contacto con los G.A. y G.B. que pudiera confundirse ocasionalmente con los gneises mencionados. Esta subfacies se desarrolla ampliamente en los alrededores del castillo de Montsoriu. (Lam. 1, fot. 4). Generalmente se caracteriza por su gran contenido en cuarzo-feldespato, formando bandas de pequeño espesor y bandas de elementos micáceos ricas en minerales del metamorfismo y feldespato plagioclasa. Este aspecto listado puede apreciarse en (Lam. 1, fot. 5) en el que parece reconocerse una estructura de "graded bedding" relictas.

Los feldespatos y el cuarzo al igual que en los gneises, se los puede diferenciar en dos ó más generaciones, y al igual que en las rocas anteriores las mismas características para los accesorios, circón, apatito, esfena, turmalina, etc.

El límite de esta facies es impreciso como ya veremos en la serie superior. Posee intercalaciones de rocas carbonatadas y cuarcíticas que describiremos seguidamente.

5. Cuarcita. Se observan en forma de lentejones intercalados con las rocas calcáreas y dentro, por regla general de la facies descrita anteriormente. Su tamaño es variable, 2 cm. y excepcionalmente 50 cm.

Su composición es fundamentalmente cuarzosa 90% ó más (Análisis modales adjuntos), plagioclasa ácida y ocasionalmente biotita desestabilizada. Los niveles próximos a los carbonatos contienen minerales calco-silicatados del metamorfismo (Lam. 1 fot. 6) siendo una característica de estos niveles su elevado contenido en circón alotriomorfo agrupado en bandas así como apatitos y esfenas subideomórficas. (Lam. 1, fot. 7).

El origen de estas cuarcitas serían el de una roca muy detrítica, arenisca, rica en minerales pesados.

6. Rocas Carbonatadas. Como se observa en la (fig. 1) se presentan de forma masiva o bien en lentejones, siendo los primeros más ricos en sílice y dolomita que las segundas (ver análisis adjuntos tab. n^o 2).

La estructura es bandeada con algunas intercalaciones de esquistos y excepcionalmente cuarcitas. Los carbonatos masivos de Gualba pueden presentar una serie de diques de aplitas-pegmatitas y pórfidos intercalados en la estructura bandeada.

La composición es fundamentalmente carbonatada con CO_3Ca dominante llegando a alcanzar en las bandas blanco rosáceas hasta un 99% en carbonato cálcico. Las bandas verde-oscuro pueden contener hasta un 30% ó más de dolomita y se reparten de forma desigual. La geometría de estas grandes masas y lentejones es, ovoidal con una parte central mucho más rica en carbonatos con una repartición anteriormente mencionada; la periferia es, también bandeada pero algo más rica en sílice y feldespatos. Este bandeado podría representar una estratificación original obliterada por las fases de deformación orogénicas.

Todas estas rocas carbonatadas, a excepción de algunos lentejones y en la parte central de las grandes masas, son muy ricas en minerales calco-magnesianos-silicatados, predominando en las zonas en donde la dolomita-calcita se desarrolla junto con el cuarzo y excepcionalmente filitas. Los minerales accesorios, tales como circón-apatitos, son frecuentes dentro de las microfacies que representarían las bandas más silicatadas

La parte superior, así como en los bordes de estas rocas carbonatadas masivas, se desarrollan calcoesquistos, que generalmente adquieren espesores muy limitados y en según que sectores se hallan ausentes. Estos calcoesquistos son del mismo aspecto y textura que los cuarzo-feldespáticos, aunque su composición varía debido a una mayor proporción en calcio y magnesio que se traduce por una serie de minerales calco-silicatados originados por los procesos metamórficos. (Lam. 2, fot. 1)

La disposición y estructura de esta serie calcárea englobada dentro de la serie cuarzo-feldespática, originariamente detrítica, me dio que pensar si no se trataría de una facies tipo Biohermal, aunque su composición, predominantemente calcárea, con bandas más dolomíticas y formando una facies fuertemente listada, principalmente en su parte superior de las grandes masas hace formular una hipótesis sobre un "Algal-Mat" típicos en el paleozoico inferior del hercínico europeo. (F. Calvet, comunicación oral) (Lam. 2, fot. 2).

7. Esquistos Pelíticos. Facies muy rica en elementos micáceos, minerales silico-alumínicos y ferro-magnesianos, sobre en cuarzo y feldespatos, estos últimos cuando existen son del tipo microclina-ortoclása de triclinicidad alta y plagioclása albita de origen ambos, por lo que a mi apreciación se refiere, metamórficos ó deutéricos.

Esta facies es observable en Mosqueroles y en la carretera de Breda - Arbucies. En la parte de Mosqueroles no se observa el muro aunque si se intuye el cambio lateral a la serie cuarzo-feldespática por el contrario en la parte de Arbucies el muro es claramente los gneises G.B.

Excepcionalmente esta facies presenta lentejones calcáreos, Mosqueroles y río Tordera, siendo estos predominantemente ricos en Ca y muy pobres en Mg, Al, Si y Fe.

1.4.2. Serie Superior.

Generalidades: A esta serie también la denominare "Serie del Montseny" y se observa en las 2/3 partes del macizo en lo que a rocas de origen sedimentario se refiere.

El muro de esta serie es algo impreciso, ya que el techo de las rocas carbonatadas s.l. tanto puede ser los esquistos cuarzo - feldespáticos, este sería el caso de Gualba y Montsoriu, como los esquistos y micaesquistos pelíticos tal como se observa en Mosqueroles y en el río Tordera. Por esta razón el límite inferior de la serie superior lo hago pasar por un nivel, hipotético a veces, que presenta numerosos nódulos de exudación, de 2 a 3 cm de diámetro, y que por regla general se observa en el inicio de la serie listada pelítica - grauváquica.

Esta serie se halla ligeramente afectada por el metamorfismo regional epizonal salvo en el contacto o en sus inmediaciones con las rocas graníticas en donde se desarrolla una serie de corneanas, corneanas moteadas y esquistos moteados en donde el metamorfismo de contacto se deja sentir con mayor intensidad y de carácter mesozonal. Por esta razón y debido a que mi estudio se centra mayoritariamente al metamorfismo regional, esta serie se ha estudiado con menor detalle.

En rasgos generales, se halla formada por una alternancia de grauvácas más ó menos cuarcíticas y pelitas s.s. de color marronáceo a negro según su contenido en óxidos de Fe, Mn, sulfuros y materia carbonosa, con intercalaciones de niveles grauváquicos más oscuros que se hacen más potentes a medida que se va remontando la serie. En la parte del río Tordera cerca del pueblo del Montseny se observan una serie de pizarras carbonosas ricas en sulfuros que bien pudiera, ser debido a su posición estructural, la base de esta serie con tránsito más hacia el NE a la serie listada grauváquica.

El techo de esta serie, descrita por (Puschmann 1968) en el Avenço y compuesta por esquistos y grauvácas las data como pertenecientes al Caradoc así mismo se encuentran una serie de "schistes troués" descrito por Cavet en el Pirineo y de edad Asgilliense - Caradoc.

La Potencia de las series Carraveilles y Jujols en el Pirineo Oriental sería de 4.000 m.

El Montseny no creo que se alcance esta cifra el total para ambas series sería del orden de los 2.000 ó más.

1.4.3. Correlación con las áreas adyacentes.

Introducción:

Se han seleccionado tres áreas que por sus características geográficas y geológicas puedan presentar un parecido con las facies descritas. Estas áreas serían el Pirineo Oriental, ampliamente estudiada por geólogos españoles tales como Fontboté, Carreras, Santanach, Estevez; escuelas francesas de París, Nancy, Montpellier y, Toulouse y las escuelas holandesas de Leiden, Cerdeña y cadena Ibérica.

Discusión y Edad de las Series Superior e Inferior.

Esta comparación-correlación s.l. con las áreas mencionadas, la creo más correcta en función de la descripción de las series Inferior y Superior del Montseny con las tres áreas, que hacer una descripción exhaustiva de estas tres y relacionarlas con las series del Montseny.

De la Serie Inferior cojo como referencia la facies carbonatada puesto que existe, bajo el punto de vista estratigráfico y como veremos más adelante, en las otras tres unidades.

La serie de marmoles calcáreo-dolomíticos descritos por Cabet (1951 a.,b.) y Guitard (1970) en el Pirineo Oriental presentan unas características muy similares a los del Montseny. Estos se hallarían en la base de la serie de Canaveilles (descrita por Cavet), en forma de lentillas (fig. 2) y bancos principalmente calcáreos con potencias apreciables y con una serie de intercalaciones cuarcíticas y de gneises "granulés" (posición similar a los G.C.). La base de esta serie de Canaveilles descendería concordantemente con el techo de los paragneises G₁ de Canigó y Carança (figs. 2 y 3) que por sus características petrográficas equivaldrían a los gneises G.A. y G.B. de la Serie Inferior del Montseny.

En condiciones de Metamorfismo similares, salvo variaciones locales, entre el Montseny y Canigó-Carança y con una mineralogía del mismo tipo tanto en las rocas calcáreas como en los paragneises y esquistos, hace pensar en una composición muy próxima en los sedimentos.

Cerdeña y concretamente la región de Iglesias al Sur de la isla, además de la posición que ocupó durante el Paleozoico (1) presenta la peculiaridad de que el metamorfismo que le afecta es epizonal, salvo el de contacto de un estadio más elevado aunque muy localizado, con lo que la fauna y las rocas originales permanecen en su forma primitiva.

Valera (1965) y Debrenne (1964) dan para la región de Iglesias una serie: muy similar:

<u>Valera</u>	<u>Debrenne</u>
5. Esquistos de Cabilza	
4. Facies de Calcoesquistos	3. Esquistos
3. Calizas Ceroides	2. Metalífero
2. Dolomías	1. Arenaria
1. Arenaria	

La Arenaria viene descrita por Macconi (1965) como una serie compuesta por arcosas basales ricas en moscovita y excepcionalmente biotita y facies ricas en feldespatos potásicos (2) ó plagioclasa ácida, procedentes ambas del desmantelamiento de macizos graníticos precámbricos. Esta serie presenta unos caracteres muy similares a los gneises G.A. y G₁ del Montseny-Canigó.

Las dolomías forman lentejones y son calizas más ó menos magnesianas ricas en Archeocyatides haciendo de transición junto con niveles cuarcíticos (Piovani, 1965) entre el Arenaria y las calizas Ceroides. Estas lentillas no presentan estratificación y se le han dado un origen Biohermal-Biostromal consideración a tener en cuenta ya que según las investigaciones de (Opdyke, 1962) sobre paleomagnetismo, la latitud 30° durante el Paleozoico Inferior para Europa (España y Cerdeña), América y Australia correspondería a la posición de las calizas con Archeocíatides típicas de Biohermes.

Las calizas Ceroides ó Metalíferas aunque no siempre presentes (Tamburrini, 1965), son de grano fino a veces litográficas de tintes rosados y con estratificación difusa.

(1) Según varios autores tales como Zijderveldt al, 1963 y otros, Cerdeña sufrió una rotación y desplazamiento de la primitiva posición que sería al Sur de la Montagne Noir y al Este del Montseny, durante el Secundario-Terciario. (Bernard y Guíllou (B.N.S.G.) comunicación oral).

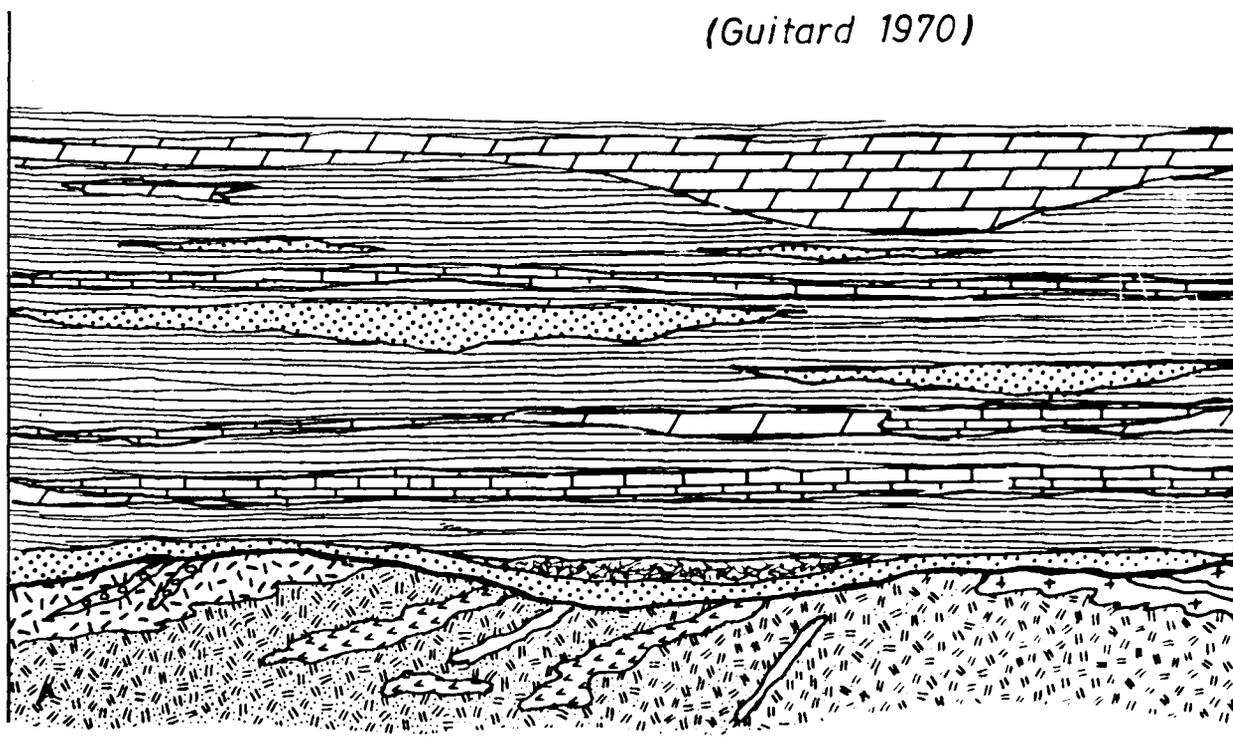
(2) La variación en el feldespatos, el autor lo adjudica a un cambio climático en la denudación originando una selectividad. Mi parecer es que la variación podría ser causada por un cambio del área fuerte. (fig. 2)

MODELO INTERPRETATIVO DEL CANIGO.

Precambrico

-  Aplitas
-  Granito Rapakiwi G_2
-  leucogranitos G_1
-  Granitos alcalinos con ortoleptinitas (Gneises de la Preste)
-  Facies basicas en el granito porfiroide biotitico G_3

(Guitard 1970)



(fig 3)

Cambrico

-  Coladas basicas
-  Arcosas G_1-G_3
-  Calizas y Dolomias
-  Pelitas

Como se vió en el capítulo sobre litología, las facies carbonatadas, Serie Inferior, podría ser originariamente tanto por su composición, geometría y posición en la serie, de tipo Biohermal-Biostromal ó Algal-Mat con muchos aspectos equivalentes a la serie Sarda. Así las grandes masas de Gualba por sus características geométricas y de posición estratigráfica podrían ser equivalentes a la Dolomía Sarda en cambio por su composición y estratificación equivaldrían al Metalífero. De la misma manera esta comparación podría ser válida para los mármoles del Canigó y Carança.

Las características que presenta la arenaria en sus cambios de facies, más ó menos plagioclásicas, así como su variación litológica, siendo más cuarzo-feldespática-pelítica a medida que se sitúa en la base del metalífero para pasar a pelítica en el techo de este, nos recuerda la serie inferior en el área de Gualba-Montsoriu (fig. 1). Estas características de la serie Sarda e Inferior no se especifican el Pirineo aunque si existiría un paralelismo entre los esquistos de Baltag (Guitard, 1970) y los esquistos pelíticos de Mosqueroles.

La relación que existiría entre el Montseny y el sistema Celtibérico-León sería más bien indirecto puesto que la litología es bastante diferente debido sustancialmente a un cambio de área fuente (esquistos precámbricos) y tipo de sedimentación, posiblemente una cuveta más subsidente, dando potencias mucho más superiores a las de la serie Inferior. (fig. 4).

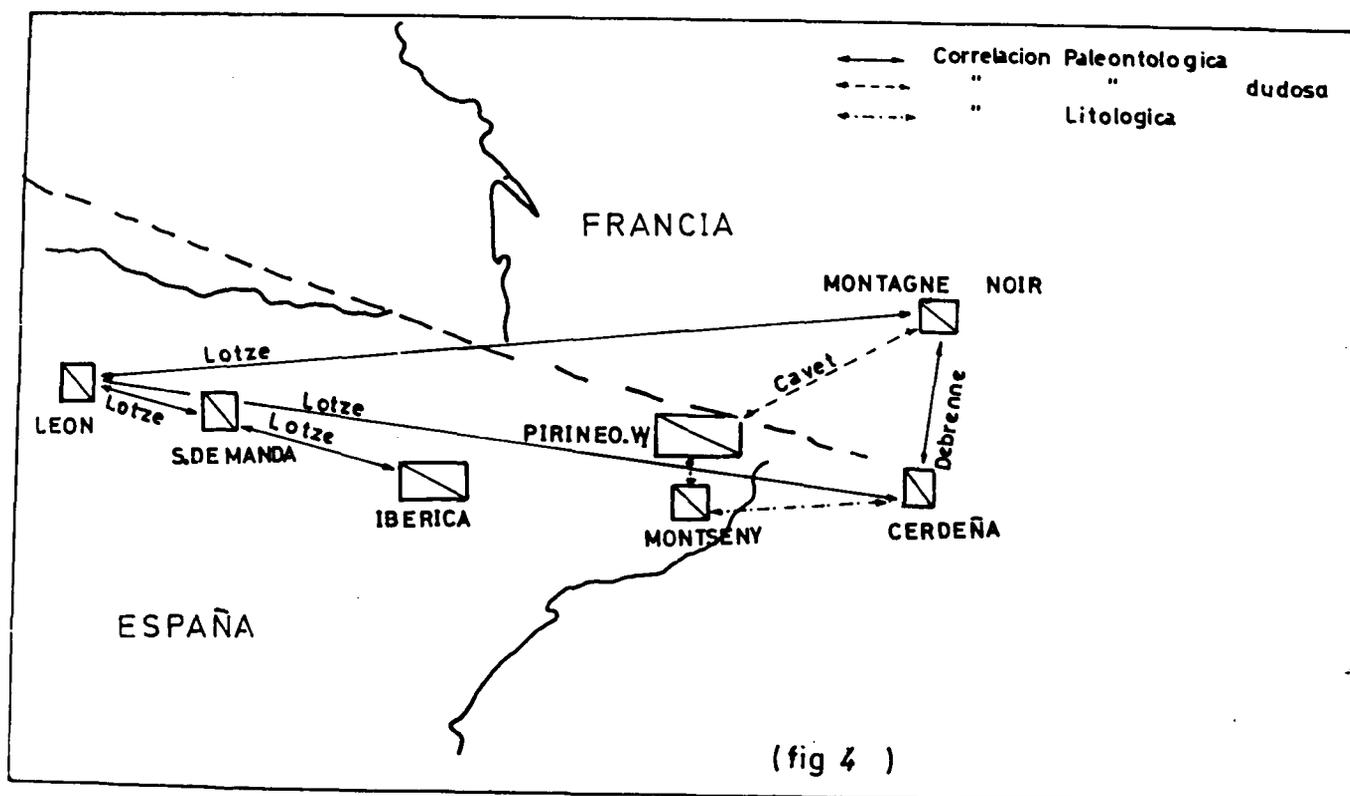
Edad de la Serie Inferior.-

Mediante un estudio correlativo realizado por Lotze (1970) en el sistema Celtibérico (Cadena Ibérica y Sierra de la Demanda), y los Montes de León con la Montagne Noir y Cerdeña (Iglesiente), por Cavet (1951) y Guitard (1970) entre el Pirineo Oriental y La Montagne Noir (1) y Debrenne (1964) entre la Montagne Noir y Cerdeña, así como la similitud entre las Series Inferiores del Montseny, Serie de Canaveilles y paragneises G₁ del Canigó y Carança y la Serie Sarda y Iglesiasiente doy una edad Cambrica Inferior baja a los paragneises G.A. y G.B. de la Serie Inferior, así como una edad del Cambrico Inferior Medio a las rocas Carbonatadas de esta misma serie. (fig.4).

Maureta y thos (1881), Schriel (1929), Ashauer (1935) dan una edad Acadiense a los esquistos del Montseny (2), Van Der Sijp (1950) da a los mármoles de Gualba una edad del Cámbrico medio.

(1) Estos trabajos tendrían una validez puesta tela de juicio puesto que no se esta muy seguro de las especies y su validez, para correlacionarlas con la Montagne Noir.

(2) Estos esquistos equivaldrían a los de la serie Inferior y parte de la Superior.



LLOPIS (1954) da una edad Devónica a los mármoles de Gualba refiriéndose al parecido con los de Bagur (2). Faura y Sans (1913, 1933), Almera (1914) y Pastor (1974) atribuyen a los esquistos (1) una edad Precámbrica (2).

Edad de la Serie Superior.-

Esta serie Alcanzaría desde el Cámbrico Medio-Superior hasta el Ordovícico Superior (Caradoc), presentando una complejidad mucho más elevada bajo el punto de vista correlativo.

La Serie Superior del Montseny equivaldría a la Serie de Jujols del Pirineo Oriental (Cavet 1957) compuesta por esquistos listados (schistes rubanés) esencialmente grauvaquica-pelítica con algunos viveles de escasa potencia cuarcíticos. Para Cavet esta serie se iniciaría en una facies de esquistos nodulosos (3) que coinciden con la base de la Serie Superior del Montseny.

(1) Estos esquistos equivaldrían a los de la serie Inferior y parte de la Superior.

(2) V. Pastor compara los esquistos cuarzo-feldespáticos-pelíticos con la serie "Ollo de Sapo y Vellalba".

(3) Cuarzos de exudación que en el Pirineo Central serían ellos unos conglomerados que formarían la base del Ordovícico.

Tanto para la Serie de Jujols como para la Serie Superior el techo lo formarían los esquistos agujereados (schistes troués de Cavet) que en el Montseny se observarían en L'avenço (Puschmann 1968) y pertenecientes al Caradoc.

Almera (1914) halló lo que parecen ser trazas de Lingulella y probablemente Medusites al Norte de la población del Montseny en los esquistos de la Serie Superior dándole una edad del Cámbrico Superior.

Van Der Sijp, cerca de la hermita de San Segimon, al Sur de Viladrau, observa unas cuarcitas Armoricanas (Arenig). Cavet (1957) en la Serie de Jujols (Pirineo Oriental) observa estas mismas cuarcitas sin correlacionarlas con la cuarcita Armoricana; por otra parte los niveles del Arenig del Languedoc con estructuras llamadas "cone in cone" no los ha encontrado en la Serie de Jujols.

1.4.4. Paleozoico Superior.

Este se desarrolla ampliamente en las zonas del Avenço en el límite Nor-Oeste del Montseny así como en la parte de Vallfornés (ver mapa).

La zona de l'Avenço ha sido estudiada por Puschmann (1968) dando una serie que avarcaría desde el techo de la Serie Superior (Caradoc), hasta el Carbonífero Inferior aunque la serie grauvaquica y conglomerática de unos 25 m. de espesor le da una edad Namuriense-Westphaliense inferior y formarían el techo del Paleozoico Superior. Estas series han sido correlacionadas con el Paleozoico Superior de la Ibérica, Priorato (Tarragona), Menorca y Pirineo Oriental. El Pérmico aún no ha sido descartado del Montseny.

El Paleozoico Superior de Vallfornés fue estudiado por Almera (1914) y a grandes rasgos coincide con la serie de Puschmann de la parte NW.

La Potencia de este Paleozoico Inferior sería de unos 250 m.

2-TECTONICA.

2. TECTONICA

2.1. INTRODUCCION

El Paleozoico Inferior y Superior del Montseny se ha visto afectado por un episodio deformativo Herciniano, (Fontboté y Julivert, 1954) que abarcaría tres fases de deformación tempranas simultaneas con el metamorfismo regional de la zona y varias fases tardias posteriores al emplazamiento de los cuerpos graníticos y su metamorfismo de contacto asociado.

Las fases tempranas se desarrollan en todo el ámbito del Montseny Paleozoico con más o menos intensidad, mientras que las tardias se localizan en zonas muy restringidas y en condiciones determinadas.

2.2. ANTECEDENTES HISTORICOS.

El primer estudio moderno utilizando técnicas microestructurales sobre el Paleozoico del Montseny, lo realizó Van Der Sijp, 1950. Los trabajos anteriores se debieron a los alemanes Ashauer-Teichmuller en 1935 y pueden catalogarse como un trabajo de síntesis del ámbito costero catalán en cuanto al Paleozoico.

Los autores alemanes, observan que los esquistos ordovícicos se hallaban plegados isoclinalmente hacia el SW. con una esquistosidad hacia el NE., que el Culm-Devónico constituirían dos sinclinales de rumbo NW. apreciándose un despegue entre los niveles del Paleozoico Superior y el Inferior plegado isoclinalmente. Este Paleozoico estaría replegado por uno secundario de vergencia SW., salvo en el borde NW. del Montseny con un arrumbamiento NE. con lo que la estructura del Paleozoico Superior e Inferior sería algo distinta. De esto se desprende que para estos autores el eje de transporte a para los sinclinales del Devónico sería NE-SW que coincide con la del Pirineo dada por los autores holandeses y franceses más modernos.

Van Der Sijp distingue dos tipos de esquistosidad, una primera que la denomina "bedding schistosity" paralela a los planos de estratificación y una segunda ó "slip cleavage" oblicua a la primera y muy local. Ambas desarrollan estructuras lineares tales como ejes de micropliegues, lineaciones y crenulaciones. Este autor trata todos sus elementos planares en un estereograma no diferenciando las diversas fases que originaron estas esquistosidades y de aquí que su esquema estructural esté algo confuso.

La dirección de transporte dada por los alemanes, posiblemente mi tercera fase, coincide con la dirección de los micropliegues deducida de los estereogramas que presenta Van Der Sijp de lo que se desprende que la dirección a. de los alemanes sería perpendicular a la del holandes NW-SE.

2.3. TERMINOLOGIA USADA.

Elementos planares:

$S.S$ ó S_0	=	Planos de estratificación.
S_1	=	Planos de esquistosidad desarrollados en la 1 ^a fase.
S_2	=	" " " " 2 ^a "
S_3	=	" " " " 3 ^a "
S_{4K}	=	" de Kink-bands de fase tardía.
S_{4Gral}	=	" de esquistosidad en fases tardías.

Elementos lineares:

lineaciones.-

l_1	=	metamorfica en S_1
l_1	=	de intersección S_0/S_1
l_2	=	metamorfica y crenulación durante S_2
l_2	=	de intersección S_1/S_2
l_3	=	de crenulación y microplegamiento
l_3	=	de intersección S_2/S_3
$l_{3,1}$	=	de intersección S_1/S_3

Ejes de pliegues.-

B ₁	=	ejes de primera fase, no observados, si interpretados.
B ₂	=	" segunda fase.
B ₃	=	" tercera fase.
B _{4K}	=	" Kink-bands tardios.
B _{4Gral}	=	" fases tardias sin cronología.

2.4. LA DEFORMACION HERCINIANA. SUS FASES.

Las tres fases de deformación tempranas que presenta el macizo del Montseny se acompañan en las subzonas de Breda-Gualba-Campins por diversas isogradas metamórficas, siendo las fases tardías posteriores a estas isogradas e incluso a las de contacto originada por las intrusiones graníticas.

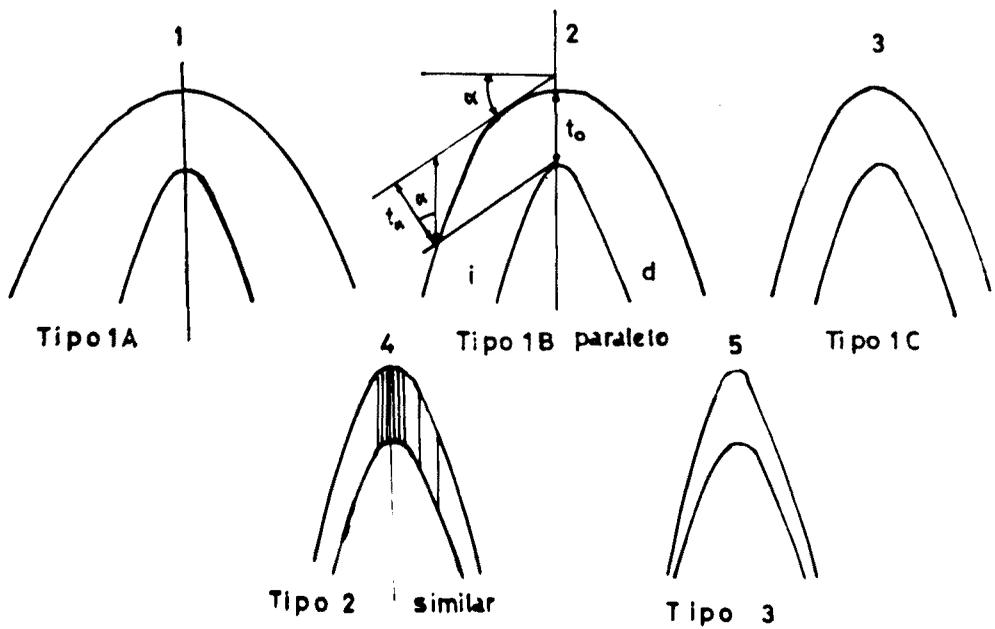
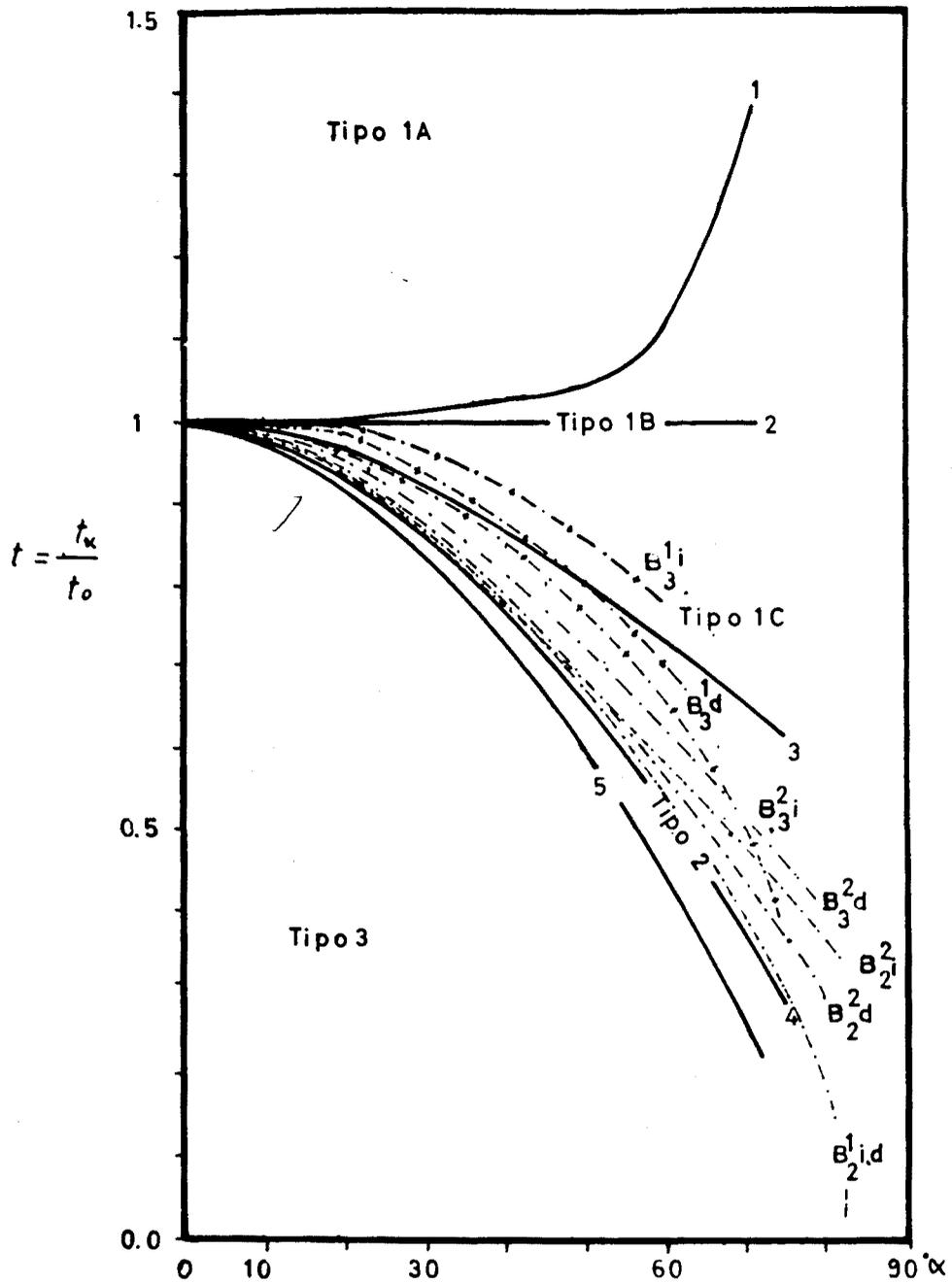
2.4.1. Primera fase de deformación.-

Formadora de una esquistoidad S₁, interpretada macroscópicamente por la geometría cartográfica que originan los gneises de Breda-Arbucies junto con la segunda fase deformativa posterior.

Mesoscópicamente es casi inexistente ya que sólo se observa en algunos puntos de la riera de Arbucies, Gualba y Riells en los gneises, migmatitas y micaesquistos formando la charnela de pliegues isoclinales de tendencia similar (Lam. 3, fot. 1), (fig. 5); de fase dos y en los microlithons desarrollados por la fase dos. (Lam. 3, fot. 2), (Esquema 1, f&g. 1).

Microscópicamente es típicamente de flujo y se observa asimismo en los microlithons y en el interior de los rods de segunda fase. (Lam. 3, fot. 3), (Esquema 1, fig. 2). Esta esquistoidad es típica tanto en la serie inferior como en la superior.

El paralelismo existente entre S₁ y S.S. y que posteriormente queda obliterado por S₂, impide hacer una clasificación cronológica de los diferentes rods originados por la primera o segunda fase a partir de niveles cuarcíticos así como de los originados a partir de charzos de exudación formados durante un metamorfismo mesozonal (Fontelles, 1965), aunque la primera impresión es que se realizaron durante la segunda fase quedando la S₁ plasmada en su interior.



(fig 5)

Tipos de pliegues (RAMSAY, 1967)

No se han observado pliegues originados durante esta fase, aunque sí lineaciones de tipo 1, en un área muy restringida (Km 17 de S^{ta}. Fe-San Celoni). Debido a la escasez de elementos lineares y planares no ha sido posible de determinar ni el eje B ni el A aunque de haberlos mucho nos tememos encontrar nos frente una simetría claramente triclinica debida a la dispersión que originarian las fases posteriores.

2.4.2. Segunda fase de deformación.-

A semejanza con la fase anterior, macroscopicamente es observable a nivel cartográfico dentro de los gneises.

Mesoscopicamente podríamos denominarla la "maine phase" del Montseny, nombre dado por los holandeses a la primera fase pirinaica, originando una esquistosidad S_2 de flujo y muy penetrativa en la serie inferior, de flujo y crenulación en los núcleos de pliegues de filitas y micaesquistos supra gneises y serie superior y de fractura en los niveles cuarcíticos-grauvaquicos de la serie superior.

La esquistosidad de flujo proviene de una transposición, observable en los núcleos de pliegues (Williams, 1972) (Lam. 3, fot. 4) y (Esquema 2, fig. 1) y mediante un ligero giro en los flancos hasta adquirir un paralelismo con S_1 .

Los pliegues que se desarrollan durante esta fase son del tipo 2 y del tipo 1C (Ramsay, 1967) (fig. 5) siendo los del tipo 2 predominantes en la serie gneisica y más hacia el 1C en la serie inferior y superior pelítica.

La dirección de los ejes B_2 se hallaría muy dispersa (estereograma n° 9) causada principalmente por las fases posteriores y probablemente también a la geometría inicial de los materiales originada por la fase primera. Las lineaciones son generalmente de intersección en los flancos de pliegues y de crenulación en la serie superior no metamorfica y de crenulación-metamorfica en las series inferiores. Estas lineaciones vienen representadas en el estereograma n° 2 en donde se observa una dispersión de sur a oeste con una población máxima en el WSW. con simetría de tendencia monoclinica. La causa de esta dispersión sería la misma que para B_2 . Al microscopio se presentan bien de crenulación, "strain-slip" ó de trans posición en las series metamorficas y en el intervalo serie inferior y superior ó bien de crenulación-microplegamiento en la serie superior. (Esquema 2, fig. 1).

Los planos de esquistosidad S_2 , tal como se observa en el mapa estructural adjunto y en los estereogramas 3, 4 y 5 tienen un buzamiento con un máximo hacia el SW., WSW., salvo en las zonas I y II, con tendencia al S., SE., y NW. Estas dos zonas que se encuadran dentro de los gneises y micaesquistos de la serie inferior, que se hallarían debilmente afectadas por la fase posterior, debido en parte a la competencia de estos materiales por su posición ó bien por la recristalización metamórfica sufrida y que actuarían como refractarios. Esta hipótesis vendría corroborada por la presencia de S_3 en los niveles inferiores a los gneises y mármoles compuestos por micaesquistos de la serie inferior. (fig. 7).

Lo que puede deducirse de esta fase es que si bien la S_2 cambia de rumbo, su inclinación es casi constante, salvo en los núcleos de B_3 , y que la dirección original de S_2 sería el de la subarea I, hacia el Sur originados por un plegamiento de tipo isoclinal WNW-ESE que daría en parte la estructura cartográfica actual de los gneises.

2.4.3. Tercera fase de deformación.-

Esta fase tres aunque menos penetrativa que la anterior, se desarrolla en todo el Montseny, a excepción de las facies anteriormente mencionadas.

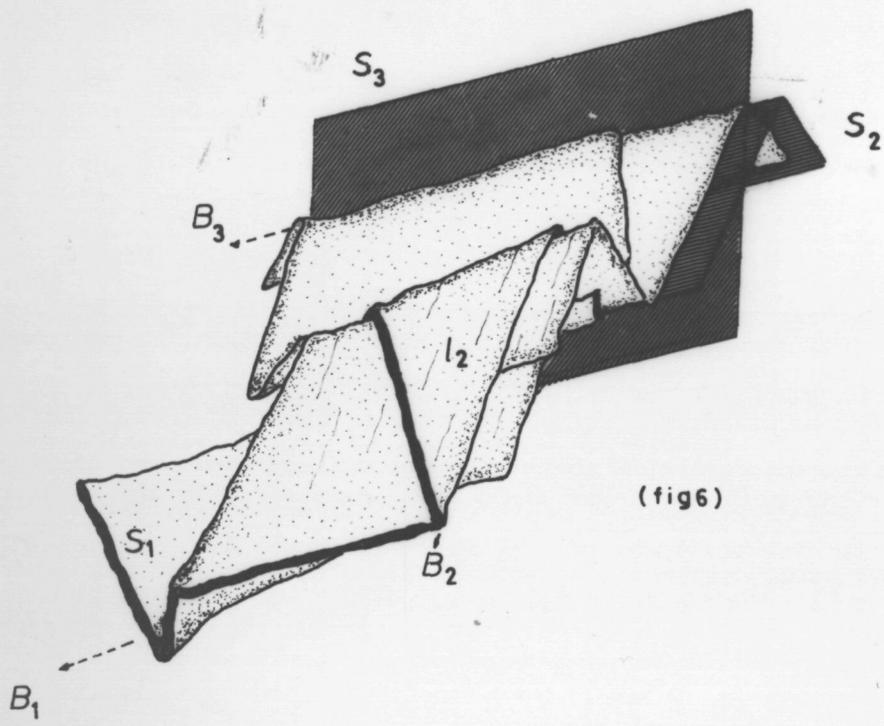
La esquistosidad que desarrolla, generalmente de plano axial, tiene un buzamiento con un máximo hacia el SSW., aunque presentando una dispersión de unos 90° , estereograma 8. La esquistosidad no es de transposición salvo en los núcleos de pliegues (Lam. 3, fot. 1) en donde esta es muy penetrativa, y en los esquistos más superiores pasa a ser de fractura.

Las zonas de su máximo desarrollo son las del Turo de l'Home-Montseny-Palautordera que coincidiría con una mayor penetratividad de los ejes B_3 . Este aspecto hace pensar en un núcleo de un macropliegue de dirección SW-NE corroborado por los estereogramas 7 y 6 pertenecientes a las subareas IIb, IIc, IIIa y IIIb, IIIc, IV y de simetría monoclinica.

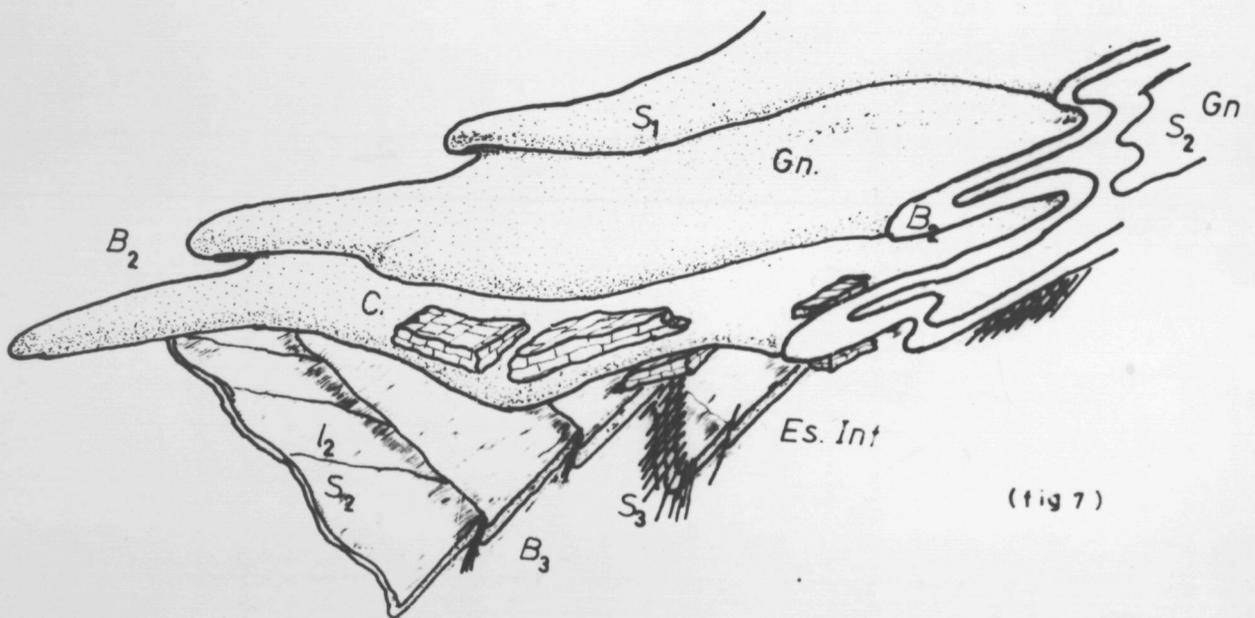
El estudio de los estereogramas de S_2 del mapa estructural nos dan una serie de polos de ejes de pliegues B_3 que se hallarían contenidos dentro de un plano axial de rumbo WNW-ESE, coincidiendo con la dirección pirinaica, y cuyo polo se situaría dentro de los máximos de S_3 .

Los elementos lineales tal como l_3 se originarían por una crenulación ó por un microplegamiento, siendo esta última la más frecuente (Egm. 2, fig. 1). La l_3 aparece de subparalela a muy oblicua con respecto a l_2 (Lam. 4, fot. 2) (Esquema 2, fig. 2)

MODELOS INTERPRETATIVOS



(fig 6)



(fig 7)

con un máximo de dispersión de unos 45° de S. a SW y hacia el SE en Fogars-Canpins. El estereograma en donde se representan, nº 1, se disponen en una simetría monoclinica.

Los pliegues que originan esta esquistosidad son de tipo 1C-2 y 1C-1B (fig. 5) (Ramsay, 1967) aparentemente son de un tipo más paralelo que los B_2 de tendencia similar. El tipo de pliegue que se deduce en esta fase, a mi entender es debido más a la posición del material a plegar en el espacio, que al tipo de esfuerzo, ya que en un mismo afloramiento se observan pliegues de tipo similar y de tipo paralelo. (Lam. 4, fot. 3).

Los estereogramas 7 y 6 nos presentan la dispersión de estos ejes B_3 con una dirección presuminante NE-SW salvo en la subarea IIIa³ con WNW-ESE poco representada en el Montseny aunque sí muy penetrativa en las zonas donde se observa.

Esta perspectiva hace pensar en la hipótesis de una fase tres conjugada, tal como lo muestran diversos autores en los pirineos (fig. 8). Mi parecer así como la de algunos de mis colegas (J. Carreas, comunicación oral) sería el que durante la fase tres se originaría un plegamiento sobre unos materiales ya muy plegados (S_2) con una geometría ya determinada lo que produciría una dispersión de los ejes B_3 sobre una dirección dada.

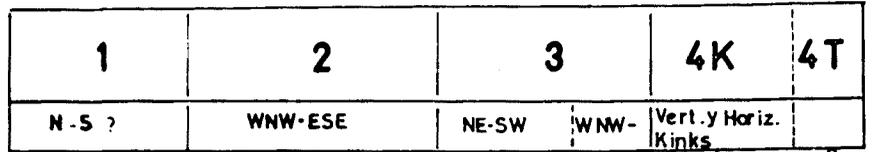
2.4.4. Fases tardías.-

Dentro de estas fases y sin cronología se incluyen Kink bands S_{4K} (Lam. 4, fot. 4) verticales y horizontales, siendo en el pirineo los primeros anteriores a los segundos (Santanch 1972), una esquistosidad de fractura pseudovertical y de rumbo ENE-WSW y localizada en las áreas adyacentes al accidente tectónico del Vallés-Penedes, y una milonitización en las rocas carbonatadas de la zona de Gualba (Lam. 4, fot. 5) con un rumbo aparente perpendicular a la anterior.

Los datos de campo tomados sobre los diferentes Kink-bands no serán tratados en este trabajo ya que se hallan muy dispersos en áreas restringidas. Su génesis es conocida por los trabajos de Matt, 1969, Dewey, 1965, Anderso, 1962 etc. Su interpretación en el ámbito regional, es un tanto oscura, según Zwart (comunicación oral) estos se originarían durante el a bombamiento de un macizo durante una fase tardía, caso probable en el Montseny ya que el aspecto de antiformal podría ser originario de una fase tardihercínica que daría origen a los Kinks, y una vez remodelado por la tectónica alpina dar el aspecto actual del macizo.

MONTSENY

VILADEVALL



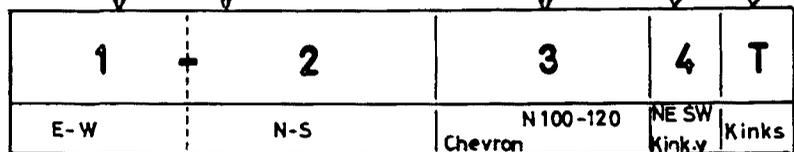
CANIGO

GUITARD



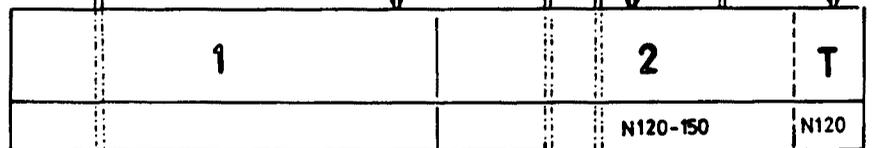
PIRINEO E.

E. MONTPELIER
Segret....



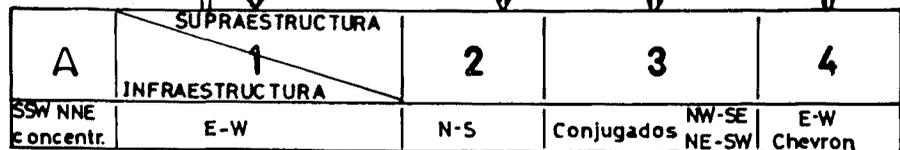
CABO DE CREUS

CARRERAS



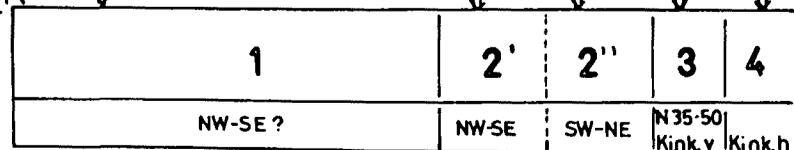
PIRINEO C.

E. LEIDEN
Zwart....



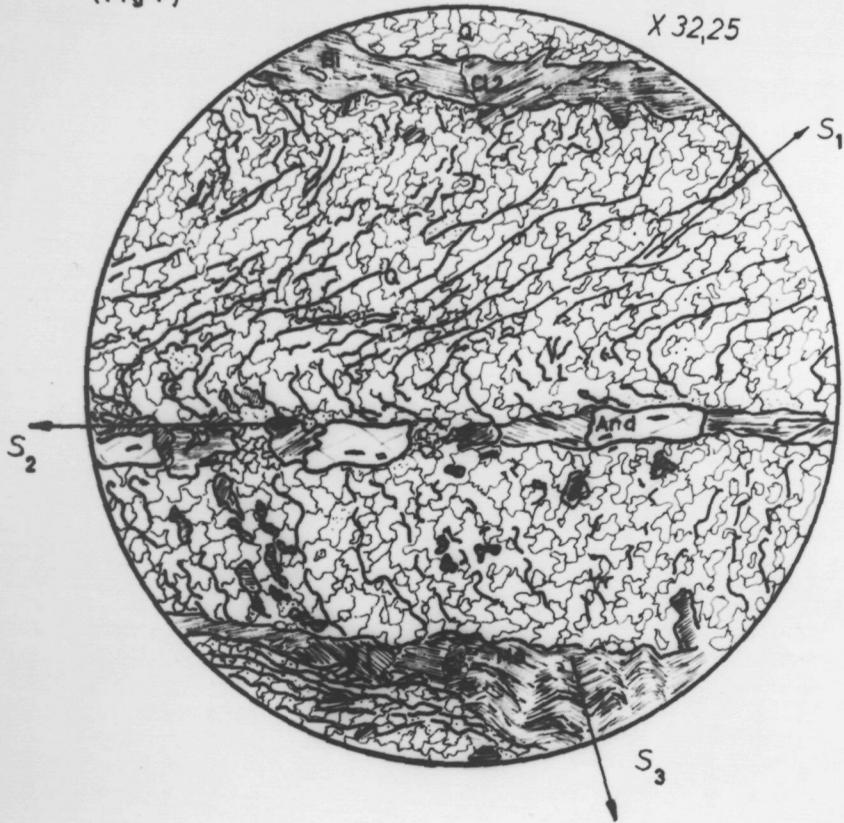
CERDANYA R. TER

SANTANACH



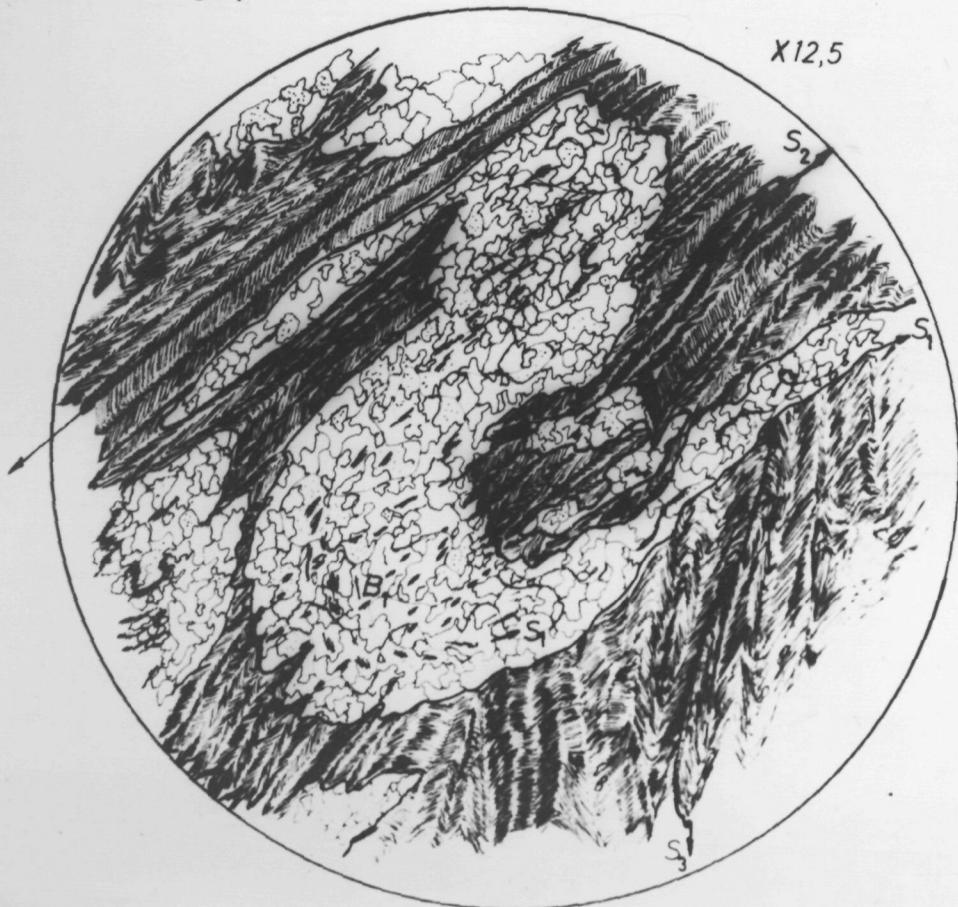
(fig 8)

(Fig 1) N 7706

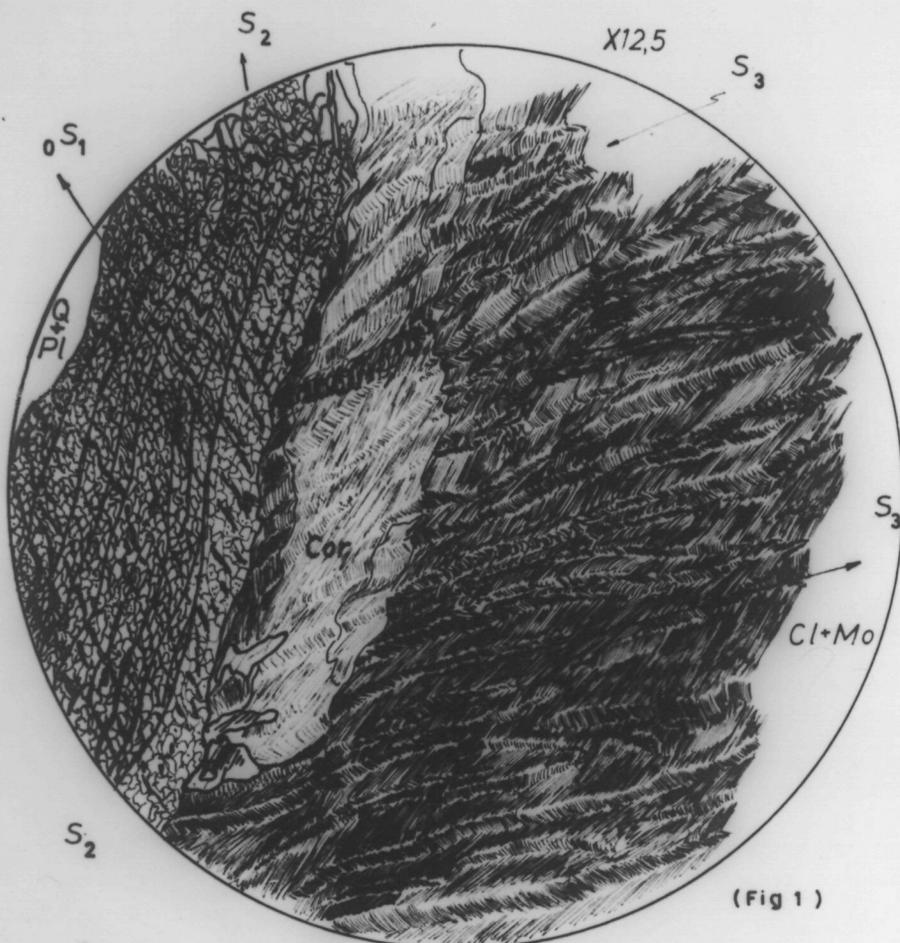


ESQUEMA • 1

(Fig 2) N 7694

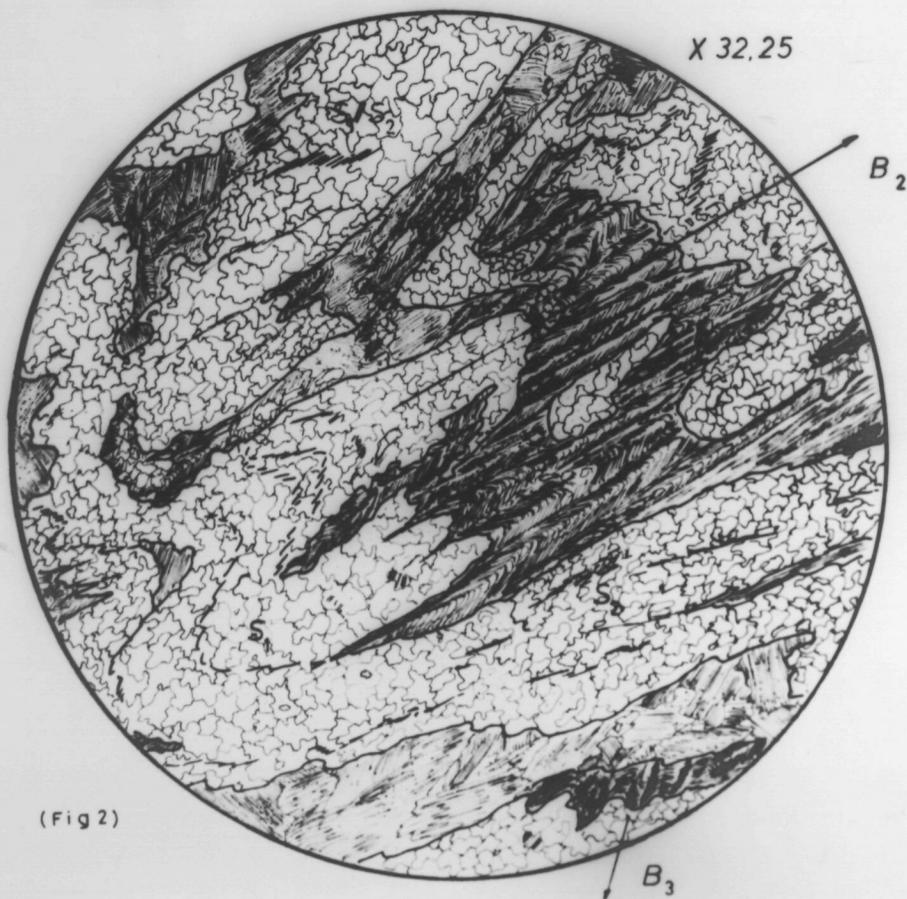


N 153-B



(Fig 1)

N 314(2)



(Fig 2)

ESQUEMA. 2

2.5. SINTESIS ESTRUCTURAL.

Tanto la S_1 como la S_2 parecen tener su origen en un "flattering" ó aplanamiento con un posible eje de transporte para B_2 de dirección N-S. La fase dos desarrolla una esquistosidad de flujo en la serie inferior una de strain-slip, aunque localizada (Mosqueroles), en la serie intermedia y una presomientemente de crenulación con transposición en la serie superior.

La S_3 es por regla general de plano axial, excepcionalmente de transposición y en la serie más superior de fractura. Los pliegues desarrollados en esta fase son SW-NE con una dirección conjugada posible y un rumbo de su plano axial que coincide con la pirinaica.

La posibilidad de flattering ó shear en las tres fases dependería de diversos factores, competencia, refracciones y reflexiones, geometría de los materiales etc, más que a un tipo de "stress" (esfuerzo) para cada caso.

Estas tres fases y tal como se vera en el capítulo próximo tienen una gran importancia en cuanto a la componente P_s (presión del sólido) de las diferentes isograsas que determinan los estadios metamórficos. Si consideramos una potencia estra-tigráfica estandar de más de dos mil metros que darían una presión litostática p_1 , según el estilo de plegamiento, isoclinal asimétrico tumbado para S_1 y S_2 en la serie inferior y más abierto asimétrico tumbado para S_2 y S_3 en la serie superior (fig. 6) podrían aumentar la presión litostática más del doble ó triple en zonas determinadas para con lo que el metamorfismo cambiaría de estadio.

La tectónica alpina no formará parte de esta síntesis estructural, salvo decir que la gran falla del Vallés así como sus asociadas y conjugadas serían tardihercinianas reactivadas durante el Alpino dándole la morfología actual al macizo. (Hipótesis aleatoria y a considerar en un futuro).

3- E L

METAMORFISMO.

3. METAMORFISMO.

3.1. GENERALIDADES SOBRE EL METAMORFISMO. ASPECTOS FISICO-QUIMICOS.

Definición: El Metamorfismo es la transformación mineralógica y estructural de las rocas, conservando el estado sólido, debido a que las condiciones fisico-químicas que rigen a cierta profundidad son distintas de aquellas bajo las cuales se formó la roca (Winkler 1965, Turner 1968, Carreras 1972).

Miyashiro (1974) lo define como una serie de cambios, mineralógicos y estructurales de las rocas que pueden ser observables, y como tal comparables a los procesos de Diagénesis y Meteorización.

3.1.1. Terminología Usada.-

Debido a la gran variedad, en cuanto a terminología se refiere, dentro del Metamorfismo, propongo una terminología que la dividiré en dos partes:

A. En el sentido Espacial de Campo.

A.1. Isogradas (según definición de Tilley, 1924)

A.2. Zonas (Epi.-Meso.-Cata.), (en el sentido de Gruberman y Niggli, 1924). Este término aunque obsoleto, es a mi parecer un término "agil" de campo.

B. En el sentido Físico-Químico s.s.

B.1. Estadios Metamorficos (Winkler, 1970) (1)

B.2. Facies y Subfacies (Winkler 1967, Turner 1968).

El término (B.2.) se utilizará mayormente como término

(1) Winkler (1974), cambia esta denominación por la de Grado, de características muy similares.

comparativo, así como otros, tales como:

Grupo de Facies (Zwart et al. 1967) y Series de Facies (Miyashiro, 1961, Winkler, 1967 e Hietanen, 1967).

3.1.2. Aspecto Termodinámico y Geoquímico del Metamorfismo.-

Según F. Den Tex (1971) el grado metamórfico, ligado generalmente al desarrollo zonal de las rocas metamórficas, no se hallaría únicamente supeditado a los parámetros de estado Presión y Temperatura, si no también al Volumen (V) y Entropía (S), parámetros de estado aunque (S) pudiera ser



también función de estado. Esta reacción de deshidratación típica en el metamorfismo, se puede observar en ella, que además de un aumento substancial de (S), los volúmenes molares de los productos de reacción son superiores a la suma de los volúmenes molares de los minerales originales (Althus, 1967).

Regla de las Fases:

Según Kern y Weisbrood (1964), esta regla es tan inflexible como el segundo Principio de Termodinámica.

Esta regla viene definida por la igualdad siguiente:

$$F = N + 2 - (R + L) \quad (\text{Goldschmidth, 1911}) \quad 2.$$

en donde, F = n° de Fases.

N = n° de constituyentes ó componentes.

R = n° de reacciones independientes.

L = grados de libertad ó variancia de un sistema.

C = N - R ó constituyentes independientes.

En la formación de las paragénesis minerales, se considera que $L \leq 2$, con lo que P y T pueden variar indistintamente. De esto se desprende que $F \leq C$ ó $F \leq C_1$ (constituyentes inertes en el sentido de Korzhinskii, 1957).

Si en un sistema, además de las variables P, T y N, en la que la presión se traduciría a P_s (presión del sólido), interviniese una presión de fluido ($P_f = P_{H_2O} + P_{CO_2}$) ó presión independiente, el número de variables a priori serían $N + 2 + 1$, con lo que la regla de las fases se traduciría en:

$$L = N + 3 - (R + F) \quad (\text{Winkler, 1967}) \quad 3.$$

Los esquistos y micaesquistos, formarían un sistema complejo de 8 constituyentes mayores independientes que serían: SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , MgO , FeO , Na_2O , K_2O y H_2O (Guitard, 1970).

En el sentido de Korzhinskii, los constituyentes inertes dominantes serían Al_2O_3 , MgO , FeO y K_2O .

Los factores de equilibrio estarían constituidos por: P_s , T y μ_{H_2O} , X_{CO_2} , traduciendo los dos últimos en la P_f . Para $P_s = P_{H_2O}$, el agua formaría como constituyente inerte y fase mineral.

Papel desarrollado por la Presión sobre el Equilibrio Mineral.-

Si consideramos la reacción (1.), típica del metamorfismo, lo más frecuente es que este tipo de reacciones sean monovariantes. Sólo la P y T influyen sobre el equilibrio (Althus, 1967) y las curvas de este sobre un diagrama P, T poseerían una pendiente:

$$\frac{dP}{dT} = \frac{\Delta S}{\Delta V} \quad 4.$$

Como que ΔS y ΔV son casi siempre positivos, la pendiente de las curvas de equilibrio también lo serían, inclinándose cada vez más con respecto al eje de las temperaturas.

Durante el metamorfismo debería generalmente existir $P_f = P_s$ (Winkler, 1967), excepcionalmente y siempre según el autor podría llegarse a $P_f < P_s$.

Cuando $P_f \neq P_s$, la presión y la temperatura no son suficientes para describir el sistema. De este hecho se aumentaría la variabilidad de los equilibrios de la ecuación (4.) con lo que este tipo de equilibrio no se podría ya representar sobre un plano si no en un espacio $P_s - P_f - T$. Quedando las condiciones de equilibrio representadas por una superficie, siendo $P_s = P_f$ un caso particular del sistema.

Si se considera $P_f = \text{constante}$, se demuestra que la pendiente sería:

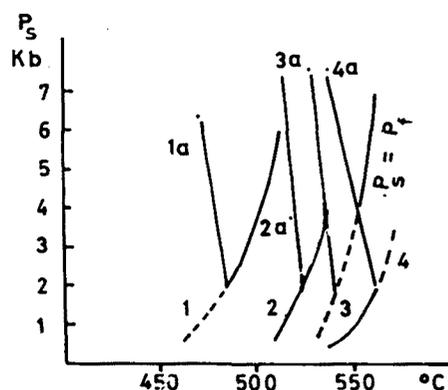
$$\left(\frac{\partial P_s}{\partial T} \right)_{P_f} = \left(\frac{\Delta S}{\Delta V_s} \right) \quad (\text{Thompson, 1955}) \quad 5.$$

Como en la mayoría de los casos V_s es negativo, se obtendría una pendiente negativa para estas curvas. De esto se desprende que las temperaturas de equilibrio de las reacciones dependientes del agua serían más bajas cuando $P_f < P_s$ que cuando $P_f = P_s$.

La ecuación (4.) da: $S = \Delta V \cdot \frac{dP}{dT}$ que transportada a (5.) se convertiría en:

$$\left(\frac{\partial P_s}{\partial T} \right)_{P_f} = \frac{dP}{dT} \cdot \frac{\Delta V}{\Delta V_s} \quad 6.$$

Ségún Althus (fig.9) las curvas de equilibrio en el caso de $P_f = P_s$ se hallarían muy próximas y más ó menos paralelas, pudiendo cortarse cuando $P_f < P_s$. Esto nos conduciría a una posible inversión de isogradas y en su defecto quizás a una aproximación de estas, que como ya discutiremos más adelante podría ser una hipótesis a examinar con respecto a las isogradas del Montseny (mapa nº 3).



(Fig 9) según ALTHUS(1967)

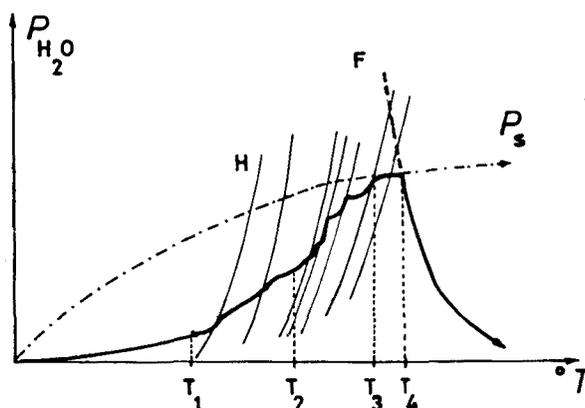
$P_{H_2O} = 2. Kb$ en (a)

Este mismo autor nos propone cuatro reacciones para mejor comprender la figura.

1. Pyrofilita \rightleftharpoons Andalucita + Cuarzo + Agua
2. Moscovita + Clorita + Cuarzo \rightleftharpoons Cordierita + Biotita + Agua.
3. Moscovita + Clorita \rightleftharpoons Estauroлита + Biotita + Cuarzo + Agua.
4. Clorita + Cuarzo \rightleftharpoons Gedrita + Cordierita + Agua.

La conclusión a que el autor llega, es de que no se puede solamente basarse en la sucesión normal de las isogradas para poder afirmar que $P_s = P_f$. Por otra parte concluye que cuando $P_s > P_f$, las reacciones minerales en las que se desprende agua, se desarrollan a temperaturas más bajas que por $P_s = P_f$. Las zonas propuestas por el autor sería la Catazona y dentro de las facies Granulítica y Eclogita, originadas en condiciones secas. Estas mismas condiciones se desarrollarían en zonas Polimetamórficas y de metamorfismo polifásico, aunque excepcionalmente y siendo para la mayoría de los autores la condición $P_f = P_s$ las más normales en las zonas metamórficas (Althus, Winkler, 1967).

Autran et al (1970) presenta un modelo teórico (fig.10)



(Fig 10) según AUTRAN et al.(1970)

sobre el comportamiento del agua en las zonas metamórficas, aplicándolo al caso concreto del Pirineo Oriental.

Según las características del sistema, abierto o cerrado, permeabilidad, fase acuosa y el agua como constituyente dan una relación P_s y P_{H_2O} para la Epizona $P_{H_2O} < P_s$ así como para el techo de la Mesozona, $P_{H_2O} = P_s$ para la base de la Mesozona y Catazona baja para pasar de nuevo a $P_{H_2O} < P_s$ en la Catazona de grado alto.

Estos modelos que quedan representados en la figura superior para T_1 , T_2 , T_3 y T_4 de las diversas zonas, son hasta cierto punto aplicables al Montseny en donde serán tratados en los estadios sucesivos.

Las Reacciones Metamórficas.-

Utilizando el modelo de Miyashiro (1973), estas se diferenciarán en cuatro tipos, observables las tres primeras, y aunque abien seguro existiera la cuarta no se ha podido observar y trabajar sobre ella.

1. Reacción Sólido-Sólido. (reacción entre fases sólidas sin liveración de volátiles).
2. Reacciones de Deshidratación. con ^bliveración de agua (1.).
3. Reacciones de Descarbonitización. con liveración de CO₂.
4. Reacciones de Oxidación-Reducción. En los componentes ricos en Fe.

3.2. METAMORFISMO REGIONAL.

DESCRIPCIÓN DE LAS DIFERENTES REACCIONES.

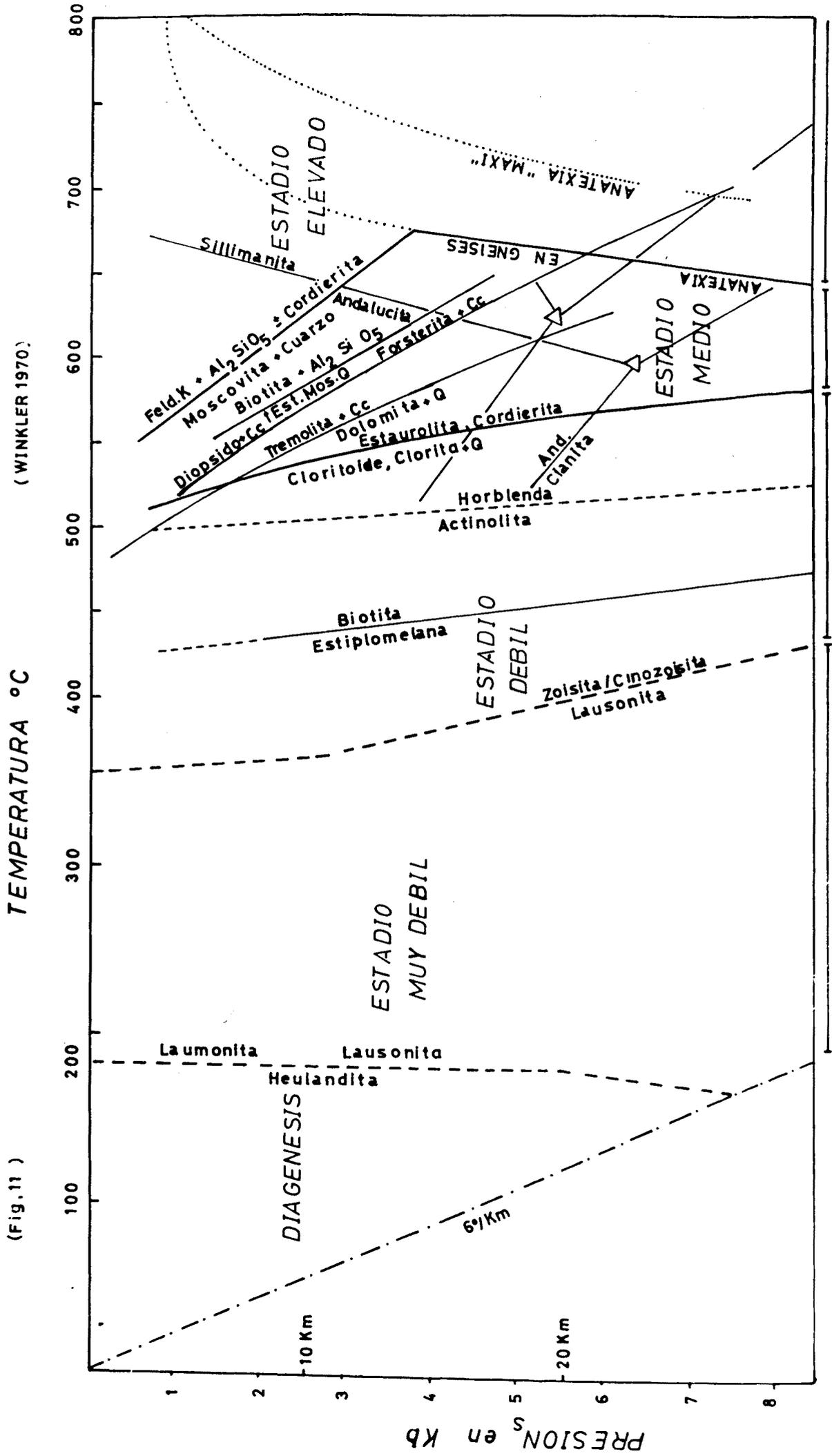
ESTADIOS METAMORFICOS (Winkler, 1970).

En este apartado se tratara por separado los diferentes tipos de Metamorfismo que se han podido observar en la Región del Montseny. En sus escalas respectivas serian:
Metamorfismo Regional Progresivo, Metamorfismo de Contacto,
Metamorfismo Hidrotermal y Metamorfismo Dinámico s.s.

3.2.1. Metamorfismo Regional Progresivo.-

Cuando los análisis químicos son completos, los constituyentes inertes se pueden representar sobre tetraedros de las concentraciones de Thompson (1957).

En nuestro caso, por carecer de análisis completos y suficientes, tanto de los esquistos, carbonatos como de los gneises, sólo emplearemos los diagramas ACF, AKF y Si O₂, MgO, CaO., a partir de las paragénesis minerales de observación microscópica.



(WINKLER 1970)

(Fig. 11)

PRESION en kb

DIAGENESIS

ESTADIO MUY DEBIL

ESTADIO DEBIL

ESTADIO MEDIO

ESTADIO ELEVADO

TEMPERATURA °C

Los análisis realizados en el Montseny se hallan reflejados en las Tablas 1 y 2. Estos se han tratado en los diagramas de De la Roche, 1962-66-68 para diferenciar la posible existencia de diversas facies geoquímicas. (figs.).

Para las rocas calco-silicatadas, los componentes inertes serían: CaO, MgO, K₂O y Al₂O₃, estando la sílice presente, salvo en las calizas y dolomías, en donde estaría como componente inerte no en exceso.

A excepción del H₂O y CO₂, que se pueden considerar como constituyentes móviles, la recristalización de las rocas carbonatadas es esencialmente isoquímica, hecho también observado por Guitard en el Canigó.

Las cuatro divisiones propuestas por Winkler (1970) y denominadas Estadios (fig. 1) es el sistema que se empleará para describir el metamorfismo en el Montseny. En ellos las reacciones minerales servirán para describir los cambios metamórficos importantes y las isogradas "ad hoc", para clasificar el campo P-T del Metamorfismo.

3.2.2. Estadio muy Débil.-

En su límite inferior existiría el paso de la Diagénesis s.l., al Metamorfismo. Este estadio incluye tres isogradas que a $P < 3\text{Kb}$ y en un intervalo de temperaturas de 200-300°C, serían las de la Laumonita, Pumpellita y Actinolita + Epidota, siendo la última el inicio del estadio siguiente.

Ninguna de estas isogradas se ha podido determinar en esta región. Sus posibilidades durante el metamorfismo progresivo no quedan descartadas, sobre todo en la serie arcósica inferior, puesto que la serie superior y el Paleozoico Superior es esencialmente pelítico y Winkler determinó estas isogradas para rocas de composición basáltica s.s., riolítica ó bien grauvacas de composición similar.

Uno de los minerales útiles para definir este estadio es la Illita de cristalinidad (4 - 1,6) (Kubler, 1967).

Este autor ha intentado hallar un proceso tampón entre la Diagénesis y el Metamorfismo para poder paliar el litigio entre petrólogos de laboratorio y de campo, utilizando el término de Anquimetamorfismo, (en el sentido de Von-Hanosowitz, 1927), que agruparía una serie de fenómenos no pertenecientes ni a la Diagénesis ni al Metamorfismo s.l.

con lo que Kubler da como mineral típico de este proceso el índice de cristalinidad de la Illita (Millet, 1964 la incluiría dentro de la Diagénesis) debido sólo a un gradiente de temperatura, descartando las otras variables típicas del metamorfismo.

Debido a lo complejo de obtención de este índice, no se ha podido realizar su proceso en el Montseny, estando en estudio para un futuro tratamiento en el Paleozoico Superior de la región.

El paso de un proceso al otro, ó sea Diagénesis-Anqui metamorfismo-Metamorfismo ha sido tratado por diversos autores, con lo que pienso que es necesario mencionarlo en esta Tesis debido a la importancia que ello representa para la comprensión del Metamorfismo en sí.

Logivenko y Shavanov, (1974) prononen que en la transición roca Sedimentaria-Metamórfica, las paragénesis minerales se formarían bajo condiciones de P,T y tiempo prolongado y dependiendo principalmente de la composición primaria de las rocas, soluciones intersticiales y condiciones físico-químicas.

El punto que representa la separación entre dichas rocas, ya que diversos minerales pueden presentarse como diagenéticos-epigenéticos-autígenos en este lapso, debería evaluarse sobre condiciones intrínsecas de las rocas y no solamente a condiciones físico-químicas externas (1). Estas diferencias se valorarían mediante las: Paragénesis minerales, la Microestructura y la Estructura.

Las Paragénesis se formarían bajo condiciones de P, T y sobre la composición de la roca y de las soluciones intersticiales que incluyen sus propios procesos físico-químicos.

Las Microestructuras, Cherniñov, (1969), propone que las transformaciones microestructurales, a diferencia de las transformaciones minerales, son irreversibles y concluye que la reorganización microestructural es uno de los criterios más objetivos para identificar los estadios de transformación post-sedimentarios (2).

El tercer criterio ó Estructural viene dado por un hecho ó serie de hechos visibles tales como bandeados (principalmente en las rocas de contacto), exudaciones de cuarzo, etc.. Estas exudaciones, como veremos más adelante van asociadas a unas condiciones de P_f , P_s y T propias del estadio Débil (Autran et al, 1970).

(1) aunque bien estas pueden condicionar a las otras, ó sea ser causa

(2) este criterio no siempre se cumple (J. Carreras, comunicación oral)

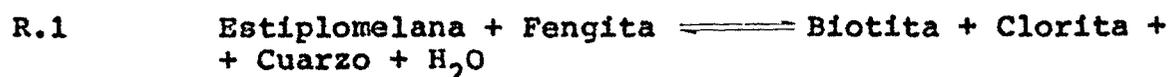
Logivenko, concluye diciendo, que así como la microestructura es una expresión cualitativa y expresiva de la transformación mineral, el criterio estructural puede ser independiente de los otros dos. (1)

3.2.3. Estadio Débil.-

Su límite inferior equivaldría al límite superior del Estadio anterior con la isograda de la Actinolita + Epidota.

Las Isogradas más importantes dentro de este estadio serían:

Isograda de la Estiplomelana sale, Biotita entra, con la reacción:



Isograda del Almandino (en rocas grauvaquicas y pelíticas).

Un criterio positivo sería la presencia de Biotita y la asociación Clorita + Cuarzo.

Nota.- La presión que se ha calculado para el Montseny durante el metamorfismo progresivo sería una presión de "stress" más una presión litoestática P_1 que darían lugar a la presión del sólido P_s .

La presión litoestática, en este caso no estratigráfica si no estructural, vendría dada por $P = \rho \cdot g \cdot h$, siendo aproximadamente de 250-300 bars/Km., según la densidad media del material. Mediante los cálculos realizados, teniendo en cuenta los buzamientos de la esquistosidad general (ver mapa 2), entre el Carbonífero y el Cámbrico gneísico, la P_1 no sobrepasaría de las 1800-2000 bars que sumados a la "overpressure" de 250-400 bars (Price, 1970) nos darían una P_s para la serie Inferior de unos 2000-2300 bars.

La P_s por lo que de aquí se deduce sería muy distinta dentro del Metamorfismo Progresivo, siendo dentro de este Estadio muy superior en el nivel Inferior, que en el Paleozoico superior, con lo que las condiciones que definirían las Isogradas serían distintas de un lugar a otro del Montseny.

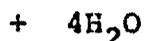
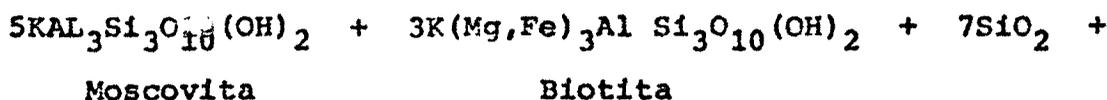
(1) En el bandeado de las rocas de contacto esta conclusión no es válida.

El límite superior vendría definido por la entrada de la Cordierita y Estaurolita a presiones bajas e intermedias.

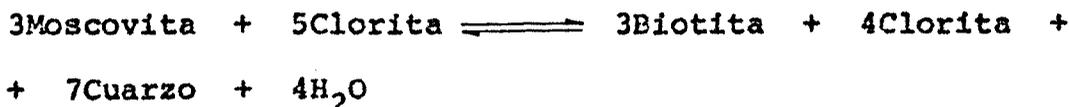
De todas estas Isogradas sólo se presenta en el Montseny la de la Biotita, quizás Almandino y la de la Estaurolita-Cordierita que delimitaría con el estadio siguiente.

La Biotita aparecería según las reacciones:

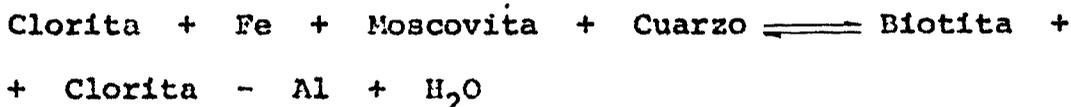
R.2



R.2'

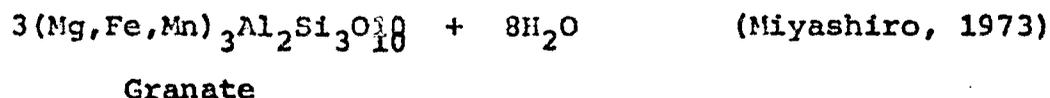
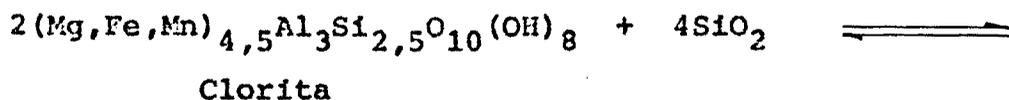


R.2''

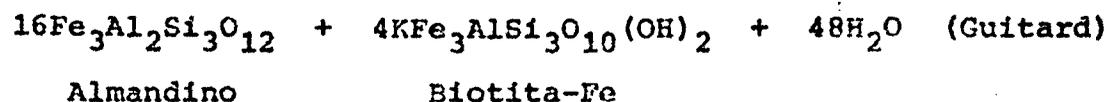
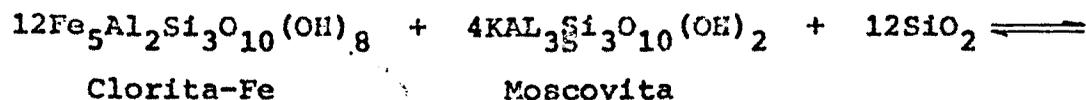


El Granate, salvo en las facies carbonatadas, sólo a parece en los gneises. Aunque no se ha podido determinar su com posición, debido a la escasez de afloramiento, creo que es de tí po Almandino.

R.3



R.4



El Granate se encuentra siempre, o bien asociado a la Biotita-Cuarzo, ocasionalmente Clorita (retrometamórfica) y Moscovita Deuterica ó completamente aislado rodeado por Cuarzo.

Estevez (1970) observa unos granates de características similares en los gneises orbiculares de Mas Castell (Pirineo Oriental) ricos en biotita. Estos granates tendrían un contenido de un 78,3% en Almandino.

En condiciones de presiones bajas, sólo se formaría el Almandino si el contenido en Fe es muy elevado, tal sería el caso de los paragneises G₁ de Guitard, cuyos análisis químicos son muy similares al de los gneises del Montseny. Winkler (1970) afirma, que si las Biotitas son muy ricas en Fe, las presiones exigidas son muy débiles (2 Kb) caso de las presiones del Montseny. No obstante, si nos acogemos a los datos experimentales dados por Muller y Schreider (1971), según los cuales el contenido de Mn, de los granates se hallaría en función de la P, T y fugacidad del oxígeno, no podemos llegar a ninguna conclusión debido a que desconocemos la composición exacta de estos.

El hecho de que el Granate sólo aparezca, aunque muy localmente, en los gneises y dentro de ellos en los lechos más pelíticos y no se hayan observado en ninguna roca pelítica, hace pensar que o bien la composición de estas rocas no era la adecuada ó bien que las condiciones de P, T no eran las suficientes. Otra posibilidad, aunque remota, sería que estos granates hubiesen reaccionado completamente hasta desaparecer, durante el metamorfismo progresivo.

A mi parecer, la ausencia de este en los esquistos se debería más a un cambio de condiciones físicas en el metamorfismo que a la falta de una composición adecuada, sin llegar a descartar esta posibilidad. En cuanto a su total desaparición, no la creo probable debido a que tendríamos que hallar restos relictos ó blindados dentro de un producto de reacción. Este tema se volverá a tratar en el apartado Metamorfismo-Deformación.

De las Isogradas típicas de este estadio sólo se ha podido confirmar la de la Biotita y la del Almandino aunque con cierto recato considerandolo de presiones débiles.

La Biotita, entraría bajo unas condiciones de P_s de 1 a 2 Kb entre los 430^a - 440^aC alcanzando toda el área representada en el mapa nº 3. La isograda del Almandino, a la falta de conocimientos sobre su contenido en Mn y según el diagrama (fugacidad del oxígeno, P_f = 2Kb, T) de Hsu (1968), esta se situaría alrededor de los 500^aC.

Considerando los límites de temperatura dados para este Estadio, entre 370^a y 520^a y las presiones reinantes en la región durante el Metamorfismo que oscilarían entre los 0,5 y 2 Kb en las partes más superiores y en los niveles inferiores, hace pensar que su zona de influencia sería casi todo el nivel estratigráfico-estructural de la zona, a falta de un estudio detallado de los esquistos y carbonatos del Carbonífero y Devónico.

3.2.4. Estadio Medio.-

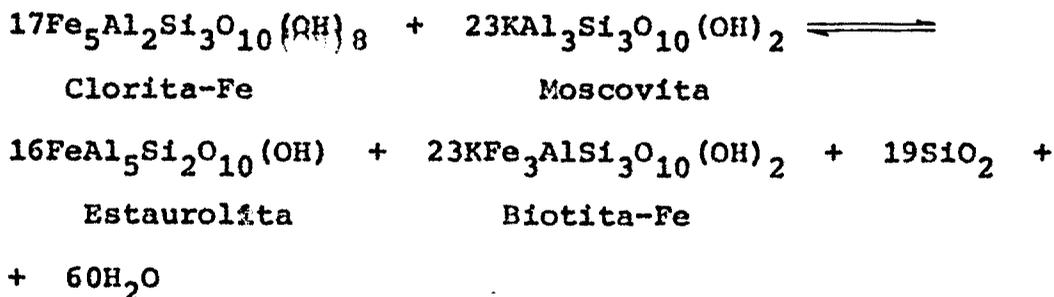
Este estadio, abarcaría, espacilamente, toda la parte SE. del Montseny, en la que se incluye toda la serie carbonatada de Gualba, micaesquistos y gneises. Es a su vez el más importante, complejo y completo a pesar de la superposición del metamorfismo de Contacto el cual desestabiliza muchas paragénesis al activar una serie de procesos que dan origen al retrometamorfismo.

Gneises y Micaesquistos.

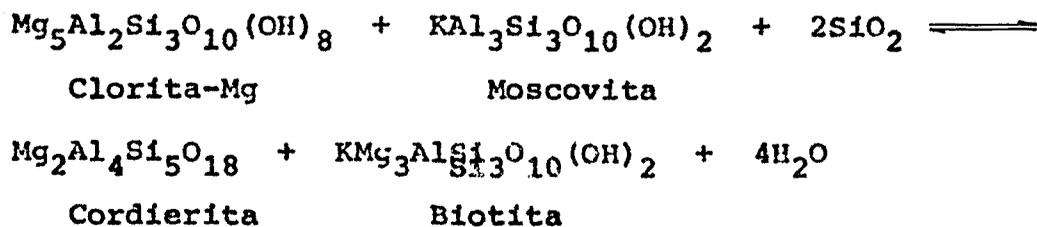
El límite inferior coincidiría con el límite superior del estadio anterior mediante la desestabilización de la asociación Clorita + Cuarzo y la entrada de la Cordierita, Estauroлита y Andalucita.

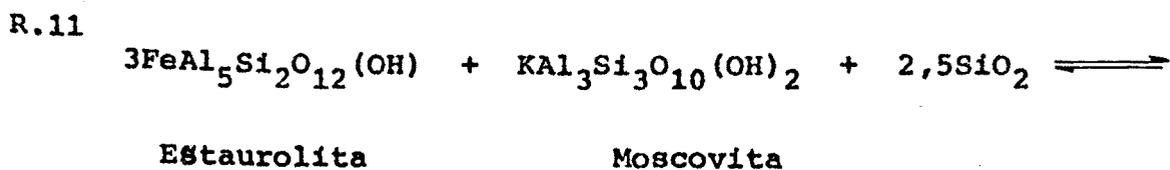
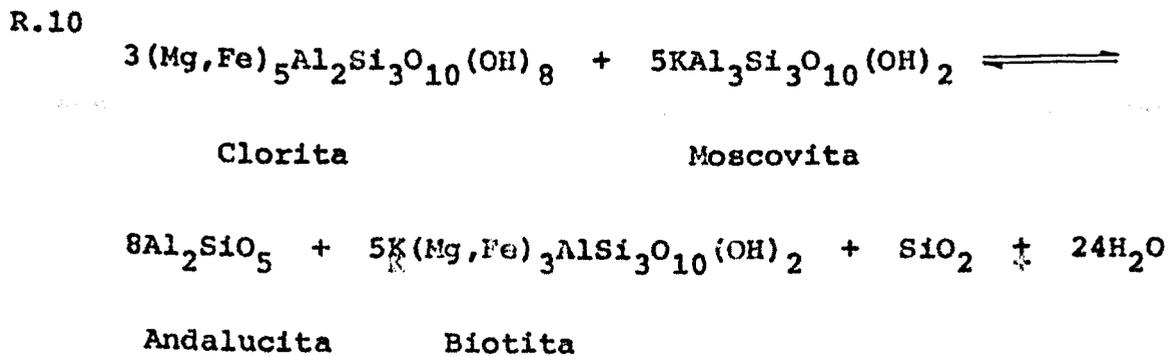
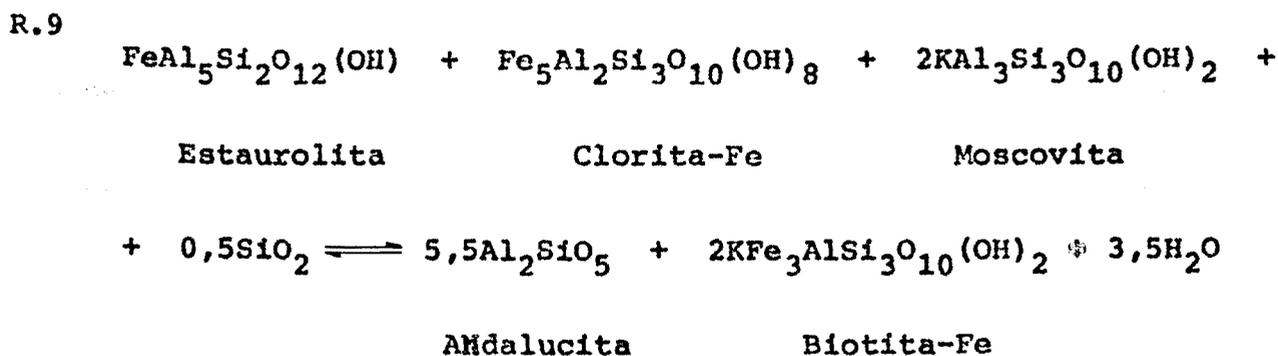
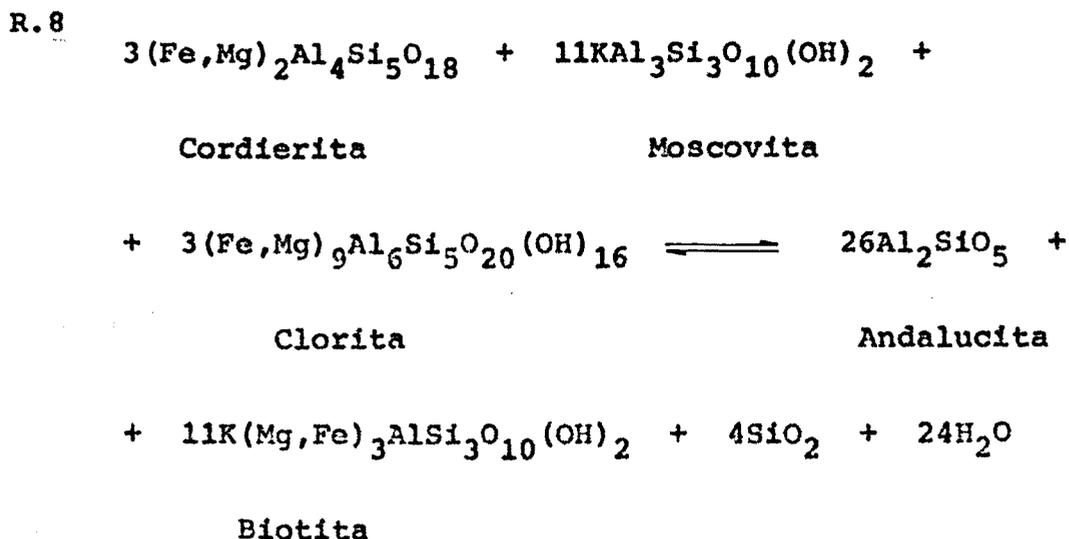
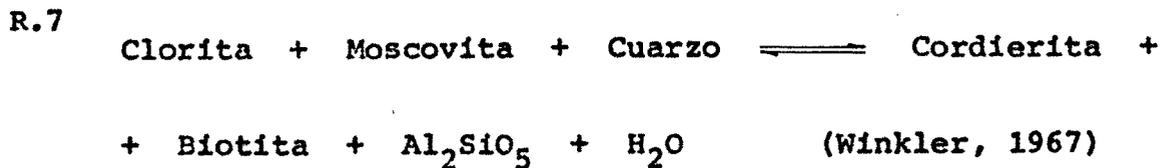
Las reacciones más importantes para este estadio son:

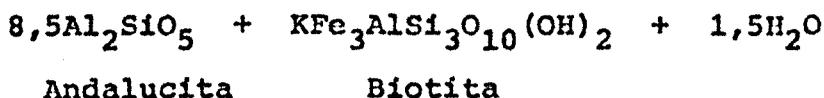
R.5



R.6







La reacción R.4 también puede presentarse en este es tadio. En la reacción R.11 se observa que la estaurolita es ines table en presencia del cuarzo y moscovita, llegando a quedar en in finidad de casos como reliquia blindada dentro de la Andaluci ta.

Nota.: Todas las Paragénesis observadas a partir de estas u otras reacciones, se hallan representadas en el Cuadro nº 1 junto a las microfotografías más representativas.

Las Isogradas más representativas serían:

. Entrada de la Estaurolita	en rocas pelíticas
. " " " Cordierita	" " "
. " " " Andalu <u>ci</u> ta	" " "
. Salida de la Estaurolita	" " "
. Entrada de la Andalu <u>ci</u> ta/Sillimanita	" " "
. " " " Tremolita-Calcita	en rocas carbonatadas
. " " " Diópsido-Calcita	" " "
. " " " Forsterita-Calcita	" " "
. " " " Forsterita-Diópsido	" " "

El límite superior de este estadio llegaría con la de saparición de la asociación Moscovita + Cuarzo \rightleftharpoons Feldespato po tásico+Sillimanita ó Andaluci ta y Moscovita + Cuarzo + Biotita \rightleftharpoons Cordierita + Feldespato Potásico.

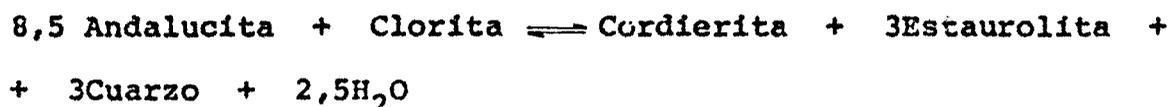
La entrada de la Estaurolita y Cordierita estaría con dicionada a unas P, T y composiciones, muy determinadas.

Los ensayos experimentales, muestran que las tempe raturas de la primera formación de Cordierita-Estaurolita no de penden excesivamente de la presión, $P_{\text{H}_2\text{O}}$.

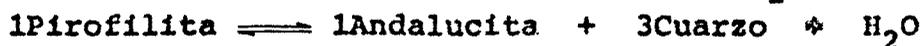
Gonguly (1969) propone que la formación de la Estaurolita a partir del Cloritoide dependería esencialmente de la composición de la roca y de la fugacidad del oxígeno; no obstante Winkler propone la formación de esta a partir de una Clorita-Fe + + Moscovita (R.8).

La Cordierita puede haber entrado mediante la reacción R.7, propuesta por Winkler para este estadio, bien por R.6 propuesta por Guitard en el Canigó y perteneciente a la Subfaces Cordierita-Estaurolita.

El "ser ó no ser" de la Estaurolita y Cordierita en este estadio es así parecer debido a la composición de la roca. Richardson (1968) da la relación en cuanto a formación de la Cordierita, Estaurolita, Cloritoide y Granate, según el porcentaje Mg/Fe + Mg que oscilaría de forma para la formación de la Cordierita \gg Estaurolita $>$ Cloritoide $>$ Granate. Esto quizás explicaría el porqué sobre un mismo afloramiento aparecen los dos minerales sin ser paragenéticos, a la inversa de lo observado por Guitard que propone la reacción:



La entrada de la Andaluclita, a mi parecer no ha debido producirse por la reacción propuesta por Althus (1969) y que pertenecería al estadio anterior, a 2Kb de $P_{\text{H}_2\text{O}}$ y $490^\circ + 10^\circ$



no se ha observado en ninguna zona y la razón posiblemente será la ausencia de pirofilita ya que la composición de la roca no es la adecuada.

Por el análisis microscópico se deduce que la formación de la Andaluclita tendría lugar mediante las reacciones R.7, R.8, R.9, R.10 y R.11, según composición, local y gradiente de temperatura.

Entrada de la Cordierita	$P_{\text{H}_2\text{O}}$	Entrada Estaurolita	
1. 515 \pm 10 ² C	1.Kb		
2. 525 \pm 10 ² C	2.Kb	520 \pm 10 ² C	(1)
3. 555 \pm 10 ² C	4.Kb	540 \pm 10 ² C	

(1) sería la más probable

Entrada de la Andalucita	P _{H₂O}	
515 \pm 10°C	1.2 Kb	R.7
525 \pm 10°C	2. Kb	"
575 \pm 15°C	2. Kb	R.11

Según Hinschberg (1968) el \pm 10°C para la formación de la estaurolita dependería de la relación Fe/Mg + Fe, variable entre (0,4 y 0,8) y siendo para la estaurolita de R.11 de (0,4 - 0,2).

Las reacciones R.8, R.9 y R.10 descritas por Guitard y presentes en el Montseny se obtendrían bajo condiciones intermedias a la R.7 y R.11.

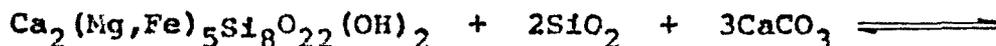
Rocas Carbonatadas y Calcosilicatadas.

Estas rocas, extensamente diseminadas en el área de Gualba (ver primera parte), se hallarían formando una serie marmórea versicolor y más ó menos ricas en silicatos calco-magnesianos, con estructuras bandeadas y microestructuras granoblásticas elongadas ó poligonales en las zonas carbonatadas y lepidó-nematoblásticas (Spray, 1969) en los lechos pelícos y en los calcoesquistos.

Como se ha mencionado anteriormente estos carbonatos se sitúan dentro del Estadio Medio del Metamorfismo Regional Progresivo y entre las Isogradas de la Estauroлита-Cordierita y Andalucita (Estauroлита relicta).

Las reacciones deducidas de las paragénesis más importantes son:

R.12

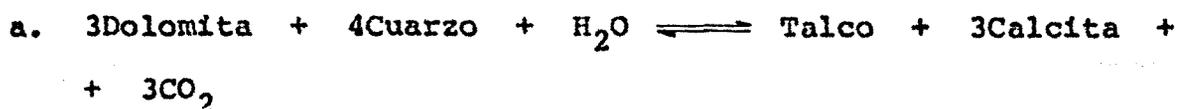


Tremolita



Diópsido

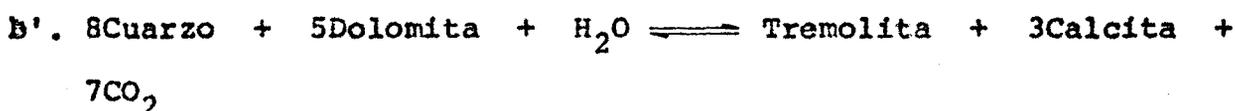
El origen de la Tremolita, es incierto puesto que al estar situados dentro del estadio Medio y como este mineral se formó durante el metamorfismo progresivo dentro del anterior estadio, su introducción posiblemente se realizó dentro de las reacciones siguientes:



a 425^a-480^aC según $X_{\text{CO}_2} = 0,3 - 0,7$ a 2Kb de P_f (Metz et al, 1963)



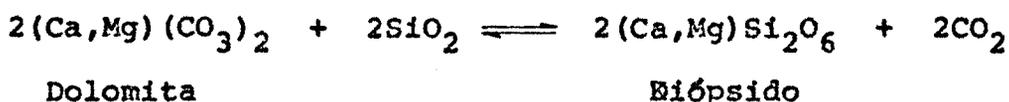
a 440^a-480^aE según $X_{\text{CO}_2} = 0,3 - 0,4$ a 2Kb de P_f (Skippen, 1971) (ver fig.)



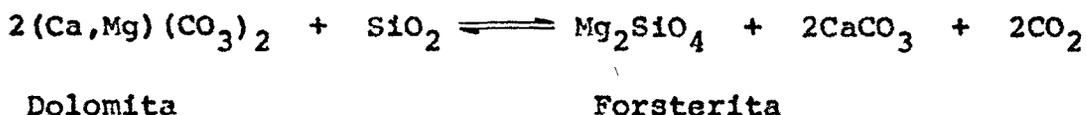
a 430^a-500^aC según $X_{\text{CO}_2} = 0,3 - 0,9$ y $P_f = 2\text{Kb}$ (Skippen, 1973).

Puesto que en este estadio el Talco desaparecería por ser inestable junto a la calcita para dar Tremolita (dl), la formación de esta zesta incierta según (b) ó (b').

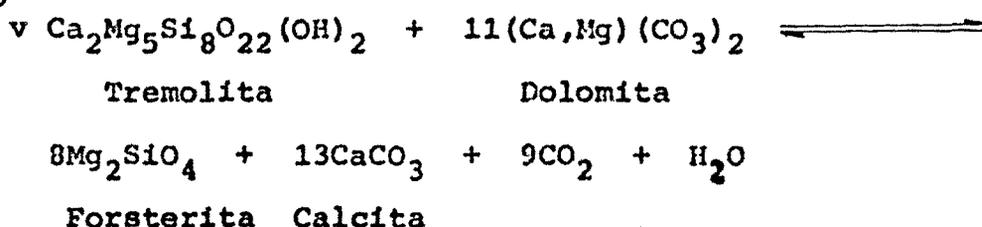
R.13



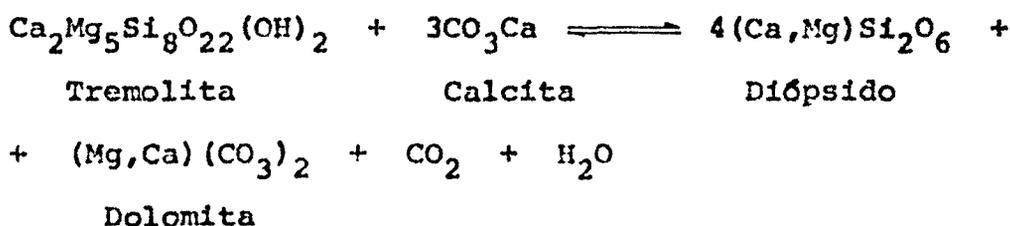
R.14



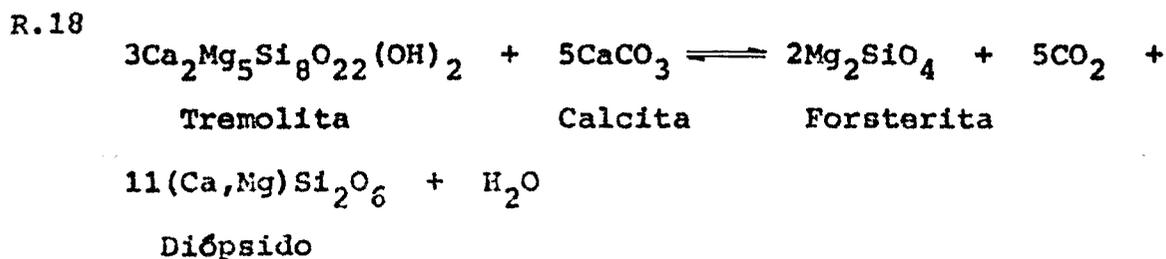
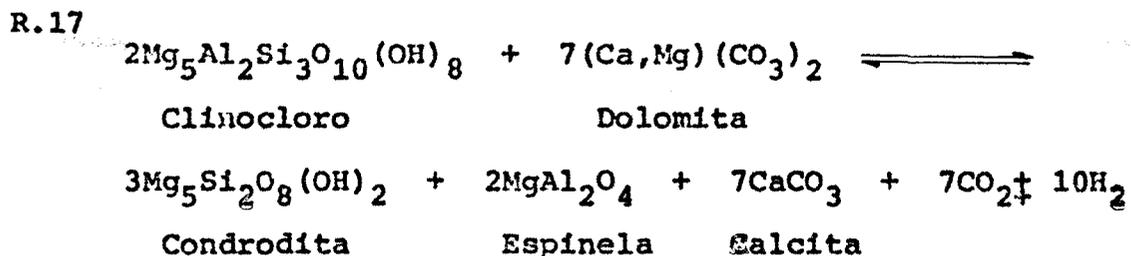
R.15



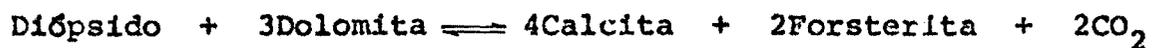
R.16



(1) El talco que se observa en el Montseny es de origen secundario (Hidrotermal).



Otra reacción probable aunque no se haya encontrado sería:



la cuál se situaría con gradientes de P, T similares a la R.15 con X_{CO_2} mucho más elevada. (fig. 12).

El diópsido dentro de este estadio puede aparecer in distintamente por las reacciones R.12 y R.13.

La reacción R.12 con $X_{\text{CO}_2} = 0,2-0,4$ y a $P_f = 2\text{Kb}$ aparecería a $540^\circ\text{a}-550^\circ\text{C}$.

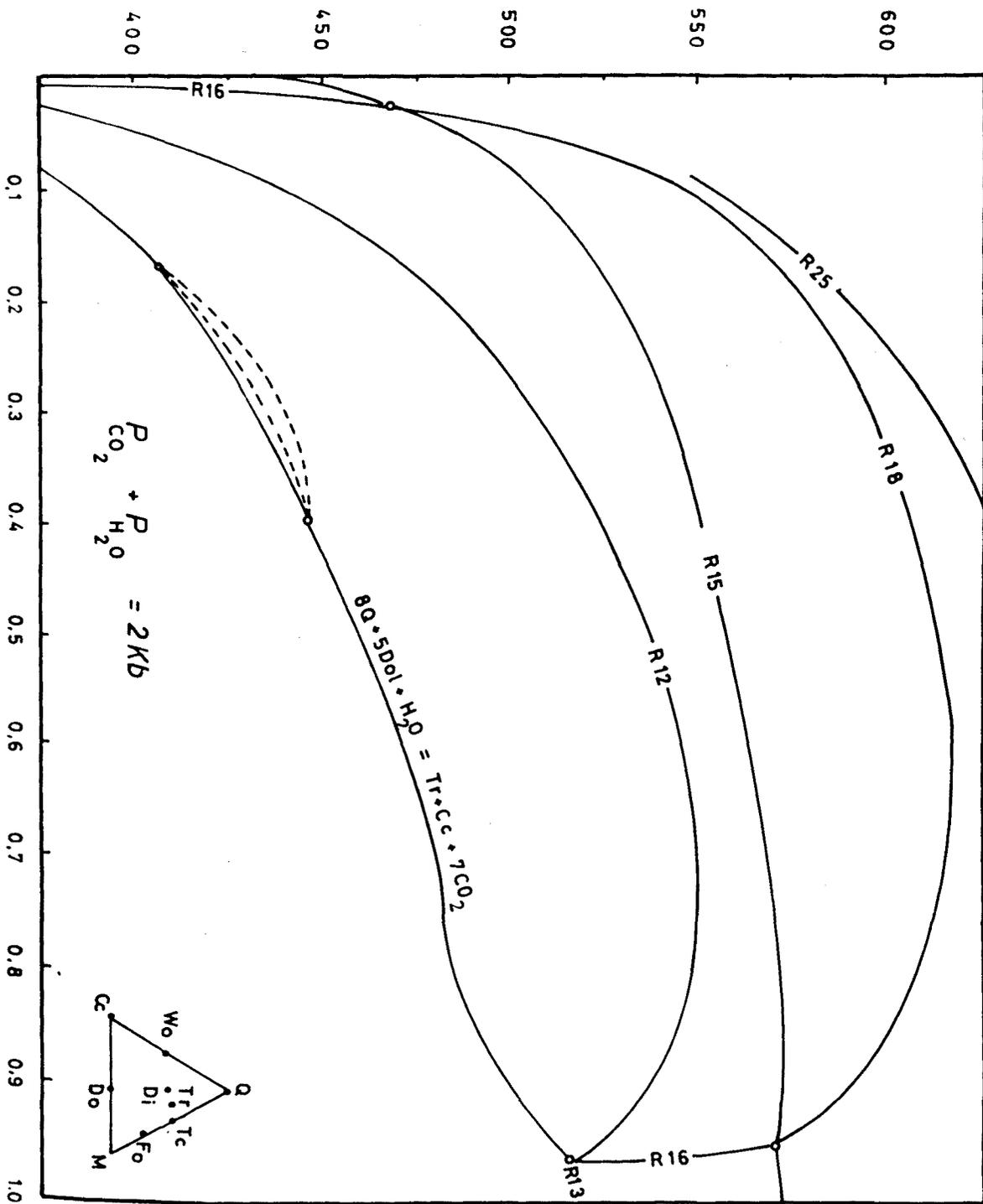
La reacción R.13 a la par que R.14 sólo serían posibles en ausencia de una fase acuosa con lo que $P_f = P_{\text{CO}_2}$, traducida por la ausencia de minerales hidróxilados.

La presencia de Diópsido ó Forsterita, además de las condiciones ya mencionadas en el párrafo anterior, se debería al componente SiO_2 . Si este estuviera en exceso aparecería el Diópsido R.13 y en defecto la Forsterita según R.14.

Según Turner (1968), la R.13 aparecería a unos 550°C con una presión de anhídrido carbónico de 1750 bars. Skippen (1974) da a esta misma reacción una temperatura de 530°C con una presión de fluido de 2Kb y una fracción molar del anhídrido carbónico de 0,9 a 1,0.

La relación Diópsido + Calcita y Forsterita + Calcita formarían una isograda dentro del estadio medio con una $P = 2\text{Kb}$ y 550°C de temperatura (fig. 11), correspondiendo a la isograda de la Andalucita en las rocas pelíticas.

TEMPERATURA °C



X_{CO_2}

(SKIPPEN 1974)

(FIG 12)

La reacción R.15, se desarrollaría al mismo tiempo que las otras dos anteriores, pero con unas condiciones físico-químicas diferentes, A presión de fluido de 2Kb, esta reacción se obtendría a 550°C siempre y cuando la X_{CO_2} oscilase entre 0,2 y 0,3.

La reacción R.17, observada también en el Canigó por Guitard, se incluiría dentro de la zona de la Forsterita y según este autor dentro de la subfacies Forsterita-Diópsido-Calcita. Esta reacción se realizaría al mismo tiempo y en condiciones similares a la de la R.18 (Fontelles, 1962). La espinela puede presentarse indistintamente con la Condrodita ó con la Forsterita. Este mineral, la espinela, puede además formarse durante los procesos de hidrotermalismo.

El desarrollo de R.18, el cuál se ha podido observar en algunas láminas delgadas dentro de los mármoles calco-silicatados, equivaldría a R.11, en los esquistos. Según la fracción molar del CO_2 , puede darse a $P_f = 2Kb$ a una temperatura de 575°C con $X_{CO_2} = 0,2$ y 0,9 y a T, mayor entre 0,2 - 0,9.

Nó se descarta que la fracción molar sea indistinta a P, T const. ya que en algunas muestras la presencia de minerales hidróxilados es muy abundante y en otras a la inversa, escaso.

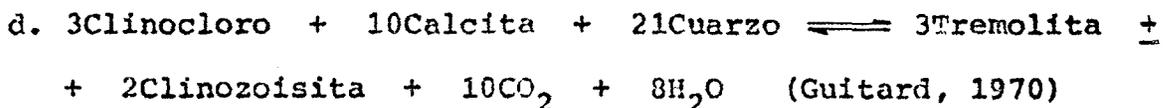
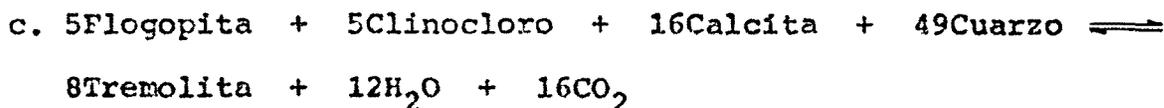
La presencia de todas estas reacciones con sus distintas paragénesis (ver cuadro adjunto), nos sitúa a toda la formación calcárea dentro del estadio Medio sin llegar alcanzarse el estadio superior ya que el cuarzo permanece estable en presencia de la calcita para poder dar Wollastonita.

El cuarzo puede reaccionar con la calcita a temperaturas y presiones alcanzadas en este estadio, siempre que la fracción molar del CO_2 sea inferior a 0,1 lo que representaría una fase acuosa muy elevada para estas rocas carbonatadas ya en sí pobres en minerales hidróxilados. Este mismo hecho hace preveer que las fracciones molares en estas rocas son superiores, oscilando entre 0,3 - 0,4 en algunas reacciones y 0,9 - 1,0 en otras (ver fig. 12).

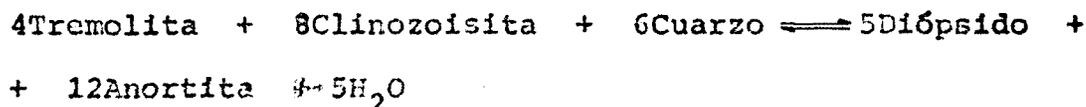
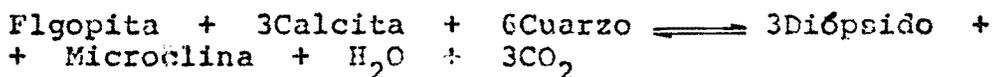
En la parte superior de estas rocas, estratigráficamente hablando, e intercaladas entre ellas formando espectaculares "houdins" originados durante S_2 , aparecen niveles de calcoesquistos así como cuarcitas ricas en silicatos cálcico-magnésicos.

En los calcoesquistos, es frecuente hallar Diópsido, Tremolita, Flogopita, Clinozoisita, Esfena amén de Cuarzo, Biotita, Moscovita y feldspatos, excepcionalmente Andalucita y Cordierita siendo más frecuente la segunda que la primera.

El Diópsido aparece según la reacción R.12 y la Tremolita puede aparecer bien por las reacciones anteriormente mencionadas ó por:



La presencia de Feldespato K. y Plagioclásas Ácidas y/o Básicas en estos calcoesquistos y de origen metamórfico es difícil de precisar debido al estado retrometamórfico que han sufrido estas rocas. Los feldespatos se hallan desestabilizados a hidromicas, lo que hace difícil identificarlos como primarios de la roca ó de origen metamórfico. No obstante su presencia no queda descartada. Guitard, en los calcoesquistos del Canigó, de composiciones similares y a condiciones metamórficas poco distintas da las siguientes reacciones:



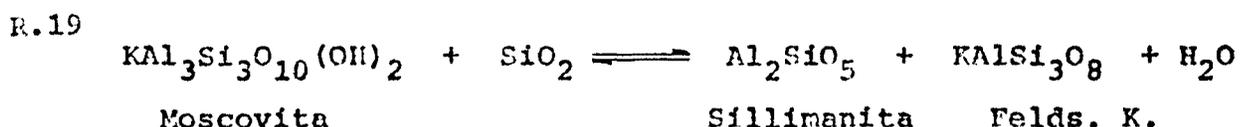
Las cuarcitas además del cuarzo y gran abundancia de minerales detríticos presentan gran cantidad de Tremolita y Epidota que han permanecido estables en este estadio debido a la ausencia de Calcita y Dolomita. La ausencia de Diópsido nos indica que la reacción anteriormente expuesta no se ha realizado.

3.2.5. Estadio Elevado.-

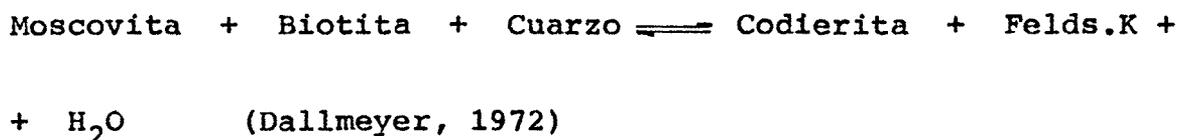
El límite inferior viene dado por la desaparición de la asociación Moscovita + Cuarzo a presiones inferiores de 3,5 Kb. El límite superior se presenta con la fusión de la roca.

Las isogradas sería la representada por el Feldespato K. + SiO_5Al_2 en gneises no anatecticos con presión de fluido inferior a 3,5 Kb. (Winkler, 1970) y a presiones mayores en gneises anatecticos.

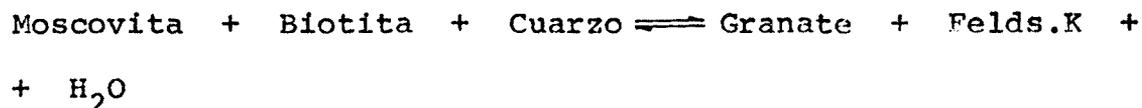
Las reacciones más representativas en este estadio son:



R.20



La reacción R.20 sería más característica de la serie pelítica inferior con una paragénesis Biotita-Cordierita + Sillimanita. (Dallmeyer, 1972) para una composición FeO/MgO < 1,0. Cuando esta relación es superior a 1,0 aparecería granate según la reacción:

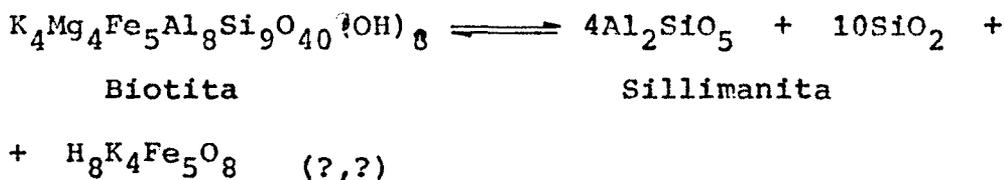


caso que no sucede en el Montseny.

La aparición de la isograda de la Sillimanita y Cordierita + Felds.K en los esquistos pelíticos se vería acompañada por la aparición de la Sillimanita + Felds.K en los gneises y migmatitas.

En los esquistos, la Sillimanita se presenta generalmente como fibrolita (textura acicular coalescente en el sentido de Spray, 1969) procedente de la Biotita por nucleación epitaxial (Chinner, 1961), Este mismo autor da la reacción:

R.21



Para Guitard, el hecho de que la Biotita forme placas residuales acompañadas por Magnetita, caso frecuente en el Montseny, indicaría que la fibrolitización de la Biotita no se puede explicar por una nucleación epitaxial.

El problema para R.21 sería este producto de reacción residual. Francis (1956) relaciona estos elementos con la formación de Microclina y Magnetita. Así como la Magnetita acompaña a la Fibrolita-Biotita, la Microclina s.s. no se ha observado, no así el Felds.K Ortoclasa aunque bien pueda proceder este último de las reacciones R.19 ó R.20.

La Sillimanita puede presentarse así mismo como producto de una reacción sólido-sólido, en la serie pelítica.

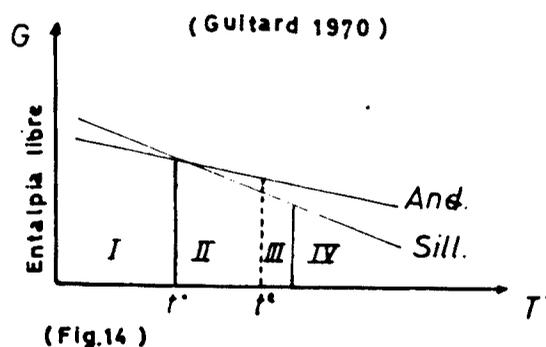
R.22

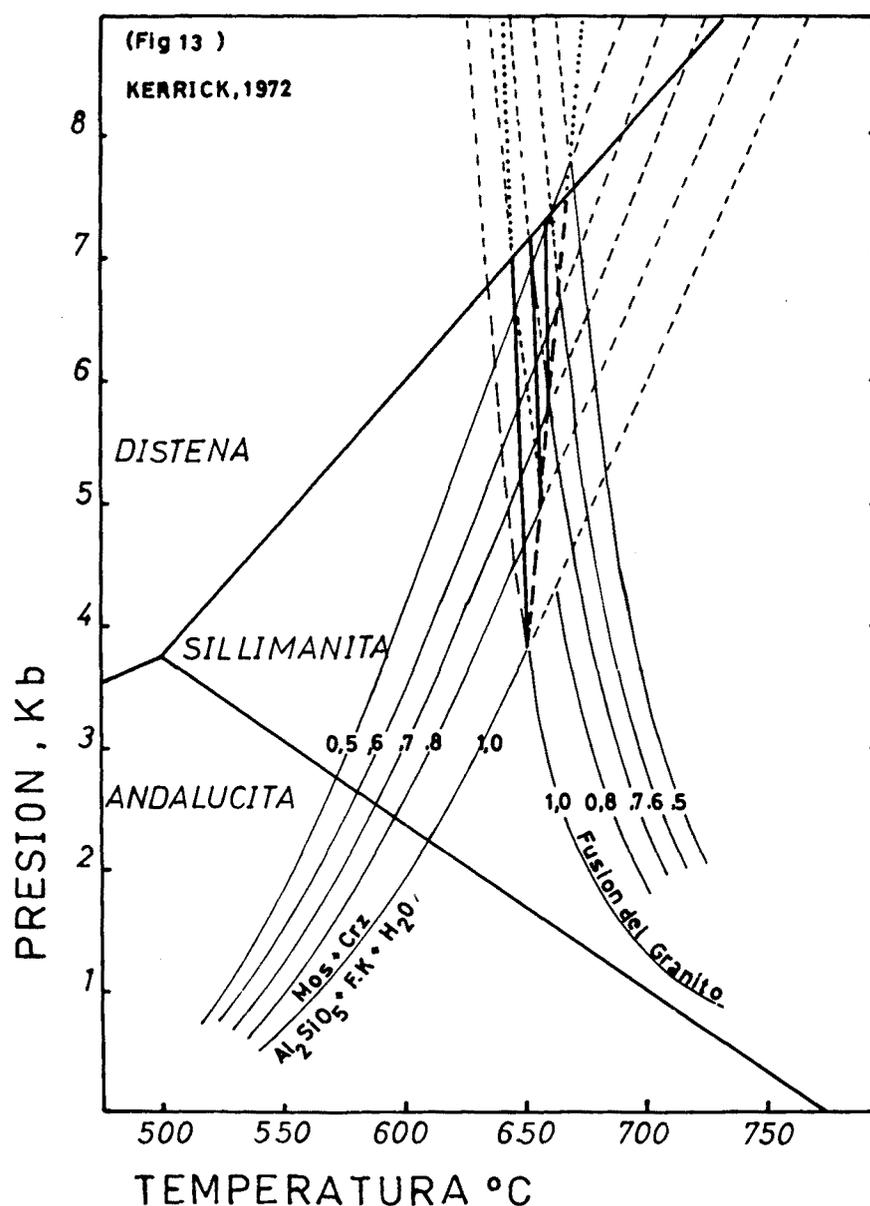


La reacción R.19, se produciría a $P_{\text{H}_2\text{O}}$ de 2Kb a temperaturas de $610^\circ - 10^\circ\text{C}$. Si la presión del H_2O fluido es igual a la suma de las presiones ejercidas por el fluido acuoso con las del CO_2 y la fracción molar de este último es superior a cero, la temperatura de la reacción puede descender sensiblemente (fig. 13), (Kerrick, 1972).

La reacción R.22 según Kerrick, 1970 y Holdaway, 1971 se realizaría a una presión de 2Kb a $620-630^\circ\text{C}$, mientras que a esta misma presión la curva de fusión del granito se realizaría a unos $660-680^\circ\text{C}$ con $X_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ (fig. 13).

La presencia de Andalucita, dentro de este estadio, aún con fibrolitización incipiente, se debería a que la asociación Andalucita-Sillimanita no se encontraría en un dominio divariante, con lo que la Andalucita se encontraría en desequilibrio. Esto se explicaría por el bajo ΔG entre los dos polimorfos. (fig. 14) (Guitard, 1970). En esta figura se pueden observar tres zonas en las que: I. zona de la estabilidad de la Andalucita; II. zona ó dominio metaestable; III. zona de la Andalucita con Sillimanita; IV. dominio de la Sillimanita sin Andalucita.





Migmatitas.

Acojiendo a la revisión de Sorensen (1962), describiremos este tipo de rocas apoyándonos sobre la terminología francesa de Jung et Roques (1952) y Jung (1958).

Los tipos hallados son: Migmatitas Homogéneas y Heterogéneas. Las primeras serían de anatexia regional, por su posición, desarrollándose sobre los paragneises (Migmatitas s.s. en el sentido de Autran et al, 1970), mientras que las segundas serían de Inducción e/o inyección y formadas durante el emplazamiento del cuerpo granítico.

Las migmatitas homogéneas, pueden observarse, aunque en un espacio muy reducido, en el Coll d'em Orri en la zona de Breda. Estas se hallan recortadas por el cuerpo granítico tardi-Orogénico y su composición es muy similar a la de los pargneises que las entorman. Su estructura es de Embrechita-Nebulítica muy pobres en máficos y en moscovita.

Aunque estas migmatitas se situen en la catazona, no existe por el momento y debido a sus mínimas dimensiones de afloramiento, una certeza de que sean originarias de una anatexia regional incipiente amén de que su continuidad a una estructura granítica no ha podido ser demostrada. Con esto nos referimos a una falta de datos que nos prueben la existencia de un granito originado por una anatexia regional s.s. aún siendo la zona en donde se encuentran propicia para ello (fig. 13). Estas migmatitas de la zona de Breda pudieran también ser de Inducción, similares a las de la región de Gualba si bien que estas últimas se situarían en la mesozona y también en contacto con los granitos tardi-Orogénicos.

3.3. METAMORFISMO DE CONTACTO

3.3.1. Introducción y Generalidades.-

Este Metamorfismo se originaría durante el emplazamiento de los Granitos tardi-Orogénicos, posteriores al Metamorfismo Regional Progresivo, anteriormente descrito.

El área de influencia, sería todo alrededor del cuerpo granítico (ver mapas 1 y 3) afectando a la Epi-Meso y Catazona del Metamorfismo Regional.

Este cuerpo granítico, en la zona delimitada para este trabajo, alcanzaría los niveles del Ordovicio Superior, (estratigráficamente hablando) mientras que en el sector occidental del Macizo, alcanzaría hasta los niveles del Silúrico-Devónico (Tagamanent-Vall Fornés). El metamorfismo que desarrolla dicho emplazamiento se traduciría por una serie de aureolas, siendo la más cercana al cuerpo granítico ó interna en donde se desarrollan las corneanas s.s.. La aureola externa se hallaría formada por toda una serie de esquistos moteados que ocuparían una extensa zona del macizo (mapa, 3).

Las condiciones físico-químicas, presión y temperatura que actuarían durante este metamorfismo se hallarían intrínsecamente ligadas al estado evolutivo y nivel de emplazamiento del cuerpo granítico así como a las condiciones de estabilidad reinantes en el encajante durante el proceso.

Winkler (1974) reemplaza las tres facies y dos subfacies del metamorfismo de Contacto (Hornfels Facies) por una secuencia de isogradas ó "Isoreaction-Grade" de significado petrogenético y características similares a los Estadios (Winkler, 1970) del Metamorfismo Regional ó Grados tal como los llama en la actualidad.

Para evitar un mayor confusionismo, seguiremos empleando el término Estadio (fig. 11).

Nota.- Todas las paragénesis observadas en este Metamorfismo así como las microfotografías en donde estas se pueden observar se hallan dentro del cuadro n° 1 del tomo II.

3.3.2. Estadio Muy Débil y Débil.-

Debido que en las partes más superiores del Montseny existe ya un estadio Muy Débil a Débil del metamorfismo Regional sin-post tercera deformación (S_3), nos es bastante difícil diferenciar cronológicamente ambos metamorfismos y por consiguiente estos estadios. Por esta razón, sólo nos limitaremos a diferenciar la isograda de la Biotita y excepcionalmente la entrada de la Clorita s.l.

La aparición de la Biotita, puede haber sucedido mediante las reacciones R.2, R.2' ó R.2" y originado por regla general una serie de notas cuya génesis es todavía algo incierta (Vaquer, 1972). La isograda de este mineral delimitaría el límite de la aureola externa tal como presentamos en el mapa n° 3.

Cuando esta isograda afecta a las rocas ya metamorfiadas por el Metamorfismo regional progresivo y de un estadio similar nos puede indicar bien que las reacciones han sido incompletas durante el metamorfismo anterior con lo que a presiones de fluido adecuadas se podrían completar formándose en este caso una Biotita secundaria ó bien que se haya producido una desestabilidad de los minerales (retrometamorfismo) con lo que las reacciones actuarían de derecha a izquierda produciéndose un equilibrio inestable para reactivarse durante este estadio a un equilibrio metaestable. Estos procesos pudieran ser la causa del cabalgamiento de las isogradas, en un metamorfismo polifásico.

Para presiones $P_s = P_f$, la temperatura de formación de este mineral, sería de 410° a 800 bars y de 430° a $1,5Kb$. Ambas presiones son factibles ya que el emplazamiento del cuerpo granítico se realiza dentro de los diversos niveles estratigráficos co-estructurales.

Autran et al, (1970) basándose en los modelos de Thompson (1955) en donde se dividiría el equilibrio químico en dos subsistemas cuyo límite sería una membrana permeable al agua (sistema osmótico) con lo que esta actuaría como constituyente móvil ($F > N$ de Korzhinskii), deduciera que en la mesozona alta del Pirineo Oriental (Canigó) la $P_s \neq P_f$ (fig. 10).

Si consideramos por una parte el modelo de Autran y por otra el de Althus (1967) en el que este propone que en las zonas en donde se haya producido un Polimetamorfismo ó un Metamorfismo Polifásico la P_s tiene grandes posibilidades de ser diferente a la del fluido, P_f , deduciremos que tanto por una ó ambas razones, existe una gran posibilidad en que $P_s \neq P_f$ de lo que $P_s > P_f$.

Esta desigualdad implicaría que las temperaturas de formación de este ó tales minerales, serian sensiblemente menores (fig. 9) (Althus, 1967).

3.3.3. Estadio Medio.-

Vendría representado por la entrada de la Cordierita, Cordierita-Andalucita y Andalucita.

La Cordierita procedente de la reacción R.6 se hallaría ampliamente representada dentro de los esquistos moteados y en algunas rocas del mismo estadio pero del metamorfismo anterior. Las características sobre la entrada de dicho mineral podrían resumirse en las ya mencionadas en el apartado anterior. La cordierita-Andalucita (Quiastolita) entrarían mediante la reacción R.7 y la Andalucita sola por la reacción R.10, hallándose esta última en las corneanas s.s. por regla general.

La Isograda de la Cordierita que definiría el límite superior de este estadio, tendría lugar entre 500 a 1500 bars a temperaturas de 510°C - 525°C - 10°C siempre que $P_s = P_f$.

Si este mineral se formase a presiones inferiores, caso muy probable al Norte del Macizo y en la zona del Tagamanent-Vall Fornés sus temperaturas también serian inferiores y en cuyo caso esta isograda se situaría en el estadio anterior.

Esta isograda aunque no venga dibujada dentro del mapa n^o 3 por deficiencia de buenos afloramientos, se situaría muy cerca del límite marcado para la aureola externa.

Si consideramos que en las rocas afectadas por el Estadio Medio del metamorfismo Regional, el agua se hallaría como constituyente no en exceso por las reacciones de deshidratación sufridas y que la fuerte recristalización habría disminuido la porosidad y permeabilidad de dichas rocas, podíamos hallarnos frente a un sistema cerrado y en cuyo caso se cumpliría uno de los modelos de Thompson para $P_s = P_f$.

Este modelo aunque contradictorio con el de Althus, es apoyado por Autran en la mesozona baja, siempre y cuando se cumplan los requisitos anteriormente mencionados.

Cuando estas rocas se hallan en contacto directo con el cuerpo granítico el agua deja de ser un constituyente no en exceso con lo que ésta actúa sobre el equilibrio mineral confirmando la hipótesis, siempre y cuando el sistema granito-encajante sea cerrado.

Si el sistema no fuese cerrado deberíamos acudir a los modelos anteriormente citados. Con todo, Autrán piensa que en esta zona de presiones intermedias-débiles la P_f se acercaría mucho a la P_g (fig. 10)

La reacción R.7, observada así mismo en el Tibidabo por Vaquer (1972), se formaría a presiones y temperaturas muy similares a las de R.6.

La reacción R.10, típica de la aureola interna, pertenece a un grado mayor. Aunque es difícil de precisar, por carecer de modelo experimental, lo mismo que para R.8 aunque esta última sólo sea probable, las temperaturas que darían origen a R.10 serían del orden de 530° - 540° C a presión de 0,5 - 2Kb.

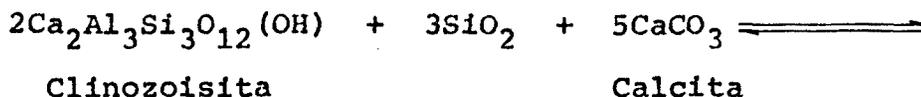
Rocas Carbonatadas.-

Las únicas rocas carbonatadas en el sector Oriental del Montseny, son las de Gualba que ya fueron intensamente afectadas por el Metamorfismo Regional Progresivo.

Los minerales más característicos del metamorfismo de sarrollado por el cuerpo granítico, amén del Diópsido, Epidota, Tremolita ya tratados en el metamorfismo anterior y que en algunos casos son de un metamorfismo de origen Hidrotermal, serían la Wollastonita, Grosularia/Andradita/Pirineita y la Idocrasa ó Vesuvianita. La presencia de la Pargasita-Brucitas-Mullita, no ha sido probada, pudiendo realmente existir.

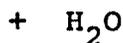
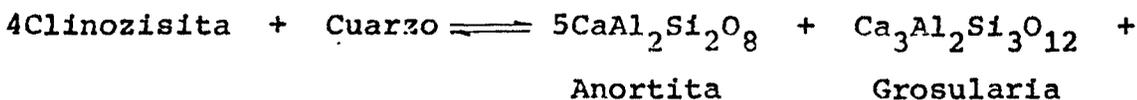
La Grosularia/Andradita/Pirineita han debido aparecer según las reacciones siguientes:

R.22



Grosularia/Andradita

R.22'



R.22''



La reacción R.22, tendría lugar a 520°C con una $P_s = 2\text{Kb}$, si cuenta con una fracción molar de $\text{CO}_2 = 0,1$ aproximadamente. (Gordon and Greenwood, 1971) (fig. 16).

El hecho de que este mineral no apareciera durante el metamorfismo regional con presiones y temperaturas muy similares hace pensar que las fracciones molares del CO_2 eran demasiado elevadas.

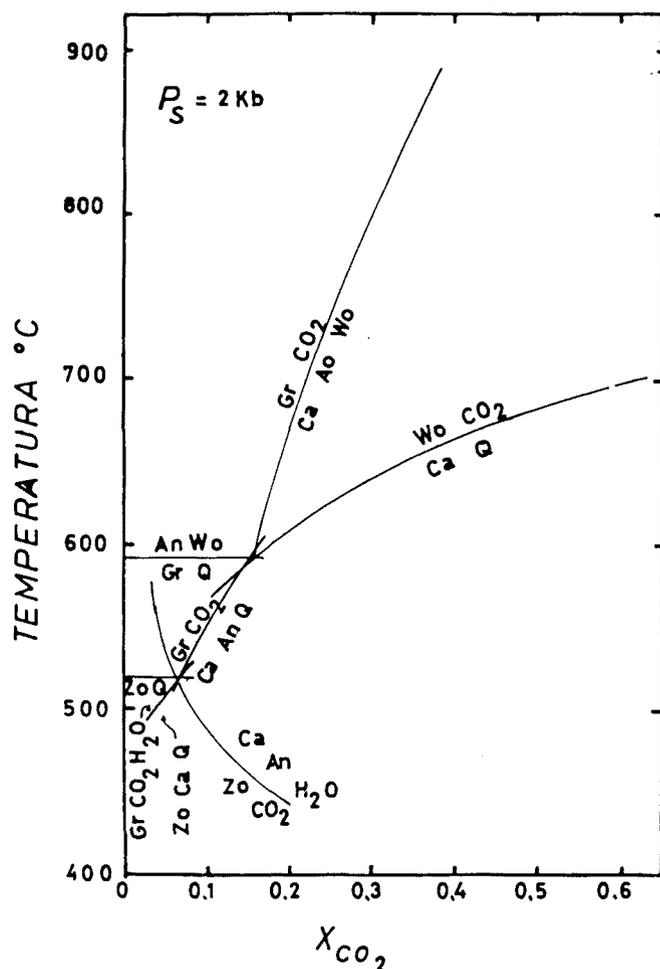
Las reacciones R.22' y la reacción:

Anortita + 2Calcita =

Grosularia + 2CO_2

no se han apreciado en los mármoles de Gualba ya que la plagioclásita observada en estos no es nunca tan calcita. Guitard ya observa este suceso en el Canigó e indica que para dar origen a estas reacciones es necesario una X_{CO_2} muy elevada.

La reacción R.22", observada así mismo por Vaquer en el Tibidabo, se desarrollaría a presiones de $0,5 - 1,5\text{Kb}$ a $540^{\circ} - 570^{\circ}$ según Holdaway, 1966 y sería probablemente en el que se desarrollaría la Pirineíta o Granate anisótropo de color verduzco y ya citado por Van Mer Sijp en 1950.



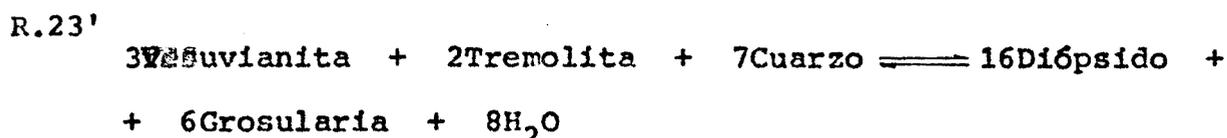
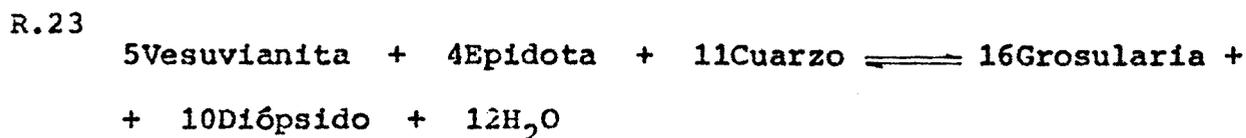
(Fig 16)

(GORDON, 1971)

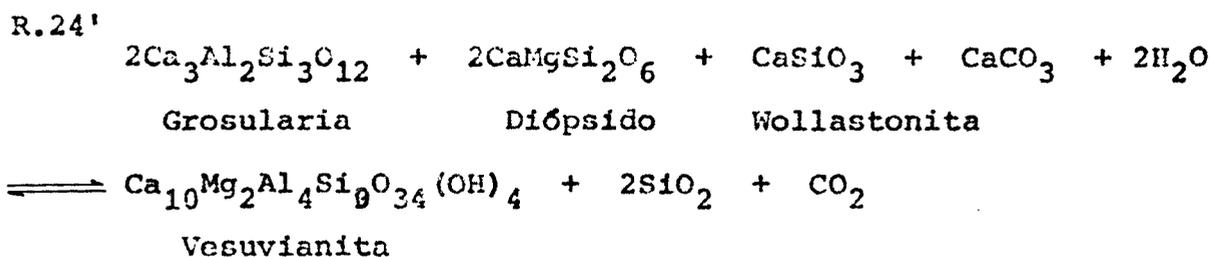
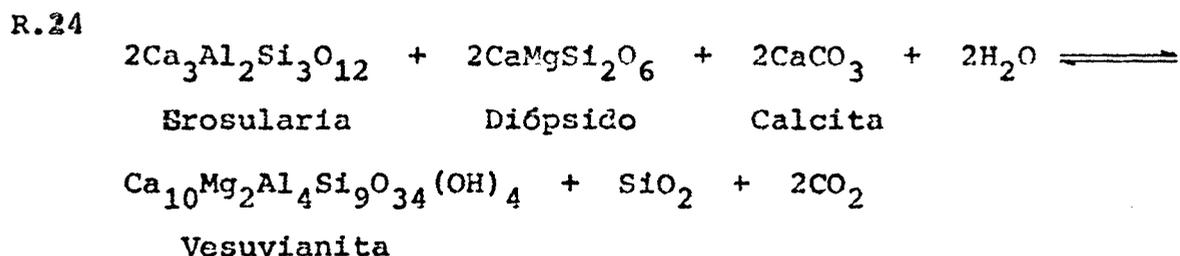
Mi punto de vista es que el granate cálcico en el Montseny se formaría mediante las reacciones R.22 y R.22", dentro del mismo estadio y en contacto con el cuerpo granítico (fig. 15) y a fracciones molares de CO_2 bajas y de H_2O elevadas lo que nos

daria una razón del porqué no se formó Granate en el metamórfismo Regional a condiciones de P, T similares.

La Idocrasa ó Vesuvianita se presentaría según las reacciones siguientes: (Winkler, 1967)



Estas reacciones funcionarían de derecha a izquierda y tal como puntualiza Ito and Arem (1970) este mineral se hallaría normalmente asociado a la Grosularia-Diópsido-Wollastonita en las rocas de Contacto (fig. 15), proponiendo este autor estas dos reacciones:



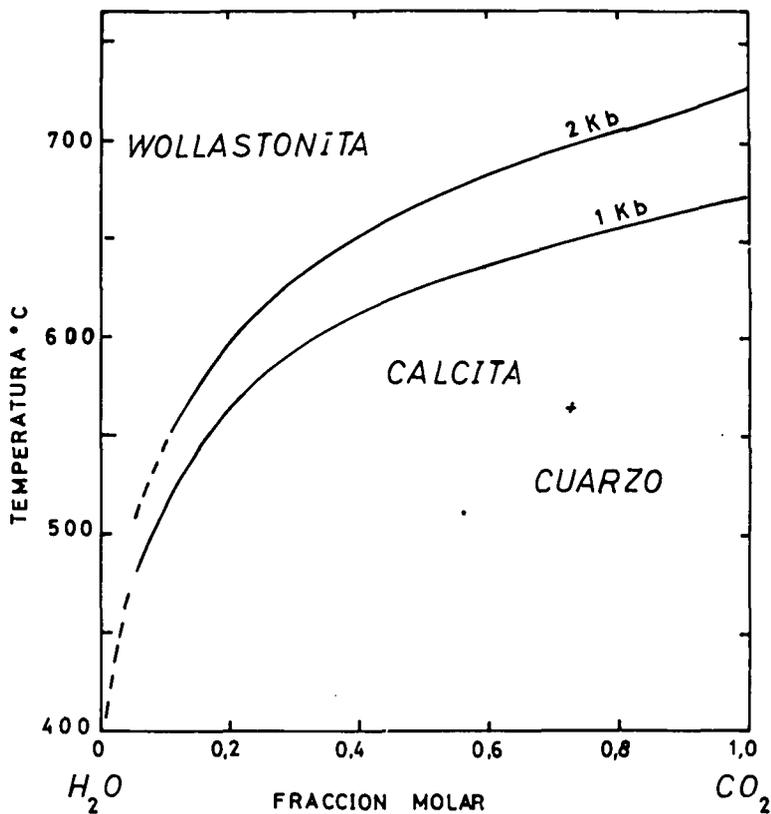
Estas dos reacciones, muy características de la zona de Gualba así como R.23, se originarían a unas temperaturas de 350° a 750° a presiones de 250 a 3000 bars.

Según este último autor, la introducción de la Idocrasa a partir del Granate se realizaría mediante una fuerte actividad del agua correspondiendo así mismo a un descenso de la actividad del anhídrido carbónico.

Este mineral se formaría durante la fase de Skarnificación, con sus procesos metasomáticos producidos por la presencia de volátiles tales como F, OH etc.. La introducción de este mineral correspondería más a un Metamorfismo Hidrotermal que al de Contacto s.s.

La Wollastonita, se introduciría en condiciones de X_{CO_2} y H_2O similares a la de los minerales precedentes.

Las reacciones que darían lugar a este mineral serían:



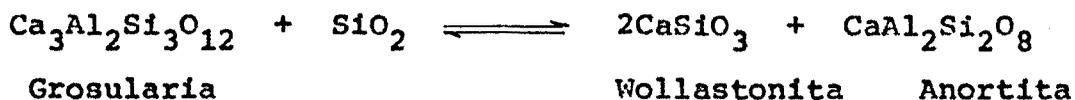
(Fig. 17)

(GREENWOOD 1967)

R.25



R.25'



R.26



La reacción R.25 se desarrollaría principalmente en el mismo contacto Carbonatos-Granito (fig. 15). Volviendo a la Regla de las Fases, tendríamos que $F \leq 2$, ya que según Korzhinskii en este caso los constituyentes móviles serían la sílice y el anhídrido carbónico quedando como constituyentes inertes la Calcita y la Wollastonita. Tal expresión $F \leq C_1$ (Korzhinskii) nos indicaría un sistema abierto.

Durante el estadio Medio del metamorfismo Regional, este mineral no se introdujo con una composición adecuada, puesto que en muchos mármoles se observa la Calcita-Cuarzo como asociación estables. Las causas al igual que para los anteriores minerales sería la fuerte presión del anhídrido carbónico (fig.17) ya que las temperaturas y presiones del sólido eran superiores a las actualmente reinantes.

Si durante el metamorfismo Regional la fracción molar del CO_2 era entre 0,3 - 0,4 para algunos minerales y muy superiores a éstos valores para otros, tales como para la formación del Diópsido y Forsterita, se hubiesen necesitado temperaturas superiores a los 620° (fig. 17); mientras que en este Metamorfismo a fracciones molares inferiores a los valores descritos las temperaturas serían sensiblemente menores. (Greenwood, 1967).

La wollastonita aparece además en las apófisis graníticas "Magma Stopping" dentro mismo de las rocas carbonatadas (fig. 15) ó también en los mármoles ricos en sílice y muy cercanos al Contacto.

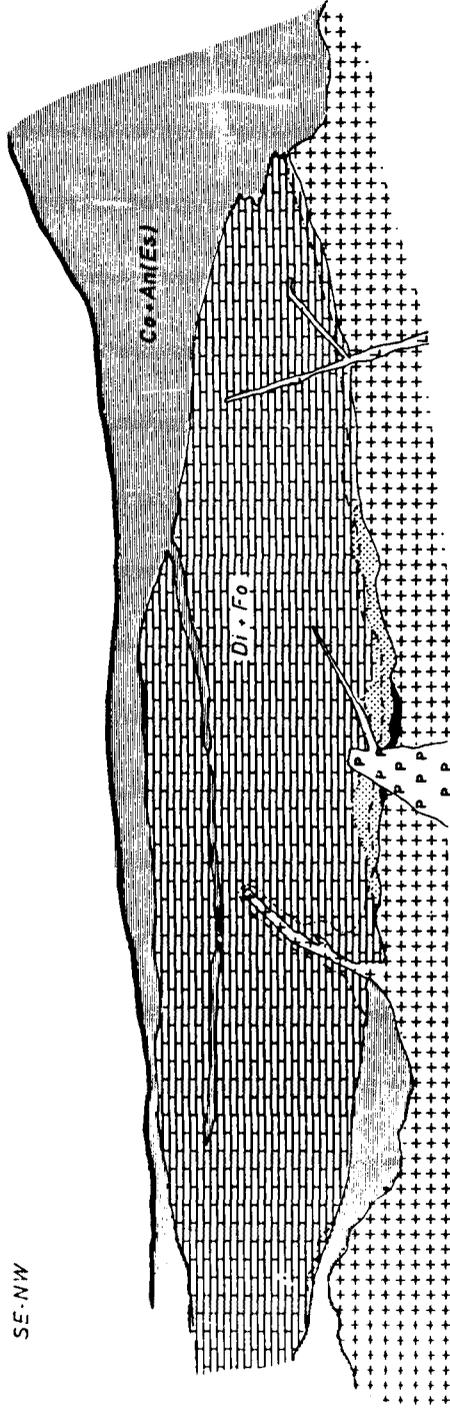
La reacción R.25 a $P_s = 2\text{Kb}$ y $X_{\text{CO}_2} = 0,2$ se realizaría a unos 580°C. La disminución de esta fracción molar produciría un sensible descenso de temperatura de formación. Esta disminución de la fracción molar del anhídrido carbónico se debería principalmente a un aporte de fluido acuoso por parte del cuerpo granítico durante sus procesos evolutivos.

La reacción R.25', al no observarse la asociación Anortita-Wollastonita, cabe pensar que no se ha producido. Por otra parte la reacción R.26 (Kerrick, 1970 y Storre, 1970), se formaría en condiciones muy similares a la de la Idocrasa en un proceso de Skarnificación similar al de dicho mineral con fracciones

molares de anhídrido carbónico muy bajas por lo que se trataría de un proceso de Metamorfismo Hidrotermal a temperaturas de 520°C y presiones próximas a las 2Kb.

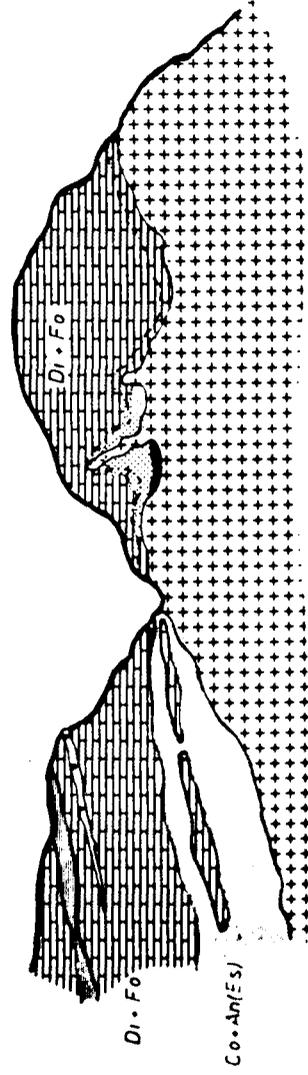
Corte Esquemático de una Serie de Bloques de Marmoles en GUALBA

SE-NW



- | | | | | | |
|--|--------------|--|-------------------------|--|---|
| | Micasquistos | | Aplita | | Isograda de la Wollastonita (Met. Contacto) |
| | Marmol | | Lamprofitos | Zona de la(Cordierita - Andalucita),(Forsterita - Diopsido) (Met. Regional) | |
| | Granito | | Skarn | | |
| | Porfidos | | Mineralización Metalica | | |

WSW-ENE



(Fig 15)

3.4. METAMORFISMO HIDROTERMAL.

Este Metamorfismo, si nos acojemos al término Hidrotermal sensu stricto, vendría originado por un Metasomatismo de Percolación ó Infiltración (en el sentido de Korzhinskii, 1948).

El Metasomatismo por Difusión, que con grandes posibilidades exista en las partes profundas del Montseny, no nos ha sido posible estudiarlo, debido a su complejidad, con un detalle adecuado por lo que no será tratado en este trabajo.

Gran parte de las reacciones ya mencionadas en el metamorfismo anterior, pertenecerían a este metamorfismo Hidrotermal y tal sería el caso de la Grosularia, Idocrasa y en parte el de la Wollastonita.

Ambos metamorfismos aunque sincrónicos en el espacio y en el tiempo, sus características y mecanismo serían distintos, así como por su extensión.

Parte de las reacciones formadas durante el proceso de Retrometamorfismo y ampliamente desarrolladas en las aureolas de contacto de la Mesozona y Catazona del Metamorfismo Regional serían causadas por este metamorfismo.

La pseudomorfosis de la Andalucita en Espinela, la de la Biotita en Rutilo así como el de ambas y el de la Cordierita en Penninas, Prochloritas, Cloritas y toda suerte de Hidrómicas, óxidos de hierro y manganeso tendrían lugar durante este proceso.

Así la reacción R.8 del Metamorfismo Regional, por otra parte también descrita por Guitard en el Canigó, se desarrollaría durante este metamorfismo de derecha a izquierda. Otro sin fin de reacciones similares y debidas a este proceso, actuarían en las áreas próximas al contacto del cuerpo granítico, por lo que muchas veces nos ha sido muy difícil determinar las para génesis del Regional por la activación del Retrometamorfismo debido al Metasomatismo.

3.5. METAMORFISMO DINAMICO.

Según Spray (1969), este término se aplicaría a los procesos que implicarían una brechificación, cataclásis, granulación, milonitización, etc..

Las microestructuras que se desarrollan durante este proceso metamórfico, son muy complejas e inhomogéneas, dependiendo de la interacción, temperatura-presión, variación de la deformación "strain", presencia de solventes y del comportamiento mecánico de las rocas.

Los tipos que en el Montseny se desarrollan, son principalmente la milonitización, desarrollada en los mármoles de la zona de Gualba y una cataclásis, fundamentalmente en rocas graníticas.

Las milonitas en rocas calcáreas se presentan con una orientación muy marcada, cuya dirección, debido a la escasez de afloramiento y características de la roca (masiva), ha sido muy difícil de precisar. A nuestro entender, se presentarían en dos direcciones conjugadas hacia el SW. y S.

La microestructura es de tipo "Mortar Texture" en el sentido de Spray y producida por cristales elongados con extinción ondulante, formación de maclas y planos de deslizamiento en las cálcitas, Así mismo estos cristales rodean a los Granates, Piróxenos, Anfíboles, etc., que presentan una fuerte extinción ondulante y cataclásis.

La recristalización puede presentar diversas etapas y grados según la relación Esfuerzo-Deformación con la temperatura reinante. (Ver microfotografías en el tomo II).

Se han observado milonitas en los mármoles cuyo grado de recristalización primaria (ligada a la milonitización) es variable. Si se admite que todas ellas son singenéticas dada la proximidad en su localización, no es de esperar que las diferencias microestructurales obedezcan a variaciones substanciales de temperatura ó de los esfuerzos diferenciales ($\sigma_1 - \sigma_3$).

Según Carreras (comunicación oral) y tomando como fundamento los experimentos de Heard, 1972, sobre la deformación plástica en mármoles, tales diferencias microestructurales pueden ser el resultado de la variación de la velocidad de deformación entre las distintas bandas miloníticas. Para temperaturas y ($\sigma_1 - \sigma_3$) ctes., la deformación plástica (con recristalización substancial) quedará limitada a las milonitas de menor velocidad de deformación.

3.6. CONCLUSIONES GENERALES SOBRE EL METAMORFISMO.

RELACION METAMORFISMO - DEFORMACION EN EL ESPACIO Y EN EL TIEMPO.

El Metamorfismo del Montseny tiene un marcado carácter Polifásico, aunque si bien la hipótesis de un Polimetamorfismo no quedã descartada.

El carácter Polifásico vendria marcado por los dos Metamórfismos, Regional y de Contacto ya descritos. Con presiones máximas de 2,3 Kb para el primero e inferiores a las 2Kb para el segundo, las temperaturas siempre y cuando se considere $P_s = P_{H_2O}$ serían de 630°C máximas, para la aparición de la Sillimanita en el Regional no excediendo de los 580°C para la formación de la Wollastonita en el de Contacto. Estas condiciones de P, T serían, marcadamente distintas a las 625 Atmósferas (633 bars) y los 850°C propuestos por Ashauer (1933) y Van Der Siyp (1950) para el Montseny.

Todos los hechos descritos en este capítulo del Metamórfismo, no dejan de tener un carácter teórico. Si bien el clima máximo para el Metamórfismo Regional de 630°C a $P_{H_2O} = P_s$, da la impresión, para esta zona, estar en acuerdo con los diversos autores (Autran, Althus, etc.), las Isogradas de la Estaurólita, Cordierita, Andalucita y Granate (Almandino) presentarían ciertas discrepancias.

Como ya se ha descrito, Autran et al, 1970 da un modelo para la Mesozona Alta de $P_{H_2O} \leq P_s$ pasando a una casi igualdad para la Mesozona Baja-Catazóna. Para Althus, 1967, este modelo de la Mesozona Alta sólo se daría en condiciones de Polimetamórfismo ó Metamórfismo Polifásico, estando en acuerdo para el modelo de la Catazona.

En el Montseny se presenan dos efectos, que por su importancia trataremos de aclarar. Uno sería el estrangulamiento de las Isogradas en la zona de Mosqueroles-Can Pins (Mapas 2,3) y el otro la presencia de Granates (Almandino) y Biotitas (Cloritas de desestabilización). Ante fase dos (S_2), mientras que el Metamorfismo Regional descrito sería Sin-Post fase tres (S_3).

El estrangulamiento de Isogradas podría ser debido a diferentes causas. Así como Zwart (1963) no da razón alguna a dicho efecto en la región de Bosost (Pirineos Centrales), con paragénesis metamórficas similares a las del Montseny aunque apriori sus condiciones de P, T serían distintas, Guitard (1970) explicaría este estrangulamiento en el Pirineo Oriental por el Efecto de Zócalo. Si consideramos una variación en el espacio de la posición de una fuente calorífica, se podría explicar este efecto por el Efecto Telescópico (Den Tex, 1963). Una tercera posibilidad sería una variación local de la relación Presión de fluido--Presión del sólido, que daría origen bien a una inversión de Isogradas bien a un estrangulamiento con el descenso de la temperatura de reacción (Althus, 1967).

De las tres hipótesis, el Efecto de Zócalo es casi imposible de demostrar debido a la escasez de afloramiento observable y a la fosa del Vallés recubierta por sedimentos Terciarios (Mapa 3,1) que cortaría las isogradas. No obstante la existencia de un zócalo, en este caso Precámbrico, estaría a demostrar en las áreas adyacentes y concretamente en las Guillerías.

El Efecto Telescópico, producido generalmente por un cuerpo granítico s.l. durante su emplazamiento tal y como sucede durante el Metamorfismo de Contacto y cerca de Viladrau (Mapa 1,3) donde las Isogradas de la Biotita-Cordierita-Andalucita se juntan, sería difícil de explicar ya que habría que presuponer la existencia de granitos (fase magmática)

Ante fase tres (S_3) ó sea muy tempranos con respecto a esta orogénia y tal como sucedería en Cerdeña Oriental (Di Simplicio, 1974), que serían de origen Caledoniano.

La presencia de tales cuerpos ígneos causante del supuesto Efecto Telescópico no son demostrables por las razones anteriormente aludidas incluyendo la falta de gnéises "Orto" que la fase tres presumiblemente originaría sobre dichos cuerpos.

La inversión de las Isogradas producida por una variación local de Presión de fluido ó bien la presencia de carbonatos que originaría una $P_f = P_{H_2O} + P_{CO_2}$ con una fracción molar de anhídrido carbónico aunque² baja, de² tener en cuenta, podría ser la causa del descenso de la temperatura de reacción (Corretxé, comunicación oral) y por tanto originar un cambio en las Isogradas en las proximidades de dichos carbonatos.

Este hecho, aunque factible, no explicaría el porque las Isogradas cerca de las grandes masas calcáreas no parecen padecer cambio alguno. Un razonamiento podría ser, la permeabilidad y presencia de minerales hidroxilados, en donde la fase fluida sería más importante y con una actividad y cinética mayor dentro de unas zonas de composición y estructura dadas.

Estos tres modelos podrían ser bien independientes ó actuar conjuntamente.

La existencia de una generación de minerales Metamórficos Ante fase dos (S_2) (ver láminas, tomo II) nos indicarían bien un climax Metamórfico oscilante bien un Polimetamorfismo. Siendo esto último una hipótesis difícil de demostrar ya que implicaría una Orogénia anterior, con lo que la fase uno (S_1) pertenecería a otro ciclo Orogénico que en este caso sería presumiblemente el Caledoniano, tal como se observa en Cerdeña.

La fase uno (S_1) no se ha podido demostrar su presencia en los niveles más superiores del Paleozóico Superior (Westfaliense) ya que si existiese se hallaría obliterada por las fases posteriores con lo que por el momento descartaremos esta hipótesis, aunque si habrá que tenerla en cuenta en el estudio de las áreas adyacentes.

La presencia del Caledoniano en el Pirineo Oriental y Central no ha podido ser aún plenamente demostrada, existiendo una gran controversia entre los diversos autores que han trabajado sobre dichas áreas.

Así mismo la presencia de lentillas de exudación ante fase dos, nos indicaría la presencia de dicho metamorfismo, temprano con respecto al climax desarrollado Sin-Post fase tres.

Estas lentillas aparecen en la zona de la Biotita, observación por otra parte realizada por Autyan et al, 1970 en el Pirineo Oriental. Dichas lentilla se hallan generalmente compuestas por Cuarzo, Plagioclásas ácidas, excepcionalmente Microclina, Moscovita y Mena (Piritas, Esfaleritas), y afectadas por las fases S_2 , S_3 , S_4 (Tardías).

Según Fonteilles (1965), la aparición de estas, se debería a una fracturación de las rocas, formándose cuando P_{H_2O} sería superior al más pequeño de los esfuerzos (stress) principales y de un valor igual a la resistencia de la roca a la tracción, siendo esta última generalmente baja. (1)

(1) Según este autor, el importante aumento de la plasticidad en las rocas debido a la temperatura implicaría una disminución en la anisotropía de los esfuerzos con lo que tenderíamos a razonar sobre presiones sólidas prácticamente isótropas.

En el Pirineo Oriental estos autores franceses citan dos tipos de lentillas, unas incluidas en la Mesozona Alta, sea la Isograda positiva de la Biotita y otras en la Mesozona Baja, dentro de la Isograda negativa de la Moscovita, que por otra parte coincidiría con la mayor liberación de agua en las reacciones metamórficas. El primer tipo, ampliamente desarrollado en el Montseny, se observaría inclusive en la zona de la Clorita (de aspecto retrógrado). El segundo tipo aunque posiblemente exista, no lo hemos observado. (ver esquema 4, fig. 2).

Conclusión.-

1. Entre Ante y Sin fase uno (S_1), cuál ó cuales tipos de reacciones metamórficas se produjeron, presumiéndose una fase de Estadio Muy Débil-Anquimetaformismo con formación de minerales típicos del Estadio e iniciándose las primeras deshidrataciones en parte debidas al asentamiento de los sedimentos.

2. Durante Ante y Sin fase dos (S_2) las condiciones del metamorfismo cambiaron, dando origen a los Granates (Almandino) en los Gneises y Biotitas-Cloritas en los micaesquistos. (Zwart, 1963, Spray, 1969).

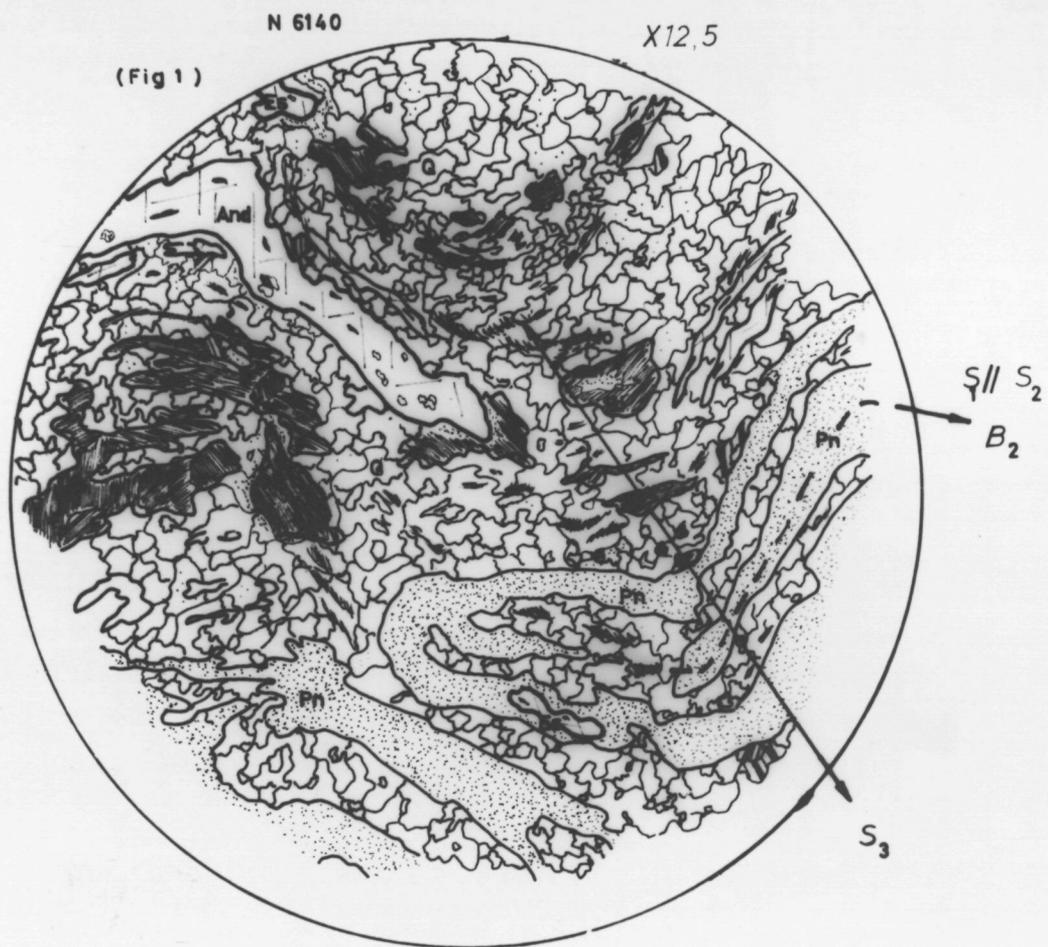
La aparición del Granate Ante fase dos en los gneises y no en los esquistos, podría haberse dado a lugar en Presiones superiores a los 2,5Rbyy 500°C de temperatura, lo que implicaría unas condiciones metamórficas distintas a las que se originarían en la fase tres (S_3).

3. Las condiciones del Metamorfismo Sin-Post fase dos (S_2) serían, ó bien similares a las del apartado 2. ó se iniciaría en esta un proceso de retrometamorfismo dando lugar a las biotitas desestabilizadas. (esquemas 3 y 4, figs. 1 y 2)

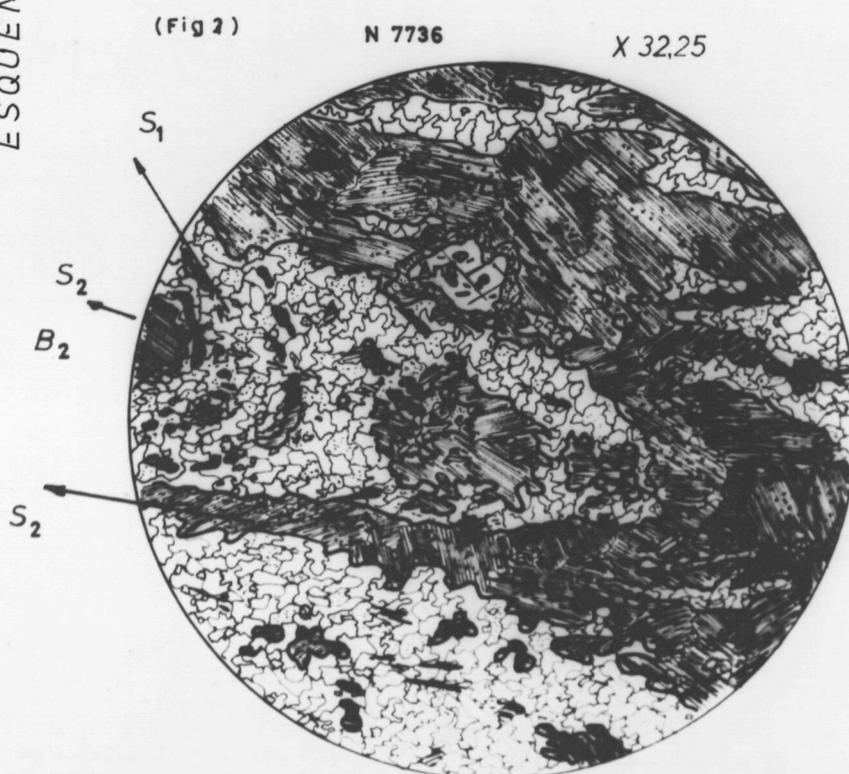
4. Durante la fase tres (S_3), Sin-Post, se originarían los Estadios Metamórficos de mayor grado en el Metamorfismo Regional. Las Estaurolitas-Cordieritas-Andalucitas serían Sin-Post fase tres apreciándose esto en dichos minerales mediante la extinción, cuyo ángulo es inferior al de los micropliegues de las crenulaciones (esquema 4, fig. 1). La Sillimanita Fibrolita sería Post fase tres lo que nos indicaría que el climax máximo se alcanzó al final de dicha fase.

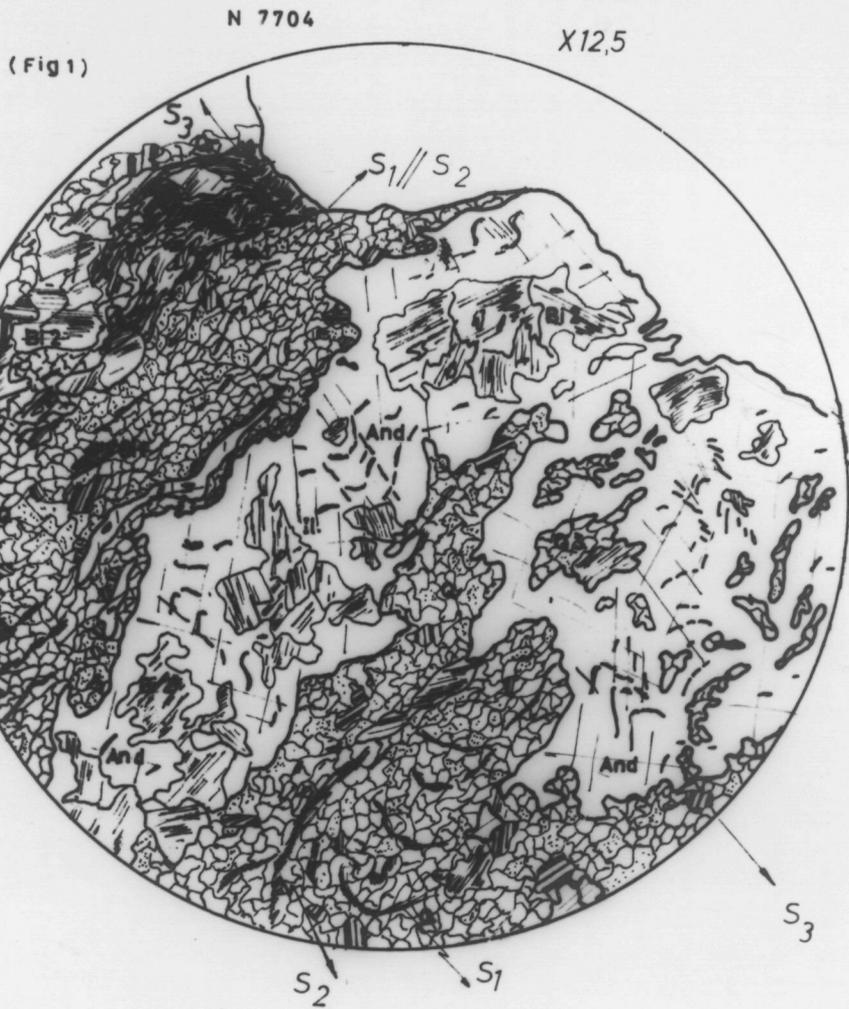
El emplazamiento del cuerpo granítico con su metamorfismo de contacto asociado sería tardío con respecto a esta fase.

5. Las fases tardías, Kink bands, Milonitización, Gneisificación incipiente en los granitos y esquistosidad de fractura en las zonas asociadas a fracturas, serían Post emplazamiento del cuerpo intrusivo ya que afectan bien al cuerpo granítico, bien a su metamorfismo de contacto. La posibilidad de una fase Kink sincrónica ó anterior a la intrusión no queda descartada.



ESQUEMA. 3





ESQUEMA . 4

