

# 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](http://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](http://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](http://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

**4- LOS**

**GRANITOS.**



## INTRODUCCION.

En este capítulo a los granitoides del área del Montseny, trataremos las características petrográficas más sobresalientes y peculiaridades genéticas a la luz de las pluralidades teóricas existentes sobre el origen, tanto en lo general, en cuanto a su origen se refiere, como en el caso en particular de la zona no perteneciente al macizo Hespérico, situada en el Pirineo Oriental y en el ámbito costero catalán.

### 4.1. CARACTERISTICAS Y CONOCIMIENTOS GENERALES SOBRE LOS GRANITOIDES DE LA REGION CATALANA Y ZONAS ADYACENTES.

#### 4.1.1. Zona Catalana.

De los primeros trabajos realizados en la zona del Montseny y ámbito catalán, destacaremos la cartografía realizada por Almera, 1914 y los trabajos más de índole petrográfico que genético realizados por San Miguel de la Cámara, 1929 en los que apunta por una diferencia estructural entre facies graníticas, mayoritaria a una diferencia de composición para los granitos que constituyen el núcleo de la unidad costero catalana.

El primer trabajo, petrográfico y petrológico, moderno, del Montseny-Guilleries lo realiza Van Der Sijp, 1951, describiendo tres facies de granitos tales como los leucogranitos (área del Morou), granitos s.s. y granodioritas. Dentro de los primeros incluiría las Alaskitas, bien como facies de borde, bien como "Schlieren". Las granodioritas las diferencia en dos tipos, unas de grano medio formando los grandes macizos y unas de grano fino, intercaladas ó en contacto con las facies leucocráticas. La presencia de enclaves más básicos se situarían preferentemente en la zona Sta. Fe-Arbucies y su origen, aunque

dudoso, no parecen tener relación alguna con rocas de origen se  
dimentario nó con el encajante metamórfico. La dirección de los  
ejes mayores de los enclaves indicarían la dirección e inclina  
ción de las líneas de flujo las cuales abogarían por una estruc  
tura cupuliforme del plutón granítico.

Según el mismo autor, el emplazamiento de este cuerpo  
granítico tuvo lugar tardíamente con respecto a las grandes de  
formaciones, presentando contactos netos y sin deformación apa  
rente con el encajante.

En 1956, San Miguel Arribas en su trabajo sobre los  
granitos de la Costa Brava, observa cuatro facies principales  
de granitos: granitos aplíticos, granitos s.s. porfiroblásticos,  
granitos normales y granodioritas porfiroblásticas. Si bien los  
términos porfiroblásticos no tienen semejanza petrográfica con las  
facies del Montseny, los granitos normales y aplíticos poseen  
caracteres similares a los leucogranitos del Morou ya descritos  
por Van Der Sijp en 1951.

Este autor da un origen metamórfico a estos granitos  
y sincrónico al emplazamiento, indicando que su aspecto intrusi  
vo en algunas zonas es sólo aparente y debido al estilo tectóni  
co regional. Basándose en el estudio petroográfico, el autor  
proporciona una serie de pruebas en las que concluye por un ori  
gen no magmático de dichos granitos.

Después de un lapso de tiempo de más de 10 años, Mon  
toto en 1967, reactiva con su Tesis Doctoral, los estudios so  
bre los granitos del litoral catalán.

Montoto, subdivide la unidad costera, eminentemente  
granítica, en dos zonas petrográficamente distintas. Una zona  
Norte que englobaría toda la región geográfica de la Costa  
Brava y una zona Sur y delimitada de la anterior por la desembo  
cadura del río Tordera, que abarcaría el Maresme.

El Montseny, se incluiría dentro de dicha zona Sur tanto geográficamente como petrográficamente. Las facies de dicha zona Sur se hallarían formadas por Adamellititas, principalmente, con facies de granitos más aplíticos y granitos grisáceos intercalados.

A la par que San Miguel Arribas, Montoto desecha la existencia de fenómenos magmáticos para explicar la génesis de estos granitos, basándose en la presencia de estructuras granoblásticas desarrolladas en medio sólido, existencia de fases con cataclásis y recristalización posterior y sobre la presencia de estructuras residuales.

El estudio más reciente realizado sobre un sector de la costa catalana es el de Vaquer, 1972, en la zona del Tibidabo en Barcelona capital.

Este autor realiza un completo estudio petrográfico de los granitoides de dicho sector en el que observa una facies granodiorítica con evolución aparente hacia tránsitos más alcalinos y una facies de granito aplítico con tránsito brusco respecto a la granodiorita. Estos granitos aplíticos, según deduce el autor se originarían a partir de la recristalización de la granodiorita al sufrir esta los esfuerzos tectónicos.

#### 4.1.2. Áreas Adyacentes a las Unidades Costeras Catalanas.

Como unidad más próxima a la zona de estudio, se situaría el Pirineo Oriental y Central, estudiado ampliamente por Leterrier, 1973., Autran, Fonteilles y Guitard en 1970 y Raguin en épocas anteriores.

Autran et al, 1970, subdividen a los granitoides pirinaicos del Canigó, en tres tipos según su posición con respec

to a las zonas del Metamorfismo Regional y su morfología. De forma accesoria, estos autores utilizan la clasificación tradicional según textura, composición mineralógica y química.

De los tres tipos, denominados macizos superiores, intermedios e inferiores, los dos primeros no estarían ligados con la anatexia regional, si en cambio el tercero que lo estaría estrechamente.

Por el momento sólo nos interesaremos por los macizos superiores ya que los restantes si bien poseen características similares, a lo que a sus migmatitas asociadas se refiere, sus características morfológicas y petrográficas son opuestas. Los macizos superiores representados por el Querigut y St. Arnac son de dimensiones batolíticas, en el sentido de Ragin, 1969, y de composición Calco-alkalina de cuyas facies principales sobresalen las granodioritas biotítico-hornbléndicas, biotita sola, granitos monzoníticos y potásicos con facies a megacrístales y enclaves de grano fino de composición tonalítica a diorítica. La zonografía de estos macizos, se presenta generalmente con el cuerpo potásico en el centro, escaso cortejo filoniano de aptitas y pegmatitas y gran cantidad de pórfidos ligados a las zonas más apicales de dichos batolitos.

El origen de estos granitos, según estos autores, sería por una diferenciación magmática e independientes de una anatexia crustal e infracrustal, tomando como base su composición y su emplazamiento de tipo estratoide.

Otro sector cuya proximidad a las costas catalanas fue discutido en el primer capítulo, sería Cerdeña.

Las características petrográficas que presentan estos granitos, descritos por Di Simplicio et al, 1974, tienen ciertos aspectos que recuerdan a los del Montseny tanto petrográficamente como por su composición.



Este autor italiano, distingue diversos tipos de granitoides dentro del grupo intrusivo Sardo, con tres formaciones principales compuestas por rocas gabroicas, tonalíticas, granodioritas, granitos monzoníticos y leocogranitos. El origen de estos granitos, según los autores sería de mesocrustal a infracrustal.

Sobre los trabajos realizados en el macizo Hespérico por las Universidades de Salamanca, Leiden y Montpellier-Rennes, no trataremos en este apartado, si bien tendremos en cuenta sus grandes aportaciones en los apartados venideros.

Como podrá comprobarse en este apartado, siendo las características petrográficas, estructurales y de composición muy similares entre los granitos catalanes, pirinaicos y sardos, la controversia se inicia en cuanto a sus características petrológicas-genéticas, inclusive dentro de las mismas áreas. Existen tres tendencias para explicar el origen de estos granitos y cada una en un sector diferente, salvo el sector catalán; estas serían: un origen por diferenciación magmática (Montseny, Vander Sijp, 1951 y Canigó, Autran et al, 1970), por anatexia meso e infracrustal (Cerdeña) y transformista (Litoral Catalán, San Miguel Arribas, 1956 y Montoto, 1967).

Bajo estas teorías, nosotros no iniciaremos ninguna otra ya que sólo nos restaría el origen "estelas" cual "maná" bíblico ó bien uno biológico por generación espontánea, además de que si el origen es ya complicado esto sólo acarrearía un confucionismo mayor. A través de los apartados siguientes, trataremos de ver de una manera, si cabe, objetiva de acomodarnos a tal ó cuál teoría ó bien a ninguna y de esta manera aunque "científicamente" no definitiva, si actualizar la problemática de estos granitos y sus adyacentes.

#### 4.2. CONSIDERACIONES GENERALES SOBRE LA GENESIS DE LOS GRANITOS.

Las discusiones sobre el origen de los granitos llevada a cabo durante este siglo por Transformistas (metamorfistas) y Magmatistas, no tiene, en su mayor parte, más que un valor retrospectivo. Según Roubault y De la Roche, 1973, la observación de los granitos en la naturaleza, dificulta de por sí, el hallar un límite infranqueable entre los fenómenos específicamente magmáticos y metasomáticos, y por lo tanto la toma de una posición "exclusiva" a favor de una u otra teoría.

Tuttle y Bowen, 1958, observaron la coincidencia de las composiciones graníticas con las zonas de los "mínimos términos" en el sistema Q - Or - Ab - H<sub>2</sub>O, hallando que la distribución y variación de composición de las rocas plutónicas ácidas, particularmente los granitos, son similares al de las rocas efusivas ácidas en dicho sistema, de lo que se desprende un origen magmático en la formación de los granitos.

A esta teoría clásica de la cristalización fraccionada y revestida por estos autores con la experimentación, se opone la de la fusión anatética diferencial desarrollada por Mehnert, 1968 y experimentada por la escuela de Winkler-Von Platten.

Según los autores, la composición de los "liquidus" formados durante la fusión anatética diferencial de los gneises tiende hacia los dominios cotéticos del sistema Q - Or - Ab - An y precisamente para los primeros liquidus formados, hacia las zonas de los "mínimos térmicos".

Ambas teorías, argumentan, en sentidos diferentes, la particularidad de las composiciones graníticas en acercarse a la

líneas cotécticas y mínimos cotécticos de los sistemas Q - Or -  
 - Ab - H<sub>2</sub>O ó Q - Or - Ab - An - H<sub>2</sub>O.

Según Roubault y De la Roche, este acercamiento de am bas teorías en dichos sistemas, se establece a partir del cálculo de la catanorma, no aceptable hasta cierto punto, puesto que en dichos sistemas convergen igualmente rocas de evolución y origen distinto. (fig. 18). Estos autores proponen hacer una se rie de correcciones para que las distribuciones estadísticas, no se centren sólo sobre las zonas del "mínimo térmico", con lo que se constataría que sólo una franja de rocas graníticas se super ponen sobre la franja del "mínimo térmico", alejándose el resto hacia los dominios del Cuarzo (Gneises y Migmatitas). De esta forma, traducción literal de los autores, el sistema experimental reforzaria a los investigadores que trabajan sobre los macizos graníticos y sus yacimientos para delucidar de que hay "granitos y granitos". Sobre este razonamiento tendríamos que añadir que según los experimentos de Kuno, 1960 y Sugimura, 1968, hay "magmas y magmas" y que si bien no todos pueden desarrollar gran des extensiones de granitos, los Calco-Alcalinos s.s. si que pueden.

En resumen podríamos concluir que los datos experimentales pueden aportar una muy grande información sobre origen y génesis de las rocas graníticas, así los experimentos de Piwinski, 1974, Busch, 1974, Cann, 1970 y Robertson y Wyllie, 1971, que se iran citando y equiparando en el desarrollo de este trabajo y que pueden dar mucha luz a la granitología moderna, no son ni más ni menos concluyentes si no se paralelizan sus datos con los estrictamente de campo.

#### 4.3. DESCRIPCION PETROGRAFICA GENERAL.

##### Introducción.-

La serie de granitoides que se desarrollan en la zona de Sta. Fe-Arbucias (ver mapa 1) en el sector del Montseny son de un marcado carácter granodiorítico salvo facies como la que compondría el macizo del Morou con granitos monzoníticos de aspecto leucocrático.

Estos granitos, de tendencia alóctona, se emplazaron tardíamente con respecto a las grandes fases deformativas y del metamorfismo regional, sufriendo posteriormente una serie de deformaciones, tales como cataclásis y fracturaciones, excepcionalmente con recristalizaciones locales y ligadas estas a las deformaciones tardías hercinianas, reactivadas en algunos casos por el diastrofismo alpino, remodelando la estructura de los macizos y dándoles la configuración actual.

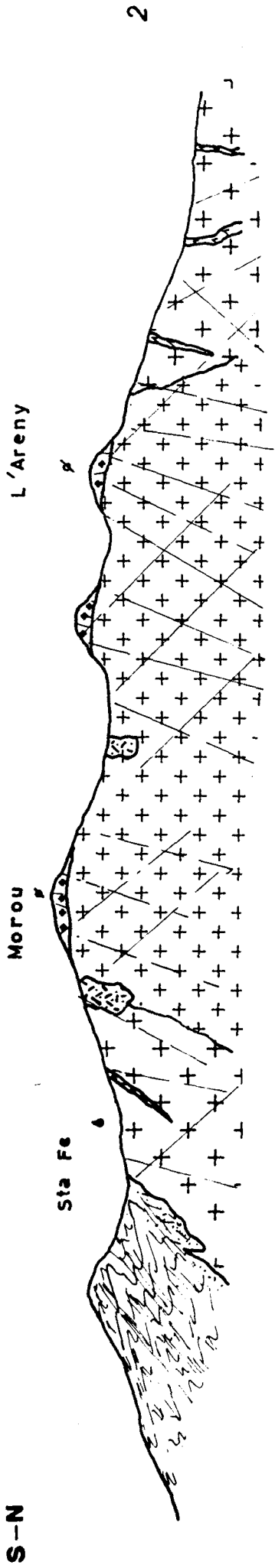
##### 4.3.1. Características Macroscópicas.-

Dentro de este sub-apartado describiremos los diferentes tipos de rocas graníticas, sus características macroscópicas, extensión, enclaves y contactos entre dichas rocas y el encajante.

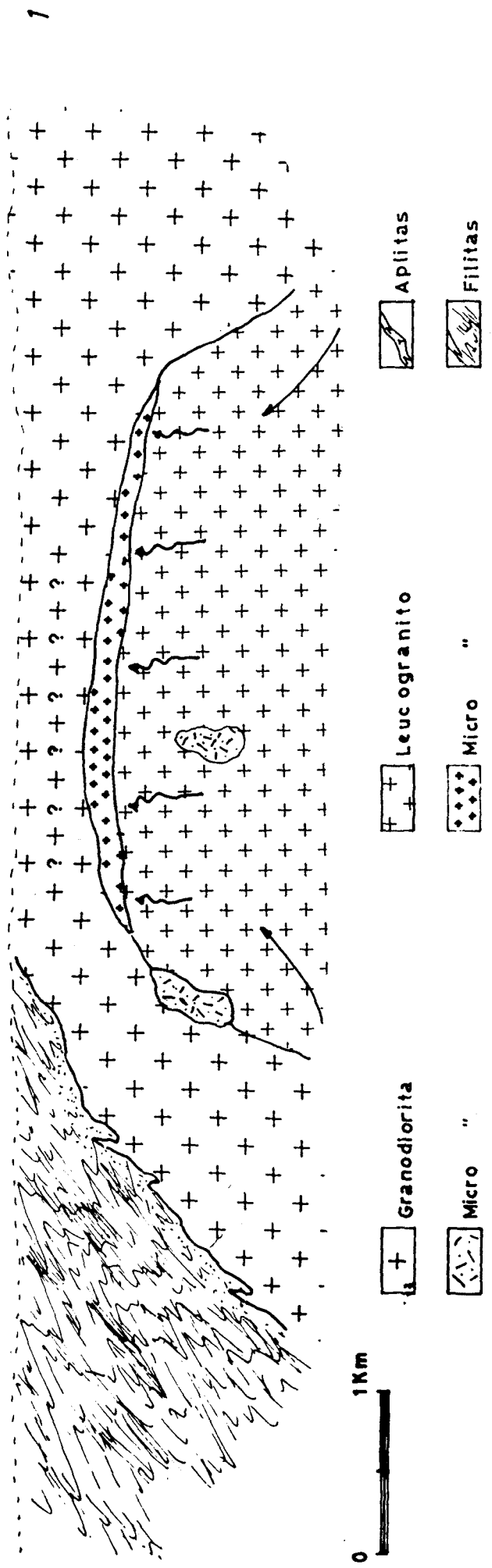
##### 1. Granodioritas y Granitos Monzoníticos Grisáceos de Sta. Fé-Arbucias.

El granito de esta zona, representa una roca muy cristalizada, de colores grisáceos, localmente rosa salmón a verdoso según grado de alteración de los mismos. Presentan estructura granuda típica, si orientación aparente de sus componentes minerales, de grano medio, 3-4 mm. sin megacristales salvo en zonas reducidas en que algunos feldespatos plagioclásicos sobresalen de la matriz. La Biotita es generalmente abundante en megacristales que sobresalen de la matriz y en finas pajuelas de color negro brillante. La Hornblenda, de color verde, se puede observar a la lupa, si la hay, agrupadas generalmente en motas.







ESQUEMA INTERPRETATIVO



(Fig 19)



0 1 Km

-  Granodiorita
-  Micro "
-  Leucogranito
-  Micro "
-  Aplitas
-  Filitas

Esta facies, generalmente homogénea, posee una gran extensión, ocupando la mayor parte de la zona granítica del Montseny. La presencia de variaciones locales, de color, tintes rosados y verdosos, son debidas a las desestabilizaciones producidas por las grandes fracturas, generalmente mineralizadas con paragénesis B.P.G.C. y gangas cuarzo-calcita-baritina-fluorita, tal como se observa en la zona de San Marçal y Agudes.

Junto a esta facies no se han podido observar cuerpos básicos de Diorita ni Gabros cuarcíferos, salvo pequeños filones y diques junto al encajante, en el tunel de Sta. Fè y en la riera de Arbucies, de marcado carácter Tonalítico y sin cambio apreciable en la estructura y composición de la granodiorita de contacto. La microestructura de estos diques se presenta como pseudo dolerítica, sin esquistosidad aparente.

Los enclaves se hallan muy dispersos, principalmente en la zona de Arbucies y son de grano muy fino, ricos en máficos, tales como biotita, hornblenda y opacos; son de formas ovoidales y su eje mayor no sobrepasa generalmente los 40 cm. Al igual que en los diques de tendencia toleítica, el contacto entre su encajante y el enclave es neto, sin paso gradual, no presentando ningún tipo de esquistosidad ni orientación mineral preferente.

El origen de estos diques, según Didier. 1973, podría ser el del resultado de la fragmentación de diques básicos, congénicos a los granitos. Con respecto a los enclaves y por el mismo autor, serían estructuras residuales de rocas ígneas genéricas con la granodiorita, pero de origen precoz.

San Miguel Arribas, 1956, da a estos enclaves un origen sedimentario y procedentes de un antiguo encajante.

El contacto entre este cuerpo homogéneo de granodioritas y el encajante metamórfico, es bastante neto, apreciándose estructuras de "magmatic stoping" en la mesozona, con desarrollo parcial de granitos aplíticos de dos micas, aplitas s.s. y ocasionalmente pequeños cuerpos pegmatíticos. En las zonas más profundas, mesozona baja-catazona, pueden apreciarse una serie de migmatitas heterogéneas, en parte desarrolladas por el "magmatic stoping" y cuyas características fueron abordadas en el capítulo del metamorfismo. Los enclaves del encajante, fácilmente confundibles con las migmatitas, presentan características muy distintas a los anteriormente descritos y se sitúan como máximo a un metro del contacto.

Ninguna deformación, aparente, de la covertera frente al emplazamiento del cuerpo granítico, ha sido observada.

El hecho que en algunos puntos tales como en el tunel de Sta. Fé, la esquistosidad del encajante se encuentre paralela al contacto y pseudo vertical, no indica forzosamente un reajuste de la cobertera frente al emplazamiento, ya que en otros sectores dicho contacto es perpendicular ó bien adquiere todas las inclinaciones posibles frente a este último. Este hecho a nuestro entender, es más bien debido a las propias fases de deformación ante emplazamiento que a un efecto de este. De todas formas es a considerar las observaciones realizadas por Autran et al, 1970 en el Pirineo, en las que observan una clara deformación del encajante frente a los macizos superiores estratoides.

## 2. Granitos Monzoníticos Leucocráticos del Norou-Areny.

Estos granitoides, de marcado carácter leucocrático rosa pálido y de estructura granuda, presentan dos facies microestructurales con límites generalmente marcados. Forman un macizo interno con respecto a las granodioritas y su zona más apical es microgranuda (1 a 2 mm) y de carácter medio aplítico con tránsito a veces marcado a un granito de grano medio de características similares a las granodioritas en las zonas más profundas y a los micro leucogranitos en las zonas apicales. a No se observan estructuras a megacristales y la presencia de la biotita disminuye hacia las zonas apicales.

La extensión de este cuerpo (ver mapa 1), aunque de aspecto circular, tendería alargarse hacia el Norte y Sur dando globalmente, junto a las otras facies, un aspecto de macizo circunscrito. Las raíces de estas rocas no pueden observarse, dando una impresión evolutiva hacia las granodioritas en profundidad. (fig. 19)

No se precisa la presencia de ningún tipo de enclave básico salvo de algunas granodioritas de características similares a las descritas, schlierens leucocráticos y pequeños nidos de pegmatitas muy dispersas preferentemente en los micro-leucogranitos.

A diferencia de las granodioritas, esta facies no posee salvo raras excepciones, un cortejo filoniano, mayoritariamente de aplitas ni de pórfidos cuarcíferos tal como se observa en las granodioritas y en las zonas apicales de estas en contacto con la epizona metamórfica.

El contacto entre este cuerpo y su encajante granodiorítico es muy marcado en las zonas apicales del primero, vislumbrándose un paso gradual en profundidad. Lo que no se aprecia es un contacto mecánico con fracturación y milonitización dando la impresión de un contacto permitido ó una diferenciación en profundidad con lo que se traduciría en ambos aspectos en el conjunto.

### 3. Microgranodioritas.

Estos granitos representarían la facies más básica en el Montseny; son generalmente oscuras, microgranudas con la minillas de biotita y hornblenda muy características, excepcionalmente megacrístales de plagioclasa zonada y posee, la facies, una extensión cartografiada. No presentan ningún tipo de enclaves, aparentando ella misma un megaenclave, bien dentro del granito leucocrático de grano medio, bien como facies intermedia superficial (1) entre los leucogranitos y granodioritas.

Esta facies, no se ha observado dentro de la gran extensión de granodioritas y sólo cerca de los leucogranitos, en Santa Fé, parece existir un afloramiento, siendo difícil de apreciar por los aluviones y el lhem granítico.

Los contactos entre la granodiorita y los leucogranitos, al igual que para los enclaves, es muy neta y sin pasos graduales ni mecánicos.

#### 4.3.2. Características Microscópicas.-

Debido que las diferentes facies, se hallan constituidas por paragénesis minerales sensiblemente parecidas, presentaremos una descripción microscópica global que nos permita evidenciar las distintas características de los minerales en función de la facies a la cual pertenecen.

##### 1. Microestructura.

Los granitoides del Montseny, presentan en su conjunto una microestructura granuda, salvo las microgranodioritas que al igual que los enclaves de las granodioritas tienden a dolerítica s.l., localmente el conjunto es subidiomórfico, debido en parte al idiomórfismo de la plagioclasa.

La esquistosidad de fractura que localmente presenta esta facies, es debida a una cataclásis con débil recristalización (ver apartado 3.5). Esta cataclásis afecta principalmente al cuarzo primario, maclado mecánico de feldespatos, Kinking de biotitas y cloritas y excepcionalmente a la moscovita deutérica. Cuando la cataclásis es muy débil, va generalmente ligada a un sistema conjugado de fracturas relacionadas a la grandes fallas

---

(1) No se observa continuidad en profundidad.



## 2. Mineralogía.-

Las asociaciones minerales que presentan las diferentes facies, son similares, salvo la horblenda, casi inexistente en los granitos monzoníticos leucocráticos, variando solamente las proporciones relativas de uno u otro mineral. Los constituyentes minerales principales son: Plagioclasa, Feldespato alcalino, Biotita, Horblenda (subordinada a la facies más melanocratas), cuarzo y accesorios.

### 2.a.

#### Plagioclasa.

Es generalmente el mineral dominante (ver tablas 1 y 3, Fig. 20) en los granitos del Montseny. Presenta generalmente un zonado más ó menos intenso con sus tipos principales: normal, oscilatorio y "patchy zoning" (Vance, 1962, 1965), los cuales se desarrollarían principalmente en las Microgranodioritas y Granodioritas s.s. Dentro de los Leucogranitos, puede presentarse así mismo formas idiomórficas a hipidiomórficas en la mesostasa homogénea, sin zonado aparente ó débil. El patchy zoning se halla algo menos desarrollado en esta última facies.

Este mineral puede presentarse como inclusión dentro del feldespato alcalino y cuarzo primario, presentando un débil zonado y de hábito alotriomorfo.

Los cristales de plagioclasa se hallan, por regla general, fuertemente maclados predominando la ley de la Albita sobre la Periclina y Carlsbad. En zonas de cataclasis pueden observarse maclas de origen mecánico, descritas por Montoto, 1969.

#### Estructura Interna:

Dicha estructura puede variar, según las facies graníticas. En las Granodioritas, esta es relativamente simple traduciéndose mediante un "zoning" progresivo y normal (núcleo más básico que la periferia); características, que por otra parte son semejantes para los Granitos monzoníticos con diferencias en la composición. Las mediciones realizadas en Platina Universal de cuatro ejes, dan de 30 a 34 An en el núcleo y de 16 a 30 An para el núcleo externo y bordes, sobresaliendo una media de 24 An para estos últimos y dentro de las Granodioritas. La Plagioclasa Alotriomórfica de bordes ameboides e incluida generalmente en otras fases, su composición puede oscilar entre 9 y 30 An, correspondiendo la primera al producto de Albitización de feldespatos alcalinos.

En los Leucogranitos, aún poseyendo un zonado de características similares a las otras facies, su volumen en cuanto a fases, es menor así como el índice de basicidad en An tanto en el núcleo interno como externo, siendo solamente el borde de composición similar.

El "patchy zoning", según Vance, 1965, dependería de las condiciones estrictamente físico-químicas de un magma. El patchy se originaría como un efecto causado por el descenso de la presión total de un magma deficitario en agua, durante su ascenso en la corteza. La secuencia que da dicho autor sería:

- a. Cristalización de la plagioclásas en profundidad.
- b. Redsorción parcial de esta durante el descenso de la presión.
- c. Cristalización de Plagioclásas más sódicas a baja presión.

Estas características, son compatibles con lo observado puesto que el patchy se presenta generalmente en el núcleo con plagioclásas de composición y orientación del núcleo más externo y excepcionalmente del borde. Se ha podido observar que las manchas de redsorción son ocupadas excepcionalmente por cuarzo primario en vez de plagioclásas de borde.

Montoto, 1969, trata de explicar la zonación de las plagioclásas mediante un crecimiento en medio sólido por difusión y aporte de materia. Vance, 1962, trata de explicar dicha zonación como el resultado de una supersaturación recurrente y cristalización en un magma deficitario en agua.

#### Las Inclusiones:

Las facies granodioríticas presentan gran cantidad de inclusiones, traducidas en finas pajuelas y pequeños cristales subidiomórficos de Biotita y Hornblenda en el núcleo interno, excepcionalmente en el patchy, de las plagioclásas zonadas, así como grandes cristales de hábito idiomórfico de Biotitas, Hornblendas y excepcionalmente Cuarzo y feldespatos alcalinos en el núcleo externo y bordes.

En los Leucogranitos las inclusiones de Biotita y Hornblenda son escasas, predominando la primera sobre la segunda y casi exclusivamente en el núcleo y borde externo.

Las inclusiones de minerales pesados son excepcionales en cuanto a los leucogranitos se refiere, pudiendo en las granodioritas, el núcleo externo incluir Allanitas.

#### Alteración de las Plagioclásas:

Podría ser de dos tipos. Uno que aparecería en todos los tipos de granitoides, traduciendo por una fuerte saussuritización con desarrollo de Clinozoisita y Mica blanca (Moscovita, Sericita). Esta alteración se desarrolla principalmente en el núcleo interno más básico, hallándose generalmente ausente en los bordes y en la plagioclásas de la mesostásas.

Un segundo tipo aparece cerca de las grandes fracturas, traduciendo por una sericitización acompañada de una saussuritización con formación de epidota (Clinozoisita), calcita deutérica y moscovita desarrollada a lo largo de las microfisuras.

2.b. Feldespatos Alcalinos.-

Estos aparecen generalmente, formando parte de la mesostása y casi nunca en forma de Megacristales Idiomórficos. Su textura es por regla general alotriomórfica con bordes ameboides, presentan fuerte perthitización tanto en las facies Granodioríticas como Grano-Monzoníticas.

Las perthitas, se presentan en dos generaciones, cronológicamente distintas. La primera, muy penetrante y de aspecto difuso sería la perthitización s.s. mientras que la segunda de tipo "flame perthite" sería de origen metasomático en el sentido de Agustithis, 1973.

La macla de Carlsbad es la más frecuente en los cristales idiomórficos, estando generalmente ausente todo tipo de maclado en las que componen la mesostása. Las mirmequitas se desarrollan generalmente en contacto con la plagioclása. San Miguel y Montoto, 1965 las interpretan como una constatación de fases de inestabilidad de la roca debido a procesos tectónicos. Agustithis, propone diversos orígenes y entre ellos, el de la corrosión de la plagioclása por un feldespato K tardío, posiblemente debido a la potasificación tardímagmática.

El tipo de feldespato alcalino, no ha podido establecerse con la suficiente exactitud mediante elementos ópticos. El maclado típico de la Microclina no se ha observado con la claridad suficiente en las 120 láminas delgadas estudiadas, siendo el aspecto general el de una Ortoclása perthítica. La triclinicidad de estos, se ha medido, caso de los leucogranitos, mediante Difracción por R.X., en el Laboratorio de Cristalografía de la Universidad de Barcelona, dando valores de más de un 65%, lo que nos indicaría un feldespato Microclina para esta facies, lógico por otra parte por ser las facies más evolucionadas tal como veremos más adelante. Este hecho nos hace pensar que en las granodioritas la triclinicidad será menor con tendencia al feldespato Ortoclása.

2.c. Biotitas.-

Es el ferro-magnesiano dominante en todas las facies graníticas. Los análisis modales, (fig, 20), le dan un contenido muy superior a la Hornblenda y dependiendo su porcentaje al tipo de Granitoide.

La Biotita puede presentarse bajo dos aspectos diferentes. El primero sería en forma de pajuelas alotriomorfas de colores pálidos marrón oscuro y desprovistas generalmente de inclusiones, ubicándose en los núcleos de las Plagioclásas. Biotitas hipidiomórficas de mayor tamaño serían incluidas en el

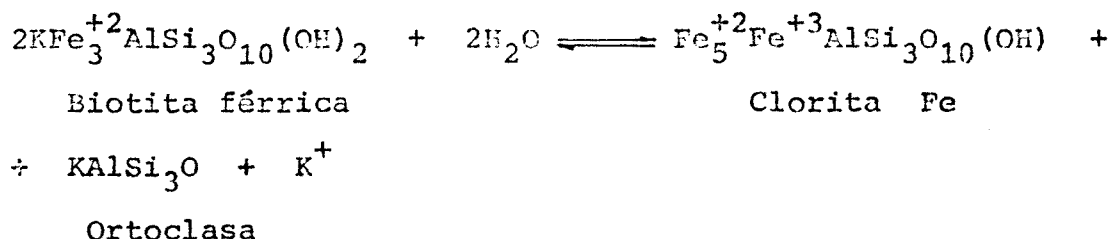
núcleo externo de las plagioclásas con un mayor número de inclusiones.

El segundo aspecto, lo compondrían las grandes placas fuertemente pleocroicas marrón-oscuro con tendencia al idiomorfismo las secciones basales y de color más rojizo. Poseen un contenido de inclusiones mucho más elevado que el tipo anterior, predominantemente en las facies Microgranodioríticas que en las Leucocráticas.

Por el aspecto y características ópticas las incluiremos dentro del tipo Annita-Siderofilita.

#### Alteración de las Biotitas:

La desestabilización de la Biotita en su mayor ó menor grado, se desarrolla ampliamente en todas las facies graníticas. El desarrollo de Clorita (Proclorita verde pálido) acompañada por Epidota (Pistacita) y gránulos de opacos (Ilmenita y Manetita) se desarrollan generalmente en los bordes en donde frecuentemente aparece también Rutilo y Leucoxeno. La reacción de Chayes, 1955, nos muestra:



la formación de Ortoclasa en los clivajes y microfracturas de las Biotitas. La exudación de opacos, no es constante, siendo predominante en las facies Porfiroides de Vall Fornés y en los términos más básicos, pudiendo estar relacionada esta fase con las fases tectónicas tardías post emplazamiento.

El fenómeno deutérico de la Cloritización puede depender de la relación  $\text{K}^+ / \text{H}^+$  y de la temperatura, (fig.21). Según la teoría de la onda de acidez creciente de Korzhinskii, 1967, en la que con el descenso de la temperatura aumenta la acidez de las soluciones residuales  $\text{H}^+$ , el Feldespato K., puede desestabilizarse en Moscovita (1) al igual que la Biotita, Cloritizarse. Después del paso de este flujo ácido, la acción de las bases fuertes vuelve a ser predominante y los feldespatos K., pueden reprecipitar en epitaxia sobre la Clorita, (Charoy, 1970).

En los granitos rosados próximos a las grandes fracturas, se observa una Moscovitización de las Cloritas con formación de opacos en sus clivajes. El problema de dichos granitos no será tratado en esta Tesis, siendo su color debido a los Feldespatos con precipitación de hematites según la actividad del  $\text{H}^+$  de las soluciones. (Ugidos, 1973).

(1) Grandes valores anómalos de Moscovita Normativa aparecen en los Leucogranitos (Tabla 1, Tomo II).

## 2.d.

## Horblenda.-

Este mineral, ausente en los Microleucogranitos (fig. 20), se desarrolla en las facies Granodioríticas y excepcionalmente en los Leucogranitos de grano grueso. Su máximo desarrollo queda ubicado en los enclaves y en las Microgranodioritas.

La Horblenda se observa en cristales aislados hipidiomórficos-alotriomórficos en el interior de los núcleos de las plagioclásas zonadas ó bien conjuntamente con la Biotita. Su color es por lo general verde amarillento y presenta evidentes formas de corrosión.

Cuando se presenta en forma de motas ó agregados se halla asociado a las Biotitas con muestras de cloritización en sus contactos. Su textura es de Idiomórfica a Hipidiomórfica con maclación frecuente y de tonos más oscuros que las primeras. Esta horblenda equivaldría a las Biotitas del segundo aspecto.

La Horblenda puede incluir Cuarzo, Biotita y Plagioclasa, así como minerales accesorios tales como Apatitos, Circon y excepcionalmente Esfena.

## 2.e.

## Cuarzo.-

Se halla presente en todas las facies graníticas con menor ó mayor intensidad. Dos tipos de Cuarzo con hábito distinto e indicativos a su vez de un orden cronológico, se han observado.

Un primer tipo límpido, idiomórfico-hipidiomórfico se halla englobado por el núcleo externo de las Plagioclásas, por el Feldespato K., incluido en las Biotitas y Horblendas y excepcionalmente ocupando el Patchy zoning.

Un segundo tipo, formando grandes placas alotriomórficas, englobando sistemáticamente a las otras fases minerales. Presentan a menudo cataclásis y una fuerte extinción ondulante, no siendo el caso, por lo general en los cuarzos del primer tipo. Presentan inclusiones de accesorios, Plagioclásas, Feldespatos Alcalinos, Biotitas (Ambos tipos), Horblenda y Cuarzo del primer tipo.

## 2.f.

## Moscovita.-

Esta fase mineral aunque escasa en el Modo, se halla fuertemente representada en la Norma de los Microleucogranitos.

Es un mineral tardío, de origen principalmente Deuterico y se desarrolla en finas pajuelas alotriomórficas, junto a la Epidota en los núcleos de las Plagioclásas, en los bordes de las Biotitas desestabilizadas y en los Feldespatos Alcalinos.

2.g.

#### Minerales Accesorios.-

Son por lo general poco abundantes, aunque mayoritarios en las Granodioritas con respecto a los Leucogranitos.

#### Apatito:

De hábito idiomórfico, generalmente acicular, está presente en casi todas las Biotitas subidiomórficas de las Granodioritas.

Según Capdevila, 1967, la forma de los Apatitos estaría en relación con el enfriamiento del magma originario, siendo indicativo de un enfriamiento rápido el hábito acicular, por otra parte muy desarrollado en el Montseny.

#### Circón:

Es netamente, su contenido, inferior al de Apatitos, localizándose principalmente en los ferro-magnesianos en donde desarrollan a los pleocroicos.

Leterrier, 1973, observa en el Querigut un aumento en la talla hacia los bordes de las secciones de Biotitas. En el Montseny, este fenómeno no se ha observado, si bien los de mayor tamaño aparecen, no en las Biotitas si no en la Mesóstata.

El hábito que presentan es el prismático apuntando por bipirámides y mostrando la faceta (100), características de Circónes de alta temperatura.

La homogeneidad de hábito e incluso zonación, características observadas también por Vaquer, 1973, en el Tibidabo, indicarian según Larsen y Poldevaart, 1959, una homogeneidad en toda la masa granítica antes de la cristalización, debido a que es el primer mineral en cristalizar.

#### Esfena:

Sólo se presenta y ocasionalmente en las Granodioritas, como inclusiones dentro de las Biotitas y Horblendas. Su hábito es generalmente hipidiomórfico.

Allanita:

Mineral muy desarrollado en las Granodioritas, ausente en los Leucogranitos, salvo en las facies más profundas. Presenta hábito idiomórfico, incluyendo algunas veces, Biotita. Son de color marrón-rojo- amarillento a oscuro con débil pleocroismo y fuerte zonación, pudiendo presentar un maclado intenso.

Pellas, 1962, da para la desaparición del pleocroismo en las Allamitas, edades comprendidas entre 330 - 370 M.A. y para la desaparición de la birrefringencia de 315 - 400 M.A. Sabourdy, 1975, anota, no obstante, que estos minerales se regeneran con gran facilidad, poniendo en entre dicho las apreciaciones anteriores.

Rutilo:

Mineral muy frecuente en la desestabilización de la Biotita, presenta hábito acicular y se desarrolla principalmente alotriomórficos como producto de alteración de Plagioclasas y Biotitas aparecen en bien en las fases de Potasificación y Albización de las distintas facies graníticas, bien como resultado de la acción Hidrotermal a través de fisuras y fracturas.

Menas:

Los más representativos serían la Ilmenita y Magnetitas como producto de exudación de los ferro-magnesianos, no apreciándose formas primarias de estas fases.

4.3.3. Orden de Cristalización.-

A partir de las relaciones entre fases minerales que presentan las diversas facies graníticas, se intentará establecer un orden de cristalización, presentando a su vez un orden cronológico.

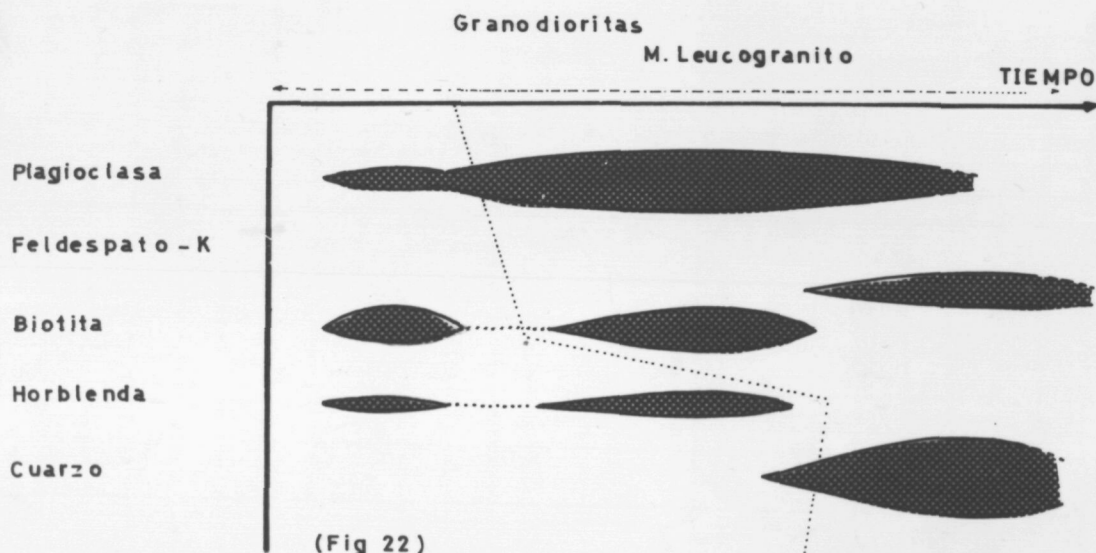
Las fases minerales y las relaciones que se presentan entre ellas, aparecen como relativamente simples en los leucogranitos apicales de grano fino. La sucesión en ellos observada sería: Biotita ----> Plagioclása ----> Cuarzo ----> Feldespato Alcalino ----> Fases tardías (Deutérica). La complejidad se presentaría en las otras facies, Granodioríticas, Microgranodioríticas y en los Granitos Monzoníticos Leucocráticos, en donde se observan como mínimo dos generaciones de Plagioclása, Biotita, Horblenda y Cuarzo primarias, además de los cristalización tardía.

Los primeros minerales en cristalizar, bien que pudieran ser relictos ó refractarios, serian las Biotitas hipidiomórficas de pequeño tamaño que junto a la Horblenda de tintes amarillentos y características parecidas a las de dichas Biotitas se situarian en los núcleos de las Plagioclásas zonadas, no presentando ellas, inclusiones de ningún tipo. Estos máficos en forma de pajuelas presentan características ópticas algo diferentes de los más tardíos ó de segunda generación cuyo desarrollo en grandes placas rojo marrón idiomórficas-hipidiomórficas ricas en inclusiones de Circón y Apatitos, cristalizarian bien conjuntamente con una Plagioclása más ácida equiparable al núcleo externo de las Plagioclásas zonadas, bien dentro de este último.

La Horblenda de segunda generación cristalaria, paralelamente a la segunda generación de Biotita, apreciándose interacciones entre ellas, así como con la Plagioclása Oligoclása básica del núcleo externo, con el Cuarzo de tendencia idiomórfica y sucesivamente empezaria a cristalizar los Feldespatos alcalinos ----> Cuarzo 2ª ----> Cloritización ----> Albitización.

La salvedad que presentan los Granitos Monzoníticos Leucocráticos, es la ausencia casi generalizada de Horblenda, salvo en los niveles más inferiores que presentarían Horblendas de primera generación, junto con pequeños cristales de Biotita de hábito ya descrito. Con esta salvedad, dicha facies presenta un orden de cristalización similar al de las Granodioritas con un contenido menor en accesorios.

Teniendo en cuenta las observaciones precedentes, definiremos para esta facies graníticas, dos tiempos de cristalización.





El primero (fig. 22) vendría caracterizado por el desarrollo de una Plagioclása (núcleo de la Plagioclása zonada) y una primera generación de Biotita y Hornblenda, que pudieran ser refractarias ó relictas. El Circón y Apatitos en inclusiones dentro de la Biotita secundaria, no puede especificarse si pertenecerían a esta generación ó bien a la segunda.

En el segundo tiempo de cristalización, (fig. 22), se desarrollaría una generación de Plagioclása, que daría lugar a los núcleos externos, bordes y Patchy zoning (relleno) y a las Plagioclásas sin zonado aparente en los Leucogranitos. De manera simultánea tendría lugar la segunda fase de Biotitas (grandes placas idiomórficas en las diferentes facies graníticas) y Hornblenda (sólo en Granodioritas), acto seguido los Feldespatos Alcalinos y Cuarzo, estando ambos como inclusiones, principalmente el Cuarzo en los núcleos externos (precoz).

Estas facies graníticas no presentan una esquistosidad ó foliación constante, salvo en las zonas de grandes fracturas en las que se observa una cataclásis incipiente, lo que nos indica un episodio tranquilo de cristalización que por las características del encajante se traduciría en un periodo post tectónico dentro de la orogénia.

Estas dos etapas de cristalización coincidirían con los dos tipos de facies graníticas. Así como la facies granodiorítica pasa por los dos estadios, la facies microgranuda y más leococrática, sólo se le puede apreciar el segundo estadio de cristalización, lo que apoyado por el estudio geoquímico nos dará una idea sobre la tendencia evolutiva.

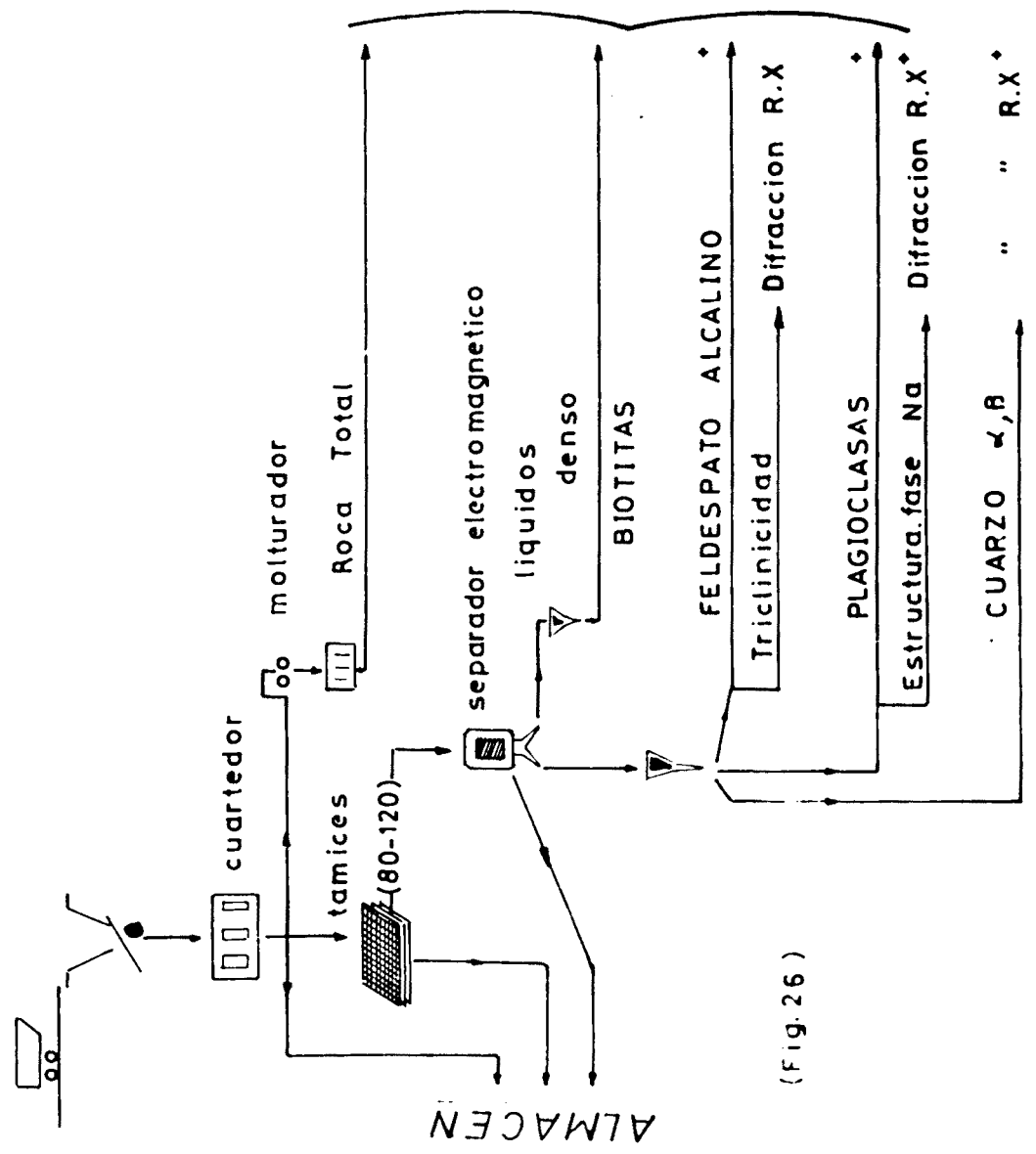
El punto de enlace que relacionaría las dos facies entre sí, dentro del macizo del Montseny, estaría a nuestro entender en la facies de granitos Monzoníticos Leucócratas cuya evolución es paralela al de las Granodioritas pero con características muy similares al de los Microleucogranitos.

#### 4.4. ESTUDIO GEOQUIMICO DE LOS GRANITOIDES DEL MONTSENY.

En el estudio petrográfico, se han definido una serie de facies agrpándolas en diversos tipos Macro y Microscópicos.

# Tratamiento de las Muestras

10 Kg . muestra



(Fig. 26)

# ANALISIS

<u>Mayores</u>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	OCa
<u>Trazas</u>	Li	Rb	Sr	Ba	Pb	Zn	Cu	F

# ABSORCION ATOMICA

Facies Granodiorítica s.s.	} Asociación Sta Fé-	
" Microgranodiorítica		} -Arbucies
" Granitos Monzoníticos Leuco.		
" Microgranitos Leucocráticos		} Asociación Morou

Los problemas a plantear sobre las relaciones petrográficas entre las facies graníticas son:

1. Significado químico y mineralógico de los tipos petrográficos.
2. Evolución química y mineralógica a partir de las dos asociaciones petrográficas.

Gracias a los análisis, la geoquímica se presenta como fundamental para el estudio de los procesos petrogenéticos, evidenciando y caracterizando bajo el punto de vista químico-mineralógico, una evolución que la petrografía, en exclusiva, no podría demostrar.

#### 4.4.1. Composición Modal de los Granitoides.-

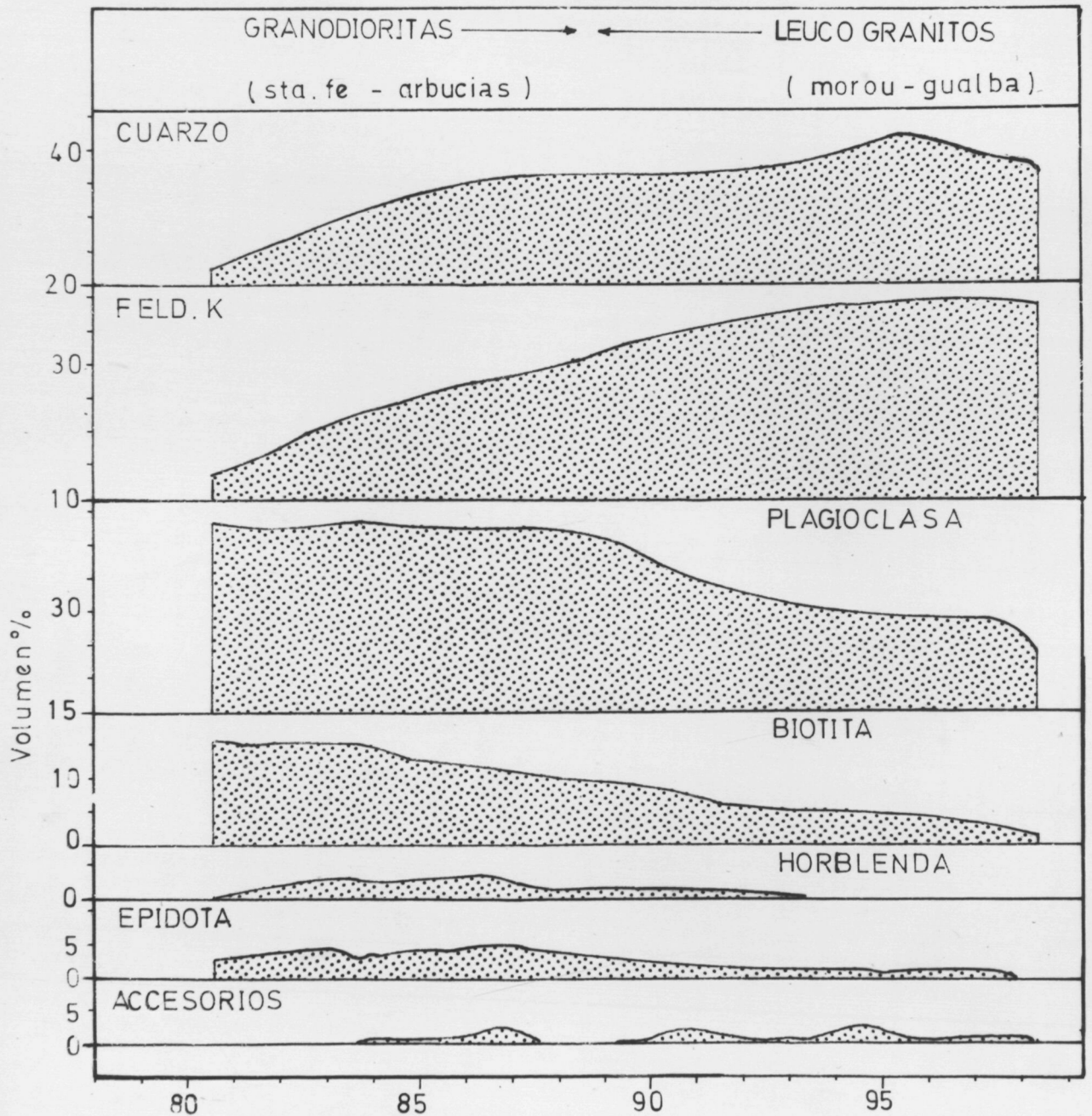
Para cada conjuntos de rocas, hemos valorado la composición modal (realizada en contador de puntos) de las muestras más representativas, así como los valores medios a partir de diversas muestras (Tabla nº 3, Tomo II).

Las características petrográficas descritas en los capítulos anteriores, viene corroborada mediante la clasificación mineralógica llevada sobre el diagrama de STRECKEISEN, 1968, Cuarzo - Feldespato K. + Albita - Plagioclása. (figs. 23, 25).

En el sentido de Leacroix, los granitos del Morou y parte de los de Sta Fé-Arbucies formarían los Granitos Calcoalcalinos y dentro de estos los Microleucogranitos serían los de tipo Perpotásicos mientras que los Leucogranitos de grano grueso serían de tipo Granito Monzonítico.

Nosotros nos acojeremos a la clasificación del primer autor, reconsiderando que la diferencia entre los Leucogranitos del Morou y "Granodioritas" de Sta Fé-Arbucies incluidas ambas dentro de los Granitos Monzoníticos de Streckeisen, se diferencian por su índice de color, dado por los ferromagnesianos.

90 analisis modales en contador de puntos



(Fig 20) Indice de Diferenciacion (THORNTON - TUTTLE 1960)

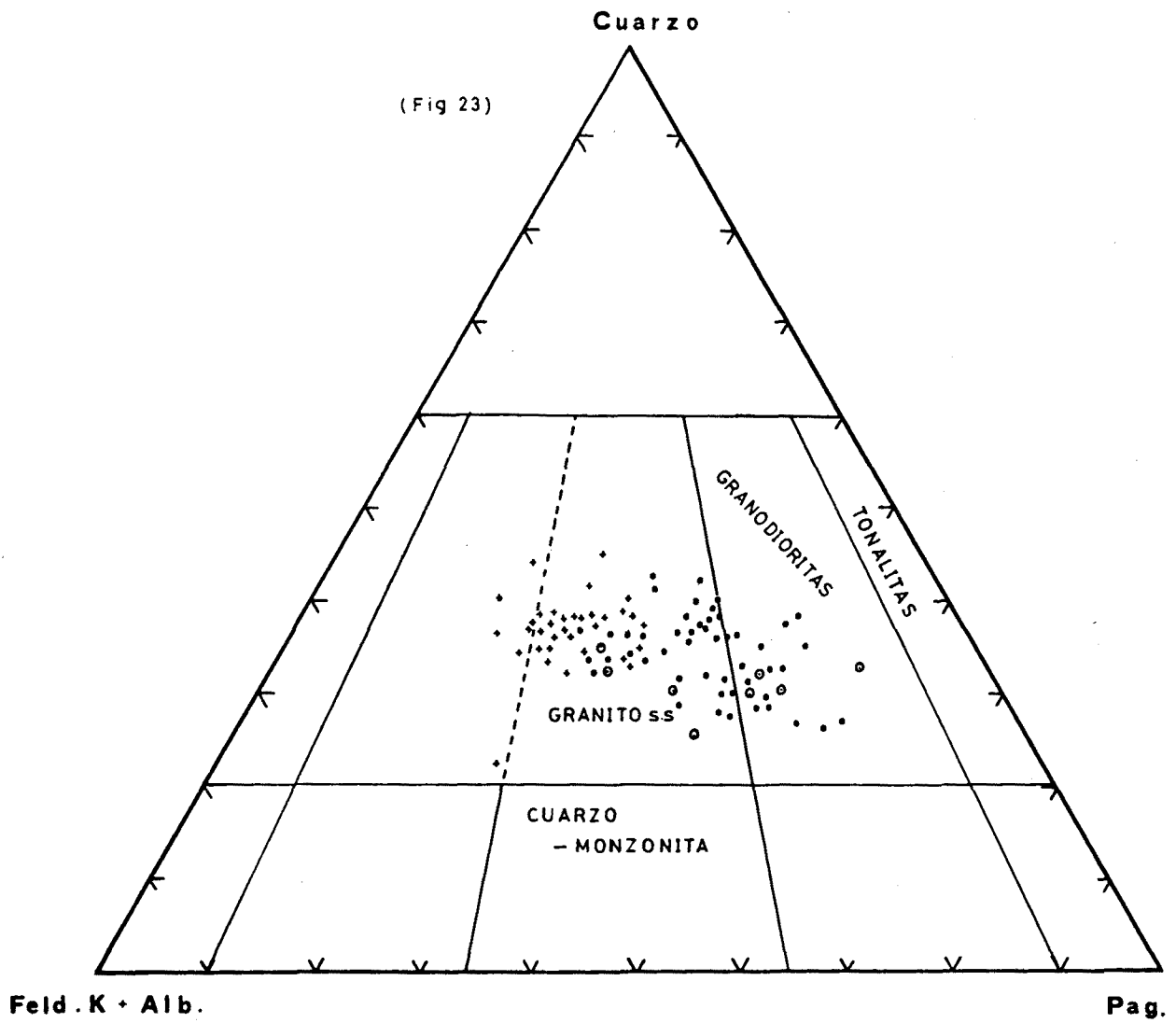


Diagrama mineralogico de STRECKEISEN ,1967

- GRANITO GRIS "GRANODIORITICO"
  - LEUCOGRANITOS
  - MICRO GRANODIORITAS
- 90 analisis modal

#### 4.4.2. La Norma.-

Para el estudio de las facies graníticas se han analizado 36 muestras para la obtención de elementos Mayores y Trazas.

El tratamiento de dichas muestras se ha realizado según el esquema de la (fig. 26), en los Laboratorios de Geoquímica y de Cristalografía de la Universidad de Barcelona así como en el Laboratorio de Geoquímica de la Universidad de Salamanca.

La reconstitución mineralógica de los Granitos se ha efectuado con la ayuda de la Norma propuesta por Saavedra, 1975. Se ha elegido dicha norma con respecto a la Mesonorma de Barth, 1959, y a la Catanorma C.I.P.W., de Leacroix, por sus características, de rápida resolución, analíticas ya que no contamos con el FeO si no con hierro total (Tabla 1, Tomo II) y la ausencia de óxidos de Fe, primarios.

La salvedad que presenta dicha Norma es el de no poder apreciar el porcentaje en Hornblenda. Aún si bien este error viene limitado debido en parte al bajo contenido en el Modo de este mineral (fig. 20) y por su poca trascendencia en el sistema Q - Ab - Or. (De la Roche, 1967).

El tratamiento de la Norma de Saavedra, 1975, se realiza de la siguiente forma: (1)

- . Moscovita:  $3(\text{Al}-\text{Na}-\text{K})-6\text{Ca} + 10\text{P}$   
60 unidades equivalen a un 4% de este mineral
- . Biotita:  $\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti}$  (equivalente a B de De la ROCHE)  
100 unidades = 15% de este mineral
- . Cuarzo:  $3\text{Si}-9(\text{K} + \text{Na}) - 6\text{Ca} + 10\text{P}$   
1500 unidades = 30% de este mineral
- . Feldespatos K:  $3(\text{Na} + 3\text{K} - \text{Al}) + 6\text{Ca} - 2(\text{Fe} + \text{Mg} + \text{Ti} + 5\text{P})$   
300 unidades = 14% de este mineral
- . Plagioclásas:  $3(\text{Na} + \text{Ca}) - 5\text{P}$   
500 unidades = 45% de este mineral  
Todo el Na = Albita  
Todo el Ca = Anortita (salvo pequeño error de la Hornblenda)

---

(1) Todos los elementos se tomarán en Miliátomos.

- . % Albita = 262 (P.M Albita) x n<sup>2</sup> miliátomos de Na / 1000.
- . % Anortita = 278 (P.M Anortita) x n<sup>2</sup> miliátomos de Ca / 1000.

Los resultados obtenidos, se hallan impresos en la Tabla n<sup>2</sup> 4 del Tomo II. Estos resultados se han representado en un diagrama de Streckeise, 1968, utilizando el vértice del Feldespato K. como único y sin Albita (fig. 25) con lo que se observa una tendencia más hacia la Granodiorita que en la (fig. 23), debida en parte a la pertitización del feldespato K. que enmascararía el verdadero contenido en Plagioclása.

En este diagrama, se observa un enraizamiento entre, las facies Leucocráticas Monzo-Graníticas y las Granodioritas, con evolución de estas últimas hacia las primeras. Las Microgranodioritas tienen composición intermedia dentro de las Granodioritas.

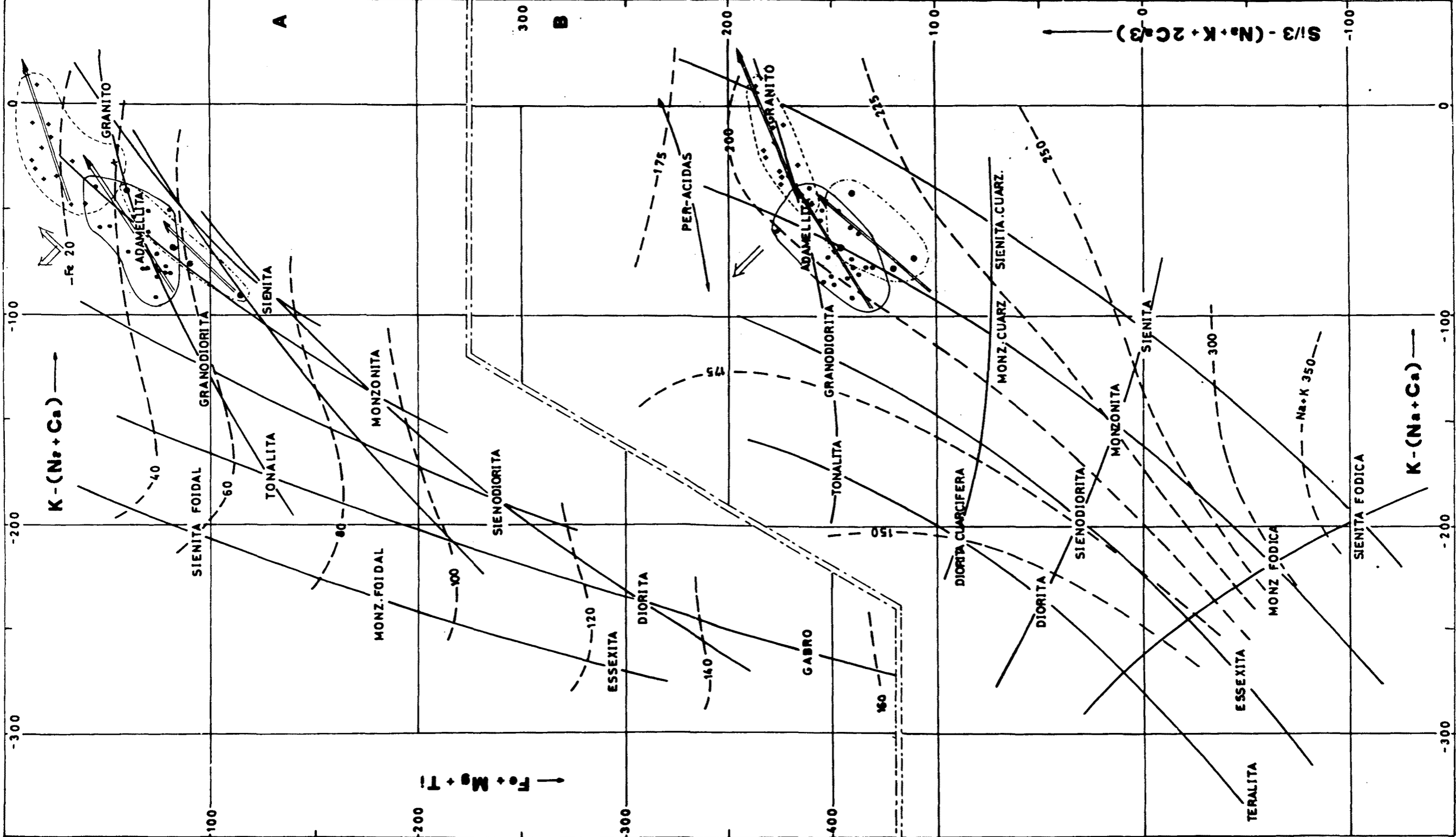
#### 4.3.3. Diagramas. Características Químicas de los Granitos.-

Paralelamente al establecimiento de las Normas, gran número de autores se han preocupado sobre el problema de la representación gráfica de la composición química de las rocas Igneas, mediante parámetros asociados de forma lineal con uno ó varios elementos. Así tenemos los Diagramas de Larsen, Harker, Wolf etc.

De la Roche (1964), muestra la posibilidad de introducir los puntos figurativos de los minerales esenciales en un sistema de representación eficaz. Según este autor, la elección de un sistema gráfico sobre la composición química de las rocas, tiene que estar supeditado a tres principios mayores:

1. Los parámetros químicos serán de tal forma que los minerales esenciales cuyas proporciones influyan sobre el valor de dichos parámetros poseeran unos puntos figurativos bien definidos.
2. Una representación gráfica no tiene interés en tanto los puntos figurativos de los minerales esenciales estén muy dispersos.
3. La interpretación cuantitativa viene facilitada cuando las relaciones geométricas entre los puntos figurativos de la roca y el de sus minerales se aproximan a unos caracteres simples tales como los pesos ó volúmenes parciales. Leterrier, 1973.

Sobre estos principios el autor propone un diagrama (fig. 27), químico-mineralógico mediante la superposición de dos representaciones rectangulares en las que en función de:



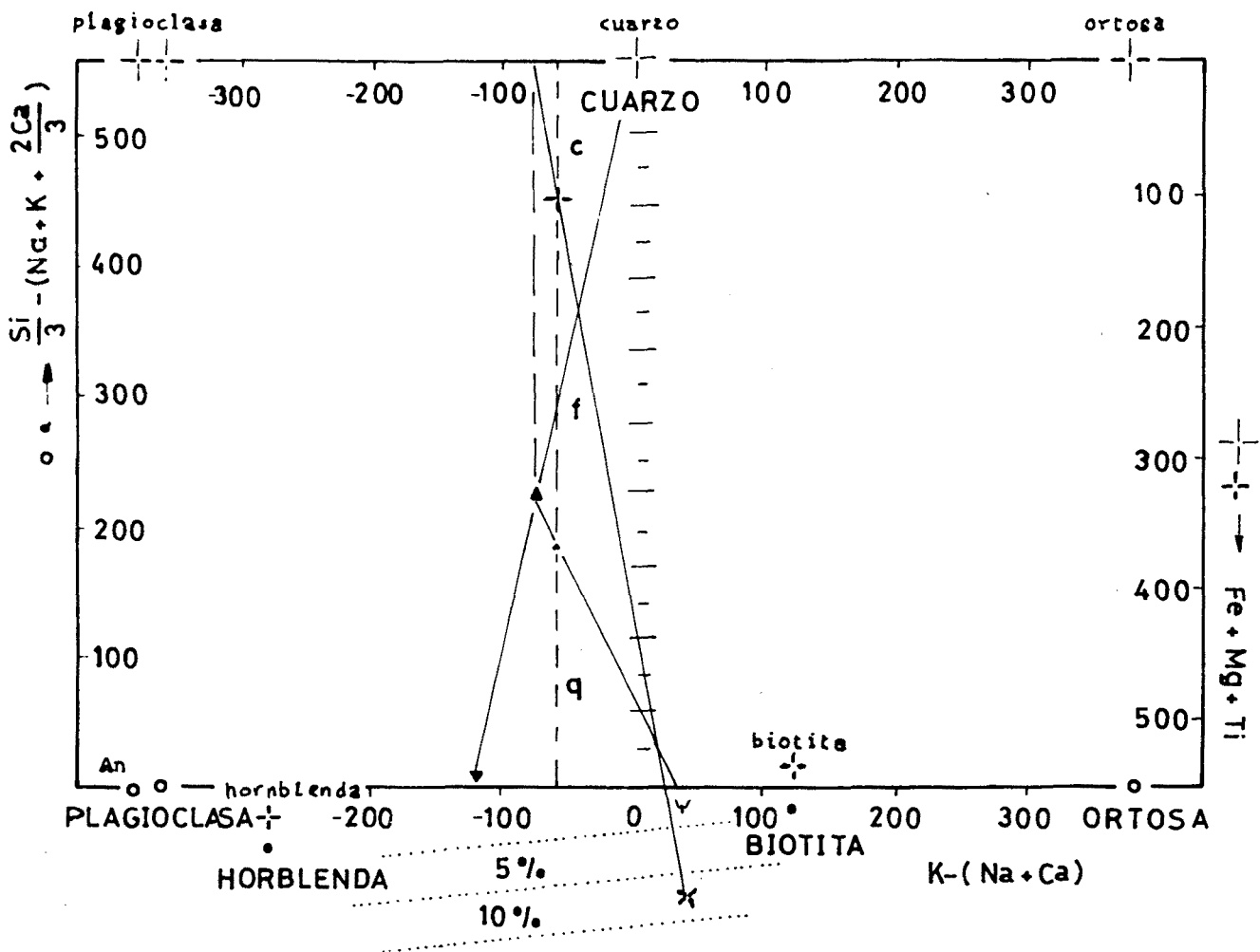
(Fig.26) Diagrama de De la Roche, 1972 para el estudio de rocas ígneas



$x = K - (Na + Ca)$	Parámetro	F
$y_1 = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3)$	"	Q
$y_2 = Fe + Mg + Ti$	"	B

## Diagrama de DE LA ROCHE 1964

(Fig. 27)



Fración coloreada con 15% de mena

- + Par de puntos figurativos de la composición química de la roca
- Y X " " " " " " fracción coloreada
- ▲ Punto figurativo figurativo " " cuarzo-feldespatita
- ▼ " " " " " " feldespatita

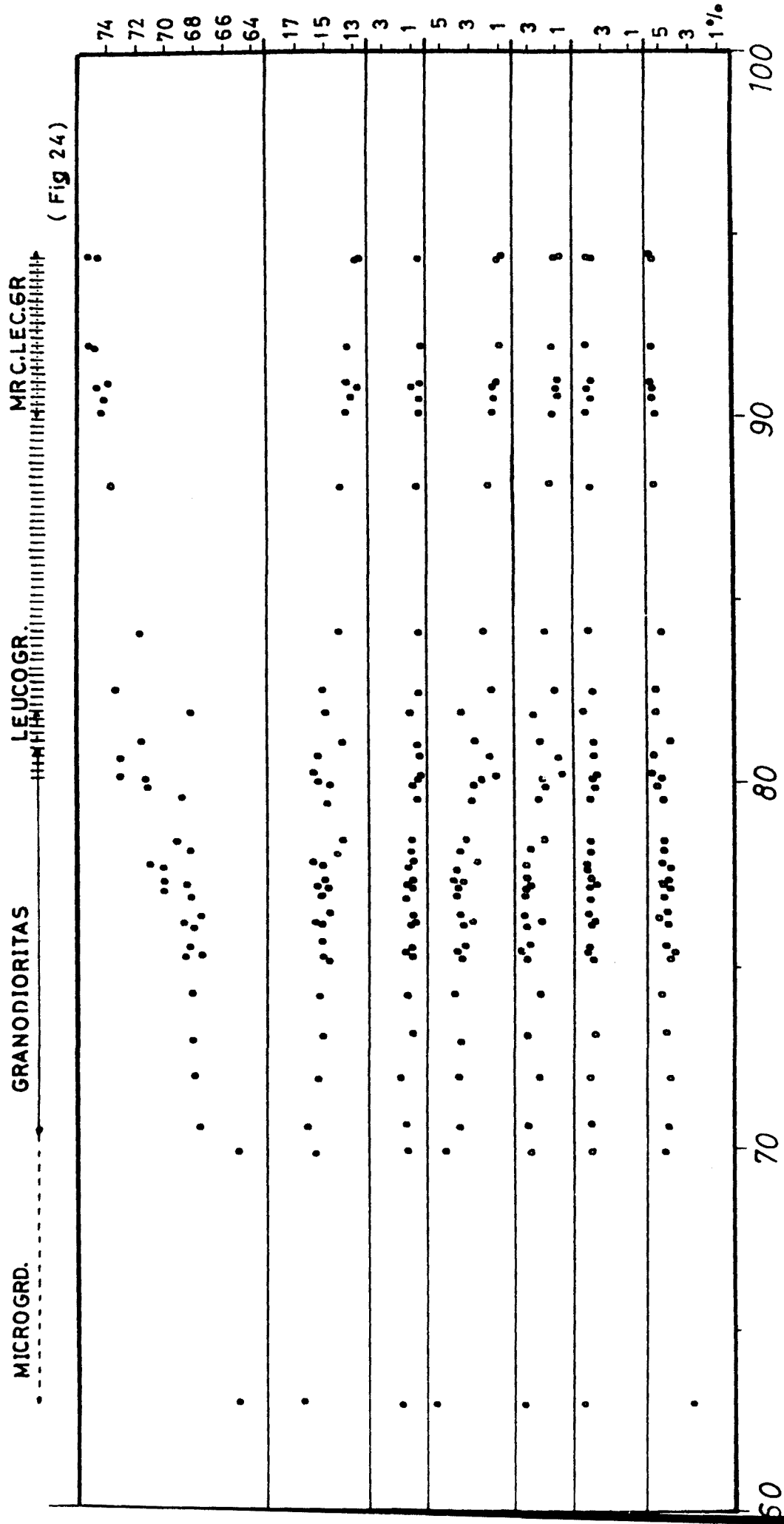
Sobre este diagrama, cada roca ó mineral quedará representado por dos puntos figurativos alineados en una misma vertical cortándola en tres segmentos.

q : Segmento en que la longitud es proporcional al porcentaje en peso del Cuarzo.

c : Segmento proporcional al porcentaje en peso de Máficos.

f : Segmento proporcional al porcentaje en peso de los Feldespatos.

Diagrama de MURSKY 1972



Este diagrama con sus puntos figurativos, se acerca mucho en su cálculo a la Norma propuesta por Saavedra, es correlacionable con el diagrama de Streckeise, está concebido principalmente para rocas ácidas e intermedias (Granitos s.s., y Granodioritas) y como veremos más adelante nos puede indicar el sentido evolutivo de una serie.

#### Características distintivas de las Facies Petrográficas.-

Hemos representado en un diagrama de Mursky, 1972, la distribución de los elementos mayores de cada facies petrográfica, (fig. 24). Durante la evolución de los granitos, cual sea el macizo, algunos elementos varían regularmente, bien en el sentido de enriquecimiento, bien en el sentido de empobrecimiento. El sólo elemento, que aumenta de forma continua, es la sílice. Las variaciones de los alcalinos son relativamente débiles, presentando un ligero aumento el Potasio hacia las facies más Leucocráticas.

El aumento de la sílice es acompañado por un descenso regular del Fe, Mg, Titanio y Calcio, regla, por otra parte conocida, dado que estos elementos se oponen a la sílice durante la evolución de los Granitos.

La discontinuidad reflejada en este diagrama, entre los Leucogranitos de grano grueso y los Microleucogranitos, puede ser debida a diversas causas. Una de ellas podría ser el difícil y deficiente desmuestre en la zona para rocas de análisis ya que por el contrario en la fig. 20, se observa cierta continuidad. Otra posibilidad, apuntada ya por Van der Sijp, 1950, sería la puramente evolutiva, mediante una diferenciación Cupuliforme del Macizo del Morou con un límite marcado, pero con cierta evolución a escala Mesoscópica. (fig. 19).

#### Geoquímica de los Elementos Mayores. Evolución de las Facies Graníticas.-

Las diferentes facies han sido introducidas en los diagramas de De la Roche, 1964, 1972., (fig. 28A), en donde se aprecia una evolución enraizada con tendencia común Sílico-Potásica y un solapamiento Sílico-Sódico desarrollado por una Albita fisural. El diagrama de la (fig. 28B), presenta características similares con un descenso del parámetro (B) con respecto al aumento de (F) de lo que se deduce un descenso en ferromagnesianos a favor de un aumento de Potasio en las facies más evolucionadas.

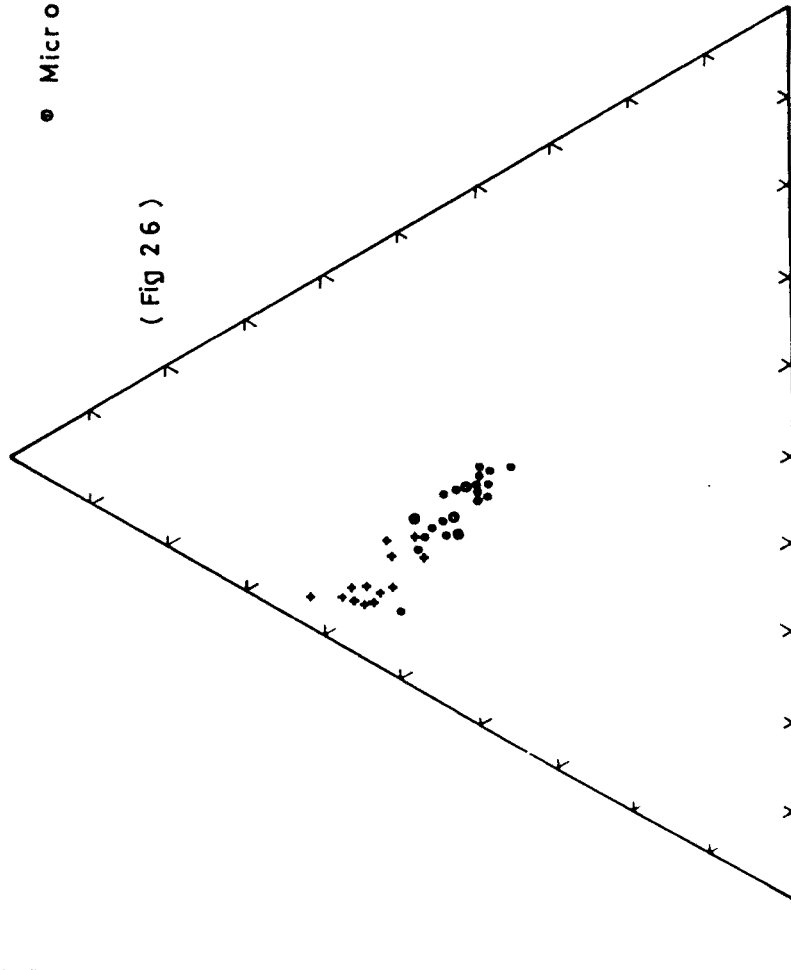
♦ Leucogranitos

• "Granodioritas"

● Microgranodioritas

K<sub>2</sub>O

(Fig 26)

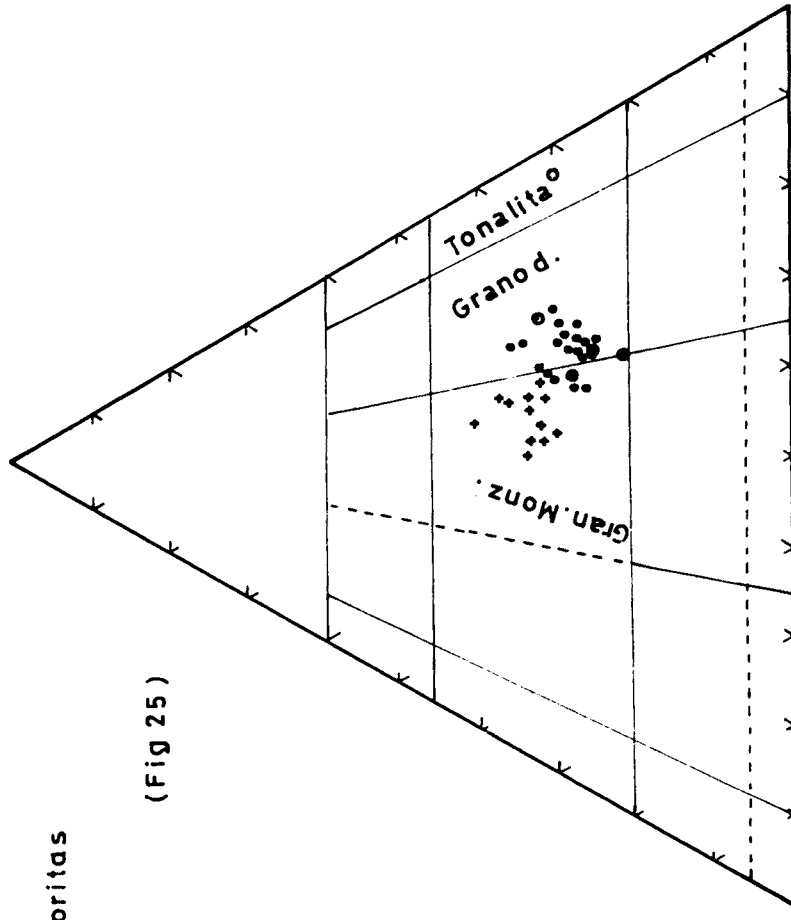


Na<sub>2</sub>O

CaO

Q

(Fig 25)



F.K

Plag.

Diagrama (K<sub>2</sub>O - Na<sub>2</sub>O - CaO)

Diagrama de Streckeisen 1967, para (Cuar. - Feld. k - Plag.)  
Normativo

En resumen, este diagrama nos muestra una evolución del pólo granítico más básico hacia uno más ácido con fuerte enraizamiento y solapamiento de una Albitización tardía perpendicular al eje de evolución granítica, siendo más acusada en los Leucogranitos.

La Albitización queda también reflejada en los diagramas de Saavedra, 1975, (figs. 29 y 30A-B), en los que mediante un sistema de ejes coordenados situaremos en el de ordenadas el parámetro (Na-Ca) ó "Sodio Albitizable" y en el de abscisas los parámetros (E), Ortoclasa Normativa y porcentaje de Plagioclása Anortita Normativa.

El diagrama de la (fig. 29), presenta una pendiente positiva más acusada en las facies Leucocráticas que en las Microgranodioritas y Granodioríticas, salvo en algún polo muy disperso. (1). La fig. 30A y B presentan una pendiente negativa salvo para las Microgranodioritas, fig. 30B con tendencia positiva a falta de un número mayor de Análisis para confirmarlo. Estos dos diagramas a la par que el anterior muestran una Albitización tardía, más acusada en los Leucogranitos que en las demás facies. Por otra parte esta Albitización que generalmente es tardía con respecto a la Potasificación ó Microclinización, Marmo, 1970, fig.26 queda reflejada en el apartado de la descripción petrográfica.

La Potasificación, aunque débil (ausencia de microclinización tardía) es apreciable en la reacción de Chayes en Biotitas, y en la Moscovitización de algunas facies, siendo difícil apreciarla en los diagramas presentes. Si bien en la fig. 26 se observa a la par que en los diagramas de De la Roche una marcada tendencia Sílico-Potásica, en ellos la Potasificación tardía es difícil de apreciar ya que la pendiente de estos diagramas es bastante uniforme (figs, 26 y 28B).

#### Geoquímica de los Elementos Traza. Generalidades.-

Los Oligoelementos, han sido analizados a excepción del Fluor, en el Laboratorio de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Salamanca.

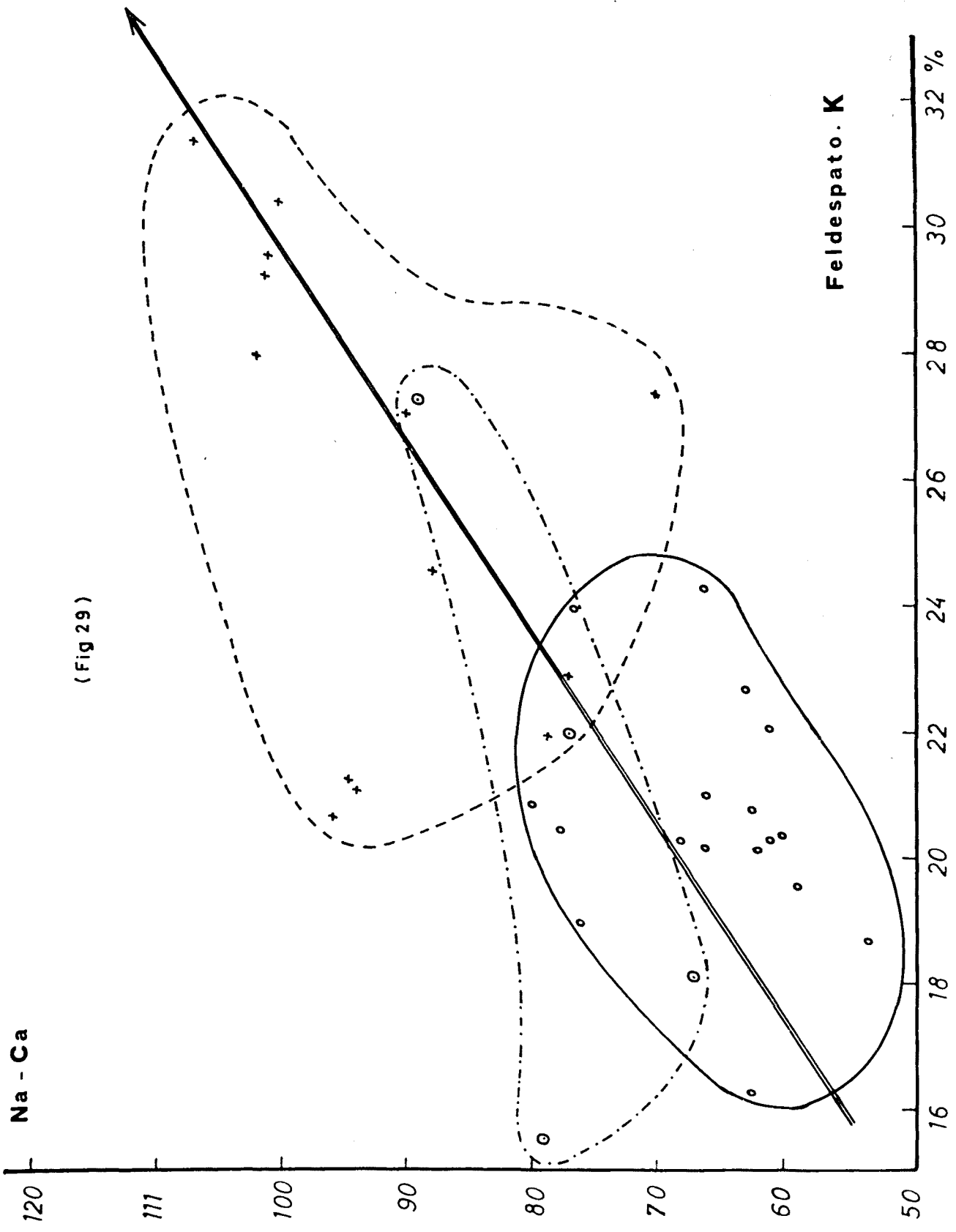
Estos elementos pueden concentrarse en los minerales de tres maneras distintas:

---

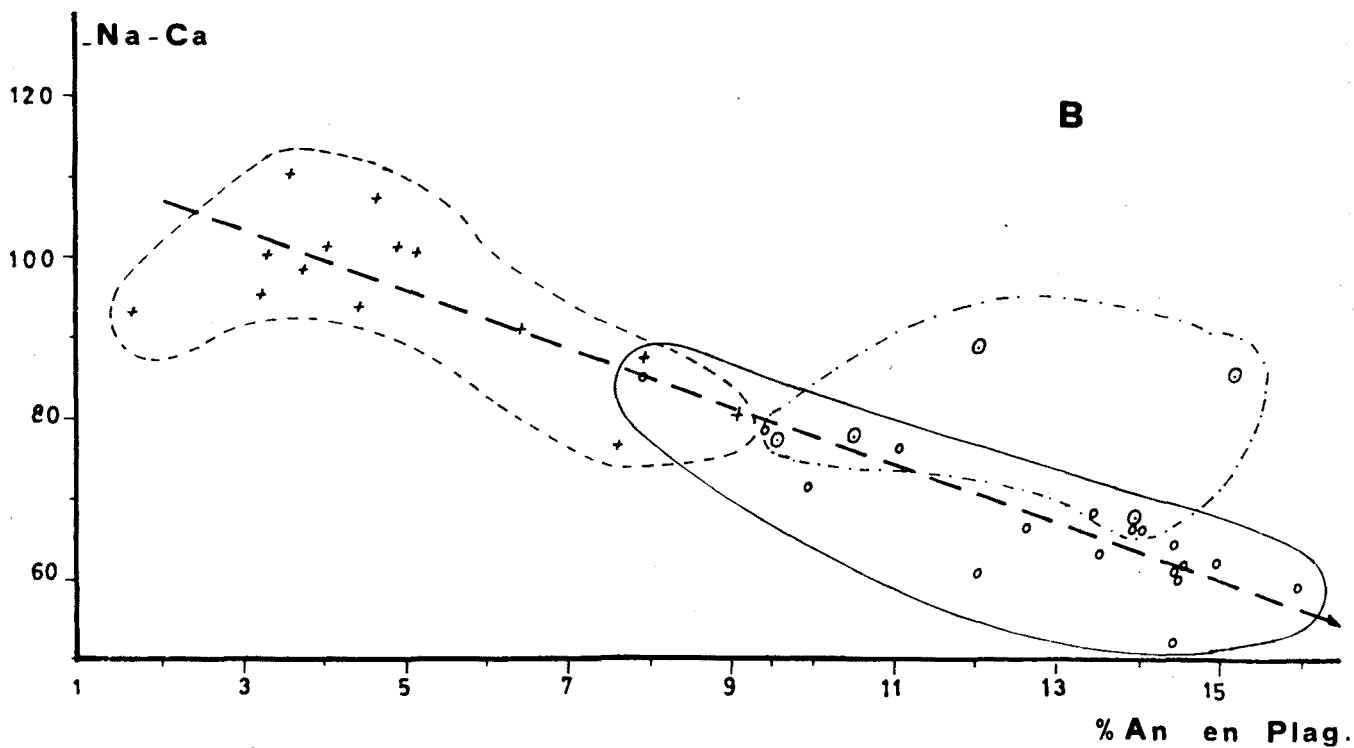
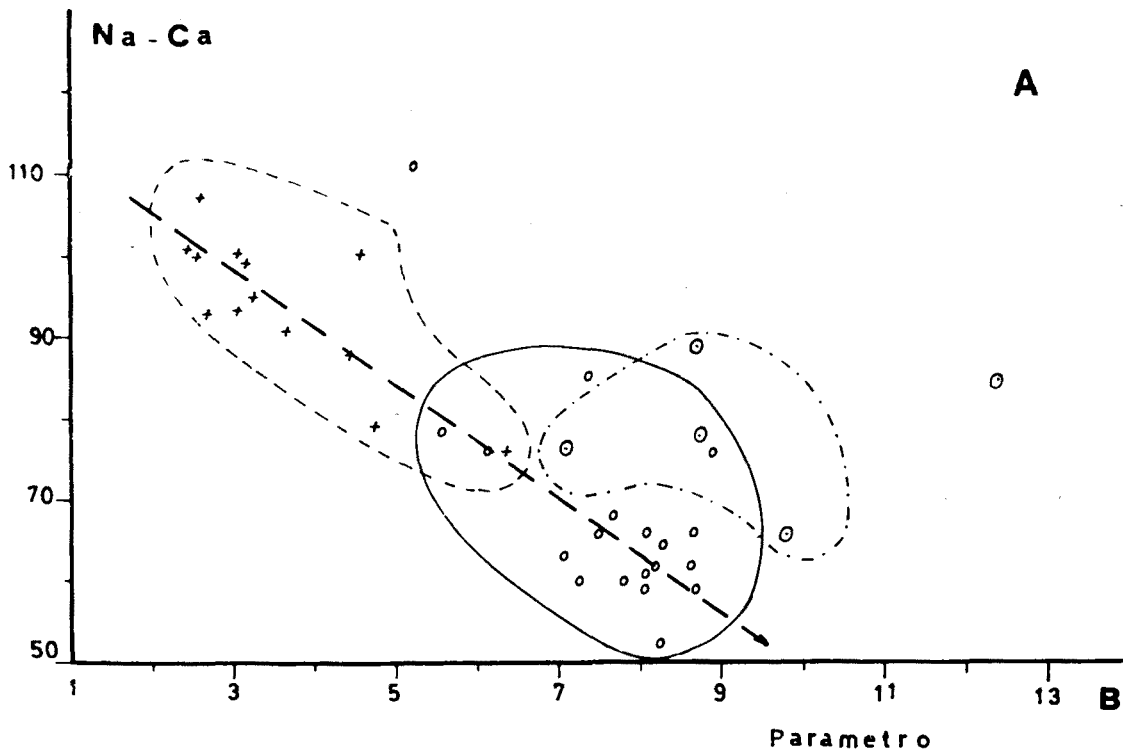
(1) La muestra nº 333, tomada en Gualba a proximidad de la gran fractura del Vallés-Penedés, conteniendo un elevado porcentaje en Epidota Modal (deutérica), originada por fases hidrotermales.

"SODIO ALBITIZABLE"

(Fig 29)



SODIO "ALBITIZABLE"



(Fig.30)



- Por reemplazamiento Isomórfico de los elementos mayores.
- Por Adsorción en las imperfecciones de la red cristalina ó sobre las superficies minerales.
- En inclusiones minerales líquidas ó gaseosas.

De esto se desprende que la entrada de un elemento en los minerales depende de sus propiedades físico-químicas y de las propiedades cristalográficas del Mineral.

Para explicar el comportamiento de los elementos trazas, los especialistas han introducido un cierto número de parámetros Cristaloquímicos, reutilizados a su vez para dar diversas clasificaciones.

Por nuestra parte, no entraremos en la descripción de dichos parámetros, limitándonos solamente a mencionarlos: Reglas de Goldschmidt, Potencial de Ionización (I) - Intensidad eléctrica (F), Coeficiente energético de Fersman, Electronegatividad y Potencial Ionico.

Tauson, 1965, distingue entre:

- 1ª Los elementos Dispersos.
- 2ª Los elementos constitutivos de los minerales accesorios.
- 3ª Los elementos susceptibles a dar Sulfuros y Oxidos "Ore Elements".

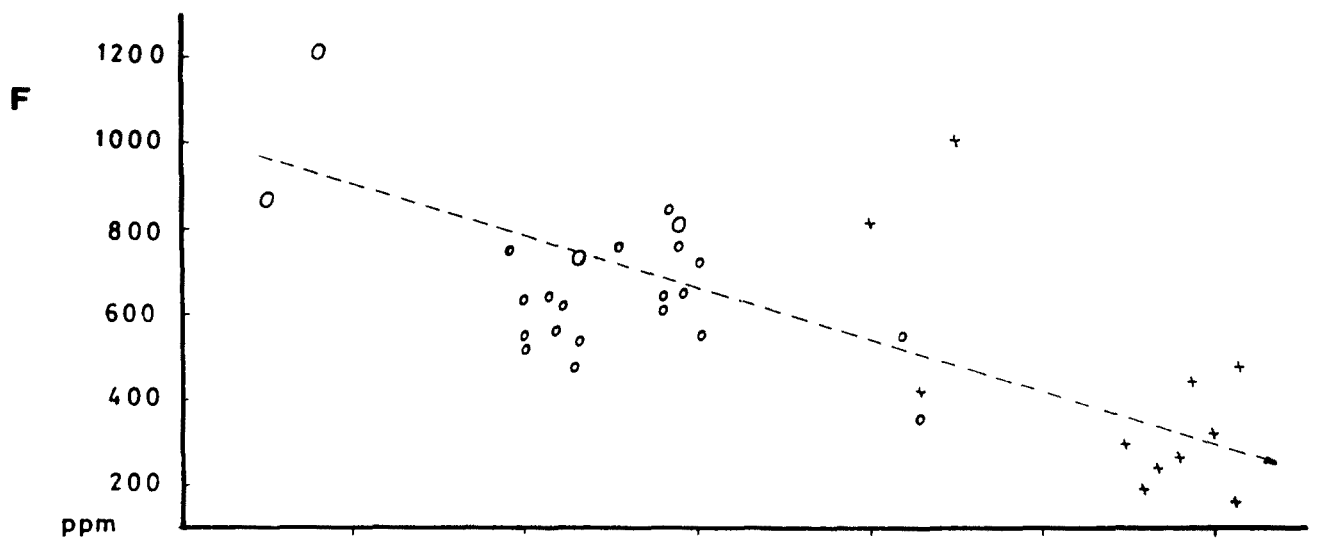
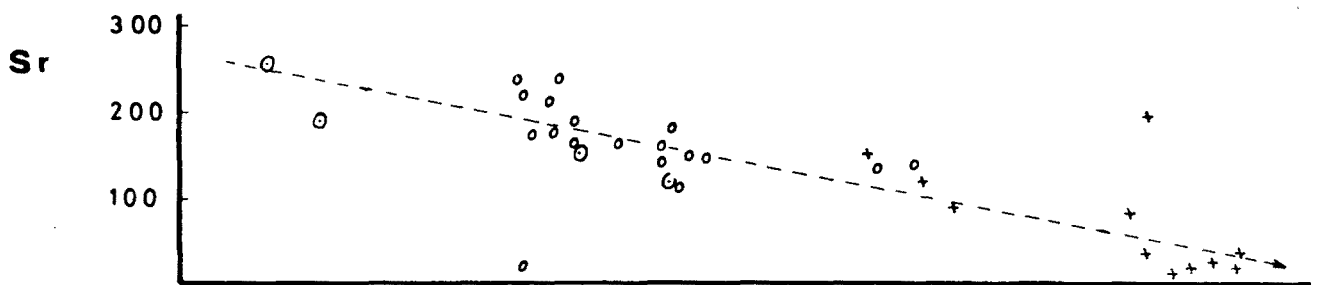
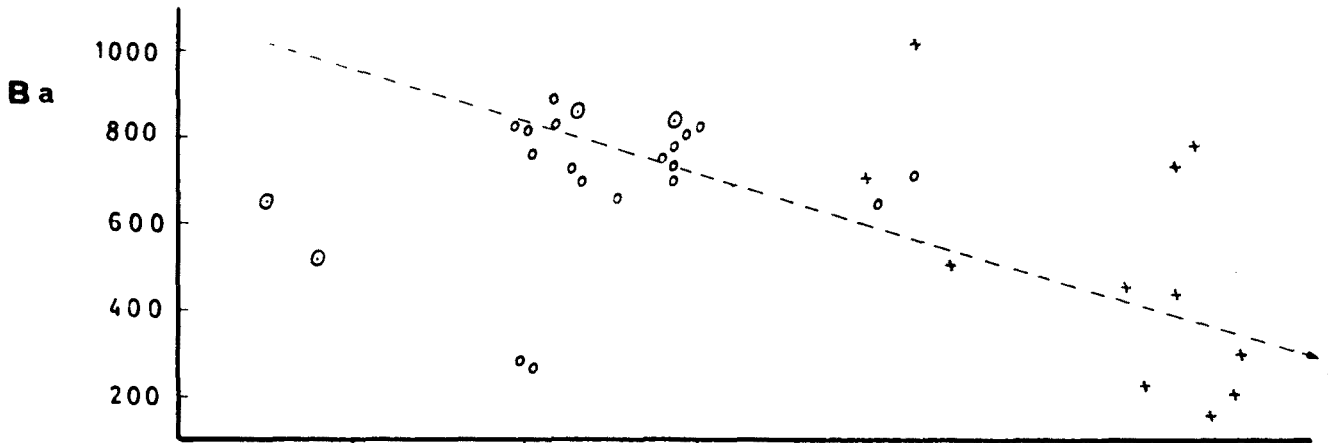
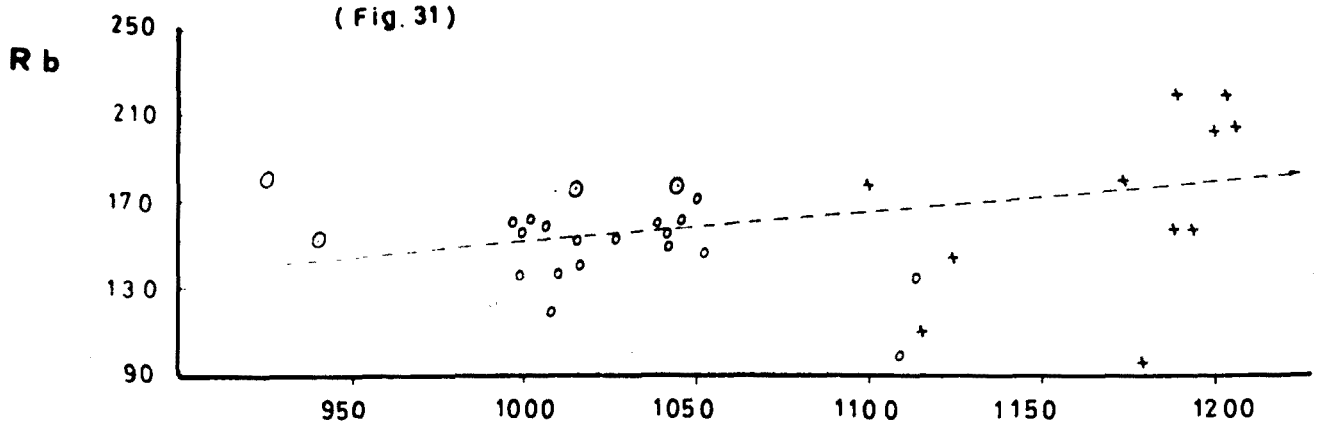
Según este autor los elementos típicos del primer grupo serian el Li, Rb, Cs, Sr y Ba. Elementos Litófilos que generalmente reemplazan a ciertos elementos mayores tales como Mg, K, Ca, Na.

Entre los elementos del segundo grupo, los más comunes son el Zr, Th, Y y tierras raras. Estos elementos se introducen en la red de los minerales accesorios (Circón, Torita, Monacita, Allanita, etc.).

Los elementos susceptibles a originar Sulfuros y Oxidos serian el Zn, Bb, Ag, Bi, Mo, Sn, W.

Para el estudio del comportamiento de estos elementos durante la evolución granítica, utilizaremos una serie de diagramas ya clásicos. (figs. 32, 33, 34, 35), con el parámetro (B) de De la Roche, (fig. 32) ó bien con un parámetro evolutivo y sugerido por Kurtbas, 1972, (fig. 31) en el que se representa los

( Fig. 31 )



(miliatomos) **Si - (Ca + (Fe + Mg + Ti))**

elementos mayores que se oponen durante la evolución granítica. Este parámetro sería:  $(Si - (Ca + (Fe + Mg + Ti)))$ .

### El Bario:

Este elemento puede entrar dentro de tres minerales: Biotita y Feldespato Alcalino en donde reemplaza al  $K^+$  y en la Plagioclásas en donde reemplaza al Ca.

Los Feldespatos sódico-potásicos son los portadores principales del Ba, (Nockolds y Mitchell, 1958), dando una proporción dos veces superior que en las Biotitas. En estas su concentración viene perturbada por la Cloritización.

A diferencia de los alcalinos raros, el Ba muestra un empobrecimiento con el grado de evolución. (Ranchin, 1971, fig, 31) Las Biotitas tienen un contenido menor en este elemento en las facies más evolucionadas (fig. 32).

La concentración del Ba en las fracciones precoces, es un fenómeno conocido, Tauson, 1965. Su explicación se da por su electronegatividad y coeficiente energético superior a los del Potasio. En las Plagioclásas este fenómeno viene contrariado por un coeficiente energético superior y radio iónico inferior del Ca.

### Estroncio:

Según Turekian y Kulp, 1956, este se concentra esencialmente en las Plagioclásas y Feldespatos alcalinos, entrando en sustitución isomórfica del K y Ca.

En las Biotitas, es escaso debido a su pequeño radio iónico, siendo las Plagioclásas las que presentan un contenido mayor y con respecto a las Ortoclásas.

Este elemento se acumula, a la par que el Ba, por regla general en las facies poco evolucionadas. (figs. 31, 33).

Según Nockolds y Mitchell, 1948, Wager y Mitchell, 1951, el Ca se incorporaría en las Plagioclásas, preferencialmente al Sr debido a su radio iónico más pequeño, lo que explicaría el aumento de la relación Sr/Ca en las fracciones tardías. Por el contrario, en los Feldespatos alcalinos, la entrada precoz del Sr preferencialmente al K se explicaría por su radio iónico más pequeño, su carga y su coeficiente energético más elevado.

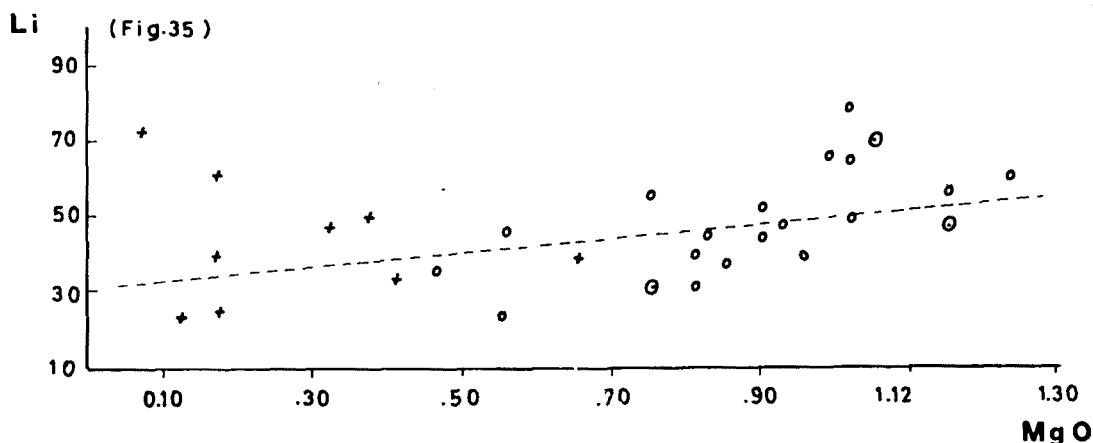
El comportamiento del Sr/Ba, (fig. 33), muestra una relación lineal. Según Heier, 1962 el Ba se incorporaría preferencialmente al Sr, Ranchin, 1971 y Kurtbas, 1972 observan el fenómeno inverso.

### Litio:

Ligado al Mg, por su afinidad cristaloquímica, se admite que se enriquece en función del Mg, (fig. 35) en las fracciones tardías. En este diagrama de la (fig. 35), la pendiente, es muy suave con una ligera dispersión en las facies Leucocráticas lo que nos indica un ligero aumento con respecto al Mg, de este elemento.

El comportamiento de este elemento con respecto al Mg, se explicaría mediante las reglas Goldschmidt.

En las facies Cloritizadas el contenido en este elemento desciende, debido a la oxidación del Fe (Dupuy, 1970).



### Plomo y Cinc:

Son elementos Calcófilos y su concentración en los minerales no puede ser controlada por las leyes del isomorfismo. (Kurtbas, 1972). Según Goni, 1966, estos elementos se hallarían preferencialmente en las imperfecciones estructurales y sobre las interfases cristalinas.

1. El Pb, parece aumentar en Biotitas y Feldespatos en las facies más evolucionadas. (fig. 33)

En las Biotitas y Feldespatos Alcalinos, en donde el Pb es susceptible de reemplazar al K, el enriquecimiento observado hacia las facies evolucionadas, esta en desacuerdo con las leyes de sustitución isomórficas. En efecto, siguiendo estas leyes, el Pb debería reemplazar al K en las fracciones precoces, con lo que la entrada del Pb no puede ser controlada solamente por las reglas del Isomorfismo. Otros fenómenos que pudieran intervenir serían la adsorción, depósitos de sulfuros submicroscópicos etc.

2. El Zn, por razones a sus propiedades cristaloquímicas vecinas a las del  $Fe^{+2}$ , es susceptible de reemplazarlo. Según Kurtbas, la relación Zn/Fe aumenta de una manera general en las facies evolucionadas. En el Montseny, (fig. 32), esta relación es apreciable, debido a la débil pendiente del diagrama Zn/ferromagnesianos, con lo que sería, al igual que para el Pb contrario a las leyes del isomorfismo.

Tauson y Krauchenko, 1956, incluyen el Zn, en parte, en las discontinuidades estructurales de los minerales. Según Goni, este se hallaría en las fisuras, en las imperfecciones estructurales y en las interfases cristalinas. Para Tauson, 1965 este se concentraría parcialmente en los minerales en forma de inclusión.

El empobrecimiento en rocas totales, resultaría de una disminución rápida en el porcentaje en Biotitas.

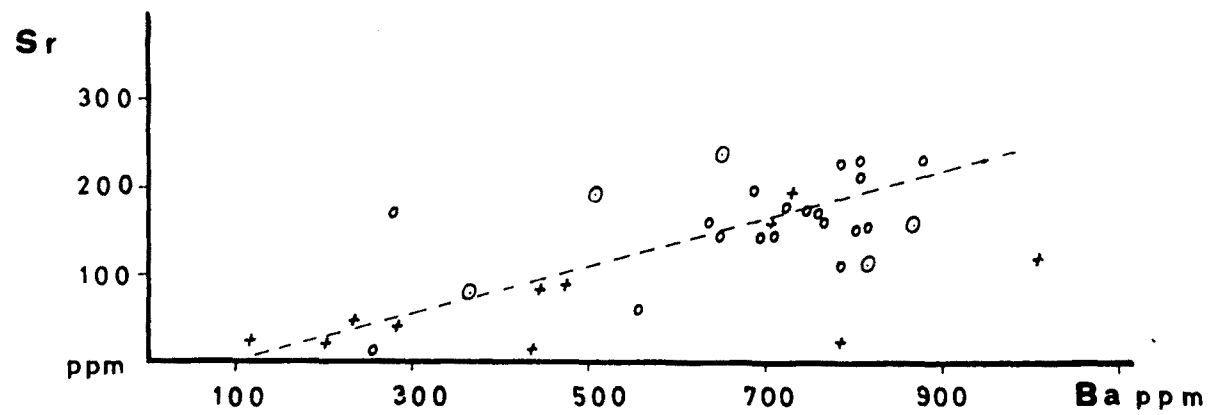
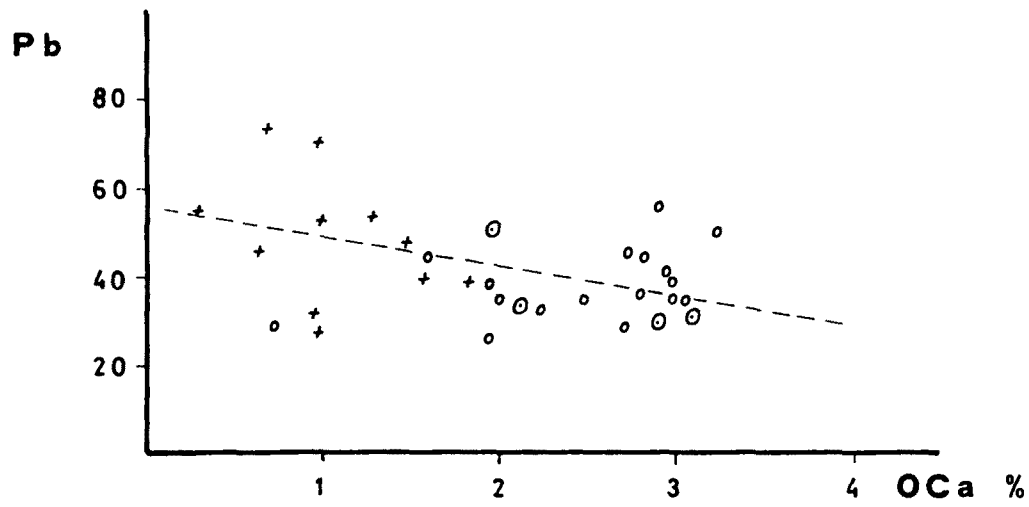
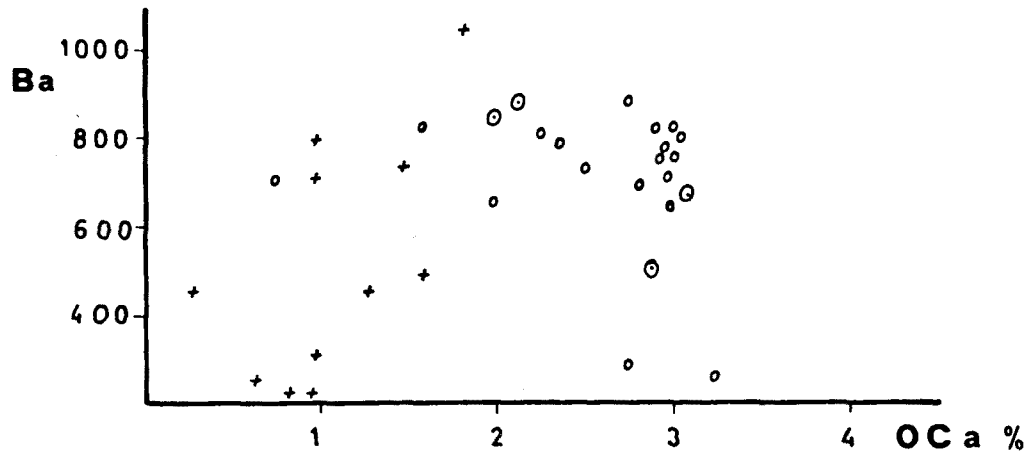
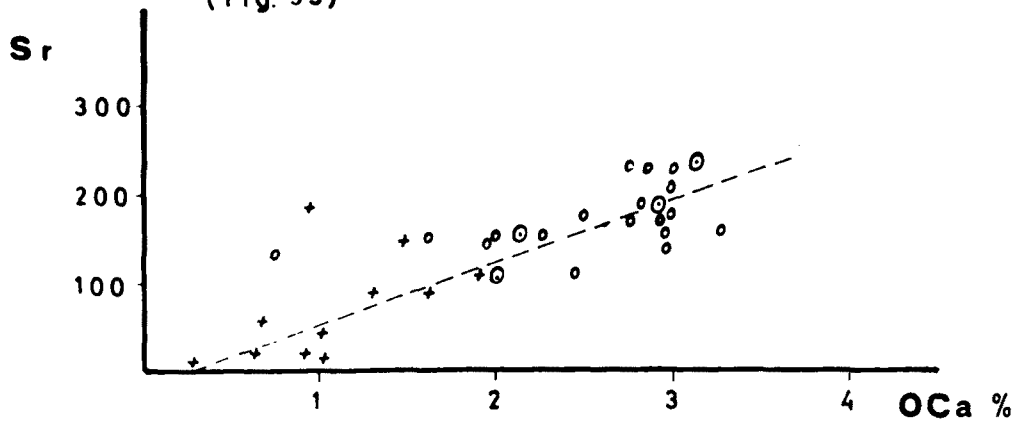
### El Cobre:

Este elemento, debido a su afinidad al Fe y Mg, se concentraría esencialmente en las Biotitas.

Para el Cobre, las posibilidades de sustitución isomórfica son limitadas. Es un elemento calcófilo y el enlace Cu-Oxígeno es fuertemente covalente, Kurtbas, 1972, con lo que habrá que conjugar otros fenómenos tales como la adsorción, depósitos submicroscópicos de sulfuros etc.

En la fig. 32, nos aparece una cierta evolución con enriquecimiento de este elemento en los ferromagnesianos de las facies más evolucionadas, aún siendo la dispersión muy grande.

(Fig. 33)



Rubidio:

Entra en las Biotitas como sustitución isomórfica del k. Se concentra preferencialmente en los Feldespatos Alcalinos con relación a su gran radio iónico, facilitando su entrada en las celdas de coordinación 12. Taylor, 1965.

La concentración del Rb en las facies tardías es un hecho muy conocido, Tauson, 1965. Su comportamiento frente al K, viene determinado por las reglas de Goldschmidt. Al igual que el Li, el Rb se perturba por la Cloritización.

La fig. 34, nos muestra en un diagrama de Stavrov, 1971, la relación del Rb frente al Potasio-Rubidio con enraizamiento y solapamiento de las diferentes facies dando una pendiente negativa hacia los Leucogranitos.

En el Montseny se observa un porcentaje con relación al Clarke, bajo en Rb. Kozolov, 1968.

Fluor:

Este elemento se concentra principalmente en las Biotitas y Hornblendas sustituyendo los OH<sup>-</sup> en un magma deficitario en agua y pasando en solución a medida que este se enriquece en dicha fase (Cloritización, evolución propia en el ascenso, etc.), pasando ó pudiendo pasar a fluorita en las fases deutéricas e hidrotermales.

La ausencia de Topacio (Modal) en las facies graníticas indica un bajo contenido de este elemento en los granitos, Glyuk y Anfilogov, 1973.

La presencia de este elemento, desciende la viscosidad y punto de fusión de los granitos y la alcalinidad del Si y K. Según Kovalenko, 1973, la concentración de saturación en fluor en fusiones graníticas desciende con el incremento en contenido de sílice, (fig. 31).

Así como Tauson, 1968 y Kurtbas, 1972 observan un aumento de este elemento en las facies más evolucionadas, en el Montseny se observa el caso inverso, (figs. 31 y 32), con pendientes acusadas que nos dan una idea de su descenso lineal con respecto al porcentaje en Biotita y el contenido de esta en F. Una explicación a este fenómeno podría ser el de un "magma" saturado en dicho elemento y en sus estadios iniciales sin contaminación aparente durante su ascenso y diferenciación.

#### 4.4.4. Petrología.-

En este apartado trataremos de las condiciones físico-químicas que tuvieron lugar durante la formación de los granitoides.

El no disponer de análisis sobre las Biotitas, puesto que los que poseemos no ofrecen las suficientes garantías, ha representado un fuerte "handicap" para poder conocer sus condiciones de formación y a su vez la de los granitos.

No obstante la ausencia de minerales metálicos y el bajo contenido en Horkblende, nos ha llevado a considerar el parámetro B de De la Roche (Mg + Ti + Fe) como representativo de las Biotitas.

Las condiciones de presión parcial de agua que actúan sobre la formación de la Biotita, la calcularemos a partir de la fórmula de Wones y Eugster, 1965 y la ecuación simplificada de Wones y Puffer, 1972.

Esta ecuación vendría dada por:

$$\text{Log. } f_{\text{H}_2\text{O}} = \frac{3420 - 4212(T - 298)^2}{T} + \text{Log. } X_1 + 1/2 \text{Log. } f_{\text{O}_2} + 8,23 - \text{Log. } a_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8} - \text{Log. } a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}$$

T = Temperatura en grados absolutos (C° + 273)

X<sub>1</sub> = Fracción molar de la Annita en la Biotita

f<sub>O<sub>2</sub></sub> = Fugacidad del Oxígeno

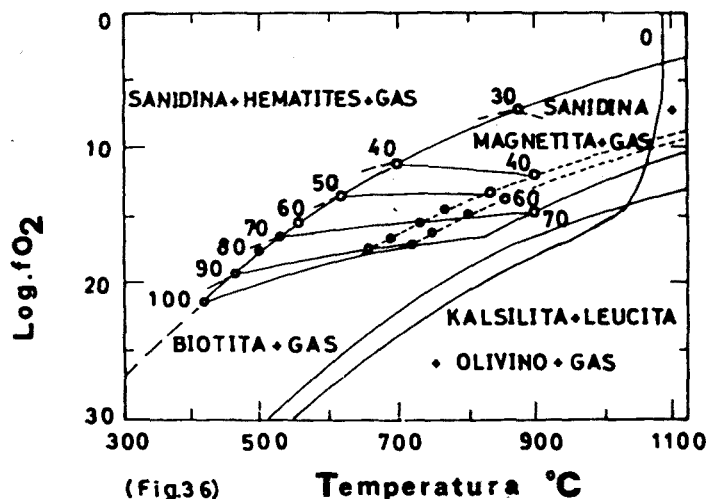
a = Actividades cuando los minerales respectivos no son puros.

La ecuación simplificada de Wones y Puffer, 1972 sería:

$$\text{Log. } f_{\text{H}_2\text{O}} = 7409 / T + 4,25 + 1/2 \text{Log. } f_{\text{O}_2} + 3 \text{Log. } X_1 - \text{Log. } a_{\text{KAlSi}_3\text{O}_8} - \text{Log. } a_{\text{Fe}_3\text{O}_4}$$

La fugacidad del oxígeno se puede obtener a partir del diagrama fig.36 de Wones y Eugster, 1965. Las actividades se pueden considerar despreciables en la resolución de la ecuación y la temperatura se puede recalcular muy aproximativamente a partir de los diagramas de Robertson y Wyllie, 1971, Piwinski, 1968-1973, (figs. 37 y 38) en sistemas saturados y no saturados en agua.





Considerando que en ambos sistemas la Biotita puede cristalizar, bajo presiones intermedias a temperaturas similares, adoptaremos la de 900°C como término aproximativo. Una vez resuelta la ecuación simplificada, nos da una presión de agua de unos 3,6 Kb para las Granodioritas lo que nos indicaría para un magma no saturado en agua unas presiones totales muy elevadas.

Estos datos tenemos que recalcar son sólo aproximativos ya que pueden estar sometidos a errores.

Según Jaeger, 1957 y Winkler, 1965 un magma sobre temperaturas de unos 800°C en el contacto con el encajante, desarrollaría asproximidades de esta, temperaturas de 660°-570°C. La temperatura máxima dada para el metamorfismo de contacto no sobrepasaría los 580°C.

El diagrama de la fig. 39, de Cann, 1970, muestra la importancia del contenido en agua de un magma granítico en fune

ción a su comportamiento intrusivo.

Este diagrama muestra que un material dado será movilizado a una profundidad tanto mayor cuanto  $P_{\text{agua}}/P_{\text{total}}$  sea más baja. Esto implica que un magma rico en agua nacerá a profundidades menores que uno pobre en dicha fase, y que su capacidad de intrusión hacia la superficie se hallará más limitada.

Si se considera un magma saturado en agua de tipo A, el camino que podrá recorrer entre su lugar de origen y el momento de alcanzar su sólido para una evolución adiabática, será bajo (AA'). Un magma no saturado en agua D., nacerá a más profundidad y se situará en la litósfera en un lugar D' en donde la recta de su evolución adiabática cortará al sólido para  $P_{\text{agua}} = P_{\text{total}}$ .

La cristalización progresiva de un magma tal, va a llevar a un enriquecimiento progresivo del magma residual, en agua, a medida que asciende hacia la superficie y de tal manera que el último magma residual podrá estar saturado en esta fase, de donde la cristalización final y el techo de la intrusión coincidirán para  $P_{\text{agua}} = P_{\text{total}}$ . Sabourdy, 1975.

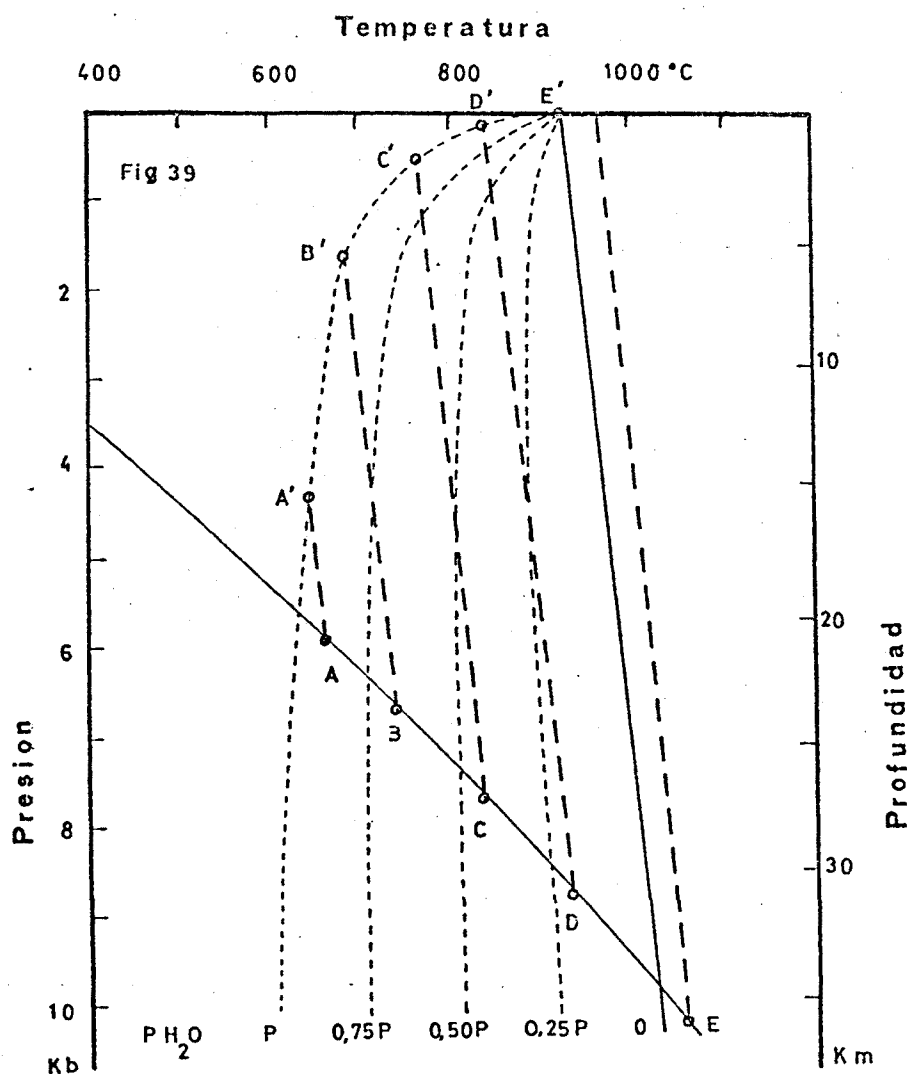


Diagrama Presion-Temperatura de CANN-1970

Los diagramas de las figs. 37 y 38 de Robertson y Wyllie, 1971 y Piwinskii, 1973, nos muestra el primero, un sistema Granodiorítico-Agua con un orden de cristalización para sistema saturado y no saturado en agua. Por ejemplo a 9Kb de presión total en un sistema no saturado el orden de cristalización sería: Hornblenda ----> Plagioclásas ----> Cuarzo ----> Ortosa ----> Biotita y en un sistema saturado el orden sería: Hornblenda----> Biotita ----> Plagioclásas ----> Cuarzo ----> Ortosa, que coincidiría con el diagrama experimental de Piwinskii de la fig. 38 realizado sobre una granodiorita de Sierra Nevada y de composición muy similar a las del Montseny, pero con un varemo de temperaturas algo distinto.

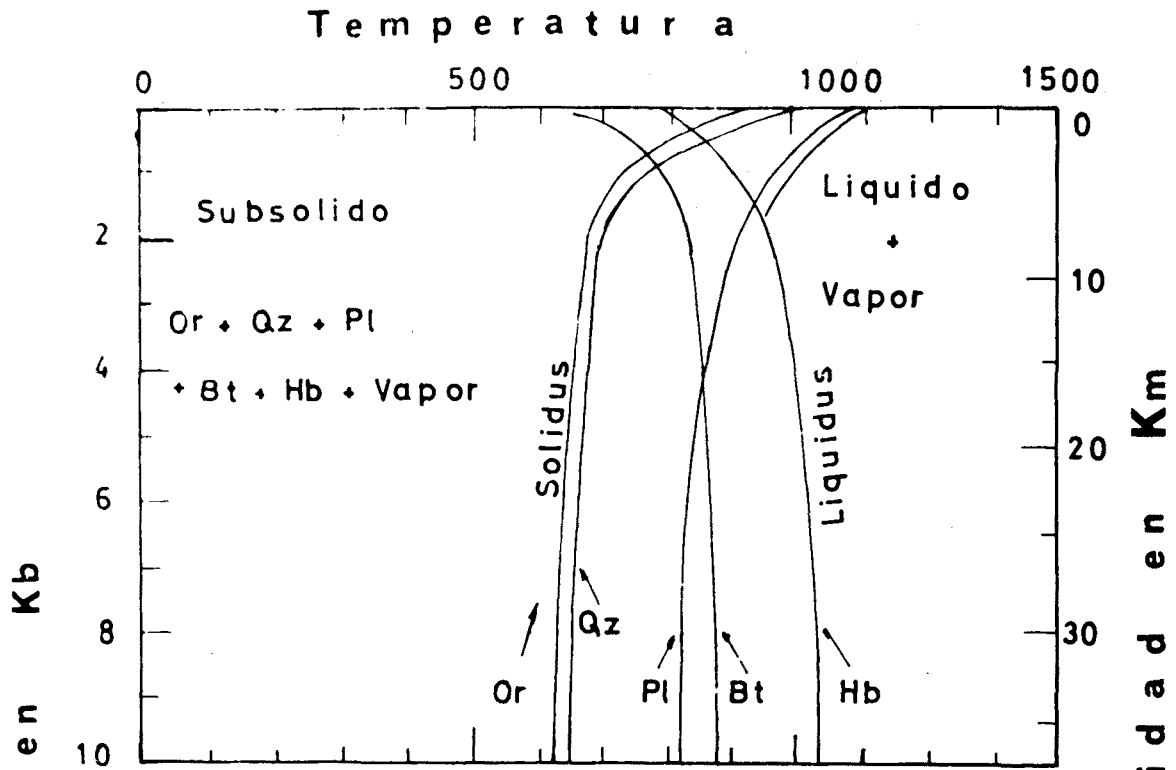
Hay que considerar que en los diagramas de Robertson, si un sistema granítico contiene hasta un 2% en agua el orden de cristalización es ya más parecido al de Piwinskii y es por lo tanto el sistema que pudiera existir en el Montseny en el momento de cristalizar la segunda generación de Máficos.

#### 4.4.5. Origen de los Granitos. Emplazamiento y Conclusiones Generales.

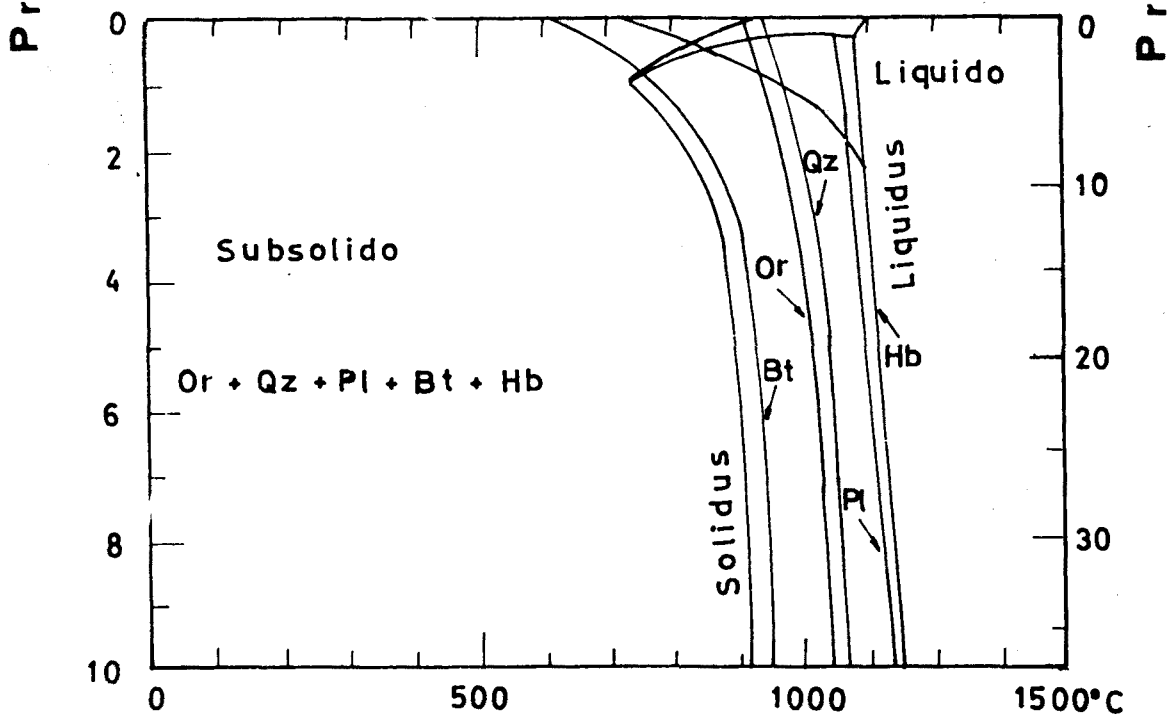
Antes de iniciar una discusión en torno a los modelos teóricos más en boga sobre el origen de los granitos, haremos un breve resumen de las características más importantes sobre las facies que se presentan en el Montseny, apoyándonos sobre los caracteres más precisos en razón de los tipos, dados por Capdevila y Floor, 1970 en el NW de la Península.

##### Características Generales de los Granitoides:

1. Ausencia general de enclaves de roca encajante y bajo contenido de enclaves microgranudos de composición básica.
2. Distinta coloración para las dos grandes facies. Leucócrata, facies del Morou y Grisácea la de Sta Fé-Arbucies.
3. Ausencia de microestructuras fluidales.
4. Subordinación del Cortejo Filoniano: Fuerte stock de pórfidos en las zonas apicales del macizo, débil cortejo Aplítico en las Granodioritas y casi nulo en los Leucogranitos. Repartición zonal de los Lamprófidos y rocas afines.
5. Caracter Calcoalcalinos de las facies, salvo los microleucogranitos cuyo contenido en OCa es inferior al 1%
6. Fuerte zonación oscilante y Patchy zoning en las Plagioclásas, disminuyendo en intensidad en los Leucogranitos.
7. Abundancia de Mirmequitas y Pertitas en los Feldespatos.
8. Inclusiones de Cuarzo idiomórfico en algunos Feldespatos.



(Fig 37)



1. Sistema Saturado en Agua

2. " Subsaturado " " menos del 1%

9. Abundancia, relativa, de Apatitos y Circón, generalmente bipiramidal, en las Biotitas de las facies más Melanócratas.
10. Elevado contenido en Allanitas y bajo en Esfenas en las facies más Melanócratas.
11. Caracter intrusivo, Epizonal y tardío con respecto a las grandes fases de deformación.
12. Caracter Circunscrito de los macizos fuertemente enraizados.
13. Ausencia de grandes stocks básicos en la zona.

A partir de todos los datos obtenidos hasta el presente, desarrollaremos la hipótesis, a nuestra vista más razonable sobre el origen de los granitoides.

La Geoquímica nos marca una clara evolución de los términos más básicos hacia los más ácidos, mediante un fuerte enraizamiento entre las distintas facies, quedando las Microgranodioritas como fase más inicial y los Microleucogranitos como final aunque este último tendría que ser tratado independientemente y sólo con los Leucogranitos.

La fig. 34 ó diagrama de Stavrov, nos marca una clara tendencia hacia la diferenciación magnética sobre la Anatexia. Este mismo caracter queda reflejado en el diagrama de Dhana, 1972 fig. 40, en donde la serie de granitos originados por reemplazamiento presentan una tendencia muy distinta a los del Montseny.

(Fig. 38)

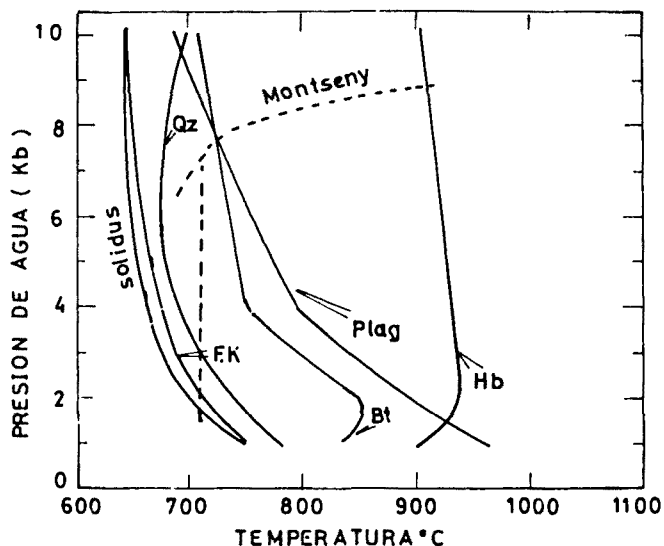


Diagrama experimental de PIWINSKII 1973 para una Granodiorita de composición similar a las del MONTSENY

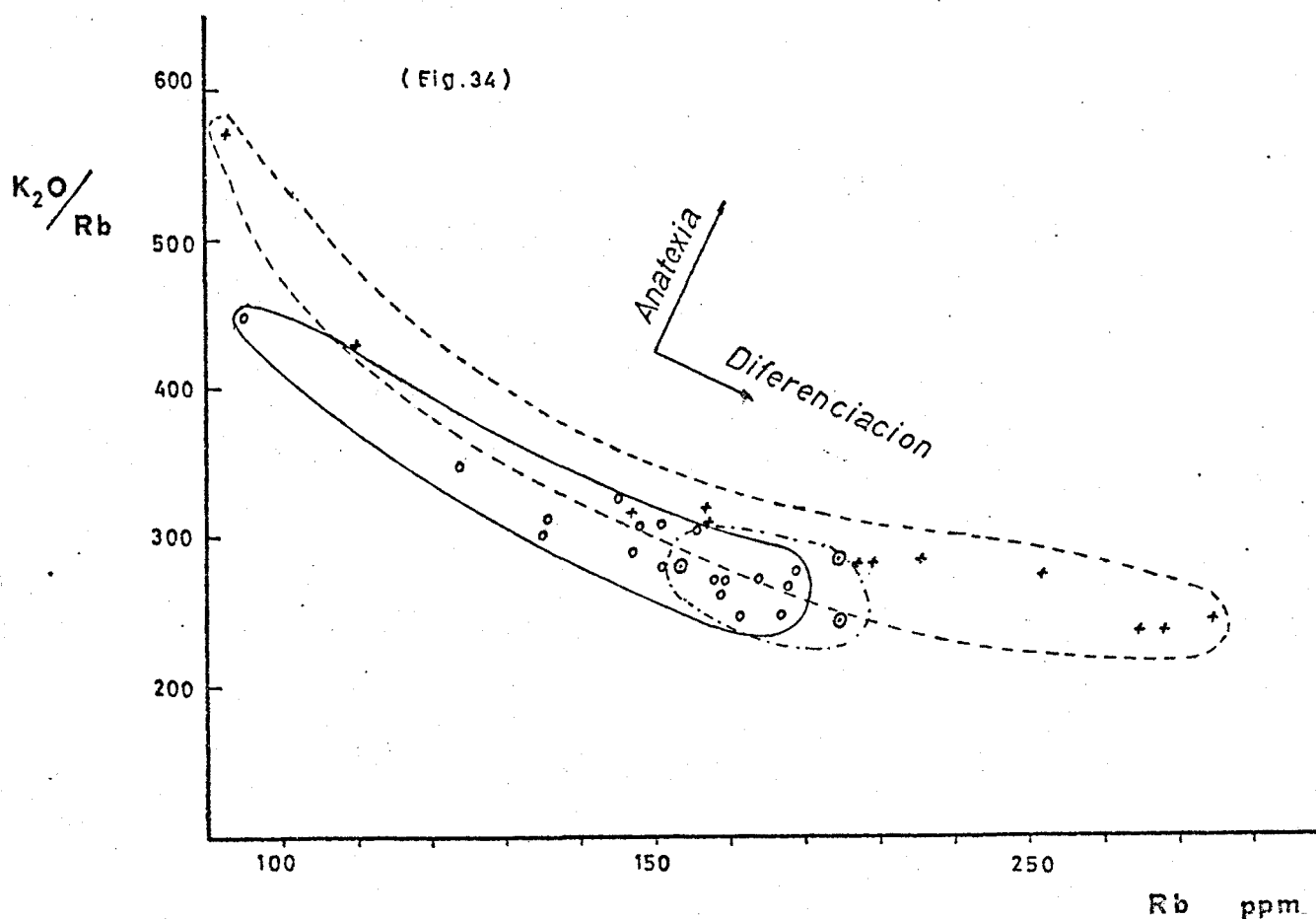


Diagrama de STAVROV 1971

El bajo contenido en oligoelementos tales como el Sn, W además de los ya mencionados (1), Rb, Sr, Ba, F etc. nos indicarian un magma inicial saturado en dichos elementos los cuales sustituirían a sus isomorfos, Ca, K, Na y OH<sup>-</sup> en los primeros estadios de diferenciación para ser reemplazados a su vez en los estadios tardíos postmagmáticos.

Un magma de dichas características, tendría origen a nuestro entender a grandes profundidades Mesocrustal-Infracrustal con una débil contaminación a su paso por la corteza ya que con ello podría ocurrir la asimilación y transporte de una serie de elementos, caso de Costabona, Autran et al, 1970, y que no acontece en el Montseny.

---

(1) Ausencia casi general de minerales de Sn y W en las rocas de contacto y apicales.

El caracter no saturado en agua vendria apoyado por el zonado Patchy de las Plagioclásas, Vance, 1965 y la evolución del Fluor con respecto a las Biotitas y al parámetro evolutivo de Kurtbas, 1972, figs, 31 y 32, que indicarian el bajo contenido de esta fase en los minerales.

La presión de agua dada a título comparativo de 3 a 4 Kb y en un magma no saturado en esta fase nos llevaria a una presión total del magma inicial de alrededor de las 9 Kbs, fig. 39, lo que nos situaria el estadio inicial de este magma a unos 30 Km de profundidad ósea en la base de la corteza.

Otra característica de este tipo de magma y denunciado por Autran en el Canigó y Capdevila et al, 1973 en la Meseta Ibérica seria el emplazamiento epizonal que caracterizaría a estos granitos y que coincidiría con el tipo DD' de la fig. 39.

El tipo de emplazamiento, al igual que las características observadas por Vaquer, 1972 en el Tibidabo, seria del tipo "permitido" de Pitcher y Read, 1963, que cortaria simplemente la roca techo sin producir estructuras de acomodación en la cobertera. El hecho que los contactos sean netos sin de formación aparente durante el emplazamiento, salvo en la mesozona baja donde aparecen ligeros fenómenos de inducción, hace creer en dicho tipo, con la salvedad de no hallar fenómenos de subsidencia a "caldera" aludidos por estos autores. Sobre este proceso hay que especificar la escasa literatura al respecto, limitándose los autores más modernos a utilizar las hipótesis de Pitcher i Read.

La relación entre los Leucogranitos y Granodioritas, partiria a nuestro entender de una diferenciación de un magma Granodiorítico s.s. durante su emplazamiento. Esta hipótesis se confirmaria por las características petrográficas (orden de cristalización, mineralogía, etc.), Geoquímicas tales como una evolución enraizada, tendencia común sílico-potásica y solapamiento de la tendencia sílico-sódica (fig. 28), que nos indicaria junto a la evolución del Li, Sr, Ba, Rb, F, etc., una tendencia más evolucionada de los Leucogranitos frente al magma inicial. Un emplazamiento de las dos facies diferenciadas, pareceria lo probable vistas las relaciones macroscópicas entre ambas. Considerando que las Microgranodioritas bien seria un caracter residual de la diferenciación del magma granodiorítico primario ó bien del magma inicial, más básico, acompaña simultaneamente ambas facies sin observarse entre ellas ningún contacto de caracter mecánico ó "permitido", apoyaria dicha hipótesis, (fig. 19), del mismo modo que el caracter concéntrico y enraizado del conjunto.

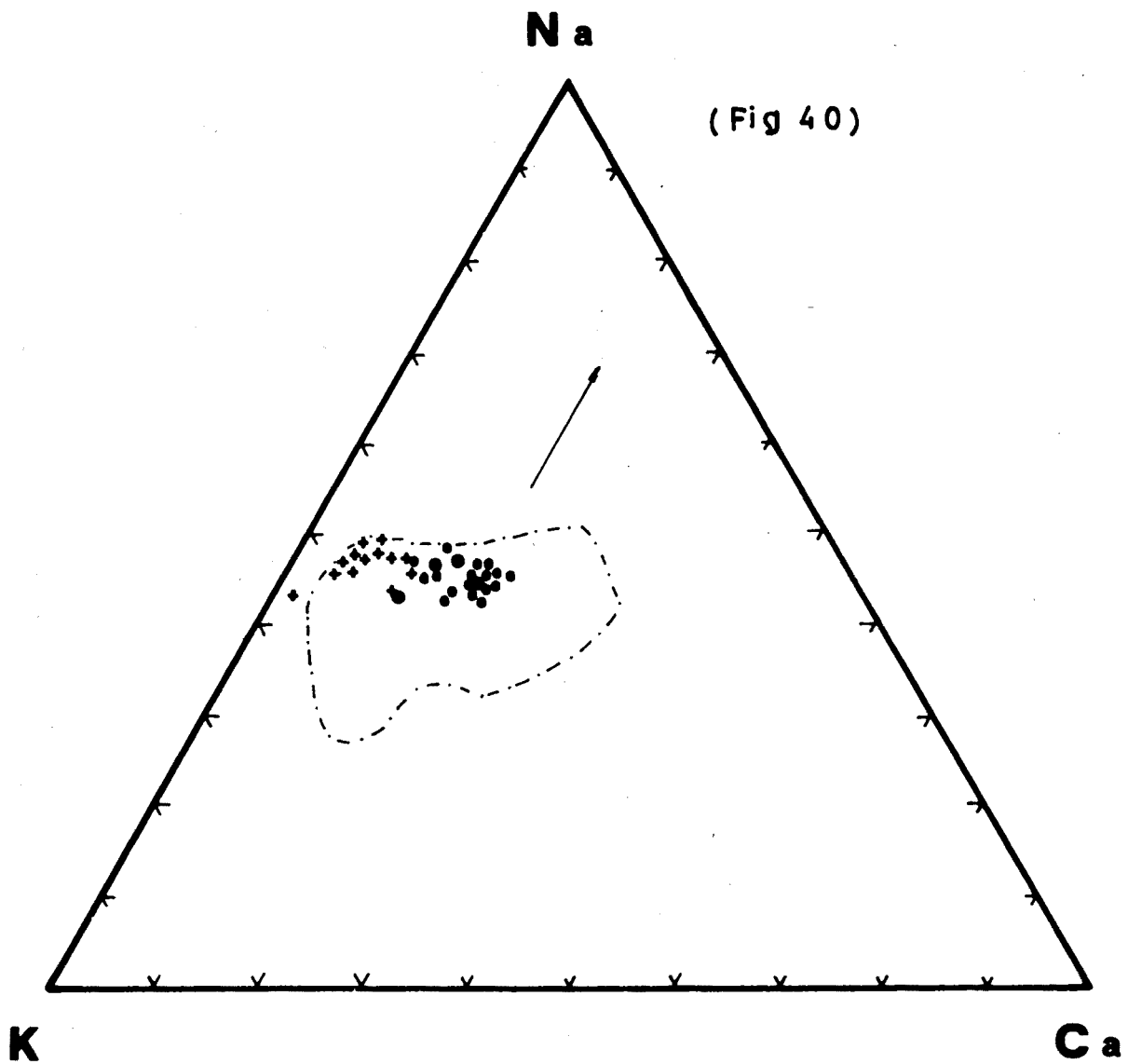


Diagrama (*Na-K-Ca*) de DHANA y KRISHNA, 1972

El contorno sería el campo de los granitos Magmáticos

La flecha indica el sentido de los no Magmáticos s.s.



- Modelo Transformista:

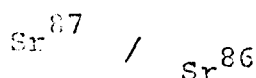
Según este modelo la aparición de estructuras concéntricas en un macizo (caso del Morou) reflejaría la presencia de una repartición primitiva de dichas características en las formaciones a expensas de las cuales el granito se formaría. Esta hipótesis necesitaría de una correlación aunque fuese aproximada entre las facies graníticas por una parte y las reemplazadas por otra. Para poder explicar mediante esta teoría la Granitización ó Granodioritización de la Cobertera, debería existir una relación geoquímica entre esta y su producto final. (Tabla 1, Tomo II). La Geoquímica de la cobertera frente a la de los granitos, nos muestra fuertes divergencias, de lo que se desprende que una no puede proceder de la otra sin un aporte, en unos casos, ó exclusión en otros, de elementos que presentan una baja movilidad. Así, se observa un exceso de Al, en la cobertera, (poco móvil), un defecto en Ca, que aún obteniéndola a partir de las rocas carbonatadas de Gualba, el valance sería negativo (1), un defecto en Na y K.

Aunque algunos elementos por su movilidad pudieran ser transportados (metasomatismo), otros en cambio por razones cristaloquímicas poseen una movilidad muy baja por lo que nos acarrearía unos stocks ó bien unos déficits de ciertos elementos.

Una Granitización ó Granodioritización al estado sólido a partir de la cobertera Cambro-Ordovícica no parece poder explicarse por las razones ya aludidas además de la casi nula presencia de restos de dicha cobertera en los granitos. No obstante y tal como también sugiere Péterrier, 1973 para el Queirigut, la presencia de un zócalo precámbrico gneisificado y de composición granítica en el Canigó podría ser la fuente, siempre y cuando existiese en el Montseny, a una Granitización al estado sólido con ulterior emplazamiento en la cobertera. Esta hipótesis es desmentida al completo por Autran y Guitard en el Canigó.

Este modelo que adolece de datos experimentales, le resulta así mismo difícil de explicar el mecanismo de emplazamiento ya que la granitización en dichas condiciones poseería una viscosidad (?) muy elevada, con lo que las relaciones geológicas con respecto a la cobertera serían diastroficas, caso que no acontece en el Montseny.

Uno de los datos que adolece este trabajo, a parte de un estudio geocronológico, mediante cálculo de edades radiométricas, sería un estudio sobre el contenido inicial de:




---

(1) Los granitos de contacto con los mármoles no presentan ninguna anomalía en dicho elemento.

que permitiría determinar la procedencia del Magma inicial, Pilot, 1974, y su posible contaminación sílica, así mismo si su procedencia es de rocas de covertera.

### Relación con las áreas Adyacentes.

Según Autran et al, 1970, los granitos del Pirineo Oriental tienen un origen fundamentalmente diferente al del dominio anatectico accesible a la observación. (1). Su capacidad de asimilación es superior a los de origen anatectico. (2) y su quimismo inicial sería el de una serie Granodiorítica-Granítico con Biotita del tipo Meta-Aluminoso que contrastaría con la generalidad de materiales aluminicos de la Covertera. Esta característica ya ha sido denunciada en el Montseny.

El fuerte poder de asimilación de estos magmas graníticos y que darían lugar a los macizos inferiores e intermedios en el Canigó, no sería el caso en el Montseny cuyos macizos serían equiparables a los macizos superiores del Pirineo, metalogénicamente pobres.

Para estos autores los granitoides del Pirineo procederían de una serie Comagmática evolucionada en profundidad y derivando de magmas inicialmente básicos, oponiéndose a la hipótesis actualista y que en principio nosotros proponemos, de una fusión crustal y sin excluir una posible contaminación sílica durante su ascenso.

El estudio geocronológico realizado por Leterrier en el Querigut, denuncia una divergencia de edades así como en la relación isotópica del Sr, en las diferentes serie de granitos, siendo esta relación superior a 0,710, lo que le hace pensar al autor en una fuerte contaminación sedimentaria. Por el contrario las rocas Gabroicas de dichos macizos, presentan una relación inferior a 0,710 que daría un origen profundo a dichos magmas.

Cabe resaltar en el Pirineo, la discrepancia que existe entre el emplazamiento de algunos cuerpos graníticos con relación a las fases de deformación de la orogénia hercínica, ya que existiría la posibilidad de dos orogénias superpuestas con formación de granitos en ambas y una derivación de estos por removilización.

Si bien todos los autores que han trabajado en el Pirineo Oriental niegan la presencia de una Orografía Caledoniana, tal como se observa en Cerdeña, debería plantearse seriamente su posible existencia, ya que podría dar a luz a una serie de fenómenos no explicados en la actualidad.

- 
- (1) En el Pirineo es observable la Catazona, cosa que en el Montseny no sucede.
- (2) La presencia de Sn y W en Costabona, posiblemente sea debida a una contaminación del zócalo que atraviesa.

En Cerdeña, Di Simplicio et al, 1974, observan dos episodios magmáticos, uno ácido prehercínico con una serie magmática básica Gotlandiense y un episodio tardihercínico que dio origen a una serie de cuerpos básicos, subcrustales y ácidos que formarían el gran cuerpo intrusivo sardo que según estos autores serían de origen anatéctico mesocrustal.

Por las características dadas según los autores italianos, nos hallaríamos frente a un caso de características parecidas al Pirineo Oriental, pudiéndose aquí diferenciar las dos Orogénias. El magma que dio origen a las series intrusivas tardihercínianas parecen proceder de una fusión subcrustal con diferenciación en dos magmas y asimilación por el más ácido en la corteza silílica por lo que la relación isotópica del Sr, sería diferente tal como ya mencionábamos en el caso del Querigut.

Del estudio sobre las áreas adyacentes se desprende para casos característicos y similares al Montseny, un origen Meso-Infracrustal de los granitoides de este sector Oriental del Mediterráneo durante el Hercínico, quedando la salvedad ó discrepancia de un origen por diferenciación magmática de magmas procedentes del Manto Superior, Autran et al, 1970 en el Canigó y un origen por transformación al estado sólido bien de granitos preexistentes ó de la covertera propuesto por San Miguel Arribas y Montoto, 1956, 1967, en la costa catalana.

Los granitoides del Macizo Hespérico, aún poseyendo sus Granitoides híbridos, Capdevila et al, 1973, características petrográficas y petrológicas muy similares a las del Montseny, a los Macizos Superiores del Canigó y Cerdeña, no serán tratados en este trabajo, para evitar, si cabe, un confusio-

#### Conclusiones Generales.-

El estudio petrográfico de estos granitoides nos muestran unas características de un tipo Calcoalcalino con características semejantes a las descritas por diversos autores en áreas colindantes y que a partir de estas se intentaría reflejar una teoría sobre sus orígenes más probables.

El orden de cristalización, no coincide con el diagrama 2 de la fig. 37, si en cambio con el diagrama 1 de la misma figura y el de la fig. 38, lo que representa un contra sentido ya que hemos demostrado que el magma se hallaría no saturado en agua.

Si el magma alcanzase un dos por ciento en agua, ó sea que no fuese totalmente seco, el orden de cristalización se respetaría quedando solamente la salvedad de las primeras Biotitas y Hornblendas incluidas en los núcleos de las plagioclásas primarias.

La explicación que podemos recurrir para explicar este fenómeno sería el de una anatexia seca de rocas anfibólicas en la base de la corteza con residuos refractarios que en este caso serían dichos minerales, y un enriquecimiento posterior durante el ascenso, en agua, con lo cual se conservaría el orden de cristalización propuesto.

Estos hechos nos acarrearían:

1. Fusión por anatexia infracrustal, seca con restos de minerales refractarios.
2. Cristalización de la Plagioclásica (núcleo) en un magma no saturado en agua.
3. Ascensión, enriquecimiento en agua y diferenciación de dos magmas de uno inicialmente Granodiorítico.
4. Cristalización de la Plagioclásica, Cuarzo primario, Biotita y Hornblenda durante el ascenso. Metamorfismo de Contacto.
5. Débil potasificación seguida de una fuerte albitización y fenómenos deutéricos que afectarían a la corteza. Emplazamiento del stock aplítico.
6. Emplazamiento de Pórfidos en las zonas más apicales y posteriormente Lamprófidios.
7. Fracturación. Últimos episodios hidrotermales.

A diferencia de las regiones colindantes, tenemos que indicar la falta de macizos básicos en el Montseny y que apoyarían la estructura de esta Hipótesis. La explicación podríamos hallarla en el carácter epizonal de dichos emplazamientos ya que cabría pensar que estos magmas básicos al ser los primeros en diferenciarse serían también los primeros en consolidarse y por tanto a mayor profundidad. No obstante Van der Sijs denuncia pequeños stocks gabroicos en las Guillerías y Vaquer (comunicación oral) en la región tarraconense, pequeños macizos dioríticos.

## **5 - CONCLUSIONES.**

## 5. CONCLUSIONES GENERALES.

El Macizo cristalino del Montseny, se halla formado en su parte- N-Oriental por una serie Cambro-Ordovícica correlacionable Litológicamente con las facies del Pirineo Oriental y de Cerdeña. Esta serie está compuesta principalmente por una facies Gneílica (pargneises), rocas carbonatadas y micaesquistos Cuarzo-Feldespáticos-Pelíticos, que darían lugar a la denominada Serie Inferiora del Montseny; una serie mucho más pelítica con pequeños niveles grauváquicos y cuarcíticos que denominamos así mismo Serie Superior. Esta última Serie compondría el Gotlandiense s.lato.

Esta serie Gneílica - Calcárea - Cuarzofeldespática y pelítica listada fue deformada durante la Orogenia Herciniana por un "flattering" que desarrollaría una esquistosidad de flujo  $S_1$  y  $S_2$  en las series más inferiores, pasando esta  $S_2$  a una esquistosidad de crenulación en los niveles de la serie superior.

Este conjunto y principalmente los niveles superiores se vieron afectados por una tercera fase algo menos penetrante,  $S_3$ , que desarrollaría una esquistosidad de crenulación y de fractura en los niveles inferiores y superiores del Cambro-Ordovícico, plegado.

Entre las fases tempranas  $S_1$  y  $S_2$ , se desarrollaría durante este episodio, un estadio metamórfico Débil (Winkler, 1970) en los esquistos pelíticos (filitas) representándose por Biotitas desestabilizadas a cloritas, y un estadio Medio, representado en los niveles inferiores por granate "Alamandino" en los gneises.

El mayor "climax" metamórfico, sería alcanzado Sin-Post fase tres ( $S_3$ ), mediante una evolución del grado, con Cordierita ---- Estaurolita ---- Andalucita ---- Andalucita (Estaurolita Blindada) ---- Sillimanita, para los esquistos Cuarzofeldespáticos y Pelíticos. En rocas Carbonatadas la relación Metamorfismo - Deformación es imprecisa, alcanzándose su estadio metamórfico más elevado mediante la paragénesis Forsterita - Diópsido - Calcita. Este "climax" se alcanzaría para el Metamorfismo Regional a los  $630^{\circ}\text{C}$  a  $P_s = P_{\text{H}_2\text{O}} = 2,3 \text{ Kb}$ .

Entre la última gran deformación ( $S_3$ ) y las deformaciones tardías, Kink-bands, fracturación, etc.. tendría lugar el emplazamiento del cuerpo granítico que daría lugar a una aureola de contacto de gran extensión, en algunos puntos, alcanzándose su "climax" máximo en la Mesozona baja del Metamorfismo Regional anterior, con formación de paragénesis Wollastonita - Calcita en los mármoles, a  $P_s = 2 \text{ Kb}$  y  $580^{\circ}\text{C}$ .

Las fases tardías de deformación afectarían tanto al encajante, con un Metamorfismo ya Polifásico, como al cuerpo Intrusivo, dando lugar a una serie de Kink-bands conjugados, principalmente en la Covertera, milonitización de mármoles, gneisificación de granitos en los bordes de las grandes fracturas y cataclásis en las fracturas menores.

Según Puschmann, 1968, las grandes deformaciones en el Montseny serían Post-Viseense y durante el Westfaliense Inferior. Entre el Westfaliense y Estefaniense, perteneciente a la fase Astúrica de la Orogenia Herciniana, se emplazarían los cuerpos graníticos y cortejo filoniano asociados.

Estos granitos de marcado carácter Calco - Alcalino y de características muy similares a los descritos por San Miguel, 1956, y Montoto, 1967 en la Costa Brava catalana, a los macizos Superiores del Pirineo Oriental y a los granitoides de la serie Sarda, poseerían unos caracteres petrográficos y geoquímicos denunciadores de un carácter seco en su génesis así

como de un medio básico en su formación (fuertes valores en Bario, que se acumularían principalmente en la Biotita).

El emplazamiento Epizonal de estos así como su diferenciación en leucócratas y "granodioríticos" y su mecanismo de tipo "permitido" de emplazamiento, hacen pensar, junto con las características anteriormente mencionadas, en un origen por Anatexia Meso-Ingracrustal con diferenciación y evolución de un magma inicialmente Granodiorítico - Tanalítico.

Considerando que un balance geoquímico entre estos granitos y su encajante, no es favorable, así como la presencia de zonas de migmatitas apropiadas y en enclaves del encajante, nos hace descartar la posibilidad de su origen, en una granitización de la covertera.

El carácter zonado podría explicarse por granitización y removilización de granitos preexistentes Epi - Mesocrustales con emplazamiento posterior al Metamorfismo. La existencia de estos últimos no puede probarse y si consideramos como ejemplo el zócalo granítico gneisificado del Canigó, el balance geoquímico y estructural es también desfavorable, Autran et al, 1970. En cuanto al emplazamiento en la corteza de dicho granito removilizado, no tiene su mecanismo fácil explicación, a la par que el mecanismo "permitido" por nosotros propuesto, ya que las características reológicas entre el encajante y el cuerpo intrusivo son muy distintas y como apuntábamos en el principio, la covertera no se halla deformada en el contacto.

LA DISCUSION QUEDA ABIERTA.



**6 - BIBLIOGRAFIA  
SELECCIONADA .**

- AGUSTHITHIS, S. 1973. Atlas of the textural Patterns of Granites, Gneisses and associated Rock Types. Elsevier Publish. Inc., Amsterdam.
- ALMERA, J. 1914. Mapa Geológico-Typográfico de la Provincia de Barcelona, Región Cuarta (Río Tordera) y Región quinta (Montseny).
- ALTHAUS, E. 1967. L'Influence de l'eau sur les réactions Métamorphiques des Minéraux. Conférence du 3/11/1967. Cahier. 9, E.N.S.G. (NANCY)
- 1967. The triple point Andalusite-Sillimanite-Kyanite. Contr. Miner. and Petrol., 16, 29-44.
- ALTHUS, F., NITSCH, K.K., FARATORE, E. y WINKLER, H. G. F. 1970. An experimental re-examination of the upper stability limit of Muscovite plus Quartz. N. Jb. Miner. Mh., 120, 56-101.
- ANDERSON, T. B., 1964. Kink-Bands and related Geological structures. Nature, 202, 272-274.
- ASHAUER, H. y TEICHMULLER, R. 1935. Die varischen und alpidischen Gebirgsbildung Kataloniens. Traduc. en Public. Extr. Geol. España., 7,7. Madrid.
- AUTRAN, A., FONTEILLES, M. y GUITARD, G. 1970. Relations entre les Intrusions de granitoïdes, l'Anatexie et le Métamorphisme Régional considérées principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la Chaîne Hercynienne des Pyrénées Orientales. Bull. Soc. Géol. de France. (7), XII, n° 4, 673-731.
- BUSCH, G. SCHNEIDER, G and Mehnert, K. 1974. Melting in rocks of granodioritic, quartzdioritic and tonalitic composition. N. Jb. Miner. Mh., H. 8, 345-370.
- CANN, J. R. 1970. Upward movement of Granitic Magma. Geol. Mag., 108, 343-344.

- CAPDEVILA, R. 1969. Le métamorphisme Régional progressif et les Granites dans le segment Hercynien de Galice nord-oriental (NW de l'Espagne).  
Thèse, Univ. de Montpellier, p. 1-430.
- CAPDEVILA, R y FLOOR, P. 1970. Les différents types de granites hercyniennes et leur distribution dans le NW de l' Espagne.  
Bol. Geol. Min., España, 61, 2 y 3, 215-225.
- CAPDEVILA, R., CORRETGE, G. y FLOOR, P. 1973. Les Granitoides Varisques de la Meseta Ibérique.  
Soc.Bol. Geol. France., (7), XV, 3 y 4, 209-228.
- CARRERAS, J. 1973. Petrología y Análisis Estructural de las rocas Metamórficas de la zona del Cabo de Creus (prov. de Gerona).  
Tesis Inédita. Univ. de Barcelona.
- CAVET, P. 1951. Sur la stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées Orientales.  
C. R. Acad. Sci., 232, 743-745.
- 157a. Le Paleozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique).  
Bull. Serv. Carte géol. Fr., 55, 1-216
- 157b. Sur la stratigraphie du Paleozoïque inférieur dans les Pyrénées orientales françaises et dans les régions voisines.  
Col. Int. C.N.R.S., Fr., 76, p.77
- CORRETGE, G. 1971. Estudio Petrológico del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres).  
Tesis. Univ. de Salamanca. 2 tomos.
- CHAROY, B. 1971. Le Massif de Questembert (Morbihan): Variations Petrographiques et Geochimiques dans les Granites à deux Micas. Etude de la Radioactivité.  
Thèse 3 Cycle. E.N.S.G. Nancy. Fr.
- CHAYES, F. 1955. Potash F. as by product of the biotite-chlorite transformation.  
Jour. Geol., Chicago, 63, 75-82

- CHERNIKOV, O.A. 1969. Transformation of Sandy-Silty Rocks and their porosity.  
Izd-vo Nauka.
- CHINNER, G.A. 1961. The Origin of Sillimanite in Glen Cova, Angus, Scotland.  
Jour. Petrology, 2, 312-323.
- 1966. The significance of the aluminium silicates in Metamorphism.  
Earth Sci, Rev., 2, 111-126.
- DALLMEYER, R.D. 1972. Compositional Controls on Cordierite-Bearing Assemblages in High-Grade Regional Metamorphism.  
Inter. Geol. Cong. Sect. 2, 52-64. Montreal.
- DEBRENNE, F. 1964. Archeocyata contribution á l'étude des faunes Cambrienes du Maroc, Sardaigne et de France.  
Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc, 179. 33-43
- DEN TEX, E. 1971. Grupos de facies y series de facies del Metamorfismo y su relación con las condiciones físicas de la corteza terrestre.  
Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Natural, 69,4, 333-365
- DEWEY, J.F. 1965. Nature and Origin of Kink-Bands.  
Tectonophysics, 3 (4), 251-357
- DE LA ROCHE, H. 1964. Sur l'expression graphique des relations entre composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines.  
Sci. de la Terre, IX, 3, 293-337. Fr, (Nancy)
- 1965. Sur l'existence de plusieurs facies géochimiques dans les schistes paleozoiques des Pyrénées Luchonnaises.  
Geol. Rdsch. Dtsch., 55, 274-301.
- 1966. Sur l'usage du concept d'association minérale dans l'étude chimique des roches: modèles chimiques statistiques, représentations graphiques, classification chimico-minéralogique.  
C.R. Acad. Sci., Fr., 262, serie D, 1665-1668.

- ., ISNARD, P. et GRANDCAUDE, Ph. 1969. Domaines et tendances ignées communes dans les diagrammes Q-Ab-Or, An-Ab-Or et Q-AbAn-Or. Sci. de la Terre, **XV**, 4, 371-382, Fr, (Nancy)
- ., 1968. Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaires. Un guide pour l'étude des formations métamorphiques et Plutoniques. C.R. Acad. Sci., Fr., 267, serie D, 39-42.
- ., 1972. Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Sci. de la Terre, **XVII**, 1-2, 31-46, Fr, (Nancy)
- ., AUTRAN, A., CHANTRAINE, J. et MOINE, B. 1974. Etudes géochimiques associées a la cartographie geologique. Bull. B.R.G.M. (2), **IV**, 2-1974, 109-124.
- DHANA RAJU, R. and BRISHNA RAO, J.S.R. 1972. Chemical Distinction between Replacement and Magmatic Granitic Rocks. Contr. Mineral. and Petrol. **35**, 169-172.
- DIDIER, J. 1973. Granites and their Enclaves. Elsevier Sci. Publish. Comp. Amsterdam.
- DI SIMPLICIO, P., FERRARA, G., GHEZZO, C., GUSPARRI, G., PELLIZZER, R., RICCI, C.A., RITA, F. y SABATINI, G. 1974. Il Metamorfismo e il Magmatismo Paleozoico nella Sardegna. Soc. Ital. Miner. e Petrol. Milano, **XXX** (2), 979-1068
- DUPUY, C. 1970. Contribution á l'étude des fractionnements géochimiques des alcalins, des alcalino-terreux et du gallium au cours des processus magmatiques. Thèse, Montpellier, 339 p.
- ESTEVEZ, A. 1973. La vertiente Meridional del Pirineo catalán al Norte del curso medio del rio Fluviá. Tesis, Universidad de Granada.

- FAURA y SANS, M. 1913. Síntesis estratigráfica de los terrenos primarios de Catalunya.  
Mem. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat., IX.
- FONTBOTE, J.M y JULIVERT, M. 1954. Algunas precisiones sobre la cronología de los plegamientos hercínianos en Catalunya.  
Congr. Geol. Inter., XIV-XV, 575. Alger. 1954.
- FONTEILLES, M. 1965. Sur la Profondeur de formation des veines à disthène géodique de la region de Baud (Morbihan) et sur la signification des veines à disthène en général.  
Soc.Bull. Fr. Min. Cristallogr., 88, 2, 281-289.
- . 1968. Le comportement de l'eau dans les roches métamorphiques catazonales des Pyrénées et son influence sur les associations minérales des paragneiss d'origine pélitique, en particulier des Kinzigites.  
C.R.Ac.Sc., 267, 1133-1135.
- . 1978, Relation entre l'hydratation des Magmas en Milieu Ouvert et leur Activité Métallogénique.  
Coll. Sci. Inter. E.Raguin. Masson et Cie. Paris.
- FRANCIS, G.H. 1956. Facies boundaries in pelites at the middle grades of regional Metamorphism.  
Geol. Mag., 93, 353.
- GLYUK, D.S. and ANFILOGOV, V.N. 1973. Phase equilibria in the system granites-water-HF at pressure of 1000 Kg/Cm<sup>2</sup>.  
Trans. from Geokhimiya, 3, 434-438.
- GANGULY, J. 1969. Chloritoid stability and related paragenesis.  
Amer. J. Sci., 267, 910-944.
- GONI, J. 1966. Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques.  
Mém. B.R.G.M., Paris, 45, 68 p

- GREENWOOD, H.J. 1967 a. Mineral equilibria in the system MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub>.  
Researches in Geochemistry. John Wiley-Sons, 2, 542-567
- . 1967 b. Wollastonite, stability in H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> mixtures and occurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo, British Columbia, Canada.  
Am. Mineralogist, 52, 1669-16680.
- GORDON, T.M., and GREENWOOD, H.J. 1969. The reaction: dolomite + quartz + water = talc + calcite + carbon dioxide.  
Amer. Jour. Sci., 268, 225-242.
- GUITARD, G., 1970. Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss ocellés du massif du Canigou (Pyrenées orientales).  
Mém. du B.R.G.M., 63, 309 p.
- HIER, K.S., and TAYLOR, S.R. 1959. Distribution of Ca, Sr, and Ba in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars.  
Geochim. and Cosmochim. Acta, 17, 286-304.
- . 1962. Trace elements in feldspars.  
A. rev., Norsk Geol. Tid. Bind 42, 415-454, Cobhn.
- HIRSCHBERG, A. and WINKLER, H.G.F., 1968. Stabilitätsbereich von Clorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose.  
Conts. Miner. and Petrol., 18, 17-42.
- HIETANEN, A. 1967. On the facies series in various types of metamorphism.  
J. Geol., U.S.A., 75, 187-214.
- HOLDAWAY, M.J. 1971. Stability of Andalusite and the aluminium silicate phase diagram.  
Amr. Jour. of Sci., 271, 97-131.
- HOLSER, W.T. 1954. Fugacity of water at high temperatures and pressures.  
J. Phys. Chemistry, 58, 316-317.

- HSU, L.C. 1968. Selected phase relations in the system Al-Mn-Fe-Si-O-H. a model for garnet equilibria. J. Petrol. 9, 40-83.
- ITO, J. and AREM, J.E. 1970. Idocrase: synthesis, phase relations and crystal chemistry. Amer. Mineralogist, 55, 880-992.
- JAEGER, J.C. 1957. The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet. Amer. J. of Sci., 255, 306-318.
- JUNG, J. et ROQUES, M. 1952. Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. Bull. Serv. Carte géol. Fr., 235, 1-62.
- , 1954. Problèmes géologiques dans les vieux terrain du Massif Central français. Ann. Hébert et Haug, VIII, 245-258.
- JUNG, J. et BROUSSE, R. 1959. Classification modale des roches éruptives utilisant les données du compteur de points. Masson et Cie. Paris.
- KERN, R. et WEISBROD, A. 1964. Thermodynamique de base pour Mineralogistes Pétrographes et Géologues. Masson et Cie. Paris.
- KERRICK, D.M. 1972. Experimental determination of Muscovite-Quartz stability with P. water P. total. Amer. J. of Sci. 272, 946-958.
- , GRAWFORD, K.E. and RANDAZZO, Alf. 1973. Metamorphism of calcareous rocks in three roof pendants in the Sierra Nevada, California. J. of Petrol., 14, 2, 303-325.
- KOGARTO, L.N. and KRIGMAN, L.D. 1973. Structural position of Fluorine in silicates melts (according to melting curves). Geokimia Inter., 10. 37-42.



- KORZHINSKI, D.S. 1957. Base physico-chimique de l'analyse de  
paragénèses de minéraux.  
Trad. B.R.G.M. 2294.
- . 1958. Différenciation hydrothermale acido-al  
caline.  
Dokl. Akad. Nauk. SSSR, 122, 2, 267-270. Trad.  
B.R.G.M. 2015.
- . 1962. Théorie des processus de la formation  
des minéraux.  
Izdat. A.N. SSSR, 1, . Trad. Mme Guitard, SIG, 4887.
- . 1963. General regularities of postmagmatic  
processes.  
Symp. problems of postmagmatic ore deposition,  
Praga.
- . 1967. La théorie du zonage métasomatique.  
Conférence E. des Mines de Nancy.
- . 1967. Acidité et activité des métaux alcalins  
au cours des processus magmatiques et postmagmati-  
ques.  
Conférence E. des Mines de Nancy.
- . 1968. Acidity-alkalinity in magmatic processes.  
Cong. Int. Geol., XXI ses., 1, 233-238.
- KOZOLOV, V.D. 1968. Distribution regularities of trace elements  
in minerals of granitoids.  
Origin and Distribution of the elements. L.H. Ahrens  
649-663.
- KOVALENKO, V.I. 1973. Distribution of fluorine in a tpoaz-  
-bearing, Q-Keratophyre Dike (Ongonite) and solubi-  
lity in granitic melts.  
Geochem. Intern, 10, 41-49.
- KUNO, H. 1960. High-Alumina Basalt.  
J. of Petrol., 1, 121-145.

- KUBLER, B. 1968. La cristalinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du Métamorphisme  
Bull. Centre. Recherches Pay. S.N.Pa 1-259.
- KURTBAS, K. 1972. Les granites de la montagne Bourbonnaise (Massif Central Français) leur évolution pétrographique et Géochimique.  
Thèse, Nancy.
- LARSEN, L.H. and POLDEVAART, A. 1959. Measurements and distribution of Zircon in some granitic rocks of magmatic origin.  
Cong. Inter. Geol, XX, sec. XI-A, 171. México.
- LETERRIER, J. 1972. Etude pétrographique du Massif granitique de Quérigut (Ariège).  
Ann. de l'E.N.S.G. mémoire, 23, Nancy.
- LOZHENKO, N.V. and SHVANOV, N.V. 1974. Characteristics of boundary between sedimentary and metamorphic rocks.  
Inter. Geol. Rev., 15,11,1295-1302.
- LOTZE, F. 1971. El Cámbrico en España. Parte 1 Estratigrafía.  
Instí. Geol. Miner., 75,252.
- LLOPIS LLADO, N. 1942. Sobre la estructura del Montseny (Barcelona).  
Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., XL, 513-542.
- LLOVET, S. 1945. El medio y la vida en el Montseny.  
Estudio Geográfico. Prólogo del Dr. Luis Solé Sabaris.  
C.S.I.C., Inst. Juan Sebastián el Cano. 518, pag.
- MACCONI, L. 1965. Icalcescisti nella serie Cámbrica di S. Ngeol (Fluminimaggiore-Sardegna sud-occidentale).  
Symp, Miner. Della Sardegna. Ass. Min. Sarda.  
Cagliari.
- MARMO, V. 1971. Granite Petrologi and the Granite Problem.  
Elsveier Publish. Col Amsterdam.

- MATTE, Ph. 1966. La schistosité primaire dans l'arc hercynien de Galice, variations de son pendage parallèlement et perpendiculairement aux structures. Role des phases superposées.  
Coll. sur les Etages Tectoniques., 243-251
- MAURETA, J. y THOS, S. 1881. Descripción física, geológica y minera de la provincia de Barcelona.  
Mem. Com. del mapa géol. Esp., Madrid.
- MEHENERT, K.R. 1968. Migamites and the Origin of Granitic Rocks.  
Elsevier Publ. Co. Amsterdam.
- , BUSCH, W and SCHNEIDER, G. 1973. Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites.  
N. Jb. Miner. Mh., 165-183.
- MIYASHIRO, A. 1973. Metamorphism and metamorphic belts.  
George Allen and UNWIM.
- MONTOTO, M. 1967. Estudio petrológico y petrogenético de las rocas graníticas de la cadena litoral catalana.  
Tesis inédita, Universidad de Barcelona.
- 1969. Mineralogía de los granitos costeros catalanes.  
Publ. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona, XXIII, 15-43.
- 1970. Acción tectónica y transformaciones mineralógicas en rocas graníticas.  
Bol. Geol. y Min., LXXXI, 192.
- MULLER, G. and SCHNEIDER, A. 1971. Chemistry and genesis of Garnets in metamorphic rocks.  
Contr. Miner. and Petrol., 31, 178-195.
- NOCKOLDS, S.R. and MITCHELL, R.L. 1948. The geochemistry of some caledonian plutonic rocks: a study in the relationship between the major and trace elements of igneous rocks and their minerals.  
Roy. Soc. Edinburg Trans., 61, II, 20, 533-575.
- and ALLEN, R. 1952. The geochemistry of some igneous rock series.  
Geochim. et Cosmochim. Acta, 4,3, 105-142.

- OPDYKE, N.D. 1962. Paleoclimatology and continental drift in Runcorn.  
S.K. Continental drift; Acad. press. N. London, 41-65.
- PASTOR, V. 1974. Observaciones sobre la localización y correlación del Precámbrico de la Península Ibérica.  
Bol. Geol. Miner., LXXXV, 1-12.
- PELLAS, P. 1962. Essai de la détermination de l'age géologique á partir des distinces reticulaires et des propriétés, optiques des allanites radioactives.  
Bull. Soc. Fr. Miner. Cristall., 85, 131-135, 213-233.
- PILOT, J. 1974. Les isotopes en géologie.  
Doin, Editeurs. S.A. París.
- PIOVANI, U. y VILOLO, M. 1965. Contributo alla conoscenza delle Quartziti, della zona di Iglesias (Sardegna).  
Symp. Mine. Della Sardegna, Ass. Min. Sarda. Cagliari.
- PITCHER, W.S. and READ, H.H. 1963. Contact metamorphism in relation to manner of emplacement of the granite of Donegal, Ireland.  
J. of Geol., 71, 261-273.
- PIWINSKII, A.U. 1968. Experimental studies of igneous rocks series, Central Sierra Nevada Batholit, California.  
J. of Geol., 76, 548-570.
- 1973. Experimental studies of igneous rocks series, Central Sierra Nevada Batholit, California: Part II.  
N. Jb. Min., Abh, H. 5, 193-215.
- 1973. Experimental studies of Granitoids from the Central and Southern Coast Ranges, California.  
TMPM Tschermaks Min. Petr. Mitt, 20, 107-130.
- PLATEN (von), H. 1965. Experimental anatexis and genesis of migmatites.  
In: Controls of Metamorphism, W.S. Pitcher and G.W. Flinn, editors, Oliver and Boyd, Edinburgh, 203-218.

- POPOLITOV, E.I. and KOVALENKO, VO I. 1973. On the influence of the melt composition on the behavior of rare elements Geochim. Internat. 1973.
- PRICE, N.J. 1970. Laws and Rocks behaviour in the Earth Crust. Sommerton. W.H. Editors. Rocks mechanics theory and practice lith., Sump. on rocks mechanics. Soc. Min. Eng., 3-25.
- PUFFER, J.H., 1972. Iron-Bearing minerals as indicator of intensive variables pertaining to granitic rocks from the pegmatite points area, Colorado. Amer. J. of Sci., 272, 273-289.
- PUSCHMANN, H. 1968. La série paléozoïque du massif du Montseny (Catalogne, Espagne du Nord-Est). C.R. Acad. Sc. Paris, 266, série D, 657-659.
- 1968. Stratigraphische Untersuchungen in Paläozoikum des Montseny (Katalonien/Spanien). Geol. Rundschau, 57, 3, 1066-1088.
- RAGUIN, E. 1962. Sur la structure en grand des massifs de gneiss des Pyrénées. Geol. Rundschau, Bd. 52, 246-250.
- 1964. Les problèmes du massif d'Aston dans les Pyrénées de l'Ariège. Bol. Soc. Geol. Fr, 6, 69-86.
- 1970. Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. Masson et Cie, Paris, 239. Pag.
- RAMSAY, J.G. 1962. The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds. J. of Geol., 70, 309-315.
- 1976. Folding and fracturing rocks. Mc Graw-Hill, New York.
- RANCHIN, G. 1971. La géochimie de l'uranium et la différenciation granitique dans la province uranifère du Nord-Limousin. Rapport CEA-R-4034. Thèse. Nancy.

REVERDATTO, V.V., MELAMED, V.G. and SHARAPOV, V.N. 1972.  
Factors in contact metamorphism.  
Internat. Geolo. Rev., 15, 6, 648-651.

-----, SHARAPOV, V.N. and SLOBODSKOY, R.M. 1972.  
Some questions of analytical simulation of contact  
metamorphism.  
Contr. Miner. and Petrol., 36, 195-206.

-----, LAVRENT'EV, Y.G. and POKACHALOVA,  
O.S. 1974. Investigations in isochemical contact metamorphism.  
Contr. Miner. and Petrol., 48, 4, 287-301.

RICHARDSON, S.W. 1968. Staurolite stability in a part of the  
system Fe-Al-Si-D-H.  
J. of Petrol., 9, 468-488.

-----, GILBERT, M.C. and BELL, P.M. 1969. Experimen-  
tal determination of kyanite-andalusite and andalu-  
site-sillimanite equilibria; the aluminium silicate  
triple point.  
Amer. J. of Sci., 267, 259-272.

ROBERTSON, S.K. and WYLLIE, P.J. 1971. Rock-Water systems, with  
special reference to the water deficient region.  
Amer. J. of Sci., 271, 252-277.

ROUBAULT, M. et DE LA ROCHE, H. 1973. Gneiss, Migmatites et  
granites dans le système Q-Or-Ab.  
Sci. de la Terre, XVIII, 2, 95-114.

SAAVEDRA, J. PELLITERO, P y GARCIA SANCHEZ, A. 1975. Study of  
the mineralized granite of Alama, Salamanca-Cáceres  
(Spain).  
Contr. mineral and petrol. (en prensa).

----- et MADRUGA, F.  
1975. Etude petrographique et géochimique du gra-  
nite mineralisé de Alcala (Cáceres, Espagne).  
Bull. Soc. Geol. Fr. (en prensa).

SABOUDY, G. 1975. Appot de la Geochimie a la connaissance de la  
petrogenése des granitoides des Cevennes Meridionales  
(Massif Central Français).  
Thése. Clermont-Ferrand. Francia.

SAN MIGUEL ARRIBAS, A. 1956. Características estructurales del granito de la Costa Brava y su significación petrográfica.  
C.S.I.C., Estud. Geol., 29-30, 95-134.

----- y MONTOTO, M. 1965. Sobre las estructuras de intercrecimiento: Mirmequitas.  
Pub. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona. n XIX, 3-16.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. 1929. Catálogo de las rocas eruptivas de la provincia de Barcelona.  
Pub. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona., I, 67 pag.

----- 1930. Catálogo de las rocas metamórficas de la Provincia de Barcelona.  
Pub. Inst. Inv. Geol. Dip. Prov. Barcelona., III, 40Pag.

\* SANTANACH, P. 1972.

SCHRIEL, W. 1929. Der geologische Bau des Katalonischen Küstengebirges zwischen Ebromundung und Ampordan.  
Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math-Phys. Kl., N.F., XIV 1.

SKIPPEN, G.B. 1971. Experimental data for reactions in siliceous marbles.  
J. of Geol., 79, 451-481.

----- 1974. An experimental model for low pressures metamorphism of siliceous dolomitic marble.  
Amer. J. of Sci., 274, 487-509.

SØRENSEN, H. 1960. Symposium on Migmatite Nomenclature.  
Inter. Geol. Cong, XXVI, 1-21, 54-79. CØBHN.

SPRAY, A. 1969. Metamorphic Textures.  
Pergamon Press, Oxford.

STAVROV, O.D. 1971. Ore content in granite and the geochemistry of Rubidium.  
Trans. from Geokhimiya, 10, 1192-1208., Geoche, Intern

- STORRE, B., and KAROTKE, E. 1971. An experimental determination of the upper stability limit of muscovite + quartz in the range 7-20 Kb water pressure. N. Jahrb. Min., Monatshefte, 237-240.
- STRECKEISEN, A. 1966. Classification des roches éruptives. Geol. Rdsch. Dtsch., 55, 478-491. (traducción B.R.G.M., 4996)
- SUGIMURA, A. 1968. Basaltic magmas in island arcs. Basalts, H.H. Hess and Poldervaart, éd. vol. 2, 537-571.
- TAMEJRRINI, D. e URAS, I. 1965. Contributo alla conoscenza delle mineralizzazioni del cambrico sardo: la zona di Monte Flacca. Symp. Mine. Della Sardegna, Ass. Min. Sarda. Cagliari.
- TAUSON, L.V. 1965. Factors in the distribution of the trace elements during the crystallisation of magmas. Physic and Chemistry of the Earth, vol. 6, 215-249. Bergamon-Press.
- 1968. Distribution of trace elements in granitoid intrusions of the batholith and hypabyssal types. Origin and Distribution of the Elements. L.H. Ahrens, edit. 629-641. Pergamon-Press.
- . and KRAVCHENKO, L.A. 1956. Characteristics of lead and zinc distribution minerals of Caledonian granitoids of the Susamyr batholit in Central Tian Shan. Geochémistry, 1, 78-88.
- , KOVALENKO, V.I. ZNAMENSKAYA, A.S. PETROV, L.L. LEGIDO, V.A. POPOLITOV, E.I. and PROKOPENKO, S.R. 1968. Distribution of rare-earth elements (RE), yttrium, beryllium and tin in alkaline granitoids and their metasomatites. Origin and Distribution of the Elements. L.H. Ahrens, edit. 663-679. Pergamon-Press.
- TAYLOR, S.R. 1965. The application of trace elements data to problems in petrology. Physics and Chemistry of the Earth. Vol. 6, 135-213. Pergamon-Press.



- THOMPSON, J.B. 1955. The thermodynamic basis for the minerals facies concept.  
Am. Jour. of Sci., 253, 65-103!
- 1957. The graphical analysis of mineral assemblages in pelitic schists.  
Amer. Miner., 42, 842-858.
- TUREKIAN, K.K. and KULP, J.L. 1956. The geochemistry of strontium.  
Geoch. and Cosmochim. Acta. 10(5/6), 245-296.
- TURNER, F.J. 1968. Metamorphic Petrologi.  
Mac Graw-Hill, New York.
- y VERHOOGEN, J. 1963. Petrologia Ignea y Metamórfica.  
Edit. Omega, Barcelona.
- and WEISS, L. 1963. Structural Analysis of metamorphic Tectonites.  
Mac Graw-Hill, New York.
- TUTTLE, O.F. and BOWEN, N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  -  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  -  $\text{SiO}_2$  -  $\text{H}_2\text{O}$ .  
Geol. Soc. Amer, mem. 74, 153. pag.
- UGIDOS, J.M. 1973. Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia (Salamanca-Cáceres).  
Tesis inédita, Universidad de Salamanca.
- VALERA, R. e MARCELLO, A. 1965. Contributo alla conoscenza delle Mineralizzazioni ne Cambrico Sardo nota V: La zona di Margani.  
Symp. Mine. Della Sardegna, Ass. Min. Sarda. Cagliari.
- VAN DER SIJP, J.W.CH.M. 1951. Petrography and Geology of Montseny-Guillerics.  
Tesis, Utrecht, Países Bajos.
- VANCE, J.A. 1962. Zoning in igneous plagioclase: normal and oscillatory zoning.  
Amer. J. of Sci., 260, 746-760.

- . 1965. Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning.  
J. of Geology., 73, 636-652.
- VAQUER, R. 1972. El metamorfismo y las rocas plutónicas y filonianas de la Sierra de Collcerola (Tibidabo), Barcelona.  
Tesis inédita, Universidad de Barcelona.
- WAGER, L.R. and MITCHELL, R.L. 1951. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magmas: a further study of the Skaegard intrusion East Greenland.  
Geochim. and Cosmochim. Acta, 1, 129-208.
- WEISBROD, A. 1970. Pétrologie du socle métamorphique des Cévennes médianes.  
Thèse d'Etat, 4 vol. Nancy.
- WILLIAMS, P.F. 1972. Development of metamorphic layering and ceavage in low grade metamorphic rocks at Bermagni, Australia.  
Amer. J. of Sci., 272, 1-14.
- WINKLER, H.G.F. 1967. Petrogenesis of Metamorphic rocks.  
Second Edition, Springer-Verlag, Berlin.
- . 1970. Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of a Classification based on Isograde in Common Rocks.  
N. Jahrbuch f. Mineral., 189-248.
- . 1974. Petrogenesis of metamorphic rocks.  
Third Edition, Springer-Verlag, Berlin.
- WONES, D.R. 1963. Physical properties of synthetic biotites on the join phlogopite-annite.  
Amer. Miner., 48, 1300-1321.
- . and EUGSTER, H.P. 1965. Stability of Biotite: Experiment, theory and application.  
Amer. Mineral., 50, 1228-1272.

ZIJDERVELD, J.D.A., DE JONG, K.A. and VAN DER VOO, R.1970.

Rotation of Sardinia: Paleomagnetic evidence from  
permian rocks.  
Nature, 226, 933-934.

ZWART, H.J. 1962. On the determination of polymetamorphic mi-  
neral association and its application to the Bossost  
area. (Central Pyrénées).  
Geol. Rud. Dtsch., 52, 1, 38-65.

----- 1963. Some examples of the relations between de-  
formation and metamorphism from the Central Pyrenees.  
Geol. en Mijnb., 5, 143-155.

----- 1963. Metamorphic history of the Central Pyrénées  
Part II, Valle de Aran, Seet. 4.  
Leids. Geol. Meded., 28, 321-376.

----- CORVALAN, J., JAMES, H.L., MIYASHIRO, A., SAGGERSON,  
E.P., SOBOLEV, V.S., SUBRAMANIAM, A.P., and WALLACE, T.G.1967.

Aschene of metamorphic facies for the cartographic  
representation of regional metamorphic belts.  
IUGS Geol. Newlwtter, 2, 57-72.

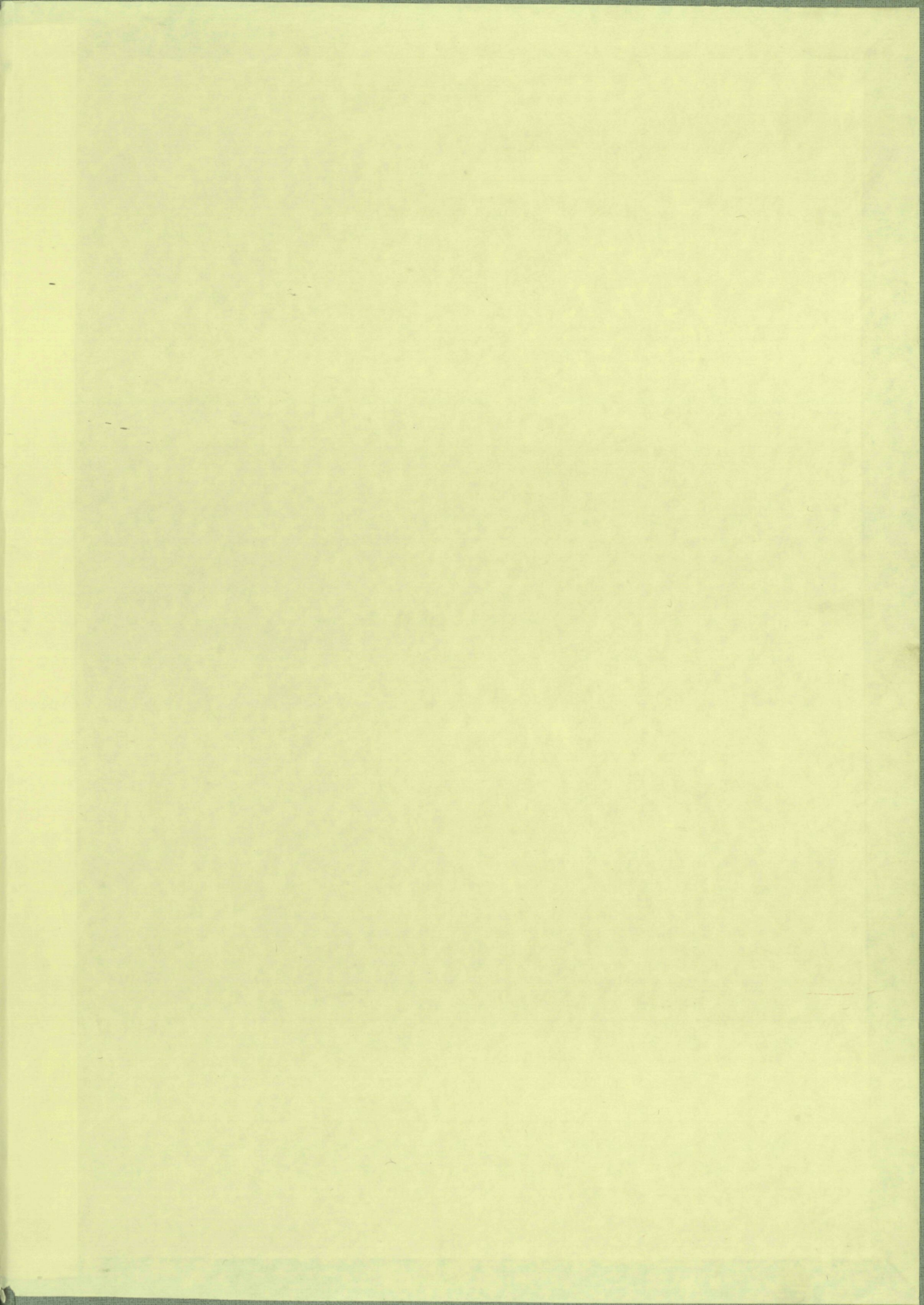
-----  
\* MURSKY, G. 1972, Origin and Significance of zonation in a  
granitic Intrusion.  
Inter. Geol. Cong., 2, 181-190. Montreal.

\* HALL, A. 1971. The relationship between Geothermal gradient  
and the composition of granitic magmas in Orogenic  
Belts.  
Contr. Mineral. and Petrol., 32, 186-192.

\* SANTANACH, P. 1972. Estudio tectónico del Paleozoico inferior  
del Pirineo entre la Cerdeña y el rio Ter.  
Tesis Inédita. Universidad de Barcelona.







BIBLIOTECA DE GEOLOGIA

...



