

REVISTA
DE LA

ACADEMIA
DE
CIENCIAS

Exactas
Físicas
Químicas y
Naturales

DE
ZARAGOZA



Serie 2^a

Volumen 40

1985

INDICE DE MATERIAS

	<u>Págs.</u>
A. Vera. — «Clasificación de grupos finitos con muchos normales minimales y con número de clases de conjugación de $G/S(G)$ menor que 7»	5
M. P. Gállego. — «Funtores de Fitting y productos normales»	9
F. Jiménez y J. R. Gómez. — «Projective properties of semisimple Lie groups»	13
R. Ayala. — «Definiciones de morfismo inducido en PL-cobordismo»	17
S. Ferrer y M. L. Sein-Echaluce. — «Regularización y linealización en problemas de Kepler perturbados»	25
J. Badal y F. J. Serón. — «Propagación de medios Love en medios homogéneos lateralmente por elementos finitos»	37
M. C. Morón, P. Pérez, F. M. Royo, M. Gracia, C. Gutiérrez. — «Conformación equilibrium in 1,2-dibromoethane»	51
J. M. Lozano, S. Otín, C. Gutiérrez. — «Contribución al estudio del efecto de proximidad en algunas mezclas 1-clorohexano + cetoster, 0 + eterester, a 303,15 K»	57
J. Aznárez y A. López Molinero. — «Nuevos reactivos analíticos con el grupo complexan, metil amino N, N diacético»	63
J. Alcázar. — «Problemas taxonómicos y significación biológica de homo habilis»	73
V. Sánchez y A. Aparicio. — «On the origin of quartzs with embayed outlines in various quartz-feldspathic rocks»	79
A. Aparicio, L. García, V. Sánchez. — «Geochemical data on basic-intermediate plutonic rocks in the sw of Spain. Petrological implications» ...	91
M. Ortega, M. P. Lapuente, M. J. Hernández. — «Estudio petrológico de los granitoides y rocas asociadas en el Pirineo Central»	113
M. P. Lapuente, M. J. Hernández, M. Ortega. — «Petrología de las rocas volcánicas del Paleolítico Superior al WNW de Sallent (Huesca)»	129

CLASIFICACION DE GRUPOS FINITOS CON MUCHOS NORMALES MINIMALES Y CON NUMERO DE CLASES DE CONJUGACION DE $G/S(G)$ MENOR QUE 7

A. VERA

Departamento de Matemáticas. Facultad de Ciencias. Universidad
del País Vasco. Apartado 644. BILBAO.

El objetivo de esta nota, es dar la clasificación completa de algunos de los resultados parcialmente demostrados en [1] y hacer algunas aclaraciones simplificadorias sobre ciertas familias de grupos que se obtienen en [1]. Naturalmente mantenemos la misma notación del citado trabajo.

1) En el párrafo 1 de [1], se definen los siguientes productos directos con subgrupos amalgamados: $F_t = (SL(2,3).(C_2x...^t.xC_2))_{C_2}$ y $X_t = (SL(2,5).(C_2x...^t.xC_2))_{C_2}$. Es evidente que estos grupos coinciden con los siguientes $F_t = SL(2,3)x(C_2x...^{t-1}.xC_2)$ y $X_t = SL(2,5)x(C_2x...^{t-1}.xC_2)$.

2) En el Lema 4 se afirma que el primo p divide a 2^q-1 . Realmente se tiene $p = 2^q-1$, pues $N_{GL(t,2)}(\langle a \rangle)/\langle a \rangle = C_t$ si $L_k = C_2x...^t.xC_2$ y $2^t = p+1$; ahora $C_p \times_f C_q \leq N_{GL(t,2)}(C_p)$ implica que q divide a t , pero t es un número primo, pues 2^{t-1} es primo, por tanto $q=t$ y $p = 2^q-1$.

3) Si $G/Z(G) = PSL(2,7)$ y denotamos con $G^{(t)}$ el derivado t -ésimo de G , entonces $G^{(t)}/Z(G^{(t)}) = PSL(2,7)$; como G no es resoluble, existe un natural s tal que $G^{(s+1)} = G^{(s)}$, luego $G^{(s)}$ es una extensión central perfecta de $PSL(2,7)$ y como el multiplicador de Schur de $PSL(2,7)$ es C_2 , se sigue que $Z(G^{(s)})$ es un subgrupo de C_2 . Si $Z(G^{(s)}) = \{1\}$, entonces $G^{(s)} = PSL(2,7)$ es un normal minimal de G , imposible, pues los normales minimales son isomorfos a C_2 , luego necesariamente $Z(G^{(s)}) = C_2$ y $SL(2,7)$ es la única extensión central perfecta de C_2 por $PSL(2,7)$ (cf. [2]). Ahora tenemos $G = G^{(s)}Z(G) = G^{(s)}x(C_2x...^{t-1}.xC_2)$ si $Z(G) = C_2x...^t.xC_2$. Por otro lado, si $G/S(G) = PSL(2,7)$, con $S(G) = C_2xC_2xC_2$, entonces G es una extensión perfecta de $C_2xC_2xC_2$ por $PSL(2,7)$ y de [2] se con-

cluye que existen exactamente dos de tales extensiones.

4) En el estudio de los casos $G/S(G) = C_2 \times C_2$ y $G/S(G) = D_8$ se han omitido los casos en los que cada normal minimal L_k es isomorfo a C_2 . Completamos dicho teorema con la clasificación de los grupos que aparecen en estos casos:

A) $G/S(G) = C_2 \times C_2$ y $S(G) = \Omega_1(Z(G)) = C_2 \times \dots \times C_2$ si y sólo si $G = P \times (C_2 \times \dots \times C_2)$, con P un 2-grupo isomorfo a uno de los grupos siguientes $D_8, Q_8, C_4 \times C_4, C_4 \times C_2$ con $a^b = a^{-1}$; $(C_4 \times C_2) \times C_2 = (\langle a \rangle \times \langle b \rangle) \times \langle c \rangle$ con $a^c = ab, b^c = b$; $(C_4 \times C_2) \times C_2 = (\langle a \rangle \times \langle b \rangle) \times \langle c \rangle$ con $a^c = ab, b^c = b$.

b) $G/S(G) = D_8$ y $S(G) = \Omega_1(Z(G)) = C_2 \times \dots \times C_2$ si y sólo si $G = P \times (C_2 \times \dots \times C_2)$ con P un 2-grupo isomorfo a uno de los grupos siguientes:

$D_{16}, SD_{16}, Q_{16}, C_8 \times C_4 = \langle a \rangle \times \langle b \rangle$ con $a^b = a^{-1}$; $C_8 \times C_4 = \langle a \rangle \times \langle b \rangle$ con $a^b = a^3$; $(C_8 \times C_2) \times C_2 = (\langle a \rangle \times \langle z \rangle) \times \langle b \rangle$ con $a^b = a^{-1}z, z^b = z$; $(C_8 \times C_2) \times C_2 = (\langle a \rangle \times \langle z \rangle) \times \langle b \rangle$ con $a^b = a^{-1}z, z^b = z$; $(C_8 \times C_2) \times C_2 = (\langle a \rangle \times \langle z \rangle) \times \langle b \rangle$ con $a^b = a^{-1}z, z^b = z$.

Demostración A) Sea $G/S(G) = \langle \bar{a} \rangle \times \langle \bar{b} \rangle$ y $a^b = az$ con $z \in S(G)$. Entonces $N = \langle a, b, z \rangle$ es un subgrupo normal de G tal que $N \cap S(G) = \langle a^2, b^2, z \rangle \leq C_2 \times C_2 \times C_2$ y $N/(N \cap S(G)) = NS(G)/S(G) = \langle \bar{a} \rangle \times \langle \bar{b} \rangle$, luego $|N| = 2^2 \cdot |N \cap S(G)|$. Además, si $S(G) = (N \cap S(G)) \times (C_2 \times \dots \times C_2)$, entonces $G = S(G)N = N \times (C_2 \times \dots \times C_2)$, luego únicamente debemos determinar las posibles estructuras de N . Si todo elemento de $N \cap S(G)$ es de orden 2, entonces $G = C_2 \times \dots \times C_2$, imposible, luego podemos suponer que $o(a) = 4$.

i) Si $|N \cap S(G)| = 2$, entonces $|N| = 8$ y $N = D_8$ ó Q_8 .

ii) Si $|N \cap S(G)| = 4$, entonces $|N| = 16$ y ó $N = C_4 \times C_4$ ó $N/Z(N) = C_2 \times C_2$ y por tanto z es no trivial. Si $z = a^2$, entonces $N \cap S(G) = \langle a^2 \rangle \times \langle b^2 \rangle$ y $G = C_4 \times C_4$ con $a^b = az = a^{-1}$. Si $a^2 \neq z$, entonces $N \cap S(G) = \langle z \rangle \times \langle a^2 \rangle$ y b^2 es un elemento de $\langle z \rangle \times \langle a^2 \rangle$. Si $b^2 = 1$, entonces $G = (C_4 \times C_2) \times C_2 = (\langle a \rangle \times \langle z \rangle) \times \langle b \rangle$ con $a^b = az, z^b = z$. Si $b^2 = a^2z$, entonces $a^b = a^{-1}b^2$, luego $ab = ba^{-1}b^2 = (ab)^{-1}$ y $N = (\langle a \rangle \times \langle z \rangle) \times \langle a \rangle$ es isomorfo al grupo anterior. Si $b^2 = z$, entonces $a^b = ab^2$ y $N = \langle b \rangle \times \langle a \rangle$ con $b^a = b^{-1}$. Si $b^2 = a^2$, entonces $(ab)^2 = z$ y $(ab)^a = (ab)^{-1}$, luego $N = \langle ab \rangle \times \langle a \rangle$ es isomorfo al grupo anterior.

iii) Si $|N \cap S(G)| = 8$, entonces $N \cap S(G) = \langle a^2 \rangle \times \langle b^2 \rangle \times \langle z \rangle$ y $N = \langle a, b, z \rangle = (\langle a \rangle \times \langle z \rangle) \times \langle b \rangle$ con $a^b = az, z^b = z$.

B) Supongamos ahora que $G/S(G) = \langle a, b \mid a^4 = b^2 = 1, a^b = a^{-1} \rangle = D_8$ y sea $a^b = a^{-1}z$, con $z \in S(G)$. Entonces $N = \langle a, b, z \rangle$ es un subgrupo normal de G y razonando como antes, existe un natural s tal que $G = N \times (C_2 \times \dots \times C_2)$. Además $N \cap S(G) = \langle a^4, b^2, z \rangle$. Si $o(a) = 4$, entonces $(a^2)^b = a^2$ y $\langle a^2 \rangle = C_2$ es central, luego $a^2 \in S(G)$, imposible. Así pues $o(a) = 8$. Distinguimos los tres casos siguientes:

i) Si $|N \cap S(G)| = 2$, entonces $|N| = 16$. Si $N \cap S(G) < Z(N)$, entonces $N/Z(N)$ es isomorfo a $C_2 \times C_2$, luego $N' = C_2$, por tanto $N' \leq S(G) \cap N$, imposible, pues $N/(N \cap S(G)) = D_8$. Así pues $N/Z(N) = D_8$ y $Z(N) = C_2$, siendo $N \cap S(G) = \langle a^4 \rangle$. Si $z = 1 = b^2$, entonces $G = C_8 \times C_2$ con $a^b = a^{-1}$, o sea $G = D_{16}$. Si $z = 1$ y $b^2 = a^4$, entonces $G = Q_{16}$. Si $z = a^4$ y $b^2 = 1$, entonces $a^b = a^{-1}z = a^3$ y $G = SD_{16}$. Finalmente, si $z = a^4 = b^2$, entonces $(ab)^2 = 1$ y $a^{ab} = a^{-1}z = a^3$, luego $G = SD_{16}$.

ii) Supongamos $|N \cap S(G)| = 4$. Si $z = 1$, entonces $N \cap S(G) = \langle a^4 \rangle \times \langle b^2 \rangle$ y $G = \langle a, b \rangle$ con $a^b = a^{-1}$. Si $z \neq 1$, caben dos posibilidades:

1) $z=a^4$, en este caso $a^b=a^{-1}z=a^3$ y $N = C_8 \times_\lambda C_4 = \langle a \rangle \times_\lambda \langle b \rangle$.
 2) $z \neq a^4$, luego $N \cap S(G) = \langle z \rangle \times \langle a^4 \rangle$ y $b^2 \in \langle z \rangle \times \langle a^4 \rangle$. Si $b^2=1$, entonces
 $N = (C_8 \times C_2) \times_\lambda C_2 = (\langle a \rangle \times \langle z \rangle) \times_\lambda \langle b \rangle$ con $a^b=a^{-1}z$, $z^b=z$. Si $b^2=a^4$, entonces
 $N = (C_8 \times C_2) \cdot C_4 = (\langle a \rangle \times \langle z \rangle) \cdot \langle b \rangle$, con $a^4=b^2$, $z^b=z$, $a^b=a^{-1}z$. Si $b^2=z$, entonces
 $o(ab)=2$ y $G = (C_8 \times C_2) \times_\lambda C_2 = (\langle a \rangle \times \langle z \rangle) \times_\lambda \langle ab \rangle$ es isomorfo a un grupo de arriba.
 Si $b^2=a^4z$, entonces $(ab)^2=a^4$ y haciendo el cambio $b'=ab$ por b , obtenemos un grupo que ya ha aparecido.

iii) Finalmente supongamos que $|N \cap S(G)| = 8$, entonces $N = \langle a, b, z \rangle =$
 $= (\langle a \rangle \times \langle z \rangle) \times_\lambda \langle b \rangle = (C_8 \times C_2) \times_\lambda C_4$ con $a^b=a^{-1}z$, $z^b=z$.

B I B L I O G R A F I A

- [1] A. VERA "Clasificación de grupos finitos con muchos normales minimales y con número de clases de conjugación de $G/S(G)$ menor que 7" Rev. Acad. Ciencias Zaragoza, 38 (1983).
 [2] GUNTER SANDLOBES "Perfect groups of order less than 10^4 " Comm. in Algebra 9 (5), 477-490 (1981).

FUNTORES DE FITTING Y PRODUCTOS NORMALES

M.P. GÁLLEGO

Departamento de Álgebra y Fundamentos. Universidad de Zaragoza.
(España).

In this note we consider those Fitting functors f defined in the class of finite soluble groups which behave well with respect to normal products (i.e. whenever $G = N_1 N_2$ with $N_i \trianglelefteq G$ ($i=1,2$) and $X \in f(G)$ one has $X = (X \cap N_1)(X \cap N_2)$). In fact, in the conjugate case these functors coincide with the Hall π functors.

1. INTRODUCCION

En ¹ J.C. Beidleman, B. Brewster y P. Hauck introducen el concepto de funtor de Fitting de grupos finitos resolubles, claramente inspirado en el comportamiento de los inyectores y los radicales definidos en todo grupo finito resoluble por las clases de Fitting (las definiciones y propiedades fundamentales de los inyectores pueden verse en ²). Un funtor de Fitting es una ley f que asocia a cada grupo G finito resoluble una colección de subgrupos $f(G)$ de tal manera que si $\alpha: G \rightarrow \alpha(G)$ es un isomorfismo, es $\alpha(f(G)) = f(\alpha(G))$ y si N es un subgrupo normal de G , $f(N) = \{S \cap N : S \in f(G)\}$.

En general el radical de un producto directo respecto a una clase de Fitting no coincide con el producto directo de los radicales, produciéndose este hecho también en lo relativo a inyectores. En ³ F.P. Lockett asocia a cada clase de Fitting $\underline{F}$ una clase de Fitting $\underline{F}^*$ conteniendo a $\underline{F}$ y que se comporta bien respecto a radicales e inyectores de productos directos; la colección de las clases de Fitting $\underline{F}$ con $\underline{F}^*$ dada se llama sección de Lockett de $\underline{F}$. Esta situación ha sido extendida por J.C. Beidleman, B. Brewster y P. Hauck en obra todavía no publicada ⁴ a la situación más general de funtores de Fitting.

En esta nota estudiamos el problema mucho más restringido del buen com-

portamiento de un funtor de Fitting respecto a un producto normal de subgrupos normales. Se obtiene así, entre otras, una nueva caracterización de la clase de los π -grupos finitos resolubles y de la ley que asocia a cada grupo finito resoluble sus π -subgrupos de Hall. Caracterizaciones de este tipo pueden encontrarse en ⁵ (J.L. Alperin) y en ⁶ (G.A. Chambers y A.R. Makan).

En lo que sigue, "grupo" se supondrá sinónimo de "grupo finito resoluble".

2. DEFINICIONES Y RESULTADOS

(2.1) Definición.- Diremos que un funtor de Fitting f verifica la propiedad (N) si siempre que $G = N_1 N_2$ con $N_i \trianglelefteq G$ ($i=1,2$) y $X \in f(G)$, entonces se tiene $X = (X \cap N_1)(X \cap N_2)$.

(Es bien sabido que esta condición la verifican los proyectores de las formaciones saturadas, vease ⁷)

Recordemos que la composición $f.g$ de dos funtores de Fitting f y g viene dada por: $(f.g)(G) = \{ X : X \in f(Y) \text{ para algún } Y \in g(G) \}$ (cf. (4.1) de ¹). Se tiene entonces

(2.2) Proposición.- Si f y g son funtores de Fitting verificando (N), entonces $f.g$ verifica (N).

Demostración: Sea $G = N_1 N_2$ con $N_i \trianglelefteq G$ ($i=1,2$) y sea $X \in f.g(G)$. Entonces existe $Y \in g(G)$ tal que $X \in f(Y)$. Es inmediato que, como $Y = (Y \cap N_1)(Y \cap N_2)$, se tiene $X = (X \cap Y \cap N_1)(X \cap Y \cap N_2) = (X \cap N_1)(X \cap N_2)$.

Dado un funtor de Fitting f y un conjunto de números primos π se define $L_\pi(f)$ como la clase (de Fitting) de todos los grupos G para los cuales los subgrupo de $f(G)$ tienen π' -índice. En particular si π es el conjunto de todos los primos se escribe $L(f)$ (cf. (3.7) de ¹). La característica de un funtor de Fitting f (resp. clase de Fitting $\underline{f}$) es el conjunto de primos p para los que existen G y $X \in f(G)$ (resp. $G \in \underline{f}$) tales que p divide a $|X|$ (resp. p divide a $|G|$).

(2.3) Proposición.- Sea f un funtor de Fitting verificando (N) y π un conjunto de número primos. Entonces $L_\pi(f) = \underline{S}_\tau$, con $\underline{S}_\tau$ la clase de todos los τ -grupos y τ la unión de π' y la característica de $L(f)$.

Demostración: Se observa fácilmente que τ es la característica de $L_\pi(f)$, por tanto $L_\pi(f)$ está contenida en $\underline{S}_\tau$. Suponer que el contenido es estricto y sea

G de orden mínimo en $\mathcal{S}_\pi - L_\pi(f)$. Sea G_L el $L_\pi(f)$ -radical de G , entonces $|G : G_L|$ es un primo $p \in \pi$. Como $L_\pi(f) \mathcal{S}_\pi = L_\pi(f)$ se sigue que $p \in \pi$, por tanto p está en la característica de $L(f)$ y $f(G/G_L) = \{G/G_L\}$. Para todo X en $f(G)$ tenemos que $|XG_L : X| = |G_L : X \cap G_L|$ es un π' -número; por tanto existe $Y \in f(G)$ tal que es $YG_L \neq G$ y así $Y \leq G_L$. Consideremos el grupo $G \times G/G_L$; como $G \times 1$ es subgrupo normal de éste, existe $Z \in f(G \times G/G_L)$ tal que $Z \cap (G \times 1) = Y \times 1$. Por ser $f(G/G_L) = \{G/G_L\}$, se tiene $Z \cap (1 \times G/G_L) = 1 \times G/G_L$. Consideremos ahora el subgrupo $K = \{(g, gG_L) : g \in G\} \trianglelefteq G \times G/G_L$; como se tiene $G \times G/G_L = (G \times 1)K$ y $(Y \times G/G_L) \cap K = Y \times 1$, la hipótesis (N) permite escribir, por un lado:

$$Z = (Z \cap (G \times 1))(Z \cap (1 \times G/G_L)) = Y \times G/G_L \quad \text{y por otro:}$$

$$Z = (Z \cap (G \times 1))(Z \cap K) = (Y \times 1)((Y \times G/G_L) \cap K) = Y \times 1$$

que es una contradicción.

(2.4) Observación.- Si f es un funtor de Fitting conjugado (cf. (3.1)-b) de ¹ se demuestra en ⁴ que las características de f y $L(f)$ coinciden.

(2.5) Corolario.- Sea f un funtor de Fitting verificando (N) y sea π la característica de f . Entonces:

a) Si las características de f y $L(f)$ coinciden, entonces $f = \text{Hall}_\pi$.

b) Si f es conjugado, entonces $f = \text{Hall}_\pi$.

c) Si f verifica el argumento de Frattini, entonces $f = \bigcup_\lambda \text{Hall}_{\pi_\lambda}$.

Como de costumbre $\text{Hall}_\pi(G)$ designa el conjunto de los π -subgrupos de Hall de G . Un funtor que verifica el argumento de Frattini es aquel en que si $H \trianglelefteq G$ y $X \in f(G)$ se tiene $G = \text{HN}_G(X \cap H)$ (cf. (3.5) de ¹).

Demostración: a) En virtud de (2.3) $L_\pi(f) = \mathcal{S}_\pi$, la clase de todos los grupos finitos resolubles, y por tanto en cada G los miembros de $f(G)$ tienen π' -índice; como son π -grupos se tiene que $f(G) = \text{Hall}_\pi(G)$.

b) Es consecuencia de a) sin más que recordar (3.4).

c) Por (7.2) de ¹, f se puede expresar en la forma $f = \bigcup_\lambda f_\lambda$ con f_λ funtor de Fitting conjugado, y como los f_λ obviamente verifican (N) el resultado sigue aplicando b).

Un caso particular de b) se presenta cuando $f(G)$ es el conjunto de los F -inyectores de G con F clase de Fitting; por tanto en virtud de (2.5)-b) las únicas clases de Fitting cuyos inyectores verifican la propiedad (N) son las clases $\mathcal{S}_\pi$. Este resultado fue obtenido previamente en ⁸.

REFERENCIAS

1. J.C. BEIDLEMAN, B. BREWSTER, P. HAUCK: Math. Z. 182, 359-384, (1983).
2. B. FISCHER, W. GASCHUTZ, B. HARTLEY: Math. Z. 102, 337-339 (1967).
3. F.P. LOCKETT: Math. Z. 137, 131-136 (1974).
4. J.C. BEIDLEMAN, B. BREWSTER, P. HAUCK (No publicado).
5. J.L. ALPERIN: Arch. Math. 18, 349-354 (1967).
6. G.A. CHAMBERS, A.R. MAKAN: Arch. Math. 24, 249-251 (1973).
7. B. HUPPERT: Arch. Math. 19, 561-574 (1968).
8. M.P. GALLEGÓ: Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza (1984).

PROJECTIVE PROPERTIES OF SEMISIMPLE LIE GROUPS

F. JIMENEZ, J.R. GOMEZ.

Departamento de Geometría y Topología. Facultad de Matemáticas.
Sevilla. (España).

On this note, we study some projective properties of semisimple Lie groups. We define the fundamental quadric and the fundamental polarity, which are given by the Killing form over the Lie algebra of the given Lie group. We prove the next result: "The set of uniparametric subgroups $\lambda[X, Y]$ such that $\lambda \in \mathbb{R}^*$ and $Y \in \mathfrak{g} - \{0, \lambda X\}$, is the polar hyperplane of λX with respect to the fundamental polarity", what gives a projective interpretation of the bracket.

1. ASSOCIATED PROJECTIVE SPACE

DEFINITION 1.- Let G be a Lie group with Lie algebra $\mathfrak{g}$. We call associated projective space of G , and we note $P(G)$, to the projective space over the vector space $\mathfrak{g}$.

Remarks.- 1) $P(G)$ may be understood as the space of uniparametric subgroups of G , since invariant vector fields $\{\lambda X \mid \lambda \in \mathbb{R}^*\}$ give the same uniparametric subgroup, as

$$(\exp t(\lambda X))'(0) = \lambda(\exp tX)'(0)$$

2) Tangent projective space on $\mathfrak{g}G$ may be understood as the set of invariant trajectories that start from $\mathfrak{g}G$.

3) It is clear that tangent projective space on $\mathfrak{g}G$, is isomorphic (on projective spaces category) to the associated projective space of G , for $\mathfrak{g}G$.

4) A hyperplane π of $P(G)$ may be understood as a point $\bar{w}$ of $P^*(G)$: a class of invariant 1-forms; such that all 1-forms w belonging to $\bar{w}$ vanish on π . A n - p lineal manifold may be understood as intersection of p hyperplanes, and this manifold is determined by p classes of invariant 1-forms, or by the lineal manifold of $P^*(G)$ spanned by these classes of 1-forms.

5) Each lineal manifold of $P(G)$ determines a distribution over G and conversely.

2. FUNDAMENTAL QUADRIC OF A LIE GROUP

Let G a Lie group, and $\{X_0, \dots, X_n\}$ be a base of $\mathfrak{g}$. We consider the Killing form B defined over $\mathfrak{g}$ by

$$B(X, Y) = \text{tr}(\text{ad } X, \text{ad } Y)$$

If

$$X = x_i X_i, \quad Y = y_j X_j$$

and

$$a_{ij} = B(X_i, X_j) \quad (i, j = 0, \dots, n)$$

we have

$$B(X, Y) = a_{ij} x_i y_j$$

It is clear that $a_{ij} = a_{ji}$.

DEFINITION 2.- We call fundamental quadric of G to the quadric

$$a_{ij} x_i x_j = 0$$

defined by the Killing form.

It is obvious that

PROPOSITION 2.- Fundamental quadric is independent of the choice of the base $\{X_0, \dots, X_n\}$.

If we consider that the fundamental quadric is non-degenerate if and only if the Killing form over $\mathfrak{g}$ is non-degenerate, and that this happens if and only if G is semisimple, we have:

PROPOSITION 2.- The fundamental quadric of G is non-degenerate if and only if G is semisimple.

As consequence, we have the next result:

COROLLARY 1.- Let G be a connected semisimple Lie group. G is the reunion of their uniparametric subgroups if and only if the fundamental quadric is imaginary.

Proof:

Let G be a semisimple Lie group. G is the reunion of their uniparametric subgroups if and only if the Killing form over $\mathfrak{g}$ is definite (positive or negative) (See [2]). Hence, the fundamental quadric is imaginary and conversely.

Q.E.D.

DEFINITION 3.- Let G be a semisimple Lie group. We call fundamental polarity of G to the polarity defined by the fundamental quadric.

If

$$xAx^t = 0$$

is the fundamental quadric and the classes of 1-forms are given on dual reference, the equation of fundamental polarity is

$$pw = xA$$

The class $\bar{w}$ is called *polar 1-form* of the uniparametric subgroup x .

Let x, y be uniparametric subgroups. We say that x, y are conjugated if and only if y belongs to polar 1-form of x . Then

$$wy = 0$$

and hence

$$xAy^t = \text{tr}(\text{ad } x, \text{ad } y) = 0$$

that is, x and y are orthogonal respect to the Killing form.

As $A = A^t$, since B is symmetric, we have that the fundamental polarity is an involutive correlation. Then, the conjugation is symmetric. It is clear that fundamental quadric is the locus of uniparametric subgroups autoconjugated.

PROPOSITION 3.- The polar 1-form of the uniparametric subgroup

$$\{\lambda X \mid \lambda \in \mathbb{R}^*\}$$

is the set of uniparametric subgroups such that

$$\{\lambda[X, Z] \mid \lambda \in \mathbb{R}^*, Z \in -\{0, \lambda X\}\}$$

Proof:

We have

$$B(X, [X, Z]) = B([X, X], Z) = 0$$

then, the uniparametric subgroups $\lambda[X, Z]$ and λX are conjugated.

Q.E.D.

3. REFERENCIAS

- [1] JIMENEZ ALCON, F.: "Grupos de Lie conexos y subgrupos uniparamétricos"
Dpto. de Publicaciones de la Universidad, Sevilla-1979
- [2] JIMENEZ ALCON, F.: "Una propiedad de las álgebras de Lie semisimples"
Actas de las VII Jornades Matemàtiques Hispano-Lusitanes.
Pub. de la Secció de Matemàtiques, Univ. Autònoma #21, Barcelona-1980.

DEFINICIONES DE MORFISMO INDUCIDO EN PL-COBORDISMO

R. AYALA

Departamento de Geometría y Topología. Facultad de Matemáticas.
Universidad de Sevilla. Sevilla (España).

This paper studies two definitions of the homomorphism associated to a continuous map $f: P \rightarrow Q$ between the PL-cobordism groups of the euclidean polyhedra P, Q . It is proved that the above definitions are equivalent to the pullback definition of Rourke-Sanderson (see [1]).

1. INTRODUCCION

En [1], Rourke-Sanderson definen un PL-mockfibrado sobre un complejo finito K como un triple $\xi = (E_\xi, p_\xi, K)$, donde E_ξ es un poliedro compacto,

$p_\xi: E_\xi \rightarrow K$ es una PL-aplicación llamada proyección, y $p^{-1}(\sigma)$ una PL-variedad de dimensión $q + \dim \sigma$, cuyo borde es $p^{-1}(\partial \sigma)$. Utilizando los PL-mockfibrados, obtienen una teoría de cohomología generalizada sobre los poliedros compactos, llamada de PL-cobordismo, que fue extendida por Domínguez ([4]) a la categoría de los poliedros euclídeos con aplicaciones continuas.

La definición dada en [1] de morfismo inducido por una aplicación simplicial $f: K \rightarrow L$ es la siguiente: a cada PL-mockfibrado ξ sobre L , se le asocia el PL-mockfibrado $f^* \xi$ sobre K , obtenido mediante el pullback de f y p_ξ . Ahora bien, en [7] Rourke define los mockfibrados prescindiendo de las proyecciones, y para demostrar que de este modo se tiene una teoría de cohomología equivalente a la anterior, damos en §2 una definición de morfismo inducido, basada en las propiedades de las expansiones en el sentido de [5]. No obstante, para la demostración de las propiedades de los productos del PL-cobordismo (exterior, cup, cap, etc.) es más conveniente usar la definición de morfismo inducido dada en §3, siguiendo un procedimiento análogo al de [2], resultando que ambas definiciones son equivalentes.

En lo que sigue, consideraremos como en [4] complejos de bolas K localmente finitos, de dimensión finita y orientados, aunque esta última propiedad no se indique expresamente. Los poliedros serán siempre euclídeos; σ , $\partial \sigma$, y $\bar{\sigma}$ representen respectivamente una bola, su borde y su interior. La incidencia entre

σ y τ , o entre dos PL-variedades orientadas M y N , se indicarán por $[\sigma : \tau]$ y $[M : N]$ respectivamente. Se tienen las nociones naturales de subcomplejo, subdivisión, producto de complejos de bolas, y morfismo de complejos de bolas.

Si (K, L) es un par de complejos de bolas, un (PL, q) -mockfibrado ξ sobre (K, L) consiste en un poliedro euclídeo $E(\xi)$ que es unión de poliedros compactos ξ_σ , uno por cada bola $\sigma \in K$, tal que:

- 1) ξ_σ es una $(PL, q + \dim \sigma)$ -variedad compacta orientada, con $\partial \xi_\sigma = \bigcup \{ \xi_\tau ; \tau \in \sigma \}$, y $\xi_\sigma = \emptyset$, si $\sigma \in L$. Diremos que $E(\xi)$ es el espacio total del mockfibrado, y ξ_σ el bloque sobre σ .
- 2) Si $\xi_\sigma = \xi_\sigma - \partial \xi_\sigma$, entonces $\xi_\sigma \cap \xi_\tau = \emptyset$
- 3) Si $\tau \in \sigma, [\xi_\sigma : \xi_\tau] = [\sigma : \tau]$.

Se puede probar que existe una PL-aplicación $p_\xi: E(\xi) \rightarrow K$, única salvo homotopía, tal que $p_\xi^{-1}(\sigma) = \xi_\sigma$.

Dos (PL, q) -mockfibrados ξ_1 y ξ_2 sobre (K, L) son isomorfos ($\xi_1 \approx \xi_2$) si existe un PL-homeomorfismo de $E(\xi_1)$ en $E(\xi_2)$ que conserva los bloques y las relaciones de incidencia.

Dos (PL, q) -mockfibrados ξ_1 y ξ_2 son cobordantes ($\xi_1 \sim \xi_2$) si existe un (PL, q) -mockfibrado η sobre $(K, L) \times I$ tal que $\eta|_{K \times 0} = \xi_1$ y $\eta|_{K \times 1} = \xi_2$. El conjunto cociente $\Omega^q(K, L)$ de los (PL, q) -mockfibrados bajo la relación de cobordismo es un grupo abeliano respecto de la operación $[\xi] + [\xi'] = [\xi + \xi']$, donde $(\xi + \xi')_\sigma = \xi_\sigma \sqcup \xi'_\sigma$.

Si $K' \triangleleft K$ es una subdivisión y ξ' es un (PL, q) -mockfibrado sobre K' , $\text{Am} \xi'$ (amalgamación de ξ') es el mockfibrado de bloques

$$(\text{Am} \xi')_\sigma = \bigcup \{ \xi'_{\sigma'} ; \sigma' \subset \sigma \text{ y } \dim \sigma' = \dim \sigma \}$$

Se tiene que $\text{Am}: \Omega^q(K') \rightarrow \Omega^q(K)$ dado por $[\text{Am} \xi'] = [\text{Am} \xi']$ es un isomorfismo cuyo inverso se denota por Sd . Un representante de $\text{Sd}[\xi]$ se indicará por $\text{Sd} \xi$.

El isomorfismo anterior nos permite definir de modo natural el grupo $\Omega^q(P, Q)$ para un par de poliedros euclídeos como el límite directo de los grupos $\Omega^q(K, L)$, para cada par de triangulaciones (K, L) de (P, Q) . Para los detalles, ver [1] y [5].

2. DEFINICION DE MORFISMO INDUCIDO PARA MOCKFIBRADOS SIN PROYECCIONES

2.1 Definición. Sea $j: K \rightarrow L$ una inmersión de complejos de bolas, es decir, $\dim \sigma = \dim j(\sigma)$ para todo $\sigma \in K$. Si ξ es un (PL, q) -mockfibrado sobre L , definimos el (PL, q) -mockfibrado $j^\# \xi$ sobre K como

$$j^\# \xi_\sigma = (-1)^{\alpha(j, \sigma)} \xi_{j(\sigma)}$$

donde $\alpha(j, \sigma) = 0$ si j conserva la orientación de σ , y $\alpha(j, \sigma) = 1$ en otro caso. Se tiene así definido un morfismo

$$j^*: \Omega^q(L) \rightarrow \Omega^q(K)$$

dado por $j^*[\xi] = [j^\# \xi]$.

2.2 Nota. a) Supongamos que $K \searrow L$ en el sentido de [5]. Si $e: K \longrightarrow L$ es la inclusión, e^* es isomorfismo, y su inverso se construye del siguiente modo: dado (PL, q) -mockfibrado ξ sobre L , se prueba como en [5] que puede extenderse a un mockfibrado $\tilde{\xi}$ sobre K . Entonces, $e^{*-1}[\xi] = [\tilde{\xi}]$.

b) Si $K' \triangleleft K$, y $L = K \times I \cup K' \times 1$, sean $i: K \longrightarrow L$ y $e: K' \longrightarrow L$ las inclusiones. Como $L \searrow K' \times 1$ es fácil probar que $Am = i^* e^{*-1}$.

Sea $f: K \longrightarrow L$ una aplicación simplicial y M_f su cilindro simplicial. Oritemos sus simplices conservando las orientaciones de los de K y L . Como $M_f \searrow L$, puede darse la siguiente definición:

2.3 Definición. El morfismo $f^*: \Omega^q(L) \longrightarrow \Omega^q(K)$ es la composición

$$\Omega^q(L) \xrightarrow{e^{*-1}} \Omega^q(M_f) \xrightarrow{j^*} \Omega^q(K)$$

siendo e y j las inclusiones canónicas.

2.4 Nota. a) M_f no es un complejo localmente finito, a menos que f sea propia. No obstante, sus grupos de PL-cobordismo están definidos.

b) La definición anterior se tiene también para morfismos de complejos de bolas $f: K \longrightarrow L$ tales que $M_f \searrow L$. Si existen subdivisiones $K' \triangleleft K$ y $L' \triangleleft L$ tales que $f: K' \longrightarrow L'$ es simplicial, entonces $Am f^* = f^* Am$.

2.5 Proposición. a) Si $f: K \longrightarrow L$ y $g: L \longrightarrow J$ son aplicaciones simpliciales,

$$(gf)^* = f^* g^*$$

b) Si f y g son homotópicas, entonces $f^* = g^*$

Demostración. a) Si $p: M_f \longrightarrow L$ es la retracción natural, y $F = gp$, se tiene que $M_{gf} / M_F \searrow M_f \cup M_g$ (II.5.6 de [3]), y el resultado se sigue fácilmente.

b) Si H es la homotopía, por el teorema de aproximación simplicial relativo, podemos suponer que H es simplicial para cierta subdivisión J de $K \times I$

2.6 Proposición. Si $K' \triangleleft K$ y $\mu: K' \longrightarrow K$ es una aproximación simplicial de la identidad, entonces, $\mu^* = Sd$.

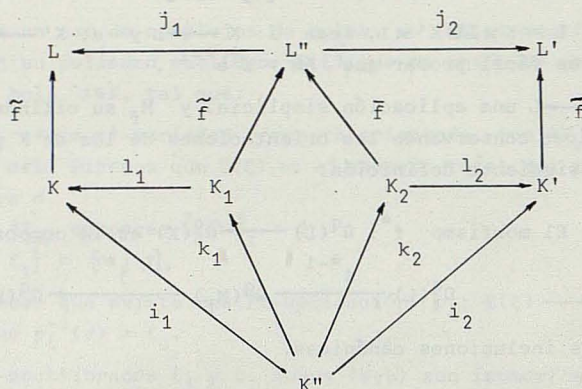
Demostración. Si $L = K \times I \cup K' \times 1$ y $e_1: K \longrightarrow L$, $e_2: K' \longrightarrow L$ son las inclusiones, e_1 y e_2 son homotópicas, considerando L como M_μ . Entonces, $\mu^* e_1^* = e_2^*$ y de ser $Am = e_1^* e_2^{*-1}$ se sigue el resultado.

2.7 Definición. Sea $f: P \longrightarrow Q$ una aplicación continua entre poliedros euclídeos. se define $f^*: \Omega^q(Q) \longrightarrow \Omega^q(P)$ como el límite directo de los morfismos inducidos por las aproximaciones simpliciales de f .

2.8 Proposición. La aplicación f^* está bien definida.

Demostración. Hay que probar que si $\tilde{f}: K \longrightarrow L$ y $\bar{f}: K' \longrightarrow L'$ son aproximaciones simpliciales de f existe una subdivisión común $K'' \triangleleft K$, K' tal que si $[\xi] \in \Omega^q(L)$ y $[\xi'] \in \Omega^q(L')$ representan el mismo elemento de $\Omega^q(Q)$, entonces

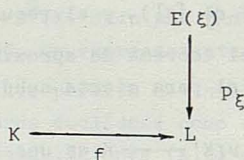
$Sd f^*[\xi] = Sd f^*[\xi'] \in \Omega^q(K'')$. Sean $L'' \triangleleft L, L'$; $K_1 \triangleleft K$ y $K_2 \triangleleft K'$ tales que $\tilde{f}: K_1 \rightarrow L''$ y $\bar{f}: K_2 \rightarrow L''$ sean simpliciales, y $Sd \xi = Sd \xi' \in \Omega^q(L')$. Si K'' es una subdivisión común de K_1 y K_2 , se tiene el siguiente diagrama, conmutativo salvo homotopía:



siendo las aplicaciones i, j, k y l aproximaciones simpliciales de la identidad. Por 2.6 se tiene que $j_1^*[\xi] = j_2^*[\xi]$, y de la conmutatividad del diagrama se sigue el resultado.

2.9 Nota. Rourke-Sanderson ([1]) al considerar (PL, q) -mockfibrados con proyecciones definen el morfismo inducido por una aplicación simplicial $f: K \rightarrow L$ del siguiente modo:

Si ξ es un (PL, q) -mockfibrado sobre L con proyección $p_\xi: E(\xi) \rightarrow L$, $f^\# \xi$ es el (PL, q) -mockfibrado sobre K que tiene como espacio total el pullback del diagrama



Es decir, $f^\#(\xi) = \{(e, x) \in K \times E(\xi) ; p_\xi(e) = f(x)\}$. Su proyección $p: f^\# \xi \rightarrow K$ viene dada por $p(e, x) = x$ y se define entonces $f^*[\xi] = [f^\# \xi]$. Pero si $i: K \rightarrow L$ es la inclusión es fácil comprobar que $i^\# \xi|_K = \xi|_K$. Además, si $i: L \setminus K, e^*$ es isomorfismo, luego resulta que esta definición de f^* coincide con la dada en 2.3.

3. OTRA DEFINICION DE MORFISMO INDUCIDO

3.1 Definición. Sean K y L complejos de bolas y $\pi: K \times L \rightarrow L$ la proyección canónica. Si ξ es un (PL, q) -mockfibrado sobre L , sea $\pi^\# \xi$ el (PL, q) -mockfibrado sobre $K \times L$ cuyos bloques son

$$\pi^\# \xi_{\sigma \times \tau} = (-1)^q \dim \sigma \times \xi_\tau$$

Si $\xi \sim \xi'$ mediante η , el mockfibrado θ dado por

$$\begin{aligned}\theta_{\sigma \times \tau \times I} &= (-1)^{\dim \sigma} \sigma \times \eta_{\tau \times I} \\ \theta_{\sigma \times \tau \times K} &= (-1)^{\dim \sigma} \sigma \times \eta_{\tau \times K} \quad k = 0, 1\end{aligned}$$

es un cobordismo entre $\pi^{\#} \xi$ y $\pi^{\#} \xi'$. Es fácil comprobar que

$$\pi^{\#}: \Omega^q(L) \longrightarrow \Omega^q(K \times L)$$

dado por $\pi^{\#}[\xi] = [\pi^{\#} \xi]$ conmuta con Sd .

3.2 Definición. Sea $j: K \longrightarrow L$ una PL-inmersión propia. Por 3.6 de [6] existen subdivisiones $K' \triangleleft K$ y $L' \triangleleft L$ tales que $j': K' \longrightarrow L'$ es simplicial. Se define entonces

$$j^{\#}: \Omega^q(L) \longrightarrow \Omega^q(K)$$

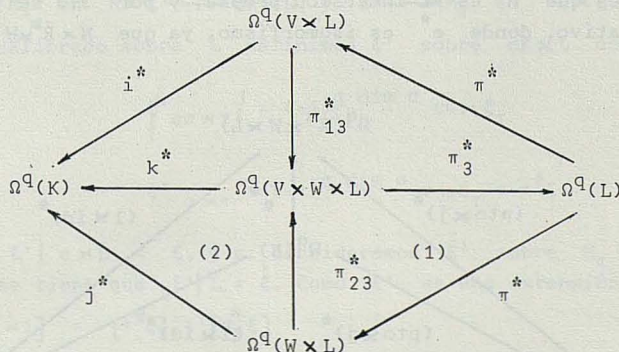
como $j^{\#}[\xi] = Am[j^{\#} Sd \xi]$, donde $j^{\#}$ ya ha sido definida en 2.1. Es fácil comprobar que $j^{\#}$ no depende de las subdivisiones utilizadas, que conmuta con Sd y que $(kj)^{\#} = j^{\#} k^{\#}$.

3.3 Lema. Si $H: K \times I \longrightarrow L$ es una PL-inmersión propia, entonces $H_0^{\#} = H_1^{\#}$, siendo $H_i = H|_{K \times i}$, $i = 0, 1$.

Demostración. Sean L' y $(K \times I)'$ subdivisiones tales que H y $H_1: (K \times i)' \longrightarrow L'$ son simpliciales. Entonces $Am H^{\#} Sd \xi$ es un cobordismo entre $Am (H^{\#} Sd \xi |_{(K \times 0)'}) = Am H_0^{\#} Sd \xi$ y $Am H_1^{\#} Sd \xi$.

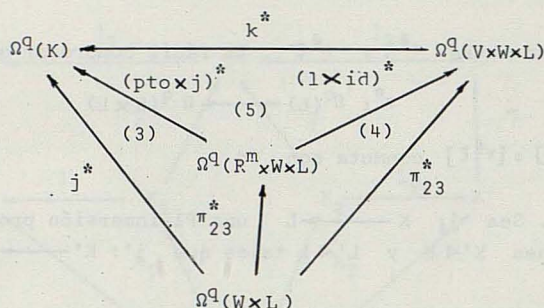
3.4 Teorema. Sean K, L, W y V complejos de bolas, y $j: K \longrightarrow W \times L$, $i: K \longrightarrow V \times L$ PL-inmersiones propias tales que $\pi i = \pi j$. Entonces, $j^{\#} \pi^{\#} = i^{\#} \pi^{\#}$.

Demostración. Sean $i = (i_1, i_2)$ y $j = (j_1, j_2)$ con $i_1 = j_2$. Si $k: K \longrightarrow V \times W \times L$ viene dada por $k(x) = (i_1(x), j_1(x), j_2(x))$, consideremos el diagrama



donde π, π_3, π_{13} y π_{23} son proyecciones. Para probar que es conmutativo, basta ver que lo son (1) y (2). Que (1) lo es, sigue de 3.1. Si $l: V \longrightarrow R^m$,

$m \geq 2\dim V + 1$, es una PL-inmersión propia, la conmutatividad de (2) equivale a la del diagrama



Pero si K' y $(W \times L)'$ son subdivisiones tales que $j: K' \rightarrow (W \times L)'$ es simplicial, entonces $\text{pto} \times j$ es una PL-inmersión propia de complejos de bolas, y la conmutatividad de (3) sigue directamente de 3.1 y 3.2.

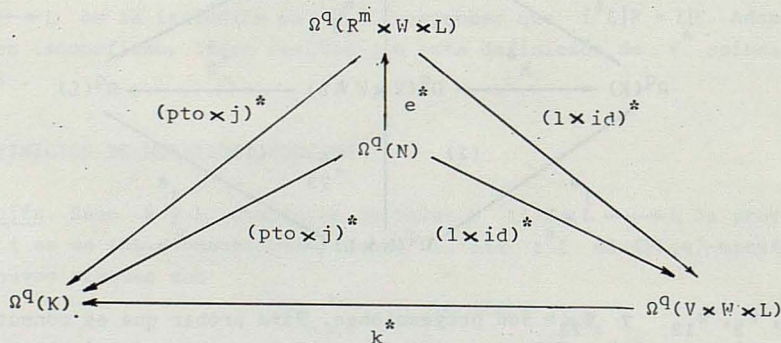
Si V' y R^m son subdivisiones tales que l es simplicial, entonces $l \times \text{id}$ es inmersión de complejos de bolas, y por 2.1, (4) es conmutativo.

Veamos la conmutatividad de (5): Por ser R^m contráctil, existe una homotopía H entre $\pi_1(l \times \text{id})k$ y $\pi_1(\text{pto} \times j)$, siendo π_1 la proyección sobre R^m . Pero $\pi_{23}(l \times \text{id})k = j = \pi_{23}(\text{pto} \times j)$, luego $(l \times \text{id})k$ y $\text{pto} \times j$ son homotópicas por $\hat{H} = H \times \text{id}$, y es fácil observar que $\hat{H}$ es propia.

Coloquemos $R^m \times W \times L$ como subcomplejo en un R^q , y supongamos que $\hat{H}$ es simplicial. Sea N un entorno regular de $R^m \times W \times L$ en R^q . Por 4.8 de [6], existe un PL-aplicación $G: K \times I \rightarrow N$, ϵ -homotópica a $\hat{H}$ rel. $K \times \{0,1\}$, que en $K \times I - K \times \{0,1\}$ es PL-inmersión. Tomando $\epsilon < 1$, es fácil comprobar que G es propia. Además, teniendo en cuenta que $G|_{K \times \{0,1\}}$ es ya PL-inmersión, es inmediato comprobar que

$$sG = \{x \in K \times I; \text{card } G^{-1}(G(x)) \geq 1\} = \emptyset$$

Se tiene entonces que G es PL-inmersión propia, y por 3.3 se tiene el siguiente diagrama conmutativo, donde e^* es isomorfismo, ya que $N \times R^m \times W \times L$:



3.5 Definición. Si $f: K \longrightarrow L$ es simplicial, admite una factorización

$$K \xrightarrow{i} V \times L \xrightarrow{\pi} L$$

siendo V un complejo simplicial, i una PL-inmersión propia y π la proyección canónica (puede tomarse, por ejemplo, $V = K$ e $i = f \times \text{id}$). Definimos entonces

$$f^*: \Omega^q(L) \longrightarrow \Omega^q(K) \text{ como } i^* \pi^*.$$

Obsérvese que por el teorema anterior la definición de f^* depende sólo de f y no de la inmersión.

3.6 Proposición. Si $f, g: K \longrightarrow L$ son aplicaciones simpliciales homotópicas, entonces $f^* = g^*$.

Demostración. Podemos suponer que la homotopía H es simplicial. Entonces $\text{id} \times H: K \times I \longrightarrow K \times I \times L$ es PL-inmersión propia, y por 3.3 $(\text{id} \times f)^* = (\text{id} \times g)^*$.

Si $f: K \longrightarrow L$ y $f': K' \longrightarrow L'$ son simpliciales, siendo $K' \triangleleft K$ y $L' \triangleleft L$, se tiene que $\text{Am } f'^* = f^* \text{ Am}$. Definimos entonces

3.7 Definición. Si P y Q son poliedros euclídeos y $f: P \longrightarrow Q$ una aplicación continua,

$$f^*: \Omega^q(Q) \longrightarrow \Omega^q(P)$$

es el límite directo de los morfismos $f^*: \Omega^q(L) \longrightarrow \Omega^q(K)$, donde $f: K \longrightarrow L$ es una aproximación simplicial de f , y K y L triangulaciones de P y Q respectivamente.

3.8 Teorema. Las definiciones 2.3 y 3.5 son equivalentes.

Demostración. Basta comprobarlo para las proyecciones y PL-inmersiones propias:

i) Sea $\pi: K \times L \longrightarrow L$ una proyección, y π_1^*, π_2^* los morfismos inducidos según 2.3 y 3.5 respectivamente. Sea $h: M_\pi \longrightarrow cK \times L$ el PL-isomorfismo natural que lleva $K \times L \hookrightarrow M_\pi$ en $K \times L \hookrightarrow cK \times L$, y $L \hookrightarrow M_\pi$ en $c \times L$. Entonces, si ξ es un (PL, q) -mockfibrado sobre L definimos ξ' sobre $cK \times L$ como

$$\xi'_{c\sigma \times \tau} = (-1)^q \dim \sigma \ c\sigma \times \xi_\tau$$

$$\xi'_{\sigma \times \tau} = (-1)^q \dim \sigma \ \sigma \times \xi_\tau = \pi^\# \xi$$

Por definición, $\xi'|_{c \times L} = \xi$, y si consideramos ξ' sobre M_π mediante el PL-isomorfismo h , se tiene que $\xi'|_L = \xi$. Como ξ' es una extensión de ξ sobre M_π , $\pi_1^*[\xi] = [\xi'|_{K \times L \times 1}] = [\pi^\# \xi] = [\pi_2^* \xi]$

ii) Si $j: P \longrightarrow Q$ es PL-inmersión propia y j_1^*, j_2^* son los morfismos inducidos por j según 2.3 y 3.5, sean K y L triangulaciones de P y Q respectivamente tales que $j: K \longrightarrow L$ es simplicial. Entonces, j_1^* y j_2^* coinciden, y se tiene el resultado.

REFERENCIAS

- [1] S. BUONCRISTIANO, C. ROURKE, B. SANDERSON: "A Geometric Approach to Homology Theory". Lectures Notes Series 18. Cambridge Univ. Press 1976.
- [2] A. J. CASSON "Generalisations and Applications of Block Bundles". Notes. Trinity College.
- [3] M. M. COHEN "A Course on Simple Homotopy Theory". GTM 10, Springer-Verlag New York 1973
- [4] E. DOMINGUEZ "Cobordismo finito e infinito" . Publ. Sem. Mat. García de Galdeano. Sec 1, 27. Univ. de Zaragoza (1985)
- [5] ----- "An extensión of PL-cobordism". Publ. Sem. Mat. García de Galdeano. Sec 1, 25. Univ. de Zaragoza (1985)
- [6] J. F. HUDSON "Introduction to Piecewise Topology." Benjamin, New York 1969.
- [7] C. ROURKE "Block Structures in Geometric and Algebraic Topology" Actes ICM Nice (1970).

REGULARIZACION Y LINEALIZACION EN PROBLEMAS DE KEPLER PERTURBADOS

S. FERRER Y M.L. SEIN-ECHALUCE

Departamento de Física de la Tierra y del Cosmos. Universidad de Zaragoza. (España).

In this paper, the methods of regularization and linearization for the equations of motion of planar perturbed Kepler problems are studied. The Szebehely and Bond relation is used and the direct and inverse problem are considered for a wide class of perturbations. In particular, previous results of those authors are obtained, and are generalized.

An oneparametric family of intermediate anomalies is proposed. Such a time transformation provides an analytical step-size regulation along the orbit. Its relation with the other anomalies is developed. Some examples of the perturbed Keplerian motions are discussed.

1. INTRODUCCION

Uno de los primeros ejemplos de la aplicación conjunta de los procesos de regularización y linealización mediante transformaciones de las variables, a problemas de Kepler perturbados, lo constituye la ecuación de S-B¹. Esta ecuación relaciona las perturbaciones (radial y transversal) del problema con las transformaciones de las variables, y se estudia, distinguiendo los problemas "directo" e "inverso".

Las transformaciones propuestas por Szebehely y Bond¹ son del tipo $dt = g(r)ds$, $r = F(\rho)$, siendo $g(r)$ y $F(\rho)$ funciones analíticas, y deben ser tales que convierten las ecuaciones del movimiento en lineales, regulares y estables, lo que resulta de interés a la hora de integrarlas numéricamente.

Otra de las ventajas que presenta su aplicación, es que las perturbaciones no tienen que ser "pequeñas". Además, desde el punto de vista práctico, incrementa la autonomía de operaciones en el espacio, puesto que, reemplazando las largas integraciones por transformaciones (incluso complicadas¹), las exigencias de computación son reducidas de modo significativo.

Por su aplicación a problemas relacionados con satélites artificiales, se

propone y estudia una nueva familia de "anomalías intermedias", que generalizan a las anomalías excéntrica y elíptica. A continuación se realiza un estudio numérico para un problema no perturbado, considerando las distintas anomalías.

Con objeto de completar y generalizar el trabajo de Szebehely y Bond ¹, se caracterizan las perturbaciones radiales y transversales, potencias de r , que pueden ser linealizadas mediante las transformaciones $dt = kr^n ds$, $r = \rho^m$. Teniendo en cuenta los resultados tan restrictivos obtenidos, se estudia el problema directo para familias de perturbaciones más generales. Como caso particular se obtienen las funciones de regularización de Cid et al. ².

Como aplicación, se considera un problema perturbado, parcialmente analizado por otros autores ^{3,4}, realizándose aquí un estudio general de su regularización.

2. ECUACION DE SZEBEHELY Y BOND

En base a los bien conocidos procesos de linealización del problema no perturbado, se ha abierto recientemente una nueva vía de investigación; analizando la posibilidad de realizar cambios, tanto de la variable independiente como de las dependientes, que linealicen problemas perturbados.

En un reciente trabajo de Szebehely y Bond ¹ que generaliza los realizados anteriormente por otros autores; eligiendo transformaciones de las variables $(r, t) \rightarrow (\rho, s)$ de la forma

$$dt = g(r)ds, \quad r = F(\rho) \quad (1)$$

con $g(r)$ y $F(\rho)$ funciones analíticas, arbitrarias y $g(r) > 0$; se llega a una ecuación que debe verificar la perturbación y las funciones de regularización, para que el problema pueda linealizarse; en particular, que se reduzca a un oscilador armónico.

En efecto, las ecuaciones escalares del movimiento de dos cuerpos atraídos según la ley de Newton y sometidos a una perturbación $\bar{\mathcal{C}}(P, Q)$ (P es la perturbación radial y Q es la perturbación transversal), en un sistema de coordenadas polares (r, f) son:

$$\ddot{r} - r\dot{f}^2 + \mu/r^2 = P$$

$$2\dot{r}\dot{f} + r\ddot{f} = Q$$

donde f es la anomalía verdadera, G es la constante de gravitación y $\mu = G(m_1 + m_2)$

Tras algunas operaciones, e introduciendo las funciones

$$\mathcal{V} = -\frac{\mu}{r} - \int P dr - \int \frac{I(I+2c)}{r^3} dr$$

$$v_s = 2h - \frac{c^2}{r^2} - 2\psi$$

se llega a $\dot{r}^2 = v_s$, que se convierte en

$$\rho'' = \frac{1}{2} \frac{d}{d\rho} \left(\frac{g^2 v_s}{(F^*)^2} \right)$$

donde $F^* = dF/d\rho$ y $\rho'' = d^2\rho/ds^2$, una vez aplicadas las transformaciones (1).

Como el propósito es convertir la ecuación del movimiento en lineal con coeficientes constantes, nuestro estudio se centrará en la ecuación

$$\rho'' = \frac{1}{2} \frac{d}{d\rho} \left(\frac{g^2 v_s}{(F^*)^2} \right) = A\rho + B, \text{ con } A, B \text{ constantes}$$

llamada ecuación de Szebehely y Bond (abreviadamente S-B).

Integrando y separando variables, se tiene

$$\int \frac{d\rho}{\sqrt{A\rho^2 + 2B\rho + C}} = \pm \int \frac{dF}{g(F) \sqrt{v_s}} \quad (2)$$

que es la expresión integral ¹, o de otra forma ⁵

$$\int \frac{g d\rho}{\sqrt{A\rho^2 + 2B\rho + C}} = \pm \int \frac{dF}{\sqrt{v_s}}$$

El estudio de la ecuación S-B, puede enfocarse de dos maneras:

"Problema directo": Suponiendo conocida la perturbación $\bar{\mathcal{E}}(P, Q)$, es decir v_s , analizar las transformaciones $g(r)$, $F(\rho)$ que linealizan las ecuaciones.

"Problema inverso": Dada una familia de transformaciones $g(r)$, $F(\rho)$, establecer la totalidad de ecuaciones diferenciales no lineales que son reducibles a ecuaciones lineales con coeficientes constantes. En particular, considerada una clase de perturbaciones $\bar{\mathcal{E}}(P, Q)$, caracterizar los casos en que dichas funciones verifican la ecuación S-B.

A continuación se analizan tanto el problema directo como el inverso, considerando funciones y perturbaciones que resultan de interés, entre las cuales podemos mencionar las relacionadas con el movimiento de satélites artificiales. Más concretamente, las perturbaciones, tanto radiales como transversales, que son solo funciones del módulo del vector de posición, r .

3. APLICACION AL PROBLEMA NO PERTURBADO

Cuando se efectúa la transformación $dt = g(r)ds$, tiene gran interés conocer el significado de la nueva variable independiente s . Pues bien, se muestra que, para determinadas transformaciones, dicha variable es una de las anomalías clásicas: excéntrica, verdadera y media. Asimismo se propone y estudia una nueva familia de "anomalías intermedias", entre la excéntrica y la "elíptica" ⁶.

Este estudio constituye un ejemplo del "problema directo", ya que, elegimos $\mathcal{V} = -\mu/r$. Con esto, la ecuación de S-B nos da la relación que deben verificar las funciones $g(r)$ y $F(\rho)$ para que dichas transformaciones linealicen el problema de Kepler.

En primer lugar, en orden a fijar la función $F(\rho)$, se consideran los casos más sencillos:

1) $F(\rho) = \rho$. Tras una elección conveniente de las constantes, se tiene que $g(r) = kr$ y la nueva variable independiente es la anomalía excéntrica ⁷.

2) $F(\rho) = 1/\rho$. En este caso se deduce que $g(r) = kr^2$ y que la anomalía verdadera es la nueva variable independiente ⁷.

Se demuestra que estas son las dos únicas transformaciones posibles del tipo $g(r) = kr^n$, $F(\rho) = \rho^m$, que linealizan el problema no perturbado ⁸.

Si, procediendo a la inversa, se elige la función $g(r)$, la obtención de F en forma explícita no resulta tan sencilla. Se expresan r y ρ en función de s . Se invierte $\rho = \rho(s)$ y finalmente, sustituyendo en $r = F(s)$, se llega a $r = F(\rho)$.

3) $g(r) = k = \text{constante}$. Con esto la nueva variable independiente será la anomalía media ⁷.

4) $g(r) = kr^{3/2}$. Introducida por Nacozy ⁶. Eligiendo la constante k de manera que la nueva variable independiente s sea igual a π en el apocentro, se obtiene la expresión de la anomalía elíptica s , llamada así porque aparecen funciones e integrales elípticas Jacobianas en las relaciones.

Diversos trabajos de tipo numérico relativos a satélites artificiales, han puesto de manifiesto que el uso de esta nueva anomalía, para determinadas perturbaciones, presenta ventajas considerables respecto a las clásicas ^{6,7}.

$$5) \quad g(r) = \frac{r^{3/2}}{\sqrt{\alpha_0 + \alpha_1 r}} \quad \alpha_0, \alpha_1 = \text{constantes}, \quad \alpha_0 + \alpha_1 r > 0$$

El interés del estudio de esta función radica, de una parte, en que constituye una generalización de las anteriores ya que para valores particulares de α_0, α_1 se obtienen las funciones correspondientes a las anomalías excéntrica y elíptica. Por otra parte, estas funciones pueden usarse para linealizar problemas con perturbaciones tales que $V_s = \alpha/r^2 + \beta/r^3$, aplicables por tanto a satélites artificiales de tipo ecuatorial, etc.

Para obtener las expresiones de las nuevas anomalías intermedias, se realiza un cambio de parámetros $\alpha_0 = C^2 a_0$, $\alpha_1 = C^2 a_1/a$ tal que $a_0^2 + a_1^2 = 1$. C se determina de manera que en el apoastro, la anomalía valga π . Para efectuar la

integral elíptica de (2), se consideran tres casos para a_0, a_1 : 1) $a_0, a_1 > 0$, 2) $a_0 > 0, 0 > a_1 > -a_0/(1+e)$ 3) $a_1 > 0, 0 > a_0 > (e-1)a_1$.

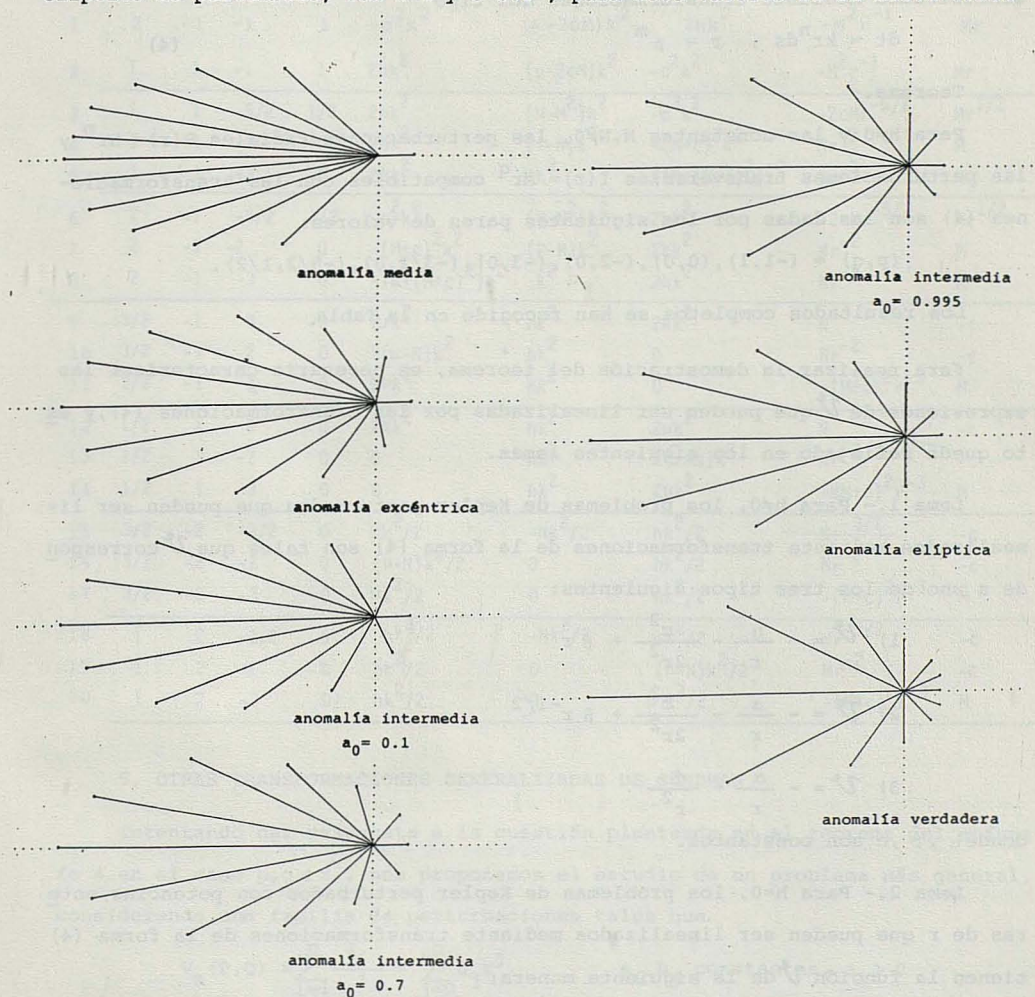
Con todo esto, se tienen distintas expresiones de las nuevas anomalías, en las que aparecen integrales elípticas Jacobianas completas e incompletas de 1ª especie ($L(1)$ y $F(\phi, 1)$) y de 3ª especie ($\Pi(\alpha^2, 1)$ y $\Pi(\phi, \alpha^2, 1)$) (ver Ferrándiz y Ferrer⁹).

La expresión de las nuevas anomalías para el caso 1), es la siguiente

$$s = \frac{\pi}{a_0 L(1) + (1-e)a_1 \Pi(\alpha^2, 1)} [a_0 F(\phi, 1) + (1-e)a_1 \Pi(\phi, \alpha^2, 1)] \quad (3)$$

Aplicación numérica:

Se estudia la distribución de doce posiciones en la órbita de un problema elíptico no perturbado, con $a=2$ y $e=0.8$, para doce valores de la nueva varia-



ble independiente equidistantes entre Q y 2π , y considerando las funciones de regularización estudiadas en este epígrafe. Para la anomalía intermedia se consideran los casos $a_0=0.1$, $a_0=0.7$ y $a_0=0.995$, por lo que es necesario aplicar la expresión (3). Obsérvese en las gráficas, que para las anomalías intermedias se obtiene una distribución más homogénea de las posiciones a lo largo de la órbita.

4. PROBLEMA INVERSO PARA LAS TRANSFORMACIONES DE S-B

El propósito del siguiente teorema es el de resolver una cuestión planteada y resuelta parcialmente por Szebehely y Bond¹, en cuanto a la caracterización de problemas con perturbaciones radiales y transversales, que pueden ser linealizados mediante transformaciones del tipo

$$dt = kr^n ds, \quad r = \rho^m \quad (4)$$

Teorema.-

Para $h \neq 0$ y las constantes $M, N \neq 0$, las perturbaciones radiales $P(r) = Nr^p$ y las perturbaciones transversales $I(r) = Mr^q$ compatibles con las transformaciones (4) son las dadas por los siguientes pares de valores:

$$(p, q) = (-1, 1), (0, 0), (-2, 0), (-3, 0), (-3/2, 0), (-5/2, 1/2).$$

Los resultados completos se han recogido en la Tabla.

Para realizar la demostración del teorema, es necesario caracterizar las expresiones de $\mathcal{V}$ que pueden ser linealizadas por las transformaciones (4), y es to queda reflejado en los siguientes lemas.

Lema 1.- Para $h \neq 0$, los problemas de Kepler perturbados que pueden ser linealizados mediante transformaciones de la forma (4) son tales que $\mathcal{V}$ corresponden a uno de los tres tipos siguientes:

$$\begin{aligned} 1) \quad \mathcal{V} &= -\frac{\alpha}{r} - \frac{c^2}{2r^2} + \beta r \\ 2) \quad \mathcal{V} &= -\frac{\alpha}{r} - \frac{c^2}{2r^2} + \beta r^{-1/2} \\ 3) \quad \mathcal{V} &= -\frac{\alpha}{r} - \frac{\beta}{r^2} \end{aligned}$$

donde α, β, c son constantes.

Lema 2.- Para $h=0$, los problemas de Kepler perturbados con potencias enteras de r que pueden ser linealizados mediante transformaciones de la forma (4) tienen la función $\mathcal{V}$ de la siguiente manera:

tienen la función v de la siguiente manera:

$$v = -\frac{\alpha}{r} - \frac{c^2}{2r^2} + Mr^i + Nr^j \quad i, j \in \mathbb{Z}^*$$

donde i, j son de los tipos siguientes:

- | | | |
|-----------------|---------------|----------------------|
| 1) $i = -(1+t)$ | $j = -(1+2t)$ | $t \in \mathbb{N}^*$ |
| 2) $i = t$ | $j = 1+2t$ | $t \in \mathbb{N}^*$ |
| 3) $i = t$ | $j = -(2+t)$ | $t \in \mathbb{N}^*$ |

Ver demostraciones en Ferrer y Sein-Echaluce ⁸.

TABLA

n°	n	m	p	q	A	B	C	P	Q
1	2	-1	-1	1	$-c^2 k^2$	$(\mu - 2cM)k^2$	$2hk^2$	$-M^2 r^{-1}$	Mr
2	1	1	-1	1	$2hk^2$	$(\mu - 2cM)k^2$	$-c^2 k^2$	$-M^2 r^{-1}$	Mr
3	1	1	-5/2	1/2	$2hk^2$	$(\mu - M^2)k^2$	$-c^2 k^2$	$-2cMr^{-5/2}$	$Mr^{1/2}$
4	1	1	-2	0	$2hk^2$	$(\mu - N)k^2$	$-(M+c)^2 k^2$	Nr^{-2}	M
5	1	1	-3	0	$2hk^2$	μk^2	$-(N+(M+c)^2)k^2$	Nr^{-3}	M
6	2	-1	-5/2	1/2	$-c^2 k^2$	$(\mu - M^2)k^2$	$2hk^2$	$-2cMr^{-5/2}$	$Mr^{1/2}$
7	2	-1	-2	0	$-(M+c)^2 k^2$	$(\mu - N)k^2$	$2hk^2$	Nr^{-2}	M
8	2	-1	-3	0	$-(N+(M+c)^2)k^2$	$k^2 \mu$	$2hk^2$	Nr^{-3}	M
9	3/2	-1	0	0	$2\mu k^2$	hk^2	$2Nk^2$	N	-c
10	3/2	-1	-2	0	$2(\mu - N)k^2$	hk^2	0	Nr^{-2}	-c
11	3/2	-1	-3	0	$2\mu k^2$	hk^2	0	$-(M+c)^2 r^{-3}$	M
12	1/2	1	0	0	$2Nk^2$	hk^2	$2\mu k^2$	N	-c
13	1/2	1	-2	0	0	hk^2	$2(\mu - N)k^2$	Nr^{-2}	-c
14	1/2	1	-3	0	0	hk^2	$2\mu k^2$	$-(M+c)^2 r^{-3}$	M
15	3/2	-2	-3/2	0	$\mu k^2/2$	$-Nk^2/2$	$hk^2/2$	$Nr^{-3/2}$	-c
16	3/2	-2	-2	0	$(\mu - N)k^2/2$	0	$hk^2/2$	Nr^{-2}	-c
17	3/2	-2	-3	0	$\mu k^2/2$	0	$hk^2/2$	$-(M+c)^2 r^{-3}$	M
18	1	2	-3/2	0	$hk^2/2$	$-Nk^2/2$	$\mu k^2/2$	$Nr^{-3/2}$	-c
19	1	2	-2	0	$hk^2/2$	0	$(\mu - N)k^2/2$	Nr^{-2}	-c
20	1	2	-3	0	$hk^2/2$	0	$\mu k^2/2$	$-(M+c)^2 r^{-3}$	M

5. OTRAS TRANSFORMACIONES GENERALIZADAS DE SUNDMAN

Intentando dar respuesta a la cuestión planteada en el teorema del epígrafe 4 en el caso $p, q \in \mathbb{Z}$, nos proponemos el estudio de un problema más general, considerando una familia de perturbaciones tales que

$$V_S(P, Q) = \sum_{i=1}^n \frac{a_i}{r^i} + \sum_{j=0}^p b_j r^j \quad a_i, b_j \text{ constantes, } a_1 > 0$$

Las perturbaciones mencionadas en el epígrafe 4 se obtienen aquí, para valores particulares de a_i, b_j .

Siguiendo el planteamiento del "problema directo", dadas estas funciones V_s , estudiaremos las funciones de regularización compatibles.

En primer lugar, considerando $F(\rho) = \rho^m$, se tiene la siguiente caracterización de $g(r)$.

Proposición.-

Consideremos un problema de Kepler perturbado, tal que

$$(P, Q) = -\sum_{i=1}^n \frac{a_i}{r^i} - \sum_{j=1}^p b_j r^j \quad a_i, b_j \text{ constantes, } a_1 > 0$$

y sea $r = F(\rho) = \rho^m$, $m \in \mathbb{Z}^*$.

Entonces las funciones $g(r)$ que linealizan el problema son de la forma:

i) $m > 0$

$$g(\rho) = m \rho^{\frac{(n+2)-2}{2}} \left[\alpha_0 \rho^\lambda + \dots + \alpha_\lambda + \frac{\beta_0 \rho + \beta_1}{A \rho^2 + 2B \rho + C} \right]^{-1/2} \quad (5)$$

siendo $\lambda = m(n+p)-2$.

ii) $m < 0$

$$g(\rho) = m' \rho^{\frac{(p-2)m-2}{2}} \left[\alpha_0 \rho^\lambda + \dots + \alpha'_\lambda + \frac{\beta_0 \rho + \beta_1}{A \rho^2 + 2B \rho + C} \right]^{-1/2} \quad (6)$$

siendo $\lambda = m'(n+p)-2$, $m' = -m$.

Tomando las perturbaciones radiales y transversales por separado, se tiene la siguiente conclusión:

Corolario.- Sea el problema de Kepler perturbado cuyas perturbaciones radial y transversal vienen dadas por

$$P(r) = \sum_{i=1}^n \frac{b_i}{r^{i+1}}, \quad I(r) = \sum_{j=1}^q \frac{d_j}{r^j} \quad b_i, d_j \text{ constantes.}$$

Entonces, si $q \leq n/2-1$, las transformaciones

$$g(r) = r^{n/2} \left(\sum_{i=0}^{n-2} \alpha_i r^{n-2-i} \right)^{-1/2}$$

linealizan el problema.

Este resultado generaliza el obtenido en el teorema del epígrafe 4. Para más detalles, ver Caballero y Ferrer⁵ y Ferrer y Sein-Echaluce⁸.

A continuación hagamos unas observaciones en torno a la proposición:

1) Los coeficientes $\alpha_i, \alpha'_i, \beta_0, \beta_1, \beta'_0, \beta'_1$, dependen de las constantes A ,

B, C y h así como de los coeficientes a_i, b_j del problema considerado. Por es to, elegidas A, B, C y h, se obtendrán los coeficientes de $g(r)$, resolviendo un sistema de ecuaciones.

2) Puesto que el valor de m es arbitrario, con vistas a obtener expresio nes lo más simples, observemos que los valores adecuados serán $m=1$ y $m=-1$ (con clusión análoga, fué obtenida para el caso no perturbado).

3) Ante la complejidad de las expresiones (5) y (6) de $g(r)$, parece natu ral estudiar aquellas que cumplen $\beta_0 = \beta_1 = 0$. Esto nos dará dos relaciones entre A, B, C, h, a_i y b_j , con lo que, ahora g será función de un solo parámetro (una de las constantes A, B ó C), que se determinará teniendo en cuenta las con diciones iniciales del problema, junto a que el radicando debe verificar $\sum_{i=0}^n \alpha_i \rho^{\lambda-i} > 0$ a lo largo de todo el movimiento.

4) Finalmente, recordemos que la función $\mathcal{V}$ depende de P y Q, con lo que pueden considerarse problemas muy diversos respecto a la forma de estas per turbaciones radial y transversal.

Para el caso de problemas con $\mathcal{V} = -\sum_{i=1}^n b_i/r^i$, $Q=0$ y $r=\rho$, Cid et al.² obtuvieron una función de regularización

$$g(r) = r^{n/2} (r^{n-2} + \dots + \alpha_{n-3} r + \alpha_{n-2})^{-1/2}$$
 que es una caso particular de (5).

Para un estudio más exhaustivo de esta cuestión, ver Cid et al.²

6. UN PROBLEMA DE KEPLER PERTURBADO

Sea un campo de fuerzas centrales cuyo potencial viene dado por

$$\mathcal{V}(r) = -\frac{b_1}{r} - \frac{b_2}{r^2} - \frac{b_3}{r^3} \quad , \quad b_1, b_2, b_3 \text{ constantes, } b_1 > 0 \quad (7)$$

Un potencial de este tipo (con $b_2=0$) corresponde, en primera aproximación, a un satélite ecuatorial. Asimismo, y en relación con las teorías analíticas del satélite artificial, determinados autores^{10,11,12} han propuesto como órbi ta intermedia, entre otras, la correspondiente al problema de Kepler perturba do definido por (7).

Belen'kii³ y Elipe y Ferrer⁴, han realizado estudios parciales sobre la regularización y linealización de este problema. A continuación se realiza un estudio más sistemático, de acuerdo con lo expuesto en el epígrafe 5. Para más detalles ver Sein-Echaluce¹³.

1) $F(\rho) = \rho$.

En este caso, la expresión (5) de $g(r)$ será de la forma

$$g(r) = r^{3/2} \left[\alpha_0 r + \alpha_1 + \frac{\beta_0 r + \beta_1}{Ar^2 + 2Br + C} \right]^{-1/2}$$

siendo $\alpha_0 = 2h/A$, $\alpha_1 = (a_1 - 2\alpha_0 B)/A$, $\alpha_2 = a_3 - C\alpha_1$, $\alpha_3 = a_2 - C\alpha_0 - 2B\alpha_1$.

Haciendo $\beta_0 = \beta_1 = 0$, resulta $a_3 = C\alpha_1$, $a_2 = C\alpha_0 + 2B\alpha_1$, y finalmente, operando con estas seis ecuaciones, se obtiene

$$f(\gamma) = 32h^2 \gamma^3 - 16ha_1 \gamma^2 + 2(2ha_2 + a_1^2)\gamma + 2ha_3 - a_1a_2 = 0$$

donde $\gamma = B/A$.

Para proseguir el estudio analítico se considera $b_2 = 0$ (i.e. $a_2 = -c^2$) y $h < 0$.

Se estudia el signo de las raíces γ_0 de la ecuación $f(\gamma) = 0$, teniendo en cuenta el discriminante Δ de la función derivada $f'(\gamma)$ y utilizando el teorema de Descartes. Con esto se llega a

1.1) $\Delta > 0 \implies$ tres raíces reales $\gamma_0, \gamma_1, \gamma_2$ y serán todas negativas o una positiva y dos negativas dependiendo de que $2ha_3 + a_1c^2$ sea positivo o negativo, respectivamente.

1.2) $\Delta < 0 \implies$ una raíz real γ_0 y dos imaginarias. La raíz real será negativa o positiva dependiendo de que $2ha_3 + a_1c^2$ sea positivo o negativo, respectivamente.

Ahora bien, atendiendo al signo de la raíz, se tiene:

i) $\gamma_0 < 0$

i.1) $a_1 - 4h\gamma_0 = \sigma_0 < 0$. Si $A < 0 \implies g(r) = \sqrt{\frac{A}{2h}} r^{3/2} (r + \frac{\sigma_0}{2h})^{-1/2}$ válida para todo r .

i.2) $\sigma_0 > 0$

$$\text{Si } r > \left| \frac{\sigma_0}{2h} \right| \xrightarrow{A < 0} g(r) = \sqrt{\frac{A}{2h}} r^{3/2} \left(r + \frac{\sigma_0}{2h} \right)^{-1/2}$$

$$\text{Si } r < \left| \frac{\sigma_0}{2h} \right| \xrightarrow{A > 0} g(r) = \sqrt{\frac{A}{\sigma_0}} r^{3/2} \left(\frac{2h}{\sigma_0} r + 1 \right)^{-1/2}$$

Se determina A del modo más conveniente.

Si el movimiento no queda dentro de una de las regiones anteriores, parece que sería necesario utilizar las dos funciones de regularización si se quiere tener una linealización a lo largo de todo el movimiento.

ii) $\gamma_0 > 0$. Estamos de nuevo en el caso i.2).

Notemos que Belen'kii³ obtiene la función $g(r) = r^{3/2}(1 + \beta r)^{-1/2}$, tomando $C = a_3$. Asimismo, Elípe y Ferrer⁴ imponen la condición $A = 2h$, con lo cual

$$g(r) = r^{3/2}(\alpha + r)^{-1/2}.$$

$$2) \quad F(\rho) = 1/\rho.$$

Procediendo análogamente a 1), se obtiene la cúbica

$$8a_3^2 \eta^3 - 8a_2a_3 \eta^2 + 2(a_1a_3 + a_2^2) \eta - (a_1a_2 - 2ha_3) = 0$$

donde $\eta = B/A$; cuyo estudio no será realizado aquí.

La función de regularización $g(r)$, será

$$g(r) = r^{5/2}(\alpha_0 + \alpha_1 r)^{-1/2}$$

3) Eligiendo ahora, las funciones $g(r)$ ya utilizadas en el caso no perturbado, se pone de manifiesto que todas ellas dan lugar a la introducción de funciones elípticas. Utilizaremos la expresión integral (2), que en nuestro caso particular tiene la forma

$$\int \frac{F^{3/2} dF}{g(F) \sqrt{2hF^3 + a_1F^2 + a_2F + a_3}} = s + \text{cte.}$$

Las funciones consideradas son : $g(r) = k, r^{1/2}, r, r^{3/2}, r^2$. Mediante estas integrales elípticas se obtendrá $r = F(\rho) = F(s)$.

Referencias

1. V. SZEBEHELY y V. BOND: Celes. Mech. 30, 59-70 (1983).
2. R. CID, A. ELIPE y S. FERRER: Celes. Mech. 31, 73-80 (1983).
3. I.M. BELEN'KII: Celes. Mech. 23, 9-31 (1981).
P.M.M. URSS, 45, 24-29 (1981).
4. A. ELIPE y S. FERRER: IX Jornadas Hisp-Lusas de Mat. Salamanca (1982).
5. J.A. CABALLERO y S. FERRER: Actas IV Asamb. Nac. Astron. y Astrof., Santiago de Compostela. t.2, 1161-1172 (1983).
6. P. NACOZY: Celes. Mech. 16, 309-313 (1977).
7. G. JANIN y V. BOND: The Elliptic Anomaly. NASA, T.M. 58228. (1980).
8. S. FERRER y M.L. SEIN-ECHALUCE: Celes. Mech. 32, 333-347 (1984).
9. J.M. FERRANDIZ y S. FERRER: Actas VI C.E.D.Y.A. (1983).
10. R. CID: Public. Rev. Acad. Cien. Zaragoza, 24, 159. (1969).
11. K. AKSNES: Astron. J. 75, 1066-76. (1970).
12. A. DEPRIT: Celes. Mech. 24, 111. (1981).
13. M.L. SEIN-ECHALUCE: Tesina de Licenciatura. Univ. Zaragoza. (1983).

PROPAGACION DE MEDIOS LOVE EN MEDIOS HOMOGENEOS LATERALMENTE POR ELEMENTOS FINITOS

J. BADAL

Departamento de Física de la Tierra y del Cosmos. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

F.J. SERÓN

Departamento de Matemáticas II. E.T.S. de Ingenieros Industriales. Universidad de Zaragoza.

By considering upper mantle and crustal models based upon experimental data on typical oceanic and continental structures, the algebraic eigenvalue problem related with the vibration normal modes is numerically solved, and group and phase velocity dispersion curves for the first Love modes and periods comprised between 4 and 60 s are obtained. Geometrical and physical characteristics of the asthenosphere determine the different behaviour of the fundamental modes with period larger than 40 s, opposite to the lower period modes. Waves with a period lower than 10 s show, in a similar way, the structural differences of the lithosphere. Analogous results are deducted from the dispersion curves obtained. Group velocities show a modal contamination effect for periods comprised between 12.5 y 30 s. Due to it, the oceanic Love modes, fundamental and first, are overlapped.

1. INTRODUCCION

Para una mayor comprensión de los fenómenos físicos relacionados con la propagación de ondas sísmicas superficiales, es preciso contar con resultados numéricos obtenidos a partir de modelos de medios elásticos lo más realistas posible. El problema de encontrar soluciones exactas o aproximadas en relación con la propagación de ondas Love y Rayleigh a través de estructuras terrestres complejas, donde varían tanto la geometría como los parámetros físicos que describen el medio, no es fácil, incluso bajo la hipótesis de deformación infinitesimal, leyes de comportamiento físico lineales y fuentes sísmicas lejanas. Bastantes autores han mostrado su interés por resolver este tipo de problemas, utilizando para ello una gran variedad de recursos.

El método de los elementos finitos (Oden, 1973; Ciarlet, 1978; Zienkiewicz, 1980; Becker, 1981; Carey y Oden, 1983) se revela como un recurso sumamente eficaz para la resolución de problemas sismológicos de esta índole en términos de una solución discreta fiable (Serón, 1984; Badal y Serón, 1984 y 1985).

Las magnitudes físicas que describen el medio y la geometría de los modelos que se han construido se han elaborado a partir de estudios experimentales realizados sobre la Península Ibérica y el Océano Atlántico. Debido a que estos estudios no dan información para profundidades superiores a 300 km, ha sido necesario utilizar datos proporcionados por modelos clásicos (Ben-Menahem y Singh, 1981).

2. MODELOS DE CORTEZA Y MANTO SUPERIOR

Dentro de los trabajos de investigación realizados en la Península Ibérica, podemos considerar los relativos al estudio de la parte continental estable de la península y los que hacen referencia a las áreas adyacentes, es decir, al Océano Atlántico y al Mar Mediterráneo. Los principales trabajos consultados, que recogen los conocimientos que se tienen sobre la estructura de la corteza y manto superior en la zona estable de la península, son, por orden cronológico, los de Payo (1964, 1965 y 1970), Payo y Ruiz de la Parte (1974) y Sierra (1980). Y para el caso de la zona atlántica son, por el mismo orden, los de Bravo y Udías (1974), Payo y Ruiz de la Parte (1974), Pérez et al. (1978) y Marillier y Mueller (1982).

De estos trabajos se deduce esencialmente que la estructura de la Península Ibérica es de tipo continental con una corteza de unos 30 km de espesor y un canal de baja velocidad en la astenosfera situado a unos 80 km y de 100 km de espesor. En cuanto a la zona atlántica al oeste de la península, se encuentra una estructura oceánica clara, con una corteza basáltica de 5 km de espesor y un significativo canal de baja velocidad en la astenosfera de 100 km de potencia. Ambas estructuras se pueden modelar con estratificación plano-horizontal. A partir de las contribuciones citadas se han obtenido las distribuciones de densidad y de velocidad de las ondas S frente a la profundidad mostradas en las figuras 1 y 2, respectivamente.

Teniendo en cuenta el hecho de que los modelos van a ser analizados por el método de los elementos finitos, se debe tener la precaución de fijar la profundidad de cada modelo adecuadamente: ésta debe ser de seis a ocho veces la longitud de la onda que se propaga por el mismo (Lysmer y Kuhlemeyer, 1973; Shipley et al., 1977). Con ello se consigue que las amplitudes de los modos Love superiores se distorsionen lo menos posible. Por otro lado, la longitud de una onda, en un medio dado, depende del período de la misma y como se va a realizar un barrido de períodos evidentemente las profundidades aconsejadas variarán. Con objeto de hacer viable el proceso de cálculo se han escogido para el caso más general cuatro profundidades distintas. En la tabla 1 se indican los períodos de las ondas que van a ser analizados y las profundidades de los modelos que se han utilizado para ello.

Tabla 1

Períodos analizados y profundidades utilizadas

profundidad (km)	períodos(s)										
370	4	5	6	7.25	8.5	9.75	11	12.5	14	15.5	17 19
735	15.5	19	21	23	25	27.5	30	32.5	35		
1120	30	35	40	45	50						
1625	45	50	55	60							

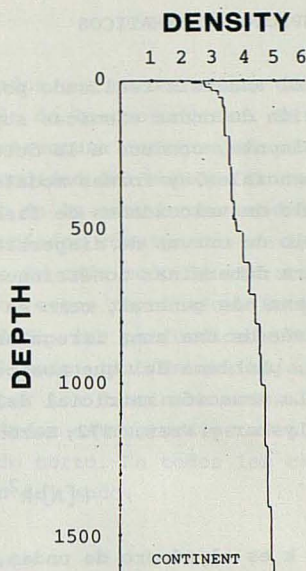
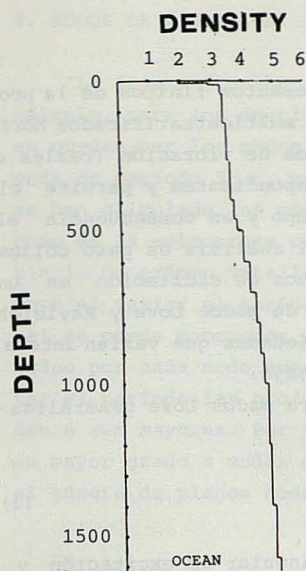


Fig. 1. Modelos de corteza y manto superior considerados en este estudio. Densidad frente a profundidad en los dominios oceánico y continental. Datos en g/cm^3 y km, respectivamente.

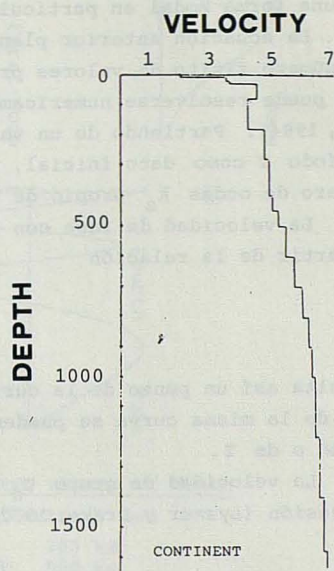
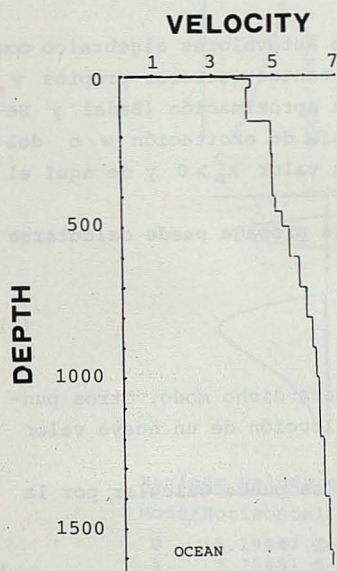


Fig. 2. Modelos de corteza y manto superior considerados en este estudio. Velocidad de la onda S frente a profundidad en los dominios oceánico y continental. Datos en km/s y km, respectivamente.

3. ASPECTOS MATEMATICOS

El análisis realizado por el método de los elementos finitos de la propagación de ondas sísmicas superficiales en medios multiestratificados horizontalmente, conduce a la determinación de los modos de vibración (reales o exponenciales) y formas modales (amplitudes) correspondientes y permite el cálculo de velocidades de fase y velocidades de grupo y en consecuencia el cálculo de curvas de dispersión de velocidades. Tal análisis es paso obligado para determinar condiciones de contorno y términos de excitación en un problema más general, como es el de la propagación de modos Love y Rayleigh a través de una zona irregular, en medios con propiedades que varían lateralmente; problema del que nos ocuparemos en otro trabajo.

La ecuación matricial del movimiento libre para modos Love generalizados (Lysmer y Waas, 1972; Serón, 1984) es

$$([A] k^2 + [G] - w^2 [M]) \{v\} = \{0\} \quad (1)$$

donde k es el número de ondas, w es la frecuencia angular de excitación y $[A]$, $[G]$, $[M]$ son matrices de elementos reales, simétricas y en banda. Las matrices $[A]$ y $[G]$ están relacionadas con la rigidez de la estructura y son conocidas como matrices de rigidez. La matriz $[M]$ es la matriz de masa y es de elementos reales porque la densidad de masa es real. El vector $\{v\}$ define una forma modal en particular.

La ecuación anterior plantea un problema de autovalores algebraico con un número finito de valores propios k_s^2 y otros tantos vectores propios v_s , que puede resolverse numericamente con excelente aproximación (Badal y Serón, 1984). Partiendo de un valor de la frecuencia de excitación w o del período T como dato inicial, puede obtenerse un valor $k_s^2 > 0$ y de aquí el número de ondas k_s propio de un modo real.

La velocidad de fase con la que este modo se propaga puede calcularse a partir de la relación

$$c_s = \frac{w}{k_s} \quad (2)$$

Resulta así un punto de la curva de dispersión para dicho modo. Otros puntos de la misma curva se pueden obtener previa elección de un nuevo valor de w o de T .

La velocidad de grupo U_s para un modo real se puede calcular por la expresión (Lysmer y Drake, 1972)

$$U_s = \frac{dw}{dk} = \frac{k_s / w}{\{v\}_s^T [M] \{v\}_s} \quad (3)$$

Como $[M]$ es definida positiva, U_s siempre tiene el mismo signo que la velocidad de fase.

4. MODOS DE VIBRACION

La figura 3 es un ejemplo de los resultados que se obtienen, tras el cálculo, para los desplazamientos como función de la profundidad. En ella se pueden ver los modos de vibración de la estructura continental para la onda de período 55 s, siendo 1625 km la profundidad del modelo. De hecho, se han calculado los modos de vibración tanto de la estructura oceánica como de la estructura continental para los períodos consignados en la tabla 1. Un examen detallado del comportamiento de cada modo de vibración Love al variar el período puede efectuarse con estos resultados. En general se puede comprobar que, para un período dado, las profundidades alcanzadas por cada modo aumentan con el orden del modo; también que al aumentar el período las profundidades alcanzadas por los distintos modos tienden a ser mayores. Por tanto, las irregularidades estructurales afectarán en mayor grado a modos de orden bajo y período corto. En todos los casos el número de planos nodales es igual al orden del modo.

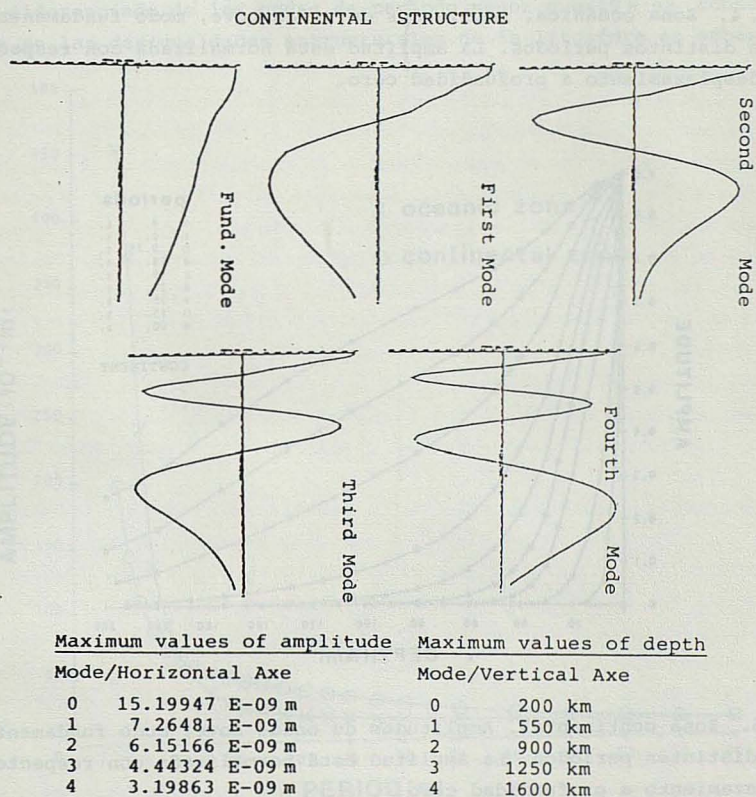


Fig. 3. Variación del desplazamiento con la profundidad en la estructura continental, para los cinco primeros modos Love y para la onda de período 55 s. La profundidad del modelo considerado es 1625 kilómetros.

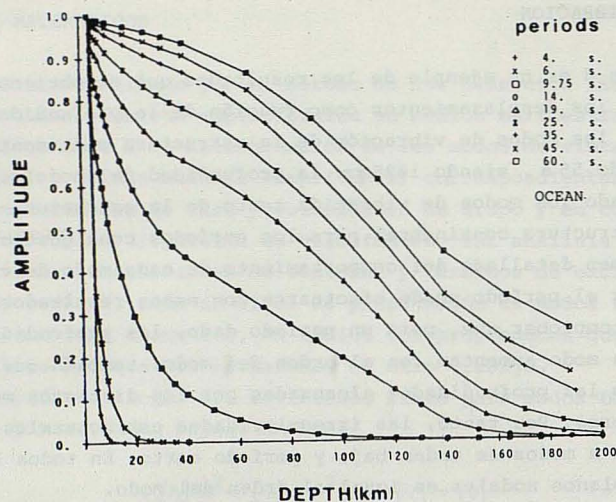


Fig. 4. Zona oceánica. Amplitudes de ondas Love, modo fundamental, para distintos períodos. La amplitud está normalizada con respecto al desplazamiento a profundidad cero.

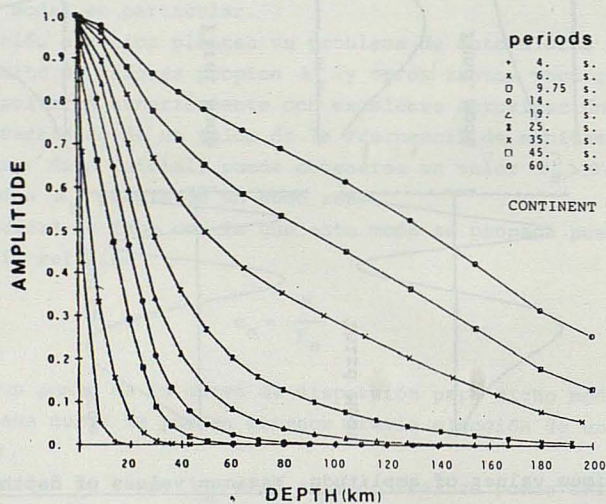


Fig. 5. Zona continental. Amplitudes de ondas Love, modo fundamental, para distintos períodos. La amplitud está normalizada con respecto al desplazamiento a profundidad cero.

Por lo que respecta a los modos fundamentales, las figuras 4 y 5 muestran las amplitudes de los modos Love normalizadas con respecto al desplazamiento a profundidad cero y calculadas para la zona oceánica y la zona continental, respectivamente, para los mismos nueve períodos, elegidos de entre los analizados en el intervalo 4-60 s. Con objeto de facilitar todavía más la comparación, la figura 6 representa las amplitudes superficiales (máximas) alcanzadas por estos modos en cada zona.

La observación atenta de esta última figura permite inferir las siguientes conclusiones. Las desigualdades físicas entre los modelos oceánico y continental analizados son más acusadas en los primeros 150 km de corteza y manto superior; por consiguiente, aquellas ondas superficiales que solo alcanzan profundidades de este orden tendrán un comportamiento distinto al atravesar cada zona. En efecto; esto se refleja en la conducta dispar de las ondas de período mayor que 40 s y de las ondas de período menor, lo que es consecuencia, principalmente, de las características físicas y geométricas de la astenosfera en el dominio oceánico frente a las de esta misma capa en el dominio continental. Por otra parte, el comportamiento diferenciado de las ondas de período menor que 10 s es consecuencia directa de las desigualdades estructurales de la litosfera en ambas zonas.

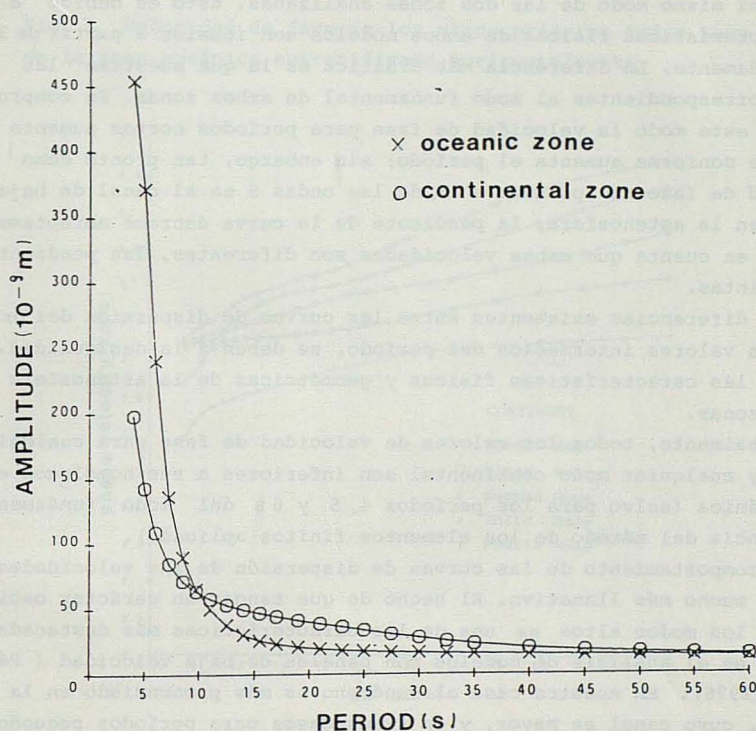


Fig. 6. Amplitudes máximas del modo Love fundamental en el intervalo 4-60 s con relación a los modelos estructurales considerados.

Las figuras 4 y 5 apuntan claramente la necesidad de aumentar la profundidad del modelo de estructura considerado a medida que se incrementa el período analizado, con objeto de evitar la distorsión de los modos superiores, que siempre alcanzan profundidades mayores. En particular, este fenómeno de distorsión se aprecia en los resultados obtenidos respecto de las velocidades de fase y de grupo y calculados para los períodos 15.5, 19, 30, 35, 45 y 50 s, fijando la profundidad del modelo a dos niveles distintos en cada caso (tablas 2, 3, 4 y 5).

5. VELOCIDADES DE FASE Y VELOCIDADES DE GRUPO

En las figuras 7 y 8 se muestran las curvas de dispersión de las velocidades de fase para el modo fundamental y los cuatro modos superiores de las zonas oceánica y continental, respectivamente. En las figuras 9 y 10 se muestran las curvas de dispersión de las velocidades de grupo para el modo fundamental y los tres modos superiores.

En lo que se refiere al comportamiento de las curvas de dispersión de las velocidades de fase para períodos grandes, se comprueba que varían suavemente y tienden a alcanzar los mismos valores cuando se comparan las curvas del mismo modo de las dos zonas analizadas. Esto es debido a que las características físicas de ambos modelos son iguales a partir de 300 km aproximadamente. La diferencia más drástica es la que muestran las dos curvas correspondientes al modo fundamental de ambas zonas. Se comprueba que para este modo la velocidad de fase para períodos cortos aumenta rápidamente conforme aumenta el período; sin embargo, tan pronto como la velocidad de fase se aproxima a la de las ondas S en el canal de baja velocidad en la astenosfera, la pendiente de la curva decrece abruptamente. Teniendo en cuenta que ambas velocidades son diferentes, las pendientes son distintas.

Las diferencias existentes entre las curvas de dispersión del primer modo para valores intermedios del período, se deben a la desigualdad existente en las características físicas y geométricas de la astenosfera en las dos zonas.

Globalmente, todos los valores de velocidad de fase para cualquier período y cualquier modo continental son inferiores a sus homólogos en la zona oceánica (salvo para los períodos 4, 5 y 6 s del modo fundamental, consecuencia del método de los elementos finitos aplicado).

El comportamiento de las curvas de dispersión de las velocidades de grupo es mucho más llamativo. El hecho de que tengan un carácter oscilatorio para los modos altos es una de las características más destacadas que aparecen en el análisis de modelos con canales de baja velocidad (Péc y Novotny, 1976). En nuestro caso el fenómeno es más pronunciado en la zona oceánica, cuyo canal es mayor, y en ambos casos para períodos pequeños, debido a que se propagan de lleno por esta zona. Otro hecho mucho más interesante es que las velocidades de grupo para los modos fundamental y primero de la zona oceánica son muy próximas para los períodos comprendidos entre

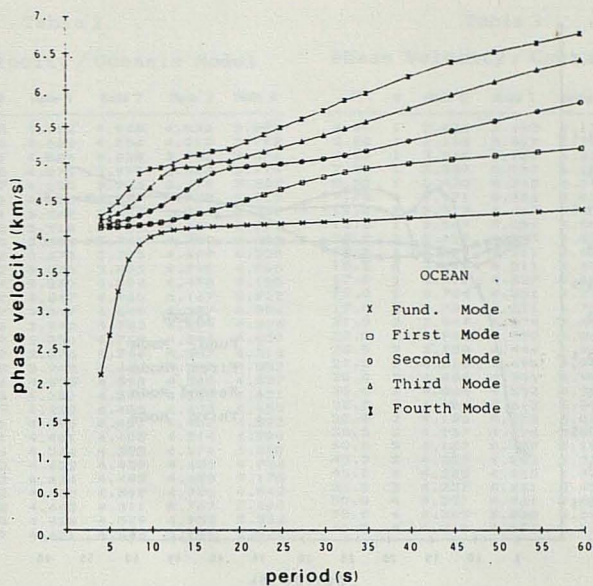


Fig. 7. Velocidad de fase de los cinco primeros modos Love en la zona oceánica estratificada horizontalmente.

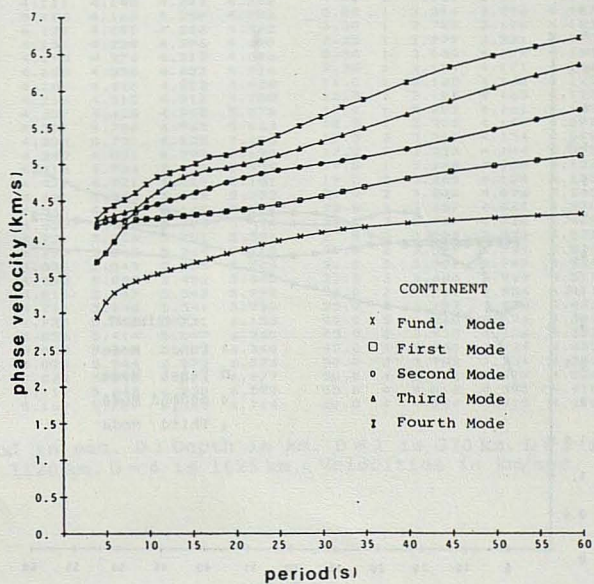


Fig. 8. Velocidad de fase de los cinco primeros modos Love en la zona continental estratificada horizontalmente.

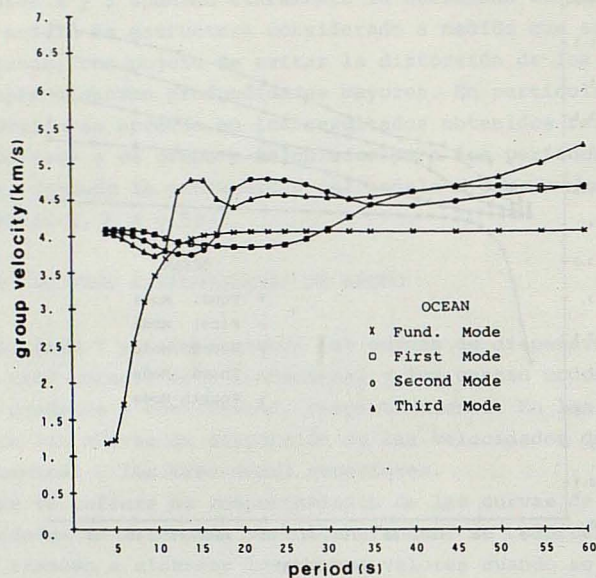


Fig. 9. Velocidad de grupo de los cuatro primeros modos Love en la zona oceánica estratificada horizontalmente.

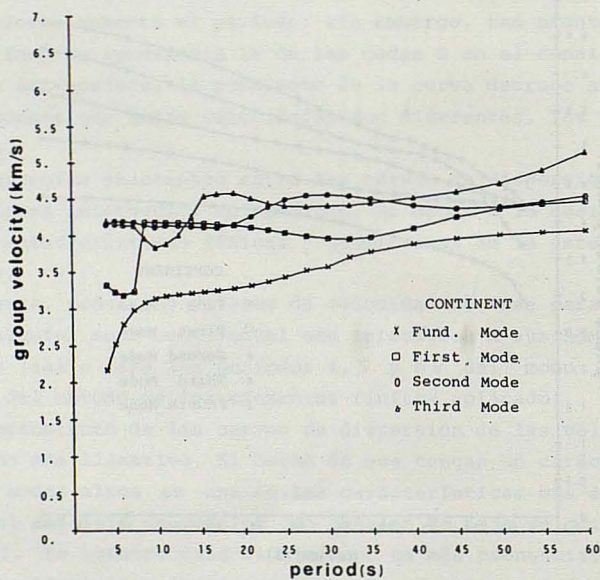


Fig. 10. Velocidad de grupo de los cuatro primeros modos Love en la zona continental estratificada horizontalmente.

Tabla 2

Phase Velocity / Oceanic Model

P	D	Mode 0	Mode 1	Mode 2	Mode 3	Mode 4
4.00	1	1.173	4.092	4.068	4.033	3.884
5.00	1	1.215	4.088	4.056	4.010	3.992
6.00	1	1.701	4.084	4.038	3.962	3.826
7.25	1	2.530	4.075	3.999	3.873	3.714
8.50	1	3.097	4.055	3.938	3.779	3.635
9.75	1	3.453	4.018	3.867	3.722	3.615
11.0	1	3.691	3.967	3.804	3.794	3.749
12.5	1	3.868	3.916	3.752	4.607	4.277
14.0	1	3.958	3.888	3.739	4.758	4.409
15.5	1	4.002	3.873	3.795	4.699	4.358
15.5	2	4.002	3.872	3.805	4.798	4.500
17.0	1	4.024	3.860	4.004	4.498	4.195
19.0	1	4.039	3.847	4.460	4.167	3.922
19.0	2	4.039	3.847	4.640	4.387	4.394
21.0	2	4.046	3.842	4.763	4.494	4.394
23.0	2	4.049	3.850	4.769	4.544	4.459
25.0	2	4.049	3.876	4.746	4.547	4.518
27.5	2	4.048	3.948	4.686	4.527	4.557
30.0	2	4.044	4.073	4.590	4.505	4.537
30.0	3	4.044	4.081	4.589	4.509	4.621
32.5	2	4.044	4.238	4.480	4.490	4.452
35.0	2	4.041	4.395	4.401	4.481	4.322
35.0	3	4.041	4.401	4.403	4.514	4.700
40.0	3	4.036	4.576	4.383	4.574	4.810
45.0	3	4.033	4.632	4.439	4.650	4.936
45.0	4	4.033	4.636	4.443	4.653	5.175
50.0	3	4.032	4.643	4.509	4.740	4.842
50.0	4	4.032	4.645	4.511	4.767	5.466
55.0	4	4.033	4.633	4.579	4.952	5.366
60.0	4	4.037	4.621	4.645	5.191	5.421

Tabla 3

Phase Velocity / Continental Model

P	D	Mode 0	Mode 1	Mode 2	Mode 3	Mode 4
4.00	1	2.935	3.683	4.151	4.212	4.251
5.00	1	3.142	3.802	4.218	4.275	4.375
6.00	1	3.265	3.951	4.225	4.303	4.435
7.25	1	3.357	4.157	4.235	4.341	4.513
8.50	1	3.420	4.245	4.342	4.388	4.603
9.75	1	3.471	4.256	4.411	4.504	4.718
11.0	1	3.517	4.267	4.452	4.615	4.816
12.5	1	3.569	4.281	4.501	4.728	4.871
14.0	1	3.620	4.295	4.552	4.817	4.936
15.5	1	3.670	4.311	4.606	4.872	5.034
15.5	2	3.671	4.311	4.608	4.864	5.008
17.0	1	3.719	4.327	4.652	4.915	5.149
19.0	1	3.784	4.351	4.738	4.981	5.322
19.0	2	3.786	4.351	4.739	4.938	5.108
21.0	2	3.847	4.378	4.807	4.985	5.189
23.0	2	3.905	4.409	4.861	5.043	5.282
25.0	2	3.958	4.444	4.903	5.108	5.382
27.5	2	4.016	4.495	4.947	5.195	5.509
30.0	2	4.064	4.551	4.989	5.285	5.633
30.0	3	4.064	4.552	4.990	5.286	5.632
32.5	2	4.104	4.612	5.032	5.377	5.762
35.0	2	4.136	4.673	5.079	5.472	5.907
35.0	3	4.137	4.674	5.079	5.471	5.865
40.0	3	4.187	4.787	5.189	5.658	6.098
45.0	3	4.225	4.882	5.317	5.842	6.317
45.0	4	4.225	4.883	5.316	5.844	6.305
50.0	3	4.257	4.961	5.453	6.022	6.537
50.0	4	4.257	4.961	5.453	6.023	6.455
55.0	4	4.285	5.030	5.589	6.189	6.574
60.0	4	4.310	5.096	5.721	6.332	6.695

Tabla 4

Group Velocity / Oceanic Model

P	D	Mode 0	Mode 1	Mode 2	Mode 3	Mode 4
4.00	1	2.114	4.111	4.145	4.203	4.262
5.00	1	2.653	4.116	4.166	4.250	4.353
6.00	1	3.240	4.122	4.191	4.306	4.462
7.25	1	3.671	4.131	4.228	4.396	4.640
8.50	1	3.874	4.143	4.276	4.512	4.846
9.75	1	3.981	4.158	4.336	4.652	4.914
11.0	1	4.040	4.180	4.410	4.802	4.928
12.5	1	4.078	4.216	4.513	4.916	4.988
14.0	1	4.098	4.257	4.628	4.940	5.078
15.5	1	4.111	4.301	4.746	4.963	5.163
15.5	2	4.111	4.302	4.751	4.932	5.105
17.0	1	4.121	4.349	4.851	4.999	5.190
19.0	1	4.131	4.416	4.936	5.094	5.459
19.0	2	4.131	4.417	4.921	5.014	5.181
21.0	2	4.141	4.487	4.943	5.084	5.282
23.0	2	4.150	4.560	4.960	5.144	5.381
25.0	2	4.159	4.633	4.978	5.204	5.476
27.5	2	4.170	4.721	5.006	5.281	5.591
30.0	2	4.182	4.799	5.042	5.364	5.710
30.0	3	4.182	4.801	5.043	5.365	5.704
32.5	2	4.194	4.862	5.089	5.452	5.840
35.0	2	4.206	4.910	5.147	5.543	5.992
35.0	3	4.206	4.911	5.148	5.541	5.930
40.0	3	4.231	4.976	5.280	5.721	6.153
45.0	3	4.257	5.026	5.414	5.899	6.360
45.0	4	4.258	5.025	5.414	5.901	6.340
50.0	3	4.284	5.073	5.544	6.073	6.576
50.0	4	4.284	5.072	5.543	6.073	6.477
55.0	4	4.311	5.119	5.668	6.230	6.592
60.0	4	4.338	5.169	5.789	6.363	6.714

Tabla 5

Group Velocity / Continental Model

P	D	Mode 0	Mode 1	Mode 2	Mode 3	Mode 4
4.00	1	2.160	3.317	4.143	4.190	4.162
5.00	1	2.514	3.226	4.187	4.148	4.099
6.00	1	2.783	3.178	4.183	4.136	4.096
7.25	1	2.979	3.231	4.177	4.121	4.087
8.50	1	3.080	4.174	4.135	3.949	3.999
9.75	1	3.134	4.171	4.102	3.825	3.934
11.0	1	3.145	4.168	4.125	3.874	4.311
12.5	1	3.187	4.165	4.122	3.994	4.484
14.0	1	3.203	4.161	4.109	4.244	4.263
15.5	1	3.218	4.154	4.097	4.443	4.113
15.5	2	3.218	4.154	4.099	4.522	4.277
17.0	1	3.235	4.144	4.095	4.461	4.072
19.0	1	3.244	4.124	4.126	4.359	3.978
19.0	2	3.265	4.124	4.138	4.563	4.485
21.0	2	3.305	4.096	4.240	4.490	4.414
23.0	2	3.357	4.060	4.370	4.417	4.356
25.0	2	3.419	4.020	4.468	4.383	4.351
27.5	2	3.507	3.972	4.525	4.374	4.406
30.0	2	3.599	3.939	4.533	4.377	4.450
30.0	3	3.599	3.940	4.534	4.382	4.500
32.5	2	3.684	3.933	4.511	4.385	4.419
35.0	2	3.758	3.956	4.471	4.394	4.315
35.0	3	3.759	3.958	4.473	4.414	4.583
40.0	3	3.848	4.074	4.380	4.483	4.692
45.0	3	3.937	4.216	4.333	4.562	4.851
45.0	4	3.938	4.224	4.335	4.563	5.038
50.0	3	3.982	4.321	4.353	4.650	4.307
50.0	4	3.982	4.327	4.356	4.648	5.387
55.0	4	4.012	4.390	4.418	4.848	5.512
60.0	4	4.034	4.425	4.498	5.090	5.418

T: Period in sec. D: Depth in km. D=1 is 370 km. D=2 is 735 km.
D=3 is 1120 km. D=4 is 1625 km. Velocities in km/sec.

12.5 y 30 s. De hecho, la velocidad de grupo del modo fundamental es ligeramente mayor que la del modo primero. Boore(1969) ha mostrado que terremotos con fuentes situadas a unos 100 km bajo el océano pueden generar considerable energía en ondas del primer modo. En nuestro caso, los dos tipos de ondas (fundamental y primero) producidas en un posible terremoto llegarán al continente aproximadamente al mismo tiempo. Por tanto, medidas de la velocidad de fase de ondas oceánicas con el modo fundamental sufrirán interferencias debidas a la contaminación por ondas del primer modo. Este fenómeno ha sido observado por Thatcher y Brune(1969) y por Drake(1973).

En los cálculos de las velocidades de fase y de grupo se puede comprobar el efecto de distorsión producido en los modos superiores si no se aumenta gradualmente la profundidad del modelo al ir aumentando el período que se analiza. En particular, se pueden comparar los valores de las velocidades, tanto oceánicas como continentales, para los períodos 15.5, 19, 30, 35, 45 y 50 s (tablas 2, 3, 4 y 5).

6. CONCLUSIONES

Se ha procedido al estudio de la propagación de modos Love a través de medios homogéneos lateralmente, mediante aproximación semidiscreta por elementos finitos. Con el fin de lograr resultados numéricos, distintos modelos de corteza y manto superior, basados en datos experimentales sobre estructuras oceánica y continental típicas, han sido considerados. Se han obtenido los modos normales de vibración correspondientes, así como las curvas de dispersión de las velocidades de fase y de grupo referidas a los períodos comprendidos entre 4 y 60 segundos.

Los rasgos físicos y geométricos del manto superior y de la corteza en los dominios oceánico y continental son determinantes en el comportamiento de los modos Love fundamentales y muy especialmente de sus velocidades de fase y de grupo en el intervalo 10 - 40 segundos.

Entre otros resultados, merece destacarse un curioso efecto de contaminación modal para períodos comprendidos entre 12.5 y 30 s, por el que cabe esperar que el modo Love primero oceánico se solape con el modo Love fundamental, con el consiguiente trasvase de energía de uno a otro.

REFERENCIAS

- BADAL, J.; F.J. SERON, 1984. Un análisis numérico eficiente sobre dispersión de ondas Love. Rev. de Geofísica, 40, 181-190.
- BADAL, J.; F.J. SERON, 1985. Sobre el movimiento de estructuras terrestres complejas al paso de ondas Love. Rev. de Geofísica, 41,
- BECKER, E.B., 1981. Finite elements. An introduction. Prentice Hall. Englewoods Cliffs. New Jersey.
- Ben-MENAHEN, A.; S.J. SINGH, 1981. Seismic Waves and Sources. Springer-Verlag. New York.

- BOORE, D.M., 1969. Effect of higher mode contamination on measured Love wave phase velocities. *J. Geophys. Res.*, 74, 6612-6616.
- BRAVO, C.; A. UDIAS, 1974. Rayleigh wave group velocity dispersion in North Atlantic Region. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 37, 297-304.
- CAREY, G.F.; J.T. ODEN, 1983. Finite elements. A second course. Prentice Hall. Englewoods Cliffs. New Jersey.
- CIARLET, P.G., 1978. The finite element method for elliptic problems. North Holland Publishing Company.
- DRAKE, L.A., 1973. Rayleigh and Love waves in the Tasman Basin. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, 16, 997-1007.
- LYSMER, J.; L.A. DRAKE, 1972. A Finite Element Method for Seismology. *Methods in Computational Physics*, Vol. 11, 181-216.
- LYSMER, J.; R.L. KUHLEMEYER, 1973. Finite element accuracy for wave propagation problems (technical note). *J. Soil Mech. Found. Div., ASCE*, 99, 421-427.
- LYSMER, J.; E. WAAS, 1972. Shear waves in plane infinite structures. *J. Eng. Mech. Div., ASCE*, Vol. 98, No. EM1, 85-105.
- MARILLIER, F.; St. MUELLER, 1982. Structure of the upper mantle in the North-eastern Atlantic close to the Azores-Gibraltar ridge from surface-wave and body-wave observations. *Tectonophysics*, 90, 195-213.
- ODEN, J.T., 1973. Finite element applications in mathematical physics. Academic Press. New York.
- PAYO, G., 1964. Crustal phases across the Iberian Peninsula region. *Annali di Geofisica*, XVII, 523-545.
- PAYO, G., 1965. Iberian Peninsula crustal structure from surface wave dispersion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 55, 727-743.
- PAYO, G., 1970. Structure of the crust and upper mantle in the Iberian Shield by means of a long period triangular array. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 20, 493-508.
- PAYO, G.; E. RUIZ DE LA PARTE, 1974. Dispersion of surface waves in the Iberian Peninsula and the adjacent Atlantic and Mediterranean areas. *Geofísica Internacional*, 14, 89-102.
- PĚC, K.; O. NOVOTNY, 1976. Dispersion and amplitudes of Love waves of some models of the Earth's crust and mantle. *Studia geoph. et geod.*, 20, 10-37.
- PEREZ, J.A.; G. PAYO; E. RUIZ DE LA PARTE, 1978. Estructura de la Península Ibérica y zonas adyacentes por medio de la dispersión de ondas superficiales producidas por terremotos próximos. Parte I: Trayectoria de San Vicente y Argelia. *Rev. de Geofísica*, XXXVII, 2, 132-144.
- SERON, F.J., 1984. Resolución de problemas sismológicos bidimensionales mediante aproximación por elementos finitos. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza.

SHIPLEY, S.A.; H.G. LEISTNER; R.E. JONES, 1977. Elastic wave propagation. A comparison between finite element prediction and exact solution. Proceedings international symposium on wave propagation and dynamic properties of the Earth, 509-519. University at New Mexico Press, Albuquerque.

SIERRA, J., 1980. Nuevas técnicas de análisis de trenes de ondas dispersadas y su aplicación a ondas superficiales de sismos de la Península Ibérica.

THATCHER, W.; J.N. BRUNE, 1969. Higher mode interface and observed anomalous apparent Love wave phase velocities. J. Geophys. Res., 74, 6603-6611.

ZIENKIEWICZ, O.C., 1980. El método de los elementos finitos. Reverté. Barcelona.

CONFORMATIONAL EQUILIBRIUM IN 1,2-DIBROMOETHANE

M.C. MORÓN, P. PEREZ, F.M. ROYO, M. GRACIA, C. GUTIERREZ

Departamento de Química Física. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. (España).

Static permittivities of 1,2-dibromoethane + n-hexane, + 2,2-dimethylbutane, + tetrachloromethane, and + n-hexadecane, between 288.15 and 318.15 K (298.15 K for the latter) at intervals of 10 K, were measured. The equilibrium constants for the conformational equilibrium at the four indicated temperatures were calculated, covering the whole range of mole fraction. Application of the van't Hoff equation leads to an estimation of the conformational enthalpy.

1. Introduction

Internal rotation has deserved special attention^(1,2) not only because it is a very extended effect, but also because of the influence of molecular conformation on the chemical behaviour. However, our concern in this effect refers now to its influence on the thermodynamic behaviour of mixtures containing a rotationally active component, then recent studies on binary mixtures containing 1,2-dibromoethane (DBE)⁽³⁾ or 1,2-dichloroethane^(4,5) have made clear the influence of the conformational equilibrium in both cases.

In this paper, static permittivity measurements on DBE + n-hexane, + 2,2-dimethylbutane (DMB), + tetrachloromethane, and + n-hexadecane, between 288.15 K and 318.15 K (298.15 K and 328.15 K for DBE + n-hexadecane), at intervals of 10 K, are reported.

2. Experimental

a) Dielectric measurements

Static permittivity measurements were made with a W.T.W. DM01 dipolmeter working by the beat heterodyne method at 2 MHz. The experimental range of dielectric constants was covered using a thermostatted DFL 2 cell ($C_0=12.96$ pF).

b) Liquids

n-Hexane (better than 99.5 moles per cent), 2,2-dimethylbutane (better

than 99 moles per cent), and n-hexadecane (better than 98 moles per cent) were Fluka products; tetrachloromethane (better than 99.8 moles per cent), and 1,2-dibromoethane (better than 99 moles per cent) were Merck. All the liquids were kept on activated molecular sieve (4 Å) before use.

TABLE I

Compound	T/K	$d/g \cdot cm^{-3}$		ϵ	
		Exp.	Ref. (6)	Exp.	Ref. (7)
$1,2-C_2H_4Br_2$	288.15	2.1906	2.1911	4.844	4.84
	298.15	2.1697	2.1700	4.786	4.78
	308.15	2.1486	--	4.726	4.72
	318.15	2.1273	--	4.665	4.66
	328.15	2.1066	--	4.604	4.60
$n-C_6H_{14}$	288.15	0.6642	0.66380	1.903	1.898
	298.15	0.6551	0.65481	1.888	1.882
	308.15	0.6461	--	1.870	1.867
	318.15	0.6367	--	1.853	1.851
$(CH_3)_3CCH_2CH_3$	288.15	0.6542	0.6541	1.884	--
	298.15	0.6447	0.64422	1.863	--
	308.15	0.6352	--	1.839	--
	318.15	0.6252	--	1.822	--
$n-C_{16}H_{34}$	298.15	0.7701	0.7703	2.045	--
	308.15	0.7632	--	2.042	--
	318.15	0.7563	--	2.031	--
	328.15	0.7497	--	2.017	--
CCl_4	288.15	1.6039	1.60370	2.258	2.248
	298.15	1.5847	1.58437	2.237	2.228
	308.15	1.5650	1.56478	2.218	2.208
	318.15	1.5453	--	2.202	2.188

In Table I, density measurements by a pycnometric method and the dielectric constants of the pure liquids, at the indicated temperatures, are given, together with the data taken from the literature, for comparison.

3. Results and Discussion

In Table II, static measurements at the four above mentioned temperatures, in the whole range of mole fraction, are set out, along with the dipole moments obtained from the Kirkwood-Fröhlich equation extended to mixtures (Böttcher⁽⁸⁾):

$$\langle \mu^2 \rangle = \frac{9kT(2\epsilon + \epsilon_\infty)^2}{4\pi N_A x_p (\epsilon_\infty + 2)^2 (2\epsilon + 1)} \times$$

$$\frac{V_m(\epsilon - 1)}{\epsilon} - \frac{3x_0 M_0 (\epsilon_0 - 1)}{(2\epsilon + \epsilon_0) d_0}$$

$$- \frac{3x_p M_p (\epsilon_\infty - 1)}{(2\epsilon + \epsilon_\infty) d_p} \quad (1)$$

V_m is the molar volume of the mixture, and subscripts 0 and p stand for non-polar and polar components, respectively; ϵ is the permittivity of the mixture, and the value ϵ_∞ is obtained from the Clausius-Mosotti equation assuming that atomic polarization is about 10 per cent of the electronic one, that is:

$$\frac{\epsilon_\infty - 1}{\epsilon_\infty + 2} = 1.1 \frac{n_D^2 - 1}{n_D^2 + 2} \quad (2)$$

where n_D is the refractive index of DBE measured with the D line of sodium; these values were taken from ref (3).

The dipole moment calculated from equation (1) is an average value which

TABLE II

x_2	288.15 K		298.15 K		308.15 K		318.15 K	
	ϵ	$\langle \mu^2 \rangle^{1/2} / D$	ϵ	$\langle \mu^2 \rangle^{1/2} / D$	ϵ	$\langle \mu^2 \rangle^{1/2} / D$	ϵ	$\langle \mu^2 \rangle^{1/2} / D$
$n\text{-C}_6\text{H}_{14}$ (1) + 1,2- $\text{C}_2\text{H}_4\text{Br}_2$ (2)								
0.0964	1.999	0.770	1.988	0.819	1.969	0.846	1.951	0.866
0.1967	2.122	0.803	2.108	0.831	2.092	0.865	2.078	0.902
0.2977	2.272	0.831	2.258	0.859	2.244	0.894	2.230	0.926
0.3994	2.459	0.862	2.442	0.887	2.430	0.921	2.412	0.947
0.5022	2.689	0.891	2.668	0.914	2.655	0.945	2.637	0.972
0.6016	2.946	0.911	2.935	0.941	2.921	0.970	2.904	0.998
0.7016	2.289	0.946	3.263	0.969	3.240	0.994	3.224	1.022
0.8005	3.700	0.979	3.677	1.004	3.655	1.031	3.632	1.057
0.8962	4.179	1.009	4.157	1.036	4.124	1.060	4.090	1.084
$(\text{CH}_3)_3\text{CCH}_2\text{CH}_3$ (1) + 1,2- $\text{C}_2\text{H}_4\text{Br}_2$ (2)								
0.0951	1.982	0.798	1.963	0.839	1.940	0.877	1.927	0.928
0.2025	2.116	0.823	2.095	0.851	2.073	0.885	2.065	0.937
0.3009	2.267	0.851	2.251	0.886	2.232	0.923	2.217	0.954
0.4036	2.468	0.888	2.445	0.913	2.432	0.953	2.426	0.994
0.5057	2.698	0.910	2.671	0.932	2.664	0.973	2.655	1.008
0.6049	2.977	0.936	2.946	0.958	2.932	0.991	2.921	1.023
0.7013	3.295	0.957	3.271	0.984	3.258	1.016	3.246	1.047
0.8037	3.720	0.987	3.683	1.009	3.666	1.038	3.639	1.063
0.9033	4.245	1.021	4.187	1.039	4.152	1.063	4.117	1.087
CCl_4 (1) + 1,2- $\text{C}_2\text{H}_4\text{Br}_2$ (2)								
0.0902	2.377	0.845	2.357	0.875	2.338	0.900	2.317	0.904
0.2002	2.545	0.870	2.525	0.895	2.505	0.919	2.485	0.939
0.3024	2.725	0.890	2.707	0.919	2.685	0.942	2.670	0.970
0.4014	2.929	0.915	2.902	0.936	2.878	0.958	2.858	0.982
0.5064	3.163	0.932	3.147	0.961	3.123	0.985	3.102	1.009
0.5988	3.409	0.955	3.381	0.978	3.355	1.002	3.329	1.024
0.6976	3.700	0.977	3.665	0.999	3.627	1.019	3.605	1.044
0.8010	4.046	1.001	4.008	1.023	3.973	1.046	3.945	1.070
0.9017	4.428	1.026	4.381	1.047	4.331	1.067	4.298	1.091
1.0000	4.844	1.050	4.786	1.070	4.726	1.089	4.665	1.108
$n\text{-C}_{16}\text{H}_{34}$ (1) + 1,2- $\text{C}_2\text{H}_4\text{Br}_2$ (2)								
298.15 K			308.15 K		318.15 K		328.15 K	
0.1044	2.098	0.750	2.086	0.794	2.075	0.831	2.063	0.871
0.1992	2.144	0.755	2.135	0.811	2.125	0.842	2.115	0.885
0.2940	2.200	0.763	2.194	0.816	2.185	0.849	2.175	0.885
0.4036	2.287	0.786	2.279	0.821	2.276	0.867	2.265	0.898
0.5041	2.409	0.831	2.401	0.865	2.384	0.882	2.379	0.920
0.6037	2.570	0.866	2.560	0.895	2.547	0.918	2.532	0.942
0.7021	2.786	0.893	2.784	0.927	2.768	0.950	2.750	0.972
0.8042	3.147	0.938	3.130	0.963	3.113	0.986	3.094	1.010
0.9043	3.740	0.995	3.717	1.019	3.684	1.039	3.652	1.060
1.0000	4.786	1.070	4.726	1.089	4.665	1.108	4.604	1.126

1 D = 3.33564×10^{-30} C.m

mixture, thus:

$$\langle \mu^2 \rangle = x_g \mu_g^2 + x_t \mu_t^2 \quad (3)$$

or, if $\mu_t = 0$:

$$\langle \mu^2 \rangle = x_g \mu_g^2 \quad (4)$$

To know x_g is necessary to have a theoretical value μ_g .

A molecule of DBE is formed by two CH_2Br groups (dipole moment $=\mu_0$) which can rotate about C-C bond. If α is the angle formed by each dipole with the rotation axis, and ϕ is the azimuthal angle determined by the two vectors μ_0 , the dipole moment is given by:

$$\mu(\phi) = 2\mu_0 \sin \alpha \cos \frac{\phi}{2} \quad (5)$$

With the values proposed by Abraham and Bretschneider⁽⁹⁾: ($\mu_0=1.87$ D, $\alpha=111^\circ$, and $\phi=70^\circ$ (gauche)), one obtains $\mu_g=2.86$ D. Using this result together with equation (4), then x_g and therefore the equilibrium constant $K=x_g/(1-x_g)$ for the experimental mole fractions, can be calculated. The values of K were fitted to a second order polynomial in the mole fraction of DBE of the type:

$$K = \sum_{i=0}^2 k_i x^i \quad (6)$$

The optimized values of k_i are shown in Table III, and in Figure 1 the equilibrium constants obtained directly from the experimental data, in a hydrocarbon solvent, are plotted together with the analytical curves.

The value of $\ln K$ at each mole fraction as a function of T was fitted by least squares to the integrated form of the Van't Hoff equation:

$$\ln K = - \frac{\Delta_{\text{conf}}^H}{RT} + \text{cte} \quad (7)$$

and in Table IV, the values thus obtained for Δ_{conf}^H are given.

Our results agree with those from the literature for DBE. Thus, from static permittivity measurements, Neckel and Volk⁽¹⁰⁾ have found $\mu=1.20$ D for pure DBE, while our experimental result is $\mu=1.07$ D. Using the statistical equilibrium constant (with $f_g=f_t$), the same authors have calculated

TABLE III

T/K	k_0	k_1	k_2
$n\text{-C}_6\text{H}_{14}$ (1) + 1,2-$\text{C}_2\text{H}_4\text{Br}_2$ (2)			
288.15	0.075	0.047	0.033
298.15	0.085	0.035	0.043
308.15	0.091	0.044	0.034
318.15	0.097	0.056	0.024
$(\text{CH}_3)_3\text{COCH}_2\text{CH}_3$ (1) + 1,2-$\text{C}_2\text{H}_4\text{Br}_2$ (2)			
288.15	0.092	0.046	0.018
298.15	0.099	0.045	0.019
308.15	0.105	0.048	0.016
318.15	0.106	0.071	-0.0002
$n\text{-C}_{16}\text{H}_{34}$ (1) + 1,2-$\text{C}_2\text{H}_4\text{Br}_2$ (2)			
298.15	0.077	-0.035	0.117
308.15	0.089	-0.042	0.118
318.15	0.099	-0.048	0.122
328.15	0.110	-0.057	0.126
CCl_4 (1) + 1,2-$\text{C}_2\text{H}_4\text{Br}_2$ (2)			
288.15	0.079	0.054	0.022
298.15	0.089	0.045	0.027
308.15	0.097	0.059	0.013
318.15	0.111	0.054	0.012

$\Delta E = 3.1 \text{ kJ}\cdot\text{mol}^{-1}$, which compares favourably with our $\Delta_{\text{conf}}H = 3.2 \text{ kJ}\cdot\text{mol}^{-1}$. Altona and Hageman⁽¹⁰⁾ carried out static permittivity measurements on very dilute solutions of DBE in tetrachloromethane and have obtained $\Delta G^\circ = 5.7 \text{ kJ}\cdot\text{mol}^{-1}$; with the highest dilution of DBE in the same solvent studied by us ($x_2 = 0.0902$) we have found $\Delta G^\circ = 5.7 \text{ kJ}\cdot\text{mol}^{-1}$. By X-ray diffraction studies on DBE, Wertz and Hicks⁽¹²⁾ arrive, however, to the conclusion that mole fraction of the gauche conformer becomes smaller with increasing temperature, which seems to be in contradiction with the static permittivity results.

In Figure 1, one can see that mole fraction of g-DBE increases with increasing DBE concentration, that is, with increasing polarity of medium; we may hence infer that g-DBE molecules are stabilized by forces of electric type. $\Delta_{\text{conf}}H$ increases whenever the solution becomes more dilute in DBE (Table IV). The difference between the rotamer energies in tetrachloromethane is smaller than in an inert solvent, probably due to the greater stabilizing effect of the former on the Br-atoms in the gauche conformer. In a hydrocarbon, $\Delta_{\text{conf}}H$ is sensitive to branching, then it is greater in DBE + DMB than in DBE + n-hexane. This latter effect might be related to the existence in n-hexadecane of a short-range

orientational order and the well established fact⁽¹³⁾ that globular molecules are more efficient order-breakers than the linear ones. Because of that, the relative energy (and, therefore, the conformational enthalpy) of g-DBE molecules should be greater in n-hexadecane than in n-hexane. On the other hand, a greater efficiency for order-breaking implies a higher contribution to the entropy of mixing, and in view of the constancy of K in n-hexadecane-rich mixtures (see Fig. 1)

TABLE IV

Values of $\Delta_{\text{conf}}H(\text{kJ}\cdot\text{mol}^{-1})$ for DBE in several solvents

x_{DBE}	n-C ₆ H ₁₄	(CH ₃) ₃ CCl ₂ CH ₃	CCl ₄	n-C ₁₆ H ₃₄
0.1	6.48	7.90	4.08	9.27
0.2	6.29	7.45	4.28	8.79
0.3	6.03	6.96	4.37	8.13
0.4	5.72	6.46	4.38	7.36
0.5	5.38	5.93	4.32	6.54
0.6	5.01	5.40	4.19	5.74
0.7	4.63	4.86	4.01	4.99
0.8	4.24	4.33	3.78	4.34
0.9	3.85	3.80	3.51	3.78

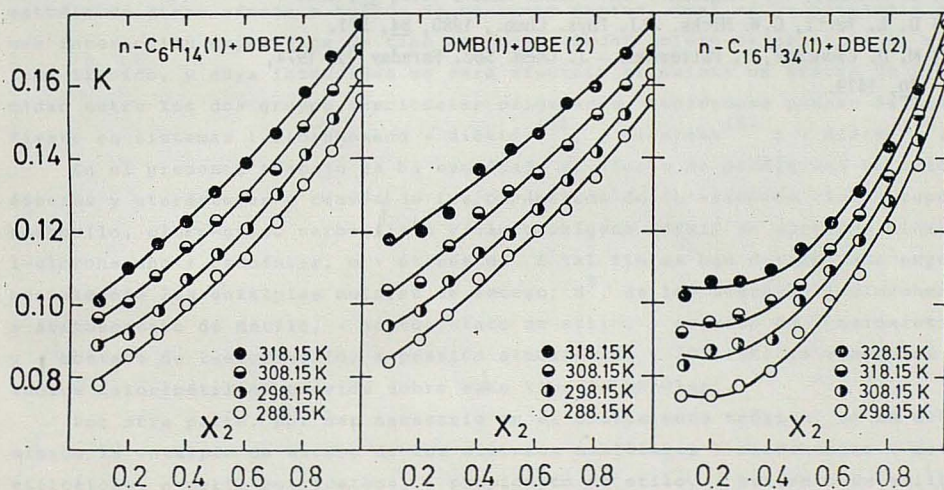


FIGURE 1. Variation of K against concentration in a hydrocarbon solvent.

we come to the conclusion that the influence of the entropy factor on conformational equilibrium balances the energetic one.

Acknowledgments

We gratefully thank for financial assistance of Comision Asesora de Investigación Científica y Técnica (Madrid).

References

- (1) S. Mizushima. - Structure of Molecules and Internal Rotation, Academic Press, New York, 1954.
- (2) W. J. Orville-Thomas. - Internal Rotation in Molecules, Wiley, New York, 1974.
- (3) P. Pérez, A. Florián, A. Lázaro, J. Valero, M. Gracia, C. Gutiérrez Losa. - Ber. Bunsenges. Phys. Chem., 1983, 87, 5.
- (4) I. Baños, J. Valero, M. Gracia, C. Gutiérrez Losa. - Ber. Bunsenges. Phys. Chem., 1983, 87, 866.
- (5) J. Valero, M. C. Bueno, P. Pérez, M. Gracia, C. Gutiérrez Losa. - J. Chem. Thermodynamics, 1984, 16, 711.
- (6) J. Timmermans. - Physico-Chemical Constants of Pure Organic Compounds, Elsevier, V. I, 1950, V. II, 1965.
- (7) Handbook for dipolometer, Type DM 01.
- (8) C. J. F. Böttcher. - Theory of Electric Polarization, 2^a Ed., Elsevier, Amsterdam, 1973.
- (9) R. J. Abraham, E. Bretschneider. - Internal Rotation in Molecules, Wiley, New York, 1974, Cap. 13.
- (10) A. Neckel, H. Volk. - Elektrochem., 1958, 62, 1104.
- (11) C. Altona, H. J. Hageman. - Rec. Trav. Chim., 1968, 87, 279.
- (12) D. L. Wertz, G.W. Hicks. - J. Phys. Chem., 1980, 84, 521.
- (13) M. D. Croucher, D. Patterson. - J. Chem. Soc. Faraday II, 1974, 70, 1479.

CONTRIBUCION AL ESTUDIO DEL EFECTO DE PROXIMIDAD EN ALGUNAS MEZCLAS 1-CLOROHEXANO + CETOESTER, O + ETERESTER, A 303,15 K

J.M. LOZANO, S. OTÍN, C. GUTIERREZ

Departamento de Química Física. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. (España).

Excess enthalpies of 1-chlorohexane + methylacetate, ethylacetate, + 2-methoxyethylacetate, and + 2-ethoxyethylacetate have been measured at 303.15 K and atmospheric pressure. Some measurements were carried out at 298.15 K. From the experimental results, the mutual effect of the two different functional groups in the ketoester or etherester molecule and the specific chlorine-oxygen interaction in the mixture are studied in terms of molecular interactions following Barker's model.

1.- INTRODUCCION.

El estudio del efecto mutuo que dos grupos funcionales oxigenados, iguales o diferentes, se ejercen en una misma molécula ("efecto de proximidad") se ha llevado a cabo en sistemas binarios n-hexano + diéster⁽¹⁾, + diéter⁽²⁾, + dicetona⁽³⁾ o + compuesto difuncional mixto⁽⁴⁾. Por otra parte, se ha iniciado el estudio de dicho efecto a través de un nuevo factor, cual es la presencia de una interacción específica de tipo aceptor-donador (cloro-oxígeno) en el sistema líquido, y cuya intensidad se verá afectada si existe un efecto de proximidad entre los dos grupos funcionales oxigenados, habiéndose puesto de manifiesto en sistemas 1-clorohexano + diéster⁽⁵⁾, + dicetona⁽⁶⁾ o + diéter⁽⁷⁾.

En el presente trabajo se ha estudiado el efecto de proximidad en cetoésteres y eterésteres a través de los parámetros de interacción cloro-grupo carbonilo, cloro-grupo carboxilato y cloro-oxígeno (éter) en sistemas binarios 1-clorohexano + cetoéster, o + eteréster. A tal fin se han determinado experimentalmente las entalpías molares de exceso, H^E , de los sistemas 1-clorohexano + acetoacetato de metilo, + acetoacetato de etilo, + acetato de 2-metoxietilo, y + acetato de 2-etoxietilo, a presión atmosférica y 303,15K. No conocemos estudios calorimétricos previos sobre este tipo de mezclas.

Por otra parte, por ser necesaria en el tratamiento teórico, se ha determinado la entalpía de exceso de los sistemas auxiliares 1-clorohexano + metil-etilcetona, + metil-butilcetona, + propionato de etilo, + butirato de etilo, y + dipropiléter, a 303,15K. Algunas medidas experimentales de H^E se llevaron a cabo a 298,15K con objeto de establecer el coeficiente de temperatura, $(\delta H^E/\delta T)_p$.

2.- EXPERIMENTAL.

Los líquidos utilizados fueron 1-clorohexano ($\text{ClC}_6\text{H}_{13}$), metiletilcetona ($\text{C}_4\text{H}_8\text{O}$), butirato de etilo ($\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_2$), propionato de etilo ($\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}_2$), metilbutilcetona ($\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}$), dipropiléter ($\text{C}_6\text{H}_{14}\text{O}$) (Fluka, >99,0% de pureza); acetato de 2-metoxietilo ($\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}_3$), acetato de 2-etoxietilo ($\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_3$), acetoacetato de metilo ($\text{C}_5\text{H}_8\text{O}_3$) y acetoacetato de etilo ($\text{C}_6\text{H}_{10}\text{O}_3$) (Merck-Schuchardt, >98% de pureza). La pureza se comprobó por medidas de índice de refracción y por cromatografía gaseosa. No se realizó purificación adicional alguna.

El calorímetro utilizado en la determinación de las entalpías de exceso y la técnica experimental seguida están descritos en otro lugar⁽⁸⁾.

3.- RESULTADOS.

Los valores de H^E obtenidos para los sistemas estudiados se han ajustado, por el método de mínimos cuadrados, a una ecuación de la forma:

$$H^E/\text{Jmol}^{-1} = x(1-x) \sum A_i (1-2x)^i \quad (1)$$

calculándose, en cada caso, la desviación standard, $s(H^E)$. En la tabla 1 se indican los valores de los coeficientes A_i y las desviaciones standard. Los resultados de H^E para los sistemas 1-clorohexano + cetoéster, o + eteréster están representados en la Fig. 1 y en la Fig. 2, los valores de H^E para los sistemas auxiliares 1-clorohexano + cetona, o + éter, o + éster. En ambos casos, las líneas continuas corresponden a las ecuaciones ajustadas.

4.- TRATAMIENTO Y DISCUSION.

De las gráficas H^E -composición (Fig. 1) para los sistemas 1-clorohexano + cetoéster, o + eteréster pueden deducirse: (i) En el caso de 1-clorohexano + cetoéster, H^E aumenta al disminuir la longitud del radical alcoholico del éster para una separación dada entre los grupos carbonilo y carboxilato. Los dos sistemas de este tipo presentan coeficientes de temperatura de signo opuesto: $-1,8 \text{ J.mol}^{-1}\text{K}^{-1}$ para acetoacetato de metilo y $+1,2 \text{ J.mol}^{-1}\text{K}^{-1}$ para acetoacetato de etilo, en el intervalo 298,15 - 303,15K. (ii) En los sistemas 1-clorohexano + eteréster, H^E aumenta al disminuir la longitud de la cadena hidrocarbonada, para una misma separación de los grupos $-\text{COO}-$ y $-\text{O}-$, y el coeficiente de temperatura $(\delta H^E/\delta T)_p$ es, en ambos casos, negativo y mayor en valor absoluto en mezclas conteniendo acetato de 2-etoxietilo.

El estudio teórico del "efecto de proximidad" se ha realizado eligiendo como "estado referencial" aquel en el que los grupos funcionales oxigenados se comporten como mutuamente independientes en sus interacciones y se ha definido a través de una serie de parámetros de interacción relativos a los compuestos monofuncionales correspondientes. En la obtención de estos parámetros se ha utilizado el modelo de Barker⁽⁹⁾, basado en los trabajos fundamentales de Guggenheim sobre la aplicación de la teoría reticular a mezclas líquidas no electrolíticas. Se acepta que el líquido tiene características similares a las de una red coordinación Z y en la que cada molécula ocupa un cierto número de puntos de red dependiendo de la forma en

TABLA 1.- Coeficientes A_1 y desviaciones standard, s ($J \text{ mol}^{-1}$) para los resultados experimentales y de acuerdo con la ecuación (1).

	A_2	A_1	A_0	s
$x\text{C}_6\text{H}_{13}\text{Cl} + (1-x)\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}_3$	-411,59	277,88	3567,5	4,5
$x\text{C}_6\text{H}_{13}\text{Cl} + (1-x)\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}_3$	580,49	-239,63	2489,5	4,7
$x\text{C}_6\text{H}_{13}\text{Cl} + (1-x)\text{C}_5\text{H}_8\text{O}_3$	1149,9	365,88	5283,9	8,2
$x\text{C}_6\text{H}_{13}\text{Cl} + (1-x)\text{C}_6\text{H}_{10}\text{O}_3$	869,78	32,688	3765,1	8,1
$x\text{C}_6\text{H}_{13}\text{Cl} + (1-x)\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}_2$	-33,617	81,717	726,51	2,7
$x\text{C}_6\text{H}_{13}\text{Cl} + (1-x)\text{C}_6\text{H}_{14}\text{O}$	4,0260	70,415	-200,81	1,8
$x\text{C}_6\text{H}_{13}\text{Cl} + (1-x)\text{C}_4\text{H}_8\text{O}$	60,236	136,71	1334,5	3,2
$x\text{C}_6\text{H}_{13}\text{Cl} + (1-x)\text{C}_6\text{H}_{12}\text{O}$	-19,582	-144,53	589,96	2,2
$x\text{C}_6\text{H}_{13}\text{Cl} + (1-x)\text{C}_5\text{H}_{10}\text{O}_2$	-80,991	12,825	903,65	2,6

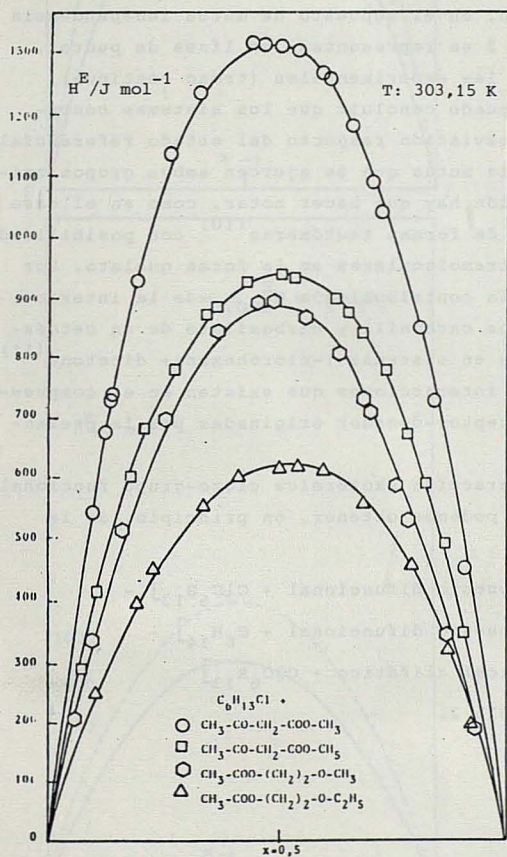


Fig. 1.- Entalpías de exceso de los sistemas 1-clorohexano + cetoéster, o + eteréster.

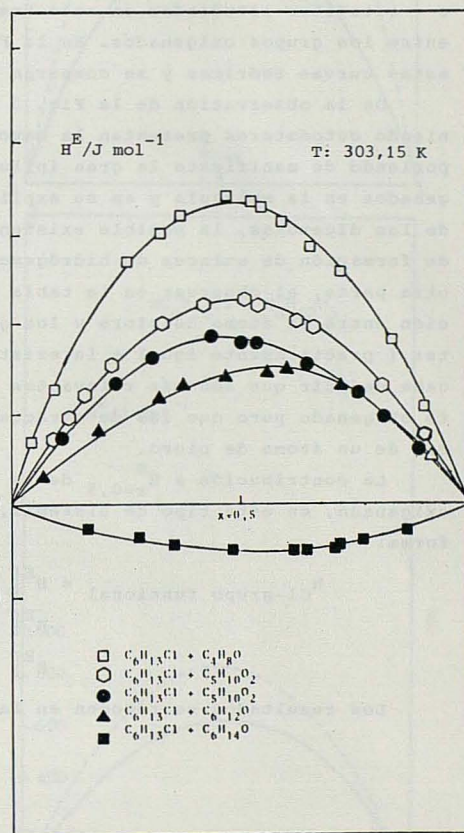


Fig. 2.- Entalpías de exceso de los sistemas 1-clorohexano + éter, + cetona, o + éster.

que están ocupados los lugares más próximos, alcanzándose un equilibrio cuasi-químico entre puntos reticulares vecinos. El tratamiento estadístico se realiza según el modelo de Bethe que consiste en construir una función de partición para un grupo de puntos de red, de la que se deducen las relaciones que reflejen las interacciones moleculares en el equilibrio. La expresión final deducida para H^E :

$$H^E = -2RT \left[\sum_A \sum_{\mu \neq \nu} (x_{\mu}^A x_{\nu}^A - x_A x_{\mu}^{A1} x_{\nu}^{A1}) \cdot \eta_{\mu\nu}^{AA} \ln \eta_{\mu\nu}^{AA} + \sum_{A \neq B} \sum_{\mu \neq \nu} x_{\mu}^A x_{\nu}^B \eta_{\mu\nu}^{AB} \ln \eta_{\mu\nu}^{AB} \right]$$

consta de dos términos: el primero, relativo a las interacciones entre moléculas de la misma naturaleza, y el segundo, entre moléculas distintas.

La aplicación del modelo de Barker (con una red de número de coordinación $Z=4$) a los sistemas referenciales clorohexano + éter, + éster, o + cetona estudiados en este trabajo ha permitido obtener los parámetros referenciales correspondientes a las interacciones cloro-grupo funcional oxigenado, ($\eta_{Cl-CO} = 0,8576$, $\eta_{Cl-CO} = 0,8149$). Con ellos, y los obtenidos a partir de los valores de H^E de mezclas éter + éster, éter + cetona y éster + cetona⁽⁴⁾ se han calculado las curvas teóricas H^E -composición que mostrarían los sistemas 1-clorohexano + eteréster, o + cetoéster estudiados en este trabajo, en el supuesto de mutua independencia entre los grupos oxigenados. En la Fig. 3 se representan, en línea de puntos, estas curvas teóricas y se comparan con las experimentales (trazo continuo).

De la observación de la Fig. 3 se puede concluir que los sistemas conteniendo cetoésteres presentan la mayor desviación respecto del estado referencial poniendo de manifiesto la gran influencia mutua que se ejercen ambos grupos oxigenados en la molécula y en su explicación hay que hacer notar, como en el caso de las dicetonas, la posible existencia de formas tautómeras⁽¹⁰⁾ con posibilidad de formación de enlaces de hidrógeno intramoleculares en la forma quelato. Por otra parte, al observar en la tabla 2, la contribución a $H_{x=0,5}^E$ de la interacción entre el átomo de cloro y los grupos carbonilo y carboxilato de un cetoéster (prácticamente igual a la existente en sistemas 1-clorohexano+ dicetona⁽¹¹⁾) cabe deducir que son más relevantes las interacciones que existen en el compuesto oxigenado puro que las de carácter aceptor-donador originadas por la presencia de un átomo de cloro.

La contribución a $H_{x=0,5}^E$ de la interacción exotérmica cloro-grupo funcional oxigenado, en este tipo de sistemas, la podemos obtener, en principio, de la forma:

$$\begin{aligned} h_{Cl\text{-grupo funcional}} &= H^E [\text{compuesto difuncional} + ClC_6H_{13}] - \\ &H^E [\text{compuesto difuncional} + C_6H_{14}] - \\ &H^E [\text{radical alifático} + ClC_6H_{13}] \end{aligned}$$

Los resultados se recogen en la tabla 2.

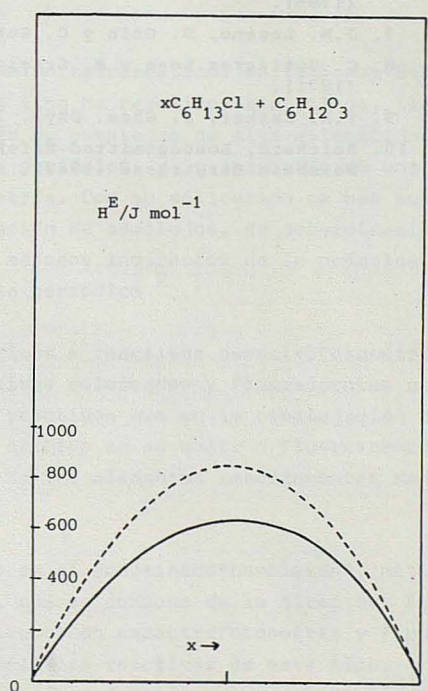
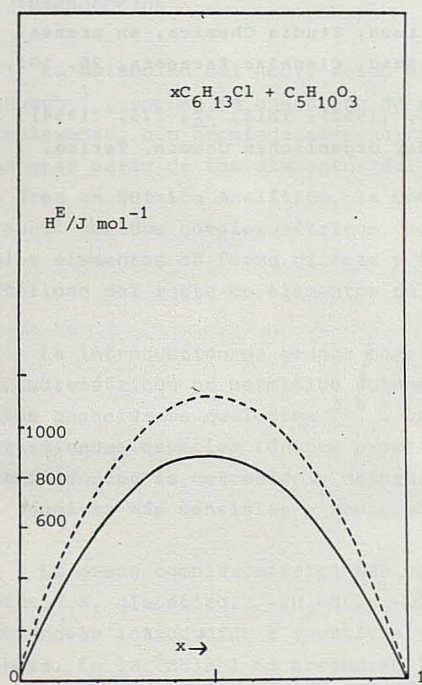
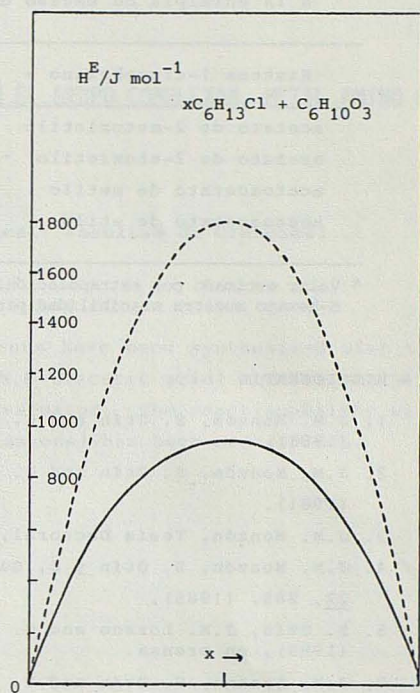
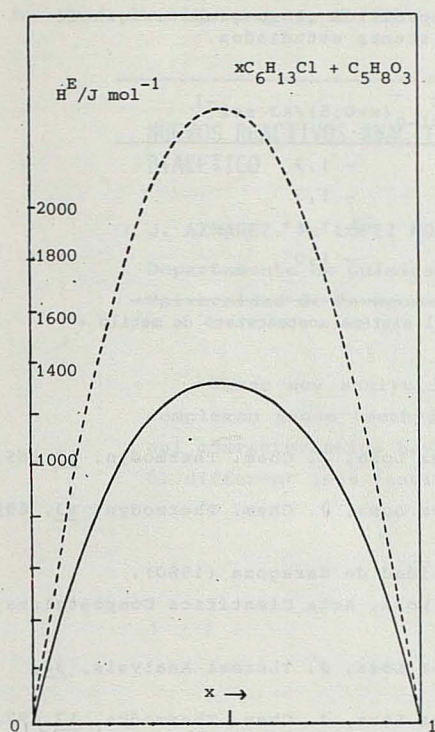


Fig. 3.- Comparación de las entalpías de exceso teórica (línea de puntos) y experimental (línea continua) en los sistemas 1-clorohexano + cetoéster o + eteréster.

TABLA 2.- Contribución de la interacción específica cloro-grupo oxigenado a la entalpía de exceso de los sistemas estudiados.

Sistema 1-clorohexano +	$h_{Cl-O}^E(x=0,5)/KJ\ mol^{-1}$
acetato de 2-metoxietilo	- 1,3
acetato de 2-etoxietilo	- 1,3
acetoacetato de metilo	- 1,1*
acetoacetato de etilo	- 1,0

* Valor estimado por extrapolación, ya que el sistema acetoacetato de metilo + n-hexano muestra miscibilidad parcial.

5.- BIBLIOGRAFIA

1. J.M. Monzón, S. Otín and C. Gutiérrez Losa, J. Chem. Thermodyn. **13**, 385, (1981).
2. J.M. Monzón, S. Otín and C. Gutiérrez Losa, J. Chem. Thermodyn. **13**, 699, (1981).
3. J.M. Monzón, Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza (1980).
4. J.M. Monzón, S. Otín y C. Gutiérrez Losa, Acta Científica Compostelana, **22**, 285, (1985).
5. S. Otín, J.M. Lozano and C. Gutiérrez Losa, J. Thermal Analysis, **30**, (1985), en prensa.
6. J.M. Lozano, S. Otín and C. Gutiérrez Losa, J. Chem. Thermodyn. **17**, 697, (1985).
7. J.M. Lozano, S. Otín y C. Gutiérrez Losa, Studia Chemica, en prensa.
8. C. Gutiérrez Losa y M. Gracia. Rev. Acad. Ciencias Zaragoza, **26**, 101, (1971).
9. Y.A. Barker, J. Chem. Phys. **20**, 1526, (1952); *ibid.* **22**, 375, (1954).
10. Reichard, Lösungsmittel-Effekte in der Organischen Chemie, Verlag, Weinheim Bergtrasse (1968).

NUEVOS REACTIVOS ANALITICOS CON EL GRUPO COMPLEXAN, METIL AMINO N,N DIACETICO

J. AZNAREZ, A. LÓPEZ MOLINERO

Departamento de Química Analítica. Facultad de Ciencias.
Universidad de Zaragoza.

Three new analytical reagents have been synthesized with the complexan group (methyl amine N,N diacetic acid) and its analytical characteristics have been evaluated. The reactionability with 61 different ions (cations and anions) has been carried out.

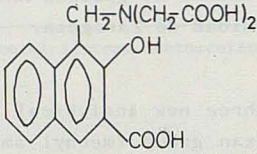
I. INTRODUCCION

La obtención del AEDT, ácido etilendiamino tetraacético, en 1945 por Schwarzenbach ¹, supuso la aparición de un nuevo tipo de reactivos analíticos, llamados complexonas, con propiedades como formadores de complejos de alta estabilidad, con una gran parte de los elementos del sistema periódico, y la aparición de una nueva área en Química Analítica, la Complexometría. Con su aplicación se han puesto a punto métodos complexométricos, por formación de complejos, de determinación de tales elementos de forma directa y también métodos indirectos de la práctica totalidad del resto de elementos de la tabla periódica ².

La introducción de grupos complexométricos a reactivos espectrofotométricos y fluorométricos ha permitido obtener reactivos coloreados y fluorescentes con altas capacidades quelantes ^{3,4}. Es decir reactivos que en la complejación con determinadas especies iónicas experimentan cambios en su color o fluorescencia. Permitiéndose la detección y determinación de los elementos reaccionantes mediante técnicas más sensibles y reproducibles.

El grupo complexométrico más estudiado es el denominado "complexan", metil amino, N,N, diacético, $-\text{CH}_2-\text{N}(\text{CH}_2-\text{COOH})_2$, que se compone de la mitad del AEDT. Habiéndose introducido a reactivos ya utilizados en espectrofotometría y fluorescencia. En la Tabla I se presentan los principales reactivos de este tipo.

TABLA I. Principales reactivos analíticos portadores del grupo complexan.

Reactivo	Referencia
3,6-dihidroxi-2,4-bis(N,N,di(carboximetil)aminometil fluorano o Calceína complexan	(5)
3,5'-bis(dicarboximetil aminometil)-4,4'-dihidroxi transestilbeno o BDDS	(6)
Ac. 1-hidroxi-2-metilamino,N,N,diacético, naftoico	(7)
	
2-metil-7-hidroxi-8-metilamino,N,N,diacético fluorona	(8)
4-metil-8-metilamino,N,N,diacético umbelliferona	(9)
Timolphtalein complexan	(10)
3,3'-bis di(carboximetil)aminometil-O-cresol sulfonftaleina o Naranja de Xilenol	(11)
3-bis (dicarboxi metil) aminometil -O-cresol sulfonftalein o Naranaja de Semixilenol	(12)
3,3'-bis(N,N, bis(carboximetil)aminometil, timolsulphonftalein	(13,14)
2,6-dibromo indo -3-metil amino -5-N,N, dicarboximetil amino_ metilfenol	(15)
1,8-dihidroxi-2-metil amino N,N,diacético-3,6-naphtalen disul_ fónico	(16)
1,2-dihidroxi, bencilamino, N,N, diacético	(17)
1,2-dihidroxi-3-metilamino,N,N, diacético antraquinona o Alizerín Complexan	(18)
1,2,5,8-tetrahidroxi-3-me'ilamino,N,N, diacético antraquinona o Quinalizarín Complexan	(19)
1,2,7-trihidroxi-3-metilamino,N,N, diacético antraquinona o Antrapurpurín Complexan.	(20)

La obtención de estos reactivos transcurre mediante la introducción del grupo imino diacético, $\text{HN}(\text{CH}_2\text{-COOH})_2$, a través de una reacción de Mannich ^{21,22}, a grupos suficientemente nucleofilos. La síntesis de Mannich se basa en el ataque de una amina al formaldehído o más raramente a otro aldehído, para producir una especie altamente reactiva y que posteriormente se condensa a especies fuertemente nucleofilas.

En la presente memoria se expone la introducción del grupo complexan a anillos aromáticos en posición orto a un grupo -OH. La obtención de nuevos reactivos analíticos y las características analíticas más notables de los mismos.

II. PARTE EXPERIMENTAL

II.1- Aparatos.

Espectrofotómetro Pye Unicam SP8-100, Espectrofotómetro Hitachi Perkin Elmer 124, con cubetas de cuarzo de 1 cm de paso óptico. Espectrofotómetro IR Perkin Elmer 257. pHmetro Radiometer 29, con electrodo combinado de vidrio y calomelanos. Sistema Büchi de determinación de puntos de fusión.

II.2- Reactivos.

Ac. iminodiacético (Fluka), fenol, ác. gálico (Probus PA), fenil fluorona (Merck). Las soluciones tampón fueron preparadas según las indicaciones de Clark y Lubbs. Placas de capa fina de silicagel (Merck). Soluciones patrones (catiónicas y aniónicas) de $1000 \mu\text{g} \cdot \text{ml}^{-1}$. Preparadas a partir de nitratos (cationes) y sales de calidad PA. Soluciones de trabajo más diluidas fueron obtenidas por dilución de las correspondientes patrones, en el momento de su uso, con agua bidestilada.

II.3- Preparación y purificación de los reactivos.

II.3.1- Síntesis del 2-metilamino,N,N,diacético fenol.

2,422 g. (0,018 mol) de ác. iminodiacético y 1,466 g. de NaOH se disuelven en 25 ml de una solución con 55% de etanol y 45% de agua. Se adicionan a la solución 2 ml de formaldehído al 40% (p/v). La mezcla se mantiene durante 12h. a 5°C . Separadamente se disuelven 1,700 g. de fenol (0,018 mol) en 50 ml de etanol a temperatura ambiente. A esta solución se le adiciona gota a gota y con constante agitación la solución de reacción del ác. iminodiacético y el formaldehído. El pH de la reacción se reduce a neutralidad con HCl diluido y se calienta la solución a reflujo durante $4\frac{1}{4}$ h.. Al cabo de las cuales la cromatografía en papel de la reacción con butanol:acético:agua (1+1+1/2) como eluyente y solución de ninhidrina al 0,3% en butanol + 3 ml de ac. acético glacial, como revelador, demuestra la presencia de dos manchas a $R_f \times 100$ de 14,0 y 42,0. La primera corresponde al ác. iminodiacético sin reaccionar, asignándose la segunda al nuevo producto de reacción.

La solución de reacción se concentra a vacío, calentando a baño maría, de 60°C y reduciendo el volumen de solución en pasos de 25 ml y enfriado posteriormente a temperatura ambiente. Las primeras fracciones son ricas en ác. iminodiacético sin reaccionar. Las últimas fracciones proporcionan un sólido de ligero color rosa a $R_f \times 100$ de 42,0. Se recristaliza el reactivo por disolución en etanol y reprecipitación en HCl dil.. El rendimiento obtenido es de 0,6 g. del nuevo compuesto, o sea un 15%. El punto de fusión del reactivo se presenta a 140°C .

II.3.2- Síntesis del ácido 2-(metilamino,N,N,diacético)-3,4,5-trihidroxibenzoico.

0,899 g. de ác. iminodiacético (0,0068 mol) se disuelven junto a 0,544 g. de NaOH en 25 ml de una solución de etanol (el 55%) y agua (el 45%). A la solución se le adicionan 1,5 ml de formaldehído al 40% (p/v) y se mantiene la mezcla a 5°C durante 12h. Separadamente se disuelven 1,149 g. de ác. gálico (0,0068 mol) en 40 ml de etanol y 20 ml de agua destilada. Y se adiciona gota a gota la solución de reacción del formaldehído, agitando y calentando a reflujo, durante 12 h.. Al cabo de las cuales se enfría la solución, precipitando un sólido de color marrón

que se filtra y analiza. La solución obtenida del filtrado se concentra a vacío y se precipita con 250 ml de metanol. Se obtiene un producto amarillento que se filtra y se recrystaliza en acetona. Su cromatografía en capa fina de silicagel y metanol, benceno y ácido acético (8+5+4) como eluyente, presenta dos manchas a $R_f \times 100$ de 6,0 y 16,0. Que se asignaron al derivado obtenido por una condensación del ácido iminodiacético y la segunda mancha al producto de doble condensación. Reactivo revelador sol. de $KMnO_4$ 1,0 N. El rendimiento de la reacción fue de 20,7%.

II.3.3- Síntesis de la fenilfluorona complexan.

Se disuelven 5,0 g. de ácido iminodiacético (0,038 mol) en 50 ml de etanol y 25 ml de NaOH al 4% con 2,0 ml de formaldehído al 40%. La mezcla se mantiene durante 30h. a 50°C. Separadamente se disuelven 5 g. de fenilfluorona (0,015 mol) en 100 ml de etanol. Se mezclan ambas soluciones y se calienta a reflujo durante 10 h.. Se añaden 2 ml de formaldehído del 40% a las 3h. y a las 7h. del inicio de la reacción. El producto se obtuvo por evaporación a baja presión del disolvente de la reacción. Posteriormente se recrystalizó por disolución en etanol y NaOH 4% (10+5) y precipitación con HCl dil. (1+1). El procedimiento de purificación del producto fue seguido mediante cromatografía en capa fina de silicagel y eluyente butanol, ácido acético, agua (12+3+5). Dándose por finalizado cuando se obtuvo una sola mancha a $R_f \times 100$ de 32,4. Mientras que la fenilfluorona y el ácido iminodiacético presentaban valores de $R_f \times 100$ de 75,7 y 20,5, respectivamente. La fenilfluorona se obtiene con un rendimiento del 15,8% y se descompone a 293± 5°C.

II.4- Identificación de los reactivos

II.4.1- Espectros infrarrojos de los nuevos compuestos.

Se han realizado los espectros IR de los tres nuevos compuestos sintetizados en pastilla de KBr. Las señales más intensas han sido asignadas y se exponen a continuación:

2-metil amino, N,N, diacético fenol
se presentan los picos a: 3400 cm^{-1} (-OH); 3030 cm^{-1} (-CH); 1755 cm^{-1} (-C=O); 1650 y 1500 , deformación del anillo aromático; 1442 cm^{-1} (-CH₂); 1250 cm^{-1} (-C-O); 1100 cm^{-1} (-OH); $900-625$, sustitución orto en el anillo fenólico.

2-metil amino, N,N, diacético-3,4,5-trihidroxibenzoico
se presentan los picos a 3400 cm^{-1} (-OH); 3025 cm^{-1} (-CH); 1725 cm^{-1} (-C=O); 1675 y 1500 , deformación del anillo aromático; 1420 cm^{-1} (-CH₂); 1100 , 1010 y 970 cm^{-1} (-OH).

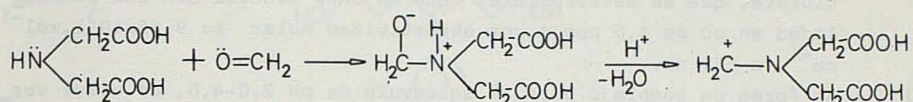
Fenilfluorona complexan
se presentan los picos a: 3400 cm^{-1} (-OH); 3035 cm^{-1} (-CH); 1750 cm^{-1} (-C=O); 1600 y 1510 , deformación del anillo aromático; 1420 cm^{-1} (-CH₂); 1300 , 1280 cm^{-1} (-C-O) y 1100 cm^{-1} (-OH).

III. RESULTADOS EXPERIMENTALES Y DISCUSION

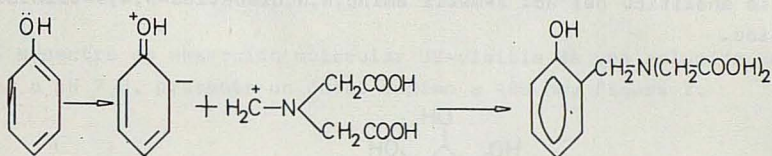
La introducción del grupo complexan mediante una reacción de Mannich ha sido lograda solamente con escasos reactivos. La participación de tres especies reactivas, así como la necesaria presencia de una especie suficientemente nucleofila,

limita los compuestos potencialmente útiles para esta reacción, y reduce en gran manera los rendimientos en las síntesis de estos compuestos.

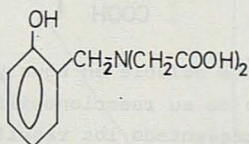
La obtención de tres nuevos reactivos analíticos, se ha realizado por etapas, según el esquema de Leonard ²², hecho que favorece la reacción. En una primera etapa se ha obtenido el ión carbonio, producto de la reacción del formaldehído con el ác. imino-diacético:



El ión carbonio es capaz de atacar a un centro suficientemente nucleófilo tal como el fenol:



III.1.- Estudio analítico del 2-metil amino,N,N, diacético fenol.



El reactivo es ligeramente soluble en agua y etanol, dando soluciones incoloras, y se solubiliza en metanol dando una ligera coloración amarillenta. En la figura 1 se da el espectro de absorción, en el rango visible-UV, de una solución 5×10^{-3} % (p/v) en metanol.

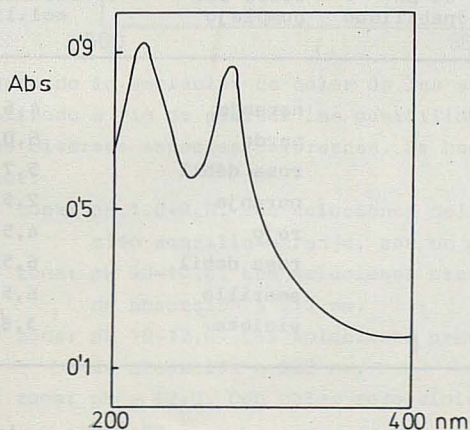


Figura 1. Espectro de absorción molecular del 2-metil amino N,N, diacético, en metanol, $C_L = 5 \times 10^{-3}$ % (p/v).

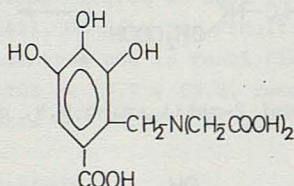
Las soluciones metanólicas de reactivo son estables durante al menos 24 h..

Se ha realizado un estudio de la reaccionabilidad del nuevo compuesto frente a 61 especies iónicas, a pHs 2,0 , 4,0 , 6,0 , 8,0 y 10,0. Los resultados presentan una reaccionabilidad moderada. Solamente reacciones coloreadas se presentan con:

Fe(III)- Para el intervalo de pH 2,0-4,0 se produce un complejo de color violeta, que se desarrolla al cabo de unos minutos con una sensibilidad en pD de 4,5 ppm y una absorptividad molar $\epsilon = 9,65 \times 10^3 \text{ l.mol}^{-1} \text{ cm}^{-1}$, a 601 nm.

Cu(II) - Se forma un complejo para el intervalo de pH 2,0-4,0, de color verde claro. Con sensibilidad en pD de 5,1 ppm y una absorptividad molar $\epsilon = 1,01 \times 10^3 \text{ l.mol}^{-1} \text{ cm}^{-1}$ a 565 nm.

III. 2- Estudio analítico del ác. 2-metil amino,N,N,diacético-3,4,5-trihidroxi benzoico.

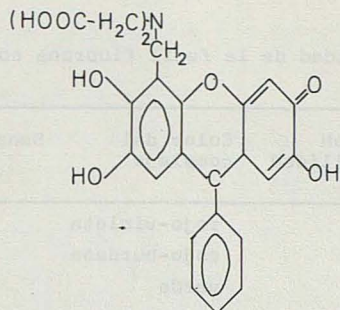


Este compuesto es fácilmente soluble en agua y etanol, no produciéndose soluciones coloreadas. El estudio de su reaccionabilidad frente a 61 especies iónicas a pHs 5,0 , 8,0 y 10,0 ha presentado los resultados que se expresan en la Tabla II.

TABLA II. Reaccionabilidad del 2-(metil amino,N,N, diacético)-3,4,5-trihidroxi benzoico.

Catión	intervalo de pH de reaccionabilidad	Color del complejo	sensibilidad, pD mol.lit ⁻¹
U(VI)	5-8,0	naranja	4,6
Fe(III)	5-10	pardo	6,0
Cr(III)	8-10	rosa débil	5,7
Co(II)	8-10	naranja	2,5
Cu(II)	8-10	rojo	4,5
Ni(II)	8-10	rosa debil	6,5
Hg(II)	8-10	amarillo	6,5
Au(III)	8-10	violeta	3,8

III.3- Estudio analítico de la fenil fluorona complexán.



Se ha realizado un estudio de la solubilidad en agua (3,2 g./lit), ác. acético (2,69 g./lit), etanol (0,82 g./lit) y siendo ligeramente soluble en piridina (,14 g./lit), acetona, nitrobenzono y acetato de etilo.

El espectro de absorción molecular UV-visible de una solución acuosa del reactivo a pH 7,0, presenta un único máximo a 466 nm, figura 2.

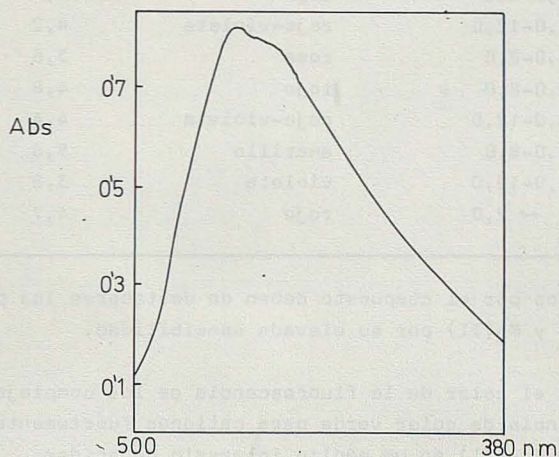


Figura 2. Espectro de absorción molecular de la fenil fluorona complexan; $C_L = 10^{-3} M$, pH 7,0.

El estudio de la variación de color de las soluciones del reactivo frente al pH se ha realizado a fin de evaluar las posibilidades cromáticas del mismo, determinándose las diversas especies coloreadas. Se han observado los siguientes intervalos de color:

- 1ª zona: pH 1,0-9,0. Las soluciones del reactivo presentan una coloración amarillo-naranja, con un único máximo de absorción a 506 nm.
- 2ª zona: pH 9,0-10,0. Las soluciones presentan un color rojo con máximo de absorción a 512 nm.
- 3ª zona: pH 10-12,0. Las soluciones presentan un color rojo con máximo de absorción a 522 nm.
- 4ª zona: pH - 12,0. Con color rojo-violeta y máximo de absorción a 527 nm.

La reaccionabilidad del nuevo compuesto orgánico frente a 61 especies iónicas ha sido evaluada a pHs 2,0 , 4,0 ,8,0 y 12,0. Los resultados se presentan en la Tabla III.

TABLA III. Reaccionabilidad de la fenil fluorona complexan.

Catión	Intervalo de pH de reaccionabilidad	Color del complejo	Sensibilidad, μD mol.lit ⁻¹
Mo(VI)	2,0-12,0	rojo-violeta	4,7
W(VI)	2,0-12,0	rojo-burdeos	3,2
V(V)	2,0-8,0	verde	3,5
Nb(V)	2,0-12,0	naranja	2,9
Pt(IV)	8,0-12,0	rojo-violeta	5,4
Ti(IV)	8,0-12,0	rojo-violeta	5,3
Zr(IV)	~ 8,0	rojo-violeta	3,5
Ge(IV)	4,0-12,0	rojo	4,7
Fe(III)	~ 8,0	verde	5,4
Au(III)	2,0-12,0	verde	3,9
Cr(III)	~ 12,0	rojo	4,8
Co(II)	4,0-8,0	rojo	4,9
Ni(II)	2,0-12,0	rojo-violeta	4,2
Cu(II)	4,0-8,0	rosa	3,6
Zn(II)	2,0-8,0	rojo	4,8
Cd(II)	8,0-12,0	rojo-violeta	4,4
Mn(II)	2,0-8,0	amarillo	5,4
Pb(II)	2,0-12,0	violeta	3,8
S ⁼	~ 2,0	rojo	4,7

De los complejos formados por el compuesto deben de destacarse los presentes frente a Pt(IV), Fe(III) y Mn(II) por su elevada sensibilidad.

Se ha observado también el color de la fluorescencia de los complejos anteriores. Destacando la fluorescencia de color verde para cationes fuertemente ácidos, como Ti(IV), Zr(IV), Fe(III) y Au(III) en un amplio intervalo de acidez.

IV. BIBLIOGRAFIA

1. G.Schwarzenbach: *Helv.Chim.Acta*, **31**, 678(1948).
2. F.Purmejo y A.Prieto: *Aplicaciones analíticas del AEDT y sus análogos*. Departamento de Química Analítica. Universidad de Santiago de Compostela. 1975.
3. M.A.Leonard y G.T.Murray: *Analyst*, **99**, 645(1974).
4. M.A.Leonard: *Analyst*, **100**, 275(1975).
5. S.Hoeltz y C.Wallach: *Angew.Chem.*, **31**, 456(1959).
6. B.Budesinsky y T.S.West: *Analyst*, **94**, 182(1969).
7. B.Budesinsky y T.S.West: *Anal.Chim.Acta*, **42**, 455(1968).
8. G.M.Huitinick: *Anal.Chim.Acta*, **70**, 311(1974).
9. H.Diehl: *Anal.Chem.*, **39**, 301(1967).
10. M.Takashi y L.Yoshino: *Talanta*, **26**, 423(1979).
11. B.Korbl: *Coll.Czech.Chem.Comm.*, **22**, 961(1957).
12. D.C.Olson y Q.W.Kargerum, **34**, 1299(1962).

13. K.Vytras y F.J.Langmyhr: Anal.Chim.Acta, 94,429(1977).
14. S.C.Srivatav y A.K.Makherji: Anal.Chim.Acta, 30,495(1964).
15. T. Shimizu y T.Ogami; Talanta, 16,1527(1969).

PROBLEMAS TAXONOMICOS Y SIGNIFICACION BIOLOGICA DE UNO HABILIS

J. ALKASAS

Departamento de Antropología, Universidad Complutense de Madrid

En esta obra se trata de establecer los principios que deben servir de base para el estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología.

En esta obra se trata de establecer los principios que deben servir de base para el estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología.

En esta obra se trata de establecer los principios que deben servir de base para el estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología.

PROBLEMAS TAXONOMICOS Y SIGNIFICACION BIOLOGICA DE UNO HABILIS

En esta obra se trata de establecer los principios que deben servir de base para el estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología.

En esta obra se trata de establecer los principios que deben servir de base para el estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología.

En esta obra se trata de establecer los principios que deben servir de base para el estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología.

PROBLEMAS TAXONOMICOS Y SIGNIFICACION BIOLOGICA DE UNO HABILIS

En esta obra se trata de establecer los principios que deben servir de base para el estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología. Se trata de un estudio de la evolución biológica en biología y antropología.

PROBLEMAS TAXONOMICOS Y SIGNIFICACION BIOLOGICA DE HOMO HABILIS

J. ALCÁZAR

Departamento de Antropología. Universidad Complutense de Madrid.

Darwin is the first author to establish the general principles for the modern programmes of investigation in biological anthropology. His ideas, at the grade of explicable theory, are sustained today in a gradualist concept of human evolution or in the opposite view: the saltationism.

Nevertheless, with the present fossil evidence it is not possible to determine exactly the course of evolution during the temporal period of the early Homo. The controversy over the remains of this species make it, that up to the moment excessive biological significance has not been given to the matter.

The whole set of fossils of the Australopithecus and Homohabilis found in Africa do not permit the establishment of a concrete evolutionary family tree. There are a variety of proposed models and the largest and most important difference rests on the assigning a possible relationship among the cited forms. And this is because the same data are compatible with different theories.

PROBLEMAS TAXONOMICOS Y SIGNIFICACION BIOLOGICA DE HOMO HABILIS

Los estudios antropológicos actuales sintonizan con el pensamiento de Theodosius Dobzhanski de que nada en biología tiene sentido si no es considerado bajo el prisma de la evolución. Las raíces de esta afirmación tienen su fundamento en un cúmulo de investigaciones basadas en el criterio de semejanzas y diferencias, empleado rigurosamente por Darwin al elaborar su hipótesis evolucionista.

Charles R. Darwin tenía 50 años cuando publicó On the Origin of Species by means of Natural Selection (1859). El jamás hubiera sospechado la trascendencia científica y filosófica de su teoría evolutiva, que ha venido a ser la más general y unificadora de toda la biología. Doce años después de la obra citada sale a la luz. The Descent of Man, and Selection in Relation to Sex (1871), donde aparece el hombre sometido a las mismas leyes de cambio que afectan a los animales.

Una visión retrospectiva sobre The Descent of Man descubre los principios generales por donde han transcurrido los programas de investigación de la antropología biológica moderna.

I.- DOS MODELOS PARA EXPLICAR LA EVOLUCION HUMANA

Las ideas de Charles Darwin sobre la evolución, aunque modificadas en ciertos aspectos, se han mantenido hasta hoy bajo dos modalidades: la síntesis moderna (teoría sintética) y la teoría de los equilibrios intermitentes ("punctua

ted equilibrium"). Ambas teorías se han aplicado recientemente a restos fósiles humanos con objeto de explicar cómo sucedieron los cambios morfológicos.

Nadie duda de que la diversificación de la especie humana se debe a cambios en la constitución del pool genético. Sin embargo, las desaveniencias proceden de los modelos para explicar cómo sucedió esa diversificación.

Piensan unos autores que pequeños y acumulativos cambios genéticos producen el paso desde una especie biológica hacia otra morfológicamente distinta. Según este modo de ver las cosas, las formas temporalmente intermedias serían morfológicamente intermedias, y los huecos entre fósiles representarían un registro incompleto y fragmentario. Esta concepción gradualista, característica de la síntesis moderna de la evolución, es sostenida por antropólogos como C.B. Stringer, J.E. Cronin o N.T. Boaz¹. Para ellos, los fósiles humanos se adaptan mejor a un modelo de evolución gradual con velocidades de cambio variable.

La cara opuesta de la misma concepción evolutiva basa sus tesis en las ideas saltacionistas de N. Eldredge y S.J. Gould². Piensan los saltacionistas que la morfología humana se ha mantenido inmutable durante largos períodos temporales, de modo que los cambios que sufren durante estas épocas son tan pequeños que nada impide reconocer en ellas un patente estatismo. No obstante, de cuando en cuando el equilibrio se rompe súbitamente (puntuación), coincidiendo con el proceso de especiación. I. Tattersall, N. Eldredge o S.M. Stanley se reconocen defensores del saltacionismo.

II.- DIFICULTADES TAXONOMICAS DE HOMO HABILIS

La alternativa entre gradualismo o saltacionismo procede, en buena medida, de las dificultades para asignar un determinado fósil a una u otra especie. Y este problema es particularmente claro en la primera forma fósil del género Homo: el Homo habilis, que vivió durante el período comprendido entre hace 2,2 millones de años y 1,6 m.a.

Homo habilis se ha encontrado en Africa -lecho I de Olduvai³, formación - Koobi Fora⁴, miembros E, F y G de la formación Shungura⁵, Swartkrans: miembro I⁶ y en el V de Sterkfontein⁷, y también en Java, en los niveles Djetis de la formación Putjangan⁸.

La historia de Homo habilis se remonta a 1960 y 1961, cuando Louis Leakey descubre en la garganta de Olduvai unos restos fragmentarios de cráneo y mandíbula⁹. Por el distinto aspecto de los australopitecinos, así como por ciertas características más evolucionadas, son asignados al género Homo, y por haberse encontrado en asociación con algunas piedras toscamente talladas -industria Oldowan- se les adjudica la diferencia específica habilis¹⁰.

El material inicial de Homo habilis es un cráneo fragmentario con una mandíbula juvenil distorsionada (OH 7). Pero pronto se incorpora un cráneo parcial que posee completa la dentición superior e inferior (OH 13, llamado por los Leakey "Cinderella"). El tercer espécimen (OH 16, también conocido por "Olduvai - George") se descubrió tras haber caminado sobre él un ganado masai. En 1968 viene a la luz otro Homo habilis, el OH 24, que debido al aplastamiento al que estuvo sometido hubo de ser cuidadosamente reconstruido. Perteneciente al sexo femenino, se le llama familiarmente "Twiggi"¹¹.

Parecía entonces que comenzaban a trazarse, con rasgos nítidos, lo que podría ser considerado el inicio de la línea Homo. Si a ello se añade uno de los mejores ejemplares de esa forma, el KNM-ER 1470, parecían confirmarse tales suposiciones.

ER 1470 ha sido datado en 1,8 m.a.¹², fecha avalada por estudios sobre el sedimento volcánico donde fue encontrado¹³ dataciones por trazas de fisión¹⁴ y por el método de K/Ar¹⁵. M. Leakey y A. Walker fueron capaces de encajar los varios centenares de trocitos en que se había disgregado el fósil y reconstruir un cráneo dotado de 775 cc. de capacidad, conocido por Kenya National Museum East Rudolf 1470¹⁶.

Entre los tempranos Homo se incluyen especímenes como los cráneos KNM-ER 1470, KNM-ER 1813, el pie OH 8, las mandíbulas ER 820 y 992, entre otros ejemplares comunmente reconocidos como Homo habilis. Pero Olson, prefiere no discernir entre los australopitecinos gráciles y Homo habilis, recomendando una misma nomenclatura para ambos: Homo africanus¹⁷. Aquí estarían comprendidos -- tanto los citados fósiles como otros procedentes de yacimientos sudafricanos: Swartkrans (SK 27, SK 45, SK 47, SK 99, SK 847: 80/846b/847, SK 1587 y SK 1588) Sterkfontein (TM 1512, Sts 5, Sts 17 y Sts 52a), Makapansgat (MLD 37/38), Koobi Fora (KNM-ER 1470, KNM-ER 1805 y KNM-ER 1813) y Olduvai Gorge (OH 24).

No cabe duda de que Homo temprano también es el cráneo parcial de Sterkfontein (Stw 53)¹⁸ y el cráneo javanés de Homo modjokertensis¹⁹. Y para completar aún más el cuadro, hay quien incluye en estos homínidos tempranos a los individuos de Hadar --caracterizados por un tamaño mayor-- y a los de Laetoli²⁰.

T.R. Olson reconoce en la población de Hadar una clara variabilidad dental, no apartada de las características típicas del antecesor común. Con base en esta variabilidad, distingue dos grupos: uno perteneciente al género Homo; el otro al Paranthropus, relacionado con el primero mediante la configuración de su paladar. Por otra parte, este autor analiza las características basicraniales de los fósiles para incluirlos en uno u otro de los linajes señalados. De este modo considera a todos los restos procedentes de Laetoli y a la mayor parte de los de Hadar como Paranthropus africanus, y a otros pocos de Hadar como miembros de la línea Homo, entre los que se encuentra A.L. 288-1²¹. La extinción de los paranthropinos, sucedió hace entre 1,25 y 1,5 millones de años, y coincide con la emergencia de los más avanzados homínidos, tanto morfológica como culturalmente²².

III.- SIGNIFICADO EVOLUTIVO DE LOS TEMPRANOS HOMO

Las dificultades para incluir en un taxón u otro ciertos fósiles deriva, en buena medida, de que por el momento no existen criterios precisos para analizar la variabilidad morfológica de estas primitivas formas homínidas y determinar, en consecuencia, la especie a la que pertenecen. La dentición, por ejemplo, de Homo habilis, apenas es distinguible de la de los Australopithecus africanus; sus mandíbulas, semejantes en algo a las de Homo erectus, poseen un contorno anterior más abierto que las de Australopithecus²³. Los fémures de Homo habilis poseen corto el cuello y grande la cabeza, modelo funcional de Homo sapiens²⁴. Capacitados para fabricar utensilios, poseían un esqueleto --

postcraneal más cercano a Homo erectus que al de los australopitecinos²⁵. Quizá sean los rasgos femorales y mandibulares más importantes que los craneales para aceptar la realidad biológica de la forma Homo habilis.

Realizando un análisis estadístico multivariante de los elementos postcraneales entre Australopithecus, Homo habilis y diversas especies de primates, C. E. Oxnard, conspicuo representante de la segunda generación de la escuela antropológica de Birmingham, deniega cualquier relación evolutiva entre los citados géneros. Homo puede ser tan antiguo y paralelo como Australopithecus²⁶, visión no aceptada por F.C. Howell y otros antropólogos²⁷.

Por el momento, la posición filogenética de los fósiles citados en el presente artículo no está invariablemente establecida. En efecto, las relaciones entre Australopithecus y los tempranos Homo siguen siendo cuestionadas. Oxnard, por ejemplo, coloca como especie ancestral de Homo a un espécimen que originó, por un lado, la línea Australopithecus (donde se incluyen las especies: africanus, robustus, boisei y habilis de Olduvai), y por otro a la línea Homo (con los tempranos Homo del lago Turkana, erectus y sapiens²⁴). Según él, los australopitecinos podrían ser especies paralelas sin ninguna relación evolutiva con el género Homo²⁹.

Ph.V. Tobias retiene que la especie Australopithecus africanus -donde además de especímenes sudafricanos se integrarían los fósiles de Laetoli y Hadar-, origina dos líneas: una de australopitecinos, con la especie A. robustus; y otra que produce a los tempranos Homo³⁰.

Otra interpretación, muy divergente de cuantas se han expuesto, es la de D.C. Johanson y T. White, quienes postulan para los primeros representantes del género Homo una especie cuyo holotipo es el esqueleto A.L. 288-1 ("Lucy"), denominada por ellos Australopithecus afarensis. Desde aquí se habrían originado, por una parte A. africanus y A. robustus; y H. habilis por otra³¹.

Australopithecus es, para R. Leakey, un género que nada tuvo que ver en la génesis de la humanidad. Tan sólo representan un linaje vecino y contemporáneo con los primitivos Homo³².

Llegados a este punto cabría preguntarse dónde está el nexo entre Australopithecus y Homo, y qué especie simiesca reúne para sí el protagonismo evolutivo de haber posibilitado la génesis de la humanidad. No se puede tratar este problema sin recordar que durante las últimas décadas se venía pensando que los citados géneros estaban más estrechamente emparentados con los actuales gorilas (Gorila), chimpancés (Pan) y con los fósiles ramapitecinos que con los orangutanes asiáticos (Pongo). Y se admitía comunmente que el Ramapithecus era un buen antepasado miocénico de todos ellos. Sin embargo, recientemente se ha sugerido un modelo evolutivo muy distinto: con base en las semejanzas maxilares entre ramorfos y Pongo se piensa que entre éstos hay un parentesco mayor que el que existe entre Ramapithecus y los monos africanos³³. Y si a esto se añade que algunos autores han visto en Homo y Pongo rasgos comunes interpretables como heredados de un mismo antepasado, habría que situar en consecuencia a Homo más cerca de los primates asiáticos que de los africanos, contrariamente a como se venía pensando³⁴.

De todo este maremagnum de semejanzas, diferencias y filogenias multifor--mes podría concluirse lo siguiente:

a) Ramapithecus se erradica como precursor de los homínidos Australopithecus y Homo. Posiblemente su papel evolutivo cabría relacionarlo con los posteriores Gigantopithecus y Pongo³⁵.

b) Gorilas y chimpancés estarían mucho más lejos de Homo que lo que comúnmente se venía aceptando con base en semejanzas genéticas³⁶. Homo y Pongo estarían relativamente más cercanos.

c) Australopithecus y Homo pudieron haberse escindido desde un mismo antepasado hace unos 5 millones de años. Este taxón y el de los ramamorfos divergiría, hace unos 15 millones de años, desde un espécimen todavía desconocido.

d) Establecer qué fue lo que pasó desde hace unos 15 m.a. hasta los 4 últimos millones de años es, por el momento prácticamente imposible. En efecto, - el vacío fósil de este período es casi absoluto; de estos momentos sólo se conoce el molar inferior de Lukeino (Kenia) -KNM-LN 33537, datado en 6,5 m.a., y el fragmento mandibular de Lothagam Hill (Kenia) -KNM-LY 329-38, datado entre 5-5,5 millones de años.

e) Desde hace 4 m.a. aparecen los primitivos australopitecinos y unas formas clasificadas como tempranos Homo (H. habilis), a las que no habría que atribuirles excesiva significación biológica mientras no se posea una evidencia fósil más completa³⁹.

Quizá sea prudente huir de fáciles reduccionismos al estudiar la evolución humana, y reconocer que, hasta que no poseamos más datos, diversas teorías aceptables pueden compatibilizarse con los mismos fósiles.

REFERENCIAS.

1. CRONIN, J.E., N.T. BOAZ, C.B. STRINGER y Y. RAK: *Nature* 292, 113-122 (1981).
2. GOULD, S.J. y N. ELDREDGE: *Paleobiology* 3, 115-151 (1977).
3. LEAKEY, L.S.B., Ph. V. TOBIAS y J.R. NAPIER: *Nature* 202, 7-9 (1964).
4. LEAKEY, R.E.F. en Earliest Man and Environments in the Lake Rudolf Basin, Y. Coppens et al. eds., University of Chicago Press, Chicago, 476-483 (1976).
5. BOAZ, N.T. y F.C. HOWELL: *Am. J. Phys. Anthropol.* 46, 93-108 (1977).
6. CLARKE, R.J. y F.C. HOWELL: *Am. J. Phys. Anthropol.* 37, 319-336 (1972).
7. HUGES, A.R. y Ph. V. TOBIAS: *Nature* 265, 310-312 (1977).
8. NINKOVICH, E. y L.H. BURCKLE: *Nature* 275, 306-308 (1978).
9. LEAKEY, L.S.B.: *Nature* 188, 1050-1052 (1960); *Nature* 189, 649-650 (1961).
10. LEAKEY, L.S.B. y M.D. LEAKEY: *Nature* 202, 5-7 (1964).
11. JURMAIN, R., H. NELSON, H. KURASHINA y W.A. TURNBAUGH: Understanding Physical Anthropology and Archeology, West Publishing Co., St. Paul, 318 (1981).
12. CRONIN, J.E., N.T. BOAZ, C.B. STRINGER y Y. RAK: *Nature* 292, 113-122 (1981).
13. CERLING, T.E. et al.: *Nature* 279, 118-121 (1979).
14. GLEADOW, A.J.W.: *Nature* 284, 225 (1980).
15. DRAKE et al.: *Nature* 283, 368-372 (1980).
16. LEAKEY, R.E.F.: *Nature* 242, 447-450 (1973).
17. OLSON, T.R.: *Journal of Human evolution* 7, 159-178 (1978).
18. HUGUES, A.R. y Ph. V. TOBIAS: *Nature* 265, 310-312. (1977).
19. KOENIGSWALD, G.H.R. von: *Studies in Physical Anthropology* 1, 83 (1949).
20. LEAKEY, R.E. y R. LEWIN: Il Popolo del Lago, Rusconi, Milano, 81 (1980).
21. OLSON, T.R. en Aspects of Human Evolution, C.B. Stringer ed., Taylor-Francis L.T.D., London, 99-128 (1981).
22. OLSON, T.R.: "Journal of Human Evolution" 7, 159-178 (1978).
23. SZALAY, F.S. y E. DELSON: Evolutionary History of the Primates, Academic Press, New York, 569 (1979).
24. McHENRY, H.M.: *Science* 190, 425-431 (1975).
25. PILBEAM, D. y S.J. GOULD: *Science* 186, 892-900 (1974).
26. OXNARD, C.E.: *Journal of Human Evolution* 8, 427-432 (1979).
27. HOWELL, F.C., S.L. WASHBURN y R.L. CIOCHON: *Journal of Human Evolution* 7, 127-131 (1978).
28. OXNARD, C.E.: *Nature* 258, 389-395 (1975).
29. OXNARD, C.E.: The order of man, Yale University Press, 1984.
30. TOBIAS, Ph. V. en Current Argument on Early Man, Pergamon Press, New York, 86-113. (1980).
31. JOHANSON, D.C. y T.D. WHITE: *Science* 203, 321-330 (1979).
32. LEAKEY, R.E.F. *Am. Sci.* 64, 174 (1.976).
33. LIPSON, S. y D. PILBEAM: *Journal of Human Evolution* 11, 545-548 (1982).
34. SCHWARTZ, J.H.: *Nature* 308, 501-504 (1984).
35. WARD, S.C. y W.H. KIMBEL: *Am. J. Phys. Anthropol.* 61, 157-171 (1983).
36. STANYON, R. y B. CHIARELLI: *Journal of Human Evolution* 11, 493-504 (1982).
37. PICKFORD, M.: *Nature* 256, 279-284 (1.975).
38. PATTERSON, B., A.K. BEHRENSMEYER y W.D. SILL: *Nature* 226, 918-921 (1970).
39. ELDREDGE, N. y I. TATTERSALL: The Myths of Human Evolution, Columbia University Press, New York, 140 (1982).

ON THE ORIGIN OF QUARTZS WITH EMBAYED OUTLINES IN VARIOUS QUARTZ-FELDSPATHIC ROCKS

V. SÁNCHEZ

Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. (España).

A. APARICIO

Instituto de Geología. C.S.I.C. Madrid. (España).

In this paper some petrogenetic remarks are made on crystals of quartz with embayed outlines in different facies-rocks.

Although these quartz-textures are more frequent in the igneous-facies rocks, many metamorphic and some "sedimentary" rocks can also contain quartzs with analogous morphologies.

Nowadays the general interpretation on quartzs with these morphologies, mainly in igneous and metamorphic facies, is that all these quartzs are of igneous origin, where they have acquired the amoeboid morphologies because of magmatic corrosion processes.

Our petrographic studies, on several rocks with supposed corroded quartzs, appear to show evidence of an opposite process to that currently admitted. Many quartzs, in sedimentary-metamorphic facies rocks, can be interpreted as late-crystals originated by anisotropic and differential growth by diffusion in solid state within a ground-mass or matrix of "old rocks", mainly of a sedimentary nature. This crystalline-growth appears to take place in some cases from various and simultaneous nucleation-centers with latter partial or total junction and soldering.

This petrological interpretation could be extensible to other rocks, such as some porphyric-igneous facies rocks with quartz-embayed outlines.

INTRODUCCION

The present general agreement to assign the quartzs of igneous rocks with embayed outlines as magmatic corrosion phenomena seems a rational interpretation.

The existence of analogous morphological textures in other rocks, such as metamorphic ones (e.g. augen-porphyroblastic ones) and even in "sedimentary rocks" (e.g. greywackes) cause interesting petrological problems. In both rock-types the quartzs with those textures are explained, by geologists and petrologists, as inherited corroded-crystals from igneous origin.

The study and analysis of the crystal of quartzs with embayed outlines in sedimentary-metamorphic rocks seem to be contrary to the general idea of the fact that they are corroded crystals from igneous inheritance, later enclosed in sedimentary rocks and subsequently metamorphized. On the contrary our petrological data appears to point out that these quartzs correspond to crystals that grown within a solid matrix from a near-diagenetic to metamorphic environment.

In this paper we make some petrological considerations on these quartzs in various rocks that correspond to the following petrographic types:

- Greywackic rocks
- Silicified rocks
- Porphyroblastic rocks
- Hornfel rocks

Greywackic rocks

These rocks are very abundant in the Hercynian Massif of Spain. Although these rocks according to the data of the different authors, ranging from Precambrian to Upper Paleozoic, exhibit similar petrographic characters. This feature, together with other observations, have attracted the attention of many petrologists for many years.

In general these rocks are constituted by quartzs + Na-plagioclases + K feldspars and micas, with a matrix argillaceous-chloritic more or less recrystallized, as well as microcrystalline silica, zircon, rutile, Fe-oxides, turmaline, apatite, etc, as subordinate-accessory minerals.

In the greywackic rocks the crystals of quartz not only exhibit, in many cases, embayed outlines but the margins of these crystals are very hazy and diffuse because they appear encroached with the argillaceous minerals of the matrix (Fig. 1). These textural features can easily be explained by a later growth of such quartzs within a prior rock of a lutithic nature in a geological environment of low thermal-chemical energy.

Among all the sedimentary petrologists appear to exist a general agreement to identify such quartzs as detrital minerals, either from igneous or igneous-sedimentary origin. The existence, in some cases, of quartzs with embayed forms (Fig. 1), seems to be the cause of why some authors attribute them to volcanic origin (e.g. rhyolitic) (SAN JOSE, 1983).

The old idea that ameboid textures, frequent in some igneous facies rocks, are attributed as originated by magmatic corrosion phenomena, seems still nowadays to prevail in the minds of many geologists.

Among other petrographic observation it is very difficult to understand as "corroded quartzs", for example of volcanic origin, can remain unaltered in their morphologies within a sedimentologic environment. This observation added to others in the greywackic rocks, such as: origin of quartzs and feldspars, origin of the chloritic-argillaceous matrix, etc., have made that the quartzs as the feldspars and other minerals, are interpreted for us as originated during post-diagenetic processes.

Although the origin of these post-diagenetic processes are nowadays in study phase, we can advance that these seem to be in certain relationship to chemical-thermal activation of endogenetic origin. The geological-petrological studies appear to point towards a certain relationship with granitic masses, almost always present in near zones or intruding on the greywackes themselves. During the thermal activation originated by the granitic masses, some chemical elements, mainly silica and alkalis can be mobilized from more or less deep zones. These elements can cause petrological transformation in the upper levels, mainly when they correspond to suitable materials in the petrological transformations, as occurs with the lutithic materials which are very abundant in the Hercynian of Spain.

The greater contribution of silica in relation to the other elements, causes an oversaturation in the wall-materials and subsequently the crystallization of quartzs, very often with embayed outlines. So, as well as feldspars, quartz and other "secondary" minerals can be formed (see the paragraph of "Petrological considerations").

Silicified rocks

This petrographic type, that correspond generally to sedimentary rocks later silicified, are located in the Iberian Mountains, Albarracin-Bronchales zone. Petrographically correspond to quartzitic breccias and silicified shales. The structural-geological data appear to indicate

te a certain relationship with next dacitic-andesitic rocks of Stephan-Permian age.

The phenocrystals of quartz, with embayed outlines, are surrounding a microclitic matrix, mainly constituted by quartz and argillaceous minerals. Turmaline, sometimes very abundant, - chlorites, biotites, Fe-oxides, zircón and rutile are other subordinate-accessory minerals (Fig. 2).

All the geological references quote to such rocks as of volcanic origin (RIBA, 1959, VILLE NA, 1971, IGME, 1972). Lastly these rocks were petrographic and chemically studied by NAVIDAD - (1980). This last author uses as his main argument to classify these rocks as volcanic the presence of "corroded-quartzs" because of their analogous features with many igneous rocks.

The geological environment and the petrographic features appear to invalidate an igneous - origin for these rocks and consequently for the embayed-crystals of quartz. On the contrary the petrological data: poikilitic association quartz-turmaline, diffusive outlines, etc., appear to indicate a growth by diffusion within a matrix of sedimentary provenience.

On the other hand some petrological considerations, made for us for the greywackic rocks, can also be applied here.

The geological-petrological data points to a silicification process possibly related to superficial manifestations that in depth can converge either volcanic or plutonic (granitic) - rocks.

The wall-rocks principally correspond to marine Ordovician-Silurian shales-lutites. (RIBA, 1964, VILLENA, 1971).

The silicification process, together with the thermal activation can originate other new minerals as well as quartzs. So the boron and other chemical elements can be remobilized crystallized in new crystalline forms, such as turmalines.

The chemical analysis of the sedimentary argillaceous-wall rocks show that they are rich in boron. (SANCHEZ CELA and PASTOR GASCON in press).

Porphyroblastic rocks (Augen texture-rocks).

These rocks are abundantly present from "low to high" metamorphic zones, principally located in the Hercynian of NW of Spain.

Many of these rocks, named as "ollos de sapo", petrographically correspond to porphyroblastic-gneisses and schists with phenocrystals of quartz and feldspars within a argillaceous matrix differentially recrystallized. Many crystal-quartzs, that exhibit "embayed outlines" textures (Fig. 3), are attributed, for almost all geologists as of "corrosion" origin, perhaps because of their resemblance to the many volcanic rocks. (*). In this way those quartz-crystals are for such geologists inherited minerals from igneous origin (for some authors "rhyolitic - rocks from volcanic arcs") enclosed together argillaceous and other clastic minerals principally in some Precambrian sedimentary basins. According to the same authors these materials were metamorphized during the Hercynian times,

In general all geologist-petrologists are in agreement to classify to these rocks as metamorphic ones. In relation to the metamorphic degree there exists various opinions.

APARICIO YAGUE and GARCIA CACHO (1982), in a zone of the Central-System of Spain, consider the porphyroblastic facies-rocks, generally classified as metamorphic rocks of high degrees, re

(*) PARGA et al (1964); BARD (1967, 1969); MARTINEZ GARCIA (1969); FERNANDEZ CASALS and CAPOTE (1971); HERNANDEZ ENRILE (1971); CAPOTE (1973); BARD et al (1971, 1972); MUÑOZ and VEGAS (1974); FERNANDEZ CASALS (1974); NAVIDAD (1975, 1978), etc.

sult of a synkinematic granitization process in relationship with a metamorphic environment of medium degree.

On the contrary the authors of the present paper have attributed the origin of quartzs - with embayed outlines to diffusion-growth metasomatic process in lutithic sedimentary rocks - (SANCHEZ CELA, 1978; SANCHEZ CELA and APARICIO, 1972, SANCHEZ CELA and APARICIO, 1982).

An interesting petrological observation is the existence in rocks named "ollos de sapo", of apparent phenocrystals that are in fact aggregated poli-crystallines whose external morphologies, many times, exhibit embayed outlines (Fig. 4). The independent and simultaneous nucleation from different centers, the agradation or crystalline growing and latter partial function-soldering can originate those morphologies (SANCHEZ CELA and APARICIO, 1982).

The analysis of the nature of the inclusions of these quartzs can also be an interesting feature in order to deduce their origin. So many inclusions, identical to the matrix-components, appear to correspond to sedimentary materials enclosed during the crystalline growing of the - crystals of quartzs.

Some textural-structural features, such as the "involving foliation" in a poli-phenocrystals of quartzs, appear to indicate that these have growth "in situ", generally from several crystalline-points. The subsequent soldering and growing of single crystals or polycrystals of quartz deform and displace the prior foliation originated by the argil-micaceous minerals, at the same time that these last minerals are recrystallized to micaceous minerals that enclose - the porphyroblasts of quartz, many of them with embayed outlines (SANCHEZ CELA and APARICIO, 1982).

Some porphyroblastic rocks, according to some authors, correspond to medium-high metamorphic rocks. According to the quoted authors these crystals and rocks have undergone high metamorphic processes. If these crystals are corroded quartzs of igneous origin we do not understand as they can remain unaltered in their morphologies after they have suffered: firstly a - differential sedimentological process and later metamorphic-recrystallization processes. In - our opinion this interpretation is very difficult to support.

Hornfel rocks

The analyzed rocks correspond to very small masses that within Keuper materials are located in the Iberian Mountains of Spain.

These rocks correspond to contact metamorphic processes that take place between marly-evaporitic materials (with some igneous rocks) and silica-alkaline fluids from endogenetic origin (SANCHEZ CELA, 1982).

Petrologically and genetically these rocks are very interesting. They are formed by quartz, feldspars, micas, sillimanite, cordierite, orthopyroxene, and sometimes spinel and kornerupine, as well as other accessory minerals.

An interesting petrological data is the existence of incompatible minerals in these rocks, such as quartz + spinel. This indicate that these rocks have not reached the chemical equilibrium, because of the first minerals, e.g. spinel, cordierite, were later silicified and partially transformed to others. So in these rocks to milimetrical scale, exist zones with spinel without quartz, and viceversa.

Some quartzs exhibit outlines analogous to many textures defined in igneous rocks as of "corrosion" origin (Fig. 5). All the petrological data indicates that such quartzs are of later formation and grown in solid state. They latter differential and anisotropic growth have principally conditioned their amoeboid forms. (SANCHEZ CELA, 1982).

Some previous remarks

As we know the "corroded-mineral" term is usually used to denominate some external morphologies, principally in crystals of quartz, existent in many igneous-metamorphic facies rocks.

In the igneous rocks, there appears to exist a general agreement that these morphologies are generally originated by magmatic corrosion phenomena on crystals of early generation because of that the chemical equilibrium was altered. These phenomena appear to be frequent during the magmatic evolution, e.g. fractional crystallization, contamination, etc.

This chemical unstability is easily stated when, for example a "granitic" or "rhyolitic" magma during their emplacement enclose wall-rocks, for example of a sedimentary nature (e.g. - carbonatic). In this hypothetic case some xenoliths may be present. All petrologists know that between the magmatic mass and the wall-rocks many reaction-resorption magmatic phenomena take place. If the resorption is not complete the wall-rocks can remain in form of the xenoliths. In this case interesting textures and mineralogical transformations can be formed in the external part of these xenoliths, that evidence the lack of chemical equilibrium between the xenoliths and the magmatic mass.

Theoretically the corrosive phenomenon on xenoliths or on unstable minerals within a magmatic mass chemically homogeneous, ought generally to develop with analogous intensity in the three spatial directions. So "roundish" forms in xenoliths or in early-unstable minerals could be the result of this process. In this idea it is difficult to understand, for example, as an idiomorphic quartz of sedimentary-diagenetic origin, enclosed, for example, by a basaltic magma may reach an amoeboid form during the magmatic corrosion.

The petrographic data shows abundant cases where for example basaltic rocks exhibit some relict of xenoliths of quartzs with corroded outlines, with external lobate morphologies. In almost all the cases these crystals of quartz exhibit a coronitic-border reaction formed by minerals of intermediate compositions between the basaltic-groundmass and the quartzs.

In our opinion the textural-petrographic data can indicate when a crystal or phenocrystal with embayed outlines is of early generation or on the contrary it constitutes a crystalline phase later developed. The relation crystal-matrix or groundmass can tell us a lot of information on this question. In this way the analysis of the minerals enclosed within these crystals is very important, for example, that such crystals can enclose some minerals existing in the groundmass or matrix.

The compositional relation between the crystal with embayed outlines and the matrix or groundmass is other very important petrological observation, although by means of it we can know if there exist some chemical unstability between both components.

In some rocks where there does not seem to exist chemical unstability between the phenocrystals of quartz and the groundmass, for example in porphyritic-granitic rocks, as well as the petrographic data exist others of theoretical-experimental type, that seem to vouch a latter formation for those crystals.

In these and other rocks, without apparent unstability between the crystals and the groundmass, the quartzs with embayed outlines are, according to our petrological interpretations, later minerals. As we have said their capricious morphologies could be originated because of the anisotropic nucleation and crystalline growing, from various and simultaneous centers and latter junction-soldering among them (Figs. 6, 7 and 8).

On the origin of the embayed outlines

The origin of crystals of quartz with embayed outlines could, in a manner, be related to the origin of curve faces in some crystals. This apparent rare phenomenon was considered and studied by some authors, among others, by VALENTON (1924), FRIEDEL (1926), BURTON et al. (1951), CABRERA (1964), etc.

This problematic has also been dealt with some Spanish authors. So PRIETO et al (1979), GARCIA RUIZ et al. (1979) and AMOROS and BARRERA (1979) in their works, either from a theoretical or practical point of view, studied this rare phenomenon.

These Spanish authors established a theory that, in our opinion, can be applied to the origin of quartzs with embayed outlines. According to the same authors the morphology of the crystals is conditioned by the geometry and velocity of the chemical contribution, as well as by the adsorption capacity of the different faces of a crystal. When the contribution of the chemical flux is lesser than the adsorption capacity, within a diffusion mechanism, the crystalline nucleus will growth like spheres, although the matter-quantity that reach any point on the nucleus-surface is independent of the direction.

According the same authors the final-theoretical spherical forms is very difficult to attain because the adsorption capacity among the various faces of a crystal (F,K,S) is different. The capacity of adsorption of the faces is related to their atomic structure. According to HARTMAN (1953) the faces can be classified by the presence and number of the periodic-bond-chains (P.B.C.) contained in the faces.

On the other hand our petrological studies and deductions indicate, in many cases, the existence of different growth-crystalline centers forming an apparent single phenocrystal. The origin of crystals with curve faces developed simultaneously from various centers, could give a explanation to the origin of the final-amoeboid crystalline forms, when these growth centers are in contact among them. The subsequent recrystallization-soldering processes could be the cause of the presence, in many cases, of phenocrystals apparently originated from a single nucleation center (Figs 6, 7 and 8).

A petrogenetic model

The origin of augen-porphyric quartzs appear also to be in relationship to the origin of augen-porphyric feldspars in many metamorphic rocks (SANCHEZ CELA & APARICIO YAGUE, 1982). So in those rocks, the quartzs appear to be the latest minerals, originated, in general, subsequently to the feldspars. As we have stated the augen-porphyric quartzs and feldspars were formed as a consequence of Hercynian-metasomatic transformation processes induced by granitic rocks that gradually and laterally converge with the metamorphic ones, and whilst these last gradually converge with sedimentary rocks formed by lutites little metamorphized.

Although the augen porphyric minerals appear that were formed in a episode during the Hercynian times, petrographic considerations have made that we can establish two "stages" of nucleation-growth.

In a first stage, that we could be named "saturation", the micaceous and the feldspathic minerals are formed. In a subsequent-second stage, named "oversaturation", the quartzs, in some cases with embayed outlines, are formed; simultaneously a second generation of feldspars can be originated.

This temporal and gradual evolution appears to be a consequence of the evolution of the mineralogical transformation processes.

Broadly two wide environments of petrological transformation can be defined: very low-low and medium-high degrees.

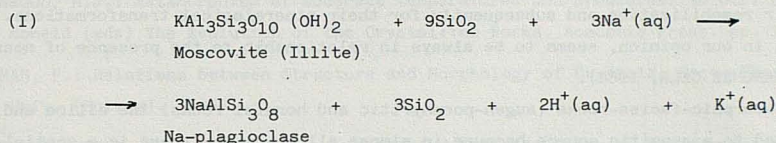
In the first type we include the nearest sedimentary facies such as: greywackes and related rocks and others such as "silicified rocks". In the second one we include augen-porphroblastic rocks.

Our petrological data on the greywackic rocks, in the Hercynian of Spain, appear to point toward, among others, the existence of two petrogenetic factors in the origin of these rocks. The first, mainly of a thermal type, is the existence in more or less deep zones of granitic masses; the second factor, of a chemical type, is the formation of differentiation-transformation processes in the sedimentary materials.

As we know the existence of an aqueous-pore-fluid (sedimentary materials) together with the thermal endogenetic energy (granitic masses) facilitates the remobilization, transport and redeposition of many chemical elements.

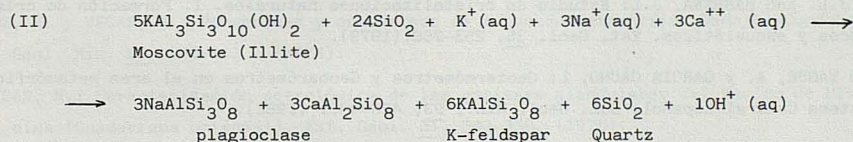
On the other hand we know the affinity of argillaceous minerals in the recrystallization-transformation processes, already in the diagenetic environments. Those transformations, of course, will be more important in the endogenetic-metasomatic environments (SANCHEZ CELA, 1984).

So a lutithic rock in the presence of silica and alkalis under low thermal gradients can be transformed to quartz-feldspathic rocks (*).



In certain feldspar + silica/matrix ratios this theoretical transformation can correspond to a "greywackic" rock.

In a petrological environment of higher degree, an ideal transformation could be the following:



In this case a "quartz-feldspathic rock" is originated, that under differential physical environments can correspond to different petrographic types.

In an antistress environment that mineral paragenesis can correspond from a sedimentary facies ("arkose") or to an igneous one (granitic rock). In a stress environment various schist-gneisses can be formed.

In the chemical transformations the ratio $a\text{-cation}^+ / a\text{H}^+$ may be controlled by the concentration and chemism of the fluid phase (e.g. sufficient abundance of CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , etc.).

So for example $\text{CO}_3^{2-} + \text{H}^+ \longrightarrow \text{HCO}_3^-$, in this case the Ist and IInd transformations can continue because of the buffer action of the anions on the H^+ .

(*) The regional lutithic rocks, that are the most abundant rocks, are very rich in illite-moscovite minerals.

The presence of these anions, possibly abundant in the Hercynian times, can be directly stated by the existence of levels of carbonatic rocks present nowadays from Upper Precambrian to Upper Paleozoic, and indirectly by the presence of sulphur mineralizations, that can be interpreted as originated by transformations of sulphates that together other more solute salts have been nowadays altered and transformed.

The anterior mineralogical transformations, which in many cases apply some principles of chemical solutions, have been sketched experimentally and theoretically by many authors: THOMPSON, 1959, SHADE, 1968, KORZHINSKII, 1970; WINTSCH, 1975, GREENWOOD, 1976, ERNST, 1976; FYFE and alt, 1978, etc.

The origin of metasomatic elements, mainly silica and alkalis, can be attributed to various sources:

- Remobilization of these chemical elements present in the sedimentary materials.
- Metasomatic contribution of endogenetic-granitic masses, or
- A partial contribution of the first and second sources.

These three alternatives can be applied to the nearest sedimentary facies, such as "greywackic" rocks. In this particular case we think that possibly the alkalis can be originated by a chemical remobilization of sedimentary origin, (e.g. salty or marly materials), while the silica can arise from a deeper source. In both cases silica and alkalis need a thermal activation energy for their remobilization and subsequently for their mineralogical transformations. This thermal energy, in our opinion, seems to be always in relationship to the presence of near granitic masses (SANCHEZ CELA, 1984).

In the metamorphic-facies-rocks (augen-porphyritic and hornfel rocks) the silica and alkalis are attributed to a granitic source because in almost all the cases there is a spatial-petrogenetic relationship between both rocks (SANCHEZ CELA, 1978; SANCHEZ CELA and APARICIO, 1972, SANCHEZ CELA and APARICIO, 1982).

REFERENCES

- AMOROS, J.L. and BARRERA, J.L.: Estudio de cristalizaciones naturales. I. Formación de cristales huecos y esqueléticos. *Est. Geol.* **35**, 253-258. (1979).
- APARICIO YAGUE, A. y GARCIA CACHO, L.: Geotermómetros y Geobarómetros en el area metamórfica del Sistema Central Español. *Bol. Geol. Min.*, **93**, 426-435. (1982).
- BURTON, K; CABRERA, N. and FRANK, F.C: The growth of crystals and the equilibrium structure of their surfaces. *Phil. Trans. Royal. Soc.*, **243**, 299-358. (1951).
- BARD, J.P.: Granites écrasés et orthognéiss. "Ollio de Sapo" á disthène dans la bande métamorphique de Badajoz-Azuaga et le problème d' un socle brioverien dans le sud de l'Espagne. *C.R. Acad. Sci., Paris*, **265**, 1875-1878. (1967).
- BARD, J.P.: Le metamorphism regional progressif des Sierras de Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sud-iberique. *These. Fac. Sci. Montpellier*, 398 pp. (1969).
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. et MATTE, P.: La structure de la chaîne Hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins. *Histoire structurale du golfe de Gascogne. Publ. l'Inst. Fr. Petr.* **T1**, 1-83. (1971).

- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. et RIBEIRO, A.: Le precambrien de la peninsula Iberique. Notes Serv. Geol. Maroc, 236, 315-335. (1972).
- CABRERA, N.: The equilibrium of crystal surfaces. Surface Sci., 2, 320-345. (1964).
- CAPOTE, R.: Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila. Bol. Geol. Min., 84, 426-437. (1973).
- ERNST, W.G.: Petrologie Phase Equilibria. Freeman, 333 p. (1976).
- FERNANDEZ CASALS, M.J.: Significado geotectónico de la formación gneisses de la Morcuera. Studia Geológica. 7, 87-106. (1974).
- FERNANDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R.: Los gneises glandulares del Guadarrama Oriental. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (geol) 60, 69-80. (1971).
- FRIEDEL, G.: Cristallographie. Edit. Blanchard. Paris, 279 p. (1926).
- FYFE, W.S., PRICE, N.J. and THOMPSON, A.B.: Fluids in the Earth's Crust. Elsevier, 383 p. (1978).
- GARCIA RUIZ, J.M.; PRIETO, M. and AMOROS, J.L.: Sobre la influencia del transporte en la formación de caras curvas en cristales. II. Contrastación experimental. Est. Geol. 35, 449-457 (1979).
- GREENWOOD, H.J.: Metamorphism at moderate temperatures and pressures: In D.K. Bailey and R. Macdonald (eds) The Evolution of the Crystalline Rocks. Academia Press. pp. 187-259 (1976).
- HARTMAN, P.: Relations between Structure and Morphology of Crystals. Doct. Thesis. Groningen Univ. (Holand). (1953).
- HERNANDEZ ENRILE, J.L.: Las rocas porfiroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del anticlinorio Olivenza-Monesterio (Badajoz). Bol. Geol. Min. 82, 359-370. (1971).
- KORZHINSKII, P.S.: Theory of Metasomatic zoning. Oxford Clarendon Press, 162 p. (1970).
- MARTINEZ GARCIA, E.: Nota sobre la posición del Ollo de Sapo en las provincias de Zamora y Orense. Com.Serv. Geol. Port. 53, 37-42. (1969).
- MUÑOZ, M. y VEGAS, R.: Paraneises y ortoneises de la banda metamórfica Badajoz-Cordoba. Bol. Geol. Min. 85, 450-463. (1974).
- NAVIDAD, M.: Caracterización petrológica de las gneisses glandulares del Macizo de Hiendelaencina (Guadarrama oriental). Est. Geol. 31, 343-350. (1975).
- NAVIDAD, M.: Las series glandulares "Ollo de Sapo de los sectores Nord-Occidental y Centro-Oriental del Macizo Ibérico. Est. Geol. 34, 511-528. (1978).
- NAVIDAD, M.: Volcanismo Permo-Carbonífero en la Cadena Ibérica (Rama Occidental). Mongr. Fund. Juan March, 202, 63 p. (1980).
- PARGA, J; MATTE, P. et CAPDEVILA, R.: Introduction a la geologie de l'ollo de Sapo. Formation porphiroide antesilurienne du nord ouest de l'Espagne. Notas y Comunicaciones, 76, 116-154. (1964).
- PRIETO, M. GARCIA RUIZ, J.M. y AMOROS, J.L.: Sobre la influencia del transporte en la formación de caras curvas en cristales. I. Parte Teórica. Est. Geol. 35. 319-323. (1979).
- RIBA, O.: Estudio geológico de la Sierra de Albarracin. Inst. L. Mallada. Monogr. nº 16, - 283 p. (1959).

- SAN JOSE, M.A.: El complejo sedimentario pelítico-grauváquico.- Geología de España. Libro jubilar de J.M. Ríos, T. I, 91-100. (1983).
- SANCHEZ CELA, V.: Consideraciones petrogenéticas sobre diversas rocas cuarzo-feldespáticas en el area de Zalamea de la Serena (Badajoz) y su relación con rocas análogas del S.O. de España. Bol. Geol. Min. 89, 596-606. (1978).
- SANCHEZ CELA, V.: Sillimanite bearing rocks of Alpine age associated to Triassic materials - near Teruel (Spain). Est. Geol., 37, 135-140. (1981).
- SANCHEZ CELA, V.: On the existence of Hornfels associated to Triassic materials of Keuper facies, near Teruel (Spain). Est. Geol., 38, 405-413. (1982).
- SANCHEZ CELA, V.: A structural and compositional suitable habitat in the petrological transformation processes. Rev. Ac. Ciencias Univ. Zaragoza (España), 39, 47-67. (1984).
- SANCHEZ CELA, V. y APARICIO, A.: Nuevas consideraciones sobre las rocas gneissicas y porfiroides localizadas en la alineación estructural Almendralejo-Azuaga. Badajoz. Bol. Geol. Min. 83, 407-419. (1972).
- SANCHEZ CELA, V. y GABALDON, V.: Nuevas consideraciones petrológicas, estructurales y estratigráficas en la depresión de Peraleda-Valsequillo (Badajoz-Cordoba). Bol. Geol. Min., 86, 63-71. (1975).
- SANCHEZ CELA, V. y GABALDON, V.: Memoria y hoja geológica Plan Magna, nº 831, "Zalamea de la Serena". Inst. Geol. Min. Madrid. (1977).
- SANCHEZ CELA, V. and APARICIO YAGUE, A.: Feldspathic-Quartz Rocks, of Sedimentary, Metamorphic and Igneous Facies, in relation to Granitization-Transformation Processes in the Hercynian Massif of Spain. In "Transformist Petrology" Theophrastus Public. S.A. 305 p. Athens. (p. 189-229). (1982).
- SANCHEZ CELA, V. & PASTOR GASCON, E. (in press): Consideraciones petrogenéticas sobre unas rocas silíceas, consideradas como de origen volcánico, en la zona de Bronchales (Teruel-España). Rev. Acad. Ciencias Zaragoza.
- SHADE, J.W.: Hydrolisis equilibria in the system $K_2O-Al_2O_3-H_2O$. Ph. D. Thesis. Pennsylvania. State Univ. 172 p. (1968).
- THOMPSON, J.B.: Local equilibrium in metasomatic processes. In. P.H. Abelson (edit) "Researches in Geochemistry", 1, 427-457, John Wiley. (1959).
- VALENTON, J.J.P.: Wachstum und Anflösung der Kristalle. Zeitschrift für Kristallographie, 59 135-169. (1924).
- VILLENA, J.: Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica, comprendida entre Molina de Aragón y Monreal (prov. de Guadalajara y Teruel). Tesis. Univ. de Granada, 222 pp. (1971).
- WINSTSCH, R.P.: Solid fluid equilibria in the system $KAlSi_3O_8 - NaAlSi_3O_8 - Al_2SiO_5 - H_2O - ClH$ Jour. Petrology, 16, 57-59.



Fig. 1.- Diffuse-amoeboidal crystals of quartz - in a greywackic rock. (Abenojar, C. - Real-Spain) x 80.



Fig. 2.- Poli-phenocrystals of quartz with curve-lobate faces in soldering phase in a silicified shale (Villadoz, Zaragoza-Spain) x 80.



Fig. 3.- Amoeboidal crystal of quartz in a "ollo de sapo" type rock (porphyroblastic - gneiss) (P. Sanabria, Zamora-Spain) x 16.

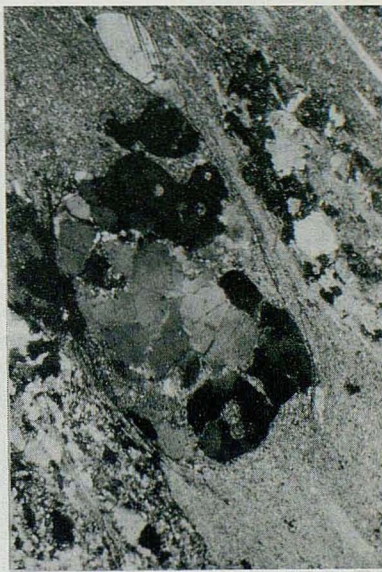


Fig. 4.- Apparent single amoeboidal crystal of quartz in an "ollo de sapo" rock type constituted by the partial soldering from different crystalline germs (P. Sanabria, Zamora-Spain) x 16.



Fig. 5.- Quartz with embayed outlines in a hornfels with sillimanite+cordierite+spinel. (Camarena de la Sierra, Teruel-Spain) x 80.

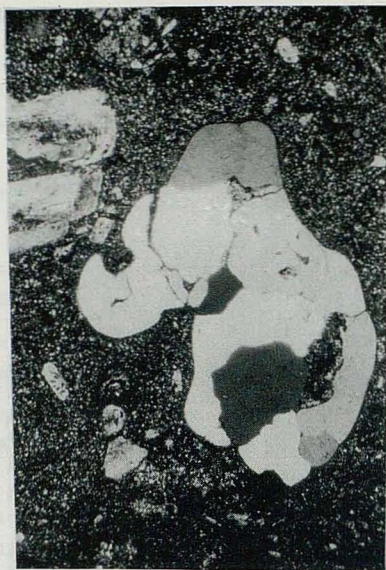


Fig. 6.- Apparent phenocryst of quartz with embayed outlines, constituted by the junction and partial soldering of various crystalline germs (composed phenocrystal). Porphyric granite or dacite (Albarracin, Teruel-Spain) x 16.



Fig. 7.- Composed phenocrystal with embayed outlines constituted by the junction and partial soldering of various crystals in a silicified rock. (Bronchales, Teruel-Spain) x 16.

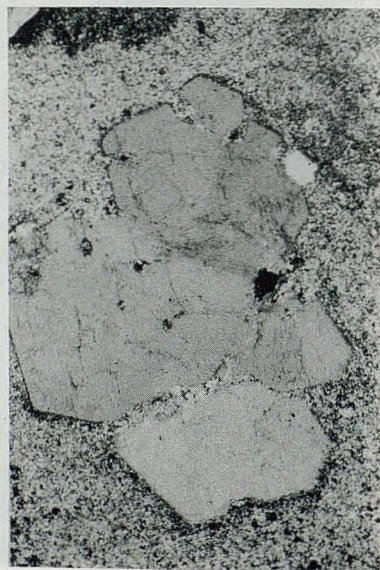


Fig. 8.- Apparent phenocrystal of quartz constituted by the junction-soldering of four euhedral-single crystals with almost optical homogeneity in a silicied rock with tourmaline (Bronchales, Teruel-Spain) x 16.

GEOCHEMICAL DATA ON BASIC-INTERMEDIATE PLUTONIC ROCKS IN THE SW OF SPAIN. PETROLOGICAL IMPLICATIONS.

A. APARICIO, L. GARCÍA.

Instituto de Geología. C.S.I.C. Madrid. (España).

V. SÁNCHEZ.

Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. (España).

In this paper some petrological considerations are made on several Hercynian igneous rocks deduced by geochemical data and completed with prior geological-petrological studies.

The igneous rocks are of plutonic facies, from basic to intermediate types (gabbros-diorites), almost always associated with granitic rocks, and in many cases in contact with sedimentary carbonate rocks.

The geochemical data seem to confirm prior deductions obtained through geological-petrological studies on relationship between the sedimentary wall-rock materials and the origin and diversification of the igneous rocks by transformist petrological processes.

In this way the basic-intermediate plutonic rocks are interpreted as originated by syntectonic transformation processes that take place between Hercynian granitic rocks and suitable wall-sedimentary materials from Cambrian to Devonian.

INTRODUCTION

In the SW of Spain there are some batholith granitic rocks (adamellites-granodiorites) - that in many cases are associated with basic-intermediate plutonic rocks, mainly diorites and gabbros.

The outcrops of these rocks, that in many cases are in contact with carbonate rocks, follow ENE-WSW Hercynian structures.

The wall rocks are formed by Paleozoic sedimentary rocks, generally slightly metamorphosed and which stratigraphically appear to be from Cambrian to Devonian materials.

These materials are mainly formed by lutites and greywackes with carbonate and quartzitic rocks.

The basic-intermediate rocks, which display a widespread superficial distribution, have been quoted, sketched, and in some cases, petrologically studied by the following authors, among others: Rosso de Luna y Hernández Pacheco, 1946, 1951, 1953, 1956, 1957; Fabries & Sadrán, 1959, Febrel, 1963, 1970; Bard, 1965, 1977; Vázquez Guzmán, 1969; Bard & Fabries, 1970; Priem et al., 1970; Hernández Enrile, 1971a, 1971b; Vegas, 1971; Gutiérrez Elorza et al., 1971; Defalque et al., 1971; Soler, 1973; Barrera, 1974; Saavedra et al., 1975; Vegas & Muñoz, 1976; Fernández Pompa & Vázquez Guzmán, 1976; Dupont, 1978; Saavedra, 1979; Bard & Moine, 1979; Garrote & Sánchez, 1979; Brun & Pons, 1981; Dupont & Casquet, 1981; Casquet, 1980, 1982; Rubio, 1982; Carnicero & Castro, 1983; Pons & Brun, 1984.

These rocks are generally considered rocks of "deep origin" without any relationship to the granitic rocks that generally appear in contact with the former.

On the contrary, the authors of the present work consider the basic-intermediate rocks as originated by transformation processes as a result of the interaction between the sedimentary-wall rocks, mainly of a carbonatic nature, and the granitic rocks: Sánchez Cela (1971); Sánchez Cela & Aparicio (1972); Aparicio & Sánchez Cela (1972); Sánchez Cela & Ordoñez (1974); Sánchez Cela & Gabaldon (1977a, 1977b, 1978).

Other authors, such as Alia Medina (1963); Casquet (1980) and Hernández Enrile (1971b), propose the existence of contamination processes in the origin of some basic-small-outcrops in the SW of Spain.

Our main aim in this work is to present some geochemical data, that essentially, support our first deductions obtained through field and petrographic studies.

GEOLOGICAL FEATURES

In relation to the wall rocks three outcrop-types of basic-intermediate rocks can be defined in the SW of Spain.

- 1) Basic-intermediate rocks in contact with carbonate rocks that laterally and in depth appear to converge with granitic rocks.
- 2) Basic-intermediate rocks in contact with granitic rocks do not seem to be associated with carbonate rocks.
- 3) Basic-intermediate rocks that are in contact with carbonate rocks do not seem to converge with granitic rocks, or these last rocks do not outcrop.

Some zones also exist in the SW of Spain where carbonate rocks appear to be in contact with granitic rocks without the presence of basic rocks.

The first type is the most frequent. Thus in the Jerez-Burguillos zone it is possible to observe, from top to bottom, the following petrological sequence:

- a) Carbonate rocks, constituted by limestones and dolomitic limestones, which are mainly attributed to a Cambrian age by the presence of Archaeocyathides.
- b) Calcsilicate rocks with abundant skarn-mineralizations, diopsidites, etc.
- c) Basic rocks mainly constituted by different textural gabbros in gradual contact-transition with the calcsilicate rocks.
- d) Dioritic rocks, also in gradual contact with the gabbros (as well as with the granitic rocks of a granodioritic type), and finally.

e) Granitic rocks, which range from quartz-diorites to adamellites, constitute the main masses of plutonic rocks in almost all the igneous-outcrops in the SW of Spain.

In our opinion the lack of carbonate rocks could be due to some erosive phenomena, probably induced by tectonic processes. This occurs for example in the Mérida outcrop, where the dioritic rocks apparently do not appear to be in relationship with the carbonate rocks, although these sedimentary rocks outcrop towards the west in nearby zones.

The gradational transition between basic-intermediate rocks and granitic ones is possible, among others, can be stated in Mérida outcrop. So in this zone the presence of erosive talus, - originated by the Guadiana river, facilitates the study of good cross-sections. There, dioritic rocks constitute shallow and superficial outcrops, that gradually converge in depth with the granitic ones (Sánchez Cela, 1971).

In some other places, where the basic-intermediate rocks appear isolated from the granitic ones, the former are in general interpreted as proceeding from "deep zones" (Velasco, 1976; Casquet and Velasco, 1978; Casquet, 1980), in some cases in relationship with subduction zones - through which the "mantelic" materials come out (Carvalho, 1972; Soler, 1973; Mueller et al., 1973; Bard et al. 1973, 1974; Vegas & Muñoz, 1976, and others).

In these places, generally, the basic rocks (mainly gabbros) are in contact with the carbonate rocks through skarn and calc-silicate rocks. These last rocks are interpreted, by some authors, as the result of some metamorphism of contact originated by the intrusion of gabbros.

Calc-silicate rocks and skarns exhibit mineralogical paragenesis generally explained by reaction-transformation-metamorphic processes, that took place between the intrusive granitic rocks - and the carbonatic ones. Then the question is: how basic magmas can give origin to the same mineralogical paragenesis as the granitic rocks in the same wall-rocks of carbonatic nature?.

If the wall carbonate rocks are petrographically and geochemically analogous in both environments (Cambrian limestones, from Archaeocyathid facies) we cannot understand how theoretical magmas of "gabbro" and "granitic" compositions can generate analogous or equal parageneses in the wall rocks.

This problem together with other geologic petrographic studies, mainly in outcrops of the first type, was one of the main reasons why we considered basic rocks to be the result of an interaction between intrusive granites and wall sedimentary rocks, that we have initially attributed to a carbonate rocks.

On the other hand, the latest geophysical data (PERFILES SISMICOS PROFUNDOS, 1983; Bolóix et al., 1983) confirm the existence of a constant and homogeneous sialic crust of about 30 km. thick in the SW of Spain without the existence of "basic" materials. This seems to contradict the idea of some Mantle-Crust interaction established by many authors. On the contrary the geophysical data do not invalidate our petrogenetic model, in the sense of a transformation of sedimentary rocks during Hercynian granite magmatism.

The relative lack of basic-intermediate rocks at some points where the granitic rocks are in contact with the carbonate ones, could be related to the non-existence in those zones, of a suitable host sedimentary wall rock, that we shall comment later.

GEOCHEMICAL FEATURES

Major elements

The analyzed rocks cover several petrographic types in different outcrops, especially representing where the petrographic sequences appear to be better developed (outcrops type 1, - with basic-intermediate rocks in contact with carbonate and granitic rocks).

The chemical analyses (Table 1) of the sedimentary rocks or rocks of sedimentary origin - (ej. hornfels-skarns) were processed in the same way as the different igneous plutonic facies with a view of direct comparison.

The differentiation index (I.D.) values, in relation to the percentages in the different oxides of granitic, intermediate and basic rocks, as well as the wall-rocks, are shown in fig. 1.

The interpretation of these diagrams seems to indicate some interesting petrological meanings deduced from the lineal and continuous evolution between the wall sedimentary rocks and the granitic ones, through the different basic-intermediate rocks.

The majority of rocks with little SiO_2 correspond to calcic silicate rocks (skarns, diopsidites, etc.) and some gabbros. These last rocks present a greater dispersion index, although they extend from the plot places of the calcsilicate hornfels to the dioritic rocks.

The behaviour of Al_2O_3 is not interpretable. It presents little variation, except in some calcsilicate hornfels and diopsidites where a $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{ID}$ decreasing ratio is present.

The Na_2O and K_2O display a similar behaviour. Generally an increase in such oxides corresponds to a gradual increase in the I.D. The decrease in Na_2O is established in the diorite field, and subsequently it decreases in the calcsilicate hornfels.

The CaO and MgO exhibit a gradual decrease from the sedimentary-wall rocks (carbonate rocks) to granite.

The FeO evolution is generally in inverse relation to the I.D., so lower I.D. values correspond to higher FeO ones, except when the $\text{I.D.} \approx 50$ where that correlation does not seem to exist.

The TiO_2 and MnO , owing to low percentage, are not interpretable.

The AFM diagram (Fig. 2) shows a calcalkaline series with some inversions in the basic hornfels rocks.

The Al-factor and Fe-factor diagrams (Nesbitt & Cramer, 1981) (Fig. 3) display a continuous geochemical evolution between the sedimentary-wall rocks, the basic-intermediate rocks and the granitic ones.

In all types of diagrams an evident geochemical lineal evolution between the sedimentary-wall rocks, basic-intermediate rocks and the granitic ones seems to be deduced. This gradational-chemical anisotropy could be indicative of the existence of a certain relationship between the wall-sedimentary rocks and the origin and the evolution of the basic-intermediate rocks.

If we also take into consideration the geological and petrological data it would be extremely difficult to explain those geochemical trends with the idea that the basic rocks were of deep origin without any relationship to the wall-geologic context.

Although it would not be rare a gradational lineal evolution between the basic and the granitic rocks, but it would be paradoxical that the same gradational evolution converge with rocks of undoubted sedimentary heritage.

Minor elements

The minor elements show, in general, an analogous behaviour to the major ones.

The values of these elements on the different types of rocks against the I.D. are plotted in Fig. 4.

Sr shows a lineal increase from granitic rocks to wall sedimentary materials (carbonate - rocks). This minor element seems to be mainly contained in the plagioclases and pyroxenes.

Rb displays a good lineal evolution without gaps between the wall sedimentary rocks and the granitic ones. The greater concentrations take place in the K-feldspar-biotite rocks. The ratio K/Rb (Fig. 5) is lineal for the whole of the rocks, although the granitic ones exhibit a greater dispersion.

Pb with analogous ratios in the carbonate and basic rocks, shows a greater concentration in the rocks with high I.D. Zn displays a wide dispersion in the basic rocks and a smaller one in the granitic rocks.

Zr displays a more lineal evolution, with low values in the wall carbonatic rocks and slightly higher in the granitic ones.

Ni, with high values in the carbonate rocks, shows, in general, a wide dispersion.

La presents very constant values in all petrographic types with small dispersions.

CHEMICAL MINERALOGY.

Pyroxenes and amphiboles mainly, as well as biotites and olivines, were analyzed (Table - 2).

Clinopyroxenes, from calcsilicate rocks, gabbros and diorites display a small compositional variation (Fig. 6), except in Fe which exhibits some continuous increasing from diorites-gabbros to calcsilicate rocks. In general the clinopyroxenes correspond to diopside-salite types and, in some cases, to augites. The diopside-salite is more abundant in the calcsilicate rocks, whilst the augites are mainly present in gabbros and diorites.

The orthopyroxene, subordinate mineral in some granitic rocks, gabbros and diorites, corresponds to hypersthene-bronzite types.

The amphibole is of hornblendic type. In the Na+K-Al-Ca diagram (Fig. 7) it shows an enrichment in Ca toward the dioritic types, whilst the gabbros and the calcsilicate rocks show greater ratios in Al. The amphibole of the granitic rocks is plotted in intermediate positions.

In general the rocks with greater amounts in Ca present the lowest Ca-amphiboles; on the contrary the clinopyroxenes, of prior origin, display some greater ratio in this chemical element.

In the Ca-Mg-Fe+Mn triangular diagram (Fig. 8) the Ca-Mg contents do not show any variation in relation to the different rocks.

Some evident geochemical evolution is stated in the Na+K-Al-Fe+Mg+Mn triangular diagram (Fig. 9). In general the amphiboles with a low Na+K amount in all types of rocks show some evolutive decrease in Fe+Mg from the dioritic rocks to the calc-silicate ones.

The biotites in basic and acidic rock-types present analogous quantities in Si and Al. On the contrary the Fe-Mg ratios are more variable (Figs. 10, 11, 12).

Olivines, mainly from gabbros to calcsilicate rocks, range between hyalosiderite (22), chrysolite (13,9) and forsterite (25).

The Al-factor and Fe-factor, of Nesbitt & Cramer (1981), applied to clinopyroxenes, biotites and amphiboles (Fig. 13) show a minor variation for biotites and hornblendes and a major one in the Al factor, in relation to clinopyroxenes with the different rocks.

The $\text{FeO}_t/\text{FeO}_t+\text{MgO}$ among mineral-pairs and between minerals and total rock (Fig. 14) show equilibrium relations. Thus the amphibole in relation to the biotite, clinopyroxene and rock-type approaches the equilibrium conditions independently of the rock type. Similar tendency is shown by biotite as well as the orthopyroxene in relation to the total rock.

The Leake diagram (1978), used for hornblendic amphiboles (Fig. 15); displays a Si-variation in relation to $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{\text{II}}$. Such variation is independent of the basicity or acidity of the rock.

Nevertheless no compositional interruption is observed in the different diagrams. The relation between the minerals and total rock seem to indicate the existence of some equilibrium conditions among them. This could be a strong objection to the hypothesis of different magmas in the origin of the acidic and basic rocks. On the contrary, as we had already stated, the -

geochemical data, together with field and petrographic studies, point towards and interacting - petrological process between the sedimentary wall rocks and intrusive granitic rocks as an explanation of the origin of basic-intermediate rocks.

PETROLOGICAL CONSIDERATIONS

The geochemical data, seen from the total rock point of view and from the mineral assemblages, lead us to consider a unique evolutive series for all the petrographic types of basic, intermediate and acidic igneous facies rocks, including the different calc-silicate contact metamorphic rocks. The evolutive geochemical gradation, without compositional gaps, gives support to the theory of contamination or transformation processes for the origin of the basic-intermediate rocks of the SW of Spain (Sánchez Cela, 1971; Aparicio & Sánchez Cela, 1972; Sánchez Cela & Aparicio, 1972).

Some authors have explained the origin of calcsilicate hornfel rocks, appearing in the contact between sedimentary carbonate rocks and igneous basic rocks (gabbros), as a consequence of a contact metamorphism originated by the induction of primary basic magmas of deep origin (Velasco, 1976; Casquet & Velasco, 1978; Casquet, 1980, and others). Independently of the origin - of the metallic ores, which such authors attribute to the same magmatic source, view that we do not share, the literature indicates that the skarn-calcsilicate rocks are always a consequence of an interaction between wall carbonatic rocks and granitic intrusive materials, either within a magmatic environment or a metasomatic one. On the other hand it is very difficult to understand how a chemical metasomatic interchange between the basic intrusive materials and the wall carbonatic rocks can take place in the same ratios as the granitic ones.

According to our petrogenetic deductions the calc-silicate rocks as well as the basic (gabbros) and intermediate rocks (dioritic ones) constitute a wide and differential petrological-contact process, that affect the diverse wall sedimentary levels with petrographic-geochemical different compositions.

In the same idea the skarns would constitute the transformation fronts of such processes, which have not overtaken other levels because of the isotropic behaviour of the massive carbonatic-sedimentary rocks. These rocks seem to have acted as an "isolating cover" in relation to the infiltration-diffusion chemical process originated by the granitic materials, which acting for a long time can give origin to workable economical minerals.

In this way some authors, such as Febrel (1970), Ruiz (1976), Vázquez Guzmán & Fernández Pompa (1976), Calvo (1980), attribute the ore minerals, associated with skarn rocks, as originated by remobilization processes of sedimentary provenance.

In our opinion the physical energy, involved in the petrogenetic processes, could be the main cause why many disperse minerals can be transformed and, in many cases, concentrated in - certain suitable petrological-structural environments (domatic structures covered by carbonatic rocks).

SOME FINAL REMARKS

As we have already quoted, the authors in previous works (Sánchez Cela, 1971; Aparicio & Sánchez Cela, 1972; Sánchez Cela & Aparicio, 1972) have considered a certain relationship between the basic igneous rocks and the carbonatic ones, mainly constituted by more or less compact limestones, dolomitic limestones or dolomites, attributed either to Cambrian or to Devonian. Those "first deductions" were a consequence of the fact that the basic igneous rocks usually seem to be in contact with those rocks.

Subsequent field-stratigraphic observations, in the locations of the basic igneous rocks, have led us to think of the possibility that the "true sedimentary habitat", in relation to the place of emplacement of those rocks, cannot be defined exactly. Thus subsequent stratigraphic revisions completed with some sedimentological deductions seem to indicate that, as well as dolomite-limestone rocks, in more or less compact masses, there exist some others, such as marls, relatively abundant in the stratigraphic sequences in the Paleozoic. These materials in many cases correspond surprisingly with the "location" of many igneous facies rocks, from basic to intermediate types in the SW of Spain.

Through some sedimentological deductions together with some references to the composition of the sedimentary materials in similar stratigraphic levels, where they seem to be less affected by the alteration and transformation processes, we can deduce that the wall materials, nowadays associated igneous facies rocks, could have had different composition in Hercynian times, for example, they were richer in solute materials. The post diagenetic processes, such as alteration due to their high solubility added to some petrological-tectonic processes, have originated a lack of correspondence between the actual wall sedimentary materials and the original composition.

That is why it is possible that in Hercynian times, for example in the Devonian, the composition of the sedimentary materials, was different from the present. So, as well as carbonatic components, they could include sulphates, chlorites and some other salts, nowadays altered or not recorded superficially, all of them being very "suitable" in petrological changes.

We also know that the transformation processes reach some lesser depth range in the compact carbonatic rocks because of the difficulty in the infiltration-diffusion of the metasomatizing elements in penetrating those materials.

In this way the carbonat rocks seem to constitute an impermeable cover in the mobilization of the chemical elements. As a consequence the petrological transformation contamination processes, in the lower levels, can be more intense because of the mobilizing elements, which become more active as well in base of the higher concentration they reach. If at the same time those processes are active for a long time affecting "suitable materials", it is not very difficult to understand "where and why" those processes took place (Sánchez Cela, 1984).

ACKNOWLEDGMENTS.

To M. Vallejo by the chemical analyses; to J. de la Puente for microprobe analyses, and to J. Arroyo and J.L. Casaseca for typing the manuscript and for the delineation.

REFERENCES

- ALIA MEDINA, M. (1963). Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. Bol. R. Esp. Hist. Nat. Geol. 61, 247-262.
- APARICIO YAGUE, A. y SANCHEZ CELA, V. (1972). Origen de las rocas básicas de los alrededores de Burguillos del Cerro (Badajoz). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol. 70, 139-151.
- BARD, J.P. (1965). Introduction a la Géologie de la Chaîne Hercynienne dans la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Hypothèses sur les caractères de l'évolution géotectonique de cette chaîne. Rev. Géographie Physique. 7, 323-337.
- BARD, J.P. (1977). Signification tectonique des metatholeites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne). Bull. Soc. Geol. Fr., 19: 385-393.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. & RIBEIRO, A. (1973). Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen. Nature Phys. Sci., 241: 50-52.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, P. & RIBEIRO, A. (1974). Le Precambrien de la Meseta Iberique. Precambrien des zones mobiles de l'Europe. Geologicky ustac CSAV Praha.
- BARD, J.P. & FABRIES, J. (1970). Aperçu pétrographique et structural sur les granitoids de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Bol. Geol. Min. Esp., 81: 112-127.
- BARD, J.P. & MOINE, B. (1979). Acebuches amphibolites in the Aracena hercynien metamorphic belt (Southwest Spain). Geochemical variations and basaltic affinities. Lithos, 12: 271-282.
- BARRERA, J.L. (1974). El stock granodiorítico con hiperstena de Garlitos y el problema charnoquítico. Bol. Geol. Min. Esp., 85-86: 718-724.
- BERNARD, A.J. & Soler, E. (1974). Aperçu sur la province pyriteuse sud-iberique. Centenaire Soc. Geol. Belg., Gisements stratiformes et provinces cuprifères, 287-315.
- BOLOIX, M.; APARICIO, A. & ORTIZ, R. (1983). Una interpretación geofísica-geológica del sector S.O del Hercínico Español. V Asamblea Nac. Geodesia y Geofísica. Madrid, 275 pp.
- BRUN, J.P. & PONS, J. (1981). Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation Sierra Morena, Southern Spain. Journal of Structural Geology, 3, 219-229.
- CALVO, B. (1980). Estudio genético del yacimiento de magnetita pirita de Cala (Huelva). Tecniterrae, 34: 5-10.

- CARNICERO, A. & CASTRO, A. (1983). El plutón de Higuera-Táliga y su haz de diques básicos (Badajoz, Sierra Morena occidental). Est. Geol. 39, 141-150.
- CARVALHO, D. (1972). The metallogenetic consequences of plate tectonic and the Upper Paleozoic evolution of southern Portugal. Est. Not. Trab. Serv. Pom. Min., 20: 297-320.
- CASQUET, C. (1980). Fenómenos de endomorfismo, metamorfismo y metasomatismo en los mármoles de Rivera de Cala (Sierra Morena). Tesis. Fac. Cienc. Univ. Compl. Madrid, 295 p.
- CASQUET, C. (1982). Metamorfismo de contacto en el borde N del plutón de Santa Olalla de Cala (Huelva-Badajoz) con especial énfasis en las rocas carbonatadas. Rev. R. Acad. Cienc. - Exac. Fis. y Nat., 76: 333-364.
- CASQUET, C. & VELASCO, F. (1978). Contribución a la Geología de los skarns cálcicos en torno a Santa Olalla de Cala (Huelva-Badajoz). Estudios Geol., 34: 399-405.
- DÉFALQUE, G.; DUMONT, P. & PANOU, G. (1971). Le batholite granitique de Los Pedroches et ses minéralisations. Bull. Soc. Belg. Geol., 80: 51-60.
- DUPONT, R. (1978). Sur l'existence d'intrusions subvolcaniques (syenites alcalins et granite a riebeckite arfverssonite/aegyrine) au Sud de la province de Badajoz, zone de l'Ossa Morena occidentale (Espagne). VI Reunión Ann. Sc. Terre, Orsay, 153 pp.
- DUPON, R. & BONIN, B. (1981). Les massifs alcalins de Feria-Sierra Vieja (Sierra Morena occidental, Province de Badajoz, Espagne): un jalon de magmatisme anorogénique de Méditerranée occidentale. Bull. Soc. Geol. France, 23-5, 447-485.
- FABRIES, J. & SADLAN, G. (1959). Particularités structurels et origines du complexe granite-roches verts de Castilblanco de los Arroyos (Seville). Estudios Geol., 15: 147-153.
- FEBREL, T. (1963). Memoria hoja geológica 1: 50.000. Valsequillo (857). Inst. Geol. Min. España, 109 pp.
- FEBREL, T. (1970). Metalogenia de la hoja 875, Jerez de los Caballeros (Badajoz). Bol. Geol. Min. España, 81: 479-492.
- FERNANDEZ POMPA, F. & VAZQUEZ GUZMAN, F. (1976). Aportaciones al conocimiento geológico del SO de España. Com. Serv. Geol. Port., 60: 69-87.
- GARROTE, A. & SANCHEZ, R. (1979). Granitos poscinemáticos de tendencia alcalina en Ossa Morera: el stock de la Cardenchoa (prov. de Córdoba). Acta Geologica Hispania, 14, 90-98.
- GUTIERREZ ELORZA, M.; HERNANDEZ ENRILE, J.L. & VEGAS, R. (1971). Los grandes rasgos geológicos del Sur de la provincia de Badajoz y Norte de la de Huelva. Bol. Geol. Min. España, 82: - 269-273.

- HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1971a). Las rocas porfíroides del límite Cámbrico-Precámbrico en el flanco meridional del anticlinorio Olivenza-Monesterio (Badajoz). Bol. Geol. Min. España, 82: - 359-370.
- HERNANDEZ ENRILE, J.L. (1971b). Estudio geológico-estructural de la región de Monesterio-Santa Olalla de Cala en Sierra Morena Occidental (prov. Badajoz-Huelva). Thesis. Univ. Madrid.
- LEAKE, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. Can. Min., 16: 501-520.
- MUELLER, S.; PRODEHL, C.; MENDES, A. & SOUSA, V. (1973). Crustal structure in the Southwestern part of the Iberian Peninsula. Tectonophysics, 20: 307-318.
- NESBITT, H.W. & CRAMER, J.J. (1981). Graphical representation of mineral equilibria and material balances in igneous rocks. Contr. Min. Petrol., 78: 136-144.
- PERFILES SISMICOS PROFUNDOS, Grupo de trabajo (1983). Perfiles Sísmicos Profundos en España. - Bol. Geol. Min. España, 94: 339-347.
- PONS, J. (1982). Un modèle d'évolution de complexes plutoniques. Gabbros et granitoides de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Thèse Sciences Univ. Toulouse, 451 pp.
- PONS, J. (1983). Interprétation et utilisation des diverses structures et architectures de plutons basiques et acides. Gabbros et granitoides de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Bull. Soc. Geol. France, 15, 349-356.
- PONS, J. BRUN, J.P. (1984). Sur le caractère syntectonique de quelques plutons de la Sierra Morena Occidentale (Sud Ouest espagnol). Bol. Geol. Min. España, 95, 26-32.
- PRIEM, B.N.A.; BOELRIJK, N.A.I.M.; VERSCHURE, R.H.; HEBEDA, E.H. & VERDURMEN, E.A. Th. (1970). Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the Western Iberian Peninsula. - Eclog. Geol. Helv., 63: 255-274.
- ROSSO DE LUNA, I. & HERNANDEZ PACHECO, F. (1946). Memoria hoja geológica 1: 50.000, Miajadas - (753). Inst. Geol. Min. España, 79 pp.
- ROSSO DE LUNA, I. & HERNANDEZ PACHECO, F. (1951). Memoria hoja geológica 1:50.000 Don Benito (778). Inst. Geol. Min. España, 103 pp.
- ROSSO DE LUNA, I. & HERNANDEZ PACHECO, F. (1953). Memoria hoja geológica 1:50.000 Montánchez (730). Inst. Geol. Min. España, 105 pp.
- ROSSO DE LUNA, I. & HERNANDEZ PACHECO, F. (1956). Memoria hoja geológica 1:50.000, Villafranca de los Barros (829). Inst. Geol. Min. España, 64 pp.
- ROSSO DE LUNA, I. & HERNANDEZ PACHECO, F. (1957). Memoria hoja geológica 1:50.000, Zorita (731). Inst. Geol. Min. España, 78 pp.
- RUBIO, J.L. (1982). Nota sobre las dioritas del NW de Zarza la Mayor (Cáceres). Cuadernos Lab. Xeologics de Laxe, 3, 75-84.

- RUIZ GARCIA, C. (1976). Génesis de los depósitos de hierro del Suroeste de la provincia de Badajoz: "Mina Monchi". Bol. Geol. Min., 87: 15-32.
- SAAVEDRA, J. (1979). Aspecto geológico del plutonismo geoquímicamente especializado en Extremadura (Oeste de España). Bol. Geol. Min. España, 90, 253-274.
- SAAVEDRA, J.; GARCIA, A.; BERZAS, J., HERRERO, J. & RODRIGUEZ, S. (1975). Caracterización geoquímica de los granitos de Montánchez (Cáceres) y extremo oriental del batolito de Los Pedroches (Córdoba). Bol. R. Soc. Española H.N. (G), 72: 173-190.
- SANCHEZ CELA, V. (1971). Consideraciones petrogenéticas sobre las rocas dioríticas de la zona de Mérida. Estudios Geol., 27: 305-310.
- SANCHEZ CELA, V. (1984). A structural and compositional suitable habitat in the petrological transformation processes. Rev. Acad. Ciencias Zaragoza (España), 39, 47-67.
- SANCHEZ CELA, V. & APARICIO, A. (1972). Petrogénesis de las rocas básicas del SW de España. Bol. Geol. Min. España, 83: 402-406.
- SANCHEZ CELA, V. & ORDOÑEZ DELGADO, S. (1974). Consideraciones sobre unas rocas diabásicas del SE de la provincia de Badajoz. Bol. Geol. Min. Esp. 85-2, 208-213.
- SANCHEZ CELA, V. & GABALDON GOMEZ, V. (1977a). Mapa Geológico de España 1:50.000 hoja nº 831, - "Zalamea de la Serena". Inst. Geol. Min. 28 pp.
- SANCHEZ CELA, V. & GABALDON GOMEZ, V. (1977b). Mapa Geológico de España 1:50.000 hoja nº 856 - "Maguilla". Inst. Geol. Min., 33 pp.
- SANCHEZ CELA, V. & GABALDON GOMEZ, V. (1978). Mapa Geológico de España 1:50.000 hoja nº 832. - "Monterrubio de la Serena". Inst. Geol. Min. 29 pp.
- SCHEMERHORN, L.J.C. (1975). Pumpellite facies metamorphism in the Spanish Pyrite Belt. Petrologie, 1: 71-86.
- SOLER, E. (1973). L'association spilites-quartz keratophyres de Sud-Ouest de la Peninsule Iberique. Geol. Min. 52: 277-287.
- VAZQUEZ GUZMAN, I. (1969). Memoria hoja geológica 1:50.000, Santa Olalla de Cala (918). Inst. - Geol. Min. España, 29 pp.
- VAZQUEZ GUZMAN, F. & FERNANDEZ POMPA, F. (1976). Contribución al conocimiento geológico del Suroeste de España en relación con la prospección de depósitos de magnetitas. Mem. Inst. Geol. Min. España, 89: 130 pp.
- VEGAS, R. (1971). Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena Occidental y las Sierras del N de la Provincia de Cáceres (Extremadura, España). Bol. Geol. Min. España, 82: - 351-358.

VEGAS, R. & MUÑOZ, M. (1976). El contacto entre las zonas surportuguesas y Ossa Morena en el SW de España. Una nueva interpretación. *Com. Serv. Geol. Port.*, 60: 31-51.

VELASCO, F. (1976). Mineralogía y metalogenia de los skarns de Santa Olalla (Huelva). Tesis Doctoral, Univ. Lejona, 290 pp.

TABLE 1

Chemical composition of rocks

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	53.10	51.80	46.00	61.60	43.80	49.15	50.15	49.50	47.30	50.40	44.10	54.70	47.60	45.00	52.40	45.60	51.00	51.60
Al ₂ O ₃	18.62	18.37	16.92	16.93	12.36	13.91	14.94	13.13	16.74	1.62	8.70	18.61	14.01	19.98	10.11	9.66	8.74	17.92
Fe ₂ O ₃	1.24	1.15	1.27	0.64	10.40	7.89	2.43	4.47	1.85	0.19	6.43	1.73	1.46	3.09	1.10	2.82	2.43	0.67
FeO	3.05	3.83	5.85	3.99	2.83	2.93	6.12	7.76	5.20	0.73	3.69	5.40	6.13	7.06	4.65	5.77	4.45	3.92
MnO	0.07	0.09	0.11	0.11	0.17	0.16	0.12	0.21	0.06	0.33	0.25	0.12	0.10	0.12	0.11	0.09	-	0.06
MgO	3.83	4.21	8.41	3.63	6.54	5.58	8.08	5.96	10.38	16.19	9.12	4.84	10.60	4.28	10.42	14.33	11.17	5.21
CaO	11.70	14.36	15.42	4.26	15.52	9.63	9.36	6.95	13.91	27.43	24.85	6.99	17.08	10.61	18.37	15.27	19.41	15.53
Na ₂ O	4.26	3.66	2.64	4.15	1.72	4.48	2.86	5.01	0.91	0.26	0.60	2.75	1.02	2.75	1.40	1.94	2.21	2.91
K ₂ O	1.64	0.91	0.86	2.94	-	0.48	1.44	0.53	0.53	0.04	0.24	1.88	0.14	1.87	0.24	0.48	0.19	0.34
TiO ₂	0.42	0.51	0.75	0.80	1.84	1.84	1.26	2.79	0.63	0.06	0.39	1.04	0.68	2.74	0.57	1.85	0.61	1.01
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.03	0.18	0.07	0.55	0.11	0.55	-	0.09	0.05	0.38	0.09	0.96	-	1.16	0.27	0.08
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.30	0.52	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O	1.87	0.99	1.80	0.64	4.72	3.32	3.09	3.11	2.41	0.39	1.11	1.31	1.14	1.74	0.67	0.88	0.54	0.60
TOTAL	99.88	99.95	100.10	99.87	99.97	99.92	99.96	99.97	99.92	100.03	100.05	99.75	100.05	100.20	100.04	99.85	100.02	99.85
Ba	148	156	262	549	45	229	505	189	34	-	37	613	26	4690	69	150	49	91
Ni	15	15	127	42	59	58	67	3	102	-	25	91	109	-	112	182	106	35
Pb	19	17	26	32	12	12	14	18	17	12	21	12	17	13	16	14	14	11
Zn	34	46	101	68	73	65	70	105	40	5	37	40	48	45	15	24	16	15
Zr	84	90	120	201	113	133	119	197	44	60	133	212	57	94	66	110	74	94
Rb	50	26	38	132	8	22	53	20	28	14	16	71	15	48	15	14	13	17
Sr	371	320	351	354	30	181	379	161	459	29	71	381	374	551	350	345	506	656
Q	-	-	-	9.82	1.90	-	-	-	0.96	-	-	7.20	-	-	0.54	-	-	-
Or	9.69	5.38	5.08	17.37	-	2.84	8.51	3.13	3.13	-	-	11.11	0.83	11.05	1.42	2.84	1.12	2.01
Ab	28.94	23.07	2.65	35.12	14.55	37.91	24.20	42.40	7.70	-	-	23.27	8.63	19.53	11.85	9.29	9.23	24.14
An	26.84	31.01	31.78	18.89	26.01	16.43	23.68	11.77	40.03	3.14	20.34	32.20	33.24	36.65	20.59	16.23	13.37	34.83
Ne	3.85	4.28	10.67	-	-	-	-	-	-	1.19	2.75	-	-	2.03	-	3.86	5.13	0.26
Di	24.73	32.23	35.86	0.88	35.13	21.61	17.70	15.41	9.60	84.23	51.40	-	40.83	7.90	56.26	41.05	64.48	33.54
Ilv	-	-	-	14.29	-	3.36	10.48	4.19	21.40	-	-	19.05	1.09	-	6.04	-	-	-
Ol	1.18	0.19	8.85	-	-	0.36	6.13	6.90	-	-	-	-	10.68	9.40	-	15.42	2.29	1.39
Ln	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.13	6.00	-	-	-	-	-	-	-
Ht	1.80	1.67	1.84	0.93	4.34	4.63	3.52	6.48	-	0.28	9.32	2.51	2.12	4.48	1.59	4.09	2.07	0.97
Il	0.80	0.97	1.50	1.52	3.49	3.49	2.39	5.30	11.11	0.11	0.74	1.98	1.29	5.20	1.08	3.51	1.16	1.92
Ap	0.19	0.16	-0.07	0.42	0.16	1.27	0.25	1.27	-	0.21	0.12	0.88	0.21	2.22	-	2.69	0.63	0.19
Cc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5.23	1.18	-	-	-	-	-	-	-
Be	-	-	-	-	7.40	4.70	-	-	1.85	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	2.26	-	-	-	-	-	5.98	-	-	-	-	-	-	-
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.25	-	-	-	-	-	-
Tn	-	-	-	-	-	-	-	-	11.73	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.19	1.11	-	-	-	-	-	-	-
ID	42.48	32.73	18.40	62.31	16.45	40.75	32.71	45.53	11.79	1.38	3.86	41.58	9.46	32.61	13.80	15.98	15.49	26.41

* Published by Aparicio et al. (1977)

TABLE 1 (Cont.)

Chemical composition of rocks

	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	48*	49*	50*	51*
SiO ₂	47.50	6.24	49.00	45.40	52.00	50.60	34.20	51.00	5.20	51.00	53.40	56.40	65.70	71.95	54.90	55.40	46.00
Al ₂ O ₃	14.02	2.42	7.25	11.12	16.68	1.21	1.63	16.20	1.69	14.99	18.03	6.69	14.42	13.13	17.08	16.31	16.82
Fe ₂ O ₃	2.01	0.29	2.01	1.84	1.83	0.17	2.37	2.62	0.01	1.77	1.18	4.55	1.00	2.14	3.18	3.69	7.44
R ₂ O	5.60	0.74	5.23	10.85	5.76	0.84	0.76	5.64	0.44	5.64	7.12	1.46	3.32	1.61	5.49	3.85	9.79
H ₂ O	-	0.06	0.08	0.18	0.15	0.30	1.02	-	0.01	0.13	0.15	0.10	0.06	0.05	0.19	0.13	0.22
Na ₂ O	11.35	6.31	14.15	19.12	7.07	17.97	34.23	6.88	6.12	4.97	4.23	6.16	3.08	1.01	3.93	5.54	0.10
CaO	12.94	49.74	17.55	5.32	8.24	27.66	7.98	11.97	52.40	14.90	10.17	12.57	4.55	3.08	7.43	7.57	11.78
Na ₂ CO ₃	3.45	0.16	1.99	2.59	3.45	0.10	0.21	2.96	0.05	2.37	2.75	0.43	2.97	3.13	2.75	3.18	3.12
K ₂ O	0.48	0.24	0.33	0.62	1.68	-	0.14	0.19	0.38	1.30	0.53	1.64	3.32	2.26	1.54	1.59	1.01
TiO ₂	1.81	0.10	1.23	0.86	1.12	0.07	0.03	1.02	0.07	1.39	0.81	1.07	0.62	0.40	0.68	1.29	1.64
P ₂ O ₅	-	-	0.44	0.18	0.13	0.01	-	0.11	0.01	0.51	0.12	0.47	0.27	0.06	0.18	0.22	0.44
K ₂ CO ₃	-	33.00	-	-	-	0.50	4.50	-	32.70	-	-	3.50	-	-	-	-	-
H ₂ O	0.72	0.62	0.78	1.85	1.88	0.61	12.83	1.31	0.81	0.83	1.21	4.91	0.65	1.02	2.50	1.24	1.56
TOTAL	99.88	99.92	100.04	99.93	99.99	100.04	99.90	99.90	99.89	99.80	99.80	99.95	99.96	99.84	99.85	100.01	99.52
Ba	161	-	84	188	411	-	8	70	-	298	239	1007	843	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ne	171	-	184	544	82	-	5	100	-	35	16	178	60	1	8	20	-
Pb	9	12	12	13	22	16	16	12	9	17	14	23	68	31	11	16	25
Zn	21	15	17	80	67	6	51	53	4	60	75	53	65	76	80	80	76
Zr	100	42	97	105	146	59	40	93	42	149	107	250	228	184	74	156	145
Rb	12	19	10	23	87	14	17	16	19	28	19	81	150	236	61	56	24
Sr	649	764	333	208	271	19	53	237	150	265	404	345	395	72	342	253	1835
Q	-	-	-	-	-	-	-	0.61	-	0.76	5.79	27.93	21.15	36.87	9.98	8.27	1.25
Or	2.84	-	1.95	3.66	9.93	-	0.83	1.12	-	7.68	3.13	9.69	19.62	13.36	9.10	9.40	9.57
Ab	13.37	-	7.88	21.41	29.19	-	1.78	25.05	-	20.06	23.27	3.64	25.13	26.49	23.27	26.91	26.40
An	21.35	-	9.88	16.89	25.07	2.85	3.09	30.36	-	26.43	35.29	11.42	16.21	14.89	29.71	25.53	28.91
Ne	8.57	-	4.85	0.27	-	0.46	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	33.99	-	58.83	6.69	12.06	76.75	6.28	22.76	-	35.86	11.92	20.00	3.74	-	4.88	8.37	18.46
Hy	-	-	-	-	10.26	-	-	12.70	-	1.80	15.66	6.07	10.21	3.14	14.08	11.98	-
Ol	12.68	-	9.60	44.43	6.52	7.62	52.53	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ln	-	-	-	-	-	10.21	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mt	2.91	-	2.91	2.67	2.65	0.25	3.44	3.80	-	2.57	1.71	1.93	1.45	3.10	4.61	5.35	10.79
Il	3.44	-	2.34	1.63	2.13	0.13	0.06	1.94	-	2.64	1.54	2.03	1.18	0.76	1.29	2.45	3.11
Ap	-	-	1.02	0.42	0.30	0.02	-	0.25	-	1.18	0.28	1.09	0.63	0.14	0.42	0.51	1.02
Cr	-	-	-	-	-	1.14	10.23	-	-	-	-	7.96	-	-	-	-	-
He	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.22	-	-	-	-	-
Ho	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.45
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.80	-	-	-
Tn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Lc	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
I.D.	24.78	-	14.68	25.36	39.12	0.46	2.60	26.78	-	28.50	32.20	41.26	65.90	76.72	42.35	44.58	33.62

- 1.- Diorite, Sta. Ana La Real (Badajoz)
- 2.- Diorite, Sta. Ana La Real (Badajoz)
- 3.- Gabbro, Villanueva de Bogas (Toledo)
- 4.- Adamellite, Garlitos (Ciudad Real)
- 5.- Dioritoid, La Granuela (Córdoba)
- 6.- Dioritoid, Villaviciosa (Córdoba)
- 7.- Diorite, Villanueva del Rey (Córdoba)
- 8.- Diorite, Castilblanco de Los Arroyos (Huelva)
- 9.- Gabbro, Barcarrota (Badajoz)
- 10.- Diopsidite, Sta. Ana La Real (Badajoz)
- 11.- Diopsidite, Sta. Ana La Real (Badajoz)
- 12.- Amphibolite, Sta. Ana La Real (Badajoz)
- 13.- Gabbro, Barcarrota (Badajoz)
- 14.- Amphibolite, Burguillos del Cerro (Badajoz)
- 15.- Calcsilicate rock, S. Fco. de Olivenza (Badajoz)
- 16.- Diopsidite, S. Fco. de Olivenza (Badajoz)
- 17.- Diopsidite, S. Fco. de Olivenza (Badajoz)
- 18.- Calcsilicate rock, S. Fco. de Olivenza (Badajoz)

- 19.- Diopsidite, S. Fco. de Olivenza (Badajoz)
- 20.- Marble, S. Fco. de Olivenza (Badajoz)
- 21.- Calcsilicate rock, S.Fco. de Olivenza (Badajoz)
- 22.- Gabbro, La Bastida (Toledo)
- 23.- Diorite, Villaviciosa (Córdoba)
- 24.- Diopsidite, El Real de La Jara (Huelva)
- 25.- Diopsidite, El Real de la Jara (Huelva)
- 26.- Diorite, Aracena (Huelva)
- 27.- Marble, Sta. Ana La Real (Huelva)
- 28.- Amphibolite, Sta. Ana La Real (Huelva)
- 29.- Amphibolite, Aljucen (Badajoz)
- 30.- Calcsilicate rock, Aljucen (Badajoz)
- 31.- Diorite, Zalamea de la Serena (Badajoz)
- 48.- Adamellite, Campofrio (Huelva)
- 49.- Diorite, Don Alvaro (Badajoz)
- 50.- Diorite, Burguillos del Cerro (Badajoz)
- 51.- Diorite, Jerez de Los Caballeros (Badajoz)

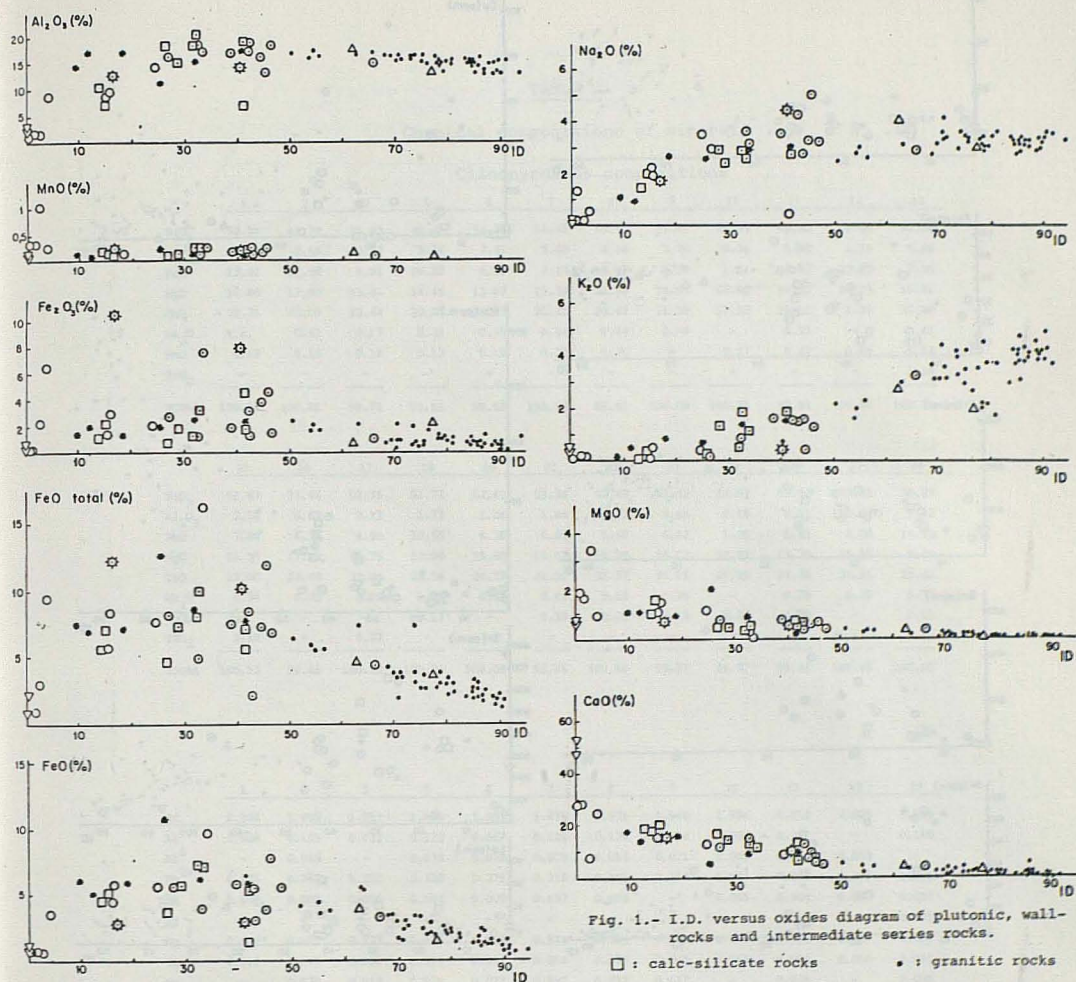


Fig. 1.- I.D. versus oxides diagram of plutonic, wall-rocks and intermediate series rocks.

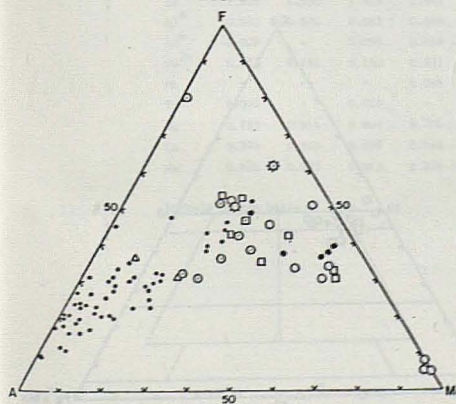


Fig. 2.- AFM diagram (symbology as Fig. 1)

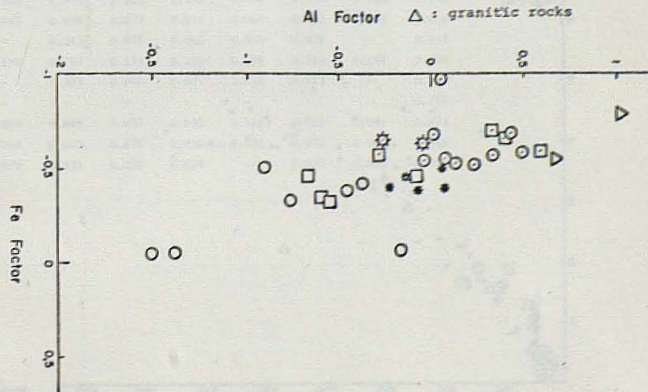


Fig. 3.- Al-factor versus Fe-factor (symbology as Fig. 1)

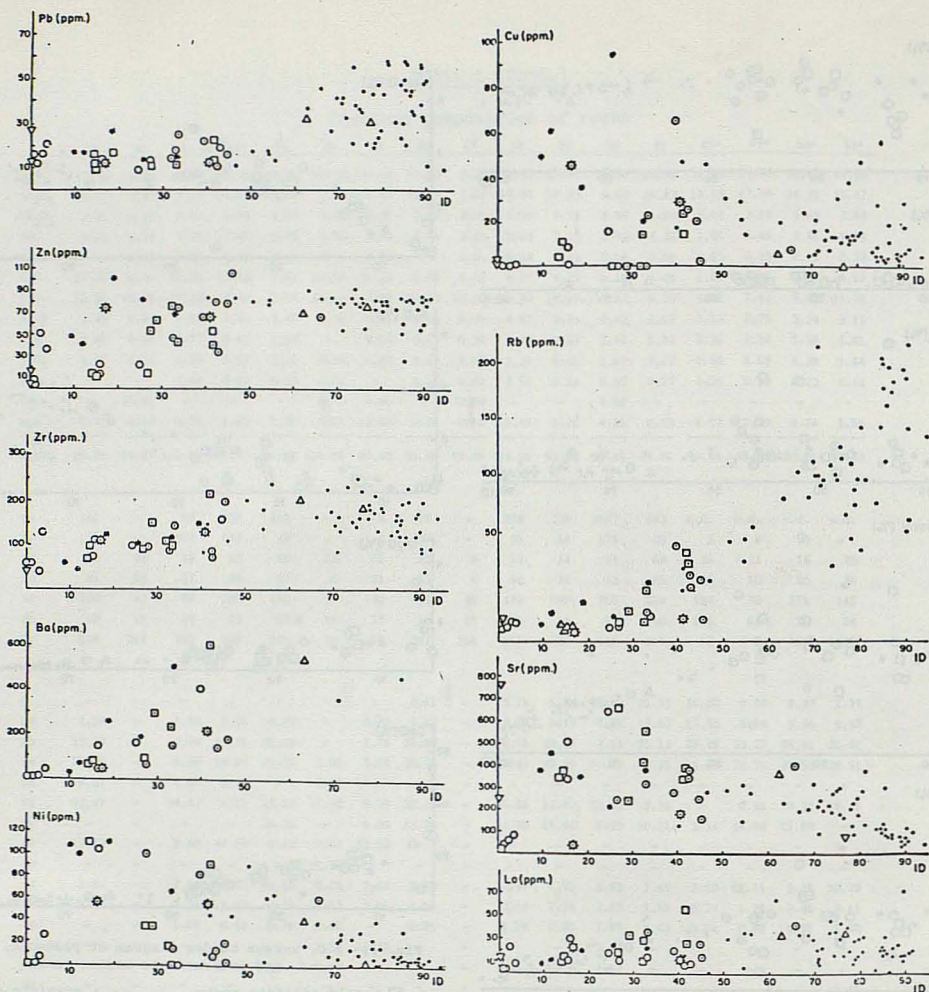


Fig. 4.- I.D. against minor elements diagram
(simbology as Fig. 1).

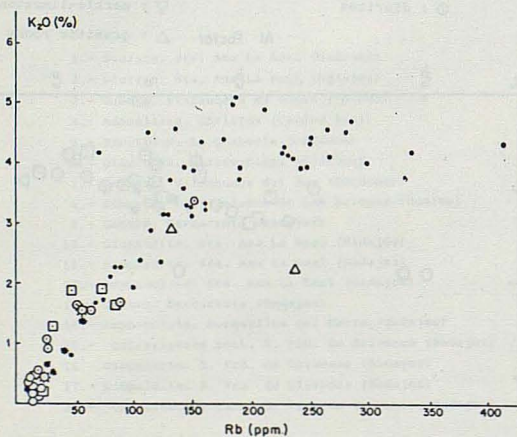


Fig. 5.- Rb/K diagram (simbology as Fig. 1)

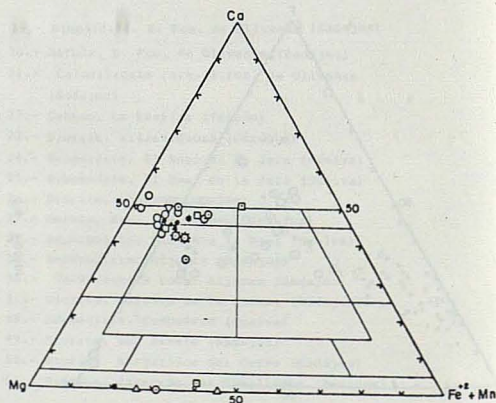


Fig. 6.- Ca-Mg-Fe+Mg diagram of pyroxenes
(simbology as Fig. 1)

TABLE 2

Chemical compositions of minerals

Clinopyroxene compositions

	1	2	3	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	52.31	49.79	51.83	48.29	51.75	51.48	49.47	51.41	54.99	48.30	55.00	48.00
Al ₂ O ₃	0.18	2.58	0.73	5.54	2.41	3.82	4.10	3.78	0.36	5.35	1.19	4.08
FeO	12.01	11.98	9.55	10.12	8.95	7.10	10.97	8.28	1.11	7.47	22.62	7.96
H ₂ O	11.80	12.00	13.81	14.45	15.07	15.38	13.96	14.85	16.60	14.25	20.03	15.81
CaO	23.75	23.09	23.44	20.25	20.97	22.31	20.47	21.38	27.12	23.68	1.26	22.89
Na ₂ O	t.r.	0.41	0.17	0.33	0.33	0.38	0.44	0.38	-	0.33	-	0.41
MnO	0.19	0.16	0.18	0.13	0.15	0.20	0.20	-	0.17	0.13	0.86	0.14
TiO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.10
TOTAL	100.24	100.01	99.71	99.11	99.63	100.67	99.61	100.08	100.35	99.51	100.96	100.39

	15	16	17	18	19	21	22	23	24	26	27	28
SiO ₂	51.87	51.66	52.35	51.72	52.61	53.34	52.49	51.43	54.92	53.32	53.35	50.27
Al ₂ O ₃	2.58	0.67	3.17	1.73	1.04	1.64	3.42	3.66	0.48	0.71	0.64	2.42
FeO	7.04	6.29	4.90	10.56	6.26	6.05	5.68	6.62	1.20	6.81	6.08	14.99
H ₂ O	16.09	17.09	15.75	12.64	15.60	15.97	15.70	16.22	17.72	13.70	15.38	8.26
CaO	22.00	23.40	22.84	23.59	24.17	21.91	22.37	20.82	24.53	24.36	24.96	23.48
Na ₂ O	0.36	0.35	0.89	0.39	0.40	0.44	0.54	0.34	-	0.28	0.28	0.73
MnO	-	-	-	0.13	-	0.10	0.20	0.15	0.32	0.43	-	0.15
TiO ₂	0.19	-	0.37	-	-	-	-	-	-	-	-	0.35
TOTAL	100.13	99.46	100.22	100.76	100.08	99.45	100.40	99.37	99.57	99.61	100.69	100.65

	1	2	3	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Si	1.984	1.899	1.957	1.828	1.933	1.874	1.871	1.906	1.994	1.819	2.025	1.799
Al ⁴	0.008	0.101	0.032	0.172	0.067	0.126	0.129	0.094	0.006	0.181	-	0.180
Al ⁶	-	0.015	-	0.075	0.039	0.038	0.053	0.071	0.009	0.056	0.052	-
Fe ²⁺	0.381	0.382	0.301	0.320	0.279	0.216	0.347	0.257	0.034	0.235	0.695	0.249
Mn	0.006	0.005	0.006	0.004	0.005	0.037	0.006	-	0.005	0.004	0.027	0.004
Ti	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.031
Mg	0.667	0.682	0.777	0.815	0.839	0.834	0.786	0.820	0.897	0.799	1.097	0.882
Ca	0.965	0.943	0.948	0.821	0.839	0.869	0.629	0.849	1.053	0.955	0.050	0.919
Na	-	0.030	0.012	0.024	0.023	0.097	0.032	0.027	-	0.024	-	0.030

	15	16	17	18	19	21	22	23	24	26	27	28
Si	1.917	1.930	1.918	1.941	1.951	1.971	1.923	1.906	1.996	1.990	1.966	1.931
Al ⁴	0.083	0.030	0.082	0.059	0.045	0.029	0.077	0.094	0.004	0.001	0.028	0.068
Al ⁶	0.029	-	0.054	0.018	-	0.042	0.071	0.066	0.016	0.021	-	0.041
Fe ²⁺	0.217	0.196	0.150	0.831	0.194	0.187	0.174	0.205	0.036	0.212	0.187	0.481
Mn	-	-	-	0.004	-	0.003	0.006	0.005	0.010	0.013	-	0.004
Ti	0.005	-	0.010	-	-	-	-	-	-	-	-	0.010
Mg	0.885	0.951	0.860	0.706	0.862	0.879	0.857	0.895	0.959	0.761	0.844	0.472
Ca	0.771	0.936	0.896	0.948	0.960	0.867	0.878	0.830	0.970	0.974	0.985	0.966
Na	0.026	0.025	0.061	0.028	0.029	0.031	0.038	0.024	-	0.020	0.020	0.054

Formula on the basis of 6 O_x

TABLE 2 (Cont.)

Chemical compositions of minerals

Olivine compositions

	9	13	22	25
SiO ₂	37.84	34.49	38.25	41.36
FeO	25.10	24.44	24.12	5.52
MgO	37.67	40.79	38.18	47.66
MnO	0.32	0.23	0.30	4.75
TOTAL	100.93	99.95	100.85	99.29

Orthopyroxene compositions

	4	22	31	48
SiO ₂	54.74	53.35	54.31	53.38
Al ₂ O ₃	0.10	-	-	0.27
FeO	17.55	14.71	19.32	27.72
MgO	28.00	32.44	24.46	18.49
MnO	0.50	0.26	0.55	0.78
TiO ₂	-	-	-	0.10
TOTAL	100.89	100.76	98.64	100.74

	9	13	22	25
Si	0.989	0.917	0.995	1.019
Fe	0.548	0.544	0.524	0.114
Mn	0.007	0.005	0.007	0.099
Mg	1.466	1.616	1.479	1.749

	4	22	31	48
Si	1.973	1.910	2.015	2.017
Al ⁴	0.004	-	-	-
Al ⁶	-	-	-	0.012
Fe	0.529	0.440	0.599	0.876
Mn	0.015	0.008	0.017	0.025
Mg	1.503	1.730	1.352	1.041
Ti	-	-	-	0.003

Formula on the basis of 4 O_xFormula on the basis of 6 O_x

Biotite compositions

	4	12	14	22	29	31	48
SiO ₂	35.75	35.21	33.85	36.14	36.33	34.52	33.76
Al ₂ O ₃	14.75	14.39	14.26	15.13	14.31	13.07	13.48
FeO	14.95	17.15	18.72	9.46	19.38	16.35	23.76
MgO	17.68	17.28	15.26	20.80	14.30	16.30	13.24
K ₂ O	8.29	8.40	8.47	8.27	8.90	8.96	8.37
TiO ₂	4.91	4.01	4.90	6.08	1.92	5.86	3.90
MnO	-	-	0.10	-	0.10	-	0.16
H ₂ O	4.06	4.01	3.93	4.15	3.93	3.94	3.88
TOTAL	100.39	100.45	99.49	100.03	99.17	99.00	100.55

	4	12	14	22	29	31	48
Si	5.276	5.258	5.167	5.219	5.546	5.252	5.221
Al ⁴	2.566	2.533	2.566	2.576	2.454	2.344	2.458
Al ⁶	-	-	-	-	0.122	-	-
Fe	1.844	2.141	2.389	1.142	2.473	2.079	3.072
Mn	-	-	0.013	-	0.013	-	0.021
Mg	3.887	3.844	3.469	4.475	3.252	3.694	3.050
K	1.560	1.600	1.649	1.523	1.733	1.738	1.651
Ti	0.545	0.450	0.562	0.660	0.220	0.670	0.453
Cl	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00

Formula on the basis of 24 O_x, 4Cl

TABLE 2 (Cont.)

Chemical compositions of minerals. Amphibole compositions.

	3	12	13	14	15	16	17	19	21	22	23	26	29	48	50	51
SiO ₂	46.36	49.07	41.39	39.67	42.54	44.39	42.46	43.08	43.79	40.86	47.01	48.66	43.74	43.77	46.13	39.13
Al ₂ O ₃	9.61	1.50	12.92	12.49	12.89	12.68	13.36	12.34	12.40	13.80	6.07	8.02	10.06	7.17	7.44	15.27
FeO	13.89	25.12	10.68	16.53	10.79	9.00	10.34	9.88	9.50	8.75	14.19	13.99	18.75	21.93	16.23	28.03
H ₂ O	11.92	19.46	14.23	10.22	13.72	12.22	14.41	14.46	14.37	15.49	16.24	12.74	12.32	10.11	11.12	1.49
CaO	12.64	2.90	11.99	12.31	12.18	12.61	11.10	11.83	11.59	12.33	11.43	12.75	10.10	9.75	11.66	11.30
Na ₂ O	1.36	0.26	2.00	1.87	2.29	2.65	2.48	2.58	2.47	2.61	1.39	1.03	1.03	1.76	1.54	1.28
K ₂ O	0.73	-	1.14	0.90	0.69	0.56	0.78	0.45	0.60	0.89	0.54	0.12	0.53	0.92	0.74	2.06
MnO	-	0.31	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.15	-	-
TiO ₂	1.45	0.10	3.92	3.46	2.72	3.34	3.90	3.11	3.05	3.54	1.10	1.26	1.51	1.88	2.66	0.20
H ₂ O	2.04	2.01	2.05	1.97	2.05	2.06	2.07	2.06	2.07	2.06	2.04	2.07	2.00	1.94	2.01	1.90
TOTAL	100.00	100.73	100.32	99.42	99.87	99.51	100.90	99.79	99.84	100.33	100.01	100.64	100.04	99.38	99.53	100.66

70

3

	3	12	13	14	15	16	17	19	21	22	23	26	29	48	50	51
Si	6.810	7.303	6.058	6.033	6.227	6.447	6.131	6.275	6.350	5.943	6.914	7.048	6.545	6.743	6.890	6.170
Al	1.190	0.263	1.942	1.967	1.773	1.553	1.869	1.725	1.650	2.056	1.052	0.952	1.455	1.257	1.110	1.830
Al	0.474	-	0.287	0.272	0.452	0.618	0.405	0.394	0.470	0.309	-	0.417	0.320	0.045	0.200	1.009
Fe	1.706	3.125	1.307	2.102	1.320	1.093	1.248	1.203	1.152	1.054	1.745	1.694	2.345	2.824	2.026	3.695
Mn	-	0.039	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.019	-	-
Mg	2.608	4.314	3.102	2.315	2.992	2.643	3.099	3.137	3.104	3.356	3.558	2.749	2.746	2.320	2.474	0.350
Ca	1.988	0.462	1.879	2.005	1.909	1.961	1.716	1.845	1.800	1.920	1.800	1.978	1.618	1.609	1.865	1.908
Na	0.387	0.075	0.567	0.551	0.649	0.746	0.694	0.728	0.694	0.735	0.396	0.289	0.299	0.525	0.446	0.391
K	0.137	-	0.213	0.174	0.129	0.104	0.144	0.083	0.111	0.165	0.101	0.028	0.101	0.181	0.141	0.414
Ti	0.160	0.001	0.431	0.395	0.299	0.365	0.423	0.340	0.332	0.387	0.122	0.137	0.170	0.218	0.299	0.024
OH	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00

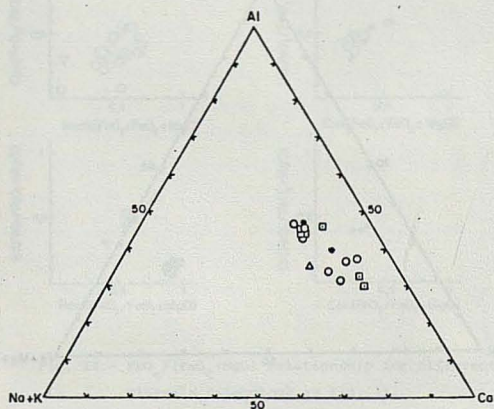
Formula on the basis of 24 O_h, 2 OH

Fig. 7.- Na+K-Al-Ca diagram of amphiboles (simbology as Fig. 1).

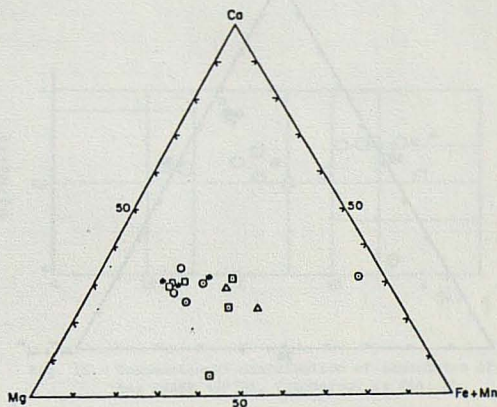


Fig. 8.- Ca-Mg-Fe+Mn diagram of amphiboles (simbology as Fig. 1)

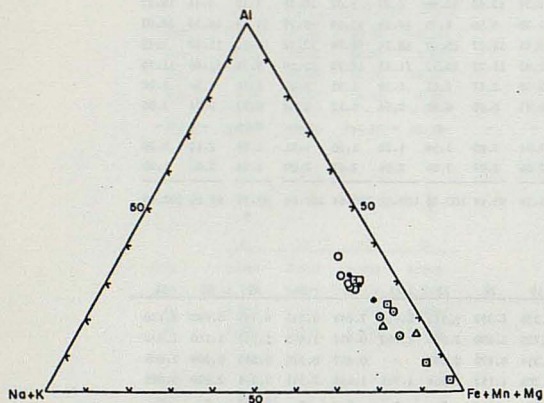


Fig. 9.- Na-K-Al-Fe+Mg+Mn diagram of amphiboles (symbology as Fig. 1)

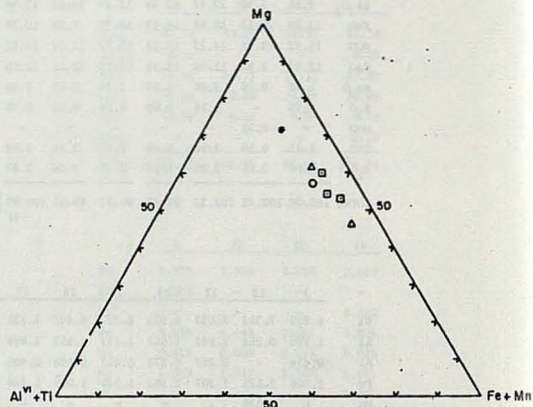


Fig. 10.- Mg-Al^{VI}-Ti-Fe+Mn diagram of biotites (symbology as Fig. 1)

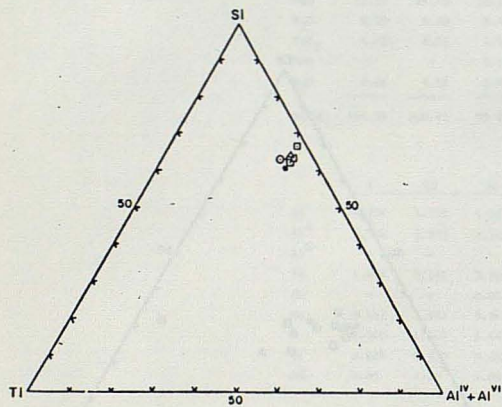


Fig. 11.- Si-Ti-Al^{VI}-Al^{IV} diagram of biotites (symbology as Fig. 1)

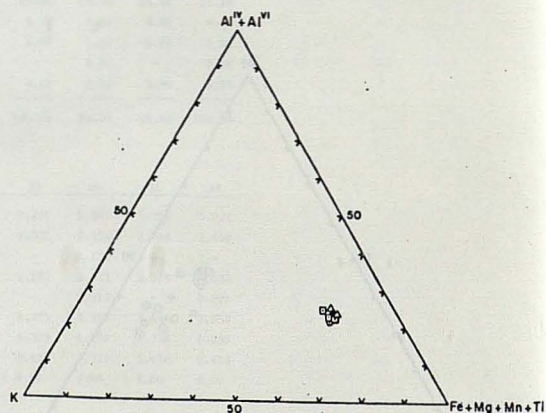


Fig. 12.- K-Al^{IV}+Al^{VI}-Fe+Mg+Mn+Ti of biotites (symbology as Fig. 1)

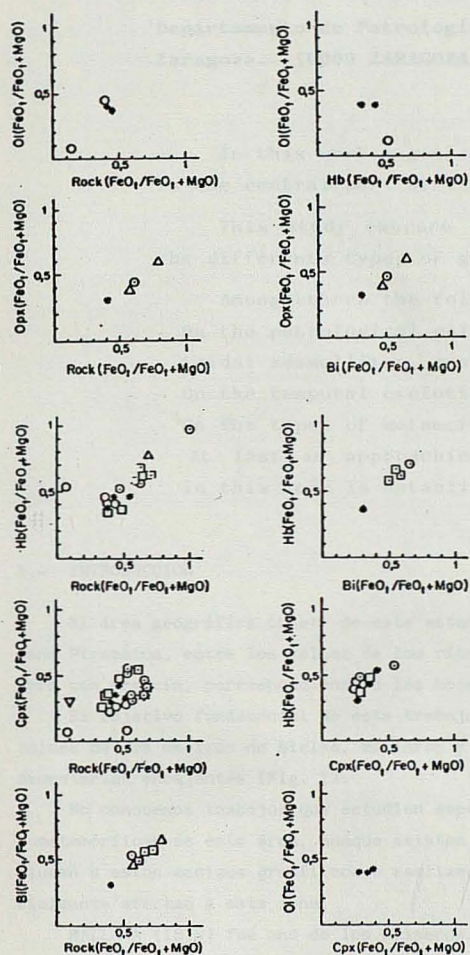


Fig. 14.- $\text{FeO}_t/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ relationship for different minerals (symbology as Fig. 1).

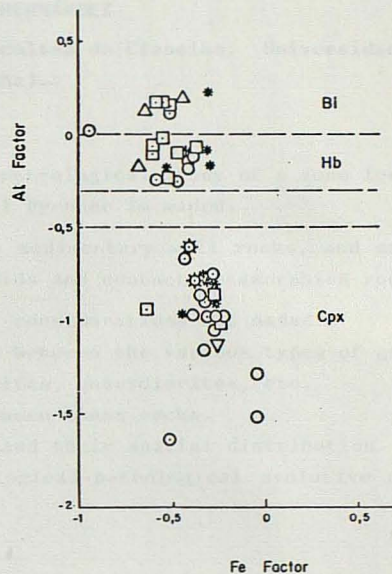


Fig. 13.- Al-factor-Fe factor for clinopyroxenes, amphiboles and biotites (symbology as Fig. 1)

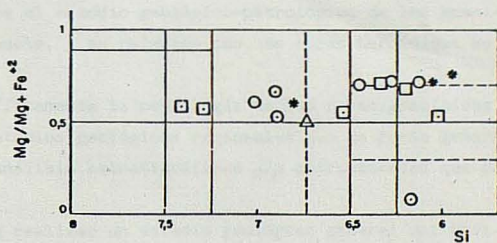


Fig. 15.- Compositional distribution of amphiboles after LEAKE (1978). (symbology as Fig. 1)

ESTUDIO PETROLOGICO DE LOS GRANITOIDES Y ROCAS ASOCIADAS EN EL PIRINEO CENTRAL

M. ORTIGA, M.P. LAPUENTE, M.J. HERNÁNDEZ

Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 ZARAGOZA (España).

In this work a geological-petrological study of a zone located in the central part of the Axial Pyrenee is made.

This study embraces the sedimentary wall rocks, and mainly the different types of granitoids and contact metamorphic rocks.

Among others the following considerations are made:

- On the petrological relations between the various types of granitoids: adamellites, granodiorites, quartzdiorites, etc.
- On the temporal evolution between these rocks.
- On the types of metamorphism and their spatial distribution.
- At last an approaching geological-petrological evolutive model in this zone is established.

1.- INTRODUCCION

El área geográfica objeto de este estudio está situada en la zona axial central de la Cadena Pirenaica, entre los valles de los ríos Cinca, Cinqueta, Estós y Esera, próxima a la frontera con Francia, correspondiendo a las hojas 1:50.000, nº 146, nº 147, nº 178, nº 179, nº 180.

El objetivo fundamental de este trabajo es el estudio geológico-petroológico de los granitoides de los macizos de Bielsa, Millares y Posets, y su relación con las rocas hercínicas sedimentarias encajantes (Fig. 1).

No conocemos trabajos que estudien específicamente la petrología de las rocas graníticas y metamórficas de este área, aunque existen estudios geológicos regionales que de forma general aluden a estos macizos graníticos o realizan análisis estratigráficos y/o estructurales que parcialmente afectan a esta zona.

MALLADA (1878) fue uno de los primeros en realizar un estudio geológico general del Pirineo oscense delimitando meticulosamente la extensión de los macizos graníticos.

LACROIX (1900) en su clásico análisis petrográfico del "Granito de los Pirineos" hace referencia a los tipos petrográficos del macizo de Lys-Caillaouas.

BRESSON (1903) realiza un estudio estructural en la región entre el granito de Lys-Caillaouas y el de Bielsa describiendo tanto los sedimentos como los distintos tipos graníticos.

DALLONI (1910) dedica un apartado, en su estudio geológico del Pirineo aragonés, a la descripción de los distintos macizos graníticos, sus límites, sus enclaves, sus variedades.

MISCH (1934), estudió la vertiente meridional de la zona axial pirenaica desde el punto de vista de la tectónica alpina.

ALASTRUE et al, en 1957, realizaron una labor de síntesis y puesta al día de los estudios publicados con anterioridad sobre la geología de la provincia de Huesca.

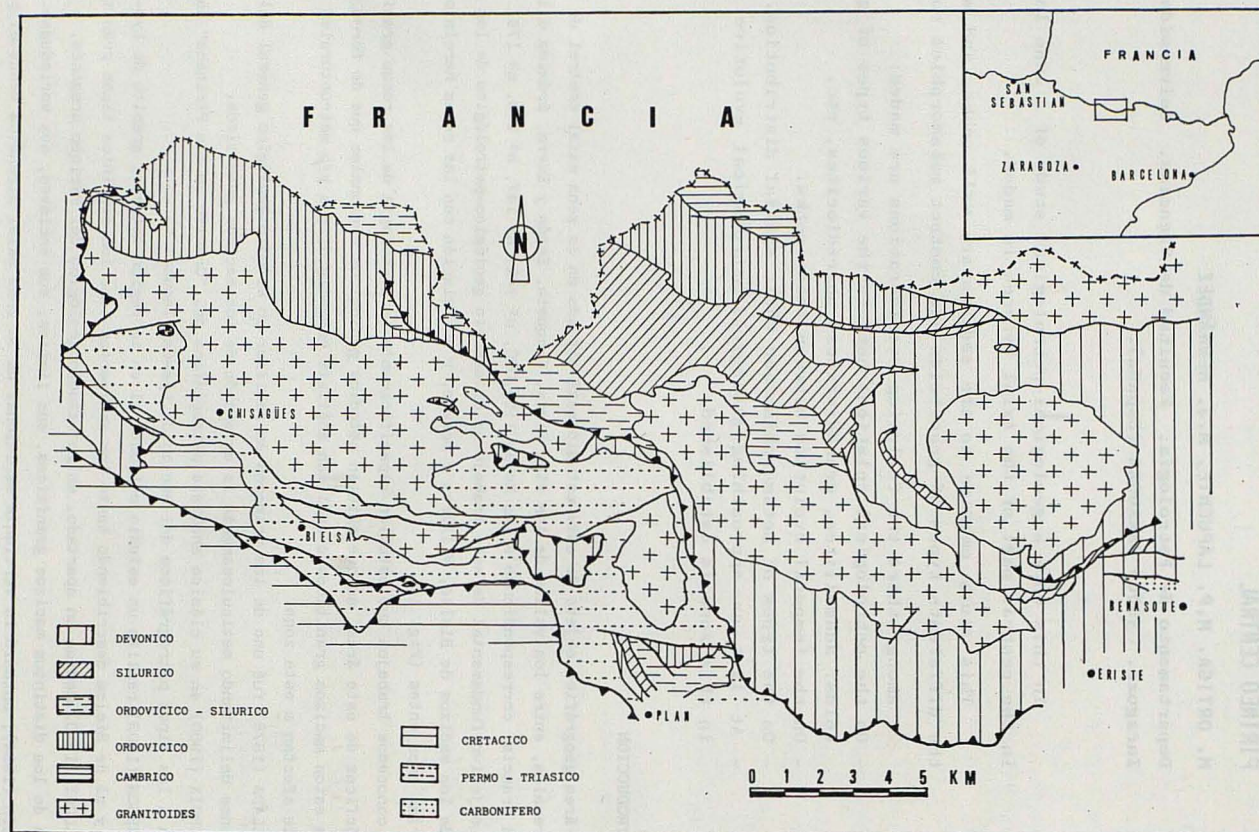


FIGURA 1.

Varios autores de la Universidad de Nancy (CLIN, M; GRANDCLAUDE, P., de la ROCHE, H.,) publican sus trabajos entre los años 1959 y 1966 donde analizan geológicamente el borde septentrional de la Cadena Pirenáica en su zona central, entre el circo de Troumouse y el circo de Lys.

En esta misma época se publican los trabajos de WATERLOT (1964, 1969) dedicados al estudio y descripción de las facies del Devónico y Carbonífero.

VAN LITH (1965) en su estudio geológico-estructural del manto de Gavarnie, analiza el macizo de Bielsa.

En 1968, MARTINEZ realiza un estudio estratigráfico y principalmente estructural de los materiales de la región del Cinqueta.

WENNEKERS en 1968, analiza geológicamente el macizo de Lys-Caillaouas y los materiales del valle del Esera.

Desde un punto de vista estructural, SEGURET (1970) contribuye al estudio geológico de la zona central de la vertiente meridional pirenáica.

Entre los trabajos geológicos de carácter regional, publicados más recientemente hay que destacar los aportados por RIOS et al (1979) cuya síntesis se refleja en las Hojas y Memorias del mapa geológico de España, a escala 1:50.000 de Bielsa y Liena.

Por último el Departamento de Petrología de la Universidad de Zaragoza viene desde el año 1976 desarrollando trabajos de Investigación sobre rocas graníticas y metamórficas en el área del Pirineo Central algunos de ellos plasmados en Tesis de Licenciatura (GARETA, 1979; ORTIGA, 1983; LAPUENTE, 1984) y en Tesis en fase de realización.

2.- CARACTERES GEOLOGICOS GENERALES

2.1.- Caracteres estratigráficos.

A pesar de tratarse de una zona que desde el punto de vista geológico general y estratigráfico ha sido abordada por numerosos autores, casi todos los trabajos existentes abarcan secuencias estratigráficas parciales, por lo que es difícil establecer una columna integrada en la zona axial pirenáica.

Según los datos disponibles, en la zona de estudio, predominan los materiales hercínicos integrados por series que van desde el Ordovícico hasta el Permo-Trías. El resto del conjunto mesozóico no tiene apenas representación, por lo que no se describe en este trabajo.

ORDOVICICO

Los materiales más antiguos están representados en la cabecera del circo de la Barrosa, - (valle de Bielsa), y al N del valle de Gistaín. Corresponden a una sucesión de pizarras micáceas azóicas gris-verdosas con frecuentes intercalaciones de cuarcitas pardas que han sido atribuidas a esta edad por BRESSON (1903), DALLONI (1910), CLIN (1959) y VAN LITH (1965)

SILURICO

Esta representado de forma irregular en el circo de la Barrosa, en el Valle de Gistaín, - y más ampliamente en la zona oriental del valle del Esera.

Aunque en la parte inferior de la serie litológica es frecuente la presencia de cuarcitas, el Silúrico en esta zona está constituido fundamentalmente por pizarras negras, más o menos fisibles que contienen abundante materia orgánica y algunos sulfuros de hierro. La presencia, en

algunos puntos de graptolites han permitido datarlas como del Llandoveryense medio al Wenlockiense (WENSINK, 1962, VAN LITH, 1965). Hacia el muro este nivel pizarroso está formado por una alternancia de pizarras y calizas negras con Ortocerátidos, todos ellos con abundante materia orgánica, DEGARDIN (1977). La potencia media total aproximada no sobrepasa los 200 m.

DEVONICO

Este sistema tiene una amplia extensión en los Pirineos Centrales. Su datación se realizó en base a la presencia de conodontos, reconocibles en aquellas áreas donde no han sufrido un intenso metamorfismo. En la zona del valle de Bielsa es estudiado por VAN LITH (1965) y en el sector de Benasque por WENNEKERS (1968), quienes distinguen distintas formaciones.

Para el Devónico Inferior, Van Lith diferencia de muro a techo tres formaciones: la inferior "calcárea" constituida por calizas masivas claras con potencia variable debido a las intensas deformaciones tectónicas. A ésta le sigue una formación "detritica" representada fundamentalmente por pizarras y grauwacas con una potencia entre 200 y 600 m. La superior "calcárea" está compuesta por calizas finamente estratificadas con una potencia no superior a 100 m.

En el Devónico Medio este mismo autor diferencia otras tres: la inferior y la superior están representadas por calizas nodulosas y "calcoesquistos", con potencias aproximadas de 200 y 100 m. respectivamente. La formación intermedia está integrada por calizas claras con potencia de unos 100 m.

El Devónico Superior, más pobremente representado en este área, está constituido por calizas "griotte" con una potencia que no supera los 50 m.

En el área de Benasque, WENNEKERS (1968) asigna al Devónico Inferior la formación "Aneto" (de MEY 1967) constituida por 50-200 m. de pizarras oscuras con algunos niveles de margas. A este nivel sigue la formación "Gelada" de aproximadamente 110 m. de espesor, formada en su base por calizas algo esquistosas mal estratificadas (25 m) a las que siguen 80-90 m. de pizarras arenosas y niveles de calcoesquistos.

En el Devónico Medio incluye la formación "Basibé" de alrededor de 120 m. de potencia, constituida en la base por dolomías, cuarcitas y calizas facies griotte (20-60 m.) sobre las que se disponen niveles de cuarcitas de hasta 50 m. y 20-40 m. de calizas oscuras bien estratificadas.

El Devónico Superior según este mismo autor, está representado por la formación "Fonchani" constituida por pizarras (20-60 m.) que intercalan algún nivel de calizas. Se culmina con la formación "Griotte Mañanet" integrada por calizas nodulosas, facies griotte, con intercalaciones de calcoesquistos, con una potencia entre 80-250 m.

CARBONIFERO

Los materiales sedimentarios atribuidos al Carbonífero, aparecen irregularmente y con diferente extensión.

LITH (1965) señala que en la región al NW de Bielsa solamente existen materiales del Carbonífero Superior distinguiendo dos formaciones: la inferior que denomina "Formación Grauwaca" que consta de una alternancia de grauwacas gris oscuras y pizarras con intercalaciones de calizas, a la que asigna un espesor máximo de 500 m., y la superior, "Formación Verde", de 400 m. como máximo de espesor, constituida por pizarras verdes con intercalaciones de areniscas y calizas.

En el valle del Esera, el Carbonífero aparece localizado en pequeñas zonas al SW de Benasque, y más ampliamente en el sinclinatorio del "Plan des Etangs". En esta región es estudiado por

WATERLOT (1978, 1984), quien distingue dos conjuntos: el inferior, de naturaleza calcárea con unos 10 m. de potencia, y el superior, esencialmente detrítico compuesto por areniscas, pelitas y algunos conglomerados, con una potencia variable de 10-700 m. Esta serie es pobre en fósiles, pero la presencia de ciertos goniatites es determinante.

PERMO-TRIÁS

Incluimos con esta denominación a los sedimentos detríticos continentales que no han podido ser bien datados sobre una base paleontológica, además de que en numerosas áreas los afloramientos Pérmicos y Triásicos se solapan hasta el punto de ser prácticamente imposible su diferenciación.

En nuestra zona se localiza en la región de Bielsa, donde el conjunto aparece discordante sobre el Paleozoico y en ocasiones sobre los granitoides.

Según VAN LITH (1965) consta de dos conjuntos principales: el inferior comienza con un conglomerado basal (0-5 m.) de cantos cuarcíticos y graníticos fundamentalmente, seguido por una alternancia de areniscas y argilitas rojas, con una potencia total de 80-85 m; el superior presenta un conglomerado (2-3 m.) con cantos de cuarzo; al que sigue una alternancia de areniscas y argilitas rojas, verdes o blancas, con una potencia total de 35 m.

La existencia de cantos graníticos en el conglomerado basal del Pérmico ha sido negada por algunos autores. Sin embargo VAN LITH (1965) halló en el Valle de La Larri, cantos de granito - además de calizas. Por nuestra parte se ha constatado la existencia de dichos cantos graníticos en una brecha-conglomerado poligénico localizada en el Lago de Urdiceto y que constituye la base de la serie Permotriásica en dicho lugar.

2.2.- Caracteres estructurales

Del análisis de los diversos trabajos de autores que estudian el área desde el punto de vista estructural cabe distinguir la síntesis geológica de ALMELA y RIOS (1957), los trabajos de geología estructural de VAN LITH (1965) y de MARTINEZ (1968) posteriormente revisados por otros autores (SEGURET (1970), RIOS et al 1977 y 1979, etc.).

En síntesis y a grandes rasgos el área estudiada ha sido afectada por dos etapas principales de deformación: la Hercínica, dentro de la cual pueden distinguirse varias fases, algunas directamente relacionadas con intrusiones graníticas, y la Alpina incluye también varias fases de deformación con estilos tectónicos distintos con despegues y deslizamientos hacia el Sur.

En la etapa hercínica RIOS et al (1979) citan cuatro fases de deformación, algunas de carácter local y otras más generalizadas para el conjunto de los valles del Cinca y Esera.

De estas fases señala como más importantes la segunda, que es responsable de la creación de pliegues con direcciones de plano axial E-W y vergencias al Sur; y que concuerda con las directrices obtenidas por VAN LITH (1965) para los sectores occidentales del Circo de la Barrosa (Bielsa).

Según RIOS et al esta fase genera una esquistosidad de flujo que puede deformar a otra preexistente originada por una fase previa de directrices N-S. También este autor atribuye a esta fase la creación de un metamorfismo regional que no sobrepasa el grado de la sericita-clorita.

Según estos autores la segunda fase de deformación puede identificarse en nuestra zona con la etapa de metamorfismo regional definido como dinamo-térmico, que genera las corneanas sillimaníticas en el sector N del macizo de Posets (próximas al granito de Lys-Caillaouas y los esquistos de biotita-granate en el sector de Parzán y Puerto de Bielsa (Ver capítulos de cornea-

nas pelíticas y rocas polimetamórficas).

La tercera fase de deformación genera una esquistosidad de plano axial que se superpone a la del flujo de la fase anterior. Esta es visible en los materiales del Devónico en contacto con las rocas graníticas, al S del macizo de la Maladeta y al N del macizo de Posets. En este último los pliegues, de geometría similar, se produjeron como acomodación del proceso intrusivo, al mismo tiempo que se aprietan isoclinalmente en la zona donde el granito del Posets queda más cerca del macizo granítico de Lys-Caillaouàs. RIOS et al. relacionan esta fase y sus etapas finales con la formación de los granitos en esta zona, así como la de su aureola de contacto.

Las fases de deformación Alpinas son las más importantes a la hora de explicar la configuración estructural actual de la cadena Pirenaica. Por el contrario parecen tener poca relevancia en cuanto a procesos petrogenéticos endógenos.

No obstante hemos creído conveniente hacer un resumen de la tectónica Alpina ya que ésta influyó notablemente en la formación de mega y meso estructuras en todo el área Pirenaica.

Según RIOS et al (1979) las deformaciones de edad Alpina originan una tectónica compleja que a grandes rasgos consiste en deslizamientos gravitacionales con vergencia Sur a favor de las unidades plásticas del Keuper y Muschelkalk.

Como se aprecia en el esquema de las estructuras Alpinas (Fig. 1) el conjunto de deslizamientos da como resultado una superposición de unidades vergentes hacia el Sur.

Para el área estudiada viene siendo clásica ya la división en las siguientes unidades estructurales (L.M. RIOS et al, 1979):

1) Zona autoctona: formadas por el granito de Bielsa, el Permotriás de Sierra de Liena y el conjunto Ordovícico-Silúrico de Puerto Viejo y la Barrosa.

2) Zona occidental alóctona: suele dividirse en tres unidades:

- Unidad de Gavarnie, la más occidental que en este sector constituida por los materiales Paleozóicos de las Sierras de Chinipro y Robiñera.

- Unidad de Monte Perdido (en la parte SW) constituida por materiales Cretácicos y Cenozoicos.

- Unidad de Cotiella: al SE de Bielsa constituida por calizas Cenomenenses-Santonenses.

3) Zona oriental alóctona: Definida por el corrimiento del alto Cinqueta que delimita la unidad estructural de los terrenos cabalgantes del Posets-Box (RIOS et al, 1979) y que está constituida por los granitos de Millares y Posets y la franja Paleozóica asociada a estas masas intrusivas.

3.- PETROLOGIA

3.1.- Tipos petrográficos

En la zona estudiada los principales tipos son los siguientes:

- a) Rocas graníticas o granitos s.l.
- b) Rocas plutónicas intermedias-básicas.
- c) Rocas graníticas polifásicas.
- d) Rocas filonianas.
- e) Enclaves.
- f) Rocas metamórficas de contacto.
- g) Rocas polimetamórficas.

Las rocas plutónicas graníticas (adamellitas-granodioritas) constituyen las rocas más abundantes en la zona Pirenaica. Son cuerpos intrusivos que a modo de plutones o apófisis afloran con directrices E-W en toda la Cadena orogénica de los Pirineos. En general todos estos afloran

mientos pueden considerarse como integrantes de una misma unidad petro-estructural: el batolito Pirenaico.

Por el contrario las rocas intermedias-básicas, dioritas y cuarzo-gabros principalmente, son menos abundantes, localizándose preferentemente en algunas zonas marginales de los afloramientos graníticos.

3.2.- Granitos s.l.

Son los tipos petrográficos más abundantes y característicos del conjunto batolítico. Se trata de términos granodioríticos-adamellíticos, localizados preferencialmente en las zonas - centrales de estos macizos siendo su distribución muy aleatoria, con tránsitos graduales entre ambos tipos tanto textural como mineralógicamente.

Los caracteres estructurales, petrográficos y relaciones de contacto de estos granitos hablan en favor de un origen hercínico, quizás desarrolladas en varias fases, y que han sido más tarde estructurados por procesos alpinos.

En general las adamellitas-granodioritas son rocas granudas, hipidiomorfas, de grano medio aunque ocasionalmente pueden presentar texturas subporfídicas-porfídicas.

Las paragénesis más frecuentes para este conjunto de rocas son: cuarzo, feldespato potásico (comúnmente ortosa y menos frecuente la microclina) y plagioclasas de composición oligoclasa, albita-oligoclasa como minerales esenciales.

Con carácter subordinado aparece comúnmente biotita, cristalizando individualmente o en asociación con clorita; los anfíboles, accesorios, son ricos en calcio, frecuentemente de tipo actinolítico u hornblenda actinolítica.

La moscovita, es un mineral poco frecuente en este tipo de rocas, aparece siempre con carácter subordinado o accesorio; no obstante como se expone más adelante puede ser un mineral abundante en algunos granitoides denominados polifásicos.

Los accesorios más frecuentes son el apatito, circón, óxidos de hierro y opacos.

3.3.- Rocas intermedias-básicas.

Asociadas a las rocas graníticas (adamellitas-granodioritas) y con menos importancia cuantitativa pueden aparecer facies progresivamente más básicas, localizadas preferentemente en el contacto de las masas plutónicas con rocas sedimentarias encajantes de naturaleza margo-carbonática.

Petrográficamente muchos enclaves responden a esta composición, pero como los consideramos genéticamente más relacionados con las rocas filonianas básicas serán descritas con estas últimas.

La variedad de los tipos petrográficos de rocas básicas-intermedias que se originan es muy amplia; entre los que podemos considerar los siguientes: Cuarzo-monzonitas, cuarzo-monzodioritas, cuarzo-dioritas, dioritas y cuarzo-gabros.

En general existe un tránsito gradual entre estos tipos petrográficos y las rocas graníticas p. d. a través generalmente de corneanas calcáreas o skarns. Esta asociación espacial que parece indicar relaciones de tipo petrogenético es posible apreciarla en el área de Millares y Posets en donde son frecuentes los materiales margo-carbonáticos atribuidos al Devónico.

En general estas rocas texturalmente son rocas granudas, hipidiomorfas, de grano medio-fino, sin llegar a aparecer en ningún caso texturas porfídicas.

Mineralógicamente son predominantes las plagioclasas siendo los términos más frecuentes - oligoclasa-andesina, y en las secuencias más básicas andesina.

El feldespato potásico, mineral generalmente accesorio es de tipo ortosa, a menudo peritita ca.

El cuarzo está presente solo en los términos mas ácidos (cuarzodioritas) es alotriomorfo generalmente intersticial. En algunos casos debe interpretarse como un mineral posiblemente relacionado con procesos de silicificación tardíos.

La biotita está casi siempre presente, generalmente asociada a cloritas y anfíboles. La moscovita no suele aparecer, y si lo hace es con carácter accesorio asociada a minerales sericitico-arcillosos.

Los anfíboles más abundantes son de tipo actinolita u hornblenda actinolítica; en las facies más básicas (dioritas y cuarzo-gabros) puede aparecer la tremolita, como es el caso de las dioritas tremolíticas del sector S del Macizo de Posets.

Los piroxenos son poco frecuentes, siempre con carácter subordinado, en asociación con anfíbol y/o clorita. Comúnmente son de tipo diopsido y en ocasiones pueden aparecer ortopiroxenos de tipo bronzítico, son casi siempre exclusivos de rocas de tipo cuarzo-gabros y algunas dioritas.

En estos tipos petrológicos son frecuentes minerales accesorios como apatito, circón, rutilo, esfena, epidota (frecuentemente clinozoisita y/o pistacita), pueden incluirse también aquí minerales tales como la calcita y los agregados micáceos que pueden considerarse como "restitas" de origen sedimentario englobados por la masa granítica en el proceso de intrusión.

3.4.- Granitoides polifásicos.

Denominamos así a rocas con afinidades graníticas en cuya génesis han intervenido varios procesos bien progradados o retrógradados, de edad Hercínica a Tardi-Hercínica.

Pueden considerarse como manifestaciones de etapas tardías de granitización que en parte afectan y modifican a las rocas graníticas preexistentes en unas zonas muy concretas de los bordes; a la vez que se generan nuevos granitoides en un ambiente de gradientes energéticos relativamente más bajos.

Con carácter general para todos los macizos intrusivos considerados, si bien es mas evidente en la zona de Posets-Benasque, en zonas de borde-superficiales del conjunto granítico - pueden darse facies pegmatíticas como resultado de recristalización bajo presión de fluidos en un proceso hidrotermal.

Los leucogranitos turmaliníferos, son rocas que se localizan en las facies de borde reactivadas tardíamente. Presentan una caracter puntual con tránsitos graduales a facies adamellíticas o granodioríticas milonitizadas.

Desde el punto de vista textural son rocas granudas heterogranulares panalotriomorfas, con tendencias porfiroides y abundantes deformaciones mecánicas.

Mineralógicamente están formadas por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa sódica como componentes principales, y moscovita-lepidolita, clorita, biotita, turmalina, apatito y circón como subordinados-accesorios, siendo la turmalina un accesorio relativamente abundante y característico de estas facies.

Los diques silíceos corresponden a rocas muy ricas en cuarzo, que aparecen en venas irregulares asociadas a las zonas de contacto de los granitoides como resultado de un proceso de cristalización por aportes de elementos silico-alcalinos ricos en volátiles.

En general corresponden a cuarzolitas micáceas, con textura inequigranular panalotriomorfa, formadas por cuarzo, moscovita y clorita como minerales principales y carbonatos, turmalina apatito, circón y opacos como accesorios.

Incluimos también en este capítulo aquellas rocas que habiendo sido originadas en fases petrogenéticas anteriores han sufrido modificaciones texturales y mineralógicas en relación con los procesos mecánicos y de flujo hidrotermal que acompañan a la génesis y reestructuración de nuevos tipos graníticos.

En este sentido se distinguen los siguientes grupos de rocas: cuarzo-dioritas y cuarzo-monzodioritas polifásicas; y granitoides greissenizados.

Los tipos cuarzo-dioríticos y cuarzo-monzodioríticos polifásicos corresponden rocas formadas fundamentalmente en dos fases; en la primera se formaría la "base" de tipo diorítico y más tarde (posiblemente en relación con etapas Tardihercénicas) sufrirían procesos de silicificación y feldespatización.

Los granitoides greissenizados serían el resultado de la deformación, brechificación y desarrollo de esquistosidad de fractura en facies graníticas de borde, activas tectónicamente. En conjunto se generan facies de tipo leucocrático milonitizadas; están ampliamente representadas en los sectores S y SW de Bielsa.

Son rocas heterotexturales generalmente cataclásticas o miloníticas, groseramente orientadas, con unidades lenticulares implantadas en una brecha de grano más fino que constituye la matriz, a este conjunto pueden superponerse texturas granoblásticas, frecuentemente como resultado de silicificaciones.

Mineralógicamente son rocas en las que predomina el cuarzo; como el mineral más resistente a la alteración, se presenta claramente en dos generaciones, la primera como único vestigio de la roca primitiva fracturado y deformado mecánicamente, y una segunda que corresponde a una fase de neoformación; Si bien la silicificación es el proceso más importante en todo este tipo de rocas pueden aparecer feldespatizaciones, turmalinización, escapolitización y crecimiento de cristales esqueléticos en el seno de una matriz arcillosa de alteración.

Este proceso de greissenización de los granitoides de facies de borde parece ser similar al fenómeno de silicificación de corneanas y al de recristalización y reestructuración de la roca de caja Permo-Triásica.

3.5.- Rocas filonianas y enclaves.

Constituyen dentro de las facies ígneas tipos petrológicos de poco desarrollo. Respecto al conjunto intrusivo se presentan bien incluidos en él, o en sus zonas periféricas.

Las rocas filonianas contrastan por su carácter leucocrático o melanocrático y por su geometría tabular que se acomoda siguiendo las directrices estructurales dentro de las rocas graníticas; si se hallan incluidos en el conjunto metamórfico resultan ser pseudoconcordantes con la estructuración.

Entre las rocas filonianas se pueden distinguir los siguientes tipos petrográficos: aplitas, microdiabasas y lamprófidos.

- Las aplitas son rocas de textura granudas panalotriomorfas, de grano fino, en general muy leucocráticas. Composicionalmente están próximas a granitos alcalinos y calcoalcalinos; presentan como minerales esenciales cuarzo, feldespato potásico (ortosa micropertítica) y algo de plagioclasa sódica, y con carácter subordinado-accesorio pueden presentar biotita, clorita, moscovita, apatito y óxidos de hierro.

- Las microdiabasas son rocas meso o melanocratas frecuentes en filones dentro de rocas sedimentarias próximas a las masas granitoides. Son facies microcristalinas con textura subporfídica-diabásica; como minerales principales presentan plagioclasas, agregados arcillo-micáceos, cloritas carbonatos y ocasionalmente cuarzo (cuarzo-microdiabasas); con carácter acceso-

rio-subordinado pueden aparecer biotita, epidota, óxidos de hierro, apatito, circón, rutilo, esfena y opacos.

- Los lamprófidos se presentan como diques con contactos netos en el seno del cuerpo intrusivo granítico. Están bien representados en el macizo de Posets en su sector occidental. Son rocas con textura subporfídica o netamente porfídica con pasta microdiabásica.

Composicionalmente pueden definirse como kersantitas, si bien se dan tránsitos graduales entre estas rocas y las microdiabasas; presentan como minerales principales plagioclasas (que puede aparecer como minerales idiomorfos en la pasta), clorita-biotita, anfíbol (actinolita, kersutita), carbonatos y agregados arcillo-micáceos; y como minerales subordinados-accesorios puede haber cuarzo, opacos, esfena, rutilo y espinela.

Los enclaves o "gabarros" corresponden a tipos petrográficos que aunque no presentan la morfología tabular típica de las facies filonianas, consideramos que en muchas ocasiones son de características afines con éstas, en especial con los términos más básicos en cuanto a su localización mineralogía y génesis.

Son facies meso-melanocratas más oscuras que la masa granítica que los engloba, presentando respecto a ésta contornos desde difusos a muy netos, conservando en ocasiones todavía texturas relictas que pueden interpretarse como de origen sedimentario.

Por su composición pueden considerarse como acumulaciones de ferromagnesianos que responden principalmente a microdioritas y micro-cuarzodioritas. Texturalmente son rocas microgranudas, hipidiomorfos y ocasionalmente subporfídicas.

Constan de plagioclasa, oligoclasa, biotita y anfíbol (comúnmente hornblenda actinolítica) como minerales principales y cuarzo, clinopiroxenos, moscovita, apatito y circón como subordinados-accesorios.

3.6.- Rocas de metamorfismo de contacto.

Los datos petrológicos y estructurales parecen indicar que las rocas de metamorfismo de contacto se originaron fundamentalmente en las etapas iniciales de emplazamiento de las masas graníticas, que se corresponden con las primeras fases petrogenéticas Hercínicas (Westfaliense Superior-Estefaniense Inferior). Las rocas sedimentarias sobre las que se desarrolló este metamorfismo son fundamentalmente Silúricas y Devónicas de naturaleza calcárea y pelítica.

En algunos sectores la aureola metamórfica se desarrolló sobre series sedimentarias que habían sido previamente afectadas por procesos de metamorfismo regional de bajo grado, originándose facies polimetamórficas que se describen posteriormente.

Establecemos tipos petrológicos en función de la naturaleza de las rocas de caja cuyas litologías predominantes son calcáreas o pelíticas.

3.6.1.- *Corneanas calcáreas.*

Geográficamente están mejor representadas en los macizos de Millares y Posets. El Barranco de Eriste (Macizo de Posets) puede constituir un buen ejemplo para el estudio del metamorfismo de contacto en donde aparecen desarrolladas desde corneanas de muy bajo hasta alto grado.

Hemos establecido tipos petrológicos en función de las paragénesis mineralógicas que de más bajo grado a alto grado son las siguientes:

- a) Carbonatos ± epidota ± talco.

El tipo petrológico más abundante lo constituyen las calizas recrystalizadas.

- b) Diopsido + actinolita + epidota + carbonatos ± cuarzo ± flogopita ± margarita.

Los tipos petrológicos son los siguientes: calizas cristalinas con diopsido y talco-epidotitas.

c) Diopsido $\pm$ grosularia $\pm$ vesubiana.

Abarca los tipos: corneanas granatíferas y corneanas calcáreas con vesubiana.

d) Wollastonita $\pm$ vesubiana $\pm$ grosularia $\pm$ diopsido.

Comprende los tipos definidos como: corneanas calcáreas con wollastonita y vesubiana y corneanas calcáreas wollastoníticas.

3.6.2.- *Corneanas pelíticas.*

Estas facies metamórficas se desarrollan fundamentalmente en el sector N del macizo de Bielsa, en el N y NE del macizo de Posets y en el NW del macizo de Millares.

Hemos diferenciado los tipos petrográficos en función de las paragénesis mineralógicas que de más bajo a alto grado son las siguientes:

a) Biotita $\pm$ clorita $\pm$ moscovita $\pm$ cuarzo.

Abarca los tipos clasificados como corneanas con epidota y corneanas micáceas s.l.

b) Andalucita $\pm$ moscovita $\pm$ biotita $\pm$ clorita $\pm$ cuarzo.

Constituidas principalmente por pizarras mosqueadas con quiaztolita.

c) Andalucita + biotita + moscovita + cuarzo $\pm$ sillimanita.

Representadas por las corneanas andalucíticas.

d) Feldespato potásico $\pm$ cordierita + almandino + biotita.

Abarca los tipos petrológicos: corneanas micáceas con almandino, corneanas micáceas cordieríticas y corneanas sillimaníticas.

3.7.- Rocas polimetamórficas.

Denominamos así al grupo de rocas que resultan de la sobreimposición de un metamorfismo de contacto en rocas ya afectadas previamente por un metamorfismo regional de bajo grado. Las rocas originadas se localizan preferencialmente en los sectores N y NW del macizo de Bielsa correspondientes a pizarras y esquistos Ordovícicos, y al N del macizo de Posets en las pizarras del Silúrico.

Estas rocas pasan en su evolución por una primera etapa de reestructuración causada por un metamorfismo de tipo dinámotérmico en la que se generan paragénesis sincinemáticas; principalmente biotita, moscovita, y granates que definen distintos tipos de rocas foliadas con texturas esquistosas en las que los porfidoblastos tienen en principio una disposición concordante con la orientación de la primera esquistosidad. Los ulteriores procesos metamórficos, originan transformaciones estructurales, texturales y mineralógicas. Así los esquistos temprano-hercínicos son afectados posteriormente por los granitos en la zona de contacto, donde los minerales "resistentes" como es el caso de los granates son deformados y girados al mismo tiempo que pueden ser englobados por porfidoblastos de andalucita postcinemática de contacto.

4.- EVOLUCION PETRO-ESTRUCTURAL

Basándonos en los datos estructurales y petrológicos del área de Bielsa-Millares-Posets - complementados con las zonas vecinas se establece un modelo evolutivo para esta zona que puede ser desarrollado en las siguientes etapas o fases:

a) El punto de partida de la cadena Pirenaica en tiempos tempranos-Hercínicos sería el de

una serie sedimentaria afectada por un metamorfismo regional de bajo grado, generalmente con facies anquimetamórficas. Estos procesos posiblemente pueden estar relacionados con las primeras manifestaciones térmicas y químicas predecesoras del emplazamiento de los granitoides.

b) Durante el Westfaliense Superior-Estefaniense Inferior tienen lugar los procesos petrogenéticos más importantes y que dieron origen a las principales masas de rocas graníticas así como al conjunto filoniano asociado y a las manifestaciones de metamorfismo de contacto.

c) Durante el Estefaniense las masas graníticas originadas en la etapa anterior fueron reestructuradas; y en algunos puntos, principalmente en zonas de borde se formaron nuevos granitoides. Temporalmente relacionados con estos procesos, en áreas próximas tiene lugar la formación de rocas de facies volcánicas intrusivas de naturaleza andesítica.

d) En la siguiente etapa, durante el Pérmico Inferior, tienen lugar procesos de reestructuración generalmente de carácter retrógrado en las zonas marginales de los granitoides. Durante esta etapa tiene lugar el emplazamiento en zonas adyacentes de una segunda generación de rocas epivolcánicas de tipo Traquítico-andesítico.

Subsiguientemente a la etapa anterior, parece ser que no se generan nuevos tipos de granitoides, no obstante puede citarse la existencia de intercalaciones de rocas volcánicas de tipo andesítico en los niveles detríticos del Pérmico Superior.

5.- BIBLIOGRAFIA.

- ALBAREDE, F.; VITRAC, A: Age and significance of The North pyrenean metamorphism. *Earth and planetary science letters*. 40, 327-332. (1978).
- ALASTRUE, A., ALMELA, A. y RIOS, J.M: "Explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca". E: 1/200.000. I.G.M.E. Madrid. 253 pp. (1957).
- BODEGA, F., ROJAS, B., FERNANDEZ VARGAS, L.: "Memoria sobre la organización desarrollo y trabajos realizados en el XVIII Campamento para Prácticas de Geología. Benasque, 1972". Bol. Geol. Min., 84-4, 516-523. (1973).
- BODEGA, F., RIOS, L.M.: "Memoria sobre la organización desarrollo y trabajos realizados en el XIX Campamento para Prácticas de Geología. Benasque 1973". Bol. Geol. Min., 85, 4, IV-464-512. (1974).
- BODEGA, F., RIOS, L.M.: "Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XX Campamento para Prácticas de Geología, Benasque 1974. Bol. Geol. y Min, 86-5, 528-532. (1975).
- BODEGA, F., RIOS, L.M.: "Memoria sobre la organización desarrollo y trabajos realizados en el XXII Campamento para Prácticas de Geología Bielsa-Benasque 1976". Bol. Geol. Min. 88, 2, 155-159. (1977).
- BRESSON, A.: "Etudes sur les formations anciennes des Hautes et Basses Pyrénées (Haute Chaine)". These doct. Sc. Nat. París. (Bull. Serv. Carte Géol. Fr., 14, 93 276 pp. (1903).
- CHARLET, J.M.: "Etude préliminaire du massif granitique de la Maladeta (Pyrénées Centrales espagnoles). Am. Soc. Géol. du Nord. 88, 65-75. (1968).
- CHARLET, J.M.: "Utilisation de quelques données pétrochimiques dans l'étude des granites de Pyrénées centrales espagnoles". C.R.S. Scienc. Soc. Geol. Fr, 3. 174-6. (1971).
- CHARLET, J.M: "Les grands traits géologiques du Massif de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles)". Inst. Est. Piren. C.S.I.C. 37-38. (1974).

- CHARLET, J.M.: "Le metamorphisme au contact des granitoides entre les vallées de L'Esera et de la Noguera Ribagorçana. (Pyrénées Centrales espagnoles)". Am. Soc. Géol. du Nord. 97, 165-177. (1977).
- CHARLET, J.M.: "Le massifs granitique de la Maladeta (Pyrénées Centrales Espagnoles). Synthèse des données géologiques". Ann. S. c. Geol. Belgique. 102, 313-323. (1979).
- CHOUKROUNE, P.: "Etude structurales du substratum de la nappe de Gavarnie dans la région de Bielsa. Pyrénées centrales espagnoles". These de 3^{ème} Cycle. Sc. Nat. Paris, 76 pp. (1967)
- CLIN, M.: "Etude géologique de la haute chaîne des Pyrénées centrales entre le cirque de Troumouse et el cirque du Lys". These Nancy, ser. 53, 152, 379 pp. Mem. Bur. Rech. Geol. Min. 27. (1964), (1959).
- CLIN, M. et al.: "Nouvelles observations sur le massif granitique du Lys-Caillaouas (Pyrénées Centrales)". Sci. Terre, 9, 149-174. (1963).
- CLIN, M., HEDDEBAUT, C., MIROUSE, R., MULLER, J., ROGER, P. & WATERLOT, M.: "Le cycle hercynien dans les Pyrénées". Ann. Soc. Géol. du Nord, 90, 253-276. (1970).
- DALLONI, M.: "Etude géologique des Pyrénées de L'Aragon". Ann. Fac. Sc. Marseille, 26, X, 33 444 pp. (1910).
- DEBON, F.: "Les massifs granitoides á structures concentrique de Caunterets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs enclaves: un étude pétrographique et géochimique". Mem. n° 33, Sci. Terre. Nancy. 400 pp. (1975).
- DEGARDIN, J.M.: "Contribution á l'étude géologique du Silurien de la région de Benasque (Prov. Huesca. Espagne)". These 3^{ème} cycle, Un. 3c, Tecn. Lille, 355 pp. (1977).
- DEGARDIN, J.M.: "Etude stratigraphie et paléogéographique du Silurien de la region de Benasque (Pyrénées Centrales espagnoles)". Ann. Soc. Geol. Nord, 98, 51-58. (1978).
- GARETA, J.R.: "Estudio Geológico-Petrológico del área de los Millares-Gistain (Huesca)". Tesis de Licenciatura. Univ. Zaragoza. Inédita. 86 pp. (1979).
- GARRIDO, A.: "Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del 2^{io} y 3^{io} de la vertiente meridional pirenaica en su zona central". Tesis doctoral. Granada, 395 pp. (1973).
- GISBERT, J.: "Estudio geológico-petrológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí, Pirineo de Lérida (España), diagénesis y sedimentología. Tesis Doctoral. Univ. Zaragoza. Inédita, 314 pp. (1981).
- GISBERT, J.: "El Pérmico de los Pirineos Españoles". Libro del Carbonífero y Pérmico de España; 403-420. X Congreso ICC. Madrid. 502 pp. (1983).
- GRANDCLAUDE, P. y ROCHE, H. de la.: "Metamorphise du Gothlandien de la Haute Vallée de L'Esera au contact du massif granitique de Lys-Caillaouas (Pyrénées Centrales). Sci. Terre. 2, 1, 57-63. (1966).
- GUITARD, G.: "Le metamorphise hercynien mesozona et les gneiss oeillets du massif du Canigou (Pirinees Orientales)". Bureau de Recherches Geologiques et Miners, n° 63. Memoires de B.R.G.M. 353 pp. (1970).

- HABERMEHL: "Depositional history and diagenesis of quartz sand bass and limcmud environments in the Devonian Basibé Formation Central Pyrénées, Spain". Leidse Geol. rud, 46, 55 pp. (1970).
- HARTEVELT, J.J.A: "Geology of the upper Segre and Valira valleys, Central Pyrénées, Andorra, Spain. Leidse, Geol. Med, 45, 167-236. (1970).
- I.G.M.E. "Mapa geológico de España. 1:50.000 2ª serie. Hoja 147/31-8. LIENA. (1979).
- I.G.M.E. "Mapa geológico de España 1:50.000, segunda serie, Hoja 179/31-9. BIELSA (1979)
- I.G.M.E. "Libro Jubilar J.M. Rios, Geología de España". Tomo I. (1983-4).
- JACOB, C; FALLOT, P; ASTRE, G., CIRY, R.: "Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales". C.R. 14 Sess Congr. Geol. Int. Madrid II. 335-412. (1926).
- LACROIX, A.: "Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. (2^e mémoire). Les contact de la Haute Ariège, de L'Aude, des Pyrénées-Orientales et des Hautes-Pyrénées". Bull. Serv. Carte géol. Fr., 11, 71. (1900).
- LAPUENTE, M.P.: "Ambiente geológico-petroológico y geoquímico de los granitoides del área de Posets. Huesca", Tesis de Licenciatura. Univ. Zaragoza. Inédita, 119 p. (1984).
- MALLADA, L. "Descripción física y geológica de la provincia de Huesca". Mem. Com. Map. Geol. España, 15, 439 pp. (1878).
- MALLADA, L.: "Explicación del Mapa Geológico de España. I: Rocas hipogénicas y sistemas estrato-cristalino". Mem. Com. Mapa. Geol. de España: 558 pp. (1895).
- MARTINEZ, C.L. "Etude structural de la région de la Cinqueta (Substratum de la nappe de Gavarrie). Pyrénées Centrales (Espagne)". These 3^{me} cycle Montpellier, 107 pp. (1968).
- MEY, P.H.W.: "The geology of the upper Ribagorzana and Baliera Valleys. Central Pyrénées, Spain". Leid Geol. Medel. 41, 153-220. (1967).
- MIROUSE, R.: Sur le grés rouge des hautes vallées du Gave d'Aspe et de L'Aragon Subordán. C.R. Acad. Sci. Paris, 248, 2361-2363. (1959).
- MIROUSE, R.: "Observations sur le Devónien inferieur de la partie occidentale de la zona axiale dans les Pyrénées francaises". Symp. Silur-Devongrenze, Bonn-Breuxelles. 165-174. (1962).
- MIROUSE, R.: "Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des pyrénées". Mem. expli. carte geol. Fr. 451 pp. (1966).
- MISCH, P.: "Geologie der mittheren sydyreneen". Abh. Ges. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl. 3, nº 12, 1594-1764. (1934).
- ORTIGA, M.: "Estudio Geológico-petroológico del area de Bielsa-Gistain (Huesca)". Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza. Inédita. 101 p. (1933).
- RIOS, L.M. BELTRAN, F.J. LANAJA, J.M. MARIN, F.J.: "Memoria sobre la organización, desarrollo y trabajos realizados en el XXIII Campamento para Prácticas de Geología, Benasque 77". Bol. Geol. Min. 89, 1, 84-88. (1978).
- RIOS, L.M. BELTRAN, F.J. LANAJA, J.M. MARIN. F.J.: "Contribución a la geología de la zona - Axial Pirenaica, Valles del Cinca y Esera, provincia de Huesca". Act. Geol. Hisp. Homenatge a Lluís Solé i Sabarias, 14, 271-279. (1979).

- SEGURET, M.: "Etude tectonique des nappes et des séries décollées de la partie centrale du - versant sud des Pyrénées". Tesis doctoral Montpellier. Publ. Ustela. Serie Géol. Strct. n° 2 160 pp. (1970).
- VAN LITH, J.G.J.: "Geology of the spanish part of the Gavarnie nappe (Pyrénées) and its underlying sediments near Bielsa (prov. Huesca). Geología Ultraiectina, 10 Utrecht, 64 pp. (1965).
- WATERLOT, M.: "Pyrénées". Rapport D'Activite 1978. Univ. Sciences et Techniq. de Lille. (1978).
- WATERLOT, M; CHARLET, J.M. "El Carbonífero de los Pirineos". I.G.M.E. 280-328. (1984).
- WENNEKERS, J.H.N. "The geology of the Esera valley and the Lys-Caillaouas massif". Sheet 7, central Pyrénées, Spain-France. Leidse Geol. Med., 41, 221-267. (1968).
- WENSINK, M. "Geological map of the paleozoic of the upper Ara region, spanish Pyrénées". C.S. de I.C. "Lucas Mallada" Estudios geológicos, 18, 74 pp. (1962).
- ZWART, H.J. "Relation between folding and metamorphism in the Central Pyrénées and their chronological succession". Geol. Mijnb, 39, 163-180. (1960).
- ZWART, H.J. "On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application in the Bosot area (Central Pyrenees). Geol. Russch, 52, 38-65. (1962).
- ZWART, H.J. "Metamorphic history of the Central Pyrénées Part II. Valle de Arán" Sheet 4 de - Leid. Geol. Med., 28, 321-376. (1963).
- ZWART, H.J. "The Paleozoic crystalline rocks of the Pyrénées in their structural setting". Krystalinikus, 6 p. 125-140.

PETROLOGIA DE LAS ROCAS VOLCANICAS DEL PALEOZOICO SUPERIOR AL WNW DE SALLENT (HUESCA).

M.P. LAPUENTE, M.J. HERNÁNDEZ, M. ORTIGA.

Departamento de Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 ZARAGOZA (España).

In the present work various volcanic rocks associated to materials of Stephanian-Permian age, near Sallent (West-Pirenee zone), are studied.

Different facies-rocks, according to petrographic, stratigraphic and structural characters, are classified.

In this paper some considerations, are made:

- On the spatial-temporal evolution of the different types of volcanic rocks.
- On the possible influence of the sedimentary wall rocks on the origin and diversification of the volcanic facies rocks.
- On the petrological meaning of some textural, mineralogical and petrographic features of the rocks, ...

1.- INTRODUCCION

La zona objeto de estudio se encuentra situada en un área abrupta del alto Pirineo de Huesca, entre los valles de los ríos Gállego y Aragón, próxima a la frontera con Francia, hoja 1/50.000 nº 145 (Sallent).

El objetivo fundamental de este trabajo es el estudio geológico-petroológico de las facies volcánicas localizadas entre Canfranc y Sallent, y que aparecen asociadas a los materiales tardihercínicos, discordantes sobre el substrato paleozoico. (Fig. 1).

El área de estudio se sitúa en el margen SW de la zona axial pirenaica, que está formada por materiales paleozóicos que se extienden unos 300 km desde Cataluña hasta el valle del Aragón Subordán, donde desaparecen bajo la cobertera mesozoica, aflorando de nuevo en los Pirineos vascos en formas aisladas.

No conocemos trabajos que aborden la problemática de estas rocas desde el punto de vista petrogenético. Existen sin embargo algunos trabajos geológicos de índole regional, que efectúan descripciones petrológicas de los materiales volcánicos existentes en dicha zona.

MALLADA (1895), en una síntesis detallada de la geología de los Pirineos aragoneses establece la existencia de rocas volcánicas asociadas a los afloramientos Pérmicos a lo largo del Pirineo oscense. Denomina a las rocas del Pico de Anayet como "porfiritas", compuestas por una pasta feldespática-cuarzosa donde se hallan diseminados "cristalillos" de feldespato triclinico, fragmentos de piroxeno descompuesto, clorita y magnetita, y las relaciona con las rocas ígneas de los márgenes del arroyo de Culivillas. Ambas localidades estan incluidas en la zona de estudio.

BRESSON (1903) señala la presencia de un "campo de filones" entre Anayet, Batzaruelo, La char de Aguas Tuertas y el pico Midi d'Ossau. Este autor considera que las rocas que constituyen el pico de Midi d'Ossau son andesitas y las describe como rocas compuestas por plagioclasis, cuarzo y algo de biotita que se presentan ordinariamente muy alteradas.

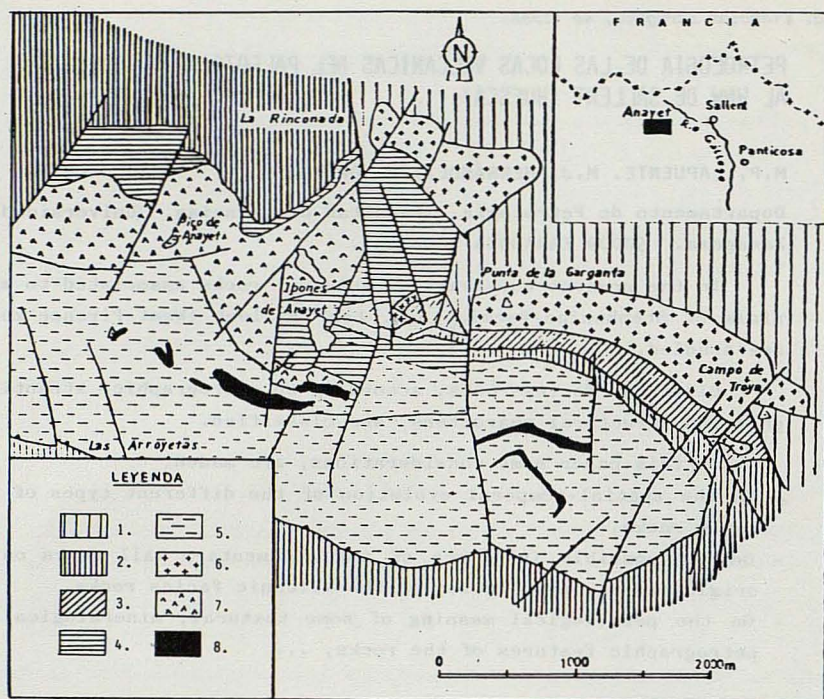


Fig. 1.- Esquema geológico del área de Sallent de Gállego (Huesca).

1=Devónico, 2=Westfaliense, 3=Estefaniense, 4=Pérmico Inf., 5=Pérmico Sup.
6=Rocas volcánicas estefanienses, 7=Rocas volcánicas intrusivas pérmicas
8=Rocas volcánicas extrusivas pérmicas.

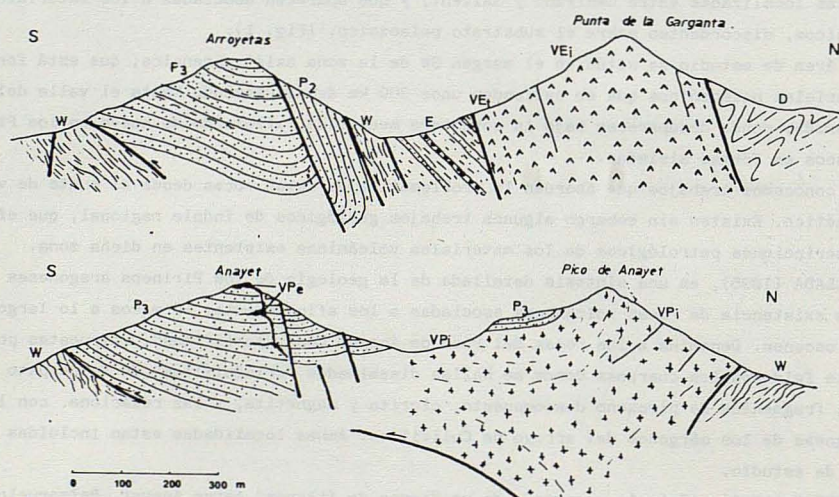


Fig. 2.- Cortes esquemáticos petroestructurales en relación con las rocas volcánicas del Estefaniense y Pérmico. D= Devónico; W= Westfaliense; P2= Pérmico inf.; P3= Pérmico sup.; VE= rocas volcánicas estefanienses (i= intrusivas, t= tobáceas); VPi= rocas volcánicas intrusivas pérmicas; VPe= rocas volcánicas extrusivas pérmicas.

DALLONI (1910) relaciona las rocas de Midi d'Ossau, las de Anayet y las de el Lachar de - Aguas Tuertas. Todas ellas las clasifica como andesitas.

VIENNOT, P. (1929), establece diferencias petrográficas y estratigráficas entre las "erupciones basálticas" del techo de la serie pérmica y las emisiones andesíticas y dacíticas del - Midi d'Ossau que él supone de edad Carbonífera.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1936), en su estudio general de las rocas eruptivas de España, - recoge los datos de geólogos anteriores, principalmente de Bresson y define las rocas volcánicas del área de Sallent como andesitas.

VAN DER LINGEN (1960) fué en nuestra opinión, el primer autor que hizo un estudio geológico detallado de la zona. En este trabajo, fundamentalmente estratigráfico y tectónico, incluye también un pequeño capítulo dedicado a la descripción de las rocas volcánicas, que clasifica - como andesitas "compactas" y "alteradas".

WENSINK (1962), señala la presencia de rocas de composición dacítica-andesítica en el área del Campo de la Troya, intercalados entre el Carbonífero y el Pérmico.

ROGER, P. en CLIN, M. et al. (1970), determina por relaciones isotópicas que la edad de - las rocas ígneas del Campo de la Troya es Estefaniense Superior.

BIXEL, F. (1973), y BIXEL, F; LUCAS, C. (1983), realizan un detallado estudio estructural del complejo volcánico de Ossau, que tiene relación con las manifestaciones volcánicas del area de Sallent.

LUCAS, C. (1977) señala "el empobrecimiento" en sílice del magmatismo fini-pérmico en relación con las relajación de las contracciones hercínicas.

2.- CARACTERES GEOLOGICOS GENERALES

2.1.- CARACTERES ESTRATIGRAFICOS

Los materiales sedimentarios en contacto con las rocas volcánicas abarcan desde el Devónico Inferior al Pérmico.

Un resumen de los caracteres litoestratigráficos de los materiales presentes en la zona - es el siguiente:

El Devónico Inferior comienza por pizarras arcillosas mas o menos arenosas que alternan - con lechos de grauvacas e intercalaciones de calizas. El Devonico Medio, escasamente representado, esta formado por calizas que alternan con margas con restos de fauna. El Devónico Superior, muy pobremente representado esta formado por calizas facies "griotte" y por una alternancia de lutitas y areniscas fosilíferas. (WENSINK, 1962).

El Carbonífero Inferior esta formado en la base por pizarras negras y "liditas" que descansan sobre las calizas griotte famenienses a las que siguen unos bancos de calizas oscuras - con intercalaciones de brechas calcareas con fauna Viseense (WENSINK, 1962). A estos materiales le sigue una serie monótona de pizarras que alternan con grauvacas y algunas intercalaciones - de calizas con restos de plantas asignadas al Westfaliense. Según VAN DER LINGEN (1960) estos materiales estan "fuertemente metamorforizados a causa del proceso de compresión".

Sobre los materiales del Westfaliense aparece una serie sedimentaria formada por areniscas, tobas, conglomerados y lutitas carbonosas de muy irregular distribución debido a los cambios de facies.

En relación a estos materiales se localizan facies de rocas volcánicas de tipo intrusivo. El conjunto se atribuye al Estefaniense (MERIAUX et WATERLOT, 1969; ROGER, 1970).

Es importante constatar que tanto en el área del Pirineo de Huesca como en el Catalán, - los carbones estefanienses aparecen asociados a las rocas volcánicas. A pesar de que algunos autores consideran que el vulcanismo no ha sido determinante en la adquisición del rango de - los carbones, nosotros opinamos de acuerdo con nuestras observaciones y las de otros autores (GISBERT, 1981), que las antracitas estefanienses alcanzan su mayor rango en relación con los gradientes térmicos desarrollados durante el emplazamiento de las rocas volcánicas.

Sobre el sustrato hercínico y discordante aparecen unos 1.500 m. de lutitas areniscosas, calizas y conglomerados poligénicos de tonos rojos asignados al Pérmico (MIROUSE, 1966). Estos materiales están ampliamente desarrollados en el área de Sallent.

De acuerdo con VAN DER LINGEN (1960) y MIROUSE (1966) dentro de los materiales del Pérmico se puede diferenciar tres tramos: El tramo inferior P_1 , compuesto de calizas oscuras que alternan con lutitas rojas, está muy escasamente representado en la zona. El tramo intermedio P_2 , de unos 250 m. de potencia p.t.m. está formado principalmente por una alternancia de areniscas y conglomerados de tonos rojizos.

Tanto el tramo P_1 como el P_2 pueden contener rocas volcánicas andesíticas de tipo intrusivo.

El tramo superior P_3 , discordante sobre el anterior, es el que presenta los cambios laterales de facies más acusados. Está compuesto principalmente de lutitas, areniscas y conglomerados de tonos rojos. Dentro de este tramo aparecen emplazadas las últimas manifestaciones volcánicas de la zona, a modo de sills y coladas subestratiformes.

2.2.- CARACTERES ESTRUCTURALES

Un resumen de los caracteres estructurales más sobresalientes obtenidos a través de las - principales referencias bibliográficas (*) podía ser el siguiente:

En esta zona pueden diferenciarse dos conjuntos "estructurales-estratigráficos": un substrato paleozoico que ha sido afectado por procesos petro-estructurales hercínicos y una cobertera estefano-pérmica que solo ha sido afectada por la orogenia alpina.

En el substrato hercínico la intensidad tectónica decrece de muro a techo. Así el Devónico Inferior-Medio presenta complicados pliegues, agudos isoclinales y estructuras imbricadas, mientras que los materiales del Devónico Superior-Westfaliense, aunque plegados, presentan estructuras menos complicadas.

Los materiales del Westfaliense, en Canal de Izas, forman un gran pliegue tumbado cuyo plano axial buza algunos grados hacia el E, mientras que en Canal Roya forman un ancho anticlinal con el eje paralelo a las series Pérmicas.

La tectónica alpina es fundamentalmente gravitacional con la formación de importantes deslizamientos de la cobertera post-Westfaliense como resultado del levantamiento del núcleo hercínico durante la orogenia alpina.

Los materiales pérmicos, que en general presentan una gran uniformidad en su dirección y vergencia, en el Norte aparecen discordantes sobre el substrato hercínico mientras que en el Sur están cabalgando sobre los materiales devónico-carboníferos.

Otro rasgo estructural importante es la presencia de fallas longitudinales y transversales, que en su mayor parte parecen ser heredadas, y que en muchos puntos condicionaron la for-

(*) VAN DER LINGEN, 1960; SCHWARZ, 1962; WENSINK, 1962; SOULA et al, 1979.

mación de cuencas de sedimentación estefanienses durante los movimientos tardihercínicos y más tarde de cuencas pérmicas y triásicas. (GISBERT, 1981).

Como hemos podido constatar casi todos los autores analizan los caracteres estructurales independientemente de los procesos petrogenéticos. En la zona considerada al igual que en otras muchas, parece existir una clara relación entre petrogénesis y tectogénesis, entre los procesos endógenos que dieron lugar a la formación de las rocas volcánicas en diversas épocas y la intensidad de la deformación de los materiales sedimentarios encajantes.

Esta polaridad estructural que se manifiesta también en una polaridad petrológica y en manifestaciones de contacto de diversa índole, está condicionada por la formación y emplazamiento de las rocas endógenas.

3.- ESTUDIO PETROLOGICO

3.1.- INTRODUCCION

Como ya se ha dicho, las rocas volcánicas en el área del Anayet aparecen localizadas en dos pisos estratigráficos: Estefaniense y Pérmico. Para su descripción petrográfica hemos establecido subdivisiones dentro de cada uno de estos dos conjuntos estratigráficos, basadas en los aspectos morfológicos y estructurales de los afloramientos. (Fig. 2).

Así dentro del Estefaniense afloran principalmente rocas de tipo intrusivo con facies marginales de tipo tobáceo-brechoide.

Asociadas a materiales del Pérmico se pueden diferenciar dos tipos de rocas volcánicas: intrusivas y extrusivas.

3.1.1.- ROCAS VOLCANICAS DEL ESTEFANIENSE

ROCAS VOLCANICAS INTRUSIVAS

Los afloramientos de rocas volcánicas intrusivas del Estefaniense, se localizan en los cerros de Campo de Troya, Punta de la Garganta y Corona de los Farallones, además de algunos otros pequeños afloramientos aislados, que se relacionan espacialmente con los anteriores.

El afloramiento del Campo de Troya, que se presenta en continuidad con el de Punta de la Garganta, presenta una morfología relativamente abrupta que sobresale entre los materiales devónicos y estefanienses encajantes (Fig. 3).

Ambos afloramientos se componen en su parte central fundamentalmente de rocas masivas con escasa fluidez, duras y compactas. En las zonas de contacto con la roca sedimentaria pasan a facies menos masivas que parecen conservar cierta estructuración de la roca encajante. En algunos puntos de contacto existen brechas y tobas microconglomeráticas con cantos de rocas volcánicas, junto con tobas y cineritas de tonos oscuros.

Antes de pasar a describir los tipos petrográficos existentes en las facies volcánicas del Estefaniense, queremos justificar la denominación que hemos asignado a estas rocas, puesto que muchas de las mismas, aisladamente, no corresponden a las típicas rocas volcánicas andesíticas, como por ejemplo las existentes en el SE de España en donde tanto los minerales ferromagnesianos, plagioclasas, etc, aparecen bien cristalizados dentro de una pasta volcánica.

En la mayor parte de las rocas del área del Anayet tanto las plagioclasas (sódicas) como los ferromagnesianos (cloritas) están generalmente "mal cristalizados" (incluyen muchos minerales arcillo-carbonáticos análogos a los existentes en la pasta de estas rocas).

Hemos creído conveniente conservar la denominación de "andesitas" en base a las referencias bibliográficas y principalmente a que es la facies petrográfica que más se aproxima a los caracteres petrográficos de estas rocas.

Una denominación, en nuestra opinión, más acertada para estas rocas del Estefaniense sería el de "epiandesitas" o quizás mejor "protoandesitas", es decir "rocas andesíticas de facies superficiales" que no han alcanzado los gradientes físicos adecuados para originar las típicas facies volcánicas andesíticas. Al mismo tiempo en el prefijo "proto" queremos reflejar cierto carácter progrado manifestado por la evolución petrográfica desde las facies de borde- "menos volcánicas"- a las facies centrales de los afloramientos en donde éstas se acercan más a las facies "más volcánicas".

En base a estas consideraciones establecemos dos categorías de rocas: protoandesitas y andesitas. Además de estos tipos, en las zonas de borde, existen otros, estructurales, que hemos definido como tobáceos.

Protoandesitas ()*

Corresponden a las facies más extendidas en todos los afloramientos del Estefaniense. En este gran grupo incluimos desde las "facies de borde" del contacto con los materiales sedimentarios encajantes hasta las zonas centrales de los afloramientos en donde las facies son rocas más volcánicas (andesitas).

Dentro de las protoandesitas se pueden distinguir varias facies, desde rocas "casi sedimentarias" mas o menos esquistosadas, y con incipientes cristales de neoformación, hasta otras en donde la "herencia sedimentaria" no parece ser tan evidente. Así, en el contacto con los materiales sedimentarios estefanienses las "protoandesitas" son de textura subporfídica y constituidas por fenocristales de tamaño pequeño (aproximadamente 1 mm) de cristales "híbridos", formados en su mayoría por una asociación de minerales cloríticos-arcillosos; carbonatos, con algunas zonas de cristalización muy incipiente de feldespatos y plagioclasas sódicas principalmente.

La pasta-matriz es muy abundante y de baja cristalinidad. Está formada por una asociación de minerales arcillosos + carbonatos + minerales cloríticos + óxidos de hierro con diminutos cristales prismáticos de feldespatos, además de cuarzo intersticial policristalino.

Aisladamente esta roca es obvio que no podía clasificarse como de tipo andesítico. Para ello se ha tenido en cuenta la evolución espacial-temporal y su relación con rocas más definidas petrográficamente como andesitas.

En tránsito gradual hacia el núcleo del afloramiento aparecen cada vez rocas de facies más claramente volcánicas. Así a las facies anteriores le siguen otras que presentan una textura más porfídica, con fenocristales de pequeño tamaño, morfológicamente más idiomorfos, que resaltan dentro de una matriz-pasta que "recuerda" mucho a rocas de naturaleza lutítica, de grano fino, más o menos recrystalizadas.

Las plagioclasas, que constituyen fenocristales dispersos y de variable tamaño, aparecen asociadas a abundantes inclusiones de minerales arcillo-cloríticos y carbonatos. Existen además pequeños fenocristales de cloritas asociados a carbonatos.

(*) Gran parte de estas protoandesitas se corresponden con las que algunos autores (VAN DER LINGEN, 1960; WENSINK, 1962) definen como "andesitas alteradas".

La pasta, bastante abundante, es microcristalina y formada por una asociación de minerales arcillo-cloríticos entre los que aparecen más o menos definidos pequeños cristales de feldespatos.

Como minerales subordinados-accesorios existen óxidos de hierro, circón, apatito y rutilo.

Gradualmente estas facies pasan a otras más andesíticas localizadas en las zonas internas del afloramiento, de textura porfídica con una pasta bien diferenciada de los fenocristales y bastante bien cristalizada. (Fig. 4).

Los fenocristales, como en casi todas las facies andesíticas, están constituidos principalmente por plagioclasas y en menor cantidad por cloritas. Las plagioclasas son en general subidiomorfos e incluyen algunos minerales arcillosos, carbonatos y cloritas.

Los fenocristales de cloritas aparecen casi siempre asociados a carbonatos diferencialmente recrystalizados.

La pasta es fundamentalmente feldespática, plagioclasas sódicas que alternan con algunos restos de minerales arcillosos y algunas zonas difusas de carbonatos.

Aunque son minerales accesorios, hay una apreciable cantidad de rutilos y algún apatito.

Andesitas

En las zonas centrales de los afloramientos se localizan las facies más típicamente volcánicas. Corresponden a "andesitas plagioclásicas", de textura porfídica-hipocristalina y constituidas por fenocristales de plagioclasas dentro de una pasta vítrea-microcristalina.

Como minerales subordinados hay cloritas, restos de carbonatos y minerales arcillosos más o menos recrystalizados.

Las plagioclasas, que aparecen en cristales subidiomorfos bien desarrollados, incluyen restos de minerales arcillosos y en algunos casos carbonatos y cloritas más o menos recrystalizadas y dispuestos zonalmente.

Como minerales accesorios hay óxidos de hierro, circón, rutilo y apatito.

En toda esta serie andesítica además de cierta "interrelación" entre los minerales arcillosos-plagioclasas y carbonatos-cloritas, es interesante también constatar la asociación existente entre los "óxidos de hierro" casi amorfos y los minerales de la serie rutilo-circón.

ROCAS VOLCÁNICAS TOBÁCEAS

Estas facies de rocas volcánicas aparecen localizadas en algunas zonas de contacto entre las facies protoandesíticas y las rocas sedimentarias encajantes, atribuidas en general al Estefaniense.

Dentro de estas rocas se pueden establecer varios tipos petrográficos como brechas tobáceas, tobás microconglomeráticas, tobás volcano-sedimentarias, etc.

Las brechas tobáceas, denominadas así por su textura brechoide, están constituidas por fragmentos más o menos soldados de rocas de grano fino y composición volcano-sedimentaria. Muchos fragmentos están formados por una matriz carbonática-arcillo-clorítica con más o menos óxidos de hierro todos los cuales aparecen diferencialmente recrystalizados. Existen también pequeños cristales y "fantasmas" de minerales que por su morfología se asemejan a feldespatos y a micas.

Estas facies brechoides incluyen en muchas zonas cantos de rocas andesíticas cuyos caracteres petrográficos nos indican que estos materiales corresponden a facies de borde de las rocas volcánicas donde la participación sedimentaria es evidente. Por esta razón los cantos con-

glomeráticos deben entenderse como de origen intraformacional en facies de borde y originados al mismo tiempo que las rocas andesíticas más o menos masivas dominantes en los afloramientos.

Las "tobas microconglomeráticas" son de textura tobácea-híbrida, constituidas por una pasta que engloba cantos más o menos difusos de rocas andesíticas. La pasta tobácea está constituida por cristales de cuarzo de morfologías muy diversas: angulosos, "corroídos", etc., minerales cloríticos-arcillosos así como microfragmentos de rocas sedimentarias muy transformados. Además pueden existir biotita, óxidos de hierro, carbonatos, circón y otros accesorios.

Los cantos, que de visu parecen bien individualizados, presentan al microscopio unos contactos difusos con la pasta-tobácea. Corresponden a las facies petrográficas denominadas por nosotros como "protoandesitas". Estos cantos son de textura muy poco porfídica en general y están formados por una matriz-pasta muy recrystalizada de claro origen sedimentario, además de abundantes carbonatos y minerales arcillo-cloríticos más o menos recrystalizados. Sobre esta pasta se aprecian fantasmas de fenocristales constituidos por agregados feldespáticos, "plagioclasas", asociados a carbonatos, cloritas y minerales arcillosos. Existen también fenocristales de cloritas, los cuales casi siempre están asociados a restos de carbonatos.

Las tobas volcano-sedimentarias se localizan en el contacto con las rocas sedimentarias del Estefaniense. Son de textura "pseudosamítica", de grano medio-fino y formadas por cristales de cuarzo en diferentes formas y estados de recrystalización (desde agregados criptocrystalinos hasta cristales bien desarrollados), con óxidos de hierro, biotita, moscovita, carbonatos, circón, rutilo, apatito y turmalina como minerales subordinados-accesorios. La matriz-pasta, diferencialmente recrystalizada, está constituida por minerales arcillo-cloríticos y cuarzo criptocrystalino.

Los cristales de cuarzo presentan abundantes rasgos morfológicos, tales como bordes difusos e indentaciones a modo de "corrosiones" que son interpretados por nosotros como formas ameboides originadas por una diferencial anisotropía de crecimiento dentro de un medio sedimentario. Muchos de estos cristales de cuarzo presentan típicas texturas de tobas-brechas volcánicas: formas muy heterométricas y angulosas con bordes difusos que invalidan un origen sedimentológico bien a partir de materiales ígneos o sedimentarios más antiguos.

3.1.2.- ROCAS VOLCANICAS DEL PERMICO

INTRODUCCION

Las rocas volcánicas asociadas al Pérmico, constituyen los afloramientos del Pico de Anayet, La Plana de los Ibones y las rocas subestratificadas e intercaladas entre las series del Pérmico Superior a modo de sills.

El Pico de Anayet está constituido fundamentalmente por una masa de roca intrusiva, formando un pitón-seta que sobresale entre las formaciones sedimentarias adyacentes, pérmicas y westfalienses. Aunque domina la estructura masiva se pueden apreciar estructuras de fluidez anisótropas. Este afloramiento aparece en su parte superior semifosilizado por una estructura de tipo sinclinal, constituida por restos de materiales rojizos sedimentarios, atribuidos al Pérmico (Fig. 5).

Basándonos en los caracteres estructurales-petroológicos de este afloramiento en forma de pitón-seta, se pueden definir dos tipos de rocas distintos, con un paso gradual entre un tipo y otro:

a) Las "intrusivas" p.d. que ocupan la zona central del afloramiento y corresponden a las menos estructuradas (sin caracteres de fluidez).

b) Las "subintrusivas" que se localizan en la zona de "sombriilla" de la morfología en seta, presentando una cierta fluidez en su estructura.

Debido a que existe una evolución gradual estructural-petrográfica entre las rocas de las zonas centrales y las marginales de la "sombriilla", las incluiremos en un mismo grupo petrológico para su descripción.

Por último intercaladas entre las series conglomeráticas-lutíticas del Pérmico Superior, se encuentran las rocas extrusivas que afloran en sills y coladas subestratificadas, compuestas por rocas de un color más oscuro que las anteriores y de características más básicas.

ROCAS DEL PERMICO INTRUSIVO: TIPOS PETROGRAFICOS

Protoandesitas porfídicas

Este tipo de rocas es el más abundante dentro de los afloramientos del Pérmico intrusivo. Constituyen la masa principal de el Pico del Anayet. (Fig. 5).

Son rocas de textura subporfídica, que presentan abundantes restos de carbonatos asociados a minerales cloríticos, con incipiente desarrollo de fenocristales constituidos en su mayor parte por un agregado de esos minerales (Fig. 6).

La pasta, muy feldespática, está constituida por plagioclasas sódicas que aparecen intercaladas con minerales cloríticos y carbonatos. Subordinados-accesorios hay óxidos de hierro, cuarzo intersticial y relativa cantidad de apatito (rasgo mineralógico que diferencia a estas rocas de la serie Estefaniense).

Cuarzo-traquiandesitas

Este tipo petrográfico que corresponde al grupo más "ácido" de la serie Pérmica, aparece asociado en transito gradual a las protoandesitas. Son rocas de textura subtraquítica-porfídicas y formadas en su mayoría por cristales prismáticos de plagioclasas sódicas que engloban impurezas arcillo-cloríticas. Como minerales subordinados hay cuarzo, óxidos de hierro, apatito y restos de carbonatos. El cuarzo es intersticial, de tardía formación y de formas mono-polícristalinas alotriomorfas.

El apatito, como en todas las rocas asociadas al Pérmico, es relativamente abundante. Se presenta en cristales más o menos idiomorfos casi siempre de aspecto turbio y algunas veces con los bordes difusos. En algunas muestras parece deducirse cierta interrelación con restos de minerales carbonáticos a través de minerales de naturaleza intermedia.

Los "óxidos de hierro" aparecen asociados a minerales de la serie del rutilo y a veces - circón.

Prototraquitas

Estas rocas aparecen localizadas en las zonas estructurales definidas como "subintrusivas". Son rocas de bajo grado de cristalización con abundantes minerales arcillosos y carbonáticos asociados íntimamente a los feldespatos.

La textura es claramente fluída, traquítica, constituida por fenocristales y microfenocristales pseudomorfizados por carbonatos, inmersos en una pasta formada por microcristales de plagioclasas sódicas asociadas a abundantes minerales arcillosos, cloríticos y carbonáticos (Fig. 7).

Como minerales subordinados-accesorios hay óxidos de hierro, apatito, y esporádicamente circón y rutilo.

Latitas

Este tipo petrográfico corresponde a términos minoritarios dentro del Pérmico intrusivo. Son rocas de textura microcristalina, algo traquítica y formadas por plagioclasas y feldespato potásico, las cuales incluyen abundantes minerales arcillo-cloríticos. Existen además cloritas, epidotas, zoisita, carbonatos, óxidos de hierro, apatito, rutilo, anfíbol, esfena y circón como minerales subordinados-accesorios.

Estas rocas en algunos puntos presentan paragénesis mineralógicas análogas a las del metamorfismo de contacto de rocas margosas de bajo grado.

ROCAS VOLCÁNICAS EXTRUSIVAS. TIPOS PETROGRÁFICOS

Estas rocas son volumétricamente poco importantes. Aparecen localizadas en los materiales del Pérmico medio y superior, generalmente en forma de sills de poca potencia, en donde los contactos con la roca encajante aparecen mejor definidos que en los casos anteriores.

Andesitas

Son de textura porfídica, algo traquítica y constituidas por fenocristales de plagioclasas con algún resto de carbonatos, en una pasta cristalina formada por plagioclasas, cloritas y óxidos de hierro principalmente.

Los cristales de plagioclasas, como en casi todos los tipos petrográficos, presentan abundantes inclusiones más o menos zonales de minerales arcillosos, cloritas y carbonatos. Al contrario de otras rocas este tipo petrográfico presenta la particularidad de que las inclusiones son más abundantes en las zonas periféricas que en el interior de los cristales.

Los caracteres texturales petrográficos de estas inclusiones parecen invalidar el que sean consecuencia de procesos de alteración. El diferente grado de "impurezas" lo achacamos a un cambio químico sufrido por estas rocas durante la cristalización, tal como podía ocurrir por ejemplo si existe una asimilación o transformación de las rocas sedimentarias encajantes durante el emplazamiento de la "materia volcánica".

Diabasas

Son rocas de facies subvolcánicas-volcánicas con texturas de tipo diabásico-subporfídico, y en algunos casos traquitoideas. (Fig. 8).

Los fenocristales están medianamente desarrollados (1-3 mm.), generalmente subidiomorfos y constituidos principalmente por plagioclasas y clinopiroxenos asociados entre sí en texturas poiquilíticas. En algunos puntos se observan también carbonatos y cuarzo, los cuales por sus caracteres texturales indican que corresponden a fases de crecimiento posteriores que parecen estar en desequilibrio con el resto de los minerales.

La pasta es cristalina y formada por plagioclasas, cloritas, clinopiroxenos y minerales opacos principalmente.

Un dato interesante que queremos destacar aquí es que los cristales de plagioclasa, de basicidad intermedia, no presentan tantas inclusiones e impurezas como ocurre con el resto de las rocas volcánicas en la zona estudiada. Esto parece ser consecuencia de los gradientes térmicos más elevados de cristalización de estas rocas que no solo ha hecho que las impurezas sean "expulsadas" sino que al mismo tiempo sean "transformadas" en especies mineralógicas.

Muchos cristales de clinopiroxeno parecen evolucionar lateralmente a minerales cloríticos. Este hecho es interpretado por nosotros como un estado de cristalización en un ambiente donde ambas especies coexisten.

Este tipo rocoso por sus caracteres petrográficos corresponde a la facies volcánica más evolucionada, es decir presenta paragénesis mineralógicas que corresponden a gradientes físicos más elevados. Esto también parece confirmarse a través de los caracteres de yacimiento ya que estas rocas aparecen localizadas en las zonas más superficiales del Pérmico en forma de sills o coladas más o menos fluídas.

Protodiabasas

Este tipo petrográfico corresponde a sills o subcoladas menos evolucionadas petrográficamente que las rocas anteriores.

Así en una textura híbrida, subdiabásica-subporfídica con algunas zonas traquitoideas - existen abundantes minerales residuales de carbonatos, asociados a los minerales cloríticos. Esta asociación de minerales cloríticos y carbonatos en diferentes estadios de reacción-trans formación es un rasgo bastante constante en casi todas las rocas volcánicas de esta zona.

Además existen fenocristales de plagioclasa los cuales incluyen abundantes minerales, que por sus caracteres texturales hemos definido como "residuales" y que corresponden a minerales arcillosos, cloritas y carbonatos más o menos transformados.

La pasta cristalina está formada por plagioclases, minerales cloríticos y óxidos de hierro, además de minerales arcillo-cloríticos-carbonáticos asociados entre sí.

Muchos carbonatos presentan texturas de reacción-corrosión y de interpenetración con feldespatos, que parecen indicar que esos componentes químicos estuvieron presentes en la masa rocosa durante la mayor parte de los procesos de cristalización, lo que parece invalidar cualquier teoría sobre una posible alteración (químicamente difícil de explicar) de origen tardío. En estas texturas, como se puede apreciar en los bordes de reacción, los minerales cloríticos aparecen desarrollándose sobre una base carbonática.

4.- CONSIDERACIONES PETROLOGICAS

Nuestro objetivo fundamental, en este trabajo previo, es el estudio de las características petrológicas y el ambiente geológico de estas rocas volcánicas. El llegar a establecer la petrogénesis de dichas rocas, es una labor que consideramos como proyecto para ulteriores investigaciones.

Cualquier teoría que intente explicar el origen de las diferentes facies volcánicas consideradas, deberá tener en cuenta, entre otros, los siguientes aspectos:

- Existencia de una potente corteza siálica (principalmente de rocas graníticas) asociada a estos afloramientos de rocas volcánicas.
- Relación espacial-temporal de las rocas volcánicas con el ambiente geológico sedimentario encajante.

De acuerdo con algunos datos geofísicos. DAIGNIERES et al. (1980), BADAL (1980), en el área de estudio, la corteza siálica alcanza una potencia media de 45 Km.

Esta corteza siálica, "granítica", por deducciones estructurales-petroológicas es análoga a la que existe en áreas muy próximas, en donde afloran masas graníticas más o menos importantes que corresponde a la unidad petrológica del batolito pirenaico (p. e. Panticosa).

Estos primeros estudios petrológicos obtenidos desde la escala mega a microscópica: paso gradual, en muchos casos, de las rocas de caja sedimentarias a las rocas volcánicas, hasta las deducciones petrográficas, parecen indicarnos una cierta relación entre los materiales en

cajantes y el origen y diversificación de las rocas volcánicas.

Por otro lado la existencia de una potente corteza siálica-granítica plantea la posibilidad de que las rocas andesíticas del Estefaniense-Pérmico "converjan" con rocas graníticas localizadas en niveles infrayacentes.

5.- BIBLIOGRAFIA

- BADAL, J: "Crustal structure and Crust-Mantle level in the Western and Central Pyrenees".
Dpto. Física de la Tierra y del Cosmos. Fac. Ciencias. Universidad de Zaragoza, 11 p.
(1980).
- BIXEL, F: Structure du complexe volcanique de l'Ossau (Pyrénées Atlantiques). Extrait du Bulletin du B.R.G.M., Deuxième série, 3, 175-178. (1973).
- BIXEL, F; LUCAS, C: Magmatisme tectonique et sédimentation dans les fossés stephano-permiens des Pyrénées occidentales. Rev. Geol. Dynam. et Geol. Phys. 24, 4, 329-342. (1983)
- BRESSON, A: Etudes sur les formations anciens des Montes et Basses Pyrénées (Haute Chaine).
Bull. Carte. géol. France, 14, 276 p. (1903).
- CLIN, M; HEDDEBAUT, C.; MIROUSE, R.; MULLER, J.; ROGER, Ph. and WATERLOT, M: Le cycle Hercynien dans les Pyrénées. Ann. Soc. Geol. Nord., 90, 253-276. (1970).
- DAIGNIERES, M.; GALLAR, J.; HIRN, A: Etude sismique des Pyrénées. Apport a la géodynamique.
Bull. B.R.G.M. 1-2, 83-92. (1980-1981).
- DALLONI, M: Étude géologique des Pyrénées de l'Aragon. These Fac. Sci. Marseille, 444 p.
(1910).
- GISBERT, J: Estudio geológico-petrológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí, Pirineo de Lérida (España), diagénesis y sedimentología. Tesis Doctoral. Fac. Ciencias. - Univ. de Zaragoza, 314 p. (1981).
- LINGEN, G.J.; VAN DER: Geology of the Spanish Pyrenees North of Canfranc, Huesca province. Estudios Geológicos, 16, 205-242. (1960).
- LUCAS, C: Le Trias des Pyrénées, corrélations stratigraphiques et paléogéographie. Extrait - Bull. B.R.G.M., 225-231. (1977).
- MALLADA, L: Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo I. Rocas hipogénicas y Sistema - Estrato-cristalino. Mem. de la Comisión del Mapa Geológico de España. Madrid 558 p.
(1895).
- MERIAUX, E. et WATERLOT, M: Caractères pétrographiques de Houilles stéphaniennes des Pyrénées espagnoles. Ann. Soc. Geol. Nord., 89, 4, 299-308. (1969).
- MIROUSE, R: Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone Primaire axiale des Pyrénées. Mem. Carte Geol. France. Min. Industrie, 551 p. (1966).
- SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M: Estudio de las rocas eruptivas de España. Mem. de la Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, 4, 660 p. (1936).
- SCHWARZ, E.J: Geology and paleomagnetism of the valley of the Rio Aragon Subordán north and east of Oza (Spanish Pyrénées, province of Huesca). Estudios Geológicos, 18, 193-239. (1962).
- SOULA, J.C.; LUCAS, C. & BESSIERE: Genesis and evolution of Permian and Triassic basins in the Pyrenees by regional simple shear acting on oldes Variscan Structures: field evidence and experimental models. Tectonophysics, 58, 1-9. (1979).
- VIENNOT, P: Les éruptions basaltiques Permiennes dans les Pyrénées. C.R.Somm. Soc. Geol. France, 29-32. (1929).
- WENSINK, H: Paleozoic of the upper Gallego and Ara Valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees. Estudios Geológicos, 18, 1-74. (1962).



Fig. 3



Fig. 4

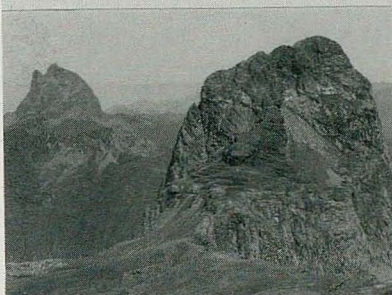


Fig. 5

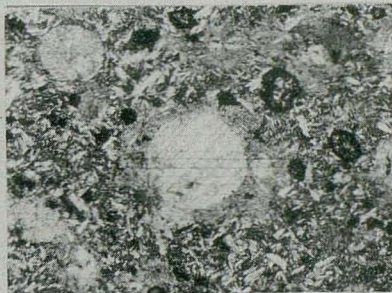


Fig. 6



Fig. 7

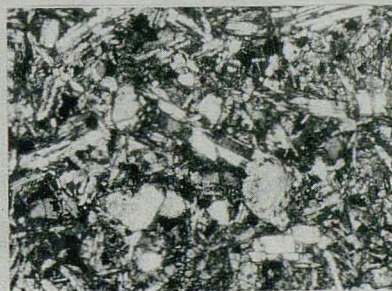


Fig. 8

Fig. 3.- Aspecto general de las rocas andesíticas estefanienses del Cerro "Punta de la Garganta".

Fig. 4.- Andesita del Estefaniense, muestra(An-26) x40 NC.

Fig. 5.- Rocas andesíticas pérmicas del Anayet recubiertas por sedimentos del Pérmico Superior.

Fig. 6.- Protoandesita porfídica "intrusiva", muestra(An-33) x40 NC.

Fig. 7.- Prototraquita "subintrusiva" del Pérmico, muestra(An-32) x40 NC.

Fig. 8.- Diabasa subporfídica "extrusiva"(sill), muestra(An-76) x75NC.