

# CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LAS ROCAS ÁCIDAS Y BÁSICAS DE LA UNIDAD DE SANTIAGO (NW DE ESPAÑA, COMPLEJO DE ÓRDENES). IMPLICACIONES GEOTECTÓNICAS

F. Díaz García(1)

(1) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. 33005.-OVIEDO

## RESUMEN

La Unidad de Santiago se considera como una lámina alóctona emplazada tectónicamente por encima de los esquistos y migmatitas del Dominio Esquistoso de Galicia Tras-os-Montes y situada por debajo de una unidad de carácter ofiolítico.

Las rocas metavolcánicas de esta unidad se encuentran intercaladas en una espesa sucesión metasedimentaria y conforman una serie ígnea metavolcánica bimodal correspondiente a basaltos y riolitas de carácter toleítico sin que se hayan encontrado términos intermedios.

Las características químicas de estas rocas excluyen un ambiente intraplaca y tanto los elementos mayores como trazas y tierras raras apoyan un origen en un ambiente relacionado con una subducción. Este hecho junto con la existencia de un metamorfismo de alta presión y baja temperatura y con la posición que ocupa esta unidad dentro del orden de apilamiento de los mantos apoya un origen en un ambiente de "fore-arc".

Las características petrográficas y geoquímicas de la serie volcánica de la unidad de Santiago son diferentes a las de las rocas volcánicas del dominio esquistoso de Galicia Tras-os-Montes por lo que debieron de ocupar ambientes paleogeográficos distintos con anterioridad a la colisión continental.

**Palabras clave:** Hercínico NW de España, Complejos Alóctonos, Geoquímica, "fore-arc".

## ABSTRACT

The Santiago Unit is an allochthonous sheet thrust onto the schist belonging to Galicia Tras-os-Montes Domain and below a thick metaophiolitic unit.

The metavolcanic rocks of this unit are intercalated within a thick metasedimentary sequence and correspond to a bimodal (rhyolite-basalt) metavolcanic igneous series of tholeiitic character. Within plate basalts, can be easily excluded using classical discrimination diagrams, and major, trace and rare earth elements point to a subduction related environment.

A more general discussion taking into account the existence of a HP LT relict metamorphic event, chemical characteristics and the position of this unit in the allochthonous nappe stack, support a fore-arc origin.

The metavolcanic series of the Santiago Unit show geochemical features clearly distinct from the scarce metavolcanic rocks presents in the Schistose Domain, and two different and separate settings, previous to continental collision, must be attributed to this two units.

**Key words:** NW Spain, Hercynian, allochthonous Complex, Geochemistry, "fore arc".

Díaz-García, F. (1990): Caracterización geoquímica de las rocas ácidas y básicas de la unidad de Santiago (NW de España, Complejo de Órdenes). Implicaciones geotectónicas. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 261-273.

Díaz-García, F. (1990): Geochemical characterization of the basic and acid rocks in the Santiago Unit (NW Spain, Ordenes Complex). Geotectonic implications. *Rev. Soc. Geol. España*, 3: 261-273.

## 1. INTRODUCCIÓN

En el Noroeste de la Península Ibérica, aflora el sector más interno de la cordillera Hercínica, o Zona

de Galicia Tras-os-Montes (Farias *et al.*, 1987) en el que existen varios macizos circunscritos (Dominio de los Complejos), aislados entre los materiales del Dominio Esquistoso. Estos han sido preservados de la erosión

en el núcleo de amplias sinformas y representan klippen residuales de un gran apilamiento de mantos (Ries y Shackleton, 1971). El Complejo de Ordenes, es el que ocupa mayor extensión y junto con el resto de los complejos de Galicia, ha sido subdividido en varias unidades alóctonas, independientes, que muestran evoluciones tectonometamórficas diferenciadas (Iglesias *et al.*, 1981; 1983; González Lodeiro *et al.*, 1982; Martínez Catalán *et al.*, 1984; Bastida *et al.*, 1984; Arenas, 1985; Díaz García, 1988b).

La Unidad de Santiago (Fig. 1) se sitúa en la base del Complejo de Ordenes en su sector Occidental y forma parte de una de las unidades en las que recientemente se ha dividido el Dominio de los Complejos, ésta es la Unidad basal de metasedimentos, ortoneises y rocas metabásicas localmente eclogitizadas (U1 en Fig. 1), descrita por Arenas *et al.* (1986). Esta unidad está constituida por un conjunto de materiales que forman una asociación litológica característica, que la hacen fácilmente diferenciable, de los esquistos y migmatitas que constituyen el Dominio Esquistoso de Galicia Tras-Os-Montes (Farias *et al.*, 1987; Arenas *et al.*, 1986, 1988). La parte inferior de esta unidad está en contacto, mediante una falla normal, con esquistos y migmatitas del Dominio Esquistoso y, en otras ocasiones, como en el sector de Bembibre, donde la unidad muestra un trazado cartográfico aproximado E-W, los granitos de dos micas y migmatitas penetran en la unidad por lo que no se aprecia el supuesto contacto cabalgante. En la parte superior, esta unidad se encuentra cabalgada por distintos tipos de rocas máficas y ultramáficas que constituyen diferentes partes de una secuencia ofiolítica tectonizada (Warnaars, 1967; Díaz García, 1988a). La unidad de Santiago forma parte del flanco oriental de un antiformal apretado de tercera fase, en cuyo núcleo existen migmatitas e intrusiones graníticas deformadas. En la parte occidental de este antiforme se sitúa una estructura sinformal (Unidad de Malpica-Tuy, Ortega y Gil Iburguchi, 1983), cuya parte superior fue correlacionada por varios autores con la Unidad de Santiago (González Lodeiro *et al.*, 1984; Martínez Catalán *et al.*, 1984; Díaz García, 1987) y que junto a la Unidad de Santiago forma la Unidad Basal.

El objetivo de este trabajo es caracterizar, desde el punto de vista geoquímico, las litologías más representativas de esta unidad, de la que con anterioridad no existía ningún dato. Por último se realizará una discusión tomando en consideración otras características, tales como, la edad de los materiales, la deformación, la posición que ocupa dentro del apilamiento de mantos que constituyen los complejos, y su evolución metamórfica, con el fin de intentar una aproximación al ambiente geotectónico en que se generaron sus rocas, lo cual tiene implicaciones paleogeográficas importantes en la configuración de este sector del orógeno Hercínico.

## 2. LA UNIDAD DE SANTIAGO. CARACTERÍSTICAS GENERALES.

Los materiales que componen la Unidad de San-

tiago se presentan de un modo sintético en la Fig. 2. No se han encontrado criterios de polaridad por lo cual las rocas se describirán de abajo hacia arriba según su posición actual. La parte inferior de la sucesión está constituida por esquistos y cuarzoquistos con escasas intercalaciones de anfibolitas y neises leucocráticos. Sobre éstos se apoya el Neis de Santiago, de edad Ordovícico Inferior (García Garzón *et al.*, 1981), cuyo largo trazado cartográfico y tránsito gradual a los esquistos apoya un origen volcánico, aunque la fuerte deformación sufrida impide obtener criterios definitivos; en su interior, se encuentran cuerpos lenticulares de tamaño métrico de anfibolitas granatíferas. Por encima de este neis se dispone una sucesión de esquistos, cuarzoquistos y esquistos con porfiroblastos de albita y granate, con frecuentes intercalaciones de anfibolitas de espesores que oscilan entre 1 y 30 metros, y más raramente de delgados niveles de neises leucocráticos.

La deformación sufrida por los materiales de la Unidad de Santiago es polifásica y no existen evidencias del desarrollo de estructuras mayores. La esquistosidad o foliación dominante corresponde a una segunda fase, durante la cual se desarrollan distintos tipos de microestructuras que dependen del tipo de material y grado de desarrollo de la deformación.

En los esquistos existe el desarrollo de una esquistosidad de crenulación que se preserva en microlitones, o de una "schistosity" generalizada en la que sólo se observan escasas evidencias de un "slaty cleavage" anterior, como son las inclusiones alineadas en blastos de albita no continuas con la esquistosidad exterior. El neis de Santiago presenta una foliación milonítica y una textura planolinear, la lineación tiene una posición N-S, subhorizontal. Las anfibolitas muestran una foliación generalizada y una textura nematoblástica marcada por anfíboles orientados dimensionalmente que rodean a blastos de albita. Estos blastos muestran internamente, en ocasiones, una esquistosidad de crenulación. Las anfibolitas granatíferas (incluidas en el Neis de Santiago), presentan texturas granoblásticas inequigranulares en sus porciones indeformadas y una foliación marcada por anfíboles de tipo actinolítico en los bordes de estas inclusiones.

El metamorfismo que presenta esta unidad, tanto en los esquistos como en las rocas máficas intercaladas, corresponde a la facies de las anfibolitas epidóticas, cuyo clímax se alcanzó en los inicios de la segunda fase de deformación. Con anterioridad a esta deformación, existen algunas evidencias (presencia de micas fenogíticas) que nos indican un metamorfismo en facies de los esquistos glaucofánicos (Díaz García, 1987). La existencia de este metamorfismo anterior de alta presión y baja temperatura se encuentra reforzada cuando comparamos esta unidad con la de Malpica-Tuy en la que han sido descritas eclogitas de tipo C (Wegen, 1978).

## 3. BREVE DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE LOS DISTINTOS TIPOS DE ROCAS ANALIZADAS

El Neis de Santiago está representado cartográfi-

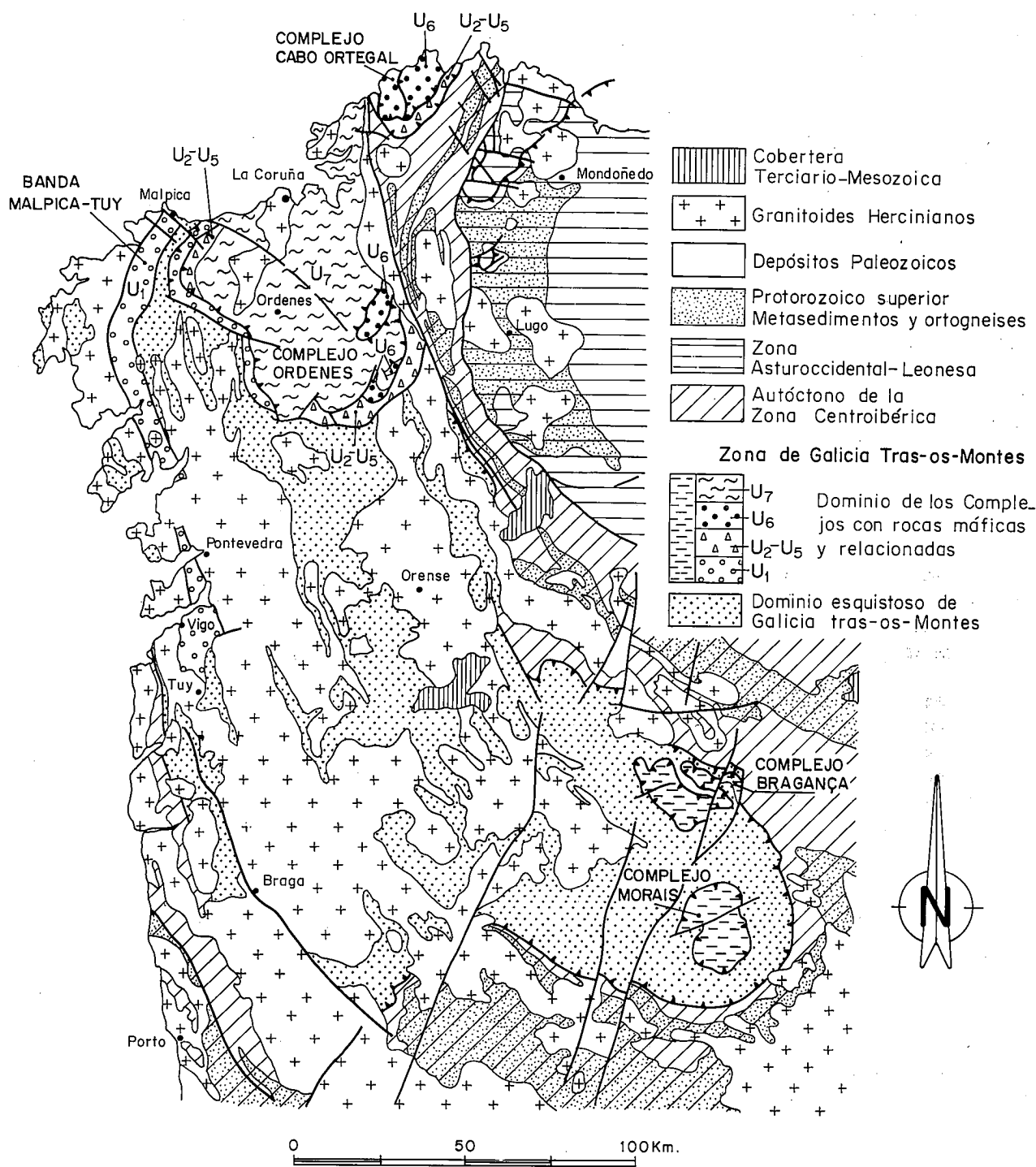


Fig. 1.-Tectonoestratigrafía de los complejos alóctonos de Galicia (Arenas *et al.*, 1988).

Fig. 1.-Tectonostratigraphy of the allochthonous complex from Galicia according to Arenas *et al.* (1988).

camente por una banda de un espesor que varía entre 700 y 400 m y tiene una gran extensión lateral. Se trata de una roca de color gris claro con un tamaño de grano de medio a fino y una alteración a colores pardo amarillentos que presenta una textura planolinar con una foliación milonítica en ocasiones muy intensa. Generalmente se encuentra una disposición en bandas centimétricas con diferente composición y también intercalaciones de esquistos de espesor centimétrico. Estas

diferencias composicionales, responden a una variación en la cantidad de minerales micáceos, de tal modo que en ocasiones se encuentran tránsitos graduales con intercalaciones de cuarzo esquistos y también son frecuentes las facies con glándulas de feldespato dispersas.

La composición mineralógica de estas rocas es la siguiente: cuarzo, feldespato potásico (microclina), plagioclasa, moscovita y biotita; como accesorios se encuentran apatito, opacos, granate, clorita, circón, epidoto-

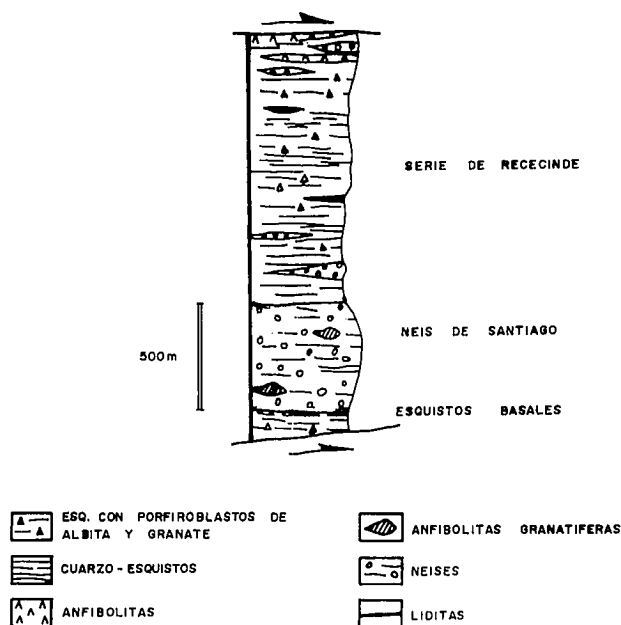


Fig. 2.-Columna litoestratigráfica representativa de los materiales que componen la Unidad de Santiago.

Fig. 2.-Lithostratigraphic sucesion of the rocks belong to the Santiago Unit.

ta y esfena. Las cantidades de alguno de los accesorios tales como epidota y granate pueden, en ocasiones, ser altos. La biotita, en algunos casos, se presenta como mineral accesorio.

Las anfibolitas granatíferas se presentan, como inclusiones de tamaño métrico, con formas almendradas rodeadas por la foliación. En las porciones menos deformadas, muestran una textura granoblástica, inequigranular, con cristales de plagioclasa poiquilíticos; mineralógicamente están compuestas por anfíbol, plagioclasa, granate, epidota, ilmenita, esfena, clorita y biotita.

Las muestras deformadas poseen una foliación bien desarrollada, determinada por la alineación de anfíboles incoloros o de color verde claro, plagioclasa y opacos de tipo ilmenita.

Las anfibolitas intercaladas en los esquistos están compuestas de anfíbol verde, plagioclasa y epidota; como accesorios se encuentran óxidos de Fe, clorita, esfena y granate. Poseen texturas blastoporfidicas y más raramente bandeadas presentándose ambos tipos de texturas en los mismos afloramientos. Tienen una foliación bien desarrollada, lo que imprime a las rocas una textura planar o, en el caso de las anfibolitas blastoporfidicas, planolinear. En estas últimas destacan blastos de plagioclasa, que alcanzan tamaños de 2-3 mm, y que determinan el característico aspecto moteado de la roca; están compuestas además por anfíboles de tamaño medio a fino y, en menor cantidad, plagioclasa.

Independientemente de las texturas que presenten, las anfibolitas poseen una composición mineralógica bastante uniforme del tipo: magnesio hornblenda, al-

bita, epidota, ilmenita y granate fundamentalmente.

#### 4. CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA.

Para el estudio geoquímico de las rocas metavolcánicas de la Unidad de Santiago, se han seleccionado tres muestras pertenecientes a los Neises de Santiago (NS), cuatro de las anfibolitas granatíferas incluidas en los neises (EC) y ocho de las anfibolitas intercaladas en los esquistos (AFS). Los análisis de los elementos mayores  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  más  $\text{P}_2\text{O}_5$  y  $\text{H}_2\text{O}$  (Tabla 1) han sido realizados en los laboratorios del Dpto. de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Salamanca en un espectrómetro de absorción atómica Electro Selenium Mark II según el método de Bea Barredo y Polo Díez (1976). Los análisis de elementos menores y trazas (Tabla 2) han sido realizados en el Laboratorio de Geología y Geoquímica de los Servicios Comunes de la Universidad de Oviedo por espectrometría de fluorescencia de RX:

Espectrómetro: Philips DW 1410/00

Cristales analizadores:

FLi 220 para: Nb, Zr, Y, Sr y Rb

FLi 200 para: Ba, Zn, Cu, Ni, Co, Cr y V.

Por último se han seleccionado seis muestras para la elaboración de espectros de tierras raras (Tabla 3) realizadas en el CRPG de Nancy (Francia) y analizadas por ICP según el método de Govindaraju y Nevelle (1987).

##### 4.1. Las anfibolitas granatíferas y las anfibolitas intercaladas en los esquistos.

Los dos tipos de anfibolitas analizadas pertenecen, según el diagrama TAS (Zanettin, 1984), al grupo de los basaltos, y los Neises de Santiago a riolitas, sin que se hayan reconocido términos intermedios. Utilizando el diagrama de Winchester y Floyd (1977) (Fig. 3A), pertenecen al grupo de los basaltos subalcalinos. Dentro del diagrama  $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$  de Peccerillo y Taylor (1976) se proyectan dentro del campo de los basaltos con un bajo contenido en potasio. Las rocas básicas pueden encuadrarse en una serie de afinidad toleítica si utilizamos los diagramas recomendados por Irvine y Baragar (1971) (Fig. 3B). Por tanto, considerando los elementos mayores, pueden asignarse estas rocas a toleitas pobres en potasio siguiendo a Irvine y Baragar (*op. cit.*).

Los espectros de tierras raras, normalizadas al condrito C1 (Fig. 4), son muy planos y tipifican a estas rocas como toleitas típicas de ambientes de fondos oceánicos. La asignación de estas rocas a toleitas tipo MORB parece clara; sin embargo, estas rocas, aparecen intercaladas en una espesa secuencia de metasedimentos de unos 1500 m de espesor lo cual no es típico en ambientes oceánicos sino más bien de ambientes de *rifting* continental o arcos de isla.

Muest.	AFS 20	AFS 21	AFS 22	AFS 23	AFS 24	AFS 25	AFS 30
SiO <sub>2</sub>	48.36	48.79	49.76	52.0	50.16	49.27	49.28
TiO <sub>2</sub>	1.37	1.54	1.74	1.46	1.27	1.27	1.28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.12	14.58	14.07	13.98	15.8	16.75	15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	12.13	14.33	14.3	13.63	11.47	11.59	12.02
MgO	6.97	6.1	6.35	5.87	6.45	5.77	7.0
MnO	0.16	0.23	0.23	0.23	0.19	0.19	0.21
CaO	11.12	9.61	10.86	8.29	11.1	11.1	11.39
Na <sub>2</sub> O	3.15	3.73	3.13	4.0	2.66	2.43	2.8
K <sub>2</sub> O	0.31	0.18	0.17	0.27	0.27	0.26	0.26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.32	0.23	0.24	0.23	0.29	0.32
H <sub>2</sub> O	0.46	1.41	0.5	0.97	1.08	1.97	1.18
Total	100.3	100.8	101.0	100.9	100.65	100.89	100.74

Muest.	EC 38	EC 39	EC 40	EC 41	NS 26	NS 27	NS 28
SiO <sub>2</sub>	48.46	48.29	50.09	50.19	74.89	74.8	76.18
TiO <sub>2</sub>	2.04	1.72	1.74	0.78	0.16	0.08	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.36	13.59	13.4	15.89	13.69	13.59	12.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	14.73	14.54	15.84	9.53	0.94	0.91	1.19
MgO	6.92	7.65	6.12	8.76	0.19	0.06	0.16
MnO	0.22	0.22	0.25	0.16	0.02	0.03	0.03
CaO	9.99	9.86	10.81	12.89	0.28	0.21	0.18
Na <sub>2</sub> O	2.51	2.59	2.29	1.72	2.95	3.56	2.82
K <sub>2</sub> O	0.58	0.71	0.24	0.29	4.97	4.55	5.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.47	0.40	0.37	0.34	0.41	0.49	0.36
H <sub>2</sub> O	0.65	1.22	0.16	0.17	1.21	1.48	0.86
Total	100.3	100.7	101.2	100.6	99.93	99.6	99.85

Tabla 1. Análisis químicos de roca total. Unidad de Santiago. Elementos mayores.  
Table 1. Whole rocks analysis. Santiago unit. Mayor elements.

AFS = Anfibolitas intercaladas en los metasedimentos. (Amphibolites intercalate between the metasediments).  
EC = Anfibolitas grantíferas. (Garnetiferous amphibolites). NS = Neis de Santiago: (Santiago Gneis).

Jakes y Gill (1970) proponen un subtipo de magma toleítico de arco de isla de características muy similares a los de fondos oceánicos y difícilmente diferenciable utilizando elementos mayores. Sin embargo, utilizando elementos menores incompatibles, tales como Ti, P, Zr, Y y Nb, las características químicas de sus fuentes en el manto superior pueden quedar mejor reflejadas (Sun, 1982) dado que estos elementos mantienen relaciones constantes en líquidos formados por extensos grados de fusión parcial.

En el diagrama Ti/100-Zr-Y.3, propuesto por Pearce y Cann (1973) y en el Ti-Zr de Pearce y Cann (1971) (Fig. 5), es difícil discriminar entre basaltos de fondos oceánicos y toleitas pobres en potasio. Sin embargo, es posible excluir un origen intraplaca para estos basaltos. Además, en el segundo de estos diagramas, existe una clara tendencia a situarse dentro del campo de los basaltos de fondos oceánicos.

Utilizando el diagrama Ti-Cr, de Pearce (1975) (Fig.

6A), las rocas se proyectan dentro de los basaltos de fondo oceánico. En el diagrama de Pearce y Norry (1979) (Fig. 6B), para no acumulados, se proyectan en una posición intermedia entre estos dos campos.

En el diagrama TiO<sub>2</sub>-MnOx10-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>x10 de Mullen (1983) (Fig. 7), en el que se intenta diferenciar cinco ambientes petrotectónicos, las anfibolitas intercaladas en los esquistos de la Unidad de Santiago se proyectan, con excepción de una muestra, en el campo de las toleitas de arco de isla (IAT), mientras que las anfibolitas granatíferas muestran una dispersión más fuerte próximas a este campo.

Con base en los diagramas utilizados anteriormente, se puede resaltar que no existen diferencias importantes o anomalías raras en cuanto a la clasificación de estas rocas utilizando elementos mayores, menores o tierras raras, lo que cabría esperar dado la historia metamórfica y deformacional que presentan. Sin embargo, el intento de discriminar entre los ambientes de OFB

	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Zn	Cu	Ni	Co	Cr	V	Ba
AFS 20	0	59	28	151	6	62	51	63	36	221	292	5
AFS 21	4	88	34	127	5	89	69	51	31	136	452	11
AFS 22	1	31	35	137	7	86	71	40	22	139	171	0
AFS 23	2	73	34	92	6	86	64	33	33	82	506	0
AFS 24	0	60	27	164	8	73	62	67	30	225	323	17
AFS 25	0	70	29	171	7	75	40	79	1	24	3	0
AFS 29	1	57	28	170	10	74	59	140	26	326	322	24
AFS 30	0	62	34	169	6	75	55	74	34	19	0	0
EC 38	4	146	46	157	12	93	24	56	0	215	505	23
EC 39	5	108	34	106	24	84	27	56	0	268	446	57
EC 40	2	112	42	59	7	97	33	78	0	98	483	5
EC 41	11	58	27	23	346	64	48	34	21	386	266	0
NS 26	14	62	28	18	440	13	39	80	33	66	0	183
NS 27	22	26	12	14	369	16	29	13	3	97	0	85
NS 28	14	57	28	13	371	22	28	15	3	88	11	125

Tabla 2: Análisis químicos de las muestras de la Unidad de Santiago. Elementos menores.  
Table 2: Chemical analysis of the samples of the Santiago Unit. Minor elements.

	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Lu
AFS 23	3.09	13.8	8.8	3.8	1.06	4.25	5.49	3.15	3.61	0.51
AFS 24	1.9	12.7	7.15	3.1	1.4	3.44	4.45	2.48	2.70	0.4
EC 38	11.8	36.16	18.4	6.26	2.2	6.39	6.95	3.73	4.17	0.58
EC 40	6.56	22.09	12.84	5.12	1.95	5.88	7.03	3.91	4.39	0.66
NS 27	2.31	7.54	2.33	1.1	.08	.97	1.18	.48	0.79	0.12
NS 28	10.16	24.63	9.07	2.95	.02	2.15	3.62	2.12	2.97	0.39

Tabla 3: Contenido en tierras raras.  
Table 3: REE abundance.

e IAT ofrece, por el momento, escasos resultados.

Según Pearce (1982), utilizando elementos traza, los basaltos de arco volcánico muestran importantes diferencias con respecto a los MORB. Estas son:

1. Los modelos muestran un enriquecimiento en Sr, K, Rb y Ba con relación a la serie Ta-Cr. Esto se puede explicar dado el bajo potencial iónico de los primeros elementos y por tanto su capacidad para ser movilizados en fluidos acuosos, lo cual ocurre en ambien-

tes relativos a zonas de subducción más que en un ambiente de dorsales medio-oceánicas.

2. Otra característica importante de las toleítas generadas en un arco de isla, es el bajo contenido de los elementos de alto potencial iónico, con respecto al de las toleítas MORB. Así, la serie Th-Yb y el compatible Cr tienen escasa abundancia en este tipo de ambiente.

Las características más sobresalientes de las pautas de las anfibolitas intercaladas en los esquistos (AFS)

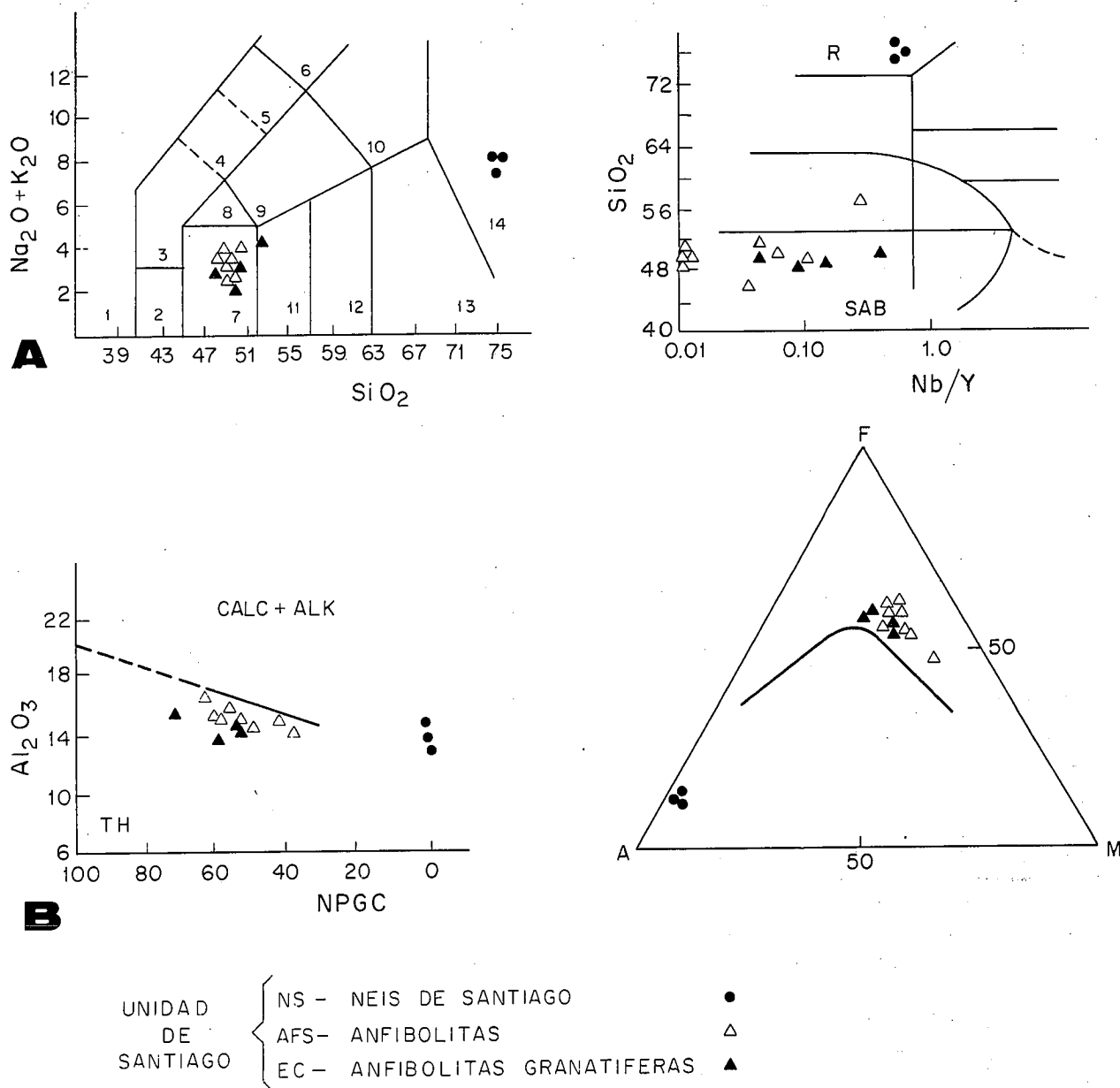


Fig. 3.-A.- Diagrama TAS (Total Alcalis-Silice) de Zanettin (1984) y diagrama de Winchester y Floyd (1977) para la clasificación de rocas volcánicas. B.- Diagramas propuestos por Irvine y Baragar (1971) para discriminar entre series de afinidades calcoalcalinas y toleíticas. Fig. 3.-A.- TAS diagram (Total Alcalis-Silice) from Zanettin (1984) and Winchester and Floyd (1977) diagram to the classification of volcanic rocks. B.- Proposed diagram Irvine and Baragar (1971) to discriminate between series of calalkaline y tholeiitic affinities.

y, de las anfibolitas granatíferas (EC), (Fig. 8), son: el alto contenido en K y Rb, un mínimo en Nb y después otra subida en Ce y P, mostrando además una pendiente negativa de Y a Cr (MORB y transicional tienen una pendiente positiva o nula). Por lo que, estas pautas son más similares a las que Pearce (1982) muestra como típicas de basaltos de arco volcánico.

Por tanto, se pueden extraer conclusiones importantes con respecto a esta serie metavolcánica; la primera, es el carácter toleítico, más concretamente perteneciente a toleitas pobres en potasio; este carácter es a su vez corroborado en los diagramas en que intervienen elementos menores incompatibles. En estos diagramas quedan siempre excluidos los ambientes intraplaca proyectándose las anfibolitas en los campos de basal-

tos de fondos oceánicos, toleitas pobres en potasio o toleitas de arco de isla.

La gran cantidad de metasedimentos con los que estas rocas se encuentran relacionados no son típicos en ambientes de fondos oceánicos donde el espesor de sedimentos es reducido. Las anomalías negativas en Nb de la magnitud que se observa en estas rocas no son típicas de basaltos de fondos oceánicos; sin embargo son características de magmas relacionados con una subducción bien en un arco de isla o trasera de arco.

#### 4.2. El Neis de Santiago.

En el Neis de Santiago, se han seleccionado tres

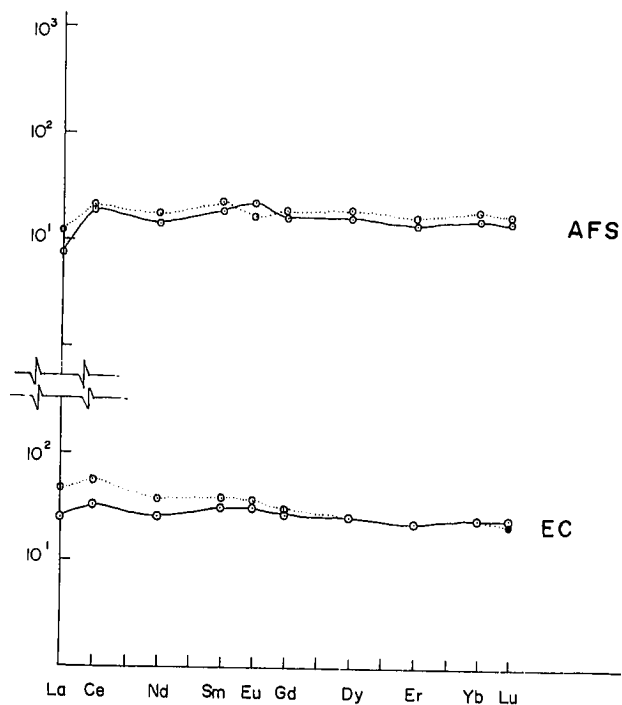


Fig. 4.-Pautas de variación de Tierras Raras, normalizadas al condrito C1. A.- Anfibolitas intercaladas en los esquistos. B.- Anfibolitas granatíferas.

Fig. 4.-REE abundance patterns normalised to Chondrite C1. A.- Amphibolites intercalated in schists. B.- Garnetiferous amphibolites.

muestras. Son riolitas, cuyas relaciones  $Al_2O_3/Na_2O + K_2O$ , son siempre mayores de 1. Estas, proyectadas en el diagrama  $SiO_2-K_2O$  de Peccerillo y Taylor (1976) pertenecen a riolitas con alto contenido en potasio. Pearce *et al.* (1984) proponen varios diagramas en los que se efectúa una discriminación del ambiente tectónico en que se generan los diferentes tipos de granitos. Y, Nb y Rb, son utilizados por estos autores obteniendo una diferenciación clara entre granitos intraplaca (WPG), granitos de crestas oceánicas (ORG), granitos sin-colisión (Syn-COLG) y granitos de arco volcánico (VAG). Sin embargo, según los anteriores autores, estos diagramas presentan problemas con los granitos post-colisión, los cuales están fuertemente determinados por la gran variabilidad del ambiente en que se producen (espesor, composición de la corteza, tiempo, localización precisa del magmatismo, etc.). Así, este tipo de granitos se proyecta generalmente en el campo de los granitos de arco volcánico.

Las riolitas de la Unidad de Santiago se proyectan en los diagramas de Pearce *et al.* (1984) del Y y Nb frente al  $SiO_2$  (Fig. 9), en campos correspondientes a VAG, COLG y ORG. En el diagrama de Nb frente al Y, se proyectan en el campo de VAG y Syn-COLG y, finalmente, en el diagrama del Rb frente al  $Y + Nb$ , se proyectan en el campo de Syn-COLG. Queda, por tanto, claramente excluido, un origen intraplaca y de fondos oceánicos.

Comparando las pautas de variación de los diferentes elementos (Fig. 10) con las mostradas en Pearce

*et al.* (1984), se pueden distinguir claramente estas rocas graníticas de las ORG, y son bastante similares a los granitos de arco volcánico y a los granitos de colisión, los cuales son difíciles de distinguir entre sí. Así, tal y como manifiesta el anterior autor, estos tipos de granitos están caracterizados por el enriquecimiento en K y Rb; otra característica significativa es el bajo valor de Y e Yb en relación a la composición normalizada, las cuales vienen bien reflejadas en las pautas de variación del Neis de Santiago.

## 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el momento de comenzar una discusión sobre el ambiente paleogeográfico en que se generaron las ro-

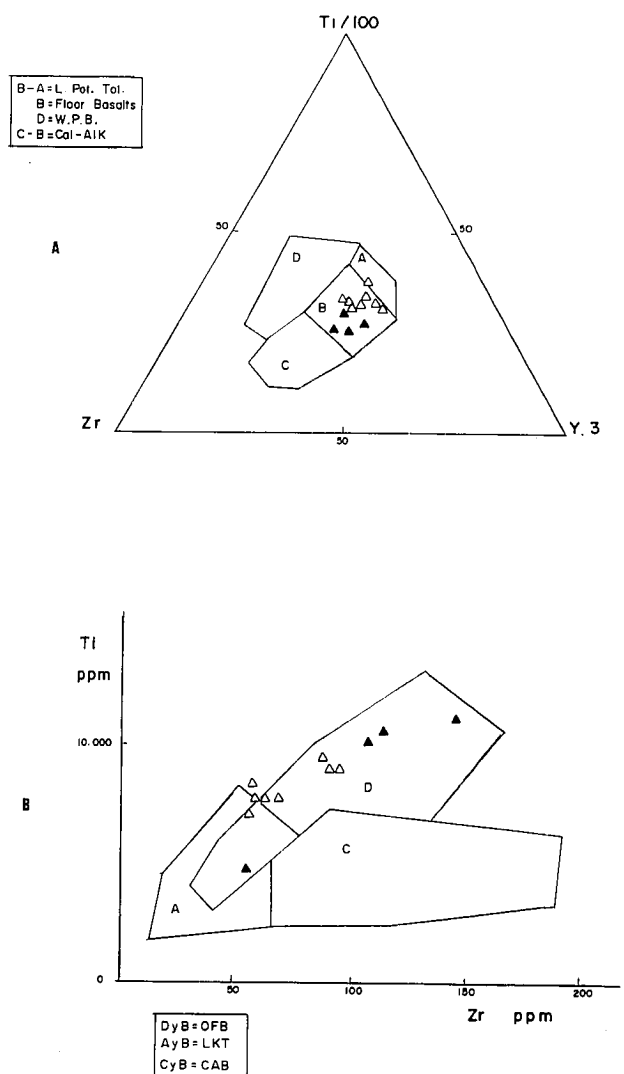


Fig. 5.-Diagramas para los distintos tipos de anfibolitas de la Unidad de Santiago. A.- Diagrama Y-Zr-Ti de Pearce y Cann (1973). B.- Diagrama Ti-Zr de Pearce y Cann (1971).

Fig. 5.-Diagrams for the different kinds of amphibolites from The Santiago Unit. A.- Y-Zr-Ti diagram from Pearce and Cann (1973). B.- Ti-Zr diagram from Pearce and Cann (1971).



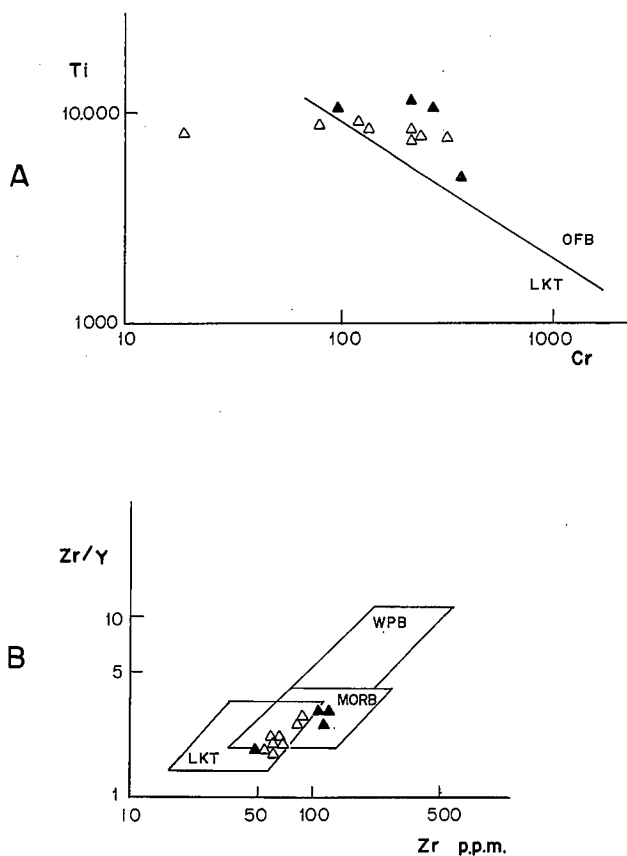


Fig. 6.-Representación de las anfibolitas de la Unidad de Santiago en: A.- Diagrama Ti-Cr de Pearce (1975). B.- Diagrama Zr/Y-Zr de Pearce y Norry (1979) para no cumulosos.

Fig. 6.-Amphibolites of the Santiago Unit plotted in: A.- Ti-Cr diagram from Pearce (1975). B.- Zr/Y-Zr diagram from Pearce and Norry (1979) to non-cumulated rocks.

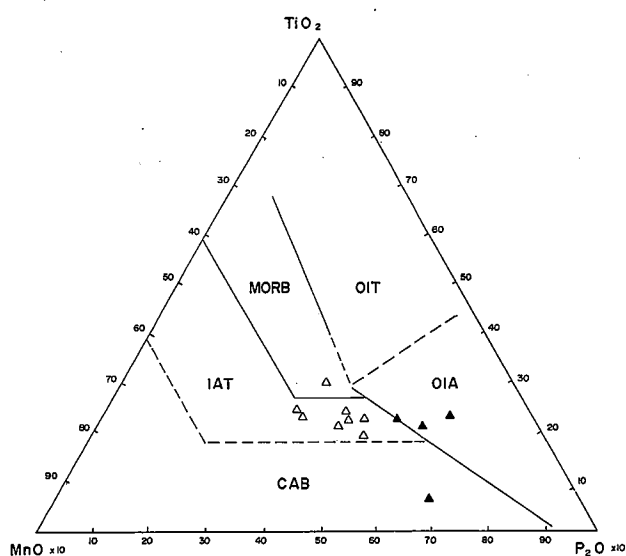


Fig. 7.-Proyección de las anfibolitas de la Unidad de Santiago en el diagrama MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> de Mullen (1983) en el que se discriminan cinco ambientes petrotectónicos de formación de rocas basálticas.

Fig. 7.-Amphibolites of the Santiago Unit projected in the diagram MnO-TiO<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> from Mullen (1983), in which five petrotectonic ambients can be discriminated.

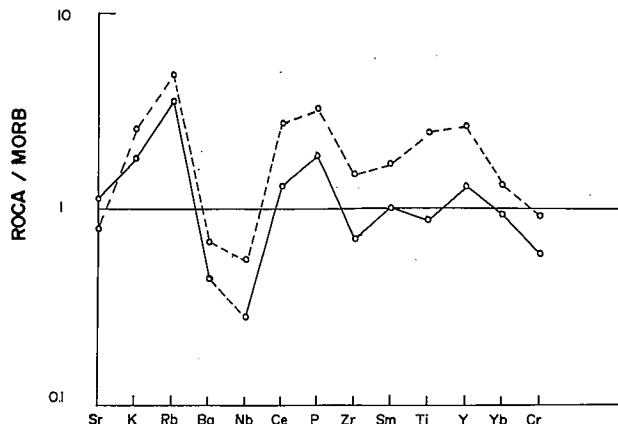


Fig. 8.-Pautas de variación de algunos de los elementos significativos en los dos tipos de anfibolitas de la Unidad de Santiago. Valores normalizados a los de un basalto de fondo oceánico (MORB de Pearce, 1982).

Fig. 8.-Variation patterns of some significant elements from the two kinds of amphibolites of the Santiago Unit. Normalised values to MORB from Pearce (1982).

cas acidas y máficas que se encuentran en la Unidad de Santiago, hay que señalar que esta unidad está constituida por una potente serie de metasedimentos caracterizada por una alta participación de materiales volcánicos que están representados por basaltos de tipo toleitas pobres en potasio y por riolitas potásicas, ésto constituye por tanto una asociación ígnea de carácter volcánico bimodal, relacionada a su vez con metasedimentos.

A partir del estudio geoquímico realizado para las rocas básicas de esta unidad, parece que se les puede asignar de un modo claro una afinidad toleítica según los diferentes diagramas utilizados. Sin embargo, resulta difícil discriminar claramente entre basaltos de fondos oceánicos y toleitas de arco de isla, cuando utilizamos las comparaciones en términos absolutos de elementos y en los diagramas de dos elementos. Esto es comprensible debido a la gran similitud entre estos dos tipos de toleitas (ver García, 1978). Los diagramas en que intervienen tres elementos indican en general un ambiente de arco volcánico. Por último, el diagrama de distribución de elementos trazas, que es el más relevante para discriminar estos dos tipos de ambientes, muestra una distribución que se ajusta bien a los modelos propuestos por Pearce (1982) para arcos de islas.

Por lo que respecta al Neis de Santiago, la dificultad de discriminación para este tipo de rocas se presenta entre granitos de colisión y granitos de arco volcánico. No obstante, no existe ningún dato que sugiera la existencia de una colisión durante el periodo de formación de estas rocas, por lo cual parece más probable un origen asociado a un arco de islas. Esto concuerda, por otro lado, con la conclusión obtenida anteriormente para las rocas básicas.

Estas unidades y otras de características similares, tanto en lo que se refiere a la existencia de series bimo-

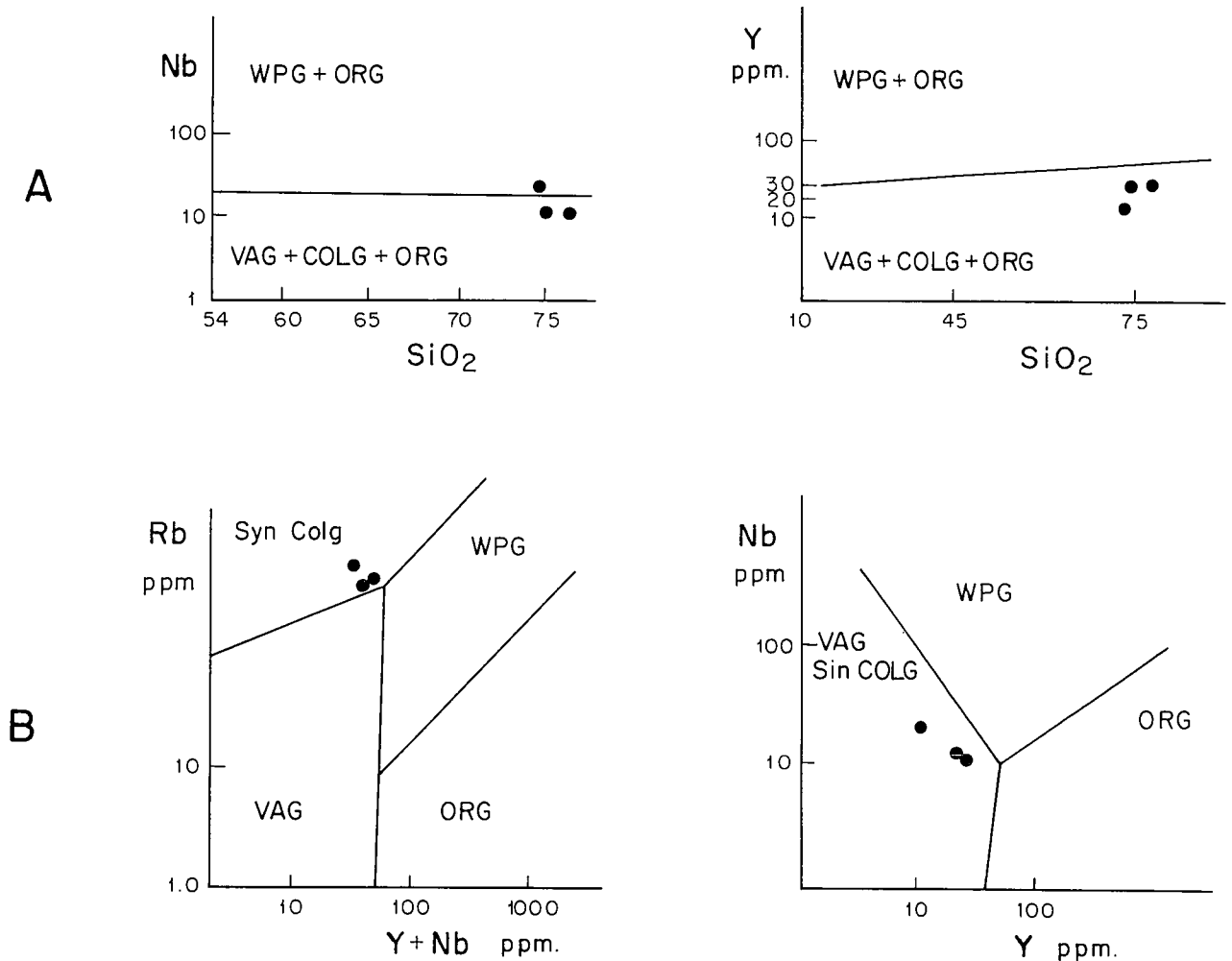


Fig. 9.-Proyección de las muestras del Neis de Santiago en diferentes diagramas de Pearce *et al.* (1984), mostrando el marco geodinámico más probable de generación de estas rocas, así como los ambientes que quedan excluidos.

Fig. 9.-Projection of the samples from the Santiago Gneiss on to the different diagrams from Pearce *et al.* (1984), showing the geodynamic setting of generation of this rocks, and also the ambient that can be excluded.

dales asociadas con una espesa sucesión de metasedimentos como a la posición que ocupan dentro del orden de apilamiento; es decir, situadas por debajo de las unidades de claro carácter ofiolítico como la Unidad de Carballo-El Pino (Díaz García, 1988a), y la Unidad de la Sierra del Careón (González Lodeiro *et al.*, 1982), han sido interpretadas por varios autores de la escuela Holandesa sintetizados en Den Tex (1979) y Ribeiro (1987) como formadas en un ambiente de rifting continental; sin embargo este no es el único ambiente en que se pueden generar estas series bimodales de rocas ígneas. En efecto, si tomamos en consideración la potente sucesión de esquistos con que estas rocas están asociadas, sin que se haya podido comprobar la existencia de contactos tectónicos, tenemos que considerar que no representan una corteza oceánica normal y debemos de entrar a discutir la posibilidad de pertenencia a toleitas generadas en arcos de islas o series volcánicas continentales. El desarrollo de grandes volúmenes de magmas silíceos está relacionado con ambientes de corteza continental y también en arcos de isla que se encuen-

tran en un grado de evolución avanzado (Green, 1980). Según este autor el origen más común para estos magmas es a través de la fusión parcial de la corteza compuesta de toleitas de arco de isla y series calcoalcalinas, causado por un incremento en el flujo de calor producido por la ascensión del magma y/o fluidos del manto superior y de la zona de Benioff. Por otra parte Whalen *et al.* (1987) revisan la versión que encuadraba a los granitos tipo A a zonas de rifting tal como explica Collins *et al.* (1982), y los extienden a fallas transformantes y zonas de subducción.

Puede decirse que tanto la geoquímica de las rocas básicas como la de las ácidas de la Unidad de Santiago parecen indicar que todas ellas se formaron en un ambiente tectónico asociado a un arco de islas, esto se discutirá en adelante teniendo en cuenta otro tipo de factores como son: la evolución metamórfica, la posición dentro del orden de apilamiento de mantos y la gran cantidad de metasedimentos con los que se encuentra asociados.

Según el orden de apilamiento, las unidades de

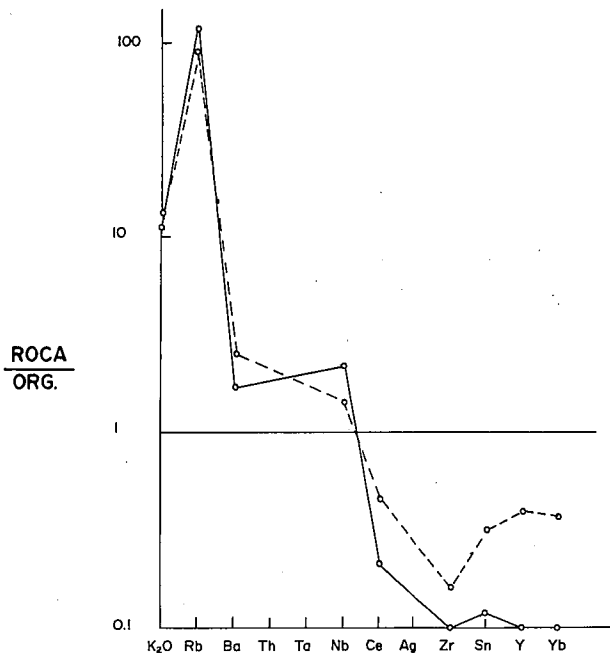


Fig. 10.-Normalización de los elementos traza y K<sub>2</sub>O del Neis de Santiago con respecto a los valores de un granito de fondo oceánico de Pearce *et al.* (1984).

Fig. 10.-Trace elements and K<sub>2</sub>O from The Santiago Gneiss normalised respect to the values of an ocean floor granite from Pearce *et al.* (1984).

Malpica-Tuy y Santiago, que han sido correlacionadas por diferentes autores (Alonso y González, 1981; González Lodeiro *et al.*, 1984; Martínez Catalán *et al.*, 1984; Arenas, 1986; Díaz García, 1987), ocuparían una posición en el "fore-arc" lo cual viene apoyado por el tipo de metamorfismo y la geoquímica que las caracterizan.

La Unidad basal compuesta por las unidades de Santiago y de Malpica-Tuy muestra un metamorfismo de alta presión y temperatura baja a intermedia con desarrollo de eclogitas, cuyas paragénesis sufren retrogradación cuando están afectadas por la deformación ligada al emplazamiento de estas unidades; por lo que la generación de este metamorfismo debe de relacionarse a la posición original que ocupaba esta unidad, situada por tanto por encima de una corteza en subducción.

Esta lámina basal compuesta por estas dos unidades muestra una zonación metamórfica en el metamorfismo de alta presión y baja temperatura y también durante el reequilibrio que éste sufrió durante la segunda fase de deformación; así, la Unidad de Malpica-Tuy se reequilibró en facies de las anfibolitas, la Unidad de Santiago en facies de las anfibolitas epidóticas (ver Díaz García *op. cit.*); esto puede interpretarse en el sentido de que esta lámina aunque con una traslación importante, sigue de algún modo manteniendo su posición original, es decir, las unidades situadas más al Oeste ocuparían posiciones más profundas. Esta zonación del metamorfismo de alta presión podría ser un indicador de la polaridad del descenso de la placa litosférica en

subducción, lo cual debió probablemente ocurrir de un modo general hacia el Oeste y Noroeste.

La subducción no debió ocurrir en ningún caso hacia el este, por debajo del margen continental pasivo donde se estaban formando los sedimentos pertenecientes al Dominio Esquistoso, ya que la cantidad de rocas ígneas es muy escasa en este dominio.

Las características petrográficas, geoquímicas y las proporciones en que aparecen los distintos términos de esta serie volcánica de la Unidad de Santiago, no son similares en ningún caso al resto de las escasas rocas volcánicas que aparecen en los grupos litoestratigráficos de Santabaia, Nogueira y Paraño del dominio esquistoso de Galicia Tras-os-Montes. Estas rocas han sido estudiadas recientemente por Ancochea *et al.* (1987) y Gallastegui *et al.* (1988), quienes destacan el carácter monótono del volcanismo en estos grupos donde dominan los términos ácidos de escasa variación composicional. Estos autores relacionaron a estas rocas con un volcanismo ácido de naturaleza calcoalcalina en el que predominan los términos riolíticos y riodacíticos y que encuadran, en base a consideraciones geoquímicas y de diversa índole, en un margen continental pasivo a la vez que discuten la posible existencia de una subducción incipiente, dado el escaso volumen que representan estas rocas frente al resto de la serie metasedimentaria.

La existencia por tanto de estas series volcánicas de características marcadamente diferentes debe de interpretarse en el sentido de que el Dominio Esquistoso de Galicia Central y la Unidad de Santiago ocuparon en el momento de su formación distintos ambientes paleogeográficos.

La extensión de la Unidad de Santiago y su correlación con otras unidades es un problema que por el momento no se encuentra perfectamente acotado. Así, son varias las unidades con una posición y características litológicas similares como son la existencia de esquistos albiticos y series volcánicas ácidas y básicas en las que en ocasiones se ha reconocido un metamorfismo relicto de alta presión y baja temperatura, por lo que este modelo de *fore-arc* que se propone para la Unidad de Santiago podría tener una más amplia representación dentro del apilamiento de unidades que se observa en esta parte más interna de la cadena hercínica, y que a su vez podría ayudar a explicar la existencia de una fuerte actividad ígnea en el Ordovícico-Silúrico; así como, algunos fenómenos metamórficos que posiblemente acontecieron en estos tiempos y que actualmente aparecen representados en los complejos del NW de la Península Ibérica.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado en el marco de los proyectos: DGICYT-PB88-0145-CO2-01 Magmatismo y Evolución Tectonometamórfica Paleozoica de los Complejos Alóctonos del Noroeste del Macizo Ibérico y el DGICYT- GEO89-0372-CO2-01 Estructura Geoló-

gica Tridimensional de la Corteza de la Cordillera Herciniana a lo largo de las Transectas 43°N y 5°W, del

Programa Sectorial de Promoción General del Conocimiento.

## BIBLIOGRAFÍA

- Alonso, J.L. y González, J.C. (1981): Mapa y memoria explicativa de la hoja 44 (Sisargas-Carballo) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) *Inst. Geol. Min. España*, 61 p.
- Ancochea, E., Arenas, R., Brandle, J.L., Peinado, M. y Sagredo, J. (1987): Caracterización de las rocas metavolcánicas silúricas del NO del Macizo Ibérico. *Geociencias*, 3: 133-140.
- Arenas, R. (1985): *Evolución petrológica y geoquímica de la Unidad Alóctona Inferior del Complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal (Unidad de Moeche) y del silúrico paraautóctono, Cadena Hercínica Ibérica (NW de España)*. Tesis Univ. Complutense Madrid. 543 p.
- Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Girones, E., Pablo Maciá, J.G. y Peinado, M. (1986): Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian massif. *Hercynica*, II: 2, 87-110.
- Arenas, R.; Farias, P., Gallastegui, G., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Ortega, E., Pablo Maciá, J.G. de, Peinado, M. y Rodríguez Fernández, L.R. (1988): Características geológicas y significado de los dominios que componen la Zona de Galicia Tras-os-Montes. *II Cong. Geol. España*. SGE, Granada. Simposios, 75-84.
- Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Martínez Catalán, J.R., Pérez Estaún, A. y Pulgar, J.A. (1984): Mapa y memoria explicativa de la Hoja n.º 1 (2-1) (La Coruña) del Mapa Geológico Nacional a E: 1/200.000. *Inst. Geol. Min. España*, 155 p.
- Bea Barredo, F. y Polo Diez, L.H. (1976): Optimization of rock decomposition for determination of major elements by Atomic Absorption Spectroscopy. *Talanta*, 23: 859-861.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. y Chappell, B.W. (1982): Nature and origin of A-Type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 189-200.
- Díaz García, F. (1987): La evolución metamórfica de la Unidad de Santiago, NW de España. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11: 261-273.
- Díaz García, F. (1988a): La evolución metamórfica de las rocas máficas y ultramáficas del sector occidental del complejo de Ordenes (NW de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12: 141-149.
- Díaz García, F. (1988b): *La Geología del sector Occidental del Complejo de Ordenes (Cordillera Hercínica, NW de España)*. Tesis Univ. Oviedo, 230 p.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquínez, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R., Pablo Maciá, J.G. de y Rodríguez Fernández, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *IX Reunión de Geología del NW Peninsular*, 1: 411-429.
- Gallastegui, G., Martín Parra, L.M., Farias, P., Pablo Maciá, J.G. de y Rodríguez Fernández, L.R. (1988): Las metavulcanitas del dominio esquistoso de Galicia Tras-os-Montes: Petrografía, geoquímica y ambiente tectónico (Galicia NO de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12: 127-139.
- García, O.M. (1978): Criteria for identification of ancient volcanic arcs. *Earth. Sci. Rev.*, 14: 147-165.
- García Garzón, L., Pablo Maciá, J.G. de y Llamas, J. de (1981): Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb/Sr en dos cuerpos de ortoneises en Galicia Occidental. *Bol. Geol. Min.*, 92-94: 463-466.
- González Lodeiro, F., Hernández Urroz, J., Klein, E., Martínez Catalán, J.R. y Pablo Maciá, J.G. de (1982): Mapa y memoria explicativa de la Hoja n.º 8 (Lugo) del Mapa Geológico de España E: 1/200.000. *Inst. Geol. Min. España*, 155p.
- González Lodeiro, F., Hernández Urroz, J., Martínez Catalán, J.R., Naval Balbin, A., Ortega Girones, E. y Pablo Maciá, J.G. de (1984): Mapa y memoria explicativa de la Hoja n.º 7 (Santiago de Compostela) del Mapa Geológico de España E: 1/200.000. *Inst. Geol. Min. España*, 99 p.
- Govindaraju, K. y Nevelle, G. (1987): Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rock analysis. Application to the determination of rare earth elements. *Jour. Anal. Atom. Spectrom.*, 2: 615-621.
- Green, T.H. (1980): Island arc and continent-building magmatism a review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics*, 63: 367-385.
- Iglesias, M., Matte, P.H., Ribeiro, A. Ribeiro, M.L. (1981): Mise en place par obduction des nappes varisques du Nord-Ouest Iberique. *Terra Cognita Spec. Issue*, 1: 70-82.
- Iglesias, M., Ribeiro, M.L. y Ribeiro, A. (1983): La interpretación aloctonista de la estructura del Noroeste peninsular. *Inst. Geol. Min. España*, 1: 459-467.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Earth. Sci.*, 8: 523-548.
- Jakes, P. y Gill, J.B. (1970): Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9: 17-28.
- Martínez Catalán, J.R., Klein, E., Pablo Maciá, J.G. de y González Lodeiro, F. (1984): El Complejo de Ordenes: subdivisión, descripción y discusión sobre su origen. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7: 139-210.
- Mullen, E.D. (1983): MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Letters*, 62: 53-62.
- Ortega, E. y Gil Ibarguchi, I. (1983): La unidad de Malpica-Tuy (Complejo antiguo-Fosa blastomilonítica). In: *Libro Jubilar J.M. Ríos*. I.G.M.E., 1: 430-440.
- Pearce, J.A. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25: 41-67.
- Pearce, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. (R.S.Thorpe, Ed.) J.Wiley & Sons, New York 529-548.
- Pearce, J.A. y Cann, J.R. (1971): Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Letters*, 12: 339-349.

- Pearce, J.A. y Cann, J.R. (1973): Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19: 290-300.
- Pearce, J.A. y Norry, M.J. (1979): Petrogenetic implications of T, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 33-47.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrology*, 25: 956-983.
- Peccerillo, A. y Taylor, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene Calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonir area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58: 63-81.
- Ribeiro, M.L. (1987): Petrogenesis of early paleozoic peralkaline rhyolites from the Macedo de Cavaleiros region (NE Portugal). *Geol. Rundschau*, 76: 147-168.
- Ries, A.C. y Shackleton, R.M. (1971): Catazonal complexes of North-West Spain and Nord Portugal, remnants of a hercynian thrust plate. *Nature Phisc. Sci.*, 234, 47: 65-68.
- Sun, S.S. (1982): Chemical composition and origin of the earth primitive mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64: 179-192.
- Tex, E.den (1979): A pre-Variscan continental rift system in NW Spain. *Krystalinikum*, 14: 19-31.
- Warnaars, F.W. (1967): *Petrography of a peridotite amphibolite and gabbro bearing polyorogenic terrain NW of Santiago de Compostela (Spain)*. Tesis Univ. Leiden, 208 p.
- Wegen, G. (1978): Garnet bearing metabasites from the blastomylonitic graben, Western Galicia Spain. *Scripta Geol.*, 45: 1-45.
- Whalen, J.B., Currie, K. y Chappell, W.C. (1987): A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95: 407-419.
- Winchester, J.A. y Floyd, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geol.*, 20, 325-343.
- Zanettin, B. (1984): Proposed new chemical classification of volcanic rocks. *Episodes*, 7: 19-20.

Recibido el 12 de enero de 1990  
Aceptado el 10 de abril de 1990