



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

# boletín geológico y minero

VOLUMEN 105

Enero - Febrero 1994

NUMERO 1



REVISTA BIMESTRAL DEL ITGE FUNDADA EN 1874

ISSN 0366 - 0176

Volumen 105  
Número 1  
Enero - Febrero 1994

# boletín geológico y minero

revista bimestral de geología, minería y ciencias conexas fundada en 1874 - 5.ª serie

## Sumario

<b>Geología</b>	C. QUESADA, P. E. FONSECA, J. MUNHA, J. T. OLIVEIRA y A. RIBEIRO: The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): Geological characterization and geodynamic significance ... ..	3
	R. BALCELLS, J. L. BARRERA, J. A. GOMEZ, L. A. CUETO, E. ANCOCHEA, M. J. HUERTAS, E. IBARROLA y N. SNELLING: Edades radiométricas de los edificios miocenos de Fuerteventura (Islas Canarias) ... ..	50
	B. ABALOS y L. EGUILUZ: Evolución tectónica poliorogénica (cadoniense y hercínica) del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba ... ..	57
<b>Minería</b>	A. NAVARRO, M. VILADEVALL, X. FONT y P. RODRIGUEZ: Las mineralizaciones auríferas de Sierra Almagrera (Almería). Estudio geoquímico y modelos de yacimientos ... ..	85
<b>Aguas subterráneas</b>	P. NIETO y Z. ALAMY: Depuración natural de aguas residuales brutas mediante su infiltración controlada. Una experiencia en marcha. Part I. Desarrollo del proyecto ... ..	102
<b>Geotecnia</b>	J. M. TOYOS, J. TABOADA, M. LOMBARDEO, J. A. ROMERO y A. MENENDEZ: Estudio de las discontinuidades en yacimientos de roca ornamental ... ..	110

DIRECCION Y ADMINISTRACION  
Ríos Rosas, n.º 23 - 28003-Madrid  
Teléf./Fax (91) 349 57 62

INSTITUTO TECNOLÓGICO  
GEOMINERO DE ESPAÑA

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA  
Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales

El Instituto Tecnológico Geominero de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus publicaciones son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos

Los derechos de propiedad de los trabajos publicados en esta obra fueron cedidos por los autores al Instituto Tecnológico Geominero de España.  
Queda hecho el depósito que marca la Ley.

#### EXPLICACION DE PORTADA

Hendiendo un bloque de granito.  
Plutón granítico de La Cabrera. Valdemanco (Madrid).

(Foto: M. Lombardero.)

Depósito legal: M. 3.279 - 1958  
ISSN 0366 - 0176  
NIPO 241 - 94 - 001 - 4

Imprenta Ideal, S. L. - Chile, 27 - Telef. 359 57 55 - 28016-MADRID

## The Beja-Acebuches Ophiolite (Southern Iberia Variscan fold belt): Geological characterization and geodynamic significance.

Por C. QUESADA (\*), P. E. FONSECA (\*\*), J. MUNHA (\*\*),  
J. T. OLIVEIRA (\*\*\*) y A. RIBEIRO (\*\*)

#### RESUMEN

El reconocimiento reciente de unidades con afinidades oceánicas, que definen el límite entre las zonas Ossa-Morena y Surportuguesa, ha estimulado el interés por la geología de este sector del Macizo Ibérico. En este trabajo se presentan datos sobre la estratigrafía, geoquímica y estructura de dichas unidades, que permiten distinguir dos unidades principales: la ofiolita Beja-Acebuches, con rasgos característicos de litosfera oceánica joven, en un ambiente de cuenca marginal (intra o tras-arco); y la unidad Pulo do Lobo, eminentemente metasedimentaria, pero con presencia minoritaria de mélanges con participación ofiolítica y afloramientos de rocas volcánicas, tanto unos como otros con quimismo típico de ambientes oceánicos puros. Ambas unidades permiten definir una sutura a favor de la cual la zona Sur Portuguesa habría sido acrecionada al resto del Macizo Ibérico durante la orogenia hercínica.

Como conclusión se propone un modelo evolutivo, compatible con los datos disponibles, del sector meridional del Macizo Ibérico en su contexto regional.

*Palabras clave:* Ofiolita, Sutura hercínica, Geoquímica, Tectónica de placas, Macizo Ibérico.

#### ABSTRACT

Recent identification of oceanic units at the boundary between the Ossa-Morena and South Portuguese zones, has enhanced the interest on the geology of this part of the Iberian Massif. New data concerning the stratigraphy, geochemistry and structure of those units are presented herein. These allow distinguishing two major units: 1) the Beja-Acebuches Ophiolite, with characteristics of young oceanic lithosphere within a (intra or back-arc) marginal basin; and 2) the Pulo do Lobo unit, mostly metasedimentary, but with minor representation of ophiolitic mélanges and volcanic rocks, both with a typical N-MORB chemistry. These oceanic units define a suture through which the South Portuguese Zone was accreted to the rest of the Iberian Massif during the Hercynian orogeny.

As a conclusion, an evolutionary model of the southern Iberian Massif in its regional context is proposed.

*Key words:* Ophiolite, Hercynian suture, Geochemistry, Plate tectonics, Iberian Massif.

#### 1. INTRODUCTION

The Variscan Belt of Western Europe has its largest and perhaps its most complete exposure as well, within the so-called Iberian Massif

(fig. 1) which occupies the western half of the Iberian Peninsula. From a tectonostratigraphic terrane analysis point of view (fig. 1) the Iberian Massif has been recently considered to consist of various exotic units accreted to an Iberian Autochthon Terrane (RIBEIRO et al., 1987a; QUESADA, 1991). This is in turn interpreted as a late Precambrian composite terrane (QUESADA, 1989; 1990 a, b), formed by accretion of oceanic and magmatic arc terranes and eventually a continen-

(\*) I.T.G.E., Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid, Spain.

(\*\*) F.C.U.L., Dept. Geology, Campo Grande, Edificio C-2, 5.º piso, 1700 Lisboa, Portugal.

(\*\*\*) S.G.P., Rua Academia das Ciências, 19 - 2.º, 1200 Lisboa, Portugal.

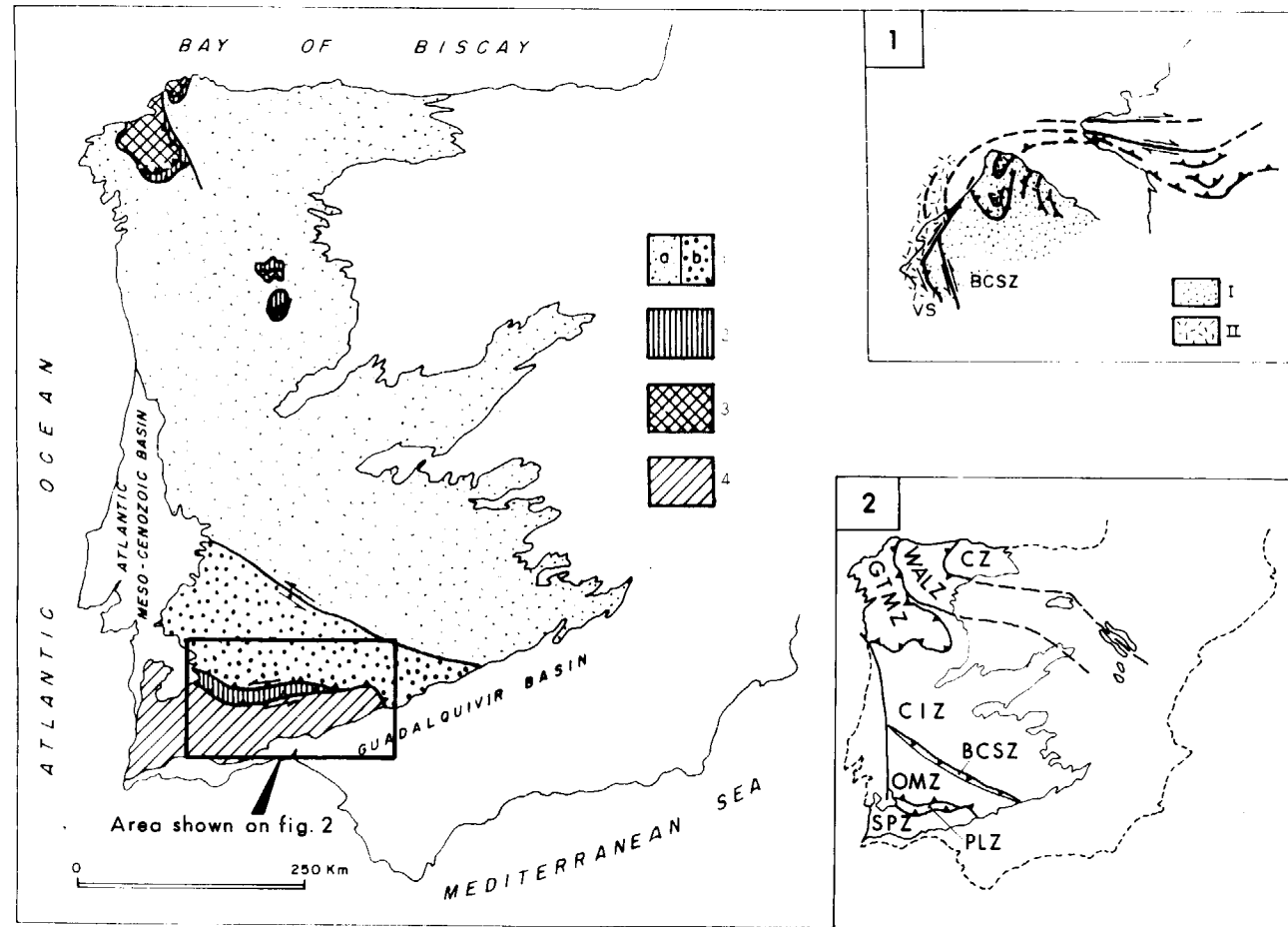


Fig. 1.—Tectonostratigraphic Terrane Map of the Iberian Massif (1: Iberian Autochthon, a: sensu stricto, b: Ossa-Morena proximal terrane; 2: Oceanic exotic terranes; 3: Northwest-Iberia Polymetamorphic Terrane; 4: South Portuguese Terrane).

*Inset 1:* Sketch tectonic map of the Ibero-Armorican Arc (adapted after BURG et al., 1987). I: Iberian Autochthon; II: Exotic Terranes; BCSZ = Badajoz-Córdoba Shear Zone; VS: Variscan Suture).

*Inset 2:* Zonal subdivision of the Iberian Massif (QUESADA, 1991). CZ: Cantabrian Zone; WALZ: West Asturian-Leonese Zone; GTMZ: Galicia-Trás-os-Montes Zone; CIZ: Central Iberian Zone; BCSZ: Badajoz-Córdoba Shear Zone; OMZ: Ossa-Morena Zone; PLZ: Pulo do Lobo Zone; SPZ: South Portuguese Zone.

tal mass adjacent to this magmatic arc, to an ancestral Precambrian Iberian Autochthon during the Cadomian orogeny.

The arcuate shape of the west European Variscan Belt is regarded as a result of a process of continent-continent collision between an Ibero-Aquitian indenter (BRUN and BURG, 1982; BURG et al., 1987), presumably a promontory in north western Gondwana (QUESADA, 1991), and a northern continent (Baltica?, N-America?; RIBEIRO et al., 1990; QUESADA, 1991). Such a tectonic

scenario (inset 1 in fig. 1) could account for the formation of the Ibero-Armorican Arc in a process involving mostly orthogonal collision in frontal areas of the indenter, resulting in large-scale crustal imbrication as shown by the northern Iberian Massif, and largely oblique convergence at both margins of the indenter which became the site of large-scale, strike-slip, escape tectonics. This was mostly sinistral southwest of the promontory (southern Iberian Massif) and, mirror image, dextral along the northeastern margin (French Armorican Massif shear zones).

The Variscan accretion of exotic terranes to the Iberian Autochthon in southwest Iberia was thus governed mostly by strike-slip processes, with much less degree of crustal imbrication than that shown by northern Iberian Massif geotraverses. As a result, the various palinspastically distinct units recognized in this area (fig. 1) appears laterally juxtaposed to each other. Mutual imbrications are restricted to narrow belts adjacent to their respective boundaries. This applies particularly to the early stages of accretion when subduction of oceanic crust was still operative. Once the entire oceanic crust was either consumed or passed by, the change in tectonic conditions from oblique type B subduction to oblique type A (continental) subduction (SILVA et al., 1990; RIBEIRO et al., 1990) resulted in a dramatic change in the deformational regime, which evolved to large-scale, thin-skinned, thrusting propagating outboard onto the overridden plate (South Portuguese Terrane). The Variscan suture zone separating exotic terranes from the reference Iberian Autochthon is being interpreted to lie along a belt of oceanic rocks, including the so-called Pulo do Lobo accretionary terrane-PLAT- (QUESADA, 1991) and the so-called Beja-Acebuches ophiolite complex —BAOC— (MUNHA et al., 1986, 1989). Those oceanic terranes are themselves obviously exotic with respect to the Iberian Autochthon. The South Portuguese continental terrane which lies south of the oceanic sequences becomes automatically suspect, although its precise correlation with other units in Iberia or elsewhere in western Europe is as yet impossible due to the extremely restricted geological record in this unit, which only includes upper Devonian and Carboniferous sedimentary and volcanic sequences.

Not a comprehensive, detailed description of the oceanic unit has been published as yet, being the aim of this paper a first attempt to provide with a detailed overall overview of all the available data on the Beja-Acebuches Ophiolite and its geologic setting. The data shown and their interpretation are the result of multidisciplinary, collaborative research undertaken by the Serviços Geológicos de Portugal, the University of Lisbon and the Instituto Tecnológico Geominero de España.

## 2. GEOLOGIC SETTING

The Variscan suture zone in southwest Iberia (fig. 1), as materialized by occurrence of Paleozoic oceanic units, is discontinuously exposed at present between post-Paleozoic cover sequences of the Lusitanian Basin, in the west, and the Guadalquivir Valley Basin, in the east. It has a roughly east-west strike, and is internally disrupted (eventually suppressed) by post-accretion sinistrally transpressional tectonics which operated along the suture after consumption of the intervening ocean. This is particularly well expressed in the hangingwall to the suture (Ossa-Morena zone of the Iberian Autochthon) by formation of regional scale strike-slip duplexes (both contractional and extensional, fig. 2).

The major geological features of the various palinspastic units neighbouring the suture are schematically depicted in the tectonostratigraphic cartoon shown on fig. 3. Critical aspects of the three terranes involved may be summarized as follows.

### A. Iberian Autochthon (Ossa-Morena Zone)

Unconformably overlying a late Precambrian basement, showing a complex history which involved magmatic arc growth on continental crust and subsequent deformation during its accretion to an ancestral Iberian Autochthon in late Precambrian times (Cadomian orogeny; QUESADA, 1990 a, b), the pre-Variscan Paleozoic stratigraphic record in the Ossa-Morena zone includes (QUESADA, 1987): 1) an initial rifting stage, active during most of the lower and middle Cambrian; and 2) a relatively stable passive margin stage which covered most of the lower Paleozoic, from the early Ordovician through to the mid-upper Devonian. A new extensional event, as evidenced by localized bimodal magmatism near the Ordovician-Silurian boundary, broke the continuity of the passive margin stage (MATA & MUNHA, 1985; 1986). This is, however, better represented elsewhere, in northern areas within the Iberian Autochthon, than in the Ossa-Morena Zone (RIBEIRO, 1986, 1987; RIBEIRO et al., 1987b). The passage between the Cambrian rift stage and the lower Paleozoic passive margin stage is marked in the Ossa-Morena and other zones within the Iberian Autochthon by the so-called Sardinian unconformity. This is evidenced in the

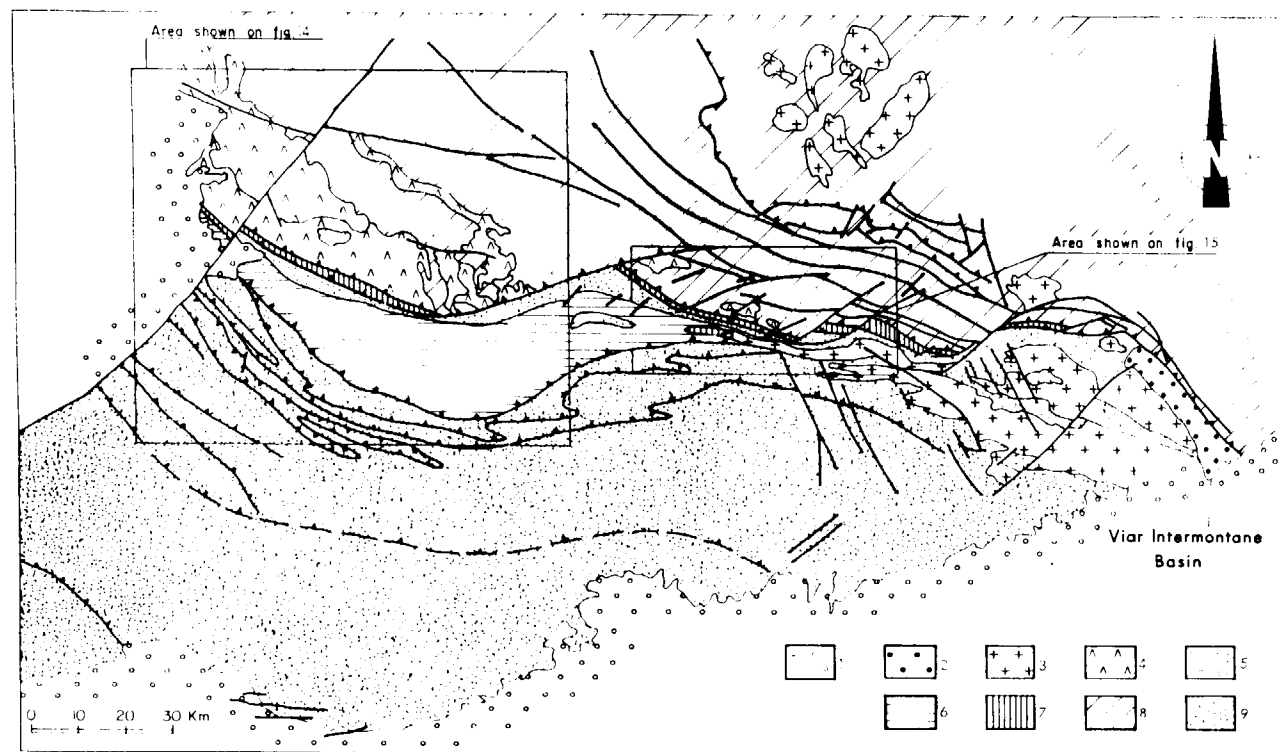


Fig. 2.—Simplified geological map of the Variscan Suture Zone in SW Iberia (1: Post-Paleozoic cover; 2: Late Paleozoic intermontane basins; 3: Late Variscan plutons; 4: Arc-related igneous rocks; 5: Syn-orogenic successions in the Pulo do Lobo Terrane; 6: Pre-orogenic successions in the Pulo do Lobo Terrane; 7: Beja-Acebuches Ophiolitic Complex; 8: Undivided Precambrian and Paleozoic rocks of the Ossa-Morena Zone; 9: Undivided South Portuguese Terrane).

Ossa-Morena by a sedimentary gap, covering the upper Cambrian, and tilting, and has been regarded as a break-up type unconformity (QUESADA, 1987; RIBEIRO et al., 1990).

The axis of maximum extension during both the Cambrian and Ordovician-Silurian rift pulses, appears to lie southwestwards of the Ossa-Morena Zone, according to the timing and geochemical evolution of the associated igneous rocks (QUESADA et al., 1987; MUNHA et al., 1989); i.e., in the direction presently occupied by the BAOC and PLAT oceanic sequences.

Regarding the syn-orogenic Variscan evolution, the critical aspect to retain is the presence of calc-alkaline, arc-related magmatic activity restricted to the Ossa-Morena side of the suture (SANTOS et al., 1987, 1990; ANDRADE et al., 1991). This, which will be dealt with in detail later on, is despite the relatively small volume of the calcalkaline rocks, indicative of the ex-

istence of subduction along the presumed suture and of its northwestwards polarity.

In Spain, the boundary between the OMZ and the BAOC is marked discontinuously by a tectonic mélange (including fragments from both hangingwall (OMZ) and ophiolitic footwall) developed initially under high-grade metamorphic conditions (MUNHA et al., 1986; CRESPO BLANC, 1989). In the Portuguese side, this contact has been disrupted by later intrusives now represented by the very large, Beja Gabbroic Complex (ANDRADE, 1976, 1983; SANTOS et al., 1990).

#### B. Beja-Acebuches Ophiolitic Complex

The critical role assigned at present to this, still poorly known unit, came out from the recent characterization (MUNHA et al., 1986, 1989) of the ophiolitic nature of the so-called Acebuches Amphibolites (BARD, 1969) and correlatives in

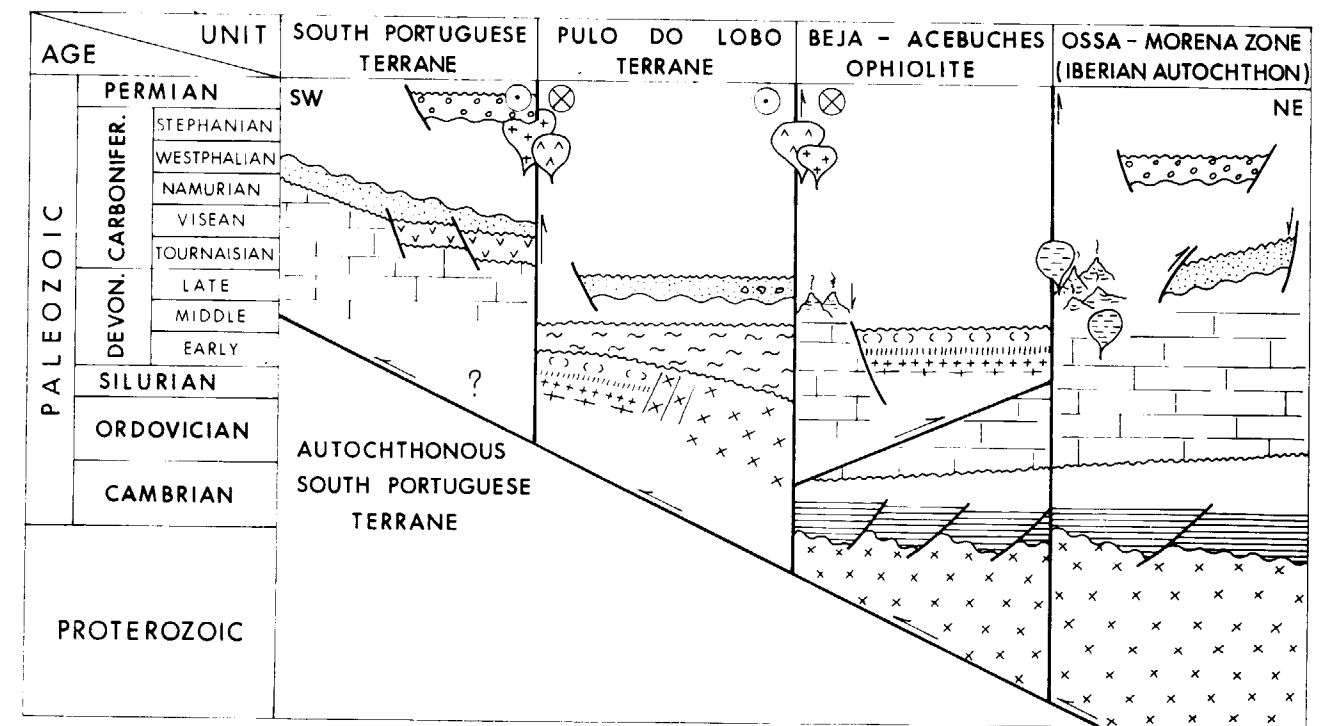


Fig. 3.—Tectonostratigraphic cartoon showing the main characteristics of units neighbouring the Variscan Suture Zone in SW Iberia.

the southern part of the Portuguese Beja Massif. ANDRADE (1974, 1976, 1983) was the first to draw attention to the presence of rocks with «ophiolitoid» characteristics in the Beja area, but he attributed this character to a wholesale of mafic igneous rocks present in the area.

In spite of the narrow width of the belt of ophiolitic rocks (0.5-3 Km, average 1 Km), detailed mapping (APALATEGUI et al., 1983, 1984; CRESPO BLANC, 1989; FONSECA, 1989; EDEN, 1991) has allowed identification of various domains within it, showing contrasting stratigraphic, structural and metamorphic characteristics (fig. 4). This indicates its extremely

dismembered nature and provides support to its denomination as Beja-Acebuches Ophiolitic Complex. No single domain shows a complete record of the ophiolitic stratigraphy. Nevertheless, by adding up the partial sections that they collectively record, recognition of a complete oceanic lithospheric stratigraphy in this area is made possible. They include: a) a mantle section (serpentinites, ultramafic cumulates); b) a lower crustal section (metagabbro, flaser gabbro, plagiogranites); and c) an upper crustal section (sheeted dike complex, amphibolites, metabasalts and metasediments). The oceanic interpretation of this stratigraphy is given support

by the geochemical signature of the igneous rocks (see below).

### C. Pulo do Lobo Accretionary Terrane

This predominantly metasedimentary unit, with only local and volumetrically minor igneous components, occurs immediately south of the BAOC within a fault-bounded belt upthrust southwards onto the South Portuguese Terrane (fig. 2). Relevant points supporting its interpretation as originally an oceanic unit are: a) the N-MORB geochemical signature of the mafic volcanics included in the constituent pre-orogenic successions (see Section 6); b) existence of ophiolitic mélanges (EDEN, 1991) characterizing a part of its syn-orogenic sedimentary record. Despite the poor knowledge of its detailed structure, available evidence (SILVA, 1989; CRESPO BLANC, 1989; EDEN, 1991) suggest a extremely imbricated S-verging geometry. This fact along with local presence of ophiolitic slices in some imbricates (namely at Los Ciries antiform, fig. 4) have been tentatively regarded as indicative of an accretionary prism environment (QUESADA, 1991, 1992).

Final stages of the evolution of the PLAT are characterized by flysch deposition (Sta. Iria Fm.) unconformably overlying previously accreted and deformed units.

### D. South Portuguese Terrane

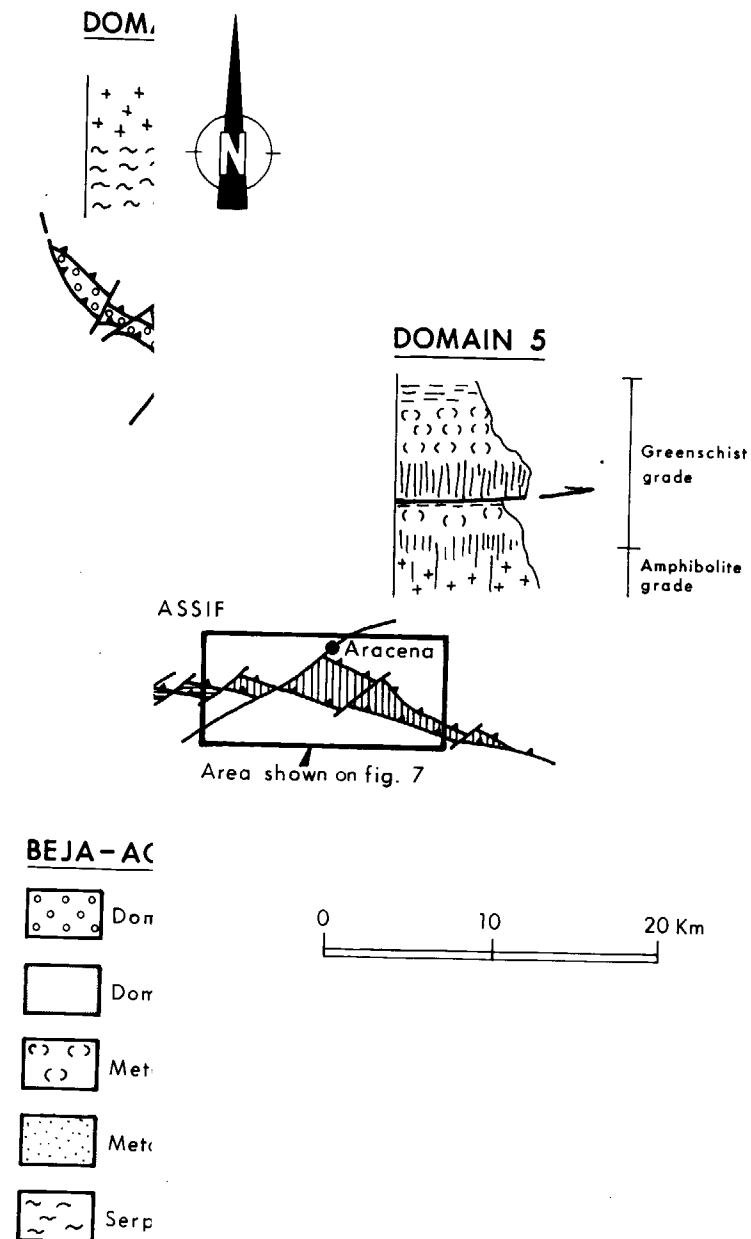
Occurrence of this world-famous unit (it hosts the reputed Iberian Pyrite Belt, with important: Rio Tinto, Aljustrel, Tharsis, Neves-Corvo, base-metal sulphide deposits) south of the belt of oceanic rocks previously dealt with, is the critical point of its interpretation as a suspect exotic terrane (RIBEIRO et al., 1987b, 1990). Its sedimentary record is restricted to late Paleozoic sequences comprising: 1) a platformal passive margin succession of Famennian age in northern areas, but persisting until the Namurian in southwestern parts of the terrane (OLIVEIRA et al., 1985; OLIVEIRA, 1983, 1990); 2) a bimodal volcanosedimentary sequence of lower Carboniferous age which hosts the Iberian Pyrite Belt (MUNHA, 1983; OLIVEIRA, 1990), restricted to northern parts of the terrane and recording the trans-

tensional collapse of the preexisting platform as a consequence of its edge obliquely approaching the suture (SILVA et al., 1990; QUESADA, 1991); and, 3) extremely diachronous flysch sequences, migrating outboard (southwestwards) onto the foreland (OLIVEIRA, 1990), coeval to large-scale thin-skinned overthrusting in the same direction. This is held responsible for the basal detachment which prevents observation of pre-upper Devonian sequences, and is interpreted to reflect final collision and attempt of type A subduction of the South Portuguese continental block under the Iberian Autochthon margin and previously accreted oceanic sequences, which were collectively obducted onto the former (SILVA et al., 1990; QUESADA, 1991) in the upper Viséan-Lower Westphalian timespan (OLIVEIRA, 1990).

Although extremely complicated in detail, and still poorly understood kinematically, the final overall structural picture that can be delineated across the suture zone is apparently very simple (fig. 5). It consists of an autochthonous South Portuguese plate, exposed in southwesternmost Portugal, structurally overlain, through the aforementioned master detachment, by a forwardly propagating, southwest verging, nappe pile which includes from southwest to northeast; i.e., from the foreland to the hinterland: 1) a thin-skinned foreland fold and thrust sequence of parautochthonous South Portuguese rocks (RIBEIRO and SILVA, 1983; SILVA et al., 1990); 2) a complexly imbricated zone of Pulo do Lobo oceanic sequences; and 3) an uppermost allochthon of Ossa-Morena Zone rocks.

Evidence of a sinistral shear component during development of this deformational event is provided at all scales by various kinds of structures; namely: transection of folds by cogenetic cleavages in the detached South Portuguese nappe sequence (RIBEIRO and SILVA, 1983), and strike-slip duplex formation in previously consolidated units, the Pulo do Lobo terrane and the southern Ossa-Morena zone in particular (fig. 2); SIMANCAS, 1983; CRESPO BLANC, 1989; QUESADA, 1991).

Thrust planes and co-genetic cleavages show a fan-like arrangement, characterized by flat-lying geometries towards the foreland which become progressively steeply-dipping towards the hinterland. Metamorphic grade also increases in the



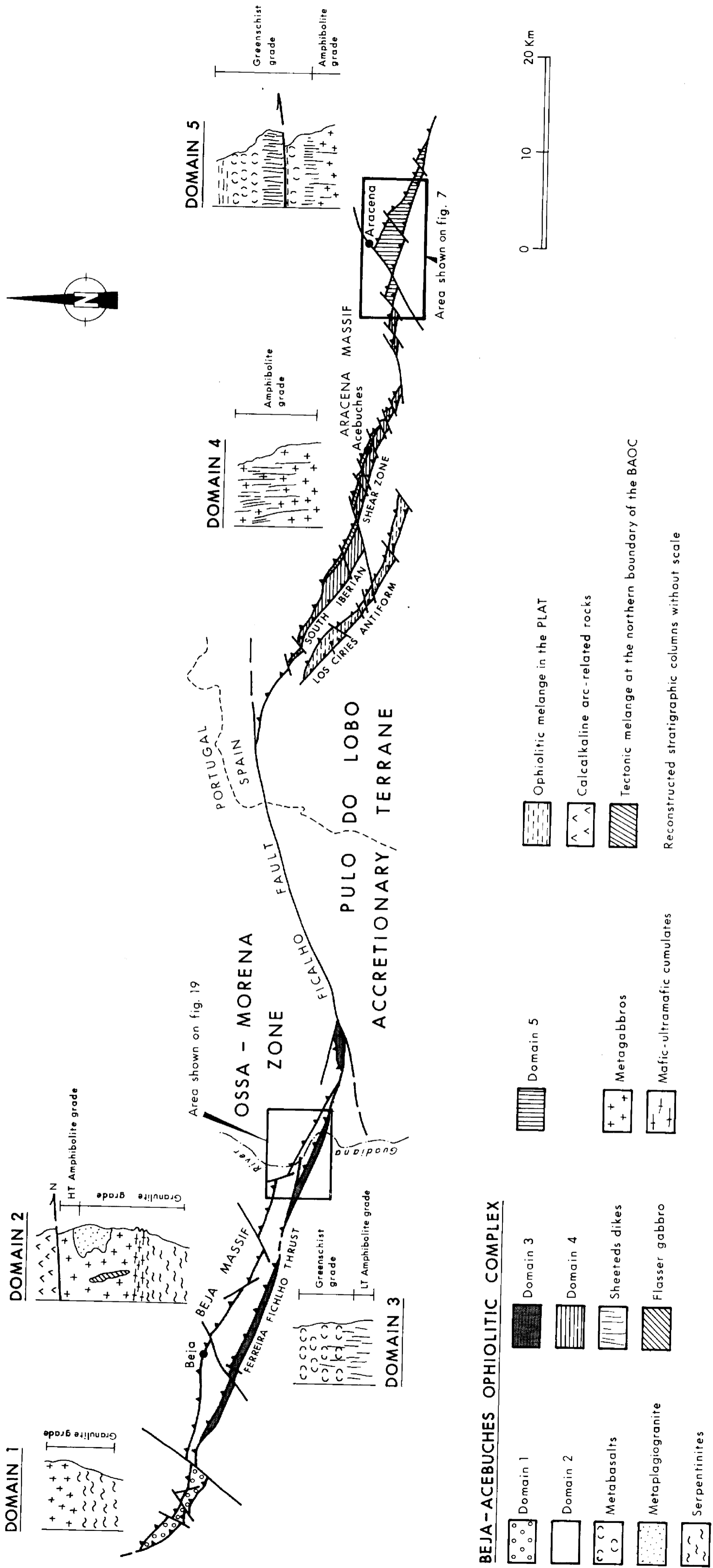


Fig. 4.—Outcrops of ophiolitic rocks in the Variscan Suture Zone of SW Iberia. Sketch stratigraphic columns of the various structural domains distinguished within the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex are also shown.

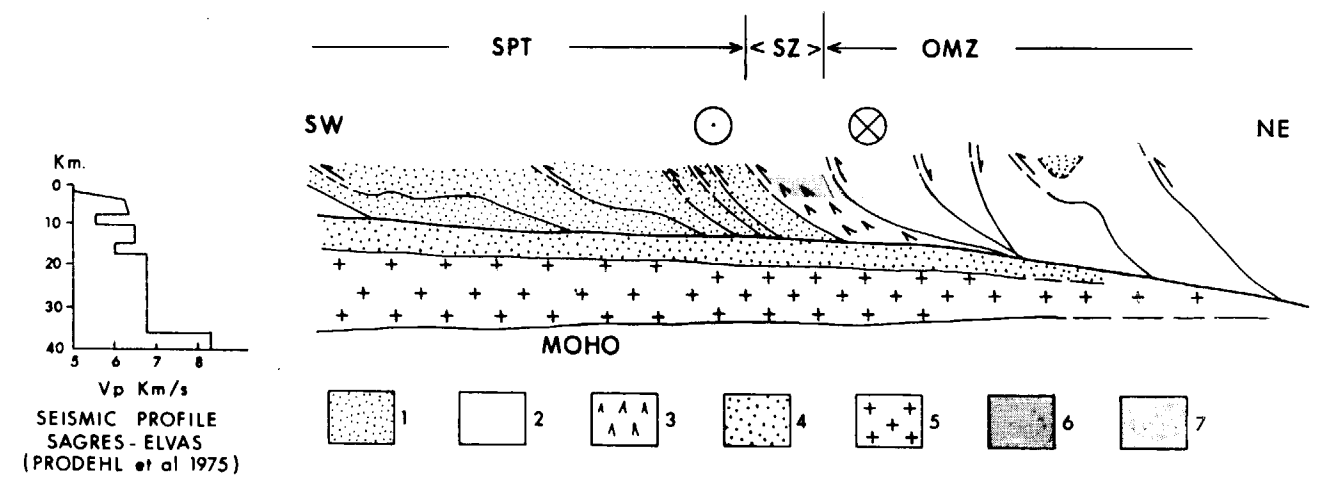


Fig. 5.—Schematic interpretative cross-section across the Variscan suture in SW Iberia. 1: Detached volcanic and meta-sedimentary units (mostly flysch) of the South Portuguese Terrane (SPT); 2: Proterozoic and lower Paleozoic rocks of the Ossa-Morena Zone (OMZ); 3: Ocean floor and metasedimentary cover of the Pulo do Lobo accretionary terrane materializing the suture zone (SZ); 4: Autochthonous cover of the SPT; 5: Basement of the SPT; 6: Granulite grade rocks exposed at the surface; 7: Amphibolite grade rocks; blank: greenschist and lower grade rocks at the surface.

same direction, ranging between anchimetamorphic in southwest Portugal, through prehnite-pumpellyite and greenschist in most of the South-Portuguese and PLAT terranes, to amphibolite and granulite grades in the northernmost PLAT, the BAOC and the Ossa-Morena Zone (MUNHA, 1990; QUESADA and MUNHA, 1990).

Two important features concerning the metamorphic development near the southern Iberian Variscan suture must be emphasized. Firstly, the very low pressure regime shown by the medium and high grade rocks (BARD, 1969; CASTRO et al., 1987) with absolute absence of even relict high pressure assemblages; and, secondly, the very narrow width of the belt of amphibolite grade rocks of the Beja-Acebunches ophiolite adjacent to the overlying granulites of the Ossa-Morena zone, apart from localized retrogression along internal shear bands within the granulites (CRESPO BLANC, 1989).

### 3. OPHIOLITE STRATIGRAPHY AND RELATED SEQUENCES

Occurrence of oceanic terranes in SW Iberia is restricted (fig. 2) to a (presently) S-verging, fault-bounded belt, showing a, still poorly understood,

complexly imbricated and (re-) folded internal structure (SILVA, 1989; CRESPO BLANC, 1989; EDEN, 1991). Presence of ocean floor rocks is limited to the northernmost imbricates, defining a more or less continuous belt (BAOC) with an average width of c. 1 Km. Southwards, only metasedimentary successions occur (PLAT), with the only exception of the core of the late Pulo do Lobo/Los Ciries Antiform (fig. 4) where ophiolitic mélanges and perhaps ophiolitic rocks are exposed.

#### 3.1. Stratigraphy of the Beja-Acebunches Ophiolitic Complex

The northernmost belt of oceanic rocks is mostly, but not exclusively, formed of metabasaltic, metagabbroic and metaperidotitic rocks with only a minor representation of metasedimentary lithologies (chert, mudstone and greywacke). Both boundaries of this c. 150 Km long belt are at present marked by regionally important tectonic features, N/NW dipping and with a complex kinematics involving both thrust and sinistral strike-slip components. The northern tectonic contact is locally materialized by a variably thick (up to c. 700 m) tectonic mélange (CRESPO BLANC, 1989) showing a complete record of its development from granulite to surficial (brittle)



conditions. Catazonal segments of the Ossa-Morena Zone are thrust, through this contact, onto the Beja-Acebuches ophiolite. The southern contact, with similar geometrical and kinematic characteristics, is materialized by a hectometre thick ductile shear zone (South Iberian Shear Zone of CRESPO BLANC and OROZCO, 1988), along which the penetrative deformation accompanied by retrogradation to greenschist metamorphic conditions of previous parageneses took place. The southern boundary of the South Iberian Shear Zone coincides with the so-called Ferreira-Ficalho Thrust. This is a brittle/semibrittle structure, again with similar geometry and kinematics, through which the ophiolite belt is thrust onto metasedimentary sequences of the PLAT (fig. 4).

Internally, the belt of metaigneous rocks appears extremely disrupted by minor thrust and strike-slip faults, parallel to the bounding faults, and stretched along strike with a sinistral sense of displacement. Several structural units (domains; fig. 4) have been so far recognized which display contrasting internal stratigraphies as well as different structural and metamorphic histories. No single domain exposes the entire set of metaigneous lithologies; representative schematic columns are also shown on fig. 4. In general

terms, metaplutonic mafic and ultramafic rocks are better represented in western domains, whereas metavolcanic rocks predominate in eastern domains. Within domains, a north to south transition from plutonic to volcanic lithologies is also frequently seen.

Metaultramafites are restricted to the Guadiana Valley area (Domain 2, fig. 4). These are represented by largely serpentized rocks within which dunitic and harzburgitic protoliths have been identified (FONSECA, 1989). Their basal contact is not exposed; they are overlain by a few metres thick package of pyroxene-rich ultrabasic cumulates, also only exposed within this domain. Finally, upper stratigraphic horizons are mostly represented by metagabbroic rocks (massive and layered varieties) intruded by pods and dikes of metaplagiogranite and flaser gabbro (originally troctolite; fig. 6). The entire succession is in granulite metamorphic grade coeval to an early, north-directed, D1 penetrative fabric (see below under section 5).

In the other domains, only metagabbroic and metabasaltic rocks are exposed, most commonly affected by amphibolite metamorphic grade, except for variable retrogression which locally accompanied subsequent deformation events. In



Fig. 6.—Preserved intrusive relationships of a flaser gabbro dike (troctolite) into massive metagabbro. Both rocks are affected by a very prominent subhorizontal ( $S_1$ ) fabric, showing evidence of N-directed movement.

conditions. Catazonal segments of the Ossa-Morena Zone are thrust, through this contact, onto the Beja-Acebuches ophiolite. The southern contact, with similar geometrical and kinematic characteristics, is materialized by a hectometre thick ductile shear zone (South Iberian Shear Zone of CRESPO BLANC and OROZCO, 1988), along which the penetrative deformation accompanied by retrogradation to greenschist metamorphic conditions of previous parageneses took place. The southern boundary of the South Iberian Shear Zone coincides with the so-called Ferreira-Ficalho Thrust. This is a brittle/semibrittle structure, again with similar geometry and kinematics, through which the ophiolite belt is thrust onto metasedimentary sequences of the PLAT (fig. 4).

Internally, the belt of metaigneous rocks appears extremely disrupted by minor thrust and strike-slip faults, parallel to the bounding faults, and stretched along strike with a sinistral sense of displacement. Several structural units (domains; fig. 4) have been so far recognized which display contrasting internal stratigraphies as well as different structural and metamorphic histories. No single domain exposes the entire set of metaigneous lithologies; representative schematic columns are also shown on fig. 4. In general

terms, metaplutonic mafic and ultramafic rocks are better represented in western domains, whereas metavolcanic rocks predominate in eastern domains. Within domains, a north to south transition from plutonic to volcanic lithologies is also frequently seen.

Metaultramafites are restricted to the Guadiana Valley area (Domain 2, fig. 4). These are represented by largely serpentinized rocks within which dunitic and harzburgitic protoliths have been identified (FONSECA, 1989). Their basal contact is not exposed; they are overlain by a few metres thick package of pyroxene-rich ultrabasic cumulates, also only exposed within this domain. Finally, upper stratigraphic horizons are mostly represented by metagabbroic rocks (massive and layered varieties) intruded by pods and dikes of metaplagiogranite and flaser gabbro (originally troctolite; fig. 6). The entire succession is in granulite metamorphic grade coeval to an early, north-directed, D1 penetrative fabric (see below under section 5).

In the other domains, only metagabbroic and metabasaltic rocks are exposed, most commonly affected by amphibolite metamorphic grade, except for variable retrogression which locally accompanied subsequent deformation events. In



Fig. 6.—Preserved intrusive relationships of a flaser gabbro dike (troctolite) into massive metagabbro. Both rocks are affected by a very prominent subhorizontal ( $S_1$ ) fabric, showing evidence of N-directed movement.

the easternmost domain (Domain 5, fig. 4), south of the Spanish village of Aracena (fig. 7), a more heterogeneous, less penetrative deformation and a predominantly greenschist metamorphic grade combine to allow preservation of primary igneous structures and textures within cm to m-scale undeformed bodies bounded by variably wide

bands of concentrated strain. The green rocks sequence in this domain occurs duplicated by thrusting (fig. 7), but a consistent lithologic change from north to south is obvious within the two thrust sheets. From north to south, i.e., from structural top to bottom, the following stratigraphy may be recognized:

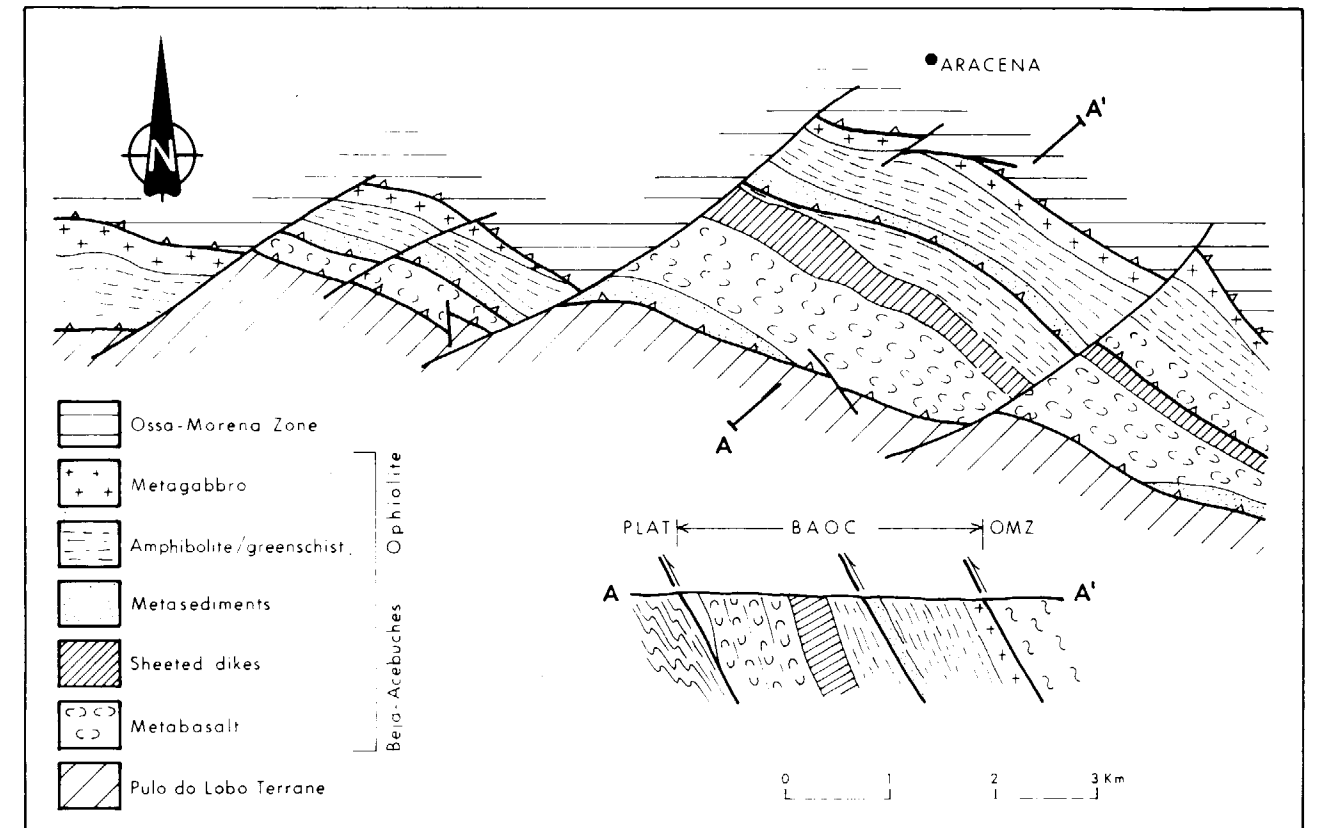


Fig. 7.—Detailed geological map and cross-section of the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex within Domain 5 (fig. 4). South of Aracena.

1) A hundred metres thick package of banded, coarsened-grained amphibolites, with some intercalated cm-scale bands of fine-grained amphibolites. Relict gabbroic textures are frequently preserved within the coarsened-grained amphibolites. Lithologic banding is marked by mm to cm scale alternations of plagioclase-rich and plagioclase-poor bands, and is locally cross-cut (generally at very low angle) by the fine-grained horizons (fig. 8). These in turn preserve very fine-grained margins (fig. 9) and relic sub-olitic or intergranular textures. All these features

combine to suggest that the fine-grained bands may represent dikes, locally with their chilled margins preserved, cross-cutting a banded gabbroic sequence. The banding is most likely related to cumulative magmatic processes, according to their cross-cutting relationships with the dikes, the low angle of which, when visible, being the result of subsequent reorientation by stretching and flattening processes during the Variscan deformation.

2) A 300-500 m thick package of very fine-grain-

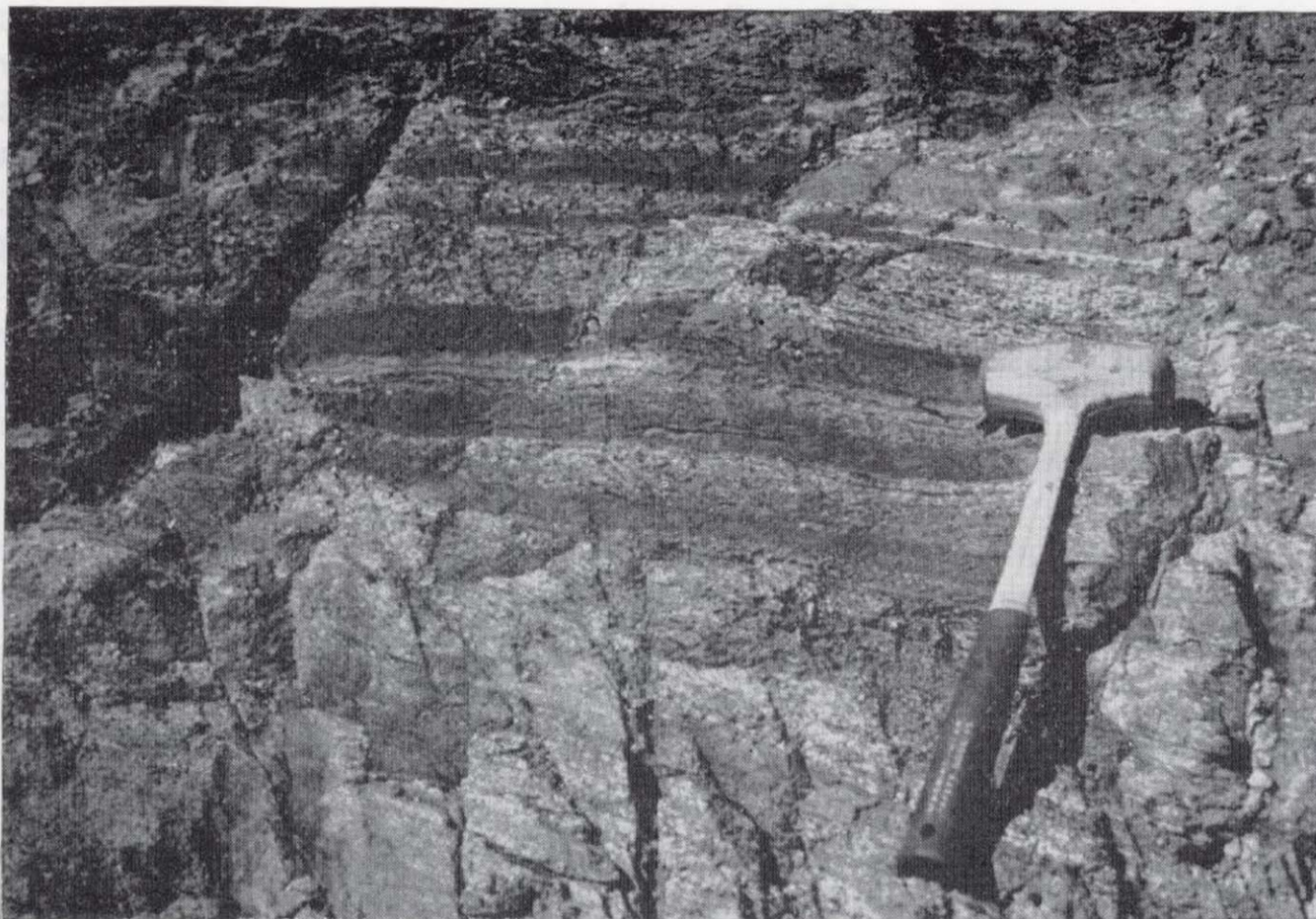


Fig. 8.—Field view of metadolite dikes intruding banded metagabbros. Notice, that despite the very high strain affecting this outcrop, low angle cross-cutting relationships of the dikes into the lithologic banding of the metagabbros is still visible.



Fig. 9.—Photomicrograph showing a significant grain-size reduction that typically occurs at the chilled margin of the dikes shown on fig. 8.

ed, low grade amphibolites passing southwards into greenschists. This is a belt of maximum strain within this area in which only locally cm to dm-scale boudins of undeformed rock are preserved. Significantly, these boudins show

very well preserved sub-otitic or porphyritic textures, thus representing a part of a volcanic pile and/or a dike complex.

3) A thrust-bounded, 50-100 m thick package of low-grade metasediments. These include mostly

fine-grained greywackes, mudstones and locally, cherts, and show very high strain.

4) A 70-100 m thick package of greenschists with similar characteristics to those described in 2.

5) A 20-40 m thick package of massive, fine-

grained greenstone, in which the only visible deformation corresponds to mm-thick anastomosing shear bands isolating blocks of undeformed rocks. Chilled margins are frequently seen (fig. 10), which depict an aphanitic texture under the microscope, as well as a generalized sub-ophitic or intergranular texture (fig. 11),

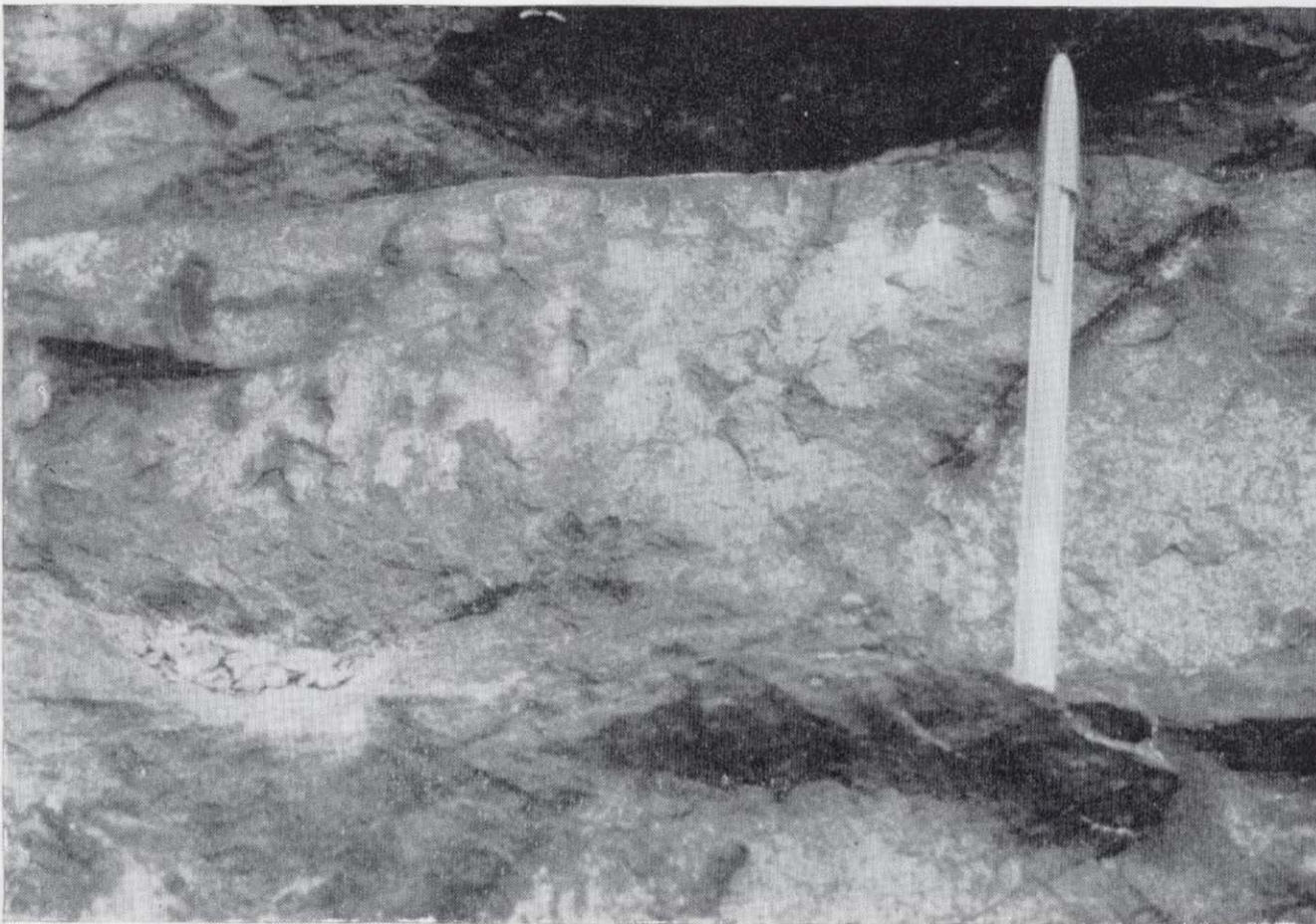


Fig. 10.—Metadolerite dike in the sheeted-dike package of Domain 5 (fig. 4), showing very well preserved chilled margins. Strain within this internally little deformed package is frequently localized at the dikes margins, as visible in the central lower part of the picture.



Fig. 11.—Well-preserved igneous texture in one of the metadolerites of the sheeted dikes within Domain 5 (fig. 4).

sometimes porphyritic. All these features collectively suggest the presence of a sheeted dike complex, with no visible wall-rock, at this part of the sequence.

6) A 400-600 m thick horizon of greenschists with very abundant boudins of undeformed rocks.

The undeformed bodies show prominent porphyritic, flow and aphanitic basaltic textures (figs. 12 and 13) and locally subelliptic shapes resembling pillows have been faintly observed. This part of the sequence corresponds without any doubt to a metabasaltic pile.



Fig. 12.—Well-preserved porphyritic texture in metabasalt. Notice the presence of a localized shear band at the right part of the picture.



Fig. 13.— Basically undeformed porphyritic metabasalt from the top part of the BAOC within Domain 5 (fig. 4)

sometimes porphyritic. All these features collectively suggest the presence of a sheeted dike complex, with no visible wall-rock, at this part of the sequence.

6) A 400-600 m thick horizon of greenschists with very abundant boudins of undeformed rocks.

The undeformed bodies show prominent porphyritic, flow and aphanitic basaltic textures (figs. 12 and 13) and locally subelliptic shapes resembling pillows have been faintly observed. This part of the sequence corresponds without any doubt to a metabasaltic pile.



Fig. 12.—Well-preserved porphyritic texture in metabasalt. Notice the presence of a localized shear band at the right part of the picture.

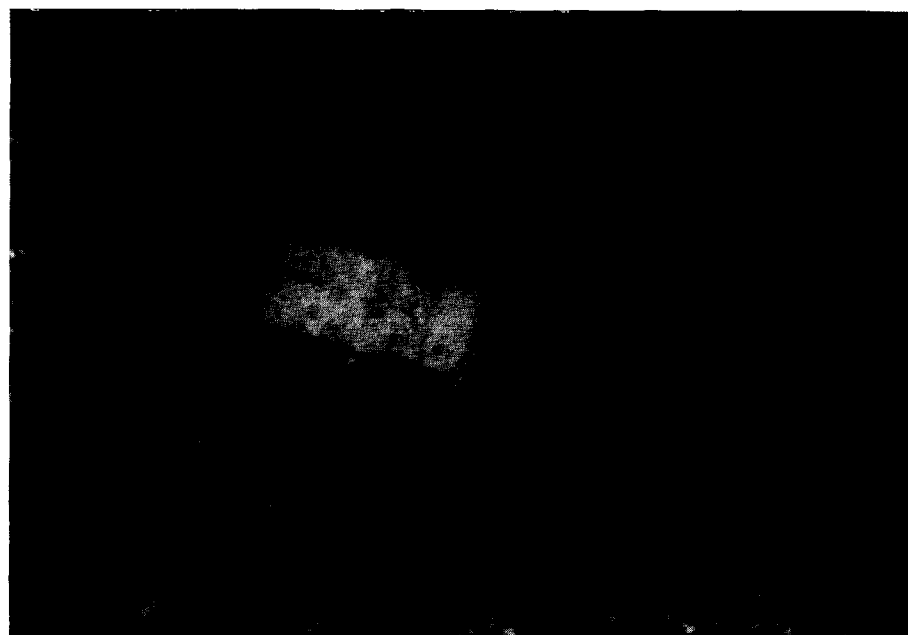


Fig. 13.— Basically undeformed porphyritic metabasalt from the top part of the BAOC within Domain 5 (fig. 4)

7) A discontinuous package of metasediments, similar to those described in 3, wedging out against a late fault which juxtaposes them against a granite.

The straight-forward interpretation of the described section is that, regardless of the structural duplication, we are dealing with an overturned sequence in which geometrically higher parts are occupied by plutonic rocks whereas the underlying rocks correspond to an originally above, volcanic sequence. Intermediate positions are characterized by presence of dikes, locally only dikes, which suggests the existence of a sheeted dike complex between the plutonic and volcanic segments. This lithostratigraphy, along with the oceanic geochemical signature of the mafic rocks (see below), are the basis for the interpretation of this sequence as a dismembered, crustal section of an ancient oceanic lithosphere, here represented by parts of layers 1 (sediments), 2 (volcanics/sheeted dikes) and 3 (lower crust gabbros) of RAITT (1963).

Apart from the two end-members that have just been described, the stratigraphic columns exposed within the other domains present many common features with that of Domain 5, but their generally higher metamorphic grade and internal structural complexity, make it very difficult the recognition of primary igneous features. Anyway, mostly banded metagabbroic rocks, frequently cut by fine-grained amphibolites (dikes), occupying structurally high positions, and metabasaltic rocks in structural lower positions are found. Again, an overturned sequence appears to be present as in the Aracena area, and the same interpretation is also applied here; i.e. the metagabbros would represent the oceanic lower crust whereas the metabasalts would be representative of the oceanic upper crust.

Concerning the interpretation of the mafic/ultramafic succession exposed in the Guadiana Valley area (Domain 2, fig. 4): the metagabbroic/plagiogranite succession is also regarded as a fragment of oceanic lower crust, and the largely serpentized metaperidotite s.l. succession as a piece of suboceanic mantle. The few metres thick package of ultrabasic cumulates, which occurs between the two, is tentatively considered to represent the petrologic MOHO.

In conclusion, by adding up the partial stratigraphic sections displayed by the various domains identified within the BAOC, an almost complete synthetic stratigraphy of this complex can be constructed, which resembles very much those found in many ophiolites and in present-day oceanic lithospheric environments. This fact, along with the oceanic geochemical signature of its mafic components (see below), is taken as good evidence for the very oceanic lithospheric nature of the BAOC, regardless of the extremely dismembered structure and complex internal deformation/metamorphic recrystallization history subsequently added during the Variscan orogeny.

### 3.2. Stratigraphy of the Pulo do Lobo Accretionary Terrane

Occurrence of this unit is restricted to a fault-bounded belt occupying the intervening area between Ossa-Morena and/or BAOC units to the north, and the South Portuguese Terrane to the south (fig. 2). Its internal structure defines a broad and complex SW-verging antiformal geometry (SCHERMERHORN, 1971; CARVALHO et al., 1976; OLIVEIRA et al., 1986), but its detailed stratigraphy is not yet fully understood, owing to structural complexity. In particular, strong differences exist between metasedimentary successions exposed in the northern and southern limbs of the antiform which suggest we may be dealing with an anticlinal stack of thrust sheets. Here, we shall consider only the stratigraphic successions of the antiform north limb with which the BAOC is in direct contact. As a reference we use the lithostratigraphic sequences firstly established in Portugal, taking into account later modifications proposed in Spain.

From base to top the following units are recognized (OLIVEIRA et al., 1986):

— *Pulo do Lobo Formation* - this unit, that forms the core of the antiform, is composed of phyllites and minor quartzwackes, intercalations of amphibolites with MORB-type geochemical affinity (see below), some (minor) felsic volcanics and some deformed felsic dikes.

— *Ribeira de Limas Formation* - it comprises

phyllites, metaquartzwackes and minor intercalations of tuffites. This unit grades downward to the Pulo do Lobo Formation with which it shares the same (polyphased) history of tectonic deformation and metamorphism.

- *Santa Iria Formation* - this is made up of greywackes and shales with turbiditic (flysch-like) characteristics. The greywackes have volcanic and formerly deformed metasedimentary lithoclasts in their composition. This fact, together with a much simpler, single-phased deformation history, suggest unconformable superposition relationships of this unit over the polydeformed successions previously described.
- *Horta da Torre Formation* - this is composed of dark shales, impure sandstones and siltstones and quartzite beds; intercalations of basic rocks crop out south of Beja. Bioturbation is also common in this formation which shows a great along-strike continuity, immediately south of the Ferreira-Ficalho Thrust through which the PLAT is overlain by Ossa-Morena or BAOC rocks.

Structural relationships between the Horta da Torre Formation and the rest of units described are not yet solved. Geometrical superposition over the Santa Iria Formation is in apparent contradiction with a much higher strain in the overlying succession, which would suggest tectonic relationships between both units. An outstanding scarcity of fossil findings largely contributes, together with structural complexity, to this controversy. In Portugal, the only fossil remains found so far correspond to spores and acritarchs of early to middle Famennian age yielded by black shales of the Horta da Torre Formation (OLIVEIRA et al., 1986).

The four units briefly described above were also fully (APALATEGUI et al., 1983, 1984; GIESE et al., 1986; CRESPO BLANC, 1989) or partially (EDEN, 1991) recognized in Spain, where they were given different names. However, some contradictions exist concerning the age and the stratigraphic order with respect to the Portuguese side. GIESE et al. (1986) determined late Famennian spores and acritarchs from their «Greywacke Unit» which they correlate with the Santa Iria Formation. Based on this finding these authors assume that the Santa Iria Formation is the youngest unit of the entire succession.

In a recent study, EDEN (1991) attempted a different approach. Based on a detailed structural mapping he has been able to identify several, mutually imbricated successions, some of which are correlative to those briefly described above. Apart from those, this author has recognized two new successions, absent or so far unidentified in Portugal, which provide new insights to the evolution and significance of the PLAT. Both successions have a *mélange* nature with ocean floor-derived components. The Peramora *Mélange* Formation appears intensely imbricated with the Pulo do Lobo Formation at the core of Los Ciries Antiform (fig. 4). It is composed of blocks and clasts of amphibolite, metagabbro, and greywacke embedded in a fine-grained matrix of mafic composition. On the other hand, the Alájar Formation is made up of shales with large phacoids of quartzite (similar in facies to those present in the Horta da Torre Formation) and exotic blocks of serpentinite, amphibolite and marble in minor proportions. The geochemistry of the meta-igneous blocks in both *mélanges* is according to EDEN (1991) of a N/T-MORB type, which is consistent with that of the mafic rocks included in the Pulo do Lobo Formation (see below).

This author has also reported some fossil findings (spores and acritarchs) which add further complications to the already highly controversial relationships and ages of the various formations. He reported Frasnian age fossils from a rock succession correlative to the Ribeira de Limas Formation and various assemblages ranging in age between the Givetian and the early Famennian from Santa Iria Formation turbidites.

From the previous discussion it is obvious that stratigraphic correlation of the various units is far from being achieved. This is not simply because lithological similarities do not correspond to equal ages, but mostly because the tectonic overprinting seems much more complicated than previously considered. Everywhere the Pulo do Lobo, Ribeira de Limas and Peramora *Mélange* formations are affected by three superimposed events of NW trending, SW-verging deformation. The rest of overlying units may show the effects of three, two or even one episode of penetrative deformation depending upon the structural level and the tectonic block in which the successions are exposed (EDEN, 1991). Furthermore, it is not uncommon that

units are separated by thrusts (FONSECA et al., 1990; EDEN, 1991). Under these circumstances vertical and lateral relationships between units remain a major task for further research. In spite of these difficulties it is suggested that a distinction between pre- and syn-orogenic *sensu lato* successions can be made, on the basis of their respective compositional characteristics.

Pre-orogenic successions comprise the Pulo do Lobo and Ribeira de Limas formations, whose primary sedimentary relationships are the only proven ones. Maturity of the source of their sandstones along with bimodal volcanicity (the mafic component with N/T-MORB geochemistry) combine to suggest eugeoclinal deposition at a transitional zone between thinned continental crust and oceanic crust. On the other hand, the rest of successions are tentatively regarded as representing syn-orogenic deposition within various trench or forearc environments, and collectively witness for the existence of subduction processes at the outer margin of the Ossa-Morena Zone. A special significance has the presence of ophiolitic *mélange* successions which are regarded as evidence of accretion, uplift and denudation of oceanic lithospheric blocks at the afore-mentioned active margin of Ossa-Morena, and provides support to the interpretation of the PLAT as an accretionary terrane. In this context, the shallow platformal succession of the Horta da Torre Formation could well represent deposition in a relatively shallow forearc terrace environment.

### 3.3. Stratigraphic features of the Arc-Related Rocks

Perhaps one of the most intriguing features of the so-called European Variscan Orogen as compared to well known orogens of younger age (Pacific and Alpine types) resides in its scarcity of ophiolites and its at least apparent lack of a well defined magmatic arc. Some dismembered ophiolitic sequences have been identified within the Variscan Orogen in recent years, but a significant arc has not been so far recognized. In our case, initial interpretation of the Beja-Acebuches amphibolites as an ophiolite by MUNHA et al. (1986) opened the interest for the search of such an arc on either side of the suture that the presence of the ophiolite belt

defines. Focus was placed on the occurrences of igneous rocks of suitable age on the northern side of the suture zone, the Beja Massif of the Ossa-Morena Zone in particular where a profusion of igneous rocks is present. The probability of having the arc located south of the suture appeared initially very unlikely owing to, among other considerations, the structural geometry (SW-verging, fig. 5) and the long known fact that the Pyrite Belt volcanics belong to a bimodal within-plate magmatic association (MUNHA, 1983). These initial estimates have proven right and as a result, a wholesale of igneous rocks in the Beja Massif have been shown to have calcalkaline, broadly arc-related affinities. Our knowledge of these rocks is still very poor, particularly concerning their detailed stratigraphy and petrogenetic evolution, but importantly, they constitute a significant volume of arc-related rocks which clearly demonstrate the existence of subduction, with a northerly polarity, at the southern margin of the Ossa-Morena Zone.

Both volcanic/subvolcanic and plutonic rocks of roughly late Paleozoic age are present in the Beja Massif. Hypabyssal and extrusive rocks are grouped into two major units, i.e., Odivelas Basic Complex and Toca da Moura-São Cristovão Volcano-Sedimentary Complex (fig. 14), whose mutual relationships are as yet unknown, mostly due to structural complexity and poor exposure.

The Odivelas Complex comprises a sequence of basalts, basaltic andesites, andesites and basic pyroclastics at the upper part. Microdiorites and diabase dikes intrude the volcanic pile at various levels. Hypabyssal and volcanic rocks were variably affected by greenschist to amphibolite facies hydrothermal metamorphism (SANTOS et al., 1990). Limestone lenses interbedded at the upper part of the volcanic succession yielded bryozoans, brachiopods and conodonts of late Eiffelian age (CONDE and ANDRADE, 1974; OLIVEIRA et al., 1991).

The Toca da Moura-São Cristovão Volcano-Sedimentary Complex is exposed further NW, in the Santa Suzana-São Cristovão region (fig. 14). This complex includes basalts, andesites, dacites, rhyolites, diabases and tuffs, and interbedded metric to decametric horizons of mudstones, siltstones and tuffites (SANTOS et al., 1987). One of these sedimentary horizons, at Corte Pereiro quarry, yielded a reworked assemblage of

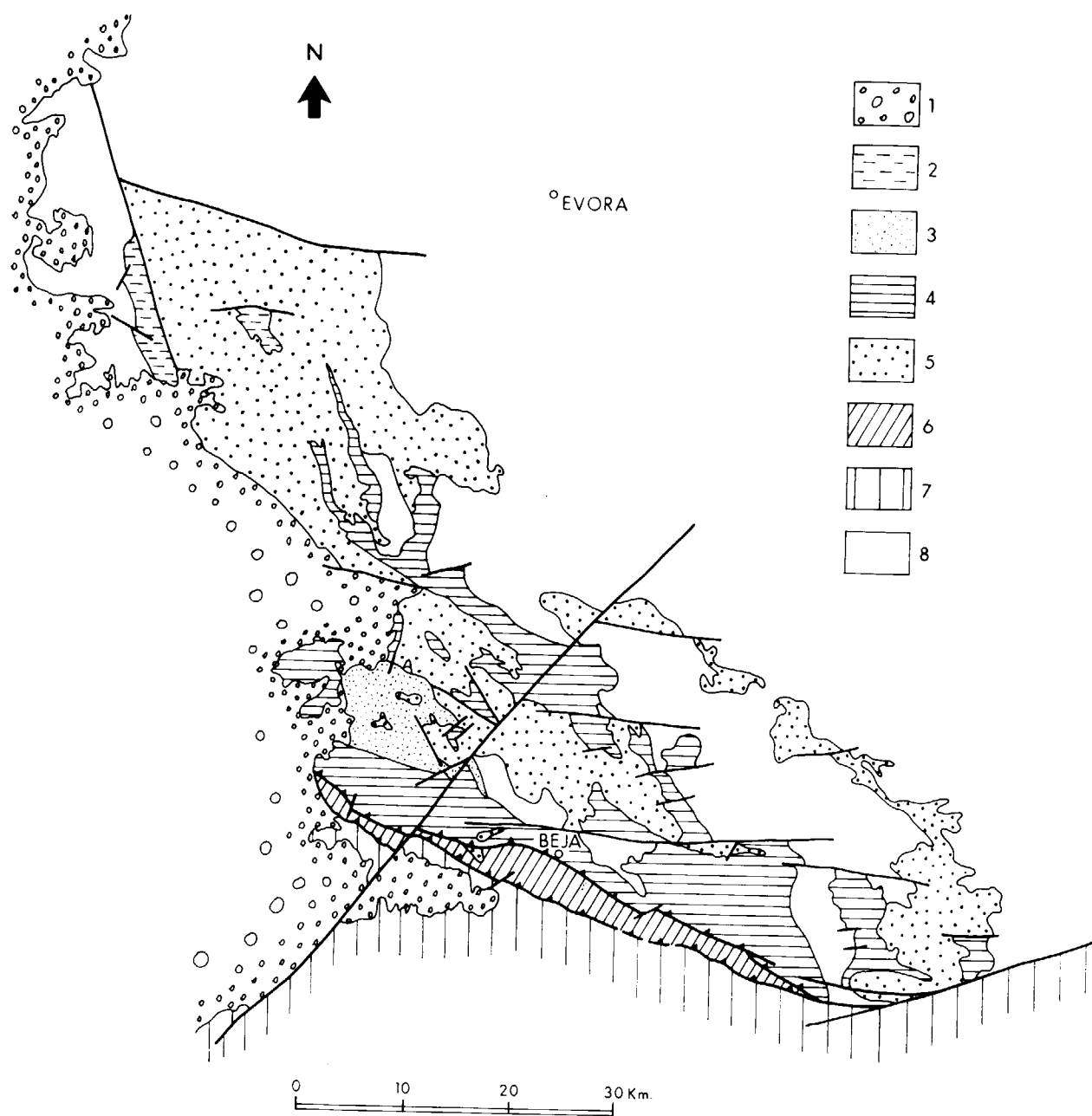


Fig. 14.—Sketch geological map of the Beja Massif, showing distribution of arc-related igneous rocks. 1: Tertiary cover; 2: Toca da Moura-São Cristovão volcanic complex; 3: Odivelas volcanic-subvolcanic complex; 4: Mafic and intermediate plutonic rocks (Beja Gabbro and Cuba-Albito complexes undifferentiated); 5: Acid plutonic and subvolcanic rocks (mostly represented by the Baleizão Porphyry); 6: Beja-Acebuches Ophiolitic Complex; 7: Undivided Pulo do Lobo Accretionary Terrane; 8: Undivided Ossa-Morena Zone.

acritarchs and spores, whose age ranges from Cambrian to late Tournaisian (ANDRADE et al., 1991); the latter age being thus the maximum possible age of the corresponding rocks.

The lithological affinities of both volcanic/subvolcanic complexes are remarkable, and both also show similar calcalkaline geochemical signatures. They are being interpreted (SANTOS et

al., 1987, 1990) as representing the growth of an orogenic magmatic arc related to north dipping subduction of oceanic lithosphere at the southern margin of the Ossa-Morena Zone. The middle Devonian (Odivelas) and late Tournaisian/Visean (Toca da Moura-São Cristovão) ages of the volcanic complexes represent minimum constraints to the time extent of the subduction process, the initiation and end of which are not accurately dated yet.

Plutonic rocks on the other hand are largely present in the Beja Massif. Three main assemblages may be considered: 1) the Beja Gabbroic complex, composed mostly of olivine-bearing gabbros of cumulate character which are bordered by heterogeneous diorites that resulted from imperfect mixing of different melts at the margin of the intrusion (SANTOS et al., 1990); 2) the Cuba-Alvito complex, comprising granodiorites, diorites and gabbros; and, 3) the Baleizão Acidic Porphyry which shows evidence of very shallow emplacement. All three sets of plutonic rocks are intrusive into late Precambrian and/or early Paleozoic rocks of the Ossa-Morena Zone and, as a whole, define a calcalkaline plutonic suite (ANDRADE, 1983). Cooling of the Beja Gabbro through c.500°C ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  incremental release technique on hornblende concentrates) has been recently dated (DALLMEYER et al., 1993) at c.340 Ma (early Visean). The Baleizão Porphyry in its turn was dated (ANDRADE, 1974; whole rock K-Ar method) at c.330 Ma (late Visean).

Although our knowledge of these plutonic rocks is still very primitive, it is tentatively suggested that they could well represent the root zone of the magmatic arc erected at the southern margin of the Ossa-Morena Zone, and if the ages reported above were correct, they would imply extending the igneous activity associated to the subduction process until late Visean time. This interpretation would also imply that the magmatic arc must have been developed on continental (Ossa-Morena) crust.

Recently, FONSECA (1989) has identified structurally on top of BAOC sequences, several north directed thrust sheets composed of metamorphosed dacitic and rhyolitic volcanic rocks and high-grade gneisses (fig. 19). These could repre-

sent, respectively, fragments of frontal arc and Ossa-Morena basement units upthrust (northwards) onto the ophiolite during its obduction (see below).

#### 4. ANALYTICAL METHODS

Whole rock geochemical data used in this study integrates the results obtained by DUPUY et al. (1979) on Acebuches amphibolites (southern Spain) with new major and trace element analyses on rock samples from the Beja segment of the ophiolite and related oceanic sequences of the Pulo Formation (southern Portugal); these new analyses were performed according to the following analytical techniques. Major elements together with Ba, Y, Zr and Nb were determined by X-ray fluorescence spectrometry (NORRISH & HUTTON, 1969); Sc, Co, Cr, Hf, Th, U and the rare earth elements were determined by instrumental neutron activation analyses at Activation Laboratories Ltd. (Canada). Estimated errors in precision and accuracy are usually better than 2% and 5-10% for major and trace elements, respectively; however, for very low concentrations, close to the detection limits, errors may increase considerably.

Mineral analyses were conducted using a JEOL JXA 733 electron microprobe housed at the «Centro de Geologia (U.L.)». The data were reduced on line with the ZAFO reduction program and the analyses were calibrated against natural mineral standards and pure metal (Cr). 15 Kv accelerating voltage and 25 nA beam current were used as routine operating conditions. The precision of the analytical method is estimated to be better than 2% for major elements.

#### 5. STRUCTURAL AND METAMORPHIC FEATURES

The igneous rocks of the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex (BAOC) underwent intense Variscan deformation and metamorphism (BARD, 1969, 1970; CASTRO et al., 1987; FONSECA, 1989; QUESADA & MUNHA, 1990) which produced a variety of (mostly) amphibolite (s.l.) rocks. Except locally, original textures and mineralogy have been almost completely destroyed and



these features, together with disruption of the original lithological sequence, make it very difficult to recognize the ophiolitic characteristic stratigraphy.

Owing to polyphase structural complexity, various stratigraphic sections of the original ocean floor stratigraphy, showing as well remarkable differences in metamorphic grade, appears presently in lateral juxtaposition (fig. 4). This is particularly well exposed in the Vale do Guadiana area where lower crust and upper mantle rocks (Domain 2, fig. 4) are abruptly in contact with greenschist grade metabasalts of the oceanic upper crust (Domain 3, fig. 4). On the Spanish segment of the ophiolite occurrence (fig. 15) metamorphic grade increases very rapidly to the north but also, along strike, towards the central part of the belt (CASTRO et al., 1987). Metamorphic conditions range from those typical of greenschist-amphibolite facies transitional assemblages (albite + oligoclase + actinolite + hornblende + epidote + chlorite + sphene; see Table 1) developed in metabasalts through am-

phibolite facies (Ca-plagioclase + (green) hornblende + diopside + ilmenite; see Table 1) to granulite facies (Ca-plagioclase + orthopyroxene + (brown) hornblende + ilmenite; Ca-plagioclase + clinopyroxene + olivine; see Table 1) metagabbros.

Metamorphic textures are dominantly nematoblastic and closely reflect the deformational history of the BAOC; three phases of deformation are recorded and preserved in the rocks of the BAOC (FONSECA, 1989; CRESPO-BLANC, 1989; EDEN, 1991).

The first deformational event (D1) is well illustrated at various scales, but characterized so far only within lowermost stratigraphic parts of the reconstructed ophiolitic sequence; these correspond to granulite facies metagabbros and metaperidotites well exposed along the Guadiana River (DOMAIN 2, fig. 4). Detailed petrographic examination of brown hornblende recrystallization within dikes (which intrude gabbros) demonstrates the development of asymmetric tails of

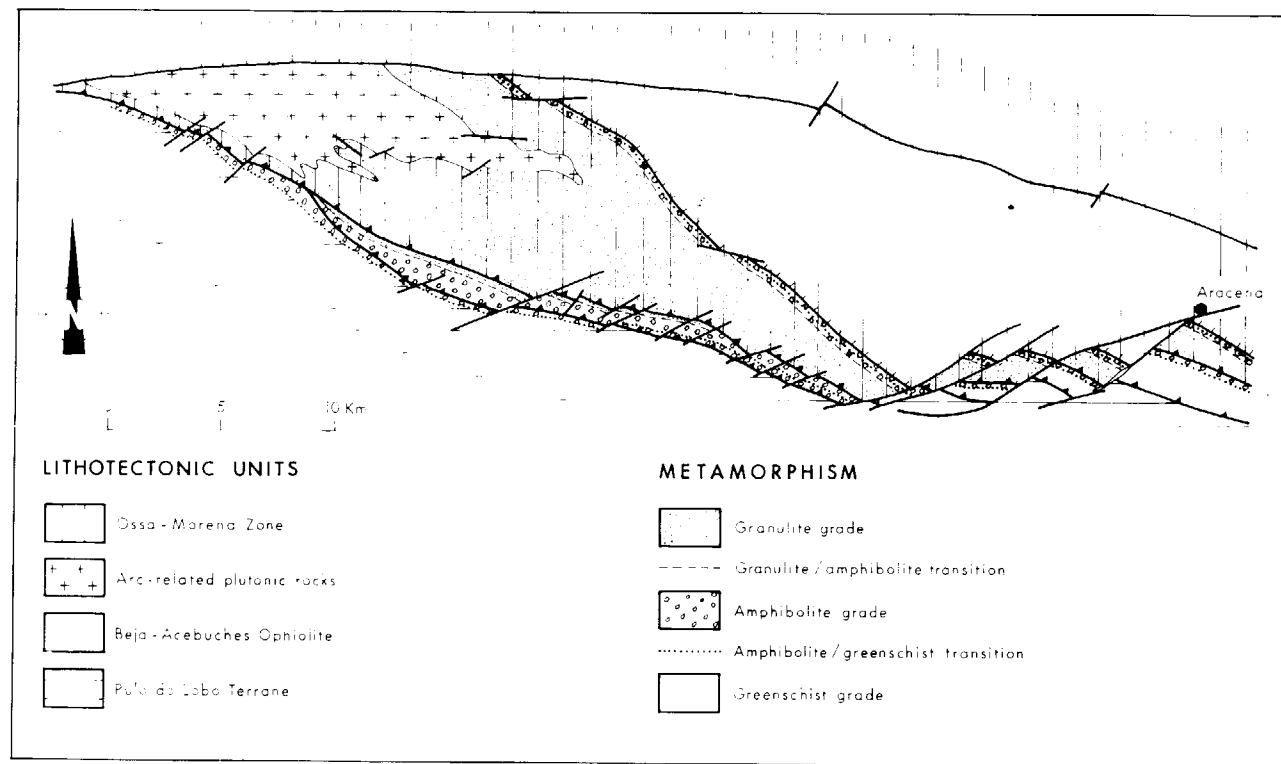


Fig. 15.—Metamorphic map of the Variscan Suture Zone in Spain (see figure 2 for regional reference).

$\sigma$ -type indicating thrust shear to the North (fig. 16); this observation receives further support at a macroscopic scale by development of mylonitic cleavage with associated stretching lineation where shear criteria clearly indicates sense of shear towards N-NNE (fig. 17). D1

thrusts, are mainly sub-horizontal or gently dipping to the South.

D1 structures are also observed in felsic to intermediate metavolcanic rocks (frontal arc) and continental crust slices (highly deformed

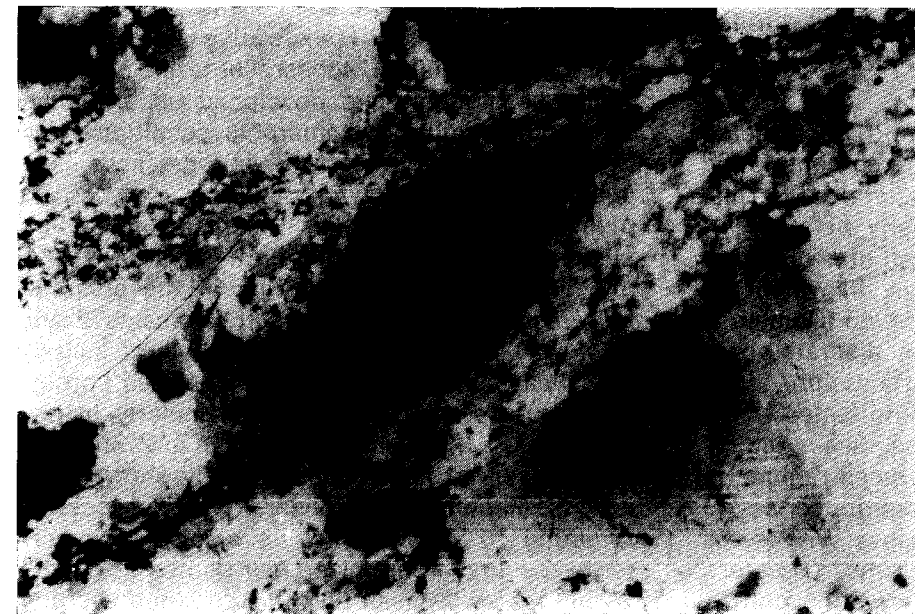


Fig. 16.—Brown amphibole porphyroblast within granulite grade metagabbro providing kinematic indication of north-directed transport during D1.

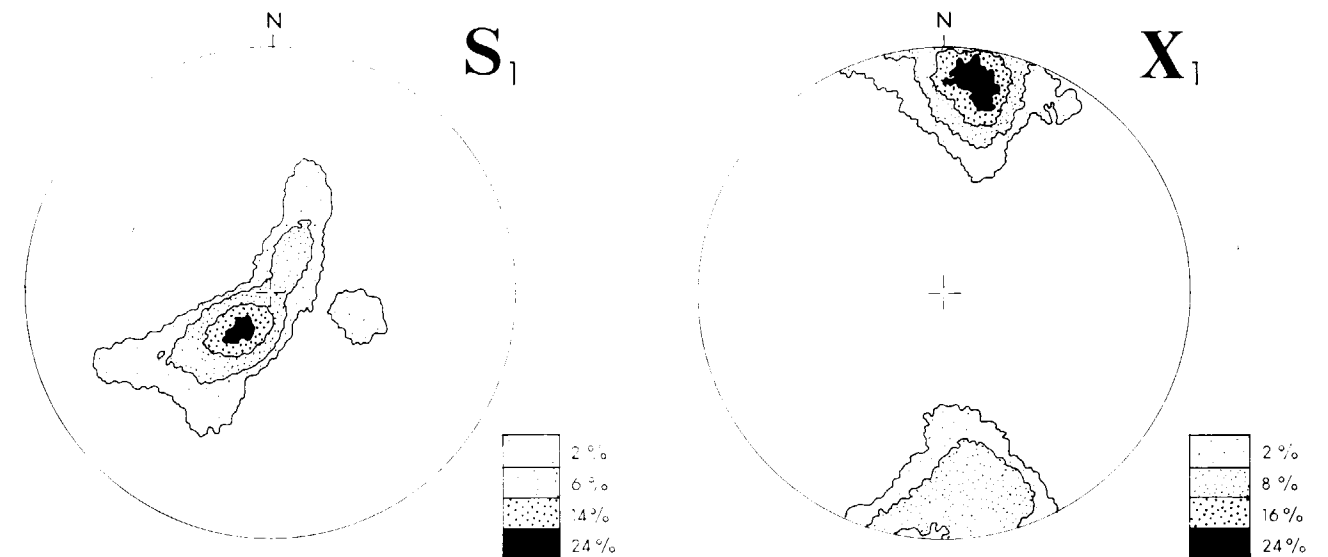


Fig. 17.—Contoured, equal area, lower hemisphere stereographic projection of 203  $S_1$  poles (left) and 187  $X_1$  stretching lineations (right) developed within the Beja Acebuches Ophiolitic Complex during the D1 event (Domain 2, fig. 4). (After FONSECA, 1989).

$\sigma$ -type indicating thrust shear to the North (fig. 16); this observation receives further support at a macroscopic scale by development of mylonitic cleavage with associated stretching lineation where shear criteria clearly indicates sense of shear towards N-NNE (fig. 17). D1

thrusts, are mainly sub-horizontal or gently deeping to the South.

D1 structures are also observed in felsic to intermediate metavolcanic rocks (frontal arc) and continental crust slices (highly deformed

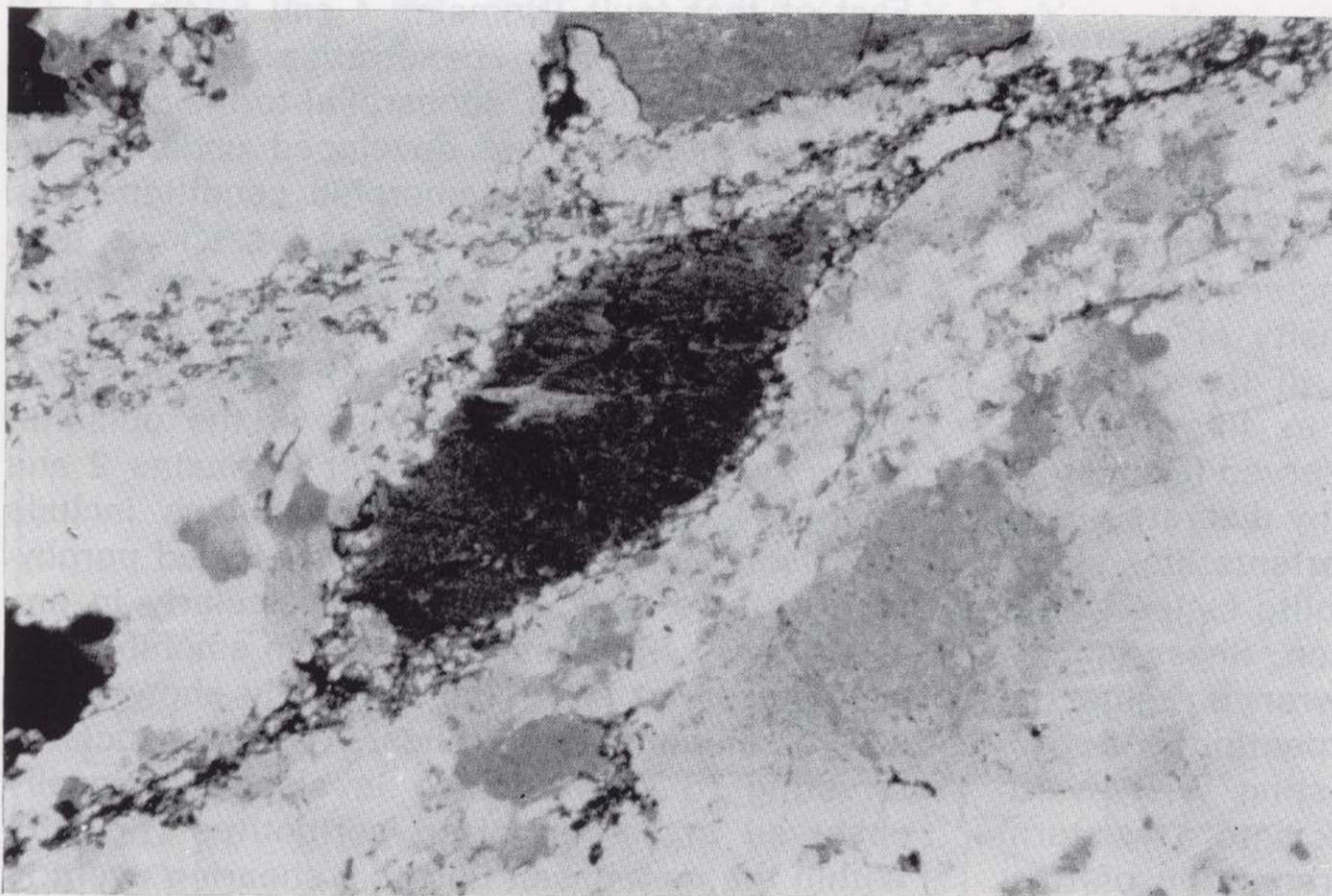


Fig. 16.—Brown amphibole porphyroblast within granulite grade metagabbro providing kinematic indication of north-directed transport during D1.

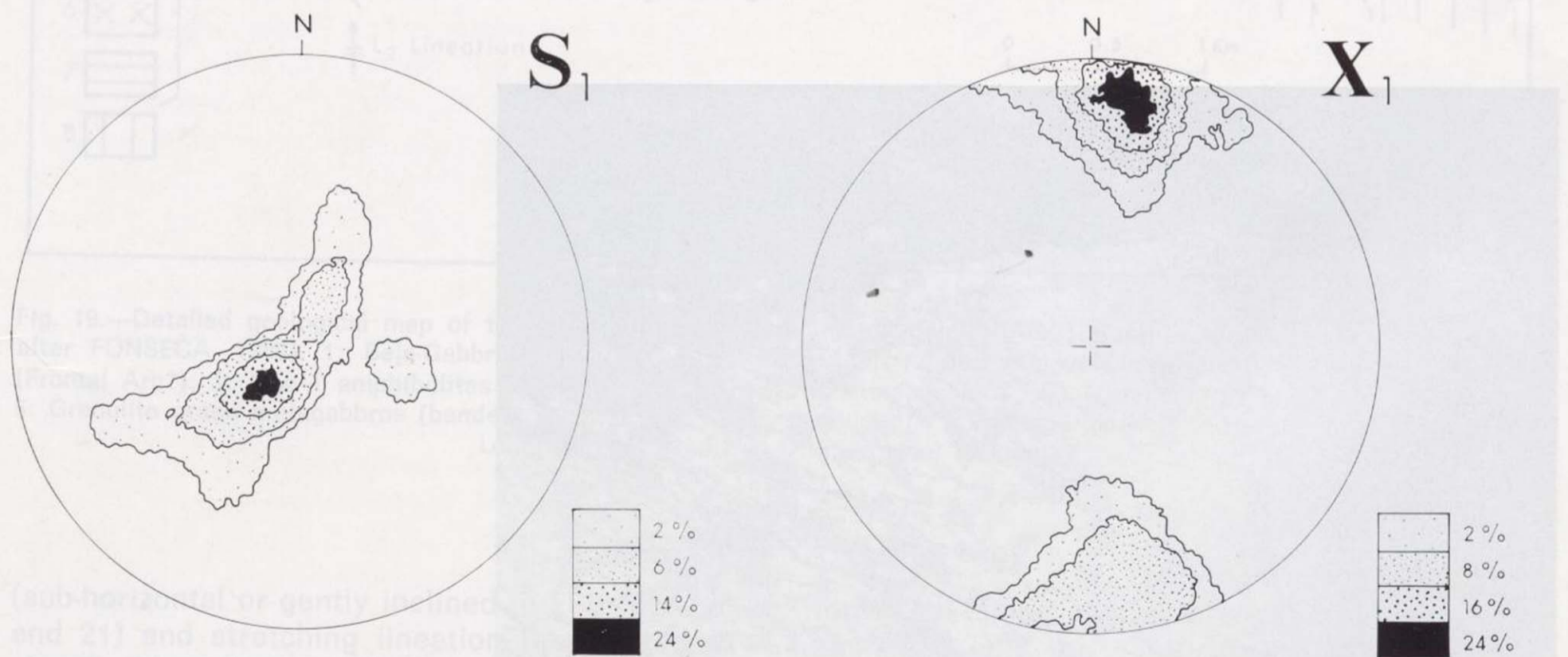


Fig. 17.—Contoured, equal area, lower hemisphere stereographic projection of 203  $S_1$  poles (left) and 187  $X_1$  stretching lineations (right) developed within the Beja Acebuches Ophiolitic Complex during the D1 event (Domain 2, fig. 4). (After FONSECA, 1989).

gneisses) tectonically imbricated (fig. 19) within the ophiolite (s.s.). In thin-section, these gneisses display S-C band structures and the metavolcanics show quartz porphyroclasts with  $\sigma$ -type asymmetrical tails, all indicating sense of shear to the North; associated macroscopic structures (sheath folds, etc.) support the same northwards shear criteria.

This, D1 deformation, is tentatively interpreted in connection with the early obduction of the BAOC.

The second deformational event (D2) affected the entire ophiolitic succession with contrasting characteristics, concerning structural style, metamorphic conditions and intensity of strain. It is less penetratively recorded in the granulite grade unit previously referred to, in which the D1 structures are very well preserved (Domain 2, fig. 4). There, it is materialized by discrete shear bands, with mean WNW-ESE orientation, along which retrogradation to amphibolite facies of the preexisting granulites took place. Shear indicators demonstrate a left-lateral wrench regime. In the much less competent serpentinites a S-C fabric formed (fig. 18), suggesting WNW-ward upthrusting of an eastern block onto a western one, which would result in a repetition of this basal ophiolitic sequence (fig. 19).

D2 is the most prominent deformation/recrystallization event recorded in metabasalts, amphibolites (transposed sheeted dike unit?), and metagabbros, under greenschist/amphibolite facies conditions. In these mid and upper crustal segment of the ophiolite D2 structures show marked geometrical and kinematic differences to the east and west of the Ficalho fault (fig. 4). East of that fault (Domains 4 and 5; fig. 4), D2 is materialized by a penetrative WNW-ESE to W-E striking foliation, subparallel to the bounding faults of the belt and developed under generalized amphibolite metamorphic conditions (fig. 20). A prominent mineral lineation shows both subhorizontal and downdip plunges, and oblique plunges as well, locally. Kinematic indicators suggest a combination of both sinistral strike-slip and SW-directed thrusting of the ophiolite belt. West of the Ficalho fault (Domains 2 and 3, fig. 4), kinematic indicators (which include S-C shear bands and hornblende rotated porphyroclasts) are very abundant, particularly in amphibolites (s.l.) and metabasalts. In amphibolites, well preserved shear bands clearly show a sinistral component of shear, with associated thrusting to WNW, which is also occasionally observed in serpentinitized peridotites (fig. 18). Within the metabasalt unit this shearing event is correlated with a strong mylonitization cleavage



Fig. 18.—S-C structure developed on serpentinites within Domain 2 (figure 4), showing transport to the north during D1.

gneisses) tectonically imbricated (fig. 19) within the ophiolite (s.s.). In thin-section, these gneisses display S-C band structures and the meta-volcanics show quartz porphyroclasts with  $\sigma$ -type asymmetrical tails, all indicating sense of shear to the North; associated macroscopic structures (sheath folds, etc.) support the same northwards shear criteria.

This, D1 deformation, is tentatively interpreted in connection with the early obduction of the BAOC.

The second deformational event (D2) affected the entire ophiolitic succession with contrasting characteristics, concerning structural style, metamorphic conditions and intensity of strain. It is less penetratively recorded in the granulite grade unit previously referred to, in which the D1 structures are very well preserved (Domain 2, fig. 4). There, it is materialized by discrete shear bands, with mean WNW-ESE orientation, along which retrogradation to amphibolite facies of the preexisting granulites took place. Shear indicators demonstrate a left-lateral wrench regime. In the much less competent serpentinites a S-C fabric formed (fig. 18), suggesting WNW-ward upthrusting of an eastern block onto a western one, which would result in a repetition of this basal ophiolitic sequence (fig. 19).

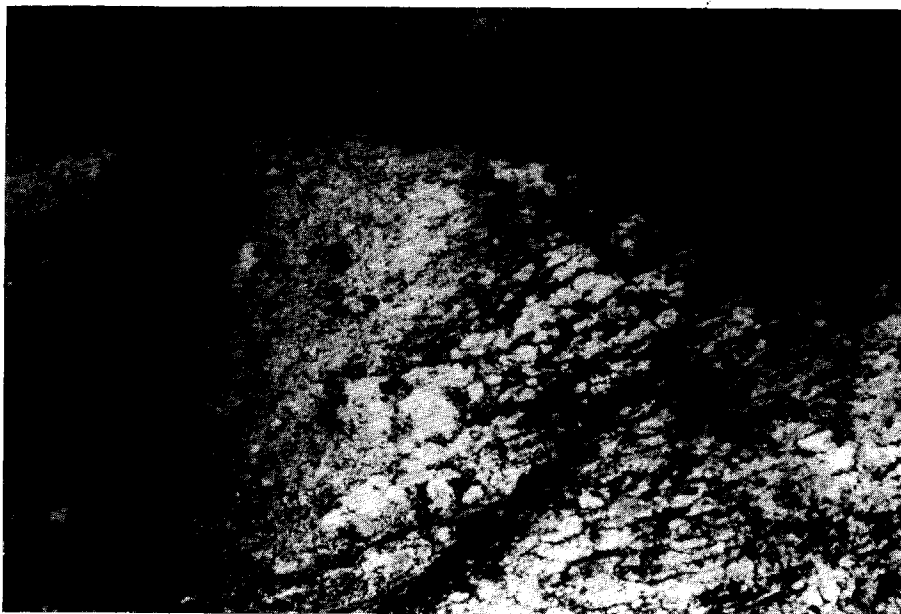


Fig. 18.—S-C structure developed on serpentinites within Domain 2 (figure 4), showing transport to the north during D1.

D2 is the most prominent deformation/recrystallization event recorded in metabasalts, amphibolites (transposed sheeted dike unit?), and metagabbros, under greenschist/amphibolite facies conditions. In these mid and upper crustal segment of the ophiolite D2 structures show marked geometrical and kinematic differences to the east and west of the Ficalho fault (fig. 4). East of that fault (Domains 4 and 5; fig. 4), D2 is materialized by a penetrative WNW-ESE to W-E striking foliation, subparallel to the bounding faults of the belt and developed under generalized amphibolite metamorphic conditions (fig. 20). A prominent mineral lineation shows both subhorizontal and downdip plunges, and oblique plunges as well, locally. Kinematic indicators suggest a combination of both sinistral strike-slip and SW-directed thrusting of the ophiolite belt. West of the Ficalho fault (Domains 2 and 3, fig. 4), kinematic indicators (which include S-C shear bands and hornblende rotated porphyroclasts) are very abundant, particularly in amphibolites (s.l.) and metabasalts. In amphibolites, well preserved shear bands clearly show a sinistral component of shear, with associated thrusting to WNW, which is also occasionally observed in serpentinitized peridotites (fig. 18). Within the metabasalt unit this shearing event is correlated with a strong mylonitization cleavage

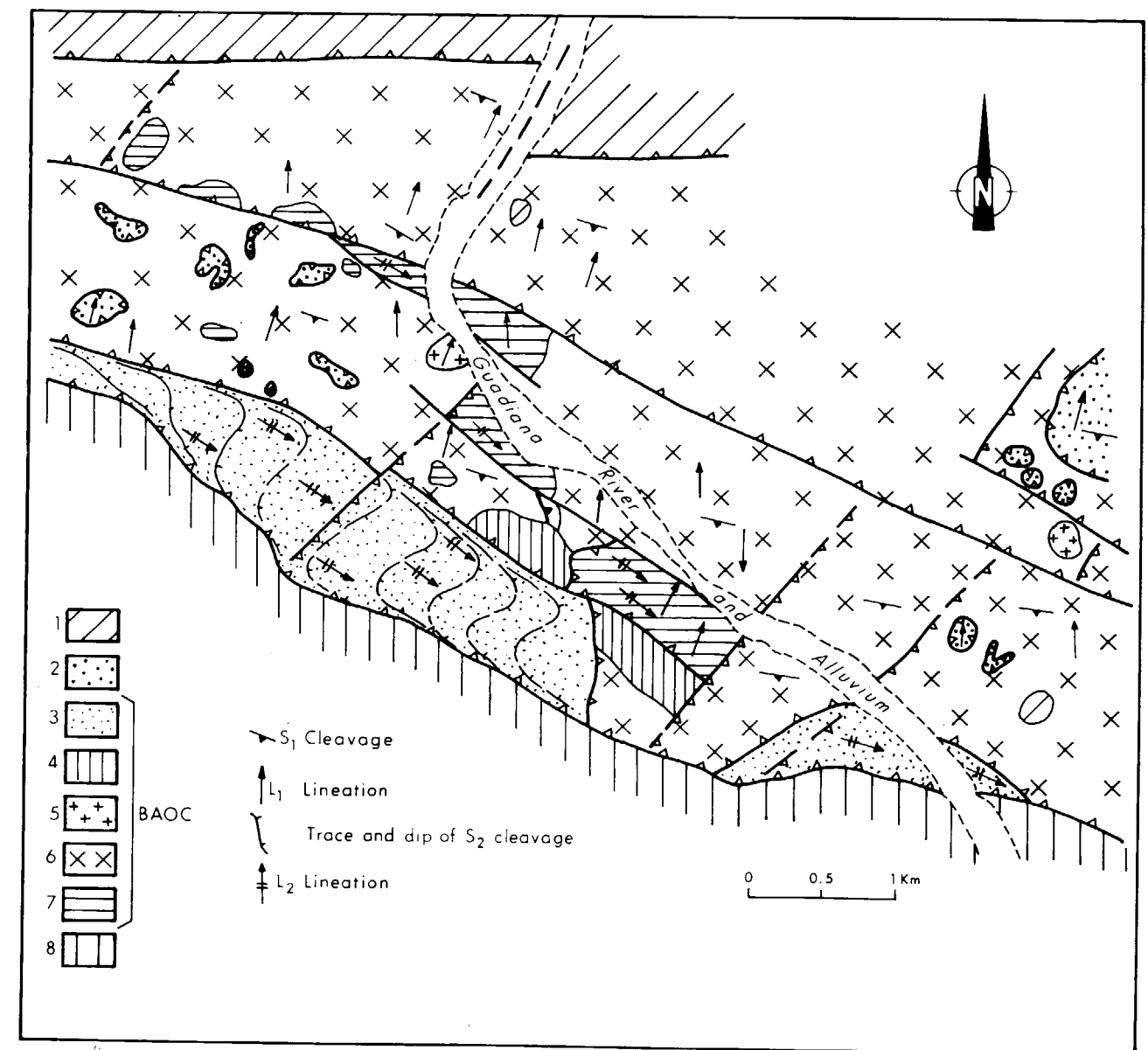


Fig. 19.—Detailed geological map of the Beja-Acebuches Ophiolitic Complex (BAOC) in the Guadiana Valley area (Adapted after FONSECA, 1989). 1: Beja-Gabbroic Complex; 2: Undivided arc-related metavolcanics and Ossa-Morena gneisses (Frontal Arc?); 3: Low T amphibolites and greenschists (mostly metabasalts); 4: Metagabbro; 5: Metaplagiogrante; 6: Granulite grade metagabbros (banded, massive and flaser, undivided); 7: Metaperidotites (serpentinites); 8: Pulo do Lobo Terrane. (See fig. 4 for regional location).

(sub-horizontal or gently inclined to ESE; figs. 20 and 21) and stretching lineation (associated to sheath folds) both indicating movement to NW.

As a whole D2 is interpreted in connection with a major event of sinistrally transpressional de-

formation along the suture zone following its collision with the South Portuguese Terrane. Presence of geometrical irregularities (promontories and reentrants) in the obliquely colliding plates is held responsible for the geometric and

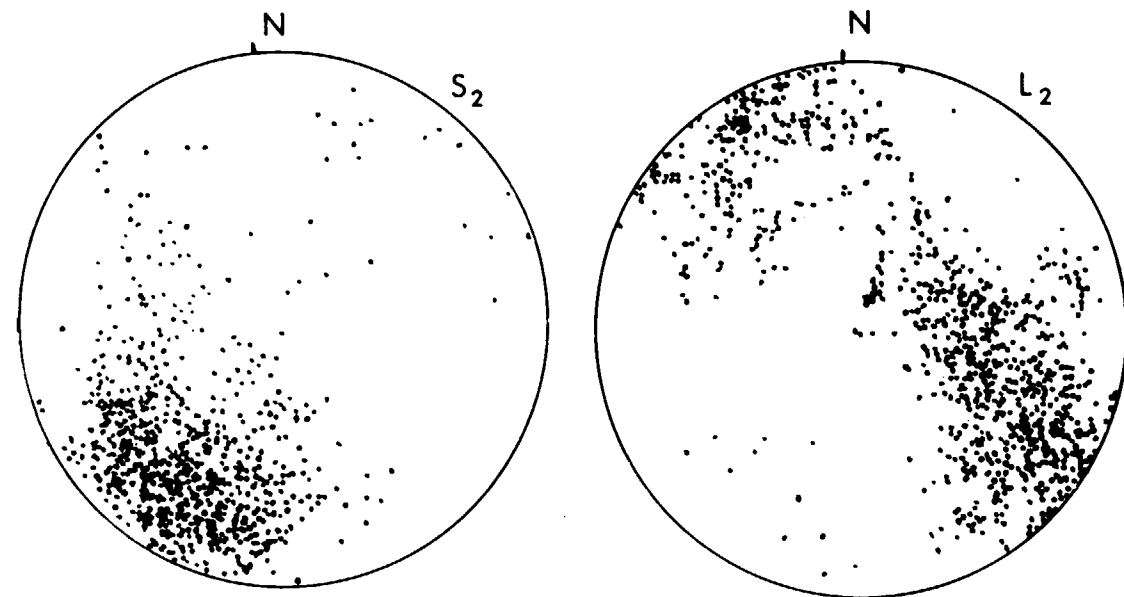


Fig. 20.—Lower hemisphere, equal area plot of 663 poles of  $S_2$  (left) and 885 stretching lineations  $L_2$  (right) from the Spanish outcrops of the Beja-Acebuches Ophiolite (Part of the data have been reproduced from CRESPO BLANC, 1989, with kind permission of the author).

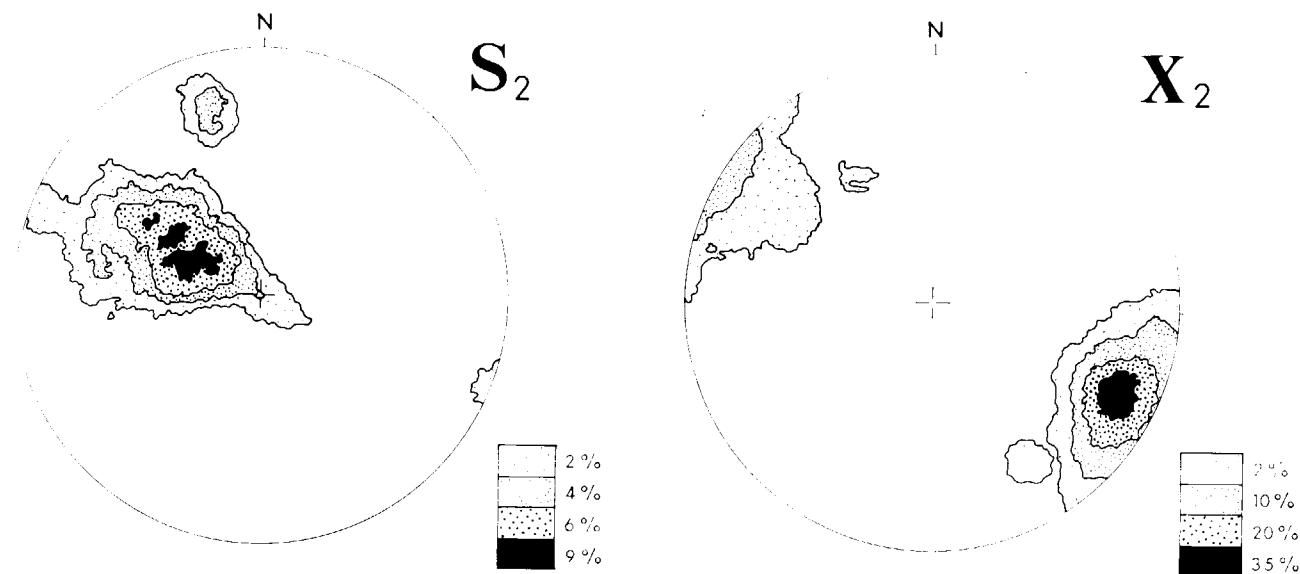


Fig. 21.—Contoured, equal area, lower hemisphere projection of 316  $S_2$  poles of the mylonitic foliation (left) and 263  $X_2$  stretching lineations developed during the  $D_2$  event within domain 3 (fig. 4) of the Beja-Acebuches Ophiolite (After FONSECA, 1989).

kinematic differences observed in eastern and western segments of the BAOC. Such features would have favoured strain partitioning into sinistral-slip dominated, south-verging domains in the east, and coeval, frontally imbricated, NW-verging thrust domains in the west. This effect of strain partitioning during  $D_2$  is particularly well expressed in the Vale do Guadiana area (domains 2 and 3) in which both frontal structures (thrusts, mylonitic foliations and related folds) are laterally ramped by WNW-ESE, strike-slip dominated shear zones and faults (fig. 19). Commonly, along these lateral features variably continuous serpentinite slices are present (FONSECA, 1989), which usually appear deeply hydrothermally altered (carbonatization, silicification and related Cr-spinel remobilisation).

Finally,  $D_3$  deformation shows, for the first time, homogeneous characteristics along the entire belt of the BAOC. Its geometry and kinematics are similar to  $D_2$  structures in the Spanish segment; i.e., WNW-ESE-striking, SW-verging thrusts, folds and shear zones with a variable (generally important) sinistral strike-slip component (fig. 22). It is regarded as representing the final stages of sinistraly oblique collision, recording its evolution in shallower crustal environments (low T amphibolite and greenschist conditions to brittle deformation).

Importantly, during the development of these two episodes of collisional deformation ( $D_2$  and  $D_3$ ), the present boundaries of the BAOC were formed, as well as the domain boundaries within it. Particular relevance has the northern boundary of the BAOC with the Ossa-Morena Zone, which is locally materialized in Spain by a tectonic mélangé (CRESPO BLANC, 1989), including fragments from both the hangingwall (Ossa-Morena) and footwall (BAOC).

Initiation of displacement and mélangé formation along this boundary in relatively deep crustal environments is suggested by presence of mélangé imbricates in which both clasts and matrix are in granulite grade. This process led to upthrusting of granulitic sections of the OMZ onto lower grade BAOC rocks, in which a sole metamorphism, of very limited extent but locally reaching the granulite facies, in the immediate vicinity of the contact (fig. 15), was induced (CASTRO et al., 1987). Also during  $D_2$ , intrusion

of the Beja Gabbroic Complex into previously accreted BAOC and Ossa-Morena units took place in the western part of the area (figs. 2 and 14). Its syn-tectonic emplacement is indicated by formation of a magmatic (?) fabric towards the southern margin of the intrusion, geometrically consistent with  $D_2$  structures.

The sequence of events described above indicate that the structural/metamorphic evolution of the

TABLE 1 A  
Representative microprobe analyses  
of Metamorphic Pyroxenes

Rock Type	Metagabbro		Metagabbro		Granulite
	Amphib.	532 - 13	187-Q		
Sample N°	168 B	532 - 13	187-Q		
SiO <sub>2</sub> . . . w %	50.90	51.62	52.50	52.26	53.00
TiO <sub>2</sub> . . .	0.52	0.45	0.18	0.51	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	2.51	2.34	1.27	2.22	0.85
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . .	0.02	0.05	0.08	ND	ND
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> * . .	0.00	1.78	0.53	1.79	2.53
FeO . . .	9.41	7.76	22.22	6.74	18.27
MnO . . .	0.41	0.27	0.51	0.23	0.42
MgO . . .	13.60	13.38	22.02	14.46	24.50
CaO . . .	22.08	21.96	0.75	22.24	0.86
Na <sub>2</sub> O . . .	0.41	0.45	ND	0.36	0.01
H <sub>2</sub> O . . .	ND	0.01	ND	0.02	0.01
TOTAL . . .	99.86	100.07	100.06	100.83	100.63

STRUCTURAL FORMULAE IN THE BASIS OF 6 (O)

Si . . . . .	1.914	1.927	1.958	1.926	1.942
Al <sup>IV</sup> . . . .	0.086	0.073	0.042	0.074	0.037
Al <sup>VI</sup> . . . .	0.025	0.030	0.014	0.022	—
Ti . . . . .	0.015	0.013	0.005	0.014	0.005
Cr . . . . .	0.001	0.001	0.002	—	—
Fe <sup>3+</sup> . . . .	0.000	0.050	0.015	0.050	0.070
Fe <sup>2+</sup> . . . .	0.296	0.242	0.693	0.208	0.560
Mn . . . . .	0.013	0.009	0.016	0.007	0.013
Mg . . . . .	0.762	0.744	1.224	0.794	1.338
Ca . . . . .	0.889	0.878	0.030	0.878	0.034
Na . . . . .	0.030	0.033	—	0.026	0.001
H . . . . .	—	0.000	—	0.001	0.000

(\*) Calculated on the basis of Pyroxene Stoichiometry.

TABLE 1 B

## Representative microprobe analyses of Amphiboles and coexisting plagioclases

Sample N° Rock Type	Meta - Basalt						Fine-Grain. Amph.		Meta-Gab.	Meta-Gabbro	
	2 - Plagioclases			Greenschist/Amphibolite			1-Plag. Gr./Amph.		Amphiboli.	Granulite	
	276 - A			532 - 231			88		168 - 13	532 - 13	187 - A
SiO <sub>2</sub>	52.14	50.15	43.91	51.73	49.34	44.74	52.58	45.35	40.93	41.59	48.50
TiO <sub>2</sub>	0.47	0.25	1.28	0.08	0.15	0.36	0.19	0.45	3.56	3.82	1.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.02	5.48	9.53	3.82	6.14	9.01	3.53	9.26	11.80	11.72	7.27
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.17	0.10	ND	ND	0.05	0.05	0.11	ND	ND	0.11	—
FeO <sup>1</sup>	14.07	16.50	20.79	12.97	13.74	17.82	13.15	18.24	14.00	14.41	10.44
MnO	0.29	0.32	0.35	0.29	0.36	0.26	0.27	0.20	0.28	0.13	0.14
MgO	14.41	12.57	8.55	15.00	13.43	10.76	15.32	10.82	11.82	11.49	16.54
CaO	12.49	11.55	11.51	12.13	12.67	11.69	12.31	11.97	11.53	11.32	11.93
Na <sub>2</sub> O	0.36	0.57	1.30	0.67	0.95	1.52	0.40	0.95	2.51	2.53	0.76
K <sub>2</sub> O	0.05	0.16	0.43	0.05	0.14	0.31	0.07	0.54	0.70	0.72	0.82
H <sub>2</sub> O (*)	2.06	2.04	1.97	2.05	2.04	1.97	2.09	2.00	1.99	2.01	2.08
TOTAL	99.53	99.69	99.62	98.79	99.01	98.49	100.26	99.78	99.12	99.84	99.91

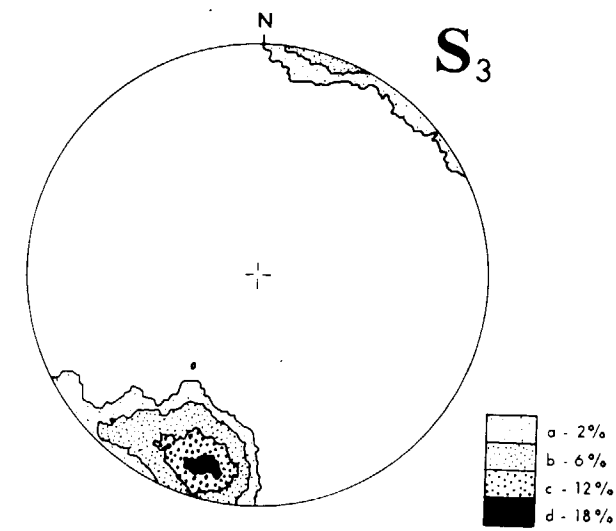
## STRUCTURAL FORMULAE ON THE BASIS OF 22 (O) + 2 (OH)

Si	7.600	7.379	6.693	7.556	7.264	6.798	7.594	6.800	6.158	6.207	6.991
Al <sup>IV</sup>	0.400	0.621	1.307	0.444	0.736	1.202	0.406	1.200	1.842	1.793	1.009
Al <sup>VI</sup>	0.119	0.329	0.405	0.214	0.330	0.412	0.192	0.436	0.250	0.269	0.227
Ti	0.052	0.028	0.147	0.009	0.017	0.041	0.021	0.051	0.403	0.429	0.155
Cr M 1, 2, 3.	0.020	0.012	—	—	0.006	0.006	0.013	—	—	0.013	—
Mg	3.131	2.757	1.943	3.266	2.948	2.437	3.283	2.419	2.651	2.556	3.554
Fe <sup>2+</sup>	1.678	1.875	2.505	1.511	1.692	2.104	1.492	2.094	1.696	1.733	1.064
Mn	—	—	—	—	0.009	—	—	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0.037	0.156	0.145	0.073	—	0.160	0.089	0.193	0.066	0.066	0.195
Mn M 4	0.036	0.040	0.045	0.036	0.036	0.033	0.033	0.025	0.036	0.016	0.017
Ca	1.927	1.804	1.810	1.891	1.964	1.806	1.878	1.782	1.859	1.810	1.788
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	0.040	0.108	—
Ca	0.023	0.016	0.070	0.007	0.035	0.097	0.018	0.141	—	—	0.054
Na A	0.102	0.163	0.384	0.190	0.271	0.448	0.111	0.276	0.692	0.624	0.212
K	0.009	0.030	0.084	0.009	0.026	0.060	0.013	0.103	0.134	0.137	0.151
An Mole % - Plag	5.3 - 12.5			6.5 - 11.8			39.7		53.4	56.0	58.9

(\*) Calculated on the Basis of Amphibole Stoichiometry.

BAOC was a polyphase process. It involved an early, oceanic (?) event leading to obduction, identified only within the high-grade basal units of the ophiolite sequence. This was followed by

regional, magmatic-related (Beja Gabbro) thermal doming (DALLMEYER et al., 1993) and subsequent retrogradation associated to transpressional deformation (D2 + D3).

Fig. 22.—Contoured, equal area, lower hemisphere stereogram of 293 S<sub>3</sub> poles.

The greenschist-amphibolite transitional assemblages are well represented in the ophiolite (s.s.) metamorphic succession and by comparison with experimental and field data (e.g. MARUYAMA et al., 1983) suggest equilibration at pressures not exceeding 2-3 Kb under temperatures of about 400-500 °C. Two pyroxene geothermometry (WELLS, 1977; table 1) indicate that the granu-



Fig. 23.—D1 south-directed shear criteria shown by feldspar porphyroclasts in Pulo do Lobo metabasalts.

lites recrystallized initially at temperatures ranging from 800 to 900 °C; the occurrence of Ca-plagioclase + olivine + pyroxene together with the absence of coronitic garnet/spinel on plagioclase, as well as low Al-M1 contents in orthopyroxene, also suggest granulite facies pressure conditions of less than 5 Kb (OBATA, 1976). All these data support a low pressure metamorphic regime implying relatively high geothermal gradients during the emplacement of the Beja-Acebuches ophiolite.

On the other hand, the sedimentary units associated with the Pulo do Lobo Accretionary Terrane (PLAT) show, as in the ophiolite, a polyphase deformation/recrystallization history (MUNHA et al., 1989; CRESPO BLANC, 1989; EDEN, 1991). The oldest deformation feature in the PLAT is a stretching lineation, L1; but in this case both shear criteria (fig. 23) and sheath folds indicate sense of shear towards S-SSE (FONSECA, 1989), opposite to that shown by D1 structures in the BAOC. This is taken as evidence for the build up of an accretionary prism at the outer active margin of Iberia, partly coeval to the ophiolite obduction.

Finally, D2 and D3 structures within the PLAT show geometric and kinematic characteristics similar to those shown by equivalent structures in the BAOC.

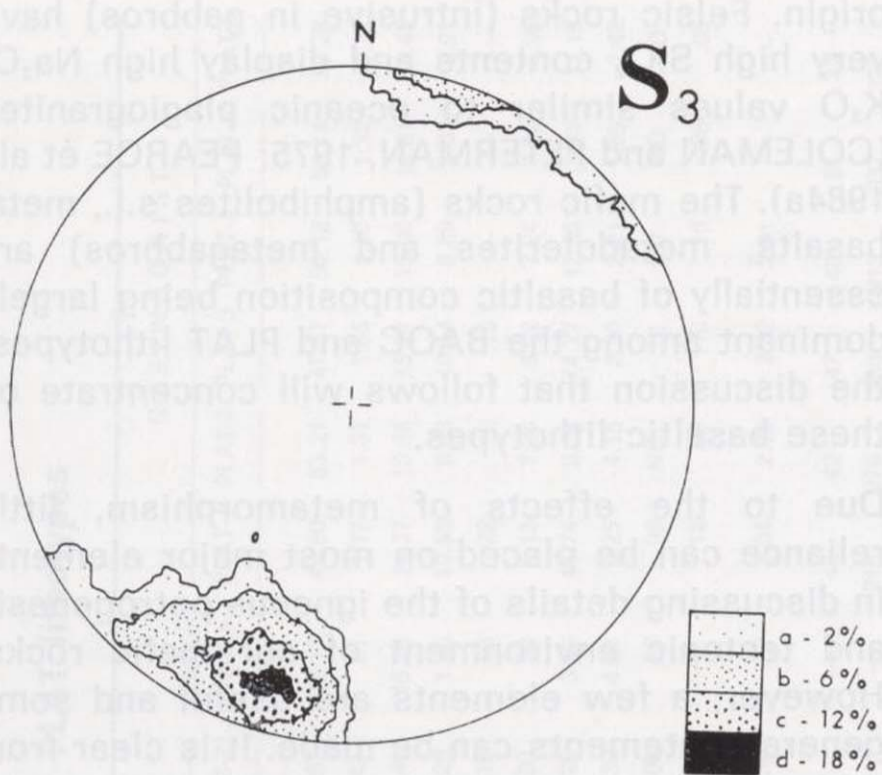


Fig. 22.—Contoured, equal area, lower hemisphere stereogram of 293  $S_3$  poles.

The greenschist-amphibolite transitional assemblages are well represented in the ophiolite (s.s.) metamorphic succession and by comparison with experimental and field data (e.g. MARUYAMA et al., 1983) suggest equilibration at pressures not exceeding 2-3 Kb under temperatures of about 400-500 °C. Two pyroxene geothermometry (WELLS, 1977; table 1) indicate that the granu-

lites recrystallized initially at temperatures ranging from 800 to 900 °C; the occurrence of Ca-plagioclase + olivine + pyroxene together with the absence of coronitic garnet/spinel on plagioclase, as well as low Al-M1 contents in orthopyroxene, also suggest granulite facies pressure conditions of less than 5 Kb (OBATA, 1976). All these data support a low pressure metamorphic regime implying relatively high geothermal gradients during the emplacement of the Beja-Acebuches ophiolite.

On the other hand, the sedimentary units associated with the Pulo do Lobo Accretionary Terrane (PLAT) show, as in the ophiolite, a polyphase deformation/recrystallization history (MUNHA et al., 1989; CRESPO BLANC, 1989; EDEN, 1991). The oldest deformation feature in the PLAT is a stretching lineation, L1; but in this case both shear criteria (fig. 23) and sheath folds indicate sense of shear towards S-SSE (FONSECA, 1989), opposite to that shown by D1 structures in the BAOC. This is taken as evidence for the build up of an accretionary prism at the outer active margin of Iberia, partly coeval to the ophiolite obduction.

Finally, D2 and D3 structures within the PLAT show geometric and kinematic characteristics similar to those shown by equivalent structures in the BAOC.

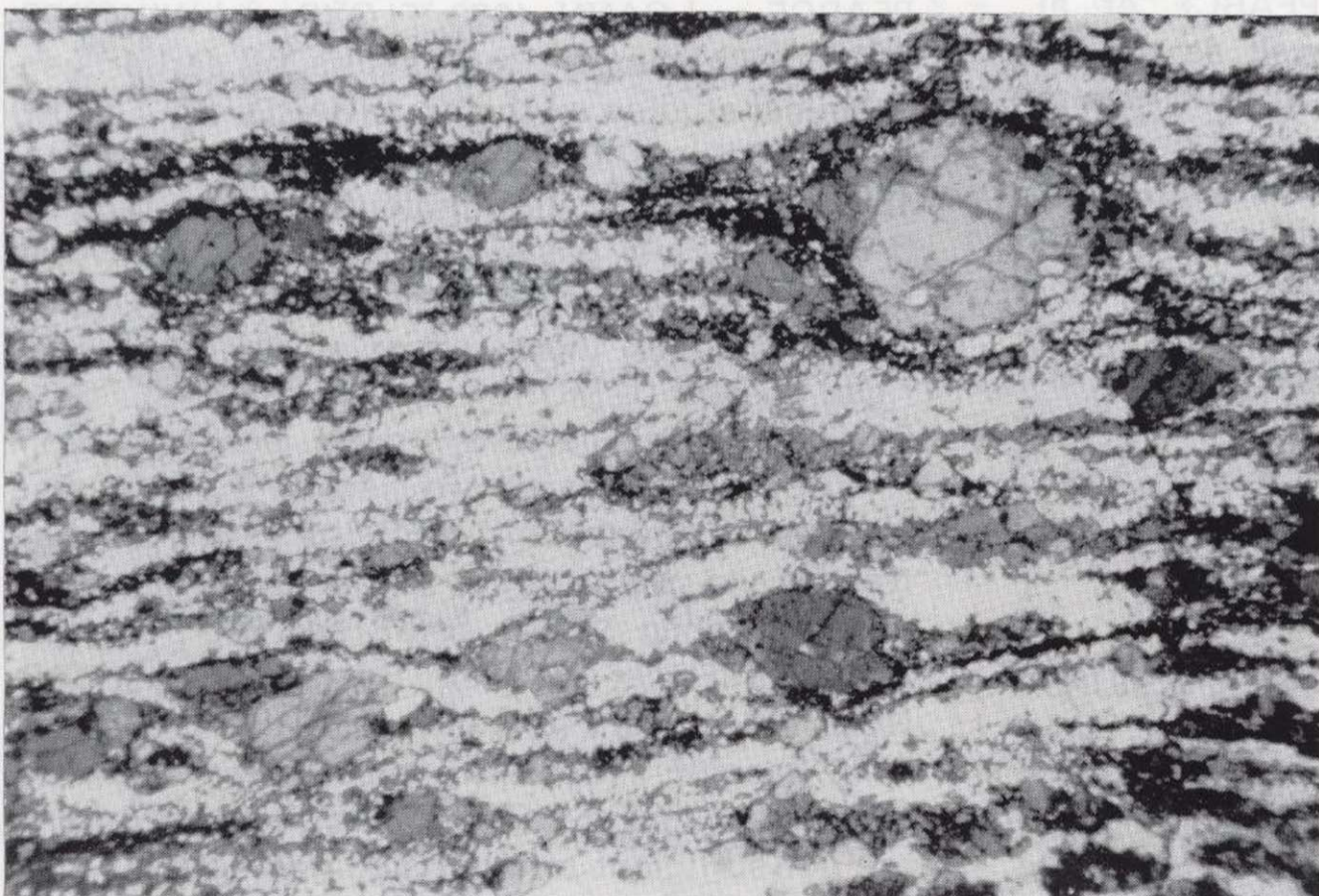


Fig. 23.—D1 south-directed shear criteria shown by feldspar porphyroclasts in Pulo do Lobo metavolcanics.

## 6. GEOCHEMISTRY

## 6.1. Introduction

Available geochemical data, limited to the Acebuches segment of the Beja-Acebuches ophiolite (BARD, 1977; BARD and MOINE, 1978; DUPUY et al., 1979), have been used to support close geochemical similarities between the Acebuches amphibolites and ocean-floor tholeiites. However, more recently (based on still unpublished data), MUNHA et al. (1989) have emphasized significant along strike variations on the geochemical characteristics of the amphibolites and they suggested a complex tectonic scenario for the generation of the Beja-Acebuches ophiolitic complex.

Since the pioneer work of PEARCE and CANN (1973) and FLOYD and WINCHESTER (1975), the use of geochemical data in identifying the magmatic affinities and paleo-tectonic setting of volcanic rocks has become increasingly popular. However, the interpretation of ophiolitic complexes may be complicated by the fact that there is significant overlapping among the geochemical characteristics of volcanic rocks formed at different oceanic tectonic settings (e.g. PERFIT et al., 1980; SAUNDERS and TARNEY, 1984); moreover, the long held view of ophiolites as formed at oceanic spreading centers has been progressively changed (e.g. MIYASHIRO, 1973) and it is now consensus that ophiolites may have multiple origins at diverse tectonic settings (COLEMAN, 1977; 1984; MOORES, 1982; PEARCE et al., 1984b). All these features, as well as the dismembered exposure of the Beja-Acebuches ophiolite make its geological interpretation highly complex and somewhat controversial (e.g. BARD, 1991); in this section we well integrate the available geochemical data in an attempt to help clarifying the petrogenesis and tectonic setting of the Beja-Acebuches ophiolite and Pulo do Lobo sequences.

## 6.2. Results

## Major Elements

The analyzed samples (Table 2; see also DUPUY et al., 1979) include a wide variety of rocks ranging from ultramafic to felsic. The ultramafics have low TiO<sub>2</sub> and high MgO contents; they are mostly pyroxenites and peridotites of cumulate

origin. Felsic rocks (intrusive in gabbros) have very high SiO<sub>2</sub> contents and display high Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O values similar to oceanic plagiogranites (COLEMAN and PETERMAN, 1975; PEARCE et al., 1984a). The mafic rocks (amphibolites s.l., metabasalts, metadolerites and metagabbros) are essentially of basaltic composition being largely dominant among the BAOC and PLAT lithotypes; the discussion that follows will concentrate on these basaltic lithotypes.

Due to the effects of metamorphism, little reliance can be placed on most major elements in discussing details of the igneous petrogenesis and tectonic environment of our mafic rocks. However, a few elements are useful and some general statements can be made. It is clear from table 2 (see also DUPUY et al., 1979) that the BAOC and PLAT mafic rocks display considerable variations in composition (FeO<sup>(t)</sup> = 7.36 - 10.99 wt. %, TiO<sub>2</sub> = 0.98 - 2.22 wt. %, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> = 6.66 - 15.98, FeO<sup>(t)</sup>/MgO = 0.87 - 1.96) and plots of FeO<sup>(t)</sup>/MgO as a function of TiO<sub>2</sub> and FeO<sup>(t)</sup> (figs. 24 a, b) show that there is a general tendency for positive correlation; there is also a trend to lower Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> as TiO<sub>2</sub> and FeO<sup>(t)</sup>/MgO (fig. 24 c) increase suggesting that plagioclase fractionation was important in the evolution of these basaltic sequences. Such relationships (see also SHIDO et al., 1971; MIYASHIRO and SHIDO, 1975), as well as high Y/Nb (6.6+1.8) and Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.097 + 0.051) values (see also PEARCE and CANN, 1973; FLOYD and WINCHESTER, 1975), support the results of earlier geochemical studies on the area (BARD, 1977; BARD and MOINE, 1978; DUPUY et al., 1979; MUNHA, 1983) and all indicate a tholeiitic composition for BAOC and PLAT basaltic rocks. Thus, the overall major element chemistry and fractionation trends are similar to those observed for mid-ocean ridge basalts (=MORB; e.g. BRYAN et al., 1976; BRYAN, 1979); however, many back-arc basin (=BABB) and island arc basalts (=IAB) also show iron enrichment (tholeiitic) fractionation trends and there is a substantial amount of overlap among MORB, BABB and IAB TiO<sub>2</sub> contents (PERFIT et al., 1980; SAUNDERS and TARNEY, 1984). Therefore, although the BAOC and PLAT basaltic suites have major element characteristics typical of MORB, these chemical criteria are not sufficient to a detailed definition of their

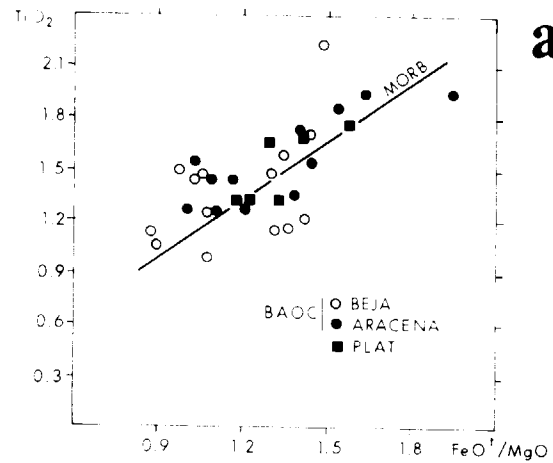
TABLE 2  
Major and trace element content of BAOC (Beja-Segment) and PLAT lithotypes

ROCK TYPE	SAMPLE N.°	META-BASALT												AMPHIBOLITE						GREENSCHIST					
		532-1	532-2	532-3	532-9	532-10	532-8	532-11	532-16	532-17	532-18	532-19	532-19	533-21	Plagio- granite	PLAT-1	PLAT-2	PLAT-3	PLAT-4	PLAT-5	PLAT-6				
SiO <sub>2</sub> wt %	48.66	50.86	51.25	49.78	52.67	48.08	49.52	51.07	50.64	51.22	51.02	50.78	50.63	49.87	72.12	49.80	53.21	47.37	50.12	50.14	50.28				
TiO <sub>2</sub>	.03	1.13	1.12	1.06	1.70	1.46	1.15	1.58	2.22	1.48	1.49	1.24	.98	1.42	.31	1.77	1.31	1.65	1.70	1.32	1.32				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.46	17.12	15.93	16.94	16.66	14.98	15.89	15.55	14.79	16.12	17.23	15.74	16.89	15.49	16.20	14.37	15.68	15.27	15.60	14.81	15.45				
FeO <sup>t</sup>	9.44	7.75	9.45	7.65	9.27	9.57	10.40	9.33	10.82	9.04	7.86	8.26	7.34	9.26	1.66	10.95	8.68	10.14	9.89	9.03	8.91				
MnO	.14	.15	.16	.15	.12	.17	.17	.19	.19	.17	.14	.21	.16	.19	.03	.22	.16	.18	---	---	---				
MgO	22.30	8.86	7.18	8.58	6.41	9.03	7.65	6.91	7.24	6.93	8.04	7.67	6.84	9.00	.90	7.13	7.26	8.02	7.24	7.92	6.96				
CaO	3.98	9.81	10.58	11.60	9.36	12.01	11.12	11.14	9.67	10.71	9.51	12.23	12.45	10.28	3.96	11.74	8.24	14.27	12.35	13.49	13.19				
Na <sub>2</sub> O	.35	3.73	3.59	3.83	3.18	3.44	2.96	3.52	3.83	3.58	3.84	3.63	4.09	3.39	4.58	2.25	4.15	2.30	2.21	1.86	2.42				
K <sub>2</sub> O	.57	.51	.54	.32	.43	.19	.38	.54	.20	.53	.82	.15	.56	1.00	.23	.09	ND	.12	ND	ND	ND				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	N.A.	.06	.18	.09	.18	.08	.28	.17	.40	.22	.05	.10	.07	.10	---	.12	.09	.10	.16	.09	.09				
L.O.I.	.95	1.30	1.40	1.20	1.69	1.30	1.36	2.59	1.20	.30	.70	.90	1.20	1.50	.37	3.04	2.75	2.82	2.91	---	---				
Sc ppm	---	39	38	37	38	48	---	46	39	44	45	38	34	45	---	48	42	47	48	51	47				
Cr	702	230	210	240	81	300	---	210	65	200	200	190	130	200	---	215	276	266	313	337	373				
Y	---	25	27	27	35	28	25	34	47	32	30	28	29	34	---	43	26	37	41	24	25				
Zr	---	118	115	115	162	108	111	156	207	149	137	116	117	116	---	98	60	85	103	63	66				
Hf	---	3.50	3.40	3.10	4.55	2.60	2.20	3.80	5.80	3.80	3.70	3.10	3.00	3.00	---	3.10	2.20	2.20	3.00	2.70	---				
Nb	---	5	4	5	6	5	5	5	6	6	6	4	5	5	---	---	3	4	7	5	3				
Ba	---	132	732	114	160	32	100	321	123	259	265	75	612	198	---	6	4	ND	12	1	ND				
La	---	10.6	10.1	10.1	12.9	5.1	5.0	12.8	15.9	11.9	11.7	8.1	13.5	8.2	---	5.1	2.9	4.5	8.4	6.5	3.5				
Ce	---	23	23	23	30	16	15	31	36	27	28	20	27	21	---	16	9.6	15	22	18	10				
Nd	---	13	11	13	16	11	10	18	21	16	16	13	14	13	---	11	8.0	10	13	11	8.0				
Sm	---	3.44	3.37	3.29	4.55	3.19	3.30	4.70	6.17	4.35	4.37	3.59	3.72	3.49	---	3.64	2.55	3.23	3.70	3.21	2.64				
Eu	---	1.34	1.16	1.23	1.57	1.28	1.61	1.90	2.10	1.51	1.34	1.46	1.22	1.41	---	1.28	.85	1.25	1.30	.99	.98				
Tb	---	.80	.70	.80	.90	.70	.70	1.10	1.40	.70	.80	.70	.60	.70	---	1.00	.70	.80	1.20	.90	.50				
Dy	---	---	3.6	4.0	5.4	4.6	---	5.5	8.8	4.4	4.8	4.8	3.60	4.60	---	4.15	2.82	3.35	3.46	3.30	2.70				
Yb	---	2.79	2.59	2.36	3.15	2.75	2.92	3.08	4.62	3.06	3.06	2.68	2.47	2.72	---	.62	.38	.48	.53	.47	.38				
Lu	---	.44	.39	.37	.48	.42	.40	.51	.72	.48	.48	.41	.39	.40	---	.40	.15	.30	.70	.40	.40				
Th	---	2.1	2.3	2.2	3.1	.20	.40	2.1	2.7	1.8	1.8	1.2	3.8	.90	---	.60	.40	.50	.60	.20	.20				
U	---	2.0	1.1	1.5	1.5	.20	.10	2.4	2.1	1.1	1.0	.50	2.5	.40	---	1.58	.40	.50	.60	.20	.20				
FeO <sup>t</sup> /MgO	.42	.87	1.32	.89	1.44	1.06	1.37	1.35	1.49	1.30	.98	1.08	1.07	1.03	1.84	1.58	1.22	1.30	1.42	1.18	1.33				
Zr/Nb	---	24	29	29	27	21	22	31	35	25	23	29	23	23	---	25	20	21	15	13	22				
La/Nb	---	2.1	2.5	2.0	2.1	1.0	1.0	2.6	2.7	2.0	1.9	2.0	2.7	1.6	---	1.3	1.0	1.1	1.2	1.3	1.2				
(La/Sm)CN	---	1.88	1.83	1.87	1.73	.27	.92	1.66	1.57	1.67	1.63	1.38	2.21	1.43	---	.85	.69	.85	1.38	1.23	.81				
(Ba/La)CN	---	1.1	6.3	1.0	1.1	.5	1.7	2.2	.7	1.9	2.0	.8	4.0	2.1	---	.1	.1	---	.1	---	---				

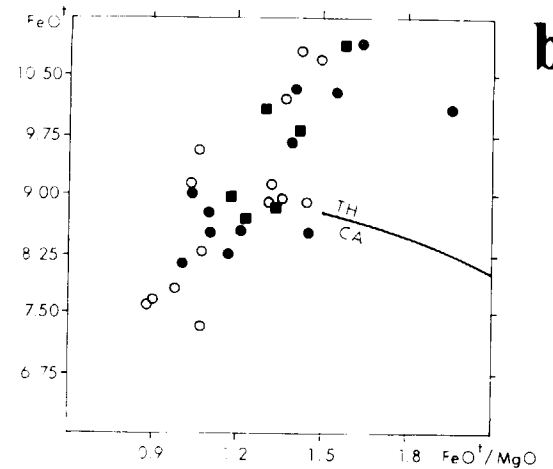
BEJA OPHIOLITE

PULO DO LOBO MAFIC ROCKS

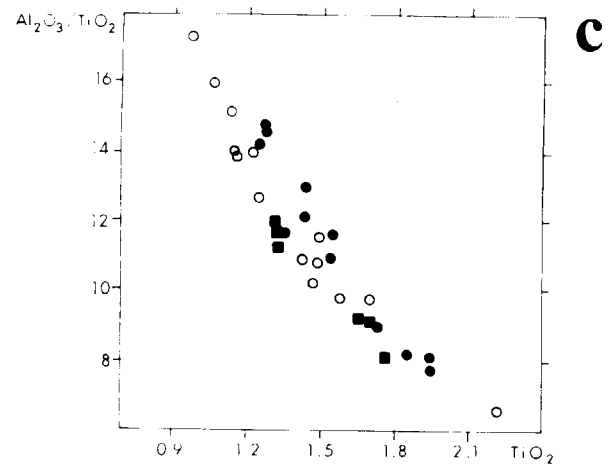




a



b



c

tectonic setting, simply because major element variations have not resolving power for discriminating among MORB, BABB and IAB.

#### Trace elements

In general, variations in trace elements of metamorphic rocks seem more reliable indicators of their igneous petrogenesis than are major element variations. Nevertheless, caution should be exercised because, as with most major elements, extensive alteration can modify the abundances of some trace elements such that they no longer reflect primary igneous characteristics. However, the HFSE (high field strength elements) are believed not to be mobilized during metamorphism (e.g. PEARCE and CANN, 1973; COISH, 1977; PEARCE, 1983) and for our samples they display interelement correlations and variations typical of magmatic rocks. Thus, following many other authors, we rely almost exclusively on the HFS elements to interpret the igneous history of the Beja-Acebuches ophiolitic complex and related PLAT rocks.

Typical samples were plotted on figs. 25 a and b which display the most significant trace element variations among the mafic rocks of the BAOC and PLAT.

As previously discussed by DUPUY et al. (1979) and MUNHA (1983) (see also EDEN, 1991), the Acebuches amphibolites and Pulo do Lobo mafic rocks are characterized by rather low incompatible element contents (see Table 2 and DUPUY

Fig. 24.—a) Plot of  $TiO_2$  versus  $FeO/MgO$  for BAOC and PLAT mafic igneous rocks. MORB solid line represents the characteristic mid-ocean ridge basalt's trend. Symbols are as follows: filled circles-mafic igneous rocks from the Aracena segment of the Beja-Acebuches Ophiolite Complex => BAOC (data from DUPUY et al., 1979); open circles-mafic igneous rocks from the Beja segment of the Beja-Acebuches Ophiolite Complex => BAOC (data from Table 2 of this paper); filled squares-mafic igneous rocks of the Pulo do Lobo Accretionary Terrane=> PLAT (data from Table 2 of this paper). b) Plot of  $FeO$  versus  $FeO/MgO$  for BAOC and PLAT mafic igneous rocks. Line separating tholeiitic (TH) and calcalkaline (CA) trends is from Miyashiro (1973). Symbols are the same as in figure 24a. c) Plot of  $Al_2O_3/TiO_2$  versus  $TiO_2$  for BAOC and PLAT mafic igneous rocks. Symbols are the same as in figure 24a.

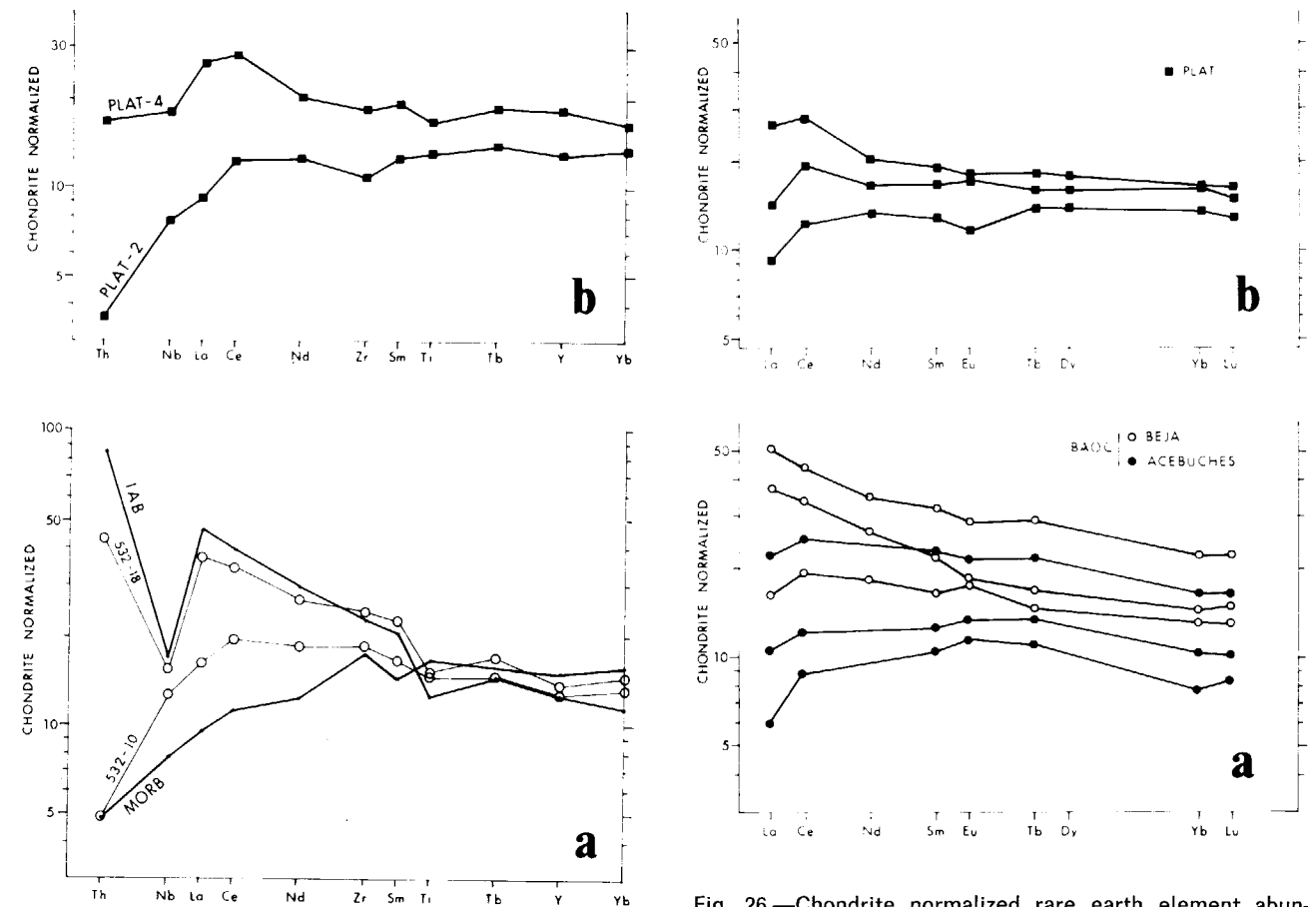


Fig. 25.—Comparison of chondrite normalized incompatible element abundance patterns for: (a) BAOC mafic igneous rocks, mid-ocean ridge basalts (MORB: SUN & NESBITT, 1977) and island arc basalts (IAB: WHITFORD et al., 1979); and (b) PLAT mafic igneous rocks. Chondrite normalizing values after SUN & HANSON (1976), SUN & NESBITT (1977) and SUN et al. (1979).

et al., 1979). The concentrations of Zr, Hf, La, Ce, P and Th are within the range of reported values for ocean-floor tholeiites (e.g. HEKINIAN and THOMPSON, 1976; KAY and HUBBARD, 1978; SUN et al., 1979) and most samples display relatively flat REE patterns ( $(La/Sm)_{cn} = 0.92 \pm 0.09$ ;  $(La/Yb)_{cn} = 1.09 \pm 0.13$ ; figs. 26 a, b) similar to those of N/T-MORB (normal to transitional type mid-ocean ridge basalts; FREY et al., 1968; STAUDIGEL, 1979; SUN et al., 1979) and basalts from other ophiolites (e.g. MENZIES et al., 1977; SAUNDERS et al., 1979; BROUXEL and LA-PIERRE, 1988; PEDERSEN and HERTOGEN, 1990). In accordance with their REE patterns, Pulo do

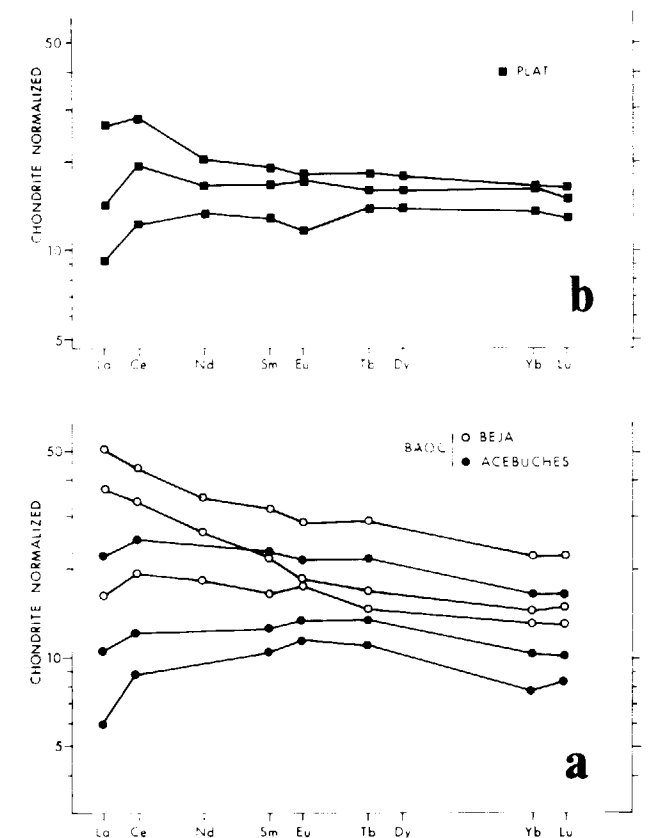


Fig. 26.—Chondrite normalized rare earth element abundance patterns for: (a) BAOC (data from Table 2 and DUPUY et al., 1979) and (b) PLAT mafic igneous rocks. Chondrite normalizing values after SUN & HANSON (1976).

Lobo samples are characterized by near chondritic  $Ti/Zr$  ( $113 \pm 5$ ) and  $Zr/Y$  ( $2.5 \pm 0.2$ ), and by slightly Nb depleted  $Zr/Nb$  ( $19 \pm 5$ ) values, which are also comparable to those commonly reported for N/T-MORB (SUN et al., 1979). On the Ti-Zr (fig. 27 a) and Ti-Cr (fig. 27 b) discriminating diagrams, both the Pulo do Lobo and the Acebuches amphibolites fall into the field of ocean-floor basalts. There are, however, significant differences between the Pulo do Lobo and BAOC samples; some BAOC amphibolites show relative enrichment of Zr over Ti (fig. 27 a) and of Ba over the LREE (light REE) leading to different  $(Ti/Zr)_{cn} (= 69 \pm 6)$  and  $(Ba/La)_{cn} (= 1.4 \pm 0.9)$  values, which also characterize most amphibolites from the Beja segment ( $(Ba/La)_{cn} = 2.0 \pm 1.6$ ;  $Ti/Zr = 62 \pm 3$ ) of the BAOC. High Ba/La is typical of IAB (see PERFIT et al.,

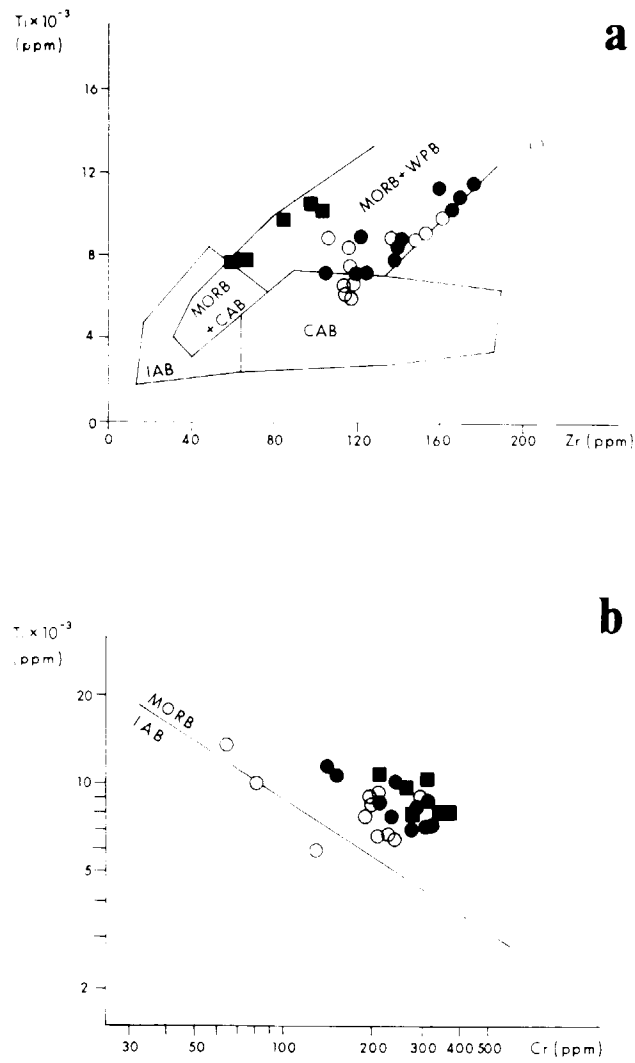


Fig. 27.—a) Plot of Ti versus Zr for BAOC and PLAT mafic igneous rocks. Tectonic subdivisions after PEARCE & CANN (1973). b) Plot of Ti versus Cr for BAOC and PLAT mafic igneous rocks. Tectonic subdivisions after PEARCE (1975).

1980), but the low Ti/Zr values of BAOC amphibolites differ from those of primitive low-K tholeiites (avg. Ti/Zr = 110; e.g. PEARCE & CANN, 1973) being rather comparable to those of boninites (e.g. CRAWFORD et al., 1987) and basalts erupted during the early stages of back-arc spreading (e.g. SAUNDERS and TARNEY, 1979, VOLPE et al., 1987).

In contrast with the (relative) geochemical homogeneity exhibited by the Acebuches amphibolites, their equivalents (along strike) on the Beja

segment of the BAOC are highly heterogeneous, overlapping most of the trace element variations observed for the whole suite (Table 2 and DUPUY et al., 1979). Beja amphibolites REE patterns range from relatively flat to LREE enriched ( $(La/Sm)_{cn} = 0.92$  to  $2.21$ ;  $(La/Yb)_{cn} = 1.13$  to  $3.61$ ; fig. 26 a) and there is a good correlation between the degree of LREE enrichment and other element ratios, particularly LILE/HFSE (LILE = large ion lithophile elements) values (see fig. 28); for example, Ti/Ba, Zr/Ba, Hf/Th, Nb/La and Nb/Th all decrease with increasing values of La/Ce, La/Sm, La/Yb and Th/Ti (used as scalling LILE/HFSE factor in fig. 28) leading to a pronounced decoupling between LILE and HFSE, which distinguishes most Beja amphibolites from MORB and within-plate basalts (WOOD et al., 1981 b). Indeed, HFSE (e.g. Ti, Nb, Zr and Hf) are characteristically depleted in orogenic basalts relative to within-plate and many MORB (PERFIT et al., 1980; HICKEY and FREY, 1982; PEARCE, 1982), and their concentrations have been successfully used to discriminate basalts from differing tectonic settings (PEARCE and NORRY, 1979; WOOD et al., 1979). With respect to these features some Beja amphibolites almost mimic calc-alkaline IAB (fig. 25 a); together with the remaining samples, they clearly demonstrate that the BAOC trace element chemistry is transitional between that of ocean ridge and orogenic basalts. This same chemical pattern has also been reported from Bransfield, Fiji, Izu-Ogasawara, Lau, Mariana and Scotia basins (GILL, 1976, 1987; SAUNDERS and TARNEY, 1979; WEAVER et al., 1979; FREYER et al., 1981; WOOD et al., 1981 a; VOLPE et al., 1987; IKEDA and YUASA, 1989) and is now accepted as the fundamental characteristic of back-arc basin basalt geochemistry (e.g. SAUNDERS and TARNEY, 1984, 1991).

### 6.3. Petrogenetic Considerations

The compositional variations depicted in fig. 24, as well as those previously discussed by DUPUY et al. (1979) suggest that the BAOC and PLAT basaltic rocks underwent low pressure fractional crystallization prior to their transformation into amphibolites. Although this process has certainly played a role in the evolution of these rocks it cannot explain all the observed geochemical variations; for example, to generate the REE pattern and Th content of sample 533-19 from

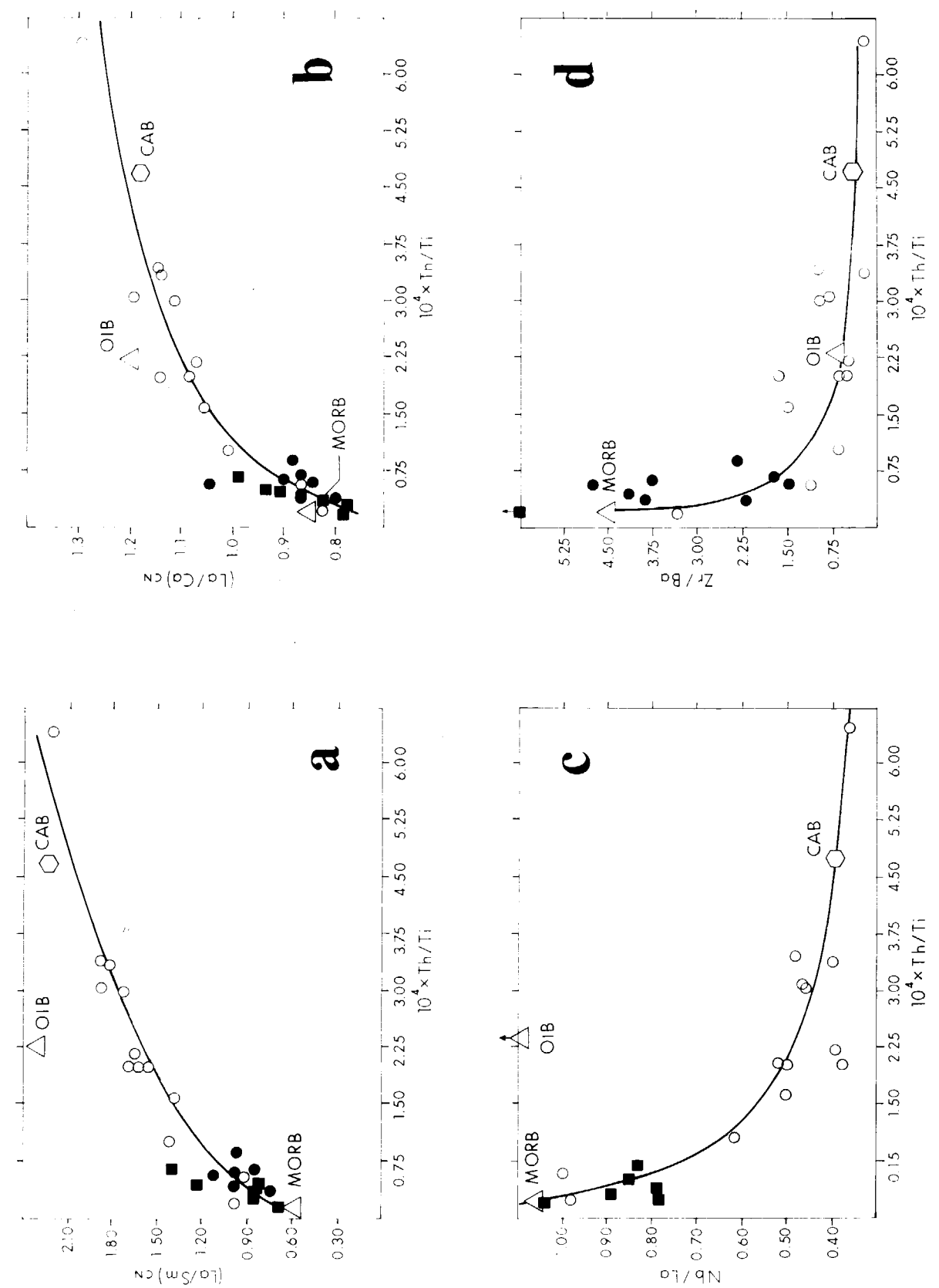


Fig. 28.—Plots of  $(La/Sm)_{cn}$ ,  $(La/Ce)_{cn}$ ,  $Nb/La$  and  $Zr/Ba$  versus  $10^4 \times Th/Ti$  for BAOC and PLAT mafic igneous rocks. Solid lines illustrate LILE/HFSE fractionation trends resulting from mixing between N-MORB type ( $Ti = 0.93\%$ ,  $Ba = 20$  ppm,  $La = 2.5$  ppm,  $Ce = 10$  ppm,  $Sm = 3.15$  ppm,  $10^4 \times Th/Ti = 0.25$ ,  $(La/Sm)_{cn} = 0.9$ ,  $(La/Ce)_{cn} = 0.8$ ,  $Nb/La = 1$ ,  $Zr/Ba = 4.5$ ) and orogenic (island arc/calc-alkaline) basalt type ( $Ti = 0.6 - 0.8\%$ ,  $Ba = 340$  ppm,  $La = 13.5$  ppm,  $Ce = 27$  ppm,  $Sm = 3.72$  ppm,  $10^4 \times Th/Ti = 5 - 6.5$ ,  $(La/Sm)_{cn} = 2.2$ ,  $(La/Ce)_{cn} = 1.25$ ,  $Nb/La = 0.4$ ,  $Zr/Ba = 0.4$ ) components. Triangular and hexagonal symbols represent characteristic elemental ratios for midocean ridge (MORB), ocean island (OIB) and calc-alkaline island arc (CAB) basalts (data from WITFORD et al. (1979), PEARCE (1983) and SUN & MCDONOUGH (1989)); the remaining symbols are the same as in fig. 24a.

a parent having a composition similar to that of sample 532-10 would require very large amounts of (clinopyroxene dominated) crystallization ( $F < 0.05$ ), which is clearly inconsistent with their contents of major and transition (e.g. Cr, Sc; Table 2) elements. Likewise, a variable degree of partial melting (including dynamic melting; LANGMUIR et al., 1977) from the same upper mantle source would have only negligible effect on high-incompatible element ratios (e.g. HANSON, 1977) and could not generate the large variations in La/Ce, Nb/La (fig. 28) and La/Th (3.5 - 25; see Table 2 and DUPUY et al., 1979) exhibited by the BAOC basaltic suite. These features imply further complexities in the composition of BAOC source regions and in the processes of magma generation.

As previously discussed, the geochemistry of Beja-Acebuches amphibolites displays several peculiar features, some of which are indicative of orogenic magmatism and other which are more typical of ocean floor basalts. Thus, the  $\text{FeO}^{(t)}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}^{(t)}/\text{MgO}$  fractionation trends and the high Zr/Nb ratios are characteristic of the latter; yet LILE/HFSE ratios and LILE contents range up to much higher values than in typical MORB suggesting «calcalkaline» (orogenic) affinities. Examination of the geochemical data suggests that two components have mixed to give the spread in compositions observed for the Beja-Acebuches amphibolites; this means that it might be possible to derive the BAOC magmas with intermediate LILE enrichment by mixing of an LILE-enriched orogenic magma with an N-type MORB, or by mixing of sources. In order to test the feasibility of mixing we emphasize those elements which are diagnostic of the compositional variations in the Beja-Acebuches amphibolites and fitted the data by using mixing hyperbolas according to the equations of LANGMUIR et al. (1978). Figure 28 illustrates that a two component mixing model is broadly applicable. End-member compositions are constrained by asymptotes and intercepts of the mixing curves calculated from the data. One end-member has high La/Ce, La/Sm and Th/Ti, and low Nb/La and Zr/Ba which accords with the geochemical signature of orogenic calcalkaline basalts; the other end-member (high Nb/La, Zr/Ba and low La/Ce, La/Sm, Th/Ti) is similar to LILE-depleted MORB. The variations in fig. 29 can also be interpreted in terms of general mixing relationships, but it

is clear that the data do not conform to a single mixing line implying additional variability. Figure 29a indicates that the «depleted» end-

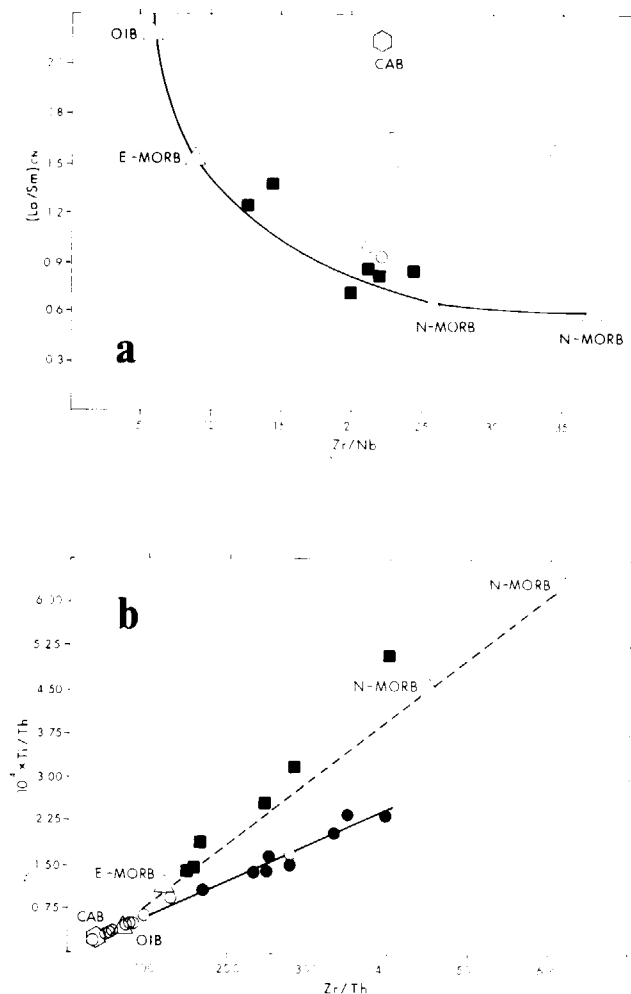


Fig. 29.—a) Plot of  $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{em}}$  versus Zr/Nb for BAOC (Beja segment) and PLAT mafic igneous rocks. Solid line and triangular symbols illustrate the expected compositional variations among ocean island (OIB) and mid-ocean ridge (E-MORB = enriched; N-MORB = normal) basalts (data from SUN et al. (1979) and SUN & MCDUNOUGH (1989)); hexagonal symbols (CAB) = calc-alkaline island arc basalt (WHITFORD et al., 1979); the remaining symbols are the same as in fig. 24a. b) Plot of  $10^{-4} \text{Ti}/\text{Th}$  for BAOC and PLAT mafic igneous rocks. Dashed line and triangular symbols illustrate the expected compositional variations among ocean island (OIB) and mid-ocean ridge (E-MORB = enriched; N-MORB = normal) basalts (data from SUN et al. (1979), PEARCE (1983), SUN & MCDUNOUGH (1989)); hexagonal symbol (CAB) = calc-alkaline island arc basalt (WHITFORD et al., 1979); the remaining symbols are the same as in fig. 24a. Note the diverging trends for BAOC (solid line) and PLAT samples.

member must have lower Ti/Zr than typical MORB. However, in figure 29b, several mixing lines diverging from the restricted composition of the «enriched» end-member to a heterogeneous «depleted» end-member would be consistent with the data spread. In summary, much of the geochemical variation in terms of diagnostic incompatible element ratios observed in the Beja-Acebuches basaltic suite is compatible with mixing between a LILE-enriched end-member (similar in composition to that giving rise to orogenic calc-alkaline basalts) and a LILE-depleted, somewhat heterogeneous end-member (with broad compositions slightly modified—lower Ti/Zr— from those giving rise to MORB). This mixing hypothesis is consistent with previous work on recent BABB; WOOD et al. (1981a) and VOLPE et al. (1987) interpreted the compositional variations exhibited by basalts from the Mariana Trough as mixing between MORB-like and calc-alkaline or arc-like magmas characteristic of subduction zones.

Pulo do Lobo samples plot away from most mixing lines defined by Beja-Acebuches amphibolites (figs. 28 and 29) and they appear to belong to a different petrogenetic history. Wide variations in Zr/Nb ratios also suggest source heterogeneities (e.g. PEARCE and NORRIS, 1979) but the observed compositional variations conform well with trends defined by «within-plate» mantle enrichment/depletion processes (e.g. fig. 29b; compare SUN et al., 1979) and do not require the involvement of an orogenic (subduction-related) component.

## 7. DISCUSSION

Collectively, the data presented in previous sections provide strong support to the idea (MUNHA et al., 1986, 1989; RIBEIRO et al., 1990; QUESADA, 1991) envisaging the presence of a Variscan suture in the southern Iberian Massif. Furthermore, they also provide critical evidence for the characterization and evolution of tectonic environments and tectonic and thermal regimes present in the southern margin of the Iberian Autochthon continental block, since its transformation from a passive to an active margin some time in the Devonian. Regarding their theoretical and/or regional significance, the following points deserve further attention.

### 7.1. Ophiolitic nature of the Beja-Acebuches Amphibolite Complex

Both the reconstructed stratigraphy and the geochemical signature of the mafic/ultramafic complex merge together to prove the oceanic lithospheric nature of the BAOC.

Since we have now established the petrological differentiation processes responsible for the compositional variations exhibited by the BAOC basaltic suite, it is important to further evaluate the implications concerning relationships among petrogenesis, (original) magma geochemistry and tectonic environment.

Perhaps the most distinctive feature exhibited by many Beja-Acebuches amphibolites is the pronounced decoupling between HFSE and LILE which is also characteristic of orogenic basalts (e.g. PEARCE, 1982, 1983). Therefore, although the Beja-Acebuches fractionation trends are distinctly tholeiitic (see fig. 24), there must be some reason for their assuming «calc-alkaline (orogenic)» trace element characteristics.

Current models of magma generation at subduction zones (e.g. RINGWOOD, 1974; DE PAOLO and JOHNSON, 1979; KAY, 1980, 1984; ARCULUS and POWELL, 1986) require chemical alteration of the overlying mantle wedge by addition of small proportions of melt and/or fluid phase derived by incipient melting and dehydration of the subducting lithospheric slab; accordingly, the characteristic decoupling of HFSE and LILE seen in orogenic magmas may reflect higher solubilities of the latter in aqueous fluids (see ALDERTON et al., 1980) with consequent preferential LILE (re-) enrichment of mantle sources beneath the arcs. The tectonic situation of back-arc spreading (KARIG, 1971, 1974) however is one where there is also potential for involvement of subduction related (fluid phase/melt) components, these would certainly affect BABB source compositions and magma generation processes. As it might be anticipated, there is a geochemical continuum in BABB (CRAWFORD et al., 1981), from those with orogenic character (e.g. Mariana forearc, HICKEY and VARGAS, 1989; Izu-Ogasawara basin, IKEDA and YUASA, 1989) to those with MORB characteristics from mature back arc basins (e.g. Lau basin, HAWKINS and MELCHIOR, 1985). Like most BABB, Beja-Acebuches amphibolites also have geochemical charac-

teristics which are transitional between those of MORB and IAB, but their consistent LILE enrichment further suggests that the generation of the Beja-Acebuches ophiolite took place in a young back arc basin where the influence of subduction components should be significant (see SAUNDERS and TARNEY, 1984). In this situation rising diapirs of partially melted, depleted MORB type source (related to back arc spreading) may interact with the overlying less refractory (hydrated) mantle wedge beneath the arc inducing further generation of LILE enriched melts; variable mixing, prior to eruption, between these MORB and LILE-enriched (orogenic) magma types could well account for the observed trace element variations in the Beja-Acebuches amphibolites.

Recent research suggests that the origin of most ophiolites is best explained by spreading in association with convergent plate margins (PEARCE et al., 1984b). These crustal fragments will potentially exhibit a complex geology often including various components which are typical of different tectonic regimes; i.e. normal ocean crust, island arc (or active continental margin) complexes and crust formed by back arc spreading. The Beja-Acebuches ophiolite is indicative of a major upper Paleozoic geosuture between the Ossa-Morena and the South Portuguese zones of the Iberian Variscan chain (MUNHA et al., 1989); its geochemical characteristics also imply an origin (at a back arc setting) in the vicinity of a subduction zone.

Subduction zone magmatism is well represented in the BAOC by the calc-alkaline (basalt to rhyolite) volcanic sequence (P. CASTRO, unpublished data) which tectonically overlies the ophiolite (s.s.) (FONSECA et al., 1989) and by widespread, contemporaneous orogenic igneous activity in the Ossa-Morena zone (SANTOS et al., 1987, 1990; COSTA et al., 1990). Magmatic polarity (within the Ossa-Morena) implies subduction towards the north (actual coordinates) in the same sense as ophiolite obduction indicating the development of a flake tectonic regime; this may have been induced by an anomalous oceanic zone that was too buoyant to allow subduction and was tectonically stripped from the hot oceanic lithosphere during plate convergence (RIBEIRO et al., 1990). Accordingly, the Beja-Acebuches ophiolite would reflect spreading in a (relatively

short lived) marginal basin formed by splitting of the former continental margin magmatic arc (fig. 30 B), the resulting frontal arc being subsequently emplaced on top of the ophiolitic sequence during obduction; all these features support the involvement of a (frontal arc - back arc basin-remnant (continental) arc) complex tectonic setting similar to that originally defined by KARIG (1971, 1974) for many southwest Pacific convergent plate margins.

In contrast with the Beja-Acebuches amphibolites (ophiolite *sensu stricto*), the Pulo do Lobo mafic rocks are identical to ocean floor tholeiites; as for many MORB (see Sun et al., 1979), their generation required relatively high degrees of melting of a (previously) depleted, somewhat heterogeneous mantle source with no detectable chemical influence from subduction zone activity.

The geochemical characteristics of the Pulo do Lobo mafic rocks are, in many respects, comparable to those of basalts recovered beneath Jurassic sediments from the western north Atlantic margin (BRYAN et al., 1977) suggesting a similar tectonic setting. Indeed, both the association with subordinate, crustal derived felsic volcanics (OLIVEIRA et al., 1977) and contemporaneous sedimentary record (OLIVEIRA, 1990) suggest that the Pulo do Lobo volcanics were emplaced onto thinned continental crust (undergoing oceanization) similar to that of passive, Atlantic-type continental margins. We conclude, therefore, that the Pulo do Lobo Formation and the Beja-Acebuches ophiolite did not originate in the same ocean basin (contrast MUNHA et al., 1989); the Pulo do Lobo Formation would represent the remnants of an older, passive, continental margin which has been tectonically accreted to the ophiolite within the suture between the Ossa-Morena and South Portuguese zones.

## 7.2. Mechanism of (early) emplacement

Although the present day structural arrangement shows the oceanic units as sinistrally dispersed and upthrust (southwards) onto South Portuguese units (fig. 5), as a result of the D2 + D3 deformational events, a northerly directed early obduction of the BAOC onto Ossa-Morena units, is indicated by the structural elements developed during the initial (D1) deformation event. Conversely, D1 structures in the PLAT shows a

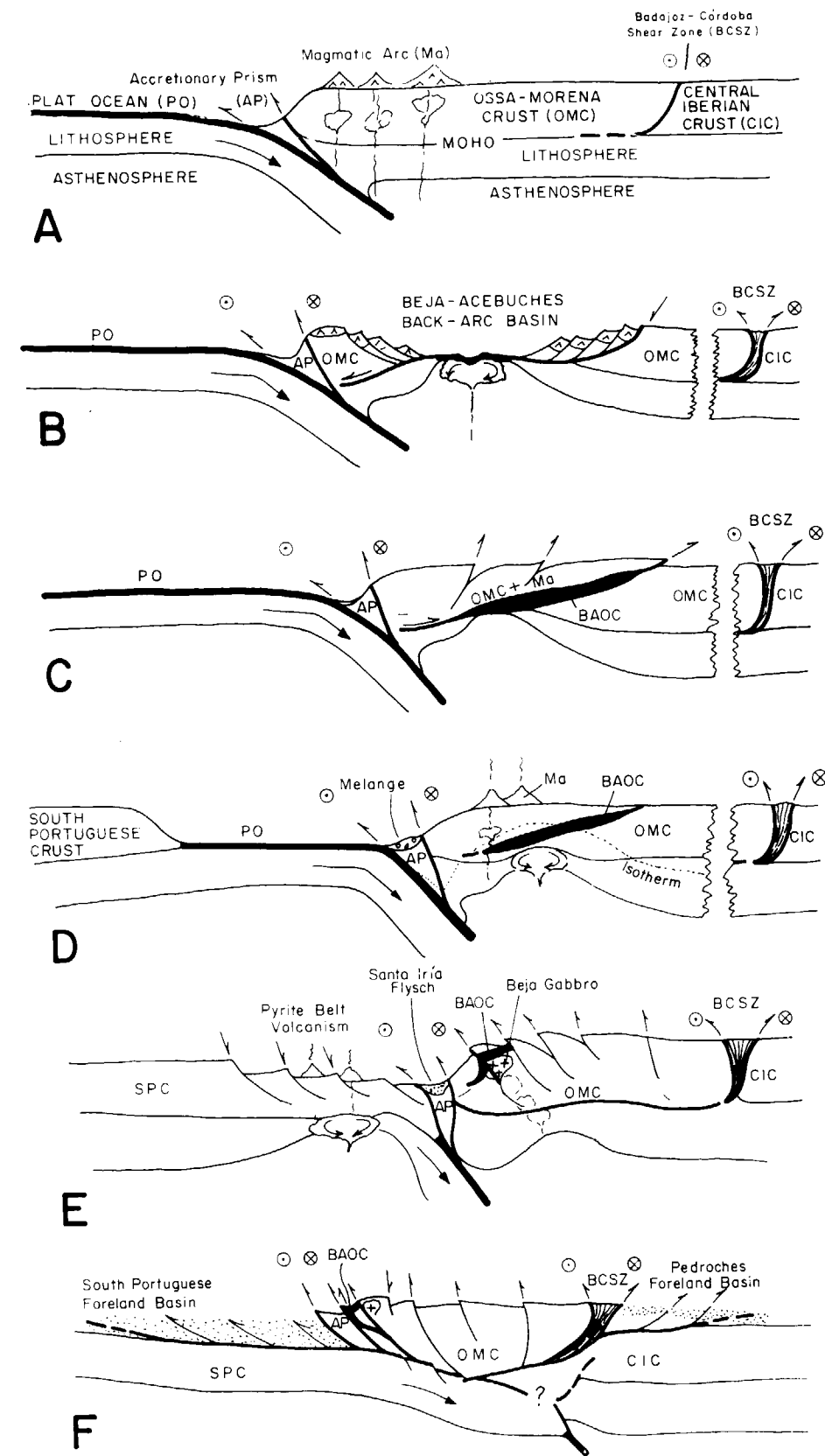


Fig. 30.—Sketch evolutionary model (cross-section view) of the SW Iberia Variscan orogen (A: Initial subduction/arc growth stage); B: Back-arc extension stage; C: Back-arc closure/obduction stage; D: Renewed arc growth/geothermal rise stage; E: Early collision stage; F: Final collision stage (without scale).

south-verging imbricated arrangement which is interpreted as the result of the building up of an accretionary prism at the outermost margin of Paleozoic Iberia. This geometry, together with the exclusive location of subduction-related magmatism on the Ossa-Morena side of the suture zone, suggest a northerly directed subduction polarity. This coincidence in the kinematic characteristics of both the subduction and the obduction processes is to be held responsible for the formation of a flake geometry, a structural feature which is typical of the large-scale structure of many orogenic belts.

In conclusion, northerly-directed oblique subduction processes operating at the southwestern edge of the Iberian Autochthon are taken responsible for: 1) emergence of an arc on the Ossa-Morena Zone (fig. 30 A); 2) back-arc extension leading to the formation of an incipient oceanic basin (fig. 30 B), source of the BAOC; and, 3) closure of this basin leading to obduction of the BAOC and formation of the «flake» (fig. 30 C). Changes in the velocity and angle of convergence, the dip of the subduction zone, or a combination of both processes, could account for this evolution, but further research is needed in order to fully calibrate their relative importance.

We favour a model (fig. 30) in which the antithetic geometry of the obduction-related structures is explained as a consequence of the tectonic inversion of a pre-existing, lithosphere-through, master detachment which led to the opening under extensional conditions of the BAOC back-arc basin, according to WERNICKE'S (1981, 1985, 1986) model for lithospheric extension. Furthermore, our interpretation of the short-lived character of the BAOC basin, mostly based on the orogenic signature (LILE enriched) of the original basaltic magmas, is given support by the metamorphic structure shown by the ophiolite. The situation of the high grade metamorphic rocks at the base of the Beja-Acebuches ophiolite is reminiscent of dynamothermal metamorphic aureoles commonly observed attached to the base of ophiolite complexes (WILLIAMS and SMYTH, 1973); however, in the BAOC the high grade rocks do not correspond to discrete detachment zones but they are, instead, an integral part of the ophiolite sequence. In spite of this fundamental difference, the high temperature

reached by the BAOC granulitic rocks also require obduction of young, hot oceanic lithosphere with the heat source for metamorphism contained as residual heat within the thrust wedge of young lithosphere. Accordingly, it is suggested here that emplacement (obduction) of the Beja-Acebuches ophiolite took place shortly after ocean crust generation; in this situation, obduction related shearing and/or plastic flow within the deeper portions of large magma chambers may provide the necessary mechanical and thermal structure responsible for the formation of high grade rocks observed at the base of the ophiolitic complex (see also MEVEL et al., 1978).

Concerning the evolution of the PLAT, during these early (pre-collisional) stages, we envisage in our model (fig. 30 A-D) a progressive growth of an accretionary prism in a trench/forearc environment, by sequential north-directed underthrusting of marginal units to the main oceanic basin. Development of late Devonian sedimentary mélange formations containing metamorphosed ophiolitic clasts (EDEN, 1991) is regarded as representing the infill of trench or forearc basins and provides a minimum age constraint to the initiation of subduction in the main ocean (the one probably formed in connection with the early Paleozoic rifting recorded in the Ossa-Morena Zone).

### 7.3. Thermal doming stage

Following closure of the marginal basin and obduction but prior to the entire consumption of the main ocean and initiation of collisional deformation, the evolution of the hangingwall to the suture is characterized by a period of renewed arc growth. This is presently materialized by the calcalkaline volcanic/subvolcanic successions in the Santa Suzana area (Ossa-Morena Zone) and by intrusion of the Beja Gabbroic Complex into previously juxtaposed BAOC and Ossa-Morena zone rocks. This period is also characterized by a significant rise of the regional geothermal field which led to development of an overprinting LP/HT metamorphic process, as suggested by the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  systematics (see below), and affecting the entire arc *sensu lato* area. We consider in our model (fig. 30-D) that the persistence of both subduction at the outer margin of Iberia and the asthenospheric (bulge) anomaly which led to

the opening of the back-arc BAOC basin, were responsible for the features typifying this stage; i.e., arc growth and geothermal uprise, respectively. In this context, we do not believe that the HT/LP metamorphic regime were the result of the emplacement of the Beja Gabbroic Complex. Instead, we think that both processes were related to the persistence of an asthenospheric positive anomaly underneath the «arc» region.

The regional oblique convergent framework may have facilitated both magma ascent and geothermal uprisal through eventual opening of trans-tensional fissures of lithospheric dimensions.

### 7.4. Collisional stage

Continuation of oblique subduction underneath the Ossa-Morena Zone finally led to complete consumption of the oceanic basin once separating the Iberian Autochthon and the South Portuguese continental block, which came to collide with the former. Two substages may be considered: an initial phase, still dominated by strike-slip tectonics, and a final phase with a larger component of crustal imbrication. We interpret these as representing oblique collision prior and after, respectively, to the complete consumption of the intervening ocean (figs. 31 and 30 E-F). In both cases, remarkable differences exist between the internal tectonothermal evolution of the upper and lower plates.

#### Early collision

The evolution of the upper plate (Ossa-Morena Zone and accreted oceanic terranes) during the early stages of the collisional process is characterized, in structural grounds, by a period of enhanced transpressional deformation (D2). As a result, the present-day compartmentation of the Ossa-Morena Zone into (strike-slip) fault-bounded domains started to form, although a certain component of southverging upthrusting was generally present. This is not easily identifiable in basement exposures, but is however very well expressed in southern domains by development of a thin-skinned recumbent fold and thrust structure (VAUCHEZ, 1976) in the Paleozoic cover, which most likely rooted in the thick-skinned, domain boundary faults. Structural heterogeneity, which usually typifies deformation under trans-

pression, is present at all scales and exemplified by existence of two belts of localized maximum strain located at both margins of the Ossa-Morena Zone (The Badajoz-Córdoba shear zone in the north, and the suture zone proper in the south). In the latter area, aim of this paper, the main consequences of this (D2) transpressional event were:

- 1) heterogeneous deformation of the units involved (including previously accreted BAOC and PLAT sequences, as exemplified, in the case of the BAOC, by penetrative deformation of the upper crustal segments whereas the lower crustal and mantle segments were only affected by localized shear zones and thrusts;
- 2) formation of the main boundaries between structural domains, including the mélange zone separating the Ossa-Morena from the BAOC. This tectonic boundary led to the structural juxtaposition of Ossa-Morena LP/HT granulites, formed during the previous stage of enhanced geothermal uprisal, and much lower grade, BAOC crustal sections, over which a thermal metamorphic aureole was formed synchronously with D2 structures;
- 3) generalized uplift and cooling of the units neighbouring the suture as shown by available  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  cooling ages (see below). A mechanism of transpressional uplift as modelled by SANDERSON and MARCHINI (1984) or a combination of pop up and flower processes, have been suggested to account for the uplift of these units by DALLMEYER et al. (in press) and FONSECA and RIBEIRO (1992), respectively;
- 4) crystallization of the Beja Gabbroic Complex took place under persistence of the D2 strain conditions, although generation of its parent magma is regarded in connection with the previous anomalously high thermal stage.

Characteristics of the evolution of the lower plate (South Portuguese Terrane) during this early collisional stage largely differ from those that have been just summarized. According to the available stratigraphic evidence, this period is characterized by a southerly migrating progressive collapse, under transtensional condi-

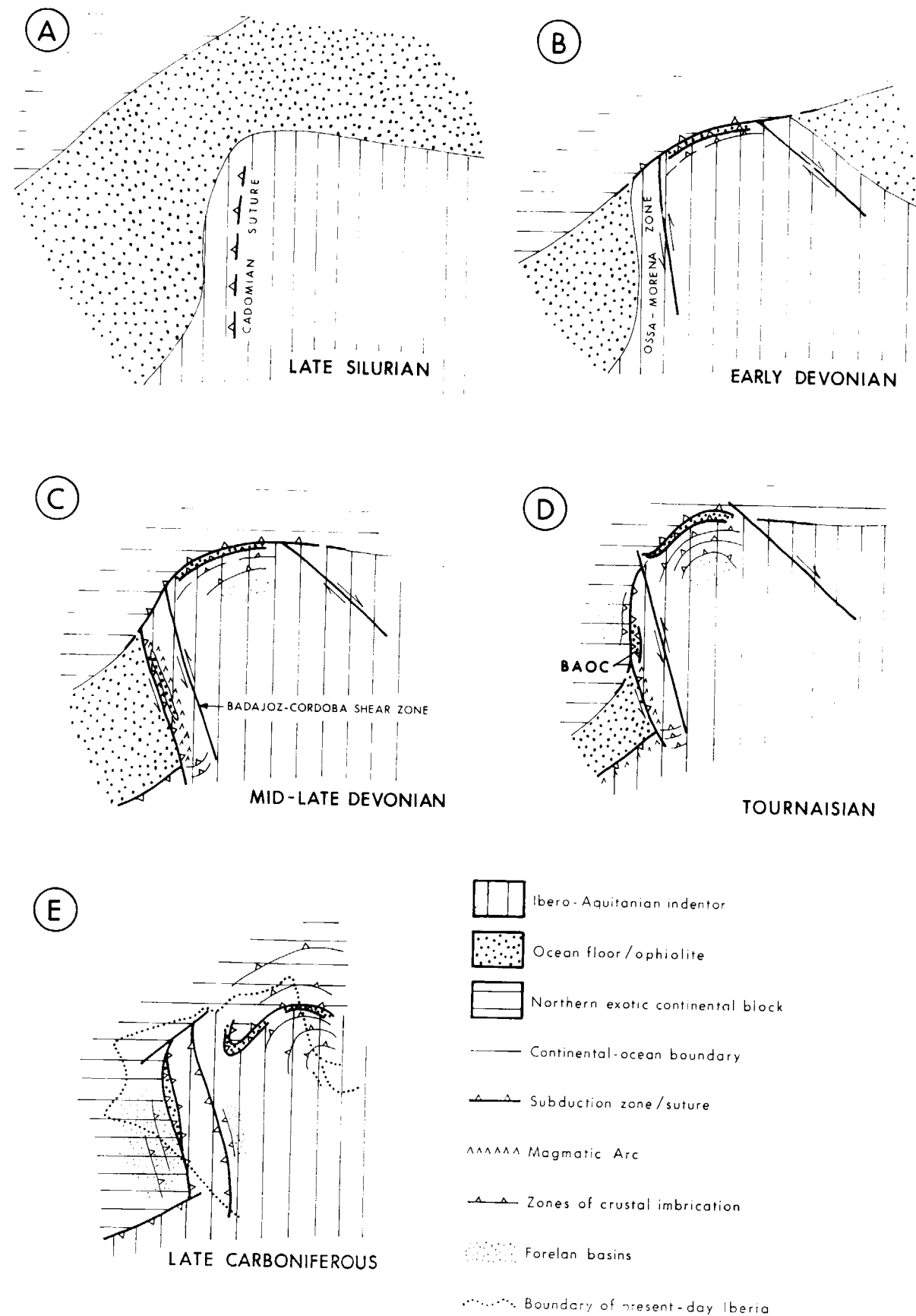


Fig. 31.—Sketch evolutionary model (plan view) of the Iberian Variscan Orogen with emphasis on the evolution of SW Iberia (A: Passive margin stage; B: Initial collision in frontal areas of the indenter, initiation of escape of the Ossa-Morena Zone; C: Docking of the Ossa-Morena Zone, initiation of oblique subduction under its outer margin: arc growth and back-arc extension; D: Early oblique collision with the future South Portuguese block, restricted arc growth; E: Final collision with the South Portuguese Terrane and pop up of the Ossa-Morena Zone onto its two bounding forelands).

tions, of the pre-existing South Portuguese platform (passive margin). OLIVEIRA (1990) suggested the southward migration of successive pull-apart basins infilled with terrigenous sediments and the bimodal volcanic rocks (fig. 30 E) of the Pyrite Belt to be the result of this early collision, which covered in the present-day exposed area the latest Devonian through early Visean timespan. Significantly, the geochemical nature of the Pyrite Belt volcanics is that of continental, within-plate suites, with no indication of any orogenic signature (MUNHA, 1983). This add further support to the northward dip deduced for the southern Iberia late Paleozoic active margin.

#### Late collision

By late Visean time a dramatic change occurred, which we interpret in our model in connection with the complete elimination by subduction of the main oceanic basin (fig. 31 E). Under these constrictional conditions, the persistence of the leading motor of convergence led the South Portuguese continental margin to subduct beneath the Ossa Morena Zone. Although sinistral oblique conditions persisted, an increasing role of crustal imbrication processes is evidenced by the structural data (SILVA et al., 1990), manifested in the suture zone by what has been labelled D3 in a previous section. Again, the expression of this event is very different in the upper and lower plates.

In the already highly consolidated upper plate D3 represents a continuation of D2 structures. Major differences relate to the shallower crustal environments in which D3 structures formed as compared to deeper ones during D2. In these conditions, the effect of strain partitioning into thrusting and strike-slip domains was enhanced and resulted in formation of the present structural framework (fig. 2) characterized by internally imbricated strike-slip duplexes. At a larger scale, the Ossa-Morena Zone was progressively obducted (southwardsly) onto the South Portuguese, lower plate and, at the same time, also pushed against the Central Iberian Autochthon onto which it was northwardsly upthrust (fig. 30 F). Presumably, this detachment, localized at the base of the Badajoz-Córdoba shear zone, merges together in depth with the root of

the suture zone somewhere underneath the Ossa-Morena Zone, which is tentatively regarded as a relatively thin, floating entity (fig. 30).

In the lower, South Portuguese plate in turn, the evolution during this stage of late collision was typically that of a classical foreland fold and thrust domain. Loading at its margin by obduction of the Ossa-Morena Zone and accreted oceanic units led to formation of a foredeep basin. This was infilled by flysch-type successions, sourced in the advancing nappe pile, and migrated southwardsly in front of an advancing, thin-skinned fold and thrust belt developed over a basal detachment localized within the Paleozoic cover succession of the South Portuguese Terrane (fig. 30 F). A flat and ramp geometry and a forward propagation sequence, locally complicated by out-of-sequence thrusting, have been recognized by SILVA (1989) and SILVA et al. (1990). The basal detachment dies out, blindly, within the flysch succession in SW Portugal (RIBEIRO, 1983a) and is responsible for the lack of exposure of rocks younger than late Devonian in the entire terrane. A sinistral rotational component during deformation associated to this event is shown mainly by cleavage transection of cogenetic folds (RIBEIRO and SILVA, 1983; SIMANCAS, 1983; SILVA, 1989), and reached its maximum expression in northern areas within the South Portuguese Zone; i.e., in the vicinity of the transported suture zone.

#### 7.5. Age constraints

The timing of the various processes that have been dealt with herein with variable detail, is also known with highly variable accuracy, and in some instances are to be taken as just best estimates. Several facts merge together to complicate the problem, not the least being: a) lack of systematic geochronological studies; b) complex overprinting processes which make it difficult the characterization of the earliest ones; and, c) presence of (as yet) unfossiliferous formations in some key units. The processes which had a surficial expression in the form of closely-related sedimentary deposits are better constrained than those not having it or such expression having been removed from the presently available stratigraphic record. An important question which still can not have a definitive

answer concerns the age of the main oceanic basin whose closure produced the entire evolution that has been described. The lack of any age data, either fossiliferous or radiometric, in the corresponding deposits (namely, the Pulo do Lobo Formation) leaves the question, critical for global correlation purposes, open for speculation. Its generation could not be however younger than late Devonian, age of the sedimentary mélange deposits with ophiolitic fragments, witnessing instead for its closure. No lower limit to the age of this basin exists as yet. Nevertheless, its creation as a result of the early Paleozoic rift events recorded in the adjacent Iberian Autochthon is regarded as the most likely possibility and, if true, would imply a maximum middle Cambrian age.

The timing of the subduction process at the southern margin of Iberia is somewhat better constrained, even though the very moment of its initiation is unknown. It was for sure operative in early Devonian time since early/mid-Devonian carbonates (CONDE and ANDRADE, 1974) have been found to overlie early representatives of calcalkaline arc-related volcanic rocks in the Beja massif. It was not completed with certainty until late Tournaisian/early Visean times, age of the youngest sedimentary deposits associated with arc-related volcanicity in the Santa Suzana area of the Beja massif (ANDRADE et al., 1991). Presumably, the growth of the Pulo do Lobo accretionary prism took place sequentially throughout this time interval, but it is only partly proven for the late Devonian as evidenced by development of syn-orogenic basins (trench or forearc type).

No direct age constraints are available concerning the formation and closure of the Beja-Acebuches marginal, back-arc basin, source of the BAOC. However both opening and closure of that basin must have taken place within a very short time, according to the characteristics that have been discussed in detail here. In the absence of better data the best time estimate for the closure of the BAOC basin which produced the obduction of the ophiolite, is provided by the oldest evidence of deformation in the originally underlying Ossa-Morena Zone. This is very well constrained in the western Beja Massif (Cabrela railway station) where, recumbently folded Eiffelian rocks (VAN DEN

BOOGAARD, 1972) are unconformably overlain by Frasnian rocks (VAN DER BOOGAARD in RIBEIRO, 1983b); therefore the unconformity (related to the obduction of the BAOC) was formed during the Givetian Stage.

The oldest evidence for collisional processes is recorded in the South Portuguese terrane in latest Devonian/early Carboniferous times (SCHERMERHORN, 1971; OLIVEIRA, 1990), by the sequential transtensional collapse of the pre-existing passive margin, accompanied by eruption of the Pyrite Belt volcanics. Superposition in time of this collisional processes with still operative subduction/arc growth in the Ossa-Morena Zone, provides another proof of the obliquity of convergence, and the largely heterochronous nature, in space, of both subduction/early collision events. In the Ossa-Morena side of the suture, evidence for the timing of the early collisional stage is provided by the only geochronological data so far available in the entire area. DALLMEYER et al. (in press) have reported  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  hornblende cooling ages obtained from seven amphibole-bearing samples belonging to: a) granulite grade metagabbro of the BAOC carrying the N-directed D1 fabric; b) amphibolite grade metagabbro of the BAOC (amphibole defining D2 lineation); c) amphibolite in the basement of the Ossa-Morena Zone; and d) gabbro of the Beja Gabbroic Complex. All the samples yielded similar, well-defined, plateau ages clustering around 340 Ma (early Visean). This is interpreted as reflecting the age of cooling through the blocking temperature of argon within hornblende crystals (c. 500 °C; HARRISON, 1981). The coincidence of cooling ages derived from rocks belonging to so varied units imply that: 1) their mutual tectonic juxtaposition was achieved before or during the metamorphic event whose cooling is dated; 2) that metamorphic event affected/overprinted all of them; 3) they cooled down solidarily. We regard such cooling as the direct consequence of the tectonic uplift of relatively deep crustal segments, affected by the thermal doming event, during the transpressional D2 deformation. This c. 340 Ma result is to be taken as a minimum age for the initiation of collision. Further evidence exist, however, suggesting that collision at the outer edge of the Ossa-Morena Zone started much earlier than those ages indicate. In effect, by using the same systematics. QUE-

SADA and DALLMEYER (1994) have reported c. 370 hornblende cooling ages from the other belt of concentrated transpressional strain within the Ossa-Morena Zone (Badajoz-Córdoba shear zone) which they interpret in connection with the transpressional uplift of this belt during oblique continental collision. In our model (fig. 31), we envisage the Ossa-Morena Zone as a marginal part of the Ibero-Aquitania promontory (BURG et al., 1987) trying to escape laterally from the collision taking place in frontal areas of it, until it was finally stopped at a (easterly) reentrant of the original margin, similarly to Mesozoic and Tertiary terranes travelling along the oblique-slip Pacific margin of North America and coming to collide with Alaska. Most of the displacement of the Ossa-Morena Zone relative to central parts of the promontory during its southeasterly journey was accommodated by slip along two major preexisting features: the presumed cryptic Cadomian suture (Badajoz-Córdoba shear zone; QUESADA, 1990 a, b) and its outer margin proper. Relative importance of displacements would have been maximum in the former until the collision with the southeastern reentrant, and then transferred to the latter.

The timing of the final collision of the South Portuguese Terrane with the Ossa-Morena Zone, after complete subduction of the intervening (PLAT) ocean, is very well constrained by the stratigraphic record provided by the syn-orogenic infill of foreland basins developed at both sides of the Ossa-Morena Zone. Flysch successions in the South Portuguese foredeep shows a complete record of depocenter migration with time, starting in late Visean times in northern areas and culminating in the early Westphalian in southwesternmost Portugal (OLIVEIRA, 1983, 1990). North of the Ossa-Morena Zone, its overthrusting onto the Central Iberian Zone resulted in the formation of another, more modest and ephemeral foreland basin (Pedroches Basin, GABALDON et al., 1985) the infill of which took place during the late Visean/early Namurian timespan. A moderate migration of depocenters from south to north is also present (QUESADA, 1990c). By early Westphalian time the entire area had emerged. Persistence of waning tectonic activity is however demonstrated by development of ephemeral intermontane basins (GABALDON and QUESADA, 1986) generally with a pull-apart character, during the Westphalian

through early Permian interval. The youngest of them (Viar Basin, fig. 2), mostly Autunian in age (BROUTIN, 1981), was formed at the actual suture zone (it sits on South Portuguese rocks and is upthrust by Ossa-Morena successions; SIMANCAS, 1983) and witnesses for the latest reactivation of this regionally significant boundary.

#### 8. CONCLUDING REMARKS: IMPLICATIONS FOR THE EVOLUTION OF THE EUROPEAN VARISCAN FOLD BELT

The presence of Paleozoic oceanic and arc units in southwestern areas of the Iberian Massif, materializing a suture zone, has important connotations concerning any plate tectonics model for the Variscan Fold Belt. According to our data the BAOC probably originated as a back-arc basin, marginal to the wider PLAT ocean. The southwest Iberia suture related to the closure of that ocean may be correlative with other major suture zones within the entire Variscan orogen and other obducted ophiolite complexes present elsewhere in Iberia and Europe.

The present knowledge of Variscan geodynamics in Middle Europe allows the identification of two major oceanic sutures (MATTE, 1986). A first suture zone is ascribed to the Rheic Ocean which once separated an Armorica-northern Massif Central continental block and a Rheno-Hercynian block, including SW England; the best relict of this ocean is the Lizard Ophiolite, obducted to the north at approximately the same time as the BAOC was obducted onto the Ossa-Morena Zone. A second oceanic basin existed south of the Armorica-Massif Central block, currently known as the Massif Central Ocean. A standing problem to solve is the relationship of these two oceans with the single PLAT ocean.

Ophiolite klippe are also known in NW Iberia (RIBEIRO et al., 1990). They were obducted from the W (in present geographic coordinates) at roughly the same time as the BAOC. This ophiolite must have come from an ocean situated to the west of the Iberian Autochthon, called Galicia ocean by some authors (MATTE, 1986). The geodynamic reconstructions made across the SW England-Armorica, NW Iberia and SW Iberia geotraverses should be made compatible

in the context of the Ibero-Armorican Arc, by linking the different domains considered in each of the three geotraverses.

As the Iberian Autochthon is continuous between SW Iberia and NW Iberia the link between the PLAT and Galicia sutures is inescapable, even if it is erased by late collisional events of strike-slip nature or the evidence of the original link is either submerged in the Atlantic or lies below the Meso-Cenozoic Lusitanian Basin in the W Iberian margin. This solution was already advocated by MATTE (1986).

On the other hand, the connections of Galicia with the twofold Rheic-Massif Central oceanic system remain doubtful and debatable. One possible solution consists in linking Galicia with the Minor Massif Central ocean (MATTE, 1986); another consists in postulating a major, continuous wide ocean (PLAT-Galicia-Rheic) around the Ibero-Armorican promontory from which bifurcates the minor Massif Central ocean (a back-arc or a Red Sea type basin?). This second model explains better the geometry of internal structures around the Ibero-Armorican Arc, because the major ocean would have been subducted with a constant sense, towards the inner part of the curved structure, solving the room problem in the genesis of the Arc. The Massif Central ocean was itself closed by antithetic subduction with respect to that of the major Rheic ocean (DIAS and RIBEIRO, 1990).

#### ACKNOWLEDGEMENT

Discussions on various aspects dealt with in this paper with Octavio Apalategui, Alexandre Araujo, Paulo Castro, Ana Crespo Blanc, Lucas Amado Cueto, Chris Eden, Victor Oliveira, José Francisco Santos and José Brandão Silva have largely contributed to improve our ideas. Their kind contribution is warmly acknowledged. C. Q. has been partially funded by Project GE089-0600-C03-03 of the R+D Program of the Spanish C.I.C.Y.T.

#### REFERENCES

ALDERTON, D. H. M.; PEARCE, J. A., & POTTS, P. J. (1980): *Rare earth mobility during granite alteration: evidence from southwest England*. Earth Planet. Sci. Letters, 49, 149-165.

ANDRADE, A. A. S. (1974): *Sur l'âge des orthogneiss d'Alcaçovas (Alentejo) et des filons (basiques et acides) que les recourent*. Mem. e Not. Coimbra, 18, 29-36.

ANDRADE, A. A. S. (1976): *Remarques sur le chimisme des gabbros d'Odivelas (Massif de Beja)*. Mem. e Not. Coimbra, 81, 75-84.

ANDRADE, A. A. S. (1983): *Contribution à l'analyse de la suture hercynienne de Beja (Portugal), perspectives métallogéniques*. Thèse INPL, Nancy, 1-137.

ANDRADE, A. A. S.; SANTOS, J. F.; OLIVEIRA, J. T.; CUNHA, T.; MUNHA, J.; GONÇALVES, F. (1991): *Magma-tismo orogénico na transversal Odivelas-Santa Suzana*. XI Reun. Geol. Oeste Peninsular, Libro Guía de la excursión, 47-54.

APALATEGUI, O.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F.; DELGADO, M.; ROLDAN, F. J. (1984): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Hoja n.º 917*. Aracena. IGME, 1-64.

APALATEGUI, O.; BARRANCO, E.; CONTRERAS, F.; ROLDAN, F. J. (1983): *Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Hoja n.º 916*. Aroche. IGME, 1-72.

ARCULUS, R. J., & POWELL, R. (1986): *Source component mixing in the regions of arc magma generation*. J. Geophys. Res., 91, 5913-5926.

BARD, J. P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie occidentale (Espagne). Sa place dans le segment hercynien sub-ibérique*. Thèse Univ. Montpellier, 1-355.

BARD, J. P. (1977): *Signification tectonique des métatholites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse pression d'Aracena (Huelva, Espagne)*. Bull. Soc. Géol. France (7), t. XIX, n.º 2, 385-393.

BARD, J. P. (1991): *Les amphibolites d'Acebuches: «Suture or not suture: That's the question»*. XI Reunión sobre la Geología del Oeste Peninsular (Huelva, España). Lista de Participantes, Programa General y Resúmenes, 11.

BARD, J. P., & MOINE, B. (1978): *Acebuches amphibolites in the Aracena hercynian metamorphic belt (southwest Spain): Geochemical variations and basaltic affinities*. Lithos, 12, 271-282.

BROUTIN, J. (1981): *Etude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère-Permien dans les bassins continentaux du Sud-Est de la Zone d'Ossa-Morena (environs de Guadalcanal, Espagne du Sud). Implications paléogéographiques et stratigraphiques*. Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 2 vols., 1-234.

BROUXEL, M., & LAPIERRE, H. (1988): *Geochemical study of an early Paleozoic island-arc-back-arc basin system. Part. 1: The Trinity ophiolite (northern California)*. Bull. Geol. Soc. America, 100, 1111-1119.

BRUN, J. P., & BURG, J. P. (1982): *Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican Arc: a corner effect during continental collision*. Earth Planet. Sci. Lett., 61, 319-332.

BRYAN, W. B. (1979): *Regional variation and petrogenesis of basalt glasses from the FAMOUS area, mid-Atlantic ridge*. J. Petrology, 20 (2), 293-325.

BRYAN, W. B.; FREY, F. A., & THOMPSON, G. (1977): *Oldest Atlantic Seafloor*. Contrib. Mineral. Petrol., 64, 223-242.

BRYAN, W. B.; THOMPSON, G.; FREY, F. A., & DICKEY, J.S. (1976): *Inferred geological setting and differentiation in basalts from the Deep Sea Drilling Project*. J. Geophys. Res., 81, 4285-4304.

BURG, J. P.; BALE, P.; BRUN, J. P., & GIRARDEAU, J. (1987): *Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican Arc during the Siluro-Devonian collision*. Geodynamica Acta, 1, 71-87.

CARVALHO, D.; CORREIA, H. A. C., & INVERNO, C. M. C. (1976): *Contribuição para o conhecimento geológico do Grupo de Ferreira-Ficalho. Suas relações com a Faixa Piritosa e o Grupo do Pulo do Lobo*. Mem. e Not. Coimbra, 82, 145-169.

CASTRO, P.; QUESADA, C., & MUNHA, J. (1987): *Metamorphic regime in the Beja-Acebuches Variscan Ophiolite. Extended Abstract in Int. Conference: Tectonothermal Evolution of West African Orogens and Circum-Atlantic Terrane Linkages*, IGCP Project 233, Nouakchott, Mauritania, Abstracts and Program, 57-60.

COISH, R. (1977): *Ocean floor metamorphism in the Betts Cove ophiolite, Newfoundland*. Contrib. Mineral. Petrol., 60, 255-270.

COLEMAN, R. G. (1977): *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer-Verlag, New York, 229 pp.

COLEMAN, R. G. (1984): *The diversity of ophiolites*. Geol. Mijnbouw, 63, 141-150.

COLEMAN, R. G., & PETERMAN, Z. E. (1975): *Oceanic plagiogranite*. J. Geophys. Res., 80, 1099-1108.

CONDE, L. E. N., & ANDRADE, A. A. S. (1974): *Sur la faune Méso et/ou Néodévonienne des calcaires de Monte das Cortes, Odivelas (Massif de Beja)*. Mem. e Not. Coimbra, 76, 141-145.

COSTA, D.; VIANA, A., & MUNHA, J. (1990): *Petrologia e geoquímica dos maciços de Veiros e Vale de Maceira*. VIII Semana de Geoquímica (Lisboa), Resumos das Comunicações.

CRAWFORD, A. J.; BECCALUVA, L., & SERRI, G. (1981): *Tectono-magmatic evolution of the west Philippine-Mariana region and the origin of boninites*. Earth Planet. Sci. Letters, 54, 346-356.

CRAWFORD, A. J.; BECCALUVA, L.; SERRI, G., & DOSTAL, J. (1986): *Petrology, geochemistry and tectonic implications of volcanics dredged from the intersection of the Yap and Mariana trenches*. Earth Planet. Sci. Letters, 80, 265-280.

CRESPO BLANC, A. (1989): *Evolución geotectónica del contacto entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Surportuguesa en las Sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): un contacto mayor en la Cadena Hercínica europea*. Tesis Univ. Sevilla, 3 v.

CRESPO BLANC, A., & OROZCO, M. (1988): *The Southern Iberian Shear Zone: a major boundary in the Hercynian folded belt*. Tectonophysics, 148, 221-227.

DALLMEYER, R. D.; FONSECA, P.; QUESADA, C., & RIBEIRO, A. (1993): *<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral age constraints on the tectonothermal evolution of the Variscan Suture in SW Iberia*. Tectonophysics, 222, 177-194.

DEPAOLO, D. J., & JHONSON, R. W. (1979): *Magma genesis in the New Britain island arc: constraints from Nd and Sr isotopes and trace element patterns*. Contrib. Mineral. Petrol., 68, 89-98.

DUPUY, C.; DOSTAL, J., & BARD, J. P. (1979): *Trace element geochemistry of Paleozoic amphibolites from S. W. Spain*. Tschermarks Min. Petr. Mitt., 26, 87-93.

EDEN, C. P. (1991): *Tectonostratigraphic Analysis of the Northern Extent of the Oceanic Exotic Terrane, Northwestern Huelva Province, Spain*. Ph. D. Thesis Univ. Southampton, 1-281.

FLOYD, P. A., & WINCHESTER, J. A. (1975): *Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements*. Earth Planet. Sci. Letters, 27, 211-218.

FONSECA, P. (1989): *Estudo de um segmento da sutura da Cadeia Varisca Ibérica: Serpa-Pulo do Lobo*. Tese de Maestrado Univ. Lisboa, 1-97.

FONSECA, P.; DALLMEYER, R. D., & RIBEIRO, A. (1989): *Tectonothermal evolution of the Beja-Acebuches Ophiolite, Southern Iberian Massif*. Geol. Soc. of America Ann. Meeting, Abstract with Program.

FONSECA, P.; DALLMEYER, R. D.; RIBEIRO, A., & QUESADA, C. (1990): *Tectonothermal evolution of the Beja-Acebuches Ophiolite: field characteristics and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral age constraints. Extended abstract on Intern. Conf: Paleozoic Orogens in Central Europe, Göttingen, Germany, Abstracts vol.*

FONSECA, P., & RIBEIRO, A. (1992): *Ophiolite emplacement and flake tectonics: the example of Beja-Acebuches (SW Iberia Variscan Fold Belt)*. 29th Int. Geol. Congr., Kyoto, Japan, Abstracts, 2, 420.

FREY, P. A.; HASKIN, M. A.; POETZ, J., & HASKIN, L. A. (1968): *Rare earth abundances in some basic rocks*. J. Geophys. Res., 73, 6085-6098.

FREYER, P.; SINTON, J. M., & PHILPOTTS, J. A. (1981): *Basaltic glasses from the Mariana Trough*. In: HUSSONG, D. M. et al. (eds), Initial Reports Deep Sea Drilling Project, 60, 601-609. U.S. Government Printing Office, Washington, D. C.

GABALDON, V.; GARROTE, A., & QUESADA, C. (1985): *El Carbonífero Inferior del norte de la Zona de Ossa-Morena (SW de España)*. C. R. 10th Intern. Carboniferous Congr. 3, 173-186.

GABALDON, V., & QUESADA, C. (1986): *Exemples de bassins houillers limniques du sud-ouest de la Péninsule Ibérique: évolution sédimentaire et contrôle structural*. Mem. Soc. Géol. France, N. S., 149, 29-38.

GIESE, U.; REITZ, E., & WALTER, R. (1986): *Contributions to the stratigraphy of the Pulo do Lobo succession in Southwest Spain*. Com. Serv. Geol. Portugal, 74, 79-84.

GILL, J. B. (1976): *Composition and age of Lau Basin and*



Ridge volcanic rocks: implications for evolution of an interarc basin and remnant arc. *Bull. Geol. Soc. America*, 87, 1384-1395.

GILL, J. B. (1987): *Early evolution of an ocean island arc and backarc: Fiji and the South Fiji islands*. *J. Geology*, 85 (5), 589-615.

HANSON, G. N. (1977): *Evolution of the suboceanic mantle*. *J. Geol. Soc. (London)*, 134 (2), 235-253.

HARRISON, T. M. (1981): *Diffusion of <sup>40</sup>Ar in hornblende*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 324-331.

HAWKINS, J. W., & MELCHIOR, J. T. (1985): *Petrology of Mariana Trough and Lau Basin basalts*. *J. Geophys. Res.*, 90, 11431-11468.

HEKINIAN, R., & THOMPSON, G. (1976): *Comparative geochemistry of volcanics from rift valleys, transform faults and aseismic ridges*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 57, 145-162.

HICKEY, R. L., & FREY, P. A. (1982): *Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their sources*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 2099-2115.

HICKEY-VARGAS, R. L. (1989): *Boninites and tholeiites from DSDP site 458, Mariana fore-arc*. In: Crawford, A. J. (ed), *Boninites and Related Rocks*, 340-357. Unwin Hyman.

IKEDA, Y., & YUASA, M. (1989): *Volcanism in nascent back-arc basins behind the Shichito Ridge and adjacent areas in the Izu-Ogasawara arc, northwest Pacific: evidence for mixing between E-type MORB and island arc magmas at the initiation of back-arc rifting*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 377-393.

KARIG, D. E. (1971): *Origin and development of marginal basins in the western Pacific*. *J. Geophys. Res.*, 76, 2541-2561.

KARIG, D. E. (1974): *Evolution of arc systems in the western Pacific*. *Annual Rev. Earth Planet. Sc.*, 5, 51-75.

KAY, R. W. (1980): *Volcanic arc magmas: implications of melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system*. *J. Geology*, 88, 497-522.

KAY, R. W. (1984): *Elemental abundances relevant to identification of magma sources*. *Phil. Trans. R. Soc.*, A310, 535-547.

KAY, R. W., & HUBBARD, N. J. (1978): *Trace elements in ocean ridge basalts*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 38, 95-116.

LANGMUIR, C. H.; BENDER, J. F.; BENCE, A. E.; HANSON, G. N., & TAYLOR, S. R. (1977): *Petrogenesis of basalts from the Famous area: mid-Atlantic ridge*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 36, 133-156.

LANGMUIR, C. H.; VOCKE, R. D.; HANSON, G. N., & HART, S. R. (1978): *A general mixing equation with applications to Icelandic basalts*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 37, 380-392.

MARUYAMA, S.; SUZUKI, K., & LIOU, J. G. (1983): *Green-schist-amphibolite transition equilibria at low pressures*. *J. Petrology*, 24 (4), 583-604.

MATA, J., & MUNHA, J. (1985): *Geochemistry of mafic matavolcanic rocks from the Estremoz region (south-central Portugal)*. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 71, 175-185.

MATA, J., & MUNHA, J. (1986): *Geochemistry of Cambrian matavolcanic rocks from the Córdoba-Elvas domain (Ossa-Morena Zone)*. *Maleo*, 2 (13), 27.

MATTE, P. (1986): *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe*. *Tectonophysics*, 126, 329-374.

MENZIES, M.; BLANCHARD, D., & JACOBS, J. (1977): *Rare earth and trace element geochemistry of metabasalts from the Point Sal ophiolite, California*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 37, 203-215.

MEVEL, C.; CABY, R., & KIENAST, J. R. (1978): *Amphibolite facies conditions in the oceanic crust: example of amphibolitized faser-gabbros and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France)*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 39, 98-108.

MIYASHIRO, A. (1973): *The Troodos ophiolite complex was probably formed in an island arc*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19, 218-224.

MIYASHIRO, A., & SHIDO, F. (1975): *Tholeiitic and calc-alkaline series in relation to the behaviours of titanium, vanadium and chromium*. *Am. J. Sci.*, 275, 265-27.

MOORES, E. M. (1982): *Origin and emplacement of ophiolites*. *Rev. Geophys. Space Physics*, 20, 735-760.

MUNHA, J. (1983): *Hercynian magmatism in the Iberian Pyrite Belt*. In: Lemos de Sousa, M. J., & Oliveira, J. T. (eds): *The Carboniferous of Portugal*. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29, 39-81.

MUNHA, J. (1990): *Metamorphic evolution of the South Portuguese/Pulo do Lobo Zone*. In: Dallmeyer, R. D., & Martínez García, E. (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 363-368.

MUNHA, J.; OLIVEIRA, J. T.; RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, V.; QUESADA, C., & KERRICH, R. (1986): *Beja-Acebunches Ophiolite, characterization and geodynamic significance*. *Maleo*, 2 (13), 31.

MUNHA, J.; RIBEIRO, A.; FONSECA, P.; OLIVEIRA, J. T.; CASTRO, P., & QUESADA, C. (1989): *Accreted terranes in Southern Iberia: Beja-Acebunches ophiolite and related oceanic sequences*. 28th Intern. Geol. Cong. (Washington, U.S.A.). *Abst. with Programs*, 2, 481-482.

NORRISH, K., & HUTTON, J. T. (1969): *An accurate X-ray spectrographic method for the analysis of a wide range of geological samples*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, 431-453.

OBATA, M. (1976): *The solubility of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenites*. *Am. Mineralogist*, 61, 804-816.

OLIVEIRA, J. T. (1983): *The marine Carboniferous of South Portugal: a stratigraphic and sedimentological approach*. In: Lemos de Sousa, M., & Oliveira, J. T. (eds), *The Carboniferous of Portugal*, *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29, 3-37.

OLIVEIRA, J. T. (1990): *Stratigraphy and syn-sedimentary tectonism in the South Portuguese Zone*. In: Dallmeyer, R. D., & Martínez García, E. (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 334-347.

OLIVEIRA, J. T.; CUNHA, T.; STREEL, M., & VANGUES-TEINE, M. (1986): *Dating the Horta da Torre Formation, a new lithostratigraphic unit of the Ferreira-Ficalho Group, South Portuguese Zone: geological consequences*. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 72, 26-34.

OLIVEIRA, J. T.; HORN, M.; KULLMAN, J., & PAPROTH, E. (1985): *Stratigraphy of the Upper Devonian and Carboniferous sediments of southwestern Portugal*. *C. R. 10th Intern. Carboniferous Congr.*, 1, 107-120.

OLIVEIRA, J. T.; OLIVEIRA, V., & PIÇARRA, J. M. (1991): *Traços gerais da evolução tectono-stratigráfica da Zona de Ossa-Morena em Portugal*. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 16, 221-250.

OLIVEIRA, V. J.; ANDRADE, A. A. S., & MUNHA, J. (1977): *Sobre a natureza e o significado do vulcanismo do Grupo do Pulo do Lobo (Alentejo)*. 2 - *Observações na região de Santa Suzana*. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 84, 59-68.

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: Thorpe, R. S. (ed), *Andesites*, 525-548. John Wiley & Sons.

PEARCE, J. T. (1983): *Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins*. In: Hawkesworth, C. J., & Norry, M. J. (eds), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, 230-249. Shiva Publishing, Nantwich.

PEARCE, J. A., & Cann, J. R. (1973): *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 19, 290-300.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W., & TINDLE, A. G. (1984a): *Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*. *J. Petrology*, 25 (4), 956-983.

PEARCE, J. A.; LIPPARD, S. J., & ROBERTS, S. (1984b): *Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites*. In: Kokelaar, B. P., & Howells, M. F. (eds), *Marginal Basin Geology-Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins*. *Geol. Soc. (London) Special Publication*, 16, 77-96. Blackwell Scientific Publ.

PEARCE, J. A., & NORRY, M. J. (1979): *Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69, 33-47.

PEDERSEN, R. B., & HERTOGEN, J. (1990): *Magmatic evolution of the Karmoy ophiolite complex, SW Norway: relationships between MORB-IAT-boninitic-calc-alkaline and alkaline magmatism*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 277-293.

PERFIT, M. R.; GUST, D. A.; BENCE, A. E.; ARCULUS, R. J., & TAYLOR, S. R. (1980): *Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources*. *Chem. Geol.*, 30 (3), 227-256.

PRODEHL, C.; MOREIRA, V. S.; MUELLER, S., & MENDES, A. S. (1975): *Deep seismic sounding experiments in central and southern Portugal*. *General Assembly Europ.*

*Seism. Comm. (14th-Berlin): DDR National Komitee für Geodäsie und Geophysik*, 261-266.

QUESADA, C. (1987): *Lower Paleozoic rifting and subsequent miogeocline development in SW Iberia*. *Extended Abstract in Intern. Conf: Tectonothermal Evolution of the West African Orogens and circum-Atlantic Terrane Linkages*. IGCP Project 233, Nouakchott, Mauritania, Abstracts and Program, 61-64.

QUESADA, C. (1989): *Late Proterozoic terranes within the basement of the Paleozoic Iberian Terrane*. *Extended Abstract in Intern. Conf: Tectonostratigraphic Expression of Terrane Accretion in the circum-Atlantic Paleozoic Orogens*, IGCP Project 233, Athens, Georgia (USA), Abstracts and Program, 83-86.

QUESADA, C. (1990a): *Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to «Cadomian» orogenic events*. In: D'Lemos, R. S.; Strachan, R. A., & Topley, C. G. (eds), *The Cadomian Orogeny*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 51, 353-362.

QUESADA, C. (1990b): *Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt*. In: Strachan, R. A., & Taylor, G. K. (eds), *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*, Blackie and Son Ltd., 109-133.

QUESADA, C. (1990c): *Birth, life and death of Late Paleozoic basins related to sinistral transpression along the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia)*. 6th Meeting of West European Geological Societies, Lisboa, Portugal, Abstract vol., sect. 2.

QUESADA, C. (1991): *Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif*. *Tectonophysics*, 185, 225-245.

QUESADA, C. (1992): *Evolución tectónica del Macizo Ibérico (Una historia de crecimiento por acreencia sucesiva de terrenos durante el Proterozoico Superior y el Paleozoico)*. In: Gutiérrez Marco, J. C.; Saavedra, J., & Rábano, I. (eds), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Univ. de Extremadura, 173-190.

QUESADA, C., & DALLMEYER, R. D. (1994): *Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba shear zone (SW Iberia): characteristics and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral age constraints*. *Tectonophysics*, in press.

QUESADA, C.; FLORIDO, P.; GUMIEL, P., & OSBORNE, J. (1987): *Mapa Geológico-Minero de Extremadura*. *Dir. General Ind., Energ. y Minas, Junta de Extremadura*, 1-131.

QUESADA, C., & MUNHA, J. (1990): *Metamorphism in the Ossa-Morena Zone*. In: Dallmeyer, R. D., & Martínez García, E. (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 314-320.

RAITT, R. W. (1963): *The crustal rocks*. In: Hill, M. N. (ed), *The Sea*, v. 3, Wiley-Interscience, 85-102.

RIBEIRO, A. (1983a): *Structure of the Carrapateira Nappe in the Bordeira area, SW Portugal*. In: Lemos de Sousa, M. J., & Oliveira, J. T. (eds), *The Carboniferous of Portugal*, *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29, 91-97.

RIBEIRO, A. (1983b): *Relações entre formações do Devónico Superior e o Maciço de Évora na região de Cabrela (Vendas Novas)*. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 69, 267-269.

- RIBEIRO, A.; DIAS, R.; PEREIRA, E.; MERINO, H.; SODRE BORGES, F.; NORONHA, F., & MARQUES, M. (1987a): *Guide Book for the Miranda do Douro-Porto Excursion*. Conf. on Deformation and Plate Tectonics, Gijón, Spain, 1-50.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C., & DALLMEYER, R. D. (1987b): *Tectonostratigraphic terranes and the geodynamic evolution of the Iberian Variscan Fold Belt*. Conf. on Deformation and Plate Tectonics, Gijón, Spain. Published in *Tectonophysics*, v. 191 (1991), 438-439.
- RIBEIRO, A.; QUESADA, C., & DALLMEYER, R. D. (1990): *Geodynamic evolution of the Iberian Massif*. In: Dallmeyer, R. D., & Martínez García, E. (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 399-410. Springer-Verlag.
- RIBEIRO, A., & SILVA, J. B. (1983): *Structure of the South Portuguese Zone*. In: Lemos de Sousa, M. J., & Oliveira, J. T. (eds), *The Carboniferous of Portugal*, Mem. Serv. Geol. Portugal, 29, 83-89.
- RIBEIRO, M. L. (1986): *Geologia e petrologia da região a SW de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes oriental)*. Tese Doct. Univ. Lisboa, 1-202.
- RIBEIRO, M. L. (1987): *Petrogenesis of early Paleozoic peralkaline rhyolites from the Macedo de Cavaleiros region (NE Portugal)*. *Geol. Rundsch.*, 76, 147-168.
- RINGWOOD, A. E. (1974): *The petrological evolution of island arc systems*. *J. Geol. Soc. (London)*, 130, 183-204.
- SANDERSON, D. J., & MARCHINI, V. R. D. (1984): *Transpression*. *J. Struct. Geol.*, 6, 449-458.
- SANTOS, J. F.; ANDRADE, A. A. S., & MUNHA, J. (1990): *Magmatismo orogénico varisco no limite meridional da Zona de Ossa-Morena*. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 76 (in press).
- SANTOS, J. F.; MATA, J.; GONÇALVES, F., & MUNHA, J. (1987): *Contribuição para o conhecimento geológico-petroológico da região de Santa Susana: O Complexo Vulcano-Sedimentar da Toca da Moura*. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 73, 29-48.
- SAUNDERS, A. D., & TARNEY, J. (1979): *The geochemistry of basalts from a back-arc spreading center in the East Scotia sea*. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 555-572.
- SAUNDERS, A. D., & TARNEY, J. (1984): *Geochemical characteristics of basalt volcanism within back-arc basins*. In Kokelaar, B. P., & Howells, M. F. (eds), *Marginal Basin Geology-Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins*. *Geol. Soc. (London) Special Publication* 16, 59-76. Blackwell Scientific Publ.
- SAUNDERS, A. D., & TARNEY, J. (1991): *Back-arc basins*. In: Floyd, P. A. (ed), *Oceanic Basalts*. Blackie, 219-263.
- SAUNDERS, A. D.; TARNEY, J.; STERN, C. R., & DALZIEL, I. W. D. (1979): *Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile*. *Bull. Geol. Soc. America*, 90, 237-258.
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1971): *An outline stratigraphy of the Iberian Pyrite Belt*. *Bol. Geol. Min.*, 82, 239-268.
- SHIDO, F.; MIYASHIRO, A., & EWING, M. (1971): *Crystallization of abyssal tholeiites*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 31, 251-266.
- SILVA, J. B. (1989): *Estructura de uma geotransversal da Faixa Piritosa: Zona do Vale do Guadiana*. Tese Doct. Univ. Lisboa, 1-450.
- SILVA, J. B.; OLIVEIRA, J. T., & RIBEIRO, A. (1990): *Structural outline of the South Portuguese Zone*. In: Dallmeyer, R. D., & Martínez García, E. (eds), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 348-362.
- SIMANCAS, J. F. (1983): *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sud-Portuguesa*. Tesis Doct. Univ. Granada, 1-447.
- STAUDIGEL, H.; BRYAN, W. B., & THOMPSON, G. (1979): *Chemical variation in glass-whole rock pairs from individual cooling units in holes 417D and 418A*. In: Donnelly, T.; Franchetau, J.; Bryan, W. B.; Robinson, P. T.; Flower, M.; Salisbury, M., et al. (eds), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project*, 51, 52, 53, 977-986. U.S. Government Printing Office, Washington D. C.
- SUN, S.-S., & HANSON, G. N. (1976): *Rare earth evidence for differentiation of McMurdo volcanics, Ross Island, Antarctica*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 54, 139-155.
- SUN, S.-S., & MACDONOUGH, W. F. (1989): *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: Saunders, A. D., & Norry, M. J. (eds), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol. Soc. (London) Special Publication*, 42, 313-346. Blackwell Scientific Publ.
- SUN, S.-S., & NESBITT, R. W. (1977): *Chemical heterogeneity of the Archean mantle, composition of the bulk earth and mantle evolution*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 35, 139-155.
- SUN, S.-S.; NESBITT, R. W., & SHARASKIN, A. (1979): *Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 44, 119-138.
- VAN DEN BOOGAARD, M. (1972): *Conodont faunas from Portugal and Southwestern Spain. Part 1: A Middle Devonian fauna near Montemor-o-Novo*. *Scripta Geologica*, 13, 1-11.
- VAUCHEZ, A. (1976): *Les structures hercyniennes dans la région de Fregenal-Oliva de la Frontera (Badajoz, Espagne). Un exemple de tectoniques tangéantielles superposées*. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 60, 261-265.
- VOLPE, A. M.; MACDOUGALL, J. D., & HAWKINS, J. W. (1987): *Mariana Trough basalts (MTB): trace element and Sr-Nd isotopic evidence for mixing between MORB-like and arc-like melts*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 82, 241-254.
- WEAVER, S. D., SAUNDERS, A. D.; PANKHURST, R. J., & TARNEY, J. (1979): *A geochemical study of magmatism associated with initial stages of back-arc spreading*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 151-169.
- WELLS, P. R. A. (1977): *Pyroxene thermometry in simple and complex systems*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 129-139.
- WERNICKE, B. (1981): *Low-angle normal faults in the*

*Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen*. *Nature*, 291, 645-646.

WERNICKE, B. (1985): *Uniform-sense simple shear of the continental lithosphere*. *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125.

WERNICKE, B. (1986): *Whole-lithosphere normal simple shear: an interpretation of deep-reflection profiles in Great Britain*. In: Barazangi, M., & Brown, L. D. (eds), *Reflection Seismology: The Continental Crust*, AGU Geodyn. Ser., 14, 331-339.

WHITFORD, D. J.; NICHOLS, L. A., & TAYLOR, S. R. (1979): *Spatial variations in the geochemistry of Quaternary lavas across the Sunda arc in Java and Bali*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 341-356.

WILLIAMS, H., & SMYTH, W. R. (1973): *Metamorphic aureoles beneath ophiolite suites and alpine peridotites: tectonic implication with west Newfoundland examples*. *Am. J. Sci.*, 273, 594-621.

WOOD, D. A.; JORON, J. L., & TREUIL, M. (1979): *A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings*. *Earth Planet. Sci. Letters*, 45, 326-336.

WOOD, D. A.; MARSH, N. G.; TARNEY, J.; JORON, J. L.; FREYER, P., & TREUIL, M. (1981a): *Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana trough, arc, fore-arc and trench, sites 453 through 461, DSDP Leg 60*. In: Lee, M. & Powell, R. (eds), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 60, 611-645.

WOOD, D. A.; MATTEY, D. P.; JORON, J. L.; MARSH, N. G.; TARNEY, J., & TREUIL, M. (1981b): *A geochemical study of 17 selected samples from basement cores recovered at sites 447, 448, 449, 450 and 451, Deep Sea Drilling Project Leg 59*. In: Orlofsky, S. (ed), *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 59, 743-752.

Original recibido: Noviembre de 1993.

Original aceptado: Diciembre de 1993.

# Edades radiométricas de los edificios miocenos de Fuerteventura (Islas Canarias).

Por R. BALCELLS (\*), J. L. BARRERA (\*), J. A. GOMEZ (\*), L. A. CUETO (\*\*), E. ANCOCHEA (\*\*\*), M. J. HUERTAS (\*\*\*), E. IBARROLA (\*\*\*) y N. SNELLING (\*\*\*)

## RESUMEN

Se han realizado once nuevas dataciones K-Ar de las coladas básicas (basaltos, nefelinitas) y sálicas (traquitas) de los tres edificios principales subaéreos (Tetir o Norte, Gran Tarajal o Central y Jandía o Sur) que constituyen la Fase miocena de la isla.

Se precisa algo más la cronoestratigrafía relativa entre ellos, así como la correspondiente a los tramos que los integran.

*Palabras clave:* Edades radiométricas, Método K-Ar, Volcanoestratigrafía, Fuerteventura, Islas Canarias.

## ABSTRACT

Eleven new K-Ar datations of basic (basalts and nephelinites) and salic (trachytes) lava flows from the three main subaerial edifices (Tetir or North, Gran Tarajal or Central and Jandía or South) which make up the Miocene Phase of the island have been made.

The relative chronostratigraphy between them, as well as that corresponding to the stages which make them up is precised.

*Key word:* Radiometric ages, K-Ar age determination, Volcanostratigraphy, Fuerteventura, Canary Islands.

## 1. INTRODUCCION

La isla de Fuerteventura está constituida por dos grandes dominios petrológico-estructurales distintos: el *Dominio del Complejo Basal*, integrado por sedimentos cretácicos de fondo oceánico, lavas submarinas, rocas plutónicas y un denso enjambre de diques, y el *Dominio subaéreo*, formado por las emisiones volcánicas posteriores al emplazamiento en superficie del Complejo Basal, de edades miocenas, pliocenas y cuaternarias.

Las primeras manifestaciones volcánicas del Do-

minio subaéreo se emitieron en tiempos miocenos, según una fractura eruptiva de dirección SO-NE. Surgieron por ella tres grandes edificios siguiendo esa dirección, que constituyen la principal unidad dentro del vulcanismo subaéreo de la isla, ocupando más del 50 por 100 de la superficie de la misma. Esta unidad o Fase miocena, corresponde a la llamada Serie I por FUSTER et al. (1968).

La realización de la cartografía MAGNA a escala 1:25.000 de la isla durante los años 1990-92 y del proyecto PB 87-0382 de la D.G.I.C.Y.T. ha permitido redefinir la estratigrafía de Fuerteventura (fig. 1). La publicación reciente de edades radiométricas (COELLO et al., 1992) y las efectuadas para el proyecto MAGNA, permiten precisar la cronología de estas sucesiones.

(\*) GEOPRIN, S. A. Alonso Cano, 85. 28003 Madrid.  
 (\*\*) ITGE. Ríos Rosas, 19. 28003 Madrid.  
 (\*\*\*) Dpto. Petrología y Geoquímica-U.E.I. Petrología y Geoquímica. Fac. C. C. Geológicas. Univ Complutense. 28040 Madrid.

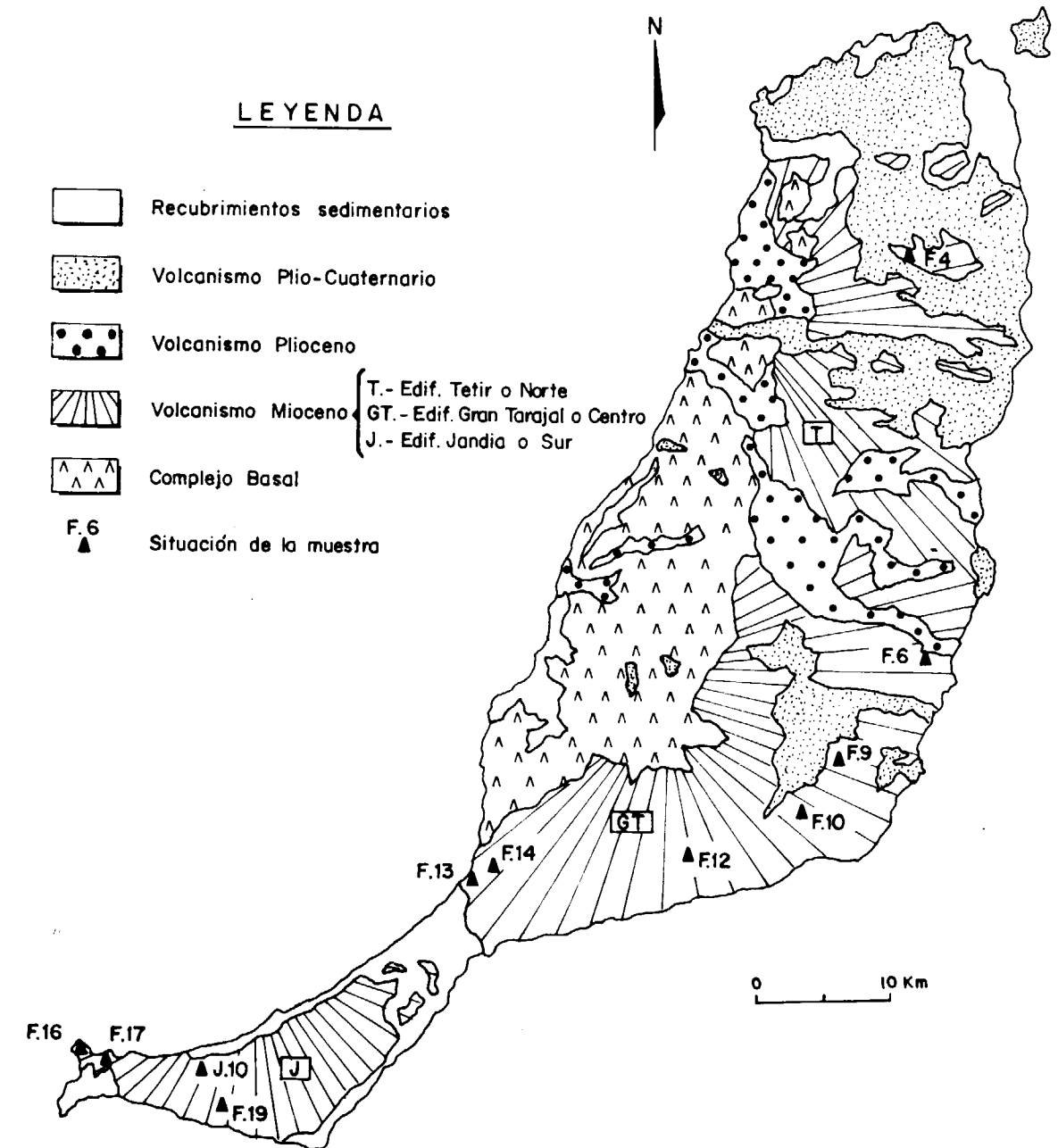


Figura 1.—Mapa geológico esquemático de Fuerteventura, en el que se indica la localización de las muestras.

## 2. PRINCIPALES UNIDADES VOLCANOESTRATIGRAFICAS

Dentro de la Fase miocena (Serie I), FUSTER et al. (1968) distinguieron cuatro sectores (Norte, Centro, Sur y Jandía) con estratigrafía ligeramente diferentes, pero pertenecientes a una única sucesión común para toda la isla. Sin embargo, en los trabajos del Plan MAGNA y de ANCOCHEA et al. (1991), CUBAS et al. (1992) y HERNAN et al. (1993), se definen tres edificios diferentes para esta Fase miocena (fig. 1).

El *Edificio Tetir* o *Edificio Norte*, ocuparía desde el norte de la isla hasta el sector de Antigua-Punta del Muellito. El *Edificio Gran Tarajal* o *Edificio Central*, llegaría desde ahí hasta el Istmo de la Pared. Finalmente el *Edificio Jandía* o *Edificio Sur* se extendería por la península de Jandía.

Dentro de cada edificio pueden a su vez distinguirse varios tramos: Inferior, Intermedio y Superior, siendo en general los tramos intermedios, y sobre todo los superiores de los mismos, los que realmente los definen.

En los tramos inferiores de los tres edificios es difícil reconocer la geometría original de los materiales. En Jandía, por ejemplo, la actividad en ese tramo corresponde a edificios hidromagmáticos, posiblemente independientes y puntuales, sin relación con el Edificio de Jandía propiamente dicho, que se define mejor durante la emisión de los tramos intermedio y superior. No es de descartar tampoco que el tramo inferior haya podido ser un «sustrato» común a más de un edificio.

Se han distinguido, además, unos Episodios tardíos de los que, por su geometría, puede deducirse que se trata de emisiones posteriores a los momentos de actividad principal del edificio sobre el que se encuentran. Ello no quiere decir que temporalmente no puedan coincidir, como veremos, con momentos de actividad importante en otros sectores de la isla.

En general, todos los tramos que integran la Fase miocena están formados por acumulaciones de coladas basálticas y, en menor cuantía, variable según los casos, por productos piroclásticos. Los términos diferenciados de carácter sálicos son volumétricamente poco importantes, siendo esencialmente traquíticos (MUÑOZ, 1969; CUBAS et al., 1988; ITGE [en prep.]).

## 3. EDADES RADIOMETRICAS

Las primeras dataciones realizadas sobre los edificios miocenos corresponden a ABDEL MONEN et al. (1971) y son únicamente cinco medidas, tres de ellas del mismo nivel. FERAUD (1981) data diques de los Edificios Central y Sur (11 medidas) y del Complejo Basal (5 medidas). Estas últimas dataciones, así como otras de otros autores que corresponden a diques del Complejo Basal (RONA y NALWALK, 1970, y GRUNAU et al., 1975) pueden ser, por su edad, al menos en parte, conductos de emisión de la Fase miocena, pero al no existir absoluta certeza de ello, ni conocerse su posible correspondencia con las distintas series distinguidas en este trabajo, no pueden ser consideradas en las discusiones siguientes.

Ultimamente, COELLO et al. (1992) presentan veintinueve nuevas dataciones de la Fase miocena (Serie I) que permiten situarla mucho mejor en el tiempo.

El análisis de los datos radiométricos existentes, a la vista de las nuevas volcanoestratigrafías establecidas en el Plan MAGNA y en el proyecto PB 87-0382, ha puesto de manifiesto la necesidad de realizar nuevas medidas radiométricas.

## 4. METODOLOGIA

La datación de las muestras ha sido realizada por el método geocronológico K-Ar, pues resulta el más adecuado para este tipo de materiales. Para ello se han seleccionado las más frescas, desprovistas, en la medida de lo posible, de vacuolas, rellenos secundarios y xenocristales, efectuándose las dataciones en roca total. No obstante, en algunos casos, por su importancia estratigráfica, ha sido necesario datar muestras con signos de escasa pero evidente alteración. Los resultados obtenidos en estas últimas muestras, la mayoría correspondientes a los momentos iniciales de actividad (tramo inferior), han de ser considerados con ciertas reservas.

La determinación del K se ha realizado por absorción atómica y con análisis duplicados para confirmar los resultados obtenidos.

La determinación del Ar se ha realizado en un

espectrómetro de Masa VG, MS-600 del Dpto. de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid, y en un espectrómetro de Masa modificado MS-10 de la Universidad Blaise Pascal-CNRS de Clermont Ferrand (Francia).

Con objeto de controlar la validez de las medidas, se han repetido algunas dataciones en ambos laboratorios. La comparación de los resultados obtenidos entre ellos (tabla I) refleja la ausencia de diferencias significativas, por lo que consideramos que los datos son equivalentes, justificándose las pequeñas discrepancias observadas por las diferencias intrínsecas de cada espectrómetro de masa o por causas imputables a la naturaleza de las muestras.

La localización espacial de las muestras puede verse en la figura 1.

**TABLA 1**  
**Resultados analíticos KcAr**

Muestra	K%	Ar radiog.	% Ar		Laboratorio
			Atm.	Edad (Ma)	
F-4 . . . .	0,96	0,762 n1/g	72,59	20,27 ± 1,41	UCM
F-6 . . . .	3,60	2,416 n1/g	4,35	17,18 ± 0,49	UCM
F-9 . . . .	1,02	1,218 n1/g	69,13	30,47 ± 1,47	UCM
F-10 . . . .	0,61	0,507 n1/g	48,28	21,12 ± 1,05	UCM
F-10 . . . .	0,51	0,452 n1/g	52,23	20,03 ± 0,04	UCler.Fd.
F-12 . . . .	0,79	0,650 n1/g	48,56	21,07 ± 1,04	UCM
F-12 . . . .	0,79	0,669 n1/g	61,70	21,70 ± 0,50	UCler.Fd.
F-13 . . . .	1,05	0,671 n1/g	44,69	16,45 ± 0,72	UCM
F-14 . . . .	0,96	0,843 n1/g	35,50	22,49 ± 0,79	UCM
F-16 . . . .	0,75	0,423 n1/g	63,60	14,50 ± 0,40	UCler.Fd.
F-17 . . . .	0,73	0,459 n1/g	65,73	16,02 ± 1,02	UCM
F-17 . . . .	0,73	0,452 n1/g	81,20	15,80 ± 0,80	UCler.Fd.
F-19 . . . .	0,65	0,432 n1/g	37,19	16,99 ± 0,83	UCM
J-10 . . . .	1,23	0,825 n1/g	63,01	17,20 ± 0,75	UCM

## 5. EDAD DE LOS EDIFICIOS

### 5.1. Edificio Jandía

En este edificio puede separarse un tramo inferior, en gran parte constituido por piroclastos hidromagmáticos, que aflora en la base de la pared de Jandía y en afloramientos aislados de sectores dispersos del centro y sur de la península. Sobre él se apoyan los tramos intermedio

y superior, separados por una discordancia menor y que definen la estructura del edificio.

Del tramo inferior no existen edades por no haberse podido muestrear rocas suficientemente frescas para su datación. Su edad ha de ser anterior a 17,2 Ma, pues las primeras coladas del tramo intermedio que se apoyan sobre él tienen esa edad (COELLO et al., 1992). La edad de un dique de 20,7 Ma (FERAUD, 1981) correspondería, posiblemente, con la de este tramo.

La base del tramo intermedio ha sido datada en el proyecto PB 87-0382 en 17,0 y 17,2 Ma. Esta última edad corresponde al sector de la pared donde ABDEL MONEN et al. (1971) dató tres coladas sucesivas en 17,0, 16,3 y 14,7 Ma (edades recalculadas a las actuales constantes) y concuerda con las primeras. Las edades de 15,8 y 15,4 Ma de COELLO et al. (1992) y la de la muestra F-17 (15,8 y 16,0 Ma) del Plan MAGNA pertenecen también a este tramo.

Dentro del tramo superior hay tres edades, todas de COELLO et al. (1992): 15,2, 15,0 y 14,9 Ma; estas últimas corresponden a niveles altos dentro del mismo. Los diques datados por FERAUD (1981) han de incluirse geológicamente en este tramo, aunque son de edad ligeramente más joven: 15,4, 14,9, 14,5 y 14,2 Ma. La edad de un dique de 12,0 Ma es más difícil de encajar en este esquema.

Por último, en el extremo NO de la península de Jandía existen rocas que no están atravesadas por los diques del sistema principal del edificio y que, por ello, además de por su composición peculiar (nefelinitas olivínicas) han sido consideradas como pertenecientes a un episodio tardío (CUBAS et al., 1992). La edad obtenida por el Plan MAGNA de 14,5 Ma (F-16) la sitúa más bien dentro de los niveles finales del tramo superior.

### 5.2. Edificio Gran Tarajal

Está constituido por una acumulación de coladas basálticas con escasos diferenciados. Los tramos inferior e intermedio, y en especial el primero, están intensamente atravesados por un enjambre de diques radiales que definen la estructura circular del edificio. El tramo superior está formado por coladas potentes, con frecuencia traquibasálticas y escasos diques. Por últi-

mo, hay unas sucesiones finales (Episodios tardíos) que se emitieron cuando el edificio anterior estaba parcialmente destruido, siendo volumétricamente menos importantes.

Se ha prestado especial atención a la datación de la actividad inicial de este edificio (niveles más bajos del tramo inferior). Las muestras F-9 (30,5 Ma), F-10 (21,1 y 20,0 Ma), F-12 (21,1 y 21,7 Ma) y F-14 (22,5 Ma) del Plan MAGNA corresponden a este episodio. La primera de ellas, con una edad muy anterior y situada en un nivel estratigráfico análogo a la F-10, tiene una edad excesivamente antigua con respecto a las otras. Ello es debido, posiblemente, a la alteración de la muestra y, mientras no existan otras edades que en su caso la confirmen, creemos que no ha de ser considerada.

En niveles estratigráficamente algo más altos, COELLO et al. (1992) datan una colada en 20,4 Ma y otra en 18,3 Ma. Por su parte, FERAUD (1981) data diques del enjambre que atraviesa los tramos inferior e intermedio en: 20,0, 19,9, 19,9, 18,7 y 17,3 Ma. En el norte del edificio, una colada traquítica del tramo intermedio ha sido datada en 17,2 Ma (F-6). A la vista de estos datos, este edificio se habría emitido en ese rango de 22 a 17 Ma, aunque no es posible, por ahora, marcar el límite temporal entre uno y otro.

Del tramo superior existen las edades de COELLO et al. (1992) de 15,6 y 15,4 Ma y, tal vez, la de 14,5 Ma de estos mismos autores. A este mismo tramo pudiera corresponder la muestra F-13 (16,5 Ma). Según estos datos, se podría afirmar que este tramo se debió emitir entre los 16 y 14 Ma.

Sólo hay una datación de un afloramiento de los Episodios tardíos, en el Tablero del Saladillo, de 13,2 Ma (COELLO et al., 1992).

### 5.3. Edificio Tetir

En el Edificio Tetir pueden separarse dos grandes unidades: las que están estratigráficamente por encima de la «Formación brechoide Ampuyenta» y las situadas por debajo.

En el Plan MAGNA la «Formación Ampuyenta» y las coladas situadas por debajo se han incluido en el «Grupo Ampuyenta» o Tramo Inferior. HERNAN et al. (1993) las separan, en cambio, en dos

unidades: Serie I Inferior, que incluye las coladas situadas por debajo de la «Formación Ampuyenta», y Serie I Intermedia que es esencialmente la «Formación Ampuyenta» y coladas intercaladas.

Las coladas situadas por encima de la «Formación Ampuyenta» se incluyen en el MAGNA en el tramo medio-superior, en el que habitualmente no se separan unidades, o cuando es posible se distinguen unos niveles superiores del resto. Por su parte, HERNAN et al. (1993) lo incluyen todo dentro de su Serie I Superior.

Del tramo inferior sólo hay una datación de COELLO et al. (1992), la de las traquitas de Montaña de Tindaya, y que corresponde a una muestra algo alterada, por lo que sus autores ponen algunas reservas a su validez, pero que en principio es coherente con los datos existentes.

Del tramo medio-superior que define el Edificio Tetir existe una edad de 12,1 Ma de ABDEL MONEM et al. (1971) y otras de COELLO et al. (1992): 14,3, 13,9, 13,7, 13,6, 13,0 y 12,8 Ma, todas muy homogéneas. La edad de 13,0 Ma corresponde a una colada post-Ampuyenta situada en el mismo pueblo que da nombre a la formación y que, por tanto, las postdata. COELLO et al. (1992) datan en 13,6 Ma, además, una colada en la Montaña de Enmedio, próxima al Puerto del Rosario, situada debajo de una unidad brechoide de tipo «Ampuyenta», por lo que la Formación Ampuyenta quedaría datada según esos autores entre 13,6 y 13,0 Ma. Sin embargo, aunque la formación brechoide en cuestión es similar a la Formación Ampuyenta tiene también algunas características algo diferentes, y de hecho MARTIN (1984) la considera un tramo intercalado en el tramo medio-superior.

Se han intentado datar nuevas muestras de coladas intercaladas en «Ampuyenta» para confirmar o no esta edad; sin embargo, su estado de alteración lo ha hecho imposible. Una colada situada por encima de esta formación, también alterada, ha dado una edad de 20,3 Ma (F-4). La edad parece excesivamente antigua y contradictoria con el resto de las edades, lo que unido a su grado de alteración, hace que creamos que no debe ser tenida en consideración.

En nuestra opinión, el tramo medio-superior tendría una edad esencialmente entre 14 y 12 Ma, y el inferior sería más antiguo.

En el Plan MAGNA se ha indicado la posibilidad de que las coladas más altas de la Montaña de la Oliva y las del puerto de Tostón-Cotillo puedan corresponder a un episodio tardío. HERNAN et al. (1993) señalan alternativamente que las de la Oliva pudieran corresponder a la Serie I inferior. No existen por el momento dataciones de la Oliva que puedan resolver el problema.

En el caso de las coladas de Tostón-Cotillo éstas no tienen casi diques y están claramente discordantes sobre un tramo inferior lleno de diques, lo que indica que se trata, desde luego, de un tramo alto estratigráficamente. Esta colada fue datada por ABDEL MONEM et al. (1971) en 21,2 Ma y por COELLO et al. (1992) en 16,1 Ma. Las dos edades son más elevadas de lo que podría esperarse. El problema sigue planteado para futuros trabajos.

## 6. CONCLUSIONES

Los datos radiométricos aportados en este trabajo permiten precisar los resultados previos de COELLO et al. (1992).

La actividad subárea se inicia al menos a los 22 Ma, estando claramente representada en el Edificio Gran Tarajal (Central) y siendo posible la existencia de actividad en esa época en el Edificio Jandía (dique de 20,7 Ma).

La base del tramo intermedio del Edificio Jandía tiene una edad en torno a los 17 Ma, siendo posiblemente coetánea con el tramo superior del Edificio Central. Por su parte, cuando se forma el tramo superior del Edificio Jandía (15,2-14,2 Ma) ya no hay actividad importante en el Edificio Central (Gran Tarajal).

El Edificio Tetir parece tener una historia independiente con unos tramos inferiores difíciles de correlacionar temporalmente, por ahora, con los otros edificios, y con una actividad muy importante entre los 14 y los 12 Ma, cuando la actividad en los otros dos edificios ha cesado o es de carácter residual (Episodios Tardíos).

## APENDICE

### Localización y descripción de las muestras

F4. 31.63.44 E; 6.03.03 E.—NO de Morro Tabaiba. Colada de basalto situada encima de la «Formación Ampuyenta».

Fenocristales de olivino y de augita incluidos en una matriz microcristalina de plagioclasa, augita y opacos.

F-6. 31.37.28 N; 6.08.86 E.—Barranco de la Torre. Colada traquítica con escasos fenocristales de augita, anortoclasa y anfíbol incluidos en una matriz con abundantes prismas de feldespato alcalino.

F-9. 31.30.37 N; 6.03.20 E.—O de Montaña de El Caserón. Colada de basalto con abundantes fenocristales de olivino, augita y, en menor proporción, plagioclasa. Matriz microcristalina de igual composición en la que destaca además, biotita.

F-10. 31.26 43 N; 6.00.27 E.—SO de Pico Jurado. Colada de basalto olivínico-piroxénico. Matriz microcristalina de plagioclasa, augita y opacos.

F-12. 31.21.46 N; 5.84.50 E.—Cabecera del barranco de Tisajorey. Colada de basalto olivínico-piroxénico. Matriz microcristalina de plagioclasa, augita y opacos. Escasos huecos rellenos de ceolitas.

F-13. 31.22.13 N; 5.77.48 E.—NO de Montañetas de Pasa Si Puedes. Colada de basalto con escasos fenocristales de augita, plagioclasa y, en menor proporción, olivino. Matriz microcristalina de igual composición en la que destacan, además, cristales de biotita y opacos.

F-14. 31.22.78 N; 5.78.95 E.—Barranco de Las Hermosas, NE Montaña de Puerto Nuevo. Colada de basalto piroxénico-olivínico. Matriz microcristalina de plagioclasa, augita, olivino y opacos.

F-16. 31.08.01 N; 5.49.72 E.—El Cotillo (Península de Jandía). Colada de nefelinita olivínica con abundantes fenocristales de augita y biotita. Matriz microcristalina de augita, nefelina y opacos.

F-17. 31.08.44 N; 5.51.00 E.—O de Caleta de La Madera. Colada de basalto olivínico-piroxénico. Matriz microcristalina de plagioclasa, augita y opacos.

F-19. 31.04.88 N; 5.60.43 E.—O de Morro de Siete Fuentes. Colada de basalto con fenocristales de olivino y, en menor proporción, de augita incluidos en una matriz de igual composición en la que además destacan microlitos de plagioclasa y opacos. Esporádicamente se observan ceolitas rellenas de huecos.

J-10. 31.07.48 N; 5.56.60 E.—Camino Degollada de Agua Ovejas a Casa de Cofete, 185 m de altura. Colada de basalto piroxénico-olivínico. Matriz microcristalina de plagioclasa, augita y opacos.

Nota: Las coordenadas corresponden a la proyección U.T.M. de la Cartografía Militar de España, Serie 5 V. Escala 1:25.000 del Servicio Geográfico del Ejército (edición publicada en 1984).

## REFERENCIAS

ABDEL MONEM, A.; WATKINS, N. D., y GAST, P. W. (1971): *Potassium-argon ages, volcanic stratigraphy, and geomagnetic polarity history of the Canary Islands: Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera*. Am. J. Sci., 271, 490-521.

ANCOCHEA, E.; CUBAS, C. R.; HERNAN, F., y BRANDLE, J. L. (1991): *Edificios volcánicos en la Serie I de Fuerteventura: rasgos generales del edificio central*. Geogaceta, 9, 60-62.

COELLO, J.; CANTAGREL, J. M.; IBARROLA, E.; JAMOND, C.; HERNAN, F.; FUSTER, J. M.; ANCOCHEA, E.; CASQUET, C.; DIAZ DE TERAN, J. R., y CENDRERO, A. (1992): *Evolution of the Eastern Volcanic Ridge of the Canary Islands Based on New K-Ar Data*. Jour Volc. Geoth. Res. 53, 251-274.

CUBAS, C. R.; FERNANDEZ SANTIN, S.; HERNAN, F.; HERNANDEZ-PACHECO, A., y DE LA NUEZ, J. (1988): *Los domos sálicos de Fuerteventura*. Rev. Mat. y Proc. 6, 71-97.

CUBAS, C. R.; HERNAN, F.; ANCOCHEA, E., y BRANDLE, J. L. (1982): *El Edificio Sur (Jandía) de la Serie I de Fuerteventura: rasgos generales*. Geogaceta, 11, 79-81.

FERAUD, G. (1981): *Datation de réseaux de dykes et de roches volcaniques sousmarines par les méthodes K-Ar et 40Ar-39Ar. Utilisation des dykes comme marqueurs de paléocontraites*. Thesis. Univ. de Nice. 146 pp.

FUSTER, J. M.; CENDRERO, A.; GASTESI, P.; IBARROLA, E., y LOPEZ RUIZ, J. (1968): *Geology and volcanology of Canary Islands, Fuerteventura*. Inst. Lucas Mallada. CSIC. Madrid. 243 pp.

GRUNAU, H.; LEHNER, R.; CLEINTUAR, P.; ALLENBACH, M. R., y BAKER, G. (1975): *New radiometric ages seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and Sao Tomé (Gulf of Guinea)*. Progress in geodynamic. Roy Soc. Neth. Acda. Ars. and Sci. 90-108.

HERNAN, F.; ANCOCHEA, E.; BRANDLE, J. L., y CUBAS, C. R. (1993): *Características generales en el Edificio Norte de la Serie I de Fuerteventura*. Geogaceta, 13, 62-64.

MARTIN, M. (1984): *Hoja Geológica 1:25.000. Puerto del Rosario*. IGME, 18 pp.

MUÑOZ, M. (1969): *Estudio petrológico de las formaciones alcalinas de Fuerteventura (Islas Canarias)*. Est. Geol., 25, 257-310.

RONA, P. A., y NALWALK, A. J. (1970): *Post-early Pliocene unconformity on Fuerteventura, Canary Islands*. Geol. Soc. Amer. Bul., 81, 2117-2122.

Original recibido: Octubre de 1993.

Original aceptado: Noviembre de 1993.

## Evolución tectónica poliorogénica (cadomiense y hercínica) del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba.

Por B. ABALOS (\*) y L. EGUILUZ (\*)

### RESUMEN

El Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba es una banda de debilidad cortical que registra una evolución tectónica compleja en el curso de las orogenias cadomiense (Proterozoico terminal) y hercínica (Paleozoico Superior). La orogenia cadomiense se manifiesta como un episodio de deformación regional dúctil (D<sub>1</sub>) acompañado de metamorfismo de grado alto y altas presiones (M<sub>1</sub>) que lleva a la formación de una cuña orogénica en un contexto tectónico de subducción-colisión. Este complejo orogénico debió absorber desplazamientos de varios centenares de km entre los terrenos proterozoicos situados a uno y otro lado. Durante la orogenia hercínica el Corredor Blastomilonítico y las unidades tectónicas adyacentes constituyen una zona de cizalla intracontinental. La deformación hercínica tiene un marcado carácter transcurrente y se manifiesta en dos fases mayores. El primer evento (fase D<sub>2</sub> regional) tiene lugar bajo un régimen de la deformación dúctil y frágil-dúctil entre 370 y 330 Ma y se le asocia un metamorfismo regional de grado bajo (M<sub>2</sub>). El segundo evento constituye una deformación frágil transpresiva (D<sub>3</sub> regional) estrechamente relacionada con el funcionamiento de grandes fallas y zonas de cizalla transcurrentes durante el Carbonífero Inferior. Durante la orogenia hercínica esta zona de cizalla intracontinental acomoda desplazamientos transcurrentes de 200-300 km que deben estar relacionados con el emplazamiento hercínico de los complejos alóctonos del NW del Macizo Ibérico.

**Palabras clave:** Tectónica poliorogénica, Orogenia cadomiense, Orogenia hercínica, Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba, Ossa-Morena, Macizo Ibérico.

### ABSTRACT

The Badajoz-Córdoba shear belt is a band of crustal weakness that records a complex tectonic history during the Cadomian (late Proterozoic) and Hercynian (Upper Paleozoic) orogenies. The Cadomian orogeny sets up an episode of ductile regional deformation (D<sub>1</sub>) coeval with high grade-high pressure metamorphism (M<sub>1</sub>). This event leads the build up of an orogenic wedge complex in a subduction-collision tectonic setting. The orogenic complex accommodated tectonic motions of some hundreds of km between the Upper Proterozoic terranes situated at both edges. During the Hercynian the ductile shear belt and adjacent tectonic units form an intracontinental shear zone. Hercynian deformation is markedly transcurrent and is embodied by two major events. The first event (regional D<sub>2</sub> phase) occurs under a ductile and brittle-ductile deformation regime between 370 and 330 Ma ago and associated low-grade regional metamorphism (M<sub>2</sub>). The second event is a brittle transpressive deformation (regional D<sub>3</sub>) closely related with the operation of large wrench faults and brittle shear zones during the Lower Carboniferous. In the course of the Hercynian orogeny this intracontinental shear zone accommodates some 200-300 km wrench tectonic displacements which should be related to the Hercynian emplacement of the allochthonous metamorphic complexes of northwestern Iberia.

**Key words:** Poly-orogenic tectonic evolution, Cadomian, Hercynian, Badajoz-Córdoba shear belt, Ossa-Morena, Iberian Massif.

### 1. INTRODUCCION

La zona de cizalla de Badajoz-Córdoba es una banda de debilidad cortical de dirección NO-SE

ubicada en el SO de la Península Ibérica (fig. 1). Se extiende a lo largo de unos 400 km entre las localidades de Córdoba (España) y Tomar (Portugal), aproximadamente marcando el límite o zona de transición entre las zonas de Ossa-Morena y Centro-Ibérica del Macizo Ibérico (JULIVERT et

(\*) Dep. Geodinámica, Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Bilbao.

al., 1974). Esta zona de cizalla acomodó durante la Orogenia hercínica desplazamientos relativos transcurrentes de algunos centenares de kilómetros entre los bloques corticales situados a uno y otro lado (ABALOS, 1990). Sus límites no pueden ser definidos con precisión. No obstante, se puede reseñar que la banda en la que se registran las deformaciones transcurrentes más importantes (bajo regímenes de la deformación tanto frágiles como dúctiles) se sitúa aproximadamente entre la Falla de Malcocinado (que la limita por el SO) y la Falla de Peralada (que lo hace por el NE). Su anchura es, por lo tanto, del orden de varias decenas de km.

En el seno de la zona de cizalla, y recorriéndola en toda su longitud, se reconoce un cinturón formado por rocas blastomiloníticas, miloníticas y ultramiloníticas, denominado en la literatura geológica regional Corredor Blastomilonítico, de 5 a 15 km de anchura media. Este cinturón de deformación dúctil, limitado a su vez por las fallas de Azuaga y Hornachos (fig. 1), ocupa aproxima-

damente la mitad sur-occidental de la zona de cizalla y es el que ha acomodado los desplazamientos tectónicos transcurrentes más importantes durante el Paleozoico Superior.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, la zona de cizalla es muy heterogénea e incluye materiales cuyas edades están comprendidas entre el Proterozoico Superior y el Carbonífero Inferior. El cinturón de rocas miloníticas (Corredor Blastomilonítico) está constituido por materiales de edad Proterozoico Superior que han sufrido una evolución geodinámica muy compleja (ABALOS et al., 1991a) durante las orogenias cadomiense (Proterozoico terminal) y hercínica (Devónico Superior-Carbonífero). La Falla de Hornachos (figuras 1 y 2) separa al Corredor Blastomilonítico de un dominio situado al NE (dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina; cf. APALATEGUI y PEREZ LLORENTE, 1983) en el que afloran materiales del Proterozoico Superior correlacionables con la Serie Negra, característica de la Zona de Ossa-Morena, y series del Paleozoico Infe-

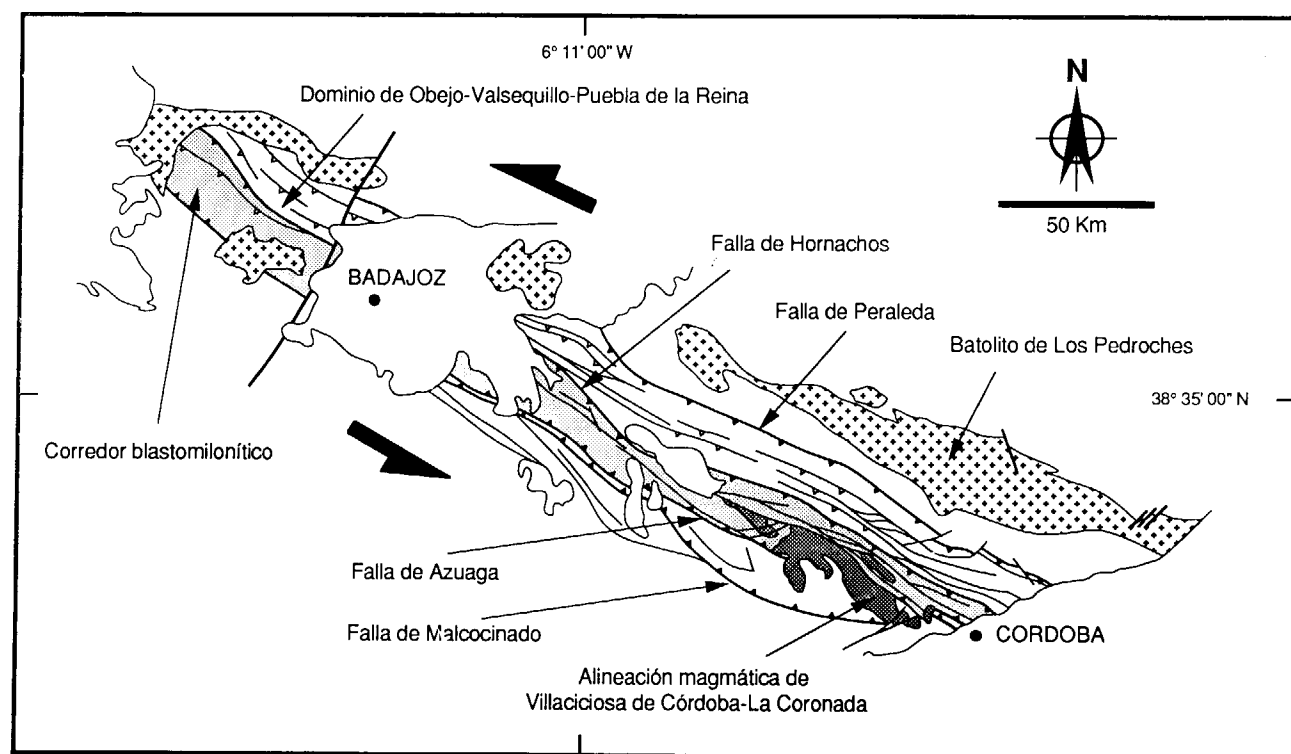


Figura 1.—Esquema geológico simplificado de la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba. Todas estas estructuras representadas, así como el emplazamiento del Batolito de los Pedroches y de otros complejos ígneos asociados, están relacionados con un régimen general de cizallamiento transcurrente sinistral que fue operativo durante el Carbonífero.

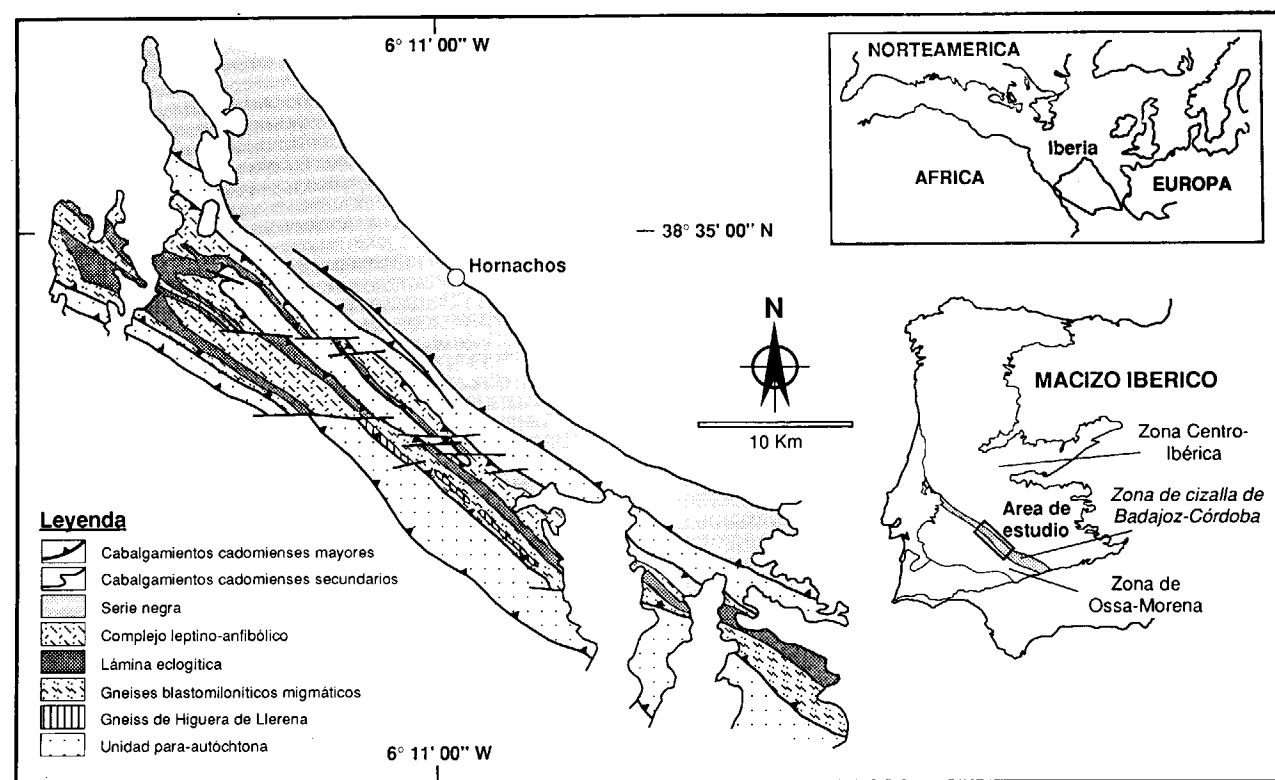


Figura 2.—Mapa geológico simplificado del tercio central del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba.

rior y Medio (que generalmente comienzan con un Ordovícico Inferior discordante sobre el Precámbrico) con características estratigráficas que los hacen afines a los materiales de la misma edad de la Zona Centro-Ibérica. Las sucesiones paleozoicas han sido estructuradas durante la Orogenia hercínica. Por su parte, los materiales del Proterozoico han sido también afectados en cierta medida por la Orogenia cadomiense.

Como será argumentado en un apartado posterior, la evolución tectónica general del Corredor Blastomilonítico se caracteriza por un episodio de deformación ( $D_1$ ) y de metamorfismo regional ( $M_1$ ) que tuvieron lugar durante el Proterozoico Superior (entre 620 y 575 Ma; BELLON et al., 1979; DELOCHE et al., 1979; QUESADA y DALLMEYER, 1990; ABALOS et al., 1991a), por un episodio posterior de rifting (ca. 500-450 Ma; CASTRO, 1987; GARCIA CASQUERO et al., 1985, 1988; QUESADA, 1989), y finalmente por un episodio de deformación dúctil transcurrente ( $D_2$ ) claramente hercínico (370-330 Ma; DALLMEYER y QUESADA, 1989) al que se asocia un metamor-

fismo ( $M_2$ ) de grado bajo-medio que trastoca ligeramente las asociaciones previas. Este episodio efecta en diversa medida a todas las rocas del Corredor Blastomilonítico y evoluciona durante el Carbonífero (BLATRIX y BURG, 1981; ABALOS, 1989; QUESADA y DALLMEYER, 1990) a una deformación frágil transpresiva ( $D_3$  regional).

A continuación se estudian los rasgos tectónicos y cinemáticos fundamentales de las estructuras asociadas a las deformaciones cadomiense (fase de deformación regional  $D_1$ ) y hercínica (fases de deformación regional  $D_2$  y  $D_3$ ) en el sector central del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba, aproximadamente entre los meridianos de Villafranca de los Barros y Berlanga (provincia de Badajoz, fig. 2).

## 2. CONSTITUCION TECTONOESTRATIGRAFICA DEL CORREDOR BLASTOMILONITICO DE BADAJOZ-CORDOBA

En el tercio central del Corredor Blastomilonítico se ha reconocido que los materiales gneísicos

aflorantes conforman un complejo alóctono prehercínico (Unidad Alóctona) afectado por un metamorfismo de grado medio-alto y presiones elevadas y emplazado tectónicamente sobre un conjunto paraautóctono de naturaleza metapelítica afectado por un metamorfismo de grado en general bajo (Unidad paraautóctona, ABALOS et al., 1990a).

La Unidad alóctona está compuesta por varias láminas gneísticas con características litológicas, petrográficas, historias y evoluciones tectono-térmicas propias (cf. ABALOS et al., 1990b). Estas láminas, que están apiladas tectónicamente y aparecen separadas entre sí por bandas de ultramilonitas, son las siguientes (fig. 2):

- Gneiss de Higuera de Llerena, en la base. Está constituido por gneises ocelares con grandes porfirocristales de feldespato envueltos en una matriz formada por cuarzo, biotita y sillimanita. Los gneises están intensamente deformados y gradan hacia el techo de la unidad a un tramo de ultramilonitas de potencia hectométrica que engloba masas exóticas de rocas ultramáficas (CHACON, 1974; CHACON y VELASCO, 1981).
- Lámina blastomilonítica de gneises migmáticos. Es asimilable al tramo de paragneises del Arroyo Argallón de DELGADO-QUESADA (1971) y consta de paragneises migmáticos biotíticos, diferenciados leucocráticos, aplíticos, ortogneises anatéticos, corredores ultramiloníticos e intercalaciones de anfibolitas banales, granatíferas y de retroeclogitas, principalmente. Su potencia, si bien es muy difícil de establecer, es de orden kilométrico.
- Lámina eclogítica. Es asimilable al tramo de anfibolitas de Las Mesas de DELGADO-QUESADA (1971) y consta de eclogitas, anfibolitas granatíferas y rocas ultramáficas. Alcanza su máxima potencia (varios centenares de metros) en la transversal del Cerro de Las Mesas, al E de Azuaga. No es continua a todo lo largo del sector central del Corredor Blastomilonítico, ya que se adelgaza y desaparece hacia el SE y el NO.
- Complejo leptino-anfibólico. Consta de anfibolitas, gneises feldespáticos y ortogneises alcalinos. Aflora ocupando los núcleos de las sinformas a lo largo de todo el Corredor Blastomilonítico, tectónicamente por encima de

los materiales de la lámina eclogítica (ver fig. 2). Su potencia es de varios centenares de metros.

- Serie Negra (CARVALHOSA, 1965), en el techo del apilamiento. Consta principalmente de esquistos biotíticos con intercalaciones de anfibolitas y cuarcitas negras. Presenta características similares a los materiales de la misma unidad que afloran en otros dominios de la Zona de Ossa-Morena (p. ej. en el antiforame de Burguillos-Monesterio; ref. EGUILUZ, 1988). En su base aparente un complejo gneístico de origen migmático que aflora en el domo de Mina Afortunada (ABALOS y EGUILUZ, 1992).

Este apilamiento de unidades gneísticas imbricadas descansa sobre la Unidad paraautóctona, constituida por una serie de naturaleza terrígena (pizarras, esquistos y metaarenitas que conforma las denominadas Formaciones de Azuaga y de la Atalaya (CHACON, 1979). Esta unidad presenta un metamorfismo de grado bajo o muy bajo y de presiones intermedias-bajas hacia el SO, y de grado bajo y altas presiones hacia el NE (ABALOS, 1990).

Discordantes sobre materiales de cualquier edad, o mostrando con ellos contactos mecánicos y/o intrusivos, se encuentran diversos tipos de rocas magmáticas y varias cuencas sedimentarias muy alargadas rellenas por sucesiones volcanosedimentarias y detríticas de edad Carbonífero Inferior (GABALDON et al., 1985). Las cuencas sedimentarias carboníferas están ligadas de manera muy estrecha a grandes fallas de salto en dirección y en ellas los materiales del relleno aparecen deformados y esquistosados.

### 3. CRONOLOGIA RELATIVA DE LAS DEFORMACIONES CADOMIENSE Y HERCINICA

En la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba los trabajos geocronológicos realizados hasta la fecha han permitido reconocer y datar diversos procesos de enfriamiento, de rehomogeneización isotópica total o parcial, o de generación de rocas ígneas. La interpretación de estos procesos, que arrojan edades radiométricas agrupadas preferentemente en torno a 280-380 Ma (edades «hercínicas»), 400-450 Ma, 470-520 Ma, o 540-630 Ma

(edades «cadomienses») ha sido y es en la actualidad materia de discusión. Las edades cadomienses en concreto parecen representar procesos de enfriamiento (las obtenidas con el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) o de formación de protolitos ígneos (edades U-Pb) durante el Proterozoico terminal-Cámbrico Inferior sobre cuyo significado no hay consenso general. Para un grupo de autores pueden representar la formación de protolitos que son deformados y metamorfizados con posterioridad (SCHAFER, 1990; SCHAFER et al., 1991), mientras que para otros (QUESADA, 1990a y 1990b; QUESADA y DALLMEYER, 1990; ABALOS et al., 1991a), considerando además las relaciones de campo, están más bien relacionadas con procesos tanto magmáticos como tectono-metamórficos ligados a la orogenia cadomiense.

En el seno de la Unidad paraautóctona definida en el apartado anterior y dentro del área a la que se refiere este estudio, la Formación Atalaya aflora en el núcleo de ventanas tectónicas alargadas (fig. 1) y en ellas aparece intruida por un ortogneiss subalumínico (el Ortogneis de Ribera del Fresno) que posdata (o al menos es sintectónico con respecto a ellas) a las estructuras y fábricas más antiguas (reconocidas en el campo o en lámina delgada), resultantes de un primer evento tectonotérmico regional al que se denomina  $D_1-M_1$ . Probablemente, las estructuras  $D_1$  reconocidas en las diversas unidades del Corredor son correlacionables entre sí sólo en parte. Para describirlas se utiliza la nomenclatura genérica anterior ( $D_1-M_1$ ) asumiendo de antemano que procesos distintos (relacionados con una evolución tectónica polifásica), si bien son los primeros que se reconocen en las unidades a las que afectan, pudieron haber ocurrido en ambientes y momentos diferentes.

Las relaciones de campo que permiten poner en evidencia que el Ortogneis de Ribera del Fresno es anterior o coetáneo con respecto a las estructuras  $D_1$  de la Formación Atalaya y al metamorfismo regional  $M_1$ , de marcado carácter sintectónico, son las siguientes:

- diques de ortogneises cortan la esquistosidad  $S_1$  presente en su encajante metapelítico;
- existen xenolitos metapelíticos en el interior de los ortogneises (cerca del contacto con el encajante) con una esquistosidad  $S_1$  que es cortada por la foliación milonítica C-S del

ortogneis, que es la única fábrica penetrativa que presenta;

- existen en el encajante metapelítico neoblastos desorientados de granate y biotita con microtexturas de crecimiento estático que posdatan a la esquistosidad  $S_1$  y que están presumiblemente relacionadas con el metamorfismo de contacto inducido por la intrusión del granitoide original.

Las foliaciones  $S_1$  y las microestructuras posiblemente relacionadas con el metamorfismo de contacto aparecen deformadas intensamente por estructuras posteriores ( $D_2$ ) tales como: pliegues en vaina (sheath folds), superficies C' en las bandas en las que la deformación es más intensa, crenulaciones, boudinage y planos de cizalla que conforman la esquistosidad regional  $S_2$  en el encajante metapelítico y que son paralelos a la única estructura penetrativa observable en el ortogneis. La esquistosidad  $S_2$  que se observa en la F. Atalaya, al igual que la única estructura penetrativa observada en el Ortogneis de Ribera del Fresno, es paralela al *slaty cleavage* que se observa afectando a los materiales carboníferos de las cuencas del Matachel y Berlanga (ABALOS y EGUILUZ, 1992), por lo que debe tratarse de una estructura hercínica s.l. El Ortogneis de Ribera del Fresno es, por lo tanto, un cuerpo intrusivo prehercínico (pre- $D_2$ ) cuya edad constituye un límite superior para la datación de las estructuras resultantes del evento tectono-térmico  $D_1-M_1$ .

Los circones de este ortogneis han sido datados con el método U-Pb, resultando una edad de c.  $632 \pm 192/74$  Ma (SCHAFER, 1990) que se ha interpretado como la edad probable de su formación. GARCIA-CASQUERO et al. (1985), utilizando la técnica Rb-Sr sobre roca total, obtienen una edad de  $423 \pm 38$  Ma que interpretan como edad de intrusión, si bien ésta ha sido reinterpretada posteriormente por SCHAFER (1990) como el resultado de un «reseting» isotópico. Finalmente, BLATRIX y BURG (1981) utilizando el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  sobre concentrados de biotita, obtienen una edad de 330-335 Ma que podría corresponder al enfriamiento por debajo de  $350^\circ\text{C}$  relacionado con el episodio de deformación  $D_2$ .

La geología de las secuencias y unidades tectono-estratigráficas del Proterozoico terminal del ámbito de la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba



y sus relaciones tectono-estratigráficas (presencia de dos rupturas mayores o discordancias separando secuencias deposicionales pre-, sin- y post-tectónicas; cf. QUESADA, 1990a y b), suponen una demostración alternativa y complementaria de que en el período comprendido entre el Proterozoico terminal y el Cámbrico Inferior tuvieron lugar procesos de deformación y metamorfismo regional.

El evento tectono-metamórfico  $D_2$ - $M_2$  está relacionado con el funcionamiento de una zona de cizalla dúctil al menos entre el Devónico Superior y el Carbonífero Inferior. Una parte de este funcionamiento ha sido datado con las técnicas  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y Rb-Sr. En el primer caso (DALLMEYER y QUESADA, 1989) han resultado edades de  $360-368 \pm 3$  Ma para el enfriamiento por debajo de unos  $500^\circ\text{C}$  (obtenidas a partir de concentrados de hornblenda) y de  $331-340 \pm 1$  Ma para el enfriamiento por debajo de unos  $350^\circ\text{C}$  (obtenidas a partir de concentrados de moscovita). Utilizando la técnica Rb-Sr se han obtenido resultados similares (GARCIA CASQUERO et al., 1988). Estos procesos de enfriamiento debieron estar muy cercanos en el tiempo al relleno y deformación en régimen transpresivo (ABALOS y EGUILUZ, 1991) de pequeñas cuencas volcano-sedimentarias carboníferas de edad Viseense (BROUTIN et al., 1983) y a la intrusión de diversos complejos magmáticos sub-volcánicos (fig. 1).

En base a las evidencias anteriores, la cronología de las estructuras  $D_1$  en el Corredor Blastomilonítico debe considerarse relacionada con el ciclo orogénico cadomiense s.l., estando esta asignación avalada por los resultados de estudios geocronológicos recientes realizados en esta y otras áreas de la Zona de Ossa-Morena (e.g.: QUESADA y DALLMEYER, 1990; QUESADA y DALLMEYER, 1991; DALLMEYER y QUESADA, en prensa).

#### 4. DINAMICA DE LA DEFORMACION Y ESTRUCTURA TECTONOTERMICA DURANTE LA OROGENIA CADOMIENSE

##### A) Cinemática de las estructuras tangenciales asociadas al emplazamiento de la Unidad Alóctona

Las características microestructurales y de petrofábrica que se observan en la mayor parte de

las rocas metamórficas del Corredor Blastomilonítico permiten establecer un régimen de la deformación no coaxial para la mayor parte de las estructuras  $D_1$ . Las estructuras  $D_1$  conservadas en la Unidad alóctona (lineaciones de estiramiento) presentan un sentido de cizalla (determinado en lámina delgada a partir de la asimetría observada en [1] las foliaciones de forma en agregados policristalinos de cuarzo y [2] en los diagramas de orientación preferente de ejes C del cuarzo; cf. ABALOS, 1990) bastante constante dirigido hacia el S (sentido N170-190E, fig. 3). En esta unidad únicamente se han reconocido estructuras cadomienses en las dos láminas tectónicas superiores (Complejo leptino-anfibólico y Serie Negra), en ambos casos cerca del cabalgamiento basal del complejo gneístico alóctono. Sentidos de emplazamiento tectónico idénticos se han reconocido en las porciones de la Unidad paraautóctona próximas a la superficie de cabalgamiento (pliegues tumbados asimétricos y cabezas buzantes vergentes al S y lineaciones de estiramiento).

DELOCHE y SIMON (1979) y DELOCHE et al. (1979) señalan direcciones de emplazamiento tectónico para materiales gneísticos semejantes en el área de Cerro Muriano (en las proximidades de Córdoba) similares a las citadas en este estudio.

Las estructuras  $D_1$  no se observan frecuentemente con orientaciones próximas a las que presentaban originalmente, ya que han sido trastocadas y transpuestas en muchas ocasiones por el episodio de deformación  $D_2$ . Sin embargo, la consistencia encontrada en los resultados, la validez incontestable de los criterios de cizalla utilizados, y el acuerdo con los resultados obtenidos en otras áreas mediante las mismas técnicas (DELOCHE y SIMON, 1979) ponen, en nuestra opinión, fuera de toda duda la dirección de emplazamiento tectónico hacia el S de la Unidad alóctona durante el episodio  $D_1$ .

##### B) Evolución tectono-metamórfica presión-temperatura durante el Proterozoico Superior

Las distintas unidades tectónicas que constituyen el Corredor Blastomilonítico han estado sometidas a evoluciones metamórficas ( $M_1$ ) diferentes, todas las cuales están relacionadas más o menos estrechamente desde el punto de vista

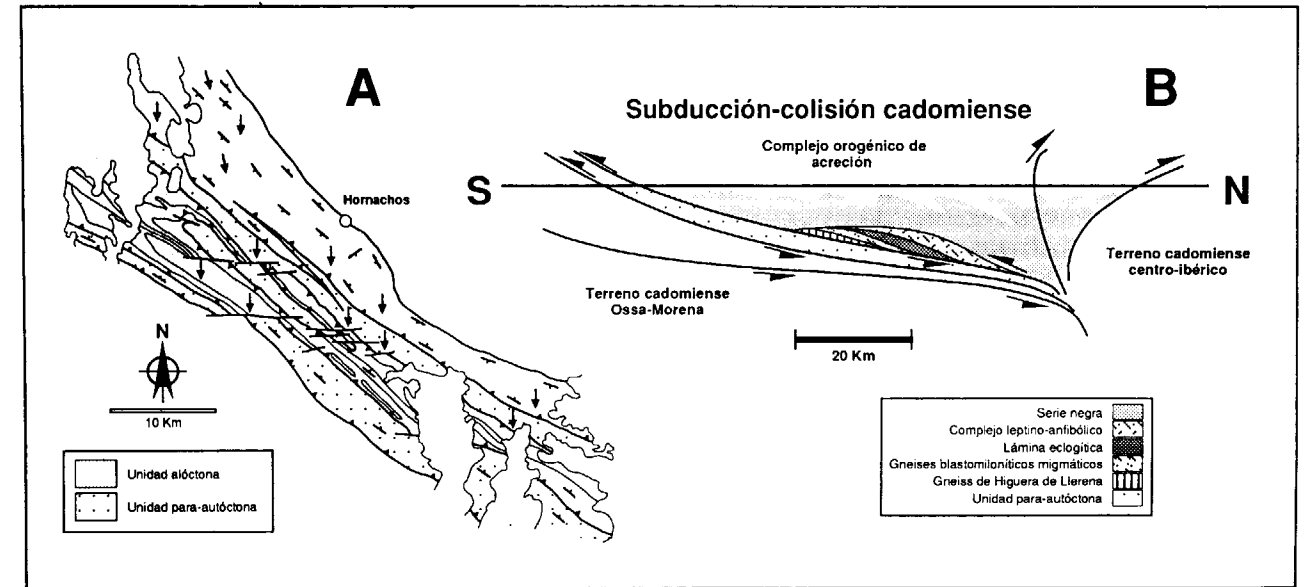


Figura 3.—A: Mapa estructural del Corredor Blastomilonítico en el que se presentan las direcciones de transporte tectónico obtenidas para las diferentes unidades tectónicas diferenciadas. Las flechas se refieren a la dirección y sentido del desplazamiento de los bloques superiores respecto a los inferiores en planos con un grado de inclinación variable correspondientes a las estructuras  $D_1$ . B: Reconstrucción geométrica probable de la estructura interna del complejo gneístico del Corredor y de la disposición del cabalgamiento basal de la Unidad alóctona sobre la Unidad paraautóctona al final de la Orogenia cadomiense. Ver comentarios en el texto.

microestructural con los eventos deformacionales  $D_1$  (ABALOS et al., 1990b, 1991a; figs. 4 y 5) y por ello se consideran cadomienses s.l. Aunque el estudio detallado de las condiciones del metamorfismo  $M_1$  del Corredor Blastomilonítico es objeto de un tratamiento separado (ABALOS et al., 1991a, b y c), cabe destacar que en diversas unidades se alcanzan condiciones propias del grado alto, a veces también altas presiones, que contrastan con el grado metamórfico bajo-medio que se alcanza en relación con las estructuras de deformación dúctil y frágil dúctil  $D_2$  y que se ha puesto de manifiesto a través el estudio de las condiciones de deformación plástica del cuarzo (ABALOS y EGUILUZ, 1990a y b). Los geotermo-barómetros utilizados para determinar cuantitativamente las condiciones P-T de  $M_1$ , los resultados de cuya aplicación se exponen a continuación, son los siguientes (ABALOS, 1990): granate-biotita, granate-fengita, plagioclasa-feldespato alcalino, granate-plagioclasa-cuarzo-silicatos aluminicos, granate-fengita-biotita-plagioclasa y clorita-moscovita-biotita en esquistos y gneises metapelíticos, y granate-clinopiroxeno, granate-anfibol, granate-biotita, anfibol-plagiocla-

sa y equilibrios composicionales de anfíboles en metabasitas (incluyendo esquistos verdes, anfibolitas y eclogitas).

En la Unidad alóctona el clímax migmatítico se produce a presiones de 6-8 kbar en la unidad tectónica inferior (Gneis de Higuera de Llerena), mientras que en la Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmatíticos suprayacente ocurre a presiones ligeramente mayores (7-9 kbar), y en la Lámina Eclogítica que se superpone a esta última se conserva un clímax metamórfico generado bajo presiones mínimas de 15 kbar (fig. 4). La distribución invertida del metamorfismo que se observa en las tres unidades anteriores en cuanto a las presiones alcanzadas se pierde en las unidades que se superponen a la Lámina Eclogítica (fig. 5). En las rocas del Complejo Leptino-anfibolítico las asociaciones conservadas son asociaciones banales de la facies de las anfibolitas. Por su parte, en la Serie Negra, si bien se alcanza migmatización en su base, ésta ocurre bajo presiones intermedias, inferiores a las citadas más arriba, predominando un metamorfismo en el que las temperaturas alcanzadas son también más bajas que en los casos anteriores.

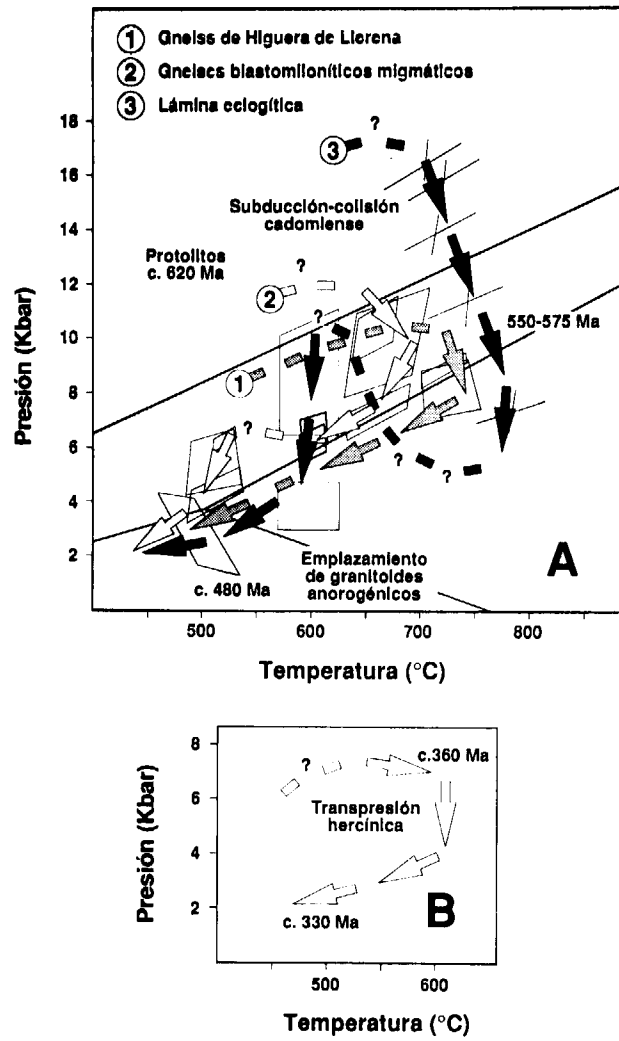


Figura 4.—(A) Trayectorias P-T y controles geocronológicos principales para las evoluciones tectonometamórficas cadomienses de las láminas gneísticas del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba afectadas por metamorfismo de grado alto y altas presiones. Los polígonos cerrados y las rectas cruzadas representan los campos de estabilidad determinados experimentalmente para diversas asociaciones minerales de gneises y retroeclogitas. Las flechas indican las trayectorias probables seguidas en el espacio P-T por: (1) el Gneis de Higuera de Llerena, (2) los gneises de la Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos, y (3) las metabasitas de la Lámina Eclogítica. La conexión entre las partes superior e inferior de la trayectoria (3) sugiere que tras un período inicial de rápido ascenso, descompresión y enfriamiento de la Lámina Eclogítica tuvo lugar un nuevo incremento de la presión relacionado probablemente con un período de subcabalgamiento bajo corteza continental. (B) Trayectoria P-T y controles geocronológicos principales para la evolución tectonotérmica del Corredor Blastomilonítico durante el Paleozoico Superior.

La distribución invertida del metamorfismo M, se manifiesta finalmente a nivel de las temperaturas máximas alcanzadas en relación con la Unidad paraautóctona, la cual recoge la evolución P-T en dos niveles estructurales diferentes. En el nivel estructural más alto el metamorfismo M, es de presiones intermedias-bajas, alcanzando un clímax tanto a presiones como a temperaturas inferiores a las registradas en las unidades tectónicas de la Unidad alóctona con las que está en relación espacial. En niveles estructurales más bajos las temperaturas alcanzadas son igualmente más bajas; sin embargo, las presiones son del mismo rango (fig. 5).

La trayectoria P-T experimentada por las eclogitas es la que abarca una mayor diversidad de condiciones de presión y temperatura. La trayectoria (asociada al evento D<sub>1</sub>) evidencia una descompresión isotérmica de unos 10 kbar (desde 15 a 4-5 kbar). Las condiciones P-T calculadas para el clímax eclogítico corresponden al estadio final de un metamorfismo progrado al que cabe asociar un gradiente geotérmico del orden de 15-20 °C/km al menos para el intervalo de temperaturas de 200 a 700 °C (RAHEIM y GREEN, 1975). Estas características permiten suponer que las eclogitas experimentaron una subducción en la litosfera hasta profundidades del orden de 50-60 km. De acuerdo con ENGLAND y THOMPSON (1984), THOMPSON y ENGLAND (1984), PLATT (1986), HEILBRONER et al (1987), DAVIES y WARREN (1988) y ALLEN (1989), el incremento progresivo de presión hasta los valores registrados por las eclogitas se puede explicar mediante procesos de subcabalgamiento en un prisma de acreción tectónica situado en una zona de subducción/colisión.

Por debajo de presiones de 6-8 kbar y de temperaturas de 600-700 °C las trayectorias P-T recogidas por las diversas láminas gneísticas que componen la Unidad alóctona son bastante similares. A una descompresión más o menos isotérmica hasta 4-5 kbar le sigue un enfriamiento progresivo bajo presiones progresivamente decrecientes. No obstante, las asociaciones con anfíbol-plagioclasa de eclogitas retrogradadas se reequilibraron hasta condiciones de 580 ± 25 °C y 9-11 kbar por efecto de un nuevo incremento de la presión previo a la evolución bajo condiciones de presión y temperatura decreciente comparable a la de los gneises. Se interpreta que

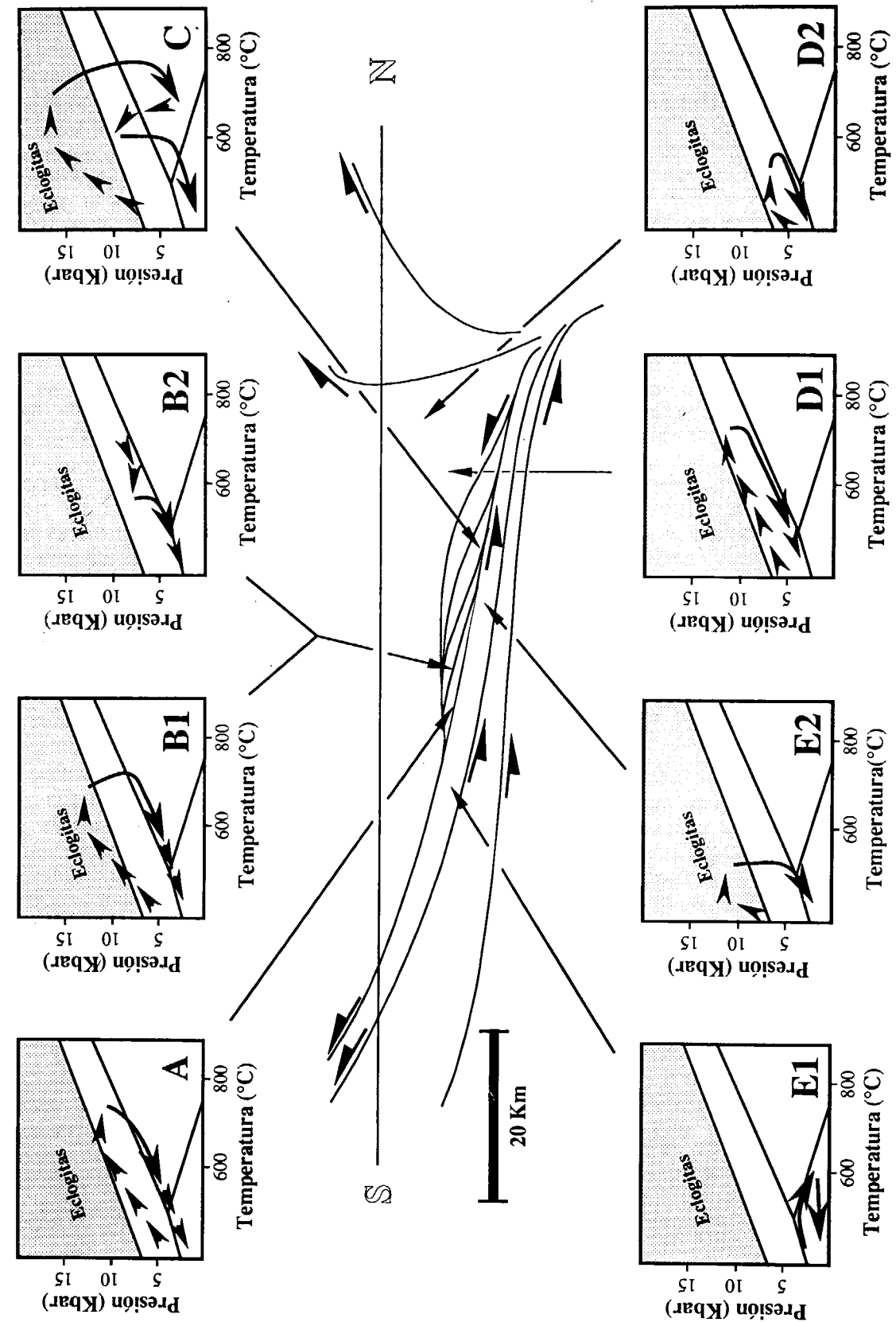


Figura 5.—Reconstrucción del complejo orogénico cadomiense de subducción/colisión en la que se muestran las evoluciones metamórficas P-T registradas por cada una de las unidades tectónicas que constituyen el Corredor Blastomilonítico: A, Gneis de Higuera de Llerena; B1, gneises biotíticos de la lámina blastomilonítica de gneises migmáticos; B2, gneises moscovíticos de la lámina blastomilonítica de gneises migmáticos; C, metabasitas de la lámina eclogítica; D1, gneises de la base de la Serie Negra; D2, esquistos y anfíbolitas de grado bajo de la Serie Negra; E1, niveles estructurales superiores de la Unidad paraautóctona; E2, niveles estructurales inferiores de la Unidad paraautóctona.

este incremento de la presión tras un período inicial de rápido ascenso, descompresión y enfriamiento de la lámina eclogítica, está relacionado con un período de subcabalgamiento bajo corteza continental (cf. CARSWELL y CUTHBERT, 1986; CUTHBERT et al., 1986).

Los recorridos presión-temperatura registrados siguen un sentido horario en el campo P-T, incluyendo una importante descompresión coetánea con el levantamiento en condiciones de temperatura casi constantes. Este tipo de evolución general se ha explicado anteriormente (BOHLEN, 1987) como resultado de la descarga de la columna de corteza suprayacente por procesos de erosión, los cuales podrían tener períodos de duración de 20-50 Ma (ENGLAND y RICHARDSON, 1977; THOMPSON y ENGLAND, 1984; ELLIS, 1987). La longitud del tramo de la trayectoria presión-temperatura correspondiente a la descompresión isotérmica está directamente determinada por las tasas o velocidades de ascenso. En el caso que nos ocupa, velocidades de levantamiento elevadas relacionadas con grandes cabalgamientos y el subsiguiente adelgazamiento cortical por procesos de extensión hacen que las rocas de la Unidad alóctona sufran una descompresión casi isotérmica (SPEAR et al., 1984; THOMPSON y RIDLEY, 1987) en una zona de colisión.

El emplazamiento de la Unidad alóctona por cabalgamientos supone, además, su colocación sobre un bloque más frío, el cual sufre como resultado un metamorfismo progrado caracterizado por una trayectoria P-T de sentido antihorario (SPEAR et al., 1984; BOHLEN, 1987). El adelgazamiento cortical por procesos extensionales explica la parte final de los segmentos de descompresión isotérmica, ya que provoca un acercamiento hacia la superficie de las rocas con metamorfismo más elevado por una descarga o remoción tectónica de las rocas suprayacentes.

### C) Dinámica de la deformación y emplazamiento de la Unidad alóctona durante el Proterozoico Superior

La estructura del Corredor Blastomilonítico en relación con el emplazamiento de la Unidad alóctona durante el Proterozoico Superior se esquematiza en el corte sintético que se presenta en

la figura 3. Este corte se ha construido, tras deshacer los efectos de las deformaciones transpresivas hercínicas, según una dirección paralela a la directriz de las lineaciones minerales y de estiramiento  $L_1$ , en la transversal del domo de Mina Afortunada-Hinojosa del Valle. La escala vertical se ha calculado a partir de las potencias de las unidades involucradas y, para el cabalgamiento basal de la Unidad alóctona, a partir del cálculo de las profundidades correspondientes a las presiones registradas en las asociaciones minerales  $M_1$  (ABALOS, 1990).

Es característica de esta sección estructural la disposición de los planos de esquistosidad  $S_1$  de la Unidad paraautóctona paralelos al cabalgamiento basal de la Unidad alóctona y a la foliación blastomilonítica  $S_1$  de los materiales que la constituyen. En el paraautóctono el grado metamórfico asociado a la foliación  $S_1$  aumenta hacia el cabalgamiento basal del alóctono. Hacia el N se verifica un ligero aumento de las temperaturas registradas en las asociaciones metamórficas  $M_1$ , pero lo fundamental es el aumento significativo de las presiones, con andalucita estable al S y cianita al N (condiciones de P calculadas en unos 8-9 kbar para este último caso).

En la Unidad alóctona los límites entre las unidades tectónicas diferenciadas, marcados por zonas de cizalla, forman un pequeño ángulo con el cabalgamiento basal. En la zona meridional, el cabalgamiento basal de la Unidad alóctona superpone las láminas basales de esta sobre la Unidad paraautóctona. Hacia el N se disponen progresivamente sobre el paraautóctono láminas de la Unidad alóctona tanto más altas tectónicamente cuanto más al N, hasta que el cabalgamiento basal pone en contacto la Serie Negra con la Unidad paraautóctona (figs. 2 y 3). Esto significa que el cabalgamiento basal es oblicuo y corta los contactos entre las láminas que componen el alóctono.

Esta sección estructural, que refleja la geometría resultante del emplazamiento de la Unidad alóctona sobre su autóctono relativo, presenta como característica más destacable la disposición de las diferentes unidades tectónicas que la constituyen. Estas últimas, que aparecen formando un apilamiento tectónico, están separadas entre sí por estructuras cabalgantes que convergen hacia el cabalgamiento basal para formar «dúplex» a gran escala. Asimismo, la geometría

del corte requiere que la potencia de la Unidad alóctona, un bloque cortical cabalgante constituido por rocas tanto cuarzo-pelíticas como básicas, alcance 15-20 km, de los que sólo se han conservado, como máximo, 10 km.

No existen evidencias de si el Corredor Blastomilonítico constituye la zona de raíz del orógeno cadomiense o si en realidad corresponde a materiales alóctonos de una zona de colisión emplazados a cierta distancia de la sutura. Para explicar la geometría de las estructuras cadomienses de la zona situada inmediatamente al N del Corredor se ha optado aquí por un modelo inspirado en la geometría de cortes a escala cortical realizados en diversas cadenas de plegamiento (DEWEY, 1977; MATTAUER, et al., 1981; COWARD, 1983; MATTE, 1986; PLATT, 1986; MALAVIEILLE, 1987; MENARD y THOUVENOT, 1987). Se ha colocado un accidente vertical que delimita al N un bloque cortical competente que hace el papel de contrafuerte. Este accidente, que acomodaría desplazamientos en dirección, no separa necesariamente bloques continentales o terrenos distintos (algunas unidades o grupos de materiales pueden estar presentes en ambos). Sin embargo, es probable que, desde el momento de su instauración, ejerza un importante control en la paleogeografía y evolución de cuencas sedimentarias. En el área estudiada, este accidente vertical puede estar representado por la Falla de Hornachos, la cual, si bien no separa dominios diferentes en cuanto al tipo de materiales precámbricos presentes (la Serie Negra aflora al N y S de la misma), ejerce un importante control sobre la sedimentación desde el Paleozoico Inferior (PARIS y ROBARDET, 1977; JAEGER y ROBARDET, 1979; ROBARDET, 1982; GUTIERREZ MARCO et al., 1984, 1987; ROBARDET et al., 1988).

Queda también abierta la posibilidad de que existan importantes cabalgamientos cadomienses más hacia el S del Corredor Blastomilonítico.

Las evidencias recogidas en toda una serie de cadenas de plegamiento en relación con el ascenso hasta la superficie terrestre de rocas de grado alto sometidas inicialmente a presiones elevadas (PLATT, 1986; HEILBRONER et al., 1987; DAVIES y WARREN, 1988) demuestran que la mayor parte del mismo se realiza mientras la convergencia de placas y la subducción son activas. Una parte importante de este levantamiento

(20-40 por 100) es anterior a los procesos de extensión cortical y erosión que acompañan a la reequilibración por mecanismos extensionales que actúan a continuación de las fases de engrosamiento cortical. Al mismo tiempo, el levantamiento se realiza cuando los gradientes geotérmicos permanecen aún relativamente bajos y por ello no se produce un *overprinting* significativo de las paragénesis generadas durante el clímax metamórfico (RUBIE, 1984).

PLATT (1986) y DAVY y GILLET (1986) proponen que el apilamiento de unidades tectónicas en la base de prismas de acreción o de zonas de convergencia/colisión continental (subcabalgamiento o *understacking*) es el mecanismo principal que permite explicar y dirige tanto el acercamiento hacia la superficie de rocas de grado alto generadas a profundidades elevadas como las características termotectónicas, evoluciones PT y distribución del metamorfismo en las unidades tectónicas involucradas. Las unidades apiladas por *understacking*, procedentes de la placa o bloque cortical que subduce, lo hacen por procesos de plegamiento, formación de dúplex o por la acción de cabalgamientos que se van activando progresivamente. Este proceso coloca láminas de materiales relativamente fríos en la base de las unidades ya apiladas, determinando así en cierto grado la evolución PTt de estas últimas. DAVY y GILLET (1986) establecen el período de actividad de un cabalgamiento hasta que queda bloqueado en 10-30 Ma. Este lapso de tiempo marca la periodicidad de la acreción de nuevas unidades de la pila tectónica y de la perturbación de sus evoluciones PTt.

Este esquema tectonotérmico presenta muchos puntos en común con la distribución presentada en este estudio de los patrones de evolución PTt y la estructura cadomiense de las unidades tectónicas del Corredor Blastomilonítico. La porción basal de la Unidad alóctona está constituida por tres unidades superpuestas de rocas de alto grado separadas entre sí por zonas de cizalla dúctil importantes y caracterizadas cada una de ellas por una evolución PTt que alcanza presiones más elevadas en las unidades estructuralmente más altas. La Unidad paraautóctona, situada estructuralmente por debajo de las anteriores, encaja perfectamente en este esquema: ocupa la base del apilamiento y se trata de la unidad (relativamente fría) emplazada en último lugar. Las

unidades tectónicas situadas por encima de las tres láminas basales del alóctono (Complejo leptino-anfibolítico y Serie Negra) presentan una peculiaridad especial que ya ha sido observada en otras cadenas de plegamiento fenerozoicas (PLATT, 1986): se superponen estructuralmente a rocas de grado alto y presiones elevadas pero ellas mismas no presentan vestigios que indiquen un metamorfismo de altas presiones. Consecuentemente, la distribución del metamorfismo es normal en la mitad superior de la Unidad alóctona. La potencia de materiales por encima de las rocas de altas presiones (unos 5 km conservados y, probablemente, otros 5-10 que han sido erosionados) es totalmente insuficiente para explicar las presiones de 15 kbar (equivalentes a 50-60 km de profundidad) determinadas para las asociaciones eclogíticas. Este hecho pone de manifiesto que es necesario un mecanismo tectónico para explicar la exhumación de las eclogitas y demás rocas de alto grado: la extensión (acompañada de erosión en la superficie) inducida por el engrosamiento de una cuña de corteza continental debido a la acreción de unidades tectónicas en su base (PLATT, 1986; BEHRMANN y RATSCHBACHER, 1989).

El metamorfismo invertido en el Corredor Blastomilonítico ha sido explicado (DELOCHE y SIMON, 1979; DELOCHE et al., 1979) siguiendo el modelo propuesto por LE FORT (1975) para el Himalaya. Tal esquema de interpretación se fundamenta en los estudios de la distribución del flujo geotérmico, de las temperaturas y las presiones en las zonas de subducción continentales y en los efectos térmicos de la colisión continental (BIRD et al., 1975; BUCK y TOKSOZ, 1983; CONNOLLY y THOMPSON, 1989) y ha sido discutido con posterioridad (BRUNEL y ANDRIEUX, 1980; BRUNEL, 1983; MASON, 1984) para poner de manifiesto el papel de los cabalgamientos post-metamorfismo como responsables de los dispositivos metamórficos invertidos. En el Corredor Blastomilonítico la distribución de unidades separadas por zonas de cizalla dúctil están en la línea de las propuestas de BRUNEL y ANDRIEUX (1980) y BRUNEL (1983). Sin embargo, los modelos de DAVY y GILLET (1986), PLATT (1986) y BEHRMANN y RATSCHBACHER (1989) explicados más arriba permiten explicar de manera más satisfactoria las características de las estructuras  $D_1$  encontradas.

El acortamiento mínimo que se puede estimar a partir de la reconstrucción del corte de la figura 3 es de 80-100 km. El desplazamiento total, no obstante, es mucho mayor, ya que a la flecha anterior habría que sumar los desplazamientos relativos ocurridos entre las unidades tectónicas que componen el bloque alóctono y que, por ejemplo, han acercado a la superficie rocas formadas a 50-60 km de profundidad como resultado de una interacción compleja de cabalgamientos y extensiones. Un cabalgamiento de 200-300 km de flecha puede, en nuestra opinión, explicar las características estructurales y metamórficas observadas como resultado del episodio tectono-metamórfico cadomiense durante el Proterozoico Superior.

## 5. DINAMICA DE LA DEFORMACION TRANSPRESIVA HERCINICA

### A) Régimen de la deformación y criterios de cizalla

Las características microestructurales y de petrofábrica (ABALOS y EGUILUZ, 1990a, 1990b) que se observan en la mayor parte de las rocas metamórficas del Corredor Blastomilonítico permiten establecer que el régimen de la deformación hercínica es no coaxial para la mayor parte de las estructuras reconocidas. La deformación regional hercínica (fases  $D_2$  y  $D_3$ ) se manifiesta predominantemente con carácter rotacional, si bien existe una transición gradual hacia una deformación mixta coaxial y por cizalla simple hacia los niveles estructurales superiores de la Unidad alóctona. El episodio de deformación transpresiva frágil  $D_3$  evidencia una clara partición de la deformación en bloques sometidos a aplastamiento delimitados por zonas de cizalla estrechas que absorben la componente no coaxial de la deformación global (ABALOS et al., 1989). El resultado final de las deformaciones hercínicas es el cizallamiento, plegamiento y fracturación del complejo orogénico cadomiense (fig. 6), con lo que: 1) se forman las grandes fallas transcurrentes de Hornachos, Azuaga y Malcocinado; 2) aparecen numerosas bandas de cizalla dúctil, frágil-dúctil y frágil subverticales, y 3) los contactos tectónicos y las foliaciones cadomienses se pliegan y verticalizan para dar lugar a la banda o corredor de rocas miloníticas

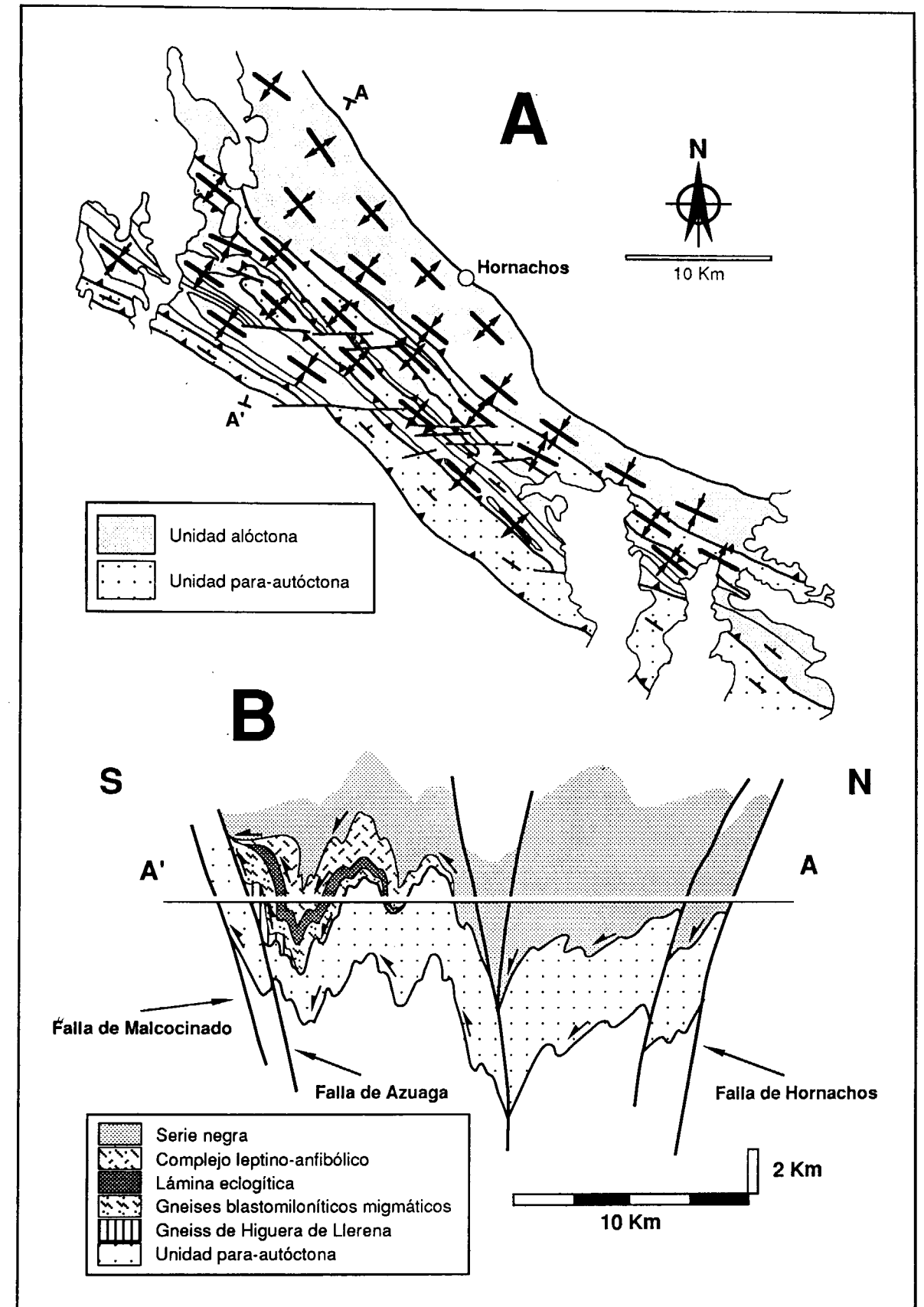


Figura 6.—A: Mapa estructural en el que se presentan las direcciones axiales de los pliegues que deforman el apilamiento cadomiense de láminas gneissicas del Corredor Blastomilonítico. B: Corte geológico representativo de la transversal A-A' señalada en (A) en el que se muestra la geometría probable de la estructura resultante de la deformación transpresiva del complejo gneissico mostrado en la figura 3. Ver comentarios en el texto.

con foliación fuertemente inclinada que conocemos en la actualidad.

Los sentidos de movimiento tectónico asociados a las lineaciones de estiramiento y a otras estructuras relacionadas con los episodios de deformación hercínica citados se han determinado

en el campo y, sobre todo, en láminas delgadas realizadas sobre muestras orientadas (fig. 7).

En el primer caso, los criterios de cizalla utilizados son: la disposición sigmoidal de la esquistosidad en meso- y microzonas de cizalla (RAMSAY y GRAHAM, 1970), asimetría de pliegues

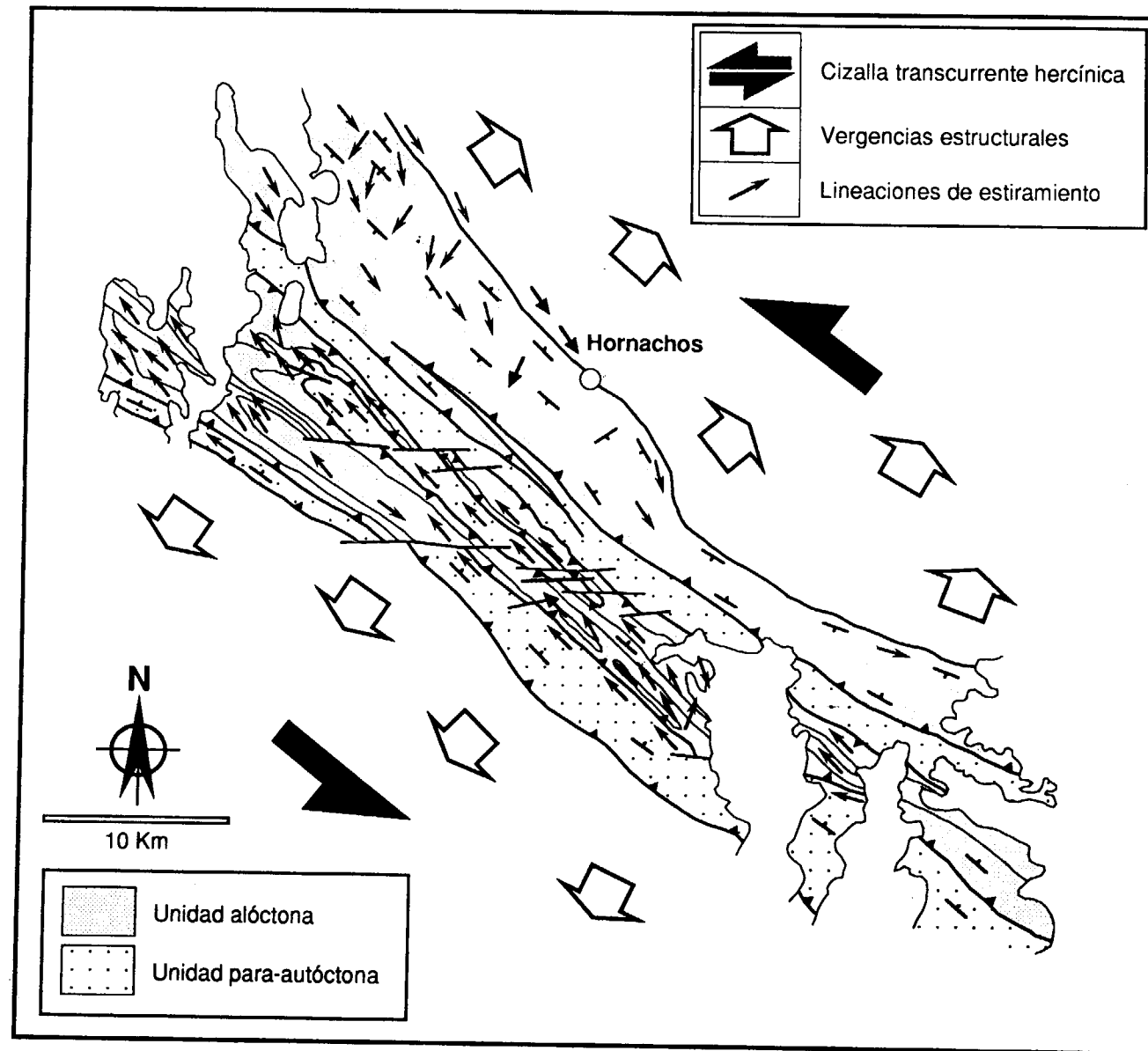


Figura 7.—Esquema estructural en el que se muestran los caracteres cinemáticos de las estructuras generadas durante las fases de deformación regional  $D_2$  y  $D_3$  (lineaciones de estiramiento en zonas de cizalla dúctil y frágil-dúctil), y las vergencias estructurales observadas en los materiales paleozoicos de los bloques situados a ambos lados de la banda ocupada por el cinturón de rocas miloníticas, es decir, al NE de la Falla de Hornachos (dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina) y al SW de la Falla de Malcocinado.

intrafoliares (WILSON, 1978), en vaina (BELL y HAMMOND, 1984; GHOSH y CHATTERJEE, 1985; CABBOLD y QUINQUIS, 1980; GHOSH y SENGUPTA, 1987) y de tipo «a» (MALAVIEILLE, 1987), estructuras C-S (BERTHE et al., 1979) y la morfología sigmoidal de sistemas porfiroclásticos (LISTER y SNOKE, 1984).

En las observaciones en lámina delgada se han utilizado, junto con algunos de los criterios anteriores, los que se citan a continuación (láminas 1, 2, 3 y 4): figuras de rotación de porfiroclastos (PASSCHIER y SIMPSON, 1986; VAN DEN DRIESSCHE, 1986; VAN DEN DRIESSCHE y BRUN, 1987; BLUMENFELD y BOUCHEZ, 1988; DOBLAS et al., 1988), colas asimétricas de recristalización dinámica relacionadas con feldespatos, granates o cuarzo (SIMPSON y SCHMID, 1983; NICOLAS, 1984; TAKAGI e ITO, 1988), asimetría de los planos C, S y C' (BERTHE et al., 1979; PLATT y VISSERS, 1980; PLATT, 1984; CHOUKROUNE et al., 1987; GAPAIS et al., 1987) y de bandas de cizalla (PASSCHIER, 1984; MALAVIEILLE, 1987), boundinage y microkinking asimétrico en feldespatos (HANMER, 1982), morfología sigmoide de *mica-fish* (LISTER y SNOKE, 1984), foliaciones de forma asociadas a la recristalización dinámica del cuarzo (GARCIA CELMA, 1982; SIMPSON, 1983; BURG, 1986; JESSELL, 1988a y b; MAINPRICE y NICOLAS, 1989; VISSERS, 1989), microestructuras asociadas a los bordes de grano (DRURY y HUMPHREYS, 1988), y la asimetría de las fábricas de ejes C de cuarzo (BOUCHEZ y PECHER, 1976; LISTER y WILLIAMS, 1979; BOUCHEZ et al., 1983; BRUNEL, 1983; TUBIA y CUEVAS, 1985; TUBIA, 1988).

Los criterios de cizalla utilizados para determinar la cinemática de las estructuras  $D_3$  son, eminentemente, cartográficos y basados en el análisis estructural de la tectónica frágil-dúctil y frágil (ABALOS et al., 1989).

#### B) Cinemática de la deformación transcurrente hercínica

Las estructuras  $D_2$  son en toda la región estudiada resultado de un cizallamiento transcurrente senestro y están presentes tanto en los materiales de la Unidad alóctona como en los de la para-autóctona (fig. 7).

En la Unidad paraautóctona los granitoides pre-

hercínicos alcalinos (ortogneis de Ribera del Fresno y afloramientos de ortogneis relacionados, figs. 8 y 9) son marcadores excelentes de esta fase de deformación, ya que es la única que les afecta. En ellos la foliación milonítica se inclina predominantemente al NE, por lo que cizallamientos sinistros aplicados sobre planos de esta orientación resultan en sentidos de emplazamiento de los bloques superiores respecto de los inferiores dirigidos al NO independientemente de que las lineaciones de estiramiento se inclinen al NO, al SE o se sitúen sobre planos de cizalla horizontales (ABALOS, 1989). Resultados cinemáticos como estos se han encontrado en todos los materiales graníticos pre-hercínicos alcalinos aflorantes en el sector central del Corredor, desde el Ortogneis de Aceuchal (al NO del área estudiada) hasta el Ortogneis de Las Minillas (situado al SE en las proximidades de Azuaga, fig. 9).

Entre la Formación de Azuaga y los materiales de la Fm. Atalaya el buzamiento predominante de la foliación milonítica  $D_2$  en los gneises de la Unidad alóctona es hacia el NE. Igual que en el caso citado más arriba, un cizallamiento sinistro sobre estos planos determina la aparición de criterios de movimiento tectónico de los bloques superiores respecto de los inferiores dirigidos hacia el NO muy constantes (fig. 7).

Un efecto adicional de las deformaciones hercínicas (considerando conjuntamente  $D_2$  y  $D_3$ ) es el plegamiento de las foliaciones  $S_1$  y de los contactos litoestratigráficos y mecánicos cadomieneses resultando pliegues de plano axial subvertical relacionados geoméricamente con las foliaciones miloníticas/ultramiloníticas  $D_2$ - $D_3$  y con las principales fallas en dirección que surcan o delimitan longitudinalmente al Corredor Blastomilonítico (fig. 6). En un corte transversal del Corredor la disposición de los planos axiales de estos pliegues es en abanico, siendo ligeramente vergentes al SO en la mitad sur-occidental del Corredor y hacia el NE en la mitad nor-oriental

En áreas antiformales en las que las foliaciones  $S_1$  se conservan horizontales, como en la ventana en la que afloran los gneises milonita de Higuera de Llerena (fig. 10), el evento  $D_2$  ha dado lugar a foliaciones y lineaciones de estiramiento para las cuales se mantienen las direcciones de movimiento referidas más arriba. No obstante, en estas áreas se han podido reconocer de manera

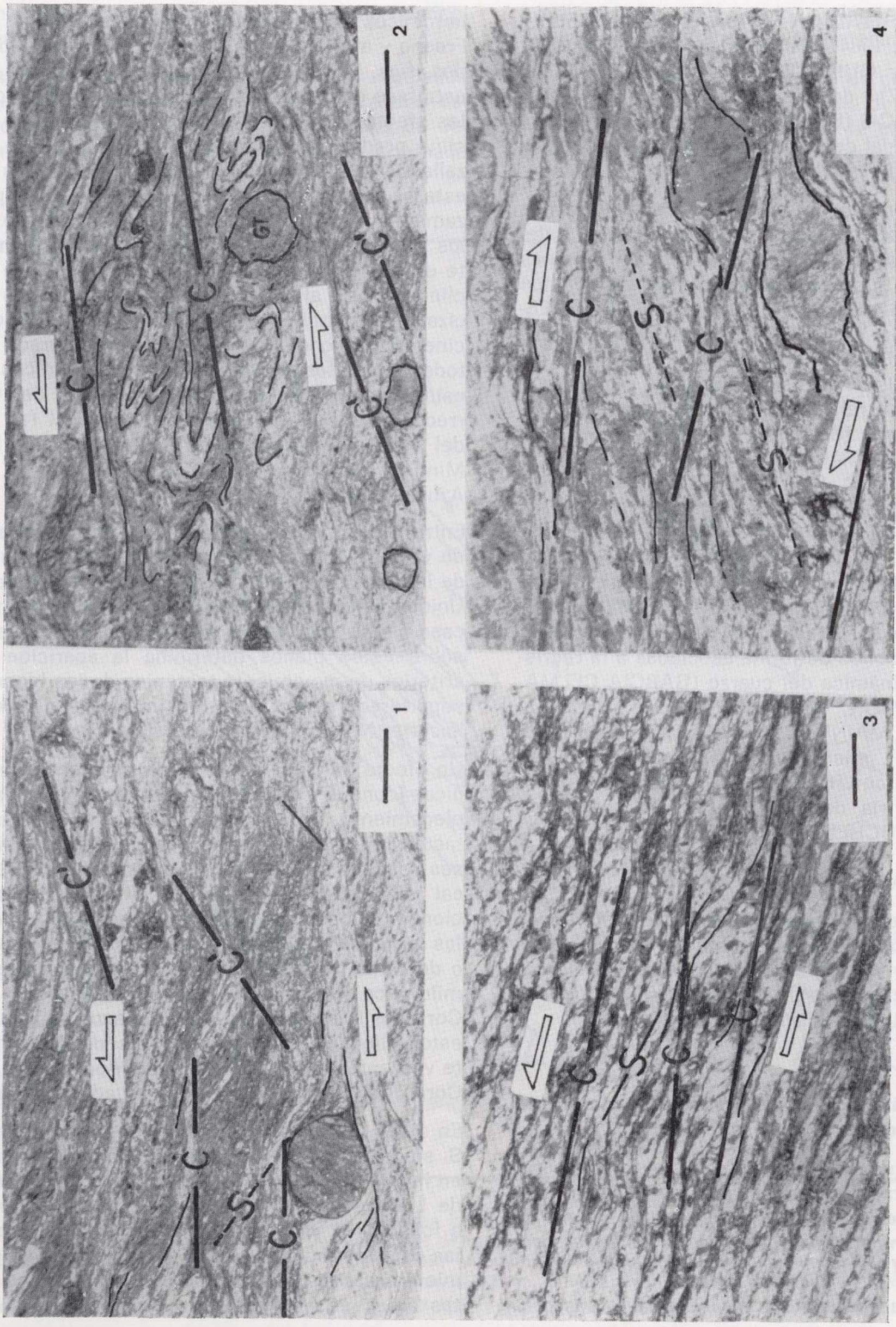


Lámina 1.—Criterios de cizalla asociados a microestructuras  $D_2$  en las metapelitas de la Unidad parautoctona (Formación Atalaya) aflorantes en la ventana de Ribera del Fresno (1, 2 y 3) y en el ortogneis del mismo nombre (4). Se observa el desarrollo de superficies S, C, C', y de sistemas porfiroclásticos sigmoidales. En 1, 2 y 3 el sentido de cizalla es senestro, mientras que en 4 es dextro. Barras de referencia: 1 mm en 1, 2 y 4 y 0,5 mm en 3.

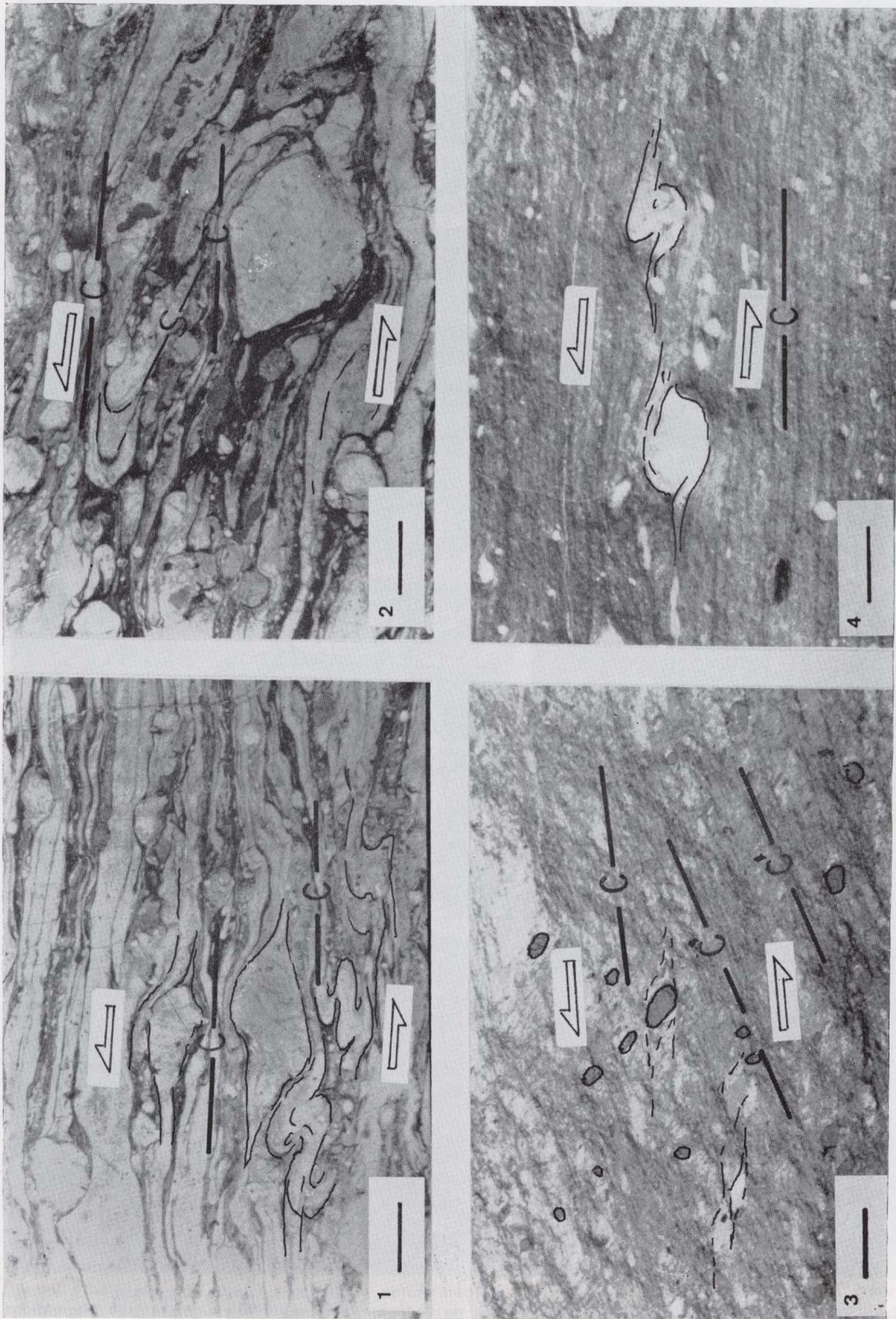


Lámina 2.—Criterios de cizalla en microestructuras  $D_2$  en el Gneis de Higuera de Llerena (1 y 2) y en las ultramilonitas que lo separan de la Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos. Se observa en los primeros el desarrollo de sistemas porfiroclásticos sigmoidales (1 y 2) y de planos de cizalla C así como un intenso plegamiento de las cintas de cuarzo. En las ultramilonitas los planos C son los únicos presentes, o bien se asocian a planos C' y/o a bandas de cizalla (3). Son comunes también los sistemas porfiroclásticos de tipo «delta» y las estructuras de arrollamiento (4). Barras de referencia: 1 mm (1), 0,7 mm (2), 0,5 mm (3) y 0,25 mm (4).

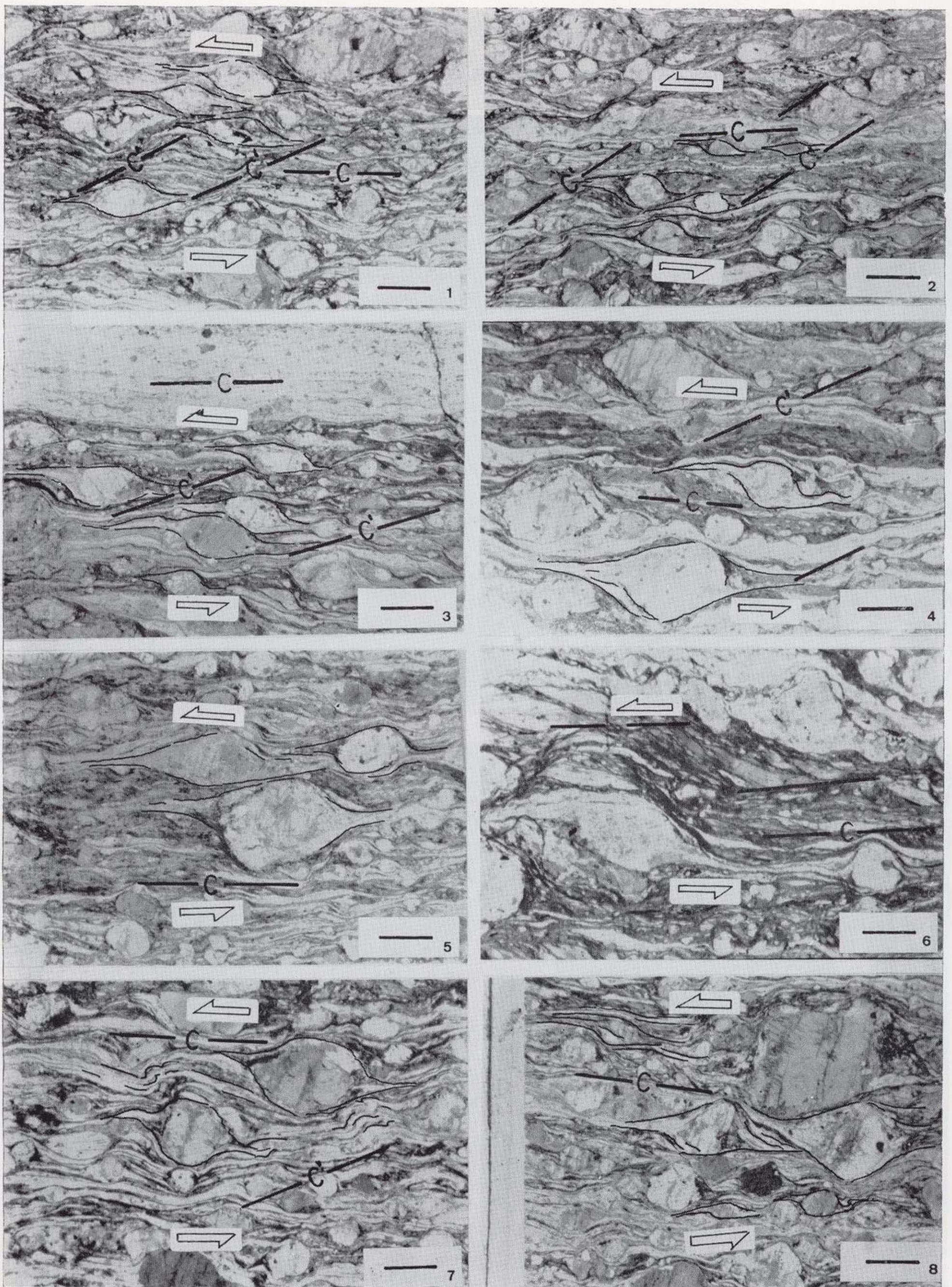


Lámina 3.—Criterios de cizalla en microestructuras  $D_2$  en gneises de la Lámina Blastomilonítica de Gneises Migmáticos. Se observa en todos los casos la formación de sistemas porfiroclásticos sigmoidales y de planos y bandas de cizalla C y C'. Barras de referencia: 1,5 mm (2 y 3), y 1 mm (8), 0,7 mm (1, 4 y 5), 0,4 (7) y 0,3 mm (6). En todos los casos el sentido de cizalla es senestro.



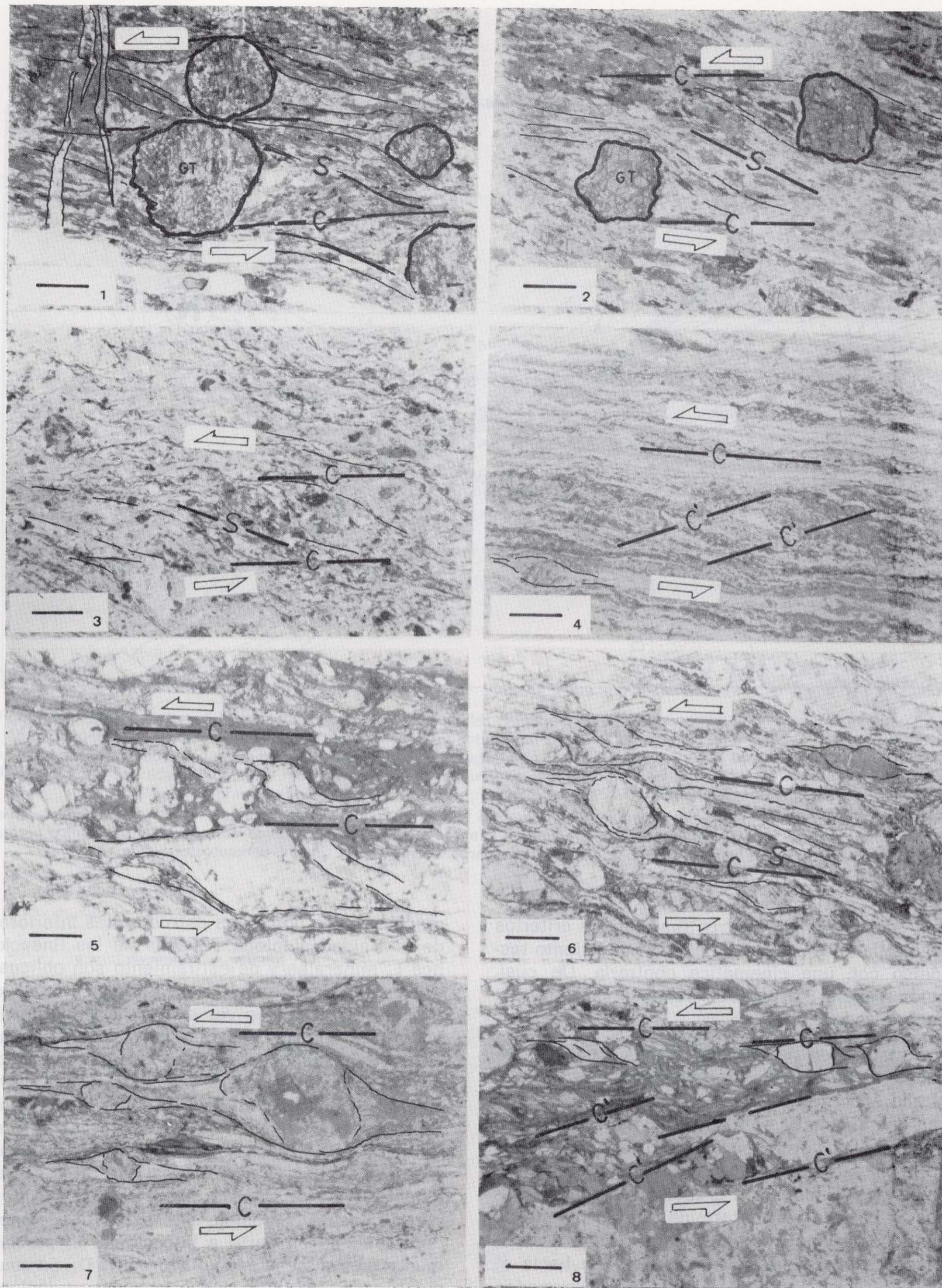


Lámina 4.—Criterios de cizalla asociados a estructuras  $D_2$  (1, 2, 3, 4, 7 y 8) en anfibolitas con granate de la Lámina Eclogítica (1 y 2), en los gneises cuarzo-feldespáticos del Complejo Leptino-anfibolítico (3 y 4) y en los gneises del domo de Mina Afortunada (7 y 8), y asociados a estructuras  $D_1$  en las migmatitas del domo de Mina Afortunada (5 y 6). Se observa la presencia frecuente de estructuras C-S en materiales de litología variable (1, 2, 3 y 6), de planos C y C' (4, 5, 7 y 8), y de microestructuras del cuarzo características de deformaciones a temperaturas elevadas (5 y 6). Barras de referencia: 1,2 mm (4), 1 mm (1, 6, 7 y 8), 0,7 mm (2 y 3) y 0,5 mm (5).

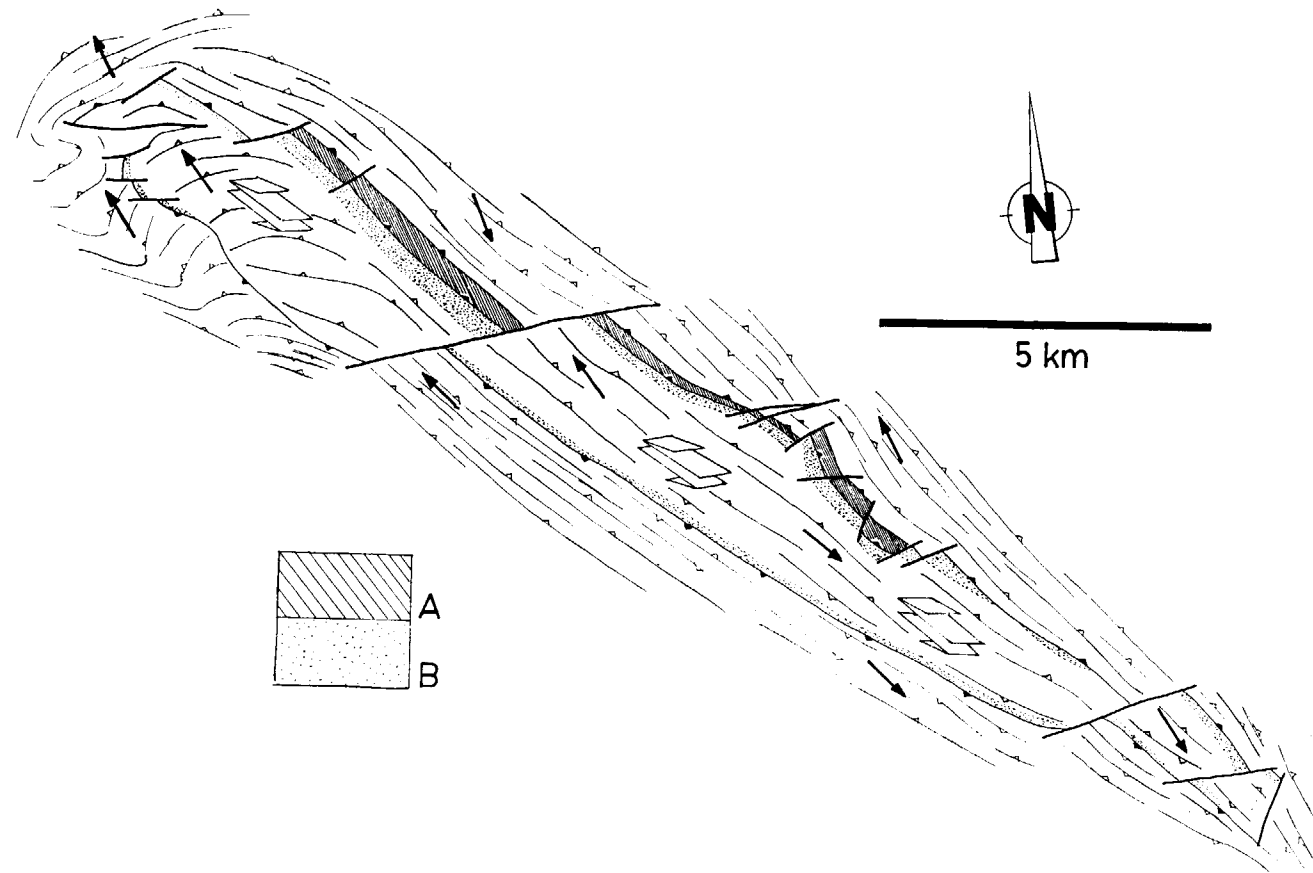


Figura 8.—Esquema cinemático de la ventana de Ribera del Fresno en el que se representan las trayectorias de la foliación milonítica regional, las lineaciones más frecuentes (flechas simples) y los sentidos de movimiento tectónico correspondientes (flechas dobles). A: Rocas ultramáficas serpentinizadas; B: Unidad paraautóctona (Fm. Atalaya).

muy local y en microestructuras tardías criterios de cizalla a los que se asocia un movimiento tectónico con una cinemática contraria. De cualquier manera, no parecen ser ni importantes ni generalizados.

Los materiales de la Serie Negra presentan algunas peculiaridades. En planta, los criterios de cizalla encontrados para las estructuras  $D_2$  indican una cinemática sinistral, idéntica a la encontrada en las porciones estructurales más bajas de la Unidad alóctona o en la paraautóctona. Sin embargo, la inclinación predominante de los planos  $S_2$  hacia el SO determina que en planta los sentidos de movimiento de los bloques superiores respecto de los inferiores sean hacia el SE, contrarios aparentemente a los encontrados en el resto del área investigada (fig. 7). La Serie Negra presenta algunas diferencias adicionales

respecto a las porciones estructurales inferiores de la Unidad alóctona. Muchas de las lineaciones  $L_2$  minerales y de estiramiento son oblicuas o incluso transversales a las directrices estructurales regionales en vez de ser paralelas como ocurre en el resto de las unidades. La oblicuidad entre lineaciones y directriz estructural parece acentuarse hacia las partes inferiores de la Serie Negra, que afloran en domos como el de Mina Afortunada (fig. 11). En este ejemplo, las estructuras  $D_2$  (de dirección media N170-200E) llegan a ser localmente transversales a la directriz regional N130-140E. En las cuarcitas negras interestratificadas es posible que estas lineaciones correspondan en parte a lineaciones  $L_1$  parcialmente reorientadas según la directriz  $D_2$ . En cualquier caso, las lineaciones oblicuas o incluso transversales están claramente asociadas a estructuras  $D_2$  en diversas áreas en las que es-

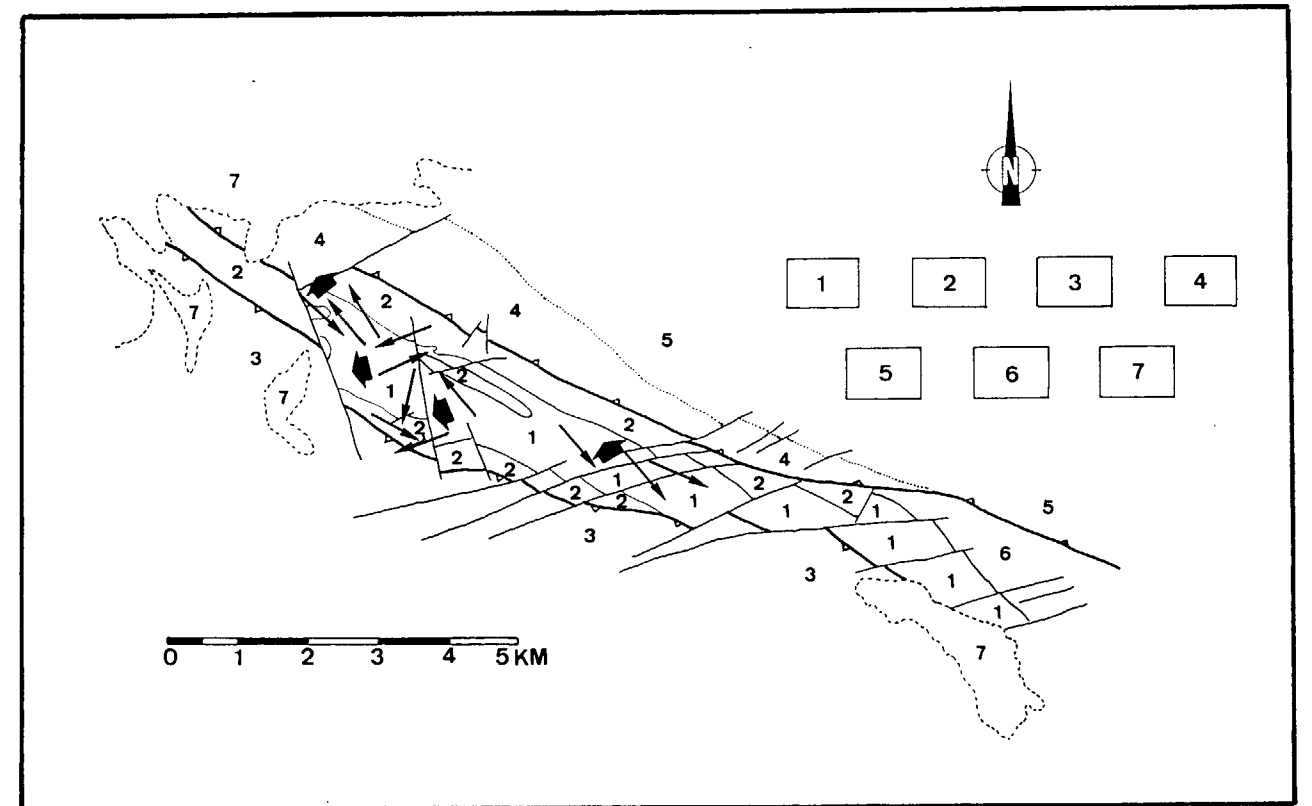


Figura 9.—Esquema cinemático del Ortogneis de Las Minillas. Las flechas delgadas corresponden a la dirección y sentido de inclinación de las lineaciones de estiramiento, mientras que las flechas gruesas se refieren al sentido de movimiento tectónico asociado a las citadas lineaciones. 1, Ortogneis de Las Minillas; 2, Unidad paraautóctona (Fm. Atalaya); 3, gneises de la Unidad alóctona; 4, serie volcansedimentaria del Proterozoico terminal (Fm. Malcocinado); 5, Serie Negra; 6, granito subvolcánico carbonífero; 7, Terciario y Plio-Cuaternario discordantes.

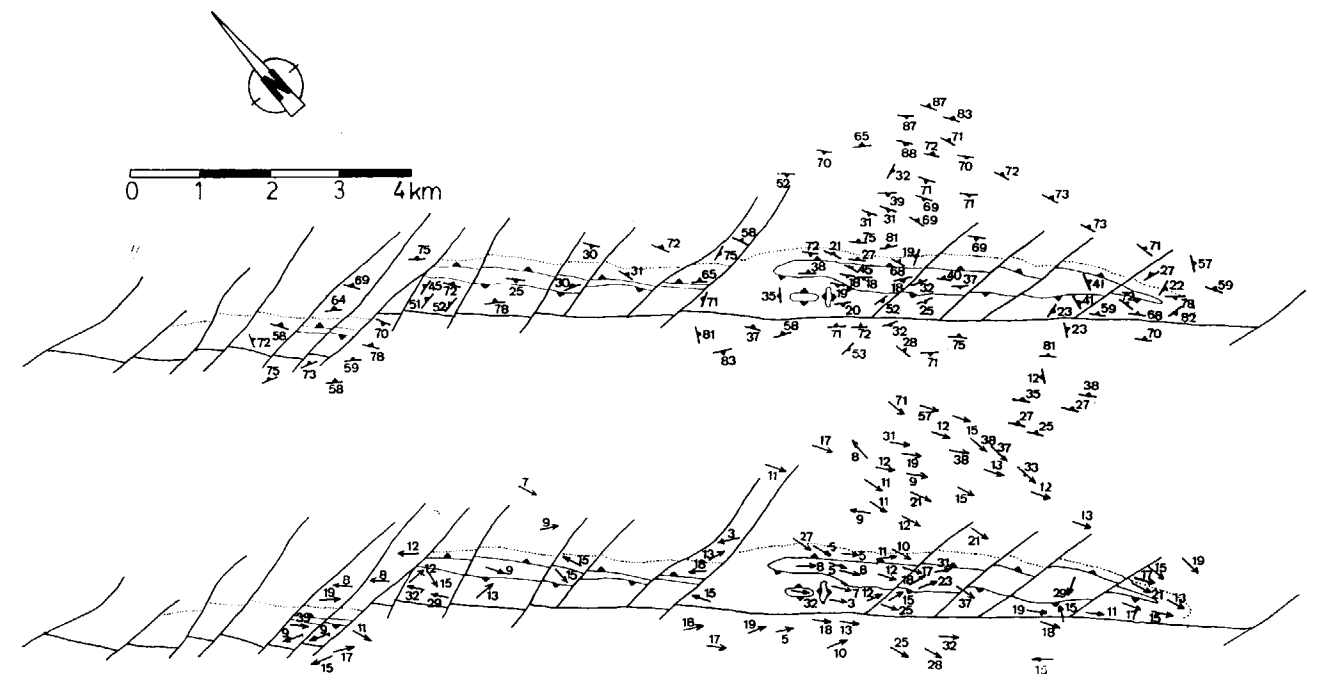


Figura 10.—Mapa de esquistosidades y lineaciones al S de la Falla de Azuaga y de foliaciones miloníticas (superior) y de lineaciones de estiramiento (inferior) en el área de afloramiento del Gneis de Higuera de Llerena.

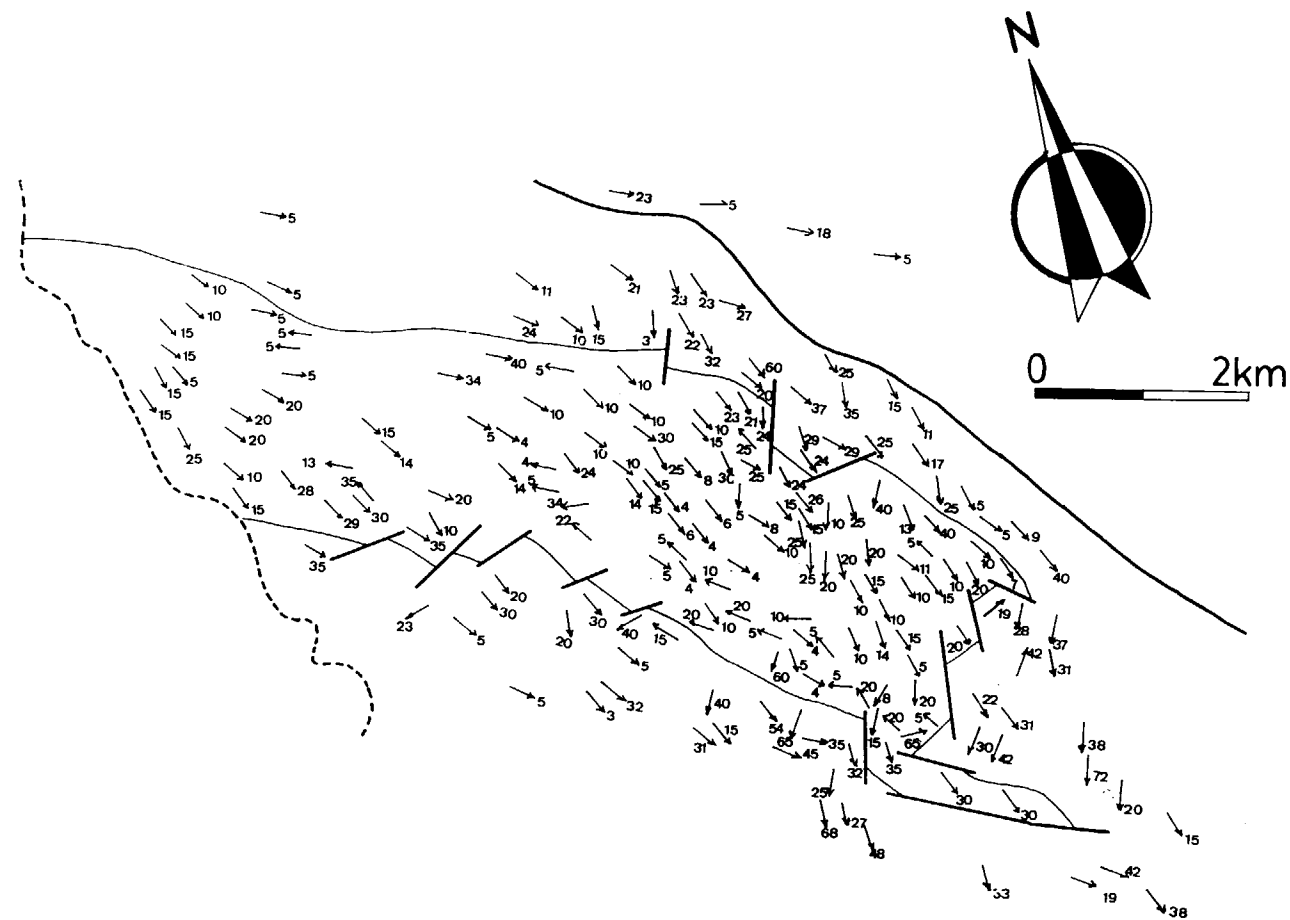


Figura 11.—Mapa de lineaciones de estiramiento hercínicas en el domo gneístico de Mina Afortunada. La línea continua de trazo fino señala el contacto entre la Serie Negra y el gneis de Mina Afortunada, que aflora en su base; la línea de trazo grueso corresponde a la Falla de Hornachos; la línea de trazo discontinuo es la discordancia basal del Terciario y Plio-Cuaternario.

estructuras y directrices tectónicas  $D_2$  se observan directamente superpuestas a estructuras  $D_1$  (plegamiento heterogéneo y complejo  $D_2$  de lineaciones de estiramiento  $D_1$ ; cf. ABALOS y EGUILUZ, 1989).

La disposición encontrada para las lineaciones y direcciones de movimiento en la Serie Negra se han interpretado de acuerdo con un modelo de tectónica *thick-skinned* que incorpora una componente sustancial de aplastamiento durante el episodio  $D_2$ . Esta componente traduce primeramente una deformación interna por aplastamiento de la Serie Negra y en segundo lugar una partición de la deformación  $D_2$  según zonas de cizalla con lineaciones longitudinales y zonas lo-

cales que absorben componentes compresivas de la deformación generando estructuras lineares oblicuas y transversales a las directrices regionales y estructuras de vergencia S (fig. 12).

Los patrones de deformación establecidos para las estructuras  $D_2$  permiten establecer que una deformación en régimen de transpresión dirigida por el desplazamiento de toda la Zona de Ossa-Morena hacia el E-SE es la responsable de la concentración de los desplazamientos tectónicos principales en el Corredor Blastomilonítico utilizando una zona de debilidad cortical creada durante el episodio de deformación  $D_1$  (Proterozoico Superior).

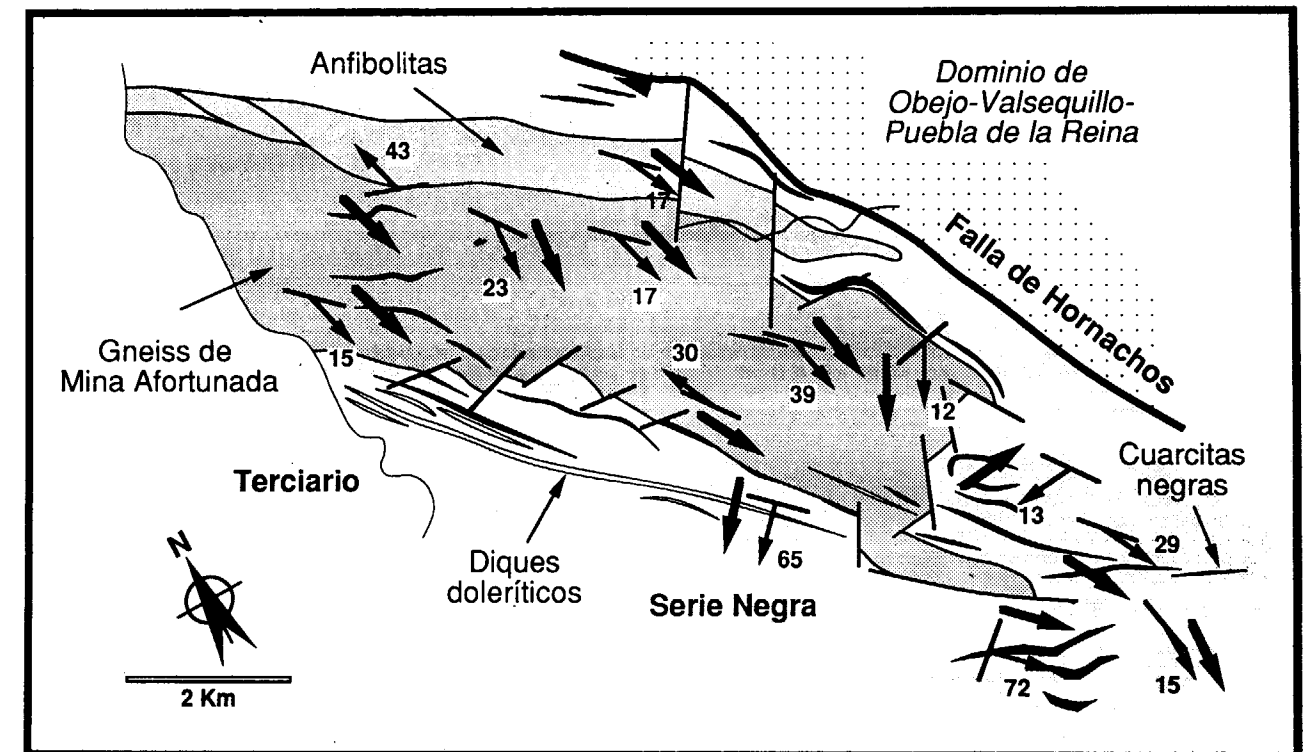


Figura 12.—Esquema cinemático del domo gneístico de Mina Afortunada en el que, junto con las direcciones de las foliaciones hercínicas y de las lineaciones de estiramiento contenidas, se representan la dirección y sentido del transporte tectónico obtenidos a partir de la asimetría de estructuras C-S y de fábricas de ejes c de cuarcitas negras.

## 6. CONCLUSIONES

La evolución tectónica general del Corredor Blastomilonítico y de la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba tiene un carácter poliorogénico. Se pueden reconocer, en base a datos estructurales, petrológicos y geocronológicos, varios episodios tectonotérmicos mayores que se suceden entre el Proterozoico terminal y el Paleozoico Superior. El primero de ellos, la Orogenia cadomiense, es un episodio de deformación ( $D_1$ ) y metamorfismo ( $M_1$ ) regionales que tuvo lugar durante el Precámbrico terminal (entre 620 y 550 Ma). Este primer evento es seguido por un episodio de rifting durante el Paleozoico Inferior (ca. 500-450 Ma). Finalmente, tiene lugar un episodio complejo de deformación transcurrente durante el Paleozoico Superior (fases de deformación regional  $D_2$  y  $D_3$ ). El primer evento hercínico (fase  $D_2$ ) tiene lugar bajo un régimen de la deformación dúctil y frágil-dúctil durante el período comprendido entre 370 y 330 Ma. Se le asocia un metamorfismo de grado bajo-medio ( $M_2$ ) que

trastoca ligeramente las asociaciones previas. Estas deformaciones hercínicas afectan en diversa medida a todas las rocas del Corredor Blastomilonítico y evolucionan durante el Carbonífero a una deformación transpresiva ( $D_3$  regional). Las estructuras hercínicas más tardías (estructuras  $D_3$ ) están asociadas al funcionamiento en dirección de grandes fallas transcurrentes y se desarrollan bajo un régimen de la deformación esencialmente frágil. Afectan conjuntamente a una banda cortical intracontinental de unos 50 km. de anchura y 400 de longitud (comprendida entre las fallas de Peraleda y Malcocinado; ver la figura 1) que constituye la zona de cizalla de Badajoz-Córdoba que conocemos actualmente.

Las estructuras  $D_1$  reconocidas en la Unidad alóctona (conservadas en las dos láminas tectónicas superiores y en las porciones de la Unidad para autóctona más próximas a la superficie del cabalgamiento basal) presentan un sentido de cizalla bastante constante dirigido hacia el S

(sentido N170-190E). Los caracteres geométricos de estas estructuras y sus rasgos tectonometamórficos permiten reconstruir una cuña orogénica de subducción-colisión que debió absorber desplazamientos de varios centenares de kilómetros entre las placas o terrenos situados a uno y otro lado. Las estructuras y la cuña orogénica cadomienses han sido deformadas intensamente por las estructuras hercínicas. Durante la evolución tectónica hercínica s.str. (D<sub>2</sub> y D<sub>3</sub> regionales), el Corredor Blastomilonítico acomodó desplazamientos transcurrentes sinistros en su seno que alcanzaron entre 200-300 km. Tales desplazamientos tectónicos debieron estar relacionados con el emplazamiento de los complejos alóctonos del NO peninsular (complejos de Cabo Ortegal, Bragança, Morais, etc.), con flechas tectónicas del mismo orden de magnitud.

#### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos los comentarios y críticas constructivas al manuscrito original de los Profesores E. Martínez-García (Universidad de Oviedo) y J. M. Martínez-Catalán (Universidad de Salamanca), que han servido para mejorar sustancialmente la calidad de este trabajo. Este estudio ha sido realizado bajo el patrocinio de los proyectos de investigación de la Universidad del País Vasco UPV-167/89 y E097/90.

#### REFERENCIAS

- ABALOS, B. (1989): *Structural Geology of the Ribera del Fresno Window (Badajoz-Córdoba Shear Zone)*. Rev. Soc. Geol. España, 2, 103-112.
- ABALOS, B. (1990): *Cinemática y Mecanismos de la deformación en régimen de transpresión. Evolución estructural y metamórfica de la Zona de Cizalla Dúctil de Badajoz-Córdoba*. Tesis Doctoral, Univ. País Vasco, 430 pp.
- ABALOS, B., y EGUILUZ, L. (1989): *Structural analysis of deformed early lineations in black quartzites from the central Badajoz-Córdoba Shear Zone (Iberian Variscan Fold Belt)*. Rev. Soc. Geol. España, 2, 95-192.
- ABALOS, B., y EGUILUZ, L. (1990a): *Aplicación del estudio petroestructural del cuarzo al establecimiento de las relaciones esfuerzo-deformación en tectonitas y sus implicaciones en la dinámica de las zonas de cizalla. Ejemplo del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. (Macizo Ibérico, SO España)*. Rev. Soc. Geol. España, 3, 181-197.
- ABALOS, B., y EGUILUZ, L. (1990b): *Petrofábrica del cuarzo en tectonitas del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-*

*Córdoba (SO del Macizo Ibérico). Aplicación a la cinemática de desplazamientos*. Estudios. Geol., 46 (en prensa).

ABALOS, B., y EGUILUZ, L. (1992): *Structural Geology of the Mina Afortunada Gneiss Dome (Badajoz-Córdoba Shear Zone, SO Spain)*. Annales Tectonicae, 6, 95-110.

ABALOS, B., y EGUILUZ, L. (1991): *Deformación transpresiva carbonífera en la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico meridional)*. Rev. Soc. Geol. España, 4, 229-249.

ABALOS, B.; EGUILUZ, L., y APALATEGUI, O. (1990a): *Constitución tectono-estratigráfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba: nueva propuesta de subdivisión*. Geogaceta, 7, 71-73.

ABALOS, B.; EGUILUZ, L., y GIL IBARGUCHI, J. I. (1990b): *Tectonothermal evolution of a pan-African orogenic wedge complex: the eclogite-bearing Badajoz-Córdoba Shear Belt (SO Spain)*. Abstract IGPC project 233: Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic orogens. Göttingen (F. R. Germany), 1-4.

ABALOS, B.; IBARGUCHI, J. I., y EGUILUZ, L. (1991a): *Cadomian subduction/collision and Variscan transpression in the Badajoz-Córdoba shear belt (SO Spain)*. Tectonophysics, 199, 51-72.

ABALOS, B.; GIL IBARGUCHI, J. I., y EGUILUZ, L. (1991b): *Evolución tectono-metamórfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. I: La Unidad Para-Autóctona*. Bol. Geol. Min., 102, 491-523.

ABALOS, B.; GIL IBARGUCHI, J. I., y EGUILUZ, L. (1991c): *Evolución tectono-metamórfica del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. II: Las unidades autóctonas y evolución PTt*. Bol. Geol. Min., 102, 617-671.

ABALOS, B.; RAMON-LLUCH, R., y MARTINEZ-TORRES, L. M. (1989): *Lineament analysis on Landsat imagery in the central Badajoz-Córdoba Shear Zone. Arguments for brittle strain partitioning and block rotation under transpression*. Estudios Geol., 45, 361-367.

ALLEN, A. R. (1989): *Thrust-dominated uplift of deeply buried metamorphic terranes: evidence from P-T-t paths*. Terra Abstracts, 1, 259-260.

APALATEGUI, O., y PEREZ-LORENTE, F. (1983): *Nuevos datos en el borde meridional de la Zona Centro-Ibérica. El Dominio Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina*. Stvd. Geol. Salmanticensis, 18, 193-200.

BEHRMANN, J. H., y RATSCHBACHER, L. (1989): *Archimedes revisited: a structural test of eclogite emplacement models in the Austrian Alps*. Terra Nova, 1, 242-252.

BELL, T. H., y HAMMOND, T. (1984): *On the internal geometry of mylonite zones*. J. Geol., 92, 667-686.

BELLON, H.; BLANCHERE, H.; CROUSILLES, M.; DELOCHE, C.; DIXSAUT, C.; HERTRITCH, B.; PROST-DAME, V.; ROSSI, Ph.; SIMON, D., y TAMAIN, G. (1979): *Radiocronología, evolución tectono-magmática et implications métallogéniques dans les cadomo-variscides du Sud-Est Hespérique*. Bull. Soc. Géol. France, 21, 113-120.

BERTHE, D.; CHOUKROUNE, P., y GAPAIS, D. (1979):

*Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant: l'exemple du cisaillement sud-armoricain*. Bull. Minéral., 102, 265-272.

BIRD, P.; NAFI TOKSOZ, M., y SLEEP, N. H. (1975): *Thermal and mechanical models of continent-continent convergence zones*. J. Geophys. Res., 80, 4405-4416.

BLATRIX, P., y BURG, J. P. (1981): *<sup>39</sup>Ar/<sup>40</sup>Ar Dates from Sierra Morena (Southern Spain). Variscan metamorphism and Cadomian orogeny*. N. Jb. Miner. Mh., 10, 470-478.

BLUMENFELD, Ph., y BOUCHEZ, J. L. (1988): *Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states*. J. Struct. Geol., 10, 31-372.

BOHLEN, S. R. (1987): *Pressure-Temperature-time paths and tectonic model for the evolution of granulites*. J. Geol., 95, 617-632.

BOHLEN, S. R., y LINDSLEY, D. H. (1987): *Thermometry and barometry of igneous and metamorphic rocks*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 15, 397-420.

BOUCHEZ, J. L., y PECHER, A. (1976): *Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du Grand Chevauchement Central Himalayen*. Bull. Soc. Géol. France, 18, 1375-1383.

BOUCHEZ, J. L., y PECHER, A. (1981): *The Himalayan Main Central Thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal*. Tectonophysics, 78, 23-50.

BOUCHEZ, J. L.; LISTER, G. S., y NICOLAS, A. (1983): *Fabric asymmetry and shear sense in movement zones*. Geol. Rundschau, 72, 401-419.

BROUTIN, J.; COQUEL, R.; GABALDON, V.; GARROTE, A.; QUESADA, C.; SANCHEZ-CARRETERO, R., y VINKLER PRINS, C. R. (1983): *The Lower Carboniferous of the Benajárfé coadfield and its eastwards extension*. In: Carboniferous geology of the Sierra Morena. X Int. Carb. Congress Field Trip D (España), 40-52.

BRUNEL, M. (1983): *Etude petro-structurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Nepal Oriental et Himalaya du Nord-Ouest)*. Thèse, Univ. Paris VII, 395 pp.

BRUNEL, M., y ANDRIEUX, J. (1980): *Sur un modèle tectonique explicatif du métamorphisme «inverse» himalayen*. C. R. Acad. Sci. Paris, 291, 609-612.

BUCK, W. R., y TOKSOZ, H. N. (1983): *Thermal effects of continental collision; thickening a variable viscosity lithosphere*. Tectonophysics, 100, 53-69.

BURG, J. P. (1986): *Quartz shape fabric variations and c-axis fabrics in a ribbon mylonite; arguments for an oscillating foliation*. J. Struct. Geol., 8, 123-134.

CARVALHOSA, B. A. (1965): *Contribuição para o conhecimento geológico da região entre Portel y Ficalho (Alentejo)*. Mem. Serv. Geol. Portugal, 11, 1-130.

CARSWELL, D. A., y CUTHBERT, S. J. (1986): *Eclogite facies metamorphism in the lower continental crust*. In: Dawson, J. B., Carswell, D. A., Hall, J., and Wedephol, K. H. (Eds.): The nature of the lower continental crust. Geol. Soc. Spec. Publ. n.º 24, 193-209.

CHACON, J. (1974): *Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba: Los gneises milonitas de Higuera de Llerena (prov. de Badajoz)*. Bol. Geol. Min., 84, 700-712.

CHACON, J. (1979): *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba (Macizo Ibérico Meridional)*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada, 728 pp.

CHACON, J., y VELASCO, F. (1981): *Rocas ultrabásicas metamorizadas en el Grupo de Azuaga (Anticlinorio Badajoz-Córdoba)*. Cuadernos de Geología Ibérica, 7, 151-159.

CHOUKROUNE, P.; GAPAIS, D., y MERLE, O. (1987): *Shear criteria and structural symmetry*. J. Struct. Geol., 9, 525-530.

COBBOLD, P. R., y QUINQUIS, H. (1980): *Development of sheath folds in shear regimes*. J. Struct. Geol., 2, 119-126.

CONNOLLY, J. A. D., y THOMPSON, A. B. (1989): *Fluid and enthalpy production during regional metamorphism*. Contrib. Mineral. Petrol., 102, 347-366.

COWARD, M. P. (1983): *Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust*. J. Struct. Geol., 5, 113-1223.

CUTHBERT, S. J.; HAEVEY, M. A., y CARSWELL, D. A. (1986): *A tectonic model for the metamorphic evolution of the Basal Gneiss Complex, Western South Norway*. Jour. Met. Geol., 1, 63-90.

DALLMEYER, R. D., y QUESADA, C. (1989): *Geochronological constraints to the structural evolution of the Badajoz-Córdoba Shear Belt (Southeast Iberia)*. Terra Abstracts, 1, 366.

DALLMEYER, R. D., y QUESADA, C. (en prensa): *Cadomian vs. Variscan evolution of the Ossa-Morena Zone: field and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral age constraints*. Tectonophysics, 216, 339-364.

DAVI, Ph., y GILLET, P. (1986): *The stacking of thrust slices in collision zones and its thermal consequences*. Tectonics, 5, 913-929.

DAVIDSON, D. M. (1983): *Strain analysis of deformed granitic rocks (Helikian). Muskoka District, Ontario*. J. Struct. Geol., 5, 181-195.

DAVIES, H. L., y WARREN, R. G. (1988): *Origin of eclogite-bearing, domed, layered metamorphic complexes («core complexes») in the D'Entrecasteaux Islands, Papua New Guinea*. Tectonics, 7, 1-21.

DELGADO QUESADA, M. (1971): *Esquema geológico de la hoja n.º 878 de Azuaga (Badajoz)*. Bol. Geol. Min., 82, 277-286.

DELOCHE, C., y SIMON, D. (1979): *Géologie et Géologie du Cerro Muriano (Cordoue, Espagne). Le charriage majeur cadomien sud-Hespérique: interprétation des blastomilonites de l'Axe de Badajoz-Cordoue*. Thèse, Univ. Paris Sud, 242 pp.

DELOCHE, C.; SIMON, D., y TAMAIN, G. (1979): *Le charriage majeur de type himalayen du Cerro Muriano (Cordoue) dans les caledonides du sud-ouest hespérique*. C. R. Acad. Sci. Paris, 289, 253-256.

- DEWEY, J. F. (1977): *Suture zone complexities: a review*. Tectonophysics, 40, 53-67.
- DOBLAS, M.; FERNANDEZ, C.; HERNANDEZ ENRILE, J. L., y RIVAS, A. (1988): *A review of porphyroclasts as kinematic indicators in S-C shear zones*. Com. II Congreso Geológico de España, 2, 127-130.
- DRURY, M. R., y HUMPHREYS, F. J. (1988): *Microstructural shear criteria associated with grain-boundary sliding during ductile deformation*. J. Struct. Geol., 10, 83-89.
- EGUILUZ, L. (1988): *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el Anticlinorio Burguillos-Monesterio, Macizo Ibérico Meridional*. Tesis Doctoral. Univ. del País Vasco, 694 pp.
- ELLIS, D. J. (1987): *Origin and evolution of granulites in normal and thickened crust*. Geology, 15, 167-170.
- ENGLAND, Ph. C., y RICHARDSON, S. W. (1977): *The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments*. J. Geol. Soc. London, 134, 201-213.
- ENGLAND, Ph. C., y THOMPSON, A. B. (1984): *Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer During the Evolution of Regions of Thickened Crust*. J. Petrol., 25, 894-928.
- GABALDON, V.; GARROTE, A., y QUESADA, C. (1985): *Geología del Carbonífero Inferior del Norte de la Zona de Ossa-Morena. Introducción a la Excursión de la V Reunión del Grupo de Ossa-Morena (GOM)*. V Reunión del GOM. Temas Geológico-Mineros, 101-113.
- GAPPAIS, D.; BALE, P.; CHOUKROUNE, P.; COBBOLD, P. R.; MAHJOUR, Y., y MARQUER, D. (1987): *Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples*. J. Struct. Geol., 9, 635-646.
- GARCIA CASQUERO, J. L.; BOELRIJK, N. A. I. M.; CHACON, J., y PRIEM, H. N. A. (1985): *Rb-Sr evidence for presence of Ordovician granites in the deformed basement of the Badajoz-Cordoba belt, SW Spain*. Geologische Rundschau, 74, 379-384.
- GARCIA CASQUERO, J. L.; BOELRIJK, N. A. I. M.; PRIEM, H. N. A., y CHACON, J. (1988): *Isotopic dating of the mylonitization of the Azuaga Group in the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain*. Geologische Rundschau, 77, 483-489.
- GARCIA CELMA, A. (1982): *Domainal and fabric heterogeneities in the Cap de Creus quartz mylonites*. J. Struct. Geol., 4, 443-455.
- GHOSH, S. K., y CHATTERJEE, A. (1985): *Patterns of deformed early lineations over later folds formed by buckling and flattening*. J. Struct. Geol., 7, 651-666.
- GHOSH, S. K., y SENGUPTA, S. (1987): *Progressive development of structures in a ductile shear zone*. J. Struct. Geol., 9, 277-287.
- GUTIERREZ MARCO, J. C.; RABANO, I., y ROBARDET, M. (1984): *Estudio bioestratigráfico del Ordovícico en el Sinclinal del Valle (provincia de Sevilla, SO de España)*. Mem. e Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 97, 11-38.
- GUTIERREZ MARCO, J. C.; APALATEGUI, O., y RABANO, I. (1987): *Fósiles ordovícicos del NO de Adamuz (Córdoba); aportación paleobiográfica a la concepción del límite entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena durante el Paleozoico*. Geogaceta, 3, 22-24.
- HANMER, S. K. (1982): *Microstructure and geochemistry of plagioclase and microcline in naturally deformed granite*. J. Struct. Geol., 4, 197-213.
- HEILBRONNER, R.; THOMPSON, A. B., y CONNOLLY, J. (1987): *Influence of metamorphic reactions on the temperature development of thrust crustal stacks*. Abstract, Conference on Plate Tectonics and Deformation, Gijón-Oviedo, 45.
- JAEGER, H., y ROBARDET, M. (1979): *Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la Province de Séville (Espagne)*. Geobios, 12, 687-714.
- JESSELL, M. W. (1988a): *Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates-I. Description of the model*. J. Struct. Geol., 10, 771-778.
- JESSELL, M. W. (1988b): *Simulation of fabric development in recrystallizing aggregates-II. Example model runs*. J. Struct. Geol., 10, 779-793.
- JULIVERT, M.; FONBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. A. (1974): *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares E.: 1:1.000.000 y memoria explicativa*. Publ. IGME: 113 pp.
- LE FORT, J. P. (1975): *Himalayas: the Collided Range. Present knowledge of the continental arc*. Am. J. Sci., 275A, 1-44.
- LISTER, G. S., y SNOKE, A. W. (1984): *S-C Mylonites*. J. Struct. Geol., 6, 217-638.
- LISTER, G. S., y WILLIAMS, P. F. (1979): *Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena*. J. Struct. Geol., 1, 283-297.
- MAINPRICE, D., y NICOLAS, A. (1989): *Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust*. Jour. Struct. Geol., 11, 175-189.
- MALAVIEILLE, J. (1987): *Les mécanismes d'amincissement d'une croûte épaissée: les «Metamorphic Core Complexes» du Basin and Range, U.S.A.* Thèse d'Etat, U.S.T.L., Montpellier, 332 pp.
- MASON, R. (1984): *Inverted isograds at Sulitjelma, Norway: the result of shear zone deformation*. J. Met. Geol., 2, 77-82.
- MATTAUER, M.; FAURE, M., y MALAVIEILLE, J. (1981): *Transverse lineations and large-scale structures related to alpine obduction in Corsica*. J. Struct. Geol., 3, 401-409.
- MATTE, Ph. (1986): *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe*. Tectonophysics, 126, 329-374.

- MENARD, G., y THOUVENOT, F. (1987): *Coupes équilibrées crustales: méthodologie et application aux Alpes occidentales*. Geodinamica Acta, 1, 35-45.
- NICOLAS, A. (1984): *Principes de Tectonique*. Masson, Paris, 196 pp.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1972): *Precisiones sobre el Precámbrico y sus relaciones con el Paleozoico en la Sierra Morena central*. Est. Geol., 38, 167-172.
- PARIS, F., y ROBARDET, M. (1977): *Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-carbonifère*. Bull. Soc. Geol. France, 19, 1121-1126.
- PASSCHIER, C. W. (1984): *The generation of ductile and brittle shear bands in a low angle mylonite zone*. J. Struct. Geol., 6, 273-281.
- PASSCHIER, C. W., y SIMPSON, C. (1986): *Porphyroclast systems as kinematic indicators*. J. Struct. Geol., 8, 831-843.
- PLATT, J. P. (1984): *Secondary cleavages in ductile shear zones*. J. Struct. Geol., 6, 439-442.
- PLATT, J. P. (1986): *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., 97, 1037-1053.
- PLATT, J. P., y VISSERS, R. L. M. (1980): *Extensional structures in anisotropic rocks*. J. Struct. Geol., 2, 397-410.
- QUESADA, C. (1989): *Paleozoic tectono-thermal evolution of Iberian Massif from terrane perspective*. 28th International Geological Congress. Washington D. C., 2.648.
- QUESADA, C. (1990a): *Precambrian successions in SW Iberia: their relationship to cadomian orogenic events*. In R. S. D'Lemos, R. A. Strachan and C. G. Topley (Eds.): *The Cadomian Orogeny*. Geol. Soc. Spec. Publ. No 51, 553-562.
- QUESADA, C. (1990b): *Precambrian terranes in the Iberian Variscan Foldbelt*. In: Strachan, R. A. and Taylor, G. K. (Eds.): *Avalonian and Cadomian Geology of the North Atlantic*. Blackie, New York, 109-133.
- QUESADA, C., y DALLMEYER, R. D. (1990): *<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral ages of Late Precambrian tectonothermal events in the Ossa-Morena Zone (SW Iberia)*. Geol. Soc. Am. Annual Meeting, Dallas. Abstract n° 3868, A98.
- QUESADA, C., y DALLMEYER, R. D. (1994): *Tectonothermal evolution of the Badajoz-Córdoba Shear Zone (SW Iberia): characteristics and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral age constraints*. Tectonophysics, 231, 195-213.
- QUINQUIS, H.; AUDREN, C. L.; BRUN, J. P., y COBBOLD, J. P. (1978): *Intense progressive shear in the Isle de Groix blueschists and compatibility with subduction or obduction*. Nature, Lond., 273, 43-45.
- RAHEIM, A., y GREEN, D. H. (1974): *Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene*. Contrib. Mineral. Petrol., 45, 179-203.
- RAMSAY, J. G., y GRAHAM, R. H. (1970): *Strain variations in shear belts*. Can. J. Earth Sci., 7, 786-813.
- ROBARDET, M. (1982): *The Silurian-Earliest Devonian succession in South Spain (Ossa-Morena Zone) and its paleogeographical signification*. In Sassi & Varga (Eds.), IGCP, n° 5. Newsletter, 4, 72-77.
- ROBARDET, M.; WEINAT, M.; BRICE, D., y RACHEBOUEF, R. (1988): *Dévonien Supérieur et Carbonifère Inférieur dans le nord de la Province de Séville (Espagne). Age et importance de la première phase hercynienne dans la Zone d'Ossa-Morena*. C. R. Acad. Sci. Paris., 307, 1091-1095.
- RUBIE, D. C. (1984): *A thermal-tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia zone, western Alps*. Jour. Geol., 92, 21-36.
- SCHAFFER, H. J. (1990): *Geochronological investigations in the Ossa-Morena Zone, SW Spain*. Ph. D. Thesis. Swiss Federal Institute of Technology. Diss. ETH n° 9246, 153 pp.
- SCHAFFER, H. J.; GEBAUER, D., y NAGLER, Th. F. (1989): *Pan-African and Caledonian ages in the Ossa-Morena Zone (Southwest Spain): a U-Pb zircon and Sm-Nd study*. Terra Abstracts, 1, 350-351.
- SCHAFFER, H. J.; GEBAUER, D., y NAGLER, Th. F. (1991): *Evidence for Silurian eclogite-and granulite facies metamorphism in the Badajoz-Córdoba shear belt, SW Spain*. Terra Abstracts Suppl. 6 to Terra Nova, 3, 11.
- SIMPSON, C. (1983): *Strain and shape fabric variation associated with ductile shear zones*. J. Struct. Geol., 5, 61-72.
- SIMPSON, C., y SCHMID, S. M. (1983): *An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., 94, 1281-1288.
- SPEAR, F. S.; SELVERSTONE, J.; HICKKOTT, D.; CROWLEY, P., y HODGES, K. V. (1984): *P-T paths from garnet zoning, a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes*. Geology, 12, 87-90.
- TAKAGY, H., y ITO, M. (1988): *The use of asymmetric pressure-shadows in mylonites to determine the sense of shear*. J. Struct. Geol., 10, 347-360.
- THOMPSON, A. B., y ENGLAND, Ph. C. (1984): *Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism II. Their inference and interpretation using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks*. J. Petrol., 25, 929-955.
- THOMPSON, A. B., y RIDLEY, J. R. (1987): *Pressure-Temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts*. Phil. Trans. R. Soc. London. A., 321, 27-45.
- TUBIA, J. M. (1988): *Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda*. Publ. Esp. Bol. Geol. Min. 124 pp.
- TUBIA, J. M., y CUEVAS, J. (1985): *Fábrica del cuarzo en tectonitas de alta temperatura (Manto de Ojén, Cordilleras Béticas)*. Estudios Geol., 41, 147-155.
- VAN DEN DRIESSCHE, J. (1986): *Cinématique de la déformation ductile sous la Cordillère Canadienne: relations chevauchements-décrochements*. Bull. Soc. Géol. France, 8, 911-920.

VAN DEN DRIESSE, J., y BRUN, J. P. (1987): *Rolling structures at large shear strain*. J. Struct. Geol., 9, 691-704.

VAN DEN MEER MOHR, C. G.; KUIJPER, R. P., y VAN CALSTEREN, C. (1981): *The Hesperian Massif: from lapetus aulacogen to ensialic orogen: a model for its development*. Geol. Rundschau, 70, 459-472.

VISSERS, R. L. M. (1989): *Asymmetric quartz c-axis-fabrics and flow vorticity: a study using rotated garnets*. J. Struct. Geol., 11, 231-244.

WILSON, G. (1978): *Significado de las estructuras menores y su importancia para el geólogo en el campo*. Ed. Omega. 107 pp.

Original recibido: Septiembre de 1993.

Original aceptado: Diciembre de 1993.

# Las mineralizaciones auríferas de Sierra Almagrera (Almería). Estudio geoquímico y modelos de yacimientos.

Por A. NAVARRO (\*), M. VILADEVALL (\*\*), X. FONT (\*\*) y P. RODRIGUEZ (\*\*\*)

## RESUMEN

Las mineralizaciones de Sierra Almagrera y Herrerías, fundamentalmente de sulfuros de plomo y cobre-hierro, así como de sulfosales de plomo, antimonio, plata, hierro y cobre, han venido siendo objeto de explotación desde la Edad del Bronce (cultura Argárica) hasta fechas recientes, aunque el período de explotación más activo se desarrolló entre 1838 y 1934.

Junto a estas mineralizaciones complejas, a las que se asocian filones de baritina, siderita y otros minerales característicos de zona de oxidación, se ha detectado la presencia de Au en filones de cuarzo con concentraciones que alcanzan 6 ppm en las áreas más favorables.

El análisis estadístico multivariante de los resultados analíticos ha permitido diferenciar una zonación geoquímica vinculada al vulcanismo terciario.

## ABSTRACT

The Sierra Almagrera and Herrerías district which present ore bodies of Pb and Fe-Cu sulphides dominant, and also complex sulphides of Pb, Sb, Ag, Fe and Cu have been exploited since the Bronze Age (Argaric culture). Nevertheless the most active exploitation period was between 1838 and 1934.

Near these complex mineralizations, associated with veins of barite, siderite and other oxidized species. We found gold bearing quartz veins with concentrations as high as 6 ppm in the most favorable areas.

The multivariate statistic analysis of the geochemical results points to a geochemical zonation associated to Tertiary volcanism.

## 1. INTRODUCCION

Los yacimientos de Pb-Ag-Fe de Sierra Almagrera y Herrerías, situados al NE de la provincia de Almería en el borde oriental de las Cordilleras Béticas, tuvieron una enorme importancia en la minería española del siglo XIX. A pesar de ello, apenas se han realizado estudios recientes sobre los mismos.

El descubrimiento de varios filones de cuarzo aurífero en Sierra Almagrera, y la existencia de aguas termales que presentan unas anomalías

hidrogeoquímicas destacables y relacionadas con la geoquímica de las mineralizaciones, ha llevado a la realización de una serie de campañas de muestreo en 1990, y a la interpretación de los datos geoquímicos e hidrogeoquímicos por métodos estadísticos multivariantes.

Los estudios realizados han puesto de manifiesto la relación de las mineralizaciones auríferas con el campo filoniano regional y con el vulcanismo neógeno, abriendo nuevas posibilidades a la prospección del oro en el marco de las Cordilleras Béticas Orientales.

En este trabajo se presentan los primeros resultados de los estudios efectuados, así como una breve aproximación histórica a la minería de esta región.

(\*) Universidad Politécnica de Catalunya. C/. Colón, 7-11. 08222 Terrassa.

(\*\*) Facultad de Geología Universidad de Barcelona. Zona Universitaria de Pedralbes. 08071 Barcelona.

(\*\*\*) Navan, S. A. La Gaviota, s/n. Mojácar (Almería).

## 2. ANTECEDENTES HISTORICOS

Las minas de Sierra Almagrera y las vecinas de Herrerías (fig. 1), constituyen posiblemente, junto con las de Huelva, el ejemplo más antiguo de explotación minera metálica de la Península Ibérica.

Así en Herrerías, y en el lugar de Almizaraque (fig. 2), se encontraron restos de la metalurgia de minerales argentíferos correspondientes al Bronce I (CUADRADO, 1947); trabajos que continúan durante la cultura argárica, ampliamente descritos por SIRET (1907). Esta cultura cuyo desarrollo estaba asociado a la producción y comercialización casi exclusiva del cobre y la plata en el 2000 a.C., fue la principal impulsora de la minería en esta región, de modo que la mayor parte de asentamientos y ciudades argáricas se ubicaban a escasa distancia de los indicios metálicos conocidos (fig. 2).

El mineral explotado por los argáricos debía proceder fundamentalmente de las zonas de enriquecimiento supergénico de los yacimientos actualmente conocidos, ya que los análisis de los objetos de cobre encontrados revela una gran proporción de arsénico en el metal fundido (BLANCO FREIJEIRO y ROTHENBERG, 1981), no habiéndose beneficiado en aquel momento la plata nativa de Herrerías, como se demuestra por la naturaleza de las escorias del citado período (SIRET, op. cit.).

La decadencia de la minería y la cultura argáricas, acaecida alrededor del año 1000 a.C., se asocia con la invasión de los Pueblos del Mar en la zona del Mar Egeo (ALMAGRO, 1960), si bien, probablemente se hallase asociada a una crisis del mercado de metales hacia donde éstos se dirigían. Aunque algunos autores (LULL, 1983), anticipan 2 ó 3 siglos el proceso, parece evidente una crisis de la minería de Sierra Almagrera a finales del segundo milenio a.C. y que no se recupera hasta la época púnica en la que alcanza una importancia incluso superior a la del siglo XIX.

En relación a la explotación del oro, no existen datos concretos de esta época que puedan avalarla, aunque el hallazgo de joyas de oro en el poblado del Cerro de los Oficios, situado muy cerca de las explotaciones recientes de Sierra Almagrera, apoyan dicha hipótesis.

Durante la colonización fenicia y griega, la producción de plomo y plata a partir de las galenas argentíferas de Sierra Almagrera y la plata nativa de Herrerías, debió alcanzar cifras importantes ya que se fundan dos colonias: Molibdana por los griegos, cuyo emplazamiento es todavía desconocido, y Baria por los fenicios en la actual Villaricos.

Esta explotación alcanza su apogeo con la colonización romana, atribuyéndose la prisa de Escipión el Africano en tomar Cartagena más a motivos de privar a Aníbal de su principal riqueza minera (la plata con la que pagaba a sus huestes situadas en Italia) que a los aducidos de liberar el puerto por Polibio y Estrabón (TAPIA, 1982, y BLAZQUEZ, 1970).

Durante esta época, fundamentalmente la republicana, se lleva a cabo una explotación intensa de la región, invirtiéndose en la zona de Cartagena-Baria, una cifra de 180 millones de sestericios, que daban un rendimiento anual del 16 por 100 (BLAZQUEZ, 1968).

De esta época, son los pozos circulares encontrados durante el siglo XIX en Sierra Almagrera (LAFUENTE, 1907), donde posiblemente se ubicaban las famosas minas de Aníbal conocidas como «Baebelo» y «Samaricense». La plata y el plomo se separaban por copelación, de modo muy similar a como se siguió haciendo en el siglo XIX, calculándose en Herrerías un volumen de escorias derivadas de tal actividad del orden de 276.000 toneladas métricas (EZQUERRA DEL BAYO, 1844).

De la época árabe no se tienen noticias sobre la explotación minera de Sierra Almagrera o Herrerías, aunque en esta última SIRET (op. cit.), indica el hallazgo de restos árabes. Por lo tanto, la minería permanece aletargada hasta que en 1838 se descubre el filón de El Jaroso en Sierra Almagrera y se reinicia la explotación de las minas, que salvo en algunos períodos y debido a problemas de desagüe, continúa hasta 1934. En los años 1940 el Instituto Nacional de Industria (INI) crea Minas de Almagrera, S. A., que reemprende la explotación hasta 1957, en que definitivamente se cierra, permaneciendo únicamente una planta de flotación que benefició las escombreras antiguas desde 1967 hasta 1989.

En la zona de Herrerías, se vuelve a explotar plata nativa y los minerales de Fe desde 1869, hasta

1934, cuando la crisis general de la minería del hierro obliga a su cierre definitivo.

Durante el siglo XIX la explotación de galenas argentíferas, plata nativa y posteriormente minerales de Fe, convierten al sudeste peninsular en un foco industrial de elevado potencial económico (SANCHEZ PICON, 1983; NADAL, 1972). Para adquirir una idea del volumen productivo de las minas de este sector, baste citar que existían alrededor de 20 fundiciones en el período 1841-48 (SANCHEZ PICON, op. cit.), con una producción cercana a las 20.000 Tm/año de plomo y alrededor de 4 Tm/año de plata (ver tabla 1).

TABLA 1  
Producción de galena y plata del sudeste peninsular

Año	Galena argentífera (Tm)	Valor (reales)	Plata (marcos)	Valor (mill. reales)
1839 ... ..	1.154	2.007.200	—	—
1840 ... ..	8.280	14.400.000	—	—
1841 ... ..	11.809	20.538.240	33.882	6,13
1842 ... ..	12.903	16.830.000	133.747	24,2
1843 ... ..	18.603	26.730.000	229.090	41,46
1844 ... ..	33.396	24.684.000	166.683	30,16
1845 ... ..	20.152	14.895.400	184.158	33,33
1846 ... ..	18.400	11.600.000	147.005	26,6
1847 ... ..	20.240	8.366.000	107.250	19,41
1848 ... ..	14.950	2.952.000	88.928	16,09
TOTAL... ..	159.887	142.909.840	1.090.743	197,38

Fuente: Cavanilles (1846), ICDSA (1891) y Sánchez Picón (1983)

El problema del desagüe de las minas aparece ya a mediados del siglo XIX, realizándose varias obras de drenaje, siendo la más importante los pozos de bombeo (Encarnación y Jaulas) construidos por Brandt y Brandau en 1894.

El carácter minifundista de las minas y el coste creciente de la explotación a profundidades que rebasaban los 200 m bajo el nivel del mar provocaron un progresivo abandono de las explotaciones, fundamentalmente a partir de 1900, hasta que con el paréntesis de la guerra civil española de 1936-1939 desaparece la actividad minera de carácter privado en esta región.

Durante esta época no se cita la existencia de explotaciones de oro en activo, aunque algunas relaciones de los minerales existentes en la Sierra mencionan la presencia de cuarzos auríferos y piritas con oro (FALCES, 1883).

## 3. MARCO GEOLOGICO GENERAL

Los materiales que conforman Sierra Almagrera (fig. 1) son cualitativamente un conjunto metamórfico atribuido tradicionalmente al complejo Alpujárride y localizado en la parte oriental de las Cordilleras Béticas. No obstante, su adscripción a la Unidad Alpujárride está en discusión, habiéndose definido por algunos autores (MARTINEZ FRIAS et al., 1989) como Nevado-Filábride y formando parte de la llamada unidad del Lomo de Bas.

Se trata de una potente serie de esquistos, filitas, cuarcitas, mármoles y materiales volcánicos que afloran constituyendo una antiformal de eje NE-SO, y que conforman una pequeña cadena costera de 12 Km de longitud y unos 3 Km de anchura entre la desembocadura del río Almanzora y el límite NE de la provincia de Almería (figs. 3 y 4).

Los micaesquistos y filitas aflorantes en Sierra Almagrera alcanzan una potencia superior a los 700 m, y se caracterizan por su carácter grafitoso, y la presencia de granate y turmalina.

Estos materiales están limitados por una fractura de dirección NE-SO que los separa de los depósitos terciarios de la cuenca de Herrerías, quienes a su vez fosilizan en gran medida la falla de Palomares (fig. 3). Aprovechando esta falla han surgido una serie de materiales volcánicos situados al Oeste de Herrerías, siendo asimismo la responsable de la torsión de las Sierras Cabrera y Almenara (BOUSQUET et al., 1975).

El volcanismo neógeno postorogénico de esta zona forma parte del volcanismo del sudeste de la península, y que en el sector Cabo de Gata-Mazarrón se puede agrupar en cuatro series o asociaciones (LOPEZ RUIZ y RODRIGUEZ BADIO-LA, 1980):

- 1) Serie calcoalcalina, representada por andesitas basálticas, andesitas piroxénicas, andesitas anfibólicas y dacitas ceñidas al sector del Cabo de Gata.

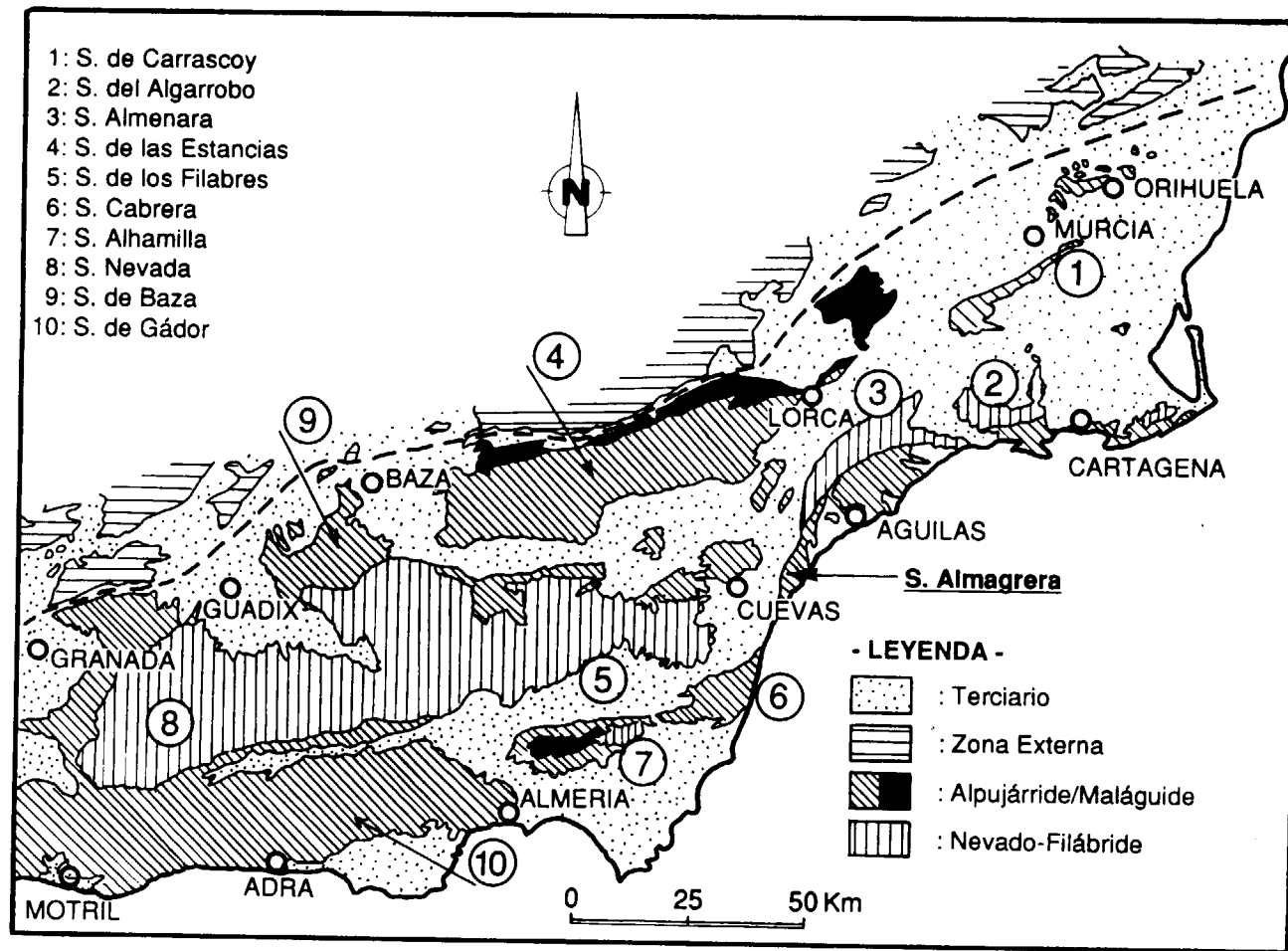


Figura 1.—Situación de la zona estudiada y marco geológico regional.

- 2) Serie y calcoalcalina potásica representada por andesitas y dacitas potásicas y serie shoshonítica aflorantes en la zona Almagrera-Mazarrón-Cartagena.
- 3) Serie hiperpotásica (lamproítica) constituida por jumillitas, cancalitas, fortunitas y veritas, aflorantes en el sector Vera-Murcia.
- 4) Basaltos alcalinos aflorantes en la zona Cartagena-Cabo de Palos.

En la zona de Herrerías, junto a Sierra Almagrera afloran unas cuarzo-latitas de la serie shoshonítica constituidas por ortopiroxeno, plagioclasa, sanidina, biotita y cuarzo, en una matriz de carácter vítreo y rica en sílice y álcalis. En cuanto a su composición química presentan unos contenidos elevados en  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , así como

de otros elementos traza como son Sc, V, Cr, Co y Ni (MARTINEZ ESCORZA y LOPEZ RUIZ, 1988). También son destacables los contenidos elevados de otros elementos como Rb, Th, U, La y Ce en concentraciones que superan el valor medio de rocas de sus características (ROSLER y LANGUE, 1972).

La existencia de un volcanismo shoshonítico en esta región y con edades comprendidas entre los 8,6 y 7,6 Ma (NOBEL et al., 1981) sugiere una reactivación de la falla de Palomares, en una fase posterior a la que dio lugar a los conjuntos volcánicos de Cabo de Gata y Mazarrón (MARTINEZ ESCORZA y LOPEZ RUIZ, op. cit.) y la génesis de las mineralizaciones vulcanogénicas similares a las existentes en las dos áreas mencionadas, tal y como se verá en este estudio.

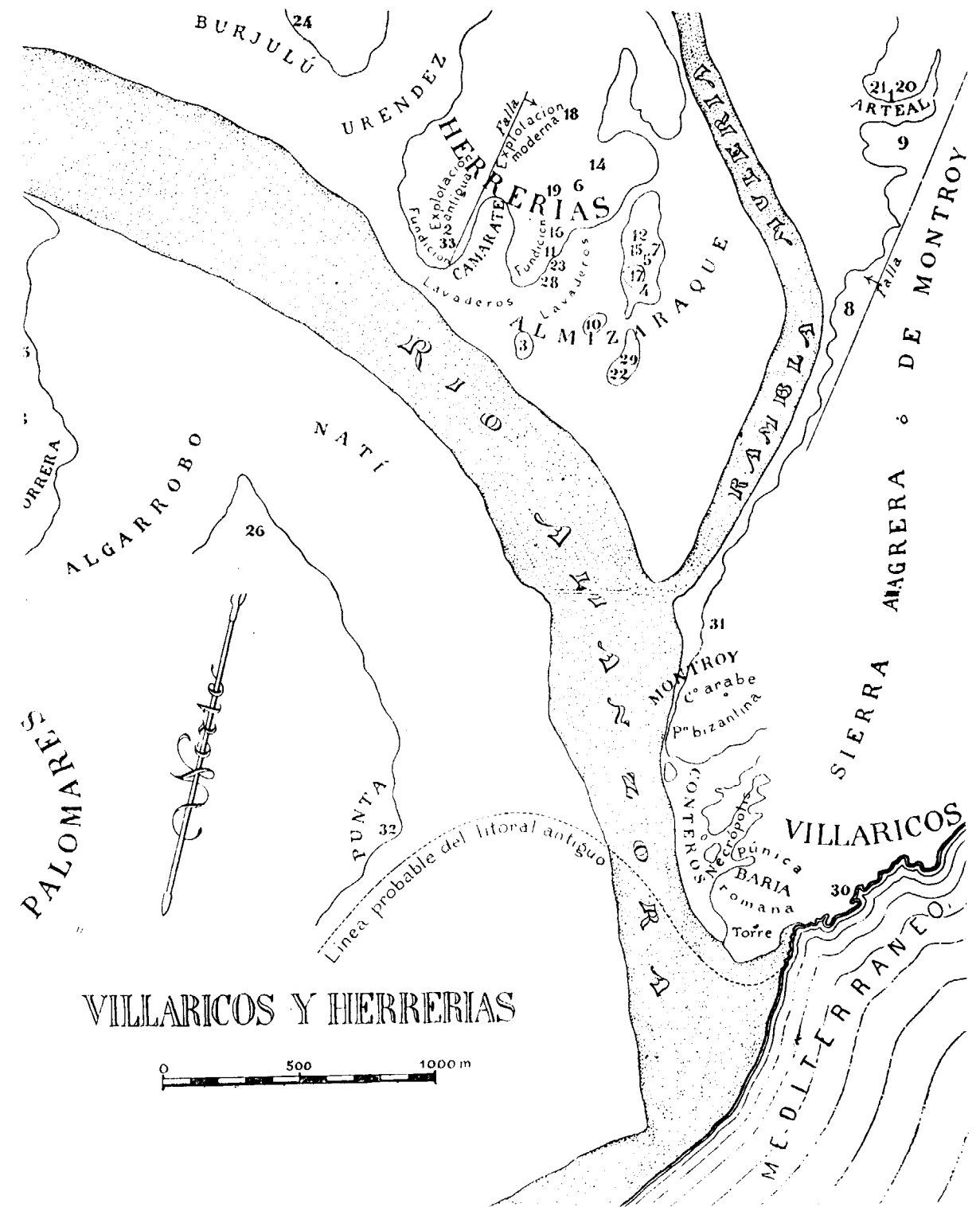


Figura 2.—Mapa de situación de los yacimientos arqueológicos y explotaciones mineras antiguas. Fuente: SIRET (1907).



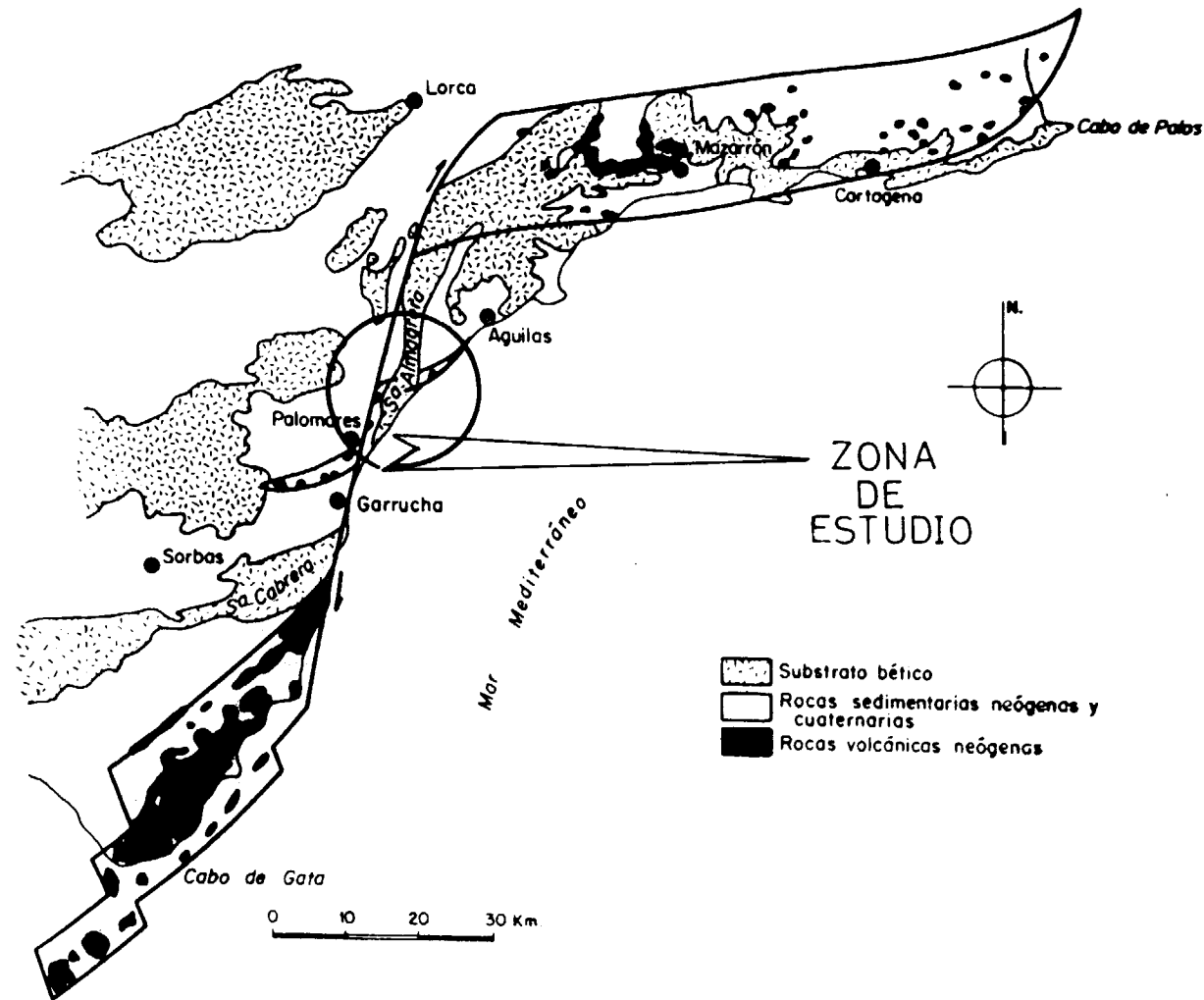


Figura 3.—Marco geotectónico global. Fuente: MARTINEZ ESCORZA y LOPEZ RUIZ (1988).

4. LAS MINERALIZACIONES

**Sector de Sierra Almagrera**

Las mineralizaciones encajadas en los materiales siliciclásticos de Sierra Almagrera (fig. 5) son un conjunto de filones, con mesoestructuras de varios tipos como son: relleno de microfisuras, disseminaciones y brechas filonianas (MARTINEZ FRIAS, op. cit.), destacando los filones bandeados de gran potencia, como el del barranco del Jaroso, que en superficie alcanzaba los 7 m de espesor. La orientación de los filones es aproximadamente de N a S y presentan una asociación mineral compleja constituida por los siguientes minerales mayoritarios: galena argenti-

fera, bournonita; calcopirita, marcasita, siderita, baritina y hematites.

También se aprecian en cantidades menores especies como la esfalerita, cerusita, jarosita, celestina, oropimente, estibina y calcosina.

La paragénesis más común parece ser siderita-pirita-galena-esfalerita-cobres grises y baritina, muy similar a la que se presenta en la zona de Herrerías.

**Sector de Herrerías**

Cerca del afloramiento de rocas volcánicas shoshoníticas de la Depresión de Herrerías (figs. 4 y

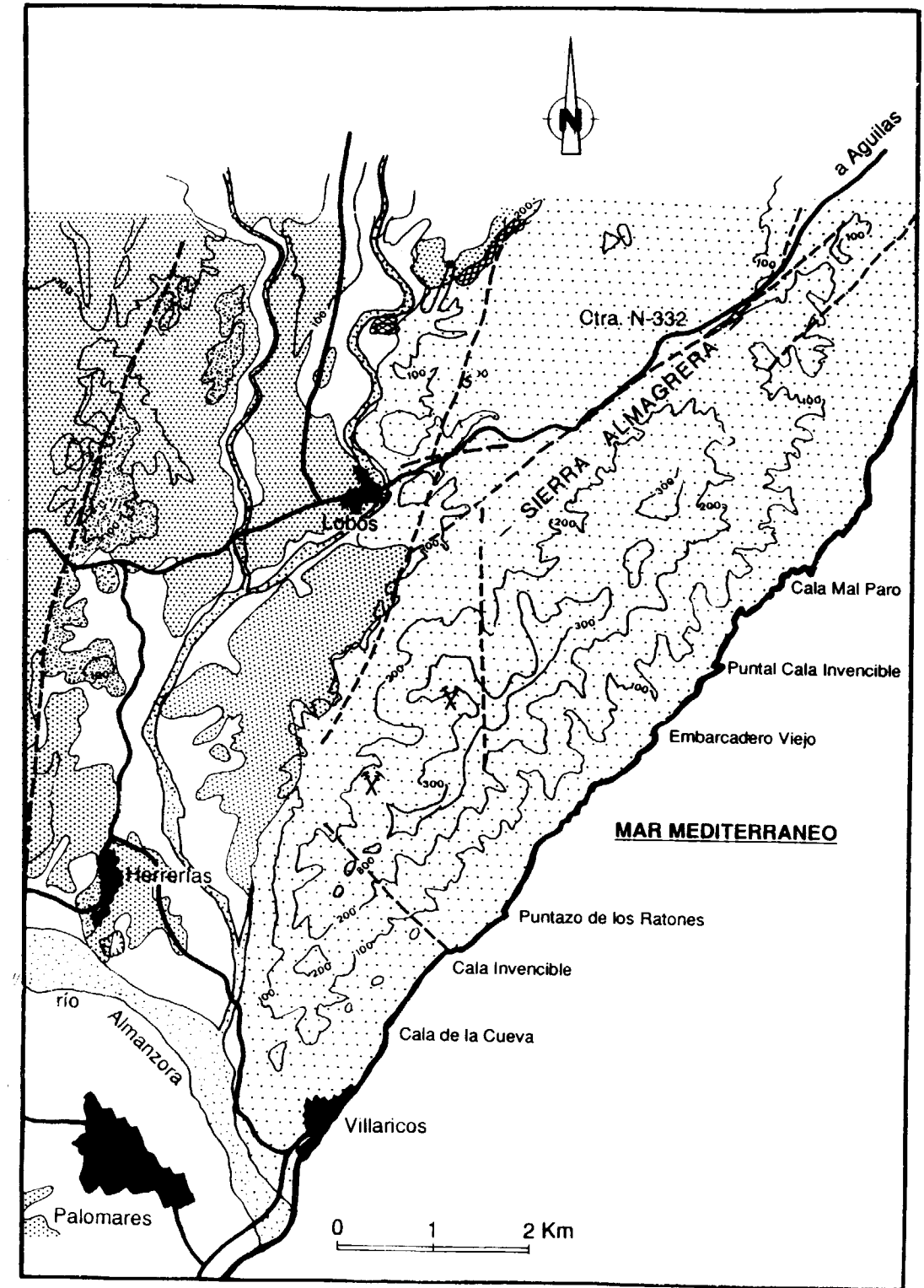
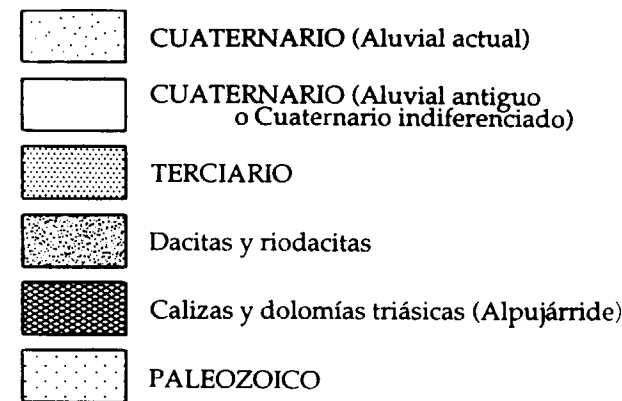


Figura 4.—Esquema geológico del sector Almagrera-Herrerías. Modificado de IGME (1974).



Leyenda figura 4.

5) se explotaron unas mineralizaciones estratiformes asociadas al conjunto terciario.

Estas mineralizaciones son complejas, habiéndose explotado plata nativa en las rocas volcánicas y en los niveles estratiformes terciarios, así como en unos conglomerados y mármoles atribuidos al Paleozoico (ALABERT, 1973), aunque dicha atribución parece dudosa a la luz de los datos actuales.

Las mineralizaciones explotadas con mayor intensidad fueron los niveles de hematites y carbonatos de hierro, presentándose también, aun-

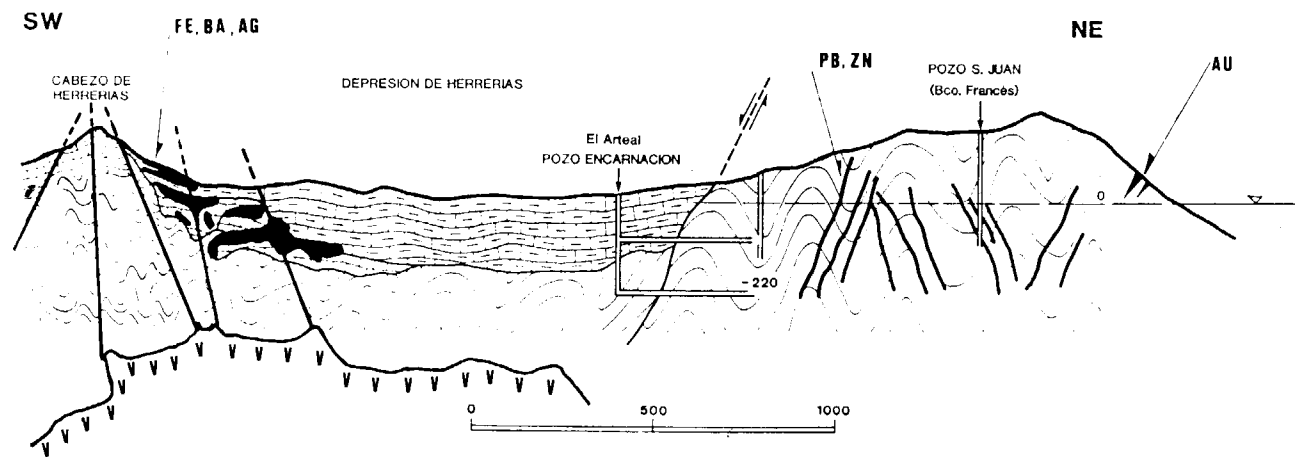


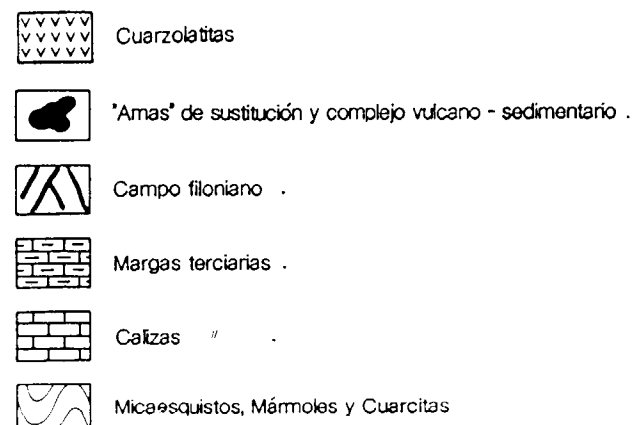
Figura 5.—Corte geológico sintético del sector Almagrera-Herrerías.

que en menor cantidad, otros minerales como la galena, esfalerita y sulfuros de Cu, Ag, Fe y Pb.

Las capas de hematites son parecidas a las que aparecen en numerosos yacimientos de las Béticas, en las que los carbonatos se sitúan por debajo del nivel freático (DE SIERRA, 1928), lo que no descartaría la posibilidad de que hayan existido procesos de removilización en el seno de los materiales calcáreos.

#### Mineralizaciones auríferas

Además de las ya indicadas, explotadas hasta



fechas recientes, se han localizado unos filones de cuarzo con contenidos en Au de hasta 6 ppm, no citados anteriormente y que parecen tener un origen común con las mineralizaciones descritas.

Dada la situación espacial del conjunto de mineralizaciones (fig. 6) parece existir una cierta zonalidad a escala regional y que permitiría distinguir una serie de áreas:

- 1) Zona asociada a los afloramientos volcánicos y con mineralización de elementos nativos (plata en Herrerías) y óxidos-sulfatos (hematites, celestina y baritina).
- 2) Zona intermedia con mineralizaciones en rocas estratiformes de tipo oxidado y con presencia de sulfuros complejos de Cu-Pb-Fe-Zn, en cantidades poco importantes.
- 3) Zona exterior constituida por el campo filoniano de Sierra Almagrera, dentro del cual puede hacerse, a grandes rasgos, un primer intento de zonación, pudiéndose distinguir tres áreas básicas:

- Filones de galena-sulfosales-baritina-siderita ubicados en el área noreste (Barranco del Jaroso) y suroeste de la Sierra (Barranco Francés-Ramo de Flores).
- Filones de siderita-baritina ubicados en una zona intermedia (Mina Madrileña y El Tomillar).
- Filones de cuarzo con contenidos elevados en oro y arsénico en la zona costera de la Sierra.

Este tipo de zonación es similar a la existente en la Sierra de Cartagena (OEN et al., 1975), donde a partir de los focos volcánicos se distinguen tres sectores:

- 1) Zona central con mineralizaciones de óxidos y sulfatos y filones de sulfuros asociados a rocas volcánicas.
- 2) Zona intermedia con mineralizaciones de rocas carbonatadas de greenalita-magnetita y sulfuros de Pb-Zn.
- 3) Zona externa con filones de sulfuros.

Por otro lado, MARTINEZ FRIAS et al. (1989) asignan a todo este conjunto de yacimientos del

área de Herrerías-Sierra Almagrera la definición de «epitermal», distinguiendo en base a un estudio de inclusiones fluidas tres fases metalogénicas de temperatura decreciente y originadas por el vulcanismo terciario.

En el caso de los filones de Sierra Almagrera, el origen hidrotermal parece evidente, dadas las paragénesis, alteración de los hastiales y existencia de un campo geotérmico plenamente desarrollado (MALDONADO y ROZYCKY, 1986).

Sin embargo, no se puede asignar a todo este conjunto de mineralizaciones el carácter de «epitermal», tal como se entiende habitualmente (SILLITOE, 1976; PINEDA, 1984), salvo a las generadas en el sector de Herrerías.

Las mineralizaciones estratiformes de Herrerías, además de su relación espacial con el conjunto volcánico, presentan estructuras que podrían asociarse a mineralizaciones de tipo «vulcano-sedimentario» de tipo proximal y de poca profundidad, como son la existencia de facies mineralógicas oxidadas, escasez de sulfuros, estructuras sedimentarias en los lechos de baritina del Terciario y «cherts» y además zonas de jaspe hematítico bien desarrolladas. En definitiva, se trataría de dos tipologías distintas de yacimientos (amas vulcano-sedimentarias y filones hidrotermales) originados por el vulcanismo terciario y que han dado lugar a un conjunto mineralizado de gran complejidad.

De hecho, en el seno del conjunto mineralizado aflorante se puede distinguir lo que podría considerarse la parte apical de un sistema «hot spring», y que ha dado lugar a las mineralizaciones de plata, a los filones de baritina que atraviesan el conjunto y al sinter, caracterizado por las masas de jaspes rojos y depósitos manganesíferos que coronan el sistema vulcano-hidrotermal. Los elevados contenidos de las rocas silíceas del sinter en bario, zinc y plata, y la ausencia de oro en la zona superficial distinguen este yacimiento de otros ejemplos característicos de «hot spring» (BERGER y BETHKE, 1986).

En relación a las mineralizaciones auríferas, y siguiendo la clasificación de yacimientos de oro de BACHE (1982) nos encontraríamos con unos yacimientos filonianos centrados sobre una intrusión (tipo 6), posiblemente encuadrados dentro del subtipo 6b, y que engloba a los yaci-

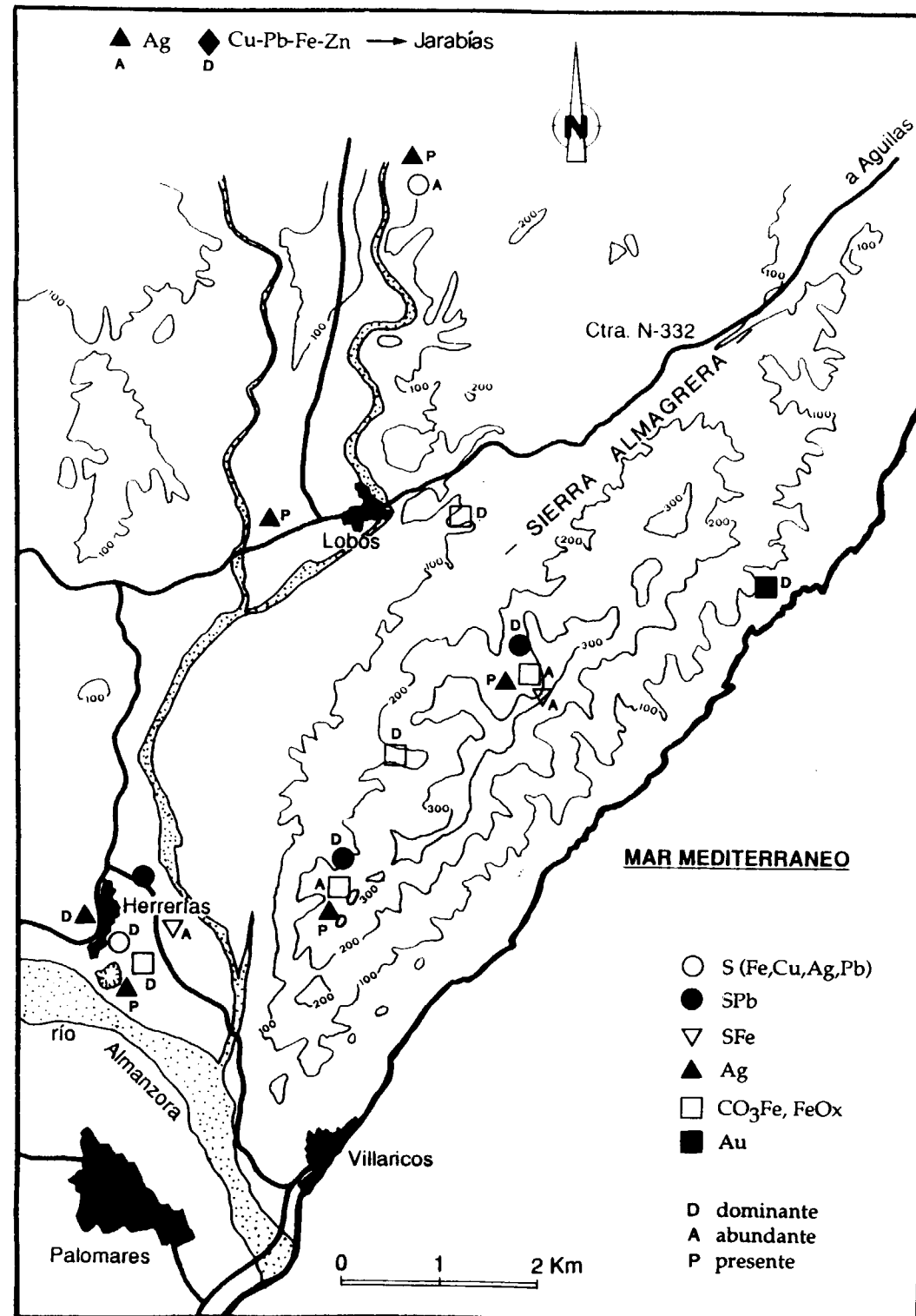


Figura 6.—Esquema geoquímico global y situación de las principales paragénesis metálicas

mientos de Pb-Zn. dominantes. Se trataría de yacimientos en filones, generalmente siguiendo un esquema concéntrico centrado en la intrusión, y que tiene como ejemplos más representativos a los de Idaho Springs (Colorado) y Coeur d'Alène (Idaho). La mayor diferencia con éstos estribaría en la naturaleza de la intrusión, en nuestro caso subvolcánica shoshonítica, y que en el caso de los yacimientos anteriores es de tipo monzonítico y granodiorítico.

En cualquier caso, el conjunto de Sierra Almagrera se trataría de un yacimiento de Pb-Zn-Ag como metales dominantes, donde el Au se ha extraído como subproducto o bien no se cita su existencia. En relación a esta tipología de yacimiento, RUIZ-MONTES (1984) también clasifica los filones de Sierra Almagrera como de tipo «Coeur d'Alène».

Así pues, el área mineralizada (fosa de Herrerías y Sierra Almagrera) parece tener un origen común: removilización por el vulcanismo de un stock metálico preexistente y transporte y deposición de los metales por vía hidrotermal en tres situaciones distintas. Dichos condicionantes han dado lugar a las tres tipologías básicas de yacimientos, a saber: «hot spring» y vulcano-sedimentario de Herrerías, y campo filoniano de Sierra Almagrera.

Este conjunto complejo presenta unas características originales y poco habituales, aunque una situación similar es la de Chibougamau en Canadá (GUHA et al., 1988), donde asociado a una intrusión subvolcánica se desarrolla un campo filoniano mesotermal de Ag, Pb, Zn y Au, y un sistema epitermal y vulcano-sedimentario en la parte superior del edificio volcánico.

##### 5. CAMPAÑA DE MUESTREO. ANALISIS DE LOS RESULTADOS

La campaña geoquímica se realizó mediante la toma de muestras en filones de cuarzo y de la vegetación próxima a éstos, situados en la parte oriental de Sierra Almagrera, así como de los filones de Pb-Fe del sector central de la Sierra y de las rocas volcánicas de la Depresión de Herrerías (fig. 7). También se analizó el residuo seco del agua del pozo Encarnación, que por sus características geotérmicas podría servir para apoyar alguna hipótesis sobre el origen de los

filones auríferos en relación con el contexto filoniano general. Los contenidos metálicos se determinaron mediante Activación Neutrónica en el laboratorio ACTLABS de Ontario (Canadá).

Los resultados geoquímicos indican que los valores más altos en Au se hallan asociados a contenidos elevados en As, Sb y Fe, apareciendo también en las muestras mineralizadas contenidos anómalos en Zn y Tierras Raras.

##### 6. TRATAMIENTO MULTIVARIANTE DE LOS DATOS GEOQUIMICOS

Los datos geoquímicos obtenidos en las distintas campañas de muestreo han sido tratados numéricamente por métodos multivariantes, y siguiendo la metodología usual en el estudio de datos geoquímicos o hidroquímicos para la determinación de anomalías (HAWKES y WEBB, 1962; FONT, 1983; FONT y NAVARRO, 1991).

A partir de un conjunto de 36 muestras y 34 determinaciones (Au, Ag, As, Ba, Br, Ca, Co, Cr, Cs, Fe, Hg, Ir, Mo, Na, Ni, Rb, Sb, Sc, Se, Sn, Ta, Th, U, W, Zn, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) se realizó un análisis previo que permitió desestimar las variables redundantes y las poco significativas.

Con el conjunto de datos resultantes se efectuó un análisis factorial sobre un total de 17 variables seleccionadas: Au, As, Ba, Co, Ag, Fe, Mo, Na, Rb, Sb, Sc, Th, U, W, Zn, La y Ce.

Los resultados obtenidos indican que los cinco primeros factores explican casi un 85 por 100 de la varianza de la población (tabla 2).

Los factores obtenidos (tabla 3) agrupan una serie de metales, cuya asociación es muy similar a la zonación clásica que puede observarse a partir de un plutón calcoalcalino o alcalino.

Si se compara la zonación tradicional de un batolito granítico y lo expresado por el tratamiento numérico (tabla 4), se puede ver una considerable similitud, lo que vendría a explicar el origen del campo filoniano en la dinámica del vulcanismo terciario, y por tanto nos permite conocer con mayor detalle el porqué de la distribución espacial de las mineralizaciones.

Los factores obtenidos nos indicarían una clara

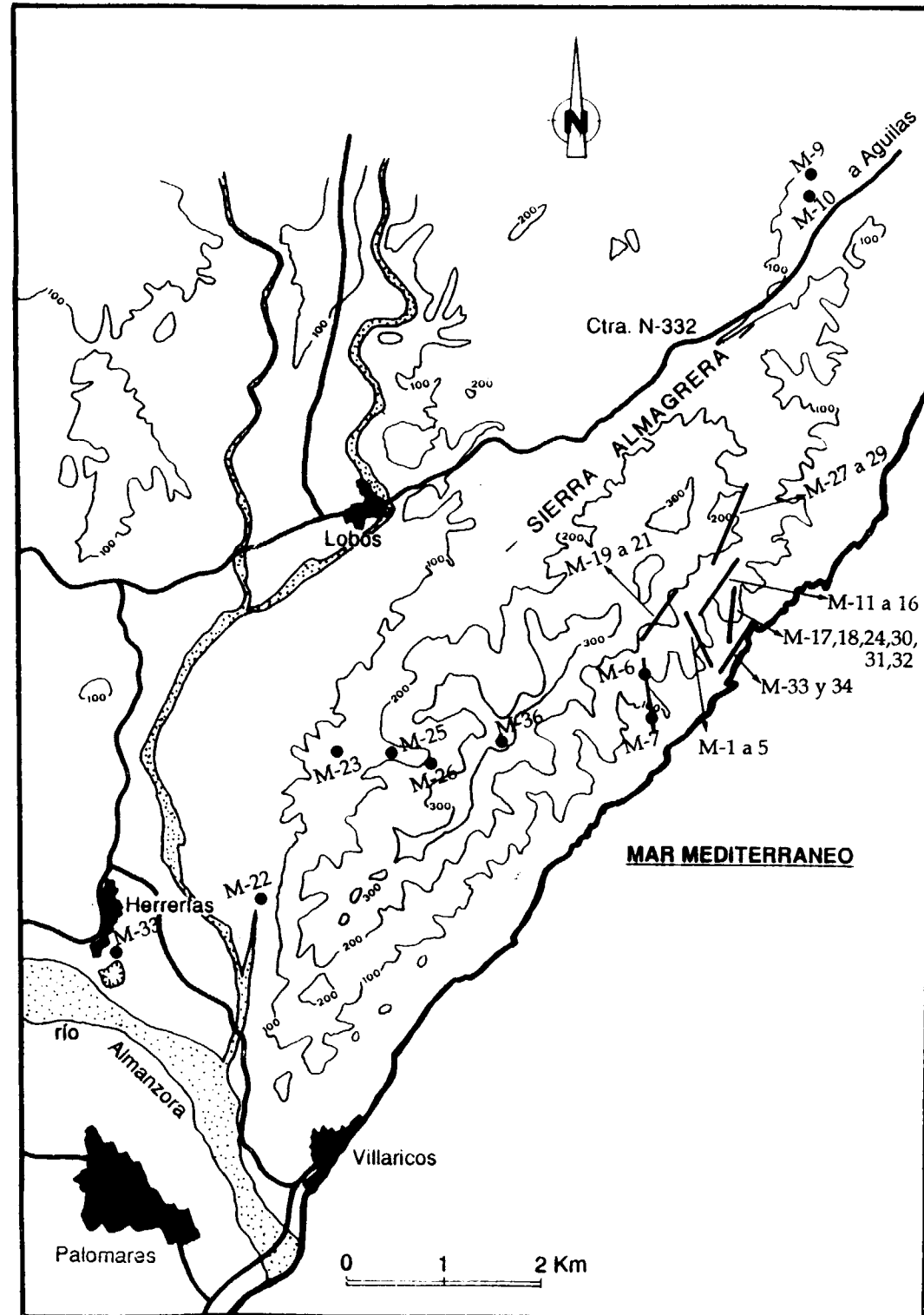


Figura 7.—Mapa de situación de las muestras recogidas en las campañas de 1990.

**TABLA 2**  
Varianza explicada por los factores

	1	2	3
	4,88	28,75	28,75
	3,30	19,44	48,19
	2,68	15,81	64,00
	1,93	11,36	75,37
	0,95	5,59	80,96
	0,86	5,10	86,06
	0,65	3,82	89,89
	0,61	3,64	93,53
	0,46	2,75	96,29
	0,32	1,92	98,21
	0,14	0,84	99,05
	0,06	0,38	99,44
	0,04	0,28	99,73
	0,02	0,11	99,85
	0,01	0,10	99,96
	0,00	0,03	99,99
	0,00	0,00	100,00

zonación geoquímica, en orden inverso a la solubilidad de los metales, y una posible doble distribución del oro, por un lado en la zona más próxima al edificio volcánico y por otro lado en una zona cercana a los filones hidrotermales de Pb-Zn, caracterizados por el factor 2.

La representación gráfica de las muestras en función de los dos primeros factores (fig. 8) nos permite distinguir cuatro poblaciones bien diferenciadas:

- Población A: asociada a las muestras representativas de las mineralizaciones hidrotermales de Pb-Zn.
- Población B: asociada a las muestras con mayor contenido en oro y arsénico, y con un mayor contenido en Sb.
- Población C: asociada a las muestras pobres en oro y pobres en calcófilos.
- Población D: corresponde a las muestras no mineralizadas.

La representación gráfica de las muestras en función de los factores 1 y 3 nos permite ver con mayor claridad cómo las muestras con un contenido más elevado en oro son aquellas que presentan unos coeficientes altos respecto a dichos factores. De todo ello cabría deducir que la zona más rica en oro puede encontrarse en el sector más próximo al conjunto shoshonítico, no aflorante en la Sierra.

Además, en la figura 9 puede verse cómo a partir del eje 1, y que en sentido positivo reflejaría la proximidad al vulcanismo (mayor riqueza en

**TABLA 3**  
Matriz de cargas factoriales. Se han considerado como significativos los valores superiores a 0,5

	1	2	3	4	5
Au ... ..	0,49	0,11	0,76	0,07	-0,28
As ... ..	0,47	0,16	0,79	0,11	0,09
Ba ... ..	0,00	0,87	-0,15	-0,35	0,01
Co ... ..	0,32	0,15	-0,32	0,61	0,09
Ag ... ..	0,01	0,89	-0,18	-0,36	0,04
Fe ... ..	0,39	0,27	0,07	0,67	0,00
Mo ... ..	-0,39	-0,14	0,52	-0,13	0,49
Na ... ..	0,33	-0,05	0,34	-0,05	0,13
Rb ... ..	0,72	-0,21	-0,42	-0,26	0,27
Sb ... ..	0,40	0,78	0,40	-0,09	0,00
Sc ... ..	0,58	-0,22	-0,35	-0,14	0,16
Th ... ..	0,80	-0,28	-0,35	-0,28	0,08
U. ... ..	0,70	-0,12	0,31	-0,07	0,49
W. ... ..	0,28	0,25	-0,33	0,76	0,18
Zn ... ..	0,23	0,80	-0,31	-0,04	0,04
La ... ..	0,90	-0,15	0,04	-0,10	-0,29
Ce ... ..	0,87	-0,19	-0,04	-0,12	-0,33

**TABLA 4**  
**Factores obtenidos y zonación elemental perigranítica**

FACTORES				ZONACION PERIGRANITICA			
1	4	2	3	A	B	C	D
Rb	Co	Au	Ba	Sn	Fe	Au	Ag
Sc	Fe	As	Ag	Be	W	Cu	Pb
Th	W	Mo	Sb	Nb	Cu		Zn
U			Zn	Ta			
La				Li			
Ce				La			
Au				Ce			
As				U			

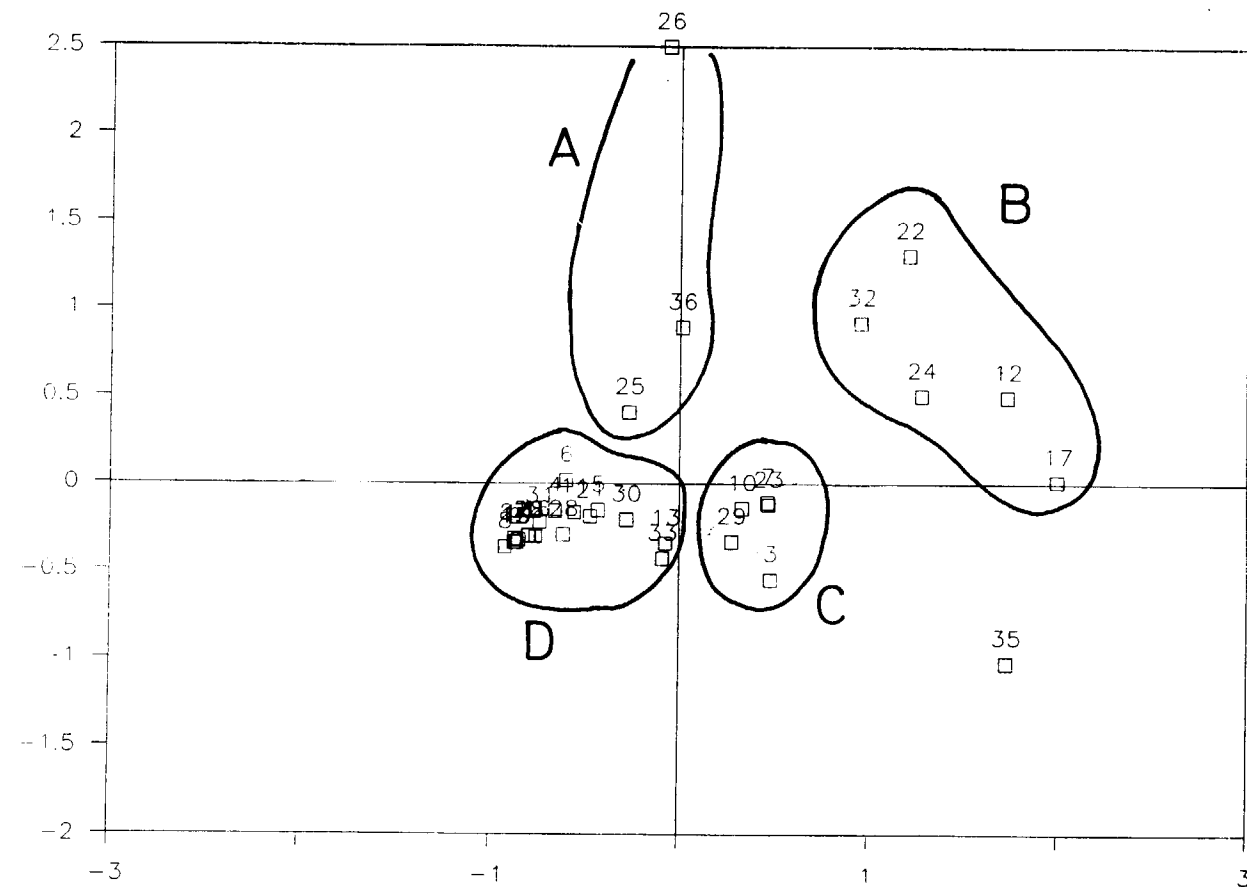


Figura 8.—Plano componencial 1-2 con la agrupación de las distintas poblaciones.

Rb, Sc, radioactivos y Tierras Raras), se dibujan zonas concéntricas claramente diferenciadas:

— Zona proximal: constituida por las muestras más ricas en Au y Tierras Raras y limitada

composicionalmente por la muestra núm. 35 (roca volcánica) y núm. 22 (residuo seco del fluido geotérmico actual).

— Zona media: constituida por las muestras me-

nos ricas en Au y pobres en Tierras Raras y radioactivos.

— Zona filoniana: constituida por las muestras pertenecientes a las mineralizaciones filonianas de Pb-Zn.

— Zona no mineralizada: constituida por las muestras sin mineralización metálica.

Es interesante destacar la existencia de muestras (núm. 34) cuya composición es muy próxima a la geiserita de Herrerías, lo que podría indicar la presencia del edificio volcánico muy cerca de la superficie del terreno en el área mineralizada por oro y arsénico.

Además se ha empleado otro procedimiento estadístico multivariante como es la regresión lineal múltiple, que ha servido para demostrar la relación entre el oro y las Tierras Raras y elementos radioactivos.

Este procedimiento numérico permite analizar la correlación existente entre una variable dependiente, en este caso Au, y un conjunto de variables independientes, como son: Th, U, La y Ce. El resultado obtenido nos da un coeficiente de correlación de 0,87, por lo que dado el habitual enriquecimiento de las rocas shoshoníticas en dichos elementos, parece probar la relación del vulcanismo con las mineralizaciones auríferas.

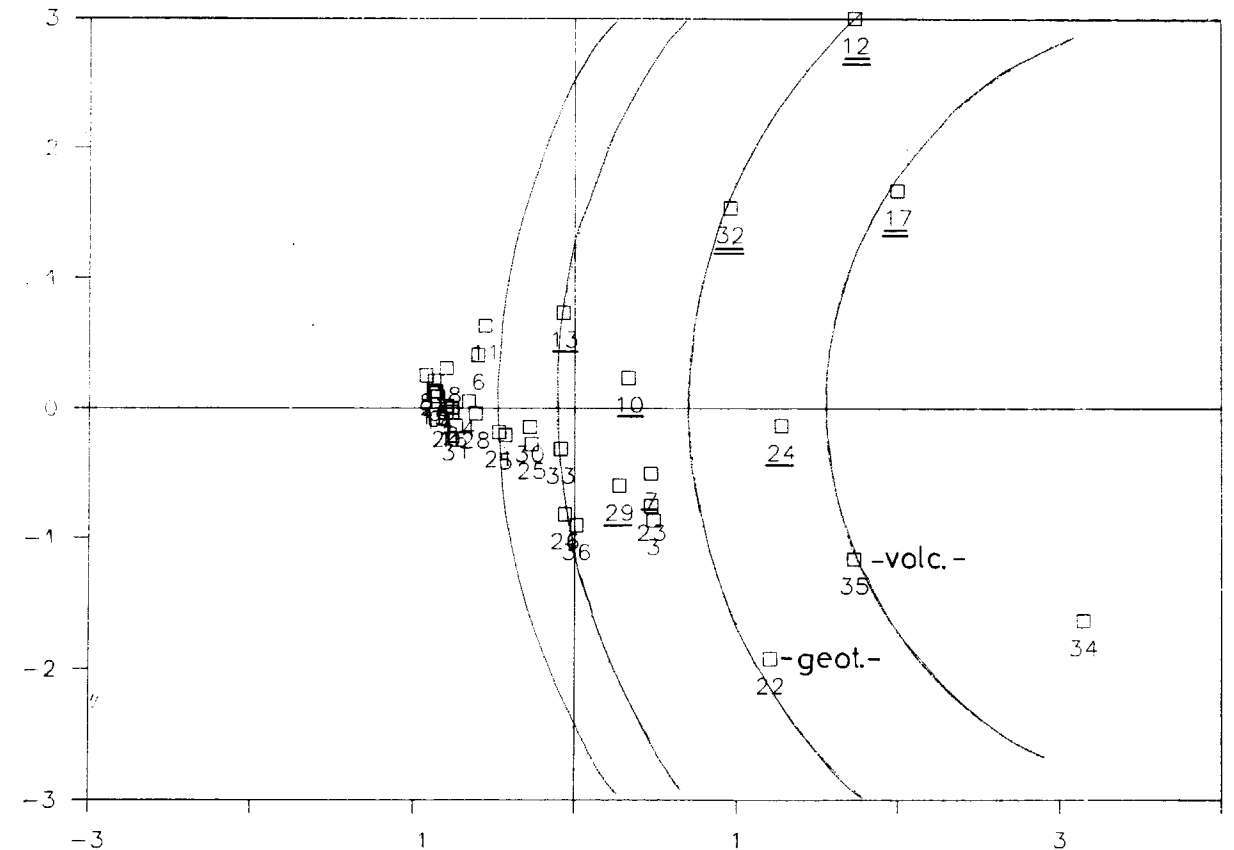


Figura 9.—Plano componencial 1-3 que muestra la zonación geoquímica alrededor de las muestras volcánicas (volc.) y geotérmicas (geot.). Las muestras subrayadas corresponden a las que presentan un mayor contenido en oro. Factor I: abcisas, Factor III: ordenadas.

**7. CONCLUSIONES**

Las mineralizaciones filonianas de cuarzo aurífero de Sierra Almagrera parecen tener un origen común con las mineralizaciones de Pb-Ag-Fe

explotadas en épocas recientes y asociadas al vulcanismo neógeno de carácter shoshonítico.

A nivel regional es observable una zonación en la distribución espacial de los yacimientos simi-

lar a la observada en la Sierra de Cartagena, en la que destaca la existencia de una zona periférica a los edificios volcánicos, donde se ubica el campo filoniano y los yacimientos de oro.

La existencia de un campo geotérmico actual y la similitud entre el residuo seco de las aguas termales y la composición geoquímica de las muestras mineralizadas parecen señalar al hidrotermalismo como mecanismo causante del conjunto mineralizado, y especialmente de los filones auríferos.

Además, la correlación existente entre las muestras mineralizadas y las rocas volcánicas aflorantes de la Depresión de Herrerías, en relación a los contenidos de Tierras Raras, elementos radioactivos (Th, V) y otros elementos traza como Rb, V, Co y Sc, y la ausencia de contenidos metálicos significativos en el conjunto metamórfico encajante, nos demuestran la vinculación genética entre las rocas volcánicas y los filones de cuarzo aurífero.

El análisis multivariante de los datos geoquímicos indica la existencia de una zonación muy parecida a la del modelo perigranítico, a partir de los focos volcánicos, y el posible enriquecimiento en oro del área inmediatamente próxima al conjunto volcánico.

Así pues, el conjunto metamórfico de Sierra Almagrera y la cuenca Terciaria de Herrerías, constituyen un horst y una fosa tectónica separadas por una falla normal, de dirección similar a la falla de Palomares. Dicha falla y otras fracturas satélites, permitieron el ascenso de las vulcanitas terciarias, generadoras de los fluidos hidrotermales que originaron las mineralizaciones filonianas y estratiformes de Herrerías y el campo filoniano de Sierra Almagrera, en cuyo seno aparecen las mineralizaciones de cuarzo aurífero.

#### REFERENCIAS

- ALABERT, J. (1973): *La province plombo-zincifère des Cordillères Bétiques (Espagne Méridionale). Essai typologique*. Thèse. Université Nancy I. 148 pp.
- ALMAGRO, M. (1960): *Prehistoria. Manual de Historia Universal*. Ed. Espasa Calpe. V. 1. Madrid.
- BACHE, J. J. (1982): *Les gisements d'or dans le monde. Essai de typologie quantitative*. Mémoires du BRGM n.º 118. Ed. BRGM. Orleans. 102 pp.

BAUCHAU, C. (1971): *Essai de typologie quantitative des gisements de plomb et de zinc avec la répartition de l'argent*. Bull. du BRGM, 2ème. série, sect. II, n.º 3, pp. 1-72.

BERGER, B. R., y BETHKE, P. M. (1986): *Geology and geochemistry of epithermal systems*. Reviews in Economic Geology, v. 2. Society of Economic Geologists. 298 pp.

BLANCO FREIJEIRO, A., y ROTHENBERG, B. (1981): *Explotación arqueometalúrgica de Huelva*. Río Tinto, S. A. Ed. Labor, S. A. 312 pp.

BLAZQUEZ, J. M. (1968): *Exportación e importación en Hispania al final de la República Romana y durante el gobierno de Augusto y sus consecuencias*. AHES, I, 45 pp.

BLAZQUEZ, J. M. (1970): *Fuentes literarias griegas y romanas referentes a las explotaciones mineras de la Hispania Romana. La minería hispana e iberoamericana*. Ed. Cátedra de San Isidoro de León, pp. 117-150.

BOUSQUET, J. C.; DUMAS, B., y MONTENAT, C. (1975): *Le décrochement de Palomares: décrochement quaternaire senestre du bassin de Vera (Cordillères Bétiques Orientales. Espagne)*. Cuadernos de Geología, n.º 6, pp. 113-119.

CUADRADO RUIZ, J. (1947): *Almizaraque, la más antigua explotación de plata de España*. 2.º Congreso Arqueológico del Sudeste Español. Albacete, 1946-47, pp. 168-185.

CAVANILLES, R. (1846): *Memoria sobre el estado de la minería del Reino en fin del año 1845, presentada al gobierno de S. M. por el Director General del ramo*. Anales de Minas, IV, pp. 403-506.

DE SIERRA, A. (1928): *Hierros de Almería y Granada*. Memorias IGME, v. 5, t. 3, 657 pp.

EGELER, C. G., y FONTBOTE, J. M. (1976): *Aperçue géologique sur les parties centrale et orientale des Cordillères Bétiques*. Bull. Soc. Geol. France (7), t. 18, n.º 3, pp. 571-582.

EZQUERRA DEL BAYO, J. (1844): *Datos y observaciones sobre la industria minera*. Madrid.

FALCES, A. (1883): *Memoria historial y descriptiva de Sierra Almagrera*. El Minero de Almagrera. Cuevas de Almazora.

FONT, X., y NAVARRO, A. (1991): *Aplicación de métodos estadísticos uni y multivariantes a estudios de contaminación. El caso de la cubeta de La Llagosta*. Bol. Geol. y Min., ITGE. Madrid (en prensa), 21 pp.

GUHA, J.; DUBE, B.; PILOTE, P.; CHOWN, E. H.; ARCHAMBAULT, G., y BOUCHARD, G. (1988): *Gold mineralization patterns in relation to the lithologic and tectonic evolution of the Chibougamau district, Quebec, Canada*. Mineral. Deposita, 23, 393-298.

HAWKES, H. E., y WEBB, J. S. (1962): *Geochemistry in mineral exploration*. Harper and Row, Londres.

ICDSA (1891): *Informe de la Comisión para el estudio del desagüe de Sierra de Almagrera*. I. Madrid.

IGME (1974): *Mapa Geológico de España*. E. 1:50.000. Hoja 1015. Garrucha.

LAFUENTE ALCANTARA, M. (1907): *Historia de Granada*.

*Comprendiendo las de sus cuatro provincias: Almería, Jaén, Granada y Málaga*. Ed. Imprenta de El Defensor de Granada. Granada. 4 tomos.

LOPEZ RUIZ, J., y RODRIGUEZ BADIOLA, E. (1980): *La región volcánica neógena del sureste de España*. Estudios Geol., n.º 36, pp. 5-63.

LULL, V. (1983): *La cultura de El Argar. Un modelo para el estudio de las formaciones económico-sociales prehistóricas*. Akal Edit. Barcelona. 482 pp.

MALDONADO, A., y ROZYCKI, A. (1986): *Anomalia geotérmica en Sierra Almagrera (Almería)*. El agua en Andalucía. Granada, pp. 393-401.

MARTIN ESCORZA, C., y LOPEZ RUIZ, J. (1988): *Un modelo geodinámico para el volcanismo neógeno del sureste ibérico*. Estudios Geol., n.º 44, pp. 243-251.

MARTINEZ FRIAS, J.; GARCIA GUINEA, J.; LOPEZ RUIZ, J.; LOPEZ GARCIA, J. A., y BENITO GARCIA, R. (1989): *Las mineralizaciones epitermales de Sierra Almagrera y de la cuenca de Herrerías, Cordilleras Béticas*. Bol. Soc. Esp. de Mineral, v. 12, pp. 261-271.

NADAL, J. (1972): *Industrialización y desindustrialización del sureste español, 1817-1913*. Moneda y Crédito, n.º 120, pp. 3-80.

NOBEL, F. A.; ANDRIESSEN, P. A. M.; HEBEDA, E. H.; PRIEM, H. N. A., y RONDEEL, H. E. (1981): *Isotopic dating of the post-alpine neogene volcanism in the Betic Cordilleras, Southern Spain*. Geol. Mijnbouw, n.º 60, pp. 209-214.

OEN, I. S.; FERNANDEZ, J. C., y MANTECA, J. I. (1975): *The lead-zinc and associated ores of La Union, Sierra de Cartagena, SE Spain*. Econ. Geology, v. 70, pp. 1259-1278.

PINEDA, A. (1984): *Las mineralizaciones metálicas y su contexto geológico en el área volcánica neógena del Cabo de Gata (Almería, SE de España)*. Bol. Geol. y Min., t. XCV-XCVI, pp. 569-592.

ROSLER, H. J., y LANGE, H. (1972): *Geochemical Tables*. Elsevier. Amsterdam. 468 pp.

RUIZ-MONTES, M. (1984): *Actualización del Mapa Metalogénico de España escala 1:200.000 en el sector oriental de las Cordilleras Béticas*. I Congreso Esp. Geología, t. 2, pp. 659-683.

SANCHEZ PICON, A. (1983): *La minería del levante almeriense: 1838-1930. Especulación, industrialización y colonización económica*. Ed. Cajal. Almería. 308 pp.

SILLITOE, R. H. (1976): *Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review*. In Volcanic processes in ore genesis. Inst. Min. and Met. London, pp. 99-114.

SIRET, L. (1907): *Villaricos y Herrerías, Antigüedades púnicas, romanas, visigóticas y árabes. Memoria descriptiva e histórica*. Memoria de la Real Academia de la Historia, t. XIV, pp. 379-480.

TAPIA, J. A. (1982): *Historia general de Almería y su provincia, t. 2: Colonizaciones*. Ed. Cajal. Almería. 488 pp.

Original recibido: Septiembre de 1993.

Original aceptado: Noviembre de 1993.

# Depuración natural de aguas residuales brutas mediante su infiltración controlada.

## Una experiencia en marcha.

### Parte I. Desarrollo del proyecto.

Por P. NIETO (\*) y Z. ALAMY (\*\*)

#### RESUMEN

Se presentan en esta parte I los rasgos constructivamente destacables del planteamiento y desarrollo de un proyecto —relativo al tema que indica el título, en sus fases sucesivas— realizado conjuntamente por técnicos del ITGE y del BRGM, en el marco del programa MEDSPA de la Unión Europea.

**Palabras clave:** Infiltración controlada, Depuración natural, Saneamiento de núcleos pequeños, Protección de aguas subterráneas.

#### RESUME

Il est présenté dans cette partie I les traits constructivement remarquables quant à l'établissement et au déroulement d'un projet —relatif au sujet indiqué par le titre, dans ses phases successives— qui a été réalisé en étroite collaboration entre les techniciens du BRGM et de l'ITGE, dans le cadre du programme MEDSPA de l'Union Européenne.

**Mots-clé:** Infiltration contrôlée, Géoépuration, Assainissement des petits villages, Protection des eaux souterraines.

La capacidad del terreno para mejorar la calidad o, lo que es lo mismo, disminuir la carga contaminadora de un agua residual que lo atraviese, constituye una de sus características apreciadas desde tiempos remotos. Como en otros dominios científicos, en las últimas décadas también ha recibido un impulso notable el conocimiento de los mecanismos que intervienen en este proceso, de manera que su complejidad requiere el estudio simultáneo desde las perspectivas física, química y biológica.

Por otro lado, el estímulo que por diversas razones produce el planteamiento inherente a las tecnologías llamadas blandas, encuentra en este ámbito un campo muy propicio, siempre y cuando el entorno lo permita.

La Directiva del Consejo de la Unión Europea,

(\*) Aguas Subterráneas. ITGE.

(\*\*) Environnement. BRGM.

de 21 de mayo de 1991 sobre el tratamiento de las aguas residuales urbanas (91/271/CEE) aporta un realce especial a este tema, sobre todo en relación con el conjunto formado por los núcleos de población de tamaño modesto.

La aplicabilidad de la infiltración controlada exige una condición de partida indispensable: el terreno debe reunir unas características suficientes, especialmente hidrogeológicas; además, hay otras limitaciones que se comentarán más adelante. Cuando las condiciones son favorables, la infiltración controlada no requiere ningún tipo de reactivos ni químicos ni energéticos —al estilo del lagunado— y su mantenimiento es igual de sencillo que éste, sobre unas instalaciones de construcción elemental, con la ventaja añadida de necesitar una superficie menor, y además y principalmente, el hecho de almacenar directamente el agua ya depurada, mediante la recarga del acuífero subyacente.

Sin embargo, hacía falta la materialización en la realidad tangible de este sistema de depuración, a través de unas instalaciones que permitieran el estudio de su comportamiento con suficiente detalle, y la confirmación en los parámetros medidos de las expectativas teóricas sobre las experiencias parciales anteriores. Para ello se diseñó un proyecto de investigación conjunta entre el Instituto Tecnológico Geominero de España y el Bureau de Recherches Géologiques et Minières de Francia, cuyo interés motivó a la Unión Europea a aportar su decisiva contribución.

El objeto de este artículo consiste en una exposición muy resumida de los rasgos destacables y constructivos de este proyecto y de su realización, recién culminada. Un próximo artículo recogerá una síntesis de los resultados concretos que indican los datos obtenidos.

#### PLANTEAMIENTO DEL PROYECTO

En muchos países meridionales existe una problemática con la depuración de las aguas residuales, en especial de los núcleos de población modestos, cuyas dificultades son conocidas; esta problemática se ve intensificada con el fenómeno del turismo estival, sobre todo en la zona litoral donde además se superpone la exigencia para las aguas de baño y el consiguiente objetivo comunitario para un futuro próximo de suprimir emisarios submarinos. Simultáneamente acompaña la demanda —siempre creciente— de un agua de buena calidad, junto con las conocidas consecuencias de la sobreexplotación en unos recursos hídricos limitados, particularmente subterráneos.

En este contexto, la reutilización de las ARU suficientemente tratadas mediante técnicas baratas y de mantenimiento sencillo, se ofrece como una oportunidad, aprovechada en parte desde hace tiempo. En esta perspectiva de gestión del agua, la infiltración controlada (cuando es factible) se distingue en especial por la peculiaridad de retener o almacenar —subterráneamente— el agua depurada, pudiendo satisfacer futuras puntas de la demanda agrícola superiores al caudal medio tratado.

Por todo esto, el objetivo principal del proyecto que se comenta, consiste en concretar la aplicación práctica de la infiltración controlada de las

ARU, de manera a conseguir un conocimiento operativo suficiente para la depuración natural por el terreno de las aguas negras, con simultáneo almacenamiento subterráneo para un posterior uso agrícola, aguas abajo (fig. 1).

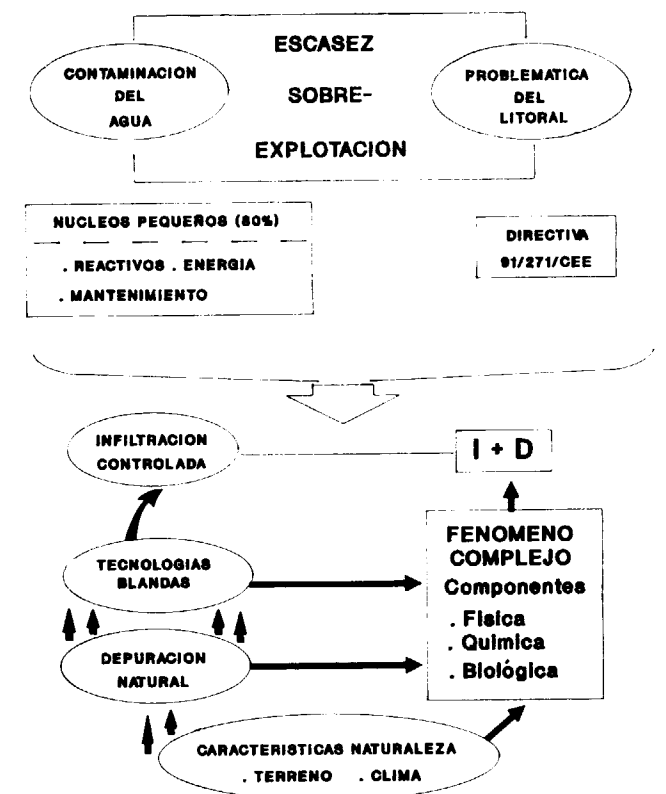


Figura 1.—Planteamiento del proyecto.

Para realizar esta experiencia se pensó en una zona de la España meridional que dispusiera de unas condiciones naturales en cuanto a temperatura, insolación, pluviosidad..., teóricamente adecuadas para conseguir unos rendimientos favorables, mejorando sustancialmente los resultados aportados por la investigación de otros países más septentrionales. La existencia de núcleos de población modesta, con menos de 1.000-10.000 habitantes y exentos de una componente industrial apreciable en sus ARU, evitaba de partida complicaciones para esta primera fase de la investigación operativa. Además, la limitación en los presupuestos de la Administración Local, más acentuada en estos casos de

pocos habitantes, podría encontrar una solución para el necesario saneamiento de sus ARU, reclamada con frecuencia por una creciente sensibilidad social. (Los municipios con menos de 1.000 habitantes suponen cerca del 60 por 100, y aquellos con menos de 10.000 habitantes representan más del 90 por 100 del total, en España).

En este marco tomaban especial relieve las peculiaridades ventajosas de la infiltración controlada:

- comporta una depuración natural de las ARU, es decir sin intervención de reactivos ni de energía eléctrica;
- la superficie de terreno necesaria es, relativamente, pequeña;
- supone un tratamiento completo, al recibir las ARU brutas;
- el mantenimiento es elemental y esporádico: valvuleo manual, retirado de sobrenadantes y fangos, rastrillado de suelo, etc.;
- proporciona directamente el almacenamiento subterráneo de las aguas depuradas, con miras a una reutilización agrícola, simultánea o posterior.

En el reverso de la medalla, las principales exigencias para un buen funcionamiento de esta técnica consisten en que:

- la componente industrial de las ARU a tratar debe ser despreciable, con ausencia de elementos biotóxicos;
- el terreno debe presentar una permeabilidad alta y homogénea, con una zona insaturada de varios metros de potencia.

En otro orden de cosas, una de las facetas a destacar de este proyecto consiste en la «sinergia operativa» que se ha conseguido desde los siguientes puntos de vista:

- *Aspecto investigación:* en el ámbito pluridisciplinar de la protección de los recursos hídricos subterráneos, se ha conjugado la experiencia de los investigadores franceses y españoles en los dominios de la Hidrogeología aplicada y de la Tecnología del tratamiento de aguas residuales, posibilitando una optimización de los medios humanos y económicos existentes. Esta colaboración ha veni-

do encuadrada en un Convenio establecido entre el I.T.G.E. y el B.R.G.M.

- *Aspecto financiación:* cada uno de los participantes ha afrontado el gasto de sus propias actuaciones, dentro de una facilidad financiera otorgada al asumir la U.E. el 50 por 100 de los costes totales. Esta subvención vino recogida en un Contrato establecido entre el I.T.G.E. y la D.G. XI, dentro del programa MEDSPA.
- *Aspecto desarrollo:* los resultados positivos de este proyecto podrán ser directa y rápidamente utilizados en las zonas susceptibles de su aplicación, por cada parte interviniente: España no-húmeda, Francia meridional, y áreas ribereñas del Mediterráneo.

#### DESARROLLO DEL PROYECTO

Dentro de los contactos existentes entre el ITGE y el BRGM, organismos dedicados a la investigación aplicada del subsuelo, surgió en su momento el interés por llevar a la práctica este proyecto, comenzando así su andadura. El diseño inicial de sus características técnicas básicas se realizó mediante un sistema de engranaje conjunto entre los respectivos técnicos. El consejo de la experiencia francesa facilitó una integración ágil en el procedimiento administrativo de la U.E. Una fluida comunicación entre las partes permitió acelerar el desarrollo de esta primera etapa (fig. 2).

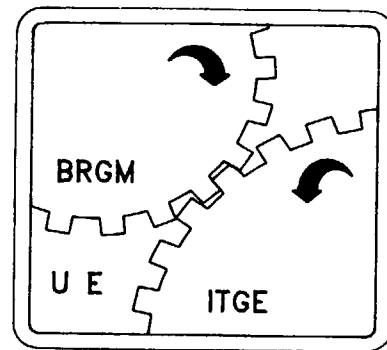


Figura 2.—Proyecto MEDSPA. 0. Prolegómenos.—1. Preparativos.—2.—Selección del lugar.—3.—Acondicionamiento del lugar.—4. Obtención de datos.—5. Interpretación. Conclusiones.

Una vez firmados los documentos el trabajo comenzó de acuerdo con las fases proyectadas, que se resumen a continuación, y cuya esencia consiste en el establecimiento del soporte material necesario para obtener los datos directos en campo, la obtención de dichos datos, y su posterior tratamiento e interpretación que han permitido confirmar las hipótesis de partida casi en su totalidad.

1. *Preparativos.*—Esta fase comprendió la puesta al día necesaria desde el punto de vista teórico mediante la recopilación bibliográfica habitual, y sobre todo desde el punto de vista práctico mediante un cursillo intensivo de 15 días para cuatro técnicos del ITGE en las dependencias del BRGM junto con una visita a instalaciones representativas en Francia: el cursillo permitió al grupo español completar su familiaridad con las técnicas a utilizar posteriormente tanto en campo como en laboratorio y gabinete; y la visita a tres zonas de Francia permitió a los responsables españoles del proyecto tomar contacto directo con la realidad de la situación, in situ, además de conseguir un entendimiento personal más profundo con los colegas franceses.

Durante esta fase, además, se recopiló y estudió la información para confeccionar una síntesis de los lugares que a priori presentaban las condiciones más adecuadas para situar la planta experimental, información de base que fue actualizada y completada con un importante trabajo de campo. También se analizó con detalle el equipamiento necesario para llevar a cabo más adelante las mediciones oportunas, con las laboriosas consultas a las casas suministradoras.

2. *Selección y acondicionamiento del lugar.*—Seguidamente se procedió a un estudio comparativo sobre la síntesis realizada con los lugares posibles, conjuntamente por los técnicos españoles y franceses, estudio que se completó con visitas a los sitios más prometedores. Con tal fin se tomaron como criterios para caracterizar las zonas, los siguientes:

- Relativos al saneamiento del núcleo de población:
  - tamaño modesto, con un caudal medio inferior a 8,5 l/s, equivalente, aproximadamente, a unos 5.000 habitantes;
  - trazado existente, o previsto próximamente, de los colectores;

- salinidad del ARU moderada o baja (< 2 g/l);
- composición química exenta de elementos tóxicos, es decir, sin vertidos industriales.

— Relativos al terreno y a la hidrogeología local;

- pendiente topográfica suave o nula;
- profundidad del nivel sobre 8-10 m;
- permeabilidad alta: arenas con pocos finos;
- inexistencia de sondeos próximos para abastecimiento urbano;
- datos generales: dirección de flujo, puntos acuíferos próximos, columnas disponibles, potencia del acuífero, etc.

— Relativos a conceptos varios:

- disponibilidad práctica del terreno; eventual precio de compra asequible;
- existencia de un tendido eléctrico próximo;
- demanda de agua para agricultura;
- predisposición favorable de las autoridades locales;
- mínimo impacto ambiental.

En consecuencia se eligió provisionalmente el lugar de Mazagón (provincia de Huelva) como el más adecuado, al tiempo que se definía una batería de ensayos para asegurar la bondad del lugar: pruebas de infiltración, ejecución de piezómetros, muestreo de suelos y aguas, prospección geofísica. Todos estos trabajos fueron realizados por los servicios propios del ITGE, en particular con la nueva máquina de Sondeos.

Los resultados obtenidos fueron satisfactorios y confirmaron a Mazagón como el lugar definitivo para ubicar la planta experimental. Se dio paso entonces a la construcción de las instalaciones, cuyo diseño se había ido realizando una vez conocidas las peculiaridades de Mazagón, y que comprenden los siguientes elementos, representados en esquemas adjuntos:

- impulsión de aporte del ARU, desde el punto de toma;



- desbaste inicial con rejilla, desarenador y separación de flotantes;
- decantación estática para separar los sólidos en suspensión (foto 1);
- almacenamiento de agua con descarga automática (foto 1);
- distribución alternativa por gravedad a seis balsas de infiltración equipada cada una con un pozo para recogida del percolado mediante drenajes radiales a distintas profundidades (fotos 2, 3 y 4) (figs. 3 y 4).

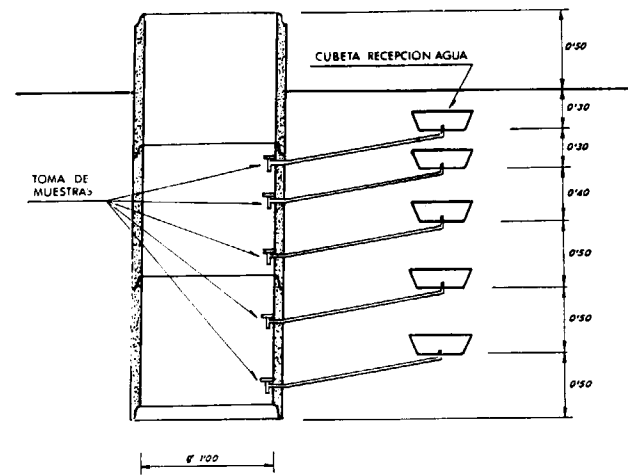


Figura 4.—Pozo de observación. Detalle.

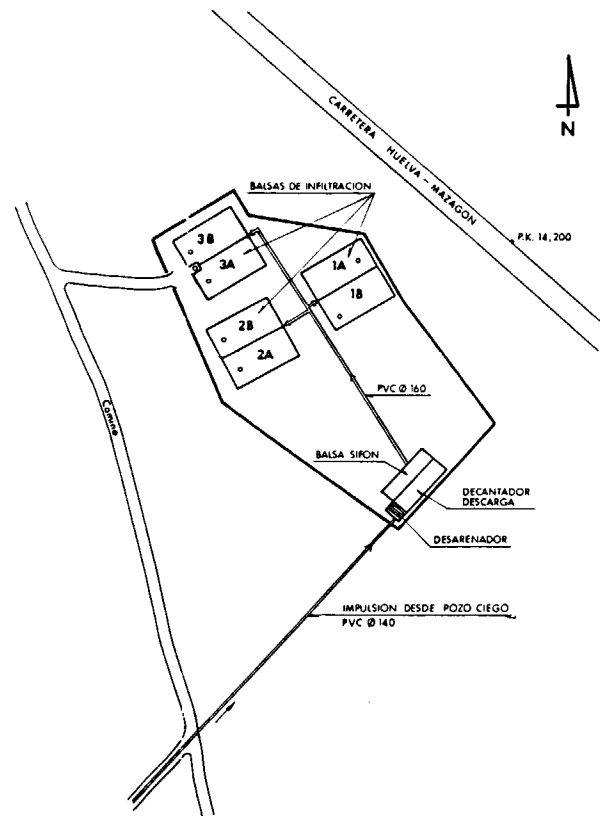


Figura 3.—Instalaciones de la planta piloto.

Se ha instalado también un sistema de registro automático para medir variaciones de nivel en tres piezómetros, así como la temperatura del agua subterránea y la pluviometría.

Como punto de satisfacción —y de buena suerte— se indica que la implantación ha sido adap-

tada a la Naturaleza de manera que no se ha afectado ni un árbol, sólo matorral. Por el contrario, todas estas obras han conllevado una desviación importante en los plazos y en el detalle de los presupuestos previstos inicialmente, debido ello a la naturaleza del terreno (arena de dunas), su ubicación (5 km del núcleo más próximo) y la inexistencia de energía eléctrica, además de los imprevistos que ha habido que superar.

En otro orden de cosas, se fue informando a lo largo de estos meses a los diversos Organismos oficiales que pudieran tener relación de alguna manera, incluso lejana, con este trabajo: Instituto Andaluz de Reforma Agraria, Consejería de Obras Públicas, Agencia del Medio Ambiente, Junta de Obras del Puerto Autónomo de Huelva, Diputación de Huelva, Mancomunidad de Aguas de la Costa de Huelva, Unidad de Carreteras de Huelva, Ayuntamiento de Palos de la Frontera, Ayuntamiento de Moguer, Patronato del Parque de Doñana.

3. *Obtención de los datos.*—Conseguir la puesta en marcha de la planta ha sido laborioso principalmente por la limitación de medios y el carácter propio de una investigación, llevada además en pleno campo. Un botón de muestra: el rajado de las tuberías en las balsas de infiltración para conseguir una repartición adecuada en el vertido del agua, requirió la adaptación manual a pie de obra de cada tramo de tubería; esto ha obligado a sustituir el tendido que en un



Foto 1.—Balsas de decantación y de descarga. Zona alta



Foto 2.—Las balsas de infiltración; zona baja. (Panorámica tomada desde la zona alta)

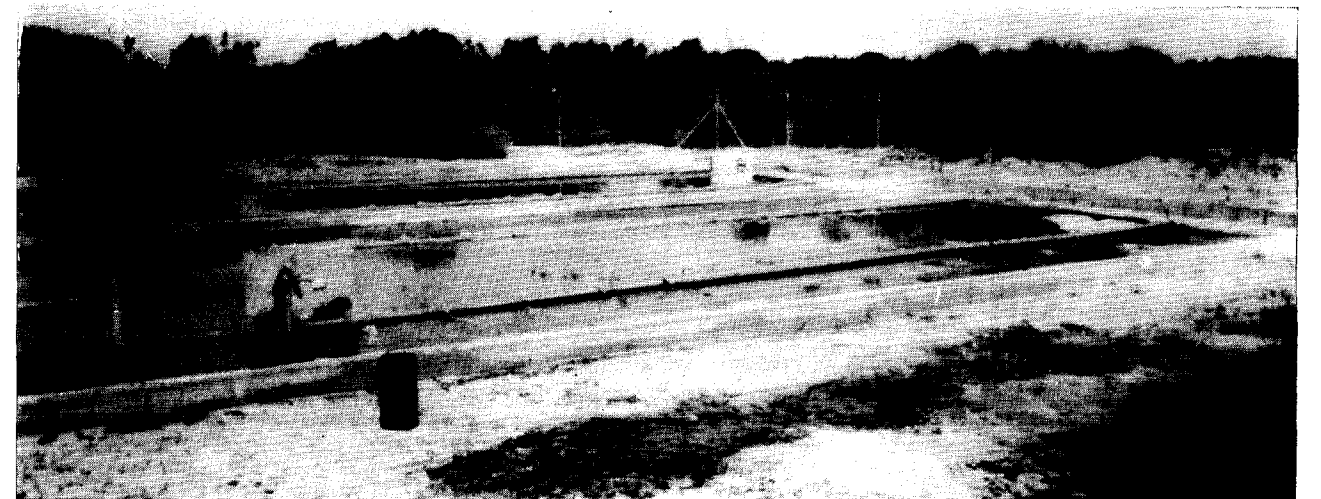


Foto 3.—Infiltración durante una descarga.

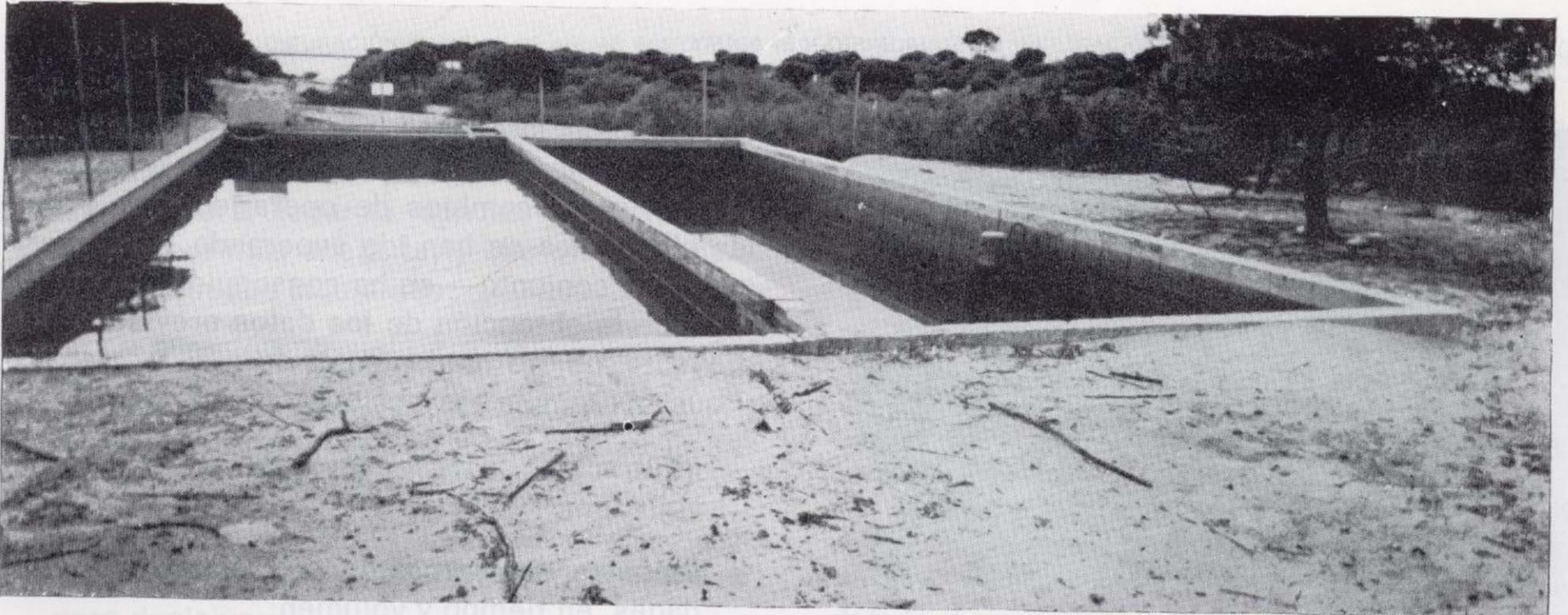


Foto 1.—Balsas de decantación y de descarga. Zona alta

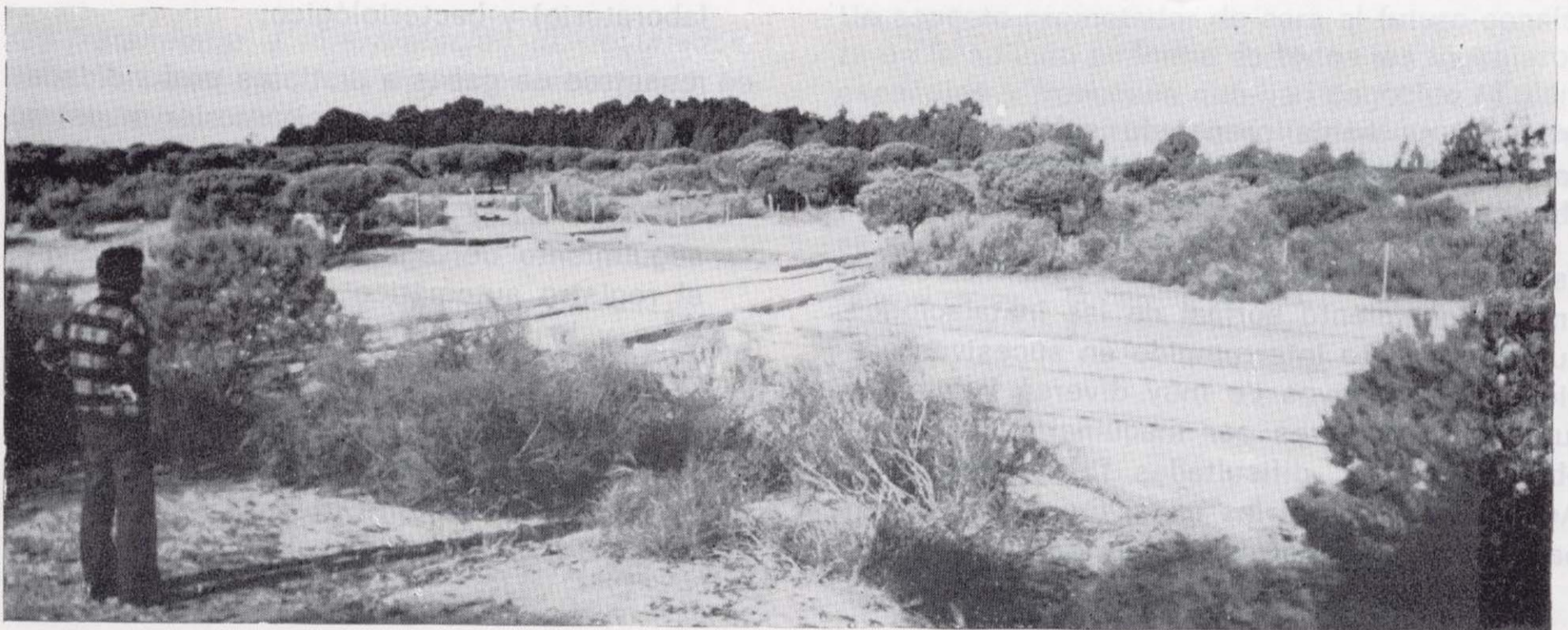


Foto 2.—Las balsas de infiltración; zona baja. (Panorámica tomada desde la zona alta)

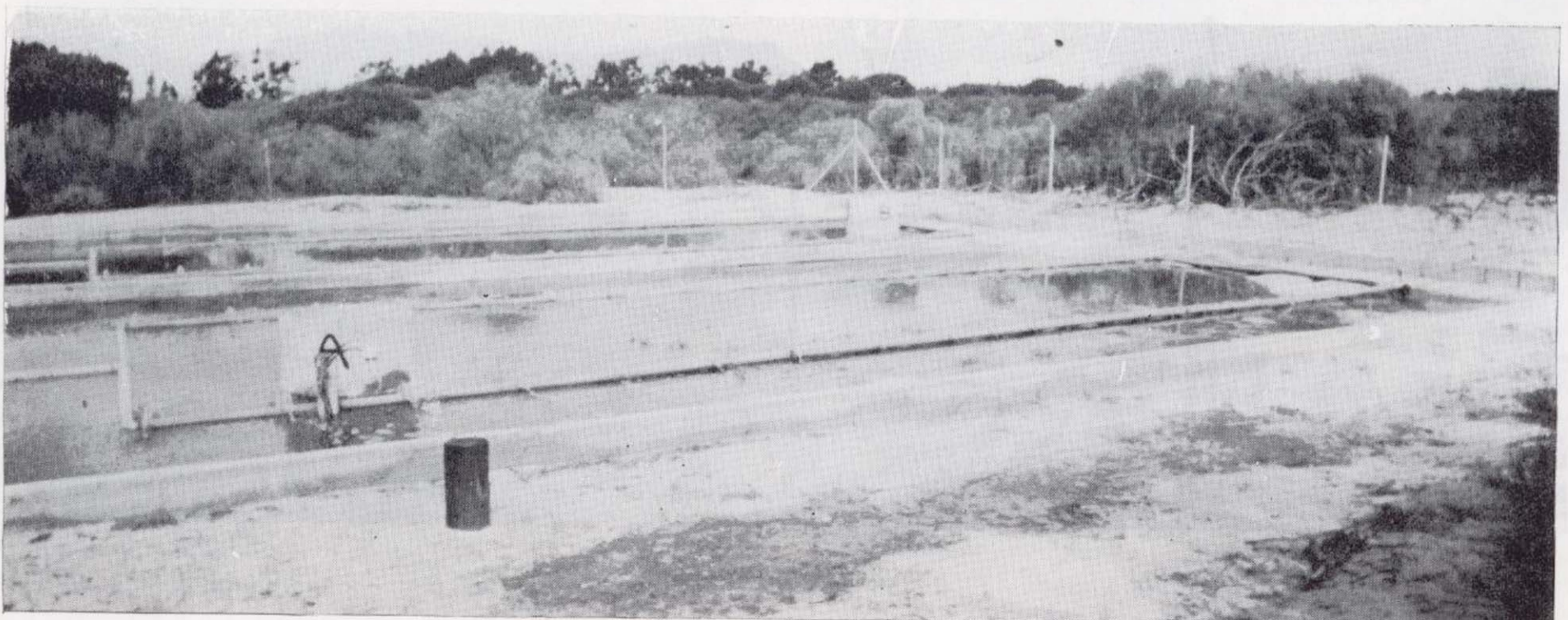


Foto 3.—Infiltración durante una descarga.

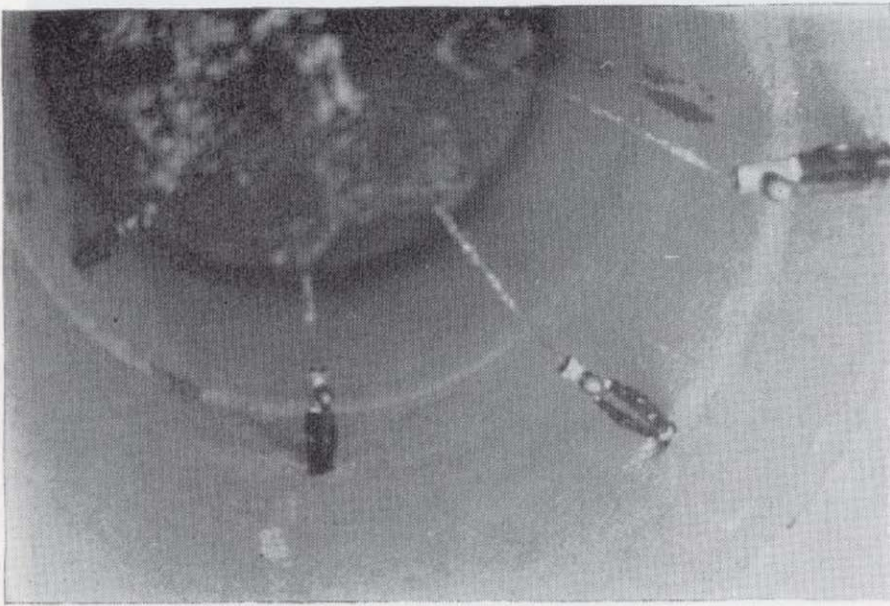


Foto 4.—Percolado fluyendo por los drenajes.

principio se había preparado sobre el diseño base (doble coste), y a asumir toda la mano de obra correspondiente (coste y tiempo).

Este largo rodaje terminó por estabilizarse en un funcionamiento normal de las instalaciones, que se ha visto interrumpido en sucesivas ocasiones por motivos de muy diversa índole: roturas de colectores por maquinaria pesada en obras próximas, dificultades financieras de la Administración, averías en el grupo motor-bomba, vandalismo, retraso importante de alguna

colaboración prevista, cegado de conducción provocado por los arrastres debidos a una tormenta, varios cambios de operarios, etc. Todos los obstáculos se han ido superando, de manera que —en conjunto— se ha conseguido llevar a la práctica la obtención de los datos prevista en el proyecto, objeto fundamental de todo el trabajo, y que contempla las acciones siguientes:

- infiltración de las descargas, en tiempo y volumen;
- drenajes del percolado a distintas profundidades, en tiempo y volumen;
- muestreo de estos diversos drenajes, y su posterior análisis físico-químico (in situ y en laboratorio) y bacteriológico;
- muestreo de gases a distintas profundidades en correspondencia con el anterior muestreo de aguas, y su posterior análisis en laboratorio;
- seguimiento del agua subterránea mediante el registro automático de su nivel piezométrico y la toma de muestras, con posterior análisis físico-químico (in situ y en laboratorio) y bacteriológico.

Si bien los retrasos provocados por los impedimentos surgidos durante el desarrollo del proyecto han repercutido sobre la duración del pe-

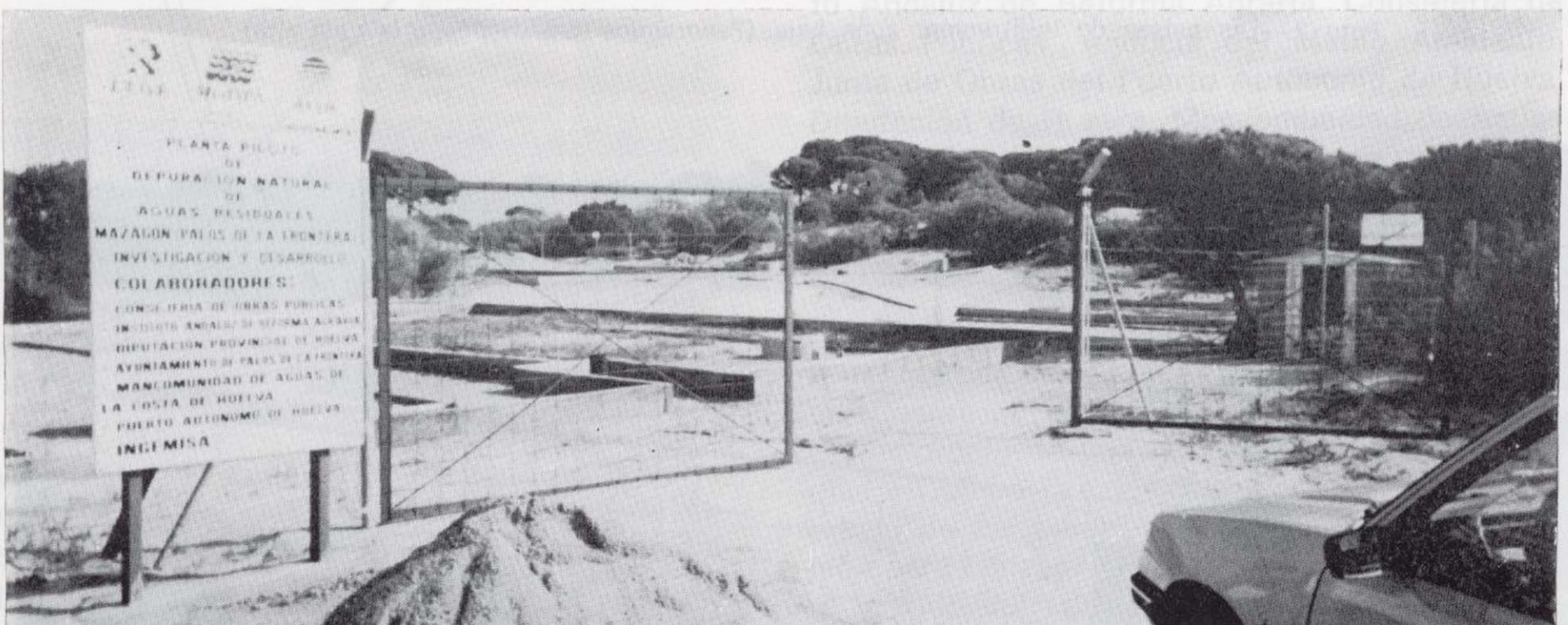


Foto 5.—

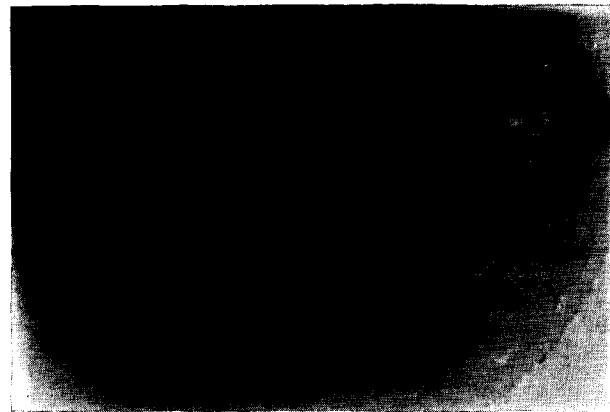


Foto 4.—Percolado fluyendo por los drenajes.

principio se había preparado sobre el diseño base (doble coste), y a asumir toda la mano de obra correspondiente (coste y tiempo).

Este largo rodaje terminó por estabilizarse en un funcionamiento normal de las instalaciones, que se ha visto interrumpido en sucesivas ocasiones por motivos de muy diversa índole: roturas de colectores por maquinaria pesada en obras próximas, dificultades financieras de la Administración, averías en el grupo motor-bomba, vandalismo, retraso importante de alguna

colaboración prevista, cegado de conducción provocado por los arrastres debidos a una tormenta, varios cambios de operarios, etc. Todos los obstáculos se han ido superando, de manera que —en conjunto— se ha conseguido llevar a la práctica la obtención de los datos prevista en el proyecto, objeto fundamental de todo el trabajo, y que contempla las acciones siguientes:

- infiltración de las descargas, en tiempo y volumen;
- drenajes del percolado a distintas profundidades, en tiempo y volumen;
- muestreo de estos diversos drenajes, y su posterior análisis físico-químico (in situ y en laboratorio) y bacteriológico;
- muestreo de gases a distintas profundidades en correspondencia con el anterior muestreo de aguas, y su posterior análisis en laboratorio;
- seguimiento del agua subterránea mediante el registro automático de su nivel piezométrico y la toma de muestras, con posterior análisis físico-químico (in situ y en laboratorio) y bacteriológico.

Si bien los retrasos provocados por los impedimentos surgidos durante el desarrollo del proyecto han repercutido sobre la duración del pe-

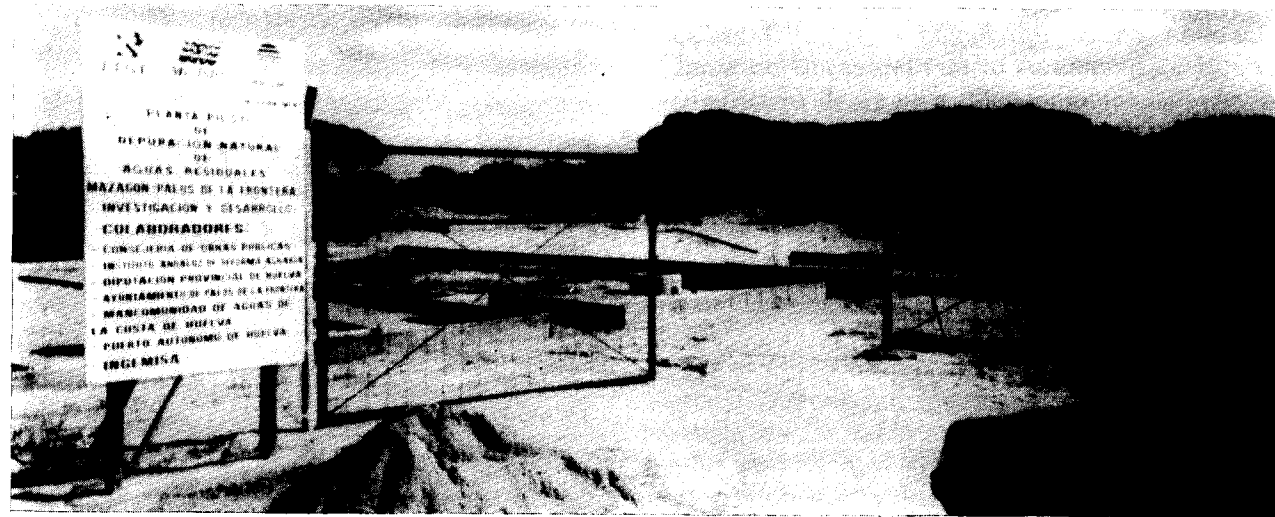


Foto 5.—

ríodo dedicado a la obtención de resultados en la planta, el conjunto de datos recogidos ha sido suficiente para llegar a conclusiones válidas, como se verá más adelante, y ello principalmente por los motivos siguientes:

- dicha duración prevista era muy holgada, según se ha descubierto en la práctica;
- la densidad de muestreo y análisis se ha incrementado apreciablemente;
- el BRGM ha sabido intensificar su colaboración en los momentos de debilidad, de manera decisiva;
- las diversas partes involucradas han hecho todo lo que han podido.

4. *Tratamiento e interpretación de resultados.* El importante volumen de datos recogidos ha sido objeto de un procesado informático seguido de un estudio detallado, conjuntamente entre el I.T.G.E. y el B.R.G.M. con el apoyo de la universidad de Montpellier.

Dado su interés y extensión, la presentación de dicho estudio será objeto de un artículo específico, continuación de éste. Como síntesis, se puede indicar que para una carga de 250 l/m<sup>2</sup> día, se ha confirmado una depuración efectiva del agua residual, tanto química como bacteriológica, al no haberse detectado contaminación en los piezómetros, salvo el incremento del contenido en NO<sub>3</sub>. En cuanto a los primeros 2 m del terreno, se observan muy buenos rendimientos en la depuración química (superior al 95 por 100 para la materia orgánica —DQO— y siempre muy próximo al 100 por 100 para el amonio) pero muy deficiente para la componente bacteriológica, en las condiciones de investigación que se han seguido.

Un aspecto prometedor de cara al futuro consiste en la opinión unánime de todos los ingenieros españoles y franceses que han conocido la planta, sobre la seguridad que han manifestado en cuanto a mejorar los resultados obtenidos en su funcionamiento, a través de la optimización en el control de la infiltración en futuros ensayos.

Original recibido: Noviembre de 1993.  
Original aceptado: Diciembre de 1993.

## GEOTECNIA

# Estudio de las discontinuidades en yacimientos de roca ornamental.

Por J. M. TOYOS (1), J. TABOADA (2), M. LOMBARDEO (3),  
J. A. ROMERO (4) y A. MENENDEZ (5)

## RESUMEN

Las discontinuidades tienen una influencia decisiva en la explotabilidad de los yacimientos de rocas ornamentales, al condicionar su *ratio* y delimitar los bloques naturales. Por otra parte, también condicionan la orientación de los frentes y los métodos que han de ser empleados en el arranque del material.

La primera labor a realizar en todo estudio de discontinuidades es la diferenciación de dominios homogéneos. En cada dominio se han de medir los parámetros básicos de las discontinuidades principales, como son: la orientación, las familias que forman, la extensión o persistencia, el espaciado y la densidad (a través del parámetro  $J_v$ ). En relación con el bloque natural, los parámetros más importantes son: la forma y tamaño, y el volumen relativo de bloques útiles ( $V_b$ ).

A la hora de calcular los rendimientos de explotación, debe tenerse en cuenta el método de arranque utilizado, y considerar en el estudio estructural tanto las discontinuidades naturales del macizo como las discontinuidades artificiales que se producen en las labores de arranque.

*Palabras clave:* Discontinuidad, Diaclasa, Tamaño de bloque, Roca ornamental, Investigación minera.

## ABSTRACT

Discontinuities are very important in the exploitation of dimension stone as they condition the ratio and define the natural blocks. They also determine the direction of the quarry faces and the working method.

Recognising the different homogeneous domains is the first work to do in a discontinuities study. Then, basic parameters are measured: orientation, sets, persistence, spacing and density ( $J_v$ ). Other parameters, related to natural block, are shape, size and relative volumen of useful blocks ( $V_b$ ).

When calculating exploitation yield the working method must be considered. Artificial as well as natural discontinuities are taken into account in the structural study.

*Key words:* Discontinuity, Joint, Dimension stone, Ornamental Rock, Mining Research.

## 1. INTRODUCCION

Uno de los aspectos de mayor importancia que ha de considerarse tanto en la investigación

como en la explotación de las rocas ornamentales (granitos, mármoles, pizarras, ...) es el de las discontinuidades de los macizos rocosos.

El término *discontinuidad* se emplea aquí de un modo genérico para hacer referencia a todas aquellas estructuras con geometría más o menos planar que rompen la continuidad de una masa rocosa, tales como fallas, diaclasas, *kink-bands*, bandas de cizalla, diques, venas, etc. En la mayor parte de los casos se trata de estructuras generadas por deformación frágil, y en muchas ocasiones su orientación y distribución están controladas por la fábrica de la roca.

(1) Praza Roxa, 7, 7.º. 15701 Santiago de Compostela (A Coruña).

(2) Departamento de Ingeniería de materiales, Mecánica aplicada y Construcción. Universidad de Vigo. Lagoas-Marcosende, 9. 36280 Vigo (Pontevedra).

(3) I.T.G.E. C/. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

(4) Sección comarcal de Minas de Ponferrada. Junta de Castilla y León. C/. Ave María, 11. 24400 Ponferrada (León).

(5) Departamento de Expresión Gráfica en la Ingeniería. Universidad de Oviedo. C/. Independencia, 13. 33004 Oviedo.

Las discontinuidades más comunes, presentes en todo tipo de rocas, son las diaclasas, y por ello normalmente se habla de estudios del diaclasado o estudios de la fracturación, aunque es preferible hablar de discontinuidades cuando se estudian conjuntamente estructuras tan diversas como las mencionadas.

El conjunto de discontinuidades que afectan a un macizo rocoso delimitan los bloques naturales y definen su forma y tamaño. Se entiende por *bloque natural* la masa de roca limitada por superficies de discontinuidad y que no es cortada por ninguna de ellas, es decir, que no contiene ninguna discontinuidad.

Las discontinuidades tienen una influencia decisiva en la explotabilidad de los yacimientos y el rendimiento de las canteras de rocas ornamentales: Condicionan el *ratio* de yacimiento y determinan el tamaño máximo de las piezas que se pueden obtener. Por otra parte, también condicionan la orientación de los frentes y los métodos que han de ser empleados en el arranque del material.

El análisis e interpretación de estructuras producidas por deformación frágil ha sido tratado por numerosos autores. Entre los trabajos que tratan el tema de un modo más o menos general, pueden citarse como más significativos la clásica monografía de PRICE (1966) sobre fallas y diaclasas, y las síntesis de HANCOCK (1985), y de POLLARD y AYDIN (1988), sobre microtectónica frágil y diaclasas respectivamente.

Son también abundantes las referencias bibliográficas acerca de las discontinuidades desde el punto de vista geotécnico y de la mecánica de rocas. Una buena síntesis de los métodos y parámetros que suelen utilizarse en este campo de la ingeniería geológica puede encontrarse en BROWN (1978); muchos de estos conceptos, como más adelante se verá, son también aplicables en el caso que nos ocupa.

Sin embargo, son relativamente escasos los trabajos que hacen referencia al estudio de las discontinuidades aplicado a las rocas ornamentales. BALK (1937) hace una descripción de los distintos tipos de fracturas primarias que pueden presentar las rocas ígneas e indica la relación que existe en algunos casos entre estructuras primarias y direcciones de corte en las explotaciones de granito en bloques. CASTAING y RABU

(1977, 1980-81), y RABU y CASTAING (1978), tratan el tema con mayor amplitud, desde un punto de vista más cuantitativo; definen un parámetro estructural que permite comparar unas zonas con otras y determinar su explotabilidad, y llegan a establecer un procedimiento para el cálculo del rendimiento teórico a partir del estudio de los espaciados de las discontinuidades.

Desde 1984 se han venido haciendo estudios sistemáticos de fracturación en algunos proyectos de investigación de rocas ornamentales desarrollados por el I.T.G.E. (LECHOSA y TOYOS, 1984; FRESNO LOPEZ y TOYOS, 1985a, 1985b; LOMBARDEO y TOYOS, 1987; RODRIGUEZ SUAREZ y LOMBARDEO, 1987; RODRIGUEZ SUAREZ, 1988, 1989). Como resultado de la experiencia adquirida en los citados proyectos, se han ido perfilando una serie de criterios y parámetros para la evaluación cuantitativa de las discontinuidades en los macizos de roca ornamental, que permite, entre otras cosas, comparar entre sí los macizos o zonas de acuerdo con su explotabilidad (desde dicho punto de vista), y conocer *a priori* la forma y el volumen del bloque natural extraíble. Algunos de estos criterios y parámetros ya han sido apuntados en trabajos como los de LOMBARDEO (1988) y MUÑOZ DE LA NAVA et al. (1989), y fueron también expuestos en las Sesiones Técnicas del Salón Internacional de Piedras Naturales (PINAT 89) en Don Benito (Badajoz).

Hasta el momento, esta metodología ha sido aplicada esencialmente en la exploración e investigación de nuevas áreas, y se requeriría, por tanto, su aplicación a un gran número de explotaciones y yacimientos para poder contrastar los resultados y obtener unos criterios prácticos con validez más amplia y definitiva.

## 2. METODOLOGIA

El conjunto de criterios y parámetros que aquí se proponen se han establecido de acuerdo con los métodos recomendados por la International Society for Rock Mechanics para la descripción cuantitativa de las discontinuidades en macizos rocosos (BROWN, 1978), haciendo las adaptaciones necesarias para su aplicación al campo específico de las rocas ornamentales.

2.1. Diferenciación de dominios

En primer lugar, hay que tener en cuenta que, en todo estudio de discontinuidades, los datos que se toman y los parámetros calculados a partir de ellos han de referirse, siempre que sea posible, a dominios o zonas en las que las características de dichas discontinuidades presenten una cierta homogeneidad. La diferenciación de estos dominios será, pues, conveniente hacerla en la etapa inicial del estudio.

La extensión de los dominios dependerá en gran parte de la escala de trabajo y del nivel de detalle al que se quiera llegar. Una cantera de pequeñas dimensiones puede corresponder a un único dominio, mientras que en grandes explotaciones pueden llegar a diferenciarse múltiples dominios con diversas geometrías y magnitudes.

2.2. Parámetros básicos

Los parámetros elementales que se van a indicar a continuación pueden ser medidos directamente en afloramiento, o bien, sobre fotografías a escala, o en testigos de sondeo.

Orientación

Los primeros datos que se han de obtener son los correspondientes a la orientación de las discontinuidades en el ámbito de un determinado dominio, determinando su relación geométrica con la fábrica de la roca y con los demás elementos estructurales del sector considerado.

Los datos de orientación de las distintas estructuras (medidos preferentemente con el formato *dirección de buzamiento/buzamiento*) se pueden representar por medio de estereogramas, diagramas de frecuencia y bloques-diagrama.

Familias

Haciendo extensiva a las discontinuidades en general la clasificación que tradicionalmente se aplica a las diaclasas (PRICE, 1966), podemos dividir aquéllas en *sistemáticas* y *no sistemáticas*. Las primeras tienen habitualmente una morfología planar muy regular y mantienen una orientación bastante constante, agrupándose en familias. Las discontinuidades no sistemáticas sue-

len ser más irregulares, con formas curvadas o concoidales, y generalmente no tienen demasiada influencia en el tamaño del bloque natural.

Las observaciones realizadas sobre el terreno y el análisis de los datos de orientaciones nos permitirán diferenciar las familias o grupos de discontinuidades sistemáticas existentes en cada dominio.

Extensión, persistencia o continuidad

La persistencia o extensión de una discontinuidad es un parámetro que hace referencia al tamaño de ésta y se suele estimar midiendo la longitud máxima observable en el afloramiento. Al valor de dicha longitud es conveniente añadir el tipo de terminación que presenta la traza de la discontinuidad en sus dos extremos: en la roca (r), contra otra discontinuidad (d) o no visible en el afloramiento (x). (Así, p. ej., 5 dx indicaría una longitud de 5 m, con una terminación contra otra discontinuidad y otro extremo extendiéndose fuera del afloramiento).

Este parámetro nos permite clasificar las discontinuidades según sus dimensiones y su consiguiente nivel de influencia en el tamaño del bloque natural.

En el cuadro de la figura 1 se ha establecido un paralelismo entre distintos intervalos de extensión y la clasificación de las diaclasas en cuanto al tamaño de PRICE (1966).

EXTENSION		TIPOS DE DIACLASAS (PRICE 1966)
< 1 m	Muy pequeña	DIACLASAS MENORES (MINOR JOINTS)
1 - 3 m	Pequeña	
3 - 10 m	Media	DIACLASAS MAYORES (MAJOR JOINTS)
10 - 20 m	Grande	
> 20 m	Muy grande	DIACLASAS PRINCIPALES (MASTER JOINTS)

Figura 1.—Correspondencia entre intervalos de extensión y clasificación de las diaclasas.

Es evidente que las discontinuidades que tengan una extensión pequeña o muy pequeña tendrán

normalmente poca incidencia en el tamaño del bloque natural y sólo habrán de ser tenidas en cuenta secundariamente.

Espaciado

Se define como la distancia entre discontinuidades adyacentes de una misma familia medida en dirección perpendicular a ellas. Es un parámetro fundamental para la determinación de los tamaños del bloque natural.

Para cada familia de discontinuidades sistemáticas se ha de medir el mayor número posible de espaciados. Un modo práctico de representar los datos de espaciados correspondientes a cada familia es construir un histograma de frecuencias ponderadas, en el que se represente, en porcentaje, la suma de los espaciados correspondientes a cada intervalo sobre la suma total de los espaciados medidos (de este modo, se considera no el número de espaciados dentro de cada intervalo sino la longitud relativa que representan y, por tanto, el volumen relativo de la masa rocosa a la que afectan).

Los intervalos que se quieran tomar para el histograma dependerán fundamentalmente del tipo de roca, y conviene establecerlos según una escala logarítmica, dado que los espaciados tienden a presentar una distribución de tipo log-normal.

Para cada familia de discontinuidades, el inverso del espaciado medio nos da la *frecuencia* (n.º de *discont./m*).

Densidad (J<sub>v</sub>)

El parámetro J<sub>v</sub> (*volumetric joint count*) indica el número de discontinuidades por unidad de volumen (n.º de *discont./m*<sup>3</sup>) y cuantifica la densidad de discontinuidades en un dominio.

El modo habitual de calcularlo es sumando las frecuencias (n.º de discontinuidades por m lineal) de las familias existentes, aunque también puede calcularse mediante estimación visual cuando no se trata de un estudio detallado.

2.3. Parámetros en relación con el bloque natural

Forma y tamaño de los bloques

El tamaño y la forma de los bloques naturales vienen determinados principalmente por el número de familias de discontinuidades y su orientación espacial, y por los espaciados que presentan dichas familias.

De acuerdo con su morfología, los bloques pueden ser descritos como:

- *Regulares*: aproximadamente equidimensionales.
- *Tabulares*: con una dimensión considerablemente más pequeña que las otras dos.
- *Columnares*: con una dimensión considerablemente mayor que las otras dos.
- *Irregulares*.

Puede hacerse una primera estimación del tamaño medio del bloque natural teniendo en cuenta el valor del parámetro J<sub>v</sub> (n.º de *discont./m*<sup>3</sup>) y el número de familias existentes. Para el caso concreto de tres familias ortogonales resultarían los valores que se señalan en el cuadro de la figura 2.

J <sub>v</sub>	TAMAÑO ORIENTATIVO DE BLOQUE	VOLUMEN APROXIMADO (en m <sup>3</sup> )
< 1	Muy grande	> 25
1 - 3	Grande	1 - 25
3 - 10	Medio	0,025 - 1
10 - 30	Pequeño	0,001 - 0,025
< 30	Muy pequeño	< 0,001

Figura 2.—Relación entre el tamaño medio de bloque y el valor del parámetro J<sub>v</sub>.

Volumen relativo de bloques útiles (V<sub>u</sub>)

Este nuevo parámetro que se propone puede ser utilizado para evaluar la explotabilidad de un macizo en cuanto al tamaño del bloque natural, y para efectuar estimaciones del ratio del yaci-

miento (tiene el mismo significado que el rendimiento teórico de CASTAING y RABU, 1980-81).

Indica el volumen relativo de bloques naturales en un macizo con dimensiones superiores a las de un tamaño mínimo dado (expresado en tanto por uno).

El bloque mínimo representa el tamaño de bloque más pequeño que puede ser aprovechado y, como es lógico, sus dimensiones dependerán del tipo de roca y de la tecnología de elaboración de que se disponga, por lo que habrá de ser establecido en cada caso concreto.

Pueden utilizarse diversos métodos para calcular el  $V_b$ , dependiendo de la precisión que se requiera.

Para realizar una estimación dentro de un dominio más o menos amplio basta con tener en cuenta únicamente las familias de discontinuidades con extensión media a muy grande.

Si se toma un bloque mínimo regular (cúbico), el cálculo del  $V_b$  puede hacerse de un modo bastante simple, hallando primero, para cada familia, las frecuencias ponderadas de espaciados superiores a la dimensión del bloque mínimo y calculando después su producto expresándolas en  $\%$ . Resultaría, pues, la siguiente expresión general:

$$V_b = \prod_{i=1}^n F_i$$

siendo  $F_1, F_2, \dots, F_n$  las frecuencias ponderadas de espaciados de cada familia superiores a la dimensión mínima, expresadas en  $\%$ .

Otra forma posible de calcular el  $V_b$ , que puede resultar más adecuada en algunos casos, es considerar un bloque mínimo paralelepípedo con una determinada orientación respecto a la fábrica de la roca. En este caso, habría que determinar para cada familia un espaciado mínimo distinto, según su orientación, aplicándose a continuación la misma fórmula de cálculo anteriormente expresada.

Teniendo esto en cuenta, al hacer el estudio de los espaciados convendrá, a efectos prácticos, hacer coincidir las dimensiones del bloque mínimo con algunos de los límites de intervalos que se tomen para construir el histograma de frecuencias ponderadas.

Es evidente que este método de cálculo se ajusta mejor a aquellas situaciones en las que las principales familias de discontinuidades son aproximadamente ortogonales entre sí, mientras que en los casos en que exista una cierta oblicuidad entre ellas los resultados obtenidos pueden apartarse más del valor real. Por lo tanto, podrían idearse fórmulas más elaboradas que permitieran un cálculo más preciso para dichos casos.

Con un procedimiento similar al que se ha descrito para el cálculo del parámetro  $V_b$ , podría hacerse también una estimación de los volúmenes relativos de distintos tipos de bloque en cuanto a forma y tamaño, dentro de un dominio.

### 3. RENDIMIENTOS DE EXPLOTACION

Para realizar el cálculo del rendimiento previsible en una explotación de roca ornamental, es preciso considerar, además de las discontinuidades naturales, el método de arranque utilizado.

Como las discontinuidades propias del macizo no suelen ser suficientes para conseguir el despegue de los bloques naturales, es imprescindible introducir nuevas discontinuidades artificiales que nos permitan separar bloques que más tarde serán elaborados.

El método de arranque más extendido se basa en el uso de explosivos. Este sistema produce efectos rompedores no deseados sobre el banco de arranque, por lo que se está sustituyendo por el corte mecánico. En ambos casos, los cortes deben orientarse de acuerdo con la disposición de la fábrica de la roca. Este hecho hace que el rendimiento de explotación de un yacimiento sea, en general, inferior a su volumen útil estimado mediante el parámetro  $V_b$ .

Así pues, para el cálculo del rendimiento de explotación debemos tener en cuenta los cortes artificiales que introducimos para el arranque, y la orientación espacial de los bloques.

El sistema más sencillo para estimar el rendimiento de arranque en cantera, es considerar los cortes artificiales como una discontinuidad más, que integramos en el estudio estructural. Mediante tanteos sucesivos, variando la malla de

corte aplicada, se puede determinar su dimensionamiento óptimo en cada banco.

La metodología más adecuada para este fin es el levantamiento de un plano de detalle de cada banco, en el que se sitúen todas las discontinuidades (naturales y artificiales), de modo que puedan calcularse los volúmenes individuales de los bloques que aquellas delimitan.

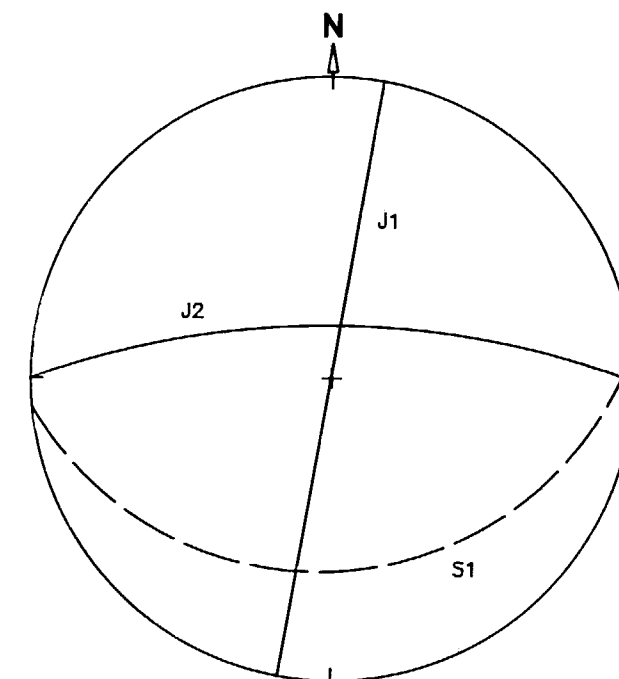
Se han desarrollado ya algunos programas que, a través de técnicas de diseño gráfico, capturan y analizan las discontinuidades del banco, identifican los posibles bloques, y estiman los rendimientos de arranque en cantera, a partir de sencillos algoritmos matemáticos (TABOADA, 1993). Una vez identificados los bloques, se puede calcular también el rendimiento del proceso de escuadrado final.

Otra metodología que se está empezando a utilizar para estudiar la explotabilidad en yacimientos de rocas ornamentales y planificar su desarrollo, es la aplicación de técnicas estadísticas. En concreto, una vez analizados los parámetros estructurales, y especialmente las discontinuidades de un yacimiento, por análisis de correspondencias se puede calcular un índice de calidad, que más tarde es analizado como variable regionalizada, desde el punto de vista de su continuidad espacial, a través de un variograma (PEREIRA et al., 1992; ALBUQUERQUE, 1993).

### 4. EJEMPLOS PRACTICOS

Se analizará el caso de una cantera de pizarra en Casaio (Ourense), cuyos principales elementos estructurales son: La foliación de primera fase ( $S_1$ ), y dos familias de diaclasas sistemáticas ( $J_1$  y  $J_2$ ) aproximadamente ortogonales entre sí (ver fig. 3). El macizo estudiado tiene una red de discontinuidades relativamente densa y homogénea. Esto hace que la viabilidad de su explotación sea dudosa en primera instancia, y convenga la realización de un estudio detallado de los rendimientos previsible.

A partir de las medidas de los espaciados de las dos familias de diaclasas, se han construido los histogramas de frecuencias ponderadas que se muestran en la figura 4, junto con sus parámetros estadísticos básicos.



$$\begin{aligned} S1 &= 175/25 \\ J1 &= 100/90 \\ J2 &= 0/70 \end{aligned}$$

Figura 3.—Estereograma de los principales elementos estructurales en la cantera de pizarra. (Proyección estereográfica, hemisferio inferior)

Se han calculado los parámetros  $J_v = 2,20$ , y  $V_b = 0,38$ , considerando un bloque mínimo cúbico de 1,1 m de arista.

Para este caso concreto, con dos familias de discontinuidades principales subverticales, aproximadamente ortogonales, y una familia subhorizontal (paralela a la foliación) con amplios espaciados, que no impone limitaciones al tamaño de bloque, puede calcularse también el parámetro  $V_b$  aplicando las fórmulas de CASTAING y RABU (1977, 1980-81).

Se considera un tamaño de bloque mínimo de dimensiones  $A \times B \times C$ , siendo  $B \geq A$ , y tomando para  $C$  (dimensión vertical) un valor constante de 0,3 m, determinado por el método de arranque puesto que los espaciados de la familia subhorizontal son siempre más amplios. En este

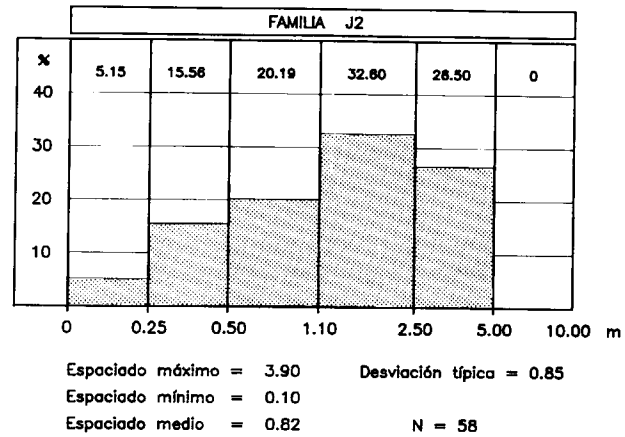
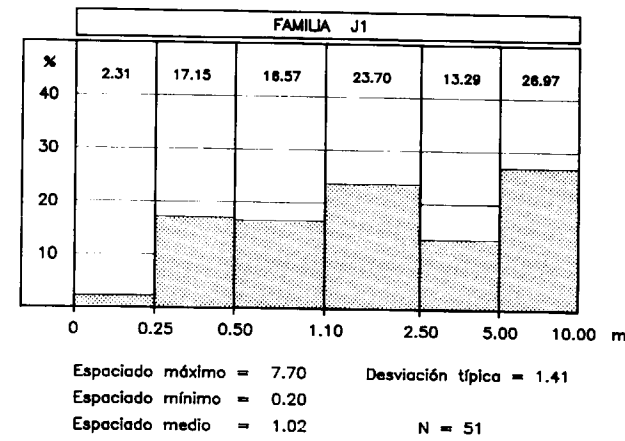


Figura 4.—Histogramas de espaciados y parámetros estadísticos básicos de las familias J<sub>1</sub> y J<sub>2</sub>.

El número de bloques que tienen como mínimo el tamaño A × B × C es:

$$N(A \times B \times C) = \left[ \sum_{i=A}^n \sum_{j=B}^n (x_i y_j + x_j y_i) - \sum_{j=B}^n \sum_{i=A}^n x_i y_j \right] \frac{h}{C}$$

siendo h la profundidad investigada del yacimiento.

El volumen relativo de bloques útiles del yacimiento será:

$$V_b = \frac{\left[ \sum_{i=A}^n \sum_{j=B}^n (x_i y_j + x_j y_i) i j - \sum_{j=B}^n \sum_{i=A}^n (x_i y_j) j^2 \right] h \operatorname{sen} \alpha}{V_{total}}$$

Para facilitar y automatizar el cálculo, estas fórmulas se han introducido en la hoja de cálculo EXCEL 4.0, utilizando como datos de entrada las frecuencias de espaciados expresadas en valores absolutos. El programa genera dos matrices cuyos miembros son los elementos de los sumatorios de la dos fórmulas anteriores. Las salidas que se obtienen son: el número de bloques, el volumen que ocupan y el parámetro V<sub>b</sub> del yacimiento para distintos tamaños de bloque mínimo.

Los resultados obtenidos para los tamaños mínimos elegidos se presentan en la figura 5. Obsérvese que el V<sub>b</sub> correspondiente al bloque de base cuadrada de 1,1 m es muy semejante al calculado por el método anterior.

TAMAÑO DE BLOQUE MINIMO	V <sub>b</sub>
0.7 m × 0.8 m × 0.3 m	0,57
1.1 m × 1.1 m × 0.3 m	0,40
1.6 m × 2.0 m × 0.3 m	0,22

Figura 5.—Volumen relativo de bloques útiles del yacimiento.

Del mismo modo, podría haberse llegado directamente a estos valores a partir de las frecuencias

método se toman los valores absolutos de espaciados a los que se denominará del siguiente modo:

- X<sub>A</sub>: n.º de discontinuidades con espaciado A en la familia J<sub>1</sub>
- X<sub>B</sub>: n.º de discontinuidades con espaciado B en la familia J<sub>1</sub>
- y<sub>A</sub>: n.º de discontinuidades con espaciado A en la familia J<sub>2</sub>
- X<sub>B</sub>: n.º de discontinuidades con espaciado B en la familia J<sub>2</sub>
- α : ángulo agudo entre los planos de discontinuidades J<sub>1</sub> y J<sub>2</sub>.

ponderadas de espaciados, aplicando la siguiente fórmula:

$$V_b = F_{1B} \cdot F_{2B} + F_{1AB} \cdot F_{2B} + F_{1B} \cdot F_{2AB}$$

siendo F<sub>1B</sub> y F<sub>2B</sub> las frecuencias ponderadas de espaciados de las familias J<sub>1</sub> y J<sub>2</sub> superiores a la dimensión B, y F<sub>1AB</sub> y F<sub>2AB</sub>, las frecuencias ponderadas de dichas familias correspondientes al intervalo A-B, todas ellas expresadas en ‰. (Téngase en cuenta que la dimensión C no interviene en el cálculo, por los motivos ya indicados.)

Tras esta estimación previa de los volúmenes útiles del macizo, estos mismos datos han sido procesados con el programa «Pizarra» (TABOADA, 1993), estructurado en cuatro módulos denominados «Banco», «Bloque», «Rachón» y «Rendimiento», con el fin de integrar en el estudio los condicionantes del método de explotación.

En el módulo «Banco» se especifican las características geométricas del banco, definiendo la ubicación y espaciado de los planos de discontinuidad, así como de los cortes introducidos para el arranque, y las caras del banco que están libres. La captura de esta información se realiza a través de un programa de diseño gráfico (ver fig. 6).

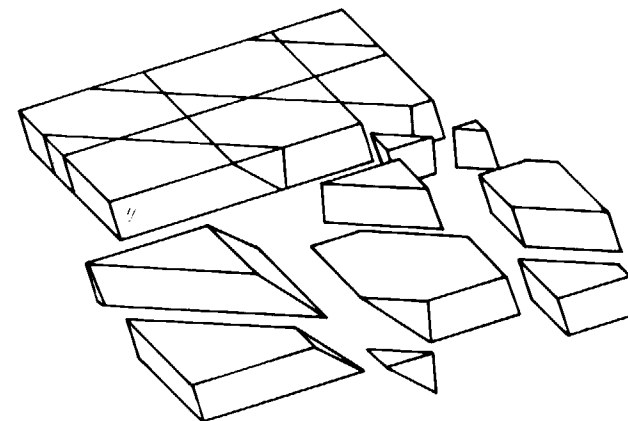


Figura 6.—Red de fracturación del yacimiento.

El módulo «Bloque» plantea un análisis bidimensional sobre la cara superior del banco, identificando los bloques, analizando sus relaciones de

adyacencia y produciendo una estructura topológica. Una vez clasificadas las caras de cada bloque como ocluidas o libres, por medio de un algoritmo matemático que analiza si un bloque está acuñado por los que lo rodean o puede salir en horizontal y vertical, se establece el orden lógico de arranque y el porcentaje de bloques que no pueden ser arrancados, y se calcula el rendimiento obtenido mediante el módulo «Rendimiento».

El conocimiento del porcentaje de bloques ocluidos y del rendimiento de arranque permitirá variar la malla de corte que aplicamos al banco, para así poder optimizar el rendimiento, es decir, obtener el máximo volumen de aprovechamiento con el mínimo de bloques ocluidos.

Después de conocer el número de bloques, su disposición y el orden en que han de explotarse, debemos analizar el proceso final de corte de placas a tamaños comerciales.

Sobre los bloques obtenidos en cantera, el módulo «Rachón» superpone las plantillas con los

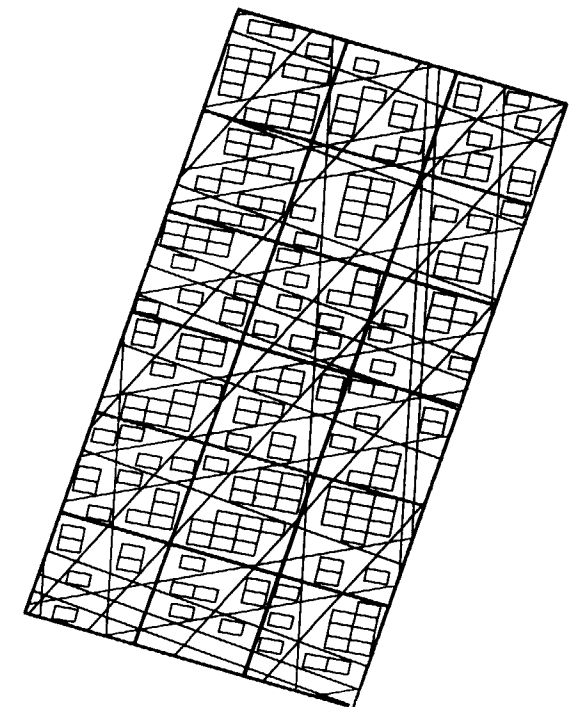


Figura 7.—Serrado de los bloques o rachones en la nave.



tamaños finales posibles, según las direcciones preferentes de debilidad de la roca, para así conocer el rendimiento del proceso de serrado y poder optimizarlo, eligiendo la plantilla más idónea de entre las posibilidades comerciales (ver fig. 7).

Los rendimientos obtenidos en el ejemplo propuesto para los tamaños de bloque mínimo seleccionados, sin cortes mecánicos en banco y con una malla de corte de 3 x 2 m se muestran en la figura 8. El rendimiento total de la explotación será el producto del rendimiento de arranque en cantera por el rendimiento del proceso de elaboración en nave.

CALCULO DE RENDIMIENTOS						
Dimensiones	SIN CORTE EN BANCO			MALLA DE CORTE 3x2 m		
	Cantera	Nave	Total	Cantera	Nave	Total
0.7 m - 0.8 m - 0.3 m	0.28	0.42	0.12	0.20	0.41	0.08
1.3 m - 1.1 m - 0.3 m	0.19	0.39	0.07	0.12	0.40	0.05
1.0 m - 2.0 m - 0.3 m	0.09	0.49	0.04	0.05	0.49	0.02

Figura 8.—Rendimientos de explotación.

## REFERENCIAS

- ALBUQUERQUE, T. (1993): *Análise multivariada de dados e geostatística da recuperação de pedreiras de mármore*. Tese de Mestrado, C.V.R.M./I.S.T., Lisboa. 82 pp.
- BALK, R. (1937): *Structural behavior of igneous rocks*. Geol. Soc. Amer., Mem. 5.
- BROWN, E. T., Edt. (1978): *Rock characterization, testing and monitoring. I.S.R.M. suggested methods*. Pergamon Press.
- CASTAING, C., y RABU, D. (1977): *Méthodologie de la recherche de granites exploitables en Bretagne*. Informe inédito, Bur. Rech. Geol. Min.
- CASTAING, C., y RABU, D. (1980-81): *Apports de la géologie à la recherche et à l'exploitation de pierres de taille (roches ornamentales et de construction)*. Bull. Bur. Rech. Geol. Min., 2<sup>e</sup> série, III(1): 81-97.
- FRESNO, F., y TOYOS, J. M. (1985a): *Investigación de pizarras ornamentales en la reserva del estado «Villar del Rey»* (Extremadura). 2.<sup>a</sup> Fase. Informe inédito, Centro Documental del Inst. Tecn. Geom. España.

*Puebla de Obando» (Extremadura)*. 2.<sup>a</sup> Fase. Informe inédito, Centro Documental del Inst. Tecn. Geom. España.

FRESNO, F., y TOYOS, J. M. (1985b): *Investigación y caracterización de pizarras ornamentales en Cheles (Badajoz)*. 1.<sup>a</sup> Fase. Informe inédito, Centro Documental del Inst. Tecn. Geom. España.

HANCOCK, P. L. (1985): *Brittle microtectonics: principles and practice*. Jour. Struct. Geol., 7(3/4): 437-457.

LECHOSA, R., y TOYOS, J. M. (1984): *Investigación de pizarras ornamentales en la reserva del estado «Villar del Rey-Puebla de Obando» (Extremadura)*. Informe inédito, Centro Documental del Inst. Tecn. Geom. España.

LOMBARDEO, M. (1988): *Las pizarras ornamentales*. Roc. Maquina, 3: 14-27.

LOMBARDEO, M., y TOYOS, J. M. (1987): *Investigación de pizarras ornamentales en la provincia de Guadalajara*. 2.<sup>a</sup> Fase. Informe inédito, Centro Documental del Inst. Tecn. Geom. España.

MUÑOZ DE LA NAVA, P.; ROMERO ESCUDERO, J. A.; RODRIGUEZ SUAREZ, J. I.; GARCIA ROMERO, E.; CRESPO ROSA, A.; CARRION MOLES, F., y GARBAYO MARTINEZ, M. P. (1989): *Metodología de investigación de Rocas Ornamentales: Granitos*. Bol. Geol. Min., 100-3: 433-453.

PEREIRA, H. G.; BRITO, G.; ALBUQUERQUE, T., y RIBEIRO, J. (1992): *Geostatistical estimation of a summary recovery index for marble quarries*. In: Amílcar Soares (edit.), *Geostatistics Tróia '92*, Kluwer Academic Publishers, 2: 1029-1040.

POLLARD, D. D., y AYDIN, A. (1988): *Progress in understanding jointing over the past century*. Geol. Soc. Amer. Bull., 100: 1181-1204.

PRICE, N. J. (1966): *Fault and joint development in brittle and semibrittle rock*. Pergamon Press, Oxford. 176 pp.

RABU, D., y CASTAING, C. (1978): *Fracturation et microfissuration des roches granitiques. Influence sur le degré d'exploitabilité*. 6<sup>ème</sup> RAST, Orsay.

RODRIGUEZ SUAREZ, J. I., y LOMBARDEO, M. (1987): *Potencial básico de granitos ornamentales en Castilla-La Mancha*. Informe inédito, Centro Documental del Inst. Tecn. Geom. España.

RODRIGUEZ SUAREZ, J. I. (1988): *Prospección de rocas ornamentales en Madrid*. Informe inédito, Centro Documental del Inst. Tecn. Geom. España.

RODRIGUEZ SUAREZ, J. I. (1989): *Investigación de granitos ornamentales en las Reservas del Estado de la provincia de Toledo*. Informe inédito, Centro Documental del Inst. Tecn. Geom. España.

TABOADA, J. (1993): *Diseño de minas subterráneas de pizarra*. Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo. 172 pp.

Original recibido: Enero de 1994.

Original aceptado: Enero de 1994.

# NORMAS DE PUBLICACION PARA LOS AUTORES

Los trabajos inéditos que se reciban para su publicación en el BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO serán revisados por un Comité editorial que decidirá si procede su publicación.

Los autores deberán atenerse a las siguientes normas:

## Texto.

Se entregará paginado y mecanografiado a doble espacio por una sola cara y con amplios márgenes. Este texto se considerará definitivo, deberá venir leído por el autor y perfectamente puntuado y con las correcciones de las erratas de mecanografía que fuesen precisas. En él serán marcadas las fechas de recepción y aceptación.

Cuando en el trabajo se acompañen figuras, tablas y fotografías, el autor deberá dejar un pequeño espacio con indicación del lugar donde han de intercalarse, si es posible. En los originales de las mismas se reseñará el título del trabajo, así como el nombre de los autores.

Todos los trabajos en lengua española irán precedidos de un breve resumen en español e inglés o francés. Los de idiomas extranjeros lo llevarán en su idioma y también en español. Al final de los mismos, y en párrafo aparte, se incluirán las palabras clave, reservándose el último lugar para la localización geográfica, si la hubiere.

En todo momento los autores conservarán una copia del texto original y figuras.

## Idiomas.

Excepcionalmente podrán publicarse trabajos en otros idiomas (preferiblemente inglés o francés), siempre que abarquen temas sobre España y sean de autores extranjeros.

## Referencias.

Se incluirá al final de cada trabajo la relación de las obras consultadas por orden alfabético de autores, empleándose las normas y abreviaturas usuales.

## Parte gráfica.

La parte gráfica vendrá preparada para ser reproducida a las anchuras máximas de 80 mm. (una columna) y 170 mm. (doble columna). Se evitará en lo posible la inclusión de encartes, así como se reducirá a lo indispensable el número de figuras, tablas y fotografías. En las ilustraciones a escala, ésta se expresará solamente en forma gráfica, con objeto de evitar errores en caso de reducir el original. Todas las figuras irán numeradas correlativamente según su orden de inserción.

Las figuras serán originales y nunca copiativos, delineadas con tinta china sobre papel vegetal. Las tablas, bien presentadas para su reproducción fotográfica. Las fotografías serán positivos en blanco y negro sobre papel brillo y excepcionalmente en color (positivo en brillo o transparencia).

## Pruebas.

Serán enviadas a los autores para que realicen las correcciones de erratas de imprenta producidas en la composición, no admitiéndose modificación alguna, adición o supresión al texto original.

Las pruebas serán devueltas por el autor en el plazo máximo de diez días, pasados los cuales la Redacción decidirá entre retrasar el trabajo o realizar ella misma la corrección, declinando la responsabilidad por los errores que pudieran persistir.

Los originales de texto y figuras quedarán en poder de la Redacción.

## Tiradas aparte.

Se asignan 30 tiradas aparte con carácter gratuito por trabajo publicado. Cuando el autor desee un número mayor del indicado deberá hacerlo constar por escrito en las pruebas y abonar el precio de este excedente.

La Redacción del BOLETIN GEOLOGICO Y MINERO introducirá cuantas modificaciones sean necesarias para mantener los criterios de uniformidad y calidad del mismo. De estas modificaciones se informará al autor.

Toda la correspondencia referente a las publicaciones deberá dirigirse a:

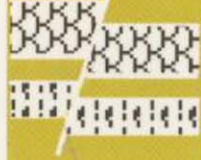
Leopoldo Aparicio Ladrón de Guevara  
Instituto Tecnológico Geominero de España  
Ríos Rosas, 23. 28003-Madrid

# Instituto Tecnológico GeoMinero de España

## Finalidad:

*Investigación, Desarrollo Tecnológico y Asistencia técnica en Geología, Minería y Disciplinas conexas*

### GEOLOGIA Y GEOFISICA



MAPA GEOLOGICO NACIONAL (MAGNA)  
ESTUDIOS GEOLOGICOS Y CARTOGRAFIA TEMATICA  
GEOFISICA Y GEOLOGIA DEL SUBSUELO  
GEOLOGIA MARINA (FONDOS MARINOS)  
TELEDETECCION APLICADA

### RECURSOS MINERALES



METALOGENIA Y CARTOGRAFIA METALOGENETICA  
GEOQUIMICA BASICA Y APLICADA  
YACIMIENTOS MINERALES  
EVALUACION DE RESERVAS E INVENTARIO DE RECURSOS

### AGUAS SUBTERRANEAS



CARTOGRAFIA HIDROGEOLOGICA  
PROTECCION DE RECURSOS HIDROGEOLOGICOS  
EVALUACION Y CONTROL DE ACUIFEROS SUBTERRANEOS  
RECURSOS GEOTERMICOS

### LABORATORIOS Y ENSAYOS



ANALISIS QUIMICOS Y MINERALOGICOS  
ENSAYOS MINERALURGICOS Y GEOTECNICOS  
CARACTERIZACION DE ROCAS MINERALES INDUSTRIALES  
SONDEOS DE INVESTIGACION HIDROGEOLOGICA Y MINERA  
ENSAYOS DE BOMBEO

### INFORMACION, DOCUMENTACION Y BANCO DE DATOS



FONDOS DOCUMENTALES Y BASES DE DATOS  
SISTEMAS DE INFORMACION Y COMUNICACIONES  
CATASTRO MINERO  
PUBLICACIONES

### INGENIERIA GEOAMBIENTAL



RIESGOS GEOLOGICOS  
RESTAURACION DEL MEDIO AMBIENTE MINERO  
GEOTECNIA Y GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA  
MEDIO AMBIENTE Y ORDENACION DEL TERRITORIO

### DESARROLLO MINERO



PROCESOS Y TECNOLOGIAS  
SEGURIDAD MINERA  
NORMATIVA  
ESTUDIOS DE ECONOMIA MINERA

### MUSEO GEOMINERO

#### Sede Central:

c/ Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID  
Tel.: 441 65 00 – Fax: 442 62 16

#### Centro de Laboratorios:

c/ La Calera, 1 28760 TRES CANTOS (MADRID)  
Tel.: 803 22 00



Instituto Tecnológico  
GeoMinero de España

MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO  
SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES

