

El depósito volcanogénico de Cu-Zn-Pb-Au El Cobre, Cuba Oriental: estructura y mineralogía

The Cu-Zn-Pb-Au volcanic deposit El Cobre, Western Cuba: structure and mineralogy

X. CAZAÑAS^(1,2), J.C. MELGAREJO⁽²⁾, J.A. LUNA⁽³⁾ y H. BARRABÍ⁽³⁾

(1) Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, Cuba.

(2) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Facultat de Geologia. Universitat de Barcelona. joanc@natura.geo.ub.es.

(3) Empresa Geominera Oriental, Santiago de Cuba, Cuba.

RESUMEN

El depósito "El Cobre" encaja en series volcanosedimentarias del arco de islas Paleógeno de Cuba Oriental. Los tipos de mineralización presentes son estratiforme, estratoligada y filoniana. Los depósitos estratiformes (anhidrita, barita o criptomelana) se formaron por precipitación de fluidos hidrotermales en un fondo submarino. La mineralización filoniana constituye la zona de raíz de los depósitos estratiformes, presentando morfología de stockwork en sectores superficiales, pero hacia los sectores profundos disminuye la anchura de la zona mineralizada. En ella predominan pirita y calcopirita en asociación con cuarzo, excepto en algunos filones más superficiales en donde predomina esfalerita asociada a anhidrita. Las alteraciones asociadas son cloritización y silicificación en los sectores más profundos; en los más superficiales se dan sericitización y caolinitización. La mineralización estratoligada es contemporánea con la mineralización filoniana y se produce por reemplazamiento de diversos niveles favorables de la serie: calizas en la parte inferior y el nivel exhalativo de sulfato en la parte superior (donde se producen las concentraciones de oro más elevadas del depósito). En base a los tipos de mineralización presentes y de acuerdo al carácter singenético de los depósitos con las rocas volcanosedimentarias de la secuencia media del Grupo El Cobre, se propone un modelo de formación exhalativo volcanogénico en un contexto geodinámico de arco de islas, similar al modelo Kuroko.

Palabras clave: Cobre. Zinc. Oro. Anhidrita. Barita. Manganeso. Exhalativo. Stockwork. Cuba.

ABSTRACT

The "El Cobre" deposit is hosted by the volcanosedimentary series of the Western Cuba Paleogene volcanic island arc. Several mineralization styles have been distinguished: stratiform, stratabound, and veins. The stratiform deposits (anhydrite, barite or cryptomelane) were formed by precipitation from hydrothermal fluids in the sea floor. The vein mineralization is the root zone of

the stratiform deposits and displays an stockwork-like morphology in the uppermost levels; at the deeper levels the mineralized zone becomes thinner. Pyrite and chalcopyrite are the most abundant sulphides in these veins in association with quartz, except in those veins located in the uppermost levels, where sphalerite associated with anhydrite is dominant. The associated hydrothermal alteration assemblages are chloritization and silicification in the deeper sectors; in surficial levels sericitization and kaolinization occur. The stratabound mineralization is contemporaneous with the veins and is produced by replacement of the Paleogene series: limestones in the lower part and the sulphate stratiform body at the uppermost. Based on the above mineralization styles, and according to the syngenetic character of these deposits with the volcanosedimentary rocks of the Middle Sequence of the El Cobre Group, we propose a volcanogenic (exhalative) formation model in a island arc geodynamic setting, similar to the Kuroko model.

Key words: Copper. Zinc. Gold. Anhydrite. Barite. Manganese. Exhalative. Stockwork. Cuba island arc

EXTENDED ABSTRACT

INTRODUCTION

The “El Cobre” mine is the only active mine in Sierra Maestra at present. The deposit was found about 1530 and exploitation began about 1544 (Ansted, 1856). More than 1 million tones of Cu >14 % ore and more than 2 million tons Cu >3 % ore have been extracted (Allende, 1927; Bogdánov et al., 1963; Tolkunov et al., 1974). Reserves are estimated above 2 million tones Cu > 1 %, and are likely to rise at greater depths (Lavandero et al., 1988; Barrabí et al., 1992; 1993). In addition, a polymetallic mineralization has been discovered recently (Zn-Cu-Pb, with Au and Ag; Golovchenko et al., 1967; Cabrera et al., 1985; Ushakov et al., 1986; Luna et al., 1989; 1992; Ramírez et al., 1994).

In earlier regional studies, the deposit was considered to have a mesothermal (Bogdánov et al., 1963, Laverov and Cabrera, 1967, Cabrera et al., 1983; Barrabí et al., 1992) or epithermal origin (Kesler et al., 1990). The series of test drills carried out during the 1990s, though, provided new data on the mineralization. The aim of this work is to present a structural and mineralogical characterization of mineralization styles in the deposit, and to propose a genetic model.

REGIONAL GEOLOGICAL CONTEXT: THE PALEOGENE ARC IN EASTERN CUBA

The “El Cobre” deposit is located east of Cuba, 17 km NW of Santiago, in the Sierra Maestra (Fig. 1).

The following tectonic-stratigraphic units can be distinguished N to S in eastern Cuba (Iturralde-Vinent, 1996): ophiolitic zone, Cretaceous volcanic island arc, Paleogene island arc and piggy-back basins (Fig. 2). The Paleogene volcanic island arc, making up the Sierra Maestra, developed in Cuba between the Paleocene (Thanetian) and the Early Middle Eocene (Cabrera et al., 1983; Linares et al., 1986; Iturralde-Vinent, 1996). It is more than 4000 m thick, with volcanic and volcanoclastic rocks intruded by granitic plutons. This ensemble unconformably overlies Mesozoic materials. The units of the Paleogene arc in eastern Cuba are: a) Sabaneta formation to the N, consisting mainly of epiclastic rocks deposited in the back arc (Iturralde-Vinent, 1976; 1996; Proenza and Carralero, 1994; Quintas et al., 1995), and b) El Cobre group to the S (Taber, 1931), consisting of pyroclastic and volcanoclastic rocks, lavas and plutonic rocks, which formed in the axial zone of the arc (Iturralde-Vinent, 1996). The “El Cobre” deposit is located within the El Cobre group (Fig. 3).

Some sectors of the El Cobre group are usually further divided (Fig. 4) into three sequences: lower, intermediate and upper (García and Méndez, 1994; Méndez, 1997); in other sectors, the Pílon (Kozary, 1955) and Caney formations (Sokolova, 1966) have also been established.

A stratigraphic column of the arc was carried out across the deposit area (Fig. 5). The lower sequence consists mainly of thick andesite-dacite flows, interbedded with hectometric -thick intermediate to basic tuffs.

Above this sequence, conglomerates, usually hectometric in each cycle, give way to several overlaying cycles of explosive volcanism. Each cycle consists of pyroclastic deposits of coarse or very coarse grain (indicating a proximal source) followed by fine-grain episodes, with limestone olistostromes to their roof wall. These materials may be coeval with emission of intermediate to acid lavas. The most important cycle, 300 m thick, occurs close to the base of the sequence, and mainly consists of very coarse-grained volcanic breccias (grain size >15 mm, but generally with decimetric to centimetric polymictic and angular fragments). This cycle is followed by another one, also 300 m thick, consisting of finer-grained volcanic breccias (<15 mm). At the top of the later unit, anhydrite or barite beds can locally occur associated to metallic mineralization, as well as Mn oxide beds and limestone olistostromes. Within the above beds, fine-grained tuffs are interbedded, being more abundant in the latter.

The contact between the upper and intermediate sequences corresponds to an unconformity. The base of the upper sequence is marked by thick conglomerate beds, which give way to other distal explosive volcanism cycles. In the El Cobre column, explosive cycles in the upper sequence consist of decametre-thick beds of fine-grained breccias, followed by decametre-thick beds of tuffs and cinerites; olistostromic limestones may appear at the top of this unit. The epiclastic components increase towards the top of the series. Therefore, this sequence records the extinction of the Paleogene volcanism and the subsequent dismantling of the volcanic structures.

Materials in the El Cobre group are generally unconformably overlain by limestones (Puerto Boniato and Charco Redondo formations, Middle Eocene) and detritic series (San Luís and Sagua de Tánamo formations, Late Eocene) formed in piggy-back submarine basins (Quintas et al., 1995; Iturralde-Vinent, 1996).

Characterization of the Paleogene volcanism

Based on major element geochemistry, the Paleogene island arc volcanism in Cuba presents a general tholeiitic to calc-alkaline trend (Iturralde-Vinent, 1994; 1996). García and Méndez (1994) and Méndez (1997) propose a tholeiitic trend for volcanism in the lower sequence of the El Cobre group, and a tholeiitic and calc-alkaline trend for the intermediate and upper sequences. The results from major element geochemistry, LILE and HREE taken together reveal the typical volcanic island arc signature. The analysis of basalt, andesite, andesite-basalt and dacite samples showed LILE and Sr enrichment, as well as a strong Nb negative anomaly, and a relative depletion in HREE (Cazañas et al., 1998, this volume).

Paleogene granitoids

Plutonic rocks outcrop as a series of isolated stocks, parallel to the present coastline, their outline having been thoroughly described (Fig. 6). Nevertheless, for some authors these outcrops are rooted in depth in a single pluton (Laznicka et al., 1970; Pushcharovski et al., 1989; Iturralde-Vinent, 1996). They consist of gabbros, diorites, plagiogranites, tonalites, granites and monzodiorites. Their absolute age as obtained by the K-Ar method (Laverov and Cabrera, 1967; Alioshin et al., 1977; Rodríguez et al., 1997) ranged between Early Eocene for the upper section and Middle Eocene for the lower and upper sections.

Structure

The deformation stages of the Paleogene island arc in Cuba range from Paleogene to Late Upper Eocene. Outcrops in the arc are limited by fractures (Fig. 6). The inner structure of Sierra Maestra features a mosaic pattern of horst and graben. Trend of layers is usually E-W, with N dip.

This structure is the result of the overlaying of at least three different tectonic events: 1) compressive, 2) simple strike-slip, 3) transpressive (Pérez and García, 1997). Deformation developed in an extremely surficial setting and most structures are brittle.

GEOLOGY OF THE DEPOSIT

The mineralization is hosted in the middle sequence of the El Cobre group, near the contact with the upper sequence (Fig. 7). This contact can be characterized by presence of olistostromic coralline limestones (Grechanik and Norman, 1971). Volcanic rocks present in the deposit have, to the base, basaltic, andesite-basaltic and andesitic composition; to the top, dacitic, rhyodacitic and rhyolitic. Subvolcanic bodies and dykes are also found (Bogdánov et al., 1963).

Intrusive bodies of andesite-basaltic and dacitic composition are cut by a copper vein mineralization (Luna et al., 1989; 1992; Barrabí et al., 1992) and a different generation of dykes of andesitic-basaltic to basaltic composition, sometimes displaying a diabase texture. They cut sulfide vein bodies (Emerson, 1918; Grechanik y Norman, 1971).

The El Cobre fault consists of a system of fractures of approximate E-W trend which generated joint systems pointing SW and NW. This fault has been traced over more than 40 km (Grechanik and Norman, 1971). Rocks in the fault zone are extremely cataclastized. Dykes, quartz veins, hydrothermal alteration minerals and a copper mineralization are associated to the fault zone. To the east, this fault is overlain by Middle Eocene limestones from the Sierra de Boniato. We can probably relate the origin of the El Cobre fault, as well as of the accompanying systems, to the initial stages in the development of the arc (Pérez and García, 1997). Nonetheless, according to Alioshin et al. (1977), Kuzovkov et al. (1977), Golovkin et al. (1978) and Donskij et al., (1988), the faults in this system (E-W) may have served as fissure volcanoes in later stages. Sulfide veins occur in the El Cobre fault (Pfeffer, 1961). The ensemble is crossed by a Late Eocene strike-slip N-S system (Pérez and García, 1997), which is the cause for the block structure of the deposit (Salton, 1961).

FORMER STUDIES ON THE EXPLORATION OF THE DEPOSIT

During colonial times, galleries and mine shafts up to 300 m deep were excavated. From the 1970s to the present, open pit mining was undertaken (Mina Grande and Mina Blanca sectors), although the Cu vein mineralization continues more than 1 km eastwards (Gitánilla sector, Fig. 8). In a second stage well into the 1960s, a series of deep test drills towards the flanks of the deposit (Barita Occidental, Barita Oriental, Mina Nueva and Melgarejo sectors) led to the discovery of a polymetallic mineralization (Golovchenko et al., 1967; Ushakov et al., 1986; Luna et al., 1989, 1992; Ramírez et al., 1994). After this, during the 1990s another series of tests followed, after which a general view of the deposit could be established.

TYPES OF MINERALIZATION

The mineralization styles present at the “El Cobre” deposit area are the following (Fig. 9): a) stratiform (manganese, anhydrite or barite), b) stratabound (polymetallic, with Zn-Cu-Pb-Au), infilling veins or replacing sulfates, carbonates, volcanoclastic rocks and breccias, and c) vein mineralization, basically copper-rich, with stockwork development in surficial sectors and parallel veins at depth.

VEIN MINERALIZATIONS IN THE “EL COBRE” MINE

They consist of stockwork at surficial sectors and deep subvertical veins, which loss economic interest at the 500 m depth (Barrabí et al., 1992). They are to be found along the El Cobre fault over an area some 1200 m long and 140 m wide (Fig. 10). Minimum known depths are 500 m in Mina Grande and Mina Blanca sectors and 200 m in the Gitánilla sector, with Cu > 0,7 % ore (Barrabí et al., 1992). In the Mina Alta, 800 m SW of Mina Blanca, veins with a maximum thickness of 2 m and Cu > 0,7 % content outcrop along an area 270 m long and 130 m deep (Golovchenko et al., 1967). At Mina Alta a satellite fracture is to be found (Emerson, 1918; Bogdánov et al., 1963; Golovchenko et al., 1967).

Structure of the vein mineralization

A subparallel vein mineralization has an approximate E-W or ENE-SSW trend, with a 80-85° S dip and centimetric to decimetric thickness and hectometric length. Fault and mineralization trend coincide, suggesting a heavy structural control for these veins (Fig. 11). Parallel veins can be siliceous (near the El Cobre fault) and anhydritic-epidotic (to the flanks of the deposit).

Stockwork consists of centimetric to decimetric veins of variable orientation (Fig. 12), although the prevailing direction coincides with the fault orientation. Stockwork can also be hectometric in thickness. Two subtypes of stockwork can be defined: siliceous stockwork (at medium depths) and anhydritic stockwork (in the uppermost sections). In depth, stockwork grades to subparallel veins with chalcopyrite and pyrite; in the transition zone, very thick, high grade veins are to be found.

Texture of vein mineralizations

Siliceous subparallel veins

Hydrothermal alteration of the host rock is very strong, presenting chloritization, silicification and pyritization. Chloritization causes complete replacement of the host rock, whereas sericitization occurs slightly later. Pyritization only occurs on the vein selvages. The sequence includes drusy infillings (Fig. 13). First, fine-grained quartz is formed, which grades to larger crystals rich in sericite or chlorite inclusions associated to sulfides. Quartz crystals are coated by sericite. The remaining porosity is filled with anhydrite or with late formed calcite. To the top of subparallel veins, chalcopyrite is to be found associated with small amounts of hessite (Ag_2Te), coloradoite (HgTe), tellurobismuthite (Te_2Bi_3) and tetradyrite ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) (Fig. 13b,c,d).

Anhydritic-epidotic veins

Infilling consists of cryptocrystalline quartz, followed by microcrystalline quartz with chlorite, calcite and zoned epidote in radial aggregates (Fig. 14a, 14b, 14c). Epidote crystals can be occasionally found associated to sulfides (pyrite, chalcopyrite or sphalerite). Two types of sphalerite are present: a first generation, strongly replaced by chalcopyrite, and a second generation, that co-crystallizes with chalcopyrite. The remaining vein porosity is infilled by anhydrite (Fig. 14d) or by a late generation of calcite. Contacts among these minerals do not show evidence of any kind of replacement.

Siliceous stockwork

In siliceous stockwork two types of veins occur: quartz with sulfides (pyrite and chalcopyrite) and late, barren, quartz veins. Quartz veins with sulfides show symmetric centimetric bands. Idiomorphic quartz drusy growths are found in each band associated to interstitial sulfides (pyrite and chalcopyrite) (Fig. 15a,b). Quartz crystals present sericite growths at the uppermost sections of the deposit, including remains of anhydrite, calcite, hematite and rutile. Sericite is corroded by kaolinite (Fig. 15c). At the innermost part of the vein, chalcopyrite and pyrite are to be found, and sometimes no drusy porosity is present (Fig. 15d).

Anhydrite stockwork

It only outcrops in the uppermost section of Mina Blanca, and makes up the transition from the vein deposit to the anhydrite stratiform deposit. It consists of a dense mesh of centimetric to decimetric anhydrite veins, many of which sub-horizontal. A strong alteration erases the original textures in the hosting rocks, and consists of pyritization, chloritization,

and kaolinization followed by silicification-sericitization. Textural characteristics of the first three types of alteration are similar to those described for the above veins.

The crystallization sequence in the veins (Fig. 16a, 16b) starts with the development of calcite (commonly centimetric) and anhydrite crystals, with smaller amounts of sphalerite and pyrite. These minerals commonly produce complete infilling of the vein cavity. A second silicification stage produces anhydrite and calcite replacement by quartz associated to small amounts of chlorite, apatite and pyrite (Fig. 16c). A late sericitization replaces all the above associations (Fig. 16c).

STRATIFORM MINERALIZATIONS

They are located N of the El Cobre fault within a belt trending E-W, having 1.7 km long and 100 m wide in average (Luna et al., 1989; 1992). They consist of several essentially monomineral barite, anhydrite and manganese oxide lenses.

Mn oxide stratiform mineralization

It is 4 m thick (Fig. 17) and the length of the outcrop is up to a kilometre. To the wall the volcanic rocks display a green colour caused by nontronite, montmorillonite and zeolite alterations. Decimetric to metric jaspilite bodies, interbedded with iron oxides, as well as massive levels of botryoidal cryptomelane (Fig. 18a) cut and replaced by manganese and goethite veins follow. This association is cut by millimetric veins of macfallite associated to quartz (Fig. 18b). Nontronite beds with hematite and goethite follow, with volcanoclastic remains being altered to montmorillonite and zeolites.

Anhydrite stratiform mineralization

This is a lens up to 100 m thick, consisting of anhydrite beds interbedded with volcanoclastic rocks. Crystallization texture and sequence in this body is shown on figures 19a and 19b. Anhydrite is bluish and equidimensional nodular or elongated in texture (Fig. 19c, d). Diameter of nodules ranges between some millimeters and some centimeters. Nearly the base of the deposit the nodular bodies are rimmed by quartz aggregates with montmorillonite and pyrite. In addition, a second replacing generation of very fine-grained anhydrite also occurs (Fig. 19d). Quartz crystals are usually idiomorphic (Fig. 19e). Pyrite includes corroded anhydrite crystals (Fig. 19f). Moreover, the base of this deposit is cross-cut by quartz and pyrite veins; Nodular Kaolinite is also present in some beds interbedded with the anhydrite bodies. All these textural types of anhydrite are replaced by several gypsum generations.

Barite stratiform mineralization

A 4 m thick barite lens, presenting nodular texture (Fig. 20a) and cut by quartz-sericite-pyrite veins (Fig. 20b), is found to wall of the anhydrite body. Another 3 m thick lens occur at the top of the anhydrite unit and has massive structure and foliated texture. Evidence of sulfide co-crystallization (galena, sphalerite, chalcopyrite) appear at the uppermost body (Fig. 20c, d). Moreover, in the uppermost barite body framboidal pyrite textures included in barite are to be seen (Fig. 20f), suggesting precipitation of this pyrite through bacterial sulfate-reduction.

STRATABOUND MINERALIZATIONS

Three types of stratabound mineralization can be distinguished according to depth: upper, intermediate and lower (Luna et al., 1989).

Upper strata bound mineralization

A polymetallic mineralization (Zn-Cu-Pb) with low Cu/Zn ratio develops in the same area as the stratiform mineralization, within a band 1.7 km long and 90 m thick north of the El Cobre fault. It is directly located below the anhydrite deposit near to surface, but outcrops are scarce. According to texture, three zones can be distinguished within the body: a) contact zone with the anhydrite stratiform deposit, b) silicification zone and c) basal zone (Fig. 21a, 21b).

Anhydrite in the stratiform deposit is replaced by microcrystalline quartz, montmorillonite, anatase, pyrite and other sulfides at the contact zone (Fig. 21c). Pyrite aggregates (pyrite I) become almost massive (Fig. 21d) at the contact. Chalcopyrite at this zone locally co-crystallizes with bornite (Fig. 21e), indicating high sulphur fugacity. Pyrite (pyrite I) is in turn replaced by chalcopyrite and sphalerite (sphalerite I), which is also replaced by chalcopyrite and by a late sphalerite generation (sphalerite II). Quartz, pyrite and sphalerite crystals contain remains of anhydrite crystals which are very corroded.

When distance to the anhydrite lens contact increases, the rate of anhydrite remains decreases (pseudomorphized by hematite), obtaining massive aggregates of microcrystalline quartz (quartz I at the silicified zone, Fig. 21f), with dissemination of chalcopyrite, sphalerite, pyrite and gold. Gold is found either interstitially among quartz or pyrite grains or in a late pyrite generation (pyrite II) overgrowing pyrite I crystals (Fig. 21g), or either associated to hessite (Ag_2Te) and chalcopyrite (Fig. 21h) in the association replacing pyrite.

Underlying the silicified zone, a zone of kaolinite alteration up to several tenths of meters thick is found. Alteration is very strong and original volcanic rock textures may have disappeared completely. Mineral composition in the zone may be pure nodular kaolinite.

Therefore, this mineralization can be interpreted as replacement of the basal portion of anhydrite bodies and volcano-sedimentary rocks at the base of stratiform deposits by a silicification process associated to several hydrothermal alteration processes.

All the above mentioned units are cut by a mesh of inframillimetric to centimetric veins, with drusy quartz-chalcopyrite-sphalerite growths (Fig. 22a, 22b). Microcrystalline quartz (quartz II) constitutes a first generation of vein infilling, and is overlain by another generation of phanerocrystalline quartz (quartz III) containing abundant sericite inclusions. In these quartz crystals, rhomboedric faces are coated by radial kaolinite crystals. Above them, passive growths of pyrite (II) and sphalerite (II) appear. This mineralizing stage may be rich in gold. Gold may appear in grains up to several tens of microns in size, associated to quartz III or pyrite II (Fig. 22c). Sphalerite II is little or not replaced by chalcopyrite and co-crystallizes with it. It contains galena inclusions, small native gold grains up to 10 microns in diameter (Fig. 22d) and calaverite (AuTe_2) rimmed by hessite. A late vein stage consists of quartz (IV), calcite and anhydrite, and they occur either as late discrete veins cutting the above mentioned associations, or as infilling of the drusy porosity.

Intermediate strata bound mineralization

Several meters below the previous unit, this mineralization is made up of a partially silicified, discontinuous metric carbonate level. Mineralization is polymetallic, but poorer than the previous mineralization.

Lower strata bound mineralization

This consists of mineral bodies that are tens of m long and 4-8 m thick. These are found in an area of 700 m x 400 m in the west of the Mina Blanca sector. The structure of the deposit and the crystallization sequence are shown in Fig. 23 (a,b). There is marked horizontal zoning by rapport to the El Cobre fault. In the more distal zones, highly recrystallized carbonate horizons can be found. In some cases, micritic textures can also be observed. Primary calcite is strongly replaced

by bladed calcite (calcite I) followed by sparitic calcite (calcite II), sometimes with a phanocrystalline talc + pyrite + chalcocopyrite + quartz (Fig. 23c) association.

A more internal zone is characterized by replacement of calcite by anhydrite and quartz (Fig. 23d). Anhydrite is, in turn, replaced by hematite, which is pseudomorphized by magnetite and, this, eventually, by pyrite (Fig. 23e). Anhydrite crystals can be pseudomorphized by quartz-chlorite associations (Fig. 23f, 23g, 23h), accompanied by pyrite.

In the zones closer to the El Cobre fault, the lower stratabound mineralization consists of massive micro- to phanocrystalline quartz aggregates associated to sulfides (chalcocopyrite and pyrite, and smaller amounts of sphalerite), and locally associated to ferric chlorite (Fig. 23i). Kaolinite commonly occurs as inclusions within quartz (Fig. 23j). Hessonite (Ag_2Te), tetradymite ($\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$) and tellurobismuthite (Bi_2Te_3) associated to chalcocopyrite (Fig. 23k), as well as late tetradymite veins associated to pyrite, appear in minor quantities (Fig. 23l).

As in other stratabound mineralizations, veins of variable thickness infilled by quartz with pyrite cut through the whole.

DEPOSIT MODEL

Intense test drilling together with data from the outcrops provided a three-dimensional vision of the deposit, in which the El Cobre fault and its associated vein mineralization and the stratabound and stratiform mineralizations are clearly spatially related (Fig. 24).

Stratiform mineralizations are very thick massive deposits, with no evidence of formation from metasomatic replacement processes of other pre-existing rocks. Anhydrite units are not evaporites, because: a) the sedimentary basin was deep submarine, b) there are no remains of other evaporitic lithofacies, and c) no similar deposits occur in the rest of the Paleogene arc in Cuba. Moreover, sedimentary and diagenetic textures (nodules or lamination in anhydrite or barite deposits) exclude any replacement processes. They are, therefore, chemical precipitates formed in the submarine basin. Sulfate submarine deposits can be explained through exhalative processes. Barite and anhydrite (or gypsum) stratiform deposits very similar to this have been associated to volcanogenic sulfide deposits at Kuroko, Japan (Shikazono and Holland, 1983).

On the other hand, manganese deposits present identical structure to Mn exhalative deposits in the Paleogene arc in Cuba (see Cazañas and Melgarejo, and Cazañas et al., 1998b and c, in this volume).

Vein mineralization can be interpreted as the root zone of exhalative sulfate deposits, as implied by: a) both types of deposit coincide spatially, b) absence of hydrothermal alterations to the top of the anhydrite unit similar to those found at the base of these bodies, c) Cu-Zn-Pb veins cut the basis of anhydrite units but not its top, and d) vertical zonality of the vein mineralization, with transition from a siliceous stockwork zone to a stockwork zone with sulfates and, finally, a stratiform sulphate mineralization. Such zonal disposition can also be found in Kuroko-type deposits in Japan (Matsukama and Horikoshi, 1970; Ohmoto and Skinner, 1983), in VMS deposits in Australia (Large, 1992) and Canada (Roscoe, 1965; Sangster, 1972).

Similarly to some modern VMS (Laznicka, 1988, Graham et al., 1988; Scott, 1996; Scott et al., 1997; Lydon, 1996, Herzig and Hannington, 1995), the “El Cobre” deposit contains a thick lens of anhydrite at its uppermost section, interbedded between two barite levels; the whole is overlain by Mn oxide and chert stratiform deposits. A closely resembling mineral association has been described for some VMS in Canada (Ridler, 1971), as well as for some present-day VMS deposits (Scott, 1983; 1987, 1996). Thus in the present Pacmanus hydrothermal system, exhalites formed from a hydrothermal plume of particles composed of anhydrite, barite, amorphous silica, metal sulfides, oxides and hydroxides (Scott et al., 1997).

The “El Cobre” deposit zonation is characterized by decrease in the chalcocopyrite/sphalerite rate towards the uppermost section and flanks of the deposit as it draws further from its feeding zone. A similar zonation has been described by Lydon (1996) for VMS, and can be interpreted as a reflection of a thermal gradient during sulfide deposition. The chalcocopy-

rite disease (Barton, 1978) in sphalerite occurs because of replacement of sphalerite, formed at lower temperature, by chalcopyrite, formed at higher temperature. This relation can also be found in VMS in Australia (Large, 1992).

Hydrothermal alteration of "El Cobre" veins defines a vertical zonation, with chlorite at its deeper sections, followed by sericite and kaolinite at the more surficial. This zonation is also characteristic of many massive sulfide deposits (Riverin and Hodgson, 1980; Lydon y Galley, 1986; Lydon, 1996) and can be considered to be a reflection of the thermal gradient originated by the inflow of seawater from the surface.

CONCLUSIONS

Based on the island arc geodynamic context in which it was formed, its localization within an andesitic and felsic submarine volcanic complex, its mineralogy, structure, texture and mineralogic zonation, the "El Cobre" deposit can be considered to be a Cu-Zn-Pb sulfide volcanogenic deposit.

Mineralization is the result of deposition from hydrothermal fluids circulating towards a submarine floor. These fluids were the cause for three types of mineralization: vein mineralization by precipitation in feeding channels (with Cu at deeper levels and Zn at the surficial ones), stratabound with Zn-Cu-Pb-(Au) by partial replacement of some favorable levels (limestones at deeper levels and limestones and stratiform anhydrite body at surficial levels), and stratiform by exhalative processes at the Eocene sea floor (with anhydrite and barite at the base, barite to the top and manganese bodies at distal position). As the deposit evolved, a telescoping effect was produced, with low-temperature anhydrite stratiform deposits eventually being replaced and cut by new high-temperature vein generations (Fig. 25).

The higher gold content is to be found in the upper stratabound mineralization, formed by replacement of sulfate stratiform mineralization near surface of the sea floor.

INTRODUCCIÓN

El arco de islas volcánicas del Paleógeno en el extremo oriental de Cuba es una de las regiones mineras más antiguas de la República y, probablemente, de la "América colonial." Existen más de 400 depósitos minerales conocidos, la mayoría de los cuales han sido trabajados a pequeña escala. Entre los depósitos más importantes caben señalar los volcanogénicos de óxidos de Mn, los de sulfuros de Cu y otros metales base, y los skarns de hierro. En la actualidad, la mina "El Cobre" es la única activa en Sierra Maestra y una de las más importantes de Cuba.

Este yacimiento se descubrió alrededor del año 1530 y comenzó a explotarse sobre 1544 (Ansted, 1856). En América sólo se conoce un depósito más antiguo, la mina de oro de Pueblo Viejo, localizada en la República Dominicana, que empezó a operar en 1505 (Russell et al., 1981). Sin embargo, la mina "El Cobre" es la primera de Cu y la mayor fuente de aporte de este metal a España durante el período colonial (Lawrence, 1910).

En el yacimiento "El Cobre" se han extraído a lo largo de estos cinco siglos más de 1 millón de toneladas de

mena con contenidos de Cu >14 %, y más de 2 millones de toneladas de mena con contenidos de Cu >3 % (Allende, 1927, Bogdánov et al., 1963, Tolkunov et al., 1974). En cuanto a reservas, este depósito cuenta con más de 2 millones de toneladas de mena con Cu > 1 %, aunque con posibilidades de incrementarlas al no estar los cuerpos minerales delimitados en profundidad (Lavandero et al., 1988, Barrabí et al., 1992; 1993). Por otra parte, durante siglos el yacimiento "El Cobre" ha sido aprovechado como depósito cuprífero, pero las investigaciones realizadas en las últimas décadas (Golovchenko et al., 1967; Cabrera et al., 1983; Ushakov et al., 1986; Luna et al., 1989; 1992; Ramírez et al., 1994) revelan la existencia en el yacimiento "El Cobre" de una mineralización polimetálica (Zn-Cu-Pb) asociada a la de cobre tradicionalmente explotada, con importantes concentraciones locales de Au y Ag, que se ubica al norte de la mineralización cuprífera.

Pese a la importancia económica de este depósito, se ha realizado poca investigación detallada sobre el mismo. Los estudios realizados hasta el presente son trabajos de metalogenia regional en los que el depósito no se llega a estudiar en detalle. Así, algunos trabajos previos plantean que se trata de un depósito cuprífero mesotermal (Bogdá-

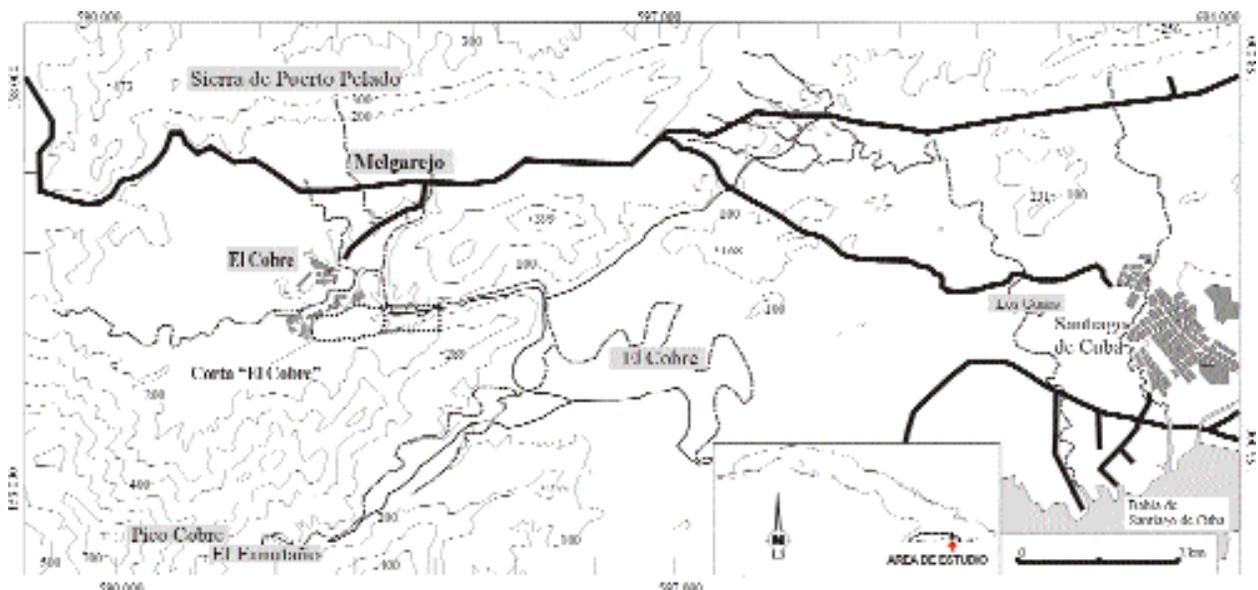


Figura 1. Mapa topográfico con la ubicación geográfica del Yacimiento “El Cobre”.

Figure 1. Topographic map with the situation of the “El Cobre” deposit.

nov et al., 1963, Laverov y Cabrera, 1967, Cabrera et al., 1983; Barrabí et al., 1992); Kesler et al. (1990) proponen un origen epitermal para el depósito.

Durante la década de los 90 en la mina y sus alrededores se ha realizado una amplia campaña de sondeos, que permite disponer de información sobre nuevos aspectos de la mineralización, muy compleja en cuanto a estructura. En este trabajo se pretende ofrecer una caracterización estructural y mineralógica de los diferentes tipos de mineralización presentes en el depósito “El Cobre”, así como plantear un nuevo modelo genético para el conjunto.

SITUACIÓN GEOGRÁFICA

El yacimiento “El Cobre” se encuentra en la provincia de Santiago de Cuba, al E de la isla de Cuba, y a 17 km al W de la ciudad de Santiago de Cuba (Fig. 1). Las explotaciones se encuentran dentro del sistema montañoso de Sierra Maestra, a una altitud de unos 300 m.

El sistema montañoso Sierra Maestra se extiende por más de 200 km, desde Cabo Cruz en el oeste, hasta Guantánamo en el este y su ancho promedio es de 20 km (Cabrera et al., 1983). El depósito se sitúa en la parte central de dicho sistema, en las inmediaciones del po-

blado de El Cobre, aunque se prolonga hacia el poblado de Melgarejo.

En Cuba Oriental se distinguen, de N a S, las siguientes grandes unidades tectonoestratigráficas (Iturralde-Vinent, 1996): zona ofiolítica, arco de islas volcánicas del Cretácico, arco de islas del Paleógeno y cuencas de piggy back (Fig. 2).

El arco de islas volcánicas del Paleógeno ocupa la totalidad de la Sierra Maestra, y se desarrolló en Cuba entre el Paleoceno (Thanetiense) y el Eoceno Medio Inferior (Cabrera et al., 1983; Linares et al., 1986; Iturralde-Vinent, 1996). Esta actividad volcánica estuvo restringida a la parte oriental de la isla y está representada por más de 4000 m de espesor de rocas volcánicas y volcanoclásticas, intruídas por plutones graníticos. En la región del Caribe, el arco paleogénico se extiende a las islas de La Española, Jamaica, Puerto Rico, Antillas Menores septentrionales, la Cresta de Aves, la Dorsal de Caimanes y el elevado de Nicaragua (Case et al., 1984; Dengo y Case, 1990; Iturralde-Vinent, 1996).

En los materiales del arco paleógeno de Cuba Oriental se distinguen las siguientes grandes unidades: a) formación Sabaneta, constituida principalmente por rocas epiclásticas e interpretada como sedimentos depositados en la cuenca de retroarco (Iturralde-Vinent, 1976; 1996;

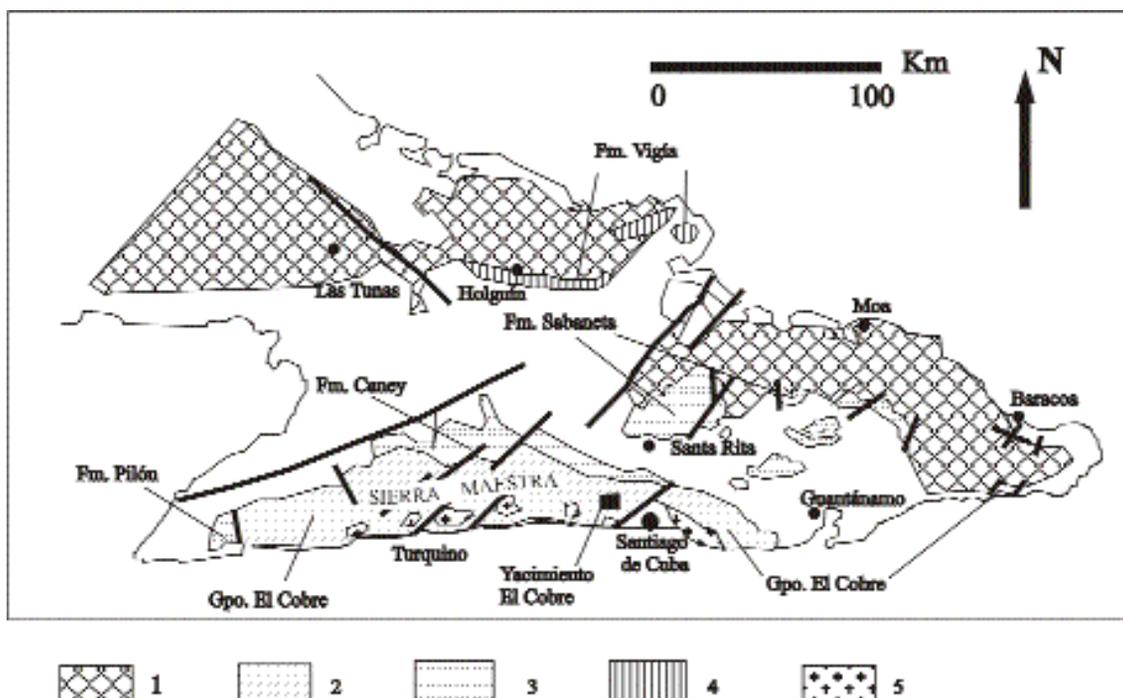


Figura 2. Grandes unidades en el Paleógeno de Oriente de Cuba (base geológica de Iturralde-Vinent, 1996). 1- Basamento del arco. Rocas del arco volcánico Daniense-Eoceno Inferior: 2- Flujos de basaltos a dacitas, con tobas, grauwacas y calizas; 3- tobas y tufitas con calizas, margas, y grauwacas intercaladas; 4- Calizas, margas, tufitas y algunas intercalaciones de grauwacas; 5- Rocas plutónicas eocenas.

Figure 2. Main geological units in the Western Cuba Paleogene (Iturralde-Vinent, 1996). 1- Arc basement. Rocks of the Danian-Lower Eocene volcanic arc: 2- Basalt to dacite flows, tuffs, greywackes, limestones; 3- Tuffs, limestones, marls, with interbedded greywackes; 4- Limestones, marls, tuffs and some interbedded greywackes; 5- Eocene plutonic rocks.

Proenza y Carralero, 1994; Quintas et al., 1995) y b) grupo El Cobre (Taber, 1931), constituido predominantemente por rocas piroclásticas, volcanoclásticas, plutónicas y lavas, y que se interpreta como los materiales formados en la zona axial del arco (Iturralde-Vinent, 1996). Los mayores afloramientos del arco paleogénico en el Caribe se encuentran en el sistema montañoso Sierra Maestra de Cuba, y ocupan el extremo sur oriental de la isla (Iturralde-Vinent, 1996). Los materiales de la cuenca de retroarco se sitúan hacia el norte de los de la cuenca axial.

Los materiales de la zona axial del arco se encuentran intruidos por granitoides, que afloran en forma de pequeños cuerpos dispuestos en una franja que se extiende paralelamente a la línea de la costa actual.

El yacimiento "El Cobre" se sitúa dentro del Grupo El Cobre (Fig. 3), y en esta unidad se encuentran la mayor parte de los depósitos minerales de Cuba Oriental.

Estratigrafía del arco del Paleógeno

Los materiales del arco paleógeno se encuentran dispuestos de forma discordante sobre materiales de edad mesozoica.

El grupo El Cobre ha sido cartografiado a diferentes escalas (Taber, 1931; Woodring y Davies, 1944; Keijzer, 1945; Lewis y Straczek, 1955; Laverov y Cabrera, 1967; Laznicka et al., 1970; Grechanik y Norman, 1971; Alioshin et al., 1977; Kuzovkov et al., 1977; Nagy et al., 1978; Golovkin et al., 1978; Cobiella, 1979; Kuzovkov et al., 1988). La mayoría de las cartografías han sido realizadas en partes del área de desarrollo de este grupo. Al mismo tiempo, y con diversos objetivos, se han realizado generalizaciones de la información existente (Bermúdez, 1961; Linares et al., 1986; Cobiella, 1988; Iturralde-Vinent, 1988, 1990; Quintas et al., 1994; García y Méndez, 1994; Iturralde-Vinent, 1996; Méndez, 1997 y Pérez y García, 1997).

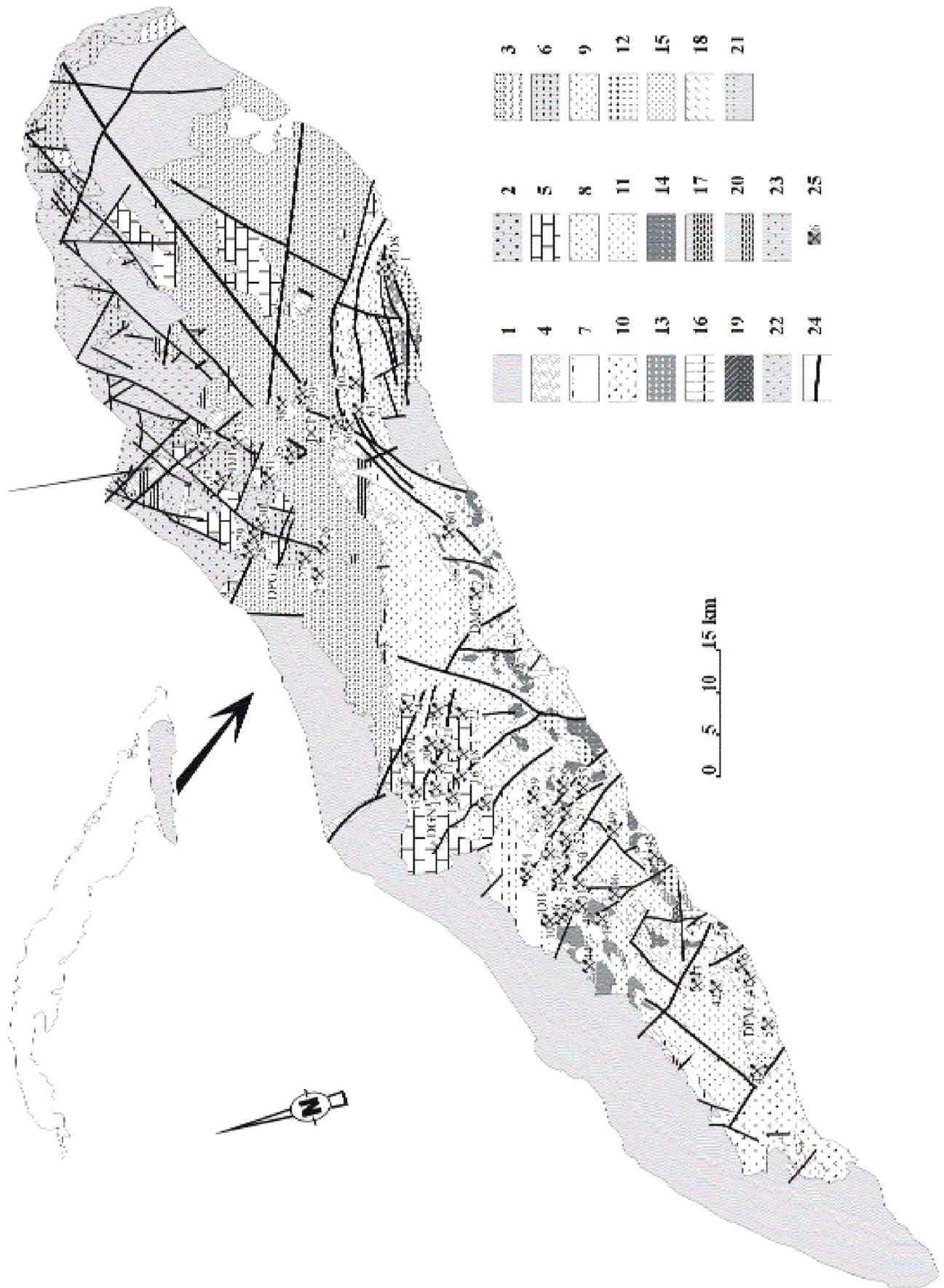


Figura 3. Ubicación de los depósitos minerales en las series del Paleógeno (base geológica compilada a partir de Linares et al. (1986) y García y Méndez, 1997; base metalogénica modificada a partir de Cazañas et al., 1986). Materiales de edad Oligoceno-Cuaternarios (Neoautoctono): 1- Areniscas polimícticas, conglomerados, calizas, arcillas, arenas, limos y, localmente, yesos.

Series del Eoceno Medio-Superior originadas en cuencas de piggy back, desarrolladas sobre el arco Paleógeno: 2- Fm. Sagua de Tánamo: limolitas, conglomerados, areniscas, margas; 3- Fm. San Luis: areniscas calcáreas, calizas, margas; 4-Fm. Puerto Boniato: calizas de aguas profundas, margas; 5- Fm. Charco Redondo: calizas de aguas someras, localmente margas y conglomerados.

Cuenca de retroarco del Arco Paleógeno: 6- Fm. Sabaneta: tobas intermedias a ácidas, calizas, grauwacas, areniscas tobáceas.

Zona axial del arco Paleógeno (Grupo El Cobre). Secuencia superior del Grupo El Cobre: 7- Fm. Caney: alternancia de tobas cineríticas, tobas calcáreas, que intercalan con cuerpos poco potentes de lavas andesito-basálticas y calizas; 8- Tobas y brechas de composición intermedia a ácidas, areniscas, lentes de calizas, lavas basálticas y riolíticas, con diques y cuerpos subvolcánicos predominantemente ácidos. Secuencia Media Grupo El Cobre: 9-Tobas, areniscas y brechas de composición predominantemente intermedia a básica, lentes de calizas y conglomerados, lavas andesíticas y andesito-basálticas, con diques y cuerpos pequeños de riolitas, riolitas y andesitas; 10-Fm. Pilón: Tobas calcáreas, areniscas polimícticas y vulcanomícticas, grauwacas y calizas. Secuencia Inferior del Grupo El Cobre: 11- Tobas, areniscas y brechas de composición predominantemente básica, lentes de calizas, lavas andesíticas y andesitas basálticas.

Rocas intrusivas 12- granitos, 13- tonalitas, 14- dioritas, 15- gabros, 16-riolitas, 17- andesitas, 18- andesitas basálticas, 19- basalto.

Basamento del arco del Paleógeno: 20- Fm. Gran Tierra: calizas arrecifales, calizas brechosas (Daniense). Series cretácicas: 21- Materiales continentales (Fm. Mícara y Manacal): areniscas, conglomerados, y calizas; 22- rocas volcánicas de las formaciones Sierra del Purial, Santo Domingo y Turquino, localmente metamorfizadas (andesitas-basáltica, tobas, hialoclastitas), areniscas, calizas y localmente conglomerados; 23- rocas de afinidad ofiolítica; 24- Fallas; 25- Minas en el arco volcánico. Depósitos de manganeso en la Secuencia Inferior del grupo El Cobre: A) Filones de Mn del Distrito Sigua (DS): 1- Sigua. 2- Non Plus Ultra. 3- Hércules, Graham. B) Filones de Mn del Distrito Ponupo-Manacal (DPM): 4- Ponupo-Manacal (Mn). 5- Recompensa, Concha (Mn). 6- Igualada, Palito (Mn). Depósitos de la Secuencia Media: Distrito Margarita de Cambute (DMC): 7- Margarita de Cambute, Amarito, Pasaje, Orion, La Central (Mn). Depósitos en la secuencia alta del Grupo El Cobre: A) Depósitos estratiformes de Mn del Distrito Bueycito (DB): 8- Buey Arriba (Mn). 9- Piedra de Yao, Vicente, Helem (Mn). 10- Bueycito, Daniel, Oviedo (Mn). 11- Pinar Quemado (Mn). B) Depósitos estratiformes de Mn del Distrito Guisa-Los Negros (DGN): 12- Cádiz (Mn). 13- Taratana (Mn). 14- Lucía (Mn). 15- Charco Azul (Mn). 16- Negligencia, Las Cajitas (Mn). 17- Charco Redondo (Mn). 18- San Pablo, San Alberto (Mn). 19- Casualidad (Mn). 20- Adriana, Montenegro (Mn). 21- Antonio, Las Manuelas (Mn). 22- La Unica (Mn). 23- Los Negros (Mn). 24- Estrella, Sorpresa (Mn). C) Distrito Palmarito de Cauto-La Gloria (DPG): 25- Abundancia (Mn). 26- Mary (Mn). 27- Carmita, La Llave, Colón (Mn). 28-Elvira (Mn). 29- Polaris (Mn). 30- Jesús segundo (Mn). Distrito Iris-Joturo (DIJ): 31-Tres Josefás, Cubanita (Mn). 32- Federico, Ivars de Urgel (Mn). 33- Valle de Manganeso (Mn). 34- Corinto, Briseida (Mn). D) Distrito Cristo-Ponupo-Los Chivos (DCP): 35- Los Chivos (Mn). 36- El Quinto (Mn). 37- La Margarita (Mn). 38-Laura (Mn). 39- Barrancas (Mn). 40- Chévere. Otros depósitos: 41- El Macho (Cu). 42- El Roble (Cu-Zn-Pb). 43- Infierno (Cu-Zn-Pb). 44- El Corajo (Cu). 45- La Bruja I (Cu). 46- Miguel (Cu). 47- Mercedes (Au). 48- Santa Bárbara (Au). 49- Emily (Au). 50- La Nicolasa (Cu). 51- La Cristina y Limoncito (Cu). 52- Juanica (Cu). 53- La Mañana (Cu). 54- El Cedrón (Ba). 55- San Miguel (Au-Ag). 56- Colón (Au). 57- Veta Rey (Au-Ag). 58- La Seguridad (Cu). 59- Nérida (Au). 60- "El Cobre" (Cu + Cu-Zn-Pb). 61- Caney (Cu).

Figure 3. Situation of the mineral deposits into the Paleogene series (geological map modified from Linares et al. (1986) and García and Méndez, 1997; metallogenetic map modified from Cazañas et al., 1986). Oligocene-Quaternary materials (Neoautochthonous): 1- Polymictic sandstones, conglomerates, limestones, clays, silt and gypsum.

Middle to Upper Eocene series formed in piggy-back basins, developed on the Paleogene arc: 2- Sagua de Tánamo formation: silts, conglomerates, sandstones, marls; 3- San Luis formation: calcareous sandstones, limestones, marls; 4- Puerto Boniato formation: deep water limestones, marls; 5- Charco Redondo formation: limestones formed at shallow depth, locally marls and conglomerates.

Back-arc basin of the Paleogene volcanic arc: Sabaneta formation: 6- intermediate to acidic tuffs, limestones, greywackes, tuffaceous sandstones.

Axial zone of the Paleogene volcanic arc (El Cobre group). Upper sequence of the El Cobre group: 7- Caney formation: cineritic tuffs interbedded with calcareous tuffs, with some thin andesite-basalts and limestone beds; 8- Intermediate to acidic tuffs and breccias, sandstones, limestone lenses, basaltic and rhyolitic lavas. Middle sequence of the El Cobre group: 9-Tuffs, sandstones and intermediate to basic breccias, limestone lenses and conglomerates, andesitic and andesite-basaltic lavas; 10-Fm. Pilón: Calcareous tuffs, polymictic and vulcanomictic sandstones, greywackes and limestones. Lower sequence of the El Cobre group: 11- Tuffs, sandstones and basic breccias, limestone lenses, andesitic and andesite-basaltic lavas.

Intrusive rocks 12- Granites, 13- Tonalites, 14- Diorites, 15- Gabbros, 16-Rhyolites, 17- Andesites, 18- Andesite-basalt, 19- Basalt.

Basement of the Paleogene arc: 20- Gran Tierra formation: limestone reef, brecciated limestones (Danian). Cretaceous series: 21- Continental rocks (Mícara and Manacal formations): sandstones, conglomerates, limestones; 22- Locally metamorphized volcanic sequences (Sierra del Purial, Santo Domingo and Turquino formations): volcanic rocks (andesite-basalt, tuffs, hialoclastite), minor sandstones, limestones and conglomerates; 23- Rocks of ophiolitic affinity. 24- Fault. 25- Mines in the volcanic arc. Manganese deposits in the Lower Sequence of El Cobre Group: A) Manganese veins of the Sigua District (DS): 1- Sigua. 2- Non Plus Ultra. 3- Héctor Graham. B) Mn veins of the Ponupo-Manacal District (DPM): 4- Ponupo-Manacal (Mn). 5- Recompensa, Concha (Mn). 6- Igualada, Palito (Mn). Deposits of the Middle Sequence: 7- Margarita de Cambute district (DMC): Margarita de Cambute, Pasaje, Amarito, Oriol, La Central (Mn). Deposits in the highest part of the El Cobre Group: A) Stratiform Mn deposits of the Bueycito District (DB): 8- Buey Arriba (Mn). 9- Piedra de Yao, Vicente, Helem (Mn). 10- Bueycito, Daniel, Oviedo (Mn). 11- Pinar Quemado (Mn). B) Stratiform Mn deposits of the Guisa-Los Negros District (DGN): 12- Cádiz (Mn). 13- Taratana (Mn). 14- Lucía (Mn). 15- Charco Azul (Mn). 16- Negligencia, Las Cajitas (Mn). 17- Charco Redondo (Mn). 18- San Pablo, San Alberto (Mn). 19- Casualidad (Mn). 20- Adriana, Montenegro (Mn). 21- Antonio, Las Manuelas (Mn). 22- La Unica (Mn). 23- Los Negros (Mn). 24- Estrella, Sorpresa (Mn). C) Stratiform Mn deposits of the Palmarito de Cauto-La Gloria District (DPG): 25- Abundancia (Mn). 26- Mary (Mn). 27- Carmita, La Llave, Colón (Mn). 28- Elvira (Mn). 29- Polaris (Mn). 30- Jesús segundo (Mn). Distrito Iris-Joturo (DIJ): 31-Tres Josefás, Cubanita (Mn). 32- Federico, Ivars de Urgel (Mn). 33- Valle de Manganeso (Mn). 34- Corinto, Briseida (Mn). D) Stratiform manganese deposits of the Cristo-Ponupo-Los Chivos District (DCP): 35- Los Chivos (Mn). 36- El Quinto (Mn). 37- La Margarita (Mn). 38- Laura (Mn). 39- Barrancas (Mn). 40- Chévere. Other deposits in the arc: 41- El Macho (Cu). 42- El Roble (Cu-Zn-Pb). 43- Infierno (Cu-Zn-Pb). 44- El Corajo (Cu). 45- La Bruja I (Cu). 46- Miguel (Cu). 47- Mercedes (Au). 48- Santa Bárbara (Au). 49- Emily (Au). 50- La Nicolasa (Cu). 51- La Cristina y Limoncito (Cu). 52- Juanica (Cu). 53- La Mañana (Cu). 54- El Cedrón (Ba). 55- San Miguel (Au-Ag). 56- Colón (Au). 57- Veta Rey (Au-Ag). 58- La Seguridad (Cu). 59- Nérida (Au). 60- "El Cobre" (Cu + Cu-Zn-Pb). 61- Caney (Cu).

El grado de conocimiento de la estratigrafía del arco varía según los sectores, y tampoco existe un criterio unánime para la subdivisión del grupo El Cobre en formaciones. Es por ello que se ha optado por realizar un panel de correlación de síntesis donde se recogen los datos de diversos autores (Fig. 4). En base a criterios litoestratigráficos y paleontológicos dentro del grupo El Cobre se han diferenciado las formaciones Pilón y Caney, que presentan cambios laterales de facies en relación con el resto del grupo El Cobre. La formación Pilón (Kozary, 1955) se localiza en la parte occidental del área de afloramientos del Grupo El Cobre. Está constituida por rocas volca-

noclásticas con aporte terrígeno. La Formación Caney (Sokolova, 1966) representa una transición en la parte superior del Grupo El Cobre. Está desarrollada hacia los extremos nororiental y noroccidental del área de afloramientos del Grupo y está constituida por rocas volcanoclásticas y volcánicas, con predominio de las de composición intermedio a ácidas. Aparecen intercalaciones de calizas de poca potencia.

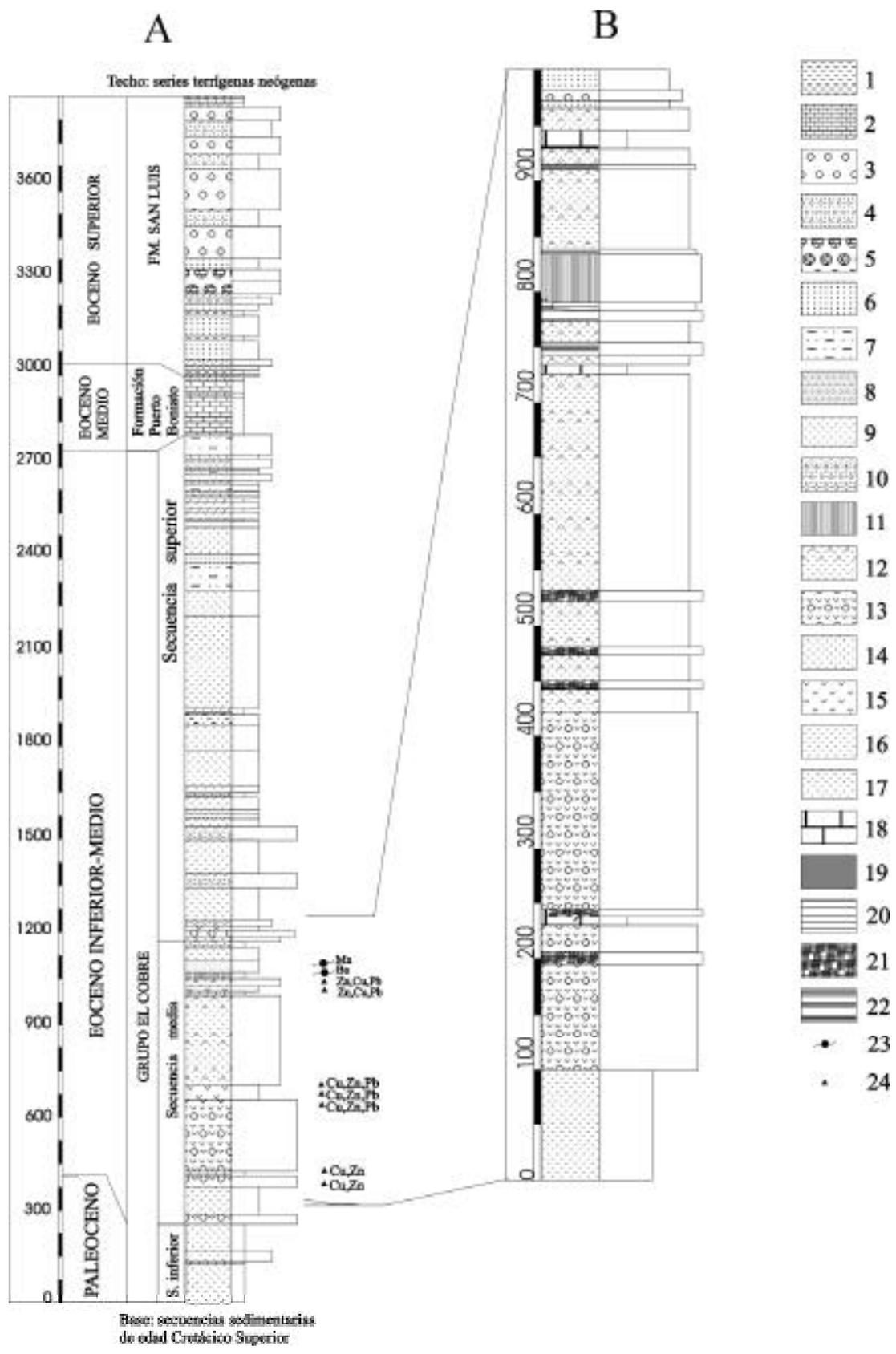
En otros sectores no se ha llegado todavía a establecer criterios ampliamente aceptados para la subdivisión del grupo El Cobre en formaciones. Por ello, se lo subdivide

Figura 4. Distribución espacio-temporal de las grandes unidades en que se divide el arco Paleógeno de Cuba, con la situación de los principales depósitos minerales. 1) Formación Sabaneta, 2) Formación Pilón, 3) Secuencia Inferior (Grupo El Cobre), 4) Secuencia Media (Grupo El Cobre), 5) Secuencia Superior (Grupo El Cobre), 6) Formación Caney, 7) Complejos subvolcánicos y efusivos, 8) Mineralizaciones filonianas de Mn, 9) Depósitos estratiformes de Mn, 10) Depósitos de Au, 11) depósitos estratoligados y estratiformes polimetálicos, 12) mineralizaciones filonianas de Cu.

Minas en el arco volcánico. Depósitos de manganeso en la Secuencia Inferior del grupo El Cobre: A) Filones de Mn del Distrito Sigua (DS): 1- Sigua. 2- Non Plus Ultra. 3- Hércules, Graham. B) Filones de Mn del Distrito Ponupo-Manacal (DPM): 4- Ponupo-Manacal (Mn). 5- Recompensa, Concha (Mn). 6- Igualada, Palito (Mn). Depósitos de la Secuencia Media: Distrito Margarita de Cambute (DMC): 7- Margarita de Cambute, Amarito, Pasaje, Orion, La Central (Mn). Depósitos en la Secuencia Superior del Grupo El Cobre: A) Depósitos estratiformes de Mn del Distrito Bueycito (DB): 8- Buey Arriba (Mn). 9- Piedra de Yao, Vicente, Helem (Mn). 10- Bueycito, Daniel, Oviedo (Mn). 11- Pinar Quemado (Mn). B) Depósitos estratiformes de Mn del Distrito Guisa-Los Negros (DGN): 12- Cádiz (Mn). 13- Taratana (Mn). 14- Lucía (Mn). 15- Charco Azul (Mn). 16- Negligencia, Las Cajitas (Mn). 17- Charco Redondo (Mn). 18- San Pablo, San Alberto (Mn). 19- Casualidad (Mn). 20- Adriana, Montenegro (Mn). 21- Antonio, Las Manuelas (Mn). 22- La Unica (Mn). 23- Los Negros (Mn). 24- Estrella, Sorpresa (Mn). C) Distrito Palmarito de Cauto-La Gloria (DPG): 25- Abundancia (Mn). 26- Mary (Mn). 27- Carmita, La Llave, Colón (Mn). 28- Elvira (Mn). 29- Polaris (Mn). 30- Jesús segundo (Mn). Distrito Iris-Joturo (DIJ): 31- Tres Josefás, Cubanita (Mn). 32- Federico, Ivars de Urgel (Mn). 33- Valle de Manganeso (Mn). 34- Corinto, Briseida (Mn). D) Distrito Cristo-Ponupo-Los Chivos (DCP): 35- Los Chivos (Mn). 36- El Quinto (Mn). 37- La Margarita (Mn). 38- Laura (Mn). 39- Barrancas (Mn). 40- Chévere. Otros depósitos: 41- El Macho (Cu). 42- El Roble (Cu-Zn-Pb). 43- Infierno (Cu-Zn-Pb). 44- El Corajo (Cu). 45- La Bruja I (Cu). 46- Miguel (Cu). 47- Mercedes (Au). 48- Santa Bárbara (Au). 49- Emily (Au). 50- La Nicolasa (Cu). 51- La Cristina y Limoncito (Cu). 52- Juanica (Cu). 53- La Mañana (Cu). 54- El Cedrón (Ba). 55- San Miguel (Au-Ag). 56- Colón (Au). 57- Veta Rey (Au-Ag). 58- La Seguridad (Cu). 59- Nérida (Au). 60- "El Cobre" (Cu + Cu-Zn-Pb). 61- Caney (Cu).

Figure 4. Stratigraphical sketch showing the main subdivisions of the Paleogene arc of Cuba, with the situation of the ore deposits. 1) Sabaneta formation, 2) Pilón formation, 3) El Cobre Group (Lower Sequence), 4) El Cobre Group (Middle Sequence), 5) El Cobre Group (Upper Sequence), 6) Caney formation, 7) Subvolcanic and effusive complexes, 8) Mn veins, 9) stratiform deposits of Mn, 10) Au-Ag deposits, 11) stratabound and stratiform polymetallic deposits, 12) Cu veins.

Mines in the volcanic arc. Manganese deposits in the Lower Sequence of El Cobre Group: A) Manganese veins of the Sigua District (DS): 1- Sigua. 2- Non Plus Ultra. 3- Héctor Graham. B) Mn veins of the Ponupo-Manacal District (DPM): 4- Ponupo-Manacal (Mn). 5- Recompensa, Concha (Mn). 6- Igualada, Palito (Mn). Deposits of the Middle Sequence: 7- Margarita de Cambute district (DMC): Margarita de Cambute, Pasaje, Amarito, Oriol, La Central (Mn). Deposits in the highest part of the El Cobre Group: A) Stratiform Mn deposits of the Bueycito District (DB): 8- Buey Arriba (Mn). 9- Piedra de Yao, Vicente, Helem (Mn). 10- Bueycito, Daniel, Oviedo (Mn). 11- Pinar Quemado (Mn). B) Stratiform Mn deposits of the Guisa-Los Negros District (DGN): 12- Cádiz (Mn). 13- Taratana (Mn). 14- Lucía (Mn). 15- Charco Azul (Mn). 16- Negligencia, Las Cajitas (Mn). 17- Charco Redondo (Mn). 18- San Pablo, San Alberto (Mn). 19- Casualidad (Mn). 20- Adriana, Montenegro (Mn). 21- Antonio, Las Manuelas (Mn). 22- La Unica (Mn). 23- Los Negros (Mn). 24- Estrella, Sorpresa (Mn). C) Stratiform Mn deposits of the Palmarito de Cauto-La Gloria District (DPG): 25- Abundancia (Mn). 26- Mary (Mn). 27- Carmita, La Llave, Colón (Mn). 28- Elvira (Mn). 29- Polaris (Mn). 30- Jesús segundo (Mn). Distrito Iris-Joturo (DIJ): 31- Tres Josefás, Cubanita (Mn). 32- Federico, Ivars de Urgel (Mn). 33- Valle de Manganeso (Mn). 34- Corinto, Briseida (Mn). D) Stratiform manganese deposits of the Cristo-Ponupo-Los Chivos District (DCP): 35- Los Chivos (Mn). 36- El Quinto (Mn). 37- La Margarita (Mn). 38- Laura (Mn). 39- Barrancas (Mn). 40- Chévere. Other deposits in the arc: 41- El Macho (Cu). 42- El Roble (Cu-Zn-Pb). 43- Infierno (Cu-Zn-Pb). 44- El Corajo (Cu). 45- La Bruja I (Cu). 46- Miguel (Cu). 47- Mercedes (Au). 48- Santa Bárbara (Au). 49- Emily (Au). 50- La Nicolasa (Cu). 51- La Cristina y Limoncito (Cu). 52- Juanica (Cu). 53- La Mañana (Cu). 54- El Cedrón (Ba). 55- San Miguel (Au-Ag). 56- Colón (Au). 57- Veta Rey (Au-Ag). 58- La Seguridad (Cu). 59- Nérida (Au). 60- "El Cobre" (Cu + Cu-Zn-Pb). 61- Caney (Cu).



en tres secuencias: inferior, media y superior (García y Méndez, 1994; Méndez, 1997).

En la secuencia inferior del Grupo El Cobre, de Oeste a Este, se desarrolla un volcanismo explosivo y efusivo (Méndez, 1997). En este tramo se da una gran variabilidad litológica según el sector que se considere a lo largo del eje del arco. En general, predominan las rocas piroclásticas, volcanoclásticas y las lavas. Las composiciones químicas varían desde basalto hasta riolita, pero predominan los basaltos y los andesita-basaltos.

La secuencia media (Méndez, in op. cit.), se caracteriza por el predominio del volcanismo explosivo, presentando frecuentes cambios de facies. La composición química varía de oeste a este del arco, desde andesítica y andesito-basáltica a intermedia-ácida, llegando a ser dacítica y riódacítica en la región Gran Piedra, en el extremo oriental del arco.

La secuencia superior (Méndez, 1997), se caracteriza por un volcanismo explosivo y efusivo con predominio de rocas piroclásticas, volcanoclásticas y lavas. Hacia la parte más oriental del grupo El Cobre, en la secuencia superior predominan rocas piroclásticas y volcánogeno-sedimentarias. La composición dominante es basáltica y andesito-basáltica, pero en los afloramientos de la parte occidental es dacítica y riódacítica.

De acuerdo con esta subdivisión del Grupo El Cobre en tres secuencias, el yacimiento “El Cobre” está situado en la secuencia media. Se ha realizado una columna estratigráfica del arco a través de la zona del depósito, que abarca unos 2700 m de potencia (Fig. 5) y que puede con-

siderarse como representativa del sector más central de Sierra Maestra, y otra con más detalle en la propia zona del depósito. En esta columna se ha adoptado las subdivisiones de Méndez (1997).

En la columna de El Cobre, la secuencia inferior se encuentra constituida principalmente por potentes coladas volcánicas básicas a intermedias. Se trata de andesitas-dacitas, a menudo ricas en vacuolas. Localmente se dan también paquetes hectométricos de tobas intermedias a básicas. En estos paquetes se encuentran localmente intercalados cuerpos de potencia decamétrica de calizas arrecifales, que se interpretan como olistostromas.

Sobre la secuencia inferior se dispone un primer episodio conglomerático, el cual abre paso a diversos ciclos superpuestos de volcanismo explosivo, con potencia generalmente hectométrica en cada uno de ellos. Cada ciclo empieza por episodios explosivos que producen depósitos de piroclastos de grano grueso o muy grueso (brechas o aglomerados volcánicos, que indican una fuente proximal), y acaba con episodios de grano fino, a techo de los cuales aparecen olistostromas calizos, localmente mineralizados. Estos materiales pueden estar acompañados por lavas de composición intermedia a ácida. El ciclo más importante en cuanto a potencia se da cerca de la base de la secuencia media, y consta de un primer tramo de unos 300 m de potencia constituido principalmente por brechas volcánicas de grano muy grueso (>15 mm, pero generalmente con fragmentos de orden decimétrico a centimétrico, polimícticos y angulosos), al que siguen otros 300 m de brechas volcánicas de grano más fino (<15 mm). A techo de este paquete se encuentran olistostromas de calizas arrecifales, y puede existir mineralización estratiforme

Figura 5. Columna geológica generalizada de las series del Paleógeno desarrolladas en la parte oriental de la Sierra Maestra, a través del Yacimiento “El Cobre”: 1- limolitas, 2-areniscas calcáreas, 3- conglomerados, 4- microconglomerados, 5- conglomerados calcáreos, 6- areniscas polimícticas, 7- areniscas tobáceas, 8- tobas calcáreas, 9- tobas intermedias a ácidas, 10- aglomerados, 11- cuerpos estratiformes de anhidrita, 12- brecha volcánica con predominio de fragmentos de tamaño < 15 mm y abundantes intercalaciones de areniscas y tobas, 13- brecha volcánica con fragmentos de tamaño generalmente > 15 mm y pocas intercalaciones de areniscas y tobas, 14- andesita-basalto, 15- andesitas, 16- andesita-dacita, 17- tobas intermedias a básicas, 18- calizas, 19- mineralización estratiforme de óxidos de manganeso, 20- mineralización estratiforme de barita, 21- mineralización estratoligada de sulfuros (Cu-Zn-Pb), 22- mineralización estratoligada de sulfuros (Zn-Cu-Pb), 23- mineralización estratiforme, 24- mineralización estratoligada.

Figure 5. Geological profile along the Paleogene series developed in the easternmost part of Sierra Maestra, through the “El Cobre” deposit: 1- clays, 2- calcareous sandstones, 3- conglomerates, 4- microconglomerates, 5- calcareous conglomerates, 6- polymictic sandstones, 7- tuffaceous sandstones, 8- tuffaceous limestones, 9- intermediate to acidic tuffs, 10- agglomerates, 11- stratiform anhydrite, 12- volcanic breccia mainly constituted by fragments <15 mm, interbedded with sandstones and tuffs, 13- volcanic breccia, mainly constituted by fragments >15 mm, interbedded with scarce sandstones and tuffs, 14- andesite-basalt, 15- andesite, 16- andesite-dacite, 17- intermediate to basic tuffs, 18- limestones, 19- stratiform Mn deposits, 20- stratiform Ba deposits, 21- sulphide stratabound ores (Zn-Cu-Pb in the superficial bodies and Cu-Zn-Pb in the deepest), 22- stratabound sulphide mineralization (Zn-Cu-Pb), 23- stratiform mineralization, 24- stratabound mineralization.

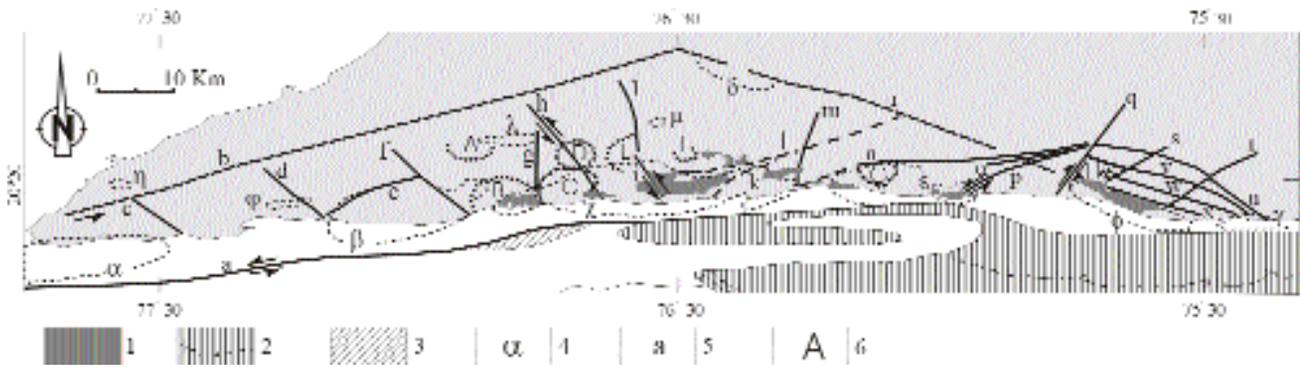


Figura 6. Principales rasgos de la tectónica de la Sierra Maestra según Pérez y García (1997): 1) Principales afloramientos de rocas intrusivas, 2) Cinturón deformado Santiago, 3) Inflexión distensiva del Turquino, 4) Límites de los principales plutones, según estudios geofísicos: - Cabo Cruz, - El Macho, - Guamá, - Jiguaní, - Cojímar, - Gran Piedra, - Borrachos, - Niquero, - Marea del Portillo, - Naguas, μ - El Plátano. 5) Fallas, límites de bloques tectónicos: a- Oriente, b- Cauto, c- Toro, d- Marea del Portillo, e- Palenque, f- Jibacoa, g-Turquino, h- Vega Grande, i- Bayamita, j- Bayamo, k- Filé, l- Guisa, m- Contraмаestre, n- Boniato, o- Puerto Pelado, p- El Cristo (Maceiras), q- Sardinero, r- Jiguaní, s- Siboney, t- Poza Negra, u- Baconao, v- El Indio, w- Gran Piedra, x- Sigua. 6) Estructuras vulcano-tectónicas: A- Naguas, B- Turquino, C- Pico Botella, D- Cristina, E- Oro de Gisa, F- Guamá, G- Nima-Nima, H- Santa Isabel.

Figure 6. Tectonic units in Sierra Maestra following Pérez and García (1997): 1) Main outcrops of intrusive rocks, 2) Santiago folded belt, 3) Turquino distensive inflexion, 4) Limits of the main plutons according to geophysical studies: - Cabo Cruz, - El Macho, - Guamá, - Jiguaní, - Cojímar, - Gran Piedra, - Borrachos, - Niquero, - Marea del Portillo, - Naguas, μ - El Plátano. 5) Faults, borders of tectonic blocks: a- Oriente, b- Cauto, c- Toro, d- Marea del Portillo, e- Palenque, f- Jibacoa, g-Turquino, h- Vega grande, i- Bayamita, j- Bayamo, k- Filé, l-Guisa, m- Contraмаestre, n- Boniato, o- Puerto Pelado, p- El Cristo (Maceiras), q- Sardinero, r- Jiguaní, s- Siboney, t- Poza Negra, u- Baconao, v- El Indio, w- Gran Piedra, x- Sigua. 6) Volcano-tectonic structures: A- Naguas, B- Turquino, C- Pico Botella, D- Cristina, E- Oro de Gisa, F- Guamá, G- Nima-Nima, H- Santa Isabel.

me de anhidrita, barita y óxidos de manganeso. En ambos paquetes se dan intercalaciones de tobas de grano más fino, pero éstas son más abundantes en el segundo. Las rocas de este ciclo constituyen el encajante de buena parte del depósito de “El Cobre”.

El contacto entre la secuencia superior y la media parece corresponder a una discordancia cartográfica, aunque este extremo no ha podido ser contrastado con datos de afloramiento hasta el presente. La base de la secuencia superior la marca un tramo detrítico con potentes paquetes de conglomerados, que alcanzan más de 100 m de potencia. Este episodio detrítico abre paso a otros ciclos de vulcanismo explosivo, pero de carácter más distal en relación a los centros emisores. En la columna de el Cobre, los ciclos explosivos de la secuencia superior constan de tramos decamétricos de brechas de grano fino, a los que siguen tramos decamétricos de tobas y cineritas; a techo de los mismos pueden aparecer tramos de calizas. No obstante, hacia la parte alta (hacia los 500 m superiores) las rocas volcánicas y vulcanosedimentarias se van haciendo menos abundantes, y en su lugar aparecen progresivamente tramos de rocas detríticas (areniscas, areniscas tobáceas, tobas calcáreas y microconglomerados), ade-

más de olistostromas de calizas. Por tanto, este tramo marca la extinción progresiva del vulcanismo del Paleógeno, con el consiguiente desmantelamiento de los edificios volcánicos.

Sobre los materiales del grupo El Cobre se disponen de forma generalmente discordante series de calizas de potencia hectométrica (formaciones Puerto Boniato y Charco Redondo) de edad Eoceno Medio, y series detríticas (formaciones San Luís y Sagua de Tánamo, del Eoceno Superior). Estos materiales se interpreta que se generaron en cuencas submarinas de piggy-back (Quintas y Blanco, 1993, Quintas et al., 1995; Iturralde-Vinent, 1996).

Caracterización del vulcanismo del Paleógeno en la zona de la mina “El Cobre”

En base a la geoquímica de elementos mayores, el vulcanismo del arco presenta una tendencia general de toleítica a calcoalcalina (Iturralde, 1994; 1996). Por su parte, García y Méndez (1994) y Méndez (1997), también se basan en el estudio geoquímico de elementos mayores y plantean que la tendencia del vulcanismo en la secuencia

inferior del Grupo El Cobre es toleítica, y en las secuencias media y superior es toleítica y calcoalcalina. Las muestras de rocas volcánicas que hemos analizado en la columna de El Cobre (basaltos, andesitas, andesitas basálticas, dacitas) presentan un enriquecimiento en LILE y Sr, así como una fuerte anomalía negativa en Nb y un relativo empobrecimiento en HREE (Cazañas et al., este volumen). Los resultados conjuntos de geoquímica de elementos mayores, LILE y HREE ponen de manifiesto la firma típica de arcos de isla volcánicos.

Los granitoides paleógenos

Las rocas plutónicas afloran como cuerpos pequeños en distintas localidades cercanas al flanco sur de la Sierra Maestra, pero las investigaciones geofísicas y las observaciones geológicas evidencian que se trata de un solo plutón unido en profundidad (Laznicka et al., 1970; Pushcharovski et al., 1989; Iturralde-Vinent, 1996). Las áreas de afloramientos de los cuerpos conocidos varían entre 5 y más de 90 km². Las principales rocas plutónicas son gabros, dioritas, plagiogranitos, tonalitas, granitos y localmente monzodioritas, correspondientes a tres eventos intrusivos principales: gabro-plagiogranítico, tonalítico-granodiorítico y monzodiorítico (Rodríguez et al., 1997). El estudio geoquímico de elementos mayores para las rocas más antiguas (gastro-plagiogranítica) las caracteriza como pertenecientes a la subserie sódica y de tendencia toleítica. El segundo evento (tonalítico-granodiorítico) pertenece a la subserie sódico-potásica y de tendencia calcoalcalina y el último evento (monzodiorítico) a la subserie potásica y de tendencia calcoalcalina, alta en K.

Las determinaciones de edad absoluta por el método K-Ar (Laverov y Cabrera, 1967; Alioshin et al., 1977; Rodríguez et al., 1997) en muestras de rocas plutónicas de la Sierra Maestra dan edades que las sitúan entre la parte alta del Eoceno Inferior, y la parte inferior y alta del Eoceno medio.

La estructura

Los materiales del arco paleógeno de Cuba Oriental se encuentran afectados por diversas fases de deformación, con edades que abarcan desde el Paleógeno hasta el Eoceno Superior tardío.

El macizo montañoso de Sierra Maestra es donde se ubican la mayor parte de los afloramientos del arco paleógeno, y constituye un macrobloque (Fig. 6) limitado al S

por la falla Oriente, al NW por la zona de fallas Cauto de dirección NE-SW, al NNE por la zona de fallas Jiguaní de dirección NW-SE y al E por la falla Baconao de dirección WNW-ESE, que es el límite oriental del bloque Gran Piedra con la cuenca de Guantánamo (Pérez y García, 1997). Según estos autores, la estructura interna se presenta como un mosaico de horsts y grabens. La dirección de las capas generalmente es E-W y los buzamientos generalmente son al N. No obstante, en la parte occidental de este macizo son localmente al NW, en Gran Piedra son al NE y cerca de la costa del Mar Caribe son al S.

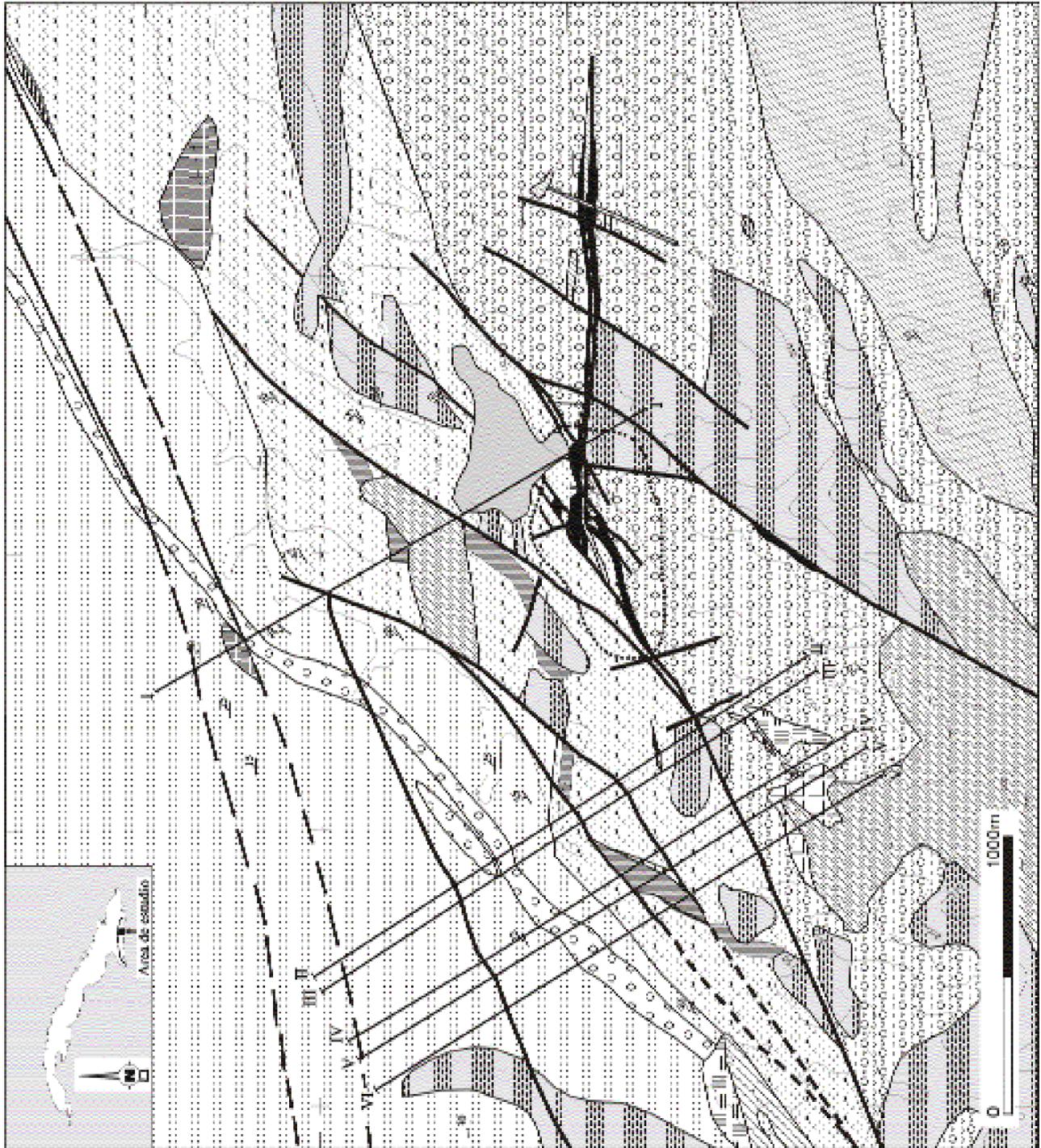
La estructura de la Sierra Maestra es el resultado de la superposición de al menos tres eventos tectónicos diferentes: 1) compresivo, 2) transcurrente simple y 3) transpresivo (Pérez y García, 1997). La deformación se desarrolla en un contexto muy superficial y la mayor parte de estructuras son frágiles.

El evento compresivo se manifiesta con una zona de subducción ubicada al S y con buzamiento N (Cobiella, 1988; Iturralde-Vinent, 1988, 1994, 1996), que provocó el desarrollo de un arco volcánico entre el Paleoceno (Thanetiense) y el Eoceno Medio. En las etapas iniciales del arco pudieron formarse sistemas de fallas de dirección E-W, que en etapas más tardías pudieron funcionar como volcanes fisurales (Alioshin et al., 1977; Kuzovkov et al., 1977; Golovkin et al., 1978). Pero, en general, lo único que pudiera considerarse una evidencia de estas fallas son las cadenas de intrusivos y diques alineados en dirección E-W. Durante la parte alta del Eoceno Inferior, cuando la actividad volcánica comenzó a disminuir, se formó un nuevo sistema de fallas de dirección NW-SE (Pérez y García, 1997). Este sistema puede ser el resultado de una compresión N-S, por cuanto la mayoría de fallas tuvieron un funcionamiento normal. No obstante, con posterioridad se reactivaron con una componente transcurrente que incluso se manifiesta en la actualidad. Estas fallas pueden haber controlado la sedimentación de las cuencas de *piggy-back*.

El segundo evento comienza en la parte superior del Eoceno Medio y continúa hasta el Eoceno Superior (Pérez y García, 1997). Una vez concluida la actividad volcánica hubo un cambio apreciable en el régimen tensional, al disminuir la compresión N-S, apareciendo la transurrencia de dirección E-W asociada a la apertura de la fosa Caimán (Calais et al., 1989), generándose las fallas transcurrentes de dirección N-S, que podrían ser el resultado más reciente de la falla Oriente.

El tercer evento comienza en el Eoceno Superior y dura hasta el presente. Es originado por la acción simultánea

- 1 [diagonal lines /]
- 2 [diagonal lines \]
- 3 [stippled]
- 4 [horizontal lines]
- 5 [vertical lines]
- 6 [cross-hatched]
- 7 [circles]
- 8 [diagonal lines /]
- 9 [horizontal lines]
- 10 [diagonal lines \]
- 11 [vertical lines]
- 12 [cross-hatched]
- 13 [solid black]
- 14 [diagonal lines /]
- 15 [horizontal lines]
- 16 [vertical lines]
- 17 [diagonal lines \]
- 18 [solid grey]
- 19 [dashed line]
- 20 [solid line]
- 21 [L-shaped symbol]



de dos factores: a) la compresión que provoca el movimiento convergente de América del Sur y América del Norte en dirección global N-S a razón de 0,7 cm/año, y b) la transcurrancia de la Placa Caribe y la Placa Norteamericana a lo largo de la falla Oriente a razón de unos 2 cm/año (Mann et al., 1991).

GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DEL DEPÓSITO

Como se ha apuntado anteriormente, la mineralización se halla encajada en rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias correspondientes a la secuencia media del grupo El Cobre (Luna et al., 1989,1992; Barrabí et al., 1992; Cazañas et al.,1997,1998a, 1998b), cerca del contacto con la secuencia superior (Fig. 7). Este límite se reconoce por la presencia de un horizonte discontinuo de calizas coralinas (Grechanik y Norman, 1971; Luna et al.,1989; 1992) cuyo espesor no sobrepasa los 10 m. Este horizonte de calizas aparece en el sector Melgarejo, por encima de un cuerpo estratiforme de óxidos de Mn (Luna et al., 1989; 1992; Cazañas et al.,1997, 1998a, b) y, según reconocimiento de campo, parecen ser las mismas calizas que se localizan a techo de la mina de óxidos de Mn “San Idelfonso”, situada dos Km al NE del sector Melgarejo.

Un examen preliminar de los tipos de mineralización aflorantes en el área muestra tipos filonianos (filones potentes o zonas mineralizadas tipo stockwork, con Cu), estratiformes (con barita, anhidrita, u óxidos de manganeso) y estratoligada (polimetálica, con Zn-Cu-Pb-Au).

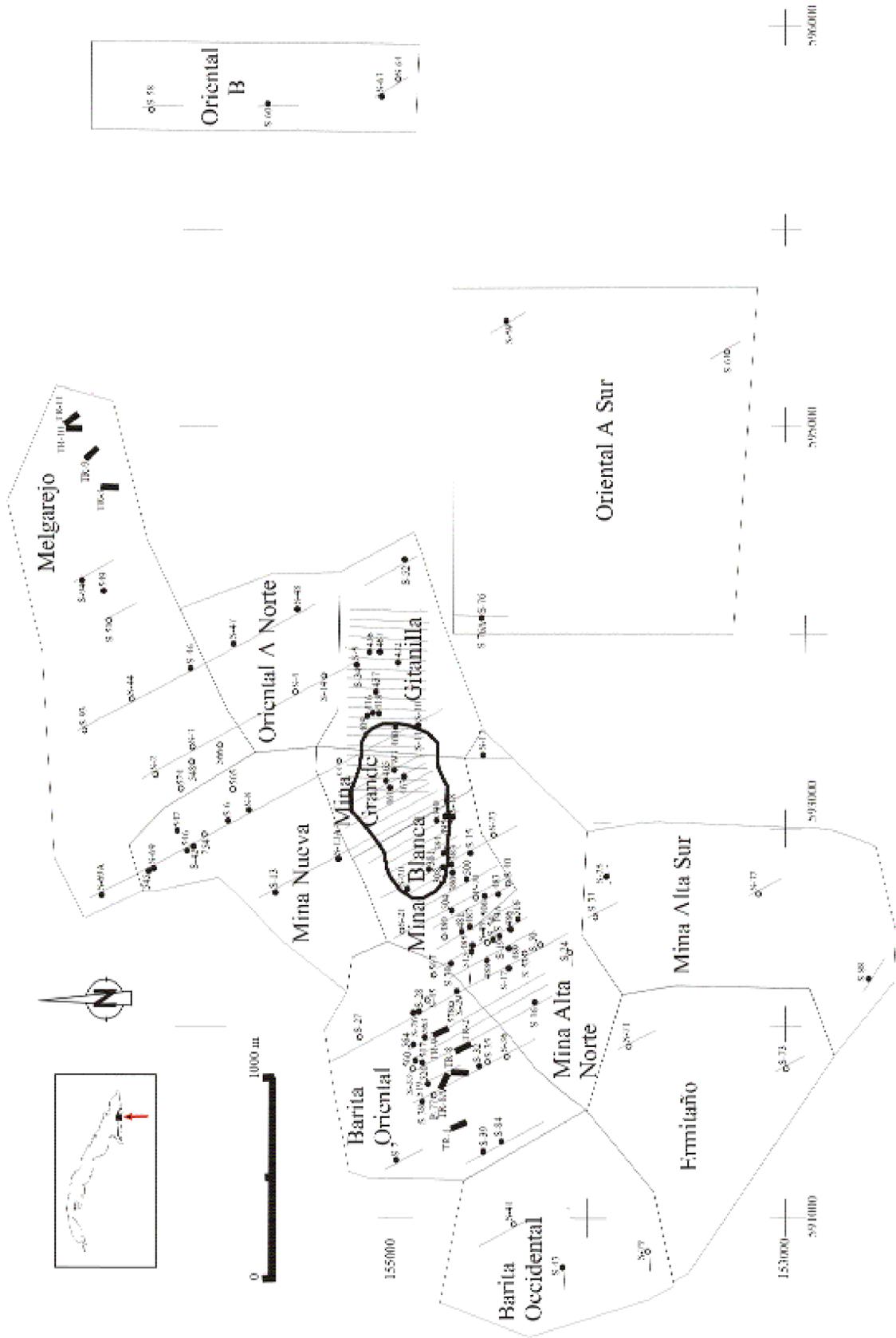
Las rocas volcánicas presentes en la región del depósito “El Cobre” son de composición andesítica, dacítica, riódacítica, riolítica, andesito-basáltica y basáltica, en ocasiones con textura de diabasas. No obstante, existe un ligero

predominio de dacitas, riolitas y riódacitas, hacia las partes estratigráficamente superiores, en tanto andesitas, andesita-basaltos y basaltos predominan hacia las partes estratigráficamente inferiores (Luna et al., 1989; 1992; Barrabí et al., 1992; Méndez, 1997; Cazañas et al., 1997; 1998a y b). Sobre estas rocas volcánicas, Méndez (1997) plantea que por su estructura y textura se acercan más a las rocas efusivas que a las intrusivas, en tanto que sus contactos con las rocas cercanas no siempre son claros y definidos. En unas son claramente discordantes, en otras aparentemente concordantes y hasta se desarrollan por los planos de estratificación. Por otra parte, diversos autores (Bogdánov et al., 1963; Laverov y Cabrera, 1967, y Grechanik y Nornan, 1971) las han denominado como “cuerpos subvolcánicos” y diques. Los emplazamientos de estas rocas parecen estar controlados por zonas de fracturas, que no siempre tienen una expresión clara en el campo. No obstante, en su distribución muestran ciertos rasgos de alineamiento que sugieren un carácter intrusivo.

Los afloramientos de rocas volcánicas presentan dimensiones variables, con anchuras que varían desde orden decamétrico hasta kilométrico; su forma varía desde muy irregular en los mayores hasta alargada en los más pequeños. Los afloramientos de pequeño tamaño son los que predominan hacia el norte del sistema de falla El Cobre y, según su composición química, generalmente son dacitas, riolitas y riódacitas. La mayoría de diques son de poca potencia, desde decenas de cm hasta decenas de metros. Las relaciones de los diques con los cuerpos subvolcánicos son difíciles de precisar, por cuanto los contactos no son visibles. Las relaciones de la mineralización con los diques pueden ser mejor establecidas. Hay cuerpos intrusivos de composición andesítico-basáltica y dacítica que son cortados por la mineralización filoniana cuprífera (Luna et al., 1989; 1992; Barrabí et al., 1992). Por otro lado, hay una generación de diques de composición entre andesito-basáltica y basáltica,

Figura 7. Mapa geológico del yacimiento “El Cobre”. Modificado de Luna et al., 1989: 1- Cobertera cuaternaria, 2- Brecha volcánica con predominio de fragmentos de tamaño < 15 mm y abundantes intercalaciones de areniscas, y tobas, 3- Brecha volcánica con fragmentos de tamaño > 15 mm y escasas intercalaciones de areniscas y tobas, 4- Areniscas, 5- Riódacita, 6- Andesita, 7- Conglomerado, 8- Mineralización estratoligada de sulfuros (Cu-Zn-Pb), 9- Mineralización estratoligada de sulfuros (Zn-Cu-Pb), 10- Andesita-dacita, 11- Riolita, 12- Dacita, 13- Mineralización filoniana de Cu, 14- Mineralización estratiforme de anhidrita, 15- Mineralización estratiforme de barita, 16- calizas, 17- Andesita-basalto y basalto, 18- Mineralización estratiforme de óxidos de manganeso, 19- Contorno aproximado de la corta, 20- Fallas principales, 21- Perfiles de sondeos.

Figure 7. Geological map of the “El Cobre” deposit. Modified after Luna et al., 1989: 1- Quaternary covering, 2- Volcanic breccias mainly constituted by fragments < 15 mm, interbedded with tuffs and sandstones, 3- Volcanic breccia with fragments > 15 mm and sandstones and tuffs scarcely interbedded, 4- Sandstones, 5- Rhyodacite, 6- Andesite, 7- Conglomerate, 8- Stratabound sulphide deposits (Cu-Zn-Pb), 9- Stratabound sulphide deposits (Zn-Cu-Pb), 10- Andesite-dacite, 11- Rhyolite, 12- Dacite, 13- Vein mineralization (Cu), 14- Stratiform anhydrite mineralization, 15- Stratiform barite mineralization, 16- limestones, 17- Andesite-basalt and basalt, 18- Stratiform manganese oxides, 19- Open pit perimeter, 20- Main faults, 21- Drilling profiles.



en ocasiones con textura de diabasa, que cortan a los cuerpos filonianos de sulfuros (Emerson, 1918; Grechanik y Norman, 1971; Cazañas et al., 1998a y b).

La tendencia en la diferenciación de las rocas volcánicas en el depósito “El Cobre” es normal e indica un contexto geodinámico de arco de islas. Diferenciaciones geoquímicas semejantes han sido señaladas por Lydon (1996) y Barrie et al. (1993) para el cinturón de Abitibi en Canadá, donde el 80% de las rocas volcánicas son diferenciados de andesitas, dacita y riolitas, desarrolladas en condiciones de arco de islas.

Las rocas vulcanoclásticas constituyen más del 80 % de la columna geológica del depósito “El Cobre”. Hacia las partes estratigráficamente inferiores del yacimiento predominan las rocas vulcanoclásticas polimícticas de fragmentos gruesos, con tamaño de grano en ocasiones superior a 20 mm, en tanto hacia las partes estratigráficamente superiores disminuye el tamaño de los fragmentos y se incrementan las intercalaciones de rocas vulcanoclásticas de grano fino (cineritas, tobas), calizas y areniscas (Luna et al., 1989; 1992; Cazañas et al., 1997; 1998). Localmente (sectores Melgarejo, Barita y oeste de Mina Blanca), coincidiendo con las zonas de desarrollo de la mineralización estratoligada, hacia las partes estratigráficamente superiores se presentan brechas con tamaños de fragmentos que en ocasiones son muy superiores a los 20 mm (Luna et al., 1989). La composición de los fragmentos de estas brechas (Luna et al., 1989; 1992), es similar a la composición de las rocas existentes en el entorno de estas (calizas, rocas volcánicas intermedias a ácidas y vulcanoclásticas). El buzamiento general de las capas es al N y NW con ángulos de 25 a 40°.

La falla El Cobre consiste en un sistema de fracturas de dirección aproximadamente E-W que ha generado sistemas de diaclasas (falla de plumaje) de dirección SW y NW. La falla se ha podido seguir, fuera de los límites del depósito, en más de 40 km (Grechanik y Norman, 1971). En la zona de falla las rocas están muy cataclastizadas. A esta zona están asociados diques, vetas de cuarzo, minerales de alteración hidrotermal y mineralización cuprífera. Hacia el este la falla queda cubierta por los depósitos de calizas de edad Eoceno Medio de la Sierra de Boniato. En dirección Oeste, la presencia de pequeños depósi-

tos con predominio de sulfuros de Cu-Fe disseminados en la roca vulcanoclástica (tobas) ha permitido identificar la falla y seguirla según su dirección. El depósito más interesante en dirección Oeste es “El Pajón” y se ubica a 7 km al SW del yacimiento “El Cobre”.

El origen de la falla El Cobre, así como de sus sistemas satélite, probablemente esté relacionado con las etapas iniciales de desarrollo del arco (Pérez y García, 1997), pero según Alioshin et al. (1977), Kuzovkov et al. (1977) y Golovkin et al. (1978), las fallas de este sistema E-W, en etapas más tardías, pudieron funcionar como volcanes fisurales. Los filones y el stockwork de sulfuros en el yacimiento “El Cobre”, se ubican según la falla El Cobre (Pfeffer, 1961; Barrabí et al., 1992).

Además de la falla El Cobre, en el yacimiento está presente un sistema N-S transcurrente. Dicho sistema es de probable edad Eoceno Superior y tuvo su origen al cesar la actividad volcánica y disminuir la compresión N-S, que conllevó a un cambio en el régimen tensional (Pérez y García, 1997). El sistema N-S está poco desarrollado, pero se ha podido reconocer en el área de desarrollo de la mineralización cuprífera filoniana y de stockwork, principalmente en la corta a cielo abierto.

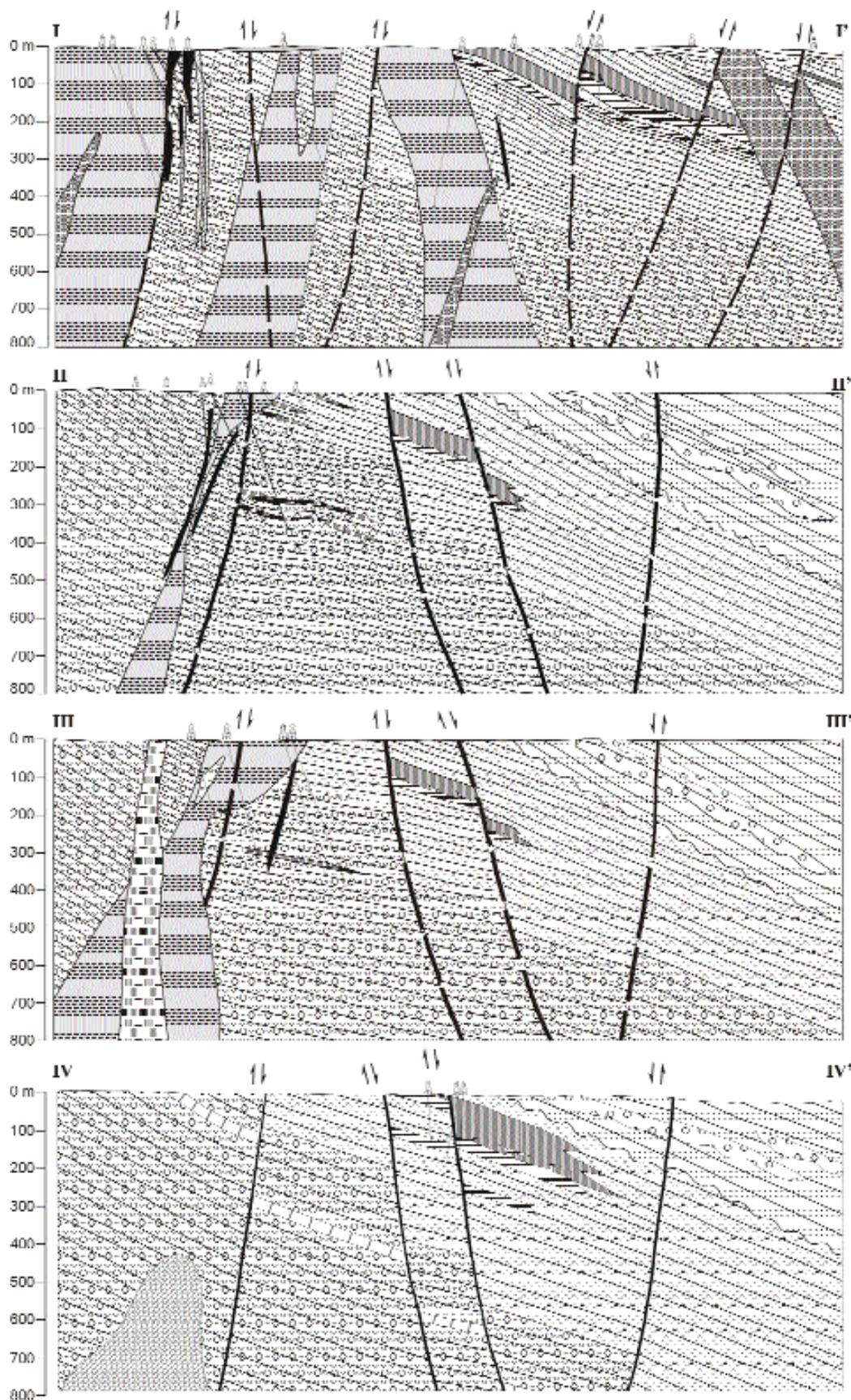
El sistema transcurrente N-S origina desplazamientos de orden decamétrico en los cuerpos minerales y sus rocas encajantes y es responsable de la estructura en bloques que presenta el yacimiento “El Cobre”. Esta estructura en bloques fue señalada por Salton (1961).

EL YACIMIENTO “EL COBRE”: ESTUDIOS PREEXISTENTES SOBRE LA EXPLORACIÓN DEL DEPÓSITO

Por más de tres siglos se ha considerado al yacimiento “El Cobre” como un depósito con estructura filoniana, constituido por calcopirita y pirita como minerales principales y con ganga de cuarzo (Bogdánov et al., 1963, Laverov y Cabrera, 1967, Cabrera et al., 1983; 1994; Barrabí et al., 1992), y como tal se ha diseñado hasta hace poco tiempo la exploración y la explotación. Esto se debe a que los mejores afloramientos de la mineralización corresponden a potentes filones y zonas mineralizadas de calcopirita, con dirección E-W. Ya desde los tiempos coloniales se de-

Figura 8. Mapa esquemático con la distribución de los sondeos y de los perfiles de exploración en los distintos sectores que forman el yacimiento “El Cobre”. Modificado de Luna et al. (1989, 1992) y Barrabí et al. (1993).

Figure 8. Schematic map with the situation of the drillings and exploration profiles in the different sectors of the “El Cobre” deposit. Modified after Luna et al. (1989, 1992) and Barrabí et al. (1993).



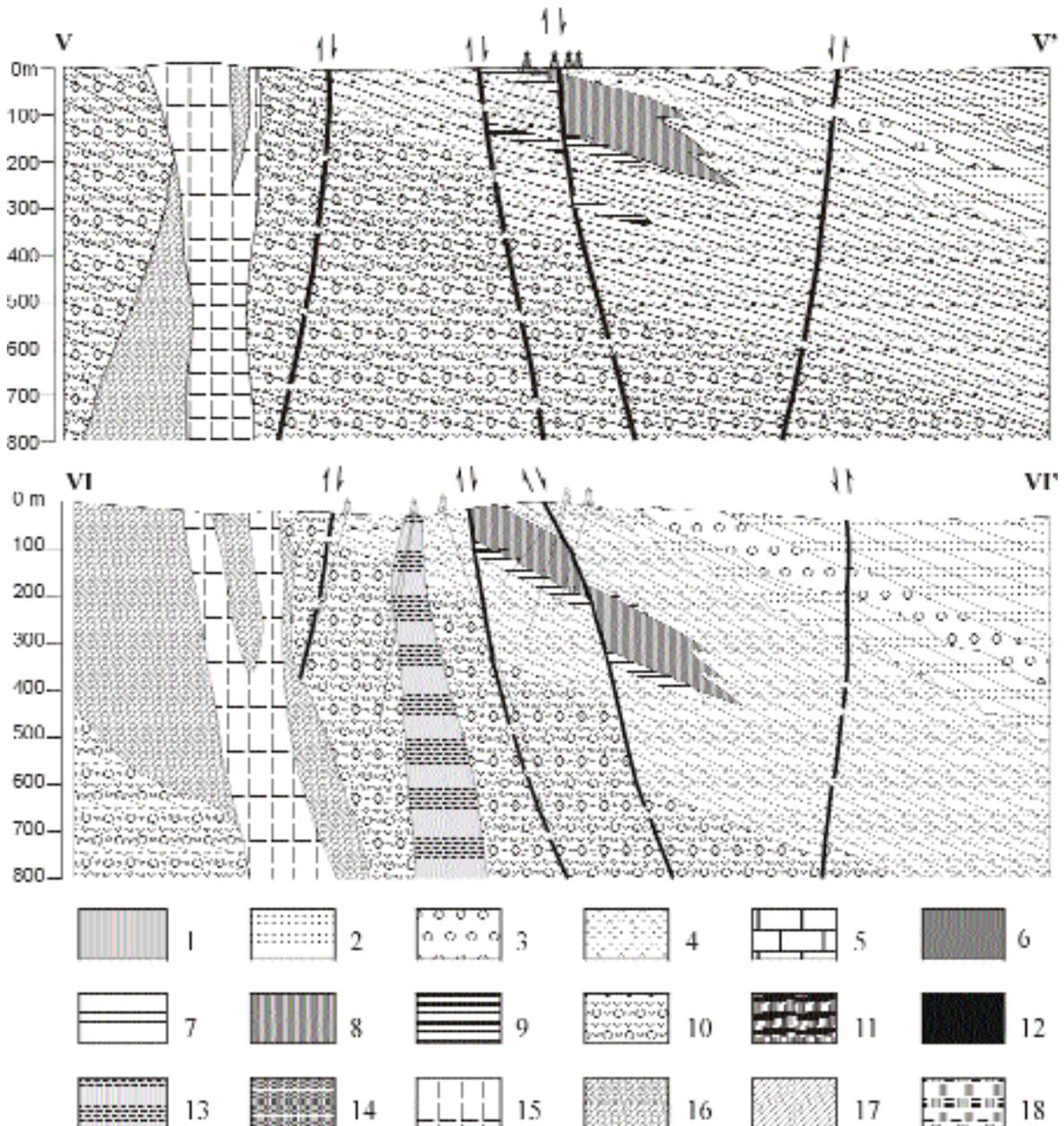
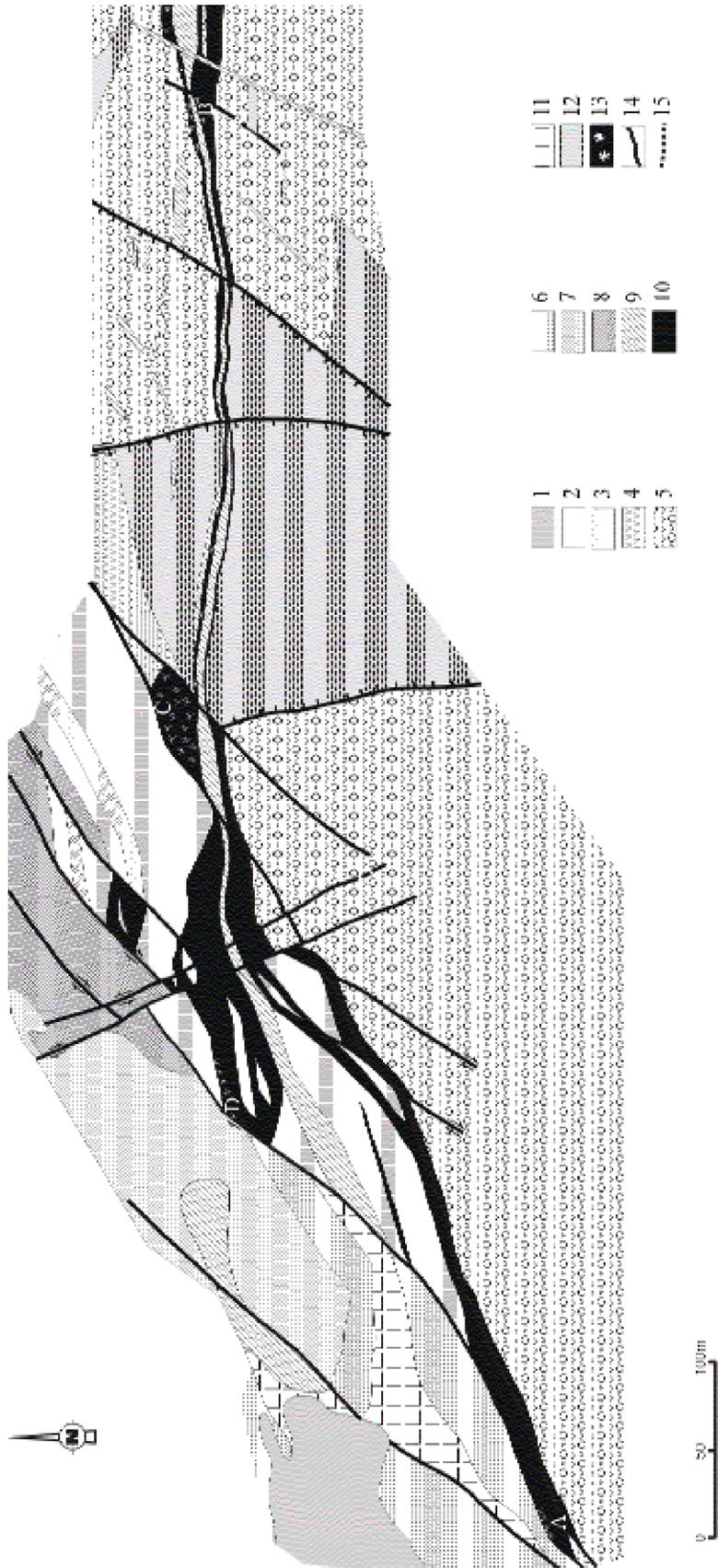


Figura 9. Cortes geológicos obtenidos a partir de perfiles de sondeos en el grupo de mineralizaciones de la mina “El Cobre”. Modificado de Luna et al. (1989) y Barrabí et al., (1993): 1- Cobertera cuaternaria, 2- Areniscas, 3- Conglomerados, 4- Brecha volcánica con fragmentos de tamaño predominante < 15 mm y abundantes intercalaciones de areniscas, y tobas, 5- Calizas, 6- Mineralización estratiforme de óxidos de manganeso, 7- Mineralización estratiforme de barita, 8- Mineralización estratiforme de anhidrita, 9- Mineralización estratoligada de sulfuros (Zn-Cu-Pb), 10- Brecha volcánica con fragmentos de tamaño > 15 mm y escasas intercalaciones de areniscas y tobas, 11- Mineralización estratoligada de sulfuros (Cu-Zn-Pb), 12- Mineralización filoniana de Cu, 13- Andesita, 14- Dacita, 15- Riolita, 16- Andesita-dacita, 17- Andesita-basalto y basalto, 18- Riodacita.

Figure 9. Geological profiles obtained after drilling in the “El Cobre” mine. Modified after Luna et al. (1989) and Barrabí et al. (1993): 1- Quaternary cover, 2- Sandstones, 3- Conglomerates, 4- Volcanic breccia, fragments < 15 mm, interbedded with abundant sandstone and tuff beds, 5- Limestones, 6- Stratiform Mn oxides, 7- Stratiform barite, 8- Stratiform anhydrite, 9- Stratabound sulphides (Zn-Cu-Pb), 10- Volcanic breccia, fragments > 15 mm, scarcely interbedded with sandstones and tuffs, 11- Stratabound sulphide ores (Cu-Zn-Pb), 12- Vein mineralization (Cu), 13- Andesite, 14- Dacite, 15- Rhyolite, 16- Andesite-dacite, 17- Andesite-basalt and basalt, 18- Rhyodacite.



sarrolló una densa red de labores mineras, especialmente pozos y galerías hasta unos 300 m de profundidad. Hacia los años 70 y hasta la actualidad la explotación se ha realizado principalmente mediante una corta a cielo abierto, que en 1998 presentaba unos 800 m de longitud, hasta 500 de anchura y unos 100 m de profundidad (sectores Mina Grande y Mina Blanca), aunque la mineralización filoniana de Cu puede seguirse por más de 1 km hacia el E sobre el lecho del río Cobre. Por ello, en una primera etapa se efectuaron sondeos de reconocimiento N-S, situados en la proximidad de la estructura mineralizada, enfocados a evaluar la extensión de la mineralización en profundidad (Fig. 8). No obstante, en una segunda etapa, ya avanzados los años 60, se decidió tratar de ampliar las reservas de la mineralización realizando una amplia campaña de exploración mediante sondeos profundos hacia los inmediatos flancos del depósito (sectores denominados Barita Occidental, Barita Oriental, Mina Nueva y Melgarejo, Fig. 8). Esta campaña condujo al descubrimiento de mineralización polimetálica hacia el norte y oeste de la mineralización filoniana en explotación (Golovchenko et al., 1967; Ushakov et al., 1986; Luna et al., 1989; 1992). Esta nueva mineralización presentaba concentraciones locales de importancia en oro y plata (Luna et al., 1989; 1992; Ramírez et al., 1994; Cazañas et al., 1997; 1998a y b). La presencia, en esta misma área, de mineralización estratiforme de sulfatos y estratiforme de óxidos de manganeso con textura nodular, atestiguan la existencia de distintos tipos de mineralización en el yacimiento que describiremos en detalle. Este descubrimiento ha conllevado un reenfoque de la estructura del depósito y el desarrollo de una nueva campaña de sondeos a finales de los años 90, y permite plantear una nueva visión global del yacimiento.

TIPOS DE MINERALIZACIÓN

Los tipos de mineralización presentes en la zona del yacimiento “El Cobre” pueden reconstruirse a partir de

datos de superficie y de sondeos (Fig. 9) y son: a) estratiforme (de manganeso, de anhidrita o de barita), b) estratoligada con relleno de cavidades abiertas y reemplazamientos, en sulfatos, carbonatos, rocas volcanoclásticas y brechas (polimetálica, con Zn-Cu-Pb-Au), y c) filoniana con desarrollo de stockwork en sectores superficiales y filones en profundidad, esencialmente cuprífera (Cazañas et al., 1997, 1998a y b).

La mineralización estratiforme está restringida a las inmediaciones de la falla mineralizada El Cobre y consta de niveles masivos, esencialmente monominerálicos, de barita, anhidrita y óxidos de manganeso (Cazañas et al., 1997; 1998). La estratoligada de relleno de cavidades abiertas y reemplazamientos es polimetálica con predominio de la esfalerita en los cuerpos cercanos a la superficie (Zn-Cu-Pb), en tanto la calcopirita predomina en los más profundos (Cu-Zn-Pb) (Luna et al., 1989; 1992; Cazañas et al., 1997; 1998) y la filoniana en general es cuprífera (Bogdánov et al., 1963; Laverov y Cabrera, 1967; Cabrera et al., 1994; Barrabí et al., 1992).

La mineralización filoniana y de stockwork (Cu-Fe) se ubica según la falla El Cobre, la estratiforme y la estratoligada de Zn-Cu-Pb se sitúan exclusivamente al norte de la falla, y la estratoligada de Cu-Zn-Pb según la falla, al oeste de la filoniana y de stockwork.

MINERALIZACIONES FILONIANAS EN LA MINA “EL COBRE”

La mineralización filoniana aparece en los sectores Mina Blanca, Mina Grande, Mina Alta y Gitanilla. Es la que ha sido explotada clásicamente y es la única que se encuentra hoy día en explotación, en corta a cielo abierto. La zona mineralizada consta de un stockwork en sectores superficiales y de haces de filones subverticales. La mineralización filoniana presenta cambios notables en el

Figura 10. Mapa geológico de la mineralización filoniana cuprífera y de stockwork en la corta y el sector Gitanilla del yacimiento “El Cobre”. Modificado de Barrabí et al., 1993. 1- Cobertera, 2- Toba de ceniza, 3- Brecha fina, 4- Brecha volcánica con fragmentos de tamaño inferior a 15 mm, 5- Brecha volcánica con fragmentos de tamaño generalmente mayor de 15 mm y pocas intercalaciones de areniscas y tobas, 6- Tobas intermedio a básicas, 7- Tobas de grano fino, 8- Brecha tobácea, 9- Andesita-basalto y basalto, 10- Mineralización filoniana de sulfuros de Cu y Fe, 11- Riolitas, 12- Andesita, 13- Stockwork de cuarzo con sulfuros de Cu y Fe, 14- Principales sistemas de fallas, 15- Contorno aproximado de la corta “El Cobre”.

Figure 10. Geological map of the copper veins in the open pit and the Gitanilla sector in the “El Cobre” deposit. Modified after Barrabí et al., 1993. 1- Quaternary cover, 2- Cineritic tuff, 3- Fine-grained breccia, 4- Volcanic breccia, fragments <15 mm, 5- Volcanic breccia, fragments > 15 mm, interbedded with scarce sandstones and tuffs, 6- Intermediate to basic tuffs, 7- Fine-grained tuffs, 8- Tuffaceous breccia, 9- Andesite-Basalt and Basalt, 10- Sulphide veins (Cu and Fe), 11- Rhyolites, 12- Andesite, 13- Quartz stockwork with Cu and Fe sulphides, 14- Main fault systems, 15- “El Cobre” open pit perimeter.

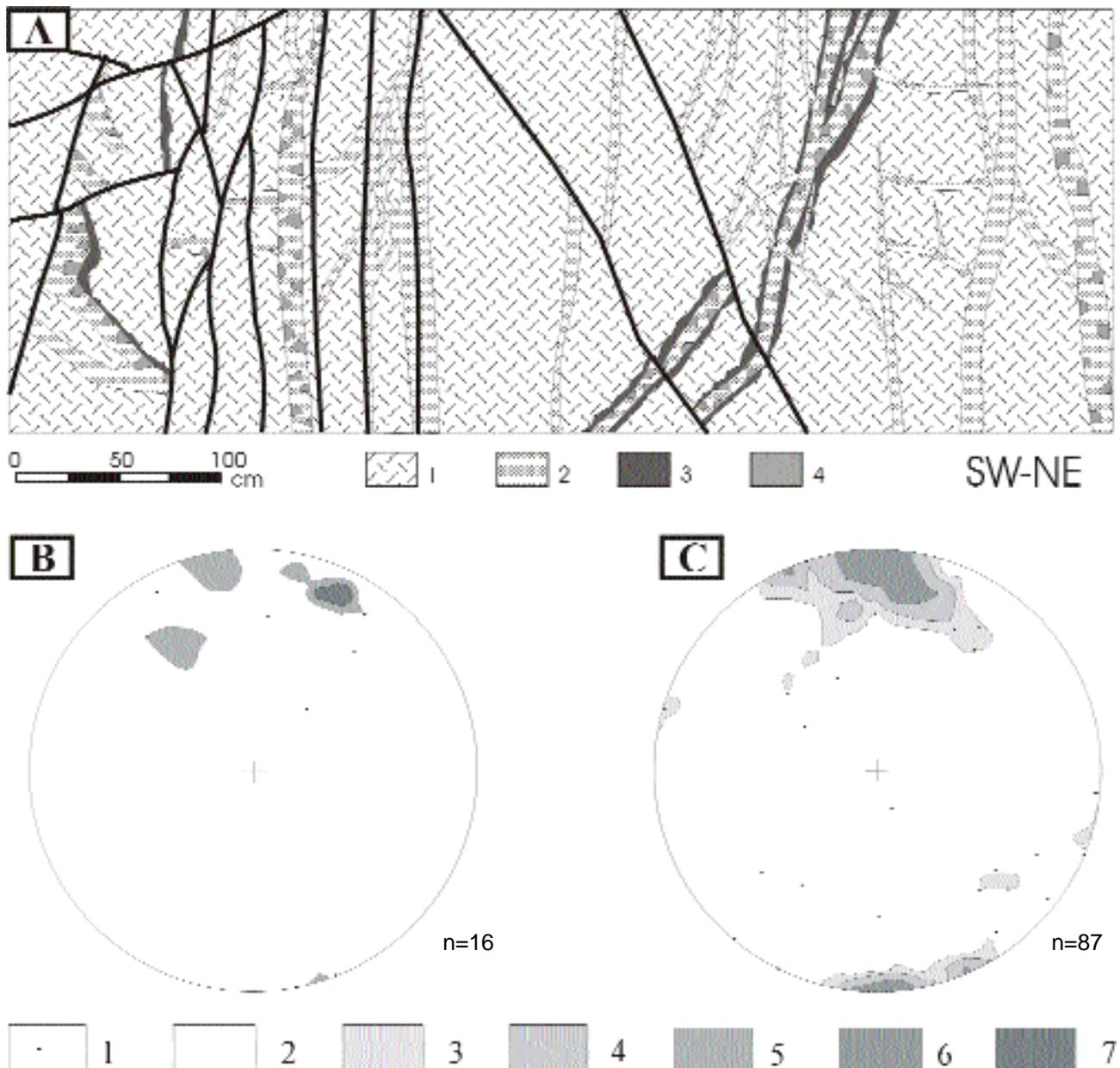


Figura 11. Aspectos estructurales de la mineralización filoniana silícea en haces subparalelos. A) Esquema de un afloramiento de la mineralización en la parte más profunda de la corta de Mina Blanca (sector oeste). 1- rocas volcanosedimentarias cloritizadas, 2- filones de cuarzo, 3- piritización del encajante de los filones, 4- calcopirita diseminada. B) y C) Proyección estereográfica de los filones en haces paralelos. Distribución de la densidad de polos en diferentes partes de la mina. B- Oeste de Mina Blanca, sector profundo, C-Este de Gitanilla. 1, 1 punto (6,25 en B, 1,25 en C); 2, 1%; 3, 2%; 4, 4%; 5, 7%; 6, 8%; 7, 14%.

Figure 11. Structure of the silica veins as subparallel bands A) Sketch of a mineralization outcrop in the deepest part of the western front of the Mina Blanca open pit. 1- chloritized volcanosedimentary rocks, 2- quartz veins, 3- pyritization of host rock, 4- chalcopirite disseminations. B) y C) Stereographic projection of the veins in parallel bands. Distribution of pole density in different parts of the mine. B) Western Mina Blanca, deepest sector, C) East of Gitanilla. 1, 1 point (6,25 in B, 1,25 in C); 2, 1 %; 3, 2 %; 4, 4 %; 5, 7 %; 6, 8 %; 7, 14 %.

espesor y las leyes de los filones en función de la profundidad. En las zonas del stockwork la anchura de los filones es milimétrica a decimétrica, dándose un gran número de filones en un área grande, aunque asociados con mucha proporción de estéril. Los espesores mayores de mineral de cobre se dan en niveles intermedios, que fueron los explotados antiguamente mediante minería subterránea. En cambio, a mayor profundidad la mineralización filoniana pierde espesor progresivamente y llega a ser subeconómica por debajo de 500 m de profundidad (Barrabí et al., 1992).

Todos estos subtipos de mineralización se localizan según la falla El Cobre, en un área de aproximadamente 1200 m de largo y 140 m de ancho (Fig. 10). La profundidad mínima reconocida es de 500 m en Mina Grande y Mina Blanca y de 200 m en Gitanilla, con ley de Cu > 0,7 % en las menas (Barrabí et al., 1992), aunque los cuerpos cupríferos con leyes de Cu por debajo de este rango no están contorneados en profundidad. En Mina Alta, situada 800 m hacia el SW de Mina Blanca, los cuerpos cupríferos con espesor máximo de 2 m y contenidos de Cu > 0,7 % se localizan en una zona de 270 m de largo y 130 m de profundidad (Golovchenko et al., 1967). La fractura sobre la cual se sitúa Mina Alta ha sido interpretada como una fractura satélite de “plumaje” producto del mismo mecanismo que originó la falla El Cobre (Emerson, 1918; Bogdánov et al., 1963; Golovchenko et al., 1967).

Estructura de la mineralización filoniana

La mineralización filoniana corta a materiales de la secuencia media. En función de la distribución de los cuerpos filonianos pueden distinguirse dos tipos de mineralización filoniana: en stockwork y en haces de filones subparalelos. La mineralización en stockwork ocupa niveles altos de la mineralización, mientras que los filones subparalelos ocupan niveles más profundos.

Haces de filones subparalelos

La mineralización en haces subparalelos domina en las partes profundas de mina Blanca y, en general, en el sector E de Gitanilla. Se trata de filones de dirección aproximadamente E-W o ENE-SSW y buzamiento fuerte, 80-85° generalmente hacia el S, más o menos constante, de grosores centimétricos a decimétricos y de longitud más o menos hectométrica, que son aproximadamente paralelos a la falla de El Cobre (Fig.

11a). Esta coincidencia de direcciones de falla y mineralización sugiere un fuerte control estructural para este tipo de mineralización. Se han representado los datos de dirección y buzamiento de una población de vetas correspondiente a este tipo de mineralización, medida en la parte más profunda de la corta de Mina Blanca (Fig. 11b,c). Los filones se disponen en grupos que presentan una dirección NNW-SSE, que se corresponde con la dirección de la falla El Cobre. La anchura de estas zonas mineralizadas no es generalmente muy grande, sólo unas pocas decenas de metros, que en profundidad pasan a ser cada vez menores.

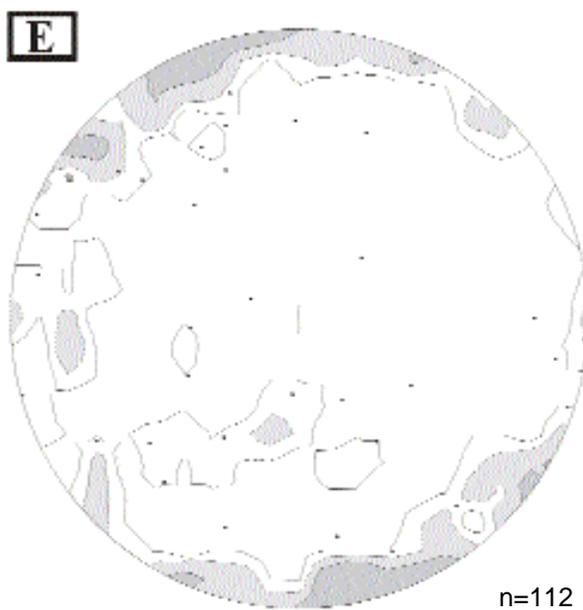
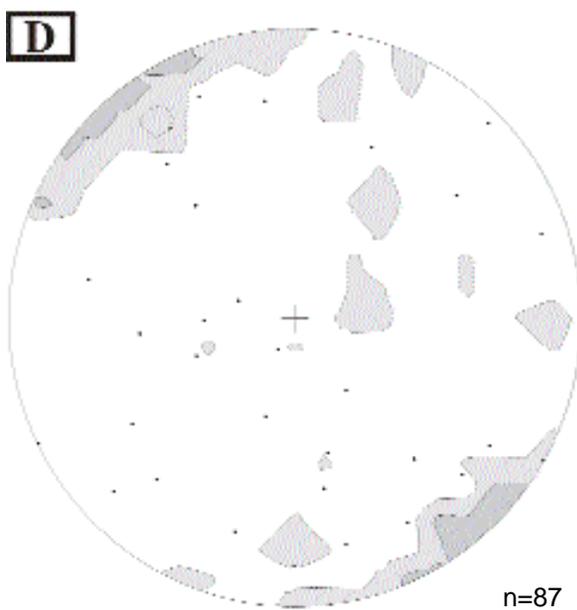
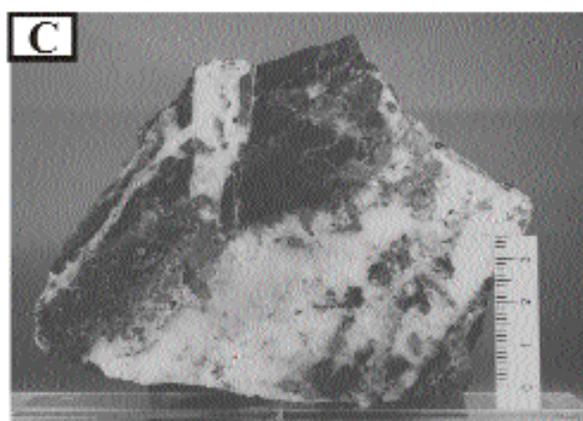
Dentro de los filones en haces paralelos pueden distinguirse dos subtipos: filones silíceos y filones anhídrico-epidóticos. Los primeros se disponen siguiendo aproximadamente la falla El Cobre. Los filones anhídrico-epidóticos se disponen en los flancos del depósito, hasta unas decenas de metros del mismo, y se disponen de forma paralela a la fractura de El Cobre.

Stockwork

Se desarrolla especialmente en Mina Blanca hacia la parte alta o, en general, en la corta de Mina Grande, así como en el sector oeste de Gitanilla, en el piso de la corta. En este último sector se reconoce un entramado denso de filones de grosor centimétrico a decimétrico (aunque en algunos puntos de la corta su anchura alcanza varios metros) y de muy diversa orientación (Fig. 12 a,b,c). Aunque la proyección estereográfica demuestra una diversidad de orientaciones (Fig. 12 d,e), característica de este tipo de estructuras, existe una dirección dominante que coincide con la de la falla El Cobre. La anchura de la zona mineralizada puede llegar a alcanzar dimensiones hectométricas.

El contacto de los filones con la roca encajante es bien definido y los fragmentos de roca incluidos en la red de filones ensamblan perfectamente con sus vecinos, indicando que la roca se fracturó debido a la presión del fluido. La roca encajante del stockwork silíceo se encuentra afectada por diversos tipos de alteración hidrotermal. Cloritización, silicificación, sericitización y piritización son alteraciones coexistentes en la mayor parte del stockwork silíceo, aunque en las partes superiores se da también caolinitización.

Dentro de la mineralización en stockwork pueden definirse dos subtipos: stockwork silíceo y stockwork anhídrico. El stockwork silíceo se desarrolla a profundidades



intermedias, y el anhídrico en las partes más altas de la mineralización. En profundidad el stockwork grada a los filones subparalelos con mineralización de calcopirita y pirita y, en la zona de tránsito, a menudo se presentan filones de anchuras incluso métricas y de muy alta ley, pues están constituidos casi íntegramente por sulfuros y la calcopirita predomina sobre la pirita.

Textura de las mineralizaciones filonianas

La textura de la mineralización de relleno de los filones, así como las alteraciones del encajante asociadas, son diferentes para cada subtipo de mineralizaciones filonianas, por lo que las describiremos por separado.

Filones en haces subparalelos silíceos

La alteración hidrotermal del encajante es muy intensa y se manifiesta como cloritización, silicificación y piritización. La cloritización es de grano fino y produce el reemplazamiento completo de la roca encajante. La sericitización es algo más tardía, y se observan vetas de sericita (de grano muy fino) cortando agregados radiales de cristales de clorita. La piritización puede llegar a ser muy intensa, con la formación de grandes cristales de pirita dentro de la roca encajante a distancias de hasta algunos decímetros de las vetas.

Las vetas silíceas se encuentran constituidas mayoritariamente por cuarzo, pirita y calcopirita. La secuencia de cristalización dentro de los filones es relativamente simple y comprende secuencias generalmente pasivas (Fig. 13a y 13b), que a menudo son idiomórficas y desarrollan texturas en peine (con desarrollo de bandas drúsicas superpuestas). En los primeros estadios se desarrollan agregados criptocristalinos de cuarzo, y progresivamente

tienden a desarrollarse cristales mayores, de longitud incluso centimétrica. Estos cristales son ricos en inclusiones de sericita o de clorita, agrupados en agregados radiales. A menudo, al final de una banda de cristalización drúsica, los cristales de cuarzo se encuentran recubiertos por pequeñas plaquitas de sericita. La sericita es de cristalización algo más tardía que la clorita y a menudo la reemplaza o forma vetillas que la cortan. Los cristales de pirita y calcopirita desarrollados al final de una banda tienden a ser idiomorfos a hipidiomórficos y a crecer de forma pasiva sobre el resto de minerales. El centro de la porosidad drúsica está ocupado a menudo por anhidrita alotriomórfica o por calcita más tardía.

Hacia la parte alta de los filones subparalelos, cerca de la transición hacia la zona de stockwork, la mineralización contiene pequeñas cantidades de telururos de plata (hessita, Ag_2Te), de mercurio (coloradoíta, $HgTe$) y de bismuto (telurobismutita, Te_2Bi_3 , y tetradimita, Bi_2Te_2S). Estos minerales se encuentran asociados a calcopirita en cantidades muy pequeñas, y se presentan como cristales alotriomorfos de tamaño de grano muy fino (unas pocas decenas de micras, Fig. 13c,d).

Vetas anhídrico-epidóticas

Las vetas anhídrico-epidóticas presentan una secuencia de cristalización diferente (Fig. 14a y 14b). El relleno de las vetas comienza con generaciones de cuarzo criptocristalino, a la que pueden seguir cristales de cuarzo de tamaño milimétrico, asociados con clorita. Siguen crecimientos drúsicos de calcita y epidota, que se desarrollan implantados sobre los minerales anteriores. La epidota forma agregados radiales, cuya longitud es en ocasiones centimétrica (Fig. 14c). Sus cristales suelen estar zonados, y a veces está asociada con sulfuros (pirita, calcopirita o esfalerita idiomórficos). Se reconocen dos

Figura 12. Aspectos estructurales de la mineralización en stockwork. A) Afloramiento del stockwork silíceo en la corta de Gitanilla. B) Detalle de los filones de cuarzo con sulfuros en Gitanilla. C) Detalle en muestra de mano, en la que se aprecian contactos muy netos con la roca encajante, muy fragmentada a esta escala. Nótese los crecimientos en peine de cristales de sulfuros (pirita y calcopirita) en los bordes de los filones y hacia el centro de la cavidad. D) y E) Proyección estereográfica de los filones en stockwork. Distribución de la densidad de polos en diferentes partes de la mina. D- Oeste de Gitanilla, E- Oeste de Mina Grande. 1, 1 punto (1,15 en D, 0,89 en E); 2, 1 %; 3, 2 %; 4, 4 %; 5, 7 %; 6, 8 %; 7, 14 %.

Figure 12. Structure of the stockwork mineralization. A) Outcrop of the siliceous stockwork at the Gitanilla open pit. B) Detail of the sulphide-rich quartz veins at Gitanilla. C) Detail of these veins in hand sample. Notice the sharp contacts between the host rock, very fragmented, and the mineralization. Notice the comb growth of sulphide crystals (pyrite and chalcopyrite) in the borders of the veins and growing towards the center of the veins. D) and E) Stereographic projection of the stockwork veins. Distribution of pole density in different parts of the mine. D- West of Gitanilla, E- East of Mina Grande. 1, 1 point (1,15 in D, 0,89 in E); 2, 1 %; 3, 2 %; 4, 4 %; 5, 7 %; 6, 8 %; 7, 14 %.

tipos de esfalerita: una primera generación (esfalerita I) se aprecia intensamente reemplazada por calcopirita según los bordes de grano y las exfoliaciones; la segunda (esfalerita II) cocrystaliza con calcopirita. El resto de la porosidad filoniana está ocupada por anhidrita (Fig. 14d) y, en ocasiones, por una generación tardía de calcita. Por

lo general, no existen restos de porosidad drúsica en este tipo de filones. Los contactos entre la calcita y la anhidrita, por un lado, y de estos minerales con los sulfuros anteriores, por otro, no presentan ninguna evidencia de reemplazamiento entre ellos, y parecen predominar secuencias de tipo pasivo.

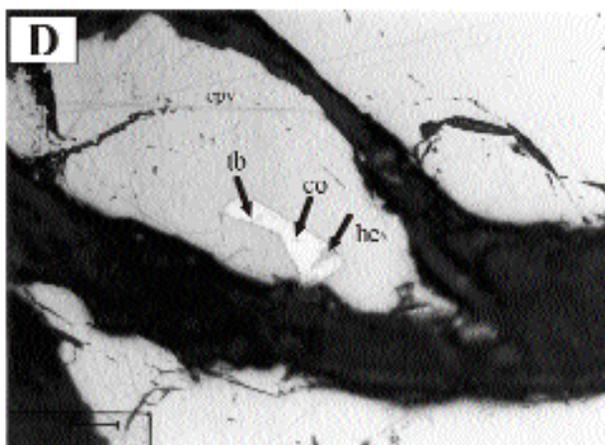
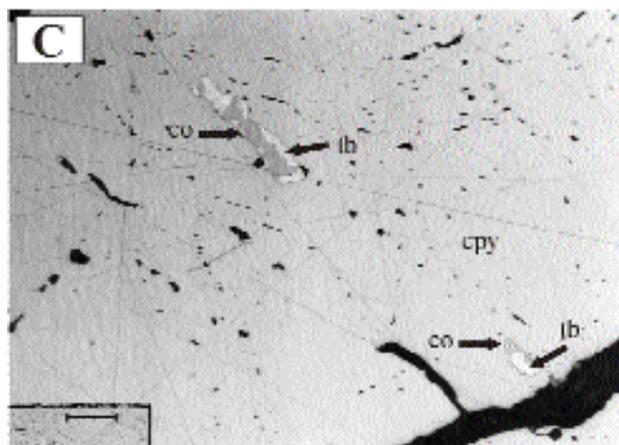
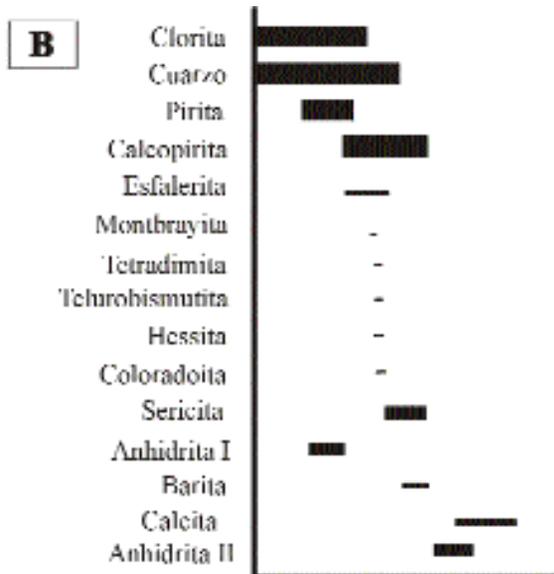
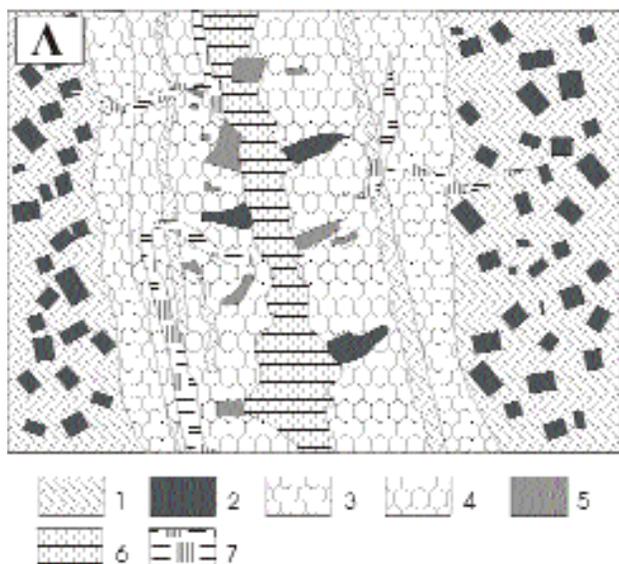


Figura 13. Aspectos texturales de las vetas subparalelas silíceas. A) Distribución de los minerales en las vetas. 1- roca encajante muy cloritizada, 2- pirita, 3- cuarzo microcristalino, 4- cuarzo fanerocristalino, 5- calcopirita, 6- anhidrita, 7- sericita. B) Secuencia de cristalización mineral en las vetas subparalelas silíceas. C) Detalle de la mineralización de telururos: telurobismutita (tb, Bi_2Te_3) y coloradoíta (co, HgTe) reemplazando calcopirita (cpy). D) Otro detalle de la misma asociación, con hessita (he, Ag_2Te), coloradoíta (co, HgTe) y telurobismutita (tb, Bi_2Te_3). Barra de escala, 40 micras. Luz reflejada, sin analizador.

Figure 13. Textural aspects of the siliceous subparallel veins. A) Distribution of minerals in the veins. 1- highly chloritized host rock, 2- pyrite, 3- microcrystalline quartz, 4- fanerocrystalline quartz, 5- chalcopyrite, 6- anhydrite, 7- sericite. B) Sequence of mineral crystallization in the silica subparallel veins. C) Detail of the telluride mineralization: tellurobismuthite (tb, Bi_2Te_3) and coloradoite (co, HgTe) replacing chalcopyrite (cpy). D) Same association, with hessite (he, Ag_2Te), coloradoite (co, HgTe) and tellurobismuthite (tb, Bi_2Te_3). Scale bar, 40 microns. Reflected plane polarized light.

Stockwork silíceo

En el stockwork silíceo predominan dos tipos de vetas. Un primer tipo está constituido por cuarzo con sulfuros (pirita y calcopirita) y, aunque la proporción de sulfuros es muy variable, no se observan vetas en que éstos dominen sobre el cuarzo. El segundo tipo lo constituyen vetas estériles de cuarzo que parecen ser más tardías.

Las vetas de cuarzo con sulfuros casi siempre muestran bandeado simétrico, con grosores centimétricos de cada banda. Cada banda representa un pulso de mineralización, y en cada una se distinguen crecimientos drúsicos de cuarzo idiomórfico, asociados a sulfuros (pirita y calcopirita) intersticiales (Fig. 15a). La secuencia en estas bandas se indica en la figura 15b. En las bandas los sulfuros acostumbran a formar cristales hemihedrales de ta-

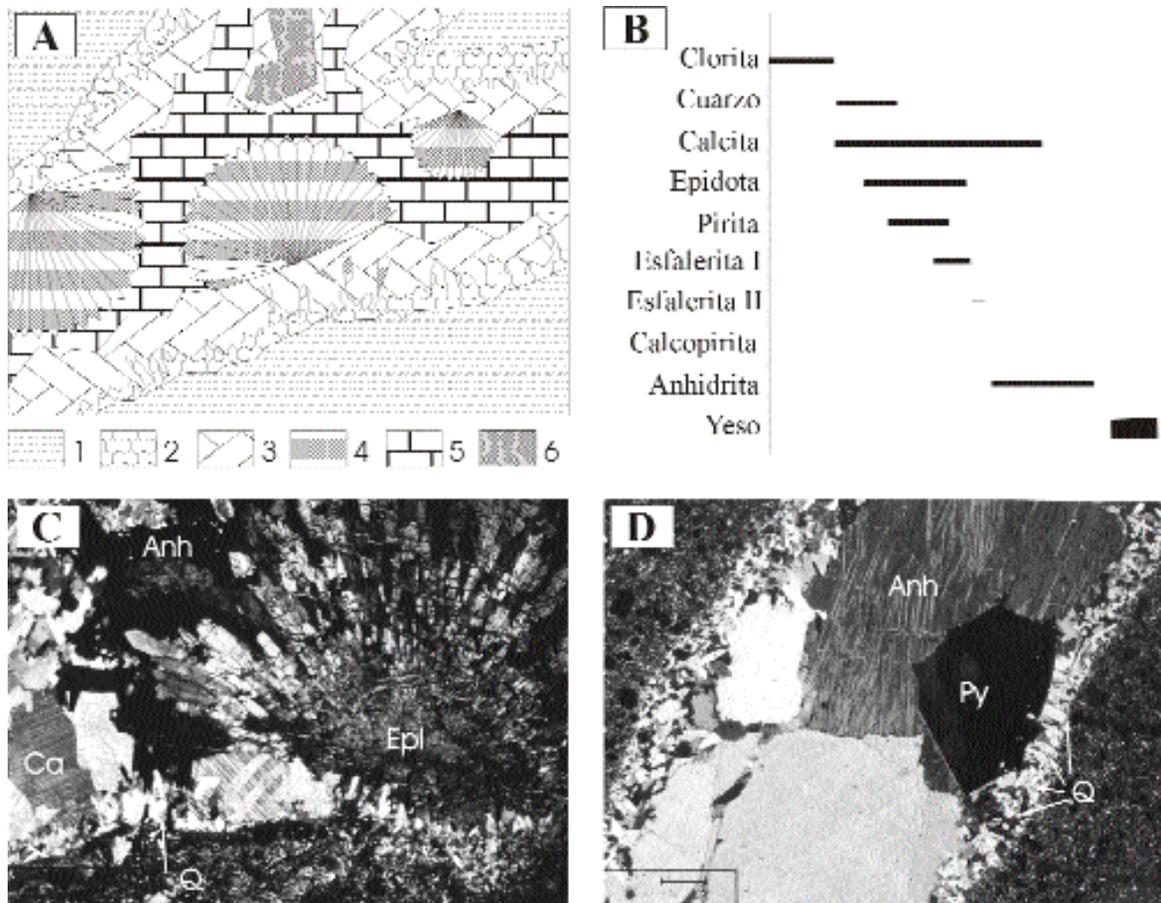


Figura 14. Aspectos texturales de los haces filonianos anhidrítico-epidóticos. A) Esquema de distribución de los minerales. 1- roca encajante cloritizada, 2- cristalizaciones drúsicas tempranas de cuarzo, 3- calcita fanerocrystalina, 4- epidota idiomórfica en agregados radiales, 5- anhidrita, 6- esfalerita. B) Secuencia de cristalización. C) Detalle en lámina delgada (luz transmitida, nícoles cruzados) de una veta anhidrítico-epidótica. Se reconocen cristales radiales de epidota (Epi), en asociación con calcita (Ca). Los cristales del centro de la cavidad son de anhidrita (Anh). Barra de escala: 250 micras. D) Detalle en lámina delgada (luz transmitida, nícoles cruzados) de una veta anhidrítica. La veta es casi simétrica, con cuarzo (Q) en los bordes, sobre el que crece pirita idiomórfica (Py). Los cristales del centro de la cavidad son de anhidrita (Anh); nótese los contactos netos de ésta con la pirita. Barra de escala: 250 micras.

Figure 14. Textural aspects of the anhydrite-epidote veins. A) Schema of mineral distribution. 1- chloritized host rock, 2- early drusy quartz, 3- fanerocrystalline calcite, 4- euhedral epidote in radial aggregates, 5- anhydrite, 6- sphalerite. B) Sequence of crystallization. C) Detail in thin section (cross polarized light) of an anhydrite-epidote vein. Notice the radial epidote aggregates (Epi), associated with calcite (Ca). Anhydrite crystals (Anh) occur at the center of the vein. Scale bar: 250 microns. D) Detail in thin section (cross polarized light) of an anhydrite vein. The vein is almost symmetric, with quartz (Q) at the borders, and euhedral pyrite (Py) growth on quartz (Q). Anhydrite crystals (Anh) occupy the central part of the cavity; notice the sharp passive contacts between anhydrite and pyrite. Scale bar: 250 microns.

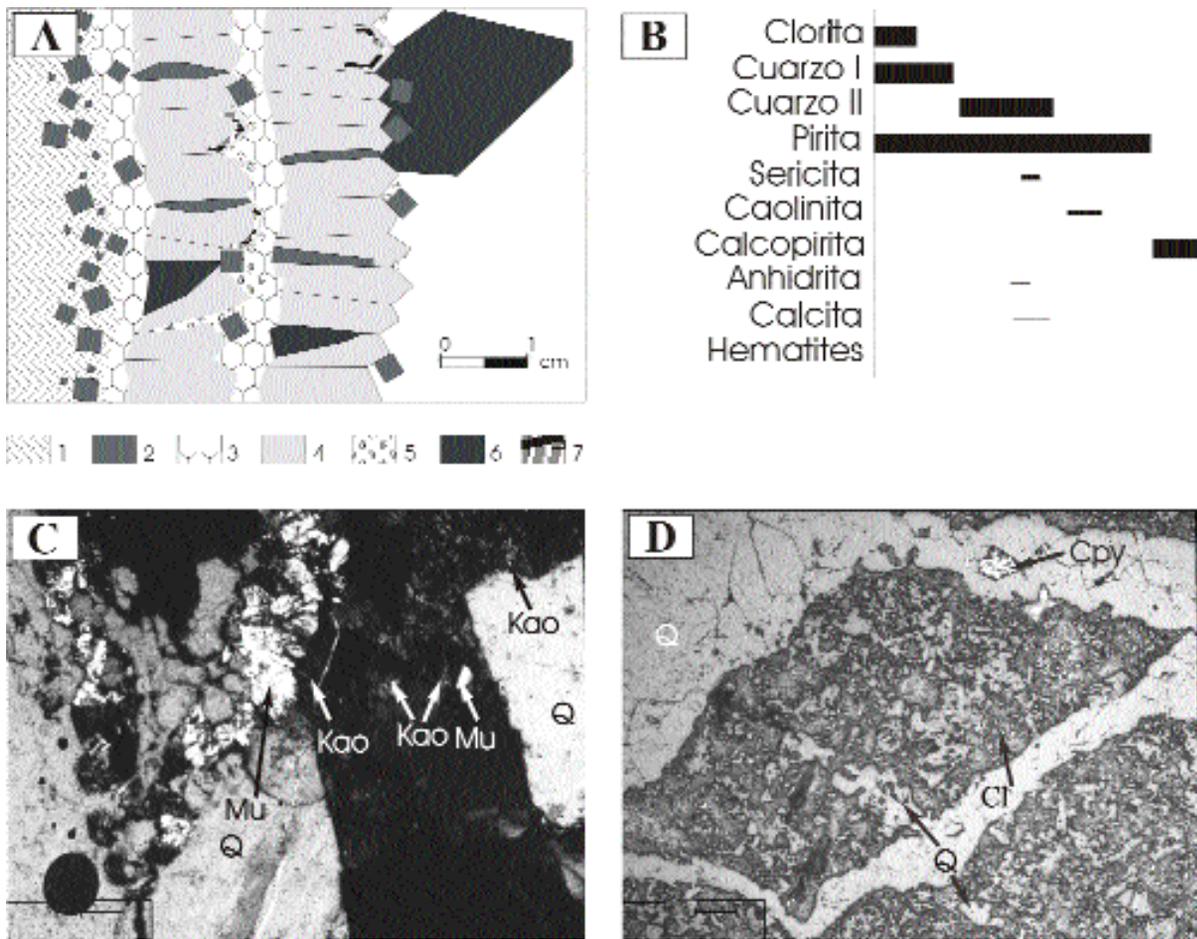


Figura 15. Aspectos texturales del stockwork silíceo. A) Esquema de la distribución mineral en los filones en stockwork cuarzosos. 1-cloritización de la roca encajante, 2- pirita, 3- cuarzo microcristalino, 4- cuarzo fanocristalino, drúsico, 5- caolinita, 6- calcopirita, 7- sericita. B) Secuencia de cristalización. C) Secuencia de cristalización de filosilicatos en las cavidades filonianas, sobre cristales de cuarzo (Q): una primera generación de moscovita (Mu) ha sido reemplazada por caolinita (Kao). Luz transmitida, nícoles cruzados. Campo, 2,4 mm. D) Detalle al microscopio de los rellenos filonianos: cristales de calcopirita irregular (Cpy) se hallan distribuidos dentro de filones de cuarzo (Q); nótese la intensa silicificación (Q) y cloritización (Cl) de los fragmentos de brecha filoniana. Luz reflejada polarizada plana. Campo, 11.2 mm.

Figure 15. Textural aspects of the siliceous stockwork. A) Schema of mineral distribution in the veins in the siliceous stockwork. 1- chloritization of host rock, 2- pyrite, 3- microcrystalline quartz, 4- drusic, fanocrystalline quartz, 5- kaolinite, 6- chalcopyrite, 7- sericite. B) Sequence of crystallization. C) Crystallization sequence of sheet silicates in druses on quartz crystals (Q): a first muscovite generation (Mu) has been replaced by kaolinite (Kao). Transmitted light, crossed polars. Width, 2,4 mm. D) Detailed microscopy textures in the vein infilling: irregular chalcopyrite crystals (Cpy) are randomly distributed in the quartz veins (Q); notice the strong silicification (Q) and chloritization (Cl) of the brecciated host rock. Reflected plane polarized light. Width, 11.2 mm.

maño de grano milimétrico a centimétrico. Dentro de los cristales de cuarzo se observan inclusiones de anhidrita, calcita, clorita, cristales tabulares de hematites y rutilo. Además, los cristales de cuarzo pueden presentar hacia la parte superior del depósito sobrecrecimientos de agregados radiales, de sericita de grano muy fino, sobre las caras del romboedro. Finalmente, la sericita se ve reempla-

zada por agregados de cristales radiales de caolinita de formación algo más tardía (Fig. 15c). En el centro de la porosidad drúsica se encuentran abundantes cristales idiomórficos de calcopirita y pirita, de tamaño centimétrico. En ocasiones, la porosidad drúsica puede quedar completamente cerrada por cuarzo y calcopirita (Fig. 15d).

Las vetas de cuarzo estériles también presentan bandeo interno con tendencia al desarrollo de crecimiento en peine y texturas drúscas o geódicas. Las vetas del stockwork en general tienen potencia centimétrica.

La alteración del encajante es intensa, y en la zona del stockwork silíceo se manifiesta principalmente como cloritización, piritización y silicificación generalizadas que

destruyen todos los vestigios de las texturas originales de las rocas encajantes (Fig. 15d).

Stockwork anhidrítico

Este tipo de mineralización aflora exclusivamente en la parte alta de Mina Blanca, y representa la transición

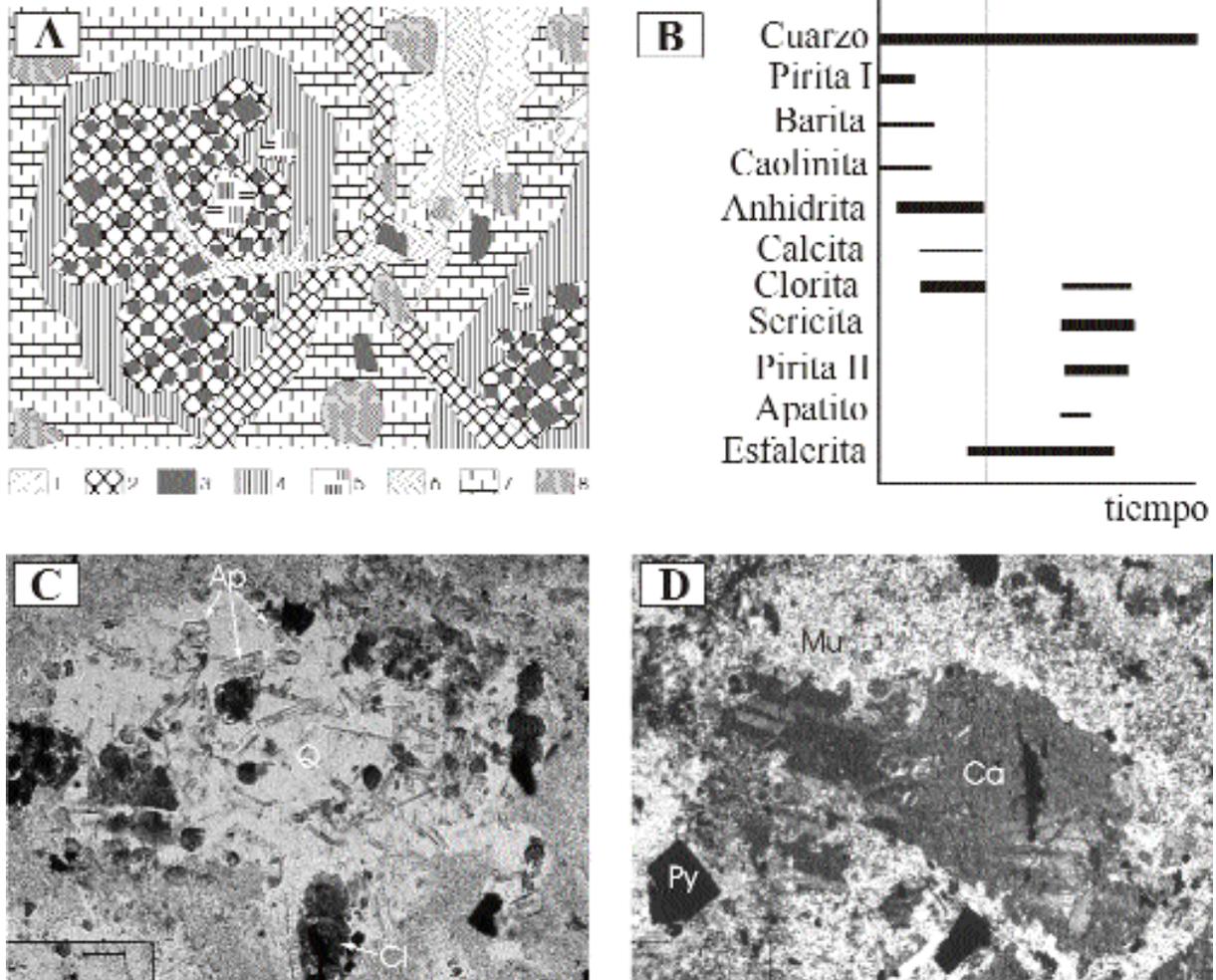
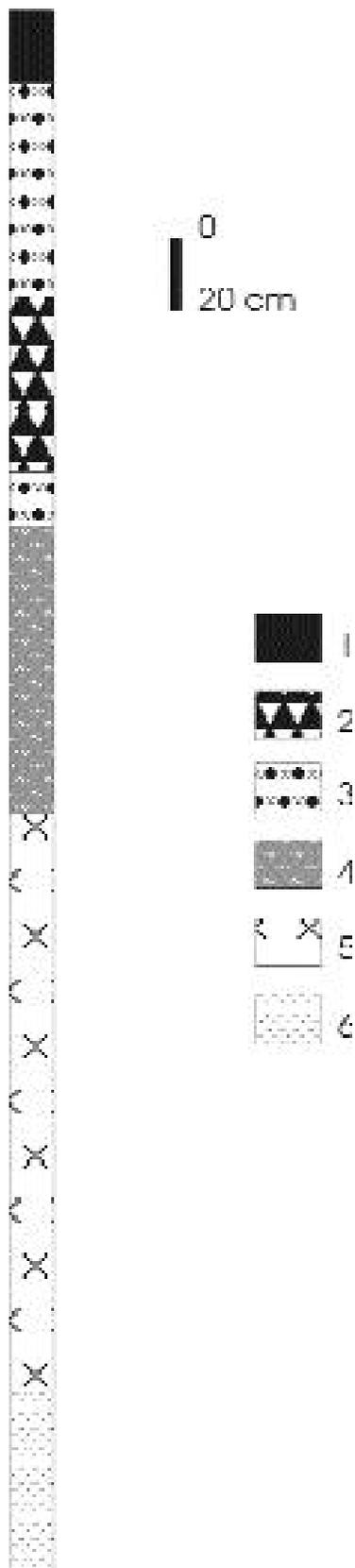


Figura 16. Texturas del stockwork anhidrítico. A) Distribución de los minerales en las vetas y alteraciones del encajante. 1-calcita, 2-silicificación y cloritización, 3- pirita, 4- asociación de barita y anhidrita, 5- sericitización, 7- anhidrita, 8- esfalerita. B) Secuencia de cristalización. C) Detalle de la cristalización de cuarzo tardío (Q) con apatito (Ap) y clorita (Cl). Campo, 1,4 mm, luz transmitida sin analizador. D) Detalle de la alteración de sericita tardía, con color más claro, con pirita (Py) reemplazando calcita (Ca). Campo, 1,4 mm. Luz transmitida, sin analizador.

Figure 16. Textures of the mineralization in the anhydritic stockwork. A) Distribution of the mineral associations in veins and host rock alteration zones. 1-calcite, 2- silicification and chloritization, 3- pyrite, 4- anhydrite and barite rim, 5- sericitization, 7- anhydrite, 8- sphalerite. B) Sequence of crystallization. C) Detail of the late quartz mineralization (Q), associated with apatite (Ap), quartz (Q) and chlorite (Cl). Width, 1,4 mm. Plane polarized light. D) Detail of the sericite alteration: sericite (Mu) with pyrite (Py) replace calcite (Ca). Width, 1,4 mm. Plane polarized light.



desde el depósito filoniano al depósito estratiforme de anhidrita. Consta de un denso entramado de vetas anhidríticas de anchura centimétrica a decimétrica, muchas de las cuales son subhorizontales. Por ello, los fragmentos de roca encajante presentan una forma lenticular, con una disposición vagamente planar que es aproximadamente paralelo a la superficie de estratificación regional. La roca encajante se encuentra muy intensamente alterada, con pérdida completa de las texturas originales. La alteración consiste en una piritización acompañada de silicificación y cloritización, seguida por una silicificación, a la que sigue una caolinitización y, finalmente, una sericitización. Las características texturales de los tres primeros tipos de alteración son similares a los ya descritos para otros sectores. La sericitización consiste en un extensivo desarrollo de sericita de grano fino, que reemplaza a casi todos los minerales preexistentes a partir de bordes de grano y exfoliaciones.

La secuencia de cristalización en las vetas (Fig. 16a, 16b) comienza con el desarrollo de cristales de calcita (a menudo, con desarrollo tabular) barita y anhidrita, con menores cantidades de esfalerita y pirita. Todos estos minerales forman cristales de grano milimétrico a centimétrico. Una segunda etapa de silicificación produce el reemplazamiento de la anhidrita y de la calcita por cuarzo. El cuarzo se encuentra como pequeñas vetas que avanzan a partir de los bordes de grano y exfoliaciones de ambos minerales, y se encuentra asociado a pequeñas cantidades de clorita o sericita y apatito (Fig. 16c). Cristales hipidiomórficos de pirita acompañan al cuarzo de esta generación. Finalmente, el conjunto se encuentra reemplazado por agregados criptocristalinos de sericita, la cual, a semejanza de lo que acontece en el encajante de los filones, corroe al resto de minerales (y muy en particular a la calcita) a partir de exfoliaciones y bordes de grano (Fig. 16d).

Figura 17. Columna trazada a partir de perfiles de sondeo en la mineralización estratiforme de manganeso asociada al depósito de “El Cobre”. 1- masas masivas de criptomelana, 2- brechas volcanoclásticas cementadas por óxidos de manganeso, 3- niveles silíceos con nódulos de macfallita, 4- niveles de hematites con celadonita, 5- cuerpos de jasperoides con vetas de laumontita., 6- tobas celadonitizadas.

Figure 17. Geological column along a drilling profile on the Mn stratiform deposit associated with the “El Cobre” deposit. 1- massive cryptomelane ores, 2- volcanoclastic breccias cemented by cryptomelane, 3- siliceous beds with macfallite nodules, 4- hematite beds with celadonite, 5- jaspilite bodies with laumontite veins, 6- celadonitized tuffs.

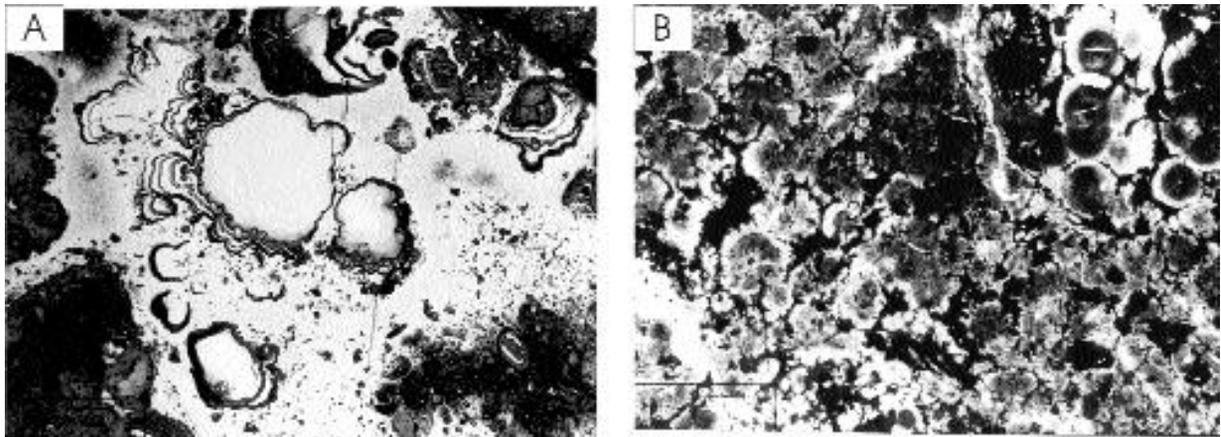


Figura 18. Textura de los depósitos estratiformes de manganeso. A) Detalle de la estructura botrioidal de los cuerpos masivos de criptomelana. Luz reflejada. Sin analizador. Barra de escala, 125 micras. B) Detalle de los nódulos de macfallita incluidos en el nivel de jasperoide superior. La macfallita forma crecimientos radiales. Luz transmitida, sin analizador. Barra de escala, 125 micras.

Figure 18. Texture of the manganese stratiform deposits. A) Detail of the botrioidal structure of the massive cryptomelane bodies. Reflected light. Reflected plane polarized light. Scale bar, 125 microns. B) Detail of the macfallite nodules included in the upper jaspilite bed. The macfallite crystals are arranged in radial growths. Plane polarized light. Scale bar, 125 microns.

MINERALIZACIONES ESTRATIFORMES

Se localizan dentro de una franja de 1,7 km de largo en dirección E-W y tienen, en conjunto, una potencia promedio de 100 m al N de la falla El Cobre. Su descubrimiento y evaluación es reciente (Luna et al., 1989; 1992). Se han encontrado diversos lentejones de composición esencialmente monominerálica: barita, anhidrita y óxidos de manganeso. Existen pocos afloramientos de mineralizaciones estratiformes en superficie, y la mayor parte de los datos de que se dispone han sido obtenidos a partir de sondeos. Se ha realizado un estudio detallado de los mismos mediante el estudio de láminas delgadas en los sectores Melgarejo y Barita.

Mineralización estratiforme de óxidos de Mn

Se trata de un cuerpo de óxidos de Mn de aproximadamente 4 m de espesor (Fig. 17). La continuidad lateral debe ser kilométrica, pues aflora en la mina San Ildefonso y ha sido reconocido mediante sondeos en el sector Melgarejo. Por encima de este cuerpo yace el paquete de calizas coralinas que marca el fin de la secuencia media del grupo El Cobre.

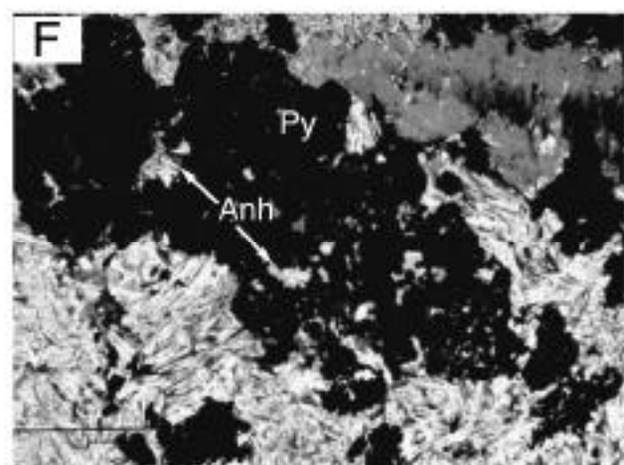
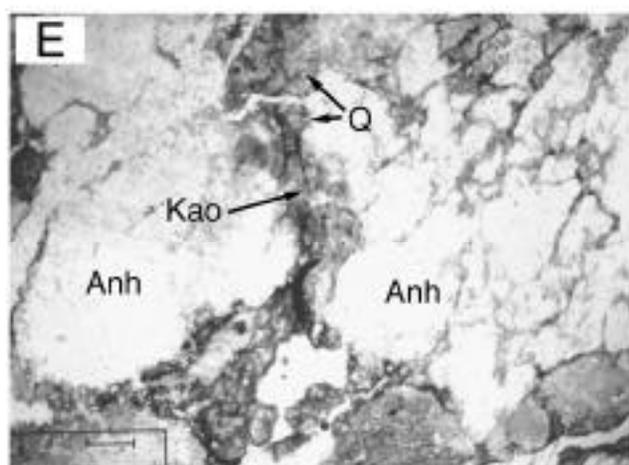
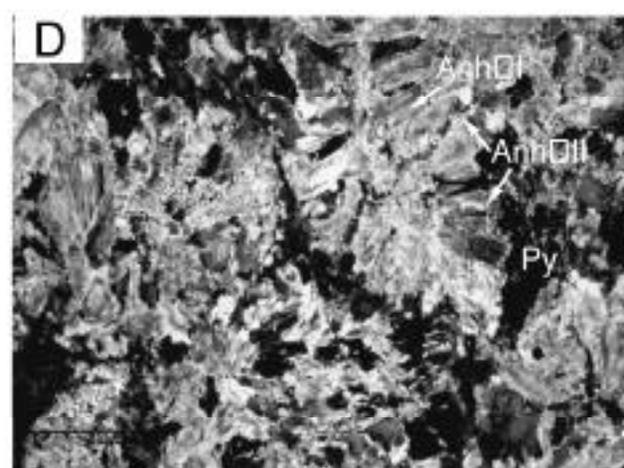
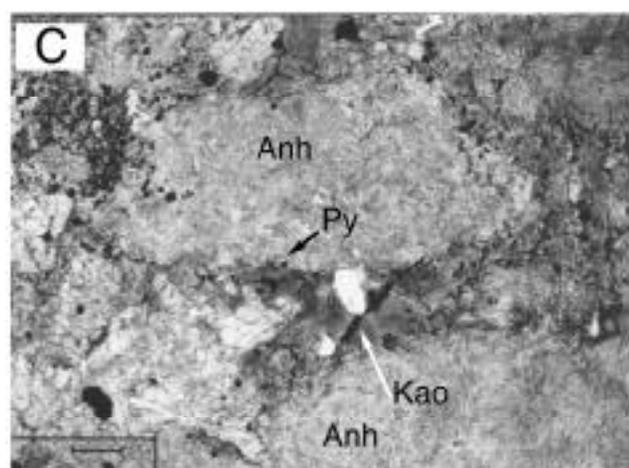
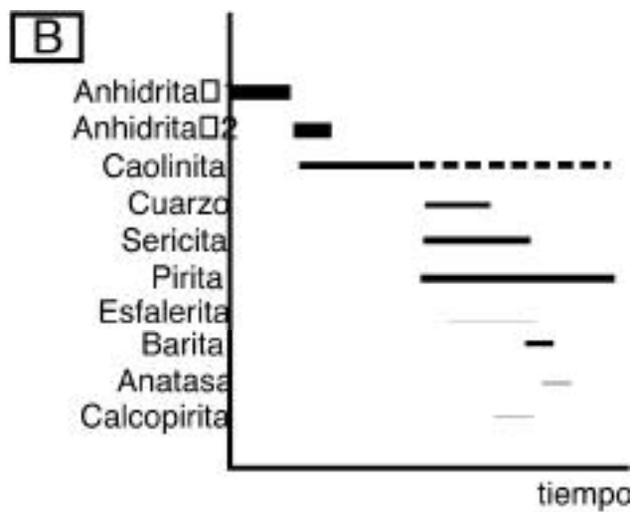
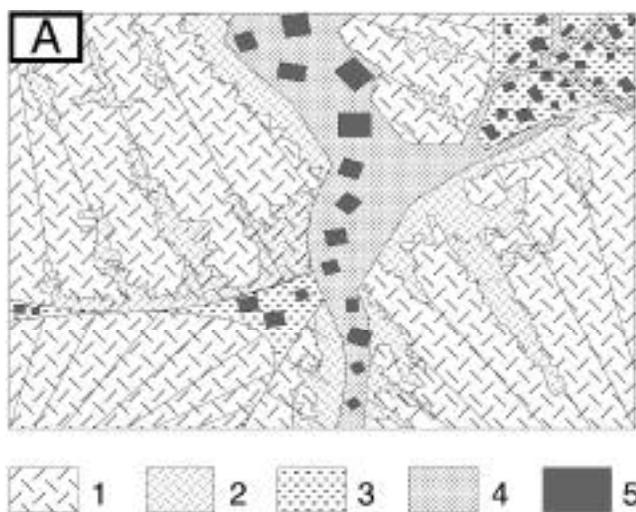
Actualmente no existen buenos afloramientos en superficie, y la mineralización se describe en base a los da-

tos de un único sondeo. Aunque se conservaban sólo algunos intervalos reducidos del mismo, se ha tratado de establecer un esquema del depósito, contando para ello, además, con las similitudes mineralógicas y texturales con los depósitos de la serie superior del arco Paleógeno.

A muro de los tramos mineralizados se encuentran paquetes de rocas tobáceas, las cuales presentan una ligera alteración verdosa. Los productos de alteración están constituidos por agregados criptocristalinos de nontronita, montmorillonita y zeolitas (stellerita, chabasita).

En la base de los tramos con menas de Mn se encuentran cuerpos de jaspe de color rojizo a marrón, con espesor decimétrico a métrico. En estos cuerpos se intercala algún nivel de óxidos de hierro de escasa potencia (10 cm como máximo), así como niveles de óxidos de manganeso.

Cerca del contacto de los cuerpos de óxidos de Mn y los jaspes, se desarrollan niveles centimétricos de filosilicatos férrico-potásicos del tipo de la nontronita y la celadonita, en asociación con hematites y goethita. Estas unidades contienen también restos de fragmentos volcanoclásticos alterados a montmorillonita y zeolitas (stellerita, chabasita y clinoptilolita). Por encima de estos niveles se encuentran cuerpos de aspecto brechoide cementados por óxidos de manganeso, así como algunos ni-



veles con aspecto noduloso constituidos por macfallita y óxidos de hierro y manganeso.

A techo de estos niveles se encuentra la mineralización masiva de óxidos de manganeso. En detalle, esta mineralización se encuentra constituida por crecimientos botrioidales de criptomelana (Fig. 18a), fragmentados por partes y cementados por agregados de grano fino de manganita y grouthita. La mena incluye escasos fragmentos vulcanoclásticos angulosos y no reemplazados, muy dispersos, así como abundantes restos de radiolarios silíceos de gran tamaño, a veces fragmentados, con diferente grado de conservación. La criptomelana es el principal mineral fosilizante.

El conjunto de la mineralización es cortado por vetas de anchura milimétrica, constituidas por macfallita asociada a cuarzo. La macfallita $(Ca_2(Mn^{3+},Al)_3(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)_3)$ forma en estas vetas cristales de hábito acicular, a menudo agrupados en agregados radiales (Fig. 18b), implantados en forma drúsica en las vetas. No obstante, en algunos casos parece ser pseudomórfica de minerales preexistentes, de composición desconocida.

En algunas ocasiones, en los cuerpos de jaspes se reconocen delgadas vetas de laumontita. Vetas de calcita de formación muy tardía cortan a todo el conjunto anterior o rellenan la porosidad restante.

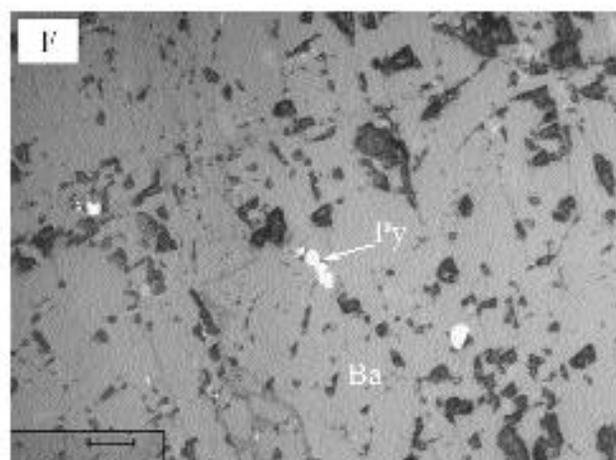
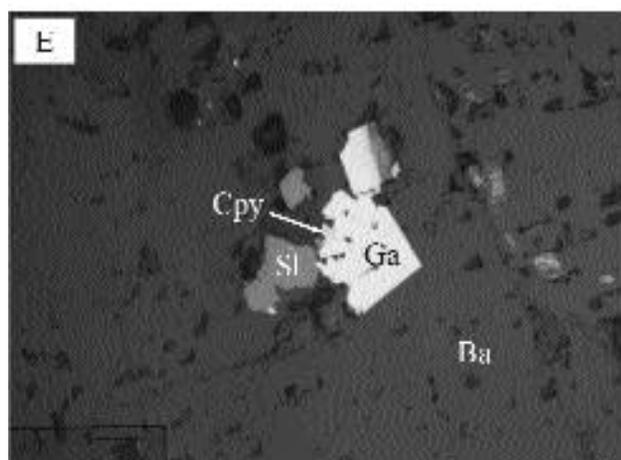
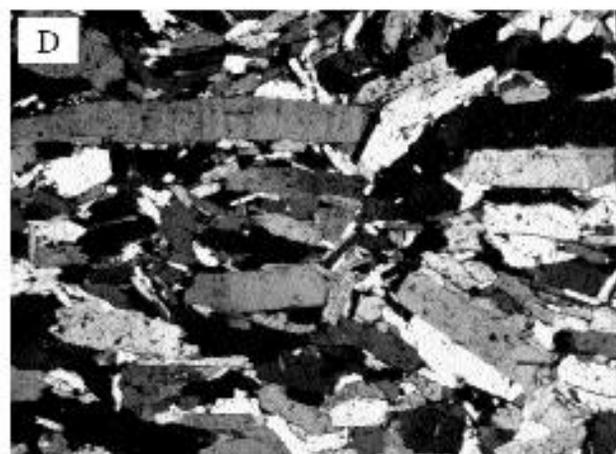
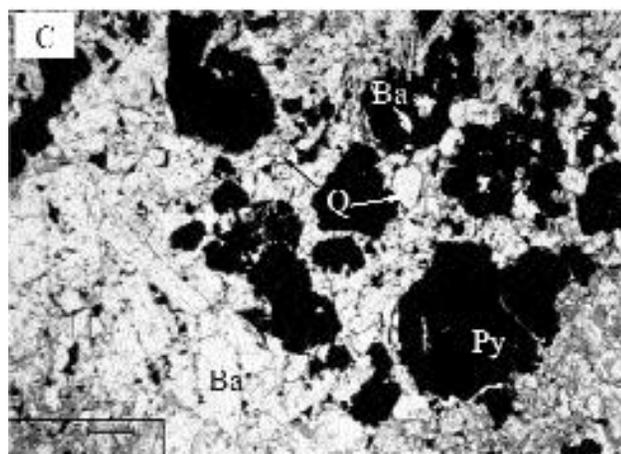
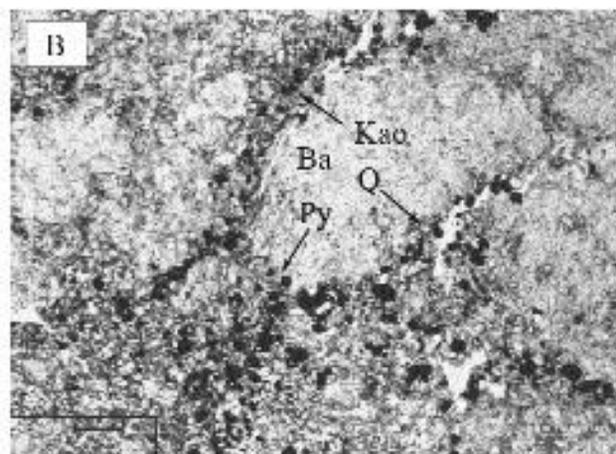
Esta estructura es, en términos muy generales, similar a la que se encuentra en los depósitos de manganeso situados en la parte alta de las series del arco Paleógeno de Cuba Oriental (véase Cazañas et al., 1998c). Los minerales de las zonas de alteración son también casi los mismos, pero en las mineralizaciones de manganeso de la serie superior el principal mineral es la todorokita.

Mineralización estr atiforme de anhidrita

Se trata de un cuerpo con forma de lente, constituido por niveles potentes de anhidrita, que localmente intercalan pasadas de rocas piroclásticas. La potencia total máxima de esta mineralización se aproxima a los 100 m, pero el contorno del lente en la base puede ser muy irregular reflejando la morfología de la paleosuperficie, por lo que cabe esperar algunas variaciones en el espesor a través de la zona de desarrollo, desde Barita en el Oeste hasta Melgarejo en el Este. La textura y la secuencia de cristalización en estos cuerpos se da en las figuras 19a y 19b. La anhidrita presenta color azulado en fractura reciente y es de textura nodular (Fig. 19c), oscilando el diámetro de los nódulos desde algunos milímetros hasta varios centímetros. Los nódulos tienen tendencia equidimensional. Hacia la base del depósito los cuerpos nodulares de anhidrita se ven envueltos por agregados, de grano muy fino, de cuarzo con montmorillonita y piritita. A veces, una segunda generación de anhidrita de grano muy fino se encuentra asociada a estos minerales y reemplaza a la primera generación de anhidrita (Fig. 19d). El cuarzo, en ocasiones, llega a constituir cristales idiomórficos biterminados de tamaño inframilimétrico, que se disponen alrededor de los nódulos o bien llegan a formar vetas (Fig. 19e). En estos cristales de cuarzo son comunes inclusiones de anhidrita. La piritita se encuentra en forma de cristales idiomórficos de tamaño de grano muy fino, y muy a menudo incluye cristales corroídos de anhidrita (Fig. 19f) aunque puede, más raramente, formar agregados framboidales. Todos estos tipos texturales de anhidrita se encuentran reemplazados por varias generaciones de yeso de colores blancuzcos, comprendiendo yeso alabastrino que pseudomorfiza a los cristales de anhidrita manteniéndose la textura nodular primitiva, y yeso fibroso, dispuesto en vetas con direcciones muy variables.

Figura 19. Texturas en la mineralización estratiforme de anhidrita. A) Distribución de los minerales en la mineralización: 1- anhidrita I (agregados radiales constituyendo nódulos), 2- cristales de anhidrita II de grano fino, 3- caolinita intersticial, 4- vetas de sericita en la base y de caolinita en la parte superior, a menudo asociadas con cuarzo idiomórfico, 5- piritita. B) Secuencia de cristalización. C) Nódulos de anhidrita (Anh), nótese la asociación de caolinita (Kao) con piritita (Py) en posición intersticial. Luz transmitida, sin analizador. Barra de escala, 250 micras. D) Nódulos de anhidrita (Anh) cortados por vetas de cuarzo, sericita y piritita (Py). Luz transmitida, nícoles cruzados. Campo, 2,8 mm. E) Otro detalle de los nódulos de anhidrita (Anh), en los que se aprecia estructuras de compactación, con vetas de cuarzo (Q), caolinita (Kao) y piritita (Py). Campo, 1,4 mm. Luz transmitida, sin analizador. F) Detalle del reemplazamiento de los cristales tabulares de anhidrita (Anh) por piritita poiquiloblástica (Py) y cuarzo (Q). Campo, 1,4 mm. Luz transmitida, nícoles cruzados.

Figure 19. Textures in the anhydrite stratiform mineralization. A) Distribution of the minerals. 1- Anhydrite I (radial aggregates in nodules), 2- anhydrite II (small crystals), 3- interstitial kaolinite, 4- sericite veins at the bottom and kaolinite veins at the top, sometimes with quartz, 5- pyrite. B) Sequence of crystallization. C) Anhydrite nodules, notice the aggregates of kaolinite + pyrite in interstitial position. Plane polarized light. Scale bar, 250 microns. D) Anhydrite nodules crosscut by quartz-sericite veins. Width, 2,8 mm. Plane polarized light. E) Other detail of the anhydrite nodules, where compaction structures are formed; kaolinite-quartz-pyrite veins cut the ensemble. Width, 1,4 mm. Plane polarized light. F) Replacement of tabular anhydrite crystals by poiquiloblastic pyrite and quartz. Width, 1,4 mm. Crossed polars.



Por otra parte, los tramos basales de los cuerpos de anhidrita están cortados por vetas de anchura centimétrica de sulfuros o de cuarzo con sulfuros. Dentro de estos sulfuros aparecen restos de anhidrita, pero no de yeso. Sin embargo, en los cristales de yeso sí se han observado restos de anhidrita y sulfuros, lo que sugiere que el proceso de reemplazamiento de anhidrita por yeso es, por lo menos, posterior a los sulfuros. Hacia la parte superior del depósito el mineral de relleno de vetas es la caolinita, que se presenta en agregados criptocristalinos.

Mineralización estr atiforme de barita

Se han reconocido en afloramiento y sondeos dos lentejones de barita, uno en el sector Barita y el otro en el sector Melgarejo. En ambos casos tienen poca extensión lateral (algunas decenas de metros en ambos casos).

En el sector Melgarejo, la mineralización de barita está a muro de los paquetes de anhidrita y es de 4 m de potencia. Presenta textura nodular (Fig. 20a), y estos nódulos pueden haberse formado en estadios diagenéticos tempranos, pues han sido afectados por compactación y aparecen interpenetrados con sus adyacentes. Los nódulos de barita son de tamaño centimétrico, y están constituidos por cristales de hábito tabular, en los que puede apreciarse a veces cierta disposición radial. Tanto los nódulos como su material intersticial se ven parcialmente reemplazados por cuarzo criptocristalino con cantidades variables de sericita y piritita (Fig. 20c). El reemplazamiento se produce a partir de los bordes de grano de la barita o de su exfoliación.

En el sector Barita, la mineralización de barita se sitúa a techo del paquete de anhidrita y es de 3 m de po-

tencia. Es de estructura masiva o bandeada, y en detalle consta de cristales tabulares idiomórficos de barita de grano fino (menos de 400 micras) con textura foliada (Fig. 20d). Algunos cristales de barita contienen inclusiones de sulfuros de grano muy fino (pirita y calcopirita, galena, esfalerita). No hay evidencias de reemplazamiento de la barita por los sulfuros. Por otra parte, los contactos claros, sin reemplazamientos entre calcopirita, galena y esfalerita, abogan por una cocrystalización de todos estos minerales (Fig. 20e). Esta esfalerita se ve limpia de inclusiones de calcopirita. En la mineralización superior de barita es frecuente la presencia de framboides de piritita, generalmente de pocas micras de diámetro (Fig. 20f). No obstante, estos agregados se encuentran casi siempre muy recrystalizados, dando lugar a neoformación de cristales de piritita idiomórfica de tamaño comparable al del framboide original.

MINERALIZACIONES ESTRATOLIGADAS

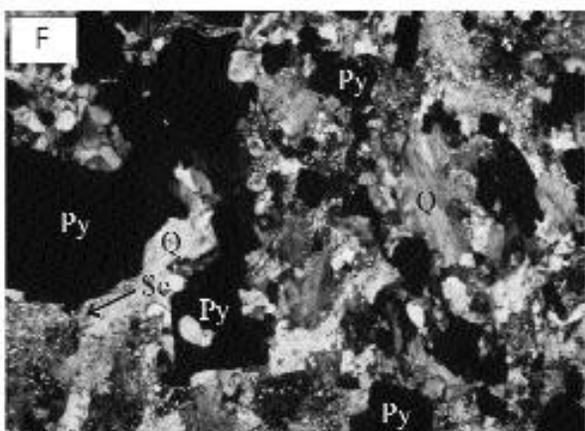
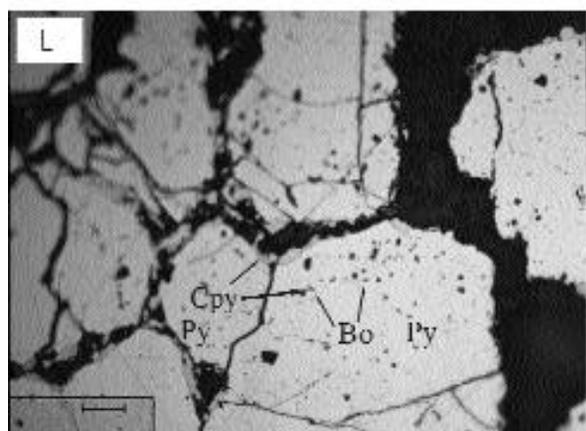
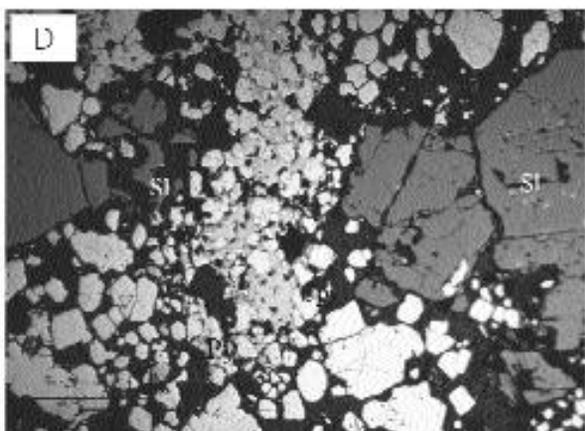
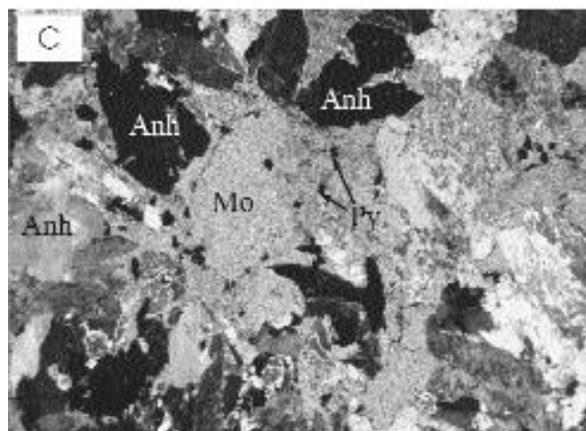
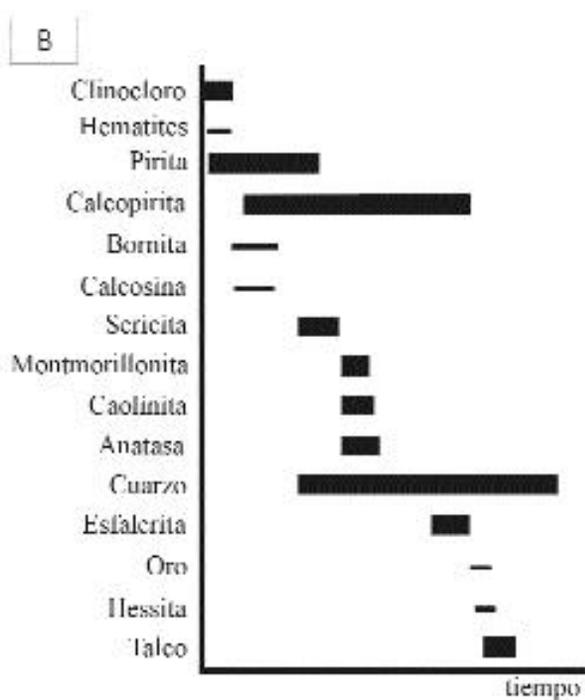
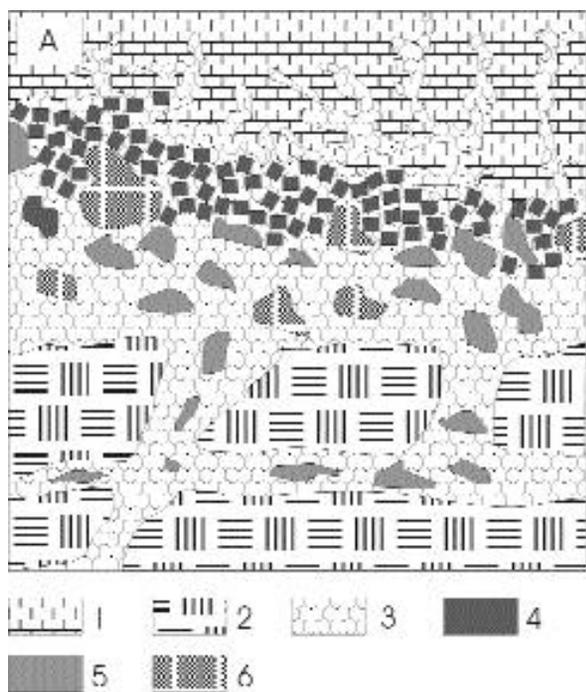
Las mineralizaciones estratoligadas presentes en la mina “El Cobre” son mineralizaciones epigenéticas que se encuentran restringidas a un paquete de estratos. Por ello, el intervalo mineralizado puede cartografiarse como un cuerpo vagamente tabular, análogo a un estrato. Se han podido diferenciar varios cuerpos mineralizados a diferentes profundidades (Luna et al., 1989, Cazañas et al., 1998), a niveles estratigráficos superior, intermedio e inferior.

Mineralización estr atoligada superior

Es una mineralización de carácter polimetálico (Zn-Cu-Pb) con una baja relación Cu/Zn. Se desarrolla en la

Fig. 20. Aspectos texturales de las mineralizaciones estratiformes de barita. A) Aspecto en muestra de mano de la mineralización estratiforme inferior de barita. Se distingue una tendencia nodular centimétrica. B) Detalle de la mineralización anterior, con nódulos de barita envueltos por caolinita (Kao), cuarzo (Q) y piritita (Py). Campo, 5,6 mm. Luz transmitida, sin analizador. C) Detalle de la imagen anterior, en que se aprecian cristales de barita (Ba) reemplazados por cuarzo (Q) y piritita (Py). Campo, 1,4 mm. Luz transmitida, sin analizador. D) Aspecto textural de la mineralización estratiforme superior de barita: agregados de cristales tabulares de barita con laminación paralela a la estratificación. Campo, 2,8 mm. Luz transmitida, nicoles cruzados. E) Detalle de la mineralización de sulfuros de cristalización tardía (calcopirita, Cpy; galena, Ga; esfalerita, SI) asociados a los cristales de barita (Ba) de la mineralización superior. Campo, 1,4 mm. Luz reflejada, sin analizador. F) Agregados framboidales de piritita (Py) incluidos en cristales de barita (Ba) de la mineralización superior. Luz reflejada, sin analizador. Campo, 2,8 mm.

Fig. 20. Textural aspects of the stratiform barite mineralizations. A) Aspect in hand sample of the lower stratiform mineralization. B) Detailed aspect of the: barite nodules (Ba) are rimmed by kaolinite (Kao), quartz (Q) and pyrite (Py). Width, 5,6mm. Plane polarized light. C) Detail of the above image, with barite crystals (Ba) replaced by quartz (Q) and pyrite (Py). Width, 1,4 mm. Plane polarized light. D) Textural patterns of the upper stratiform barite mineralization: tabular barite crystals display a foliation parallel to the bedding. Width, 2,8 mm. Crossed polars. E) Detail of the late sulphides (chalcopyrite, Cpy; sphalerite, SI; galena, Ga) that replace the barite crystals (Ba) in the upper barite body. Width, 1,4 mm. Reflected light. F) Frambooidal pyrite aggregates (Py) in barite (Ba) from the upper barite body. Reflected light. Width, 2,8 mm.



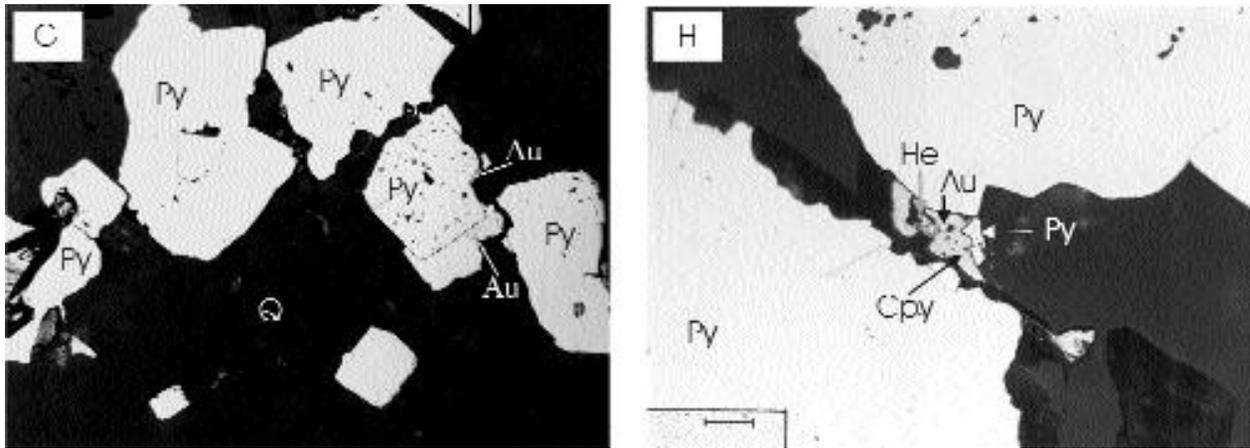


Figura 21. Características estructurales de la mineralización estratoligada superior. A) Esquema de la distribución de tipos texturales de mineralización. 1) anhidrita, 2) rocas volcánicas caolinitizadas, 3) silicificación, 4) pirita, 5) calcopirita, 6) esfalerita. B) Secuencia de cristalización en el depósito estratoligado superior. C) Detalle de las masas de anhidrita (Anh) reemplazadas por montmorillonita (Mo) con pirita (Py). Campo, 5,6 mm. Luz transmitida, nícoles cruzados. D) Aspecto de la zona cercana al contacto entre la zona silicificada y los cuerpos de anhidrita. Esta zona es rica en pirita (Py), calcopirita tardía (Cpy) y esfalerita (Sl). Campo, 5,6 mm. Luz reflejada, sin analizador. E) Aspecto de detalle de la zona cercana al contacto, con cristales de pirita (Py) ricos en inclusiones de bornita (Bo) y calcopirita (Cpy). Campo, 1,4 mm. Luz reflejada, sin analizador. F) Aspecto de la zona hipersilicificada, con cristales de cuarzo (Q) y de pirita (Py), se distinguen pequeños cristales de sericita (Se). Campo, 2,8 mm. Luz transmitida, nícoles cruzados. G) Oro nativo (Au) asociado con pirita (Py) más tardía y cuarzo (Q). Campo, 2,8 m. Luz reflejada, sin analizador. H) Asociación de oro nativo (Au) con hessita (He) y calcopirita (Cpy) cortando cristales de pirita (Py). Campo, 1,4 mm. Luz reflejada, sin analizador.

Figure 21. Textural patterns in the upper stratabound deposit. A) Schema with the distribution of the textural styles of mineralization in the upper stratabound deposit. 1) anhydrite, 2) kaolinized volcanic rocks, 3) silicification, 4) pyrite, 5) chalcopyrite, 6) sphalerite. B) Sequence of crystallization in the upper stratabound deposit. C) Detail of the anhydrite mass (Anh) replaced by montmorillonite (Mo) and pyrite (Py). Width, 5,6 mm. Crossed polars. D) Aspect of the zone at the contact between the silicification and the stratiform anhydrite deposit. This zone is rich in pyrite (Py), late chalcopyrite (Cpy) and sphalerite (Sl). Width, 5,6 mm. Reflected light. E) Aspect in detail of the zone closer to the contact: pyrite crystals (Py) are rich in bornite (Bo) and chalcopyrite (Cpy) inclusions. Width, 1,4 mm. Reflected light. F) Aspect of the hypersilicified zone, with quartz (Q) and pyrite (Py) crystals, sericite crystals (Se) are also distinguished. Width, 2,8 mm. Plane polarized light. G) Native gold (Au) in association with late pyrite (Py) and quartz (Q). Width, 2,8 m. Reflected light. H) Association of native gold (Au) with hessite (He) and chalcopyrite (Cpy); the ensemble cuts pyrite crystals (Py). Width, 1,4 mm. Reflected light.

misma área que la estratiforme de anhidrita, dentro de una franja de 1,7 km de largo y por lo menos 90 m de ancho al norte de la falla El Cobre.

Se localiza directamente por debajo de la mineralización estratiforme de anhidrita, muy cerca de la superficie topográfica, aunque sus afloramientos son escasos. Ha sido estudiada en detalle a través de láminas delgadas en los sectores Melgarejo y Barita. Los cuerpos minerales son dos en Melgarejo, con espesores que varían entre 13 y 25 m, y dos en Barita, con espesor de cerca de 5 m cada uno.

Se distinguen tres zonas dentro del cuerpo más inmediato al horizonte de anhidrita, en función de sus características texturales: a) zona de contacto con el depósito estratiforme de anhidrita y b) zona de silicificación y zona

basal (Fig. 21a). La secuencia de formación del conjunto de esta mineralización se encuentra en la Fig. 21b.

En la zona del contacto se aprecia el reemplazamiento de la anhidrita del depósito estratiforme por cuarzo microcristalino, montmorillonita, anatasa y sulfuros, a partir de bordes de grano de los cristales de anhidrita (Fig. 21c). Se distinguen pequeños restos de cristales de anhidrita casi totalmente corroídos dentro de los cristales de cuarzo. La pirita es el sulfuro más abundante y se encuentra en forma de cristales hipidiomórficos de tamaño de grano inframilimétrico. En algunas ocasiones, en la zona más inmediata al cuerpo de anhidrita reemplazado, los agregados de pirita llegan a ser casi masivos (Fig. 21d). Estos cristales son muy ricos en inclusiones de anhidrita y cuarzo. Por otra parte, los cristales de pirita se encuentran ca-

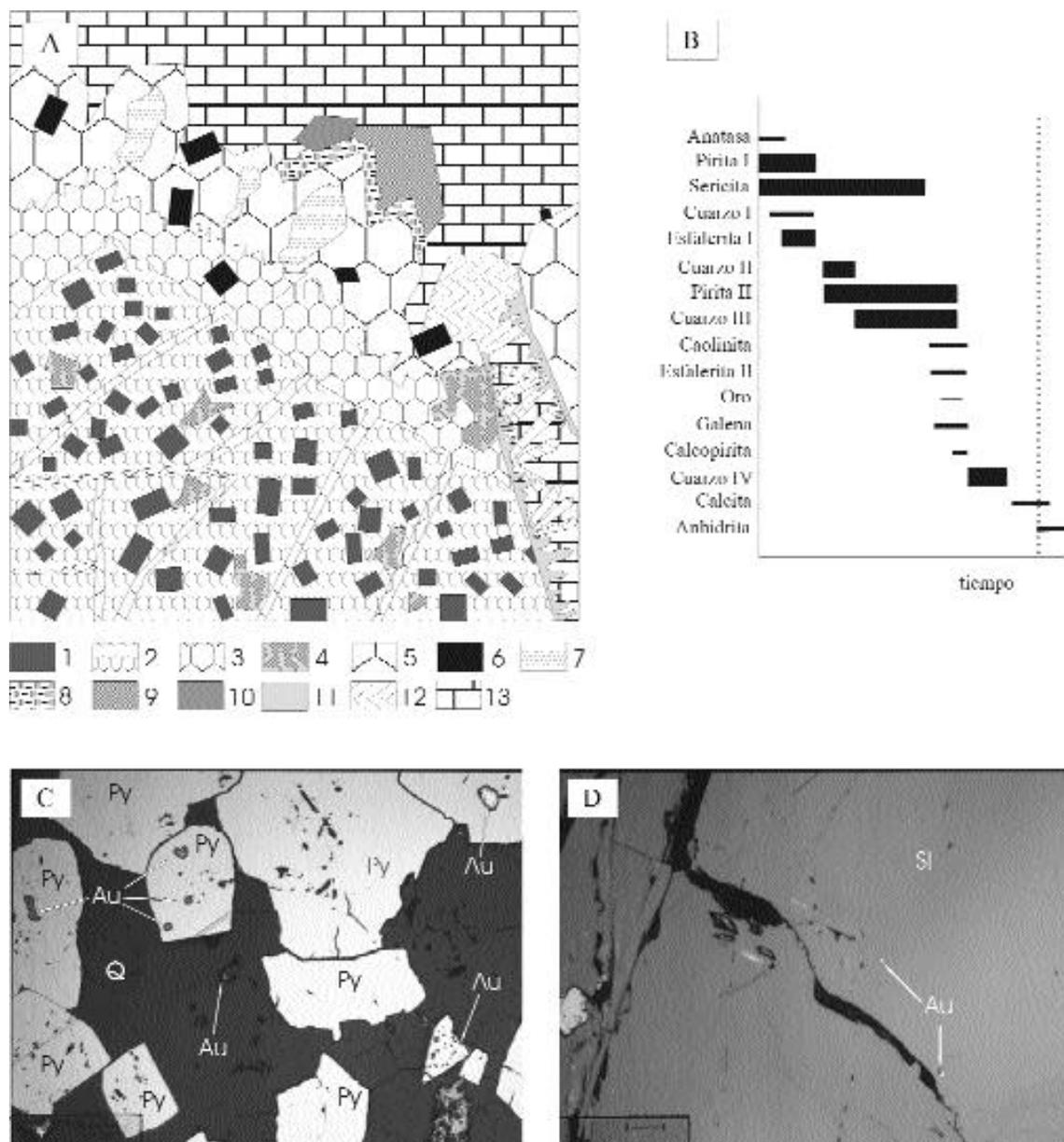


Fig. 22. Características texturales de la mineralización filoniana encajada en la mineralización estratoligada superior. A) Esquema idealizado de los filones en la zona del estratoligado superior. 1, pirita I, 2, cuarzo I (silicificación), 3, cuarzo microcristalino de relleno de cavidades (cuarzo II), 4, esfalerita I reemplazada por calcopirita, 5, cuarzo fanocristalino (cuarzo III), 6, pirita II, 7, sericita, 8, caolinita, 9, esfalerita II, no reemplazada por calcopirita, 10, calcopirita, 11, cuarzo IV, 12 calcita, 13, anhidrita. B) Secuencia de cristalización; la línea discontinua marca un episodio de fracturación. C) Detalle de las vetas: oro nativo (Au) asociado a pirita II (Py) y cuarzo III (Q). Campo, 2.8 mm. Luz reflejada, sin analizador. D) Granos de oro nativo (Au) incluidos en esfalerita II (SI). Campo, 1,4 mm. Luz reflejada, sin analizador.

Fig. 22. Textural patterns of the vein mineralization hosted in the upper stratabound mineralization. A) Idealized sketch of the veins in the upper stratabound zone. 1, pyrite I, 2, quartz I (silicification), 3, microcrystalline quartz infilling cavities (quartz II), 4, sphalerite I replaced by chalcopirite, 5, fanocrystalline quartz (quartz III), 6, pyrite II, 7, sericite, 8, kaolinite, 9, sphalerite II, unreplaced by chalcopirite, 10, chalcopirite, 11, quartz IV, 12 calcite, 13, anhydrite. B) Sequence of crystallization, discontinuous line marks a fracture episode. C) Detail in reflected light of the veins: gold (Au) associated with pyrite II (Py) and quartz III (Q). Reflected light. Width, 2.8 mm. D) Native gold grains (Au) included in sphalerite II (SI). Reflected light. Width, 1,4 mm.

si siempre corroídos en sus bordes por calcopirita, que ocupa posiciones intersticiales entre los granos de pirita. En ocasiones, cuando la calcopirita se encuentra incluida en pirita, se asocia a calcosina y bornita (Fig. 21e). Los contactos de estos minerales entre sí son curvos y sugieren cocrystalización en equilibrio. Esta circunstancia puede darse a unas condiciones elevadas de fugacidad de azufre. Además, en asociación con esta calcopirita son muy abundantes cristales de esfalerita, de diámetro incluso milimétrico. En esta esfalerita no se dan reemplazamientos por calcopirita, lo que sugiere una cocrystalización con ella. A semejanza de la pirita, la esfalerita contiene a menudo restos de cristales de anhidrita muy corroídos.

A medida que aumenta la distancia desde el contacto con la mineralización estratiforme de anhidrita, disminuye progresivamente dentro del cuarzo y los sulfuros la proporción de restos de anhidrita (que se ven pseudomorfizados por agregados criptocristalinos de hematites) y se llega en menos de un metro de espesor a agregados masivos de cuarzo cripto a microcristalino (cuarzo I) de aspecto sacaroide (zona silicificada, Fig. 21f). De forma diseminada entre estos agregados se encuentran granos de calcopirita, esfalerita y pirita de tamaño algo mayor, unas 150-300 micras, pudiendo llegar a algunos milímetros. Se reconocen dos generaciones de esfalerita: la primera (tipo I) es precoz y se encuentra asociada directamente al cuarzo criptocristalino. Esta esfalerita se encuentra muy reemplazada por calcopirita siguiendo bordes de grano y superficies de exfoliación. La esfalerita de segunda generación (esfalerita II) se encuentra en vetillas dentro de la esfalerita I, a la que reemplaza, o en delgadas vetillas de cuarzo microcristalino (cuarzo II). En esta zona pueden reconocerse granos de oro nativo de tamaño comprendido entre unas 5 y 50 micras. El oro se dispone o bien en posición intersticial entre granos de cuarzo o en superficies de sobrecrecimiento de los cristales de pirita precoces (pirita I) por otra generación de pirita más tardía (pirita II, Fig. 21g), o bien se encuentra en asociación con calcopirita y hessita (Ag_2Te) en pequeñas vetillas que cortan a los cristales de pirita I (Fig. 21h).

La zona basal de la mineralización estratiforme es una zona de alteración de forma vagamente tabular a escala de depósito, con un espesor de algunas pocas decenas de metros. Se trata de rocas volcánicas o vulcanosedimentarias muy alteradas, de forma que está borrado casi todo rastro de la textura original de la roca. Estas rocas están fragmentadas, siendo los fragmentos vagamente redondeados. Los fragmentos se encuentran fuertemente reemplazados, y el centro está constituido por agregados de grano muy fino de montmorillonita o caolinita, cuarzo, anhidrita, seri-

cita, esfalerita y pirita, mientras que en la periferia se encuentra cuarzo. Estos fragmentos se encuentran cortados por vetas con filosilicatos con esfalerita y pirita y, en muchos casos, por vetas más tardías de cuarzo microcristalino con mineralización de calcopirita. La calcopirita puede llegar a reemplazar a la pirita a partir de bordes de grano.

Por consiguiente, esta mineralización puede interpretarse, al menos en la parte más superior, como el reemplazamiento de la parte basal de los cuerpos de anhidrita y las rocas volcánicas infrayacentes por un proceso de silicificación.

Todas las unidades anteriormente descritas se encuentran cortadas por vetas de cuarzo + calcopirita \pm esfalerita de anchura variable entre unas pocas micras hasta varios centímetros (Fig. 22a). Estas vetas presentan crecimientos drúsicos de estos minerales, cuya secuencia está representada en la Fig. 22b. La secuencia empieza con crecimientos drúsicos de cristales de cuarzo idiomórficos de tamaño milimétrico (cuarzo III). Estos cristales muy a menudo contienen en sus núcleos zonas muy ricas en inclusiones de plaquitas de sericita, dispuestas en bandas de crecimiento, pero en cambio las caras del romboedro se encuentran recubiertas por cristales radiales de caolinita, que pueden llegar a formar una banda de grosor milimétrico. Sobre estos cristales se reconocen crecimientos pasivos de pirita (pirita II) y esfalerita (esfalerita II). La pirita de estos filones se encuentra asociada con abundantes granos de oro nativo, los cuales en ocasiones son de tamaño superior a 100 micras (Fig. 22c). La esfalerita II de esta asociación se encuentra muy poco o nada reemplazada por calcopirita. Dentro de los cristales de esta esfalerita se reconocen pequeñas inclusiones de galena, pequeños granos de oro nativo de hasta 10 micras de diámetro (Fig. 22d) y un telururo de oro de grano muy fino, posiblemente calaverita (AuTe_2) envuelto por hessita.

En estadios más tardíos se produce un episodio de fracturación que afecta a la asociación anterior, y toda la porosidad (ya sea generada durante este episodio o restante del episodio anterior) es rellenada por una asociación con cuarzo microcristalino, calcita tabular (dispuesta en agregados radiales) y anhidrita (en forma de grandes cristales idiomórficos implantados de forma pasiva sobre los sulfuros anteriores).

Mineralización estr atoligada intermedia

Se encuentra a pocos metros por debajo de la unidad anterior. Se reconoce un nivel de carbonato de potencia

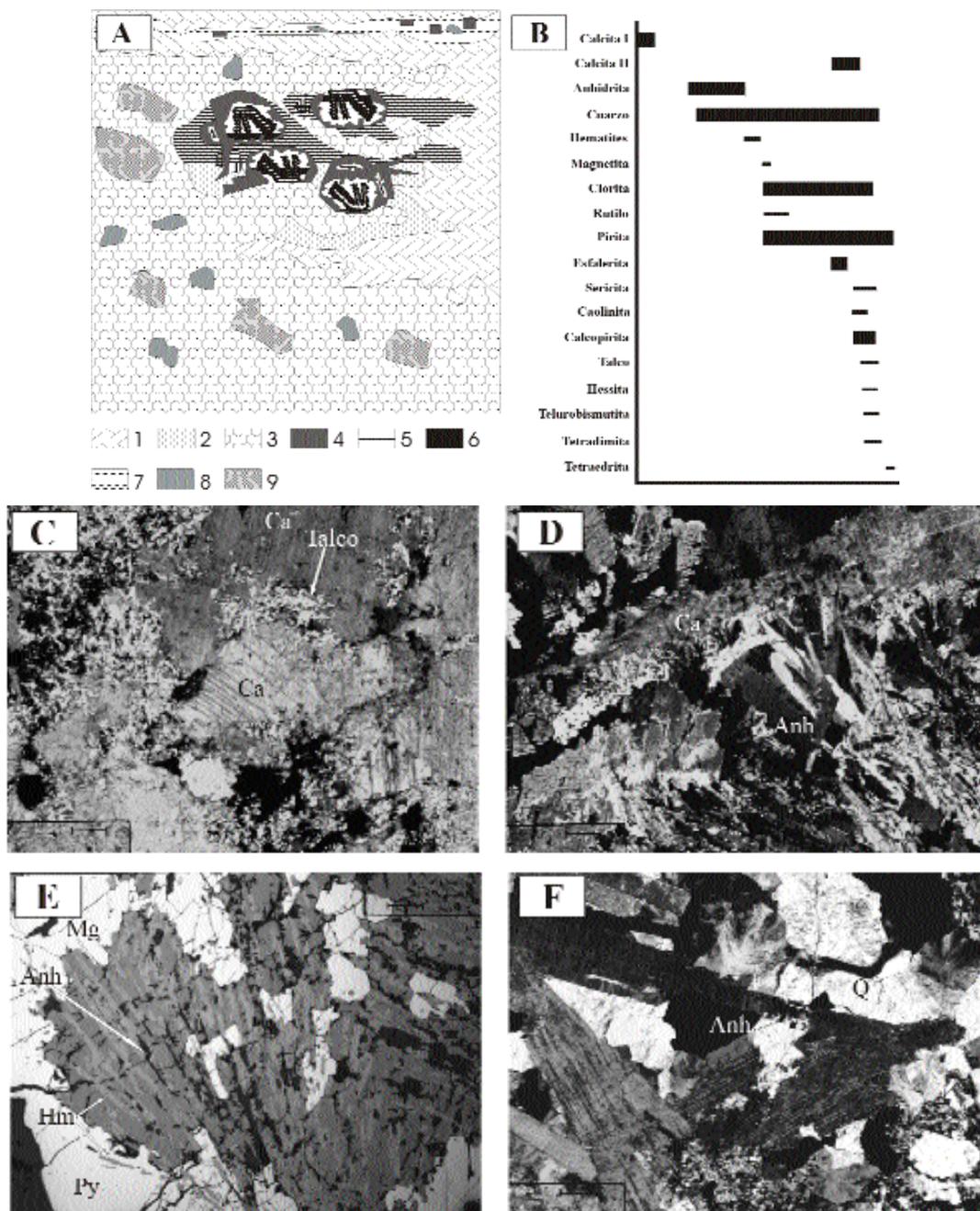


Fig. 23. Aspectos texturales de la mineralización en el depósito estratoligado inferior. A) Esquema de la mineralización. 1, calcita, 2, anhidrita, 3, silicificación, 4, pirita, 5, magnetita, 6, hematites, 7, talco, 8, calcopirita, 9, esfalerita. B) Secuencia de cristalización. C) Calizas muy recrystalizadas, con calcita esparítica (Ca) cortada por vetas de talco. Campo, 2,8 mm. Luz transmitida, nícoles cruzados. D) Agregados de cristales tabulares de anhidrita (anh) reemplazando calcita (ca). Campo, 2,8 mm. Luz polarizada, nícoles cruzados. E) Secuencia de reemplazamiento anhidrita radial (Anh)-hematites (Hm)-magnetita (Mg)-pirita (Py). Campo, 0,7 mm. Luz reflejada. F) Reemplazamiento de los cristales tabulares de anhidrita (anh) por cuarzo microcristalino (q). G) Anhidrita (Anh) cortada por cuarzo (q), clorita (cl) y pirita (opaco). Luz transmitida, sin analizador. H) Zonación en un cristal idiomórfico de cuarzo marcada por la distribución de inclusiones de cristales tabulares de anhidrita. Nícoles cruzados. Campo, 2,8 mm. I) Zona silicificada: cuarzo (q) con clorita (cl) y calcopirita (opaca). Campo, 1,4 mm. Luz transmitida, sin analizador. J) Detalle de la zona silicificada: cuarzo (q) con inclusiones de caolinita (cao). Campo, 0,7 mm. Luz transmitida, nícoles cruzados. K) Teluros de bismuto (Te) calcopirita (cpy). Campo, 1,4 mm. Luz reflejada. L) Cristales de pirita (py) cortados por vetas de calcopirita (cpy), a su vez cortados por vetas más tardías de tetraedrita (td). Campo, 1,4 mm. Luz reflejada.

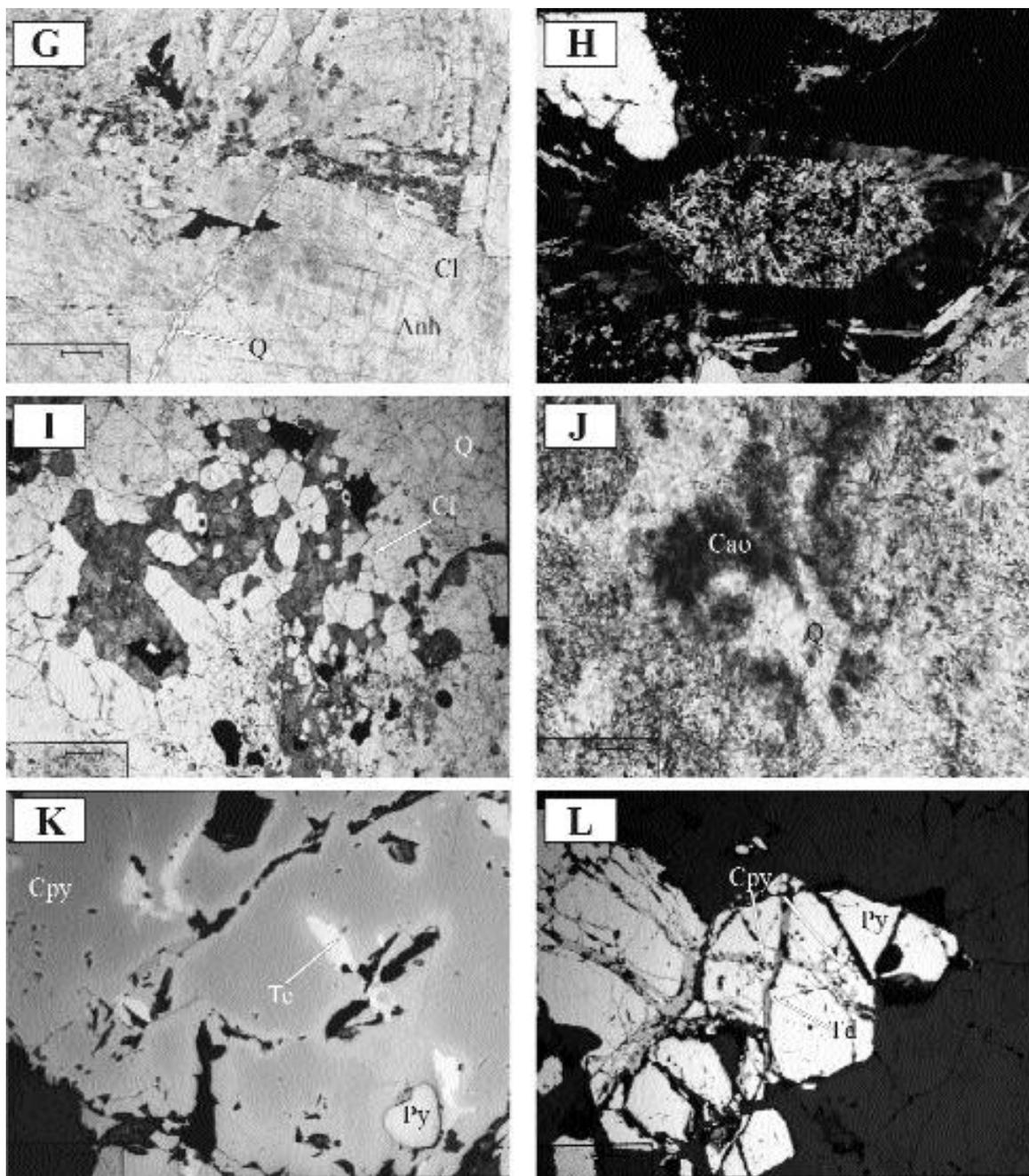


Fig. 23. Textural patterns of the mineralization in the lower stratabound deposit. A) Scheme of the mineralization. 1, calcite, 2, anhydrite, 3, silicification, 4, pyrite, 5, magnetite, 6, hematite, 7, talc, 8, chalcopyrite, 9, sphalerite. B) Sequence of crystallization. C) Very recrystallized limestones, with sparitic calcite (ca) cut by talc veins. Width, 2,8 mm. Crossed polars. D) Aggregates of tabular anhydrite crystals (anh) replacing calcite (ca). Width, 2,8 mm. Crossed polars. E) Sequence of replacement anhydrite (Anh)-hematite(Hm)-magnetite (Mg)-pyrite (Py). Width, 0,7 mm. Reflected light. F) Replacement of tabular anhydrite crystals (anh) by microcrystalline quartz (q). G) Anhydrite (Anh) cut by quartz (q), chlorite (cl) and pyrite (opaque). Plane polarized light. H) Zoning in an euhedral quartz crystal as indicated by the distribution of anhydrite crystals. Crossed polars. Width, 2,8 mm. Crossed polars. I) Detail of the intensely silicified zone: quartz (q) with chlorite (cl) and chalcopyrite (opaque). Width, 1,4 mm. Plane polarized light. J) Detail of the silicified zone: quartz (q) with kaolinite inclusions (cao). Width, 0,7 mm. Crossed polars. K) Bismuth tellurides (Te) with chalcopyrite (cpy). Width, 1,4 mm. Reflected light. L) Pyrite crystals (py) cut by chalcopyrite veins (cpy), and all the above cut by late tetrahedrite veins (td). Width, 1,4 mm. Reflected light.

métrica, que se encuentra afectado por procesos de silicificación. Esta silicificación es de distribución muy irregular dentro del cuerpo de carbonato y produce cuarzo microcristalino, a menudo idiomorfo agrupado en crecimientos drusiformes. El cuarzo es rico en inclusiones de hematites. Algunos sondeos cortaron una débil mineralización de Pb-Zn, pero por desgracia los que nosotros hemos podido analizar son estériles.

Mineralización estratoligada inferior

Consta de cinco cuerpos minerales de decenas de m de largo y entre 4 y 8 m de espesor, producidos por reemplazamiento de niveles de carbonatos olistostrómicos intercalados con las rocas volcánicas. Estos reemplazamientos producen complejas relaciones texturales entre los minerales (Fig. 23a); la secuencia de cristalización del conjunto se da en la Fig. 23b.

Esta mineralización se desarrolla en un área de 700 m de largo por 400 m de ancho al oeste del sector Mina Blanca, límite occidental de la mineralización filoniana cuprífera, sobre la falla El Cobre, y en ella los mecanismos de reemplazamiento han producido una acusada zonación horizontal muy compleja en relación con la falla mineralizada El Cobre. De este modo, en las zonas más alejadas de la falla se llega a reconocer horizontes de carbonatos muy recristalizados. En la calcita de estas calizas a veces se identifican todavía texturas micríticas, pero generalmente están muy reemplazadas por calcita de hábito hojoso (calcita I), a la que sigue una generación de calcita esparítica (calcita II). En ocasiones, en las zonas mineralizadas más alejadas esta calcita esparítica está acompañada por una asociación de talco + pirita + calcopirita + cuarzo (Fig. 23c). En esta asociación el talco se presenta en cristales hipidiomórficos de tamaño muy grande, que pueden alcanzar algunos centímetros (aspecto inusual en este mineral). La pirita se encuentra en cristales idiomórficos en forma de cubo; la calcopirita y el cuarzo son de grano fino y alotriomórficos.

Una zona más cercana a la falla El Cobre queda caracterizada por el desarrollo de anhidrita. La anhidrita se encuentra en grandes placas hipidiomórficas, a menudo agrupadas en agregados radiales, que reemplazan a los agregados de calcita (Fig. 23d). En asociación con la anhidrita hay pequeñas cantidades de cuarzo. Los cristales de anhidrita, a su vez, se ven reemplazados, a menudo pseudomórficamente, por pequeños cristales tabulares de hematites de desarrollo a menudo idiomórfico. Esta hematites, a menudo, suele ser pseudomorfizada por mag-

netita y ésta, a su vez, por pirita. En este sector, los cristales de anhidrita pueden estar pseudomorfizados a partir de sus bordes de grano por asociaciones de cuarzo \pm clorita. Los cristales de cuarzo son de tendencia idiomórfica (Fig. 23f), y la clorita desarrolla cristales tabulares agrupados en agregados esferulíticos (Fig. 23g), los cuales a menudo se ven acompañados por pirita alotriomórfica. Los cristales de anhidrita se ven cortados, además, por vetas de anchura inframilimétrica, constituidas por bordes de cuarzo con núcleos de clorita férrica de color verde, a menudo asociada con pirita y esfalerita. En esta zona, los núcleos de los cristales de cuarzo pueden contener, en ocasiones, inclusiones muy abundantes de anhidrita, que se disponen en los planos de crecimiento del cuarzo. No obstante, los bordes de los cristales de cuarzo están libres de inclusiones de anhidrita (Fig. 23h).

En las zonas más cercanas a la falla El Cobre la mineralización estratoligada inferior consta de agregados masivos de cuarzo micro a fanocristalino, asociado con sulfuros de grano grueso (especialmente, calcopirita y pirita, con cantidades subordinadas de esfalerita), localmente asociados a clorita férrica (de color verde muy oscuro) dispuesta en agregados radiales (Fig. 23i). Pequeños cristales idiomórficos de caolinita, de hábito tabular, son muy frecuentes como inclusiones dentro del cuarzo (Fig. 23j). Como minerales accesorios aparecen pequeñas cantidades de telururos de plata (hessita, Ag_2Te), y de bismuto (tetradimita, $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$, y telurobismutita, Bi_2Te_3) directamente asociados a la calcopirita (Fig. 23k). Los componentes de esta asociación de telururos presentan bordes curvos entre ellos, sugiriendo una cocrystalización en equilibrio. Finalmente, pequeñas vetillas de tetraedrita, asociadas a pirita, cortan a la calcopirita (Fig. 23l).

Como puede apreciarse en la secuencia de cristalización, muchas de las alteraciones hidrotermales presentes en esta unidad son coetáneas y su desarrollo está condicionado por la interacción fluido/roca, que es más intensa en las inmediaciones de la falla El Cobre.

Como en el resto de mineralizaciones estratoligadas, vetas de anchura variable rellenas de cuarzo con pirita y calcopirita cortan a todo el conjunto.

TECTÓNICA POST-MINERAL

El conjunto de las mineralizaciones de “El Cobre” se encuentra afectado por la actividad post-mineralización de diversas fracturas normales de dirección N-S. Como resultado, los cuerpos minerales se encuentran desplaza-

dos de su posición primitiva y han experimentado un moderado basculamiento. Como resultado de este basculamiento, el nivel erosivo actual a lo largo de la zona filoniana (E-W) proporciona para una misma cota topográfica afloramientos de tipos de mineralizaciones que estaban a diferentes profundidades originalmente. Los sectores Mina Blanca y Mina Grande se localizan en un bloque elevado (Pfeffer, 1961) pero, dentro de este bloque, la parte oeste de Mina Blanca está más hundida, en tanto que el oeste de Mina Grande está más levantado. Hacia el este de Mina grande y en un bloque hundido está Gitanilla, que presenta el stockwork mineralizado en sus extremos E y W, mientras que en su parte central los cuerpos minerales se localizan 100 m por debajo de la superficie (Barrabí et al., 1992).

Las variaciones del corte erosivo se reflejan en el espesor y leyes de los cuerpos minerales cupríferos, presentando Zona Central (Mina Blanca y Mina grande) las mayores potencias de mineral cuprífero y leyes de Cu más altas. En el Oeste de Mina Grande, donde no quedan restos del stockwork, los cuerpos minerales alcanzan localmente espesores de hasta 24 m (Barrabí et al., 1992). En Gitanilla la potencia de los cuerpos minerales varía entre 5 y 10 m, pero los sondeos realizados en esta zona han alcanzado escasa profundidad. La fractura el Cobre ha sido reactivada con posterioridad a la mineralización, lo que se traduce en el desarrollo de estructuras cataclásticas en la misma. Estas texturas son muy comunes en los sectores profundos del filón, donde la mayor parte de la mineralización estaba canalizada en la propia fractura. Las texturas cataclásticas producen una disminución del tamaño de grano de la mineralización, aunque no se aprecian removilizaciónes de la misma.

ALTERACIÓN SUPERGÉNICA

Los procesos de alteración meteórica son intensos en la isla de Cuba, donde se dan temperaturas medias anuales de 28°C, con altas condiciones de humedad. La intensa fracturación de la roca, afectada por tectónica postmineral, y su propia constitución, son factores que han favorecido el desarrollo de un perfil de alteración que responde al esquema típico de una zona de gossan en superficie, una zona de enriquecimiento supergénico y una zona de menas primarias.

La zona de gossan ha sido casi totalmente desmantelada durante el proceso de abertura de la corta, y sólo hacia Mina Grande quedan algunos remanentes de pequeño tamaño de lo que debieron ser los cuerpos limoníticos. La

intemperización de todos los minerales ricos en cobre produce típicas alteraciones en tonos de color verde. No obstante, pese a que estos minerales han sido interpretados históricamente en este depósito como carbonatos (Bogdánov et al., 1963; Golovchenko et al., 1967; Barrabí et al., 1992), el estudio sistemático mediante difracción de polvo de rayos X demuestra que los minerales de alteración son sulfatos (ramsbeckita, brochantita, antlerita) y fosfatos (libethenita), mientras que la malaquita y azurita parecen estar completamente ausentes del depósito. Esta circunstancia tal vez se deba a una actividad de SO_4^{2-} extremadamente alta en las soluciones meteóricas, debido a la elevada proporción de pirita en las menas primarias y en el encajante.

La zona de enriquecimiento supergénico está muy bien desarrollada, y en Mina Grande los antiguos sondeos previos a la excavación de la corta cortaron menas de este tipo hasta a unos 150 m de profundidad. Las menas de enriquecimiento reemplazan a la calcopirita y pirita. En los sectores más superficiales se encuentran cuprita y cobre nativo. Estos minerales a menudo desarrollan pseudomorfos de calcopirita, pero también se forman pseudomorfos de cobre nativo por cuprita. La cuprita puede aparecer también en cristales cúbicos de tamaño milimétrico que rellenan porosidad geódica. El cobre nativo se encuentra en forma de agregados hojosos o arborescentes de longitud incluso decimétrica. Ambos minerales acostumbran a presentar una costra de pocas micras de espesor compuesta por tenorita, de color negro.

En los sectores más profundos afectados por la alteración supergénica calcopirita y pirita se encuentran sustituidas por calcocita, covellina y djurleíta. Todos estos minerales forman pseudomorfos de los sulfuros primarios o vetas de grosor inframilimétrico en las mismas.

En Mina Alta la alteración supergénica ha permitido el desarrollo de una zona de enriquecimiento secundario, pero dadas las dimensiones del depósito, ésta es pequeña. En Gitanilla, la zona de alteración supergénica presenta escaso desarrollo.

MODELO DE DEPÓSITO

La densa red de sondeos, unida a los datos de afloramiento, permiten tener una visión de la morfología tridimensional del depósito (Fig. 24). Esta configuración define una estrecha relación espacial entre las mineralizaciones estratoligadas, estratiformes y filonianas.



Las mineralizaciones estratiformes son depósitos masivos, muy potentes, y no hay en ellos evidencias de formación a partir de procesos metasomáticos de reemplazamiento de otras rocas preexistentes, aunque sí que son muy abundantes filones tardíos que las cortan. Los paquetes potentes de anhidrita de la zona de “El Cobre” no pueden ser explicados por mecanismos evaporíticos, pues la cuenca sedimentaria era submarina y profunda, y tampoco se distinguen en ella el resto de litofacies típicas de secuencias evaporíticas. Además, no existen depósitos similares en el resto del arco Paleógeno de Cuba. Por otra parte, en ellos se dan texturas sedimentarias y diagenéticas (nódulos o laminación en los depósitos de anhidrita o barita), lo que permite descartar procesos de reemplazamiento. Son, por tanto, precipitados químicos formados en la cuenca y, por tanto, submarinos. El mecanismo para explicar estos depósitos submarinos de sulfatos es por vertido de fluidos hidrotermales a un fondo submarino, con subsecuente calentamiento de agua marina y precipitación de anhidrita debido a que su solubilidad disminuye a temperatura creciente. Depósitos estratiformes de barita y de anhidrita (o yeso) muy similares se encuentran asociados a los depósitos volcanogénicos de sulfuros de Kuroko en Japón (Shikazono y Holland, 1983).

Por otra parte, los depósitos de óxidos de manganeso presentan una estructura idéntica a la descrita en el resto de depósitos exhalativos de manganeso del arco paleógeno de Cuba (véase Cazañas y Melgarejo, 1998c, y Cazañas et al., 1998, en este volumen). En el depósito estratiforme de manganeso el desarrollo de una intensa alteración celadonítica, que rellena porosidades entre los fragmentos volcanoclasticos, se interpreta como la alteración asociada a los canales de emisión de los fluidos.

La mineralización filoniana puede ser interpretada como la zona de raíz de los depósitos de sulfatos, basándose en los si-

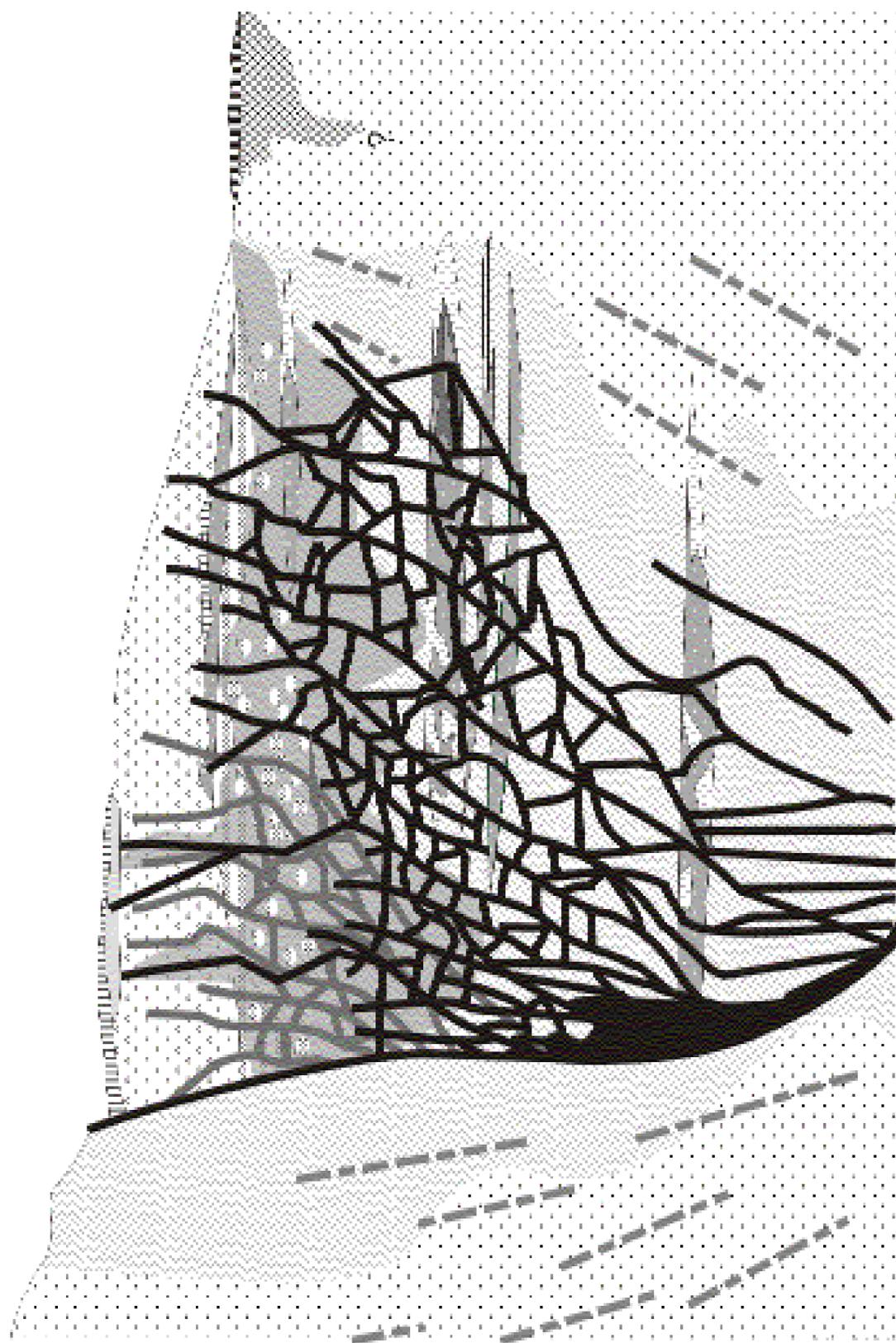
guientes datos: a) coincidencia espacial de ambos tipos de depósitos; b) a techo de los niveles de anhidrita no existen alteraciones hidrotermales parecidas a las que se encuentran en la base de estos cuerpos; c) los filones con $Cu \pm Zn \pm Pb$ cortan los tramos basales de anhidrita pero no su techo; e) zonalidad de la mineralización filoniana, con transición desde una zona de stockwork silíceo a otra de stockwork con sulfatos a la mineralización estratiforme. Una disposición zonal de este tipo ha sido también reportada en depósitos del tipo Kuroko en Japón (Matsukama y Horikoshi, 1970; Ohmoto y Skinner, 1983) y, en rasgos generales, es similar a la que presentan la mayoría de depósitos VMS de Australia (Large, 1992) y los depósitos del Arcaico de Canadá (Roscoe, 1965; Sangster, 1972). Cabe señalar que, además de los tipos de mineralización descritos hasta ahora en “El Cobre”, en este tipo de depósitos pueden existir mineralizaciones potentes de sulfuros masivos a techo de los tramos de sulfatos.

A semejanza con algunos VMS modernos, en los que se reporta precipitación de anhidrita en la superficie (Laznicka, 1988; Graham et al., 1988; Scott, 1996; 1997; Lydon, 1996; Herzig y Hannington, 1995), el depósito “El Cobre” contiene en su parte superior un potente tramo de anhidrita, que se intercala entre dos niveles de barita; el conjunto es sobreyacido por depósitos estratiformes de óxidos de manganeso y chert. Una asociación mineralógica muy parecida ha sido descrita en algunos VMS de Canadá (Ridler, 1971), y se les ha denominado como “exhalitas tobáceas”. También ha sido descrita en algunos depósitos VMS actuales, denominada “horizonte de exhalitas” (Kalogeropoulos, 1982; Scott, 1983, 1987).

En el contexto geológico de Australia, según Large (1992) las exhalitas descritas probablemente no tienen el mismo significado genético que el “horizonte de exhalitas” y “exhalitas tobáceas” de Canadá y los VMS actuales, que se consideran como finas capas sedimentarias enriquecidas en productos hidrotermales y situadas en el

Figura 24. Bloque diagrama con la representación de los tipos de mineralización presentes en el yacimiento “El Cobre”, a partir de los datos de Barrabí et al. (1992) y Luna et al. (1989; 1992). 1- Cobertera, 2- Areniscas, 3- Conglomerados, 4- Brecha volcánica con predominio de fragmentos de tamaño < 15 mm y abundantes intercalaciones de areniscas, y tobas, 5- Calizas, 6- Mineralización estratiforme de óxidos de manganeso, 7- Mineralización estratiforme de barita, 8- Mineralización estratiforme de anhidrita, 9- Mineralización estratoligada de sulfuros (Zn-Cu-Pb), 10- Brecha volcánica con fragmentos de tamaño > 15 mm y escasas intercalaciones de areniscas y tobas, 11- Mineralización estratoligada de sulfuros (Cu-Zn-Pb), 12- Mineralización filoniana de Cu, 13- Andesita, 14- Dacita, 15- Riolita, 16- Andesita-dacítica, 17- Andesita-basáltica y basalto, 18- Riodacita.

Figure 24. Diagram with the main ore types in the “El Cobre” deposit, compiled after data from Barrabí et al. (1992) and Luna et al. (1989; 1992). 1- Quaternary cover, 2- Sandstones, 3- Conglomerates, 4- Volcanic breccia, fragments < 15 mm, interbedded with abundant sandstone and tuff beds, 5- Limestones, 6- Stratiform Mn oxides, 7- Stratiform barite, 8- Stratiform anhydrite, 9- Stratabound sulphides (Zn-Cu-Pb), 10- Volcanic breccia, fragments > 15 mm, scarcely interbedded with sandstones and tuffs, 11- Stratabound sulphide ores (Cu-Zn-Pb), 12- Vein mineralization (Cu), 13- Andesite, 14- Dacite, 15- Rhyolite, 16- Andesite-dacite, 17- Andesite-basalt and basalt, 18- Rhyodacite.



mismo horizonte estratigráfico que los lentes de sulfuros masivos.

El estudio de sistemas hidrotermales actuales en la superficie de los océanos, que son análogos modernos de los depósitos VMS antiguos, han contribuido con algunas nuevas ideas al desciframiento de la génesis y perfeccionamiento de las guías para la exploración de estos depósitos en terrenos emergidos (Scott, 1996). Así, en el sistema hidrotermal actual Pacmanus, extremo oriental de la cuenca Manus, las exhalitas se han formado a partir de una pluma hidrotermal de partículas compuestas de anhídrita, barita, sílice amorfa, sulfuros de metales, óxidos e hidróxidos (Scott et al., 1997).

El depósito “El Cobre” presenta una zonación que se caracteriza por el decrecimiento en la relación calcopirita/esfalerita hacia arriba y hacia los lados, a medida que nos alejamos de la zona de alimentación. Similar zonación ha sido descrita por Lydon (1996) para otros depósitos de sulfuros masivos y ha sido interpretada como el reflejo de un determinado gradiente de temperatura durante la deposición de los sulfuros. La presencia común de la “chalcopyrite disease” (Barton, 1978) dentro de la esfalerita es el resultado del reemplazamiento de fases de menor temperatura previamente depositadas por las de mayor temperatura. Esta relación calcopirita/esfalerita también está presente en algunos de los depósitos VMS de Australia (Large, 1992).

Los minerales de alteración hidrotermal en la estructura filoniana del depósito “El Cobre” definen una zonación vertical, con clorita en los sectores más profundos, que continúa con sericita hacia los más superficiales y da caolinita en los más superiores. Esta zonación también es característica para muchos depósitos de sulfuros masivos (Riverin y Hodgson, 1980; Lydon y Galley, 1986) y es considerada como un reflejo del gradiente térmico originado por la entrada de agua de mar desde la superficie.

Si la relación en los minerales de alteración hidrotermal sericita/clorita es un indicador del grado de dilución

del fluido hidrotermal por el agua de mar, también lo es el cambio en sentido vertical de la zona clorítica por la de sericita-illita. Igual zonación es descrita por Lydon (1996) en Millenbach (Canadá) y Pitharokhoma (Chipre) indicando que en este caso el fluido hidrotermal alcanza el fondo marino conteniendo significativas cantidades de agua de mar.

En las partes externas de la zona de alimentación, localmente se presenta epidota. La epidota se localiza en filones en las rocas volcánicas, lo que sugiere una fuerte influencia del encajante en las características geoquímicas del fluido. Al mismo tiempo, la formación de epidota indica bajas concentraciones de CO₂ en el fluido (Hulston, 1998). De existir una fugacidad de CO₂ mayor, se formaría calcita en vez de epidota. La epidota presenta tamaños de cristales muy variados, predominando los cristales grandes. A partir de un estudio de los minerales del grupo de la epidota en campos geotérmicos actuales en Nueva Zelanda Hulston (1998) señala que, por razones aún desconocidas, la abundancia y el tamaño de los cristales de epidota incrementan con la temperatura del reservorio.

Las mineralizaciones estratoligadas se han producido por mecanismos de reemplazamiento de litofacies favorables por parte de los mismos fluidos que generan la mineralización filoniana. El nivel inferior y medio se forman por reemplazamiento de carbonatos; el superior, de la propia mineralización estratiforme de sulfatos. Depósitos similares se atribuyen, con el nombre genérico de inhalitas, al reemplazamiento de litotipos favorables atravesados por los fluidos hidrotermales en su camino hacia la superficie. Para ello se requiere que estos niveles sean buenos acuíferos y tengan una cierta reactividad.

La existencia de depósitos estratiformes de anhídrita y barita es un hecho común en los depósitos japoneses. En estos depósitos, los sulfatos presentan depósitos de sulfuros masivos a techo, generalmente ricos en Pb-Zn. Por tanto, si se acepta el modelo tipo Kuroko para el depósito de “El Cobre”, cabe contemplar la posibilidad de la existencia de depósitos de Pb-Zn hacia los flancos del depó-

Figura 25. Esquema sintético de distribución de los diferentes tipos de depósitos en la mina “El Cobre”. 1- barita, 2- anhídrita, 3- óxidos de manganeso, 4- calizas, 5- silicificación, 6- talquización, 7- caolinitización, 8- sericitización, 9- cloritización, 10- rocas volcanosedimentarias, 11- filones silíceos profundos, 12- stockwork silíceo, 13- stockwork anhídrico, 14- vetas anhídrico-epidóticas, 15- alteración celadónica.

Figure 25. Synthetic schema for the distribution of the different types of hydrothermal deposits and alterations in the “El Cobre” mine. 1- barite, 2- anhydrite, 3- manganese oxides, 4- limestones, 5- silicification, 6- talcization, 7- kaolinitization, 8- sericitization, 9- chloritization, 10- volcanosedimentary rocks, 11- deep siliceous veins, 12- siliceous stockwork, 13- anhydrite stockwork, 14- anhydrite-epidote veins, 15- celadonic alteration.

sito. Estos depósitos podrían hallarse, como el resto de depósitos estratiformes, al norte de la falla El Cobre, que limita el yacimiento. De acuerdo con este esquema, y atendiendo al buzamiento regional, de existir depósitos estratiformes de Pb-Zn, éstos se situarían en la zona que se extiende al NW del poblado de El Cobre, por debajo de los materiales de la secuencia media del Grupo El Cobre, en sectores en que todavía no se ha efectuado sondeos. Diversos factores apoyan efectuar reconocimientos en esta zona de acuerdo con esta interpretación: a) el modelo tipo Kuroko supone la presencia de paquetes de sulfuros por encima de los niveles de sulfatos; b) existencia de filones ricos en Pb-Zn que cortan a la mineralización de anhidrita y pudieron, por tanto, descargar en el fondo submarino; c) evidencia de continuidad en la generación de depósitos hidrotermales estratiformes por encima de los depósitos de sulfatos, como lo indica la presencia de mineralización de manganeso.

CONCLUSIONES

En base al contexto geodinámico de arco de islas en que se ha formado, su localización dentro de un complejo volcánico submarino andesítico y félsico, mineralogía, estructura, textura y zonación mineralógica, el depósito "El Cobre" se puede considerar como un depósito volcánogénico de sulfuros de Cu-Zn-Pb.

La mineralización es el resultado de circulación de fluidos hidrotermales hacia un fondo submarino. Estos fluidos produjeron la formación de tres tipos principales de mineralización: filoniana por precipitación en los canales conductivos (con Cu en los niveles más profundos y Zn en los más superficiales), estratoligada con Zn-Cu-Pb-(Au) por reemplazamiento parcial de algunos niveles favorables que encontraron en su camino hacia la superficie (calizas en los niveles profundos, y calizas y el cuerpo estratiforme de anhidrita en los más superficiales), y estratiforme por procesos exhalativos en un fondo submarino (con anhidrita y barita en la base, barita a techo y cuerpos de manganeso en posición distal). La evolución del depósito produjo un efecto de telescopaje, de modo que los depósitos estratiformes de anhidrita llegan a ser reemplazados y cortados por nuevas generaciones de filones (Fig. 25).

La presencia de mineralización polimetálica, con contenidos económicos de Au y Ag, actualmente en fase de investigación (Luna et al., 1989, 1992; Ramírez et al., 1994, Cazañas et al., 1997, 1998 a y b), con asociaciones minerales complejas de telururos (hessita, calaverita, co-

loradoíta, tetradimita, telurobismutita) y de sulfosales (tetradrita) así como la presencia de depósitos estratiformes de sulfatos (anhidrita y barita) y de óxidos de manganeso (Cazañas et al., 1997, 1998a y b), sugieren un nuevo enfoque en la interpretación de este yacimiento, a partir de los modelos genéticos actuales, específicamente de los VMS.

Los mayores contenidos en oro se encuentran en la mineralización estratoligada superior, formada por reemplazamiento de la mineralización estratiforme de sulfatos cerca de la superficie del fondo submarino.

La presencia de depósitos exhalativos de sulfatos cortados por filones con mineralización de Pb-Zn puede ser indicadora de la existencia de depósitos de sulfuros masivos a techo de los mismos, que debido a la estructura del depósito, se encontrarían en profundidad al norte de la estructura filoniana de "El Cobre" y, en particular, en la zona no explorada al norte del poblado de El Cobre, por debajo de los sedimentos de la secuencia Media del Grupo El Cobre.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo pudo realizarse en el marco de la tesis doctoral de X. Cazañas, sufragada por una beca doctoral de la AEIC en la Universitat de Barcelona y una beca de la Fundació Bosch i Gimpera. La situación de los sondeos, así como parte de las muestras de sondeos y probetas estudiados, fueron amablemente cedidos por la Empresa Geominera Oriental de Santiago de Cuba y la mina El Cobre, así como por la compañía JOUTEL. El trabajo recibió la considerable aportación de los revisores. Estos resultados constituyen una contribución al proyecto CICYT AMB94-0953-CO2-01.

REFERENCIAS

- Alioshin, V., Burov, V., Eguipko, O., Sánchez, F., Eliseiev, V., Shelagurov, V., Koniujov, A., Lorkin, V. y Varvarov, A., 1977. Informe sobre los resultados de los trabajos de levantamiento geológico a escala 1:100 000, en la cordillera meridional de la Sierra Maestra, La Habana, archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales, inédito, 159 pp.
- Allende, R., 1927. Yacimientos minerales de la República de Cuba. Cobre. Boletín de Minas, 11, 1-70.
- Ansted, D.T., 1856. The Cobre (copper) of Santiago de Cuba. Proc. Geol. Soc. London, 12, 145-153.
- Barrabí, H., Cordovés, R., Mayet, M., 1992. Complemento al Informe de Exploración Detallada para las reservas subte-

- rráneas, reservas fuera de balance del yacimiento El Cobre. La Habana, archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales, inédito, 20 pp.
- Barrabí, H., Cordovés, R., Ananías, L., Gutiérrez, M., López, R., 1993. Informe geológico parcial para la exploración detallada del sector de la cantera entre nivel 0 y superficie. La Habana, archivo de la Oficina nacional de Recursos Minerales, inédito, 1010 pp.
- Barrie, C.T., Luden, J.N., Green, T.H., 1993. Geochemistry of volcanic rocks associated with Cu-Zn and Ni-Cu deposits in the Albitibi Subprovince. *Econ. Geol.*, 88, 1341-1358.
- Barton, P.B., 1978. Some ore textures involving sphalerite from the Furotobe mine, Akita Prefecture, Japan. *Mining Geol.*, 28, 293-300.
- Bermúdez, P.J., 1961. Las formaciones Geológicas de Cuba. La Habana. Ministerio de Industrias. Inst. Cubano de Rec. Miner., 177 pp.
- Bogdanov, Y., V. Miralles, M., Bogdanova, V., 1963. Informe sobre los trabajos de búsqueda y levantamiento en la región del yacimiento El Cobre (provincia Oriente). La Habana, CNFG, inédito.
- Cabrera, R., Kramer, J.L., Pantaleón, G., 1983. Vinculación del magmatismo y los yacimientos meníferos de Cuba. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 9, 47-56.
- Cabrera, R., Kramer, J.L., Pantaleón, G., 1994. Vinculación del magmatismo yacimientos meníferos de Cuba. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 9, 47-56.
- Calais, E., De Lepinay, B.M., Renard, V., 1989. Geometry and tectonic regime along a major strike-slip fault: the northern Caribbean transcurrent plate boundary from Cuba to Hispaniola. Greater Antilles (73° W to 77° W). St. Croix, USA. Resúmenes 12ª. Conferencia Geológica del Caribe, 23.
- Case, J.E., Holcombe, T.L., Martin, R.G., 1984. Map of geologic provinces in the Caribbean region. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 162, 1-30.
- Cazañas, X., Melgarejo, J.C., Luna, A., Barrabí, H., 1997. El depósito "El Cobre"; Cuba: Estructura y mineralogía. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 20A, 73-74.
- Cazañas, X., Luna, A., Barrabí, H., Melgarejo, J.C., 1998a. El depósito "El Cobre" (Cuba): Estructura, mineralogía e inclusiones fluidas. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 21A, 64-65.
- Cazañas, X., Alfonso, P., Melgarejo, J.C., Fallick, A., 1998b. Estudio isotópico del azufre del depósito Volcanogénico "El Cobre", Cuba, *Bol. Soc. Esp. Min.*, 21A, 62-63.
- Cobiella, J.L., 1979. La formación "El Cobre" *Rev. La Minería en Cuba*, 5(3), 17-22.
- Cobiella, J.L. 1988. El vulcanismo Paleogénico cubano. Apuntes para un nuevo enfoque. *Rev. Tecnológica*, 18(4), 25-32.
- Dengo, G., Case, J.E. eds., 1990. Metallogenetic evolution of the Caribbean region. *The Caribbean Region. The geology of North America*, v. H. Boulder, Colorado, Geological Society of America, 459-481.
- Emerson, E., 1918. Geología de las minas de la Cooper Leasing Company Oriente, CNFG, La Habana, inédito.
- García, D., Méndez, I., 1994. Generalización estratigráfica del arco de islas volcánicas Paleogénico en la Sierra Maestra, Cuba. Resúmenes II Congreso Cubano de Geología, Santiago de Cuba, 68.
- Golovchenko, V.V., Porro, A., Stepanov, V.M., 1967. Informe geológico y cálculo de reservas de menas cupríferas en el yacimiento "El Cobre", provincia de Oriente, según el estado de trabajos de exploración hasta el 1 de julio de 1967. La Habana, archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales, inédito, 134 pp.
- Golovkin, L., Sviridov, M., López, A., Sojo, L., 1978. Informe sobre los resultados del levantamiento geológico a escala 1:100 000 realizado en la parte occidental del maciso montañoso de la Sierra Maestra. La Habana. Archivo de la Oficina nacional de Recursos Minerales, inédito, 155 pp.
- Graham, U.M., Bluth, G.J., Ohmoto, H., 1988. Sulfide-sulfate chimeneys on the East Pacific Rise, 11° and 13° N latitudes. Part 1: mineralogy and paragenesis. *Can. Mineral.*, 26, 487-504.
- Grechanik, T., Norman, A., 1971. Informe sobre los trabajos geológicos de levantamiento a escala 1:50 000 que se realizaron en la cuenca de los ríos Cobre, Caña y Cauto. La Habana, archivo de la Oficina Nacional de Recursos Minerales, inédito, 105 pp.
- Herzig, P.M., Hannington, M.D., 1995. Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor. A review. *Ore Geol. Rev.*, 10, 95-115.
- Hulston, R.J., 1998. Hydrothermal alteration in New Zealand geothermal systems. In G.B. Arehart (ed.). *Proceedings of the 9th international symposium on Water-Rock interaction*, 11-17.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1976. Estratigrafía de la zona Calabazas-Achotal, Mayarí Arriba. Oriente. *La Minería en Cuba*, 5, 9-23.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1988. *Naturaleza Geológica de Cuba*. Ed. Científico-Técnica, 246 pp.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1990. Reconstrucción paleogeológica del archipiélago volcánico Paleogénico temprano en Cuba. *Transactions 12th Caribbean Geological Conference*, Miami. Geological Society USA, p. 547.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1994. Cuba Geology: a new plate-tectonic synthesis. *Journal of Petroleum Geology*, 17, 39-70.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1996. Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. IGPC Project 364. *Special Contribution n.1*.
- Kalogeropoulos, S.I., 1982. Chemical sediments in the hanging wall of volcanogenic massive sulfide deposits, Unpub. Ph. D. thesis, Univ. Toronto, 488 pp.
- Keijzer, F.G., 1945. Outline of the geology of the eastern part of the province of Oriente, Cuba, with notes on the Geology of the parts of the Island. *Geol. Mededeel. (Utrecht), Phys. Geol. Reeks*, 2(6), 1-239.

- Kesler, S.E., Levy, E., Martin, C., 1990. Metallogenic evolution of the Caribbean region. In G. Dengo, J.E. Case (eds.). *The Caribbean Region*, 459-482, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. H., 459-481.
- Kozary, M.T., 1955. *Geologic Map of Sierra Maestra 1: 40 000*. Oficina Nacional de Recursos Minerales, MINBAS, La Habana, inédito.
- Kuzovkov, G. N., Arseniev, Y., Sánchez, R., Quesada, R., 1977. Informe sobre los resultados del levantamiento geológico a escala 1: 100 000 realizados por la brigada Sierra Maestra, en la pendiente sur de la cresta del Turquino, en la parte oeste de la provincia de Santiago de Cuba, durante los años 1974-1977. Oficina nacional de Recursos Minerales, MINBAS, La Habana, inédito.
- Kuzovkov, G. N., Zinchenko, V. V., Alcaide, J., Durañona, D., Escobar, E., Acosta, J., Fernández, A., Cobian, T., Méndez, I., Rodríguez, R., Sánchez, R., Guerra, M., Gelis, B., Lay, M., Mondelo, F., Rodríguez, M., 1988. Informe sobre el levantamiento geológico a escala 1: 50 000 y búsquedas acompañantes ejecutadas en el área de La Gran Piedra, al este de Santiago de Cuba, durante los años 1983-1987. La Habana, archivos de la Oficina Nacional de Recursos Minerales, inédito, 165 pp.
- Large, R.R., 1992. Australian Volcanic-Hosted Massive Sulfide deposits: features, styles and genetic models. *Econ. Geol.*, 87, 471-510.
- Lavadero, R.M., Estrugo, M., Santa Cruz-Pacheco, M., Bravo, F., Melnikova, A.A., Cabrera, R., Trofimov, V.A., Romero, J., Altarriba, I., Alvarez, P., Aniatov, I.I., Badamgavin, B., Barishev, A.N., Carrillo, D.J., Casañas, X., Cuéllar, N., Dohnia, A. V., Formell, F., García, M., Gonzáles, D., Gue, G.G., Janchivin, A., Krapiva, L.J., López, J., Lozanov, I., Montenegro, J., Pantaleón, G., Stefanov, N., Vázquez, O., Zagoskin, A.M., Zhidkov, A.Y., 1988. Informe al Mapa de Yacimientos Minerales Metálicos y Aguas Minerales de la República de Cuba a escala 1:500 000. Informe inédito, Instituto de Geología y Paleontología, La Habana, Cuba.
- Laverov, N.P., Cabrera, R., 1967. Estructura geológica y algunas cuestiones relativa a la génesis del yacimiento "El Cobre" (Oriente). *Revista de Geología*, 1, 87-103.
- Lawrence, B.B., 1910. Two Cuban mines. *Jour. Can. Min. Inst.*, 13, 91-106.
- Laznicka, P., 1988. Breccias and coarse fragmentites: petrology, environments, associations, ores. *Developments in economic geology*, 832 pp.
- Laznicka, P., Novak, J., Scnovanek, P., Sevcik, S. y Znackovaka, Y., 1970. Geología, Petrografía y Mineralogía de las pendientes meridionales de la Sierra Maestra, al oeste de Santiago de Cuba. Academia de Ciencias de Cuba. Serie Oriente, 4, 1-46.
- Lewis, G.E., Straczek, J.A., 1955. Geology of South-Central Oriente province, Cuba. *U.S. Geol. Survey Bull.*, 975-D, 171-336.
- Linares, E., Osadchiy, P., Dohnia, A., Gil, S., García, D., Zuazo, A., González, R., Bello, V., Brito, A., Bush, W., Cabrera, M., Capote, C., Cobiella, J.L., Díaz de Villalvilla, L., Eguipko, D., Evdokimov, Y., Fonseca, E., Furrázola, G., Hernández, J., Judoley, C.M., Kondakov, L., Markousky, A., Norman, A., Pérez, M., Peñalver, L., Tijomirov, I., Zelepuguin, V., 1986. Breve nota explicativa al mapa geológico de la República de Cuba a escala 1:500.000. Centro de Investigaciones Geológicas, MINBAS, La Habana, 83 pp.
- Luna, J.A., Padró, T., Gelis, B.I., Sosa, I., Batista, F., Rodríguez, E., Ananías, L., Fernández, A., Fernández, A., Sosa, I., Gutiérrez, M., Estrugo, M., 1989. Informe geológico de prospección preliminar de los flancos y horizontes profundos del campo metalífero "El Cobre" a escala 1:10 000. La Habana, archivos de la ONRM, inédito, 218 pp.
- Luna, A., Padró, T., Gelis, B.I., Sosa, I., Batista, F., Rodríguez, E., Ananías, L., 1992. Informe geológico de prospección detallada Cobre zona Sur. La Habana, archivos de la ONRM, inédito, 106 pp.
- Lydon, J.W., Galley, A., 1986. The chemical and mineralogical zonation of Mathiati alteration pipe, Cyprus, and genetic significance. In M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary, H.M. Prichard (eds.). *Metallogeny of Basic and Ultrabasic Rocks*. Institute of Mining and Metallurgy, London, U.K., 49-68.
- Lydon, J.W., 1996. Characteristics of Volcanogenic Massive Sulphide deposits: Interpretations in terms of hydrothermal convection systems and magmatic hydrothermal systems. *Bol. Geol. Min.*, 107, 3- 4, 215-264.
- Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., 1991. An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. In P. Mann, G. Draper, J.P. Lewis (eds.). *Geologic and tectonic development of the América-Caribbean plateau boundary in Hispaniola*. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 262, 1-28.
- Matsukama, T., Horikoshi, E., 1970. Kuroko deposits in Japan, a review. In T. Tatsumi (ed.). *Volcanism and ore genesis*, Tokyo, Univ. Tokyo press, 153-179.
- Méndez, I., 1997. Apuntes sobre el vulcanismo del Paleógeno en la región Sierra Maestra y características de su composición química. In G. Furrázola, K. Núñez (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*, 424-444.
- Nagy, E., Brezsnyszky, K., Brito, A., Coutin, D.P., Formell, F., Franco, G.L., Gyarmati, P., Jackus, P., Radocz, G.Y., 1978. Mapa geológico de la provincia de Oriente, a escala 1: 250 000. Brigada cubano- húngara, IGP y ACC, La Habana.
- Ohmoto, H., Skinner, B.J., 1983. The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits: introduction and summary of new findings. In H. Ohmoto, B.J. Skinner (eds.). *The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits*. *Econ. Geol. Monogr.* 5, 1-8.
- Pérez, C., García, D., 1997. Tectónica de la Sierra Maestra (sureste de Cuba). In G. Furrázola, K. Núñez (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*, 464-476.

- Pfeffer, W.H., 1961. Informe sobre mina "El Cobre", CNFG, La Habana, inédito.
- Proenza, J., Carralero, N.M., 1994. Un nuevo enfoque sobre la geología de la parte sur de la cuenca de Sagua de Tánamo. *Minería y Geología*, 11(3), 11-17.
- Pushcharovski, Yu., Mossakovski, A., Nekrasov, G., Sokolov, S., Iturralde-Vinent, M.A., 1989. Geology of Cuba. Explanatory note to the 1:250 0000 geological map of Cuba. Geological Institute of the USSR Academy of Sciences, Moscow, ed. Nauka, 55 pp.
- Quintas, F., Blanco, J., 1993. Paleogeografía de la cuenca San Luis y su importancia para la interpretación de la evolución geológica de Cuba Oriental. *Minería y Geología*, 10, 3-14.
- Quintas, F., Hernández, M., Blanco, J., 1994. Origen y evolución del arco de islas volcánicas Sierra Maestra. *Minería y Geología*, 11(1), 3-12.
- Quintas, F., Proenza, J., Castillo, J.L. 1995. Análisis tectono-sedimentario de la paleocuenca Sabaneta. *Minería y Geología*, 12, 3-8.
- Ramírez, M., Fernández, A., Quintana, A., 1994. Informe cancelado temático-productivo y metalogénico-experimental Oro-Barita Oriental, Santiago de Cuba, Archivo de la ONRM, inédito.
- Ridler, R.H., 1971. Analysis of Archean volcanic basins in the Canadian shield using the exhalite concept (abs.). *Canadian Mining Metall. Bull.*, 64 (714), 20.
- Riverin, G., Hodgson, C.J., 1980. Wall-rock alteration at the Millenbach Cu-Zn mine, Noranda, Quebec. *Econ. Geol.*, 75, 424-444.
- Rodríguez, R., Rodríguez, M., Yasell, A., 1997. Características del magmatismo granitoideo de Cuba Oriental. In G. Furrzola, K. Núñez (eds.). *Estudios sobre Geología de Cuba*, 446-462.
- Roscoe, S.M., 1965. Geochemical and isotopic studies Noranda and Matagami areas. *Can. Inst. Min. Metall. Trans.*, 68, 279-285.
- Russell, N., Seaward, M., Rivera, J.A., McCurdy, K., Kesler, S.E., Cloke, P.L. 1981. Geology and geochemistry of the Pueblo Viejo gold-silver oxide ore deposit, Dominican Republic. *Inst. Min. Metal. Trans.*, Sect. B, 90, B153-B162.
- Sangster, D.F., 1972. Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada. A review. *Can. Geol. Survey Paper*, 22(72), 44 pp.
- Salton, H.G., 1961. Reporte sobre la Mina Grande del Cobre, CNFG, La Habana, inédito.
- Scott, S.D., 1983. Basalt and Sediment hosted Seafloor polymetallic sulfide deposits and their ancient analogues. *Proc. Oceans'83, Marine Technology Society-Institute of Electrical and Electronic Engineers*, 2, 818-824.
- Scott, S.D., 1987. Seafloor Polymetallic Sulfides: Scientific Curiosities or mines of the future?. In P.G. Teleki, M.R. Dobson, J.R. Moore, J.R. Von Stalckelberg (eds.). *Marine Minerals: Advances in Research and Resource Assessment*, NATO ASI Series C 194, 277-300.
- Scott, S.D., 1996. Short Course: Presently-forming hydrothermal deposits in the oceans and ancient ores on land. A comparison of modern and ancient massive sulfides and related deposits from a geological and geochemical point of view. *Université de Bretagne Occidentale-Brest. Les Seminaires de L'École doctorale des Sciences de la Mer*, 39 pp.
- Scott, S.D., Binns, R.A., Yang, K., 1997. Massive Sulfide-forming systems on the present-day ocean floor. *Proc. Fourth Biennial SGA Meeting Turku/Finland*, 55-58.
- Shikazono, N., Holland, H.D., 1983. Anhydrite in Kuroko deposits: mode of occurrence and depositional mechanisms. In Ohmoto, H., Skinner, B.J. (eds). *The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits. Econ. Geol. monograph*, 5, 329-344.
- Sokolova, E.A., 1966. Conferencia sobre las formaciones vulcanógeno-sedimentarias que contienen manganeso en la provincia de Oriente. *Oficina Nacional de Recursos Minerales, La Habana*.
- Taber, S., 1931. The structure of the Sierra Maestra near Santiago de Cuba. *Jour. Geol.* 39.
- Tolkunov, A.E., Malinovski, E.P., Cabrera, R., Carassou, G., 1974. Características comparativas de los yacimientos de Cu de Cuba. *Geología de los yacimientos minerales de Cuba*, public. especial 3, 7-61.
- Ushakov, N., Barrabí, H., Fernández, J., Reborido, F.J., Fernández, A., Guerra, M., 1986. Informe de la Exploración Orientativa hasta el horizonte -300, en los sectores Mina Blanca, Mina Grande y Gitanilla del yacimiento "El Cobre". *La Habana, Archivo de la ONRM*, 135 pp.
- Woodring, W.P., Davies, S.N., 1944. Geology and manganese deposits of the Guisa-Los Negros area, Oriente province, Cuba. *U. S. Geol. Survey Bull.*, 935-G, 935-H, 357-386.