



**FACIES CHANGES, UNCONFORMITIES, STRATIGRAPHIC
JUXTAPOSITIONS AND THEIR TECTONIC IMPLICATIONS OF
THE CRETACEOUS OF CERRO DE ORO,
CENTRAL SONORA, MEXICO.**

Rogelio MONREAL

Carrera de Geociencias, Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora
Apartado Postal No. 11, Admon. de Correos No. 4
Departamento de Geología, UNISON
Hermosillo, Sonora, Mexico

ABSTRACT

The Cerro de Oro area is located in central Sonora, approximately 10 km south of the town of Rayón and 60 km northeast of Hermosillo. Lower Cretaceous rocks exposed in this area include mudstone, siltstone, sandstone, conglomerate and fossiliferous limestone.

This study provides stratigraphic and structural information : (1) the contact between the Lower Cretaceous and the Precambrian (?) is a thrust fault, not an unconformity; (2) the contact between the Morita and the Mural Formations is also a thrust fault; (3) several thrust faults affect the Mural Limestone; (4) facies changes in the Lower Cretaceous rocks are numerous.

The Cretaceous succession of Cerro de Oro represents variable deposition and during different times for the Lower Cretaceous. The study of the succession from the Cerro de Oro to the Mural along the Cañada Los Tubos and in the vicinity of Mina La Luisa, showed that the two stratigraphic successions, although similar are not the same, as they show differences in lithology and facies. The microfacies study of these sections revealed that the Cañada Los Tubos section, contains 30 facies changes varying from inner- to outer-shelf, and several lagoonal facies. Although the section is affected by at least 4 faults, the units seem to be not repeated. The Mina La Luisa section shows 12 facies changes varying from inner-(supratidal) to outer-shelf, without lagoonal facies.

The Cerro de Oro Formation is Lower and Upper Aptian and represents variable deposition. Differences in the stratigraphic successions are product of stratigraphic juxtapositions in the area, which are evidences of tectonic deformation and transport of several tens to even hundreds of kilometers.

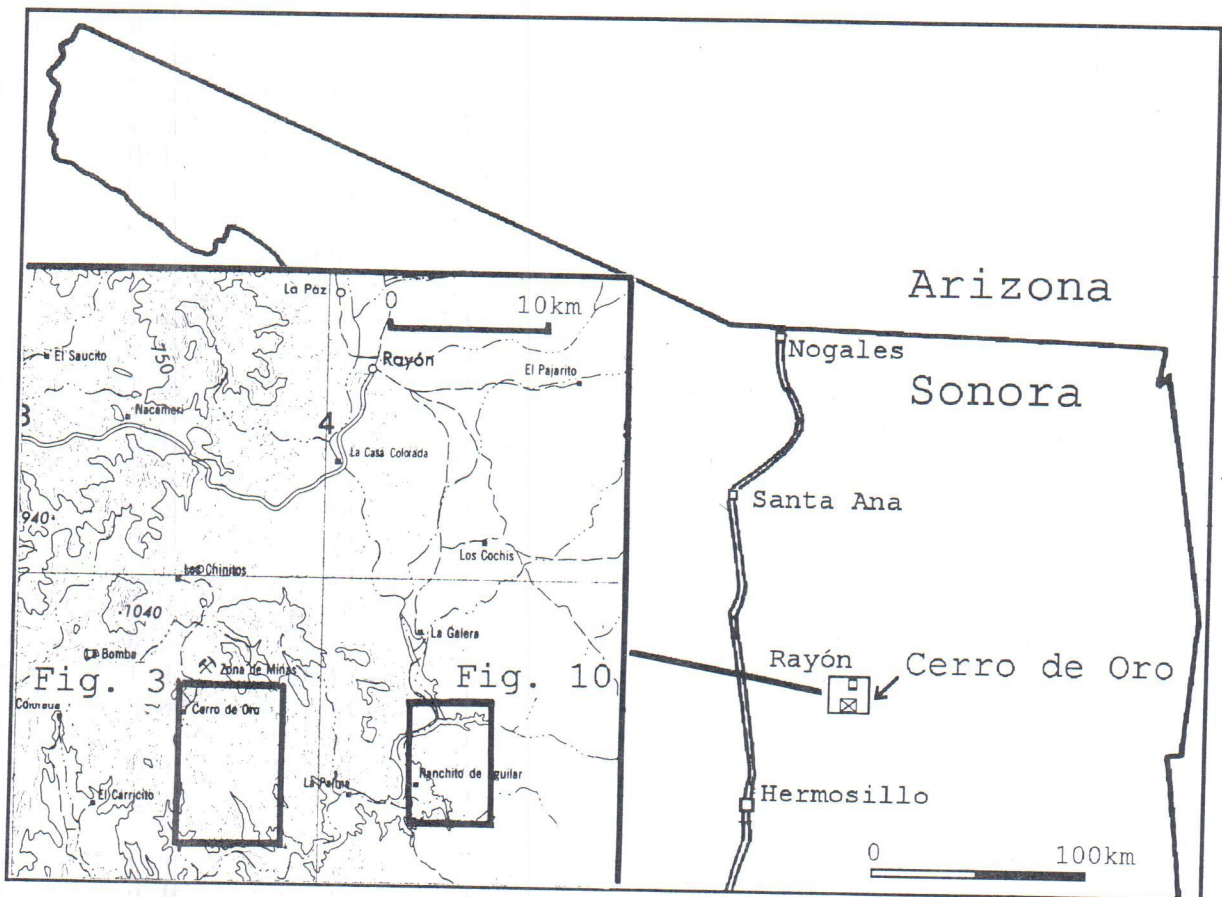


Fig. 1 - Map of northern Sonora, Mexico, showing the geographic location of Cerro de Oro area.

The Cretaceous succession of Sonora is a very important component of the stratigraphy of northern Mexico and may render important information for Mesozoic paleogeographic reconstructions.

The Cretaceous succession exposed in Cerro de Oro is important because it contains, as reported by González and Jacques (1988), a lower carbonate interval below the Morita Formation. This suggests an early advance of the Cretaceous sea into the area before the mayor transgression represented by the carbonates of the Mural Limestone.

The principal objectives of this study of the Cretaceous succession of Cerro de Oro are: (1) to further document on the depositional environ-

ments of the succession through a microfacies study; (2) to interpret the sea level changes; (3) to solve the stratigraphic nomenclatural problem, and (4) to further document on the paleogeographic significance of the Cerro de Oro succession.

STRATIGRAPHIC FRAMEWORK

In the Cerro de Oro area, Precambrian, Cretaceous and Tertiary rocks are exposed.

The Precambrian rocks consist of orthoquartzite, arkosic sandstone and an alternation of orthoquartzite and dolomite. They have been assigned to the Las Víboras Formation by González and Jacques (1988) and to the La

SYSTEM		González and Jaques (1988)		Castro and Morfín (1988)		González and Lucas (In press) This paper	
Cretaceous	U	La Palma Formation		(not identified)		La Palma Formation	
	L	Bisbee Group	Cintura Formation	Cerro de Oro Group	Los Valles Formation	Bisbee Group	Cintura Formation
			Mural Limestone Morita Formation		Antúñez Limestone Los Tubos Formation		Mural Limestone Morita Formation Cerro de Oro Fm.
Precambrian(?)		Las Víboras Formation		La Palma Group	Año Nuevo Unit El Alamo Unit El Tapiro Unit	Las Víboras Formation	

Fig. 2 - Stratigraphic nomenclature applied to the Cretaceous strata of Cerro de Oro.

type locality, Cerro de Oro, because it may bring serious paleogeographic misinterpretations.

The use of the term "La Palma" brings another nomenclatural problem.

"La Palma" was used to refer to an Upper Cretaceous unit (González and Jaques, 1988). In contrast, this term was informally used first to refer to Precambrian (?) rocks (Amaya et al., 1988; Castro and Morfín, 1988), but this designation requires further stratigraphic studies to determine if other formerly established formational names could be applied to these rocks.

Therefore, the use of this term should be retained to refer to an Upper Cretaceous unit *sensu* González and Jaques (1988).

Furthermore, the Cerro de Oro and La Palma formations should be properly defined, and fol-

lowing the rules of the NACSN (1983), to avoid further confusion of the terms.

LITHOSTRATIGRAPHY AND MICROFACIES

The Cretaceous of Cerro de Oro was studied through three different localities (Cañada Los Tubos, Mina La Luisa and Cerro El Cobrizo areas).

Several Cretaceous units have been studied, and their microfacies determined. The geological age of such units will be discussed in the next section.

Four different Cretaceous successions were recognized which represent a variety of microfacies and depositional environments, ranging

from fluvial to open-marine (pelagic) and deltaic conditions.

What follows is a description of the stratigraphic successions studied in the area; each succession is separated into lithologic packages or units, and for the sake of simplicity, only letters are used to refer to them instead of formational names.

Cañada Los Tubos Succession

This succession is located at the "Cañada Los Tubos"; it starts at the western side of Sierra Las Víboras and ends at the hills north of Sierra las Arenillas.

The "Cañada Los Tubos" was studied in four different sections, TU, CT, CV, and LV (Fig. 3).

The Lower Cretaceous succession along the Cañada Los Tubos is separated into seven units, B through H which correspond to the *Cerro de Oro*, *Morita* and *Mural Formations* (Figs. 4, 5, 6, and 7), and 30 microfacies changes are recognized there. A description of the succession exposed along the Cañada Los Tubos follows.

Unit A.

Homogeneous package of medium- to thick-bedded dolomite, occasionally conglomeratic and with layers and lenses of orthoquartzite. The contact with unit B is a thrust fault. This is mostly covered but a tectonic breccia is exposed just below the dolomite beds (Figs. 4 and 5).

Unit B.

This unit begins with a mostly covered package of slope forming, thin-bedded calcareous/dolomitic fossiliferous light-tan siltstone and fine-grained sandstone, weathering to a dark reddish brown color. This is followed by resistant medium- to thick-bedded reddish and yellowish brown fossiliferous dolomite weathering dark reddish brown and yellowish brown, and intervals (lenses) of medium-bedded light pinkish-gray limestone containing abundant silicified bivalves, and coral and rudist fragments (Figs. 4 and 5).

Approximate thickness 28m. The contact with unit C is an unconformity. This unit corresponds

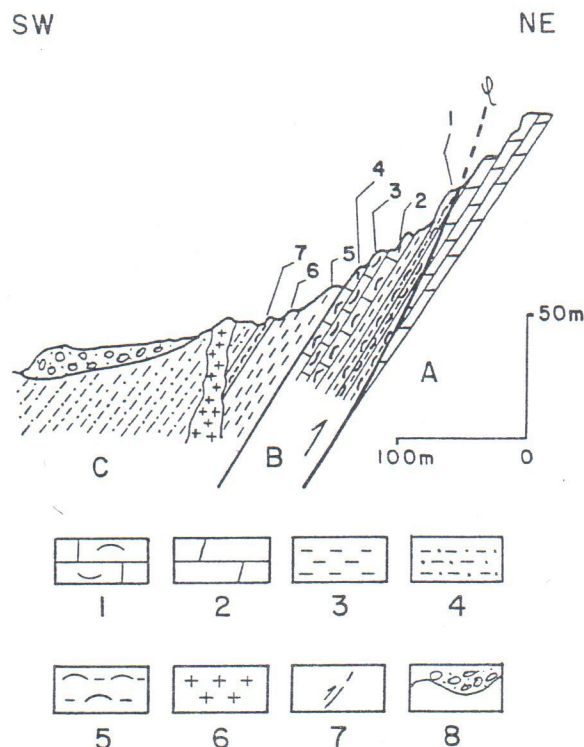


Fig. 4 - Field profile (CV) of part of the Cañada Los Tubos succession, located at the western flank of Cerro Las Víboras. See text for description of units A through C.

A = Precambrian (?) Las Víboras Form.; B = Cerro de Oro Form.; C = Morita Form.

1 - dolomite; 2 - fossiliferous limestone; 3 - shale; 4 - sandy shale; 5 - fossiliferous siltstone; 6 - felsic intrusive; 7 - covered.

to the *Cerro de Oro Formation*.

Microfacies 1 - (20m) Calcareous siliciclastic mudstone and siltstone with abundant, partially silicified and/or dolomitized bored bivalve fragments. Abundant authigenic pyrite crystals and small fractures filled with dolomitized calcite.

Inner-shelf, low energy shallow-water.

Microfacies 2 - Finely crystalline dolomite with silicified bivalve fragments. Fractures filled

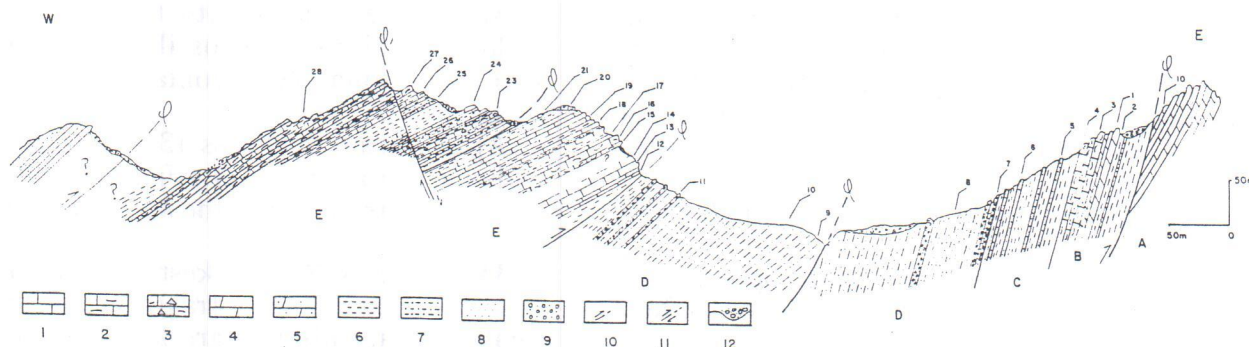


Fig. 6 - Field profile (TU) of part of Cañada Los Tubos succession, located at Cañada Los Tuibos and Cerro Antúnez. see text for description of units A through E. A = Precambrian (?) Las Viboras Form.; B = Cerro de Oro Form.; C and D = Morita Form.; E = Caliza Mural Form.

1 - limestone; 2 - fossiliferous limestone; 3 - orbitolinid-bearing limestone; 4 - dolomite; 5 - sandy dolomite; 6 - shale; 7 - sandy shale; 8 - sandstone; 9 - conglomerate; 10 - thrust fault; 11 - normal fault; 12 - covered.

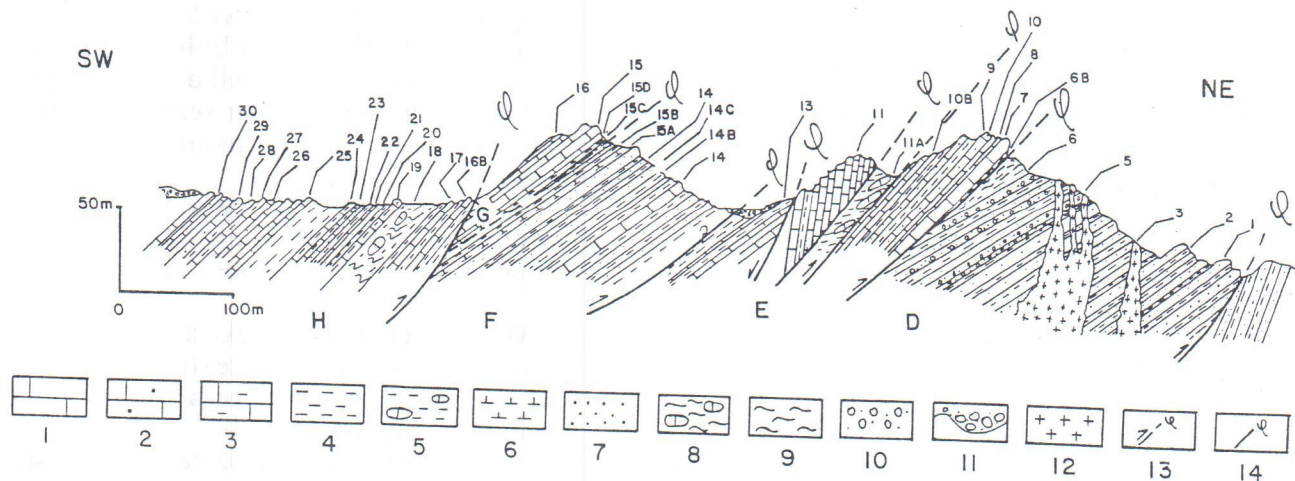


Fig. 7 - Field profile (CT) of part of the Cañada Los Tubos succession, located at Cerro Antúnez. See text for description of units D through H. D = Morita Form.; E, F, G, and H = Mural Limestone. 1-limestone; 2- sandy limestone; 3 - marly limestone; 4 - shale; 5 - shale with calcareous nodules; 6 - tectonized shale; 7 - conglomerate; 8 - covered; 9 - felsic intrusive; 10 - thrust fault; 11 - normal fault.

dily seen in the field, represents a minor erosional unconformity, which is evidenced by the facies change (see microfacies 3 and 4).

Unit C corresponds to the base of the *Morita* Formation. .

echinoderm fragments, less abundant intraclasts and only traces of worm tubes and textularid foraminifera. Coalescive neomorphism of matrix (and of some allochems) to microsparite make up to 80% of the matrix. Solution seams are abundant and terrigenous quartz grains and authigenic pyrite are present in minor quantities.

Inner-shelf, shallow-water subtidal near as shoal.

Microfacies 12 - Floatstone with abundance in orbitolinids (*Orbitolina texana*) and other textularid foraminifera, less abundant ostracodes and miliolids and traces of rotalid benthic foraminifera (lenticulinids). Terrigenous quartz grains, abundant small authigenic pyrite crystals, and solution seams are present.

Inner-shelf, shallow-water open lagoon with normal to restricted circulation.

Microfacies 13 - Wackestone with high intraclast content, along with echinoderm fragments and green algae, minor quantities of ooids and red algae are also present. Pervasive neomorphism to microsparite in matrix and reddish-tan to dark-brown iron-rich (?) mud.

Inner-shelf, shallow-water intertidal close to shoal facies.

Microfacies 14 - Wackestone/packstone with abundant fossil hash and high intraclasts content, minor amounts of echinoderm and bivalve fragments as well as gastropods (*Turritella* sp.). The fossil hash show selective concentration and alignment. Abundant terrigenous irregular fine quartz grains and reddish-tan to dark-brown iron-rich (?) mud is also present.

Inner-shelf, shallow-water intertidal.

Microfacies 15 - Wackestone with abundant fossil hash made up mainly of echinoderm fragments. Traces of mud-filled burrowings with sponge spicules and calcisphaeres (?), worm tubes, textularid foraminifera, and bivalve fragments. Minor amounts of terrigenous quartz. Equant cement, partial silicification of some allochems and authigenic pyrite.

Upper part is a wackestone very pervasively recrystallized to pseudospar and microspar showing only abundance in echinoderm fragments

and minor amounts of mollusk fragments (?) and intraclasts (?). Abundant reddish-tan to dark-brown iron-rich mud. Diagenetic features are syntaxial rim cement, very abundant microspar and pseudospar, solution seams with iron-rich (?) residue, dolomite crystals, and partial silicification (chalcedony) of mollusk (?) shells.

Inner-shelf, shallow-water subtidal

Microfacies 16 - Floatstone and wackestone with abundant bivalve (including rudists) and echinoderm fragments, pellets and benthic foraminifera in minor amounts. Equant cement, coalescive neomorphism, silicification and solution seams are also present.

Shelf-margin, shallow-water with development of local rudist bioherm facies.

Unit F.

Irregular alternation of slope-forming thin-bedded calcareous greenish-gray to purple-gray mudstone, siltstone, fine-grained sandstone, and nodular fossiliferous limestone.

Approximate thickness is 150m. The contact with unit G is a thrust fault (Fig. 7).

Unit F corresponds to the *Mural Limestone*.

Microfacies 17 - Floatstone and less wackestone with abundant bivalve and echinoderm fragments, and traces of ostracodes and worm tubes. Minor late syntaxial rim cement, conspicuous coalescive neomorphism of matrix to pseudosparite and solution seams. Abundant large terrigenous quartz grains are present at certain intervals.

Inner-shelf, shallow-water subtidal.

Microfacies 18 - Wackestone and minor floatstone with abundant echinoderm and bivalve fragments, intraclasts, pseudopellets, faecal pellets, and traces of benthic foraminifera (including lenticulinids, *Cokinolinoides texanus*?, and *Trocammina* sp.). Abundant terrigenous silt-size quartz grains. Some coalescive neomorphism of matrix to microsparite is present.

Outer-shelf, shallow-water subtidal.

dant miliolids, echinoderm fragments (including spines), textularid foraminifera (including *Cuneolina* sp.?) and phythal (podocopinid?) ostracodes. Bivalve and gastropod fragments are also present. Abundant fine-grained terrigenous quartz and solution seams.

Inner-shelf, shallow-water restricted quiet lagoon.

Microfacies 29 - Mudstone barren of any fossil trace, pervasively dolomitized and recrystallized to microsparite, contains abundant terrigenous fine quartz grains and solution seams.

Inner-shelf, shallow-water subtidal with high terrigenous influx.

Microfacies 30 - Wackestone with abundant miliolids, echinoderm fragments (including spines), textularid foraminifera (including *Cuneolina* sp.?) and phythal (podocopinid?) ostracodes.

Inner-shelf, shallow-water restricted quiet lagoon.

Cerro La Ema Succession (LL)

This succession is located at the valley hills just south of "Cerro La Ema" and west of

Cañada La Verdina (Fig. 3). Because of the faulting in the area the units can not be positively correlated with the Mina La Luisa section (EM) which is located only about 250m to the southeast.

The Lower Cretaceous succession in this area is separated into four units, units B through E, which because of their lithological characteristics cannot be assigned to any formally established formation (Fig. 8); 12 microfacies changes are recognized. Following is a description of the Cerro La Ema succession.

Unit A.

Medium-bedded orthoquartzite followed by thin- to medium-bedded medium-gray dolomite with abundant oolites.

The contact with unit B is mostly covered but it may be a fault.

This unit corresponds to the Precambrian (?) *Las Viboras Form.*

Unit B.

Mostly covered slope forming package of thin-bedded medium-gray to light-tan calcareous siltstone and mudstone weathering greenish-tan to dark-tan.

Approximate thickness 140 m. The contact with unit C is covered but is probably conformable.

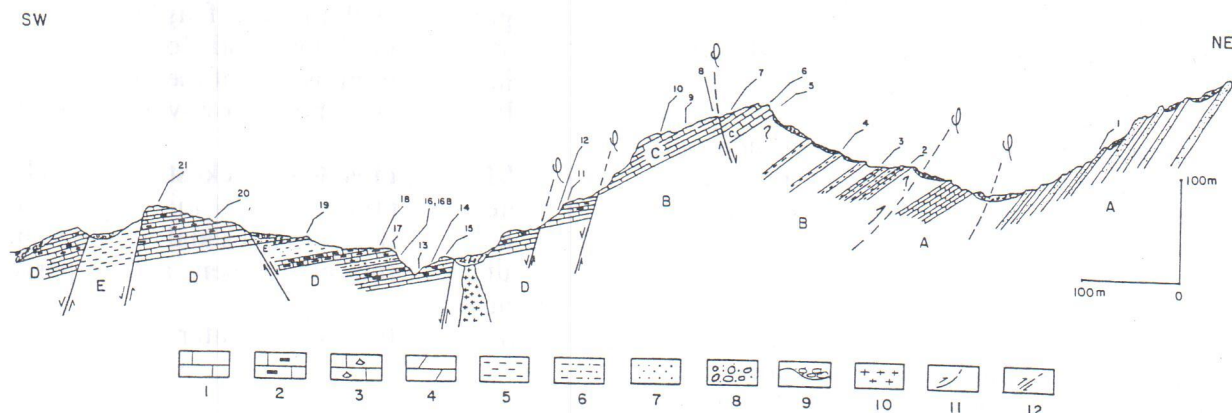


Fig. 8 - Field profile (LL) of Cerro La Elma succession, located southeast of Cañada La Verdina. See text for description of units A through E. A = Precambrian (?) *Las Viboras Form.*; B, C, D. units not assignable to any formation; E = Morita Form. (?). 1 - limestone; 2 - limestone and chert layers; 3 - limestone with orbitolinids; 4 - dolomite; 5 - shale; 6 - sandy shale; 7 - sandstone; 8 - conglomerate; 9 - covered; 10 - felsic intrusions; 11 - thrust fault; 12 - normal fault.

The uppermost part is limestone with intervals of breccia made up of chert fragments in a siltstone matrix. Contains also mollusk fragments, silicified burrows and abundant fractures filled with chert. The base (lower 1m.) is light-gray to white sandstone and siltstone which is locally highly fractured and brecciated. Approximate exposed thickness : 8 m. The contact with unit above is sharp but conformable.

Microfacies 7 - Calcareous siltstone and minor fine-grained sandstone, show occasional calcareous mud fragments, and is locally brecciated.

Inner-shelf, shallow-water subtidal with high terrigenous influx.

Microfacies 8 - Floatstone and mudstone with abundant orbitolinids (*Orbitolina texana*) and other large arenaceous foraminifera (*Trochammina* sp.), echinoderm fragments, calcisphaerulids (*Codosina* sp.), including spines, and minor quantities of miliolids.

Inner-shelf, shallow-water open lagoon with normal circulation.

Microfacies 9 - Chert ; only a gastropod mold and an echinoderm spine was observed.

It also shows authigenic pyrite.

Inner-shelf, shallow-water subtidal with mixing of fresh and marine waters producing silica rich brines allowing to the precipitation of chert.

Microfacies 10 - Fine calcareous conglomerate with angular to subrounded orthoquartzite, siltstone, greywacke and chert clasts.

Inner-shelf, shallow-water subtidal, deltaic channel deposits (?).

Microfacies 11 - Wackestone with abundant intraclasts, pseudopellets and echinoderm fragments (including spines), also mollusk hash. Shows syntaxial rim cement and abundant coalescive neomorphism of matrix to microsparite and pseudosparite. Conspicuous development of solution seams.

Inner-shelf, shallow-water subtidal.

Unit E.

Alternating thin-bedded non-resistant slope-forming reddish to purplish dark-gray sandstones and siltstones, with occasional thin conglomerate beds made up of orthoquartzite and siltstone fragments.

Approximate exposed thickness 6m. The top of the unit is covered.

Microfacies 12 - Calcareous conglomerate with rounded to subangular small clasts of monocrystalline quartz, metaquartz, orthoquartzite, siltstone and volcanic rock fragments.

Inner-shelf, shallow-water subtidal, deltaic channels (?).

Mina La Luisa Succession (EM)

This succession is located at the valley hills west of "Cañada La Verdina" and near "Mina La Luisa", just north of the dirt road Rancho La Palma-Ejido Cerro de Oro (Fig. 3). Because of the faulting in the area the units can not be positively correlated with the ones in Cerro la Ema (LL) which is located only 200 m to the northwest.

The Lower Cretaceous succession exposed in this area is separated into two units, units B and D (Fig. 9); and 4 microfacies changes are recognized. Following is a description of the succession exposed in this area.

Unit A.

Resistant package of medium- to thick-bedded cross-bedded gray orthoquartzite and medium-bedded gray to brown dolomite with abundant chert layers, weathering medium-gray and dark-brown to reddish-brown. The contact with unit above is mostly covered but is probably a thrust fault.

Unit B (lower part).

Mostly covered package of thin-bedded calcareous greenish-gray to pinkish-gray siltstone and thin-bedded conglomerate. Conglomerate clasts include sandstone, dolomite, limestone and siltstone fragments.

Approximate thickness is 15m. The contact with the upper part is sharp but conformable.

Unit C

Medium- to thin-bedded yellowish-brown and light-gray resistant dolomite, weathering brownish-gray to light-brown. The base is an intraformational dolomite breccia.

Approximate thickness is 40m. The contact with the unit above is mostly covered but is a fault.

Unit D.

Limestone, shale and siltstone. Lower part is an intercalation of greenish-brown siltstone and gray and light-brown slightly fossiliferous limestone, weathering light greenish-gray. Middle part is brown to purplish-gray thin-bedded siltstone and mudstone. Upper part is resistant medium-to thick-bedded tan to brownish-gray fossiliferous limestone and dolomite; weathering dark-brown to black. Contains abundant gray silicified bivalve and annelid tube fragments.

Approximate thickness is 40-50 m. The top is eroded and the base is not exposed. The contact with unit C is a fault and is also in fault contact with unit A.

Microfacies 4 - Wacke-stone and floatstone with abundant echinoderm (including spines) and bivalve fragments, calcisphaerulids (*Stomiosphaera* sp., *Pithonella* sp., *Codosina* sp.) and calpionellids (*Colomiella* sp.). Benthic (e.i lenticulinids and *Valvulammina picardi*) and planktonic foraminifera (*Hedbergella trocoidea*, *Ticinella bejaouensis*, *Caucasella* sp.) are present in minor amounts. Occasionally, ostracodes, textularid foraminifera, gastropods as well as intraclasts and pseudopellets are present. Neomorphism of micrite to microsparite is developed at intervals as well as authigenic pyrite crystals and partial silicification of bivalve fragments.

Inner- to outer-shelf, shallow-water open marine.

Microfacies 5 - Calcareous siltstone with abundant bivalve fragments and lesser amounts of echinoderm fragments including spines. Partial silicification of allochems and authigenic pyrite are present.

Inner-shelf, shallow-water subtidal.

Microfacies 6 - Floatstone and dolomite with silicified bivalve fragments and some authigenic quartz crystals, silicification and neomorphic calcite are very pervasive features.

Inner-shelf, shallow-water subtidal, close to a bioherm facies.

Cerro el Cobrizo Succession (CB, CC)

The succession studied is located from the southwestern corner of Sierra El Cobrizo to the north of Cerro Los Pocitos (Fig. 10).

The Cretaceous succession exposed in this area, was studied in two sections and is divisible into four units, which correspond to the Cerro de Oro (units C, D, and E) and La Palma (unit F) formations (Figs. 11 and 12); and 8 microfacies changes were recognized.

A description of the succession exposed in the Cerro El Cobrizo follows.

Unit A

Non-resistant, purplish-red and greenish-gray calcareous fine-grained sandstone, conglomerate, mudstone, orthoquartzite and conglomeratic sandstone. The unit is pervasively fractured and folded.

Exposed thickness is about 3m. The base is not exposed, the contact with the unit on top is a thrust fault.

Unit B.

Slope-forming medium- to thick-bedded sandy dolomite, dolomite, dolomitic sandstone, dolomitic limestone and dolomitic breccia. Colors vary from light-gray to light-pink to pinkish-gray and weathers from light-gray to light-tan to brown. The uppermost exposed part is pinkish gray sandy dolomite and dolomitic crinoidal limestone, weathering dark-brown to black.

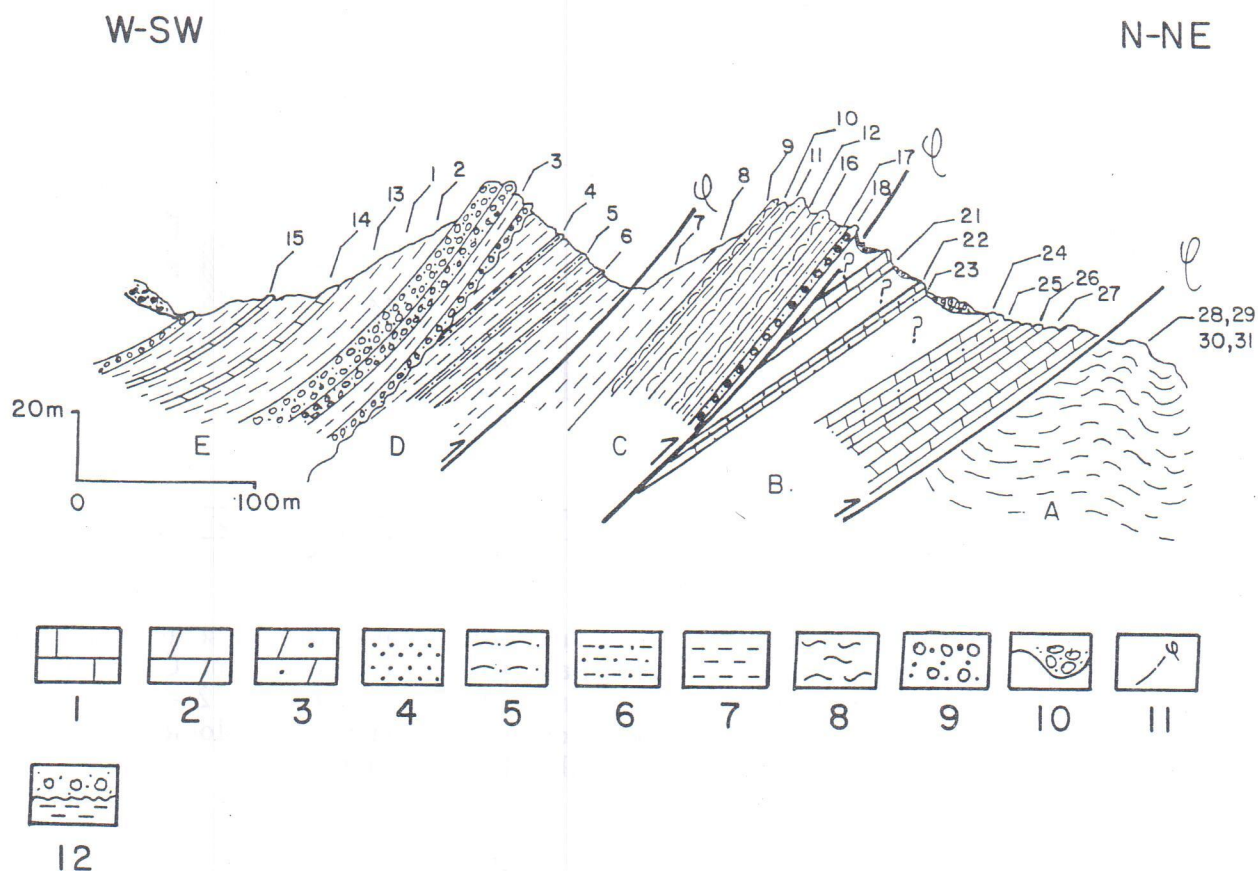


Fig. 11 - Field profile (CB) of Cerro El Cobre succession, located at the southeastern end of Cerro El Cobre. See text for description of units A through E. A = Morita Form.; B = Paleozoic (?); C, D, and E = Cerro de Oro Form. 1 - limestone; 2 - dolomite; 3 - sandy dolomite; 4 - sandstone; 5 - fossiliferous sandstone; 6 - sandy shale; 7 - shale; 8 - folded/fractured shale; 9 - conglomerate; 10 - covered; 11 - thrust fault; 12 - unconformity.

Approximately 25 m are exposed. The contact with the unit C is a thrust fault.

Unit C.

Fairly resistant package of thin- to medium-bedded, pinkish-gray to yellowish-tan fossiliferous sandstone, dolomite, dolomitic limestone and shale, weathering purplish-gray to dark-gray to brown and reddish-brown. Bivalve fragments are large, thick (up to 1 cm or more), abundant in many places and are mostly silicified. Fossiliferous dolomites change spatially towards the northwest to intercalations of

dolomite and conglomeratic dolomite with rounded quartzite fragments. The base is a conglomerate approximately 5m thick, medium-bedded and made up of subangular to rounded quartzite and dolomite clasts.

In the southeastern corner of the sierra, thickness vary approximately from 15 to 70m. The contact with unit above is sharp but conformable.

Microfacies 1 - Conglomerate with calcareous dolomitic matrix, angular and subrounded small grains. Composition of clasts vary from

intercalated with thin-bedded shale and occasional limestone. Conglomerate beds are lense-shaped and intercalated with cross-bedded sandstone, made up of mainly rounded to subrounded orthoquartzite and sandy dolomite clasts from 1 to 15 cm. Near the top they become a dark-brown conglomeratic sandstone which clasts are quartzite, sandstone, dolomite and limestone fragments. Limestone clasts contain bivalves, corals and fusulinids, green algae, bryozoan, and echinoderm fragments. Size of clasts diminishes upward, becoming a purplish-gray to dark-gray conglomeratic sandstone at the top.

Thickness varies from 2 to 40m. The contact with unit above is covered.

Microfacies 5 - Limestone beds are wackestone and floatstone with abundant bivalve fragments, less abundant echinoderm fragments and faecal pellets, and traces of gastropods, planktonic (*Caucasella* sp., *Hedbergella* gr. *luterbageri*) and benthic foraminifera, crinoids, thick-shelled ostracodes, and calcisphaeres. Around 20% of the micrite matrix is neomorphosed to microsparite. Floatstones show angular to subrounded terrigenous quartz grains and occasional small reddish-brown mud grains.

Inner-shelf, shallow-water subtidal, prodelta (?).

Microfacies 6 - Mudstone and calcareous siltstone and fine-grained sandstone, with mainly angular to subangular mono- and polycrystalline quartz grains. Some of the mudstones contain silicified mollusk fragments, intraclasts, worm tubes, benthic (lenticulinid) and planktonic foraminifera (*Hedbergella luterbageri*, *H. gorbachica*, and *Globigerina ferreolensis*).

Inner- to outer-shelf, shallow-water open-marine, delta (prodelta).

Microfacies 7 - The matrix of the conglomerate is mostly calcareous lithic greywacke and wacke, with subangular to rounded andesite and mono-, poly- and microcrystalline quartz grains.

Inner-shelf, shallow-water subtidal, deltaic channel deposits (?).

Microfacies 5, 6 and 7 are intercalated and they intertongue laterally.

Unit F.

Thin- to thick-bedded light greenish-gray to reddish-brown sandy siltstone, fine sandstone, mudstone and occasional fine conglomerate, weathering light greenish-tan to purplish-brown. Sandstone beds show cross stratification, conglomerate clasts are siliciclastic mud and limestone fragments containing fusulinids and coral and mollusk shell fragments.

Approximate exposed thickness is about 1000m, which may be repeated due to normal faulting.

Microfacies 8 - Irregular alternations of siltstone, lithic greywacke and litharenite. Grains in the sandstone are mainly subangular to subrounded quartz and volcanic grains, and a small percentage of feldspar grains. Conglomerates contain mollusk fragments, clasts are limestone, quartz and volcanic rock fragments. Limestone fragments contain calcisphaeres, textularid foraminifera, including orbitolinids (*Dictyoconus walnutensis* ?), and planktonic foraminifera. Matrix is litharenite with mainly volcanic and limestone (micrite) grains.

Continental, fluvial system.

CHRONOSTRATIGRAPHY AND LITHOCORRELATION

The chronostratigraphic assignation of the units is based mostly on calpionellid and planktonic and benthic foraminiferal biochronology. Microfossils were identified by Dr. José F. Longoria at Florida International University.

Cañada Los Tubos Succession (TU, CT, LV, CV)

Unit A.

On the basis of lithologic correlation this unit is assigned to the Precambrian (?) referred to by

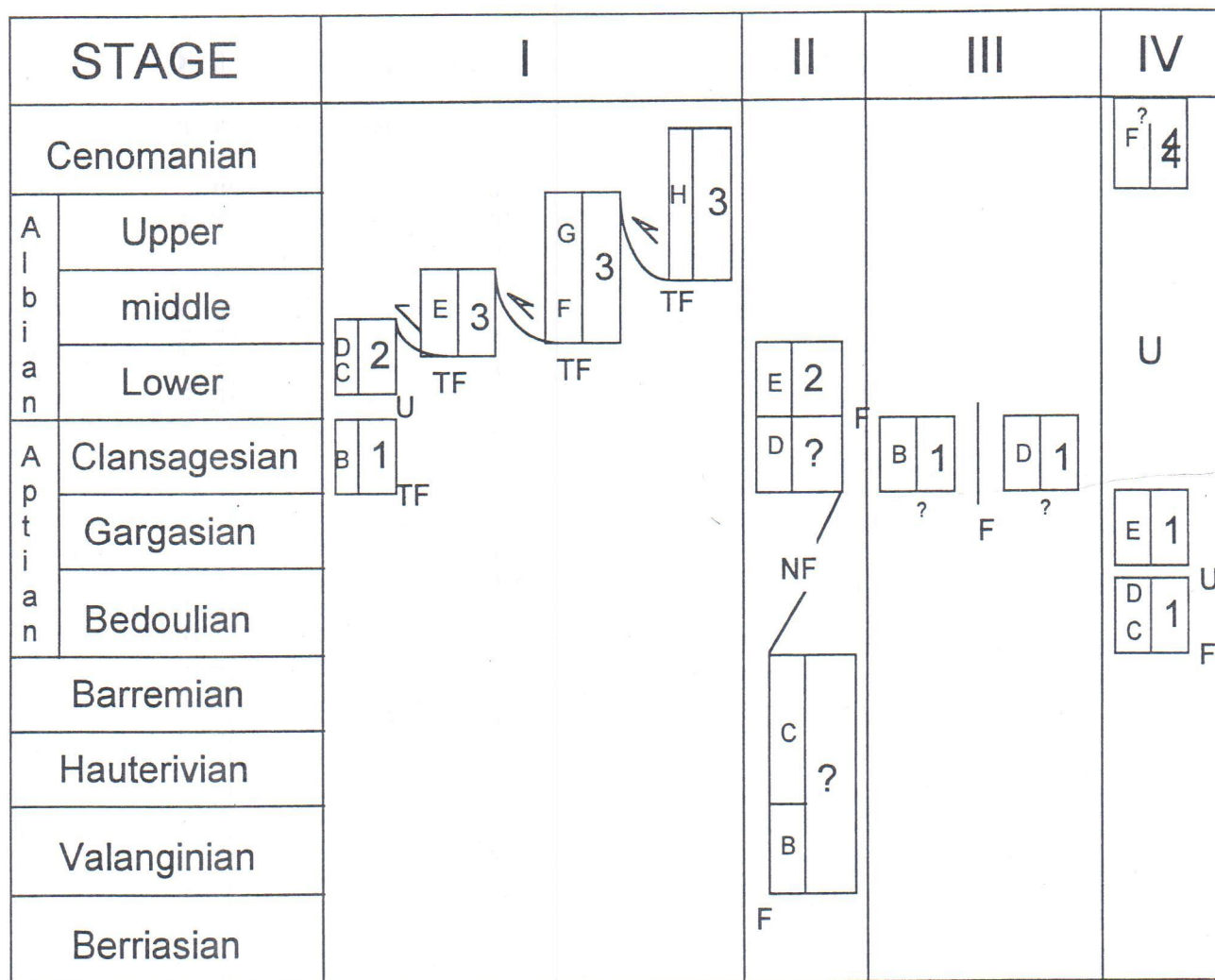


Fig. 13 - Chronostratigraphic position of the Cretaceous successions of Cerro de Oro. I - Cañada Los Tubos; II - Cerro La Ema; III - Mina La Luisa; IV - Cerro El Cobrizo. Letters, B through F are stratigraphic units. 1 - Cerro de Oro Form.; 2 - Morita Form.; 3 - Mural Limestone; 4 - La Palma Form. F - Fault; TF - thrust fault; U - unconformity.

Unit D (Cerro de Oro Form.).

The lower part of unit D contains the planktonic foraminifera (*Hedbergella trocoidea*, *Ticinella bejaouensis*, *Caucasella* sp.) and the calpionellid (*Colomiella* sp.), which permits to assign this unit to the Upper Aptian (Clansagesian).

The upper part of unit D is very similar to the upper part unit B above, and corresponds to the *Cerro de Oro Formation* of González and Jacques (1988).

Cerro el Cobrizo Succession

Unit A.

Based on lithologic characteristics, this unit although doubtfully, is lithocorrelated with the *Morita Formation*.

Unit B.

Only about 25 meters of this unit are exposed, it is mostly covered, and does not contain any age diagnostic fossils. Furthermore it can not be

several sea level changes and five transgression peaks during: I - Upper Aptian, II - Lower Albian, III - Lower part of Middle Albian, IV - upper part of Middle Albian, and V - middle-Upper Albian (Fig. 14).

La Ema succession shows minor sea level changes, and records a transgression during I-Valanginian/Hauterivian (Fig. 15).

STAGE	UNIT	MICRO-FACIES	BATHYMETRY								TP
			1	2	3	4	5	6	7	8	
Clansagesian	D	6				t					I
		5				t					
		4									
Upper Aptian?	B	3				t					
		2				t					
		1				d					

Fig. 15 - Depositional environments and sea level changes recorded by La Ema succession. 1 - fluvial; 2 - supratidal; 3 - intertidal; 4 - subtidal; 5 - subtidal (lagoonal facies); 6 - subtidal (shoal facies); 7 - shelf margin; 8 - open marine; d - deltaic conditions; l - lagoonal facies; t - abundant terrigenous influx. F - fault. Roman numerals show transgressive peaks.

The Mina La Luisa succession is similar in depositional environments and sea level changes to the La Ema, and records a transgression during Upper Aptian (Clansagesian) (Fig. 16).

El Cobrizo succession records two transgression peaks, during Lower and Middle Aptian (Gargasian) (Fig. 17).

THRUST FAULTING IN THE AREA

During this study, several thrust faults were recognized affecting the Lower Cretaceous rocks

STAGE	UNIT	MICRO-FACIES	BATHYMETRY								TP
			1	2	3	4	5	6	7	8	
Lower Albian/ Upper Aptian	E	12									I
Upper Aptian	D	11									
		10									
		9									
		8									
		7									
	L	6									
		5									
Barremian Hauterivian	C	4									
Hauterivian/ Valanginian	B	3									
		2									
		1									

Fig. 16 - Depositional environments and sea level changes recorded by La Luisa succession. 1 - fluvial; 2 - supratidal; 3 - intertidal; 4 - subtidal; 5 - subtidal (lagoonal facies); 6 - subtidal (shoal facies); 7 - shelf margin; 8 - open marine; d - deltaic conditions; t - abundant terrigenous influx. F - fault. Roman numerals show transgressive peaks.

STAGE	UNIT	MICRO-FACIES	BATHYMETRY								TP
			1	2	3	4	5	6	7	8	
Cenomanian	F	8									II
Gargasian	E	7									
		6									
		5									
Lower Aptian ?	D	4									
	C	3									I
		2									
		1									

Fig. 17 - Depositional environments and sea level changes recorded by El Cobrizo succession. 1 - fluvial; 2 - supratidal; 3 - intertidal; 4 - subtidal; 5 - subtidal (lagoonal facies); 6 - subtidal (shoal facies); 7 - shelf margin; 8 - open marine; d - deltaic conditions; l - lagoonal facies; t - abundant terrigenous influx. F - fault. Roman numerals show transgressive peaks.



Fig. 20 - Pervasively sheared siltstone in Mural Limestone (unit E), Cañada Los Tubos section.

Mural/Mural Faults (III).

Several minor thrust faults occur within the *Mural Limestone*, most of which bring limestone beds on top of siltstone intervals, as, for instance, between unit E in section TU (Fig. 6) and in units E, F, G and H in section CT (Fig. 7).

Rocks at this places are folded, fractured and milonitized (Fig. 21).



Fig. 21 - Sheared conglomerate bed at the Base of Cerro de Oro Formation, in Cerro El Cobrizo section.

Cerro el Cobrizo area

Precambrian-Paleozoic (?) / Morita (?) Fault (IV).

The orthoquartzite and dolomite of the Precambrian (?) are thrust on top of fractured and folded greenish-gray to purple-gray siltstone, fine-grained sandstone and conglomerate, presumably belonging to the *Morita Formation*. Also, at the southeastern tip of the Cerro El Cobrizo, dolomite and dolomitic limestone (Paleozoic ?) are thrust on top of the Morita (?); and unit B is on top of A in section CB (Fig. 11).

Cerro de Oro/Paleozoic-Precambrian Fault (V).

This fault places the *Cerro de Oro Formation* on top of what seem to be Paleozoic dolomites; unit C on top of B in section CB (Fig. 11). The base of the conglomerates of unit C (*Cerro de Oro Formation*) are fractured, and slightly foliated (Fig. 22); so do as well the fossiliferous dolomitic sandstones near the top of the unit.



Fig. 22 - Sheared fossiliferous dolomitic sandstones near the top of Cerro de Oro Formation, in Cerro El Cobrizo.

Cerro de Oro/Cerro de Oro Fault (VI).

At the southwestern flank of the Sierra El Cobrizo, the *Cerro de Oro Formation* is thrust on itself, bringing siltstone and fine-grained

(1987), the presence of which should be proven, or disproven, by further investigations.

ACKNOWLEDGMENTS

Supported by the Consejo Nacional de Cien-

cia y Tecnología (CONACYT) grant No. 1455-T9207.

Special thanks to Leopoldo Díaz for his assistance in the field.

REFERENCES CITED

- AMAYA, R., BOJORQUEZ, J.A., CASTRO, A.A., FIGUEROA, V., GRIJALVA, A.S., MORFIN, S., and ROSAS, J.A., 1988, Estratigrafía del prospecto Aconchi. *II Simposio sobre Geología y Minería de Sonora*, Hermosillo, Sonora, México, nov. 6-8, Abstracts, p. 3-5.
- BARTOLINI, C. and HERRERA, S., 1986, Estratigrafía y estructura de la región de Lampazos, Sonora, México. *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, v. 3, n. 2, Hermosillo, Sonora, México, p. 13-23.
- BILODAU, W. L. and LINDBERG, F. L., 1983, Early Cretaceous tectonics and sedimentation in southern Arizona, southwestern New Mexico, and northern Sonora, Mexico. *In* REYNOLDS, M. W. and DOLLY, E. D., eds., *Mesozoic Paleogeography of west-central United States. Society of Econ. Paleont. and Mineralogists, Rocky Mountain Section*, p. 173-188.
- CASTRO, A.A. and MORFIN, S., 1988, Contribución a la geología del área de Cerro de Oro. *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, v. 5, n. 1 y 2, Hermosillo, Sonora, México, p. 25-39.
- FERNANDEZ, M.A. and ALMAZAN, E., 1991, Geología de la Carta Arivechi (H12D56). *Dirección General de Fomento Minero, Secretaría de Fomento Industrial y Comercio del Estado de Sonora, Mexico*, Map.
- GRIJALVA, J., 1991, Sobre el Cretácico Temprano en Sonora y áreas adyacentes. *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, v. 8, n. 2, Hermosillo, Sonora, México, p. 1-18.
- GONZALEZ, C.M., 1988, Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias cretácicas del área de Lampazos, Sonora. *Univ. Nal. Autóm de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 7, n. 2, p. 148-162.
- GONZALEZ, C.M., 1978, Geología del área de Arízpe, Sonora Septentrional. *Tesis Profesional*, Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, México, 66 p.
- GONZALEZ, C.M., 1988, Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias cretácicas del área de Lampazos, Sonora. *Univ. Nal. Autóm de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 7, n. 2, p. 148-162.
- GONZALEZ, C.M., and JACQUES, C., 1988, Estratigrafía de las rocas cretácicas del área de Cerro de oro, Sonora Central. *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, v. 5, n. 1 y 2, Hermosillo, Sonora, México, p. 1-23.
- HERRERA, S., BARTOLINI, C., PEREZ, O., BUITRON, B., 1984, Paleontología del área de Lampazos. *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, v. 1, n. 1, Hermosillo, Sonora, México, p. 50-59.
- JACQUES, C., 1986, Las rocas Cretácicas del área de Caborca-Altar y sus deformaciones. *In* Nuevas aportaciones a la geología de Sonora, Simposium del Centenario del Instituto de Geología, UNAM, *Instituto de Geología, estación Regional del Noroeste, Universidad Nacional Autónoma de Mexico*, Hermosillo, Sonora, Mexico, p. 56-68.
- JACQUES, C., POTTER, P.E., 1987, Stratigraphy and paleogeography of Lower Cretaceous rocks, Sierra El Chanate, northwest Sonora, Mexico. *In* DICKINSON, W.R. and KLUTE, M.A., eds., *Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas. Arizona Geological Society Digest*, v. 18, p. 203-214.
- JACQUES, C., GARCIA, J.C. and DE JONG, K.A., 1990, Caborca-Altar geology: Cretaceous sedimentation and compression, Tertiary uplift and extension. *In* GEHRELS, G.E., SPENSER, J.E. (eds.), *Geologic Excursions Through de Sonoran Desert Region, Arizona and Sonora. Arizona Geological Survey, Special Paper 7*, p. 165-182.
- MENICUCCI, S., MESNIER, Ph. H., and RADELLI, L., 1982, Permian, Triassic and Liassic sedimentation (Barranca Formation) of Central Sonora, Mexico. *AEGUS - Notas Geológicas*, n. 3, Hermosillo, Sonora, México, p. 2-8.
- MINJARES, I., PALAFOX, J., TORRES, Y., and VILLALOBOS, R., 1985, Consideraciones respecto a la estructura del área de Sahuaripa-Arivechi. *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, v. 2, Hermosillo, Sonora, México, p. 90-105.

- MONREAL, R., 1993, La nomenclatura estratigráfica del Cretácico de Sonora: una revisión preliminar. *III Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes*, Hermosillo, Sonora, México, March 29-31, Abstracts, p. 87-88.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (NACSN), 1983, North American stratigraphic code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 67, no. 5, p. 841-875.
- PALAFIX, J. and MARTINEZ, J., 1985, Estratigrafía del área de Arivechi, Sonora. *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, v. 2, n. 1 y 2, Hermosillo, Sonora, México, p. 30-59.
- RADELLI, L., CALMUS, T., MENICUCCI, S., and ARAUX, E., 1987, On Permian and Triassic of Sonora. *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, v. 4, n. 1 y 2, Hermosillo, Sonora, México, p. 31-39.
- RANSOME, F. L., 1904, Geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona. *U.S. Geological Survey*, Professional Report, v. 21, 167 p.
- RODRIGUEZ, J.L., 1984, Geology of the Tuape region, north-central Sonora, Mexico. *M.S. Thesis*, Univ. of Pittsburgh, 157 p.
- RODRIGUEZ, J.L., 1988, Estratigrafía de la región de Tuape. *Univ. Nal. Autóm de México, Instituto de Geología, Revista*, v. 7, no. 2, p. 52-66.
- SALAS, G.A., 1968, Areal geology and petrology of the Igneous rocks, Santa Ana Quadrangle, Sonora, Mexico. *Sociedad Geologica de Mexico, Boletín*, v. 31, p. 1-64.
- SITTEN, J.R., 1987, Exploración geológica-minera del área Cerro Colorado en el Distrito Minero de Cerro de Oro, Municipio de Rayón, Sonora. *Tesis profesional*, Universidad de Sonora.
- TALIAFERRO, N. L., 1933, An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora, Mexico. *Journal of Geology*, v. 41, p. 12-37.
- VIVEROS, M. A., 1965, Estudio geológico de la Sierra de Cabullona, Municipio de Agua Prieta, Estado de Sonora. Tesis profesional, *Universidad Nacional Autónoma de México*, 82 p.
- WARZESKI, E. R., 1983, Facies patterns and diagenesis of a Lower Cretaceous carbonate shelf: northeastern Sonora and southeastern Arizona. *Ph. D. dissertation*, State University of New York, Binghamton, New York, 401p.

sandstone on top of fossiliferous sandstone and dolomite; unit D on top of C in section CB and unit B on top of A in section CC (Figs. 11 and 12).

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Cretaceous rocks exposed at Cerro de Oro represent three main successions which depict deposition during different times during the Cretaceous (Fig. 13).

At El Cobrizo, the *Cerro de Oro Formation* is lower to upper Aptian and represents mainly normal marine deposition, while at the Cañada Los Tubos and Mina La Luisa successions, the *Cerro de Oro* is younger (Clansagesian) and represent deltaic environments.

On the other hand, the carbonate sequence exposed at Cerro La Ema is lithologically and positionally different from the carbonate sequence of Los Tubos.

Cerro La Ema represents carbonate deposition in shallow-water subtidal and supratidal environments, with no development of rudist/coral bioherms (Fig. 15); while the Los Tubos carbonates were deposited mainly in lagoonal environments with frequent development of rudist/coral bioherms (Fig. 14).

Furthermore, the time of deposition of these two sequences is different, although they overlap at the Aptian-Albian boundary (Fig. 13).

El Cobrizo succession, which contains Aptian and Upper Cretaceous sequences, is also quite different from the rest of the Cretaceous successions in the Cerro de Oro area.

The unconformity between the lower Aptian *Cerro de Oro* and the Upper Cretaceous *La Palma Formations* is of important magnitude in Cerro El Cobrizo, but is only slightly recorded in the Los Tubos succession (Fig. 13).

Moreover, the facies of the *Cerro de Oro Formation* varies, being mostly deltaic at El Cobrizo, and more carbonate rich in the rest of the successions.

Besides, the *Cerro de Oro* is Upper Aptian in Cerro El Cobrizo, but it is younger (Lower Aptian) in the Cañada Los Tubos.

The closeness of the Cerro La Ema and Los Tubos successions is evidence for a stratigraphic juxtaposition, which brings together two different Lower Cretaceous sequences.

The La Ema succession is in close proximity to the Los Tubos, even though their facies are unrelated. This fact suggests indeed that these two successions were brought together by tectonic deformation, possibly by both thrust and strike-slip faulting.

Similarly, the presence of the El Cobrizo succession so near the rest of the sequences indicates an important tectonic transport in order to bring together sequences originally deposited several tens of kilometers apart during different intervals of the Cretaceous time.

In addition, as it has been demonstrated in this work, the stratigraphic succession of Cerro de Oro area is more faulted than previously recognized, which is a fact bearing stratigraphic, tectonic and paleogeographic implications, as follows.

(1) The unconformity between the *Cerro de Oro Formation* and Precambrian rocks may have existed, but in the field this contact actually appears as a thrust fault.

(2) The contacts between the *Morita Formation* and the *Mural Limestone*, and within the *Mural* sequence are not stratigraphic but structural, hiding the stratigraphic, and thus the paleogeographic relationships between them.

(3) The stratigraphic juxtapositions recorded in the Cerro La Ema and Cerro el Cobrizo successions are evidences of a tectonic transport in the order of tens and possibly hundreds of kilometers, and it may have been caused by both thrusting and strike-slip faulting related to a post-Albian tectonic deformational event.

Also of significant importance is the Paleozoic (?) unit exposed at the southeastern corner of the Cerro El Cobrizo. It may correspond to the Paleozoic unit mentioned in the Cerro de Oro area by Menicucci et al. (1982), and Radelli et al.

and especially intra-Mural Limestone ones. The presence of these faults bring mayor implications to the stratigraphic interpretation of the Cretaceous rocks in the area.

Figures 3 and 10 show the traces of the main faults recognized during this study, most of which have not been previously documented in the geologic maps of González and Jacques (1988) and Castro and Morfín (1988).

A discussion on the most important faults identified in the area follows.

Cañada Los Tubos area

Precambrian (?)/Cerro de Oro Fault (I).

The contact between the Precambrian (?) dolomites and orthoquartzites and the *Cerro de Oro Formation* in the Sierra Las Víboras is a thrust fault (unit B on top of A in sections CV, LV and TU; see Figs 4, 5 and 6).

This fault is evidenced by the pervasively fractured and milonitized rocks at the contact; also the dolomite beds just below the contact present foliations and microfaults (Figs. 18 and 19).



Fig. 18 - Fractured rocks at the thrust contact between the Cerro de Oro Formation and Precambrian (?) dolomites in Cerro Las Viboras. Rock hammer is 30 cm long.

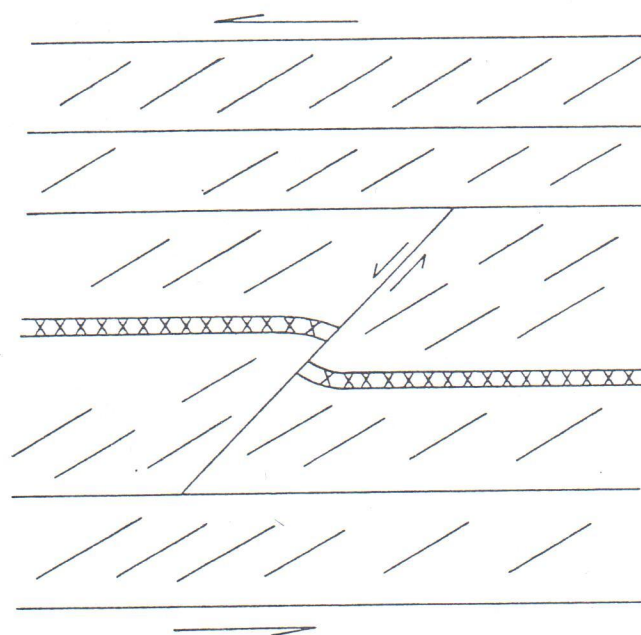


Fig. 19 - Schematic diagram showing shearing and microfaults present in the Precambrian (?) dolomite beds in thrust contact with the Cerro de Oro Formation in Cerro Las Viboras. Thin layer marked "X" is a lenticular chert. The main bed is 30 cm thick.

This contact was previously interpreted as an angular unconformity by González and Jacques (1988) and Castro and Morfín (1988). If it has been an unconformity, the unconformity surface has also served as a fault surface. The direction of thrusting was not determined but detailed studies may yield further information.

Morita/Mural Fault (II).

The contact between the *Morita Formation* and the *Mural Limestone* at Cerro Antúnez west of Cañada Los Tubos is not a conformable contact but a thrust fault. This fault brings the limestones of the Mural on top of the Morita, unit E on top of D in sections TU and CT (Figs. 6 and 7). The rocks, which are siltstone, sandstone and conglomerates, below the contact are folded and fractured (Fig. 20).

lithocorrelated with any Cretaceous unit, and is herein considered not to be of Cretaceous age. For its lithologic characteristics, this unit may be Paleozoic.

Unit C, D (*Cerro de Oro Form.*).

These units are tentatively assigned, based on stratigraphic position, to the Lower Aptian. Nevertheless, because of the unconformity between unit D and E, units C and D may possibly be pre-Aptian.

Unit E (*Cerro de Oro Form.*).

Unit E is assigned to the Middle Aptian (Gargasian), as suggested by the presence of *Caucasella* sp., *Hedbergella* gr. *luterbageri*, *H. gorbachica*, and *Globigerina ferreolensis*.

Units C, D and E correspond to the Cerro de Oro Formation of González and Jacques (1988).

Unit F (*La Palma Form.*).

This unit is considered post-Albian because is unconformably on top of middle Albian strata and some of the conglomerates present contain limestone clasts with coral fragments, rudists and orbitolinids.

Unit F is the *La Palma Formation* of González and Jacques (1988).

The chronoposition of the Cretaceous successions exposed at Cerro de Oro is variable and range from Lower Cretaceous, possibly Valanginian/Hauterivian to Upper Cretaceous post-Albian.

Figure 13 shows the chrono-position of the four successions studied; the Los Tubos succession ranges from Upper Aptian (Clansagesian) to Upper Albian to Cenomanian (?).

The Cerro La Ema succession ranges from Valanginian to Lower Albian; the Mina La Luisa section is Clansagesian; and the El Cobrizo succession ranges from Bedoulian to Upper Cretaceous.

BATHYMETRIC CHANGES

The depositional environments of the Cretaceous succession of Cerro de Oro vary from continental (fluvial systems) to open marine (shelf-margin), and register numerous sea level changes.

The Cañada Los Tubos succession records

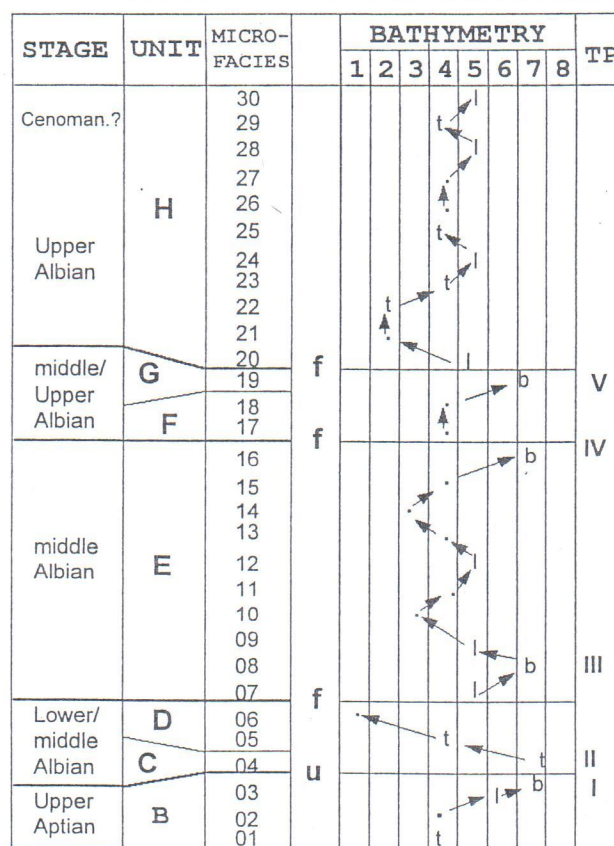


Fig. 14 - Depositional environments and sea level changes recorded by the Cañada Los Tubos succession. 1 - fluvial; 2 - supratidal; 3 - intertidal; 4 - subtidal; 5 - subtidal (lagoonal facies); 6 - subtidal (shoal facies); 7 - shelf margin; 8 - open marine; b - biohermal facies; l - lagoonal facies; s - shoal facies; t - abundant terrigenous influx. U - unconformity; F - fault. Roman numerals show transgressive peaks.

González and Jacques (1988) as Las Víboras Formation, and by Castro and Morfín (1988) as La Palma Group.

Unit B (*Cerro de Oro Form.*).

No age diagnostic fossils were observed in this unit, but based only on lithologic resemblance with unit D in the Mina La Luisa section (EM), which contains Upper Aptian fossils, unit B is tentatively assigned to the Upper Aptian, and corresponds to the Cerro de Oro Formation of González and Jacques (1988).

Units C, D (*Morita Form.*).

These units are tentatively assigned to the Aptian-Albian based on their lithological similarity to the Morita Formation of Ransome (1904), and on their stratigraphic position on top of unit B of Aptian age.

Units E (*Mural Limestone*).

This unit is assigned to the middle Albian based on the presence of the foraminifer *Dictyoconus walnutensis*.

Units F, G (*Mural Limestone*).

These units are assigned to the middle-Upper Albian based on the presence of the foraminifer *Coskinolinoides texanus* (?).

Unit H (*Mural Limestone*).

This unit is assigned to the Upper Albian-Cenomanian based on the presence of *Dicylina slumbergeri* (?) and large size miliolids.

Units E through H correspond to the Mural Limestone of Ransome (1904).

Cerro La Ema Succession (LL)

Unit A.

This unit is tentatively assigned to the Precambrian(?) on the basis of lithologic correlation and the presence of columnar stromatolites.

Unit B.

Because it is mostly covered this unit cannot be assigned with certainty to a definite

chronostratigraphic position, but is tentatively assigned to the Valanginian/Hauterivian based on its stratigraphic position below unit C which contains Hauterivian fossils.

Unit C.

Unit C is assigned to the Hauterivian/Barremian based on the presence of caucasselid foraminifera typical of these intervals.

Unit D.

Because of the presence of *Orbitolina texana* in the upper part of unit D, it is assigned to the Upper Aptian.

Lithologically units C and D do not resemble either the Mural or the Cerro de Oro formations as exposed in the area, stratigraphically, unit D is positioned at the Cerro de Oro Formation interval.

Unit E.

This unit is tentatively assigned to the Upper Aptian/Lower Albian by stratigraphic position.

Lithologically this unit resembles the Morita Formation (the Cintura is not excluded, however, as both units are lithologically very similar and do not contain age diagnostic fossils).

Mina La Luisa Succession (EM)

Unit A.

This unit is tentatively assigned to the Precambrian (?) on the basis of lithologic correlation and the presence of columnar stromatolites.

Unit B (*Cerro de Oro Form.*)

Unit B is tentatively assigned to the Upper Aptian based on its lithologic resemblance with the upper part of unit D which contains Upper Aptian fossils, and corresponds to the *Cerro de Oro Formation* of González and Jacques (1988).

Unit C.

This unit is lithologically similar to the Precambrian (?) *Las Víboras Formation* of González and Jacques (1988).

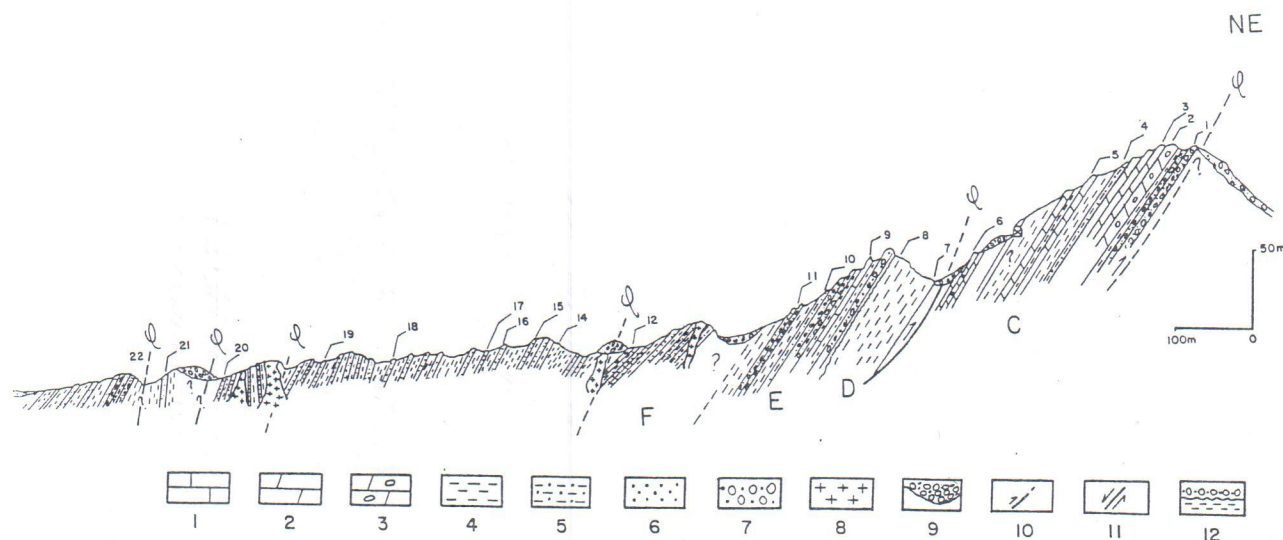


Fig. 12 - Field profile (CC) of Cerro El Cobre succession, located from the southeastern end of Cerro El Cobre to north of Cerro Los Pocitos. See text for description of units C through F. C, D, and E = Cerro de Oro Form.; F = La Palma Form. 1 - limestone; 2 - dolomite; 3 - conglomeratic dolomite; 4 - shale; 5 - sandy shale; 6 - sandstone; 7 - conglomerate; 8 - felsic intrusive; 9 - covered; 10 - thrust fault; 11 - normal fault; 12 - unconformity.

orthoquartzite, both sedimentary and metamorphic, dolomite and volcanic rocks.

Inner-shelf, shallow-water subtidal, deltaic (?).

Microfacies 2 - Dolomite, mudstone, calcareous fossiliferous siltstone and sandstone, dolomitic floatstone and minor mudstone (micrite). Abundant thick-shelled completely or partially silicified bivalve fragments, and traces of echinoderms. Dolomites and dolomitic limestones contain abundant terrigenous quartz grains from silt to fine-sand to pebble size fragments (conglomeratic dolomites).

Inner-shelf, shallow-water subtidal.

Microfacies 3 - Mudstone and dolomitic floatstone with traces of silicified bivalve and echinoderm fragments, also authigenic pyrite present. Mudstone contains some fine sand-size quartz grains and the micrite is almost completely neomorphosed to microsparite and pseudosparite.

Inner-shelf, shallow-water subtidal.

Unit D.

Non resistant slope-forming thin-bedded medium- to dark-gray calcareous siltstone and mudstone, weathering light greenish- and yellowish-tan to dark-brown. Contains some pyrite crystals.

Approximate thickness vary from 20 to 40m. The contact with unit above is sharp and it may be an erosional unconformity.

Microfacies 4 - Calcareous siltstone and mudstone (micrite) with minor amounts of bivalve fragments. The mudstone contains some partially calcified radiolaria (spumellarians?) and planktonic foraminifera. Contains around 20 percent microsparite and authigenic pyrite as crystals and in partial replacement of calcite in bivalve shells.

Outer-shelf, shallow-water open marine.

Unit E.

Medium-bedded reddish-brown to pinkish-gray conglomerate and conglomeratic sandstone

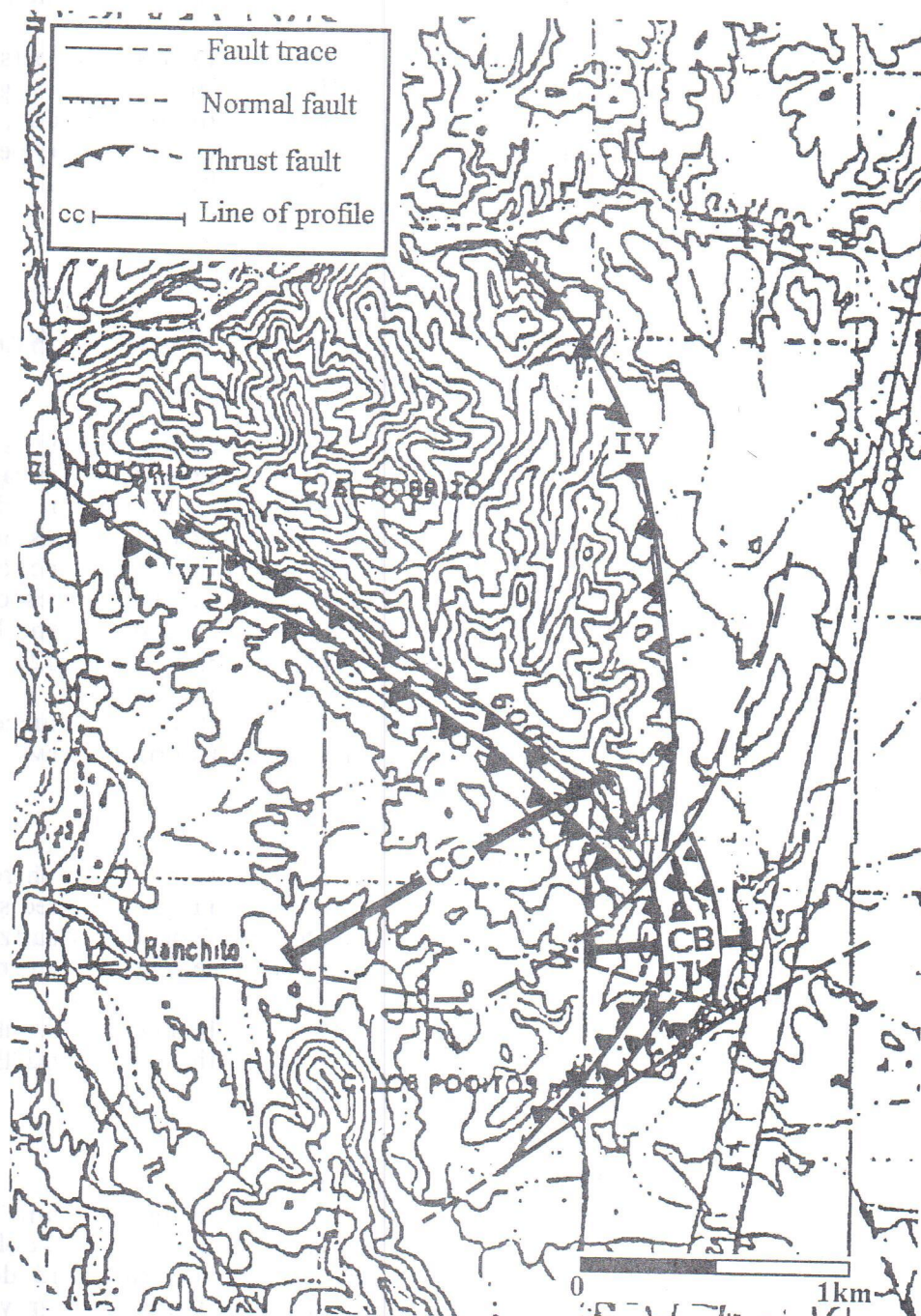


Fig. 10 - Topographic map of the southeastern corner of Cerro de Oro area, Cerro El Cobrizo, showing the traces of major faults. IV - Precambrian (?) - Paleozoic / Morita (?) Fault; V - Cerro de Oro / Paleozoic (?) Fault; VI - Cerro de Oro / Cerro de Oro Fault.

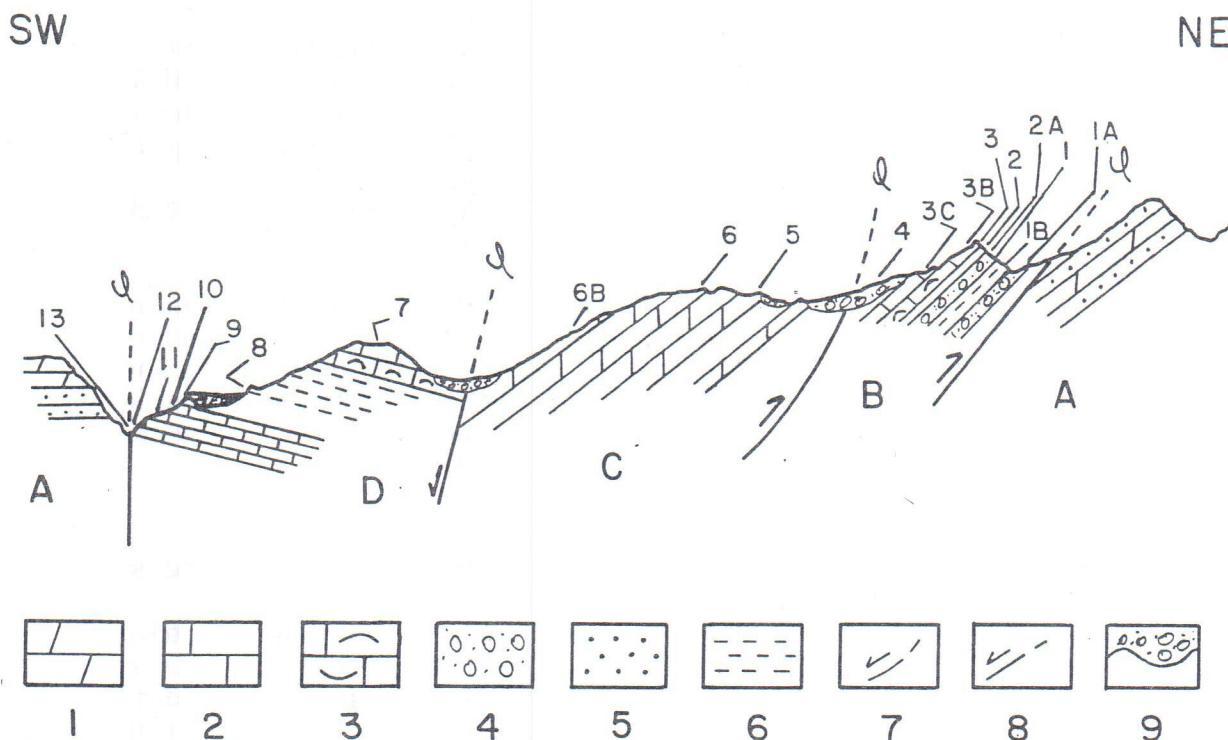


Fig. 9 - Field profile (EM) of Mina La Luisa succession, located southeast of Cañada La Verdina. See text for description of units A through D. A = Precambrian (?) Las Viboras Form.; B = Cerro de Oro Form.; C = Precambrian (?) Las Viboras Form.; D = Cerro de Oro Form. 1 - dolomite; 2 - limestone; 3 - fossiliferous limestone; 4 - conglomerate; 5 - sandstone; 6 - shale; 7 - thrust fault; 8 - normal fault.

Microfacies 1 - Conglomerate and calcareous siltstone. Conglomerate clasts are limestone and sandstone fragments; the limestone clasts are larger and contain abundant leached allochems showing micritic envelopes and/or recrystallized micrite to pseudosparite (?).

Inner-shelf, shallow-water subtidal, deltaic channel deposits?

Unit B (upper part).

Resistant medium- to thick-bedded silty dolomitic fossiliferous brownish-gray limestone, weathering reddish-brown to dark-brown. Abundant bivalve fragments and molds and annelid tubes. Covered by a thin-bedded gray and yellowish-orange calcareous and siliceous siltstone.

Approximate thickness is 8m. The contact with unit C is mostly covered but is a fault.

Unit B corresponds to the *Cerro de Oro Form.*

Microfacies 2 - Float-stone and fossiliferous siltstone with silicified bivalve and brachiopod shell fragments and annelid tubes. Dolomitization and silicification are very pervasive.

Inner-shelf, shallow-water subtidal, close to a bioherm facies.

Microfacies 3 - Calcareous siliciclastic mudstone with abundant authigenic pyrite crystals.

Inner-shelf, shallow-water subtidal (?).

Microfacies 1 - Calcareous mudstone and siltstone with only scarce amounts of mollusk and echinoderm fragments, and only traces of radiolaria (?). The mudstone contains abundance in terrigenous small quartz grains, and locally show conspicuous coalescive neomorphism of the micritic matrix to microsparite and pseudosparite.

Outer-shelf, open marine with high terrigenous influx.

Unit C.

Medium- to thick-bedded, resistant light-gray to pinkish-gray limestone, weathering light-gray, light-pinkish-tan, and pinkish-brown to dark-brown, with abundant bivalve fragments and burrowings, and minor amounts of coral fragments. The lower 25 meters is somewhat nodular limestone with abundant small rounded intraclasts, which are occasionally large pinkish brown mud fragments varying in size from a few mm to a cm.

Approximate thickness 60m. The contact with unit D is not exposed due to normal faulting but is probably a normal contact, as both units are parallel and lithologically related.

Microfacies 2 - Packed wackestone with abundant echinoderm fragments, pseudopellets and minor amounts of benthic foraminifera. Show traces of textularid and planktonic foraminifera (*Caucasella* sp.), micritic envelopes, intraclasts and recrystallized algae(?) fragments. Some microsparite and pseudosparite amounting to 40% the matrix is present and sparite amounts to about 20%. various amounts of quartz sand size fragments are present.

Inner- to outer-shelf, subtidal to open marine.

Microfacies 3 - Packstone and less wackestone with abundant intraclast and minor amounts of coral and echinoderm fragments, including spines, and traces of benthic foraminifera (lenticulinid). No significant amounts of sparite cement is present as is grain-supported in a light brownish-gray mud. Abundant coalescive neomorphism of allochems, some show sili-

cification in their periphery, probably a product of selective silicification of the micrite envelope.

Inner-shelf, shallow-water intertidal to subtidal.

Microfacies 4 - Medium crystalline dolomite with only traces of silicified bivalve (?) fragments.

Inner-shelf, shallow-water subtidal.

Unit D (lower part).

Thin- to medium-bedded resistant dolomite, dolomitic limestone and pinkish-gray and yellowish-gray dolomitic breccia, weathering light-gray to pinkish-gray and dark-tan. Shows parallel and discontinuous siltstone laminations and paleochannels that seem to have been exposed to the surface.

Dolomitic breccias are made up of either angular orthoquartzite and dolomite fragments, or large mud fragments ("rip up clasts") of the same composition as the matrix.

Approximate exposed thickness : 5 m.

The contact with the upper part is sharp but conformable.

Microfacies 5 - Brecciated, dolomitic mudstone and siltstone with only traces of echinoderm spines very pervasively silicified. Angular to subangular fragments of orthoquartzite and dolomite and elongated mud clasts of the same composition of the matrix.

Inner-shelf, very shallow-water, supratidal.

Microfacies 6 - Wackestone with abundant content in intraclasts and minor percentage of pseudopellets and mollusk and echinoderm hash. Solution seams are present and is pervasively fractured.

Inner-shelf, shallow-water subtidal.

Unit D (upper part).

Medium-bedded resistant light-gray orbitolinid-rich limestone weathering medium-gray to dark-tan, and followed by a thin- to medium-bedded pinkish-gray fossiliferous limestone intercalated with layers of pinkish-white chert.

Unit G.

Resistant cliff-forming thin- to medium-bedded gray limestone weathering light-gray to greenish-gray to tan, rudist bioherms are locally present, and is also locally silicified.

Approximate thickness 10m. The contact with unit H is a thrust fault (Fig. 7).

Microfacies 19 - Floatstone with abundant intraclast content and bivalve fragments (including rudists) and traces of orbitolinids and other textularid foraminifera and red algae (?). Show some microsparite in matrix and allochems (intraclasts?), and pseudosparite and minor late blocky cement. Medium-size honey-colored dolomite crystals are scattered through the matrix.

Inner- to outer-shelf, shallow-water restricted lagoonal marine facies with normal circulation and with local development of bioherm facies.

Unit H.

Irregular alternation of thin- to thick-bedded slope-forming calcareous siltstone, sandstone and limestone. Siltstone and sandstone are light greenish tan and greenish gray, weathering light gray, greenish tan, light tan and light greenish gray. Limestone are medium gray, pinkish gray and weathering light gray, pinkish gray, and light tan. Siltstone beds are fractured, silicified and locally tectonized. Limestone is nodular and show abundant selective burrowings.

Approximate exposed thickness 50m. The top of this unit is covered (Fig. 7).

Unit H corresponds to the upper part of the *Mural Limestone*.

Microfacies 20 - Wackestone and mudstone. Wackestone show abundant miliolids, minor quantities of bivalve fragments and textularid foraminifera, and only traces of ostracodes. Some quartz grains and solution seams are present.

Inner-shelf, shallow-water restricted quiet lagoon.

Microfacies 21 - Mudstone barren of fossils, the original micrite has recrystallized to microsparite and pseudosparite. Contains lami-

nations and mud cracks (?) filled with sparry calcite.

Inner-shelf, shallow-water supratidal.

Microfacies 22 - Calcareous siltstone with fair sorted angular quartz grains.

Inner-shelf, shallow-water supratidal.

Microfacies 23 - Sandy fossiliferous floatstone and calcareous sandstone. Floatstone show abundant bivalve and echinoderm fragments, minor content in intraclasts and gastropod fragments and traces of corals (?), micrite envelopes are abundant. Abundant coalescent neomorphism of micrite to microsparite and minor pseudosparite in matrix and of some allochems, some fibrous and drusy cements are present in very small quantities, partial silicification of bivalve fragments.

Inner-shelf, very shallow-water behind coral bioherm facies.

Microfacies 24 - Wackestone with abundant large miliolid and arenaceous foraminifera (possibly *Trochammina* sp.) and other benthic foraminifera, including *Dycyclina slumbergeri* (?). Contains minor amounts of intraclast and terrigenous quartz grains.

Inner-shelf, shallow-water restricted quiet lagoon.

Microfacies 25 - Dolomitized mudstone and wackestone with echinoderm and bivalve fragments, abundant gastropods and traces of ostracodes are present at the upper part, as well as abundant terrigenous quartz grains.

Inner-shelf, shallow-water subtidal.

Microfacies 26 - Thin-bedded gray to greenish-gray calcareous siltstone.

Inner-shelf, shallow-water subtidal.

Microfacies 27 - Dolomitic wackestone/floatstone with abundant echinoderm and bivalve fragments and traces of worm tubes. Solution seams are also present.

Inner-shelf, shallow-water subtidal.

Microfacies 28 - Wackestone with abun-

Microfacies 4 - Calcareous siliciclastic mudstone and sandy mudstone. Small spumellarian radiolaria (?) echinoderm fragments and trochospiral (?) rotalid foraminifera are present in minor amounts. Some intervals show bivalve

and gastropod fragments, as well as authigenic pyrite crystals.

Shallow-water shelf subtidal to open marine (pelagic) conditions with high terrigenous influx.

Unit D.

Irregular alternation of non-resistant slope-forming massive-bedded siliciclastic mudstone, siltstone, fine-grained sandstone and occasional intervals of thin- to medium-bedded fine-grained conglomerate. Colors vary from purplish- and greenish-gray to grayish-tan.

Approximate thickness 180m. The contact with unit E is a fault (figs. 5, 6, and 7).

Unit D corresponds to the *Morita Formation*.

Microfacies 5 - Mostly calcareous siliciclastic mudstone and some thin-bedded conglomerate. Mudstones show coarse sand-size mud fragments.

Inner-shelf, shallow-water (deltaic?).

Microfacies 6 - Fine calcareous litharenites poorly sorted with angular to subangular grains.

Fluvial system developing upwards into shallow-water deltaic conditions.

Unit E.

Irregular intervals of resistant cliff-forming medium- to thick- to massive-bedded limestone, and non-resistant thin-bedded siltstone and limestone.

The intervals of medium- to thick-bedded limestone are dark gray to light tannish gray and weathering light gray to light tan, nodular like and fossiliferous. The massive limestones are dark gray to pinkish gray, and weathering medium to reddish gray, sometimes are bioturbated, contain orbitolinids and bivalve shell fragments and locally rudists and corals.

The intervals of thin-bedded siltstone and limestone are greenish-tan mudstone and

siltstone intercalated with thin- to medium-bedded medium-gray fossiliferous limestone with occasional beds containing orbitolinid foraminifera.

Approximate thickness 130 m. The contact with unit F is a thrust fault (Figs. 6 and 7).

Unit E corresponds to the *Mural Limestone*.

Microfacies 7 - Wackestone with abundant echinoderm and bivalve fragments and benthic foraminifera, miliolids are less common, and gastropod fragments and green and red algae are present in minor amounts. Small quantities of intraclasts and ooids are present at some intervals. Solution seams are common.

Inner-shelf, very shallow-water restricted marine with influence of quiet lagoonal and local shoal facies.

Microfacies 8 - Mudstone and wackestone with only minor amount of echinoderm and bivalve fragments (including rudists), corals, orbitolinids (*Dictyoconus walnutensis*) and other textularid foraminifera, miliolids (?), ostracodes (?), and worm tubes. Small dolomite crystals in matrix and along solution seams. Insignificant amounts of coalescive neomorphism are also present.

Inner-shelf, shallow-water open lagoon with normal circulation and occasional development of rudist and coral bioherms.

Microfacies 9 - Wackestone and floatstone with abundant miliolids, textularid foraminifera and less percentage of ostracode, bivalve and echinoderm fragments.

Inner-shelf, shallow-water with restricted quiet lagoonal conditions.

Microfacies 10 - Packstone with abundant intraclasts, gastropods and green algae, traces of ostracodes, echinoderm and red algae fragments are also present. Abundant coalescive neomorphism of matrix and intraclasts. Intraclasts contain abundant gastro-pod, miliolid and green algae fragments.

Inner-shelf, shallow-water intertidal.

Microfacies 11 - Floatstone and wackestone showing abundance in bivalve and

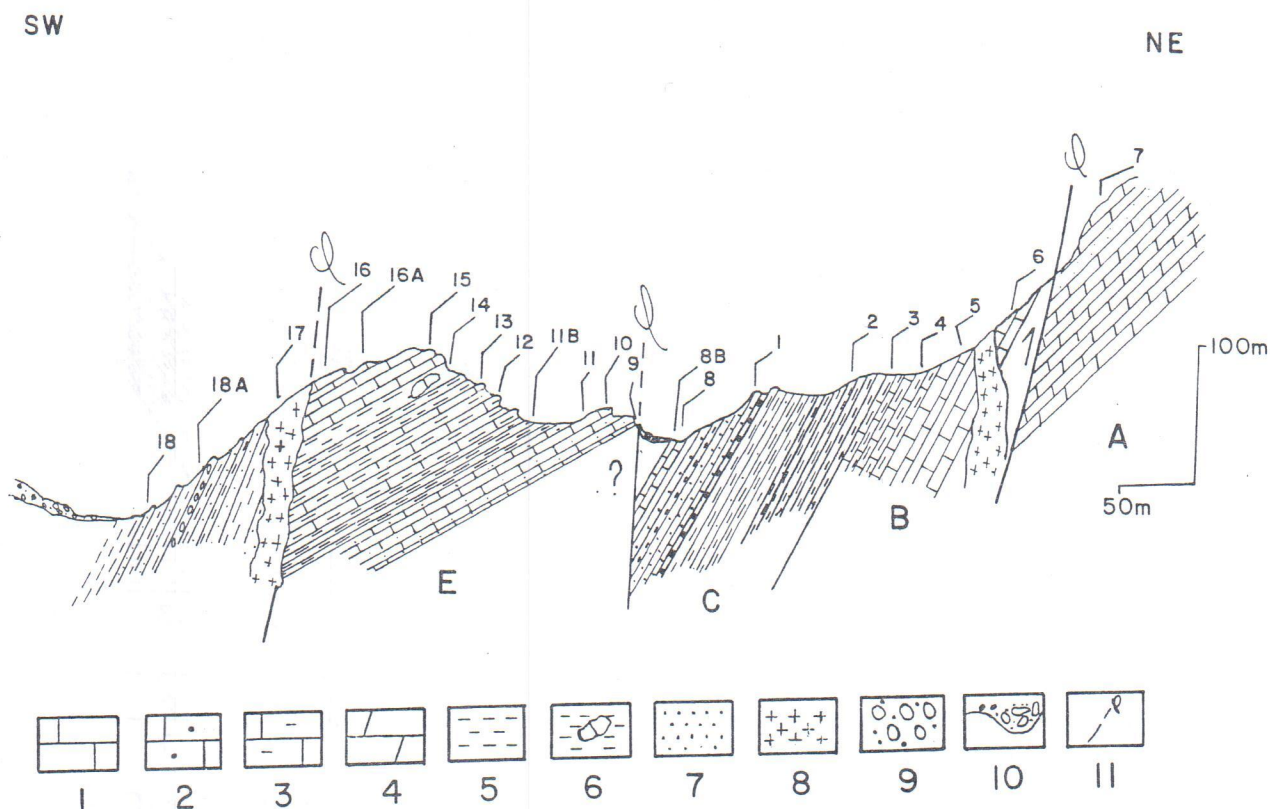


Fig. 5 - Field profile (LV) of part of Cañada Los Tubos succession, located at the lower hills west of Cerro Las Viboras. See text for description of units A through E. A = Precambrian (?) Las Viboras Form.; B = Cerro de Oro Form.; C = Morita Form.; E = Mural Form.

1 - limestone; 2 - sandy limestone; 3 - marly limestone; 4 - dolomite; 5 - shale; 6 - shale with limestone lenses; 7 - sandstone; 8 - felsic intrusive; 9 - conglomerate; 10 - covered; 11 - fault.

with large calcite crystals partially dolomitized and silicified.

Inner-shelf, low energy shallow-water.

Microfacies 3 - Floatstone with abundant bivalve fragments (including rudists) and gastropods, echinoderm, coral and other unidentifiable allochem fragments are also frequent. Intraclasts are common and orbitolinids (*Orbitolina texana* ?) are also present. Abundant coalescive neomorphism in matrix and in some of the intraclasts. Minor silicification of allochems but abundant authigenic quartz crystals.

Inner-shelf, restricted marine, shallow-water

open lagoon with normal circulation and occasional development of coral and rudist bioherms.

Unit C.

Irregular alternations of mudstone, siltstone and fine sandstone; slope-forming, non-resistant, thin- to medium-bedded, calcareous with dark-gray and greenish-gray to reddish-brown colors, weathers light-tan to reddish-brown. Approximate thickness 30m.

The contact with unit above is placed at the first appearance of thin-bedded conglomerate below purplish-gray siltstone and fine-grained sandstone. This contact, although not quite rea-



Fig. 3 -Topographic map of the southwestern corner of Cerro de Oro area showing the traces of mayor faults. I = Precambrian (?) / Cerro de Oro Fault; II = Morita / Mural Fault; III = Mural / Mural Faults

Palma Group (El Tapiro, El Alamo, and Año Nuevo units) by Castro and Morfín (1988).

The Cretaceous rocks consists of siltstone, sandstone, conglomerate and fossiliferous limestone. These rocks have been assigned to the Cerro de Oro, Morita, Mural and Cintura formations by González and Jacques (1988) and erroneously to the Cerro de Oro Group (Los Tubos, Caliza Antúnez and Los Valles Formations) by Castro and Morfín (1988).

The Cretaceous-Tertiary volcanic rocks consist of andesites, porphyric andesites and andesitic porphyries (Castro and Morfín, 1998). They have not been assigned any formational name.

A sequence of andesites, pyroclastic rocks of rhyolitic and rhyodacitic composition, and felsic and basaltic rocks, which has not been assigned any formal name either, was considered as Oligo-Miocene.

A quartz latite porphyry, considered as post-Oligo-Miocene (Castro and Morfín, 1988), is the younger Tertiary rock exposed in the area, and is the source of mineral deposits, specially gold (Sitten, 1987).

The Cretaceous rocks of Cerro de Oro are closely related to the Bisbee Group of Ransome (1904). They are considered as deposited along the extension of the ancestral Gulf of Mexico and related to the Bisbee Basin of Bilodeau and Lindberg (1983).

The rocks deposited in the Cerro de oro area during this interval of time are thought to represent deposition from continental fluvial to shallow-marine environments (Castro and Morfín, 1988; González and Jacques, 1988).

STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE OF CERRO DE ORO

The Cretaceous strata of Cerro de Oro have been referred to with several names and assigned to different chronopositions.

González and Jacques (1988) used the following formational names, from base to top: (1) *Cerro de Oro Formation* (Barremian-Lower Aptian); (2) *Bisbee Group*, including *Morita Formation* (Upper Aptian), *Mural Limestone* (Lower-middle Albian), and *Cintura Formation*

(middle-Upper Albian); and (3) *La Palma Formation* (Cretaceous, post-Albian).

Contrastingly enough, Castro and Morfín (1988) referred to the same rocks as the *Cerro de Oro Group*, including the following formations: (a) *Los Tubos* (Aptian-Albian), (b) *Caliza Antúnez* (Albian), and (c) *Los Valles* (post-Albian/Cenomanian).

Figure 2 shows the nomenclatural problem created by the use of a formal nomenclature without adequate lithostratigraphic data.

As can be observed in the figure, González and Jacques (1988) described a Lower Cretaceous unit, the Cerro de Oro Formation, and an Upper Cretaceous one, La Palma Formation, which Castro and Morfín (1988) did not recognize.

On the other hand, the names of La Palma and Cerro de Oro are used inadequately because the term La Palma is used to refer to Cretaceous rocks by González and Jacques (1988) and to Precambrian (?) rocks by Castro and Morfín (1988). Similarly, the term Cerro de Oro is used both as a formation and as a group.

To clarify this problem, and following the rules and regulations established by the North American Commission on Stratigraphic Nomenclature (NACSN, 1983), the name of *Bisbee Group*, including the *Cerro de Oro Formation*, as suggested by González and Lucas (in press), the *Morita Formation*, and the *Caliza Mural and Cintura Formation*, should be used instead of *Cerro de Oro Group*, and subsequently instead of *Los Tubos Antúnez* and *Los Valles Formations*, because the lithological characteristics of the units in the Cerro de Oro area are very similar to those of the Bisbee Group, as described in southern Arizona and northern Sonora.

Since it was first employed, the term "Cerro de Oro" has not been used much, or has been used with a formation rank and not as a group (e.g., Jacques, et al., 1990; Grijalva, 1991). Therefore it can still be used as a formation name. The use of this name to refer to a group should be dropped completely from the literature. In addition, extreme caution should be taken when trying to extend this name outside its

RESUMEN

Cerro de Oro se localiza en Sonora central, aproximadamente 10 km al sur del poblado de rayón y 60 km al noreste de Hermosillo. El Cretácico Inferior de esta área incluye lodolita, arenisca, conglomerado y caliza fosilífera.

El presente trabajo presenta la siguiente información estratigráfica y estructural : (1) el contacto entre el Cretácico Inferior y el Precámbrico (?) es una falla de cabalgadura, no una discordancia; (2) el contacto entre la Formación Morita y la Caliza Mural es también por falla de cabalgadura; (3) varias falla de cabalgadura afectan la secuencia de la Caliza Mural; (4) los cambios de facies en la Caliza Mural son numerosos.

La sucesión estratigráfica de Cerro de Oro representa un depósito variable durante diferentes intervalos de tiempo del Cretácico Inferior. El estudio de la sucesión desde la Formación Cerro de Oro hasta la Caliza Mural a lo largo de la Cañada Los Tubos y en las cercanías de la Mina La Luisa mostró que las dos sucesiones estratigráficas, aunque similares, no son las mismas, ya que presentan diferencias en litología y facies. Se efectuó un estudio de microfacies de ambas estas secciones. La sección en la Cañada de Los Tubos contiene 30 cambios de facies, que varían desde las de plataforma interior a las de plataforma exterior, pasando por varias facies lagunares. Aunque la sección ha sido afectada por al menos cuatro fallas, las unidades no parecen repetirse. La sección Mina La Luisa contiene 12 cambios de facies, que varían desde las de plataforma interior (supratidal) hasta las de plataforma exterior, sin contener facies lagunares.

La Formación Cerro de Oro es Aptiano superior y corresponde a una sedimentación de caracter variable.

Las diferencias encontradas en las sucesiones estratigráficas estudiadas son producto de juxtaposiciones, las cuales son evidencias de deformación y transporte tectónico, en el orden de varias decenas o hasta cientos de kilómetros.

INTRODUCTION

Cretaceous rocks in the state of Sonora are exposed mainly in the central and northern parts of the state. In central Sonora they occur at : (1) Sahuaripa-Arivechi (Minjares et al., 1985; Palafox and Martínez, 1985; Fernández and Almazán, 1991), (2) Lampazos (González, 1988; Herrera et al., 1984; Bartolini and Herrera, 1986), (3) Tuape (Rodríguez, 1984, 1988), and (4) Cerro de Oro (Castro and Morfín, 1988; González and Jacques, 1988). In northeastern Sonora Cretaceous rocks are exposed mainly in the areas of Arizpe (González, 1978) and Cabullona (Ransome, 1904; Taliaferro, 1933; Viveros, 1965; Warzeski, 1983) among others. In northwestern Sonora, Cretaceous rocks are exposed in the vicinities of Santa Ana (Salas, 1968) and Altar (Jacques, 1986; Jacques and Potter, 1987; Jacques et al., 1990).

Cerro de Oro is located in central Sonora, approximately 130 km northeast of Hermosillo and 10 km south of the town of Rayón, between coordinates 29°30' and 29°45' N. lat. and 110°40' and 110°20' W. long. (Fig. 1).

In this area sedimentary to igneous Precambrian (?), Mesozoic and Cenozoic rocks are exposed.

The Cretaceous rocks consist mainly of siltstone, mudstone, sandstone, fossiliferous limestone and minor conglomerate, representing sedimentary environments ranging from continental fluvial to shallow-water marine. This sequence of rocks has been assigned several different formational names (Castro and Morfín, 1988; González and Jacques, 1988), a situation that has resulted in a problematical nomenclature, a problem that is very common in the Cretaceous nomenclature applied to Sonoran strata (Monreal, 1993).

Estratigrafía de las rocas cretácicas del área de Cerro de Oro, Sonora Central

Carlos GONZALEZ-LEON y César JACQUES-AYALA
ERNO, Instituto de Geología UNAM
Apdo Postal 1039, 83000-Hermosillo, Sonora, México.

RESUMEN

En el área de Cerro de Oro, localizada en la parte central de Sonora, aflora una nueva secuencia de rocas cretácicas la cual descansa discordantemente sobre la Formación Las Víboras de edad Precámbrico tardío (?)—Cámbrico temprano. Dicha secuencia está compuesta de la base a la cima por las Formaciones Cerro de Oro, Morita, Caliza Mural y Cintura; estas tres últimas forman parte del Grupo Bisbee que aflora ampliamente en el Norte de Sonora. La Formación La Palma de edad Cretácica tardía sobreyace discordantemente a la Formación Cerro de Oro en los lugares donde el Grupo Bisbee no está presente. La secuencia del Cretácico Inferior (Barremiano-Albiano Medio) es litológicamente transicional entre las rocas de esta misma edad que afloran en la parte norte (Grupo Bisbee), noroeste (Grupo El Chanate) y centro-oriente (secuencia de Lampazos) de Sonora. En este trabajo se reporta la litoestratigrafía, paleontología, ambiente de depósito y correlación de las secuencias cretácicas de esta área.

ABSTRACT

A new sequence of cretaceous sedimentary rocks that crop out in the Cerro de Oro area, central Sonora, is reported in this paper. This sequence unconformably overlies the Las Víboras Formation of Late Precambrian (?)—Early Cambrian age and it is composed from base to top by the Cerro de Oro, Morita, Caliza Mural and Cintura Formations; the Morita and overlying units are assigned to the Bisbee Group as it is known in northern Sonora. The La Palma Formation of Late Cretaceous

age overlies with a slight angular unconformity the Cerro de Oro Formation in places where the Bisbee Group is not represented. The Lower Cretaceous (Barremian-Middle Albian) rocks of this area represent a lithologic transition from sequences of that same age that crop out in northern (Bisbee Group), northwestern (El Chanate Group) and east-central (Lampazos sequence) Sonora. In this work, the lithostratigraphy, paleontology, depositional environments interpretation and correlation of these cretaceous rocks are discussed.

INTRODUCCION

Las rocas del Cretácico Inferior han sido reportadas de las regiones norte y nororiental, noroccidental y centro-oriental del Estado de Sonora, aunque en pocas áreas han sido estudiadas en detalle.

El Grupo Bisbee y sus Formaciones Conglomerado Glance, Morita, Caliza Mural y Cintura, que fueron definidas por Ransome (1904) en el sureste del Estado de Arizona, se han reconocido en el norte de Sonora, donde forman afloramientos aislados desde Santa Ana hasta la Sierra Anibacachi (Navarro, 1988; Rangin, 1986; González-León, 1978; Taliaferro, 1933).

El Grupo El Chanate y sus Formacio-

nes Arroyo Sásabe y El Chanate (Jacques-Ayala y Potter, 1987) ha sido estudiado en la Sierra del Chanate en la región noroccidental del Estado.

En la parte central de Sonora se conoce una gruesa secuencia predominantemente carbonatada en el área de Lampazos (Herrera y Bartolini, 1983; González-León, en prensa; Scott y González-León, en prensa); de esta misma región se han reportado la secuencia de la Sierra Chiltepines (Himanga, 1977), la de la Sierra Los Chinos (Pubellier, 1987) aunque con escasos detalles y la del Cerro de Las Conchas, cuya estratigrafía se ha interpretado de diversas y contrastantes maneras (Palafox y Martinez, 1985; Pubellier, 1987; Almazán-Vazquez y Fernandez, 1988).

En este trabajo se reporta la litoestratigrafía, paleontología y ambientes de depósito de una nueva secuencia del Cretácico Inferior, localizada en el área de Cerro de Oro, en la parte central de Sonora (Fig. 1).

En esta área se tiene parcialmente representado el arreglo litoestratigráfico clásico del Grupo Bisbee. Dicha secuencia, que tiene un rango de edad del Barremiano tardío al Albiano medio, está compuesta de la base a la cima por la Formación Cerro de Oro y por las Formaciones Morita, Caliza Mural y Cintura del Grupo Bisbee; la Formación Morita sobreyace discordantemente a la Formación Cerro de Oro.

Se reporta también la presencia de otra secuencia de edad Cretácica



Figura 1.- LOCALIZACION DEL AREA DE CERRO DE ORO, SONORA

Tardía a la cual se asigna el nombre de Formación La Palma.

ESTRATIGRAFIA CRETACICA

Introducción

Los primeros reportes sobre la presencia de rocas del Cretácico Inferior en esta área son los de Keller (1928), Flores (1929), Burckhardt (1930) y de Cserna (1970). Posteriormente Menicucci et al. (1982) consideraron una edad Pérmica para los sedimentos aquí asignados a la Formación Cerro de Oro y Rangin (1986) equivocadamente reportó la presencia de una secuencia volcanosedimentaria del Cretácico Temprano, la cual supuestamente cabalgaría las rocas aquí reportadas. La estratigrafía de esta área fué preliminarmente reportada por González-León (1988) y González-León y Jacques-Ayala (1988), mientras que Castro y Morfín (1988) mapearon la Hoja Topográfica Rayon (SPP-INEGI, 1982), la cual incluye el área aquí reportada. El presente trabajo se ha resumido de González-León (1989).

Las rocas más antiguas del área estudiada corresponden a la Formación Las Víboras (González-León, 1983) de más de 2000 m de espesor y de supuesta edad Precámbrica Tardía (?)-Cámbrica Temprana, la cual suya en discordancia angular a la Formación Cerro de Oro (Fig. 2). La Formación La Palma sobreyace en discordancia paralela a la Formación Cerro de Oro en los lugares donde el Grupo Bisbee está ausente. Varios cuerpos igneos de diferente composición cortan estos sedimentos, estando también cubiertos por derrames volcánicos y rocas piroclásticas; estos eventos magmáticos son de edad eocénica y más juvenes. Las unidades sedimentarias del área

fueron afectadas por una deformación compresiva durante el Cretácico Tardío.

Formación Cerro de Oro

La Formación Cerro de Oro (González-León, 1988) toma su nombre a partir del nombre con que se conoce esta área.

Su contacto inferior es siempre una discordancia angular con la Formación Las Víboras y está a su vez sobreyacida en discordancia por la Formación Morita en la parte occidental del área, mientras que en la parte oriental del área está siendo sobreyacida discordantemente por la Formación La Palma. Sus mejores exposiciones fueron medidas en detalle a lo largo del flanco occidental del Cerro El Cobrizo (sección A -A', Fig. 2) y en las Cañadas Hortensia y LOs Tubos (sección B -B'), siendo estas las que a continuación se describen.

La secuencia del Cerro El Cobrizo alcanza un espesor de 105 m (Fig. 3). Es una unidad distintiva por los colores verdosos y café amarillentos de sus litologías y porqué forma partes topográficas bajas debido a que es fácilmente erosionada. En esta localidad su base está formada por un conglomerado de 25 m de espesor, formado por cantos y guijarros que van de subredondeados a subangulosos de cuarzenita (60%) y dolomitas (40%), presentando estratificación masiva a gruesa y con estructuras de relleno de canales. Presenta niveles gruesos con estratificación graduada y la matriz es arenosa. La sección continua hacia arriba con un paquete de 12 m de espesor de caliza en capas delgadas a medianas con lentes de coquina de fragmentos de ostreas y areniscas gruesas; en la cima de este paquete se tiene calizas arenosas las cuales

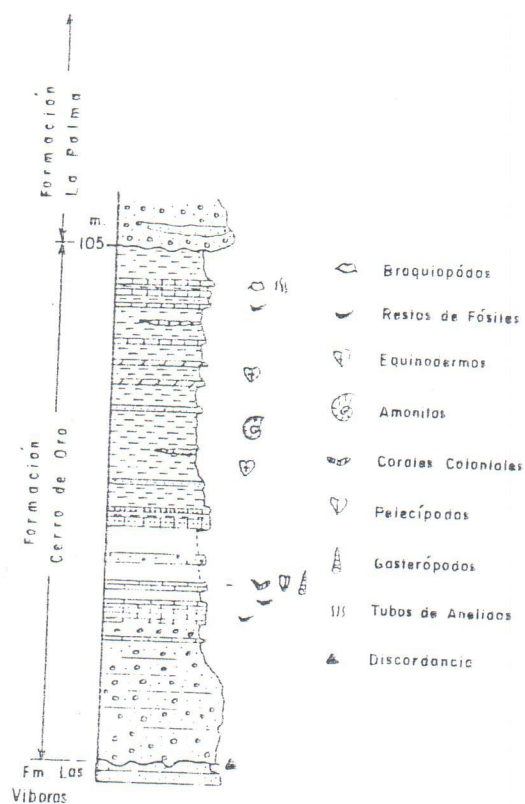


Figura 3.- COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA FORMACION CERRO DE ORO EN EL FLANCO OCCIDENTAL DEL CERRO EL COBRIZO (SECCION A-A')

pasan lateralmente a calizas micríticas con fuerte bioturbación y una fauna abundante de pelecípodos, corales coloniales y escasos gasterópodos. Hacia arriba se presenta otro paquete de 10 m de espesor formado por capas medianas de areniscas calcáreas de color café amarillento, con bioturbación y fragmentos de ostreas y con intercalaciones de lodolitas verdosas y capas delgadas de caliza arenosa. En la parte inferior de la secuencia algunos niveles están cubiertos por regolita, mientras que en su parte media se tienen lodolitas masivas de colores verdosos con una fauna pobremente preservada de equinodermos y con intercalaciones locales de limolitas y areniscas de grano fino en

capas delgadas. La cima de esta secuencia está formada, en este afloramiento, por 28 m de lodolitas masivas de color gris, café y amarillo, con intercalaciones de capas de espesor mediano de caliza bioclástica localmente dolo-mitizada y capas delgadas de caliza arcillosa fuertemente bioturbada conteniendo ostreas y braquiópodos.

En la localidad de la Cañada Los Tubos (Fig. 4), la Formación Cerro de Oro presenta una sección más completa alcanzando un espesor de 147 m. Su contacto inferior se encuentra generalmente cubierto y solo se observan rodados de conglomerado muy semejante al que presenta en su base en el Cerro El Cobrizo. Hacia arriba, la secuencia está dominada por la presencia de lutitas de color café-rojizo a amarillento y verde, en paquetes masivos de 3 a 6 m, separadas por capas muy delgadas de limolita y arenisca de grano muy fino y escasos horizontes de caliza arcillosa. La lutita contiene escasos equinodermos mal preservados, mientras que en la caliza arcillosa se encuentran restos de ostreas, moldes internos de trigonias y gasterópodos pequeños mal conservados. Hacia los 50 m superiores de la formación los niveles de caliza arcillosa son más abundantes, presentándose en capas menores de 30 cm de espesor, aunque algunas alcanzan hasta 2 m; son de color café amarillento y contienen abundantes restos de ostreas y gasterópodos mal conservados y abundantes perforaciones de gusanos. La formación termina con un nivel de caliza masiva (Lám. 1 A y Fig. 4) el cual constituye un horizonte arrecifal de 5 a 10 m de altura y 50 a 100 m de longitud. Estas estructuras arrecifales están formadas por "boundstone" (Lám. 1 B) de corales coloniales (Lám. 1 C), estromatopóridos (?) y abundantes braquiópodos,

que lateralmente y hacia la cima pasa a caliza estratificada con abundantes orbitolinas, otros foraminíferos y gasterópodos de tamaño grande.

Edad y correlación

El contenido fosilífero de la Formación Cerro de Oro indica una edad Barremiano-Aptiano Temprano.

De la parte inferior de la formación se colectaron varias especies de trigonias afines a T. mearnsi, T. guildi, y T. resoluta, así como T. stollevi. Se identificaron también T. cragini y T. kitchini. Se identificaron otros pelecípodos como Aeostreon quitmanensis, Lucina kellumi, Tapes gabbi, Indotrigonia sp., Pterotrigonia sp., Cucullea gabrielis fraterna y el gasterópodo Ampullina sp. (Dr. G. Alencaster, com. escrita, 1988).

De la parte media de la formación se colectaron ejemplares de amonitas del género (?) Deshavesites sp. (Lám. 1, D y E) y el pelecípodo Ctenostreon cummingsi Stanton (Lám. 1, F) (Dr. R.W. Scott, com. escrita, 1983).

Del nivel biohermal que ocupa la cima de esta unidad se determinaron los braquiópodos Gemmarcula arizonensis Cooper y Waconella sp. (Dr. Ellis Owen, com. escrita, 1988), el coral colonial Callamophyllia sp. y los foraminíferos Nummuloculina sp. y Pseudocyclamina sp. De varias muestras de la parte superior de esta formación se logró un corte del aparato embrionario de una especie muy similar a Palorbitolina lenticularis Blumenbach (Lám. 1, G), cuyo rango de edad es Barremiano Tardío-Aptiano Temprano. Gemmarcula arizonensis ha sido reportada de la Caliza Mural del Sureste de Arizona por Cooper (1955) y Owens (1981).

La Formación Cerro de Oro se considera cronocorrelacionable con la Forma-

ción El Aliso (González-León, en prensa), de edad Barremiano Tardío-Aptiano Temprano (Scott y González-León, 1988), que aflora en la base de la secuencia cretácica de la región de Lampazos en la parte centro-oriental de Sonora (Fig. 5). Del mismo modo, se considera posiblemente cronocorrelacionable con la parte superior del Conglomerado Glance y parte inferior de la Formación Morita, que afloran en la parte norte de Sonora (Fig. 5).

Ambiente de depósito

Los sedimentos de esta unidad, de carácter francamente marino, indican una primera transgresión de los mares cretácicos en esta región de Sonora. La litología y fauna fósil asociada (Heckel, 1972) indican un ambiente marino somero, tal vez lagunar o de bahías. Las estructuras arrecifales que contienen en su parte superior indican un ambiente de plataforma más externa, de mar abierto, donde existieron condiciones de alta energía de oleaje, aguas claras y bien oxigenadas que permitieron el desarrollo de los arrecifes de corales, mientras que hacia los lados de ellos se desarrollaban zonas lagunares donde se depositaron lodos calcáreos con foraminíferos, gasterópodos y fragmentos derivados del arrecife.

Grupo Bisbee

Los afloramientos del Grupo Bisbee dentro del área estudiada se restringen a su parte occidental.

El Grupo Bisbee (Ransome, 1904; Stoyanov, 1949) está formado, de la base a la cima, por el Conglomerado Glance y las Formaciones Morita, Caliza Mural y Cintura, de acuerdo con la

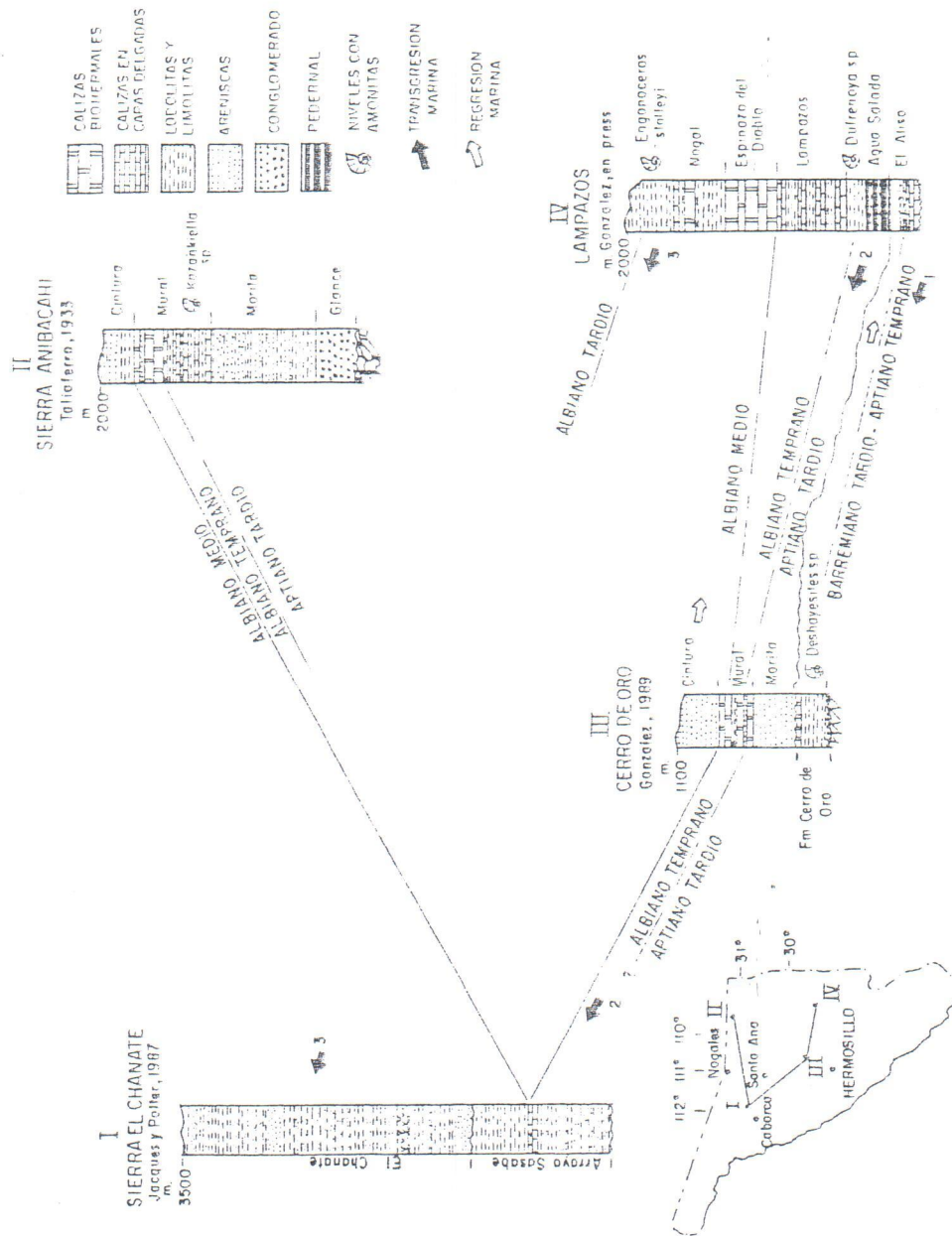


Figura 5.- CORRELACION REGIONAL DE LAS SECUENCIAS DEL CRETACICO INFERIOR EN SONORA

descripción original en el sureste de Arizona (Ransome, 1904). En el área estudiada solamente se han reconocido las tres últimas.

En la base del Grupo Bisbee se encuentra una discordancia erosional, mientras que su cima está cubierta discordantemente por rocas volcánicas terciarias.

A continuación se describen cada una de las unidades que forman el Grupo Bisbee en esta área.

Formación Morita

La Formación Morita (Ransome, 1904), aflora solamente en la parte occidental del área, a lo largo de una franja orientada hacia el NNW formando el Cerro Copete. En la parte norte, sus afloramientos están truncados por el intrusivo granítico del Cerro Los Hornitos, mientras que en el sureste está en contacto por falla con la Formación La Palma. Generalmente sus afloramientos son pobres por sus rocas fácilmente erosionables que forman depresiones cubiertas por regolita o suelo. Alcanza un espesor de 260 m, el cual fue medido a lo largo de la Cañada Los Tubos (sección C3-C4; Figs 2 y 4).

Sobreyace con discordancia paralela a la Formación Cerro de Oro, pues erosiona en varios lugares el horizonte biohermal y calizas fosilíferas que esta última formación presenta en su cima. Además, en su base se tiene un conglomerado de pocos metros de espesor que aflora en toda el área. Su contacto superior es transicional con la Caliza Mural.

El conglomerado basal de esta unidad es masivo, de 3 a 5 m de espesor y presenta cantos bien redondeados aunque mal clasificados. Los cantos, que alcanzan tamaños máximos de 15 cm de diámetro y que están incluidos

en una matriz de arena y granulos, son de arenisca (70%) que puede reconocerse como proveniente de la Formación Las Víboras, de calizas paleozoicas y en menor proporción derivados de la Formación Cerro de Oro.

Encima del conglomerado la formación está constituida por lutita, limolita, arenisca y escasos lentes de conglomerado fino que forman secuencias o ciclos de granulometría fina hacia arriba. Estos depósitos cíclicos varían en espesor de 3 a 10 m y raramente llegan a alcanzar más de 40 m; generalmente la base está formada por un conglomerado lenticular masivo (algunos cuerpos observados alcanzan una decena de metros de longitud y un espesor entre 1 y 3 m) de cantos redondeados y mal clasificados de cuarzarenitas (90%), dolomitas, calizas y escasos fragmentos de rocas intrusivas. El tamaño máximo observado en los cantos es de 15 cm, aunque en promedio varían de 5 a 10 cm. Los cantos presentan alineamiento paralelo y estratificación graduada y están incluidos en una matriz arenosa y conglomerática fina. La base de los ciclos es erosiva sobre las rocas subyacentes.

Sobre el conglomerado basal se desarrollan capas de arenisca gris, en estratos delgados a medianos que alcanzan hasta 5 m de espesor y presentan una graduación de arenas de grano grueso en la base a grano fino en la cima, disminuyendo así mismo hacia arriba el espesor de las capas; las capas inferiores del paquete de arenisca presentan generalmente diastratificación plana acuñada de pequeña escala y bajo ángulo, mientras que las de la parte superior contienen laminación paralela y, en algunos horizontes, diastratificación de pequeña escala. La lutita o lodolita sobreyace al paquete de arenisca y generalmente es de color morado, aunque hay también en colores gris, verde y café amari-

lento; ocurre en afloramientos masivos con espesores entre 1 y 5 m, aún cuando se encuentre en paquetes de hasta 40 m de espesor. En este último caso contiene escasas intercalaciones de capas de limolita en espesores menores de 20 cm y, con menos frecuencia, se presentan capas delgadas (de menos de 30 cm de espesor) de arenisca de grano fino a mediano, de color gris a blanco, las cuales, lateralmente y dentro de distancias de una cuantas decenas de metros, se engruesan hasta alcanzar 1 a 2 m de espesor para desarrollar un nuevo ciclo de grano fino hacia arriba.

La cima de la Formación Morita se considera la parte superior de la última capa de arenisca que muestra las características mencionadas anteriormente y que subyace a las lutitas de color café amarillento que contiene lentes de caliza con ostreas las cuales se asignan a la Caliza Mural.

Edad y correlación

Esta unidad no contiene fósiles que permitan determinar su edad de una manera precisa. Sin embargo, por su posición estratigráfica entre la Formación Cerro de Oro del Aptiano Temprano y la Caliza Mural cuya parte más inferior se considera del Aptiano más Tardío, se interpreta que la edad de la Formación Morita debe alcanzar el Aptiano más Temprano en sus niveles inferiores, mientras que hacia su cima debe presentar una edad de Aptiano Tardío temprano.

La Formación Morita es cronocorrelacionable con la Formación Agua Salada del Aptiano Tardío, la cual sobreyace a la Formación El Aliso en la región de Lampazos (Scott y González-León, 1988). Es correlacionable también con la Formación Morita que aflora en la parte norte del Estado y con

la parte inferior de la Formación Arroyo Sásabe (Jacques-Ayalá y Potter, 1987) que aflora en la Sierra del Chanate en el noroeste de Sonora (Fig. 5).

Ambiente de depósito

La Formación Morita está compuesta por areniscas, limolitas y lodolitas que se arreglan formando secuencias de grano fino hacia arriba. La característica de sus estructuras primarias y su ordenamiento dentro de los ciclos o secuencias, el color y la ausencia de fósiles hacen pensar que esta formación representa depósitos de sistemas fluviales. Las areniscas fueron depósitos de canales y las limolitas y lodolitas podrían ser depósitos de planicies de inundación ("overbank deposits"). La escasa presencia de conglomerado en la base de los ciclos y la cantidad significativa de lodolita indican facies aluviales distales con desarrollo de amplias planicies de inundación. Hacia la cima de la formación las lodolitas se vuelven de colores claros, a diferencia de los colores oscuros que predominan en su parte media e inferior; y en su paso gradual hacia la base de la Caliza Mural empiezan a desarrollarse intercalaciones de lentes de coquinas de ostreas. Esto podría estar indicando una sedimentación en ambientes costeros, tal vez asociados a desembocaduras de ríos o ambientes de mareas, lo cual a su vez estaría registrando una transgresión marina gradual, que empieza a hacerse franca en la parte inferior de la Caliza Mural.

En el sureste de Arizona se han reconocido varios ambientes de depósito para los sedimentos de la Formación Morita, la cual litoestratigráficamente es muy parecida a la aquí reportada. En dicha región se le han reconocido

ambientes fluviales, de planicie de inundación, deltáicos, de marea y marinos someros (Hayes, 1970; Jamison, 1986). Así mismo, estos ambientes han sido reconocidos en el miembro inferior de la Formación Arroyo Sásabe (Jacques-Ayala y Potter, 1987), el cual se considera correlacionable con la Formación Morita.

Caliza Mural

La Caliza Mural (Ransome, 1904) aflora en la parte occidental del área, teniendo sus capas un rumbo NNW e inclinación leve hacia el SW. Sus afloramientos son distintivos ya que está constituida por capas masivas de caliza gris fosilífera (Lám. 2 A) que forman crestones y se adelgazan lateralmente, las cuales están separadas por paquetes de sedimentos finos de colores claros que ocupan depresiones topográficas suaves entre los crestones. Esta unidad muestra un adelgazamiento dentro del área, de un espesor de aproximadamente 450 m en el Cerro Antunes, en el sur, a 150 m en el Cerro Caloso, en el norte. Debido a que no presenta afloramientos favorables para su observación detallada, y con el fin de tener una columna estratigráfica representativa, se midieron las secciones C5-C6, C7-C8, C9-C10 y parte de la C11-C12 (Fig. 2; ver apéndice para una descripción detallada de cada una de ellas).

La litología de la Caliza Mural es variada y presenta además cambios de facies laterales bruscos. Está caracterizada por cinco niveles de caliza masiva que forman acantilados bajos, los cuales están separados por litologías más terrígenas y calcáreas.

Sus 20 m más inferiores consisten de lodolitas de colores café y café amarillento con intercalaciones de

lentes y capas delgadas de coquina de ostreas. Hacia arriba la sección continúa con capas de calizas bioclásticas, calizas arcillosas y calizas arenosas de espesores delgados a medianos y con lodolitas masivas que contienen una rica fauna de ostreas y gasterópodos. Sobreace a estas litologías el primer nivel de caliza masiva el cual se localiza a 65 m de la base de la formación. Esta caliza masiva de 10 m de espesor, de color gris, es un "boundstone" formado por corales coloniales en posición de crecimiento y en menor proporción contiene rudistas y estromatopóridos; lateralmente, en una distancia de aproximadamente 700 m, se adelgaza pasando a capas gruesas de calizas bioclásticas con gasterópodos y calizas con orbitolinas en capas delgadas; de la misma manera sufre un cambio vertical. Este tipo de estructuras, que son de tipo arrecifal, caracterizan de igual forma cada uno de los otros niveles de caliza masiva que se encuentran en esta formación.

Separando los mencionados niveles biohermales se encuentran paquetes de sedimentos que pueden alcanzar hasta 100 m de espesor. Estos presentan intercalaciones de las siguientes litologías: (1) lodolitas masivas de colores grises, verdes y amarillentos con interestratificaciones de capas delgadas de limolitas, areniscas de grano fino y coquinas de ostreas; (2) lodolitas calcáreas de colores gris y amarillo con capas delgadas de caliza arcillosa intercaladas y con una fauna abundante de equinodermos, pelecípodos y escasos braquiópodos; (3) caliza arcillosa con abundante bioturbación, en capas medianas a delgadas y algunas veces de aspecto nodular que contienen orbitolinas, equinodermos y gasterópodos; (4) caliza dolomítica de colores amarillo claro gris claro, en capas delgadas a media-

nas con abundantes foraminíferos (abundantes miliólidos entre otros); (5) caliza bioclástica ("packstone" a "grainstone") en capas medianas a gruesas; (6) "wackestone" en capas medianas a gruesas de color gris a gris claro con foraminíferos y gasterópodos; (7) localmente, algunos niveles lenticulares de hasta 5 m de espesor de arenisca con estratificación cruzada en capas delgadas.

La caliza arcillosa y de aspecto nodular que ocurre en la cima de la Caliza Mural gradúa transicionalmente a la Formación Cintura.

Edad y correlación

La Caliza Mural contiene una abundante macrofauna de corales, estromatopóridos, rudistas, equinodermos, gasterópodos, pelecípodos y escasos braquiópodos. La microfauna está formada por foraminíferos, principalmente miliólidos y orbitolinas; también son abundantes los fragmentos de algas.

Los 65 m basales de la Caliza Mural se consideran de edad Aptiana Tardía por la presencia de Exogira quitmanensis Stanton; dicha especie es común en el Miembro Inferior de la Caliza Mural del norte de Sonora, en donde se le considera de esa misma edad.

De los niveles intermedios bajos de esta unidad se identificaron los pelecípodos Exogira texana (Roemer), Trigonia emoryi Conrad, Coalcomana sp. y los braquiópodos Ciclothyris indi Ager y Colinella mulleriedi (Im-lay) que indican una edad Albiana Temprana a Media.

De los niveles intermedios altos se obtuvieron los pelecípodos Protocardia texana (Conrad), P. hillanum (Sowerby), Coalcomana sp. y Neithea biangulata, así como los gasterópodos Tylostoma chihuahuense Bose y Lunatia pedernalis los cuales precisan una

edad Albiana Media.

También, de la parte más alta de la formación se identificaron Turritella seriatum granulata Roemer, Tylostoma chihuahuense y Corbis roblesii Bose del Albiano Medio a Tardío.

Los fósiles anteriores fueron identificados por la Dra G. Alencaster (pelecípodos y gasterópodos) y por el Dr E. Owen (braquiópodos).

La Caliza Mural se reconoce en varias áreas del norte de Sonora, por ejemplo en Cerro Pima (Navarro, 1987), Sierra Azul (Rangin, 1986), área de Arizpe (González-León, 1978) y Sierra de Anicabachi (Taliaferro, 1933). El miembro medio de la Formación Arroyo Sásabe en el noroeste del Estado (Jacques-Ayala y Potter, 1987) se correlaciona con esta unidad, así como las Formaciones Lampazos y Espinazo del Diablo (Herrera y Bartolini, 1983; González-León, en prensa) del centro oriente de Sonora (Fi. 5).

Ambiente de depósito

Esta unidad registra el máximo avance de la segunda transgresión marina que está indicada en la secuencia litológica de esta área. Sus facies indican que fue depositada en una plataforma marina somera dentro de la cual coexistieron arrecifes de parche rodeados por lagunas de poca profundidad. Los arrecifes fueron estructuras formadas por corales coloniales y estromatopóridos y más escasamente por rudistas; fueron estructuras de pocos metros de altura, de algunos cientos de metros de longitud, tal vez de forma circular. A los lados de estas se depositaban carbonatos con arcillas y terrígenos finos. Al parecer, el desarrollo de los arrecifes era abundante dentro de la plataforma y entre ellos se formaban áreas laguna-

res donde se depositaban arenas de grano fino, lodos no calcáreos y calcáreos y carbonatos. La fauna de las áreas lagunares era generalmente abundante y consistía de gasterópodos, pelecípodos, equinodermos y braquiópodos, así como de foraminíferos y algas.

Un ambiente de depósito similar fue inferido para el miembro superior de la Caliza Mural en el sureste de Arizona (Scott, 1979) y norte de Sonora (González-León, 1978; Navarro, 1987; Warzeski, 1987).

Formación Cintura

Esta formación (Ransome, 1904) aflora en la parte occidental del área, teniendo rumbo e inclinación aproximadamente semejantes a los de las otras formaciones del Cretácico Temprano que la subyacen (Fig. 2). En la parte sur del área está en contacto estructural con la Formación Las Víboras, mientras que en la parte norte está cortada por el tronco intrusivo del Cerro El Cielo.

La Formación Cintura sobreyace en contacto transicional a la Caliza Mural y su límite inferior se ha tomado donde ocurre un cambio discreto en su sedimentación terrígena con respecto a la carbonatada de la Mural. Su columna estratigráfica se ha podido completar a lo largo de dos secciones: la C11-C12 y la C13-C14 (Figs 2 y 4). Su espesor medido es de 290 m, aunque la cima está cubierta por detritos provenientes de las rocas volcánicas terciarias que la sobreyacen discordantemente, por lo cual pudiera alcanzar un espesor cercano a los 400 m.

Los 35 m inferiores de esta formación están constituidos por lodolita de color café, verde, amarillo y gris, pasando a morado hacia la cima. Las

lodolitas son masivas en la parte inferior y se vuelven laminares hacia la cima, donde presentan también intercalaciones de arenisca de grano fino con laminación paralela, en capas menores de 10 cm de espesor.

En la base de esta unidad de lodolitas ocurren localmente calizas en lentes delgadas.

Hacia arriba empiezan a predominar gradualmente las areniscas sobre las lodolitas presentándose excepcionalmente niveles conglomeráticos lenticulares. Forman ciclos de grano fino hacia arriba, lo cual hace que esta unidad presente un arreglo litológico secuencial muy parecido al que presenta la Formación Morita. Dichos ciclos son de espesores variables entre 3 y 23 m, siendo los más comunes de 5 m. Generalmente presentan una capa basal de arenisca masiva (Lám. 2 B), que puede alcanzar hasta 3m de espesor. Esta puede estar cortada por lentes de arenisca masiva, formando en conjunto estratificación de acanalamiento y relleno. Las areniscas basales descansan invariablemente sobre una superficie de erosión desarrollada encima de la litología infrayacente por medio de un conglomerado de granulos, o una arenisca conglomerática, de espesor delgado; los granulos son generalmente fragmentos de lodolitas de esta misma secuencia ("rip-up clasts"). Hacia arriba del ciclo se observan areniscas grises en capas bien desarrolladas que alcanzan hasta 80 cm de espesor, las cuales van disminuyendo en espesor y tamaño de grano para pasar a limolita y finalmente a lodolita. Abundan diferentes tipos de estratificación (Lám. 2, C y D): en las capas basales predomina una laminación plana acuñada de pequeña escala y de bajo ángulo, así como la estratificación de cuenca, mientras que en la arenisca que sobreyace las basales se tiene el desarrollo de laminación paralela, estratificación

cruzada de muy bajo ángulo y rizaduras laminares. Las lodolitas, que varían en color de rojo a morado, son masivas y logran alcanzar espesores de hasta 15 m, aunque a veces pueden no estar presentes debido a que fueron erosionadas por el siguiente ciclo. Dentro de ellas es posible distinguir laminaciones paralelas y se pueden observar algunos niveles "moteados" que indican bioturbación. Cuando las lodolitas presentan fuertes espesores contienen, además, intercalaciones esporádicas de limolitas rojizas en capas de menos de 20 cm de espesor, que presentan laminación paralela y escasa diastratificación (Lám. 2, E).

Edad y correlación

Por su posición estratigráfica y por correlación regional, la edad de la Formación Cintura se considera Albiana Media-Tardía (Scott, 1987; González-León y Jacques-Ayala, 1988).

La Formación Cintura se considera cronocorrelacionable con la Formación Nogal de edad Albiana Media-Tardía que aflora en la región de Lampazos (González-León, en prensa; Scott y González-León, 1988). Es también correlacionable con la Formación Cintura que aflora en la parte norte de Sonora, así como con la parte superior de la Formación Arroyo Sásabe y con la Formación El Chanate (Jacques-Ayala y Potter, 1987) (Fig. 5).

Ambiente de depósito

Al igual que la Formación Morita, esta unidad es una secuencia de arenisca, limolita y lodolita que se arreglan en ciclos de grano fino hacia arriba, los cuales por el ordenamiento y tipo de estructuras primarias que contienen recuerdan los modelos propuestos para

depósitos de origen fluvial. Por la mayor proporción de lodolitas se interpreta que estos sedimentos se depositaron por ríos meándricos. En la base de la formación predominan las lodolitas y areniscas de grano fino con algunas intercalaciones delgadas de coquina de ostreas, que posiblemente representen depósitos marinos cercanos a la playa. En el sureste de Arizona, se considera que esta formación fue depositada en ambientes marinos someros, deltáicos y de planicies aluviales (Hayes, 1970).

Formación La Palma

Con este nombre (González-León, 1989) se designa la secuencia sedimentaria que sobreyace discordantemente la Formación Cerro de Oro y cuyos afloramientos se presentan bien expuestos en la parte sur y suroriental del área, entre los Ejidos La Palma y Ranchito de Aguilar (Fig. 2). Forma lomeríos suaves y muestra muy buenos afloramientos a lo largo de las numerosas cañadas poco profundas que cortan el valle entre los dos ejidos.

Sus afloramientos son claramente contrastantes con los de las Formaciones Morita y Cintura, ya que la Formación La Palma es de colores más claros que los de las otras formaciones. Litológicamente es menos arenosa y más lodolítica y, por lo tanto, menos resistente a la erosión. La arenisca da la impresión de ser menos consolidada.

De esta formación se midieron solamente los 465 m inferiores (Fig. 6) a lo largo de la sección C15-C16. Sin embargo, se estima que su espesor supera los 2000 m, siendo el resto de la secuencia muy monótona, ya que presenta las mismas características de la parte inferior medida.

En su base presenta un conglomerado

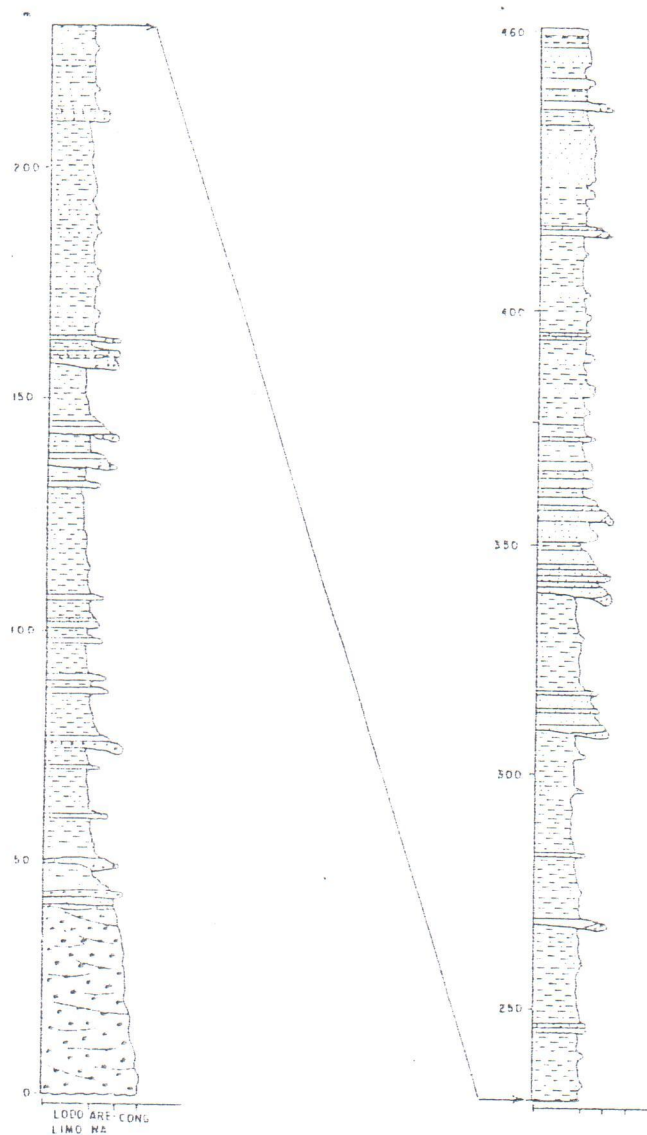


Figura 6 - COLUMNA ESTRATIGRAFICA DE LA FORMACION LA PALMA A LO LARGO DE LA SECCION H-H'

el cual sobreyace en discordancia angular (10° a 15°) a la Formación Cerro de Oro. Dicho conglomerado basal es de 40 m de espesor en la sección medida, pero en otros lugares del área presenta espesores de 5 m. Sus cantos varían de subangulosos a subredondeados, son mal clasificados y

los mayores observados son de 20 cm de diámetro; los fragmentos predominantes son de arenisca y dolomía provenientes de la Formación Las Víboras, calizas paleozoicas con crinoides y fusulinidos y calizas con corales, rudistas y orbitolinas de las unidades cretácicas. Los cantos están incluidos

en una matriz arenosa a conglomerática fina que en la parte inferior del paquete presenta una coloración rojiza, café rojiza y café amarillenta. Este conglomerado se presenta en capas gruesas de extensión lateral amplia y muestra algunos canales. Los fragmentos disminuyen en tamaño hacia la cima, de tal manera que el conglomerado pasa gradualmente a arenisca conglomerática.

Hacia arriba, La Formación La Palma se continúa con lodolita y limolita, arenisca y algunos conglomerados que se arreglan en secuencias de grano fino hacia arriba, con espesores de hasta 30 m, siendo los más comunes de 5 a 10 m (Lám. 2, F). Los conglomerados son lenticulares, alcanzan hasta 3 m de espesor y 20 m de longitud; sus fragmentos son generalmente no mayores de 5 cm de diámetro, subredondados a subangulosos, incluidos en una matriz arenosa a conglomerática fina. Los más abundantes son de cuarcita, caliza con fusulínidos y crinoides, caliza con corales, orbitolinas y rudistas; más escasos son los fragmentos de rocas volcánicas, de dolomía y pedernal. La capa de conglomerado gradúa hacia su cima a arenisca de grano grueso y la sobreyace una arenisca en capas bien desarrolladas, con espesores menores de 1 m, que en conjunto pueden alcanzar espesores de hasta 8 m. Estas areniscas son de color gris oscuro, presentan a veces lentes muy delgados de conglomerado de granulos de lodolita ("mud chips") y una variedad de estructuras primarias como diastratificación plana y acuñada, laminación paralela y en algunos lugares perforaciones de organismos.

Las lodolitas que forman la cima de cada ciclo son de color morado a rojo, masivas, con laminación paralela. Contienen intercalaciones de limolita y arenisca de grano muy fino. Presentan colores más claros, como

crema y gris claro, y pueden alcanzar espesores de hasta 25 m. Localmente se encuentran capas delgadas de caliza arcillosa de aspecto nodular.

Edad y correlación

Debido a que en la Formación La Palma no fueron encontrados fósiles para determinar su edad precisa, esta se considera cretácica, post-Albiana Media, debido a que sobreyace discordantemente la Formación Cerro de Oro, contiene cantos retrabajados de calizas con corales, orbitolinas y rudistas provenientes de la Caliza Mural (Albiano Inferior-Medio) y porque está afectada por una deformación compresiva cuya edad más joven debe ser Cretácica Tardía-Terciaria Temprana.

Depósitos sedimentarios del Cretácico que han sido reportados en Sonora y con los cuales puede ser correlacionada la Formación La Palma son el Grupo Cabullona (Taliaferro, 1933) de la región entre Agua Prieta y Cananea (región de Cabullona), así como los de algunas cuencas aisladas con depósitos molásicos que según Rangin (1978) afloran al sur de la ciudad de Magdalena. El Grupo Cabullona representa depósitos continentales que son correlacionables con la Formación Fort Crittenden (Hayes, 1970) del sureste de Arizona. Por colecciones de moluscos de agua dulce y huesos de dinosaurios, tanto del sureste de Arizona como de la región de Cabullona, se ha determinado una edad Santoniana-Maestrichtiana para ambas unidades (in Hayes, 1987). Del mismo modo, con datos adicionales de fechamientos radiométricos, Dickinson et al. (1988) han sugerido una edad Campaniana y quizá Santoniana Tardía para la Formación Fort Crittenden.

Si la Formación La Palma es contem-

poranea con el Grupo Cabullona su depósito debió ocurrir durante el Campaniano-Maestrichtiano, al inicio de la deformación Laramídica. Sin embargo, otra posibilidad es que sea un depósito ante-Laramídico, asociado a una deformación mesocretácica que fue originalmente propuesta por Rangin (1978), y cuya presencia en Sonora ha sido recientemente favorecida por varios autores (Calmus y Radelli, 1987; DeJong et al., 1988).

Ambiente de depósito

Al igual que las Formaciones Morita y Cintura, la secuencia de la Formación La Palma está dominada por la superposición de ciclos formados por arenas, limos y lodos que se vuelven de grano fino hacia arriba. Este arreglo secuencial, así como las estructuras sedimentarias primarias de diferentes tipos de estratificación que presentan dichos ciclos, son evidencias válidas que permiten inferir un ambiente de tipo fluvial para los depósitos de esta formación. La predominancia dentro de ella de la fracción fina (lodo y limo) sobre la fracción gruesa (arena y conglomerado) parece indicar que el ambiente fluvial estuvo caracterizado por ríos de meandros. Su paquete conglomerático basal puede corresponder a la facies proximal o intermedia de un abanico aluvial.

Para esta formación se infiere

un ambiente de depósito sintectónico, semejante al supuesto para la Formación Fort Crittenden del SE de Arizona, con la cual es posiblemente correlacionable. Según Dickinson et al. (1988) la Formación Fort Crittenden, de edad Campaniano-Maestrichtiano (Hayes, 1987) representa depósitos de carácter aluvial y fluvial con facies lacustres subordinadas, que se acumularon en cuencas intermontanas limitadas por fallas que ocurrieron durante las primeras fases de la deformación laramídica. Dicha deformación afectó subsecuentemente tales depósitos, por volcanismo, procesos de deformación compresiva de vergencia hacia el NE y plutonismo del Cretácico Tardío al Terciario Temprano.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se desarrolló como parte de un proyecto de investigación dentro del Instituto de Geología, UNAM. Los autores agradecen la valiosa colaboración de la Dra Gloria Alencaster y de los Dres Robert W. Scott y Ellis Owen, quienes identificaron los fósiles del área. Se agradece también al Dr J. H. Stewart, quien visitó el área haciendo valiosos comentarios con respecto a las rocas de la Formación Las Víboras y envió muestras de estromatolitos al Dr S. M. Huramik.

BIBLIOGRAFIA

- ALMAZAN-VASQUEZ, E. y FERNANDEZ-AGUIRRE, M.A., 1988, Estratigrafía de la Hoja Arivechi (H12-D5b), Resúmenes Segundo Simposio sobre Geología y Minería de Sonora, Hermosillo, Sonora, México, p. 2-3.
- BURCKHARDT, C., 1930, Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. Soc. Paleont. Suisse, Mem. v. 49, 280 p.
- CALMUS, T. and RADELLI, L., 1987, Mid-Cretaceous orogeny and Laramide event of Sonora and Northern Baja California. Bol. Depto Geol. UNI-SON, v. 4, n. 1-

- 2, p. 51-56, Hermosillo, Sonora, México.
- CASTRO-R., A.A. y MORFIN-V., S., 1986, Geología de la carta Rayon, con énfasis en el área de Cerro de Oro, Sonora central. Tesis prof., Depto Geología, Univ. de Sonora, Hermosillo, Sonora, México, 85 p.
- COOPER, G. A., 1955, New Cretaceous Brachiopoda from Arizona. *Smithsonian Misc. Colln* 131, p. 1-18.
- CSERNA de, Z., 1970, Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in Northern Mexico: *In* Seewald, K. and Sundeen, D., eds., *The geologic framework of the Chihuahua tectonic Belt*. West Texas Geol. Soc. Pub. n. 71-59, p. 99-117.
- DE JONG, K.A., ESCARCEGA-E., J.A. and DAMON, P.E., 1986, Eastward thrusting, southward folding, and westward backsliding in the Sierra La Vibora, Sonora, Mexico. *Geology*, v. 16, n. 10, p. 865-868.
- DICKINSON, W.R., FIORILLO, A.R., HALL, D.L., MONREAL, R., POTOCHNIK, A.R. and SWIFT, P.N., 1987, Cretaceous strata of southern Arizona, *in* Jenny, J.P. and Reynolds, S.J., eds., *Geology of Arizona: Arizona Geol. Soc. Digest*, v. 17 (en prensa).
- FLORES, I., 1929, Reconocimientos geológicos en la región central del Estado de Sonora. *Bol. Inst. Geol. México, UNAM*, n. 49.
- GASTIL, G. and KRUMMENACHER, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino. *Soc. Geol. Amer. Bull.*, v. 88, p. 189-198.
- GONZALEZ-LEON, C., 1978, Geología del área de Arizpe, Sonora centro-septentrional. Tesis prof., Depto Geol. UNI-SON, Hermosillo, Sonora, México, 64 p.
- GONZALEZ-LEON, C., 1980, La Formación Antimonio (Triásico Superior-Jurásico Inferior) en la Sierra del Alamo, Estado de Sonora. *UNAM, Inst. Geol., Revista*, v. 4, n. 1, p. 13-18.
- GONZALEZ-LEON, C., 1986, Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias cretácicas del área de Lampázos, Sonora, México. *UNAM, Inst. Geol., Revista*, v. 7, n. 2 (en prensa).
- GONZALEZ-LEON, C. y JACQUES-AYALA, C., 1988, Paleogeografía del Cretácico Inferior de Sonora. *Fac. Ciencias de la Tierra, Univ. Aut. Nuevo León, Actas*, v. 4, n. 1 (en prensa).
- HAYES, P.T., 1970, Cretaceous paleogeography of southeastern Arizona and adjacent areas. *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper* 688-B, 42 p.
- HAYES, M.J., 1967, Depositional history of Upper Cretaceous Fort Crittenden Formation in southeastern Arizona, *in* Dickinson, W.R. and Klute, M.A., eds., *Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas*, *Arizona Geol. Soc. Digest*, v. 18, p. 315-325.
- HECKEL, P.H., 1972, Recognition of ancient shallow marine environments. *in* Rigby, J.K. and Hamblin, Wm.K., eds., *Recognition of ancient sedimentary environments*, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.* 16, p. 220-280.
- HIMANGA, J.C., 1977, Geology of Sierra Chiltepines, Sonora, Mexico. M.Sc. Thesis, Northern Ariz. Univ., Flagstaff, Arizona, 78 p.
- JACQUES-AYALA, C. and POTTER, P.E., 1987, Stratigraphy and paleogeography of Lower Cretaceous rocks, Sierra El Chanate, northwestern Sonora, Mexico, *in* Dickinson, W.R. and Klute, M.A., eds., *Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geol. Soc. Digest*, v. 18, p. 203-214.
- JAMISON, K., 1987, Petrofacies of Morita Formation (Bisbee Group), southeastern

- Arizona and northern Sonora, Mexico, *in* Dickinson, W.R. and Klute, M.A., eds., Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geol. Soc. Digest, v. 18, p. 257-262.
- KELLER, W.T., 1928, Stratigraphische Beobachtungen in Sonora (northwest Mexico), *Eclogae geol. Helvetiae*, v. 21, n. 2, p. 327-335.
- MENICUCCI, S., MESNIER, H. and RADELLI, L., 1982, Permian, Triassic and Liassic sedimentation (Barranca Formation) of Central Sonora, Mexico. *Notas Geológicas*, n. 3, Hermosillo, Sonora, México, p. 1-8.
- NAVARRO-FUENTES, J.C. y TELLEZ-DUARTE, M.A., 1986, Sobre la estratigrafía del Cretácico Temprano en el área de Santa Ana, Sonora: Resúmenes Segundo Simposio sobre Geología y Minería de Sonora, Hermosillo, Sonora, México, p. 43-44.
- PUBELLIER, M., 1987, Relations entre domaines cordilleraire et mésogéen au nord du Mexique; étude géologique de la vallée de Sahuaripa, Sonora central. *Thèse*, Univ. Paris VI, 219 p.
- RANGIN, C., 1986, Contribution à l'étude géologique du système Cordilleraire mésozoïque du nord-ouest du Mexique. *Soc. Géol. France, Memoir* 148, 136 p.
- SCOTT, R.W., 1979, Depositional model of Early Cretaceous coral-algal rudist reefs, Arizona. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, v. 63, n. 7, p. 1108-1127.
- SCOTT, R.W., 1987, Stratigraphy and correlation of the Cretaceous Mural Limestone, Arizona and Sonora, *in* Dickinson, W.R. and Klute, M., Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geol. Soc. Digest, v. 18, p. 327-334.
- SCOTT, R.W. and GONZALEZ-LEON, C., (en prensa) Paleontology and stratigraphy of Cretaceous rocks, Lampazos area, Mexico.
- STOYANOW, A., 1949, Lower Cretaceous stratigraphy in southern Arizona. *Geol. Soc. Amer.*, *Memoir* 38, 169 p.
- TALIAFERRO, N., 1933, An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora. *Journal of Geology*, 41, p. 12-37.
- WARZESKI, E.R., 1987, Revised stratigraphy of the Mural Limestone: a Lower Cretaceous carbonate shelf in Arizona and Sonora, *in* Dickinson, W.R. and Klute, M., Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geol. Soc. Digest, v. 18, p. 335-363.

APENDICE

Se describen aquí las secciones estratigráficas que fueron medidas en la formación Caliza Mural del área estudiada, con brújula y cinta. La localización de las secciones medidas está indicada en la fig. 2, mientras que la fig. 4 del texto muestra dichas secciones a una escala reducida.

Sección C5-C6.

A continuación se describe la sección levantada en el flanco oriental del Cerro El Caloso. En ella se puede observar el cambio transicional de la formación Morita a la Caliza Mural. De la base a la cima presenta las siguientes unidades, las cuales son transicionales entre sí.

Unidad	L I T O L O G Í A		Espesor en metros	
			Por Unidad	Acumulado
1- Lodolita masiva de color café y café amarillento con intercalaciones de capas y lentes de menos de 50 cm de espesor de coquina de ostreas. Hacia la base las lodolitas tienden a presentar un color morado			20	20
2- Caliza en capas medianas a gruesas. En la base presentan un espesor máximo de 80 cm el cual decrece hacia arriba. La caliza está parcialmente dolomitizada, aumentando dicha dolomitización hacia la cima de la unidad. La capa inferior es un "grainstone" de bioclásticos del tamaño de la arena gruesa y hacia la cima pasa a "wackestone-packstone".....			5	25
3- Caliza arcillosa a arenosa, de color café claro, en capas menores de 20 cm de espesor, con intercalaciones delgadas de lodolita. Algunos niveles contienen restos de ostreas y a veces presentan apariencia nodular en los niveles más arcillosos			10	35
4- Lodolita masiva de color café amarillento y gris oscuro con algunas intercalaciones de lentes delgadas de caliza y algunas capas de limolita en espesores de menos de 20 cm.....			20	55
5- Caliza arcillosa a arenosa, de color café amarillento, en capas delgadas a medianas, localmente lenticulares. Algunos horizontes presentan diastratificación cruzada. Contiene abundantes gasterópodos menores de 1 cm de largo que localmente forman coquinas, y escasas ostreas. Se presentan intercalaciones delgadas de lodolita de color café			10	65
6- Caliza masiva de color gris claro que forma acantilados. Constituye una estructura biohermal formada por "boundstone" de corales coloniales entre los cuales se distinguen varios tipos de formas genéricas, estromatopóridos (Lám. 2, f) y				

L I T O L O G I A

Espesor en metros

Por

Unidad Acumulado

arenas rudistas. Este nivel forma un cuerpo lenticular de aproximadamente 700 m de largo que se adelgaza lateralmente al pasar a un intervalo de 3 m de espesor de caliza de color gris claro, en estratos gruesos a medianos que contienen abundantes bioclásticos que van desde el tamaño de arena hasta fragmentos de estromatopóridos de 20 cm de diámetro, retrabajados, provenientes del "boundstone". Lateralmente este horizonte pasa a una caliza delgada a mediana que contiene abundantes gasterópodos de tamaño grande (Fig. 3). A una distancia lateral de más de 2 km dentro de este nivel, en el Cerro Antunas, se vuelve a desarrollar otra estructura biohermal parecida a la mencionada. Se presenta en cuerpos de 10 75

Sección C7-C8.

A lo largo de esta sección, localizada aproximadamente 700 m al sur de la anteriormente descrita (Fig. 2), se midió la siguiente columna (Fig. 4), que se describe de la base a la cima. La relación entre cada una de las unidades descritas es transicional.

unidad

L I T O L O G I A

Espesor en metros

Por

Unidad Acumulado

- 1.- Lodolita masiva de color morado a gris con intercalaciones de limolita y arenisca de grano muy fino, en capas delgadas, y algunas intercalaciones de lentes de coquina con ostreas... 10 10
- 2.- Caliza de estratificación gruesa, de color gris, ligeramente dolomitizada. Es un "packstone" de fragmentos de pelecípodos e intraclastos del tamaño de la arena. Hacia arriba se tiene una caliza arcillosa de apariencia nodular, por lo que apenas muestra estratificación, y que contiene en algunos horizontes abundantes gasterópodos de menos de 3 cm de longitud. Hacia la cima se tiene una coquina de ostreas de estratificación delgada bien desarrollada. Intercalada se tiene lodolita de color gris claro..... 10 20
- 3.- Caliza gruesa con abundantes gasterópodos de tamaño muy grande (hasta 15 cm de longitud) bien conservados, así como algunos pelecípodos y fragmentos de corales. Hacia arriba se presentan lodolitas grises, masivas, que contienen equinodermos bien conservados, con intercalaciones de caliza de color café amarillento en capas delgadas, algo arenosas y con fragmentos de ostreas. En la cima se presenta un intervalo de caliza de color gris claro, en capas medianas de

Unidad		Espesor en metros	
		Por Unidad	Acumulado
	aproximadamente 5 m de espesor, algunas de las cuales forman coquinas de gasterópodos de tamaño pequeño y otras son arcillosas y contienen ostreas.....	17	37
4-	Lodolita calcárea de color amarillo claro con intercalaciones de caliza arcillosa en capas delgadas que contienen ostreas bien conservadas, abundantes equinodermos, pelecípodos y escasos braquiópodos generalmente bien conservados. En la parte media de la unidad se tiene una lodolita gris, masiva, con intercalaciones de limolita y arenisca de grano muy fino en capas delgadas; localmente hay lentes de caliza arcillosa con ostreas. En su cima aparecen lodolitas calcáreas masivas, de colores verdes a café, con intercalaciones de caliza arcillosa en capas delgadas con ostreas y una capa de espesor grueso de caliza arenosa (granos de cuarzo) y bioclástica con abundante diastrotificación de pequeña escala y de bajo ángulo.....	32	69
5-	Caliza de color gris, arcillosa, que en la base se presenta en capas gruesas, y en delgadas y de aspecto nodular hacia la cima; varía de "wackestone" a "packstone" de orbitolina y restos de otros fósiles, entre ellos equinodermos bien conservados.....	10	79
6-	Caliza masiva de color gris claro a gris oscuro, que constituye un horizonte biohermal de 10 a 15 m de espesor y de algunos cientos de metros de longitud. La parte central de esta estructura monticular es un "boundstone" de corales coloniales y estromatopóridos en su parte inferior, mientras que hacia su cima está formado por <u>Chondrodonta</u> sp. y capríidos. Los niveles de esta estructura ricos en matriz contienen abundantes foraminíferos y restos de algas. Un segundo horizonte biohermal que ocurre en la cima de esta unidad es, de 5 m de espesor y presenta las mismas características que el anterior. Ambos horizontes están separados por caliza dolomitizada y dolomía de color café amarillento, en capas delgadas. Los niveles biohermales se adelgazan lateralmente pasando a calizas arcillosas con abundantes fragmentos de fósiles retrabajados y gasterópodos de tamaño grande.....	18	97
7-	En la parte inferior de la unidad se presenta caliza dolomitizada y arcillosa en capas delgadas y con lodolitas intercaladas. En la parte mediana se tiene arenisca en capas delgadas con diastrotificación y laminación plana paralela de pequeña escala, mientras que en la cima se presentan lodolitas masivas de color morado.....	22	129

Sección CS-010.

A lo largo de esta sección, localizada al sur del Cerro Caloso (Fig. 2), se reservó la litología siguiente, dentro de la cual se distinguieron cuatro unidades transicionales entre sí (Fig. 4), que a continuación se describen de la base a la cima.

Unidad	L I T O L O G I A		Espesor en metros	
			Por Unidad	Acumulado
1. Esta unidad inferior está formada por una alternancia de caliza y lodolita. En su parte inferior es una caliza arcillosa de color azul claro al intemperismo y gris claro en superficies frescas. Contiene abundantes restos fósiles: gasterópodos y moldes internos bien conservados de pelecípodos de tamaño grande y escasos equinodermos, entre otros. Ocurren algunas lentes de caliza dolomítica, de hasta 3 m de espesor y 50 m de longitud, formadas por estromatolitos laminares. Las calizas arcillosas son característicamente moteadas, debido a bioturbación intensa. Hacia la parte media de la unidad predominan las lodolitas masivas de colores café claro a amarillento, con intercalaciones locales de capas de menos de 10 cm de espesor de arenisca de grano fino y caliza arcillosa nodular. Esta contiene gasterópodos grandes y ostreas. En esta parte se presenta una capa de caliza dolomitizada, oncolítica, con abundantes foraminíferos (milicolidos entre otros). La parte superior de la unidad está formada por lodolitas de color verde y café amarillentas con escasas calizas arcillosas ("wackestone") en capas delgadas, bioturbadas, algo dolomitizadas y con fragmentos de fósiles.....			70	70
2. En la base ocurre un nivel de 3 m de caliza en capas de espesor mediano que se clasifican como "packstone"- "grainstone" de fragmentos de pelecípodos, gasterópodos, algas, intraclastos y escasos foraminíferos. Hacia arriba, la unidad está formada por lodolita masiva de color café, verde, amarillento y gris, masiva, con intercalaciones de arenisca de grano fino en capas menores de 20 cm de espesor con abundante diastratificación. Se intercalan también calizas en capas de menos de 10cm de espesor con gasterópodos de tamaño pequeño. Estas se vuelven predominantes hacia la cima, conteniendo una fauna escasa de equinodermos y braquiópodos.....			55	125
3. En la base de esta unidad se presenta caliza masiva, de color gris claro, de 10 m de espesor el cual, al extenderse lateralmente hacia la parte sur del área, puede alcanzar hasta 20 m. Hacia la parte norte pasa a una caliza arcillosa				

Unidad	L I T O L O G Í A	Espesor en metros	
		Por Unidad	Acumulado
	de menos de 3 m de espesor. Este nivel representa una estructura arrecifal cuyo núcleo está formado por "boundstone" de corales coloniales, estromatopóridos y rudistas y tiene abundantes parches de dolomitización. Hacia arriba pasa a una caliza de estratificación delgada de apariencia nodular con pelecípodos y gasterópodos bien conservados y abundantes estructuras de bioturbación.....	15	140
4-	Arenisca gris, en capas menores de 20 cm de espesor, con abundante diastrotificación de cuenca y plana acuñada, de pequeña escala. Es de grano fino a medio, bien clasificada. Contiene intercalaciones de caliza arcillosa lenticular, con gasterópodos de tamaño pequeño y otros restos de fósiles.	30	170

Sección C11-C12.

Esta sección se levantó aproximadamente 350 m al sur de la sección C8-C10 (Fig. 2) e incluye la parte superior de la Caliza Mural (Fig. 4). A continuación se describen las unidades que la forman, de la base a la cima, siendo estas transicionales entre sí.

Unidad	L I T O L O G Í A	Espesor en metros	
		Por Unidad	Acumulado
1-	En la base aflora una caliza masiva de color gris claro que constituye una estructura biohermal de corales coloniales, estromatopóridos y rudistas. Este nivel es el mismo que se presenta en la parte superior de la sección C8-C9....	10	10
2-	Intervalo cubierto por aluvión.....	100	110
3-	Lodolita masiva de color morado, con intercalaciones de areniscas de grano fino en capas de 1 a 20 cm, y calizas en capas de menos de 10 cm de espesor con abundantes gasterópodos de tamaño pequeño y otros fósiles. Sigue hacia arriba lodolita de color café amarillento con intercalaciones de caliza en capas de menos de 30 cm de espesor, algunas de las cuales son "packstone" a "grainstone", de fragmentos de pelecípodos, gasterópodos, intraclastos y granos de cuarzo; otras son arcillosas con abundantes gasterópodos de tamaño pequeño, que alcanzan a formar coquinas. Sus últimos 5 m se presentan cubiertos.....	40	150
4-	Caliza masiva de color gris claro a gris oscuro que corres-		

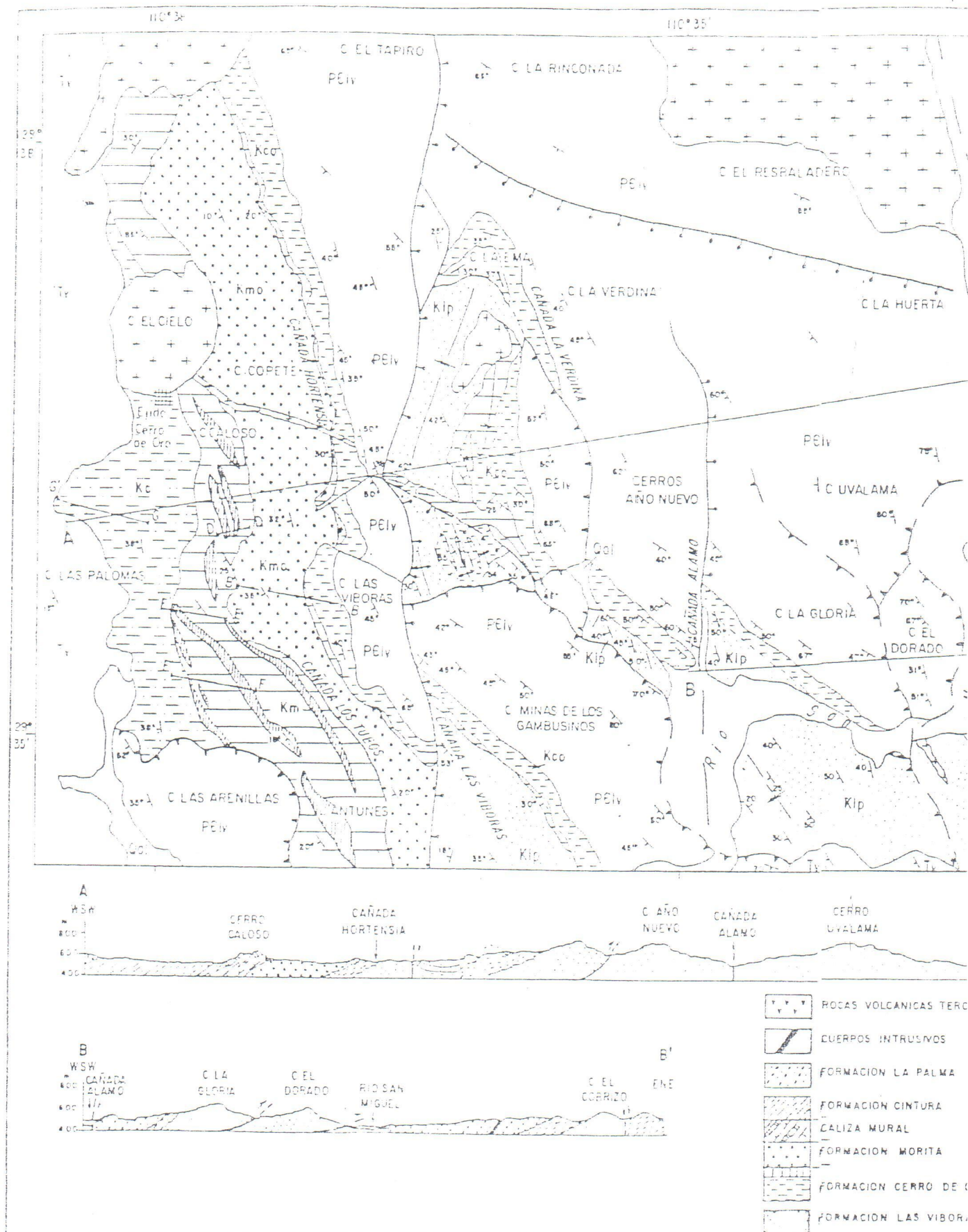
Unidad

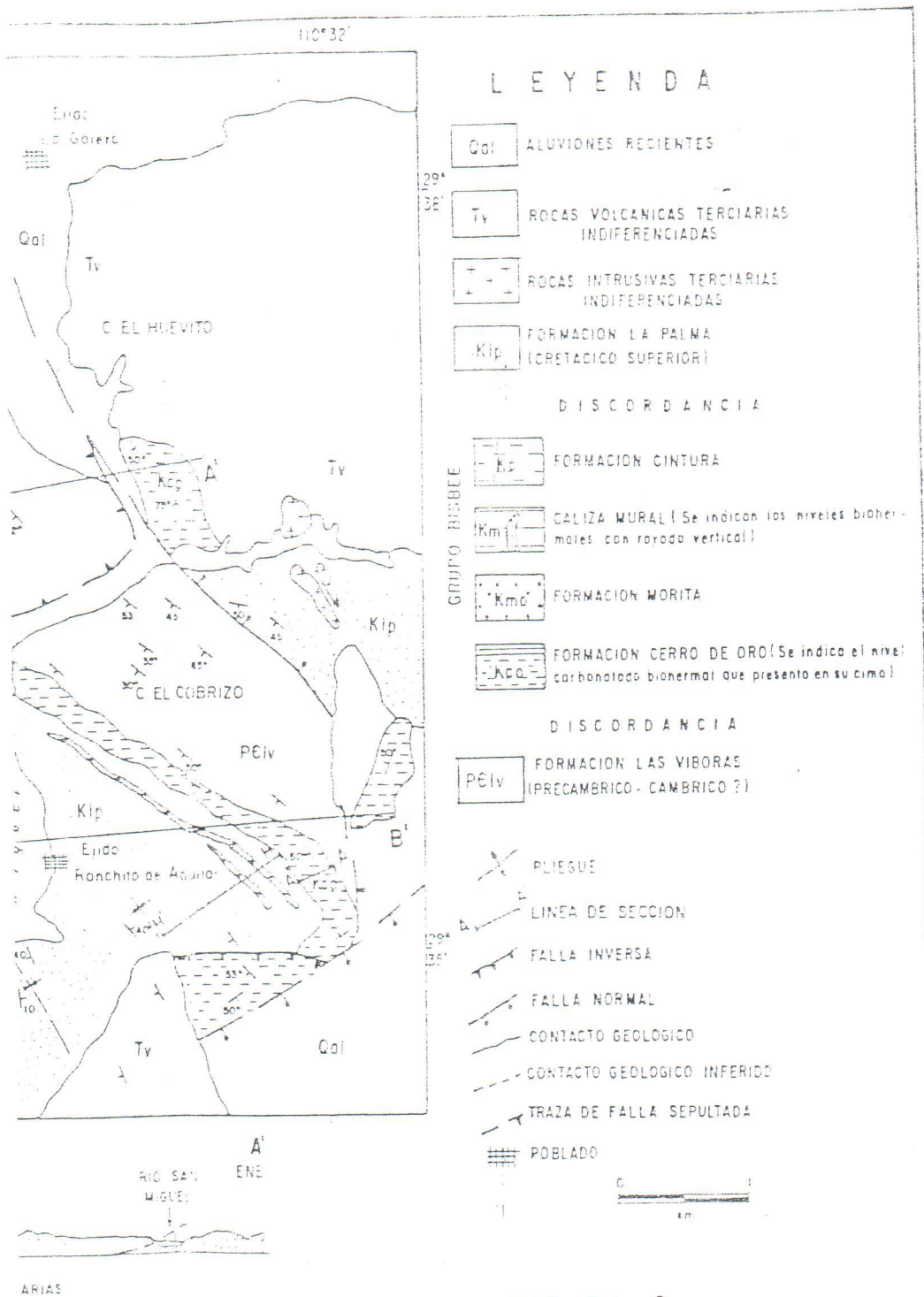
L I T O L O G Í A

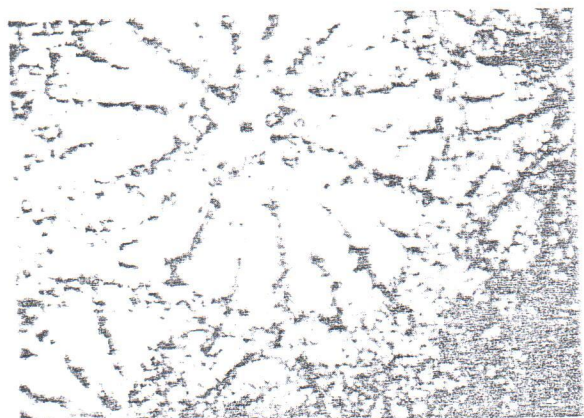
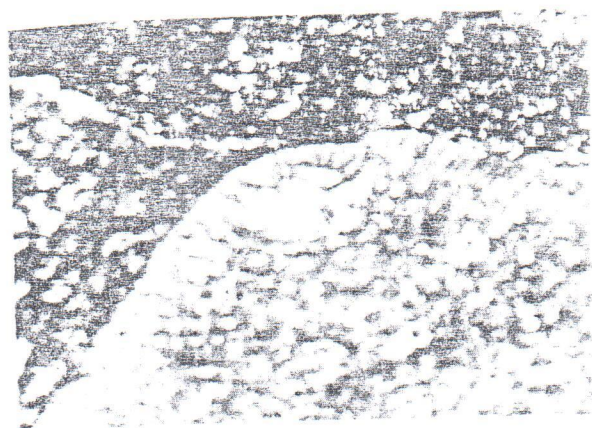
Espesor en metros

Por
Unidad Acumulado

ponde a un biohermo de corales coloniales, estromatopóreos (?), algas y escasos caprinidos. Presenta dolomitización significativa. Esta estructura se acuña lateralmente en unos 200 a 300 m de distancia.....		8	158
b- Brecha de fragmentos de caliza, cuyos cantos provienen de la unidad anteriormente descrita, con intercalaciones de caliza bioclástica ("grainstone") de grano grueso y caliza con <u>Oribitolina</u> en capas delgadas.....		7	105
c- En la parte inferior de la unidad se presentan lodolitas de color amarillo claro a gris claro, con intercalaciones de capas muy delgadas de arenisca de grano fino, caliza bioclástica ("grainstone") y caliza arcillosa. En su parte superior presenta intervalos de 3 a 5 m de espesor de caliza arcillosa en capas delgadas de color gris claro y de aspecto nodular, fuertemente bioturbadas, que están separadas por lodolitas verdes amarillentas y capas laminares de arenisca de grano muy fino. El paquete más inferior de esta caliza arcillosa se convierte lateralmente en una estructura arrecifal de 5 m de espesor, semejante a las descritas anteriormente, la cual está cubierta por calizas arcillosas en capas delgadas, de color amarillento y con abundantes orbitolinas.....		35	200







E

C

E

D

F

LAMIRA 2

A y B) *Deshayesites* sp., vista de frente (A); vista de lado (B). X 0.4. Formación Cerro de Oro; C) *Ctenostreon cummingsi* Stanton, valva derecha. X 1. Formación Cerro de Oro; D) Coral colonial *Montastrea* sp., de la parte inferior de la Formación Cerro de Oro. X 18, LN; E) Sección a través del aparato embrionario de *Palorbidolina lenticularis* (Blumenbach). X 70, LP. Formación Cerro de Oro; F) *Exogyra quitmanensis* Stanton. X 0.8. Caliza Mural.

-4.

nzar
ente
liza

La
lles
esta
ana
for-
oro,
zas
tas
ia-
ec-
iva
ica

ci-
ora
io-
el
33)
na-
omo
con
gin
lad
re-
ue
ón
el
es
os
te
u-
ad
as
no
a-
et
a-
ca
n-



B

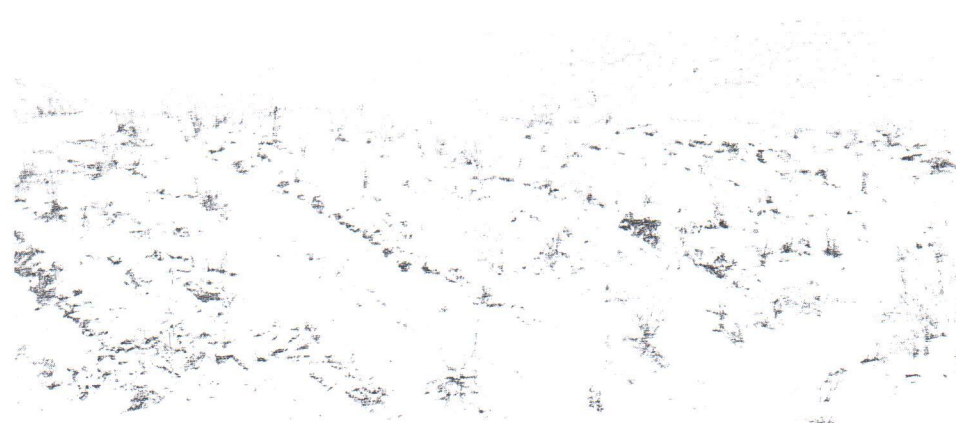


C



D

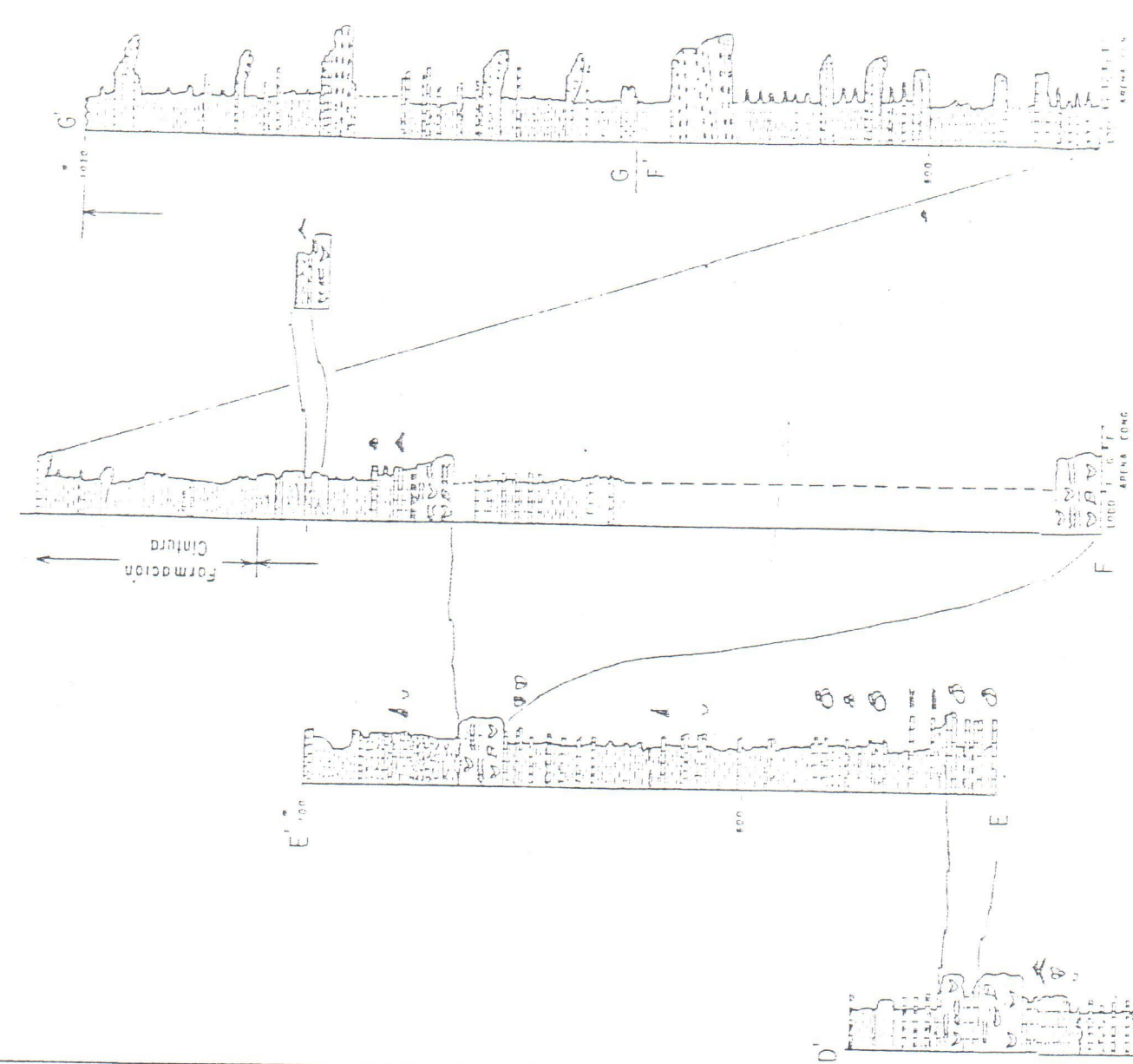
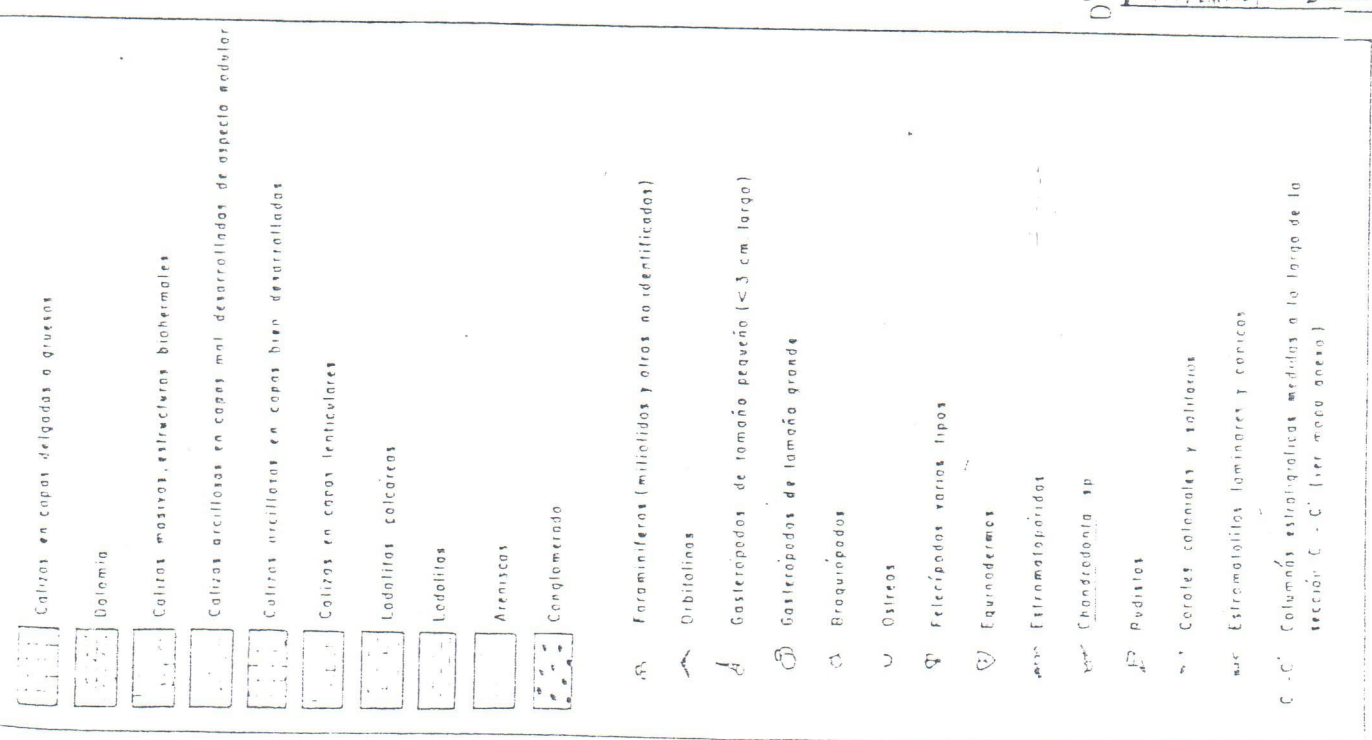
E



LAHIERA 1

A) Caliza masiva bichromal de la cima de la Formación Cerro de Oro al sur del Cerro Copete; B) Afloramiento de la parte inferior de la Caliza Mural en el Cerro El Caloso; calizas arcillosas y lodolitas y en la cima calizas masivas que se adelgazan lateralmente; C) Areniscas en capas gruesas a masivas que forman la base de una "secuencia de grano fino hacia arriba"; su base es erosiva sobre lodolitas masivas del ciclo infrayacente; Formación Cintura; D) Arenisca en capas gruesas con estratificación convoluta; Formación Cintura; E) Afloramiento de la Formación La Palma al norte del Ejido Ranchito de Aguilar.

Figura 4.- COLUMNA LITOSTRATIGRAFICA COMPUESTA DEL
CRETACICO INFERIOR, AREA DE CERRO DE ORO



mas Estromatolitos luminosos y conicos

C - C' Columnas estadísticas medidas a lo largo de la sección C - C' (ver mapa anexo)

