

GENESIS EVAPORITICA EN TRES AREAS SUPRALITORALES DE BAJA CALIFORNIA; CONTEXTOS SEDIMENTARIOS Y PROCESOS ACTUALES

Luc Ortlieb¹ y
Catherine Pierre²

RESUMEN

Con el fin de comparar tres zonas evaporíticas actuales de Baja California, se estudiaron una parte de las llanuras supralitorales en la región de la Laguna Ojo de Liebre, una depresión interdunar al sur de la Laguna Mormona, ambas en la costa del Pacífico, y la cuenca supralitoral de la Salina Ometepec, en el noroeste del Golfo de California. Se analizan los contextos estratigráficos de las áreas evaporíticas para determinar su historia paleogeográfica durante el Holoceno, y en particular la evolución del nivel del mar en los últimos miles de años. Las secciones transversales estudiadas en estas cuencas evaporíticas permiten presentar secuencias verticales y laterales de depósitos yesíferos y halíticos, y las relaciones de éstos con los sedimentos del substrato. Además, en el complejo de Ojo de Liebre se descubrió una capa de polihalita maciza formada diagenéticamente a partir de yeso, y en Ometepec fue confirmada la formación de anhidrita, aunque en la zona saturada y no en la capilar, como se había señalado anteriormente.

Con base en sedimentología y la mineralogía de las diferentes facies de yeso, apoyadas por un estudio isotópico de los minerales neoformados y de las salmueras asociadas, se propone un modelo de génesis evaporítica para cada una de las áreas mencionadas. Se comprobó que en las llanuras supralitorales del complejo Ojo de Liebre, el tránsito de las salmueras de origen marino se produce por la superficie y en el subsuelo, mientras que las aguas continentales que provienen de tierra adentro disuelven parcialmente los minerales evaporíticos. El sistema de la Salina Ometepec es similar al de una cuenca, inundada cada semestre por agua marina, con pocas circulaciones subterráneas. En el caso de la depresión interdunar meridional del complejo de Mormona, la alimentación en salmueras marinas se hace de manera continua, por infiltración lateral a través de dunas litorales; también en este último caso, las aguas continentales subterráneas intervienen en la diagénesis de los minerales evaporíticos.

ABSTRACT

Salt flats of the region of Ojo de Liebre Lagoon, a salt pond south of Laguna Mormona and Salina Ometepec, were studied in order to compare three areas showing active formation of evaporites in Baja California. The first two areas are on the Pacific coast of the peninsula, while the last one is located in the northwestern end of the Gulf of California. The stratigraphic context of these localities is analyzed to determine their Holocene paleogeographic history, and specially the evolution of sea level for the last several thousand years. Transverse sections of the evaporitic basins show both vertical and lateral sequences of gypsum and halite deposits, and their relations with the substratum sediments. In Ojo de Liebre complex, early diagenetic polyhalite is observed, either in nodules or in massive bed. The formation of anhydrite is confirmed in the Ometepec area, but in the saturated zone and not in the capillary zone, as mentioned previously.

Petrographic observations of the different gypsum habits, as well as isotopic analyses of evaporites and associated brines lead to a model of evaporite genesis in each area.

It therefore appears that in the evaporite flats of the Ojo de Liebre complex, the circulation of brines of marine origin occurs both by flooding and seepage, while inland continental waters are inducing partial dissolution of evaporites. The evaporitic system of Salina Ometepec is an enclosed basin, flooded by sea water every six months, which shows only little groundwater circulations. In the case of the southernmost salt pond of the Mormona complex, marine brines are continuously supplied by infiltration through a barrier dune; in latter case, groundwater circulations are also involved in the diagenesis of evaporitic minerals.

INTRODUCCION

Los lugares donde puede observarse la formación natural de evaporitas a partir del agua marina son muy escasos. El Golfo Pérsico y la región de Baja California, son las zonas principales donde se están estudiando estos procesos (Shearman, 1966; Kinsman, 1966, 1969; Butler, 1969; Vonder Haar, 1978). Las condiciones climatológicas y la fisiografía propicias explican el porqué en algunas áreas supralitorales de grandes extensiones del Golfo Pérsico y de la Península de Baja California, se producen las evaporitas.

En el Golfo Pérsico, particularmente en la "Trucial Coast", la sedimentación y formación de yeso, de anhidrita y de minerales asociados como la dolomita, se producen esencialmente en un ambiente carbonatado, mientras que en Baja California predominan los ambientes sedimentarios con silicoclásticos. En la primera región los fenómenos generalmente se presentan en llanuras supralitorales llamadas sebjas litorales ("sabhka" de Kinsman, 1969). Los estudios llevados a cabo anteriormente en Baja California, sugieren que en esta

área existe una mayor variedad en los ambientes fisiográficos y procesos evaporíticos involucrados, que en la del Golfo Pérsico.

El primer objetivo de este estudio fue comparar tres áreas evaporíticas de la península, enfatizando sus características fisiográficas y sedimentológicas. Las regiones estudiadas son las de Laguna Ojo de Liebre, Salina Ometepec y Laguna Mormona (Figura 1). En cada caso se intentará precisar el contexto geológico en el cual se observan las evaporitas y la evolución paleogeográfica reciente del área.

Otro aspecto del estudio es proporcionar una descripción general de los minerales evaporíticos y relaciones mutuas que presentan dentro de las diferentes secciones elaboradas. En cada una de las tres áreas estudiadas se observaron depósitos y fenómenos que no se habían reportado en estudios anteriores.

Un tercer objetivo fue esclarecer los modos de formación de evaporitas marinas, particularmente del yeso, en zonas supralitorales, para lo cual se utilizaron nuevos métodos de geoquímica isotópica en muestras de evaporitas y salmueras asociadas a las mismas. Estos estudios isotópicos se reportan en otro artículo (Pierre y Ortlieb, 1980-1981); aquí se consideran únicamente los resultados principales que permitirán comprender el origen y la evolución diagenética de las salmueras (aguas e iones) y yeso cristalizado. Con el fin de explicar la génesis de las evaporitas a partir del agua marina, se utilizaron

¹ Misión de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer en México, e Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D. F.

² Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie isotopique, Université Paris-Sud, Bât. 504, F-91405 Orsay, Francia.

E 7 AOUT 1984

O. R. S. T. O. M. Fonds Documentaire

15332 ex 1

184

Nº: 15332 ex 1

B

B

imágenes de satélite para controlar los períodos recientes de inundación de las zonas evaporíticas, en los años de 1978 y 1979.

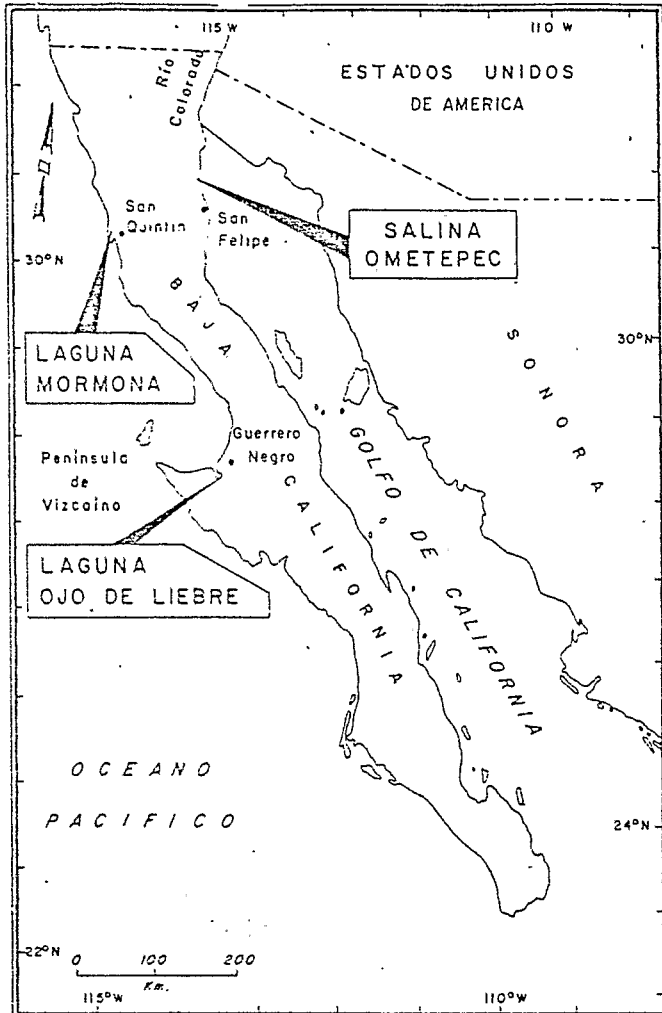


Figura 1.- Localización de las tres áreas supralitorales evaporíticas estudiadas en Baja California.

MARCO DE LAS TRES AREAS ESTUDIADAS

El complejo de la Laguna Ojo de Liebre en Baja California central (Figura 1) se menciona en la literatura como una zona donde cristalizan el yeso y la halita (Phleger y Ewing, 1962; Phleger, 1969; Kinsman, 1969), así como un mineral poco común, la polihalita (Holser, 1966). El área al oriente de la laguna ha sido recientemente transformada en la más grande salina solar del mundo. Este estudio se orientó principalmente a la parte suroriental de las llanuras evaporíticas del complejo de Ojo de Liebre.

La Salina Ometepec, localizada en el extremo noroccidental del Mar de Cortés (Figura 1), se explota para la obtención de halita; además, en esta cuenca se forman yeso en cristales de diferentes tipos y anhídrita en nódulos (Kinsman, 1969; Shearman, 1970; Butler, 1970; Smith, 1971a, 1971b, 1972 y 1973). Se estudió esta salina por medio de una sección entre el centro y su margen occidental. Las condiciones climatológicas particulares del área permiten un aprovechamiento óptimo de las imágenes proporcionadas por los satélites Landsat para el análisis de los períodos de inundación de la salina (Vonder Haar y Gorsline, 1975, 1977, 1979).

La tercera zona escogida, la región de la Laguna Mormona (Figura 1) en el noroeste de Baja California, había sido objeto de diversos estudios sedimentológicos sobre evaporitas. Vonder Haar (1971, 1972, 1973, 1976, 1978) investigó la cristalización de yeso en medio

acuático y por diagénesis, dentro del sedimento superficial. Los estudios que se reportan aquí, cubren una cuenca evaporítica aislada, al sur del complejo de Mormona.

REGION DE LA LAGUNA OJO DE LIEBRE

La Laguna Ojo de Liebre se localiza al sureste de la Bahía Sebastián Vizcaíno, en la parte central de la Península de Baja California (Figura 1). El conjunto de la laguna y de las llanuras supralitorales que rodean sus orillas surorientales se extiende entre los paralelos 27°22' y 27°56'N (60 km de E a W) y entre los meridianos 113°50' y 114°20' W (50 km de N a S): Situada al oriente entre el macizo cristalino de Baja California, y la Sierra de San Andrés (Península de Vizcaíno), la región constituye una gran cuenca bordeada por extensos piadomontes o "bajadas". Ningún río o arroyo desemboca en la laguna. La característica geomorfológica principal del área, llamada también Desierto de Vizcaíno, es la acumulación de arenas eólicas en la orilla del mar (cordones de dunas, campos de barchanes, médanos) y tierra adentro, en forma de mantos superficiales de espesor variable. El viento del noroeste, casi constante, explica la importancia del transporte de la arena y constituye un elemento fundamental del clima local.

La aridez de la región de Ojo de Liebre se debe a la escasez de precipitaciones (30 a 80 mm/año), al alto grado de evaporación (1,700 mm/año) y al efecto del viento del noroeste (20 km/h en promedio), (datos de la Compañía Exportadora de Sal, S. A., 1980). La temperatura no varía mucho de una estación del año a otra y tiene un promedio anual de 18°C. Esquemáticamente la región de Ojo de Liebre es árida, poco cálida pero muy airosa.

Algunos aspectos fisiográficos, oceanográficos y sedimentológicos de la región de la Laguna Ojo de Liebre fueron estudiados anteriormente (Phleger y Ewing, 1958, 1962; Inman *et al.*, 1966; Phleger, 1965, 1969). Según estos estudios, las extensas áreas que rodean la laguna costera anteriormente podían dividirse en zonas de llanuras de intermareas e inundación, y en zonas de llanuras supralitorales evaporíticas. En las primeras, que presentaban alfombras de algas y marisma, se sentía la influencia de aportes periódicos de agua marina, mientras que las llanuras supralitorales, distantes varios kilómetros de la laguna, eran alimentadas gracias a la acción, durante días o semanas, del viento del NW, que empujaba las salmueras que ya habían sido concentradas por evaporación en las zonas de inundación (Phleger y Ewing, 1962; Holser, 1966; Phleger, 1969).

Como resultado de las obras realizadas por la Compañía Exportadora de Sal, S. A., a finales de los años 60 y hasta la fecha, la mayoría de estas llanuras ha sido transformada en vasos de concentración y cristalización de salmueras marinas. Por lo anterior, el sistema de formación de minerales del cortejo evaporítico marino descrito anteriormente (Holser, 1966; Phleger, 1969; Kinsman, 1969) está profundamente perturbado; las únicas zonas naturales no afectadas actualmente se encuentran en la periferia del complejo lagunar. La Figura 2 muestra el cambio ocurrido entre 1959 y 1979 en las zonas supralitorales, en sus porciones orientales y surorientales.

Una de las particularidades del área de la Laguna Ojo de Liebre fue la presencia de polihalita ($K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$), descrita por primera vez en esta localidad por Holser (1966), descubierta en una llanura evaporítica, actualmente sumergida tras los acondicionamientos de la compañía salinera. En 1979 se descubrieron nódulos de polihalita en un "reentrante" en las llanuras de la orilla suroriental de la región (ver "sección del sureste", Figura 3). En esta zona, que no ha sido afectada por las obras recientes, se realizó un estudio detallado de la secuencia evaporítica; además de esta sección, se examinó el extremo meridional del complejo supralitoral de Ojo

de Liebre, que tampoco parece haber sido afectado por los acondicionamientos de la salina.

Sección del sureste del complejo Ojo de Liebre.—La localidad donde se observa la formación actual de polihalita está situada en el extremo suroriental de las llanuras supralitorales de Ojo de Liebre (Figura 3). Esta cuenca evaporítica, de 1.5 km de longitud y 300 m

de anchura, desemboca hacia el noroeste en las llanuras, ahora transformadas en vasos de concentración, y está separada por un dique recién construido. La depresión está rodeada en sus márgenes nororientales y suroccidentales por dunas de 3 a 5 m de altura. La superficie de la cuenca está a una altura sobre el nivel medio del mar estimada en +3(+2 m).

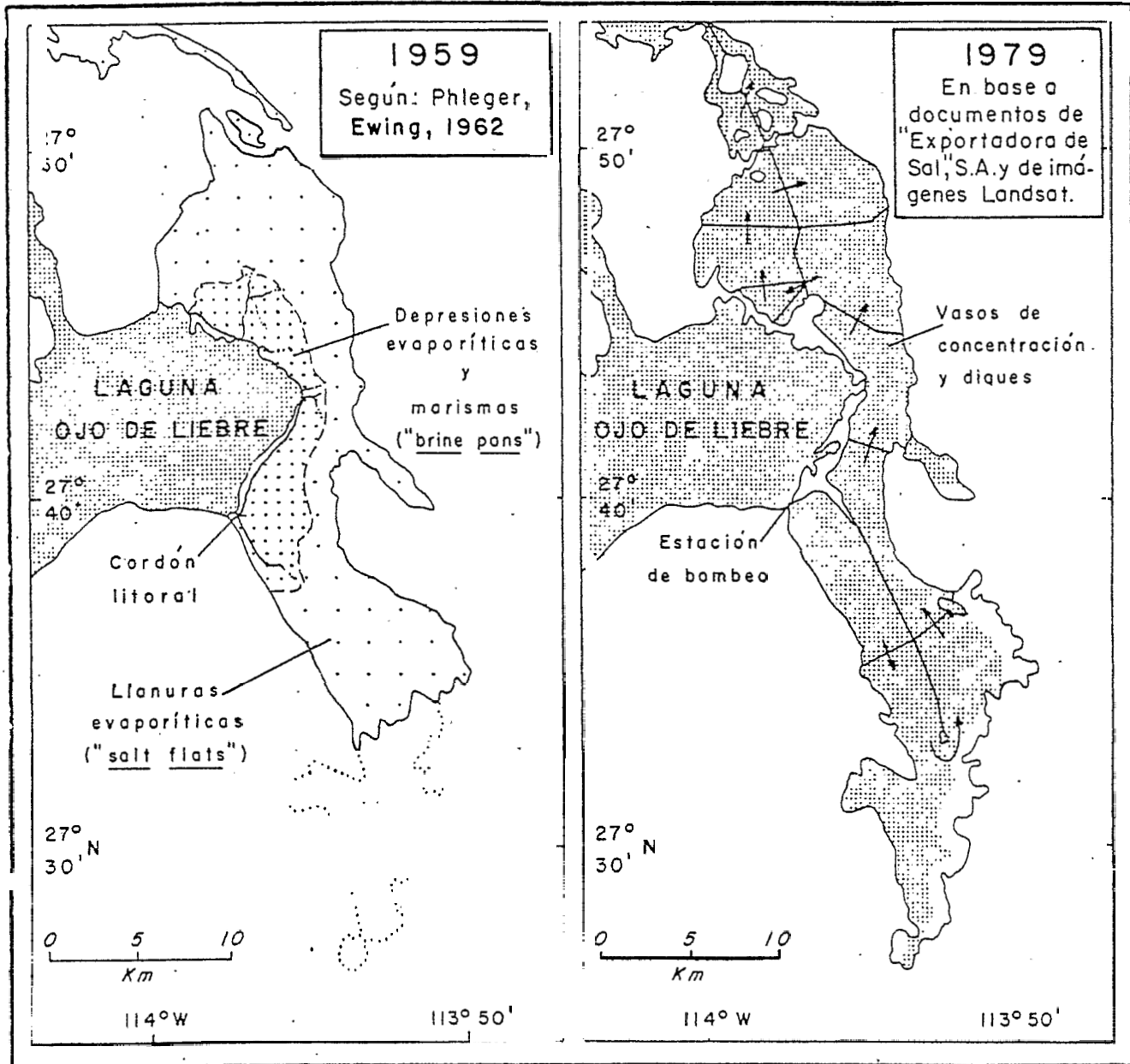


Figura 2.— Cambios ocurridos en la fisiografía de las áreas supralitorales en la porción oriental de la Laguna Ojo de Liebre, entre 1959 y 1979. El acondicionamiento de las marismas y llanuras evaporíticas en vasos de concentración de las salineras fue realizado por la Compañía Exportadora de Sal, S. A.

El centro de la cuenca, que es de fondo plano, está cubierto por una capa delgada de halita. En la sub-superficie el sedimento arenoso contiene pequeños cristales de yeso y nódulos esparcidos de polihalita. El substrato de esta secuencia está constituido por arenas de ambiente continental que descansan a una profundidad aproximada de 75 cm, sobre una capa de arenas gruesas y fosilíferas de origen litoral (Figura 4).

El estrato más profundo observado en esta sección está constituido por arenas mal clasificadas, con abundantes cantos rodados, fragmentos de conchas y organismos fósiles enteros (*Chione californiensis*, *Polinices reclusianus*, *Cerithium stercusmuscarum*, *Megapitaria*?)

squalida, *Dosinia* sp., *Chione gaidia*, *Ostrea palmula*, *Macron acthiops*). Esta capa de material marino está ampliamente distribuida en la zona y corresponde probablemente a los restos de la transgresión sangamoniana (Pleistoceno tardío). Alrededor de la Laguna Ojo de Liebre se han descrito afloramientos de depósitos marinos y lagunares (Phleger y Ewing, 1962) atribuidos a esta transgresión de hace cerca de 120,000 años (Ortlieb, 1978, fig. 8).

Los sedimentos suprayaciendo a la capa de origen marino pueden agruparse en tres conjuntos ambientales (Figura 5). Arenas finas de color beige sin fauna y con elementos de mica que constituyen la mayor parte del subsuelo de la depresión y las dunas circunvecinas

y que se depositaron debido al efecto predominante del viento. El segundo tipo de sedimentos se presenta en lentes de espesor superior a un metro y corresponde a arenas de grano grueso a medio, de color rosado y anaranjado, localmente arcillosas; la composición granulométrica y las variaciones bruscas de facies dentro del depósito sugieren un ambiente aluvial de pequeña corriente intermitente. El tercer tipo de sedimentos es una arena limosa muy endurecida, de color beige rosado con huellas de antiguas raíces, que forma un horizonte delgado interestratificado con las arenas, y bordea la depresión al noroeste.

Si la capa inferior de la sección correspondiese al Sangamiano, las arenas aluviales atestiguarían la presencia de arroyos en el periodo glacial (Wisconsiniano), cuando el nivel base del mar estaba muy por debajo del actual. Las arenas eólicas del substrato de la cuenca se atribuyen también al Pleistoceno superior. Los palcosurcos y el campo de dunas que actualmente cubre el área posiblemente son de edad holocénica. En los alrededores de la parte suroriental del complejo de Ojo de Liebre no se observaron depósitos marinos que pudieran atribuirse a una transgresión holocénica.

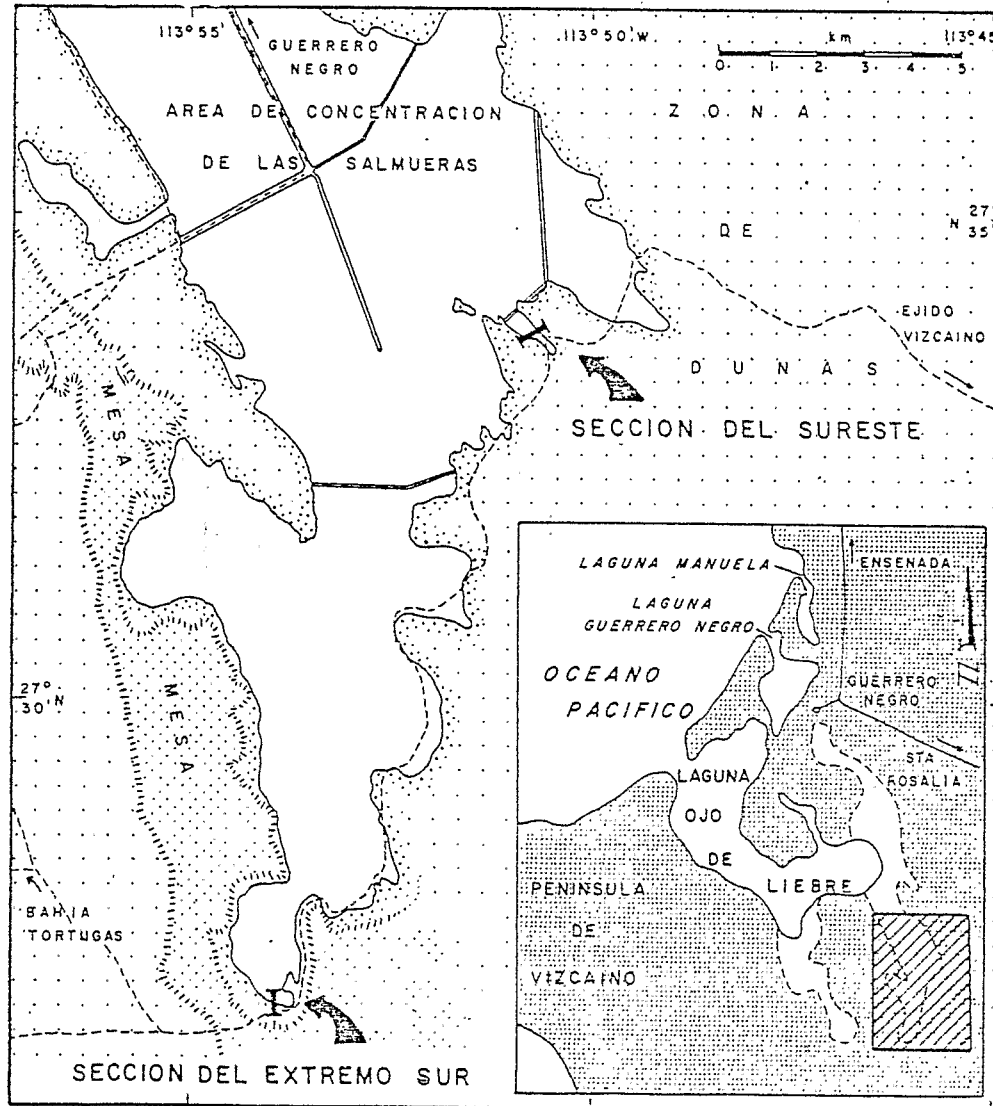


Figura 3 - Localización de las dos secciones estudiadas en la parte suroriental de las llanuras supralitorales del complejo de Ojo de Liebre. (Figuras 4 y 5)

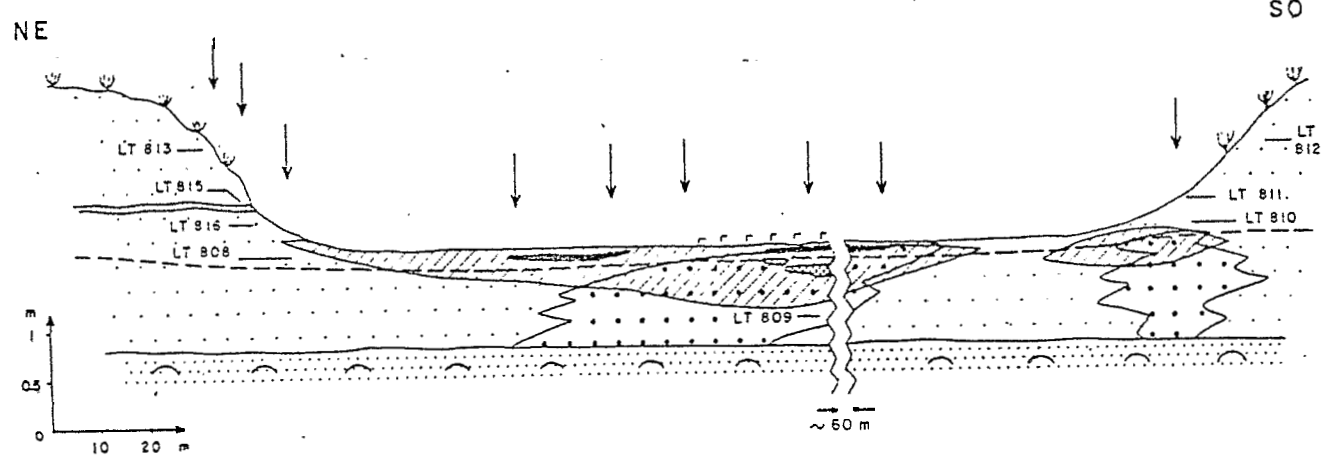
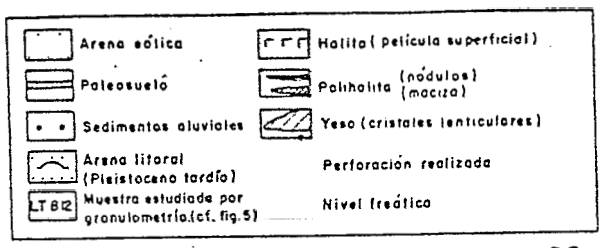


Figura 4.- Sección esquematizada de una "indentación" de las llanuras supralitorales del SE del complejo de Ojo de Liebre (cf. Figura 3): formación de polihalita, halita y yeso diagenético, contexto sedimentario; localización de muestras analizadas (cf. Figura 5).

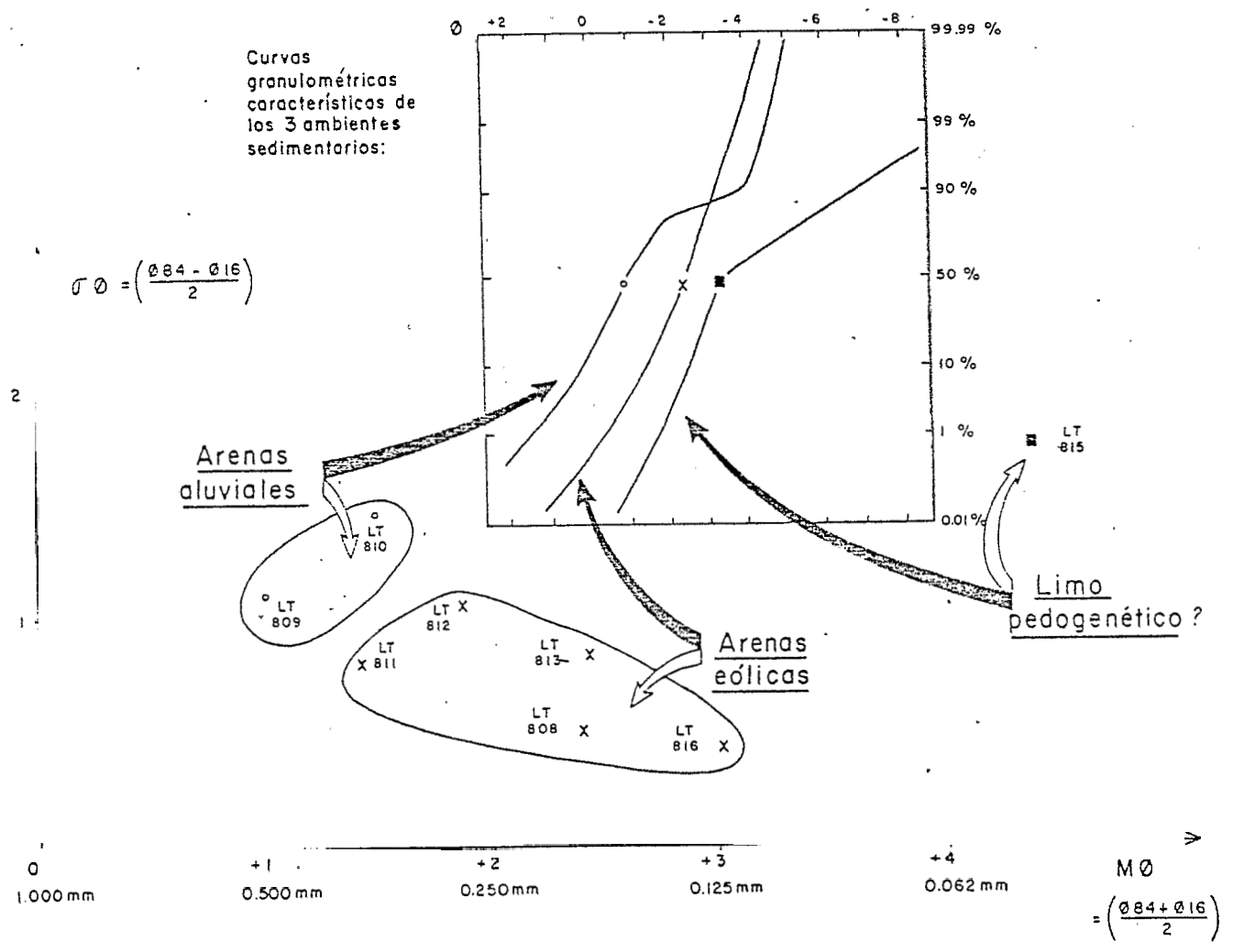


Figura 5.- Características granulométricas de los tres tipos de sedimentos muestreados en la sección suroriental del complejo de Ojo de Liebre.

La parte central se localiza en el eje de la cuenca y está cubierta por una película de halita de espesor milimétrico. La subsuperficie de la cuenca contiene cristales de yeso de tamaño y abundancia variables, esparcidos en el sedimento arenoso (Figura 6). Estos cristales tienen forma lenticular y son más grandes (hasta 3 cm de diámetro) y numerosos en el centro y a mayor profundidad (Figura 7a). La zona donde aparece el yeso se indica en la Figura 4.

La polihalita aparece en forma de nódulos de tamaño milimétrico, a unos cuantos centímetros de profundidad, en la zona central de la cuenca. Los nódulos blancos de polihalita están asociados a los cristales de yeso. Las perforaciones realizadas en mayo de 1979 no revelaron más que estos nódulos, mientras que en mayo de 1980

en las mismas áreas se observaron aglomerados y lentes, con un espesor de varios centímetros de polihalita (Pierre, 1951). Así, estas masas blancas, de consistencia comparable a la de una crema dental, se formaron en menos de un año. Es importante observar que estos aglomerados o lentes de polihalita se localizan, a diferencia de los nódulos subsuperficiales, entre -30 y -20 cm de la superficie: o sea, en la parte superior de la zona saturada.

Existe una relación genética entre la polihalita y el yeso: los cristales subsuperficiales de yeso presentan localmente una alteración de polihalita (Figura 7b); se recuerda que la polihalita maciza se formó en el centro de la cuenca, a mayor profundidad que los nódulos y donde están más concentradas las salmueras intersticiales.

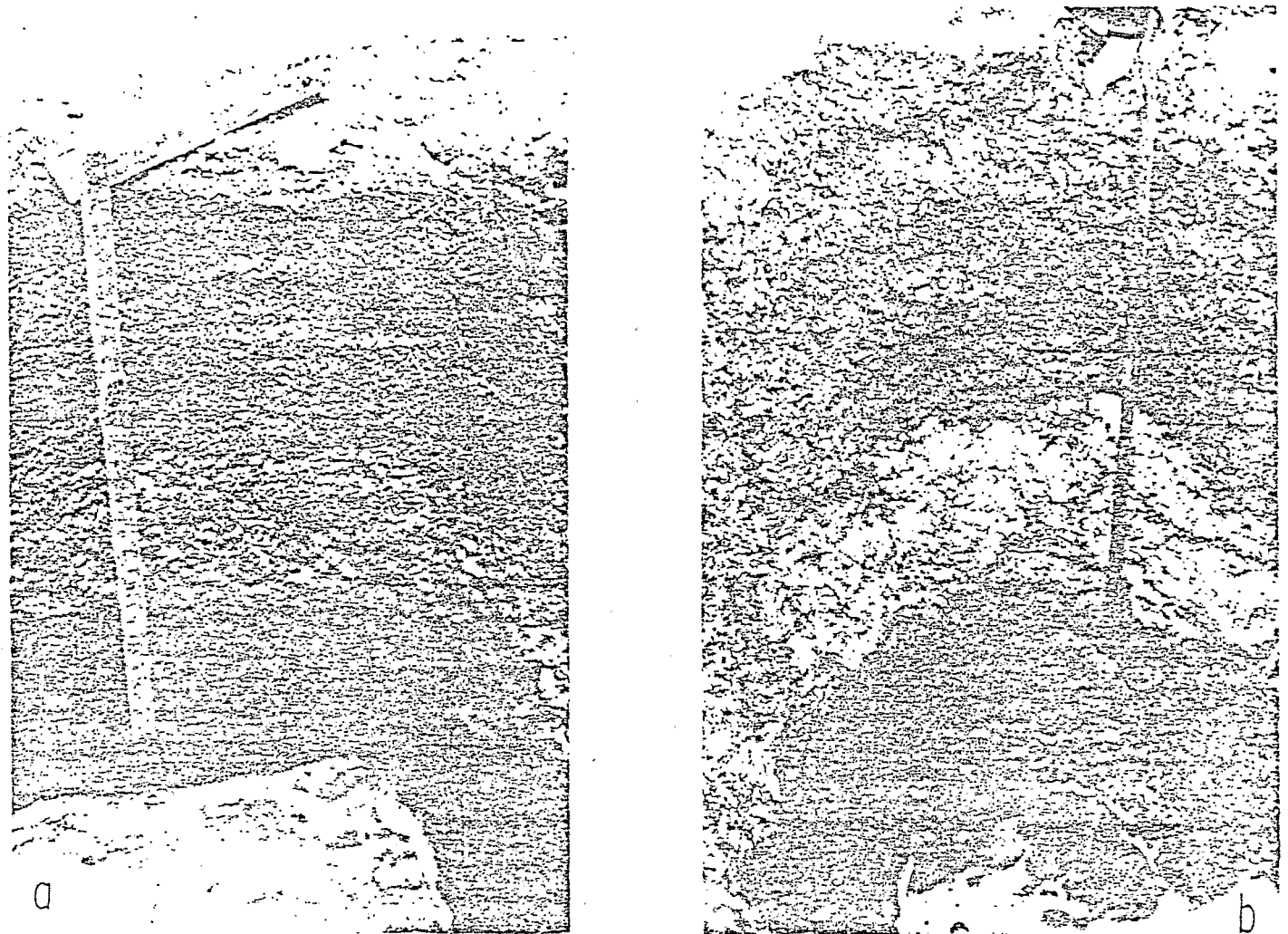


Figura 6.- Perforaciones en la sección del sureste del complejo de Ojo de Liebre: a) perforación en la margen de la cuenca evaporítica que muestra, en la parte superior, arena con cristales lenticulares de yeso y escasos nódulos de polihalita; b) perforación en el centro de la cuenca donde se observa, en la superficie, la halita superficial, y a 12 cm de profundidad, la capa de polihalita maciza (mayo 1980).

En el extremo noroccidental de la misma cuenca se perforaron otros pozos de observación, en los que de arriba hacia abajo, en los primeros 25 cm, se observaron: una película superficial de halita, nódulos de polihalita en un sedimento areno-arcilloso, polihalita maciza con cristales de yeso y, finalmente, una capa consolidada de halita con cristales de yeso interpenetrados. Esta última, cuyos cristales incluyen granos de arena, se formó de manera diagenética dentro del sedimento.

En el otro extremo de la cuenca, al suroriente, solamente se observa una capa superficial muy rica en pequeños cristales lenticu-

lares de yeso que probablemente fueron transportados por el viento. En esta región el substrato está constituido por arenas fosilíferas con abundantes *Cerithium stercusmucarum*, *Chione (?) compta* y *Ostrea palmula* (Sangamoniano), sobre las que descansan 50 cm de arenas finas de color café.

Sección del extremo sur del complejo de Ojo de Liebre. -El extremo meridional, al igual que gran parte de la orilla occidental del conjunto de áreas supralitorales de Ojo de Liebre (Figura 3), está bordeado por una mesa alargada con una altura aproximada de 20 m, constituida por depósitos cretácicos (?) y terciarios cubiertos por una

capa de areniscas y conglomerados marinos pleistocénicos, localmente muy encañados. Los taludes abruptos que limitan esta mesa están cubiertos por acumulaciones de arenas eólicas. La altura sobre el nivel medio del mar de la superficie de estas llanuras es ligeramente inferior a la de la zona anteriormente descrita, y se estima en $+2.5(+2)$ m.

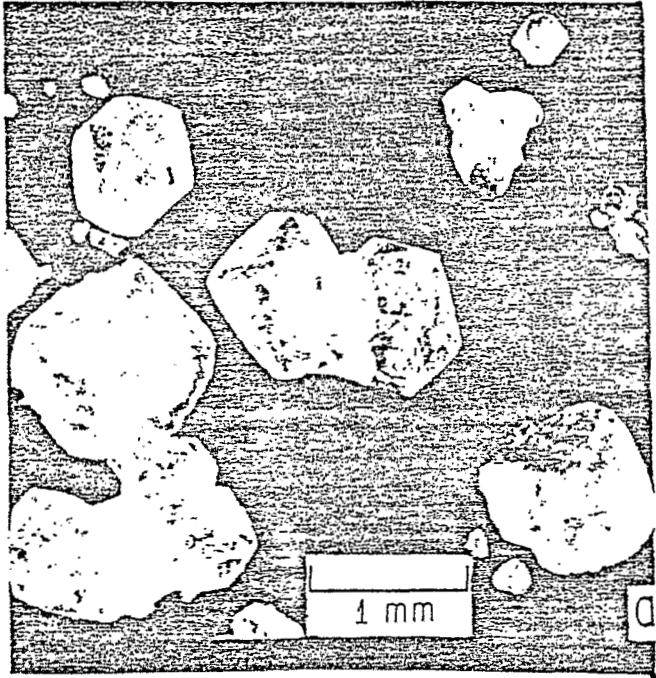


Figura 7.- Cristales lenticulares de yeso de la sección estudiada en el sureste del complejo de Ojo de Liebre: a) cristales de tamaño inferior o igual a 1 mm; b) cristal maclado que presenta alteración en polihalita (zonas blancas a la izquierda).

La llanura evaporítica más meridional del complejo de Ojo de Liebre presenta en la superficie una capa de halita, cuyo espesor llega a medir varios centímetros. En la orilla de esta cuenca, la subsuperficie contiene gran cantidad de yeso lenticular, y localmente también se presenta en agregados cristalinos en rosetas, que miden hasta unos decímetros de longitud.

La presencia casi diaria de nubes o neblina debida al viento

del Pacífico, no permite determinar con imágenes de satélite los períodos de inundación de esta región. En el período comprendido entre el verano de 1978 y finales de 1979, solamente dos imágenes Landsat proporcionaron información. El 6 de febrero de 1979, más de la mitad de la cuenca evaporítica estaba inundada (Figura 2), mientras que el 10 de agosto del mismo año se encontraba completamente seca. La inundación del área pudo haber resultado de precipitaciones meteóricas, o más probablemente, como efecto del bombeo realizado por la compañía salinera.

La sección estudiada consta de tres capas sedimentarias principales (Figura 8). El substrato consiste en una dolomita arcillosa de color verde de espesor desconocido. La cima de este estrato se inclina tierra adentro. En el subsuelo de la cuenca, una capa delgada de arena fina de aproximadamente 15 cm de espesor, de color gris a café claro, sobreyace a la arcilla y subyace a la halita superficial. En el margen de la cuenca, se observa a poca profundidad una capa de arena arcillosa, gris verdosa, interestratificada entre la arcilla basal y la arena. En la parte meridional de este perfil, la capa de arenas superficiales aumenta de espesor y pasa lateralmente a arenas eólicas acumuladas al pie del talud de la mesa.

En ningún estrato de esta sección se hallaron fósiles. Las arenas de la sección son esencialmente de origen eólico. La capa inferior verde está constituida por dolomita cálcica asociada a esmectitas neoformadas, según determinaciones por rayos X (Pierre *et al.*, en preparación).

A 500 m de la sección hacia el noreste, afloran arenas fosilíferas en el borde de la misma llanura evaporítica. Son arenas finas, de color gris verdoso a amarillento, conteniendo pelecípodos conectados como *Tagelus affinis* y *Semele (?) bicolor*; además, se encontraron valvas aisladas y fragmentos de conchas de *Chione gniaia*, *Chione fluctifraga*, *Chione cortezi* y *Dosinia dunkeri*. El ambiente que indica el tipo de sedimento y la fauna es el de zona infralitoral. Este depósito tiene un espesor visible de 2.30 m arriba del nivel de la llanura evaporítica y se atribuye al Pleistoceno superior (transgresión sangamoniana). El sedimento incluye, particularmente en su parte superior, numerosos cristales y concreciones de yeso, de decímetros a centímetros. Tanto el tamaño (hasta varios centímetros) como el alto grado de alteración que presentan estos cristales de yeso difieren de los demás observados en el área y consecuentemente sugieren que se formaron antes del Holoceno. Otro argumento a favor de la antigüedad de su formación, es el hecho de encontrarse hasta tres o cuatro metros arriba de los que cristalizan actualmente; o sea, durante un período de nivel freático notablemente más alto que el actual.

La halita cubre casi toda la superficie de la cuenca evaporítica estudiada. Localmente, esta capa varía de espesor en centímetros; suprayace a una capa muy endurecida de halita, de edad anterior al Sangamoniano (?); un estrato arcillo-arenoso, de unos centímetros de espesor, con yeso lenticular, separa el horizonte de halita más antiguo de la halita recién formada.

Arriba de la parte superior del horizonte de halita, a 20 cm de profundidad, aparecen numerosos cristales de yeso lenticular. Estos cristales tienen diámetros de varios milímetros encima de la capa arcillosa de color verde, mientras que en la arcilla misma, llegan a tener varios centímetros, desapareciendo hacia el centro de la llanura. En la orilla de la cuenca el yeso se observa hasta profundidades de 50 cm dentro de la arena y de la arena arcillosa subsuperficiales. En general, el tamaño de los cristales de yeso disminuye hacia el exterior de la cuenca. Este tipo de distribución de las zonas de cristalización de la halita en el centro de la cuenca y del yeso en la periferia es conocido con el nombre de ojo de buey ("bull's eye" de Schmalz, 1970).

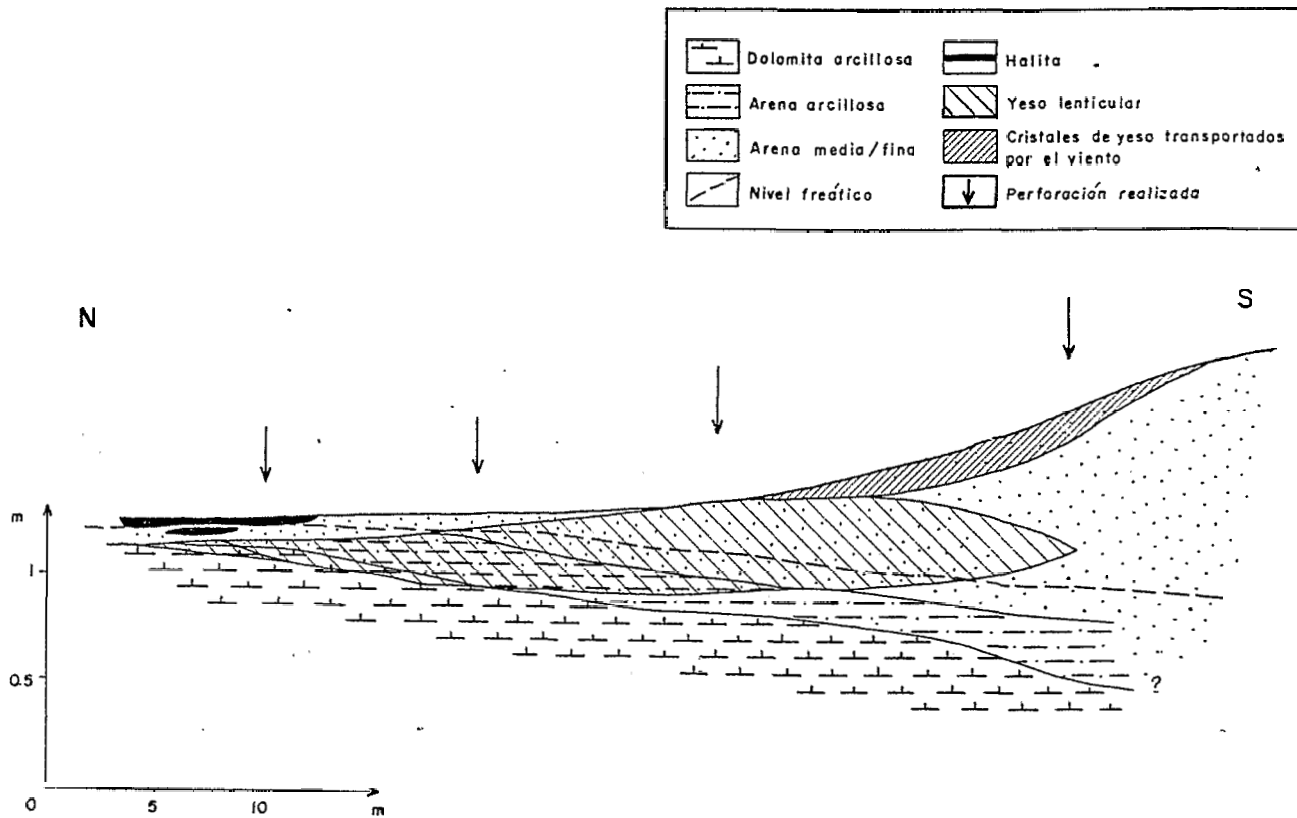


Figura 8.- Sección esquematizada del extremo meridional de la llanura supralitoral del complejo de Ojo de Liebre (cf. Figura 3): Zonas de formación de halita y de yeso diagenético.

En el margen de la llanura hay acumulación de lentejuelas de yeso, mezcladas con una proporción mínima de arena (Figura 8). Este sedimento es acarreado por el viento hasta el pie del talud de la mesa, pero el yeso que lo constituye se había formado anteriormente en la subsuperficie de la cuenca.

Evolución paleogeográfica reciente de la región Ojo de Liebre.-Durante la transgresión marina de edad sangamoniana, al principio del Pleistoceno tardío, el nivel del mar llegaba en la región de Ojo de Liebre a una altura de +5 m con respecto a su nivel actual (Ortlieb, 1978, 1979a, 1979b). Los estudios faunísticos y sedimentológicos de los depósitos sangamonianos próximos a la laguna actual muestran que la configuración de la región costera era diferente de la que conocemos actualmente (Phleger y Ewing, 1962).

La laguna y toda la región de Ojo de Liebre, relativamente aislada del mar abierto como se observa ahora, estaban cubiertas por el mar incluyendo las llanuras supralitorales actuales. Así se infiere, por ejemplo, que los taludes limitando las mesas del oeste y del suroeste de las llanuras evaporíticas (Figura 3), sean resultado de la erosión litoral durante el máximo de la transgresión sangamoniana. Es probable que durante el ciclo sangamoniano, después de una fase con nivel del mar alto (y por lo tanto con fuerte energía litoral, así como extensión marina máxima), haya existido una fase con nivel marino ligeramente inferior, dando lugar a la formación de ambientes lagunares asociados con la génesis de evaporitas; se supone que fue durante esta segunda fase que se formaron las rosetas de yeso de varios centímetros de tamaño, observadas en la proximidad de la sección del extremo sur del complejo Ojo de Liebre.

Durante el Wisconsiniano, la caída del nivel del mar en varias decenas de metros dejó descubiertas amplias áreas arenosas de

la (actual) Bahía Sebastián Vizcaíno, lo cual favoreció una importante removilización eólica de estos sedimentos. Durante las épocas más húmedas de este período glacial corrían arroyos, pasando por las áreas supralitorales (ver sección del sureste) y por el eje de la Laguna Ojo de Liebre (Phleger y Ewing, 1962).

Al final del Wisconsiniano volvió a subir el nivel marino hasta su posición actual. La historia de la evolución de las líneas de costa en la segunda mitad de Holoceno varía de una región del mundo a otra, según la información tectónica publicada por diferentes autores. Los datos disponibles más cercanos al área en las costas de Nayarit (Curry *et al.*, 1969), de California (Atwater *et al.*, 1977), de Sonora (Ortlieb y Malpica, 1978) y de Baja California (Ortlieb, 1979a), permiten suponer que en la región de Ojo de Liebre el mar holocénico no sobrepasó su altura actual durante los últimos 6,000 años. Esta aseveración es importante para la reconstrucción de los fenómenos evaporíticos, pues si se considera que el mar holocénico llegó a cubrir durante un breve lapso las llanuras evaporíticas surorientales del complejo Ojo de Liebre, podría significar que una porción considerable del yeso y la halita observados actualmente en la subsuperficie, es resultado de procesos evaporíticos antiguos, hasta de unos (?) miles de años. Por el contrario, si el nivel del mar alcanzó su altura actual hace solamente algunos siglos, las evaporitas habrán empezado a formarse muy recientemente.

Phleger y Ewing (1962) sugieren que al principio de la transgresión holocénica las actuales lagunas Ojo de Liebre, Manuela y Guerrero Negro (Figura 3) no estaban separadas. Estos autores e Inman y colaboradores (1966) mencionan evidencias de una progradación de 1.6 km del cordón litoral en los últimos 1,000 años, sin que hayan ocurrido variaciones del nivel marino. Los fenómenos de deriva lito-

ral y de aportes de sedimentos (Gorsline, 1957) explican porqué se han individualizado las tres lagunas y que la línea de costa esté avanzando hacia el mar. El cordón litoral en el extremo oriental de la laguna Ojo de Liebre (Figura 2) descrito por los autores antes de obras recientes (Phléger y Ewing, 1962; Holser, 1966) correspondía, probablemente, al límite máximo del mar durante el Holoceno. En el mismo sentido, se infiere que las áreas de intermarea y las marismas con carpetas algáceas (Javor, 1979) que se desarrollaron entre este cordón y la laguna, indican también un proceso reciente de progradação costera.

En conclusión, se considera que tanto a nivel regional (en la costa o parte suroriental de la Bahía Sebastián Vizcaíno), como a nivel local (en la extremidad de la Laguna Ojo de Liebre), la evolución paleogeográfica en los últimos miles de años se caracteriza por una sedimentación costera suficientemente importante para provocar el avance del litoral, sin que haya bajado el nivel relativo del mar. Por lo tanto, los mecanismos de la génesis evaporítica observados en las zonas supralitorales fueron muy probablemente los mismos desde hace más de 2,000 años.

LA SALINA OMETEPEC

La Salina Ometepec está localizada en la margen suroccidental del delta del Río Colorado, unos 50 km al norte de San Felipe, B.C.N. (Figura 9). En la literatura sedimentológica es conocida y reportada en el mapa topográfico DETENAL (hoja H 11B 37) como "Ometepec", aun cuando Thompson (1968) denominó este lugar "Las Salinas". Es una depresión topográfica de 20 km de longitud por 5 de anchura, con el eje mayor orientado norte a sur. El desnivel entre el centro y los bordes de la salina es inferior a 0.50 m. El substrato de la depresión está formado por arcillas y limos de la llanura deltaica. Hacia el oeste está limitada por una amplia "bajada" (pendiente regular de 1 a 2°), correspondiente al pie de monte de la Sierra San Felipe.

Por encontrarse situada en el límite superior de la zona supralitoral, a una distancia aproximada de 10 km del mar abierto, la salina es inundada por el mar muy pocas veces al año. Según informaciones locales, las inundaciones ocurren generalmente a fines de año y durante el verano, llegando a tener tirantes de agua hasta de 60 cm. Se requieren varias semanas sin aporte de aguas meteóricas para que el agua inundada se evapore y cristalicen los minerales evaporíticos.

El alcance de las mareas es particularmente amplio en el norte del Mar de Cortés (Roden y Groves, 1959; Roden, 1964; Matthews, 1968; Filloux, 1973). En la zona de Ometepec, el alcance de las mareas varía entre 2 y 8.5 m (Thompson, 1968). La altura de la salina es de +4 (+1) m.s.n.m.

El clima de la región noroccidental del Golfo de California es muy árido y está caracterizado por una evaporación intensa (del orden de 3,000 mm/año), con pocas precipitaciones (50 mm anuales) y temperaturas altas que sobrepasan los 40°C durante varias semanas en el verano (Thompson, 1968; Smith, 1972). A diferencia de la región de Ojo de Liebre, el área raramente está cubierta por nubes, y los vientos moderados soplan de distintas direcciones.

La salina ha sido parcialmente explotada desde principios del siglo xx. Actualmente, la explotación se efectúa de manera semi-industrial por parte del Ejido Año de Juárez y de la compañía Sal Estrella, S. A. Además de la halita, varios autores anteriores señalaron la cristalización de yeso primario y diagenético, así como de anhidrita (Kinsman, 1969; Shearman, 1970; Butler, 1970; Smith, 1971a, 1971b, 1972, 1973).

Las amplias zonas litorales que constituyen la parte surocci-

dental del delta del Río Colorado han sido estudiadas por Thompson (1968). Este autor distingue una zona sublitoral (abajo del nivel de las mareas más bajas), una de intermarea y una supralitoral ("high flats"). Esta última zona de llanuras supralitorales presenta varias subdivisiones: las áreas altas nunca inundadas; los lomos lodosos cubiertos de restos acarreados por las mareas vivas; las depresiones someras donde se estancan las aguas de mareas vivas semestrales o anuales (Ometepec y Arroyo Diabló) y, finalmente, los restos de los cordones litorales antiguos.

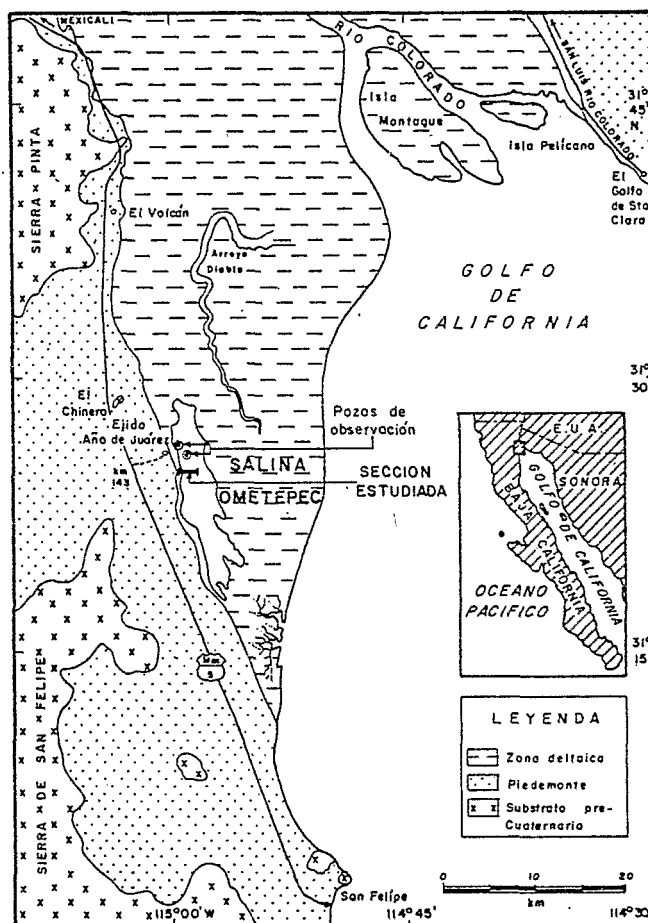


Figura 9.- Localización de la Salina Ometepec y de la sección estudiada (cf. Figura 11).

La Figura 10 muestra una sección geológica sintetizada a través de la Salina Ometepec, extendiéndose del pie-de monte al mar. En esta sección se distinguen depósitos litorales y continentales pre-holocénicos parcialmente erosionados, y una sucesión de sedimentos holocénicos, arenosos, limosos y arcillosos, los cuales constituyen el substrato de las llanuras litorales actuales. La secuencia litoral pleistocénica fue depositada en un ambiente deltaico comparable al de los sedimentos holocénicos y se ha atribuido al Sangamoniano (Walker y Thompson, 1968; Ortlieb y Malpica, 1978). Los sedimentos continentales aluviales o de "bajada" que sobreyacen a las areniscas y lodos deltaicos sangamonianos, se depositaron durante el Wisconsiniano y, en parte mínima, durante el Holoceno.

El conjunto sedimentario atribuido por Thompson (1968) al Holoceno, es característico de una sedimentación de llanuras de intermarea ("tidal flats") próximas a una fuente importante de detritos deltaicos finos. Un estudio sedimentológico y estratigráfico detallado y apoyado por una serie de fechas de ^{14}C , permitió a Thompson (*op. cit.*) concluir que la época de depositación del substrato de las llanuras corresponde al final de la transgresión postglacial; es decir, a la

mayor parte del Holoceno. Debido a la dinámica litoral en el norte del Golfo de California y a la importancia de los aportes del Río Colorado, la evolución costera ha sido marcada en los últimos miles de años, por una regresión deposicional; en dos ocasiones, hace 1,500-1,000 años y actualmente desde hace medio siglo, los aportes del Río Colorado se redujeron notablemente, provocando cambios radicales en la sedimentación: formación de cordones litorales arenosos (Figura 10), así como un paro en la progradación de la línea de costa.

Las conchas muestreadas en un antiguo cordón litoral localizado al sureste de la Salina Ometepec dieron tres fechas de ¹⁴C entre 2,200 y 3,000 años A.P., y un cuarto resultado de 4,830 años A.P. (Thompson, *op. cit.*). Descartando la fecha de 4,830 años A.P., que podría corresponder a una concha removilizada y sedimentada pos-

teriormente en el cordón litoral, podría considerarse que desde hace aproximadamente 3,000 años, la Salina Ometepec está aislada del mar abierto.

La sección estudiada en la Salina Ometepec.-Los depósitos evaporíticos de la salina fueron estudiados mediante perforaciones alineadas este-oeste, unos 3 km al sureste de la zona de explotación de halita (Figura 9). En abril de 1979, cuando se llevó a cabo este estudio, la salina no estaba cubierta por agua, encontrándose el nivel freático a unos centímetros de profundidad. La sección que se presenta en la Figura 11, muestra la presencia sobre un substrato limo-arcilloso, de una zona rica en yeso, de unos lentes discontinuos de halita y yeso, de una capa superficial de halita y, en un área restringida, de nodulos de anhidrita. El espesor total de los depósitos evaporíticos observados es inferior a 50 cm.

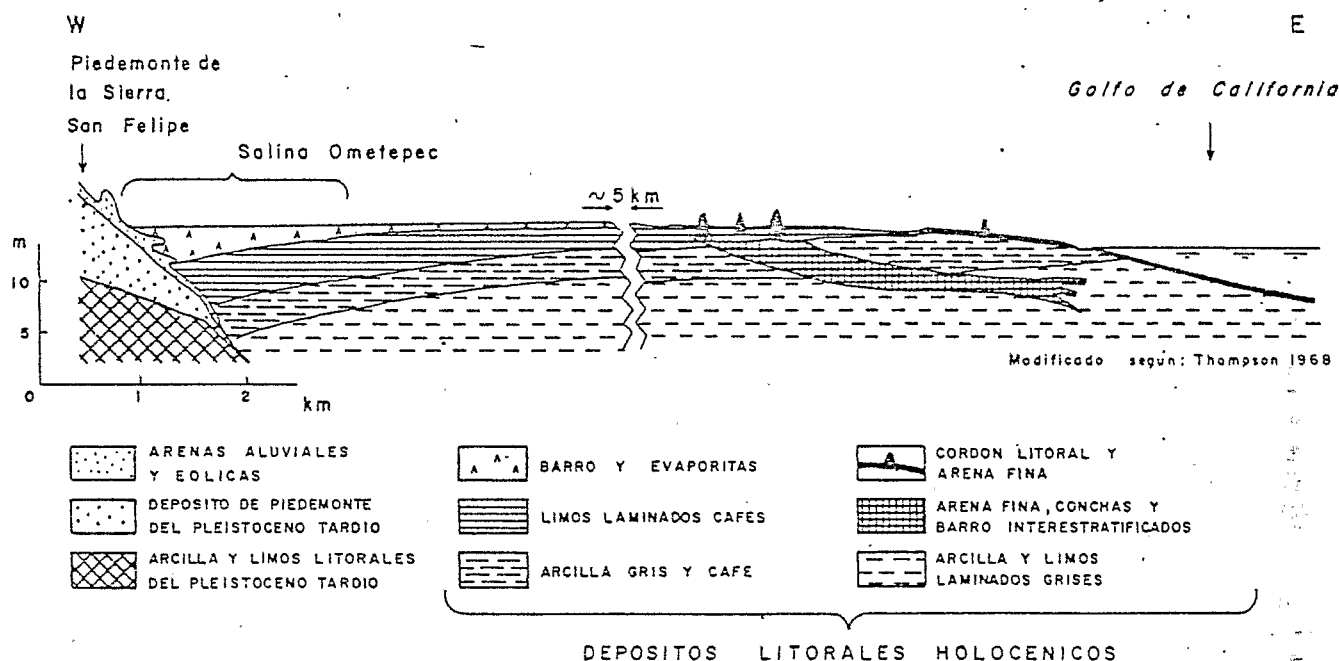


Figura 10.- Sección geológica sintetizada de las llanuras litorales en la parte suroccidental del delta del Río Colorado, según Thompson (1968, figs. 6, 13 y 15)

El substrato de la salina, al igual que las llanuras supralitorales que afloran al norte y este de ella, está constituido por un sedimento limo-arcilloso de color café. El depósito carece de estructuras sedimentarias, por lo cual se ha descrito como barro caótico ("chaotic muds" de Thompson, *op. cit.*). En la parte occidental de la sección, o sea en la zona de contacto entre el pie de monte y la salina, los sedimentos subsuperficiales presentan una interestratificación de lentes con material de origen continental.

El yeso que existe en los primeros decímetros superficiales de la cuenca evaporítica de Ometepec presenta diferentes facies. Debajo de la costra halítica superficial, predominan láminas de yeso de distintos tonos de gris o concreciones yesíferas de tamaño variable. El análisis microscópico revela que los cristales son de tamaño milimétrico y aún menores y de forma generalmente acicular o prismática (Figura 12a). Estas facies cristalinas indican que el yeso cristalizó en un ambiente acuático (Shearman, 1966) o sea, durante uno de los períodos anteriores de inundación de la salina, antes de ser sepultado. Los cristales lenticulares de yeso aparecen a 30-40 cm de profundidad, tanto en la cuenca evaporítica como en la orilla de la salina. Esta última facies cristalina implica un origen diagenético por evaporación capilar a través del sedimento (Shearman, 1966).

La halita superficial que se explota comercialmente al noroeste de la sección alcanza un espesor máximo de 10 cm, aunque generalmente en la cuenca no sobrepasa los 3 cm de espesor. La costra halítica está formada por una capa de cristales planos, en forma de tova, como de cubos interpenetrados, de tamaño milimétrico, y está interrumpida por crestas de presión ("pressure ridges"). Estas crestas limitan polígonos de dimensiones cuyo tamaño varía en decímetros y centímetros y resultan de efectos del mismo crecimiento de la capa de halita y del flujo de las salmueras. Inmediatamente debajo de la costra de halita y dentro de las crestas mencionadas, se aprecia la presencia de microorganismos halófilos (algas y bacterias) y de cristales de yeso recién formados.

En la parte central de la cuenca, entre 15 y 25 cm de profundidad, existe un lente de extensión discontinua, constituido por halita y yeso fuertemente endurecido. Este lente fue observado en la sección estudiada, así como en el sitio de la explotación de halita, en donde se utiliza como piso capaz de sostener los vehículos de acarreo de la sal. Según los estudios de Smith (1971b, 1972) y Shearman (1970), esta "roca halítica", irregularmente estratificada, resulta del sepultamiento de una antigua costra superficial, de espesor mayor a la que se forma actualmente. Se desconoce el período de formación

de dicha costra fósil. Tomando en cuenta que la existencia de la depresión de Ometepec, así como la alimentación excepcional en aguas marinas, son condiciones necesarias para la formación de este depósito halítico, se infiere que su edad sea inferior a 3,000 años A.P. Por otra parte, en este tipo de ambiente, los 10 a 15 cm de sedimentos que sobreyacen a este depósito necesitaron, por lo menos, varios siglos para acumularse.

La presencia de anhidrita en el área de Ometepec había sido señalada por Kinsman (1969) y Butler (1970). Ambos autores encontraron la anhidrita en los primeros 5 cm de la orilla occidental de la salina, en nódulos de menos de 3 mm de diámetro y en pequeños lentes de formas irregulares. Según Kinsman (1969), este material se formó por diagénesis precoz, precipitándose a partir de las salmueras intersticiales del sedimento. Para Butler (1970), parece más probable que la anhidrita se haya formado por alteración diagénética del yeso con el cual está asociada. Los autores del presente artículo observaron la anhidrita en un contexto distinto al anteriormente descrito (Figura 11). El mineral, identificado por rayos X y microfotografía (Figura 12b), fue encontrado a 10 cm de profundidad, en la zona saturada y a una distancia de 300 m de la orilla hacia dentro de la salina. Los nódulos, sin forma definida y sin consolidar, hasta con varios milímetros de diámetro, estaban incluidos en el sedimento yesífero laminado. Los cristales de anhidrita tienen forma tabular y dimensiones del orden de 50 micras (Figura 12b). Sería necesario realizar un estudio específico sobre las áreas de aparición y los contextos físico-químicos de la anhidrita, para determinar cuál de los dos procesos genéticos propuestos ocurre en el área de Ometepec (desafortunadamente, dos visitas a la salina en mayo y agosto de 1980 resultaron estériles, a consecuencia de inundaciones excepcionales producidas por derivación de las aguas del Río Colorado). El descubrimiento de anhidrita debajo del nivel freático, en un período cuando éste es particularmente bajo, por encontrarse seca la salina, permite inferir que este mineral no se forma por evaporación capilar, sino que cristalizó directamen-

te a partir de las salmueras intersticiales, usando el yeso como núcleo de cristalización.

REGION DE LA LAGUNA MORMONA

La Laguna Mormona o el complejo de Mormona son conocidos en la literatura por las investigaciones detalladas sobre la sedimentología evaporítica realizadas por Vonder Haar (1971, 1972, 1973, 1976; Horodyski y Vonder Haar, 1975; Horodyski *et al.*, 1977; Vonder Haar y Gorsline, 1975, 1977). Está localizada en la costa del Pacífico, al noroeste de San Quintín y al suroeste de Colonia Vicente Guerrero (Figura 13). El mapa topográfico a escala 1/50,000 DETENAL (hoja Lázaro Cárdenas, H11 B64) no menciona el nombre de "Laguna Mormona". En realidad, esta laguna consiste de una depresión alargada, completamente separada del océano por un cordón de dunas continuo, cuyo fondo plano está a una altura próxima al nivel del mar. Dos zonas restringidas, un poco más profundas, están permanentemente cubiertas por agua y fueron llamadas Laguna Norte y Laguna Grande (Vonder Haar, *op. cit.*). El resto de la depresión está formado por llanuras evaporíticas que miden aproximadamente 15 km de norte a sur, y entre 3 y 1 km de este a oeste. Estas llanuras están periódicamente sumergidas, ya sea por el agua marina que se infiltra a través de las dunas litorales, o bien por las aguas meteóricas provenientes del este y estancándose en esta área; de ahí la designación de laguna. El topónimo de "Mormona" se refiere al hecho de que en el poblado cercano de Los Molinos habitan residentes mormones.

El complejo de Mormona incluye, además de la Laguna Mormona, varias depresiones interdunares, localizadas al sur de la laguna, que presentan también fenómenos evaporíticos activos (Figura 13). Las dos depresiones meridionales dan lugar a la explotación de halita en la Salina La Ponderosa. Las demás cuencas evaporíticas interdunares fueron denominadas A, B, C, D y E, de norte a sur, por Vonder Haar (1976). La parte fundamental del estudio realizado por los presentes autores se llevó a cabo en la depresión E (Figura 13).

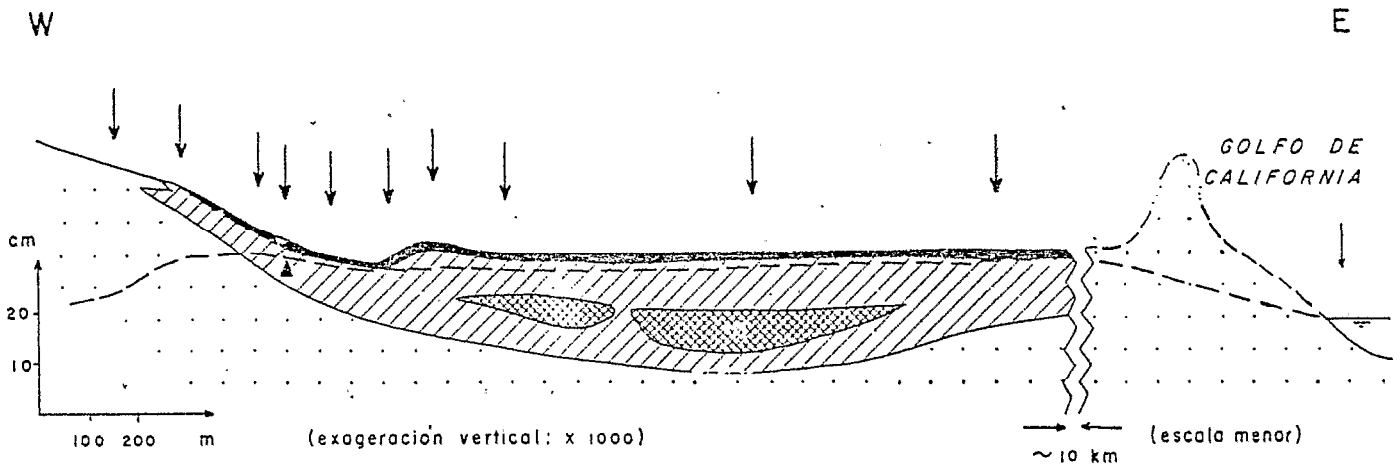
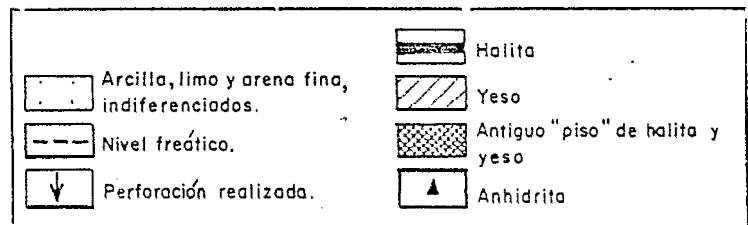


Figura 11.- Sección esquematizada de la mitad occidental de la Salina Ometepec (cf. Figura 9): formación subacuática de halita y yeso y diagénesis de yeso lenticular y anhidrita.

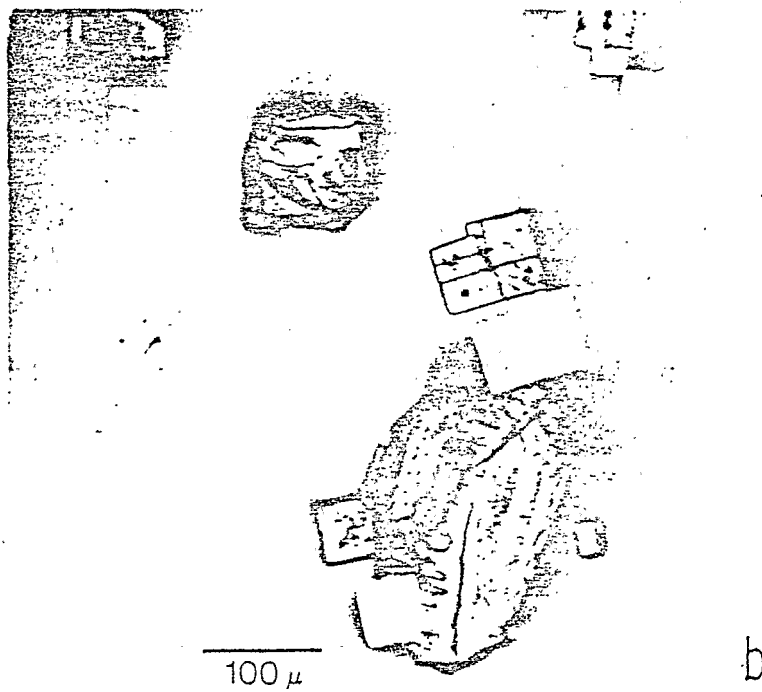


Figura 12.- Minerales evaporíticos de la Salina Ometepec: a) cristales tabulares (hexagonales) y prismáticos de yeso; b) anhidrita.

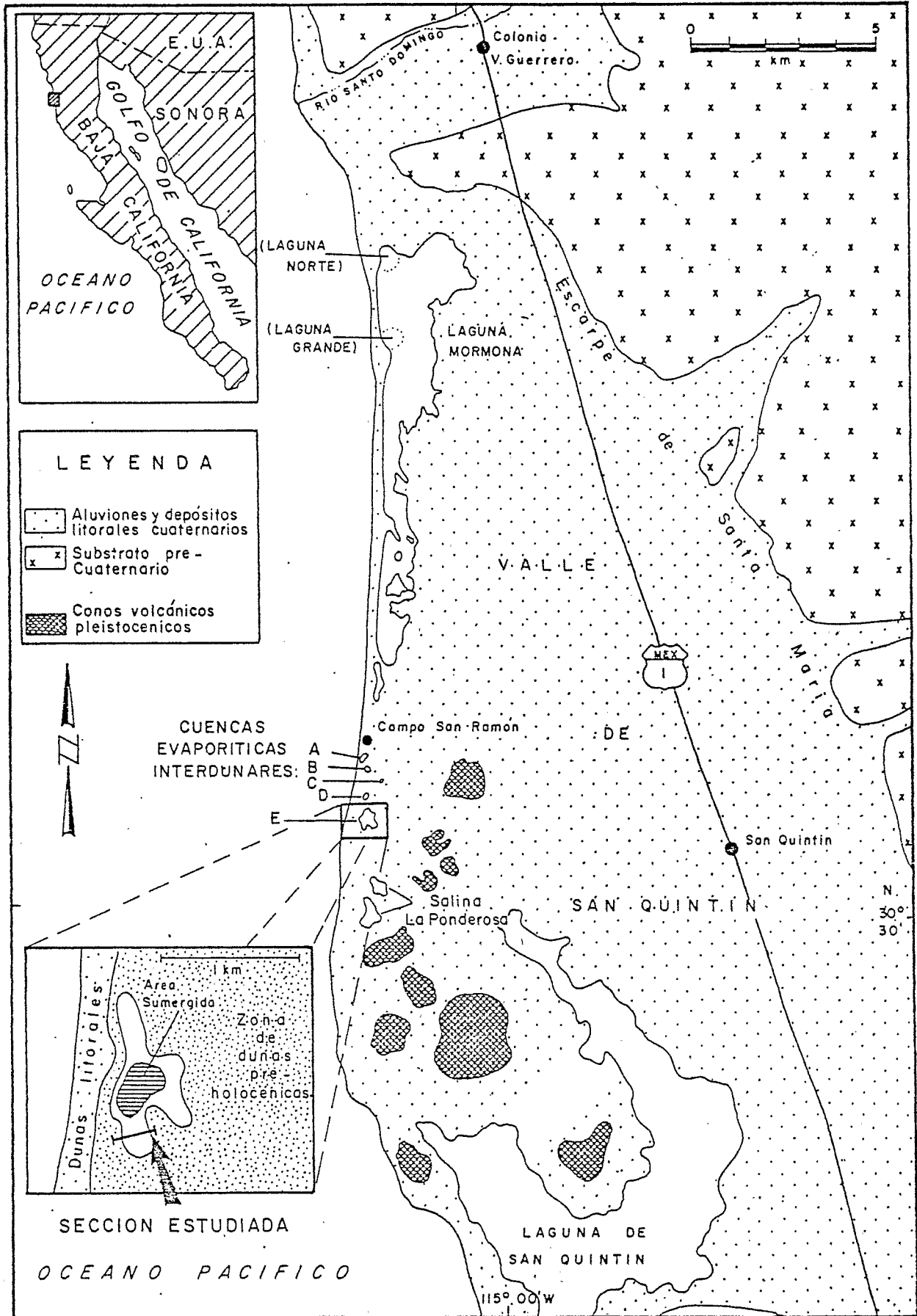


Figura 13.- Localización del complejo de Mormona (con las lagunas Norte y Grande) y de las cuencas evaporíticas interdunares. La sección estudiada en esta área se localiza en la parte suroccidental de la cuenca más meridional.

El complejo de Mormona está limitado al norte por la desembocadura del Río Santo Domingo, al este por el Valle de San Quintín y al sureste por el campo volcánico de San Quintín (Figura 13). El Valle de San Quintín, enteramente explotado por agricultores, está suavemente inclinado desde el Escarpe de Santa María hacia la laguna. El Escarpe de Santa María corresponde a un antiguo acantilado litoral producido por la erosión consecutiva de una o varias transgresiones pleistocénicas (Gorsline y Stewart, 1962). Tierra dentro del escarpe afloran diversas formaciones cretácicas y terciarias (Gastil *et al.*, 1975). El campo volcánico de San Quintín está formado por conos poco erosionados, de edad cuaternaria (Woodford, 1928; Gorsline y Stewart, 1962; Bacon y Carinichael, 1973). En los bordes de la laguna marina de San Quintín y particularmente en la orilla oriental, afloran depósitos litorales atribuidos al Pleistoceno tardío (Orcutt, 1921; Hanna, 1975; Berry, 1962; Jordan, 1926; Manger, 1934; Valentino, 1960). Con excepción de estos últimos afloramientos marinos, todos los sedimentos que forman el Valle de San Quintín y los alrededores de los conos volcánicos, tienen un origen aluvial o eólico. Las dunas de la región de San Quintín estudiadas por Cooper (1967) y Orme (1973a, 1973b) pueden dividirse en tres grupos de antigüedad creciente: las dunas litorales actuales, las dunas holocénicas un poco más antiguas y fijadas por la vegetación y las dunas preholocénicas probablemente contemporáneas de la transgresión sangamoniana (Pleistoceno tardío).

A la altura del complejo de Mormona, la franja costera incluye, de oeste a este, la playa actual arenosa o con guijarros, el cordón de dunas de unos 10 m de altura y 200 m de anchura, una estrecha zona pantanosa con vegetación halófila, las llanuras evaporíticas (la Laguna Mormona) y, finalmente, dunas parcialmente erosionadas y el conjunto aluvial del Valle de San Quintín.

El clima de la región de Mormona es semi-árido, de tipo mediterráneo seco, con un promedio de precipitaciones de 125 mm y temperaturas medias anuales de 15.5°C (Vonder Haar, 1976). Las variaciones de temperatura entre invierno y verano son reducidas, de menos de 10°C. La evaporación anual es de 1,800 mm. El viento sopla generalmente del noroeste y ocasionalmente del sur; tiene una velocidad media de 7 km/h. La influencia oceánica, particularmente en lo que concierne a la humedad del aire y la frecuente nebulosidad, se hace sentir más que en las regiones de Ojo de Liebre y Ometepepec. Otro aspecto particular debido a la fisiografía regional y al clima, es que la zona de la Mormona recibe los efectos de las precipitaciones que ocurren en la vertiente pacífica de la Sierra San Pedro Mártir; esta característica, que no se enfatizó en los trabajos de Vonder Haar (*op. cit.*), fue ilustrada durante los tres últimos inviernos, desde 1977, por precipitaciones que originaron graves inundaciones, con la consecuente destrucción repetida de habitaciones, puentes, carretera y la inundación casi continua de la Laguna Mormona.

La transgresión sangamoniana, que da inicio al Pleistoceno tardío, dejó huellas alrededor de la Laguna de San Quintín y probablemente llegó a inundar gran parte del actual Valle de San Quintín. El nivel máximo alcanzado por el mar sangamoniano fue estimado en + 10 m (Gorsline y Stewart, 1962). Durante el resto del Pleistoceno tardío y en el Holoceno, la mayoría de los sedimentos marinos sangamonianos fue erosionada y/o cubierta por varios metros de aluvión. En base a argumentos morfológicos y sedimentológicos, las dunas más antiguas del área, llamadas paleodunas por Orme (1973a, 1973b) son, por lo menos en parte, contemporáneas a las erupciones volcánicas atribuidas al principio del Pleistoceno tardío (Gorsline y Stewart, 1962).

Como se mencionó anteriormente, las dunas observadas en la zona costera actual pueden dividirse en dos grupos de edades distintas: Las más recientes, constituidas por arenas sueltas de color beige

claro, prácticamente sin vegetación, están localizadas a lo largo de la playa y encima del cordón litoral; las arenas eólicas, anaranjadas y ligeramente consolidadas que forman la parte basal del cordón litoral, pueden atribuirse al Holoceno temprano.

En sus dos tesis, Vonder Haar (1972, 1976) diferencia: 1) Las paleodunas; 2) el cordón litoral estable y 3) el cordón litoral activo. Sin embargo, en el esquema evolutivo del complejo de Mormona que propone este autor, se confunden los dos tipos de dunas más antiguas. . . . "La facies de paleodunas es la más antigua en el área y constituyó un extenso campo de dunas durante un período de nivel del mar, más bajo cerca de 6,000 años A.P. . . ." (Vonder Haar, 1972, p. 76; 1976, p. 126). La edad indicada se obtuvo del fechamiento de conchas, probablemente acumuladas por el hombre, en una superficie de abrasión recortando dunas antiguas (paleodunas?), cubiertas por arenas recientes, en el área de la Laguna de San Quintín (Gorsline y Stewart, 1962). Según los estudios anteriores (Gorsline y Stewart, 1962; Cooper, 1967; Orme, 1973a, 1973b), las llamadas paleodunas son claramente anteriores a la última transgresión marina post-glacial; además, las fechas de 6,000-5,000 años A. P. reportadas por Gorsline y Stewart (1962) no indican el período de formación de estas paleodunas, sino solamente proporcionan información sobre la edad mínima de la fase de erosión de las mismas.

Según la historia paleogeográfica de la segunda mitad del Holoceno propuesta por Vonder Haar (1972, 1976), el nivel del mar subió sobre su altura actual, entre 5,000 y 3,000 años A.P., y posteriormente bajó hasta el nivel actual a partir de 3,000 años A.P.; el cordón litoral empezó a formarse alrededor de 3,000 años A.P., aislando progresivamente del mar al complejo de Mormona. Desde hace posiblemente 2,000 (Vonder Haar, 1972) o 1,000 años (Vonder Haar, 1976) la Laguna Mormona funciona como cuenca evaporítica. Desafortunadamente, esta reconstitución paleogeográfica no está basada en un estudio radiocronológico (¹⁴C) ni altimétrico de los sedimentos litorales que infrayacen a las evaporitas.

En la parte meridional del complejo de Mormona, entre el mar y los conos volcánicos, predominan las paleodunas relativamente erosionadas. Es en las depresiones interdunares más profundas y cercanas al litoral donde se están formando evaporitas. Se ignora si hubo comunicación directa entre las depresiones y el mar abierto antes de la formación del cordón litoral holocénico, cómo ocurrió en la Laguna Mormona. El régimen de inundación de las depresiones interdunares parece ser distinto al de la Laguna Mormona; este problema será tratado más adelante.

Sección de una cuenca interdunar al sur del complejo de Mormona. -Debido a las fuertes precipitaciones de los inviernos de 1978-79 y 1979-80, las inundaciones de la Laguna Mormona no permitieron el estudio de las secuencias evaporíticas de la mayor parte del complejo. Por consiguiente, se restringieron las observaciones y los muestreos a una de las depresiones evaporíticas más meridionales (Figura 13). Aunque Vonder Haar (1976) y Vonder Haar y Gorsline (1977) no estudiaron específicamente estas cuencas, proporcionaron una sección-tipo constituida de arriba hacia abajo por: 1) Una capa de halita (5 cm); 2) una capa de yeso (5 cm) y 3) el substrato arenoso, con cristales de aragonita en la parte superior.

La sección estudiada (Figura 14) se localiza en el brazo suroccidental de la cuenca evaporítica "E", el cual casi siempre sobresale. La superficie de este brazo está unos centímetros por encima del nivel freático y a una altura aproximada de + 3 (± 2 m) s.n.m. Por medio de perforaciones se estableció la presencia de una barrera, constituida por el substrato arenoso, la cual separa la parte permanentemente inundada de la depresión del brazo que se ha estudiado con más detalle. Este brazo mide 300 m de norte a sur y 100 m de este a oeste. La serie de pozos de observación realizada entre la orilla orien-

tal y el centro de esta pequeña cuenca lleva a modificar substancialmente la sección tipo propuesta por Vonder Haar y Vonder Haar y Gorsline (*op. cit.*).

En la superficie del centro de la cuenca se observó una capa delgada de halita, con espesor máximo de un centímetro. Esta halita en cristales cúbicos probablemente ha sido recrystalizada por la intervención de aguas meteóricas. Abajo yacen varios centímetros de yeso de color rosa, verde y violeta debido a la presencia de algas y bacterias halófilas.

Entre 10 y 30 cm de profundidad, aproximadamente, se encuentra una capa discontinua, formada por una antigua carpeta algácea con nódulos yesíferos, interstratificada en la secuencia evaporítica. Este sedimento se presenta con laminaciones milimétricas, de colores oscuros, en vía de yesificación. En la orilla de la cuenca esta carpeta de algas fósiles descansa sobre una capa de 10 cm de turba, a la cual se determinó una edad de 714 ± 60 años A.P. por el método de carbono 14 (Fontes, comunicación personal). La turba parece pasar lateralmente a unos depósitos esponjosos amarillentos constituidos por carbonatos de calcio (calcita) y también yeso.

En el centro de la cuenca se perforó un espesor total de 2 m de evaporitas, esencialmente yeso. Los depósitos yesíferos están estratificados, con variaciones leves de tono y granulometría. Los pequeños cristales de yeso son lenticulares y miden de 0.1 a 1 mm (Figura 15a y b). Además, se observan láminas ricas en nódulos blancos, milimétricos, dentro del yeso con cristales lenticulares; estos nódulos

están formados por cristales de yeso tabulares y hexagonales de apenas 20 micras de longitud (Figura 15c). Se han descrito nódulos de yeso comparables al norte del complejo de Mormona (Vonder Haar, 1978), así como en la costa mediterránea de Egipto (West *et al.*, 1979). La presencia de estos nódulos en la zona saturada formados en la zona capilar, atestigua fenómenos de subsidencia de la cuenca.

La base de la secuencia está constituida por una capa, posiblemente discontinua, de 30 cm de espesor, de sedimentos carbonatados y yesíferos, parecidos a los que se mencionaron en relación con la turba. El substrato está formado por arenas finas, de color gris azulado. No se encontraron conchas fósiles en estas arenas. Sedimentológicamente son comparables a las arenas litorales actuales y a las que infrayacen a la secuencia evaporítica de la Laguna Mormona (arenas lagunares o marinas). Con respecto a las arenas de las paleodunas circunvecinas, el sedimento del substrato tiene un color distinto (las primeras son anaranjadas) y con una proporción mayor de sedimentos finos (Figura 16). La similitud en las composiciones granulométrica y mineralógica de todas las arenas de la región, sean éstas marinas, lagunares o eólicas, refleja una homogeneización particular de los sedimentos.

En resumen, esta cuenca presenta 2 m de evaporitas, asociadas con una antigua carpeta algácea yesificada y depósitos de turba y carbonatos neoformados. La halita aparece solamente en superficie; el yeso se forma principalmente por diagénesis precoz (facies lenticular), pero también sufre disoluciones y recrystalizaciones (facies nodular).

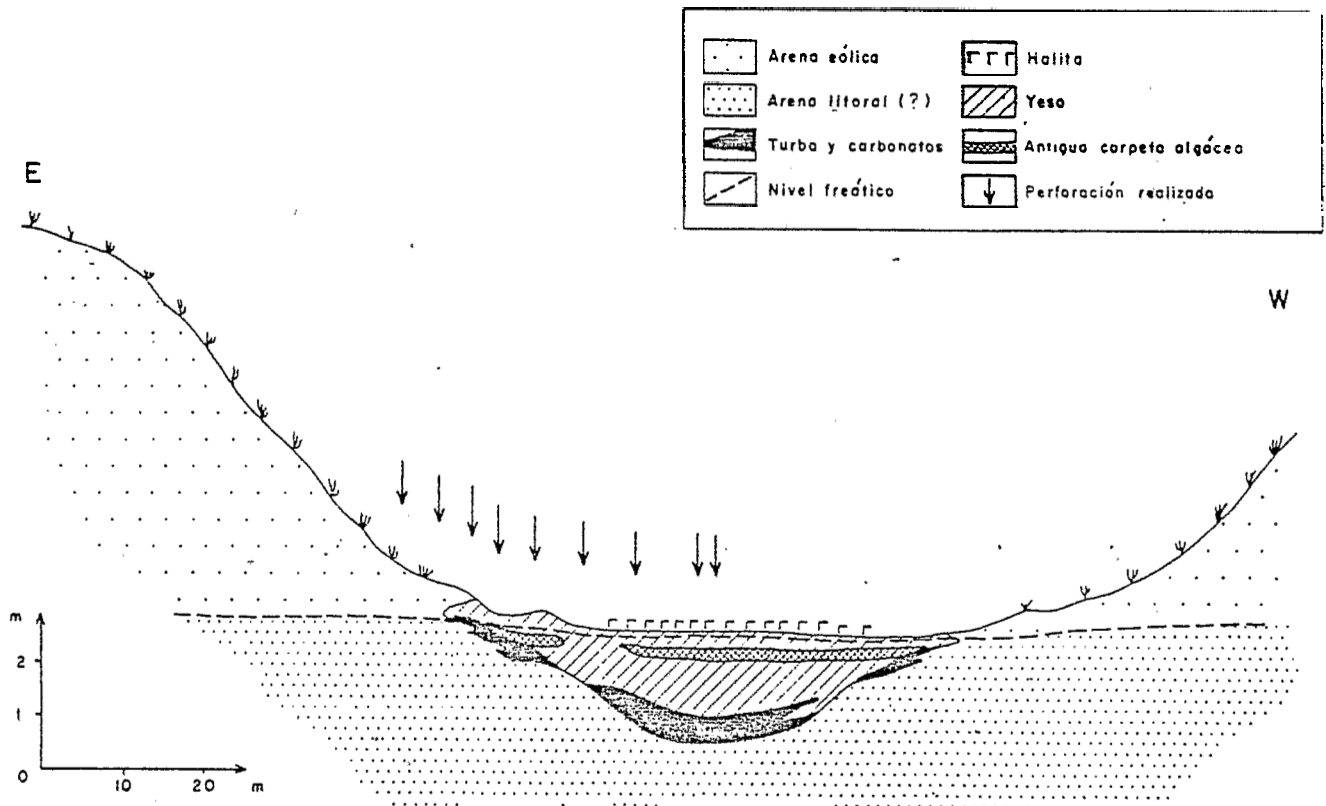


Figura 14.- Sección esquemática de una cuenca evaporítica interdunar al sur del complejo Mormona (*cf.* Figura 13): formación de yeso y de halita y presencia de carbonatos y de una carpeta algácea fósil.



Figura 15.- Cristales de yeso de la cuenca evaporítica del sur del complejo de Mormona: a) cristales lenticulares en vía de alteración; b) cristales lenticulares más alterados (por disolución); c) cristales tabulares y hexagonales que provienen de los nódulos.

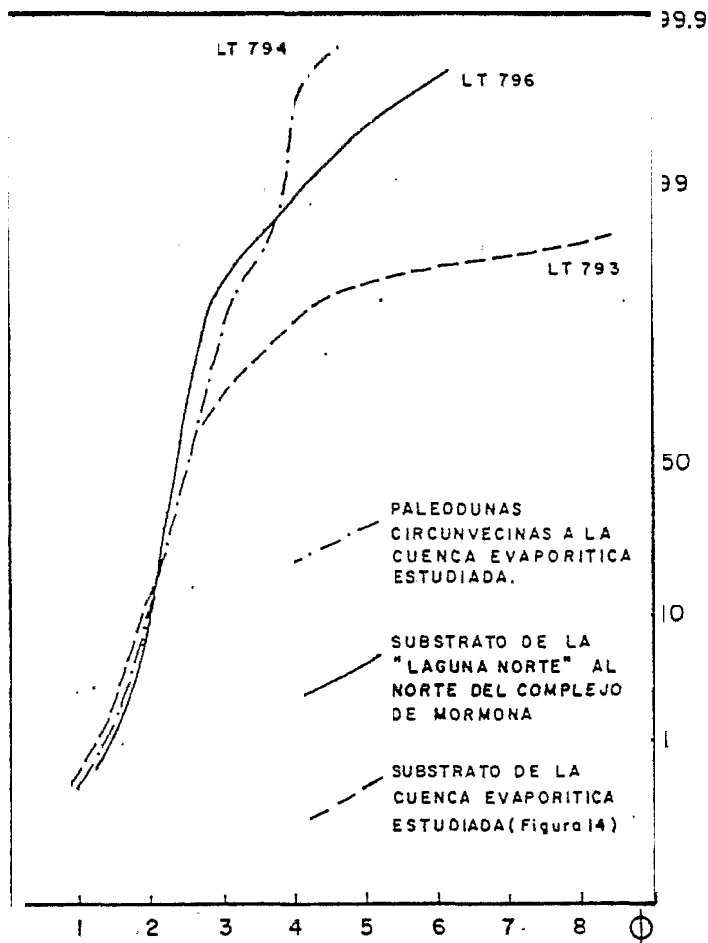


Figura 16. Curvas granulométricas de sedimentos de las paleodunas, del substrato de la cuenca evaporítica estudiada y del substrato de la "Laguna Norte" (cf. Figura 13).

COMPARACION DE LOS TRES SISTEMAS EVAPORITICOS

CONDICIONES DE ALIMENTACION EN AGUA MARINA E INTERFERENCIAS DE AGUAS CONTINENTALES

El complejo de Ojo de Liebre.—El conjunto constituido por la Laguna Ojo de Liebre y las áreas litorales y supralitorales circunvecinas es tan amplio, que es difícil elaborar un modelo único que describa todos los fenómenos evaporíticos que ocurren en sus diferentes partes. Además, las obras recientes realizadas por la Compañía Exportadora de Sal, S. A., están modificando totalmente el antiguo sistema evaporítico en las áreas supralitorales orientales y surorientales del complejo de Ojo de Liebre. En este estudio se examinaron los procesos involucrados en la génesis evaporítica de los extremos suroriental y meridional de las llanuras evaporíticas; en un artículo en preparación (Pierre *et al.*, en preparación), se tratará el sistema evaporítico observado en 1980 en la orilla meridional de la Laguna Ojo de Liebre, el cual incluye la formación y evolución diagenética de diversos carbonatos magnesianos.

Se mencionó que antes de sufrir alteraciones, el complejo constaba esquemáticamente de: 1) La Laguna Ojo de Liebre; 2) las zonas de intermarea con marismas y carpetas algáceas; y 3) las zonas evaporíticas supralitorales. Estas últimas estaban alimentadas intermitentemente con agua marina, por la conjunción de los efectos de vientos fuertes de larga duración y de altas mareas (Holser, 1966; Phleger, 1969). Las aguas que llegaban a las partes remotas de las llanuras supralitorales estaban muy concentradas como resultado de las evapo-

raciones sucesivas en las primeras depresiones atrás del cordón litoral y posteriormente en el transcurso de su transferencia.

Las superficies de los extremos surorientales de las llanuras evaporíticas estuvieron secas en mayo de 1979 y 1980, cuando se llevaron a cabo los estudios de campo. Probablemente por los bombeos de alimentación a los vasos de concentración de la salina, algunas áreas próximas a las secciones estudiadas fueron inundadas en 1979 (por lo menos una vez en febrero, según imágenes de Landsat 3). En el centro de las cuencas estudiadas, el nivel freático se encontró a unos centímetros (sección del extremo sur; Figura 8) o a cerca de 20 cm (sección del sureste; Figura 4). En ausencia de investigaciones previas en las mismas cuencas, no se sabe cuáles fueron las consecuencias exactas de los acondicionamientos de las llanuras y del bombeo sobre la profundidad del nivel freático y sobre la química de las salmueras subsuperficiales. Es lógico suponer que una de las modificaciones recientes haya sido la dilución, en una cierta proporción, de las aguas subterráneas por infiltración de las aguas bombeadas, relativamente poco concentradas.

Los análisis geoquímicos realizados a las aguas intersticiales de la sección del sureste del complejo de Ojo de Liebre (Pierre y Ortlieb, 1980-1981), demuestran claramente que éstas resultan de una mezcla entre salmueras muy concentradas y agua meteórica. Uno de los principales efectos de la introducción de agua continental es el de disolver una parte del yeso ya cristalizado. Por medio de un estudio detallado de las composiciones isotópicas del sulfato disuelto de las salmueras intersticiales, se comprobó que varios ciclos de disolución-recristalización de los sulfatos han tenido lugar en un pasado reciente; así, el yeso que actualmente se está formando incluye iones SO_4 de dos orígenes; los que provienen del mar y transitaron con las salmueras, gradualmente más concentradas, y los que resultan de la disolución de yeso cristalizado anteriormente (Pierre y Ortlieb, 1980-1981) (Figura 17a).

La formación de polihalita es posible en el área de Ojo de Liebre por el alto grado de concentración que alcanzan las salmueras intersticiales; sin embargo, todavía no se comprende claramente su proceso genético. Holser (1966), reportó observaciones y análisis químicos indicando fenómenos de diagénesis tardía; es decir, una formación por alteración de cristales de yeso. Kinsman (1969) piensa que además de este proceso, pudiera existir una diagénesis primaria de la polihalita. Parte de las observaciones hechas entre 1979 y 1980 confirma el modelo de diagénesis tardía (Figura 7b); por otra parte, la aparición repentina en menos de un año, de lentes de polihalita de varios centímetros de espesor, podría significar que este mineral cristalizó, en parte, directamente a partir de las salmueras. La polihalita nodular, al igual que el yeso lenticular, se forma típicamente en la zona de evaporación capilar; mientras que la polihalita masiva se localiza en la parte superior de la zona saturada. Los análisis químicos e isotópicos de los minerales (yeso y polihalita) y salmueras asociadas, actualmente en curso, probablemente permitirán esclarecer este problema (Pierre, 1981; Pierre *et al.*, en preparación).

La Salina Ometepec.—En general, la sal de Ometepec es activamente explotada a fines de la primavera y del otoño, a consecuencia de las inundaciones que normalmente ocurren en diciembre-enero y en julio-agosto. Las aguas marinas llegan a la depresión cerrada de Ometepec y se estancan hasta su completa evaporación. Este es el modelo simplificado del funcionamiento de la salina, pero quedan aún por definirse los mecanismos precisos que rigen las inundaciones.

Según Vonder Haar y Gorsline (1979), con base en un estudio de imágenes de satélite que les permitió tener un control de los periodos de inundación durante seis años, las pulsaciones de las mareas vivas no serían suficientes para explicar las avenidas de agua marina en la salina. Sin embargo, no existen dudas sobre la correlación entre

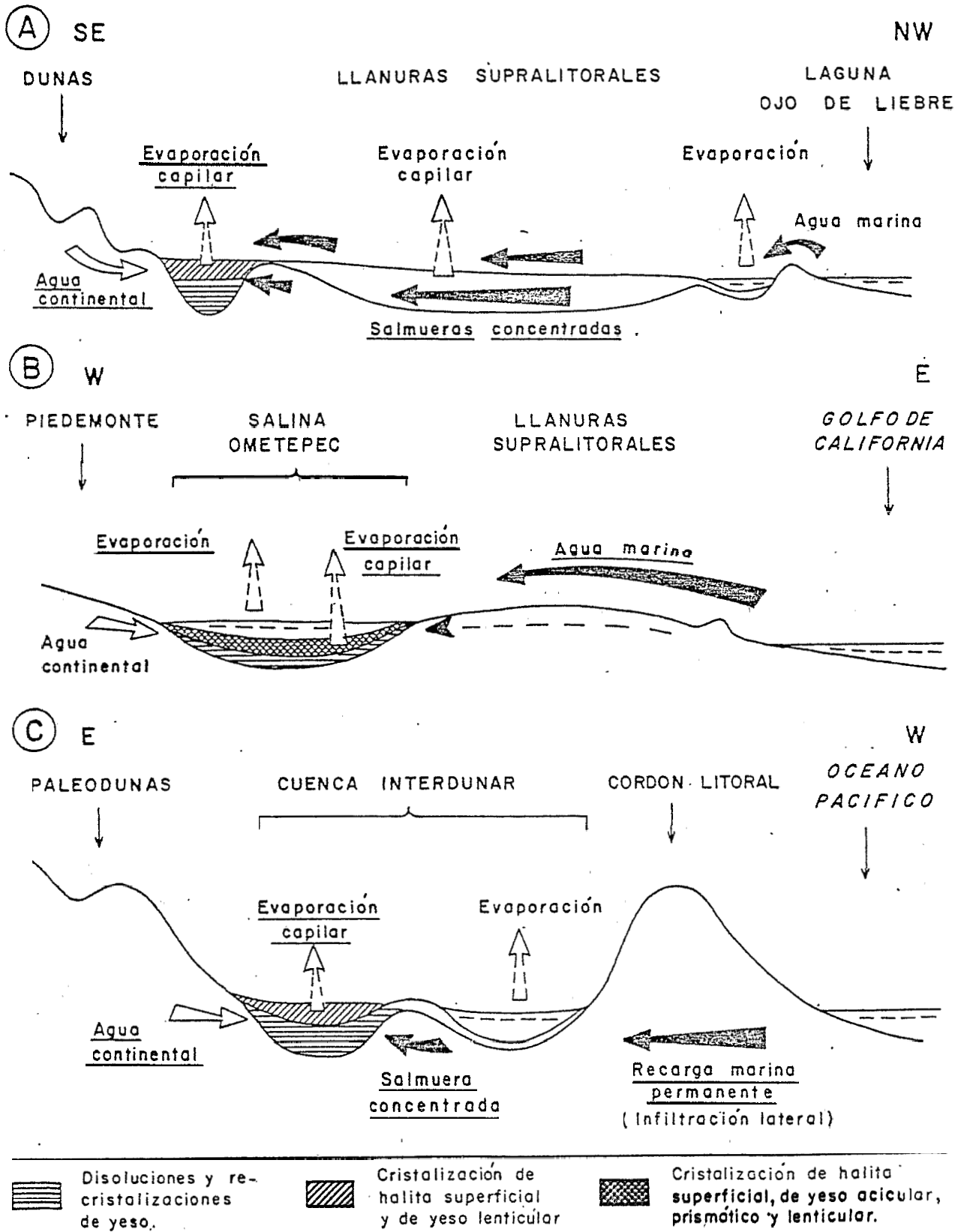


Figura 17.- Modelos esquemáticos de los tres sistemas evaporíticos estudiados en Baja California. Las flechas negras señalan los aportes de salmueras de origen marino y las blancas el aporte de agua continental.

las máximas de las mareas vivas de verano y de invierno y estas inundaciones (Figuras 18 y 19).

En su estudio de las evaporitas de Ometepec, Smith (1972) observó, entre julio y septiembre de 1971, sólo tres avenidas de aguas con una periodicidad que pudiera atribuirse a las máximas de las mareas vivas de estos tres meses. Es probable que los vientos locales jueguen un papel importante, tanto por las tormentas (y subsecuentes alzas momentáneas del nivel de las aguas marinas) que llegan a provocar, como por sus efectos de empuje de las aguas, invadiendo las llanuras supralitorales hacia el oeste. Por lo que concierne a las inundaciones del verano, puede establecerse la influencia de la brisa marina como dominante, siendo particularmente fuerte al inicio de la tarde en los meses de junio a septiembre (Thompson, 1968). Además, es de apreciarse que en el norte del Golfo de California, las máximas de las mareas vivas de verano ocurren justamente después del medio día (Inman y Filloux, 1960). Durante los meses de invierno, los vientos dominantes soplan del noroeste, por lo que se concluye la existencia de un mecanismo distinto que inunda la salina en esta temporada.

Por medio de imágenes tomadas por los satélites Landsat 2 y 3 en 1978, pueden observarse las fases de inundación y de evaporación de la salina (Figura 19). Después de la última avenida de agua en febrero de 1978, la salina conservó agua en su superficie hasta principios de abril; la inundación de verano se inició probablemente por las mareas vivas del 20-21 de junio y prosiguió con la del 19-20 de julio; a partir de fines de julio se reduce la zona inundada hasta desaparecer totalmente en noviembre.

En un párrafo anterior se dijo que en 1980 no fue posible realizar estudio alguno de la salina por una inundación total de aguas continentales. Esta inundación fue producida por una crecida del Río Colorado a principios del año 1980 tan importante que se llenaron todas las presas del cauce inferior, desviándose las aguas hacia la Laguna Salada y a las depresiones de las llanuras supralitorales del complejo deltaico. Parece ser la primera gran inundación de este tipo que ha ocurrido después de la construcción, en los años treinta, de las presas que controlan el cauce inferior del Río Colorado.

Los resultados de análisis hidroquímicos (Smith, 1972; Pierre y Ortlieb, 1980-1981) y de geoquímica isotópica (Pierre y Ortlieb, *op. cit.*) confirman el papel fundamental de las inundaciones marinas, generalmente semestrales, en el sistema evaporítico de Ometepec. Al producirse la inundación, se disuelve inmediatamente la halita cristalizada durante el ciclo anterior, así como una leve proporción de yeso. A medida que se evaporan las salmueras, cristaliza el

yeso (facies acicular y prismática) y la halita. Cuando desaparece la salmuera de la superficie, los fenómenos prosiguen por evaporación capilar (formación de yeso lenticular). Tanto la escasez de los aportes meteoricos como la presencia de sedimentos poco permeables en el substrato, dan origen a que la Salina Ometepec funcione prácticamente como una cuenca cerrada, con pocas interferencias de agua subterránea continental o marina. Solamente cerca de la orilla occidental de la depresión, se pudo demostrar que un poco de agua continental intervenía en el proceso de cristalización del yeso (Pierre y Ortlieb, 1980-1981; Figura 17b). Cabe mencionar que el subsuelo del pie de monte de la Sierra San Felipe es tan árido que hasta la fecha ningún pozo para agua ha logrado ser productivo.

El complejo de Mormona.- El modelo propuesto anteriormente (Vonder Haar, 1972) para las inundaciones de la Laguna Mormona, hace referencia a tres mecanismos posibles: 1) Infiltración de agua oceánica a través del cordón litoral arenoso, en particular durante las mareas vivas; 2) alimentación en agua de origen meteorico; y 3) flujos subterráneos de agua marina siguiendo estructuras de mayor permeabilidad, como antiguos canales de marismas rellenados. En estudios posteriores basados en imágenes de satélite tomadas entre 1972 y 1974, Vonder Haar y Gorsline (1975, 1977) precisaron este modelo, haciendo hincapié en las interacciones complejas entre las mareas vivas y los vientos locales, así como en una cierta irregularidad interanual de los períodos de inundación.

A partir de fotos de satélite es imposible determinar qué inundaciones se deben a recargas de origen marino y cuáles tienen origen continental. De manera general, el período de máxima inundación de la Laguna Mormona parece ser en noviembre-diciembre, y el de máxima humedad superficial en el conjunto la Mormona de diciembre a abril (Vonder Haar y Gorsline, *op. cit.*). Considerando que los meses de mayor precipitación son de noviembre a marzo (DETENAL, 1974), es lógico pensar en alguna relación directa entre los dos fenómenos, aunque Vonder Haar (1976) es de la opinión que los aportes continentales son muy débiles.

Anteriormente se mencionó que durante los años 1979 y 1980 la mayor parte del complejo de Mormona no ha dejado de estar sumergido, a raíz de las lluvias de los inviernos 1978-79 y 1979-80. Se recordará que Vonder Haar (1976) infirió de sus estudios estratigráficos del substrato de la Laguna Mormona y en particular de las capas y lentes de material terrígeno, que ésta había recibido solamente tres grandes y 14 pequeñas inundaciones, de origen continental, desde el principio de la historia evaporítica del área (1,000 años?).

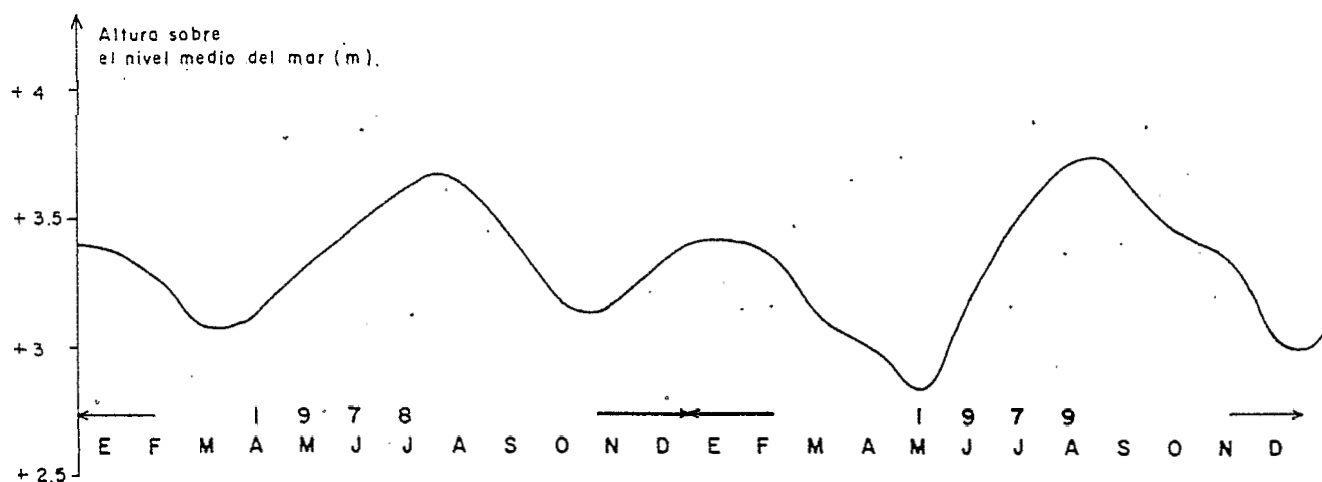


Figura 18.- Curva de las alturas máximas alcanzadas por las mareas vivas mensuales durante el período 1978-79 (según Secretaría de Marina, 1977 y 1978) en San Felipe, B.C., 50 km al sur de la Salina Ometepec.

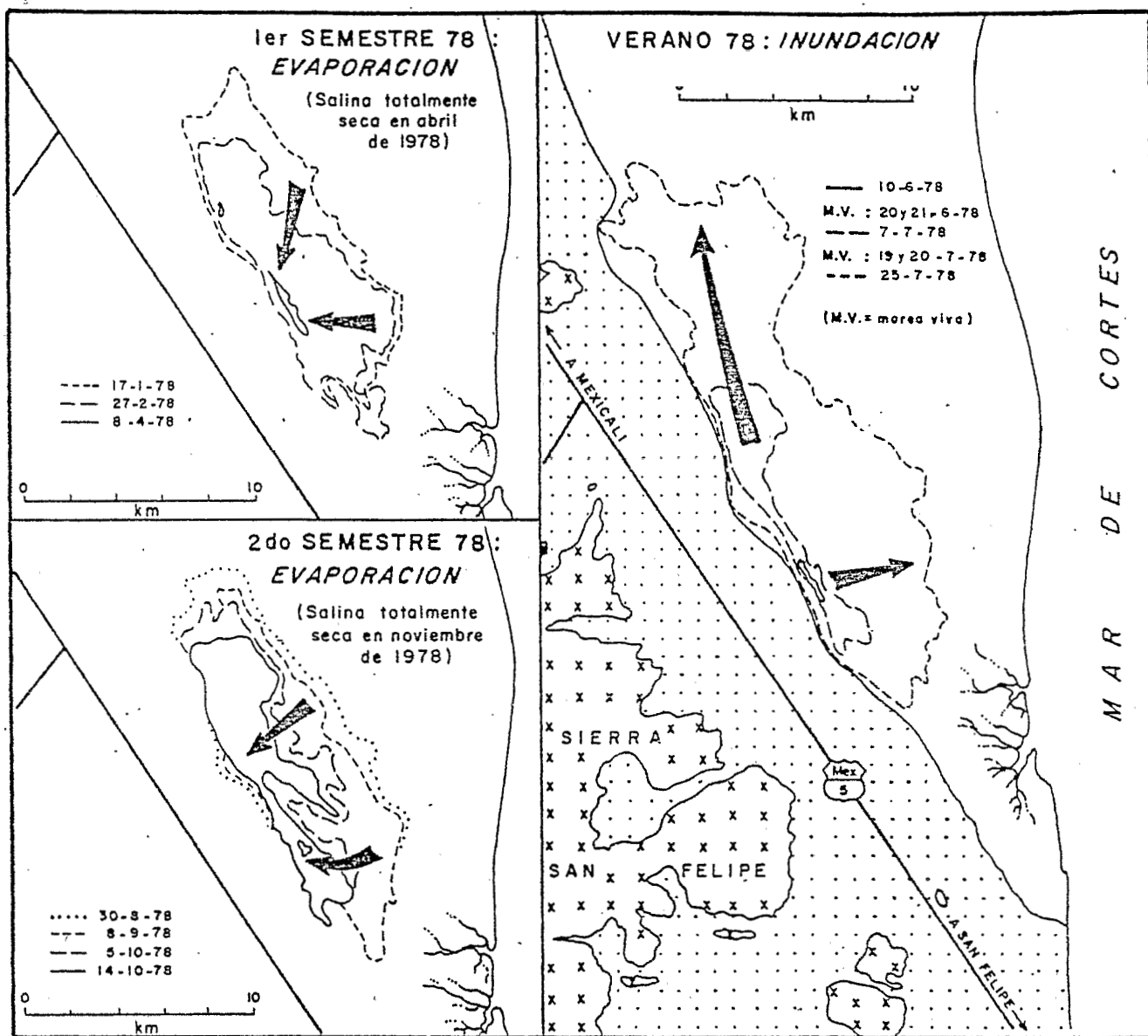


Figura 19. Fases de inundación y evaporación de la Salina Ometepec durante el año 1978, según documentos de Landsat 2 y 3. Las mareas vivas del verano, que provocaron la inundación de la salina, fueron las máximas que ocurrieron en 1978 (cf. Figura 18).

En las cuencas evaporíticas del sur del complejo de Mormona, el sistema de alimentación es distinto al de la laguna. Por un lado, las depresiones interdunares septentrionales se inundan y secan de manera independiente una de otra (Vonder Haar y Gorsline, 1975, 1977); según fuentes de información locales (Campo San Ramón), estas cuencas se inundan esencialmente después de las lluvias. Por otra parte, las depresiones interdunares meridionales y particularmente la que se estudió, parecen estar caracterizadas por un régimen más constante; documentos de Landsat 1, correspondientes a diversos periodos en los años 1972, 1973 y 1974 (Vonder Haar y Gorsline, *op. cit.*) y observaciones de campo en mayo de 1979 y 1980, sugieren muy pocos cambios en la distribución de las zonas inundadas, húmedas y secas en el transcurso del tiempo. Esta situación se justificaría por el contexto fisiográfico y sedimentario; las paleodunas constituyen un medio más permeable que el substrato parcialmente arcilloso de la Laguna Mormona y de sus alrededores. Se considera pues, que el nivel freático en la depresión evaporítica estudiada es directamente controlado por el nivel del mar y que sufre variaciones mucho menores a las que se observan en las cuencas más septentrionales y en la Laguna Mormona.

Las conclusiones principales del estudio geoquímico de las salmueras intersticiales y de los yesos muestreados en la cuenca evaporítica (Pierre y Ortlieb, 1980-1981) son las siguientes:

- 1) La salmuera que aflora en la parte profunda y siempre inundada de la depresión interdunar "E" es típicamente agua marina que ha estado sometida a evaporación.
- 2) Las salmueras intersticiales, provenientes de la subsuperficie de la zona estudiada, resultan de la mezcla de agua marina concentrada por evaporación y aguas meteóricas; la proporción de agua meteórica de esta mezcla aumenta regularmente hacia los bordes de la cuenca.
- 3) Las composiciones isotópicas del sulfato disuelto en ^{34}S y ^{18}O muestran el efecto de la reducción sulfato-bacteriana y, además, sugieren que el suministro en iones SO_4^{2-} de origen marino sea continuo en el tiempo.
- 4) A una profundidad superior a la de la antigua carpeta algácea, las composiciones isotópicas de las aguas de cristalización del yeso (^{18}O y ^2H) y del sulfato del yeso (^{16}O y ^{34}S) indican que las disoluciones y recristalizaciones de los yesos resultan de circulaciones de

aguas continentales subterráneas y no de aguas meteóricas que caen directamente sobre la superficie de la cuenca.

La Figura 17c resume esquemáticamente los mecanismos involucrados en el sistema evaporítico de la depresión interdunar del sur del complejo de Mormona.

CONCLUSIONES

1.- Los contextos estratigráficos de las tres áreas supralitorales estudiadas incluyen depósitos del Pleistoceno tardío y del Holoceno. En los casos de Ometepec y Ojo de Liebre, es interesante apreciar que los sedimentos atribuidos al último período interglacial (Sangamoniano) indiquen que ya se estaban llevando a cabo procesos evaporíticos en las mismas zonas, pero a una altura ligeramente superior a la actual.

2.- Al sureste del complejo de Ojo de Liebre, las evaporitas actuales se forman sobre y dentro de arenas eólicas y fluviales; en el sur del complejo de Mormona, el substrato de las evaporitas son arenas eólicas y, posiblemente, litorales; en la Salina Ometepec, los depósitos que infrayacen a las evaporitas son de origen deltaico y granulometría más fina que en los casos anteriores.

3.- En base a los contextos sedimentarios, destaca la Salina Ometepec por la menor permeabilidad de su substrato.

4.- La evolución paleogeográfica durante el Holoceno en las tres áreas, se caracteriza por una progradación del litoral sin que, aparentemente, haya bajado el nivel del mar. En los tres casos ha retrocedido el mar como resultado de la sedimentación litoral. En las regiones de Ojo de Liebre y Mormona, la constitución de cordones litorales fue la causa del aislamiento progresivo de las zonas lagunares; en cambio, en el área de Ometepec, es la acumulación de los aportes del Río Colorado la que motivó la progradación de la línea de costa y la edificación de cordones litorales caracterizó los períodos de estabilización de la misma.

5.- Los períodos de inicio de los fenómenos evaporíticos no están aún determinados con mucha precisión. En la Salina Ometepec es probable que el yeso y la halita hayan empezado a formarse desde hace cerca de 3,000 años; en algunas partes de las llanuras supralitorales de Ojo de Liebre estos mismos minerales se han depositado posiblemente desde hace más de 2,000 años. En la Laguna Mormona se había propuesto un lapso de 1,000 a 2,000 años para la duración de los fenómenos evaporíticos; una fecha por ^{14}C de 714 ± 60 años A.P., de una turba enterrada en la cuenca interdunar estudiada al sur del complejo de Mormona, sugiere que esta cuenca ha funcionado desde hace más de 1,000 años y posiblemente desde hace 3,000 años, comparándose los espesores de los depósitos infra- y suprayacentes a la turba.

6.- Los minerales evaporíticos, con las diferentes facies observadas en las tres áreas supralitorales, son los que habían descrito otros autores anteriormente. Sin embargo, una de las aportaciones del presente estudio es extender o modificar los conocimientos anteriores.

7.- En la parte suroriental del complejo de Ojo de Liebre, transformaciones industriales extensas han modificado casi totalmente el sistema evaporítico natural, de manera que no se pueden seguir estudiando las áreas donde se habían realizado trabajos anteriores. En el margen de los nuevos vasos de concentración se descubrió polihalita. Este mineral fue observado en nódulos, como ya se habían señalado en otra área del complejo de Ojo de Liebre, y también en una capa de centímetros de espesor. La polihalita se forma esencialmente por reemplazamiento diagenético del yeso en presencia de salmueras potásico-magnesianas. En el sur del complejo de Ojo de Liebre, la dolomita se forma en la zona saturada.

8.- En la Salina Ometepec se encontró anhidrita en una posi-

ción diferente a la que había sido señalada; o sea, debajo del nivel freático y no en la zona de evaporación capilar.

9.- Las cuencas interdunares del sur del complejo de Mormona no se habían estudiado con mucho detalle. Las perforaciones realizadas en una de éstas mostraron una secuencia evaporítica completa, mucho más potente de lo que se creía y con carpetas algáceas, turba y niveles carbonatados interestratificados.

10.- Usando todos los datos disponibles a la fecha, en cuanto a la sedimentología, mineralogía y geoquímica isotópica, se elaboraron modelos de los tres sistemas evaporíticos (Figura 17).

En el sureste de las llanuras supralitorales del complejo de Ojo de Liebre, la alimentación de agua marina concentrada se produce tanto por vía superficial como subterránea. Las infiltraciones de agua continental explican las disoluciones y recristalizaciones de los minerales evaporíticos.

En la Salina Ometepec, las inundaciones marinas constituyen cada seis meses el modo de alimentación del sistema evaporítico. Los aportes de agua continental son muy reducidos. La evaporación directa de las salmueras estancadas en la salina es más importante que en las otras dos áreas y explica en particular la presencia de las facies acicular y prismática del yeso.

La alimentación de la cuenca estudiada en el sur del complejo de Mormona es continua y subterránea. El agua marina se infiltra en la base del cordón litoral y luego se concentra por evaporación directa en la zona sumergida de la depresión interdunar, y por evaporación capilar en la cuenca. Los aportes subterráneos de agua continental intervienen en los procesos diagenéticos subsuperficiales. Por lo menos en la actualidad, ni las precipitaciones meteóricas ni las entradas de agua marina parecen provocar la sumersión de la cuenca estudiada, a diferencia de lo que pasa en la Laguna Mormona.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación se llevó a cabo gracias a un convenio entre el Instituto de Geología de la UNAM y el ORSTOM (Programa "Geocortez"), a la R.C.P. 459 y a la A.T.P. "IPOD" del Centre National de la Recherche Scientifique de Francia. En 1980, el segundo autor pudo realizar la segunda campaña de campo gracias a un acuerdo entre el C.N.R.S. y el CONACYT. Los estudios sedimentológicos y geológicos fueron efectuados en el Instituto de Geología de la UNAM; los estudios de geoquímica se llevaron a cabo en el Laboratorio de Geología Dinámica de la Universidad París 6 y en el Laboratorio de Hidrología y Geoquímica Isotópica de la Universidad de París-Sur. Los análisis hidroquímicos fueron obtenidos gracias a la colaboración del Dr. Pinta en los Laboratorios Centrales del O.R.S.T.O.M. (Bondy, Francia). Los documentos de Landsat fueron procesados por la Oficina de Teledección del O.R.S.T.O.M. (Bondy, Francia).

Es grato para los autores agradecer la colaboración y ayuda que les brindaron el Ing. Coronel (Compañía Exportadora de Sal, S.A.), el Dr. J.C. Fontes, el Dr. S. Vonder Haar, el Dr. D. Gorsline y el Ing. C. Jacques.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

of ascending basalt magma; an example from San Quintín, Baja California: Contrib. Mineral. Petrol., v. 14, p. 1-22.

- Berry, S.S., 1962, Fossil chitons from the Pleistocene of San Quintin Bay, Lower California: *Am. Jour. Sci.*, v. 212, p. 455-456.
- Butler, G.P., 1969, Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the Sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf: *Jour. Sedim. Petrology*, v. 39, p. 70-89.
- 1970, Secondary anhydrite from a sabkha, northwest Gulf of California, México: in Rau, J., Dellwing, L. (eds.), Third Symposium on Salt. Cleveland, Northern Ohio Geol. Soc., p. 153-155.
- Cooper, W., 1967, Coastal dunes of California: *Geol. Soc. America, Mem.* 104, 131 p.
- Curray, J. R., Emmel, F. J., y Crampton, P. S. S., 1969, Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico: in *Lagunas costeras, un simposio (México, 28-30 nov. 1967)*. México, D.F., Univ. Nal. Autón. México, Mem., p. 63-100.
- DETENAL, 1974, Precipitación y probabilidad de la lluvia en la República Mexicana y su evaluación; Baja California Norte y Baja California Sur: México, D.F., Dir. Estudios del Territorio Nal., Doc. EP-74-012.
- Filloux, J. H., 1973, Tidal patterns and energy balance in the Gulf of California: *Nature*, v. 243, p. 217-221.
- Gastil, R. G., Phillips, R.P., y Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the State of Baja California: *Geol. Soc. America, Mem.* 140, 170 p.
- Gorsline, D.S., 1957, The relation of bottom sediment type to water motion; Sebastian Vizcaino Bay, Baja California, Mexico: *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam.*, v. 1, fasc. 2, p. 83-92.
- Gorsline, D.S., y Stewart, A. R., 1962, Benthic marine exploration of Bahia de San Quintin, Baja California; marine and Quaternary geology: *Pacific Naturalist*, v. 3, p. 282-319.
- Hanna, G. D., 1975, Expedition to Guadalupe Island, Mexico, in 1922; general report: *Calif. Acad. Sci. Proc.*, ser. 4, v. 14, p. 217-275.
- Holser, W. T., 1966, Diagenetic polyhalite in recent salt from Baja California: *Am. Mineralogist*, v. 51, p. 99-109.
- Horodyski, R. J., y Vonder Haar, S.A., 1975, Recent calcareous stromatolites from Laguna Mormona (Baja California), Mexico: *Jour. Sedim. Petrology*, v. 45, p. 894-906.
- Horodyski, R. J., Bloeser, B., y Vonder Haar, S., 1977, Laminated algal mats from a coastal lagoon, Laguna Mormona, Baja California, Mexico: *Jour. Sedim. Petrology*, v. 47, p. 680-696.
- Inman, D. L., y Filloux, J., 1960, Beach cycles related to tide and local wind wave regime: *Jour. Geology*, v. 68, p. 225-231.
- Inman, D. L., Ewing, G. C., y Corliss, J.B., 1966, Coastal sand dunes of Guerrero Negro, Baja California, Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 77, p. 787-802.
- Javor, B. J., 1979, Ecology, physiology and carbonate chemistry of blue-green algal mats, Laguna Guerrero Negro, Mexico: Eugene, Univ. Oregon, disertación doctoral (inérita).
- Jordan, E. K., 1926, Molluscan fauna of the Pleistocene of San Quintin Bay, Lower California: *Calif. Acad. Sci. Proc.*, ser. 4, v. 15, p. 241-255.
- Kinsman, D. J., 1966, Gypsum and anhydrite of Recent age, Trucial Coast, Persian Gulf: in J. L. Rau (ed.), *Proc. Second Salt Symposium*, Northern Ohio Geol. Soc., v. 1, p. 302-326.
- 1969, Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 53, p. 830-840, 3 fig.
- Manger, G. E., 1934, The geology of San Quintin Bay: Johns Hopkins Univ. Studies in Geology, núm. 11, p. 273-304.
- Matthews, J. B., 1968, The tides of Puerto Peñasco, Gulf of California: *Jour. Arizona Acad. Sci.*, v. 5, p. 131-134.
- Orcutt, C. R., 1921, Pleistocene beds of San Quintin Bay, Lower California: *West-Am. Scientist*, v. 19, p. 23-76.
- Orme, A. R., 1973a, Coastal salt marshes of northwestern Baja California: Office of Naval Research, Tech. Rept. 0-73-2, 33 p.
- 1973b, Coastal dune systems of northwestern Baja California: Office of Naval Research Techn. Rept. 0-73-1; 43 p.
- Ortlieb, Luc, 1978, Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias en la parte central de Baja California: *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, v. 2, p. 200-211.
- 1979a, Quaternary shorelines around Baja California peninsula, Mexico; neotectonic implications: *Geol. Soc. America, Abstracts with Programs*, v. 11, p. 490 (resumen).
- 1979b, Terrasses marines dans le nord-ouest mexicain; étude au long d'une transversale entre la côte pacifique et le Sonora en passant par la péninsule de Basse Californie: in *Coastal evolution in the Quaternary*. Sao Paulo, Brasil. 1978 Internal. Symp. Proc., p. 453-474.
- Ortlieb, Luc, y Malpica, V. M., 1978, Reconnaissance des dépôts pléistocènes marins autour du Golfe de Californie, Mexique: *Cahiers O.R.S.T.O.M., Sér. Geol.*, v. 10, p. 117-190.
- Phleger, F. B., 1965, Sedimentology of Guerrero Negro Lagoon. Baja California, Mexico: Londres, Colston Res. Soc. Symposium, 17, Proc., v. 17, p. 205-237.
- 1969, A modern evaporite deposit in Mexico: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 53, p. 824-829.
- Phleger, F.B., y Ewing, G. C., 1958, Sedimentology and oceanography in Mexico coastal lagoons: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 69, p. 1629 (resumen).
- 1962, Sedimentology and oceanography of coastal lagoons in Baja California, Mexico: *Geol. Soc. America Bull.*, v. 73, p. 145-152.
- Pierre, C., 1981, Polyhalite transformation after gypsum during 2 periods of one year at Ojo de Liebre Lagoon (Baja California, Mexico); mineralogical, chemical and isotopic evolutions in sediments and associated brines: *Geol. Soc. America, Abstracts with Programs*, v. 13, p. 100 (resumen).
- Pierre, C., y Person, A., 1981, Early magnesian diagenesis in carbonate sediments from supratidal evaporite flats in Ojo de Liebre Lagoon (Baja California, Mexico): *Geol. Soc. America, Abstracts with Programs*, v. 13, p. 100 (resumen).
- Pierre, C., y Ortlieb, Luc, 1980-1981, Sédimentation et diagénèse dans trois lagunes évaporitiques de Basse-Californie, Mexique: données géochimiques et isotopiques sur les sédiments et les saumures interstitielles: *Sciences de la Terre*, t. 24, núm. 2, p. 129-156.
- Pierre, C., Person, A., Ortlieb, Luc, en preparación, Early dolomitization in supratidal evaporite flats at Laguna Ojo de Liebre (Baja California, Mexico); mineralogy, isotope geochemistry and chemistry of sediments and coexisting brines.
- Roden, G. I., 1964, Oceanographic aspects of Gulf of California: in *Marine geology of the Gulf of California*. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Mem. 3, p. 30-55.
- Roden, G. I., y Groves, G. W., 1959, Recent oceanographic investigation in the Gulf of California (Sears Found.): *Jour. Marine Research*, v. 18, p. 10-35.
- Schmalz, R. F., 1970, Environment of marine evaporite deposition: *Miner. Ind.*, v. 35, p. 1-7.
- Shearman, D. J., 1966, Origin of marine evaporites by diagenesis: *Inst. Mining and Metallurgy Trans.*, v. 75, p. B208-B215.
- 1970, Recent halite rock, Baja California, Mexico: *Inst. Mining and Metallurgy Trans.*, v. 76, p. B155-B162.

- Smith, S. M., 1971a, Evaporites on a supratidal flat, Baja California, Mexico: in *Second National Coastal and Shallow Water Research Conf.*, p. 209 (resumen).
- 1971b, Mechanism of evaporite formation, Ometepe Lagoon, Gulf of California, Baja California, Mexico: in *Second Nat. Coastal and Shallow Water Research Conf.*, p. 210 (resumen).
- 1972, Progress report of research studies of the supratidal evaporite complex, Salina Ometepe, Baja California Mexico: *Londres, Science Res. Council*, (inédito).
- 1973, Halite crystallization in supratidal salina, Ometepe Lagoon, Baja California, Mexico: *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, v. 57, p. 805 (resumen).
- Thompson, R. W., 1968, Tidal flat sedimentation on the Colorado River delta, northwestern Gulf of California: *Geol. Soc. America, Mem.* 108. 133 p.
- Valentine, J. W., 1960, Pleistocene molluscan notes, 3 Rocky coast faunule, Bahia San Quintin, Mexico: *Nautilus*, v. 74, p. 18-23.
- Vonder Haar, S.P., 1971, Environmental analysis of Laguna Mormona, a hypersaline lagoonal complex on the Pacific coast of Baja California, Mexico: in *Second National Coastal Shallow Water Research Conf.*, p. 243 (resumen).
- 1972, Semi-arid coastal evaporite environment at Laguna Mormona, Pacific Coast, Baja California, Mexico: Los Angeles, Univ. Southern California, tesis de maestría, 97 p., (inédita).
- 1973, Evaporite environment at Laguna Mormona, Pacific Coast of Baja California, Mexico: *Geol. Soc. America, Abstracts with Programs*, v. 5, p. 117 (resumen).
- 1976, Evaporites and algal mats at Laguna Mormona, Pacific Coast, Baja California, Mexico: Los Angeles, Univ. Southern California, disertación doctoral, 170 p. (inédita).
- 1978, Gypsum in sediments: in R. W. Fairbridge, J. Bourgeois (eds.): *The Encyclopedia of Sedimentology*. Nueva York, Dowden, Hutchinson & Ross., p. 391-394.
- Vonder Haar, S. P., y Gorsline, D.S., 1975, Flooding frequency of hypersaline coastal environments determined by orbital imagery; geologic implications: *Science (E.U.A.)*, v. 190, p. 147-149.
- 1977, Hypersaline lagoon deposits and processes in Baja California, Mexico: *Geosciences and Man*, v. 18, p. 165-177.
- 1979, Flooding frequency and sedimentation unit correlation of tidal flat and coastal salina facies along the upper Gulf of California, Mexico: *Geol. Soc. America, Abstracts with Programs*, v. 11, p. 533 (resumen).
- Walker, T. R., y Thompson, R. W., 1968, Late Quaternary geology of the San Felipe area, Baja California, Mexico: *Jour. Geology*, v. 76, p. 479-485.
- West, I. M., Ali, Y. A., y Hilmy, M.E., 1979, Primary gypsum nodules in a modern sabkha on the mediterranean coast of Egypt: *Geology*, v. 7, p. 354-358.
- Woodford, A.O., 1928, The San Quintin volcanic field, Lower California: *Am. Jour. Sci.*, v. 215, p. 337-345.