



24/19
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

“Estudio de Ambientes Sedimentarios del Area de San Antonio del Mar, Baja California Norte, México”

TESIS PROFESIONAL

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOLOGO
P R E S E N T A
MARURI ZAMORA AGUSTIN JAVIER

MEXICO, D. F.

1988



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

I N D I C E

	RESUMEN	
I	INTRODUCCION	1
	Antecedentes	1
	Objetivos	3
II	AREA DE ESTUDIO	4
	Localización	4
	Clima y vegetación	4
	Fisiografía e hidrografía	4
	Geología de Baja California Norte	5
	Terreno Pre-batolítico	5
	Franja occidental	6
	Franja volcánica-volcanoclástica	6
	Franja sedimentaria metamorfozada	7
	Franja paleozoica metasedimentaria	7
	Emplazamiento Batolítico	8
	Rocas Cretácicas Post-batolíticas	8
	Rocas Terciarias Post-batolíticas	9
	Terrazas Pleistocénicas	13
III	METODO DE TRABAJO	14
IV	COMPOSICION GRANULOMETRICA DE LOS SEDIMENTOS	17
	Ambiente de playa	17
	Ambiente de duna	19
	Ambiente fluvial	20
	Ambiente de terraza	21
	Análisis comparativo de los ambientes	22
V	COMPOSICIÓN MINERALOGICA DE LOS SEDIMENTOS	26
	Análisis químicos	28
	Proveniencia	32
VI	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	34
VII	IMPLICACIONES TECTONICAS	38
VIII	IMPLICACIONES ECONOMICAS	45

IX CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 52

BIBLIOGRAFIA

LAMINAS

TABLAS

LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1 - Plano de localización del área de estudio.
- 2 - Plano geológico regional de área de San Antonio del Mar, B.C.N.
 - 3 - Plano topográfico y de localización de muestras superficiales, de núcleos y de perfiles de playa.
 - 4 - Perfiles de playa.
 - 5 - Histogramas sobre medidas de tamaño, uniformidad, asimetría y curtosis.
 - 6 - Límites y distribución del Tamaño gráfico (M_z); Desviación estándar (σ), asimetría inclusiva (Sk_1) y Curtosis gráfica (K_g).
 - 7 - Relación del tamaño de grano, desviación estándar y asimetría de cada ambiente sedimentario en diagramas circulares.
 - 8 - Clanes mineralógicos de los sedimentos.
 - 9 - Reconstrucción de la evolución y deformación en el Cenozoico Superior de las Placas Americana y del Pacífico.

TABLAS

- Tabla 1 - Porcentiles y Parámetros texturales.
- 2 - Clasificación mineralógica y madurez textural.
 - 3 - Concentración de metales en muestras superficiales.
 - 4 - Concentración de metales en muestras de perforación.
 - 5 - Concentración de metales en minerales pesados (muestras de perforación).
 - 6 - Estructuras sedimentarias.
 - 7 - Características magnéticas y conductoras de minerales de placeres de playa.
 - 8 - Susceptibilidad magnética relativa de minerales importantes de placeres de playa tomando como base al acero con un valor de 100.

RESUMEN

Con objeto de estudiar los mecanismos de depósito en los diferentes ambientes sedimentarios constituidos por depósitos actuales, se analizaron 90 muestras superficiales de los ambientes presentes en la playa San Antonio del Mar, localizada en la porción nor-occidental de la Península de Baja California. Las arenas provienen del arroyo Salado que desemboca en la localidad, del aporte de las corrientes litorales que distribuyen los sedimentos a lo largo de la costa, así como del retrabajo de las arenas que forman las terrazas marinas adyacentes a la playa. El área aparentemente constituye un yacimiento de placer de minerales pesados cuyos metales principales son el hierro y el titanio. Los sedimentos consisten de subfeldsarenitas submarinas, de grano fino, bien clasificados, asimétricos hacia los finos y mesocúrticos; están constituidos por feldespatos, cuarzo, hornblenda, magnetita, ilmenita, hematita, limonita, biotita y circón. La proveniencia de estos minerales es volcánica y metamórfica. Las estructuras sedimentarias son primarias y comprenden marcas lineales, romboidales y en "V", así como rizaduras. En cuanto al ordenamiento interno se presenta estratificación horizontal, gradual y cruzada. Los minerales pesados se concentran principalmente en los tamaños de grano fino, la mayor concentración se observa en la parte superior de la playa, limitando con la base de las dunas. El contenido promedio de minerales pesados en la zona de playa y dunas es del 45%. En la parte sur del área de estudio, las arenas de duna avanzan sobre la terraza marina, la cual constituye un paleodelta con una secuencia transgresiva, la parte superior de esta terraza representa 11 millones de toneladas de reservas probables de material en bruto. Los resultados de este trabajo reflejan la inestabilidad tectónica del Cuaternario a la que estuvo sometida la porción norte de la Península de Baja California. El contenido promedio de TiO_2 es de 51.35% en las ilmenitas de playa y terraza marina, valor típicamente inferior al especificado por el mercado para los concentrados de ilmenita (54% de TiO_2), no obstante, el elevado tonelaje, las áreas potencialmente favorables y la posibilidad de producir rutilo sintético en base a ilmenita, hace posible que las arenas de San Antonio del Mar constituyan un yacimiento de tipo económico.

1. INTRODUCCION

El estudio de los sedimentos recientes es de gran utilidad para la comprensión de los ambientes sedimentarios antiguos, los cuales son eventualmente susceptibles de ser económicamente explotados.

Los minerales formadores de las rocas son acarreados principalmente por ríos y arroyos para ser finalmente depositados en los océanos donde las corrientes litorales los distribuyen a lo largo de las costas. El ambiente de playa está influenciado por varios factores como son: el oleaje, el viento, las mareas y corrientes litorales que en conjunto determinan, ya sea, el aporte ó la erosión de los sedimentos.

San Antonio del Mar es una playa que presenta tres ambientes sedimentarios modernos (ambiente de playa, de duna y fluvial, Fig. 3) los cuales se encuentran bien definidos uno del otro y, a la vez, muy relacionados entre sí. El área también incluye el registro de una sedimentación antigua, la cual representa una fuente de aporte para los ambientes modernos.

Esta área constituye un yacimiento de placer de minerales pesados cuyos metales principales son el hierro y el titanio, encontrándose en los minerales de magnetita e ilmenita y en menor cantidad, minerales de circón, además, en los metales se aprecian pequeñas cantidades de cromo (Tablas 3, 4 y 5).

a. Antecedentes

Los primeros trabajos geológicos de la Península de Baja California datan del siglo pasado; Wittich (1909), Böse y

Wittich (1913) y Santillán y Barrera (1930) hacen una recopilación de los recursos naturales de la región norte de la Faja California; recientemente, Gastil, Phillips y Allison (1975) hacen un estudio tectónico y estratigráfico del estado de Baja California Norte.

Por otra parte, la sedimentología de los litorales mexicanos ha sido estudiada a nivel regional y a detalle; dentro de los trabajos más importantes se señalan los de Carranza Edwards (1980) en la llanura costera sur del Istmo de Tehuantepec; Martín Barajas (1982a) estudia la playa El Cayacal en el estado de Guerrero; Martínez y Javier (1982) investigan las costas de los estados de Nayarit, Jalisco, Michoacán y Guerrero; Mendez-Ubach (1983) analiza la relación existente entre la fauna y los sedimentos de las costas del estado de Veracruz; recientemente, Carranza-Edwards (1986) estudia los litorales de los estados de Chiapas, así como los de Oaxaca y Sonora (Carranza-Edwards et al., en prensa).

La playa San Antonio del Mar ha sido estudiada anteriormente por personal del Consejo de Recursos Minerales, --- Beutelspacher (1977) menciona en su informe técnico un cálculo preliminar del yacimiento de arenas negras del orden de 2 millones de toneladas y 40% de fracción magnética con una ley media de 65% de hierro de magnífica calidad por no contener fósforo ni azufre, así como 60% de fracción no-magnética que contiene 25% a 35% de titanio, 5% a 10% de circón y 20% de Fe soluble en HCl. Posteriormente, en el año de 1981 dentro del Proyecto Minerales Pesados (Martín Barajas, 1982b), se efectuó el estudio y la perforación a detalle de las arenas de la zona (los resultados se resumen en el capítulo de implicaciones económicas

de este trabajo). Recientemente, Solleiro (1987) estudia los sedimentos superficiales de la plataforma continental adyacentes a la playa San Antonio del Mar entre los paralelos 30° 39' y 31° 20' desde las proximidades de la costa hasta 25 Km mar adentro y sugiere una antigua línea de costa por encontrarse una franja de gravas a más de 50 m de profundidad.

b. Objetivos.

El objetivo de este trabajo consiste en estudiar los mecanismos de depósito en los diferentes ambientes sedimentarios constituidos por depósitos actuales de la playa San Antonio del Mar así como enfatizar la importancia de las terrazas marinas que se encuentran presentes en la localidad como depósitos sedimentarios dominantes en las costas occidentales de la península de Baja California.

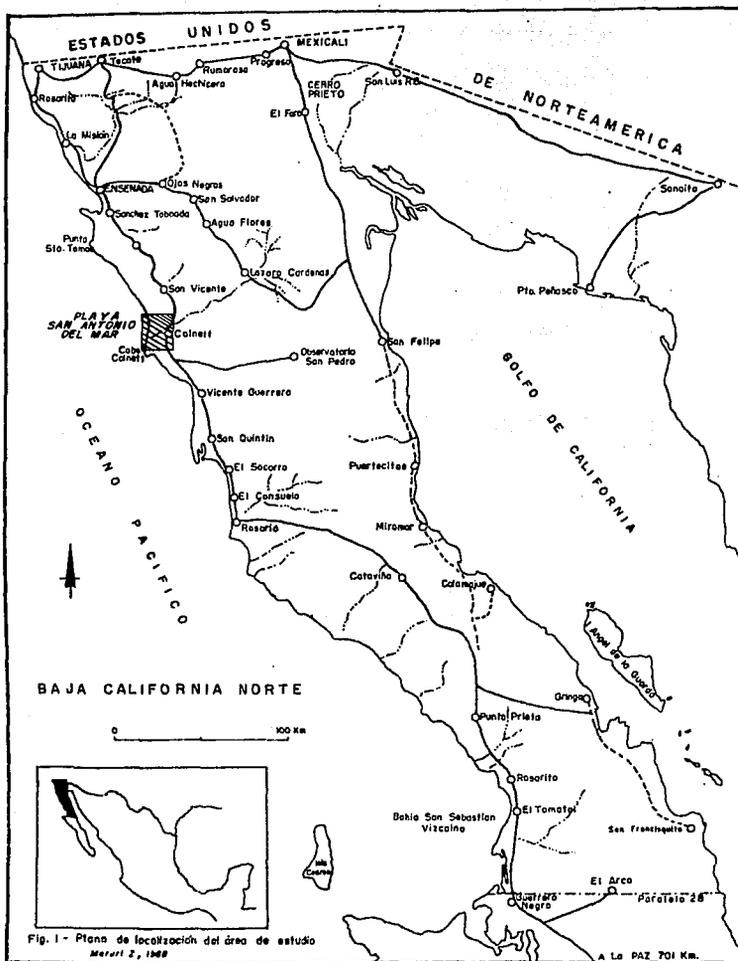
Otro objetivo consiste en subrayar las implicaciones económicas de la zona, debidas a que las arenas presentan alto contenido de minerales pesados que son susceptibles de ser con centrados mecánicamente.

II. AREA DE ESTUDIO

Localización. La playa San Antonio del Mar se encuentra ubicada en la porción nor-occidental de la península de Baja California; aproximadamente 120 Km al sur del puerto de Ensenada, B.C.N. Del poblado de Colonet, situado en el Km 137 de la carretera federal No.1, parte un camino de terracería de 12 Km de longitud que comunica con la playa San Antonio del Mar, su posición geográfica es: $116^{\circ} 18' 00''$ de longitud Oeste y $-31^{\circ} 05' 45''$ de Latitud Norte (Fig. 1).

Clima y vegetación. La zona presenta un clima árido con extremas oscilaciones de temperatura; la clasificación climática de Köppen modificada por García (1973) corresponde a un clima muy desértico ó seco (Bwks(e)); con una precipitación media mensual de 18 a 46.8 mm durante los meses de noviembre a marzo, siendo de mayo a septiembre los meses de menor precipitación (1.7 a 0.1 mm). Las temperaturas bajas ocurren de diciembre a febrero (11°C) y de julio a septiembre se registran las temperaturas más elevadas (21°C). (Datos de la estación 36 San Telmo; García, 1973). La vegetación corresponde a la de clima desértico y consiste de asociaciones de cactáceas, matorrales espinosos y herbáceas.

Fisiografía e hidrografía. El área de estudio pertenece a la subprovincia geológica de la Sierra de Juárez, la cual, se considera como la continuación meridional de la Sierra Nevada (López-Ramos, 1979). El complejo cristalino es un batolito asimétrico fallado al oriente y levantado a favor de esta falla, por lo que, su flanco occidental es más extenso y menos inclinado que el oriental, el cual es de fuerte pendiente y --



mucho menos extenso. Estas estructuras forman el relieve más alto del estado (2820 m en la sierra de San Pedro Mártir) y - está constituido por tonalita (73%), granodiorita (23%), granito y en menor proporción diabasa y gabro (2%) (López-Ramos, -- 1979; Lozano, 1975; Gastil et al., 1975). La costa, generalmente escarpada, muestra numerosas terrazas marinas que manifiestan la lenta emersión de la península y el rejuvenecimiento de la misma.

En la zona de estudio desemboca el arroyo Salado, el cual, nace como la mayoría, en las estribaciones de la Sierra de Juárez. El drenaje general de la cuenca es de tipo dendrítico, controlado principalmente por la litología y la tectónica de la zona. Dado lo errático del régimen pluviométrico la cuenca carece de ríos con escurrimiento continuo.

GEOLOGIA DE BAJA CALIFORNIA NORTE

Las secuencias estratigráficas en Baja California Norte registran dos eventos tectónicos mayores, el primero ocurrió del Jurásico al Cretácico Medio y está documentado por estratos volcánicos, el emplazamiento de rocas graníticas y metamorfismo regional. El segundo evento durante el Terciario y el Cuaternario incluye la aparición de una gran variedad de rocas volcánicas, menor metamorfismo y emplazamiento granítico y, la formación del Golfo de California (Gastil et al., 1975).

Gastil y otros, (op. cit.) en su trabajo, agrupan las rocas como pre y post-batolíticas por ser el evento geológico más importante el emplazamiento batolítico.

Terreno Pre-batolítico. Es poco conocido su patrón e

historia geológica por la intrusión de un extenso cinturón de batolitos así como por tener áreas sumergidas bajo el Océano Pacífico y el Golfo de California. Gastil et al. (op. cit.) dividen la región en cuatro franjas paralelas que siguen en forma general el rumbo de la península; la franja occidental se localiza en algunas islas al oeste del borde continental; Wisser, - (1954) menciona una serie de pizarras, cuarcitas, bandas de perdenal y rocas metavolcánicas que se han relacionado con el Grupo Franciscan del estado de California, E.U.A. Está expuesto al norte de la frontera en la Península de Palos Verdes, Cal. y en territorio mexicano, en las islas Cedros y de San Benito, en la Península de Vizcaino y en el extremo oeste de Bahía Magdalena (Gastil et al., 1975). Estas rocas estuvieron expuestas durante el Mioceno; se las asigna al Jurásico ya que el tiempo del metamorfismo data del Mesozoico tardío.

El cinturón volcánico-volcanoclástico lo consideran Böse y Wittich (1913), Allison (1955) y otros autores, del Mesozoico; al sur de la falla Agua Blanca (Fig. 2) se presentan calizas, limolitas calcáreas y lodolitas intercaladas con areniscas volcánicas, conglomerados volcánicos, tobas y brechas volcánicas; las rocas sedimentarias son de ambientes marinos y continentales. La secuencia varía de brecha sedimentaria a calizas y de basalto a riolita, siendo la andesita la roca predominante. Esta franja enmarca a la Formación Alisitos que consiste de rocas sedimentarias fosilíferas con abundantes intercalaciones de piroclastos, flujos y mantos de composición básica a intermedia Allison (1955, 1971) la asigna al Aptiano-Albiano. La serie se muestra fuertemente plegada y en algunos lugares metamorfozada a pizarra, cuarcita, mármol, metatoba o dolerita (Wisser, 1954). Esta franja también incluye las Formaciones San Telmo y San Fernando.

La Formación San Telmo consiste de pizarras, micaesquistas, cuarcitas, calizas y rocas volcánicas metamorfozadas en gran proporción. Se distribuye en una franja angosta que constituye la parte occidental del cordón montañoso de la sierra de San Pedro Mártir. Wisser (1954) acepta el nombre de Formación Alisitos en lugar de San Fernando y concuerda con otros autores en que la Formación San Telmo representa una facies más metamorfozada de la Alisitos y aún puede ser del Cretácico Inferior, más antigua que la Formación Alisitos (Lozano, 1975).

Al este de la franja volcánica se localiza una franja de areniscas, arcillas y rocas carbonatadas metamorfozadas que se presentan al sur de la sierra de San Pedro Mártir como esquistos y gneises graníticos que Woodford y Harriss (1938) llamaron Formación Santa Eulalia; por otra parte, Lozano (op. cit.) considera que ésta formación puede representar la parte más baja e intensamente metamorfozada del metamorfismo regional y la asigna al Triásico-Jurásico Inferior.

Gastil (1975) por analogía textural de las dos últimas franjas en áreas similares, sugiere un metamorfismo regional y le asocia a la franja volcanoclástica una facies esquisto verde de bajo grado; la franja de areniscas y arcillas en su parte oriental, presenta facies de anfíbolita de alto grado a granulita y, la parte occidental, representa una zona intermedia entre la facies esquisto verde y la facies anfíbolita.

La cuarta franja denominada "paleozoica metasedimentaria" se localiza del lado del golfo de California, presenta rocas carbonatadas probablemente del Carbonífero, edad que concuerda con la reportada por Malpica (1972) en San José de Gracia,

Sinaloa, como Misisípico-Pensilvánico. Es de pensarse que el Paleozoico Superior de Baja California debe haberse formado - muy próximamente al oeste de Sonora y que fué desplazado al - noroeste conjuntamente con la península durante el Terciario-Cuaternario (Lopez-Ramos, 1979).

Emplazamiento Batolítico. Se considera el metamorfismo y el emplazamiento batolítico de la Sierra Nevada (E.U.A) y de la sierra de San Pedro Mártir en Baja California como de - edad mesozoica; sin embargo, algunos plutones pertenecen al Paleozoico tardío y otros al Mioceno, encontrándose la región en algunos lugares, termalmente activa.

Gastil et al. (1975), reportan en el estado de Baja California Norte 387 plutones de diámetro promedio de más de un kilómetro; la mayoría de ellos se componen de tonalita y - cuarzdiorita (47%), granodiorita (35%), gabro y diorita (14%), adamelita (2%) y granito (2%) y cubren una área de 28000 Km². La tercera parte de esta superficie la conforman siete grandes plutones; el diámetro expuesto más frecuente es de 4 Km, muchos de ellos presentan desarrollo circular mostrando formas diapíricas. Los plutones de menos de 2 Km de diámetro son de gabro y granito (Fig. 2), los cuerpos de adamelita-granodiorita --- varían ampliamente en tamaño y los plutones mayores son de tonalita. La evidencia de campo indica que los plutones son en parte contemporáneos con la efusión de algunas de las rocas -- volcánicas prebatolíticas mesozoicas. El emplazamiento batolítico finalizó hace 90 m.a.

Rocas Cretácicas Postbatolíticas. Una vez concluido el emplazamiento batolítico, se produjo un periodo de actividad

postorogénica en la península, el cual se inició durante el - Cretácico Superior y continuó hasta el Paleoceno-Eoceno; como consecuencia, la masa batolítica y las rocas encajonantes fueron afectadas por levantamientos y por la erosión; una gran - cantidad de material erosionado fue transportado hacia el oeste y depositado en el océano Pacífico, cerca de la actual línea de costa. Los depósitos sedimentarios del Cretácico Superior fueron derivados enteramente de las rocas graníticas y metavolcánicas de la parte central y oeste de la península, conforman la Formación Rosario, aflora a lo largo de la costa occidental desde Tijuana hasta Punta Canoas en el paralelo 29. Se han -- identificado cuatro cuerpos principales, el primero, continental, está constituido por conglomerados y areniscas arcillosas de color rojizo, el segundo lo forman areniscas marinas, el -- tercero consta de areniscas y conglomerados continentales y el cuarto está formado por areniscas y lutitas marinas. La formación tiene un espesor de 2900 metros que debe aumentar hacia la plataforma continental (Lozano, 1975). Recientemente, la Formación Rosario ha sido elevada al rango de Grupo por varios autores asignándosele una edad del Campaniano-Maestrichtiano.

Rocas Terciarias Postbatolíticas. Los depósitos del Eoceno y Paleoceno son de tipo deltáicos o cercanos a la costa y en algunos lugares gradúan a depósitos continentales (Peterson y Abbott, 1979). Se presentan desde Punta San Isidro (31° - 17' Lat. Norte) hasta el desierto de Vizcaíno. Las rocas del Paleoceno se presentan en afloramientos aislados hacia la franja costera del Pacífico de la parte norte de la península, están a manera de afloramientos aislados que coronan a las rocas del Cretácico Superior (Lozano, op. cit.).

Santillán y Barrera (1930) incluyeron en los estratos del Eoceno y Paleoceno a la Formación Sepultura, la cual consta de tres miembros, el primero de areniscas marinas, los otros son continentales formados por areniscas y conglomerados del Paleoceno. Lozano (op. cit.) muestreó en Eréndira, al sur de San Isidro, una sección de rocas paleocénicas constituidas por lutitas muy arenosas, de grano fino y color amarillo ocre. La microfauna determina un ambiente nerítico externo y tiene un espesor de 30 metros. Flynn (1970) reporta estratos del Eoceno Medio y Superior cerca de la Playa Rosarito, al sur de Tijuana, y los nombra Formación Delicias y Formación Buenos Aires. La primera consta de un miembro superior de areniscas y uno inferior de lodolitas con fauna de ambiente de aguas someras; López-Ramos (1979) menciona cuando menos 100 metros de espesor. La Formación Buenos Aires está constituida por conglomerados, areniscas y lodolitas; la fauna indica un ambiente de depósito sublitoral, presenta 150 metros de espesor.

Lozano (1975) menciona la ausencia de rocas sedimentarias oligocénicas por encontrarse la península, durante este período, en condiciones sub-aéreas. En la porción oriental de la misma, se desarrollaron eventos que dieron lugar a rocas volcánicas y a considerables espesores de rocas piroclásticas, parte de estas rocas, pudieron haber quedado como remanentes en la porción oriental, sur y posiblemente, norte de la península.

Al término del Oligoceno comenzó un nuevo régimen tectónico, el cual, no es continuación o rejuvenecimiento del evento orogénico del Mesozoico, sino un movimiento distensivo que se extendió desde el océano Pacífico hasta la Placa Colorado, movimiento con que la corteza granítica fue rota en peque-

ños bloques acompañado de magmatismo ríolítico, andesítico, dacítico y basáltico, en este orden geocronológico. Localmente - ocurrió metamorfismo e intrusión plutónica. La provincia del golfo de California es termal y sísmicamente activa, indicando que la actividad plutónica y metamórfica continúa a profundidad.

Los afloramientos de rocas del Mioceno en la península de Baja California son tanto sedimentarios marinos como de origen volcánico; los primeros, se localizan en el extremo noroeste de la península y reciben el nombre de Formación Playa Rosarito, la cual fue definida por J.A. Minch en 1967 como una secuencia de cinco miembros con un espesor de 400 metros. El miembro inferior, está constituido por una brecha sedimentaria con fauna del Mioceno cuyas gravas se derivan de rocas del basamento tipo Franciscan, el cual se cree (Gastil et al., 1975), estuvo expuesto hacia el oeste durante el Mioceno. Los cuatro miembros superiores constan de basalto con intercalaciones de areniscas tobáceas y lutitas. Hacia la parte sur de la península, existen afloramientos sedimentarios del Mioceno en las áreas de San Ignacio, La Purísima, El Pilar, Arroyo Conejo, Loreto, etc. los cuales, están cubiertos por las rocas volcánicas y piroclásticas de la formación Comondú; esta formación, se extiende a lo largo de la parte sur de la península en su porción centro-oriental hasta la costa del golfo, incluyendo gran parte de las islas (Lozano, 1975). Al norte del paralelo 28, las áreas ocupadas por rocas asignadas a la formación Comondú son muy pequeñas y de menor importancia que las de la parte sur de la península (Gastil et al., 1975).

Los afloramientos de las rocas volcánicas y piroclásticas detríticas miocénicas son los siguientes: en el extremo

Es común encontrar en ambas áreas costeras de la península, aluviones y suelos residuales pleistocénicos que han sido considerados de origen lacustre, fluvial y marino. Las rocas del Pleistoceno sobreyacen a las del Plioceno siendo difícil distinguir diferencias litoestratigráficas entre ambas. En ocasiones se presentan rocas sedimentarias marinas tierra adentro, como es el caso de la región norte de la península, en el área de Aguaquito, situada a 30 km al este de El Rosario y a una altura de 440 metros (Lozano, 1975).

Se han reconocido terrazas del Pleistoceno a lo largo de la costa del Pacífico a las cuales no se les ha asignado nombres formacionales; en todas las áreas en que se han observado, presentan estratificación horizontal, a diferencia de las terrazas pliocénicas, más antiguas, que muestran echados hacia el oeste y alcanzan grandes elevaciones (Castil y colaboradores, 1975). Por otra parte, en la zona de estudio, se localizó sobre la terraza marina una zona con manchones de conchas de pelecípodos a una altura de 16.20 metros sobre el nivel del mar (Lám. 14).

III. METODO DE TRABAJO

Se recolectaron 90 muestras superficiales de arena pertenecientes a los cuatro ambientes de depósito presentes en el área de estudio (Fig. 3), distribuidas de la siguiente manera: 44 muestras pertenecen al ambiente de playa siendo la mitad de ellas recolectada en la zona que se encuentra influenciada por la acción de las olas denominada zona infralitoral; la otra parte corresponde a muestras recuperadas en el área de barrido o reflujo del oleaje llamada zona mesolitoral; en el ambiente de dunas se recolectaron 30 muestras. El muestreo se realizó siguiendo líneas perpendiculares a la costa a intervalos de 150 metros, cubriendo de esta forma la totalidad de la playa (Fig. 4); se tomaron 5 muestras del cauce del Arroyo Salado distribuidas en una distancia de 10 Km de la desembocadura, además de 11 muestras de arena en la terraza marina.

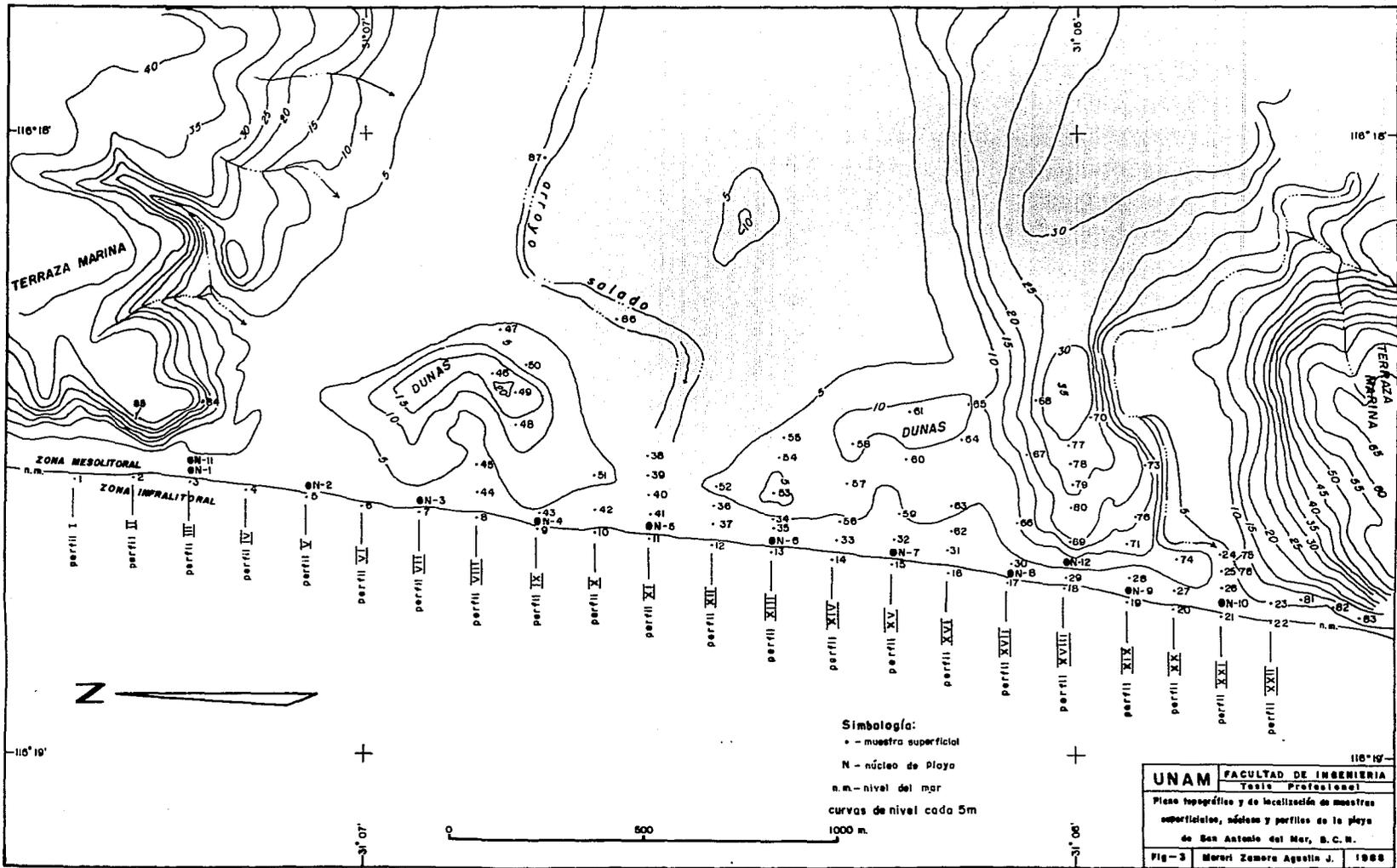
Con objeto de observar las estructuras presentes en la zona mesolitoral, se excavaron cuatro trincheras de 1.5 m de profundidad hacia la parte superior de la incipiente berma de playa (Láminas 8, 9 y 10) y se tomaron doce núcleos de 60 cm de longitud para observar las estructuras superficiales a través de fotografías de rayos X (Lám. 15). Las estructuras sedimentarias que se encuentran en el área de estudio se reportan en la tabla 6.

Aproximadamente se recolectaron 500 g de arena por cada muestra superficial. Una vez secas, las arenas fueron tamizadas en mallas tipo U.S. standard a intervalos de 0.5 phi. Se siguió el procedimiento descrito por Folk (1974) para el tratamiento de las muestras, para el cálculo de los parámetros

estadísticos y para estimar el contenido de material menor de 4 phi (limos). Por cada muestra se calcularon cuatro parámetros estadísticos: Tamaño Gráfico Promedio (M_z), Desviación Estándar Gráfica Inclusiva (σ_1), Asimetría Gráfica Inclusiva -- (Sk_1) y Curtosis Gráfica (K_G); los resultados se presentan en la tabla 1. En la figura 7, se comparan los parámetros estadísticos en cada ambiente sedimentario por medio del diagrama circular ideado por Aguayo et al., (1978); en este diagrama, se presentan en forma gráfica tres de los cuatro parámetros de -- Folk (1974): el tamaño gráfico, la desviación estándar y la -- asimetría inclusiva, facilitando de esta manera la comparación de sedimentos en cada ambiente de depósito. En las figuras 5 y 6 se muestra en forma de barras una visión general de la distribución de los parámetros estadísticos de Folk (op. cit.) en los cuatro ambientes de depósito presentes en el área de estudio.

Para obtener la composición, el clan mineralógico y la madurez textural de los sedimentos, se empleó un microscopio binocular de 40 aumentos con el que se estimó el contenido de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca (Folk, 1974); los resultados se enlistan en la tabla 2 y en la figura 8. Para la identificación mineralógica, los minerales translúcidos se montaron en láminas delgadas y los opacos en secciones pulidas.

Con objeto de hacer comparaciones, se tomaron muestras superficiales así como muestras de perforación en 30 puntos seleccionados de las zonas infralitoral, mesolitoral y de duna; mediante un imán permanente, las muestras fueron separadas en dos fracciones (una magnética y otra no-magnética) y, posteriormente, cada fracción se analizó por hierro, titanio,



circón y cromo por medio del método de fluorescencia de rayos X. Este análisis se efectuó tanto a los sedimentos superficiales (Tabla 3) como a los sedimentos de perforación (Tabla 4); la recuperación de estos últimos, se realizó mediante una máquina perforadora Winckie GW-15 y barrenos tipo tornillo sin fin alcanzando una profundidad máxima de 4.5 metros.

Por otra parte, las muestras de perforación fueron separadas por densidad usando bromoformo (máximo peso específico de 2.87 g/cm^3 a 20°C) en dos partes (minerales ligeros y minerales pesados). Posteriormente, los minerales de la fracción pesada fueron analizados por once metales usando el método de fluorescencia de rayos X (Tabla 5); el análisis se efectuó en la fracción de arena fina siguiendo el proceso descrito por -- Allman y Lawrence (1972).

IV. COMPOSICION GRANULOMETRICA DE LOS SEDIMENTOS

AMBIENTE DE PLAYA. La playa San Antonio del Mar presenta una longitud de 3 Km, está limitada tanto al norte como al sur por acantilados que constituyen la terraza marina y al oriente, por el desarrollo de dunas eólicas. La costa se alinea aproximadamente con el eje norte-sur (Fig. 3). Se reportan amplitudes de 1.6 m entre el nivel de pleamar media superior y el de bajamar media inferior para la estación mareográfica más cercana, la del puerto de Ensenada (Instituto de Geofísica, - 1978). En la zona de estudio se observa durante la marea baja, una extensión de 50m en el frente de playa y pendiente que varía entre 2° y 3°, observándose los valores más altos en la pendiente hacia la parte sur de la playa.

El aporte de sedimentos proviene: 1) de las corrientes litorales del norte que fluyen paralelas a la costa y acumulan arena entre la línea de alta y baja marea; 2) del retrabajo del material que constituye las terrazas marinas adyacentes a la costa y, 3) del arroyo Salado durante la época de lluvias, el cual, desemboca en la localidad (Fig. 2). La dirección del tren de las olas es paralelo a la playa siendo el oleaje el factor predominante en la clasificación de los granos de arena; otro factor importante para la clasificación y el transporte de material lo constituye el viento, el cual tiene una dirección oeste-este, los vientos de mayor intensidad presentan un rumbo de 70° al sureste, explicando así la acumulación de arenas de duna hacia esa dirección.

Los sedimentos de la zona infralitoral se encuentran cubiertos por el mar durante el reflujo, las muestras fueron

recuperadas a menos de un metro debajo del nivel del agua siguiendo una sola línea con objeto de obtener un muestreo representativo de esta zona; en la zona mesolitoral actúa alternadamente el flujo y el reflujo, una vez que la ola rompe, y se extiende desde el reflujo máximo hasta la zona de humectación, las muestras pertenecen a la parte superior de esta zona (Figuras 3 y 4).

Debido a que la berma de playa se encuentra limitada a una estrecha franja a la base de las dunas y a que durante la marea alta el flujo del oleaje alcanza esta franja, la zona supralitoral se considera representada por el ambiente de dunas (Láminas 5, 6 y 7).

Parámetros estadísticos. El tamaño gráfico promedio (M_z) varía de 2.01 a 2.85 phi (rango de arena fina) en la zona mesolitoral y de 1.34 a 2.32 phi (arena mediana a fina) en la zona infralitoral, los valores de arena media se deben principalmente a fragmentos de concha que son trabajados por las --aguas. El tamaño medio de las arenas del frente de playa es de 2.45 phi y de 1.9 phi para las arenas de la zona infralitoral, que corresponden a la fracción de arena fina y arena mediana respectivamente (Figs. 5 y 6A).

Los valores de la desviación estándar (σ_1) varían de 0.38 a 0.65 phi (bien clasificada a moderadamente bien clasificada) en la zona mesolitoral, y de 0.35 a 0.86 phi (bien clasificada a moderadamente clasificada) en la zona infralitoral -- (Figuras 5 y 6B). En la figura 7 se observa en el diagrama circular que describe estas dos zonas, una población de características homogéneas con arena fina en la zona mesolitoral.

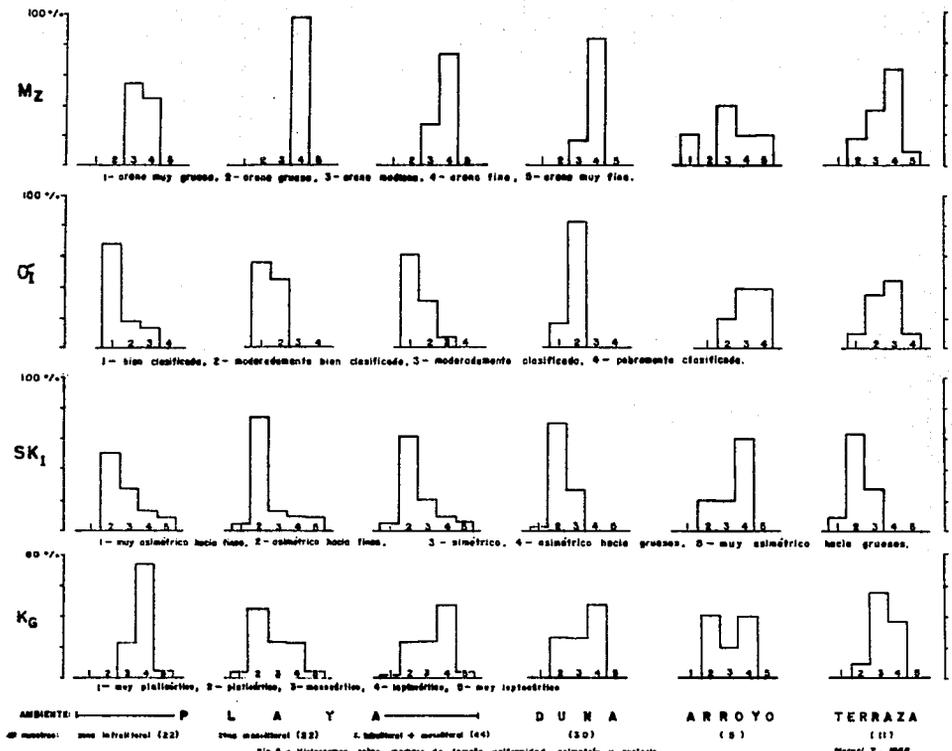
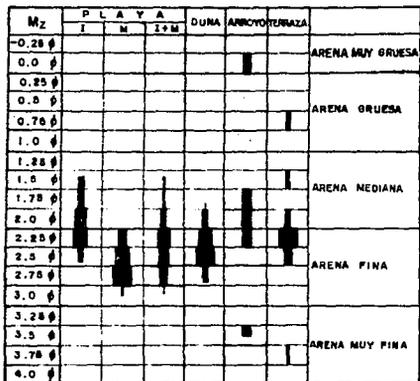
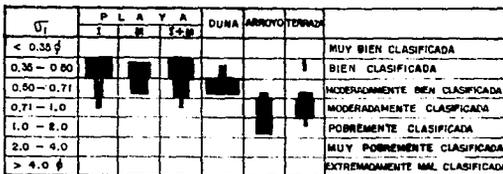


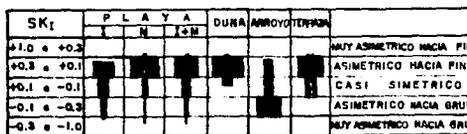
Fig. 6 - Histogramas sobre medidas de tamaño, uniformidad, asimetría y kurtosis



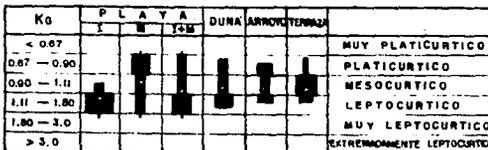
A - Tamaño gráfico promedio



B - Desviación estándar gráfico inclusivo



C - Asimetría inclusivo gráfico



D - Curtosis gráfico

- I - ZONA INFRALITORAL (PLAYA SUMERSIDA)
- M - ZONA MESOLITORAL (AFECTADA POR EL FLUJO Y REFLUJO)
- φ - MEDIA ARITMÉTICA

UNAM	FACULTAD DE INGENIERIA
	Título Profesional
Límites y distribución de los parámetros textuales en los ambientes de espaldas	
Fig. 6 Manuel Zamora Aguilar, J. 1988	

La asimetría se concentra en el rango de asimetría hacia finos en la zona infralitoral aunque varía desde muy asimétrico hacia gruesos (muestras 14 y 18, fig. 7). La zona mesolitoral presenta principalmente asimetría hacia finos (Figs. 5 y 6C) aunque la muestra 31 presenta un valor de -0.54 que corresponde a una arena muy asimétrica hacia gruesos. Los valores de asimetría hacia gruesos se explican por la presencia de biógenos en estas zonas.

La curtosis (k_G) en la zona infralitoral se concentra en el rango leptocúrtico (Figs. 5 y 6D). En la zona mesolitoral las arenas varían ampliamente, siendo el platicúrtico el rango principal.

AMBIENTE DE DUNA. Las dunas se presentan adyacentes a la costa; constituyen la zona supralitoral que se inicia en la parte superior del perfil de playa. Por efecto de la acción del viento, las arenas tienden a avanzar hacia el este-sureste. Hacia la parte media de la zona de estudio la desembocadura del Arroyo Salado divide las dunas en dos partes; la parte norte presenta 400 m de ancho y la parte sur, 500 metros; las dunas tienen una longitud de 3 Km y sus extremos los limitan las paredes de la terraza marina (Fig. 3).

Hacia el norte de la desembocadura se observan dunas semiconsolidadas de tono más oscuro, con estratificación cruzada (Láminas 11 y 12); sobre ellas descansan las dunas recientes de tono claro que avanzan hacia el este; al sur de la desembocadura del arroyo, las dunas avanzan sobre los restos de la terraza marina (Lám. 1); en la lámina 2 se observa la pared este de la terraza, coronada por una capa mineralizada de 10 m de espesor.

La arena de las dunas proviene de la zona infralitoral, en la que, una vez seco por el calor del sol durante su exposición en bajamar, el sedimento es transportado en suspensión y saltación por el viento, el cual lo selecciona en tamaño y lo clasifica. En la figura 7 se observa entre el diagrama de la zona infralitoral y el de duna una correlación que explica gráficamente lo anterior.

Parámetros estadísticos. El tamaño gráfico promedio (M_z) varía de 1.68 a 2.72 phi (arena mediana a fina) con una media aritmética de 2.23 phi (arena fina). Los valores de la desviación estándar (σ_1) varían de 0.42 a 0.65 phi (bien clasificada a moderadamente bien clasificada) concentrándose la mayoría de las muestras en este último rango (Figs. 5 y 6B). La asimetría inclusiva (Sk_1) presenta valores que varían de 0.03 a 0.31 (casi simétrico a muy asimétrico hacia finos) agrupándose la mayoría en el rango de asimétrico hacia finos (Fig. 6C). La curtosis gráfica (K_G) varía de leptocúrtico a platicúrtico con valores de 1.36 a 0.70 .

AMBIENTE FLUVIAL. Se recolectaron 5 muestras en el cauce del Arroyo Salado desde su proximidad a la playa hasta 10 Km tierra adentro. Se presenta un sedimento característico de éste ambiente con gran contenido de arena gruesa y grava. Por su composición mineralógica las muestras varían entre subfeldsarenitas, sublitarenitas y litarenitas feldespáticas, la mayoría submaduras (Tabla 2, fig. 8).

El arroyo permanece seco debido al clima árido de la zona presentando escurrimientos únicamente en temporada de lluvias, lo que ocurre durante los meses de diciembre y enero.

Parámetros estadísticos. El tamaño gráfico promedio (M_z) varía de -0.01 a $+3.39$ phi (arena muy gruesa a arena muy fina), presentando concentración en la clase de arena mediana (Figs. 5 y 6A); la desviación estándar gráfica (σ_1) indica un sedimento que cambia de moderadamente bien clasificado a pobremente clasificado (0.68 a 1.78 phi); la asimetría gráfica inclusiva (Sk_1) presenta agrupamiento de valores en el rango de asimétrico hacia gruesos, aunque muestra variación hasta asimétrico hacia finos (Figs. 5 y 6C); la curtosis gráfica (K_G) se agrupa en el rango de mesocúrtico aunque las muestras varían desde platicúrticas hasta leptocúrticas (Figs. 5 y 6D).

AMBIENTE DE TERRAZA. En el área de estudio afloran estratos marinos semiconsolidados del cuaternario (Gastil et al. 1975; Lozano, 1975; Ortlieb, 1980), los cuales, limitan las arenas de duna hacia los extremos norte y sur de la playa (Fig.3); las terrazas tienen una altura de 30 m, consisten de arenas limosas de color pardo claro; 3 Km al sur del área de estudio la base de la terraza muestra concreciones calcáreas de 25 cm de diámetro. En la parte sur de la playa San Antonio del Mar, las dunas avanzan sobre la terraza marina (Lám. 2); ésta terraza representa una secuencia transgresiva de depósitos cercanos a la costa, la parte inferior consta de arena gruesa mal clasificada de 3m de espesor, muestra en su base horizontes de conglomerados de playa depositados por el arroyo y seleccionados por intensos períodos de oleaje; la sobreyace una capa de arena limosa que muestra gravas hacia su parte superior y gradúa a una capa de arcilla; sobre ella, se encuentra una capa de 1 m de espesor de arena limosa con laminaciones de minerales pesados, estas laminaciones representan períodos en que los minerales ligeros son selectivamente movilizados y los minerales pesados

son concentrados en el fondo o bien, cuando ambos sedimentos (ligeros y pesados) son resuspendidos y transportados juntos por corrientes de alta velocidad (Peterson et al., 1987). Sobre estos sedimentos se encuentra una capa de 2.5 m de arena gruesa con poco contenido de minerales pesados, gradúa a una capa de 10 m de espesor de arena limosa, color pardo oscuro, semicompacta y bien clasificada (Lám. 2). Esta capa está compuesta por 81% de arena y 19% de limo autigénico que proviene de la alteración de los feldespatos; en una perforación de 15 m de profundidad, se reportan 28.5% de minerales pesados - (Martín Barajas, 1982b). Esta secuencia sedimentaria se interpreta como el depósito de un paleodelta cuyo movimiento vertical se relaciona con cambios glaciares del nivel del mar o por efectos tectónicos de basculamiento de bloques estructurales.

Parámetros estadísticos. El sedimento varía de arena gruesa a muy fina concentrándose en el rango de arena fina con valores de tamaño gráfico (Nz) de 0.57 a 3.58 phi (Figs. 5 y - 6A). La desviación estándar gráfica inclusiva (σ_1) indica un sedimento que varía entre bien clasificado y pobremente clasificado (0.42 a 1.43 phi) siendo el sector de moderadamente clasificado el que agrupa mayor número de muestras (Figuras 5 y - 6B). La asimetría inclusiva (Sk_1) se observa positiva (Fig. 7), variando de casi simétrica a muy asimétrica hacia finos y concentrándose en el rango de asimétrica hacia finos (Figs. 5 y - 6C). Los valores de la curtosis gráfica (K_g) oscilan entre 0.76 y 1.21 (platicúrtico a leptocúrtico) con tendencia a ser mesocúrticos (Figs. 5 y 6D).

Analizando comparativamente los ambientes sedimentarios presentes en el área de estudio, se observa una fuerte ten

dencia hacia la unimodalidad en los sedimentos; de esta forma, en la zona infralitoral solamente las muestras 11 y 18 son bimodales; en la zona mesolitoral las muestras 23, 25, 29, 30, 36 a 40 y 42 presentan carácter bimodal, su localización (Fig. 3) muestra una clara influencia del ambiente fluvial sobre ellas. En los sedimentos de duna, el carácter bimodal se presenta en las siguientes muestras: 45, 46, 49, 51, 54, 56, 59, 62, 61, 65, 68 y 71; la bimodalidad de las ocho primeras muestras se explica por su cercanía al ambiente fluvial, y la de las restantes, por la posible influencia de la terraza marina (Fig. 3).

El rasgo de unimodalidad en las arenas infralitorales aunado a una madurez textural relativamente alta, hace suponer un escaso suministro de sedimentos en la zona. La marcada bimodalidad de las arenas de duna señala que el aporte proviene de las dos zonas del ambiente de playa. En las figuras 5 y 6A se aprecia que los sedimentos de duna y de la zona mesolitoral e infralitoral son muy similares en cuanto al tamaño gráfico promedio (Mz), contrariamente, los sedimentos de arroyo y de terraza muestran una variación muy amplia en el tamaño de los granos distinguiéndose los primeros en presentar tamaños más gruesos, indicando de esta forma una amplia variación en la energía del medio de transporte.

En los sedimentos de terraza marina, las muestras 81, 83 y 85 son polimodales, y las muestras 75, 76 y 82 son bimodales indicando con esto varias fuentes de aporte o bien, varios ciclos clasificadores. En el ambiente fluvial, la muestra más alejada de la costa (90) es polimodal, volviéndose unimodales conforme el muestreo se acerca a la playa, indicando una pérdida gradual de energía corriente abajo; con la excepción de la

muestra 86, que es de carácter bimodal, posiblemente influenciada por sedimentos de duna (Fig. 3).

La desviación estándar gráfica inclusiva (σ_1) representa la medida de la clasificación del sedimento (Folk, 1974); en la figura 6B se observa que los sedimentos de playa son bien clasificados mientras que los de duna son moderadamente bien clasificados; las arenas de terraza y de arroyo varían de moderadamente clasificados a pobremente clasificados; esto indica que el oleaje es el agente de transporte que presenta mayor energía, seguido en segundo lugar por el viento.

La asimetría (Sk_1) indica la dispersión del sedimento, ya sea, hacia el material fino o hacia el grueso; los sedimentos de la zona infralitoral tienden a ser simétricos; y en general, todos los ambientes exceptuando el fluvial, presentan asimetría hacia finos (Fig. 6C). Los sedimentos de arroyo muestran asimetría negativa debido a la abundancia de gravas y fragmentos de roca comparada con la poca cantidad de material fino, ocasionado posiblemente por el escaso depósito de finos entre los espacios de las gravas durante el último proceso sedimentario.

En la figura 7 se relacionan los parámetros mencionados anteriormente en cada ambiente de depósito, observándose una franca correlación entre ellos, ya que muestran una tendencia de agrupamiento alrededor del tamaño 2 phi (arena fina) y a tener buena clasificación; las muestras con asimetría negativa de la zona infralitoral se deben principalmente a la presencia de fragmentos de concha. La distribución del tamaño gráfico y de la asimetría inclusiva en los sedimentos de la zona infralitoral, hace pensar en corrientes litorales locales que fluyen -

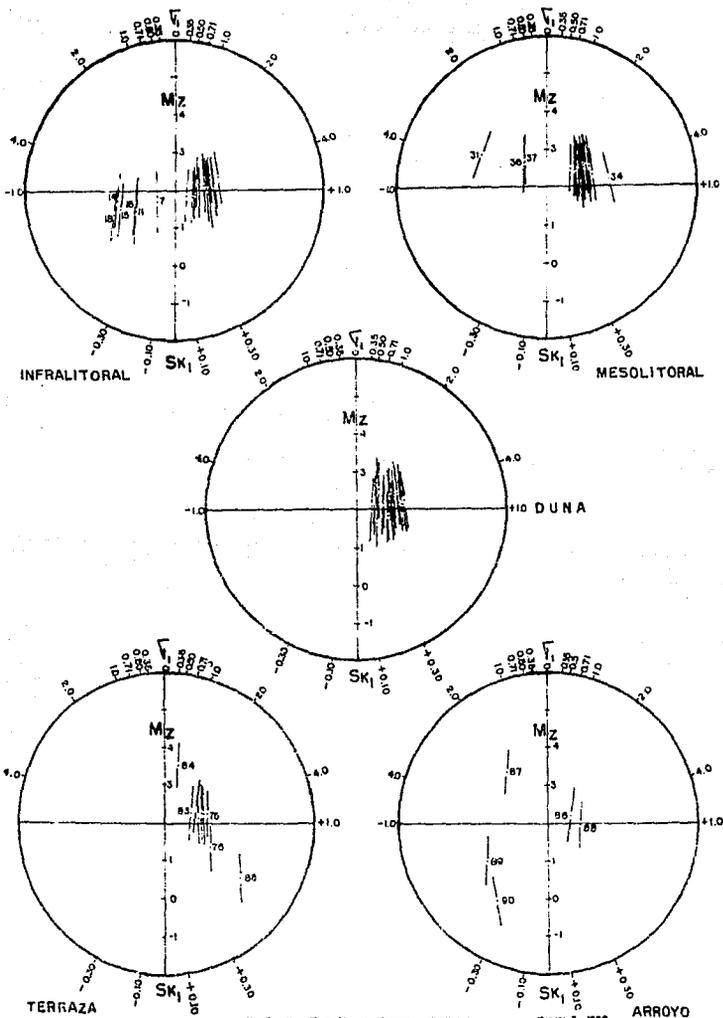


Fig. 7 Mz, Sk y Sk₁ en diagramas estructurales

Marzo 2, 1989

de sur a norte; mediciones de estas corrientes con pelotas de tenis indican una velocidad de 20 m/min.

Las arenas de duna muestran un agrupamiento uniforme (Fig. 7) el cual indica un comportamiento homogéneo en cuanto a tamaño, a la clasificación y a la asimetría de las muestras; contrastando con la posición errática de los sedimentos de -- arroyo, observándose amplia variación en el tamaño y la clasificación de estos sedimentos.

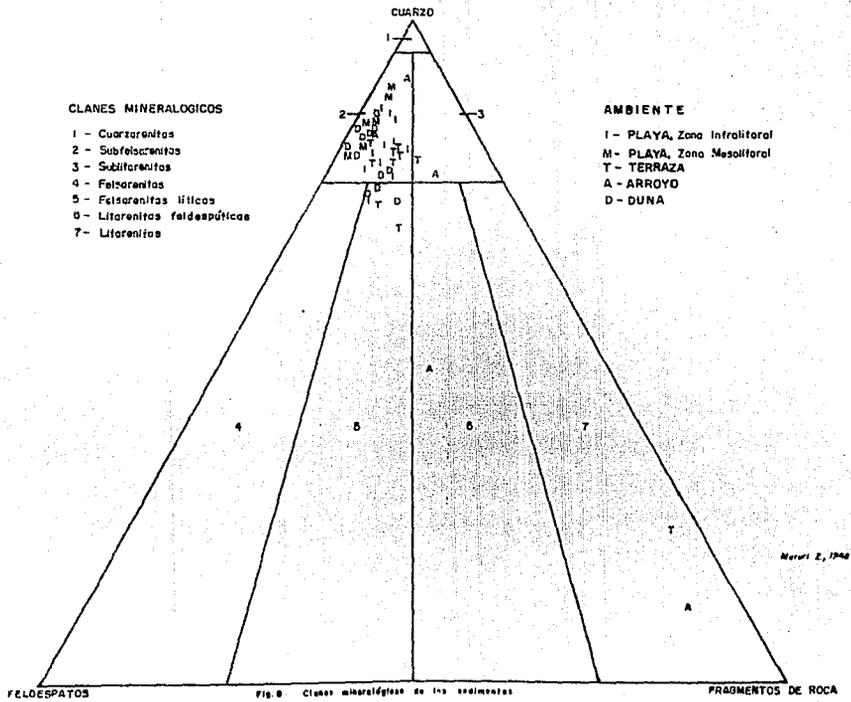
La curtosis (K_G) mide la clasificación entre la parte central de la curva de frecuencia y los extremos (Folk, op. cit.); de esta forma, los sedimentos de la zona infralitoral y los de duna son leptocúrticos, lo cual indica mejor clasificación en la parte central que en los extremos de la curva; contrariamente a la zona mesolitoral, que presenta sedimentos platocúrticos. Los sedimentos de terraza tienden a ser mesocúrticos, aproximándose a una distribución normal de tamaños, lo cual se puede correlacionar con su clasificación, que es principalmente, moderadamente clasificada.

V. COMPOSICION MINERALOGICA DE LOS SEDIMENTOS

Para obtener la clasificación mineralógica de los sedimentos (Tabla 2), se siguió el método propuesto por Folk -- (1974), el cual consiste en determinar el clan mineralógico de acuerdo a los constituyentes esenciales de los sedimentos representados por el cuarzo, los feldespatos y los fragmentos de roca. De esta forma se observó que las arenas de playa y duna corresponden principalmente a subfelsarenitas; los sedimentos de terraza se agrupan igualmente en este mismo rango, no obstante, por el incremento de fragmentos de roca también existen felsarenitas líticas (muestras 81 y 83), sublitarenitas (80) y litarenitas (85); los sedimentos de arroyo se distribuyen de la siguiente manera: subfelsarenitas (muestras 86 y 87), sublitarenitas (88), litarenitas feldespáticas (89) y litarenitas (90), (Fig. 8).

El mayor contenido de cuarzo se presenta en los sedimentos de playa, el porcentaje más alto de feldespatos se encuentra en las arenas de duna y los fragmentos de roca predominan en las muestras de arroyo, siendo principalmente igneos.

Los sedimentos superficiales de la zona infralitoral se componen de arena mediana a fina de color gris claro debido al alto contenido de cuarzo y feldespatos; es el ambiente con mayor proporción de micas y de biógenos, que en su gran mayoría son fragmentos de conchas retrabajados por la acción del oleaje. El sedimento de la zona mesolitoral consta de arena fina color pardo oscuro y en ocasiones negro, debido al gran contenido de magnetita, ilmenita y hornblenda. El contenido de circon se aprecia únicamente en los tamaños de grano muy finos y



las micas se observan solamente en forma de trazas. El viento juega un papel muy importante en la selección mineral de estas zonas en las que actúa una vez que éstas han sido expuestas debido al movimiento descendente de la marea, de esta forma, el material ligero es llevado en saltación o por rodamiento hacia la zona de dunas, en la que se observa un sedimento superficial muy homogéneo, de grano fino y color gris oscuro con alto contenido de magnetita, ilmenita, hornblenda y micas; el circón se presenta en forma de trazas y ocasionalmente aparecen biógenos y restos de vegetación.

La zona de terraza muestra un sedimento de tamaño variable aunque tiende a concentrarse en el rango de la arena fina, tiene un color pardo rojizo con cierto contenido de limo debido a la alteración de los feldespatos; el porcentaje de anfiboles, magnetita, ilmenita y micas es ligeramente inferior al de la zona de dunas, distinguiéndose de ésta, por la presencia de arena gruesa en algunas de las muestras (80, 83 y 85).

El sedimento de arroyo consta principalmente de arena mediana color pardo amarillento, con poca cantidad de hornblenda, magnetita e ilmenita, minerales que se concentran principalmente en el rango de arena fina; se observa además alto contenido de biotita y de fragmentos de roca de origen volcánico, los cuales, predominan sobre los fragmentos de rocas sedimentarias y metamórficas.

En general, la mineralogía de la zona de estudio se presenta de una manera homogénea en sus diversos ambientes, variando únicamente el contenido de minerales en función del medio de transporte y de la selección que ha experimentado cada grano de arena durante el acarreo del material.

Dentro de los minerales presentes en la zona de estudio, se encuentran granos de cuarzo, hornblenda, magnetita, ilmenita, hematita, augita, circón, biotita, limonita y plagioclasas (oligoclasa y andesina), algunas de ellas, se encuentran parcialmente alteradas a sericita y otros minerales arcillosos a través de sus líneas de cruceo y fracturas. Los minerales se presentan como partículas libres en la fracción de arena fina y como agregados en la arena mediana; el circón se concentra en la arena muy fina.

Análisis Químicos

En los laboratorios de la Comisión del Fomento Minero se efectuó una caracterización para estudio metalúrgico mediante pruebas de espectrografía de emisión, difracción de rayos X y análisis químicos a una muestra representativa del área de estudio. Esta muestra (clave 3183-e/81) está conformada por arena de 297 perforaciones que se efectuaron en una retícula de 25 por 50 m en la zona de playa y de 50 por 100 m en la de dunas, a una profundidad promedio de 4.16 m arrojando los siguientes resultados:

a) Por medio de la técnica de espectrografía de emisión se identificaron cualitativamente los elementos así como el contenido de cada uno de ellos:

Proporción estimada --- Elementos

Mayor de 10% --- Si
 Entre 1.0 y 10% --- Al, Fe, Mg, Ca, Ti, Na
 Entre 0.1 y 1.0% --- CO₃
 Entre 0.01 y 0.1% --- Mn, Ba, Sr, V, Zr, Cu, S
 Menor de 0.01% --- Ni, Cr

b) Las especies minerales cristalinas se identificaron por medio de difracción de rayos X, quedando en mayor proporción los feldespatos y el cuarzo; en proporción media el anfíbol; en proporción menor la magnetita, ilmenita y mica; y en proporción inferior calcita y hematita.

c) Cuantitativamente se efectuó el análisis químico de los elementos y compuestos:

SiO ₂	---	46.87	%
Fe (total)	---	14.18	%
Al ₂ O ₃	---	9.69	%
Fe ⁺⁺	---	5.98	%
CaO	---	4.88	%
CaCO ₃	---	3.20	%
Ti	---	2.43	%
MgO	---	1.98	%
Mn	---	0.89	%
Na ₂ O	---	0.77	%
K ₂ O	---	0.24	%
Zr	---	0.12	%
Cr	---	0.032	%

d) Por medio del análisis químico anterior y de la fórmula ideal de cada mineral, se efectuó la reconstrucción mineralógica, con excepción del anfíbol, del cual, se calculó su contenido por medio de un conteo de partículas (Por medio de un espectrómetro de rayos X de energía dispersiva se identificó que el anfíbol es una hornblenda de variedad titanífera denominada kaersutita) resultando:

Feldespatos, cuarzo	---	49.40	%
Hornblenda	---	30.86	%
Magnetita	---	6.64	%
Ilmenita	---	6.58	%
Hematita y limonita	---	5.49	%
Biotita	---	0.85	%
Circón	---	0.18	%

El informe de la Comisión del Fomento Minero concluye en que el titanio se presenta en la ilmenita en un 2.08% y en la hornblenda en un 0.35%, conteniendo en la muestra representativa el 6.58% y el 30.86% respectivamente.

Recientemente, Martín Barajas (1986) efectuó análisis químicos a ilmenitas de San Antonio del Mar por medio de una sonda de energía dispersiva LINKS acoplada a un microscopio -- electrónico PHILIPS y utilizando el programa de corrección de análisis ZAF. Los resultados obtenidos en 25 muestras seleccionadas de playa y terraza marina son los siguientes:

TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	V ₂ O ₅
51.35 %	47.44 %	2.16 %	0.21%

Los análisis de TiO₂ indican una desviación estándar de 3.23, con un valor máximo de 57.23 % y un valor mínimo de -43.0 %. Estos valores indican un contenido de óxido de titanio ligeramente inferior al especificado por el mercado para los concentrados de ilmenita.

Por otra parte, para comparar la arena superficial y la arena a profundidad de 30 muestras superficiales y sus correspondientes muestras de perforación, cada muestra fué separada mediante un imán permanente en fracción no-magnética y en fracción magnética y las dos fracciones de cada muestra se analiza-

ron por 4 metales: Fe, Ti, Zr y Cr (Tablas 3 y 4). Así también, se efectuó separación con bromoformo a las muestras de perforación y la fracción pesada obtenida se analizó por 12 metales - (Tabla 5); observándose en las tablas 3 y 4 que en la zona infralitoral la fracción no-magnética es más abundante en las muestras superficiales que en las de perforación debido a la selección del material por el oleaje y, en la zona mesolitoral, se presentan en proporciones semejantes las dos fracciones magnéticas. En la zona de dunas, las muestras superficiales tienen más contenido de minerales magnéticos que las muestras de perforación debido en gran parte a que la acción del viento - lleva el material ligero en suspensión dejando a los minerales pesados asentados en el lugar ó transportándolos por rodamiento cuando el viento incrementa su fuerza, formando de este modo pequeñas rizaduras que presentan en la cresta un tono oscuro debido a la concentración de minerales pesados y, en los valles de las rizaduras, un tono claro por el predominio de cuarzo y feldespatos (Láminas 3 y 4).

En cuanto a metales, el contenido de hierro es considerablemente mayor en la fracción magnética tanto en las muestras superficiales como de perforación debido al contenido de magnetita e ilmenita; el cromo se presenta en las muestras superficiales únicamente en la fracción magnética (Tabla 3), contrastando con las de perforación que muestran altos contenidos de cromo en la fracción no-magnética (Tabla 4).

El contenido de titanio y de circonio es mayor en la fracción no-magnética tanto en las muestras superficiales como de perforación debido a la poca susceptibilidad magnética de la ilmenita y de la hornblenda y a la nula del circonio.

En la tabla 5 se observa que el contenido promedio de minerales pesados en muestras de perforación es mayor de 45%, se destaca el alto contenido de hierro, titanio y circón así como la presencia de cromo y de lantano. Se observó que el circón se concentra principalmente en el rango de la arena muy fina y se presenta en cristales alargados eudrales, mientras que la magnetita y la ilmenita se presentan en la arena fina y muy fina mostrando formas equidimensionales. Se piensa en un retrabajo de los sedimentos debido a que algunos minerales de circón muestran redondeamiento de las pirámides.

Al microscopio minerográfico se observan algunos granos de magnetita con exoluciones de ilmenita así como con alteración lateral de hematita. La ilmenita se presenta limpia, algunos granos muestran inclusiones laminares de magnetita, esto se refleja en una ligera disminución del contenido de óxido de titanio en los análisis químicos de las ilmenitas de la localidad (Martín Barajas, 1986) con respecto al contenido químico ideal (52.65% de TiO_2) del mineral.

Proveniencia

La fuente directa de sedimentos de casi todas las playas la constituye la parte somera de la plataforma marina, aunque de alguna forma, éstos provienen originalmente de los continentes. Otra fuente de menor importancia proviene de la erosión del oleaje sobre los acantilados así como del retrabajo de arenas de paleoplayas que se formaron anteriormente y que han sido afectadas por movimientos tectónicos (Shepard, - 1973).

En base al marco geológico existente, la mineralogía

de la zona de estudio proviene de las franjas volcánica-volcanoclástica y granítica de la parte occidental y central de la península; los minerales de ilmenita y magnetita son constituyentes principales de rocas ígneas básicas y probablemente se derivan de las formaciones Alisitos y San Telmo.

Se deduce la proveniencia de minerales como el circon, hornblenda, cromita y monacita (esta última se observó en forma de trazas) de la desintegración de los grandes batolitos constituidos por rocas graníticas ácidas y que proporcionan el carácter cuarzo-feldespático de los sedimentos (Fig. 8).

VI. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Las estructuras de los sedimentos son aquellos aspectos macroscópicos que, contrariamente a los texturales, se observan y estudian más claramente en el campo que en un ejemplar de mano o en una lámina delgada. Los estudios texturales incluyen: el tamaño, la clasificación, la forma y la redondez de las partículas, esto es, la textura trata las relaciones entre los granos que se observan con lupa o bajo el microscopio y que son un reflejo del nivel de energía, de la fuente de sedimentos, del tipo de transporte y depósito así como de los procesos del medio (Selley, 1976).

Las estructuras sedimentarias se refieren a la organización macroscópica de las partículas que componen una unidad sedimentaria, se clasifican en físicas, químicas y biológicas. Las primeras también se conocen como estructuras primarias o mecánicas debido a que se forman durante el depósito de los sedimentos. La variación de las estructuras indica fases transitorias en la velocidad y en el aporte de la corriente de depósito debido a ciclos diurnos o anuales y a tormentas periódicas u ocasionales. Las estructuras sedimentarias son de gran ayuda para determinar el agente o el medio de depósito, el orden de la secuencia estratigráfica, el rumbo de paleocorrientes y de paleopendientes así como las condiciones de flujo que las produjeron (Pettijohn, 1975).

Pettijohn y Potter (1964) dividen las estructuras sedimentarias primarias en cuatro grupos principales: 1) formas externas de la estratificación, tales como la geometría, dimensión y continuidad de las unidades sedimentarias; 2) ordenamiento

to interno y estructura de la estratificación, esto es, los va
rios tipos de estratificación (cruzada, gradual, laminar, etc);
3) marcas e irregularidades en los planos de estratificación,
los cuales se presentan hacia la base o en la superficie de la
capa, como pueden ser: rizaduras, impresiones orgánicas y de
lluvia, marcas de carga o desecación, etc; 4) deformación y per-
turbaciones en la estratificación, varían desde pequeñas dis-
torsiones en la superficie del plano de estratificación hasta
la completa destrucción de la organización original, debido al
peso de los sedimentos superiores o bien, por bioturbación. En
el área de estudio se presentan estructuras del segundo y ter-
cer tipo principalmente.

El ordenamiento interno que se presenta en la zona
de playa (Tabla 6) se observó a través de trincheras excavadas
en la zona mesolitoral. Las láminas 8 y 9 corresponden a exca-
vaciones efectuadas hacia la base de las dunas, se destaca en
la superficie una capa homogénea con alto contenido de minera-
les pesados sin estratificación aparente, así como laminacio-
nes de minerales claros alternados con bandas de minerales
oscuros, observándose un predominio de estos últimos; esto in
dica una gran tendencia a concentrar minerales pesados en esta
zona de la playa debido a la fuerza del viento que transporta
al material ligero hacia las dunas quedando asentados los min
rales más pesados.

La trinchera efectuada en la zona de reflujó del -
agua (Lám. 10) así como los núcleos de playa (Lám. 15) mues-
tran laminaciones alternadas de sedimento claro y oscuro oca-
sionado por el efecto de "barrido" en el frente de playa refle-
jando la acción cíclica del oleaje y las mareas sobre los sedi

mentos. Por otra parte, se observa en las laminaciones cierta inclinación hacia la costa indicando la pendiente del frente de playa. Ocasionalmente, se presentan algunas irregularidades en los planos de estratificación (Lám. 10), asociándose éstas a cambios en la intensidad del oleaje o en la dirección del -reflujo del agua durante la marea baja (Shepard, 1973).

Las dunas semiconsolidadas de la parte norte de la playa presentan estratificación cruzada (Láminas 11 y 12), por otra parte, las dunas recientes muestran un ordenamiento masivo u homogéneo por estar constituidas por granos no consolidados, no obstante, los núcleos de duna (N-11 y N-12, lám. 15) muestran microlaminaciones con ángulos de inclinación de 25° a 32° , los cuales se han interpretado como el ángulo de reposo del lado de sotavento de la duna.

La terraza marina presenta estratificación cruzada, estratificación horizontal y estratificación gradual (Lám. 13) lo que indica una gran variación en la energía del medio de depósito. Por otro lado, los sedimentos fluviales presentan ordenamiento masivo debido a la presencia de material grueso.

Las marcas e irregularidades identificadas en la zona de estudio se resumen en la tabla 6; asimismo, se encontró que las marcas de reflujo más abundantes en el frente de playa corresponden a manchones irregulares, no obstante, en el perfil de playa núm. X (Fig. 4) se observaron marcas de reflujo lineales (Lám. 5) que se asocian a rizaduras incipientes ocasionadas por el movimiento descendente de la marea.

Las marcas de reflujos romboidales (Lám. 6) están presentes regularmente en el frente de playa, siendo más común encontrarlas hacia el sur del área de estudio. Las marcas romboidales así como las marcas en "V" (Lám. 7) se relacionan a cambios en la dirección del reflujos de las olas.

Las marcas que se reconocen en la zona de dunas corresponden principalmente a rizaduras asimétricas (Láminas 3 y 4), las cuales son producidas por la acción del viento, ya que al incrementar éste su fuerza, ocasiona el movimiento de los granos de arena.

En el arroyo se observan ocasionalmente marcas de animales terrestres así como incipientes rizaduras superficiales donde la arena se presenta de grano fino.

VII. IMPLICACIONES TECTONICAS

Muchos de los aspectos sobre el origen, la acumulación y la distribución de los estratos sedimentarios son controlados por los movimientos tectónicos de la corteza terrestre, que influyen directamente en los ambientes de depósito. El principal control tectónico se observa en la distribución de masas continentales y cuencas oceánicas en las cuales, los sedimentos varían de terrígenos a material piroclástico y de carbonatos a evaporitas dependiendo de la actividad tectónica, fuentes de suministro, profundidad en que se efectúe el depósito, clima y de otros múltiples factores que inciden en el continente, en la plataforma continental o en el fondo marino -- (Friedman y Sanders, 1978).

Pettijohn (1975) menciona la relación entre la tectónica del sitio de depósito y el carácter de los sedimentos depositados mediante la noción generalizada de facie cratónica o de plataforma estable y facie geosinclinal o de hundimiento, - de carácter inestable.

Los elementos tectónicos del Jurásico Tardío al Cenozoico Medio en la región occidental de Norte América son, de oeste a este: 1) un complejo de subducción formado por una -- trinchera activa, representado por el Grupo Franciscan; 2) una cuenca, con sedimentos de la secuencia Gran Valle y 3) un arco magmático, que corresponde a las rocas graníticas y metamórficas que forman los plutones de la Sierra Nevada y de la península de Baja California (Crouch, 1979).

Por otra parte, Gastil (1975) examina el patrón tec-

tónico de la península de Baja California y concuerda con -- Crouch (op. cit.) en definirlo como un arco-sistema, el cual se compone por una franja occidental con depósitos de tipo -- trinchera (grauvaca, esquistos de glaucofano, serpentinita) -- que recuerdan al Grupo Franciscan; una franja intermedia análoga a la secuencia Gran Valle con depósitos de agua profunda -- del Jurásico al Cretácico Medio; en Baja California se reconoce solamente en la isla Cedros y en la península de Vizcaíno. Dentro de la misma secuencia Gran Valle, se presenta al este de la anterior, una franja con sedimentos de proveniencia plutónica y metamórfica representada por el Grupo Rosario cuyos sedimentos se derivaron del levantamiento de las montañas durante el Cretácico. La franja oriental está compuesta por rocas plutónicas cretácicas de composición gabroica o granodiorítica que muestran un incremento en el contenido de potasio hacia el este, el lado cóncavo del arco. Estos plutones intrusivos son rocas volcánoclasticas y unidades carbonatadas metasedimentarias mesozoicas.

Los mayores elementos estructurales de la península de Baja California son de oeste a este: el Borderland, el cual está separado de la península por la Línea Santillán y Barrera, la cual es un límite estructural recto que data del Cretácico y marca la costa del Pacífico en ese tiempo; la península está limitada al este por el Escarpe del Golfo, que es una estructura del Cenozoico Superior. Al oriente del escarpe se encuentra la Depresión del Golfo de California, constituida por horsts y grabens. La zona de estudio pertenece a la provincia estructural del Borderland, el cual es una región de rocas sedimentarias preorogénicas del Mioceno, flanqueadas por altos estructurales y topográficos conformados por rocas volcánicas y del ba

samento, la continuidad y estructura interna de estas rocas sugiere que se depositaron en terrazas continentales o en amplias cuencas; la topografía submarina y las implicaciones estructurales del Borderland fué discutida por Shepard y Emery en 1941 (en Gastil et al. op. cit.). La plataforma continental del Pacífico bajacaliforniano constituye una porción emergente del Borderland continental (Gastil et al., op. cit.).

De acuerdo con Crouch (1979), evidencias geológicas, geofísicas y paleomagnéticas representadas por los elementos tectónicos del Jurásico Tardío al Cenozoico Medio en la región occidental de Norte América, indican que las franjas que forman el Borderland continental exterior y las Sierras Transversas occidentales de California fueron separadas de sus emplazamientos originales en el norte de Baja California. La separación se inició en el Mioceno Temprano y está ligada al cambio de movimiento de placas de subducción a transformación a lo largo del margen continental del sur de California y la península de Baja California. Este autor concuerda con Atwater --- (1970) proponiendo la posición de las franjas magmáticas en un margen continental longitudinal continuo, "tipo-andino" a lo largo del oeste de Norte América durante largos intervalos del Mesozoico y Cenozoico.

La historia tectónica del oeste de Norte América durante el Mesozoico Tardío y el Paleógeno es un proceso de subducción de miles de kilómetros de litósfera oceánica originando una zona de compresión horizontal (Khain y Levin, 1982; -- Howell y otros, 1978), y se manifiesta por la formación de numerosas cuencas y sierras. Mientras que la corteza oceánica se acrecionaba y descendía bajo la costa oeste de la placa de Nor

teamérica, la placa oceánica del Pacífico se desplazaba al noreste (Fig. 9). Esto implica un movimiento lateral entre las dos placas tectónicas; una porción de la Placa Americana se añadió a la del Pacífico y el movimiento resultante se efectuó a lo largo de la Falla de San Andrés, (Atwater, op. cit.). Esta autora indica además, que el movimiento de la falla se originó después de terminar la subducción hace no menos de 30 m.a. y calcula su desplazamiento en 1 400 Km en los últimos 23 m.a.

Actualmente, las placas Americana y del Pacífico se mueven paralelamente a la falla de San Andrés a razón de 6 cm por año. Atwater (op. cit.) presenta dos modelos respecto al desplazamiento de esta falla: uno asume un movimiento constante desde el Cenozoico tardío y el otro, indica que las placas permanecieron fijas hasta hace 5 m.a., edad en que fueron separadas por medio de la Falla de San Andrés.

La abertura del Golfo de California (el cual según Atwater (op. cit.) es continuación del Sistema de Falla San Andrés) se inicia hace 5 m.a. (Crouch, 1979). Por otra parte, Menard (1978) y Doyle (1972) lo datan en 4 m.a.; Gastil et al. (1975) por la interpretación de las anomalías magnéticas en la boca del golfo de California, dedujo que éste se ha desplazado 260 Km en un tiempo de 4 a 6 m.a. Asimismo, Ortlieb (1980) indica que la parte sur de la península se ha separado 240 Km al nor-noroeste a razón de 30 mm/año durante los últimos 4 m.a.

Smith (1977) menciona que el desplazamiento de la península originó un punto focal de tensión tectónica localizado en la intersección teórica de la falla Agua Blanca y el lineamiento Venado Blanco al norte de la península y sugiere la po-

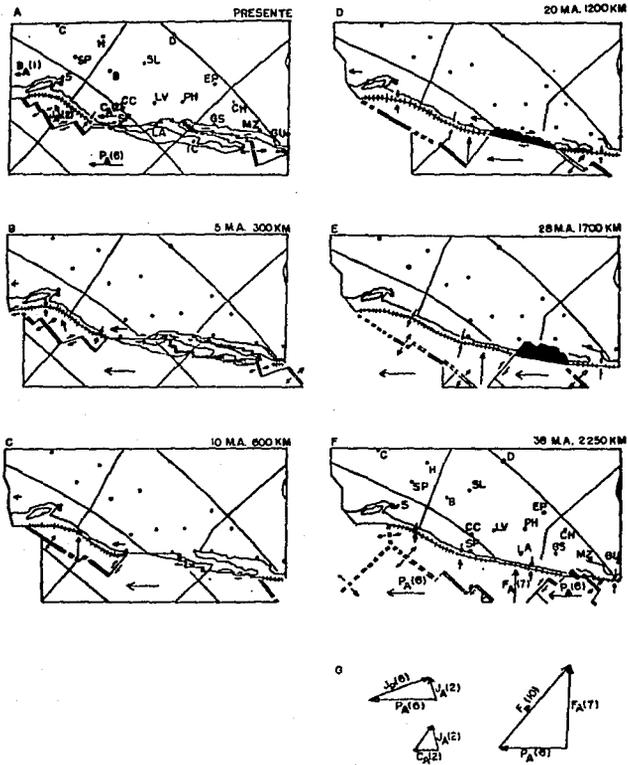


Fig. 9
 Reconstrucción de la evolución y deformación en el
 Cenozoico Superior de las placas Americana y del
 Pacífico según Atwater, T. (1970)

sibilidad de que ambos rasgos tectónicos se desarrollaron como consecuencia de una rotación amplia de la península de Baja California en el sentido de las manecillas del reloj a medida que ésta se alejaba de la parte continental de México.

En cuanto a los movimientos verticales que ocurren en la península, la costa del Pacífico muestra terrazas pleistocénicas con elevaciones de hasta 350 m (Ortlieb, 1980). Pratt y Dill (1974) mencionan elevaciones de 240 m al sur de California (EUA) y, en Baja California, reportan una terraza de 220 m de altura con una longitud de 20 Km a lo largo de la costa, frente a la Isla Cedros. Gastil et al. (1975) reportan elevaciones desde 5 hasta 250 m para terrazas pleistocénicas en la parte sur de la península, así como alturas de 500 m en la mesa de San Carlos, en el estado de Baja California Norte. Estas alturas se explican por cambios eustáticos debidos a épocas glaciares que datan desde 30 000 hasta 200 000 años en el pasado (Valentine y Veeh, 1969; Ortlieb, 1980) y también por efectos tectónicos de basculamientos de bloques estructurales.

Ortlieb (1979) reporta un movimiento vertical continuo de la península de Vizcaíno del orden de 70 mm/1000 años para el periodo comprendido entre el Plioceno tardío y Pleistoceno Medio. El mismo autor (1980) indica que la presencia de elevadas líneas de costa pleistocénicas en la costa del Pacífico de Baja California sugieren un levantamiento epeirogénico. Asimismo, menciona que este movimiento vertical cortical durante el Cuaternario fué del orden de 100 mm/1000 años, y añade que las terrazas sangamonianas (entre 80 000 y 120 000 años antes del presente) del litoral del Pacífico, las cuales se han observado de 5 a 10 m de altura, no son más altas que las del

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

43

golfo de California, y sugiere una relativa "estabilidad" vertical de la región en los últimos cien mil años.

Por otro lado, Malpica et al. (1978) y Ortlieb (1980) mencionan que a lo largo de la parte norte del estado de Sonora, así como en la isla Tiburón se encuentran terrazas marinas pleistocénicas que suponen corresponden al último período interglacial (Sangamon) con elevaciones de 5 m.s.n.m. Ortlieb - op. cit.) reporta en la costa oriental de la península terrazas sangamonianas de 5 a 10 m y relaciona las altas elevaciones de terrazas marinas pleistocénicas en la costa peninsular del golfo de California con actividad volcánica Plio-Cuaternaria al norte de Santa Rosalía. En cuanto a desplazamientos laterales cuaternarios, se limitan al Sistema de Falla San Jacinto, a lo largo del delta del Río Colorado; esta falla se liga estructuralmente al Sistema de Falla San Andrés (Ortlieb, 1980).

Folk (1974) opina que el ambiente de depósito ejerce un control mucho mayor que el tectonismo en la clasificación y el redondeamiento de los sedimentos debido a que no se requiere un largo período de estabilidad de la corteza para que se origine un sedimento bien clasificado, ya que, estos procesos ocurren geológicamente, casi instantáneamente. Asimismo, el autor indica que, aunque el ambiente de depósito es aparentemente el factor que controla inmediatamente la madurez textural del sedimento, el marco tectónico ejerce un control indirecto al determinar cuales ambientes predominarán volumétricamente y cuales serán poco abundantes en una determinada región o sección stratigráfica al influir factores como: la litología del área fuente, el relieve, los procesos geomórficos y la velocidad de subsidencia de la cuenca de depósito. Estos factores, a su vez,

se interrelacionan y producen asociaciones preferentes de ambientes de depósito, ya que la velocidad de la afluencia de detritos en la cuenca, combinada con la velocidad de subsidencia de la misma, determina la distribución de los ambientes de depósito, o sea, la proporción entre facies continentales y marinas, o la importancia relativa de los sedimentos deltaicos con respecto a los de las playas.

En el área de estudio, los ambientes que presentan mayor energía son los de playa y duna. El 86% de las muestras de estos ambientes caen dentro del rango de las subfelsarenitas con una relación entre sedimentos submaduros a maduros de 1.5 : 1 (Tabla 2), lo cual concuerda con lo descrito por Folk (op. cit.) en cuanto a existir una variación en la madurez textural al incrementarse la aportación de energía mecánica sobre los sedimentos.

Por otra parte, siguiendo la teoría simplificada propuesta por Folk (op. cit.), que relaciona la existencia de sedimentos submaduros con una ligera inestabilidad tectónica de la provincia, así como por la presencia de anfíboles y feldspatos que indican una inmadurez mineralógica aunada a la inmadurez textural de los sedimentos, y por la presencia de terrazas marinas en la zona de estudio, se concluye que los resultados de este trabajo concuerdan con los de otros autores en cuanto a indicar una inestabilidad tectónica de la región.

VIII. IMPLICACIONES ECONOMICAS

Durante los ciclos erosivos los minerales formadores de las rocas son fragmentados y alterados por la acción del intemperismo, perdurando los minerales estables como el cuarzo, granate, óxidos de hierro y titanio, rutilo, circón, monacita, oro, casiterita y otros asociados. Se les conoce como minerales pesados, además se les encuentra en gravas y arenas de ríos y playas y son susceptibles de formar depósitos de placer (Park y Macdiarmid, 1975). Un yacimiento que puede resultar económico se forma donde la fisiografía y el clima han provisto las condiciones propicias para la acumulación en cantidad suficiente de estos minerales (Shepard, 1973).

Los factores más importantes que influyen en la formación de depósitos económicos de minerales pesados son: 1) el área de roca de aporte de minerales expuesta a la erosión; 2) la duración e intensidad del ciclo erosivo; 3) el contenido mineral de la roca expuesta y, 4) el clima, la topografía y la localización (Macdonald, 1973); otro factor importante es el agente de transporte y depósito. Los minerales pesados tienen claras asociaciones con clases específicas de rocas ígneas y sus asociados ambientes corticales, de esta forma el circón, la monacita y el rutilo son comunmente encontrados como constituyentes menores de las rocas graníticas ácidas; la ilmenita y la magnetita ocurren en la mayoría de los intrusivos o en flujos de lava básicos y la magnetita titanífera es constituyente de rocas volcánicas recientes; por otra parte, el granate se deriva de rocas metamórficas como resultado de metamorfismo regional o de contacto, el estaño se deriva de granitos ácidos, el platino y la cromita de rocas básicas o ultrabásicas y el

oro de una gran variedad de rocas ígneas.

La concentración natural de minerales estables es - más completa con el incremento en la intensidad del período de erosión; la selectividad depende del tamaño, forma y peso específico de los minerales o partículas presentes. La formación de placeres de playa se efectúa cuando existe una redistribución del material a lo largo de la plataforma continental y el movimiento del mar clasifica gradualmente los sedimentos transportando al material fino hacia aguas profundas y al grueso - hacia la costa; los minerales pesados se concentran con los sedimentos de grano grueso y la distribución final depende de - las propiedades físicas de las partículas y de la fuerza y dirección del viento así como de las corrientes costeras.

Las acumulaciones importantes de placeres de playa se presentan en la base de las dunas frontales, en playas abiertas donde las olas de tormenta han re TRABAJADO las arenas de duna (Park y Macdiarmid, 1975) y en trampas naturales formadas por salientes rocosos que obstaculizan el paso de las corrientes marinas; los yacimientos son generalmente de forma lenticular y varían en tamaño desde varios cientos de metros de longitud y algunos metros de espesor.

Los placeres eólicos se forman donde están expuestas extensiones de arenas de playa a la acción del viento, se caracterizan por presentar sistemas de dunas que se desarrollan acordes a la dirección y fuerza del viento, están sujetos a los contornos del terreno que puedan representar un obstáculo al avance de las arenas. La concentración mineral en la duna se desarrolla como delgadas laminaciones y como masas diseminadas.

das durante períodos alternados de estabilidad y migración -- (Force, 1976).

Otro tipo de placer se puede localizar en barras sumergidas de sedimentos paralelos a la línea de costa, algunas de estas barras pueden constituir placeres de playa sumergidos que resultan de la acción clasificadora de las olas y corrientes marinas. En muchos casos existe un intercambio constante de material entre las playas y las barras sumergidas. Por otro lado, períodos de levantamientos tectónicos que ocasionan variaciones eustáticas en el nivel del mar, así como la migración de dunas costeras, han producido placeres de playa alejados de la actual línea de costa.

Los minerales económicos encontrados en placeres de playa tienen un peso específico que varía entre 3.7 y 7.1; - estos minerales por su resistencia al intemperismo y a la abrasión, se presentan como material granular con tamaños de 2 a 4 phi (rango de arena fina a muy fina).

Por sus propiedades magnéticas (Tabla 7), los minerales pueden ser separados mediante métodos magnéticos, electrostáticos o por medio de separación de alta tensión.

La separación magnética divide los concentrados de minerales pesados en dos fracciones: magnética y no-magnética; la tabla 8 describe la atracción magnética relativa de los más importantes minerales de placeres de playa en orden descendente de susceptibilidad magnética basada en la escala del acero con un valor de cien. Minerales como la magnetita, ilmenita y rutilo son separados uno del otro aprovechando sus variaciones

en las propiedades magnéticas, otros minerales de similar -- susceptibilidad pueden tomar parte inicialmente de una fracción magnética y posteriormente, separarse por métodos de gravedad cuando presentan variaciones importantes en tamaño o forma o bien, por separación de alta tensión cuando en los concentrados se presentan minerales conductores y no-conductores (Tabla 7).

En la separación electrostática la polaridad del sistema es de gran importancia debido a que minerales como la monacita, el circón y el cuarzo son susceptibles de adquirir cargas eléctricas al frotarse los minerales entre sí.

La reacción de las partículas minerales a una descarga de alta tensión de corriente directa, depende de sus propiedades conductivas; los minerales conductores adquieren cargas en su superficie, pero ofrecen poca resistencia al libre flujo de cargas iónicas; los no-conductores absorben y llegan a saturarse de cargas iónicas mientras que las cargas conductivas tienen poco efecto. Los separadores de minerales que operan a base de alta tensión, ofrecen altas capacidades de separación, gran flexibilidad en su uso y facilidad de operación.

Los principales depósitos comerciales explotados hasta 1955 son en: Australia, rutilo en arenas de playa; Canadá, depósitos primarios de magnetita, ilmenita y hematita; Egipto, arenas negras en el río Nilo; Finlandia, magnetita e ilmenita; Camerún, placeres de rutilo; La India, depósitos de playa de ilmenita y rutilo; Japón, arenas ferríferas; Malasia, depósitos de placer de ilmenita; Noruega, depósitos primarios de magnetita e ilmenita; Senegal, ilmenita de playa; Estados Unidos,

depósitos primarios de ilmenita y magnetita así como ilmenita y rutilo de placer (Miller, 1957).

La producción mundial de concentrado de ilmenita tanto de depósitos primarios como de placer durante los años de 1941 a 1954 fué de 10 millones de toneladas cortas y de concentrado de rutilo, 420000 toneladas cortas (Miller, 1957). La producción de ilmenita se incrementó con el crecimiento de la industria de la pintura de menos de 35 toneladas anuales a un millón de toneladas en 1953; de 1964 a 1970 se produjeron mundialmente 24.8 millones de toneladas de ilmenita; de 1971 a 1978 se explotaron en el mundo 3.6 millones de toneladas de rutilo y en 1970, 453 000 toneladas de circón (Macdonald, 1973).

Miller (op. cit.) estima que los recursos del mundo de material titanífero son 1 937.3 a 2 116.3 millones de toneladas cortas conteniendo 215.7 a 265.3 millones de toneladas cortas de TiO_2 .

Los productos derivados de los depósitos minerales satisfacen a la mayoría de los requerimientos del mercado mundial; los yacimientos ferrotitaníferos de Canadá y Noruega han incrementado la producción de escoria titanífera. El titanio se usa principalmente en la industria de la pintura por el alto índice de refracción y por la estabilidad química del dióxido de titanio que lo hace apropiado para la producción de pigmentos de buena calidad; la demanda de esta industria es del 99% de toda la producción de ilmenita, leucoxeno y escoria de titanio y del 65% de rutilo, aumentando constantemente la demanda de óxido de titanio para uso de la navegación y proyectos espaciales. El mercado mundial del circón es sostenido por

Australia y por los Estados Unidos, el mineral debe tener un tamaño de grano del rango de la arena muy fina; el 60% de la producción se emplea en la industria de la fundición y un 15% se usa en aleaciones del circonio; otros usos son: en la industria nuclear, equipo resistente a la corrosión en la industria química, refractarios, vidrio etc.

El precio de la ilmenita en base al 52-54% de TiO_2 en enero de 1985 fué de 70-75 U.S. dólares por tonelada larga, el del rutilo con 96% de TiO_2 fué de 510-520 dólares por tonelada corta y el precio del circonio con un contenido mínimo de 65% de ZrO_2 fué de 165 dólares por tonelada corta (el precio del rutilo y del circonio se mantuvo sin cambio hasta febrero de 1987, Engineering and Mining Journal, 1987a). Estos precios varían conforme a factores como la uniformidad del material en cuanto a composición química, la pureza del concentrado, el alto contenido del metal y el tamaño de las partículas.

En el informe anual del año 1982 del Proyecto Arenas Negras (Martín Barajas, 1982b) se reporta en la playa San Antonio del Mar 5.5 millones de toneladas de arena en bruto en sedimentos recientes de playa y duna a una profundidad de 4.1 m con las siguientes leyes y toneladas:

Oxidos:	TiO_2	ZrO_2	Cr_2O_3	Fe_3O_4
Leyes (%):	2.215	0.108	0.132	34.251
Tonelajes:	121,961.6	6,043.1	7,306.7	1,881,669.0

Por otra parte, los estudios efectuados en la terraza marina adyacente a la zona de dunas (Lám. 2) indican en el mig

mo informe 11 millones de toneladas de reservas probables y pa
ra las terrazas que se encuentran adyacentes a la costa desde
la zona de estudio y hasta Cabo Colonet (15 Km de longitud),
se reportan 131 millones de toneladas de reservas potenciales
(estas reservas corresponden al material en bruto).

Por otra parte, la compañía minera australiana invirtió
recientemente 65 millones de dólares australianos para ing
latar una planta productora de rutilo sintético que emplea --
180 000 Tons de ilmenita con 59% de TiO_2 para producir 100 000
Tons de rutilo sintético con 92% de TiO_2 el cual es empleado
en la producción de pigmento de titanio por medio del método
de cloración (Engineering and Mining Journal, 1987b).

No obstante el contenido ligeramente inferior de óxi
do de titanio (51.35%) en las ilmenitas de San Antonio del Mar
al requerido por el mercado para concentrados de ilmenita (54%
de TiO_2), el elevado tonelaje, las áreas potencialmente favoraba
bles y la posibilidad de producir rutilo sintético en base a
ilmenita, hacen posible la explotación de las arenas de San An
tonio del Mar.

IX. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- 1) El aporte de sedimentos de la playa de San Antonio del Mar proviene del arroyo Salado que desemboca en la localidad, de las corrientes litorales que distribuyen los sedimentos a lo largo de la playa así como del retrabajo de las arenas que forman las terrazas adyacentes a la costa.
- 2) El razgo de unimodalidad en las arenas infralitorales aunado a una madurez textural relativamente alta, hace suponer un escaso suministro de sedimentos por las corrientes litorales.
- 3) El frente de playa muestra una pendiente promedio de 3° con sedimentos principalmente de grano fino, bien clasificados, asimétricos hacia finos y mesocúrticos.
- 4) La gran mayoría de sedimentos corresponden a subfelsarenitas, las cuales se concentran en los ambientes de playa y de duna es decir, los de mayor energía, con una relación entre sedimentos submaduros a maduros de 1.5 : 1
- 5) El contenido de cuarzo aumenta en los sedimentos de playa, el mayor porcentaje de feldepatos se presenta en el ambiente de duna y los fragmentos de roca predominan en las muestras de arroyo, siendo principalmente fragmentos de rocas ígneas extrusivas.
- 6) La cantidad de ilmenita, magnetita, horblenda, biotita y circón hace suponer una proveniencia volcánica y metamórfica.

- 7) Las estructuras sedimentarias observadas son de carácter primario y corresponden a marcas lineales, romboidales y en "V" ocasionadas por el reflujo del agua en la zona de playa; en las dunas se presentan rizaduras asimétricas. En los ambientes presentes en la zona se observa estratificación horizontal, gradual y cruzada.
- 8) La mayor concentración de minerales pesados se localiza hacia la parte superior de la playa, limitando con la zona de dunas.
- 9) La zona de dunas muestra un sedimento de tamaño de grano fino y con un contenido homogéneo de minerales pesados.
- 10) En la parte sur de la zona de estudio, las arenas de duna avanzan sobre la terraza marina, la cual constituye un paleodelta con una secuencia transgresiva de depósitos cercanos a la costa. La parte superior de esta terraza presenta concentración de minerales pesados.
- 11) El contenido de minerales pesados en las zonas de playa y duna es mayor del 45% con una ley de 2.215% de TiO_2 . Destaca el contenido de hierro, titanio y circón, así como la presencia de cromo y lantano.
- 12) Por sus propiedades magnéticas, los minerales pueden ser separados mediante métodos magnéticos, electrostáticos o por medio de alta tensión eléctrica.
- 13) Los resultados de este trabajo reflejan la inestabilidad tectónica del cuaternario a la que estuvo sometida la porción norte de la Península de Baja California.

- 14) Dado que es posible la producción de rutilo sintético a partir de la ilmenita, las arenas de San Antonio del Mar pueden constituir un yacimiento de tipo económico.
- 15) Se recomienda el estudio sedimentológico de las terrazas marinas al sur de la zona de estudio y hasta Cabo Colonet con objeto de determinar el contenido de minerales pesados debido a que el Consejo de Recursos Minerales reporta 131 millones de tons de reservas potenciales de material en bruto.
- 16) Dado que es posible localizar depósitos de placer en barras sumergidas en el Borderland continental, se recomienda un estudio de los sedimentos depositados en las cuencas marinas adyacentes a la zona de estudio el cual pudiera dar resultados positivos.

BIBLIOGRAFIA

- AGUAYO C.J.E., R. BELLO, M.A. DEL VECHIO, J. ARAUJO y M.A. -- BASAÑES, 1978. Estudio sedimentológico en el área Tulum-Cancún-Isla Mujeres, Estado de Quintana Roo, México, Inst. Mex. Petrol. Subdir. Tecnol. Explor., Publ. Espec., 33p.
- ALLMAN M. y D.F. LAWRENCE, 1972. Geological Laboratory Techniques. ARCO Publ. Co., Inc. N.Y., 335 p.
- ATWATER, T., 1970. Implications of plate tectonics for the cenozoic tectonic evolution of western north america. Bull. of the Geol. Soc. of Am., 81:3513-3536.
- ALLISON, E.C., 1955, Middle Cretaceous gastropoda from Punta China, Baja California, México. Journal of Paleontology, -- 29(3):400-432.
- 1971, The type Alisitos Formation (Cretaceous, Aptian-Albian) of Baja California and his Bivalve Fauna. Departament of Geology, San Diego State University, San Diego, Cal. 20-59
- BEUTELSPACHER, S., 1977. Algunos comentarios sobre el Yacimiento de Arenas Negras de San Antonio del Mar, B.C.N. Informe Técnico, C.R.M.
- BOSE, E. y E. WITTICH, 1913. Informe relativo a la exploración de la región norte de la Costa Occidental de la Baja California. Instituto Geológico de México, Parergones IV, 307-529.
- CARRANZA-EDWARDS, A., 1980. Ambientes sedimentarios recientes de la llanura Costera Sur del Istmo de Tehuantepec. An. Centro Ciencias del Mar y Limnol. U.N.A.M., México, 7(2):13-66.
- 1986, Estudio sedimentológico regional de las playas del Estado de Chiapas, México. An. del Inst. Cienc. del Mar y Limnol., U.N.A.M. 13(1):331-334.
- CARRANZA- EDWARDS, A., ROSALES HERNANDEZ L. y R.LOZANO SANTA-CRUZ, 1986. Estudio de playas del Estado de Oaxaca, México. Anales Inst. Cienc. del Mar y Limnol. U.N.A.M. (en prensa).
- CARRANZA- EDWARDS, A., ROSALES HERNANDEZ L., AGUIRRE GOMEZ y A. GALAN ALCALA, 1986. Estudio de metales en sedimentos litorales de Sonora, México. An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol. - U.N.A.M. (en prensa).

- CROUCH, J.K., 1979. Neogene tectonic evolution of the California Continental Borderland and Western Transverse Ranges. Geol. Soc. of Am. Bull. Part 1. 90:338-345.
- DOYLE, L.J. y O.L. BANDY, 1972. Southern Continental Borderland Baja California: Its Tectonic and environmental Development. Geol. Soc. of Am. Bull., 83:3785-3794.
- ENGINEERING AND MINING JOURNAL, 1987a. Publicación mensual de McGraw-Hill Co. 188(2).
- 1987b. Publ. mensual de McGraw-Hill Co. 188(11):44-47.
- FLYNN, C.J., 1970. Post-batholithic Geology of the La gloria-Presa Rodriguez area, Baja California, México. Geol. Soc. of Am. Bull. 81:1789-1806.
- FOLK, R.L., 1974. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Pub. Co., Austin, Texas. 182p.
- FORCE, E.R., 1976. Titanium contents and titanium partitioning in rocks. Geol. Surv. Prof. Paper 959-A.
- FRIEDMAN, G.M. y J.E. SANDERS, 1978. Principles of Sedimentology. John Wiley & Sons, Inc. 792 p.
- GASTIL, R.G., R.P. PHILLIPS y E.C. ALLISON, 1971. Reconnaissance Geologic Map of the State of Baja California: Geol. Soc. of Am. scale 1:250,000.
- 1975. Reconnaissance Geology of the State of Baja California. Geol. Soc. of Am., Inc. Memoir 140. 170 p.
- GASTIL, R.G., 1975. Plutonic zones in the Peninsular Ranges of Southern California and Northern Baja California. Geology. 361-363.
- GARCIA, E., 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. Inst. Geografía, U.N.A.M. 246 p.
- HOWELL, D.G., D.S. McCULLOCH y J.G. VEDDER, 1978. General geology, petroleum appraisal and nature of environmental hazards eastern Pacific Shelf, Latitude 28° to 38° North. Geol. Surv. Circular 786. 28 p.
- INSTITUTO DE GEOFISICA, 1978. Tablas de predicción de mareas, 1977. Apendice I, Parte B, An. Inst. Geofisica, U.N.A.M. Vol. 23.

- KHAIN, V. Y. y L.E. LEVIN, 1982. Principal features of the Tectonics of Continents and Oceans. Geotectonics, 16(2):166-167.
- LOPEZ-RAMOS, E., 1979. Provincia Geológica de Baja California. Geología de México, Tomo 2, p 1-57.
- LOZANO ROMEN, F., 1975. Evaluación Petrolífera de la Península de Baja California, México. Bol. Asoc. Mex. de Geol. Petrol. 27(4-6):329 p.
- MACDONALD, E.H., 1973. Manual of beach mining Practice. In: Explorations and evaluation, Canberra.
- MALPICA CRUZ, R., 1972. Rocas marinas del Paleozoico tardío en el área de San José de Gracia, Sinaloa. Mem. Soc. Geol. Mex. 2 Convención Nal. Mazatlán, Sin. 251 p.
- MALPICA, C.V., ORTLIEB, L. y A. CASTRO DEL RIO, 1978. Transgresiones cuaternarias en la costa de Sonora. Rev. Inst. Geol. U.N.A.M. 2(1):90-97.
- MARTIN BARAJAS, A., 1982a Estudio sedimentológico del depósito de arenas titanoferríferas de El Cayacal, Guerrero. Tesis Profesional, Fac. Ing. U.N.A.M.
- 1982b. Informe anual del Proyecto Minerales Pesados, C.R.M. Inédito.
- 1986. Informe de los análisis químicos de las ilmenitas de San Antonio del Mar, B.C.N. Informe técnico, C.R.M.
- MARTINEZ, B.A. y C.C. JAVIER, 1982. Sedimentología litoral de los estados de Nayarit, Jalisco, Michoacán y Guerrero, México. Tesis Profesional, Fac. Ing. U.N.A.M.
- MENARD, H.W., 1978. Fragmentation of the Farallon Plate by pivoting subduction. Journal of Geology. 86:99-110.
- MENDEZ UBACH, M.N., 1983. Contribución al conocimiento de las relaciones entre fauna y sedimentos en 29 playas arenosas del Golfo de México. Tesis Prof. Fac. Ciencias, U.N.A.M.
- MILLER, J.A., 1957. Titanium. U.S. Government Printing Office, Washington, Information Circular 7791. 202 p.

MINCH, J.A., 1967. Stratigraphy and structure of the Tijuana-Rosarito Beach area, northwestern Baja California, México. Geol. Soc. Am. Bull. 78:1155-1178.

ORTLIEB, L., 1979. Quaternary marine terraces in southern - Vizcaino Peninsula, Baja California, México. En: Baja California Geology, field guides and papers; P.L. Abbott, R.G. Gastil, (Eds). San Diego State Univ. p. 89-93.

-----1980. Neotectonics from marine terraces along the Gulf of California. En: Earth Rheology: Isostasy and Eustasy. Proceed of earth-rheology and late Cenozoic Isostatic movements, an interdisciplinary simposium held in stockholm, Sweden. N. A. Morner, ed., Willey Interscience Public. p. 497-504.

PARK, Ch. y R. MACDIARMID, 1975. Ore Deposits. W.H. Freeman Co. San Francisco. 530 p.

PETERSON, G.L. y P.L. ABBOTT, 1979. Mid-eocene climatic Change Southwestern California and northwestern Baja California. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 26:73-87.

PETERSON, C.D., G.W. GLEESON y N. WETZEL, 1987. Stratigraphic development, mineral sources and preservation of marine placers from Pleistocene terraces in southern Oregon, U.S.A. Sedimentary Geology. 53:203-229.

PETTIOHN, F.J. y P.E. POTTER, 1964. Atlas and glosary of primary sedimentary structures. Springer Verlag, Berlin. 370 p.

PETTIOHN, F.J., 1975. Sedimentary Rocks. Harper and Row, Publ. New York. 628 p.

PRATT, R.M. y R.F. DILL, 1974. Deep eustatic terrace levels: further speculations. Geology. 2(3):155-159.

SANTILLAN, M. y T. BARRERA, 1930. Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud norte, México. Anales del Instituto de Geología. 5:1-37.

SELLEY, R.C., 1976. Medios Sedimentarios Antiguos. H. Blume ediciones. 251 p.

SHEPARD, P.F., 1973. Submarine Geology. Harper & Row Publ. New York, San Francisco. 517 p.

SMITH, D.L., 1977. A northeast trending trans-peninsular lineament across Baja California. Rev. Inst. Geol. U.N.A.M. 1(2):138-143.

SOLLEIRO, R.E., 1987. Estudio de sedimentos superficiales de la plataforma continental en San Antonio del Mar, B.C.N. Méx. Tesis Prof. Fac. Ing. U.N.A.M.

VALENTINE, J.W. y H.H. VEEH, 1969. Radiometric ages of Pleistocene Terraces from San Nicolás Island, California. Geol. Soc. of Am. Bull. 80:1415-1418.

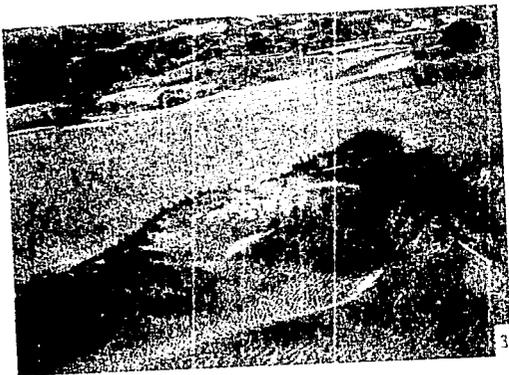
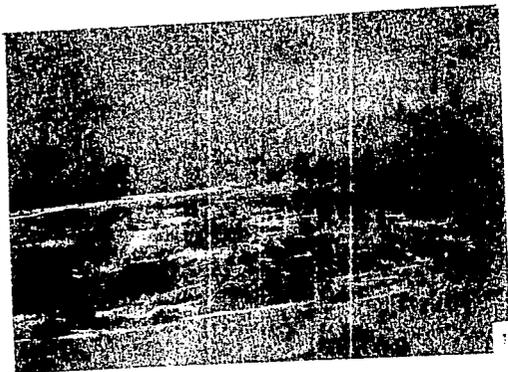
WISSER, E., 1954. Geology and Ore deposits of Baja California, México. Econ. Geology. 49:44-76.

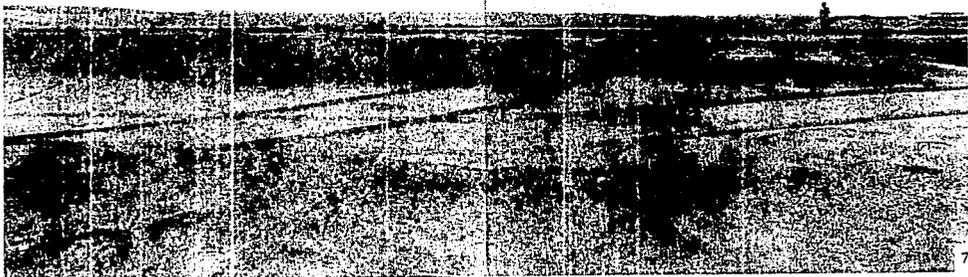
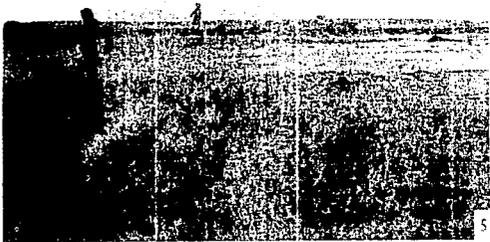
WITTICH, E., 1909. Contribución a la Geología de la región meridional de la Baja California. Vol. Soc. Geol. Mex. T. VI, p. 5-14.

WOODFORD, A.O. y T.F. HARRISS, 1938. Geological reconnaissance across Sierra San Pedro Mártir, Baja California. Geol. Soc. of Am. Bull. 49:1297-1336.

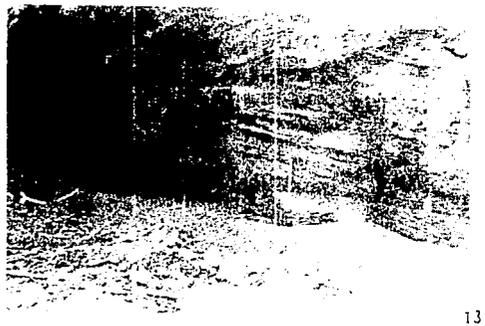
LISTA DE LAMINAS

- Lám. 1) Vista panorámica hacia el NW de la Playa San Antonio del Mar.
- 2) Terraza en la parte sur del área de estudio; la parte superior de tono oscuro, la constituye una capa de 10 m de espesor con alta concentración de minerales pesados. Esta terraza representa un paleodelta con una secuencia transgresiva de depósitos cercanos a la costa.
- 3-4) Rizaduras en la zona de dunas.
- 5) Manchones longitudinales en la parte superior de la zona infralitoral.
- 6) Manchones romboidales en la parte superior de la zona infralitoral, se observa alta concentración superficial hacia la base de la duna.
- 7) Desembocadura del arroyo Salado mostrando manchones irregulares y en "V" hacia la parte superior de la zona infralitoral; se observa alta concentración superficial de minerales pesados en la zona mesolitoral.
- 8-9) Trincheras excavadas en la zona mesolitoral, hacia la base de la duna, se aprecian bandas y laminaciones así como una capa superficial con alto contenido de minerales pesados.
- 10) Trinchera excavada en la parte inferior de la zona mesolitoral mostrando laminaciones así como algunas irregularidades en la estratificación.
- 11-12) Estratificación cruzada en dunas establecidas, se localizan al norte de la playa.
- 13) Estratificación cruzada en la terraza al sur del área de estudio mostrando horizontes de material grueso.
- 14) Manchones de conchas sobre la terraza en la parte sur del área de estudio. El lugar se localiza a 25 m al noreste de la muestra núm. 69, a una altura de 16.2 m sobre el nivel del mar.
- 15) Radiografías de núcleos; N-1 a N-10 corresponden a núcleos de playa; N-11 y N-12 son núcleos de duna.









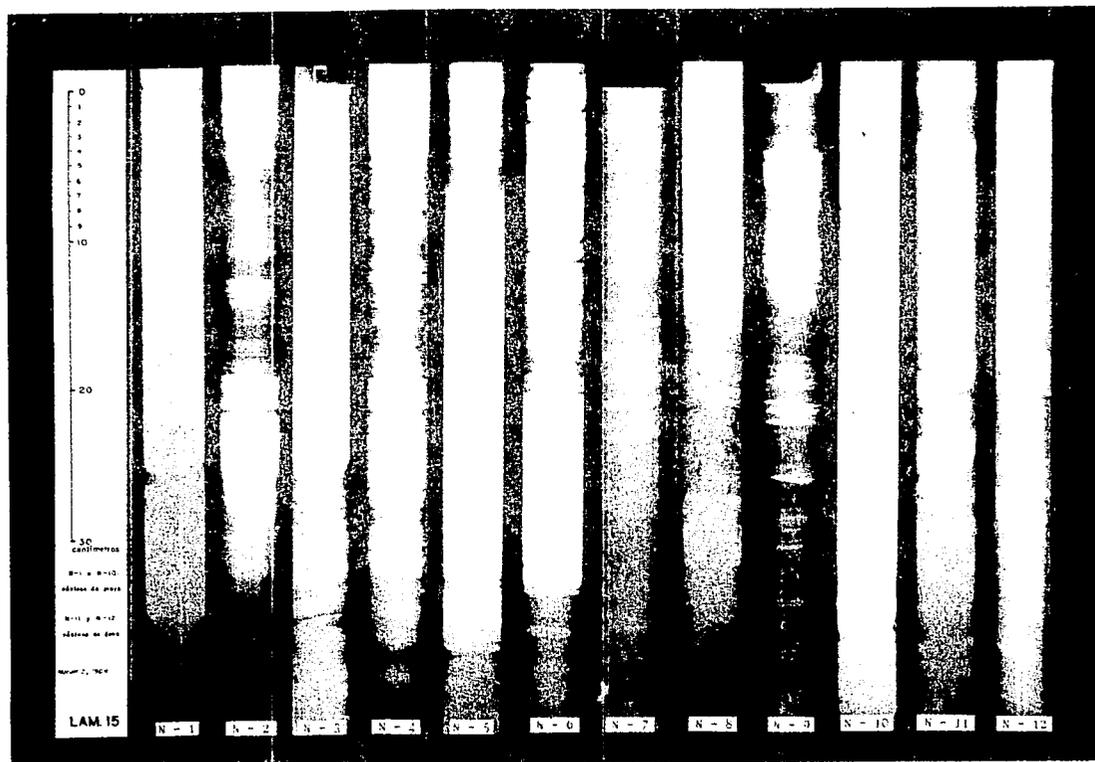


TABLA 1. Porcentiles y Parámetros Texturales*

No. Muestra	Clave	Porcentiles							PARAMETROS TEXTURALES				Zona
		5%	16%	25%	50%	75%	84%	95%	M _Z	σ _I	SK _I	K _G	
1	I/25a	1.54	1.70	1.78	1.96	2.22	2.36	2.78	2.01	0.35	0.27	1.15	I
2	I/55a	1.46	1.72	1.86	2.19	2.51	2.73	3.11	2.21	0.50	0.09	1.04	I
3	II/24Na	1.61	1.82	1.93	2.21	2.58	2.93	3.21	2.32	0.52	0.27	1.01	I
4	II/21Na	1.58	1.80	1.92	2.20	2.56	2.80	3.18	2.27	0.49	0.21	1.02	I
5	II/18Na	1.05	1.45	1.62	1.90	2.21	2.38	2.88	1.91	0.51	0.05	1.27	I
6	II/15Na	1.03	1.40	1.58	1.83	2.11	2.26	2.64	1.83	0.46	0.00	1.24	I
7	II/12Na	0.79	1.26	1.45	1.71	1.98	2.12	2.46	1.70	0.47	-0.07	1.29	I
8	II/9Na	1.21	1.54	1.67	1.92	2.23	2.39	2.86	1.95	0.46	0.12	1.21	I
9	II/6Na	0.98	1.39	1.55	1.79	2.04	2.23	2.71	1.80	0.47	0.06	1.45	I
10	II/3Na	1.37	1.65	1.76	1.99	2.31	2.47	3.06	2.04	0.46	0.22	1.26	I
11	II/00a	0.13	0.81	1.09	1.54	1.78	1.89	2.83	1.41	0.68	-0.20	1.60	I
12	II/35a	0.96	1.42	1.58	1.82	2.12	2.31	2.80	1.85	0.50	0.08	1.40	I
13	II/65a	1.49	1.74	1.87	2.15	2.48	2.76	3.11	2.22	0.50	0.19	1.09	I
14	II/95a	-0.27	0.63	1.05	1.69	2.07	2.24	2.72	1.52	0.86	-0.31	1.20	I
15	II/125a	-0.19	0.59	0.99	1.59	1.90	2.30	2.34	1.49	0.81	-0.29	1.14	I
16	II/155a	0.43	1.09	1.32	1.68	1.93	2.09	2.41	1.62	0.55	-0.22	1.33	I
17	II/185a	1.42	1.67	1.77	1.98	2.27	2.41	2.89	2.02	0.41	0.20	1.20	I
18	III/9Na	0.01	0.48	1.04	1.54	1.86	2.01	2.40	1.34	0.74	-0.33	1.19	I
19	III/6Na	1.58	1.78	1.89	2.13	2.46	2.68	3.10	2.20	0.46	0.25	1.09	I
20	III/3Na	1.55	1.74	1.85	2.08	2.35	2.49	3.02	2.10	0.41	0.19	1.20	I
21	III/00a	1.30	1.61	1.72	1.94	2.26	2.41	2.96	1.99	0.45	0.20	1.26	I
22	III/35a	1.37	1.63	1.74	1.97	2.28	2.43	2.96	2.01	0.44	0.20	1.21	I
23	III/35b1	1.53	1.83	1.98	2.33	2.68	3.08	3.33	2.41	0.59	0.16	0.82	M
24	III/00b3	1.70	2.03	2.15	2.41	2.86	3.09	3.37	2.51	0.52	0.22	0.96	M
25	III/00b2	1.78	2.01	2.15	2.42	3.03	3.14	3.38	2.52	0.52	0.24	0.75	M
26	III/00b1	1.81	2.02	2.13	2.33	2.62	2.83	3.17	2.39	0.41	0.23	1.14	M
27	III/3Na1	1.38	1.61	1.72	1.98	2.28	2.43	3.04	2.01	0.46	0.20	1.21	H
28	III/6Na1	1.65	1.83	1.92	2.20	2.54	2.89	3.22	2.31	0.50	0.30	1.04	M
29	III/9Nb1	1.53	1.87	2.04	2.40	2.98	3.13	3.40	2.47	0.60	0.11	0.82	M
30	II/185b1	1.63	1.85	1.98	2.39	3.02	3.10	3.29	2.45	0.56	0.11	0.65	M

I-Infralitoral; M-Mesolitoral

*POLK (1974)

TABLA 1. Porcentiles y Parámetros Texturales*

(Continuación)													
No Muestra	Clave	Porcentiles							PARAMETROS TEXTURALES				Zona
		5%	16%	25%	50%	75%	84%	95%	M _Z	σ _I	SK _I	K _G	
31	II/15Bb1	1.84	2.29	2.50	3.03	3.18	3.24	3.40	2.85	0.47	-0.54	0.94	M
32	II/12Sa1	1.66	1.81	1.90	2.11	2.37	2.49	3.03	2.14	0.38	0.23	1.19	M
33	II/9Sb1	1.65	1.82	1.92	2.16	2.44	2.68	3.13	2.22	0.44	0.26	1.17	M
34	II/6Sb2	1.70	1.86	1.93	2.15	2.44	2.63	3.83	2.21	0.52	0.41	1.71	M
35	II/6Sa1	1.77	1.94	2.04	2.24	2.47	2.64	3.11	2.27	0.38	0.22	1.28	M
36	II/3Sb2	1.61	2.04	2.20	2.65	3.13	3.23	3.44	2.64	0.57	-0.08	0.81	M
37	II/3Sa1	1.86	2.19	2.35	2.71	3.04	3.13	3.35	2.68	0.46	-0.12	0.89	M
38	II/00c4	1.89	2.14	2.27	2.50	3.03	3.12	3.34	2.59	0.46	0.21	0.78	M
39	II/00c3	1.32	1.72	1.90	2.30	2.87	3.08	3.36	2.37	0.65	0.09	0.86	M
40	II/00c2	1.90	2.16	2.28	2.56	3.05	3.16	3.38	2.63	0.47	0.15	0.79	M
41	II/00b1	1.88	2.13	2.24	2.48	3.01	3.12	3.39	2.58	0.48	0.25	0.80	M
42	II/3Nb1	1.77	2.07	2.21	2.54	3.04	3.15	3.37	2.59	0.51	0.08	0.79	M
43	II/6Nb1	1.64	2.07	2.19	2.43	2.94	3.16	3.56	2.55	0.56	0.26	1.05	M
44	II/9Nb1	1.80	2.06	2.17	2.40	2.81	3.04	3.29	2.50	0.47	0.25	0.95	M
45	II/9Nc3	1.68	1.93	2.07	2.39	2.95	3.11	3.38	2.48	0.55	0.19	0.79	D
46	II/9Nc9	1.33	1.62	1.75	2.05	2.44	2.81	3.27	2.16	0.59	0.27	1.15	D
47	II/9Nc13	1.72	1.94	2.07	2.33	2.70	2.96	3.31	2.41	0.50	0.23	1.03	D
48	II/6Nc7	0.92	1.21	1.35	1.67	1.97	2.16	2.67	1.68	0.50	0.09	1.16	D
49	II/6Nc10	1.37	1.69	1.81	2.13	2.53	2.92	3.26	2.25	0.59	0.24	1.08	D
50	II/6Nc13	1.33	1.68	1.83	2.14	2.48	2.71	3.21	2.18	0.54	0.12	1.19	D
51	II/3Nc3	1.71	1.96	2.10	2.38	3.09	3.20	3.46	2.51	0.58	0.28	0.72	D
52	II/3Sc3	1.79	2.06	2.20	2.52	2.87	3.04	3.43	2.54	0.49	0.09	1.00	D
53	II/6Sb4	1.23	1.59	1.72	1.99	2.36	2.59	3.15	2.06	0.54	0.20	1.23	D
54	II/6Sc7	1.45	1.75	1.90	2.24	2.78	3.08	3.35	2.36	0.62	0.22	0.88	D
55	II/6Sc10	1.12	1.50	1.69	2.08	2.46	2.78	3.29	2.12	0.65	0.10	1.15	D
56	II/9Sc3	1.77	1.96	2.11	2.42	3.03	3.12	3.34	2.50	0.53	0.19	0.70	D
57	II/9Sc5	1.48	1.77	1.90	2.22	2.59	2.91	3.24	2.30	0.55	0.21	1.05	D
58	II/9Sc7	1.50	1.75	1.88	2.16	2.49	2.82	3.52	2.24	0.57	0.29	1.36	D
59	II/12Sc3	2.09	2.28	2.37	2.69	3.08	3.18	3.39	2.72	0.42	0.08	0.75	D
60	II/12Sc7	1.24	1.62	1.78	2.10	2.39	2.56	3.10	2.09	0.52	0.03	1.25	D

M=Mesolitoral; D=Duna

*FOLK (1974)

TABLA 1. Porcentiles y Parámetros Texturales*

(Continuación)													
No Muestra	Clave	Porcentiles							PARAMETROS TEXTURALES				Zona
		5%	16%	25%	50%	75%	84%	95%	M _Z	σ _I	SK _I	K _G	
61	II/12Sc10	0.89	1.25	1.43	1.82	2.23	2.46	3.19	1.84	0.65	0.13	1.18	D
62	II/15Sc2	1.68	1.90	2.00	2.31	2.83	3.07	3.31	2.43	0.54	0.26	0.80	D
63	II/15Sc5	1.05	1.49	1.69	2.06	2.42	2.68	3.18	2.08	0.62	0.05	1.20	D
64	II/15Sc12	0.96	1.33	1.53	1.93	2.32	2.50	3.06	1.92	0.61	0.03	1.09	D
65	II/15Sc15	1.58	1.79	1.90	2.21	2.63	2.89	3.32	2.30	0.54	0.26	0.98	D
66	II/18Sc3	1.12	1.52	1.72	2.12	2.48	2.78	3.20	2.14	0.63	0.04	1.12	D
67	II/18Sc6	0.97	1.33	1.51	1.84	2.26	2.48	3.12	1.88	0.61	0.15	1.17	D
68	II/18Sc9	1.40	1.69	1.82	2.14	2.67	3.04	3.40	2.29	0.64	0.30	0.96	D
69	III/9Nc5	1.28	1.75	1.94	2.25	2.62	2.85	3.23	2.28	0.57	0.05	1.18	D
70	III/9Nc13	1.16	1.47	1.60	1.88	2.23	2.45	3.05	1.93	0.53	0.20	1.23	D
71	III/6Nc4	1.34	1.77	1.86	2.22	2.76	3.07	3.40	2.35	0.64	0.23	0.94	D
72	III/6Nc6	1.57	1.80	1.87	2.12	2.42	2.71	3.21	2.21	0.48	0.31	1.22	D
73	III/6Nc10	1.52	1.74	1.94	2.29	2.78	3.03	3.28	2.35	0.59	0.14	0.86	D
74	III/3Nc5	1.63	1.90	2.02	2.32	2.76	3.02	3.25	2.41	0.53	0.20	0.90	D
75	III/00SUP	0.67	1.33	1.63	2.12	2.90	3.27	4.01	2.24	0.99	0.16	1.08	T
76	III/00INF	0.02	0.50	0.73	1.30	2.00	2.38	3.35	1.39	0.97	0.19	1.07	T
77	III/9N11E	1.08	1.53	1.71	2.11	2.60	2.98	3.48	2.21	0.73	0.17	1.11	T
78	III/9N9E	1.22	1.61	1.77	2.12	2.56	2.91	3.31	2.21	0.64	0.18	1.08	T
79	III/9N7E	1.04	1.54	1.70	2.04	2.46	2.79	3.28	2.12	0.65	0.15	1.21	T
80	III/9N5E	0.81	1.25	1.47	1.84	2.30	2.56	3.24	1.88	0.70	0.13	1.20	T
81	12-XI/3	0.52	1.52	1.76	2.29	3.04	3.30	4.03	2.37	0.98	0.06	1.12	T
82	12-XI/2	1.13	1.60	1.77	2.16	2.72	3.05	3.42	2.27	0.71	0.16	0.99	T
83	12-XI/1	0.79	1.53	1.73	2.18	2.72	3.05	3.50	2.25	0.79	0.06	1.12	T
84	II/24Nc6	2.90	3.13	3.28	3.56	3.96	4.04	4.16	3.58	0.42	0.00	0.76	T
85	I/5Sc5	-1.16	-0.70	-0.44	0.30	1.50	2.10	3.64	0.57	1.43	0.34	1.01	T
86	11-XI/3	0.74	1.42	1.68	2.16	2.83	3.13	3.52	2.24	0.85	+0.06	0.99	A
87	11-XI/4	2.06	2.63	2.90	3.49	4.01	4.06	4.18	3.39	0.68	-0.28	0.78	A
88	11-XI/5	0.70	1.28	1.50	1.92	2.41	2.76	3.35	1.99	0.77	0.11	1.19	A
89	12-XI/5	-1.43	-0.11	0.48	1.19	1.77	1.99	2.56	1.02	1.13	-0.28	1.27	A
90	12-XI/6	-3.28	-1.92	-1.30	0.16	1.32	1.72	2.48	-0.01	1.78	-0.17	0.90	A

D=Duna; T=Terraza; A=Arroyo

*FOLK (1974)

TABLA 2. Clasificación mineralógica y madurez textural.

No Muestra	Zona	COMPOSICION			Clan Mineralógico	Madurez Textural	Nomenclatura Granulométrica
		Q(%)	F(%)	FR(%)			
1	I	81	15	4	subfelsarenita	madura	arena fina
2	I	80	15	5	subfelsarenita	madura	arena fina
3	I	85	10	5	subfelsarenita	submadura	arena fina
4	I	85	11	4	subfelsarenita	madura	arena fina
5	I	88	10	2	subfelsarenita	submadura	arena media
6	I	85	10	5	subfelsarenita	madura	arena media
7	I	79	16	5	subfelsarenita	madura	arena media
8	I	80	14	6	subfelsarenita	madura	arena media
9	I	86	11	3	subfelsarenita	madura	arena media
10	I	81	14	5	subfelsarenita	madura	arena fina
11	I	76	15	9	subfelsarenita	submadura	arena media
12	I	81	13	6	subfelsarenita	madura	arena media
13	I	78	18	4	subfelsarenita	madura	arena fina
14	I	78	15	7	subfelsarenita	submadura	arena media
15	I	83	10	9	subfelsarenita	submadura	arena media
16	I	81	10	9	subfelsarenita	submadura	arena media
17	I	72	20	8	felsarenita litica	madura	arena fina
18	I	76	15	9	subfelsarenita	submadura	arena media
19	I	80	19	1	subfelsarenita	madura	arena fina
20	I	81	12	7	subfelsarenita	madura	arena fina
21	I	83	11	6	subfelsarenita	madura	arena media
22	I	77	18	5	subfelsarenita	madura	arena fina
23	M	77	15	8	subfelsarenita	submadura	arena fina
24	M	83	15	2	subfelsarenita	submadura	arena fina
25	M	83	14	3	subfelsarenita	submadura	arena fina
26	M	84	13	3	subfelsarenita	madura	arena fina
27	M	80	17	3	subfelsarenita	madura	arena fina
28	M	82	15	3	subfelsarenita	madura	arena fina
29	M	87	10	3	subfelsarenita	submadura	arena fina
30	M	89	8	3	subfelsarenita	submadura	arena fina
31	M	85	15	-	subfelsarenita	madura	arena fina

TABLA 2. Clasificación mineralógica y madurez textural.

(Continuación)

NO Muestra	Zona	COMPOSICION			Clan Mineralógico	Madurez Textural	Nomenclatura Granulométrica
		Q(%)	F(%)	FR(%)			
32	M	85	12	3	subfelsarenita	madura	arena fina
33	M	83	15	2	subfelsarenita	madura	arena fina
34	N	84	13	3	subfelsarenita	submadura	arena fina
35	M	85	12	3	subfelsarenita	madura	arena fina
36	M	83	12	5	subfelsarenita	submadura	arena fina
37	M	89	10	1	subfelsarenita	madura	arena fina
38	M	83	15	2	subfelsarenita	madura	arena fina
39	M	82	17	1	subfelsarenita	submadura	arena fina
40	M	87	10	3	subfelsarenita	madura	arena fina
41	M	76	22	2	subfelsarenita	madura	arena fina
42	M	80	19	1	subfelsarenita	submadura	arena fina
43	M	84	15	1	subfelsarenita	submadura	arena fina
44	M	80	16	4	subfelsarenita	madura	arena fina
45	D	80	15	5	subfelsarenita	submadura	arena fina
46	D	81	14	5	subfelsarenita	submadura	arena fina
47	D	80	16	4	subfelsarenita	madura	arena fina
48	D	83	13	4	subfelsarenita	madura	arena media
49	D	74	18	8	felsarenita lítica	submadura	arena fina
50	D	76	16	8	subfelsarenita	submadura	arena fina
51	D	83	15	2	subfelsarenita	submadura	arena fina
52	D	79	18	3	subfelsarenita	madura	arena fina
53	D	73	20	7	felsarenita lítica	submadura	arena fina
54	D	83	15	2	subfelsarenita	submadura	arena fina
55	D	80	17	3	subfelsarenita	submadura	arena fina
56	D	78	18	4	subfelsarenita	submadura	arena fina
57	D	87	10	3	subfelsarenita	submadura	arena fina
58	D	82	15	3	subfelsarenita	submadura	arena fina
59	D	84	15	1	subfelsarenita	madura	arena fina
60	D	83	14	3	subfelsarenita	submadura	arena fina
61	D	72	16	12	felsarenita lítica	submadura	arena media
62	D	81	14	5	subfelsarenita	submadura	arena fina

TABLA 2. Clasificación mineralógica y madurez textural

(Continuación)

No Muestra	Zona	COMPOSICION			Clan Mineralógico	Madurez Textural	Nomenclatura Granulométrica
		Q(%)	F(%)	FR(%)			
63	D	71	17	12	felsarenita lítica	submadura	arena fina
64	D	77	14	9	subfelsarenita	submadura	arena media
65	D	85	12	3	subfelsarenita	submadura	arena fina
66	D	83	13	4	subfelsarenita	submadura	arena fina
67	D	80	17	3	subfelsarenita	submadura	arena media
68	D	78	18	4	subfelsarenita	submadura	arena fina
69	D	82	15	3	subfelsarenita	submadura	arena fina
70	D	76	15	9	subfelsarenite	submadura	arena media
71	D	76	18	6	subfelsarenita	submadura	arena fina con granulos
72	D	81	18	1	subfelsarenita	madura	arena fina
73	D	84	12	4	subfelsarenita	submadura	arena fina
74	D	80	16	4	subfelsarenita	submadura	arena fina
75	T	80	15	5	subfelsarenita	inmadura	arena fina - limosa
76	T	80	12	8	subfelsarenita	submadura	arena media
77	T	80	12	8	subfelsarenita	submadura	arena fina
78	T	80	12	8	subfelsarenita	submadura	arena fina
79	T	78	14	8	subfelsarenita	submadura	arena fina
80	T	77	11	12	sublitarenita	submadura	arena media
81	T	85	20	15	felsarenita lítica	inmadura	arena fina
82	T	79	13	8	subfelsarenita	submadura	arena fina
83	T	71	19	10	felsarenita lítica	submadura	arena fina
84	T					inmadura	limo
85	T	20	5	75	litarenita	submadura	arena gruesa - con granulos
86	A	91	5	4	subfelsarenita	submadura	arena fina
87	A	84	13	3	subfelsarenita	inmadura	arena muy fina - limosa
88	A	76	9	15	sublitarenita	submadura	arena media
89	A	45	25	30	litarenita - feidospática	submadura	arena media - con grava
90	A	12	0	80	litarenita	submadura	grava arenosa

I = Infraitoral; H = Mesolitoral; D = Duna; T = Terraza; A = Arroyo.

Q = Cuarzo; F = Feldespatos; FR = Fragmentos de roca.

TABLA 3. Concentración de metales en muestras superficiales.

No Muestra	Clave	FRACCION NO MAGNETICA					FRACCION MAGNETICA					Zona
		%	Fe	Ti	Zr	Cr	%	Fe	Ti	Zr	Cr	
			%	%	ppm	ppm		%	%	ppm	ppm	
1	I/25a	100.0	2.5	0.1	210	NSR	0.0	-	-	-	-	I
2	I/55a	100.0	4.5	0.1	180	"	0.0	-	-	-	-	I
4	II/21Na	97.8	5.6	0.4	680	"	2.2	40.7	0.5	26	500	I
7	II/12Ha	100.0	3.0	0.1	180	"	0.0	-	-	-	-	I
16	II/155a	99.6	3.6	0.1	350	"	0.4	-	-	-	-	I
18	III/9Na	99.8	2.9	0.1	230	"	0.2	-	-	-	-	I
25	III/00b2	86.1	9.8	2.4	3580	"	13.9	53.0	1.0	30	840	M
33	II/95b1	95.9	9.0	0.9	900	"	4.1	51.4	0.7	20	590	M
40	II/00c2	84.0	13.4	3.7	3630	"	16.0	52.2	1.4	30	650	M
42	II/3Nb1	75.0	13.3	4.4	4670	"	25.0	52.4	1.5	65	NSR	M
45	II/9Nc3	83.8	10.0	2.1	2770	"	16.2	53.4	1.0	44	830	D
46	II/9Nc9	89.9	11.0	1.5	1860	"	10.1	53.0	1.0	38	NSR	D
48	II/6Nc7	89.3	10.2	1.4	1930	"	10.7	52.8	0.9	71	380	D
49	II/6Nc10	91.9	9.1	1.2	1650	"	8.1	55.2	0.9	12	850	D
51	II/3Nc3	70.7	12.6	3.6	4640	"	29.3	49.2	1.9	240	540	D
52	II/3Sc3	54.7	15.9	0.4	6260	"	45.3	44.0	3.7	200	NSR	D
53	II/65b4	65.8	13.0	4.6	4760	"	34.2	44.5	2.6	130	650	D
55	II/65c10	94.1	10.6	1.4	1830	"	5.9	51.2	1.0	63	NSR	D
57	II/95c5	91.7	11.8	1.3	1840	"	8.3	50.3	1.0	16	650	D
58	II/9-c7	90.5	10.8	1.5	1750	"	9.5	53.9	1.1	12	680	D
59	II/12Sc3	92.1	9.3	1.3	1780	"	7.9	48.2	0.9	24	NSR	D
60	II/12Sc7	72.7	7.5	1.0	2480	"	27.3	49.1	0.8	19	650	D
61	II/12Sc10	77.3	9.7	1.0	1340	"	22.7	49.1	0.8	34	490	D
62	II/15Sc2	87.4	9.6	1.8	3000	"	12.6	55.2	1.0	14	810	D
63	II/15Sc5	91.9	8.9	1.1	1700	"	8.1	53.6	1.0	16	610	D
64	II/15Sc12	89.7	10.7	1.6	2680	"	10.3	48.2	1.1	44	700	D
66	II/18Sc3	94.1	10.6	1.1	1340	"	5.9	51.7	0.9	31	650	D
67	II/18Sc6	91.8	8.1	1.1	1600	"	8.2	55.0	0.8	16	650	D
68	II/18Sc9	85.4	12.5	0.1	210	"	14.6	51.2	1.1	60	480	D
69	III/9Nc5	98.8	13.0	1.2	1650	"	1.2	37.0	1.1	170	NSR	D

Las fracciones se separaron mediante un imán permanente; NSR = No se registró
 I = Infralitoral; M = Mesolitoral; D = Duna; Método: Fluorescencia de rayos X

TABLA 4. Concentración de metales en muestras de perforación.

No Muestra	Clave	FRACCION NO MAGNETICA					FRACCION MAGNETICA					Zona
		%	Fe %	Ti %	Zr ppm	Cr ppm	%	Fe %	Ti %	Zr ppm	Cr ppm	
1	I/25a	82.1	6.6	2.1	5550	1940	17.9	63.5	1.0	83	NSR	I
2	I/55a	83.3	4.9	0.8	1400	2480	16.7	-	-	-	-	I
4	II/21Na	88.6	8.2	1.4	2570	NSR	11.4	53.0	0.9	28	400	I
7	II/12Na	72.9	9.5	3.2	6400	"	27.1	55.3	1.2	77	NSR	I
16	II/15Sa	88.2	8.0	1.6	2450	"	11.8	55.0	1.0	14	490	I
18	III/9Na	81.8	10.2	1.5	2680	"	18.2	52.8	0.8	40	NSR	I
25	III/00b2	90.7	8.0	1.3	1830	"	9.3	52.6	0.9	10	"	M
26	III/00b1	84.7	10.8	2.7	3170	"	15.3	47.9	1.2	46	"	M
33	II/9Sb1	92.6	6.1	0.8	1630	"	7.4	53.2	0.9	10	750	II
37	II/3Sa1	84.0	8.1	2.2	3630	"	16.0	55.0	1.0	14	510	M
40	II/00c2	80.0	9.6	2.9	3950	"	20.0	56.0	1.1	28	550	M
42	II/3Nb1	88.1	8.7	1.4	2040	"	11.9	55.3	1.1	16	530	M
45	II/9Nc3	83.7	13.0	2.3	3360	3450	16.3	37.8	1.6	130	NSR	U
46	II/9Nc9	91.9	9.7	1.3	1870	2080	8.1	39.3	1.0	132	"	D
48	II/6Nc7	92.4	11.0	1.5	1950	2220	7.6	45.3	1.2	133	"	D
49	II/6Nc10	93.0	9.6	1.2	1610	1800	7.0	38.8	1.0	132	"	D
51	II/3Nc3	0.0	-	-	-	-	100.0	42.1	0.8	92	"	D
52	II/3Sc3	87.1	13.6	2.3	2980	3550	12.9	40.7	1.5	105	"	D
53	II/6Sb4	95.1	7.6	0.8	1180	1940	4.9	52.1	0.9	14	"	D
55	II/6Sc10	95.1	7.9	0.8	1100	2350	4.9	47.9	0.8	30	490	D
57	II/9Sc5	95.5	8.1	0.8	1050	1650	4.5	51.2	0.9	26	NSR	D
58	II/9Sc7	94.3	11.7	1.3	1520	2220	5.7	46.8	0.9	80	"	D
60	II/12Sc7	94.7	9.0	1.0	1400	2620	5.3	44.9	0.9	40	"	D
61	II/12Sc10	96.4	7.6	0.5	550	2220	3.6	47.0	0.6	19	"	D
62	II/15Sc2	94.8	9.8	1.2	1490	2220	5.2	48.8	1.0	38	"	D
63	II/15Sc5	89.7	10.9	1.6	1260	1300	10.3	42.2	1.2	123	"	D
64	II/15Sc12	93.1	9.7	1.1	1630	2620	6.9	53.7	1.0	24	310	D
66	II/18Sc3	88.9	11.4	1.6	1930	2220	11.1	46.2	0.9	68	NSR	D
68	II/18Sc9	93.5	8.5	0.9	1520	2620	6.5	53.0	0.8	19	310	D
	II/21Nc5	93.5	8.4	1.2	1930	1500	6.5	43.0	1.5	45	NSR	D
	II/15Nc12	93.2	7.2	0.9	1280	2220	6.8	53.6	0.9	24	500	D
	II/12Nc6	90.7	8.8	0.9	2220	2220	9.3	52.6	1.0	21	600	D

Las fracciones se separaron mediante un imán permanente; NSR = No se registró
 I = Infralitoral; M = Mesolitoral; D = Duna; Método: Fluorescencia de rayos X

TABLA 5. Concentración de metales en minerales pesados (muestras de perforación)

No Muestra	Clave	Mins. Pesados %	Fe %	Ti %	Zr ppm	Cr ppm	Zn ppm	Pb ppm	Mn ppm	Nb ppm	W ppm	La ppm	Ce ppm	In ppm	Zona
15	II/12Sa	37.8	24.8	6.5	870	NA	NA	NA	NA	NA	NSR	NSR	NSR	NSR	I
16	II/15Sa	52.3	22.5	4.7	665	NA	NA	NA	NA	NA	"	"	"	"	I
17	II/18Sa	26.2	18.5	2.9	525	NA	NA	NA	NA	NA	"	"	"	"	I
18	III/9Na	62.5	20.7	4.8	740	NA	NA	NA	NA	NA	"	"	"	15	I
33	II/9Sb1	57.8	20.8	3.8	580	NA	NA	NA	NA	NA	"	"	"	NSR	M
37	II/35a1	48.0	25.8	6.0	910	NA	NA	NA	NA	NA	"	"	"	"	M
38	II/00c4	58.7	25.7	5.2	4200	3300	115	NSR	4725	190	95	25	"	NA	M
39	II/00c3	54.4	22.0	4.3	720	NA	NA	NA	NA	NA	NSR	NSR	"	NSR	M
40	II/00c2	59.4	24.0	5.2	810	NA	NA	NA	NA	NA	"	"	"	"	M
41	II/00b1	50.8	26.2	6.1	880	NA	NA	NA	NA	NA	"	"	"	"	M
42	II/3Nb1	54.8	21.0	3.8	580	NA	NA	NA	NA	NA	"	"	"	"	M
46	II/9Nc9	30.9	18.7	2.3	1280	1750	195	NSR	4110	190	100	10	"	NA	D
48	II/6Nc7	34.2	20.0	2.5	1710	875	220	"	4360	600	300	11	"	NA	D
49	II/6Nc10	33.8	19.1	2.2	1220	1250	135	32	4030	200	255	15	"	NA	D
51	II/3Nc3	50.0	23.2	4.1	670	NA	NA	NA	NA	NA	NSR	NSR	"	NSR	D
53	II/6Sb4	54.9	25.2	5.4	2860	1125	125	NSR	5125	175	17	27	"	NA	D
55	II/6Sc10	40.3	18.6	2.5	1410	1500	190	"	3890	200	105	14	"	NA	D
57	II/9Sc5	43.1	18.7	2.4	1350	1500	190	"	4050	200	199	15	"	NA	D
58	II/9Sc7	46.1	18.1	2.2	1280	1500	185	"	3950	210	149	10	"	NA	D

TABLA 5. Concentración de metales en minerales pesados (muestras de perforación)

(Continuación)

No Muestra	Clave	Mins. Pesados %	Fe %	Ti %	Zr ppm	Cr ppm	Zn ppm	Pb ppm	Mn ppm	Nb ppm	W ppm	La ppm	Ce ppm	In ppm	Zona
60	II/12Sc7	47.8	18.9	2.5	1360	1375	186	10	4060	190	47	13	NSR	NA	D
61	II/12Sc10	36.9	17.4	1.7	700	2050	190	NSR	7710	265	118	10	"	NA	D
62	II/15Sc2	49.5	16.0	2.8	455	NA	NA	NA	NA	NA	NSR	NSR	"	NSR	D
63	II/15Sc5	41.4	19.8	3.0	1660	2050	185	NSR	3850	278	120	12	"	NA	D
64	II/15Sc12	50.0	20.4	2.7	3110	200	155	"	4250	NSR	190	NSR	"	NA	D
66	II/18Sc3	48.6	21.2	3.0	3150	160	120	"	4250	"	120	"	"	NA	D
68	II/18Sc9	38.8	19.1	2.5	3610	182	132	"	3490	"	150	22	"	NA	D
77	III/9N11E	36.4	18.4	2.4	3010	50	155	"	1330	"	140	NSR	"	NA	T
78	III/9N9E	47.3	20.7	3.2	4430	110	112	"	3950	"	100	"	"	NA	T
79	III/9N7E	43.3	19.7	2.8	3560	50	152	"	3660	"	100	12	"	NA	T
80	III/9N5E	42.0	19.9	2.8	3050	30	132	"	3750	"	90	NSR	"	NA	T

Método empleado: Fluorescencia de rayos X en fracción pesada obtenida por separación en bromoformo (Máximo peso específico 2.87 a 20 °C)

I = Infralitoral; M = Mesolitoral; D = Duna; T = Terraza.

NSR = No se registró; NA = No se analizó.

TABLA 6. Estructuras Sedimentarias.

Estructura	Zona		Duna	Terreza	Arroyo
	Infralitoral	Mesolitoral			
Rizaduras por Oleaje	ME	ME			
Rizaduras por Viento		ME	MA		
Marcas de Oleaje	P	MA			
Marcas de Reflujo Lineares	ME	P			
Marcas de Reflujo Romboidales	P	P			
Marcas de Reflujo en V		ME			
Marcas de Reflujo Irregulares		MA			
Marcas de lluvia				P	
Marcas de Animales Terrestres		ME	P		ME
Estratificación Paralela		MA			
Estratificación Cruzada			P	P	
Estratificación Laminar	P	P	P	P	
Estratificación Masiva			MA	P	MA
Estratificación Gradual				P	

ME = Muy Escasa; P = Presente; MA = Muy Abundante.

TABLA 7. Características magnéticas y conductoras de minerales de placeres de playa.

NO-Conductores (atraídos por alta tensión)				Conductores (repelidos por alta tensión)				
Peso Específico	Magnéticos	Debilmente Magnéticos	NO-Magnéticos	Fuertemente Magnéticos	Magnéticos	Debilmente Magnéticos	NO-Magnéticos	Peso Específico
7.0							Casiterita	7.0
5.5	Monazita			Magnetita		Hematita		5.5
5.0			Circón	Ilmenita (muy ferrífera)	Ilmenita	Cromita		
4.5	Xenotimo						Rutilo	4.5
4.0	Granate		Corindón					4.0
	Estaurolita			Cianita				
3.5	Epidota							3.5
	Olivino							
	Hornblenda							
	Apatita							
	Turmalina							
3.0	Mica (Biotita)							3.0

Tomado de Macdonald (1973)

TABLA 8. Susceptibilidad magnética relativa de minerales importantes de placeres de playa tomando como base al acero = 100

Míneral	Composición Química	Peso Específico	Susceptibilidad Magnética Relativa
Magnetita	Fe_3O_4	5.2	40.79
Ilmenita	$FeTiO_3$	4.5 - 5.0	11.67
Granate	Silicato de Al, Mg, Fe, Mn, Ca, Cr	3.5 - 4.0	6.68
Hematita	Fe_2O_3	4.9 - 5.3	4.64
Monacita	$(Ce, La, Y, Th)PO_4$	4.6 - 5.4	4.11
Rutilo	TiO_2	4.2 - 4.25	0.93
Zircón	$ZrSiO_4$	4.2 - 4.9	0.47
Cuarzo	SiO_2	2.65	0.40
Casiterita	SnO_2	6.8 - 7.1	0.13

Tomado de Macdonald (1973)