

Características y evolución geomorfológica actual de algunas playas de Chile central, entre Valparaíso y San Antonio (V Región)

SUSANA M. DEL CANTO B.

Universidad Católica

ROLAND P. PASKOFF

Universidad de Túnez

RESUMEN

El estudio caracteriza desde un punto de vista geomorfológico las playas de Algarrobo, La Chépica, Tralca, Cartagena y Lolleo. Se analizan las formas originales de tipo rítmico (medias lunas) y los cambios estacionales que ocurren en el estrán.

Todas estas playas parecen encontrarse en estado de equilibrio e incluso, de ensanchamiento, en especial las más cercanas al Río Maipo,

RESUME

Quelques plages situées entre Valparaiso et l'embouchure du Río Maipo sont étudiées d'un point de vue géomorphologique.

En particulier, des formes de nature rythmique, comme les croissants de plage, et les changements saisonniers du profil de l'estran sont analysés. Ces plages paraissent être dans un état d'équilibre et même, pour celles situées immédiatement à proximité du Río Maipo, en voie d'engrèvement.

INTRODUCCION

El siguiente trabajo presenta una descripción, análisis e interpretación de la morfología de las playas de Algarrobo, Tralca, La Chépica, Cartagena Grande y Uolleo, localizadas entre Valparaíso y la desembocadura del Río Maipo (figura 1 enfatizando en el estudio su evolución actual.

El área se caracteriza por su morfología variada (playas, dunas, costas rocosas bajas y acantiladas), y por ser en el verano una zona de turismo de tipo masivo.

ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS

En Chile se han publicado pocos estudios acerca de las características y evolución actual de las costas.

El estudio más antiguo disponible ha sido el realizado por Pomar (1876), quien realizó un reconocimiento del litoral chileno al norte de Valparaíso, entre Viña del Mar y la Caleta Maitencillo. Además hizo el levantamiento del plano hidrográfico de San Antonio en 1875.

Otra investigación que abarca un área más extensa y que incluye nuestro sector de estudio es la de Pomar (1962), quien expone observaciones sobre cambios en la morfología de la costa chilena cerca de la desembocadura de algunos ríos.

Otras observaciones más puntuales son las realizadas por Araya (1976), quien analizó los efectos de una marejada en el perfil de algunas playas de Chile central.

Un estudio que describe las características de sedimentación actual en el litoral de Valparaíso ha sido realizado por Vergara y Valenzuela (1981), quienes exponen las variaciones estacionales del balance sedimentario de las playas de la zona.

Una investigación reciente, presentada por Vergara e Hickmann (1982), analiza detalladamente la fluctuación anual de la morfología y granulometría de la playa Las Salinas de Viña del Mar. Un estudio similar ha sido realizado por Serrano (1979) para varias playas del litoral de Valparaíso.

Otro estudio con fines netamente sedimentológicos que abarca toda la antigua provincia de Valparaíso es el de Gonzales (1976), quien proporciona datos mineralógicos y granulométricos de las arenas de playas.

EL MEDIO NATURAL

Marco geomorfológico y geológico regional

Dentro de la franja litoral en estudio, se pueden diferenciar dos grandes unidades de relieves: hacia el este, la Cordillera de la Costa y entre ella y el océano, las llamadas planicies costeras.

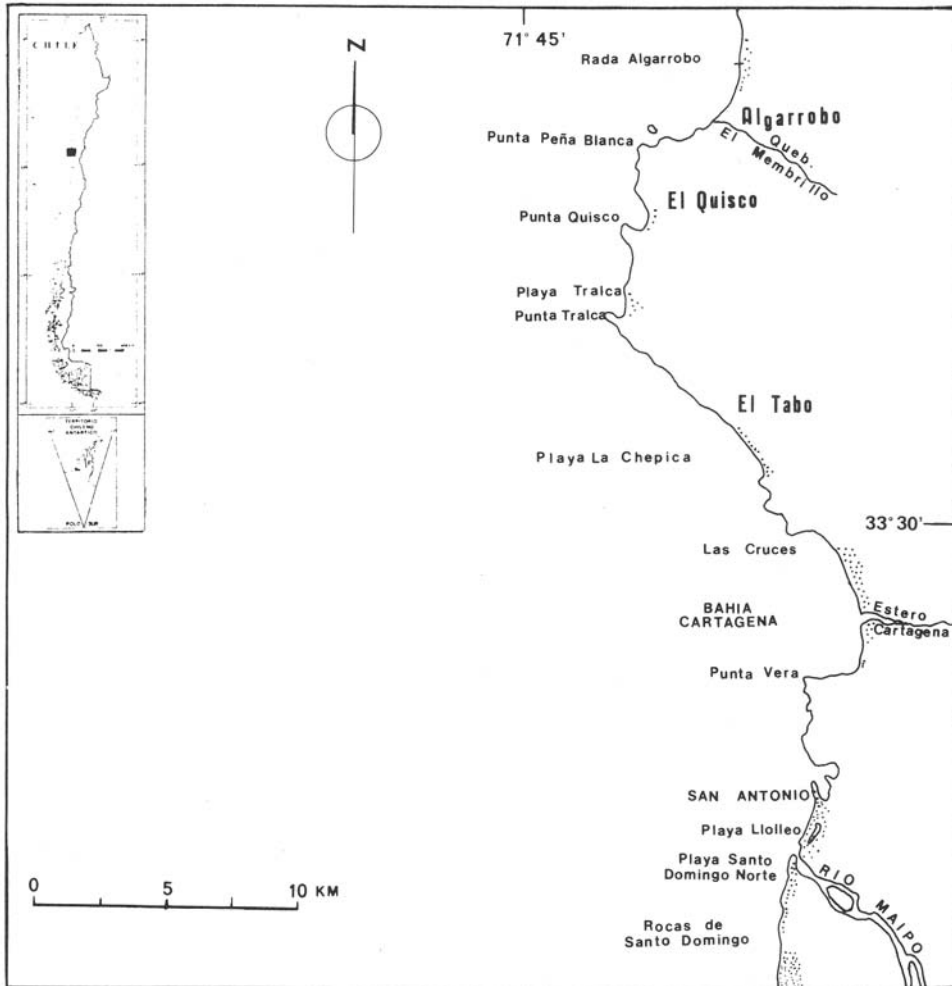


Figura 1: Localización del área de estudio.

La cordillera se encuentra entre 25 y 35 km de la costa actual y en sus partes más altas sobrepasa los 2.000 m. Las planicies costeras son superficies aplanadas, disectadas por numerosos valles, que presentan distintos niveles escalonados entre varios centenares de metros de altura y el nivel del mar (Núñez y Saelzer 1954; Borde, 1966; Corvalán y Alvarez, 1966). Estos niveles tienen fundamentalmente un origen marino y corresponden a verdaderas rasas, según el concepto de Guilcher (1974). El más bajo de ellos está cortado por un acantilado muerto, el pie del cual se encuentra una plataforma de abrasión baja, hoy día emergida. El acantilado y la plataforma han sido modelados durante el último período interglacial (nivel de Cachagua) y retocados durante la culminación de la transgresión postglacial, hace 4 ó 5000 años, correspondiente al nivel de La Vega (Paskoff, 1970).

La Cordillera de la Costa está constituida por un complejo granítico de edad paleozoica que

aflora también en las planicies litorales (Muñoz Cristi, 1964). Otra unidad litológica aparece entre Las Cruces y San Antonio: se trata de las rocas metamórficas de la formación Quintay, atribuida al Paleozoico inferior o al Precámbrico (Corvalán y Dávila, 1972); Corvalán y Munizaga, 1972).

Morfología submarina

El análisis de las isobatas de la carta de navegación (Nº 501 del I.H.A.) muestra que el área de estudio se encuentra frente a una plataforma continental estrecha, cuyas isobatas de 50 y 100 m se localizan a 4 y 9,4 km de la costa, respectivamente.

Frente al puerto de San Antonio existe un rasgo morfológico notable, que es la presencia de un cañón submarino, cuya importancia con respecto a las playas vecinas es su posible influencia sobre el tránsito sedimentario costero.

Características climáticas

Chile central posee clima de tipo mediterráneo con verano seco. En la zona costera las precipitaciones medias anuales alcanzan los 350 mm.

Los vientos de Chile central se relacionan con las variaciones estacionales de la ubicación del anticiclón del Pacífico Sur. Según Reyes y Romero (1977), los vientos predominantes son los de S.W., particularmente frecuentes entre octubre y marzo. Llegan a alcanzar una velocidad superior al grado 4 en la escala de Beaufort, lo que los hace eficaces para el transporte de arenas.

Los vientos del norte (NNE y NW), asociados a la actividad ciclónica, alcanzan su mayor frecuencia entre mayo y agosto, pero su fuerza no supera el grado 2 de la escala de Beaufort, por lo que carecen de importancia geomorfológica.

Características oceanográficas

El régimen de mareas que afecta a la costa chilena es de tipo mixto, con predominancia semidiurna. Las mayores amplitudes de las mareas de sicigias corresponden a 1,80 m.

Con respecto al oleaje, la dirección más frecuente de proveniencia coincide con la de los vientos, es decir, del SW.

En cuanto a la altura de las olas, los datos más confiables son los recogidos más al sur, en Constitución, para los años 1965 y 1966. Señalan para otoño e invierno alturas significativas de 0,9 a 1,5 m, que ocupan el 38% del período de observación. La altura de las olas más altas ha sido estimada en 5 m. Durante las marejadas, las cuales son bastante frecuentes en invierno, se pueden estimar alturas probables de 4 ó 5 m.

Se estima que en promedio el período de las olas es de 12 seg. y que la celeridad varía entre 10 y 20 m/seg. (Araya, 1971).

Los tsunamis son frecuentes en la costa chilena e intervienen en la evolución morfológica del litoral (Araya, 1976).

En razón de la dirección SW del oleaje y dada la orientación meridiana de este tramo de la costa, se genera una deriva litoral que se desplaza de sur a norte. La dirección de esta deriva es de fundamental importancia en la explicación de la génesis y evolución geomorfológica de las playas estudiadas.

En dos playas del área (Chépica y Cartagena) existen sistemas de circulación celulares entre la zona de rompiente y la línea de costa, que dan origen a los llamados *rip currents* que atraviesan la zona de rompiente hacia mar afuera. En general, la presencia de este tipo de corrientes se asocia a playas con exposición directa al oleaje predominante.

METODOLOGIA

Para realizar esta investigación se usaron fotografías aéreas correspondientes a distintos años, tomadas en diferentes estaciones (SAF 80 1:30.000 de junio de 1980; AERGON 1:33.000 de noviembre de 1953; HYCON 1:70.000 de 1955).

Conjuntamente se analizaron las cartas topográficas 1:50.000 (hojas Algarrobo y San Antonio), 1:25.000 (hoja Algarrobo, El Quisco, El Tabo y San Antonio) del I.G.M.

Esto permitió obtener información acerca de cambios morfológicos ocurridos en las playas y además constatar el carácter permanente o esporádico de algunos fenómenos, como la presencia de medias lunas de playa (*beach cusps*) de *rip currents* o de escurrimientos fluviales.

Paralelamente a esto se llevó a cabo un detallado estudio morfométrico del terreno con elaboración de perfiles topográficos transversales en las playas. Además se realizaron muestreos de sedimentos.

Como información complementaria se utilizaron cartas de navegación del I.H.A. (N° 501 y 505), con el fin de detectar relaciones e influencias de la batimetría en los procesos morfológicos que actúan en las playas.

DESCRIPCION, ANALISIS E INTERPRETACION MORFOLOGICA DE LAS GRANDES PLAYAS

Playa Algarrobo

Esta playa tiene una longitud de un poco más de 3 km y un ancho promedio de 200 m. Su línea de costa presenta un trazado ligeramente cóncavo, con una orientación general N 9° E-S 9° W.

Desembocan en la playa tres escurrimientos: La quebrada El Yugo, el estero El Membrillo y el estero San Jerónimo, los cuales quedan estancados la mayor parte del año tras el cordón litoral, formando lagunas o bien zonas de empantamiento. Estos escurrimientos y posiblemente otros, como el estero El Rosario, que se encuentra al sur de Algarrobo, son los que aportan sedimentos para la alimentación de esta playa.

En ella se diferencian una baja playa con presencia de medias lunas y una alta playa extensa caracterizada por la existencia de microacantilados que aparecen durante el invierno en la parte norte, más expuesta al oleaje del SW que la parte sur.

Se nota también la presencia de pequeñas dunas dispersas que aumentan de tamaño hacia el sur y que deben su origen al obstáculo que constituye la vegetación al movimiento de las arenas.

Una importante duna se localiza al sur de la playa a unos 600 m del mar con una altura del

orden de los 30 m. Esta duna se encuentra estabilizada por un matorral.

Las medias lunas de playa de Algarrobo llaman la atención. (Fotografía 1). Son formas menores de la baja playa que han sido descritas en muchas costas de acumulación del mundo, sin que se haya alcanzado un consenso acerca de su génesis.

Con respecto a las medias lunas existentes en la playa de Algarrobo se puede decir que se han generado bajo una llegada de las olas en forma predominantemente oblicua a la costa, a pesar de que muchos autores señalan que en general la formación de medias lunas es más favorable cuando las olas se aproximan con sus crestas paralelas a la orilla. Esto significa que la deriva litoral no debe ser muy importante, ya que de lo contrario se destruirían, haciéndose fuertemente asimétricas para finalmente desaparecer. Bajo esta aproximación de olas oblicuas a la orilla, es posible que las medias lunas migren lentamente hacia el norte.

Observaciones realizadas en terreno en el mes de septiembre de 1980 señalan una altura variable de las medias lunas fluctuante entre 1 y 1,5 m.



Fotografía 1 : Playa Algarrobo. Presencia de medias lunas.

Mediciones de sus longitudes de onda mostraron diferencias a lo largo de la playa, como aparece en la figura 2 A, en la cual se aprecia que

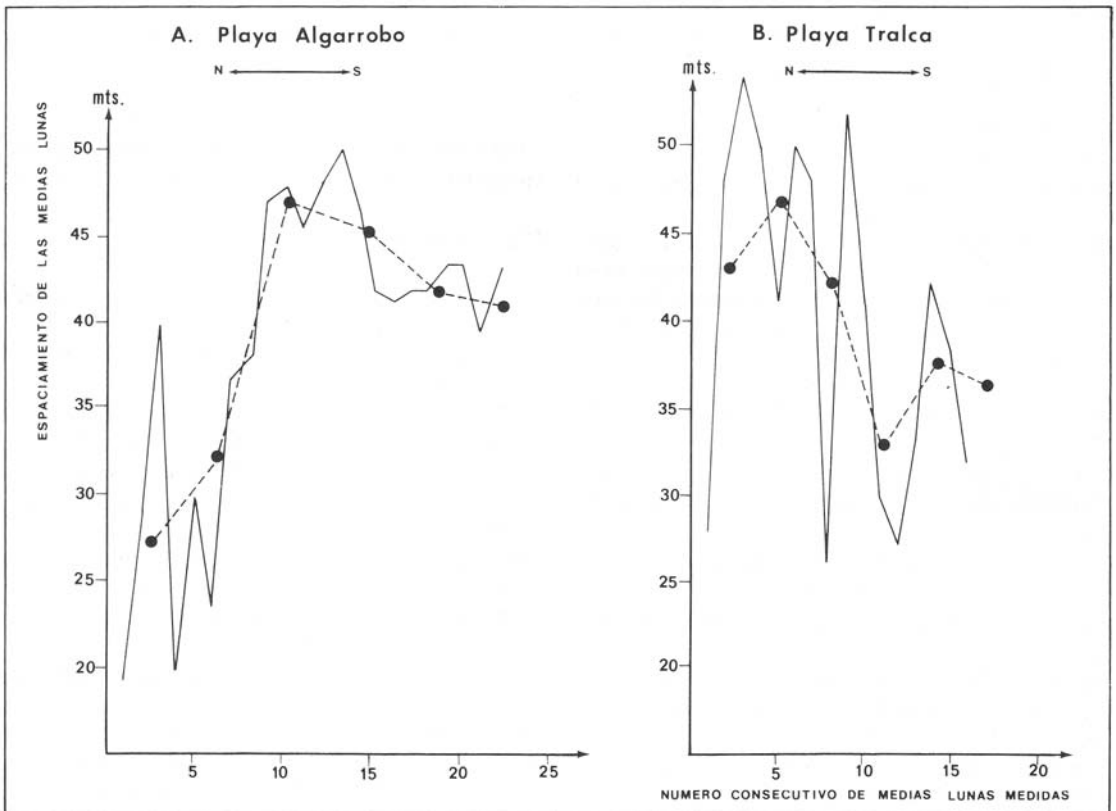


Figura 2: Mediciones de espaciamientos entre los cuernos de las medias lunas de playa. Los puntos negros unidos con línea continua representan mediciones individuales y los círculos blancos Unidos con líneas de trazos representan el espaciamiento promedio medido cada cuatro medias lunas.

- A. Datos de la playa de Algarrobo. La media luna N° 1 fue medida al norte de la playa, la N° 11 al centro, frente a Quebrada El Yugo y la N° 22 al sur, cerca de la quebrada El Membrillo.
- B. Datos de playa Tralca. La media luna 1 fue medida al norte de la playa, la N° 9 al centro y la N° 16 al sur.

CARACTERISTICAS y EVOLUCION GEOMORFOLOGICA

los espaciamentos entre los cuernos aumentan de norte a sur, presentándose las mayores longitudes de onda (entre 45 y 50 m), en la parte centro-sur de la playa (medias lunas 12, 13 Y 14, respectivamente). A la vez se detecta una clara tendencia a la homogeneización de los espaciamentos hacia el sur; es decir, se tornan más regulares (desviación estándar para la parte norte de la playa: 10,63 m; para la parte sur: 3,14 m).

Este aumento de las longitudes de onda hacia el sur de la playa puede relacionarse con la menor exposición al oleaje del SW, lo que determina la presencia de olas más bajas para esta parte.

Además, analizando las isobatas, se detecta que la anteplaya presenta menor pendiente en la parte sur que en la parte norte de la playa. Por lo tanto, en la parte sur la zona de rompiente se encuentra más lejos de la orilla y las olas llegan con menos energía a ésta. En base a estos antecedentes y a observaciones de terreno, se puede afirmar que la longitud del vaivén de las olas es mayor en esta parte de la playa. Así tenemos también una posible relación entre el aumento del espaciamento de las medias lunas y el aumento en la longitud del vaivén de las olas hacia el sur de la playa. De hecho, algunos autores han observado una relación

entre el espaciamento de las medias lunas por una parte y, por otra, la disminución de las alturas de las olas y el aumento de la longitud de su vaivén (Kornar, 1976).

A modo comparativo se midieron también en el mismo mes de septiembre las medias lunas de la playa Tralca, que es más pequeña y más protegida del oleaje, especialmente en su parte sur. Los resultados aparecen en la figura 28. La altura de estas medias lunas resultó ser similar a la de Algarrobo, fluctuando entre 1,4 y 1,5 m. Sin embargo, el patrón de espaciamentos (distancia entre los cuernos de las medias lunas) es bastante más irregular, observándose cierta tendencia a la disminución de las longitudes de onda hacia el sur de la playa, contrario a lo que ocurre en Algarrobo. Las fotografías 2, 3 y 4, muestran cómo fluye la ola sobre estas medias lunas.

También se analizaron los perfiles topográficos y la distribución del tamaño de los granos de arena en las medias lunas de la playa de Algarrobo. La figura 3 A muestra que la pendiente del cuerno es más regular que la de la bahía. En esta última se diferencia claramente la alta playa separada por una berma de la baja playa que tiene mayor pendiente.



Fotografía 2



Fotografía 3



Fotografía 4

Fotografías 2, 3 y 4: Flujo de embestida y retorno de la ola sobre las medias lunas al norte de playa Tralca. En la foto 2 se aprecia cómo la embestida de la ola sube por el embahiamiento de las medias lunas. En la foto 3, se ve cómo el retroceso de una ola grande produce una amplia zona de turbulencia. Al chocar este flujo con la próxima rompiente que avanza, se produce un resalte que puede alcanzar hasta 2 metros de altura. En la foto 4, se observa el choque de dos láminas de agua que fluyen desde los cuernos hacia el centro de la bahía. La circulación del agua sobre la media luna, contribuye a acentuar las formas ya existentes, aumentando el desnivel entre la bahía y el cuerno de ella.

De un punto de vista granulométrico, los gráficos de distribución del tamaño de los granos de arena (figura 3 B) a lo largo de los perfiles del cuerno y de la bahía en Algarrobo, muestran que:

- el tamaño promedio de los granos en el cuerno y en la bahía es similar (0,56 mm en el cuerno y 0,62 mm en la bahía); ambos corresponden a arenas gruesas, según la clasificación de Wentworth (1982).
- las arenas en el cuerno son bastante más homométricas que las de la bahía. Esto se relaciona con la mayor regularidad de la pendiente en el perfil topográfico del cuerno.
- sólo la parte baja del cuerno tiene mayor

tamaño de los granos que los de la bahía (muestras B3 y B4, con respecto a las muestras C3 y C4).

perfiles topográficos y análisis granulométricos realizados en las medias lunas de la playa Tralca para fines comparativos muestran que la pendiente del cuerno y de la bahía es mayor que la existente en Algarrobo, lo cual se debe a la presencia de arenas más gruesas en Tralca (figura 4A y 4B). Pero una mayor diferencia se observa en la distribución del tamaño de las arenas a lo largo de los perfiles. La figura 4B señala un brusco aumento del tamaño de los granos en las muestras E4 y D3, aumento que es

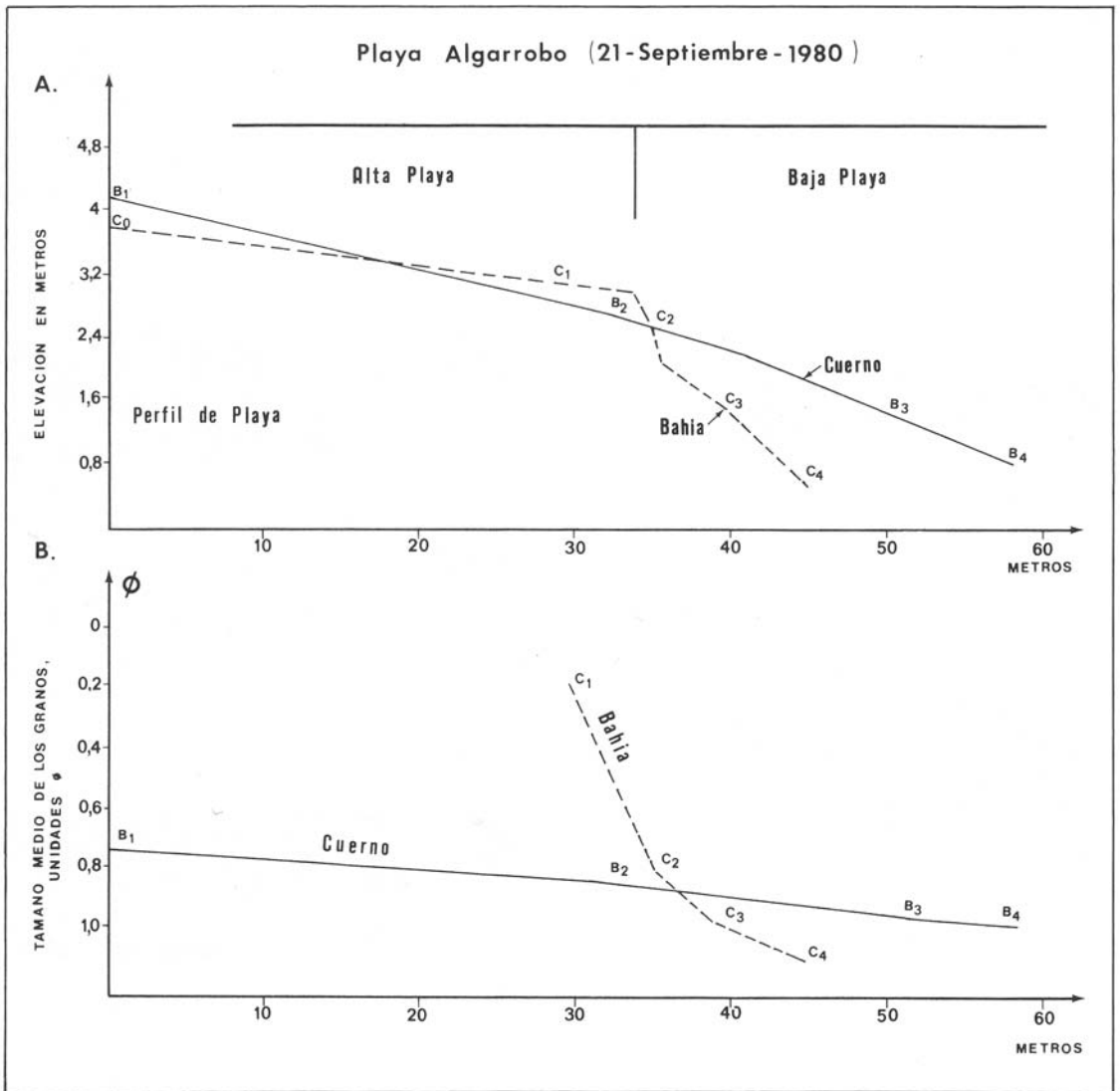


Figura 3: Playa Algarrobo.

A. Perfil topográfico del cuerno y de la bahía de una media luna de playa. Las letras indican la localización de las muestras de arena.

B. Distribución del tamaño de las arenas a lo largo del cuerno y de la bahía de esta media luna de playa.

mayor para el cuerno. Hacia el mar y hacia la tierra a partir de dichas muestras los tamaños disminuyen.

este patrón de distribución de sedimentos corresponde a un tipo ya descrito por W. Bascom (1951), quien asocia este brusco aumento del tamaño de los granos en cierto punto del perfil, a la localización del punto máximo de llegada de la embestida de las olas.

A través del análisis de fotos aéreas se detectó la presencia en Algarrobo de lenguas de aguas turbias (de unos 40 a 50 m de longitud), que indican una remoción de sedimentos finos. Estas lenguas se originan en la playa y se desplazan hacia afuera de la zona de rompiente, en dirección al NW. El fenómeno se presenta con mayor magnitud en la

parte norte de la playa, la cual está expuesta en forma más directa al oleaje del SW. Esto se explica por el efecto de la enérgica rompiente y el fuerte retroceso de las olas en el interior de las medias lunas, lo que tiene como consecuencia el poner en suspensión los sedimentos finos de la playa, que son posteriormente transportados hacia afuera de la zona de rompiente por una corriente costera de retorno.

La mayor exposición al oleaje de la parte norte de la playa Algarrobo se traduce en la presencia de una playa angosta, donde prácticamente no existe la alta playa y aparecen con frecuencia microacantilados de arena.

Al contrario, en la parte sur de la playa, la menor energía del oleaje permite la depositación de los sedimentos que acarrea la deriva litoral, cuya velocidad disminuye, debido a la refracción más perfecta de las olas. Esto se traduce en la ausencia de índices de erosión. Al respecto, se observó que sólo después de las bravesas, que ocurren con vientos del NW o del oeste, se producía una destrucción local de medias lunas, las cuales eran rápidamente reconstruidas durante el buen tiempo. Por otra parte, la pendiente del espacio infralitoral, más suave al sur que al norte de la playa, indica una mayor depositación de sedimentos allá. Sin embargo, en la parte norte se pueden afirmar -según observaciones realizadas entre los años 1980 y 1982- que la playa se mantiene estable: hay un cierto equilibrio dinámico anual, con aparición y desaparición de microacantilados de arena, según las estaciones.

Por último, un indicio de la constante llegada de sedimentos a esta playa, es el fenómeno de estancamiento, tras el cordón litoral, de los escurrimientos que desembocan en ella. El cordón litoral es destruido y atravesado sólo durante las grandes crecidas.

La playa La Chépica

Esta playa, que se extiende entre El Tabo y Las Cruces, tiene una orientación NNW-SSE, perpendicular al oleaje predominante, por lo que queda expuesta directamente a éste.

Es una playa de 6 km de largo, con un ancho mínimo al norte, de 250 a 300 m frente a El Tabo y un ancho máximo en su límite sur de 2 km.

Esta playa presenta una línea de costa irregular en el detalle de su trazado, con la presencia de formas menores cuspidas, distintas de las típicas medias lunas. Estas formas cuspidas se adentran en el mar y dejan entre ellas extensos embahiamientos, cuya longitud de onda es del orden de 200 a 300 m.

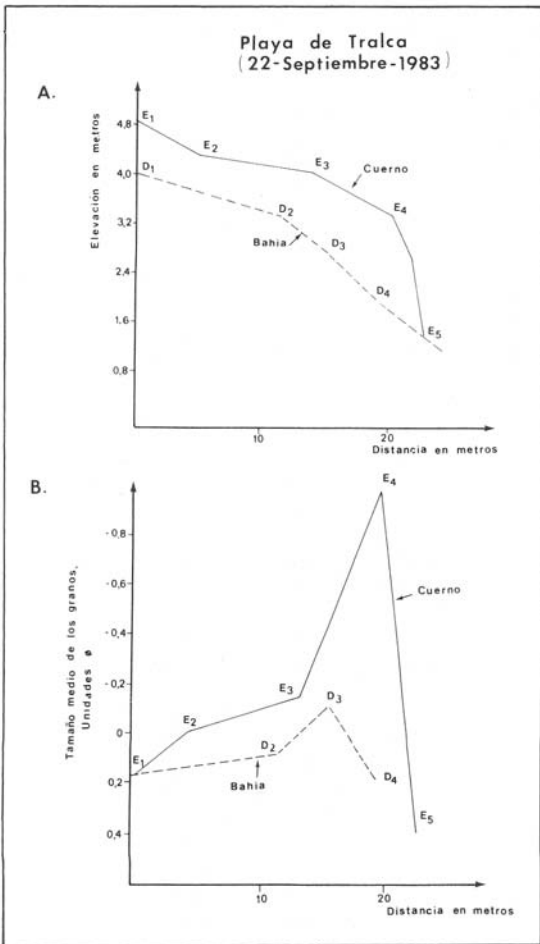
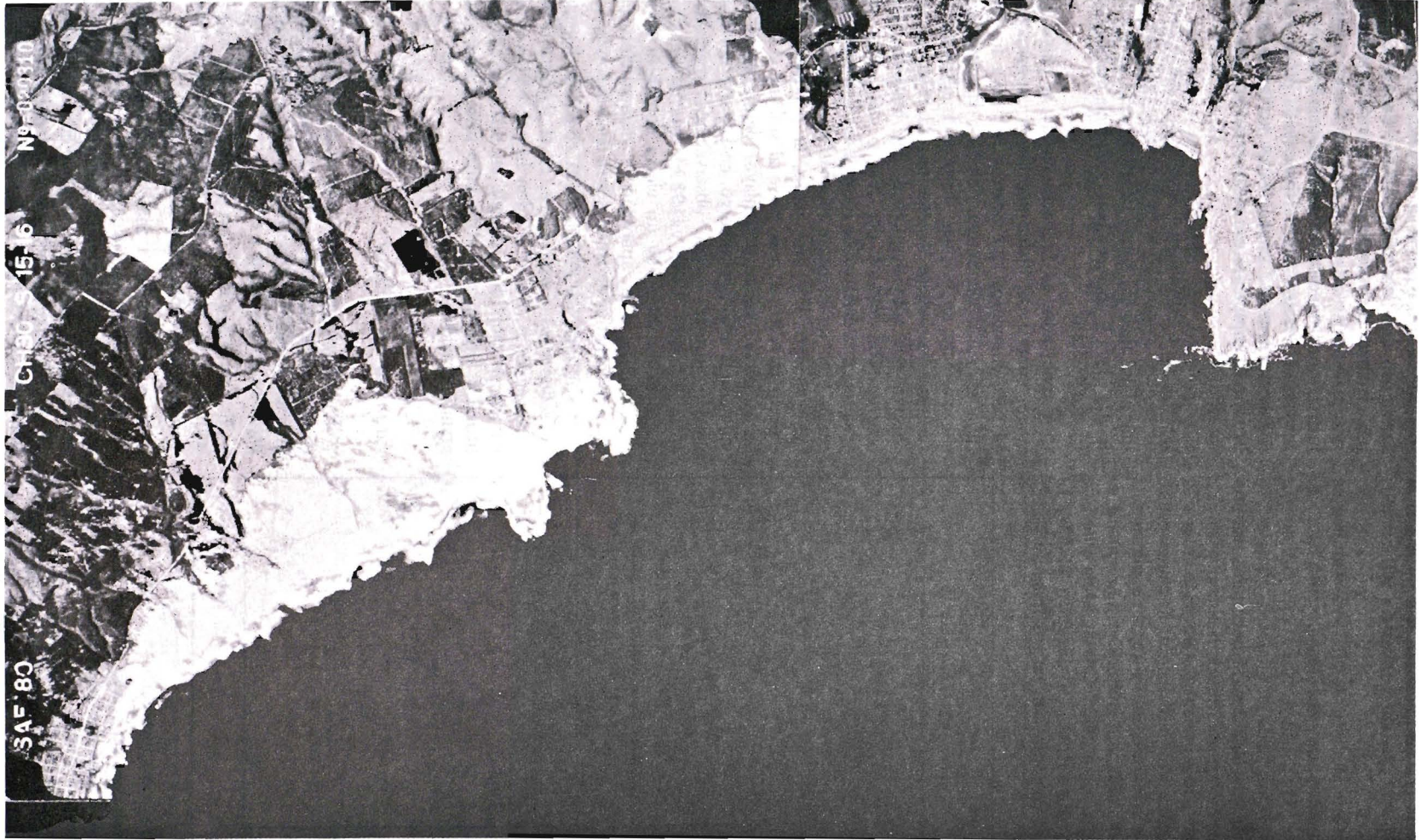


Figura 4: Playa Tralca, parte sur.

- A. Perfil topográfico del cuerno y de la bahía de una media luna de playa. Las letras indican la localización de las muestras de arena.
- B. Distribución del tamaño de las arenas a lo largo de la bahía y el cuerno de esta media luna de playa. La arena de esta playa es mucho más gruesa y heterogénea que la playa Algarrobo (figura 3A).



Fotografía 5: Playa La Chépica (izquierda) y playa Cartagena Grande (derecha). Se aprecian los *rip currents* que atraviesan la zona de rompiente (aparecen como franjas oscuras) y los embahamientos que generan en la playa, dando origen a un patrón regular en la playa de Cartagena e irregular en playa La Chépica.

Esta topografía rítmica puede tener relación con la existencia de *rip currents* permanentes, originados por la gran exposición al oleaje, que va erosionando localmente la playa.

En la fotografía S estos *rip currents* se detectan como franjas angostas más oscuras que atraviesan la zona de rompiente, mostrando el sistema de circulación celular del agua a lo largo de la costa.

El análisis de fotografías aéreas de distintos años no revela un crecimiento significativo de los embahamientos de las formas cuspides. Por lo tanto, el proceso erosivo generado por los *rip currents* debe ser compensado constantemente por la llegada de nuevos sedimentos a través de la deriva litoral.

En esta playa, la presencia en invierno de microacantilados de arena generados por la erosión de las olas se debe a la gran exposición al oleaje que caracteriza a esta playa. Los microacantilados aumentan en altura en las cercanías de los escurrimientos, debido a la mayor acumulación de arenas que allí se produce (Fotografía 6).

El rasgo morfológico más notable de esta playa, es la presencia de un extenso campo de dunas, el cual en la parte norte está constituido primero por nebkas de 1 m de altura en promedio, separadas por corredores de deflación. Sigue una zona de



Fotografía 6: Playa La Chépica. Microacantilado de arena hasta 1 m de altura, a veces con dos escalones. Se observa la poca pendiente de la baja playa, y parte del embahamiento de una forma cuspoide. En el último plano se aprecian los campos de dunas semiestabilizados por la vegetación (4 de julio de 1980).

empantanamiento y más allá dunas vivas de mayor altura se internan tierra adentro (figura 5).

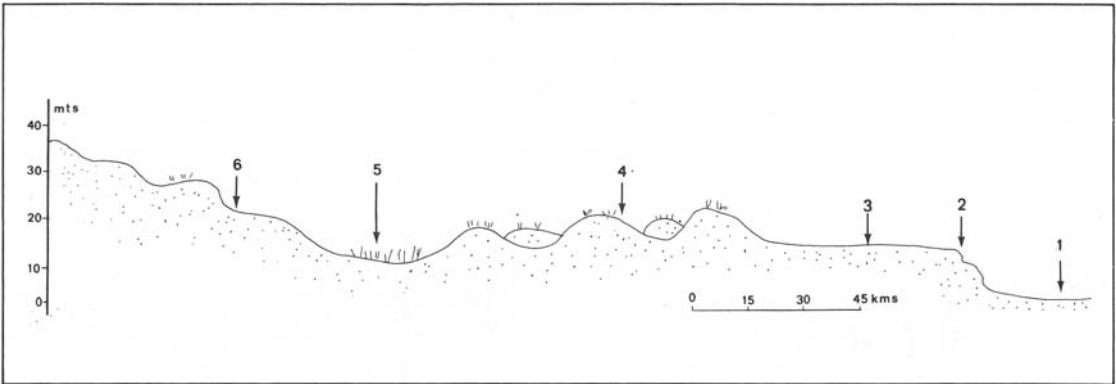


Figura 5: Perfil transversal al centro de playa La Chépica (4 de julio de 1980). 1. Baja playa; 2. Microacantilado de arena; 3. Alta playa; 4. Zona de nebkas; 5. Pantanos; 6. Campos de dunas vivas.

En la parte sur de la playa, frente al sector La Puntilla, los campos de dunas dominan el paisaje y han penetrado más hacia el interior (Fotografía 7).

La presencia de extensas dunas en esta playa se explica por la existencia aquí de varios factores favorables a las acciones eólicas.

El primer factor es la orientación NNW-SSE de la playa, que se encuentra perpendicular a los vientos predominantes eficaces.

Un segundo factor es la presencia de una topografía baja y plana que favorece el avance de las arenas hacia el interior. La parte sur de la playa, donde la extensión de las dunas es mayor, es justamente donde la curva de nivel de los 25 m se

aleja más de la costa. Esta topografía sepultada por las dunas posiblemente corresponde a una plataforma de erosión marina.

Un tercer factor es evidentemente la existencia de un abastecimiento abundante de arena a partir del estrán. Al respecto la alimentación de sedimentos de la playa La Chépica plantea un problema, ya que los escurrimientos locales son muy modestos en cuanto a su caudal y su carga aluvial. Tampoco puede haber un transporte significativo desde el sur, ya que los materiales de la playa vecina en esa dirección son muy diferentes, tanto de un punto de vista mineralógico como granulométrico. (Gonzales, 1976).

La playa de Cartagena

Esta playa de fondo de bahía, cuya longitud es de aproximadamente 5 km y su ancho promedio de 700 m, se orienta de NNW-SSE, quedando así expuesta al oleaje del suroeste, pero algo protegida en su parte sur por la Punta Vera.

El rasgo más característico de esta playa es la presencia de un trazado rítmico de la línea de costa. Se detecta un patrón regular de barras oblicuas de arenas, separadas por embahiamientos originados por la existencia de *rip currents*, los cuales son más numerosos al norte de la playa por la mayor exposición al oleaje. Las longitudes de onda de estas formas cuspidas son menores que en el caso de la playa La Chépica, alcanzando solamente 100 a 200 m.

Los dragados que generan los *rip currents* en la baja playa y que dan origen a los embahiamientos, son probablemente depositados en la anteplaya, cuya pendiente suave, explica la presencia de una ancha zona de rompiente. Los materiales deben ser redepositados en la playa durante las marejadas importantes, atenuando así la continua erosión de los embahiamientos. Sin embargo, el aporte más significativo de sedimentos que contrarresta este proceso, está dado por el río Maipo y es acarreado por una deriva litoral de gran magnitud que viene del sur. (Fotografía 8). Son sedimentos de origen volcánico que dan un color oscuro a la playa de Cartagena.

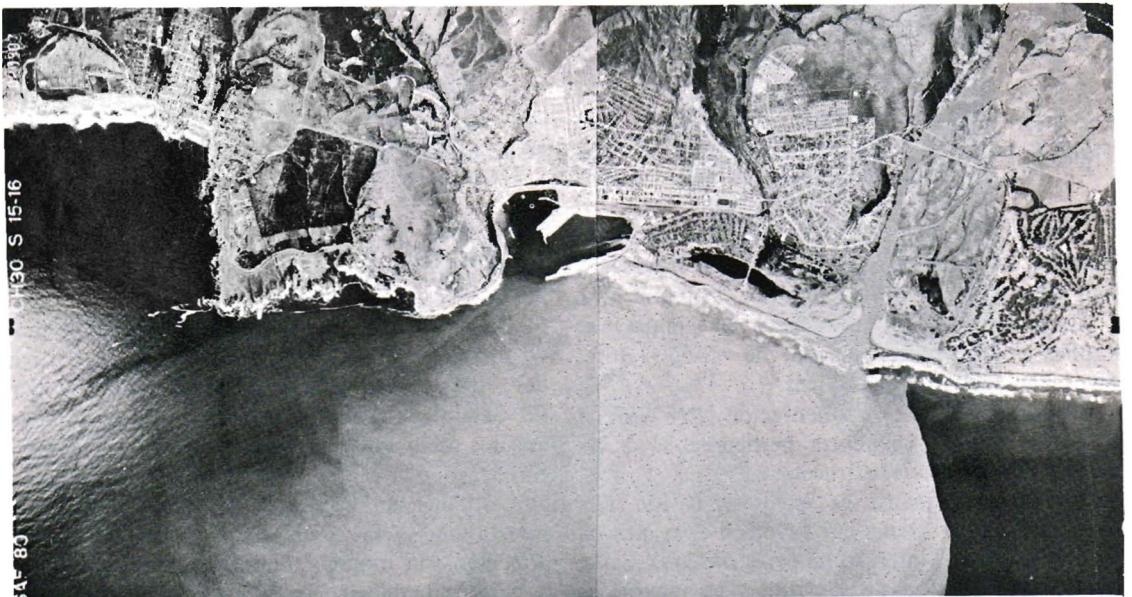
Los perfiles representados en las figuras 6 y 7, muestran variaciones locales en el comportamiento de la playa de Cartagena, la cual frente a la laguna del mismo nombre, aumentó su ancho en unos 200 m en los últimos 100 años. Eso se deduce de una



Fotografía 7: Sur playa La Chépica, Presencia de campos de dunas vivas con vegetación esporádica.

Se piensa entonces que los sedimentos de la playa La Chépica provienen desde el norte, transportados por medio de una deriva litoral local, contraria a la corriente predominante de dirección sur-norte, cuya principal fuente de sedimentos debe ser el importante estero El Rosario. En este sector el desvío de la desembocadura de los escurrimientos en invierno hacia el sur, señala la existencia de una deriva estacional norte-sur que se genera sólo cuando el oleaje proviene del oeste o noroeste, lo que no es la situación más frecuente.

Observaciones en el terreno y comparaciones de fotografías aéreas indican que la playa La Chépica se encuentra en una situación de estabilidad.



Fotografía 8: Se observa claramente el transporte litoral hacia el norte de los sedimentos acarreados por el río Maipo.

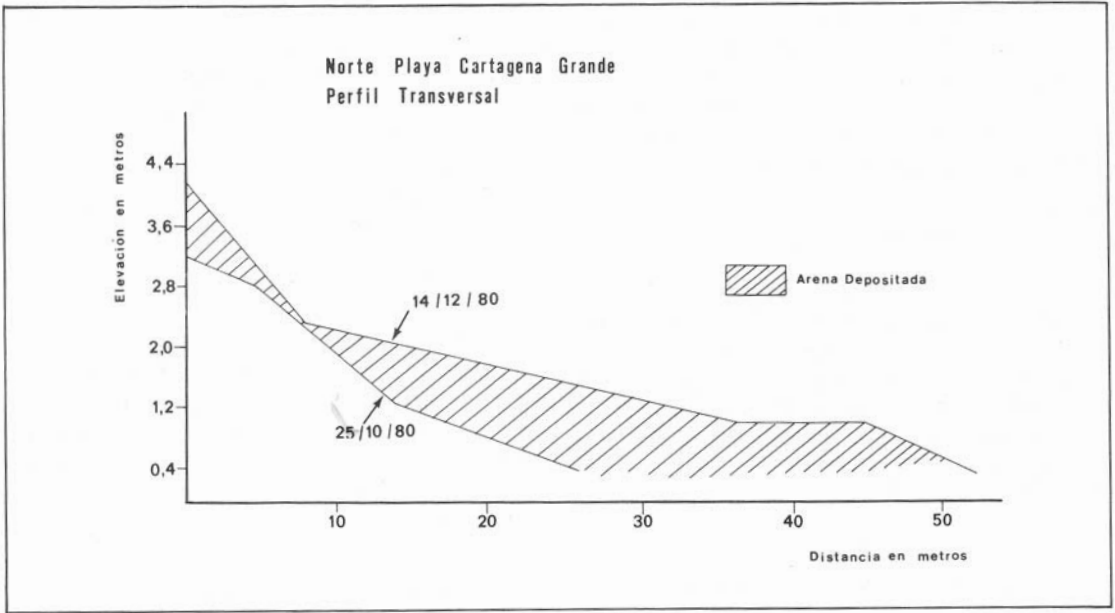


Figura 6: Variación del perfil topográfico al norte de Playa Grande de Cartagena, entre el 25 de octubre y el 14 de diciembre de 1980.

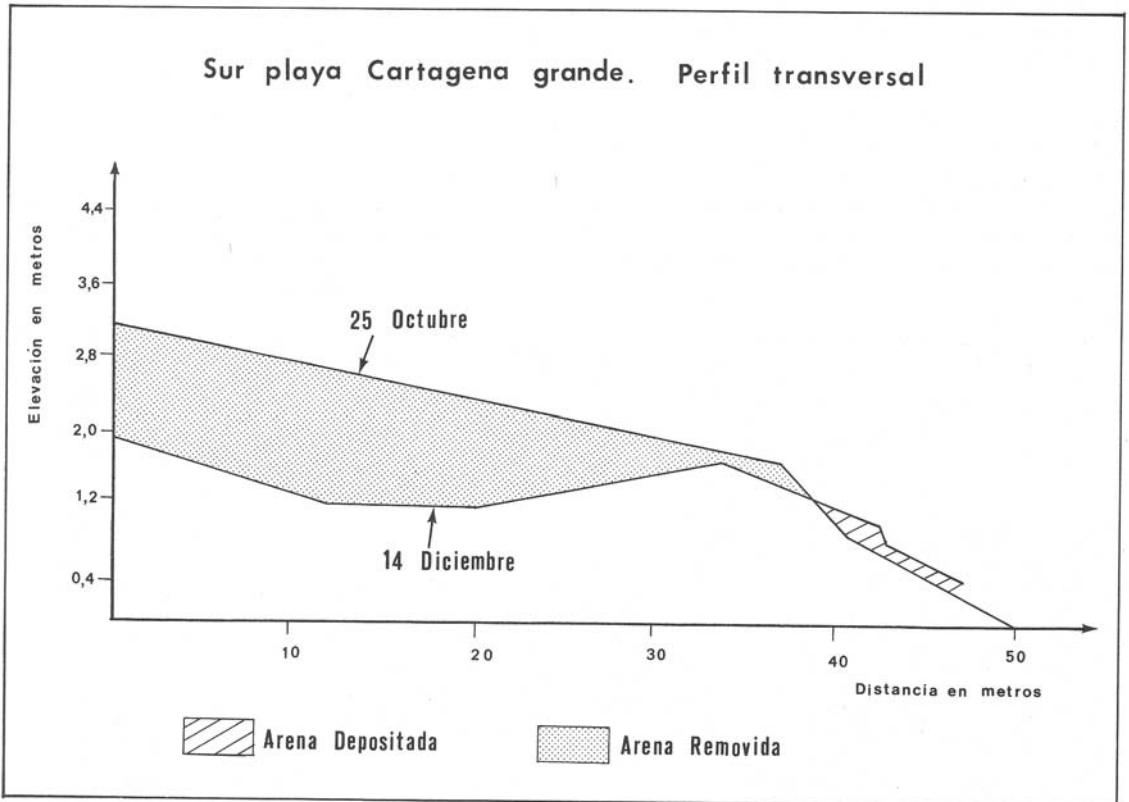


Figura 7: Variación del perfil topográfico al sur de Playa Grande de Cartagena, entre el 25 de octubre y el 14 de diciembre de 1980.

comparación entre la situación actual y la situación representada en el plano hidrográfico del puerto de San Antonio de 1875, de lo cual se puede concluir que el cañón submarino ubicado frente a la desembocadura del río Maipo no absorbe la carga aluvial acarreada por el río.

La playa de Llolleo

La playa de Llolleo tiene una longitud de 2,25 km y una orientación NNE-SSW, quedando totalmente desprotegida del oleaje del SW.

Es una playa de trazado rectilíneo que se encuentra bajo la influencia directa de los aportes sedimentarios del río Maipo. Sus arenas son muy oscuras por el alto contenido de materiales de origen volcánico.

Esta playa ha sido influida por factores antrópicos que han alterado su morfología. La construcción del puerto de San Antonio produjo un ensanchamiento de la playa debido a que el molo sur atajó la deriva litoral. Este ensanchamiento fue estimado en 600 m entre 1912 y 1934 (Pomar, 1962). Actualmente el molo no genera un avance notable de la playa hacia el mar, como ocurrió al principio, ya que por ser encorvada su parte distal, orientada SE-NW, frena menos la deriva litoral que su base, orientada E-W.

En una serie de perfiles topográficos trazados en octubre y diciembre de 1980, se observa que el estrán se estrecha hacia el norte de la playa, llegando a un ancho mínimo de 10,5 m, siendo de 48 m para el sur de la playa (figuras 8, 9 y 10). Esto se debe a la presencia en dicha parte de casas construidas muy cerca del mar y localizadas sobre rellenos artificiales, previa eliminación de parte de las dunas, a unos 3 m de altura sobre el nivel del mar.

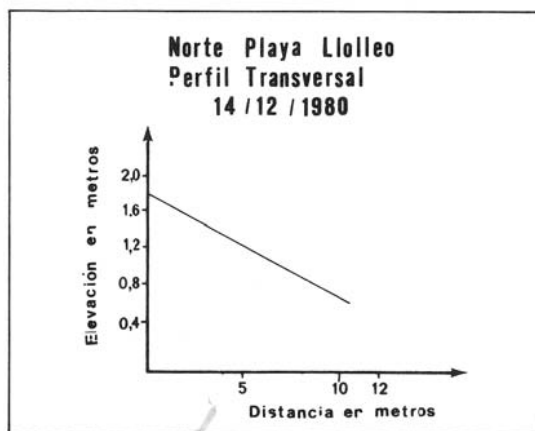


Figura 8: Perfil topográfico al norte de playa Llolleo. 14 de diciembre de 1980.

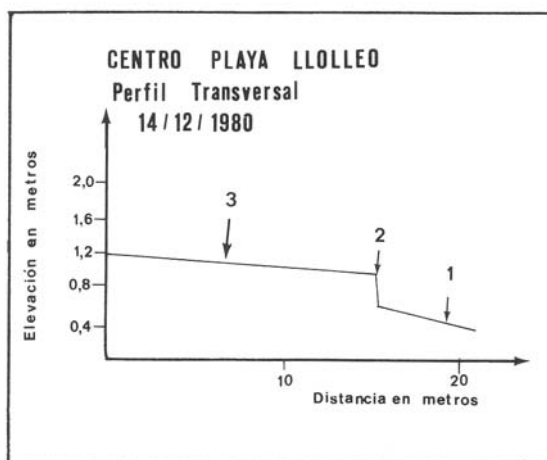


Figura 9: Perfil topográfico al centro de la playa Llolleo. 26 de octubre de 1980 (corresponde a la fotografía 11). 1. Baja playa; 2. Microacantilado; 3. Alta playa.

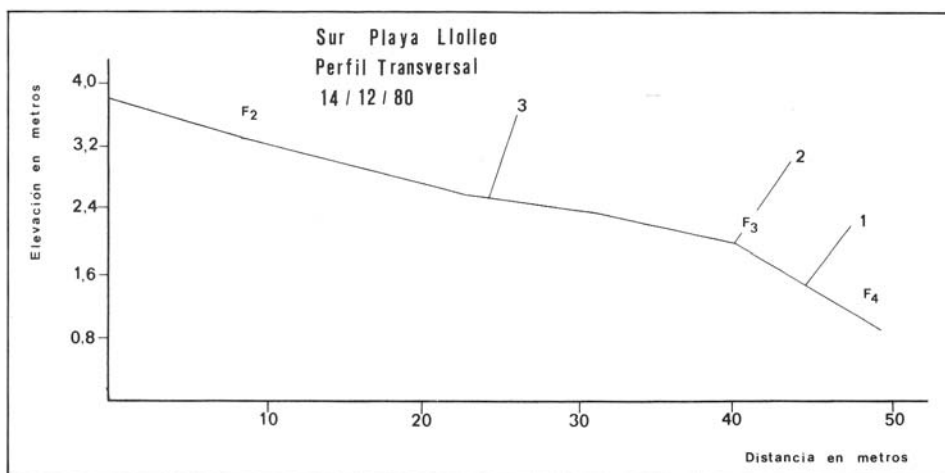


Figura 10: Perfil topográfico al sur de la playa Llolleo. 14 de diciembre de 1980. 1. Baja playa; 2. Berma; 3. Alta playa.

Esta intervención antrópica ha desencadenado un desequilibrio, ya que las rompientes, al disponer de menos playa para su embestida, han intensificado los procesos erosivos, generando, primero, microacantilados y luego haciendo bajar el nivel del estrán. Muros que rodean las casas mencionadas han sido destruidos, y bloques que han sido colocados para su protección han sido removidos en varias oportunidades.

La dinámica evolutiva de la playa de Llolleo, podemos observarla al comparar las fotografías 9, 11 y 13, con las fotografías 10, 12 y 14.

Se puede observar que los microacantilados desaparecieron en diciembre (fotografías 10 Y 12), excepto en el perfil establecido en la parte centro-sur de la playa (fotografía 14), ya que entre octubre y diciembre el mar continuó erosionando y rebajando el estrán hasta atacar la duna misma (fotografías 11, 12, 13 Y 14).

Al contrario, el perfil de la parte sur de la playa (figura 10) para diciembre, no muestra la presencia de formas de erosión, sino más bien es un perfil de tipo convexo; indicativo de un estado de equilibrio de la playa.

La playa de Llolleo tiene condiciones favorables para su alimentación, debido al acarreo de sedimentos por el río Maipo, lo que contrarresta el poder erosivo del mar sobre la orilla, que se encuentra directamente expuesta al oleaje.

En cuanto a la playa Santo Domingo norte, localizada al sur de Llolleo, presenta una pendiente constante, sin diferenciar partes de la playa (figura 11). Además se evidencia un proceso de acreción hacia el verano, y se debe posiblemente a la mayor carga sedimentaria que transporta el río Maipo en la época de los deshielos.

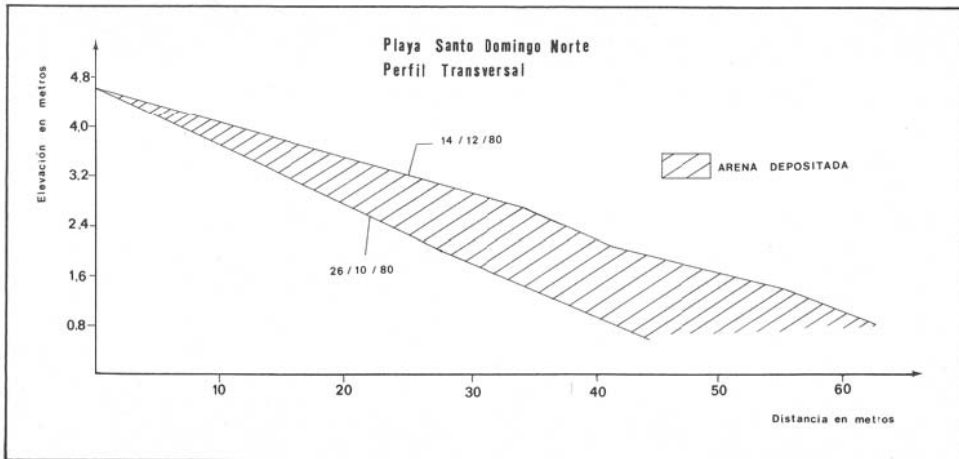


Figura 11: Perfil topográfico playa Santo Domingo norte.

26 DE OCTUBRE DE 1980



Fotografía 9: Norte playa Llolleo. 26 de octubre 1980.

14 DE DICIEMBRE DE 1980



Fotografía 10: Norte playa Llolleo, 14 de diciembre 1980.

26 DE OCTUBRE DE 1980



14 DE DICIEMBRE DE 1980



Fotografía 11: Centro playa Lolloe. 26 de octubre 1980. *Fotografía 12:* Centro playa Lolloe, 14 de diciembre 1980.



Fotografía 13: Centro Sur playa Lolloe. 26 de octubre 1980. *Fotografía 14:* Centro Sur playa Lolloe. 14 de diciembre 1980.

CONCLUSION

Se estima que actualmente la gran mayoría de las playas del mundo, quizás más del 80% de ellas, están retrocediendo por fenómenos de erosión. (Bird, 1981; Paskoff, 1981). Afortunadamente, las playas de Chile central, ubicadas entre Valparaíso y la desembocadura del río Maipo, parecen escapar a esta evolución regresiva. Esta situación privilegiada se debe a condiciones geográficas particulares que permiten una alimentación abundante de la costa en materiales detríticos; pendiente longitudinal fuerte de los cursos de agua por razones orográficas, clima mediterráneo agresivo por ser contrastado desde un punto de vista pluviométrico, afloramientos extensos de rocas graníticas alteradas, aportes volcánicos. Una voluminosa carga aluvial llega así hasta la orilla del mar y explica que el balance sedimentario de las playas sea positivo o, por lo menos, equilibrado.

BIBLIOGRAFIA

- ARAYA, J. 1971. Determinación preliminar de las características del oleaje en Chile central. *Not. Mens. Mus. Nac. Hist. Nat.*, Santiago Chile, 15 (174): 8-11.
- ARAYA, J. 1976. Las incidencias cataclísmicas de las bravesas en la evolución de la costa de Chile central. *Inform. Geogr.*, Chile, 126: 18-41.
- BASCOM, W. 1951. The relationship between sand size and beach rase slope. *Transactions, American Geophysical Unión*, 32 (6): 866-874.
- BORDE, J. 1966. Les Andes de Santiago et leur avant pays, étude de géomorphologie, *Bord eaux*, 559 pp.
- BIRD, E. C. F. 1981. Recent change on the world's sandy shorelines. In *Coastal dynamic and scientific sites*, E. C. F. Bird and K. Koike; Univer sity Tokyo, p. 5-30. Edil. Komazawa.
- CORVALAN, J. y ALVAREZ, L. Geomorfología de Valparaíso y regiones adyacentes. Informe inédito, III Encuentro Nac. de Geogr. de Valparaíso, Chile, 14 pp.
- CORVALAN, J. y DAVILA, A. 1972. Observaciones geológicas en la Cordillera de la Costa entre los ríos Aconcagua y Mataquito. *Resúmenes, Soc. Geol. Chile*, 9:1-4,
- CORVALAN, J. y MUNIZAGA, F. 1972. Edades radiométricas de rocas intrusivas y metamórficas de la hoja Valparaíso y San Antonio. *Bol. Inst. Invest. Geol.* 28: 9-40.
- GONZALES, I. 1976. Sedimentología litoral de la provincia de Valparaíso. Chile, *Actas del 1er Congr. Geol. chileno*, 2: E217-241.
- GUILCHER, A. Les Rassas: 1974. Un problème de morphologie littorales *Annales de Géographie*, 455: 1-33.
- KOMAR, P. 1972. *Beach Processes and sedimentation*. Prentice Hall, Inc. Engle. Wood s Cliffs. New Jersey, 429 pp.
- MUÑOZ CRISTI, J. 1964. Estudios petrográficos sobre el Batolito de la costa de las provincias de Santiago y Valparaíso. *Publ. Inst. Geol. Univ. de Chile*. 25 (93), 93 pp.
- NUÑEZ, M. y SAEZLER, E. 1954. Las terrazas marinas entre Valparaíso y Algarrobo. *Inform. Geogr. Chile*, 1: 6-26.
- PASKOFF, R. 1970. *Le Chili semi-aride*. *Bord eaux*, 420 pp.
- PASKOFF, R. 1981. *L'erosion de cotes*. Paris, 127 pp.
- POMAR, J. 1962. Cambios en los ríos y en la morfología de la costa de Chile. *Rev. Chilena de Historia y Geografía*. 130: 318-427.
- POMAR, L. 1876. Reconocimiento de la parte del litoral, comprendida entre la Viña del Mar y la Caleta Maitencillo, por el vapor transporte nacional Ancud, al mando del capitán de corbeta don Luis Pomar. *Anales de la Univ. de Chile*, 48: 583-629.
- REYES, E. y ROMERO, H. 1977. Climatología de la bahía de Valparaíso. *Rev. Biol. Mar. Dep, Oceanol, Univ. de Chile*. 16 (21): 125-159.
- SERRANO, R. 1979. Las zonas de barrido en las playas del litoral de Valparaíso a Concón: un estudio preliminar. *Rev. Geogr. de Valparaíso*, 9: 63-85.
- VERGARA, H. e HICKMANN, V. 1982. Fluctuación anual de la morfología y granulometría de la playa Las Salinas, Viña del Mar, V Región. Informe inédito presentado al III Congreso Geol. chileno, 8-14 nov. (Concepción), 18 pp.
- VERGARA, H. y VALENZUELA, E. 1981. Sedimentación reciente en playas de Valparaíso, V Región Chile. *Rev. Biol. Mar., Inst. Oceanol. Univ. de Chile*, 17 (2): 267-283.
- WENTWORTH, C. R. 1982. A scale of grade and classterms for elastic sediments. *Journal of Geology*, 30 (5): 377-392.