

LAS INCIDENCIAS CATACLISMATICAS DE LAS BRAVEZAS EN LA EVOLUCION DE LA COSTA DE CHILE CENTRAL

JOSE F. ARAYA-VERGARA

Departamento de Geografía de la Universidad de Chile

ABSTRACT

The coast of Northern and Middle Chile suffers incidental surges or "bravezas", which are meteorological surges. They have as cause the swells originated in the Pacific's storms, without important tide influence, as evidenced by the tide wave analysis and sinoptic interpretation. For the last great meteorological surge occurred in 1968, the forecast gaves nearly stationary fronts over 2.000 n.m. S-SW from the coast. Perhaps the convergence of these frontal systems is the critical situation or threshold of surge incidence.

The waves of the surge swells arrive into low holocenic coastal platform. Sometimes, their action can to attack the low levels of the Upper Pleistocene, showing a marine morphogenetic recurrence. The 1968 "bravezas" gaves the opportunity for applying an evolutionary model in a cliff with crystalline jointed rocks, which dip into the sea. The boulder removal on the joint plane produces an evolution by parallel retreat, whether there is an unimpeded basal removal. The dip angle of the joints is greater than the angle of friction and the critical slope is equal than the dip angle.

The geomorphological changes produced, are more stable on reefs and cliffs than on beaches. In the back-shore and fore-shore there is a tendency to recover the ancient profile. Every surge is a break of equilibrium and the seasonal conditions tend to restore themselves, but some forms are more permanent as the abrasion cliff of the marginal dune, related to a new transverse concave profile including the back and foreshore together.

This experience shows that in the aperiodic geomorphological mapping it does not musts be distinguished as taxons the erosion beach from the accumulation beach, because they are transitional forms.

Finally, it is possible to elaborate process -response models of "braveza"-coastal changes for danger forecasting. By using the frecuency and threshold notions, danger forecasting maps can be made.

1. ANTECEDENTES

La costa chilena ha sufrido ataques episódicos e incidentales debidos a bravezas de mar y a tsunamis. En esta oportunidad serán analizadas las incidencias debidas a bravezas de mar o marejadas. A pesar de que existen algunas buenas descripciones de estos fenómenos en la costa chilena, ellas sólo se refieren al fenómeno marino propiamente tal y no a sus repercusiones en la morfogénesis costera. Por otra parte, las interpretaciones oceanográficas que se hicieron entonces sobre estos

fenómenos son inadecuadas, porque reposan sobre el desconocimiento de procesos oceanográficos básicos y de las teorías sobre el oleaje. Esto, justificable para la época de esas descripciones, merece ahora una reconsideración, debido al progreso de las teorías sobre el oleaje.

En la primera mitad de este siglo, hay dos excelentes descripciones de bravezas de mar hechas en Chile. SANTIBAÑEZ (1928) describió la braveza del 2 al 4 de junio de 1924, que abarcó la costa norte y central en una extensión de más de 1.000 millas. RODRIGUEZ (1937) informó la marejada que culminó el 9 de agosto de 1929. La braveza más importante en lo que va transcurrido de la segunda mitad de este siglo culminó el 25 de julio de 1968. Ella se tomará como experiencia esencial en el contenido de este trabajo. Así como otras, tendió a presentarse en el centro y norte del país. Sus efectos geomorfológicos dejaron muchas enseñanzas sobre evolución litoral.

2. METODOS

Para investigar los efectos geomorfológicos de la marejada de 1968, se recorrió el litoral central entre Concón ($32^{\circ}55'$) y Rocas de Santo Domingo ($33^{\circ}42'$). Se dibujó y estudió los efectos en arrecifes y acantilados rocosos; se trazó perfiles para mostrar fenómenos de erosión de playas; se hizo anotaciones y referencias de las deposiciones arenosas, de los efectos en cordones y lagunas litorales; finalmente, sobre la base de los impactos en obras civiles y construcciones en general, se tomó nota de las unidades geomorfológicas afectadas. Hay que agregar aún, las conversaciones mantenidas con habitantes del litoral, a las que se puede dar el carácter de pequeñas encuestas. Se tomó además registro fotográfico de todos los principales rasgos observados.

Con anterioridad a la marejada, se tenía registros de perfiles de playas entre Algarrobo y Rocas de Santo Domingo, tomados a partir de 1964 con el fin de sistematizar las partes de las playas y sus cambios. Pero ellos reflejan la situación. Estos perfiles fueron comparados con los logrados después de la marejada.

Siguiendo el mecanismo proceso-respuesta, fueron estudiadas las condiciones oceanográficas que hicieron posible la marejada, para lo cual fué necesario hacer un estudio de la situación meteorológica sinóptica en el Pacífico del Sur, usando las cartas polares del satélite ESSA 3 producidas en Estados Unidos cada 12 horas. Se reprodujo así la evolución de las principales zonas generadoras de oleaje (fetchs). Usando el método de pronósticos de PIERSON, NEUMANN & JAMES (1958) fué posible trazar un croquis de pronóstico de olas de una manera aproximada solamente. Con esta información, se pudo tener una relación proceso-respuesta para la morfogénesis costera. También se analizaron los datos de mareas para ver el grado de importancia de este factor.

3. HECHOS OBSERVACIONALES E IMPACTO EN OBRAS CIVILES Y OTRAS CONSTRUCCIONES

De las descripciones de las marejadas de 1924 y 1929 y de otras reseñadas en las costas del Perú y Norte de Chile (SANTIBAÑEZ, 1928, y RODRIGUEZ, 1937), se desprende que estos fenómenos se manifiestan con las siguientes características notables:

- a) La agitación es inusitada y sin causa aparente. Puede haber buen tiempo en la costa (bonacible) y estado casi de calma con respecto al viento.
- b) El fenómeno puede ser calificado de común, pero episódico y aperiódico para el Norte de Chile y Sur del Perú.

c) Especialmente en Perú, se ha notado la presencia inesperada de espuma como anuncio de una marejada.

d) La energía de las olas puede tener consecuencias insospechadas, como la remoción de bloques de 60 ton.

Estas características comunmente se mantuvieron en la marejada de 1968. Entonces, el litoral comprendido entre Arica y Talcahuano fué afectado en el mes de julio por un estado excepcional de mar o "marejada", que se manifestó notoriamente entre los días 24 y 27, con un oleaje que azotó a la costa produciendo enormes daños de construcciones cercanas a la orilla. La mayor intensidad se registró, para el sector de Valparaíso, durante la pleamar del día 25, aproximadamente a las 10,30 horas. Se habló también de una fuerte intensidad para la segunda pleamar del mismo día, a las 23 horas, pese a ser más baja que la anterior. Por otra parte, el día 26 a las 11 horas se produjo la primera pleamar, más alta que la correspondiente del día anterior, pero el oleaje del momento no tuvo un efecto tan incisivo sobre la costa.

Del informe de la Armada de Chile dado en esos días se pueden extraer algunos datos que proporcionan una noción de lo que fué el fenómeno oceanográfico: "Lloca: marea alcanzó proximidades ubicadas al norte de la población; Cartagena: daños caserío ribera; El Tabo y El Quisco: idem.; Algarrobo: idem.; Valparaíso, Caleta El Membrillo: catorce botes pescadores destruidos, más casetas en que se guardan implementos de pesca. Daños en Avda. Perú y La Marina. Camino Viña del Mar-Concón intransitable; Quintero: daños casas e industrias ubicadas en la ribera". Según El Mercurio del 26 de julio: "Al recorrer la ruta entre Las Salinas y Concón el panorama era impresionante al observar la totalidad de hoteles y restaurantes costeros destruidos, caletas de pescadores prácticamente borradas por la acción del mar y playas mostrando grandes rocas". Más adelante informa: "La base aérea de la Fuerza Aérea de Chile en Quintero informó que un octavo de la pista de aterrizaje se encontraba cubierta por aguas y grandes olas seguían reventando en diversos puntos de la base". Fotografías publicadas por el mismo matutino muestran casas destruidas en Lloca en la plataforma inmediata a la playa; olas penetrando con fuerza en sectores habitados de Valparaíso, la Av. Altamirano cubierta por el agua; rompientes y fuertes rocíos sobre la Av. Perú; una ola gigantesca por encima del muro de contención del puerto de Antofagasta y amenazando las instalaciones interiores. Otros órganos de prensa también publicaron valioso material gráfico que permitió formarse una idea cabal del impacto del mar sobre la costa. Posteriormente a la ocurrencia de éste, el autor recorrió la costa central desde Concón a Viña del Mar y desde Isla Negra a Rocas de Santo Domingo con el fin de observar detenidamente el efecto geomorfológico de la marejada, pudiendo comprobar además la veracidad de las afirmaciones de prensa.

Se agregará en seguida algunos efectos en las construcciones, que llamaron especialmente la atención del autor. Junto a Montemar y a Cochoa y hacia Punta Las Cabras y Punta Concón se acusó un ataque violento a los terraplanes de material fino, al parecer con bastante arcilla y a una altura estimada de unos 5 metros con respecto al nivel del mar. Hubo deslizamientos en paquetes que socavaron y enangostaron el terraplén e incluso a veces la base del pavimento. El material no se va abajo y al parecer fué evacuado por las olas. Las construcciones que están al nivel del camino sufrieron serios daños. El agua, al penetrar a las piezas, lo hizo frecuentemente sacando puertas y ventanas, o simplemente arrasando con mejoras de material ligero. Los laboratorios y bodegas del Departamento de Oceanografía de la Universidad de Chile en Montemar, en la planta más baja, quedaron desolados. Incluso el agua rompió vidrios del primer piso y corrió por algunos gabinetes de trabajo. El laboratorio de Fisiología Celular, de la Facultad de Ciencias ubicado en la plataforma, al otro lado de la carretera, fué totalmente desolado y una parte de su valioso instrumental, arrasado. En las caletas los botes sufrieron averías. Cuatro botes de la caleta de Montemar fueron llevados por el mar y para salvar a los demás hubo que trasladarlos al cerro inmediato. La

planta baja de las construcciones sobre los roqueríos próximos al nivel del mar en general fué desolada. Hacia el Sur, en la piscina de Rocas de Santo Domingo, la ola entró violentamente en ella arrastrando material de la playa y destruyendo unos botes que se hallaban en ésta; pasó por debajo de la construcción que da acceso a la piscina mediante un portal, arrastrando los botes y dejando sus restos en el fondo de ella, acompañados de abundante agua y de otros restos, especialmente de madera. Hubo espeso embancamiento al nivel de la piscina a una altura de dos o tres metros.

4. LOS FACTORES DE ESTE TIPO DE MAREJADAS

Después de analizar la posible relación de la marejada de 1924 con las mareas, SANTIBAÑEZ (1928) concluye en que "se han logrado esclarecer algunas ideas respecto al probable origen astronómico común a todas las bravezas de mar". Agrega que hay pocas posibilidades de que el origen esté sólo en una tempestad lejana. El análisis hecho por RODRIGUEZ (1937:170) es más clarificador para la braveza de 1929: "La onda ciclónica que muchas veces hemos observado después de los temporales propagarse en dirección contraria al viento reinante, es producida, como hemos visto, por la acción de una tempestad que, como fuerza de choque, produce en el mar vibraciones concéntricas". En seguida -después de recordar el teorema de Laplace y el hecho de que "el flujo y el reflujo sigue sin alteración, pero la mar es gruesa"- concluye en que la prueba de la influencia de la onda ciclónica está en el hecho de que el comienzo de la marejada se desplaza de Sur a Norte, mientras que la onda de marea progresa de Norte a Sur. Desgraciadamente, no se aprecia ninguna demostración fáctica del proceso, el desplazamiento, el campo y las características de las vibraciones producidas por la onda ciclónica. Faltaban entonces elementos de juicio para avanzar en el tema.

Con estos antecedentes, el análisis de los factores se hará tomando el caso de la marejada de 1968.

4.1. Influencia de las ondas de marea

Parece que muchos creyeron ver en la braveza un fenómeno debido a muy altas mareas. Con los datos de la Tabla de Mareas (INSTITUTO HIDROGRAFICO DE LA ARMADA, 1968) fueron separadas las pleamares más altas de junio, julio y agosto, correspondientes a los puertos patrones de Valparaíso, Coquimbo y Talcahuano (Tabla 1). Se constata así que las pleamares de sicigias de junio y agosto son más altas que las de julio en los días de braveza en 24 y 15 cm. respectivamente.

Consultando los datos astronómicos (OBSERVATORIO ASTRONÓMICO NACIONAL DE LA UNIVERSIDAD DE CHILE, 1968) se confeccionó la Tabla 2. Se ve que mientras en julio el único factor francamente favorable fué la situación de sicigias, en junio y agosto se sumaron la declinación y ápsides como circunstancias favorables, lo que explica la mayor altura de aquellas pleamares.

TABLA 1: PLEAMARES MAS ALTAS EN JUNIO, JULIO Y AGOSTO DE 1968:

Mes	Día	LUNA		COQUIMBO		VALPARAISO		TALCAHUANO		SOL Declinac.
		Fase	Declinac.	Hora	Altura	Hora	Altura	Hora	Altura	
Jun	12	Llena	-28°13'	1100	1.86	1118	1.95	1143	1.98	23°9'
Jul	25	Nueva	25°39'	1012	1.62	1024	1.68	1049	1.71	19°42'

Mes	Día	LUNA		COQUIMBO		VALPARAISO		TALCAHUANO		SOL Declinac.
		Fase	Declinac.	Hora	Altura	Hora	Altura	Hora	Altura	
Jul	26	Nueva	22°20'	1042	1.65	1100	1.71	1125	1.74	19°29'
Jul	27	"	17°54'	1124	1.65	1136	1.68	1201	1.71	19°15'
Ago	8	Llena	-22°18'	0948	1.74	1006	1.86	1031	1.89	16°12'

TABLA 2: FASES, DECLINACION Y APSIDES DE LA LUNA (1968): DIA DE OCURRENCIA

Mes	SICIGIAS			DECLINACION		APSIDES	
	Llena	Nueva	Máx. N	Ecuador	Máx. S	Apogeo	Perigeo
Jun	10	25	25	5 y 8	11	22	9
Jul	9	25	22	2, 15 y 29	8	20	8
Ago	8	23	19	11 y 26	5	16	4

Hay que comparar en seguida los estados de marea previstos con los que se registraron realmente en los mareógrafos. La parte del mareograma considerado, registrado por el Instituto Hidrográfico de la Armada va desde las 4 hasta las 16 horas para el día 25. Comparándola con las alturas previstas en la Tabla de Mareas se nota que las cifras se cumplen aproximadamente en el registro, incluyendo la desigualdad diurna. La tabla 1 indica para el día 25 marea trópica de declinación norte, lo que explica la desigualdad de este día. En cambio, con la marea ecuatorial del 15 de julio bajó la desigualdad a sólo 0.12 m. Se muestra que la declinación influyó en la forma de la curva, pero no en la amplitud.

De acuerdo con los datos reunidos por FUENZALIDA (1965), la marea total media para Valparaíso es de 0.90 m. Para el 25 de julio se obtuvo una marea total de 0.98 m., valor más bajo que la amplitud media de marea de sicigias (1.66 m).

Comprobándose que los estados de marea previstos coinciden en general con los registrados, se puede concluir que las aguas vivas de los días de braveza están dentro de los marcos comunes de las mareas de sicigias. Inversamente, en junio y agosto, con sicigias más altas, no se observó marejadas notorias.

4.2. Las condiciones meteorológicas en el litoral

La Oficina Meteorológica de Chile y el Servicio Meteorológico de la Armada emitieron sendos informes en relación con la braveza de mar de 1968, pero ellos sólo se refieren a las condiciones en el litoral. El informe de la Oficina Meteorológica se debe a los señores S. Giglio y E. Olmos y el de la Armada al Cap. A. Mazzei. Según ambos, se puede resumir la situación meteorológica del litoral entre los días 24 y 27 de julio:

24 julio: "A las 0000 Z anticiclónico en el Norte hasta Valparaíso. Resto del país: prefrontal caliente. Circulación ciclónica hacia extremo sur. Isla Mocha 360/30, Isla Guafo 360/20, zonas adyacentes 20-15 nudos rotando 360-300°. Talcahuano al Sur: frente frío intenso; viento N 30/40 nudos. Mar gruesa. Banda frontal fría muy débil desde 50° S y 72° W a 25° S hasta 92° W (Posibles vórtices a 47° S y 90° W)."

25 julio: "Todo el litoral anticiclónico. Vientos sur de 5-10 nudos. Mar gruesa. Juan Fernández y Valparaíso sin tiempo significativo. Nube en coma desde 50° S y 95° W hasta 45° S y 85-90° W (Posible formación de vórtice a 50° S y 92,5° W). Posible frontogénesis".

26 julio: "Buen tiempo en todo el litoral. Viento S-SW 5/10 nudos. Marejada. Anticiclónico en zona costera entre 20 y 35°. Avance hacia zona central de baja semi-permanente subtropical. Región austral: ciclónica. Vientos: Evangelistas 330/20, I. S. Pedro 330/20. A las 11.50 horas: banda frontal fría desde 50° S y 72° W hasta 25 a 30° S y 110 W (datos estimativos por ser el área posiblemente mayor que la foto)".

27 julio: "Se mantienen las condiciones del día anterior", etc.

Para ver el efecto de este tipo de condiciones en la costa se confeccionó la tabla 3, basada en la escala moderna de Beaufort, según BOWDITCH (1958, en VON ARX, 1962), que da cuenta del estado del viento en la costa entre los días 24 y 26 y su posible impacto en el mar local.

TABLA 3: VIENTO EN LA COSTA Y SUS POSIBLES EFECTOS

Día	Vel. nudos y direcc.	Grado Beaufort y nombre	Lugar observación	Posible estado del mar	Efectos
24	N 30/40	7-8 fuerte a duro	Talcahuano al S	Muy agitado olas hasta 6 m.	Mar local forma líneas de espuma. Rocío de crestas.
25	S 5/10	2-3 brisa ligera a débil (floja y flojita)	Todo el litoral	Rizado a manso. Olas hasta 0.6 m.	Pequeñas olitas; crestas de apariencia vidriosa. "Cabrillas" posibles.
26	S/SW	Id.	Litoral central	Id.	Id.

Se ve claramente que las condiciones litorales no tuvieron relación con la marejada. Se cumple aquí la característica observada para marejadas anteriores en Chile y Perú, producidas comunmente con buen tiempo y brisas locales ligeras, no responsables de la agitación de la braveza.

4.3. La situación sinóptica del Pacífico del Sur y el pronóstico de la agitación en la costa

De los informes inéditos citados sobre la marejada de 1968, el de MAZZEI (1968) concluye que no hubo intervenciones de perturbaciones locales en el fenómeno. Paralelamente, el autor de este trabajo llegaba a la misma conclusión. Las estimaciones de MAZZEI son las siguientes:

"La altura de las olas durante la braveza fué de 5 a 6 m. Donde se generaron deberían haber alcanzado 10 a 12 m. Según la tabla 22 y 24 de la publicación H. O. N°603 (Practical Methods for Observing and Forecasting Ocean Waves by means of Wave Spectra and Statistics), para la formación de olas de 10 a 12 m. la intensidad del viento necesaria es de 42 nudos durante 47 horas en un área de 830 millas o más. El área afectada por perturbaciones no alcanza esa extensión. Los vientos debieran haber sido significativamente mayores para haber alcanzado esa altura de olas".

Aunque la falta de influencia de perturbaciones locales es evidente, este enfoque de las deducciones acerca del oleaje no parece adecuado, por las siguientes razones: a) La altura de las olas durante la marejada es conjetural, ya que no hubo observación sistemática de la agitación; por falta de instrumental; b) Es difícil pronosticar la altura de las olas en el área generadora a partir de un punto de observación en la costa, ya que los trenes en el lugar de observación no son observados en simple disipación, sino en recuperación de altura por la deformación de aguas someras, lo que impide usar la teoría del rebajamiento de altura con la distancia al "fetch"; ello sólo se puede hacer en alta mar; c) La altura de las olas en la costa varía según las circunstancias locales, por la relación entre la longitud de onda y la profundidad.

Debido a esto, en el presente trabajo se tomó un procedimiento contrario, buscando primero la causa y no la consecuencia. Fué analizado una serie continua de 12 cartas sinópticas polares del Pacífico del Sur N. M. C. S.H. obtenidas en Estados Unidos con informaciones del satélite ESSA 3, con el fin de conocer la ubicación de los "fetchs" entre los días 20 y 25 de julio cada 12 horas. Eligiendo para el análisis los fetch relacionados con los frentes fríos, fueron traspasadas a una sola carta las situaciones frontales a partir del día 23, pudiéndose apreciar su evolución hasta el día 25 (fig. 1). Estas situaciones muestran 4 sectores importantes de movimientos de frentes y sus consiguientes "fetchs". Se trata de una circunstancia de convergencia de áreas generadoras lejanas, no muy común. El sector 1 representa un frente casi estacionario con vientos durables; el sector 2, la contrarrespuesta de la prolongación del frente cálido del sector 1 traducido en frente frío o quizás ocluido, desplazándose con velocidad decreciente hacia Sudamérica; el sector 3, el desplazamiento del frente frío de un ciclón más austral y de movimiento paralelo al anterior; y el sector 4, la contrarrespuesta de la prolongación del frente cálido anterior a frente frío con características similares al sector 2.

Las mayores distancias de "fetch" tomados en cuenta con respecto a Valparaíso son de unas 2.200 m.n. Aplicando en su versión simplificada el método de pronósticos de PIERSON, NEUMANN & JAMES (1958), se confeccionó la tabla 4, con pronóstico continuo de oleaje cada 6 horas y tomando como punto de observación Valparaíso.

TABLA 4: PRONOSTICO CONTINUO DE OLAS PARA VALPARAISO CON RESPECTO AL SECTOR 1

Fecha tomada para ubicar el "fetch" detrás del frente frío: jul. 22 1800 hrs. Z.
 Distancia entre extremo de sotavento del fetch y punto de observación: 2.214 m.n.
 Duración mínima supuesta a la tormenta: 24 h.
 Tiempo transcurrido desde el comienzo de la tormenta: 66 horas (t ob).

t ob (hrs.)	T1	T2	t ob (hrs.)	T1	T2
66	34.7	22.1	59	41.8	24.8
72	30.4	20.3	57	44.0	25.6
78	27.6	18.7			
84	24.4	17.3			

T: período T1 y T2: límites
 t ob: tiempo transcurrido desde que comenzó la tormenta.

Asimismo se computó el comportamiento desde los otros sectores, resultando también períodos altos, según la distancia del sector. Para el oleaje de la zona de fetch 1 se agregó a la derecha los tiempos de observación de 59 y 57 horas, relacionados con la hora del huso horario de Valparaíso, puesto que la hora de comienzo de

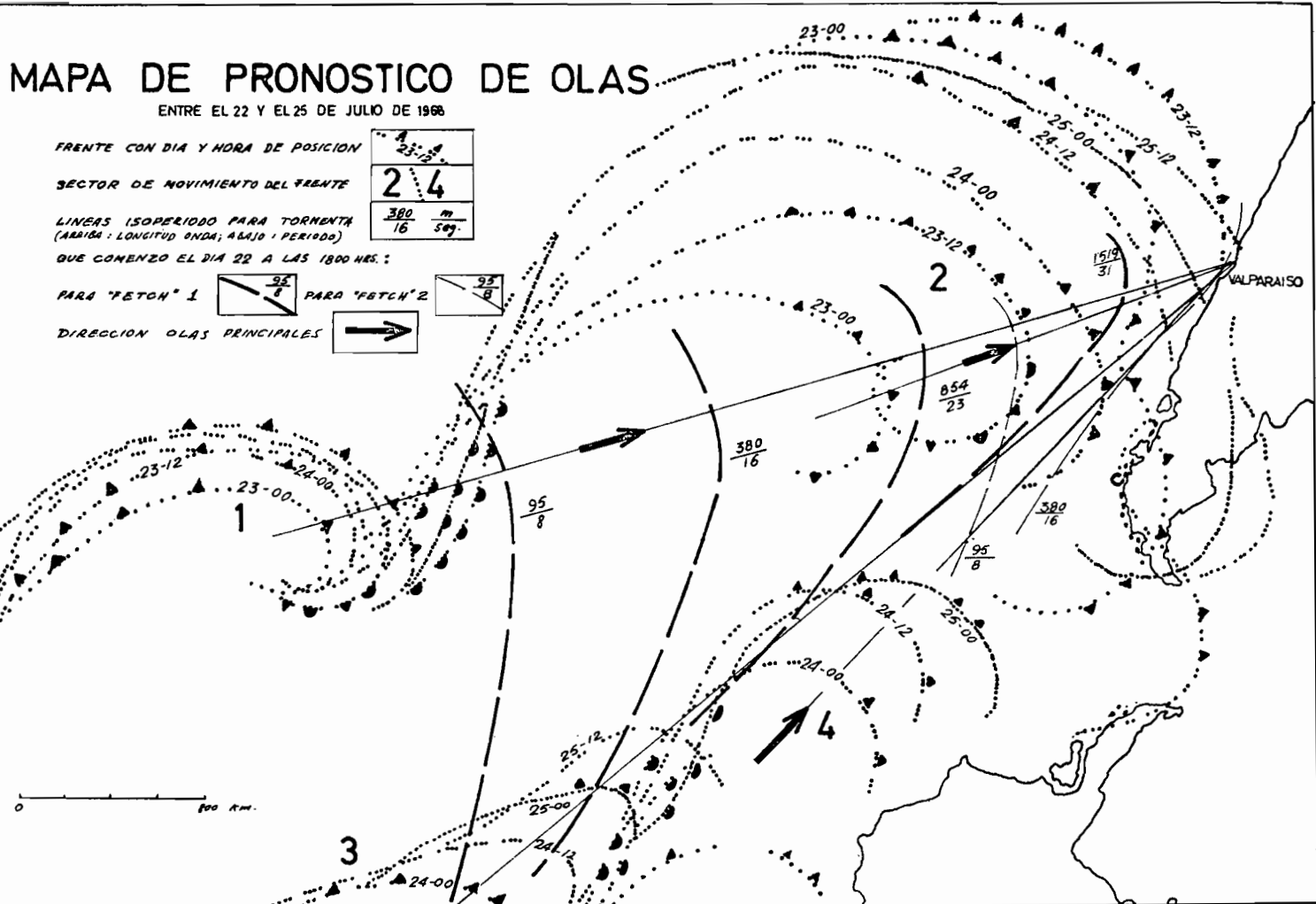


Fig. 1

La tormenta está dada en hora Z. Las olas demoraron en llegar a Valparaíso 64 horas si se toma la hora Z y 59 horas si se toma la hora del uso de Valparaíso. Como la hora de comienzo de la tormenta es arbitraria, hay un desajuste aproximado de 2 horas para el comienzo de la marejada en Valparaíso. Para 59 horas, la braveza debió haber comenzado a las 13 horas del día 25 y no a las 10 u 11 horas, lo que permite estimar el desajuste y otorgar unas 57 horas al tiempo de observación real.

De la evolución de los períodos a partir de las 57 horas después de comenzada la tormenta a más de 2.000 millas en el Pacífico sur, se constata que ellos fueron mayores al principio, decreciendo posteriormente. Estos períodos "precursores" fueron extraordinariamente grandes, aún partiendo de la base de que el pronóstico, basado en modelos teóricos, está sujeto a errores de estimación. Estos períodos largos se deben a las olas precursoras que, por tener mayor velocidad, llegan primero a la costa, causando los impactos más espectaculares.

Paralelamente con el pronóstico continuo, se confeccionó un croquis simplificado de pronóstico de olas, aprovechando el mapa de evolución de los frentes (fig. 1). En él se puso el aumento del período y de la longitud de onda con la distancia al fetch, siguiendo también el método de PIERSON et al. (1958). Se constata aquí la posibilidad de que en la costa se haya recibido períodos de más de 30 seg. para el fetch 1 y más de 16 para el fetch 2. Con estos datos fué posible esbozar líneas de isoperíodos y líneas de iso-longitud de onda. Según éstas, lo más probable es que las mayores longitudes de onda hayan sobrepasado los 1.000 m. Las olas con longitud anormalmente grande se deformaron mucho al llegar a la costa, alcanzando alturas poco comunes.

El oleaje oceánico promedio que se recibe en las costas de Chile Central posee períodos menores que los computados para la tabla 4. El registro automático de dos años hecho en Constitución (DIRECCION DE OBRAS PORTUARIAS & TUDOR ENG. CO., 1968) revela los siguientes períodos significativos (tercio más alto): en otoño e invierno 10 a 14 seg., predominantes en un 57,6% del tiempo; en primavera-verano 8 a 12 seg., predominantes en un 81% del tiempo. Se estima que el período significativo para un año típico debe ser de 12 seg. Las alturas significativas para otoño-invierno están entre 0.9 y 1.5 m y para primavera-verano, entre 0.76 y 2.2 m. La altura significativa de las olas más altas se estima en 5 m, desprendiéndose que la altura probable de la cresta máxima para estos trenes debe ser de 9.4 m. En las tormentas, se puede estimar alturas probables de 4 ó 5 m. Se estima además que una ola igual o superior a 6 m. se puede producir 1 día al año (ARAYA-VERGARA, 1971). Los mayores períodos observados alcanzan a 22 seg., cifra que está entre los valores de los límites inferiores calculados para la marejada de 1968.

5. PROCESOS MORFOGENETICOS OBSERVADOS

5.1. Efecto en los arrecifes y acantilados graníticos

En este aspecto hay que destacar principalmente lo relacionado con remoción de bloques. En Montemar, junto al Departamento de Oceanografía, se movieron bloques de diámetro superior a 1 m. Un bloque menor fué introducido por la ventana a un laboratorio de la planta baja. Algunos clastos esquinados de promontorios rocosos fueron removidos al Sur de Montemar, cerca de Reñaca. Bloques graníticos fueron depositados sobre rocas más oscuras. Más al Norte, cerca de Punta Las Cabras, en la Casa de Piedra, un bloque de dos a tres m de diámetro se depositó sobre una piscina entre 6 y 8 m sobre el nivel normal del mar. Sobre el borde de aquella, y deslizándose desde más arriba, cayó otro bloque menor. En la fig. 2 A se ve que cerca del borde del acantilado las diaclasas buzan hacia el mar, factor favorable para la remoción de bloques durante una braveza. El lugar donde funcionaron las

diaclasas se nota muy claramente y está ubicado a unos 15 m sobre el nivel normal del mar. El ángulo de buzamiento del espejo de deslizamiento de los bloques está entre 40 y 45°. Fundamentalmente esta parte del acantilado es pleistocena. Se muestra aquí que puede tener recurrencias actuales, con rompientes que puedan alcanzar unos 15 a 20 m de altura (rompientes de marejada o "surging breakers", muy turbulentas y sin voluta) sobre arrecifes y acantilados.

Es importante destacar que en estos casos el acantilado no funciona de acuerdo con la teoría clásica por socavamiento basal, sino por remoción en la parte superior y en el borde, hecho favorecido por un patrón de diaclasas buzando hacia el mar. Los bloques y otros clastos tienden a caer en rellanos de acantilado o simplemente al pie de éste sobre la plataforma de abrasión degradada baja post-glacial (fig. 2 B)

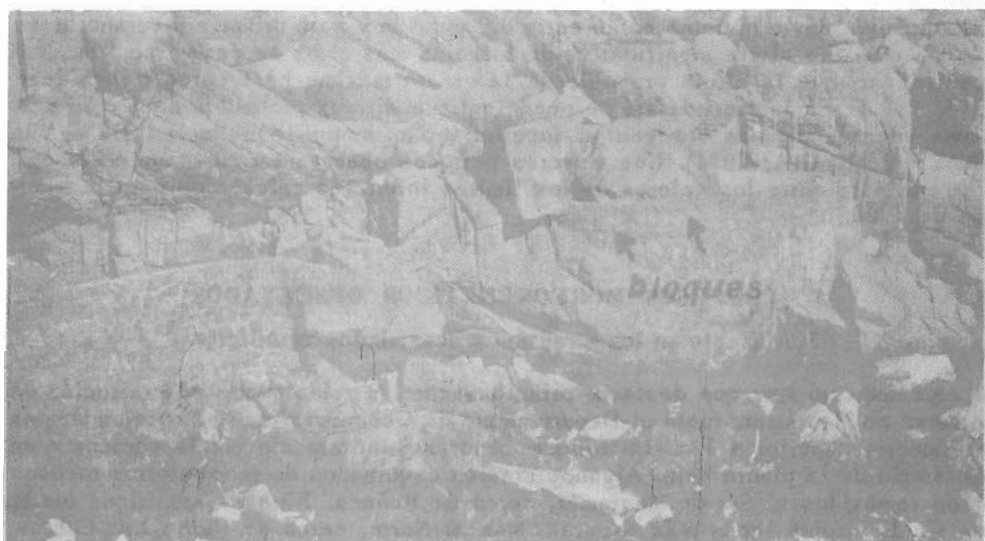
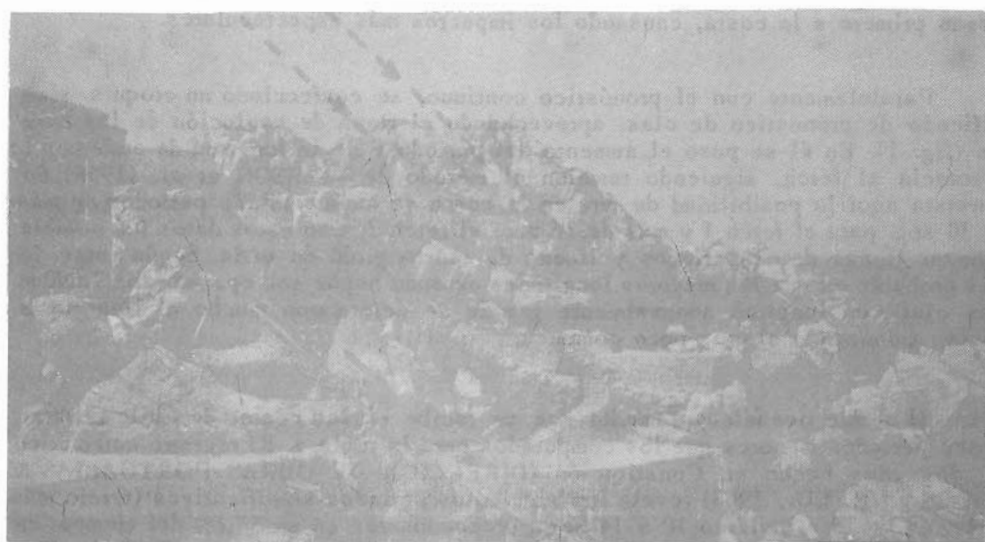


Fig. 2 Casa de Piedra. Cerca de Punta Las Cabras. A) Situación de las diaclasas como fenómeno preparatorio a la acción de la braveza. Las flechas muestran los planos de deslizamiento potencial. El punto K muestra una de las oquedades dejadas por un bloque deslizado hacia la piscina. B) Los bloques después del deslizamiento.

5.2. Erosión de playas

5.2.1. Cambios en el perfil de la playa

En la desembocadura del río Aconcagua se halló, hacia Punta Blanca, mucha pedregosidad superficial en la playa, similar a la que más comunmente hay junto al río mismo. Según informaciones locales, al parecer esa pedregosidad no se veía antes. En la desembocadura se vió un lente pedregoso causante de una pequeña difluencia. Una pobladora que vive al lado del lugar manifestó que "esas piedras no se veían ahí antes", aún preexistiendo la pedregosidad superficial para las márgenes del río y consistente en gravas y algunos rípios.

En la caleta de la Higuera y en Cochoa se vió un efecto amplio, y a veces total, de la erosión de las playas. En las inmediaciones de Playa Negra hubo evacuación total de las arenas, quedando los pavimentos de bloques y el substrato rocoso al descubierto (fig. 3). Los bloques aplanados y redondeados permanecieron inclinados y buzando bruscamente hacia el mar. Al Sur del Departamento de Oceanología de la U. de Chile (Montemar) una cubierta arenosa fué evacuada en su mayor parte, para un sector en que también se notó el desprendimiento de bloques en la plataforma rocosa degradada. Más al Sur, la playa de Las Cañitas fué erosionada totalmente en espesores de 1 a 2 m.

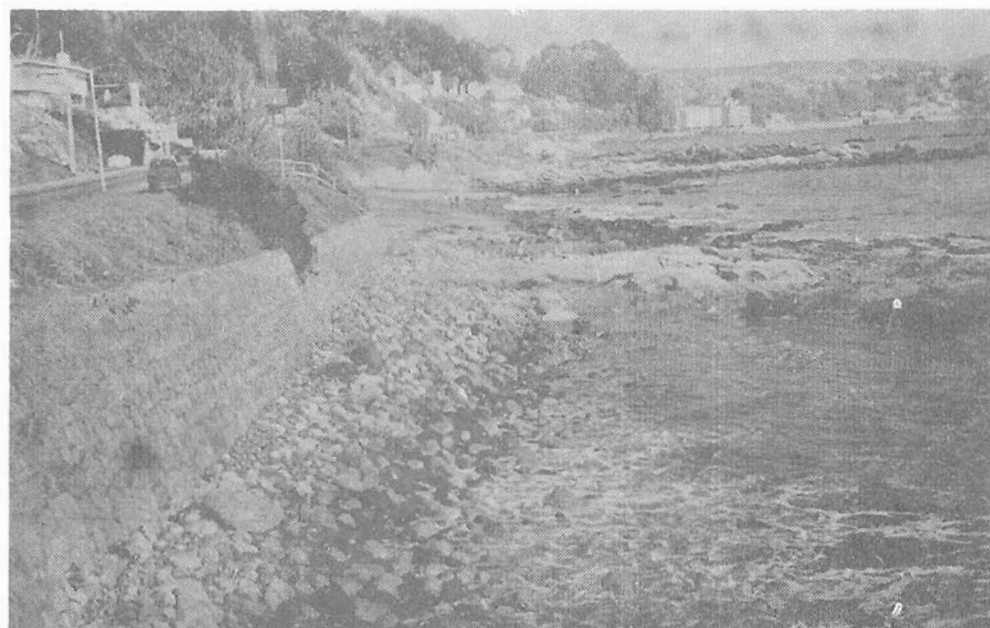


Fig. 3 Sector de Playa Negra. Pavimento residual de bloques y basamento rocoso dejado como forma residual después de la acción abrasiva de la braveza de mar.

En Llolleo y en Rocas de Santo Domingo fué posible comparar perfiles testigos anteriores, tomando en 1964, con la nueva situación presentada después de la marejada de 1968. Un perfil control de Llolleo parece mostrar la situación de equilibrio para las condiciones de verano (fig. 4 A). Fué tomado el 27 de diciembre de 1964 a las 12.30 hrs. y muestra una diferenciación típica entre la alta playa y el estrán con dos microacantilados sobre la berma. En cambio, el perfil tomado el 10 de agosto de 1968 a las 14 hrs. muestra al estrán rebajado, con una pendiente suave y cóncava. Esta forma, sin solución de continuidad, llega hasta las dunas. No media entre aquella y éstas la alta playa, como en el perfil de verano. La separación, en cambio, se hace bruscamente mediante un acantilado de 1 a 2 m. Esto

significa que la alta playa fué evacuada conjuntamente con un buen espesor del estrán exterior, dejando a la playa con una sola unidad y eliminando la alta playa (fig. 4 B). La arena de la playa permaneció oscura y sin rodados. Ocho mediciones de pendiente le dieron un promedio de 5°.

En Rocas de Santo Domingo la comparación se hizo con un perfil testigo tomado el 27 de diciembre de 1964 a las 9.30 hrs. (fig. 5 A). Aparece en él una playa simple, convexa y con berma bien indicada. En el perfil tomado el 10 de agosto de 1968 a las 11.15 hrs. se ve que la playa convexa con berma desapareció (fig. 5 B). La línea punteada indica el monto de la evacuación. La duna está violentamente cortada en un acantilado de unos 3 metros de alto. La playa resultó

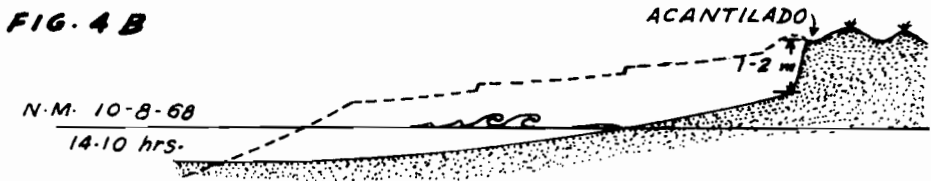
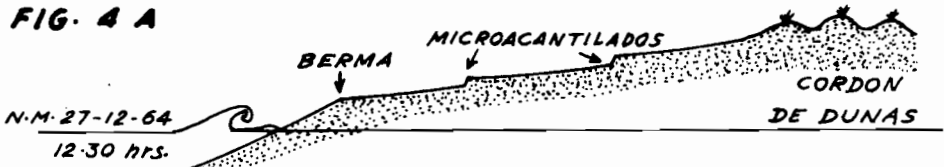


FIG. 5 A

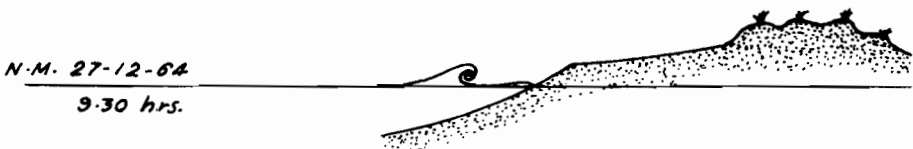
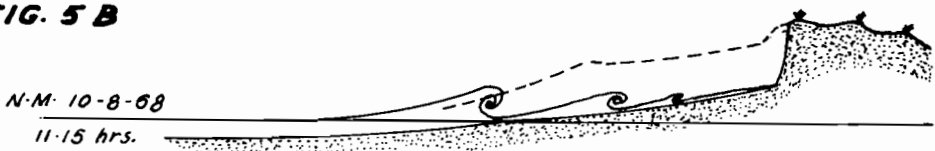


FIG. 5 B



Figs. 4 y 5. Lollole y Rocas de Sto. Domingo. Casos de transformación de perfiles convexos en cóncavos sobre playas arenosas.

homogeneizada en un solo perfil cóncavo, con arenas pardo oscuro y escasos rodados. La fig. 6 muestra una prueba fotográfica de estos fenómenos. El acantilado en las dunas al Sur de Rocas de Santo Domingo es evidente. La pendiente de la playa

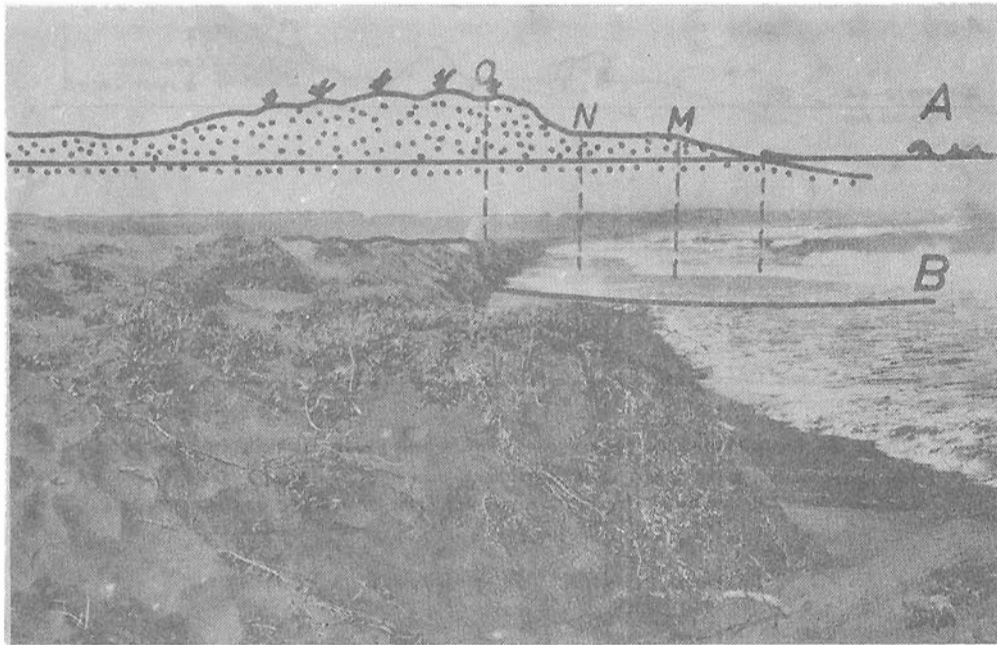


Fig. 6. Perfiles comparativos de la playa al Sur de Rocas de Santo Domingo:
 A) Perfil testigo de verano: O: ceja del cordón de dunas; N: alta playa; M: berma.
 B) Después de la braveza: aparece un microacantilado que ha retrocedido y desaparece la berma y la alta playa. El estrán es una unidad.

submarina permaneció muy baja, porque en el oleaje se veían hasta 6 trenes de rompientes simultáneamente (comunmente 4 ó 5).

5.2.2. Pavimentos de rodados en relación con la erosión de playas

Estas observaciones también fueron posibles gracias a la existencia de perfiles testigos. Uno cerca de Punta de Santo Domingo indica una alternancia entre afloramientos graníticos (arrecifes) y playa delimitada hacia el continente por un acantilado muerto de 2 m de alto consistente en un depósito de rodados algo cubierto por una duna, con muestras de ser atacado por las olas de marejada (fig. 7 A). El perfil fué tomado el 27 de diciembre de 1964 a las 10 horas. Muestra una playa bien desarrollada entre rocas arrecifales con una berma nítida que separa la alta playa del estrán. El perfil tomado después de la marejada de 1968 indica la playa convertida en pavimento de rodados y con un nítido cordón (fig. 7 B). Estos rodados son en su mayoría porfíricos y muy aplanados (gravas y ripios finos). El acantilado muerto fué atacado por las olas de la braveza y, dada la transformación del perfil del estrán, presentó muestras de haber seguido siendo atacado en condiciones más normales por las sacas de las olas de pleamar. La playa de rodados presentó una pendiente exterior de 20° con 6 mediciones, y una pendiente interior de 4° con 3 mediciones. Del cordón arenoso sólo quedó una cola después de un apoyo rocoso con una pendiente entre 2 y 3° , con 6 mediciones. La pendiente del cordón de rodados aumentó 4 veces con respecto a la superficie arenosa.

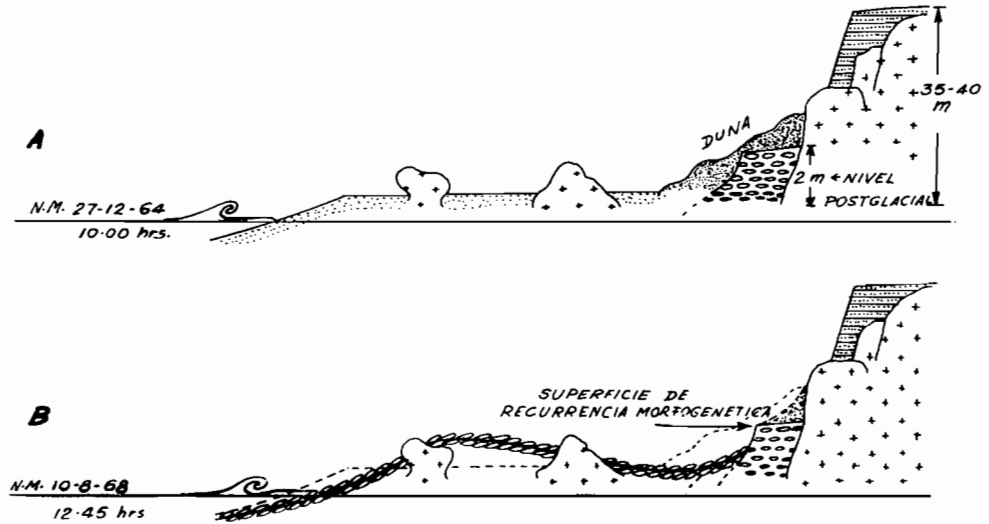


Fig. 7. Rocas de Santo Domingo. Transformación de una playa arenosa en un cordón de cantos rodados. Ataque y retroceso de acantilado en nivel postglacial. Remoción parcial de duna. Es un buen caso de recurrencia morfogénica con respecto al óptimo postglacial.

5.3. Efectos constructivos y fenómenos especiales

5.3.1. Reemplazo de formas:

Entre Viña del Mar y Concón, la labor constructiva del mar durante la braveza de 1968 se vió principalmente en dos sectores: Playa Amarilla y Reñaca, según informaciones locales de su estado anterior. En Playa Amarilla hubo un movimiento importante de arena que afectó hasta una plataforma artificial alta. No se encontró rasgos notorios de erosión y más bien parece haber predominado la deposición o, por lo menos, fué la última en manifestarse. Pero el fenómeno tuvo más énfasis en Reñaca, donde la arena inundó las calles exteriores del caserío que está junto al estero. La laguna litoral de este último fué cubierta de arenas en un espesor de hasta 3 m., a la vez que las calles fueron enmantadas de arena, que tendió a inundar las casas cercanas (fig. 8).

En Laguna de Córdova, El Tabo y playa La Chépica se pudo detectar fenómenos más complicados que los descritos anteriormente, porque a veces es difícil determinar si la marejada dejó formas de erosión o de deposición. Para esta parte, los perfiles testigos datan de febrero de 1967. Un perfil de verano junto al Tabo, en playa La Chépica muestra que la playa puede estar limitada por un microacantilado o no (fig. 9 A). Si no hay microacantilado, una berma la separa de la alta playa. En general el perfil tiende a ser convexo, rasgo que se pronuncia en el último caso. Naturalmente, se hace aquí referencia a una convexidad superior, que tiende a desaparecer cuando la berma es reemplazada por el microacantilado, predominando en el estrán la forma cóncava. El microacantilado tiende a existir en las profundidades de la desembocadura de una quebrada o en los dorsos del perfil longitudinal de la playa, en forma muy restringida y poco notoria. En tales casos hay un esbozo de medias lunas de playas ("beach cusps") que delimitan el estrán. La alta playa no presenta accidentes topográficos de consideración. Es casi horizontal y su pendiente aumenta hacia el cordón de dunas. Mientras menos visible es su límite con la playa, su sometimiento a las altas mareas máximas es mayor. En este caso el frente de dunas es atacado por el oleaje, presentando una circa de abrasión. En el límite superior del estrán y en la alta playa aparece una película que endurece a las arenas superficiales. En el perfil del 10 de agosto de 1968 (fig. 9 B) hay un acantilado muy bien indicado en las dunas. Los rebajamientos

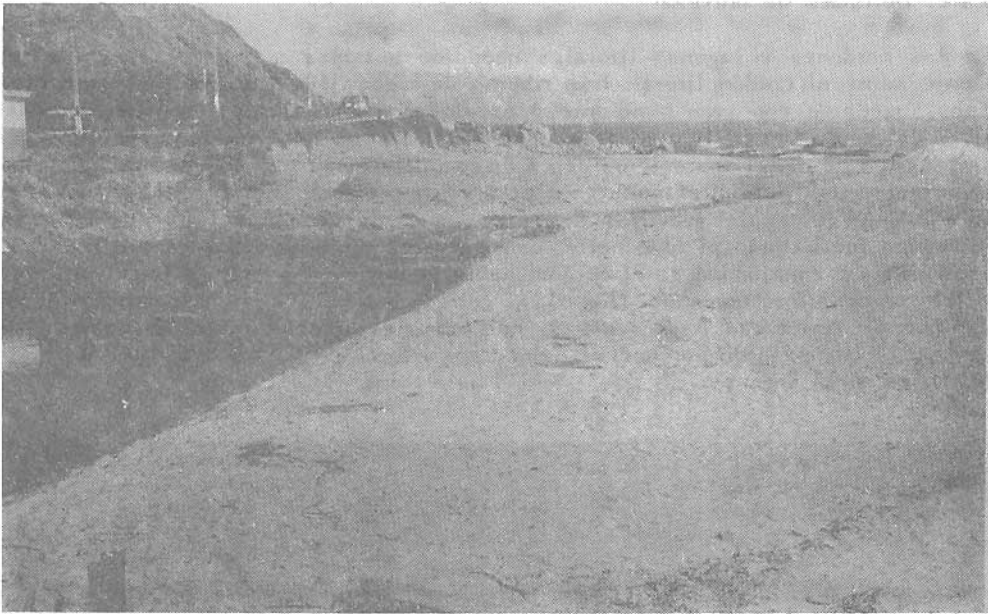


Fig. 8. Reñaca. Ejemplo de deposición arenosa. Una laguna litoral es embancada y reemplazada por una playa. El espesor de arenas es de hasta 3 m.

locales indican un remodelado. La pregunta, por lo tanto, consiste en saber si la marejada dejó formas deposicionales o erosionales o si el perfil muestra una situación posterior de equilibrio. Lo notable es que subsistió una berma muy bien indicada y marcas de "beach cusps" en el estrán superior.

En el Tabo, junto a La Chépica, se repitió el acantilado en la duna (fig. 10) con un cordón litoral hacia el estrán mostrando mecanismos polifásicos de erosión y depósito.

FIG. 9 A

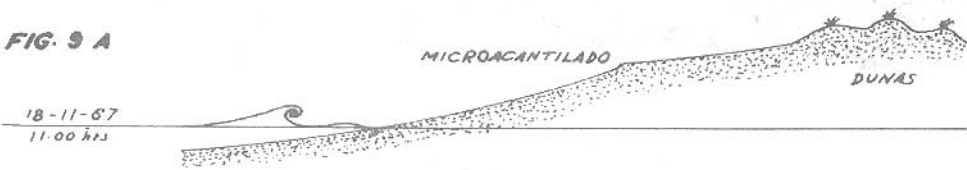


FIG. 9 B



FIG. 10



Figs. 9 y 10. Playa la Chépica y El Tabo. Casos de un relativo equilibrio entre erosión y sedimentación.

5.3.2. Derrames de braveza

En los cordones y lagunas litorales quedaron notables marcas del impacto del oleaje sobre el cordón litoral. Las riberas de laguna de Córdoba, al Norte de El Tabo, quedaron con gran pendiente y escalonadas, mostrando las diferencias de nivel del agua. Unos "ripple-marks" sub acuático muy desarrollados (40 a 50 cm. de longitud de onda) aparecieron cerca de la orilla como testigos de una agitación importante. Hay demostraciones evidentes de que el mar transgredió el cordón de arenas muy gruesas y gravillas finas. Un canal de comunicación entre el mar y la laguna fué hallado al lado norte, con muestras de escurrimiento reciente hacia esta última y encajonado en el cordón, hacia la laguna. En ésta se formó un típico *delta subacuático invertido* (fig. 11), correspondiendo a la acumulación de un *derrame de tempestad o de braveza*, con material arenoso instalado en napa por las sacas que pasaron por encima del cordón litoral. Procesos análogos se registraron en otras lagunas.



Fig. 11. Laguna de Córdoba: efecto de la transgresión de cordones litorales. Delta subacuático invertido (hacia el interior) por penetración de agua de mar a través del cordón litoral. (Derrame de braveza: épannage de tempete).

5.3.3. Reemplazo de la fracción arenosa

Hacia concón, en Playa Negra, se observó un cambio fundamental en el color de las arenas. El nombre de esta playa se debe a sus arenas oscuras. La braveza, junto con disminuir notoriamente la cantidad de arena, le otorgó un color claro. Con unos pocos restos de arenas oscuras en la superficie quedó un material de color marrón. Indudablemente, se trata de un reemplazo de la fracción arenosa del horizonte superior de la playa.

Hay dos posibilidades para interpretar esta transformación: un aporte por dragado de las olas o una acumulación del material del terraplén atacado por ellas. Estas dos posibilidades se deducen solo pensando en un depósito sobre la playa, pero también es posible que se trate de un proceso de arrastre de la capa superior de la playa, dejando al descubierto un horizonte de otra naturaleza. De cualquier manera hay procesos de reemplazo, cuyos mecanismos sólo pueden ser dilucidados con estudios detallados.

5.4. Ataque a los niveles marinos bajos

PASKOFF (1970) anota que la braveza de 1968 atacó los niveles marinos bajos del Holoceno y del Pleistoceno Superior, correspondientes a los 2 y 5-7 m sobre el nivel actual del mar. Este ataque se desprende de las descripciones anteriores sobre arrecifes y acantilados. Sin embargo, el ataque a estas formas no fué total ni homogéneo, dependiendo de la posición de ellas con respecto al mar. Los ataques sólo fueron posibles en los sectores inmediatos a éste, como se apreció en la ruta a Concón, construída en posiciones cercanas al nivel de 5 a 7 m. En el Norte Chico, los trazos morfológicos holocénicos no fueron afectados, pero sí lavados por las aguas. PASKOFF agrega que junto a la desembocadura del Estero Ballena (30°15') el cordón litoral fué roto. La plataforma marina inferior de 100 m de ancho fué inundada en 30, dejando cantos rodados aislados entre los depósitos de coquina.

5.5. Régimen normal de las playas

Observaciones no sistemáticas para la región enseñan que las playas están sometidas a un régimen anual. Por ejemplo, las playas de Cochoa y la que está al Sur de Montemar, hacia Reñaca, sufren una importante remoción de arena durante la estación invernal, rebajando su nivel. La nueva acumulación empieza en primavera y, al parecer, en esta estación la playa alcanza la máxima altura, la que es levemente rebajada en verano.

6. DISCUSION

6.1. Sobre los factores de las bravezas

Los resultados de diversos estudios apoyan la poca importancia de las mareas en las bravezas y afirman la importancia de las tormentas oceánicas. MC INTIRE & WALKER (1964), estudiando los efectos de los ciclones tropicales en Isla Mauricio, encontraron que los rangos de mareas semidiurna son pequeños (1.6 pies para aguas vivas). Los fetch en cambio son excepcionalmente largos para cualquier dirección, porque las islas ocupan una posición aislada. Hallaron que las aguas altas se deben a una combinación de factores meteorológicos e hidrodinámicos, con olas superimpuestas sobre un nivel de aguas elevado, pero tratándose de vientos locales. WHEELER (1896) analizó el efecto de los temporales en las alturas de las mareas en el dique de Boston, considerado el viento y la presión. Encontró que un temporal 7 a 8 Beaufort sube o baja la marea (según la dirección del viento) en 3.8 cm por cada 0.3 m de marea calculada. Esto es válido sólo para vientos locales y, en todo caso, la cifra es baja y sólo puede ser importante con la mediación del oleaje superimpuesto.

Sin embargo, los pronósticos realizados para la braveza de 1968 en Chile en cuanto a los posibles períodos y longitudes de onda recibidos son discutibles, porque se trata de una aplicación muy simplificada del método de PIERSON et al (1968). A simple vista, los períodos y longitudes de onda más largos calculados parecen demasiado largos. Pero hay que recordar que los mayores períodos observados anteriormente en la costa alcanzan más de 20 segundos, aunque considerados difícilmente discernibles sin registro. La marejada de agosto de 1965, registrada automáticamente en Constitución (DIRECCION DE OBRAS PORTUARIAS & TUDOR ENG. CO., 1968) sirvió para estimar la ola de diseño. La presencia de accidentes de largo período, generados en tormentas a gran distancia fué inequívoca. Los diagramas de energía vs período indican dos a tres paquetes de energía alta: el primero está en períodos sumamente largos, que culminan en cifras superiores a los 50 seg; el segundo y el tercero están entre los 12 y 7 seg. aproximadamente, para el 9 de agosto (fig. 12). Se descubre aquí claramente a las olas precursoras de muy largos períodos, más o menos como las calculadas para la marejada de 1968. Luego vienen ciclos de alta energía, pero con períodos más bajos. Teóricamente, entonces, puede ser que en la marejada de 1968 los diagramas hallan sido parecidos, con la diferencia de que esta última actuó con más energía.

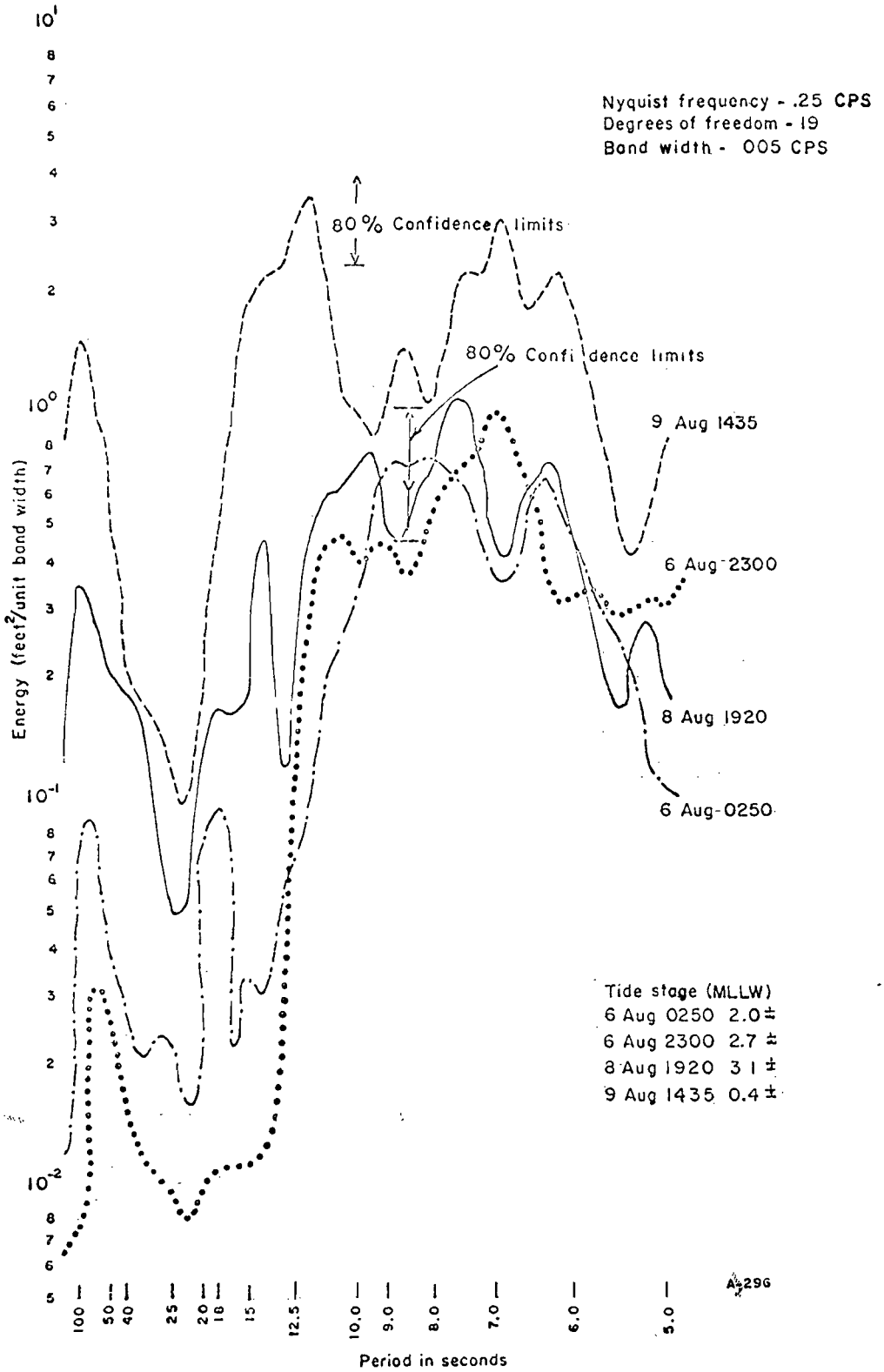


Fig. 12

6.2. Importancia relativa de las incidencias cataclismáticas frente a los mecanismos ordinarios

Uno se puede preguntar: ¿Cuál es la estabilidad de los cambios inducidos por las bravezas? ¿Qué significado tienen éstas en el desarrollo de los rasgos superficiales? El Tifón Ofelia produjo importantes cambios en Honduras Británica (STODDART, 1965). Tres años después se hizo un levantamiento para compararlo con las condiciones post-huracánicas. Se encontró que los cambios geomorfológicos durante la tormenta en y sobre el nivel del mar habían permanecido quizás hasta una posterior acción huracánica. Una experiencia parecida en las islas Marshall muestran BLUMENSTOCK (1958) y BLUMENSTOCK et al (1961). Como estado post-huracánico aparecieron cordones de gravas prominentes, pavimentos de gravas en forma de lengua y canales profundizados por el agua. Dos años después continuaban conservándose los efectos generales, pero con algunos cambios: migración, remoción y expansión de las barras de gravas; recuperación de cordones prehuracánicos; reajuste de las líneas de costa y barras creadas por el tifón hacia alineamientos de equilibrio cercanos a los que existían antes. Pero las barras gravosas y los pavimentos de rodados quedaron como testigos.

De acuerdo con las experiencias recogidas por WOLMAN & MILLER (1960), la importancia relativa de un proceso en términos de evolución debe ser medida en términos del monto relativo de trabajo impreso al paisaje y de la formación de rasgos específicos. Según esto, estos autores estiman que *los procesos más efectivos son los infrecuentes* y que el grado de efectividad de un proceso contempla la frecuencia y la magnitud con las que ocurre. Del mismo modo, *en este trabajo se parte de la hipótesis de que las incidencias cataclismáticas son las más importantes en la evolución de la costa, siempre que no haya cambios notorios del nivel del mar a corto plazo por hundimientos o solevantamientos continentales.*

En el caso de la braveza de 1968 en Chile, las acciones imborrables permanecen evidentemente en los arrecifes y en los acantilados. Las playas y cordones, en cambio, son más susceptibles de variar de acuerdo con su régimen. Según SHEPARD (1950, en INMAN & FILLOUX, 1960) puede indicarse un ciclo estacional de acuerdo con las variaciones del oleaje. En general las playas crecen hacia el mar en verano y retroceden en invierno. Para WOLMAN & MILLER el perfil de equilibrio de una playa es la forma media alrededor de la que ocurren rápidas fluctuaciones. Puede ser destruida por olas de tormenta, pero en un período de años se observa una forma característica, ya que los sucesos catastróficos pueden borrarse al cabo de pocos años.

7. CONCLUSIONES

7.1. Las bravezas en la costa occidental sur de Sudamérica se producen comunemente debido a tormentas lejanas en el Pacífico del Sur, relacionadas con el frente polar. Las situaciones favorables parecen producirse con frentes cuasi estacionarios a más de 2.000 millas de la costa y con más de una situación frontal, que aseguran fetchs extensos, largas duraciones del viento y fuerzas suficientes detrás de los frentes.

7.2. Considerando situaciones como la descrita se puede trabajar con la *noción de umbral*, o condición crítica para el desencadenamiento de una braveza en la costa a un plazo de algunas decenas de horas. Estos umbrales pueden ser pronosticados con un rápido y hábil análisis sinóptico, acompañado de un trazado de cartas de olas. Se puede obtener un programa computacional sobre la base de experiencias y situaciones sinópticas tipo, con el fin de obtener información urgente.

7.3. Los efectos en las construcciones son un buen índice de la posición geomorfológica alcanzada por las olas. En la braveza de 1968, el alcance de éstas tuvo relación con la naturaleza de la orilla y sus formas preexistentes. En los

sectores arenosos, *el agua llegó a la planicie litoral correspondiente al nivel bajo holocénico*. En los sectores rocosos, pudo cubrir fácilmente rellanos a unos 5 m equivalentes a la acción del Pleistoceno Superior. Se vió que en estos casos la pendiente fué un factor importante, según la teoría holandesa de la exposición al oleaje.

7.4. *El ataque actual a niveles y acantilados paleogeográficos* revela el carácter polifásico y poligenético de estas formas del Cuaternario reciente. Los bloques removidos desde el acantilado trabajado esencialmente en el Pleistoceno Superior, se depositaron durante la marejada de 1968 en la plataforma del Holoceno, tendiendo a fosilizarla. Estas plataformas tienden a ser limpiadas por el oleaje. WEISCHET (1960) observó que las rompientes del tsunami de 1960 removieron una cubierta de meteorización en el Sur.

7.5. La braveza de 1968 dió la hermosa oportunidad de poder apreciar el *tipo de evolución de un acantilado en roca cristalina y con diaclasas buzando hacia el mar* (fig. 2, A y B). Se ve que en estos casos de olas que atacan la parte alta de los acantilados no es posible aplicar la teoría clásica de evolución, que se apoya en el ataque basal. En un intento de *aplicar un modelo* más adecuado, se puede usar la teoría de los ángulos críticos en rocas diaclasadas, en relación con la teoría de la estabilidad en rocas diaclasadas de TERZAGHY (1962, en YOUNG, 1975). Para estas rocas, el ángulo crítico de estabilidad está determinado por el ángulo de fricción a lo largo de las paredes de las diaclasas (más o menos 30°) y el patrón de éstas. Con diaclasas rectangulares, como las observadas en la figura 13, la pendiente crítica ϕ depende del ángulo de fricción ϕ_f , el ángulo de buzamiento α , la dirección del buzamiento, y el espacio relativo y equivalencia de las diaclasas ortogonales. De entre los modelos mostrados por YOUNG (1975) el C es el que más se ajusta al caso observado en Chile. Como las diaclasas buzan en más de 40° hacia el mar en forma paralela, el ángulo de buzamiento es mayor que el de fricción y la pendiente crítica es igual al ángulo de buzamiento (fig. 13). Como estas partes medias y altas del acantilado sólo dependen de la frecuencia de las incidencias cataclísmicas por su funcionamiento, se les puede considerar una estabilidad de mediano a largo término. La remoción de bloques en el plano de las diaclasas permite una acumulación en la plataforma baja, evolucionando el acantilado por retroceso paralelo a condición de una remoción del material depositado en la parte basal, lo que está en general de acuerdo con la teoría derivada de los trabajos de SAVIGEAR (1952, en YOUNG).

7.6. El hecho de que las olas de la braveza de 1968 hayan podido remover bloques de más de un metro en las plataformas bajas implica una energía importante de ellas. Como lo más comunmente evacuado fué la arena de las playas hay que suponer que las velocidades del fluido fueron como mínimo de 15 a 40 cm/seg. de acuerdo con las curvas de HJULSTROM (1939). Con velocidades de 25 a 30 cm/seg. pueden ser transportadas por rodamiento la gravilla fina y la arena gruesa. Las velocidades deben haber sido comunmente muy superiores a estas cifras. Por otra parte, las presiones de choque para las olas en rompiente son transitorias, causando pulsos de presión cortos, pero muy intensos. Según las medidas y cálculos clásicos hechos por GAILLARD (en JOHNSON, 1919), una ola de unos 4 m de altura debe ejercer una presión dinamométrica de 10 o más ton/m², lo que explica la facilidad con que en estas bravezas son removidos los bloques de arrecifes y playas. En éstas últimas priman las condiciones de regresión de playas en ambientes de baja energía. De acuerdo con WARNKE (1967), los estados de mar producidos por los huracanes Dora e Hilda en la costa de Florida causaron retrocesos en un cordón dunario de 2 a 5 m respectivamente.

7.7. Las transformaciones geomorfológicas producidas en estas incidencias son más estables en arrecifes y acantilados que en las playas. Teniendo el régimen del oleaje un ciclo de intensidad anual y semi-anual, en la alta y baja playa hay una tendencia a recuperar los perfiles pre-braveza. Como cada braveza significa una ruptura de equilibrio, las condiciones estacionales tienden a restablecerse. En

Chile las bravezas ocurren comúnmente en invierno, cuando en las playas precisamente hay remoción estacional de sedimentos como mecanismo normal. Debido a esto, es difícil que ellas tiendan a recuperar el perfil en invierno de una manera efectiva, sino en la primavera siguiente.

Allí donde hay un cordón dunario, las marejadas de gran energía hacen retroceder el acantilado en el cordón y provocan un efecto de retroceso en las costas arenosas que es temporal, pero comparable al de aquellos casos en que es constante, como ocurre en los Bajos Campos de Picardía (Francia) (TRICART, 1951).

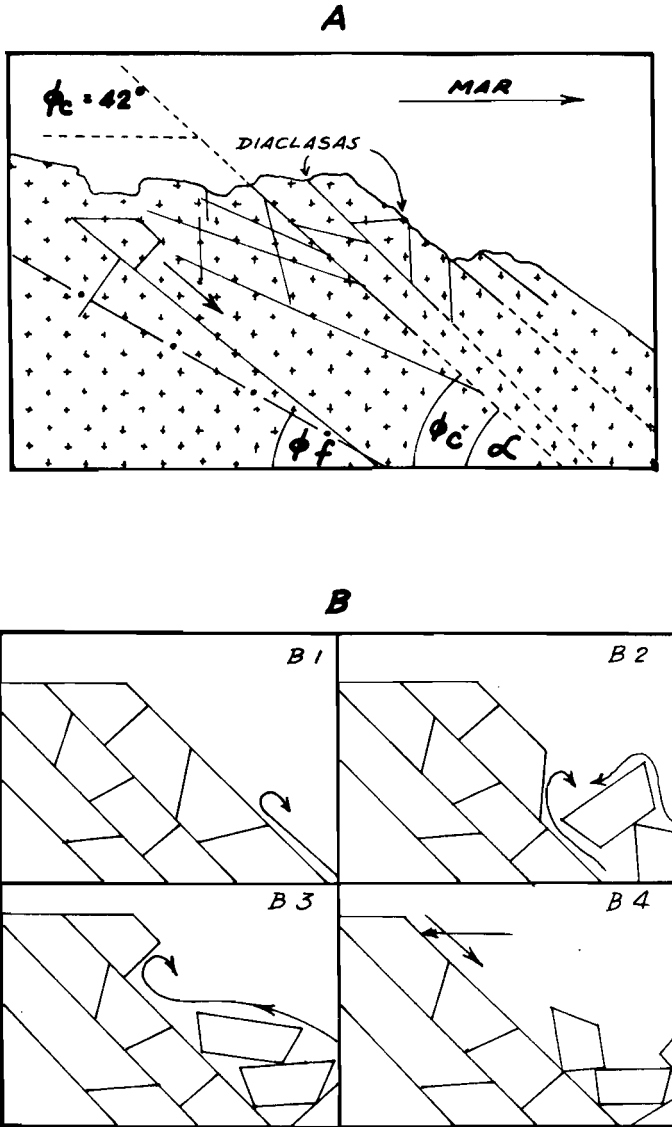


Fig. 13. En Casa de Piedra frente a Punta Las Cabras. A). Estado natural de la roca diaclada con relación a la teoría de Terzaghy (ver texto). B). Modelo de evolución con socavamiento de bloques de abajo hacia arriba controlado por el buzamiento de las diaclasas.

7.8. Esta experiencia demuestra que en el mapeo geomorfológico detallado no periódico no tiene sentido separar como taxones la playa de erosión de la playa de acumulación, porque comúnmente son formas banales. Ello se justifica sólo en levantamientos periódicos.

7.9. Finalmente, asimilando los factores oceanográficos con las consecuencias morfogenéticas de las bravezadas, se ve que sería posible *elaborar modelos proceso respuesta basados en la experiencia y con el fin de prever las consecuencias posibles de las marejadas según determinados umbrales*. Haciendo determinaciones de frecuencia de estos procesos, es posible aplicarlos como principios básicos en mapas de previsión de riesgos.

8. AGRADECIMIENTOS

El autor agradece a los pobladores que le informaron sobre algunas manifestaciones de la marejada y muy especialmente al Dr. Tarsicio Artesana, del Departamento de Oceanología de la Universidad de Chile, que le guió en la costa cercana a Montemar agregando valiosas observaciones. La compañía del colega Reinaldo Börgel fué fructífera en la visita a la costa cercana a San Antonio. El Sr. Ricardo Montaner, del Instituto Hidrográfico de la Armada y el Centro Nacional de Datos Oceanográficos proporcionaron gentilmente información y las cartas sinópticas polares norteamericanas utilizadas en el pronóstico. La Oficina de Pronósticos de la Oficina Meteorológica de Chile permitió amablemente usar las cartas polares nacionales. Los alumnos de la asignatura de Oceanografía Física de la Carrera de Geografía Alicia Ortiz, Francisco Javier Guerra y Humberto Molina trabajaron con los métodos de pronósticos de oleaje e hicieron los primeros ensayos cartográficos. El Laboratorio de Hidráulica de Peñaflor y el ingeniero del Laboratorio Nacional de Hidráulica de Francia, Georges Moguilny, prestaron mucha colaboración.

9. REFERENCIAS

- ARAYA-VERGARA, J.F. 1971. *Determinación preliminar de las características del oleaje en Chile Central*. Not. Mens. Mus. Nat. Hist. Nat. 15(174):8-12
- BLUMENSTOCK, D.I. 1958. *Typhoon Effects at Jaluit Atoll in the Marshall Islands*. Nature. 182: 1267-1269.
- BLUMENSTOCK, D.I., F.R. FOSBERG & CH.G. JOHNSON. 1961. *The Re-survey of Typhoon Effects on Jaluit Atoll in the Marshall Islands*. Nature. 189: 618-620.
- DIRECCION DE OBRAS PORTUARIAS & TUDOR ENG. CO. 1968. *Wave Study*. Supplement. Constitución. Chile. Sn. Francisco. California. (Publicación interna).
- FUENZALIDA, H. 1965. *El mar y sus recursos*. En: Geografía Económica de Chile. Texto Refundido. Corporación de Fomento. Ed. Universitaria. Santiago.
- HJULSTROM, F. 1939. *Transportation of Detritus by moving Water*. In: Recent Marine Sediments, P.D. TRASK, Ed. (A Symposium). Dover, N. York. 2nd Ed.: 5-31.
- INMAN, D.L. & J. FILLOUX. 1960. *Beach Cycles Related to Tide and local Wind Wave Regime*. J. Geol. 68: 225-231.
- INSTITUTO HIDROGRAFICO DE LA ARMADA DE CHILE. 1968. *Tablas de mareas de la costa de Chile*. Publ. 3009. Valparaiso.
- JOHNSON, D.W. 1919. *Shore Processes and Shoreline Development*. Wiley. N. York.
- MC INTIRE, W.G. & A.J. WALKER. 1964. *Tropical Cyclones and Coastal Morphology in Mauritius*. Ann. Ass. Amer. Geogr. 54 (4): 582-573
- MAZZEI, A. 1968. *Informe meteorológico relacionado con la braveza de mar de 25 a 27 de julio de 1968*. Serv. Meteorol. Armada. El Belloto. (Inédito).
- OBSERVATORIO ASTRONOMICO NACIONAL DE LA UNIVERSIDAD DE CHILE. 1968. *Anuario*. Ed. Universitaria. Santiago.
- PASKOFF, R. 1970. *Le Chili Semi-aride. Recherches géomorphologiques*. Biscaye. Bordeaux.

- PIERSON, W.J., J.G. NEUMANN & R.W. JAMES. 1958. *Practical Methods for Observing and Forecasting Oceans Waves by means of Wave Spectra and Statistics*. Hidrogr. Off. Publ. 603.
- RODRIGUEZ, J.A. 1937. *Fenómeno oceánico ocurrido en la costa norte*. An. Hidrogr. Mar. Chil. 36: 169-179.
- SANTIBAÑEZ, J. 1928. *Una braveza de mar en la costa de Chile*. An. Hidrogr. Mar. Chil. 34: 615-656
- STODDART, D.R. 1965. *Re-survey of Hurricane Effects on the British Honduras Reefs and Cays*. Nature. 207: 589-592.
- TRICART, J. 1951. *L'évolution morphologique du littoral des Bas-Champs Picards*. R. Geomorphol. Dyn. 2 (2): 49-63.
- VON ARX, W.S. 1962. *Introduction to Physical Oceanography*. Addison-Wesley, USA.
- WARNKE, D.A. 1967. *Conditions of Beach Regression in Low-Energy Environments*. Z. für Geomorphol. N.F. 11 (1): 47-61.
- WEISCHET, W. 1960. *Contribuciones al estudio de las transformaciones geográficas, etc. ... sismo del 22 de mayo de 1960*. Univ. de Chile. Instituto de Geol. Publ. 15. Ed. Universitaria. Santiago.
- WHEELER, W.H. 1896. *Efectos de los temporales en las alturas de las mareas*. An. Hidrogr. Mar. Chil. 19: 511-514 (Trad. Nautical Magazine, 1895).
- WOLMAN, M.G. & J.P. MILLER. 1960. *Magnitude and Frecuence of forces in Geomorphic Processes*. J. Geol. 68: 54-74.
- YOUNG, A. 1975. *Slopes*. Logman. Thetford, Norfolk. 2 nd Ed.