

Zona de rompiente tsunámica e impacto morfogenético en áreas de protección costera (Kalutara, Sri Lanka)

José F. Araya Vergara

Departamento de Geografía. Universidad de Chile. jaraya@uchile.cl

RESUMEN

Se analiza la zona de rompientes, la influencia de las defensas costeras y las formas tsunamigénicas para el tsunami de diciembre de 2004 en Kalutara. Las rompientes tsunámicas fueron comparadas con tipos intermedios de playas producidos por mar de fondo ordinario, usados como modelos. La estructura de agitación tsunámica fue algo similar al tipo de playa intermedia de barra y surco transversal para mar de fondo normal, si se considera la fase recesional posterior a la rompiente tsunámica principal. En esta fase, la circulación consistió en mega-vaivén y vórtices (eddies). Estos últimos aparecieron donde existen escolleras. Tanto los lóbulos tsunámicos como los de mar de fondo socavaron el acantilado blando, formando mega-cusps, rasgos que son raros en acantilados. Los materiales removidos y el producto de remoción en la terraza proporcionaron abundantes sedimentos al litoral cercano, sobrecargándolo de material. Varios meses después del cataclismo, se observó dos hechos relevantes: la desaparición de los mega-cusps y una ancha zona de rompientes con múltiples barras, indicando larga persistencia de sobrecarga sedimentaria en el litoral cercano. Es decir, el equilibrio fue alcanzado en el acantilado, pero a un nivel de operación distinto debido a su retroceso. En cambio, comparando las formas pre y post tsunami en el litoral cercano, el equilibrio no había sido alcanzado aún durante este proceso de ajuste. Estos procesos pueden ser modelados y mapeados, intentándose aplicar algunos esquemas en Chile.

Palabras clave: tsunami, zona de rompiente, procesos tsunamigénicos, formas tsunamigénicas, interferencia de sistemas de control.

Tsunami surf zone and morphogenetic impact in areas of coastal protection (Kalutara, Sri Lanka)

ABSTRACT

The structure of surf zone, the influence of coastal defences and morphogenetic processes are analyzed for the tsunami of december 2004 in Kalutara. The tsunamic surf structures were compared with intermediate beach types produced by ordinary swell, used as reference models. The tsunamic surf was something like an intermediate transverse bar and rip beach type for the normal swell, if the receding phase after the principal breaker is considered. In this phase, the circulation consisted in mega swash and vortexes (eddies). The vortexes appeared where a breakwater or jetty system exists. Both tsunamic and swell lobes carved the soft cliff forming mega-cusps, which are rare features in cliffs. The removed materials and the product of the terrace removal supplied plenty sediments to the nearshore, where produced overcharge of material. Several months after the cataclym, two facts were relevant: the disappearance of the mega-cusps and the conservation of a broad surf zone with multiple bars, indicating a long persistence of nearshore sedimentary overcharge. That is to say, in the cliff the equilibrium was reached, but at a different level of operation with respect to the pre-tsunami condition. The cliff new straightening means necessarily its retreating. In exchange, in the nearshore the equilibrium was not reached yet during the relaxation path, if the features pre and post tsunami are compared. These processes can be modeled and mapped and some schemes could be applied in Chile.

Key words: tsunami, surf zone, tsunamigenic processes, tsunamigenic landforms, control systems interference.

INTRODUCCIÓN

Las ondas del tsunami del 26 de diciembre de 2004 (Sumatra) se propagaron por los océanos de mundo, según el mapa de isocronas de TITOV et al. (2004), alcanzando la costa sudamericana a través del Pacífico, pero con una clara reducción de amplitud. Períodos frecuentes observados fueron 30 a 60 min; su amplitud en Arica (Chile) se estima en ~70 cm de acuerdo con Rabinovich & Thomson (Dr. Alexander Rabinovich, Russian Academy of Sciences, Inst. of Oceanology, Tsunami Laboratory, comunicación personal). Obviamente, su impacto esencial fue en el Índico (Fig. 1). Según la base de datos reunida por el Dr. Viacheslav Gusiakov (Russian Academy of Sciences, comunicación personal), los tsunamis de fuente tectónica – como éste – corresponden al 72 % del total. De acuerdo con la altimetría satelital (Topex-Poseidón), las ondas detectadas en este océano se mostraron notablemente dispersivas (KULIKOV 2005), alcanzando la primera de ellas dimensiones máximas cerca de la fuente (amplitud máxima, 15.5 m, según KOWALIK et al. 2005). La detección satelital mediante Jason-1 indica una probable longitud de onda de 430 km y un periodo de ~35 a 37 min donde la profundidad es ~ 4500 m (GOWER 2005). Un análisis de los registros mareográficos en las costas del Índico, incluyendo altura de ondas, duración, tiempo de llegada y propiedades espectrales de los grupos de ondas puede encontrarse en RABINOVICH & THOMSON (2007). Dentro del modelamiento hecho por KOWALIK et al. (2005), el lóbulo de energía principal se dirigió hacia Sri Lanka, donde la onda se expresó con una amplitud de 8.1 m. Para Colombo, al N de Kalutara (Fig. 1), datos de FINE et al. (2005) muestran un lapso de 9 min entre la primera llegada y la primera cresta de la ola. El mayor impacto en Sri Lanka es atribuido a fuente de deslizamiento rápido (STEIN & OKAL 2005). Observaciones de Kilonski & Merrifield (Dr. Bernie Kilonski, University of Hawaii y programa GLOSS, Global Observation Sea Level System, comunicación personal) muestran el ataque de ondas sucesivas, comenzando por una secuencia de energía principal, seguida por

ondas cada vez más bajas. Esta secuencia coincide con la observada en la costa SW de la India (RASHEED et al. 2006), cuya exposición es parecida a la de la costa SW de Sri Lanka. En ésta, mediciones mostradas por WIJETUNGE (2006) indican que las alturas tsunámicas y las distancias de inundación (penetración) decrecieron desde el extremo sur hacia el N.

Un equipo y varias investigaciones post-tsunámicas produjeron los siguientes tipos de medición en la costa W de Sri Lanka (UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY 2005): nivel del agua, elevación en el límite de penetración (run-up), distancia de inundación, dirección de flujo, perfil topográfico, profundidad de erosión y espesor y características de los depósitos arenosos. Sus resultados pueden resumirse como sigue:

Distancia de inundación: desde menos de 50 m a más de 1 km, medida desde las orilla. Tratándose de una línea de costa de ensenadas con playas estrechas y planicies costeras bajas separadas por promontorios rocosos, se observó mayor inundación en las ensenadas.

Elevación en el límite de penetración (run-up elevation): desde menos de 3 m a más de 12 m; fue mayor en promontorios; en general, el ascenso fue muy variable, dependiendo principalmente de la pendiente del terreno y de la orientación de la línea de costa.

Altitud del impacto: entre menos de 3 y más de 10 m; muy variable, dependiendo de la topografía y de la orientación de la costa.

Erosión vertical y depósitos de arena: La erosión vertical se produjo sólo en una zona estrecha junto a la línea de costa (20 a 30 m de ancho), observándose en algunas partes 1 m de descabezamiento del terreno. Se produjo transporte de arena tierra adentro (onshore) y litoral afuera (offshore). Tierra adentro, los depósitos reconocibles comienzan a 50 m hacia el interior con unos 10 cm de espesor, el que disminuye hasta unos 2 cm más al interior hasta 150 m medidos desde la orilla. Estos

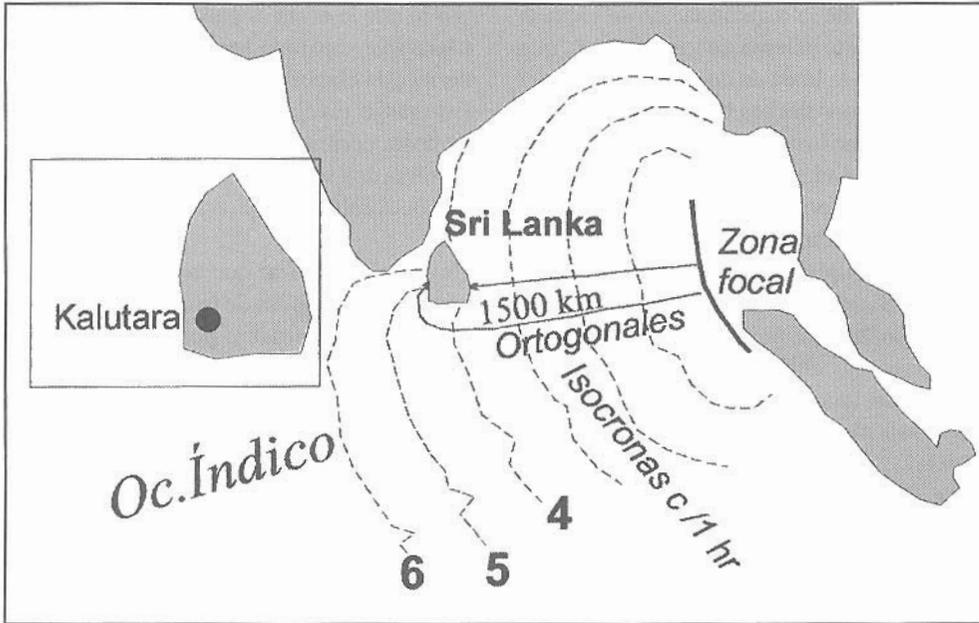


Fig. 1. Campo tsunámico de 26.12.04

Fig. 1. Tsunami field of 12.26.04

valores pueden aumentar en los lugares de impacto más violento. En los sitios de mayor espesor se observa dos o más capas de sedimentos, lo que refleja el impacto de diferentes ondas. En el caso de Kalutara (Katukurunda), se observa profundidades de erosión hasta de 70 cm y un espesor del depósito de 37 cm. La depositación en diferentes montos se aprecia hasta 60 m hacia el interior.

Para las áreas afectadas de la costa occidental de Sri Lanka, se hizo levantamientos batimétricos del litoral cercano (nearshore), acerca de cambios en las playas y costeros; en estos últimos, se encontró que el flujo de retorno (return flow) fue un agente dominante de la disección (Dr. Samuel Y. Johnson, U.S. Geol. Survey, Western Coastal and Marine Geology, Pacific Science Center, comunicación personal).

Por la bibliografía revisada y las comunicaciones personales, se observa tres lagunas en el conocimiento de impactos tsunámicos: las estructuras posibles de las zonas de rompiente, la interacción con obras de control costero y las transformaciones geomorfológicas concretas derivadas. Consecuentemente, el

propósito de este trabajo es establecer – para el tsunami de 26.12.04 en Kalutara – la estructura y dinámica de la zona de rompiente, la influencia de sistemas de control (protección) sobre ella y la morfogénesis esencial asociada, expresada en un mapa de actividad tsunamigénica específica.

MATERIALES Y MÉTODOS

Se eligió para este análisis la costa de Kalutara, por lo siguiente: fue afectada por el lóbulo de energía principal (KOWALIK et al. 2005), que atacó la costa después de una notoria refracción de más de 90° (Fig. 1); se dispone de una colección de imágenes satelitales que permiten seguir secuencias espacio-temporales (http 2005a y b); se trata de una costa regularizada con predominio de materiales blandos que permiten documentar impactos; finalmente, es una línea de costa intervenida por obras de control costero.

Emplazamiento de esta costa

La costa de Kalutara es baja y sustenta una línea de costa pareja, característica de las elaboradas en materiales blandos (Fig. 2).

El resultado de la regularización se expresa bien en la parte externa de los estuarios, que es paralela a la línea de costa y separada del mar abierto por flechas bien desarrolladas y estables, como lo demuestra su conservación después del tsunami de 26.12.04. Donde el desarrollo estuarial es menor, pueden observarse lagunas estuariales, que corresponden a limans, con ruptura de barrera imperistente. Pero al S de Kalutara, dos promontorios condicionan desalineamientos que explican dos ensenadas en forma de zeta. La mayor de ellas, en la que está emplazada la extensa playa de Kalutara, tiene muy poca curvatura general. Los promontorios deben considerarse como el extremo proximal de estas ensenadas, porque junto a él está su mayor curvatura. A partir de esta zona, los estados de rompientes muestran cambio gradual hacia la zona distal, de una manera similar a la observada en Chile por ARAYA-VERGARA (1996). La estructura fundamental de la costa está regulada por charnockitas y gneiss charnockítico, cuyos lineamientos se presentan sensiblemente paralelos a la línea de costa, según el mapa geomorfológico de VERSTAPPEN (1987), que indica aquí una superficie disectada regional. Éstos representan una estructura en bandas, que parece ser la responsable de la distribución de los promontorios costeros. SWAN (1985) observa que, en condiciones regulares, la línea litoral es atacada por mar de fondo de componente sur, al cual se asocia una deriva litoral de sedimentos hacia el Norte. Las agitaciones de origen monzónico generan oleajes locales, influidos por vientos opuestos, según la estación del año. Por el rango de amplitud de marea (~ 1m) el ambiente es micromareal. Debido a la escasez de promontorios rocosos, la erosión es un riesgo, porque la energía del oleaje puede ser relativamente alta. El mapa de VERSTAPPEN (1987) muestra aquí fuerte abrasión costera.

Según SWAN (1985), esta costa contiene playas elevadas a unos 8 m de altitud, que se extienden hacia el interior hasta unos pocos cientos de metros o menos. Hay escasez de promontorios rocosos que interrumpen la continuidad de estas playas elevadas, razón

por la que la costa es pareja, ya que el acantilado que separa la terraza de la playa moderna está elaborado en sedimentos blandos. Este rasgo revela recesión costera. La línea de costa correspondiente contiene flechas y barreras que sustentan playas con eventuales dunas, corales y beach rock.

Hay que considerar que esta costa está a la sombra de las ondas de tsunami procedentes del sector de Sumatra, por lo que el efecto de refracción de éstas es importante (Fig. 1). Conjuntamente, Sri Lanka causó sombra para la costa sur de la India, que también recibió ondas refractadas. NARAJAN et al. (2005) observaron que esta última recibió interferencias de ondas reflejadas desde Sri Lanka, por lo que se puede pensar que la costa de ésta debe haber recibido el efecto recíproco, tanto sobre olas directas como de recesión.

Procedimientos

Para determinar la secuencia de agitaciones costeras correspondientes al tsunami se analizó las imágenes satelitales (http 2005 a y b) que documentan los siguientes estados: pre-tsunami con ondas de gravedad ordinaria (Figs. 4 y 5), plena inundación consecuente a la rompiente tsunámica (Fig. 8), agitación de recesión post rompiente (Figs. 9a y b), recesión en máxima resaca (Fig. 10) y ajuste a nuevos estados de olas de gravedad ordinaria (Fig. 11). Se desconoce antecedentes bibliográficos que describan sistemáticamente estructuras de zonas de rompiente tsunámica y tipos de circulación asociados. Por lo tanto, se careció de modelos de referencia propiamente tsunámicos. Sin embargo, la observación de la imagen correspondiente al lapso post-rompiente, permitió elegir modelos basados en el estudio de zonas de rompiente para olas de gravedad ordinaria, basados en análisis de fotos aéreas (Figs. 6 y 7). Se encontró algunos elementos comunes, dentro de la gama de zonas de rompiente intermedias (asociadas a barras y surcos transversales con corrientes de retroceso) reconocidas con actualizaciones por SHORT & AAGAARD (1993), cuyos tipos de distribución fueron establecidos para ensenadas por ARAYA-VERGARA

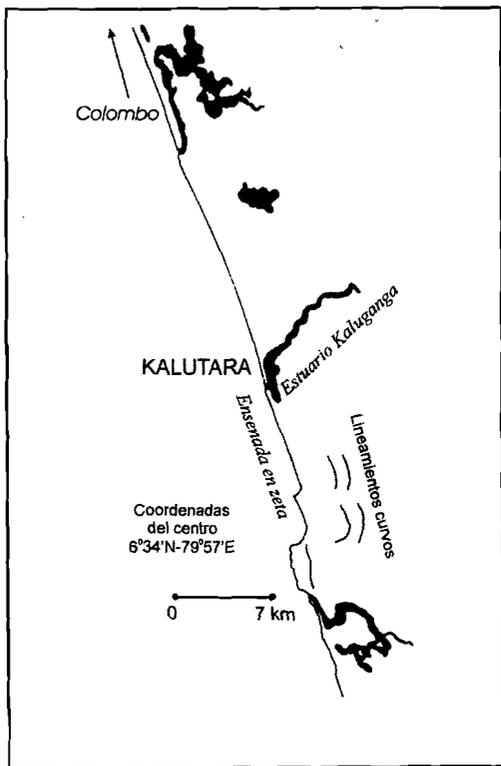


Fig. 2. Línea de costa de Kalutara. Los lineamientos curvos (más allá del límite de la inundación tsunámica) indican la influencia estructural de las charnockitas en la forma de las bahías en zeta.

Fig. 2. Coastline of Kalutara. The curved lineaments (beyond the limit of tsunami inundation) indicate the structural influence of the charnockites in the form of the zeta bays.

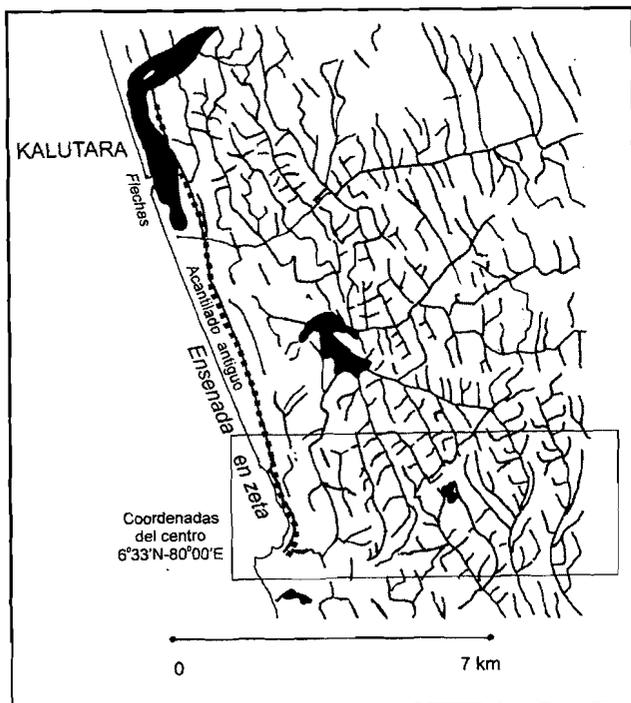


Fig. 3. Patrón de drenaje costero en enrejado direccional, indicando la influencia de las bandas de gneiss charnockítico en la línea de costa. El rectángulo muestra donde la curvatura de banda es similar a la mayor curvatura de la ensenada en zeta.

Fig. 3. Coastal drainage pattern in directional trellis, indicating the influence of charnockitic gneiss bands in the coastline. The rectangle shows where the band curvature is similar to the highest curvature of the zeta form embayment.

(1996). Para analizar la zona de vaivén, se usó la clasificación de tipos de circulación de MASSELINK & PATTIARATCHI (1998) en relación con la evolución de beach-cusps. Siendo importantísimas las corrientes de retroceso para post rompiente principal, se observó estados de playa con corrientes de retroceso en vórtices (SLINN et al. 2000) y retroceso bajo condiciones de energía decreciente (BRANDER 1999). ALLEN et al. (1996), mediante modelos numéricos para una playa plana y con pendiente uniforme, estudiaron la relación entre fuerzas advectivas y friccionales, considerando la fricción del fondo, la velocidad máxima longitudinal a la playa y la pendiente de ésta. De acuerdo con las diferencias de esta interacción puede generarse flujo en vórtices (eddies) o no. A partir de un valor crítico encontrado por estos autores, puede haber estructuras de vorticidad interactuando con los frentes de rompiente o eddies impulsados hacia el mar fuera de la zona de rompiente. Los tipos de rasgos observados o modelados en estos trabajos fueron identificados en sectores del litoral chileno central y norte en fotografías aéreas. Usando la clasificación de estados de zona de rompiente de WRIGHT & SHORT (actualizada en SHORT & AAGAARD 1993), se analizó estados de rompiente intermedios, entre los de barra y surco transversal y los de barra y playa rítmicas; se pudo encontrar elementos comparables con los observados tanto para olas de gravedad ordinaria como para la agitación tsunámica de Kalutara. Como fundamento de esta comparación se asumió que ambos tipos de agitación se dan en playas orientadas transversalmente, o sea, con ataque frontal de las olas. La misma clasificación se usó para describir estados pre-tsunami en Kalutara.

Debido a que esta línea litoral está intervenida por espigones y escolleras, el análisis detallado de la agitación se hizo de modo que incluyera la influencia de un sistema de escolleras unidas a la costa.

Para la observación de efectos morfogenéticos se siguió la misma secuencia témporo espacial que para la ruptura tsunamigénica,

en el sentido de seguir una secuencia morfogenética observada en el litoral cercano, en la línea de costa y en la costa misma. Para ello se tuvo en cuenta la diferencia de efectos entre penetración (run-up) y flujo de resaca (DAWSON 1994), relacionando el proceso esencialmente con la fase recesional.

RESULTADOS

Morfoestructura y rasgos evolutivos de la costa

La superficie de aplanamiento disectada sustenta, junto a la costa, un patrón de drenaje enrejado direccional, en que los lineamientos más continuos son paralelos a la línea de costa (Fig. 3). Se trata de lineamientos regionales inducidos por el bandeamiento charnockítico, expresando sus diferentes facies. Si se compara el estilo de enrejado, considerando los lineamientos transversales u oblicuos a la dirección paralela a la línea de costa, se concluye que las bahías en zeta son consecuencia del desalineamiento costero forzado por las bandas charnockíticas fracturadas.

Entre las zonas proximales de la ensenadas en zeta y la laguna estuarial del estuario Kalu Ganga (Fig. 3) se extiende un notorio acantilado rectilíneo que se curva en la parte sur de modo similar a la curvatura proximal de las actuales ensenadas en zeta. Este acantilado es inactivo y se proyecta hacia el Norte hasta las inmediaciones de Colombo; delimita hacia el interior la terraza próxima a la costa, que contiene los elementos descritos en Materiales y Métodos; por su forma planimétrica, sugiere que la configuración de la línea de costa durante la edad de su formación presentaba el mismo estilo desalineado que en el presente, debido a la influencia estructural de las bandas de charnockita.

Estados de zona de rompiente pre-tsunami y papel de espigones y escolleras

Las imágenes disponibles para el 1° de enero de 2004 indican, en el sector de Kalutara, una gama variada de estados, principalmente dentro de los tipos intermedios (Figs. 4 y 5).

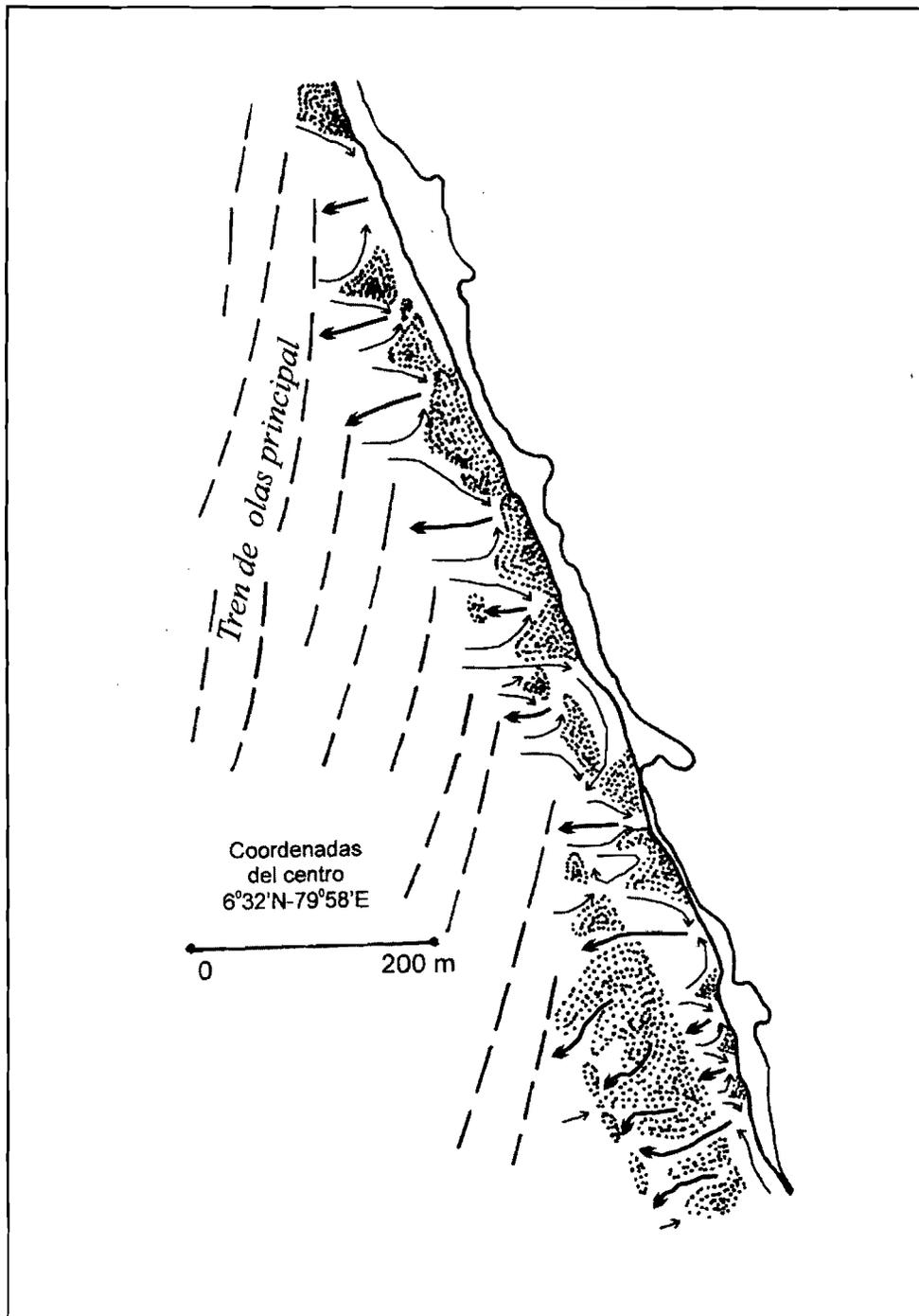


Fig. 4. Kalutara: Estado de zona de rompiente pre-tsunami, tipo barra (con trama de puntos) y surco transversal (flechas gruesas).

Fig. 4. Kalutara: Pre-tsunami surf zone state, type transverse bar (points pattern) and rip (thick arrows).

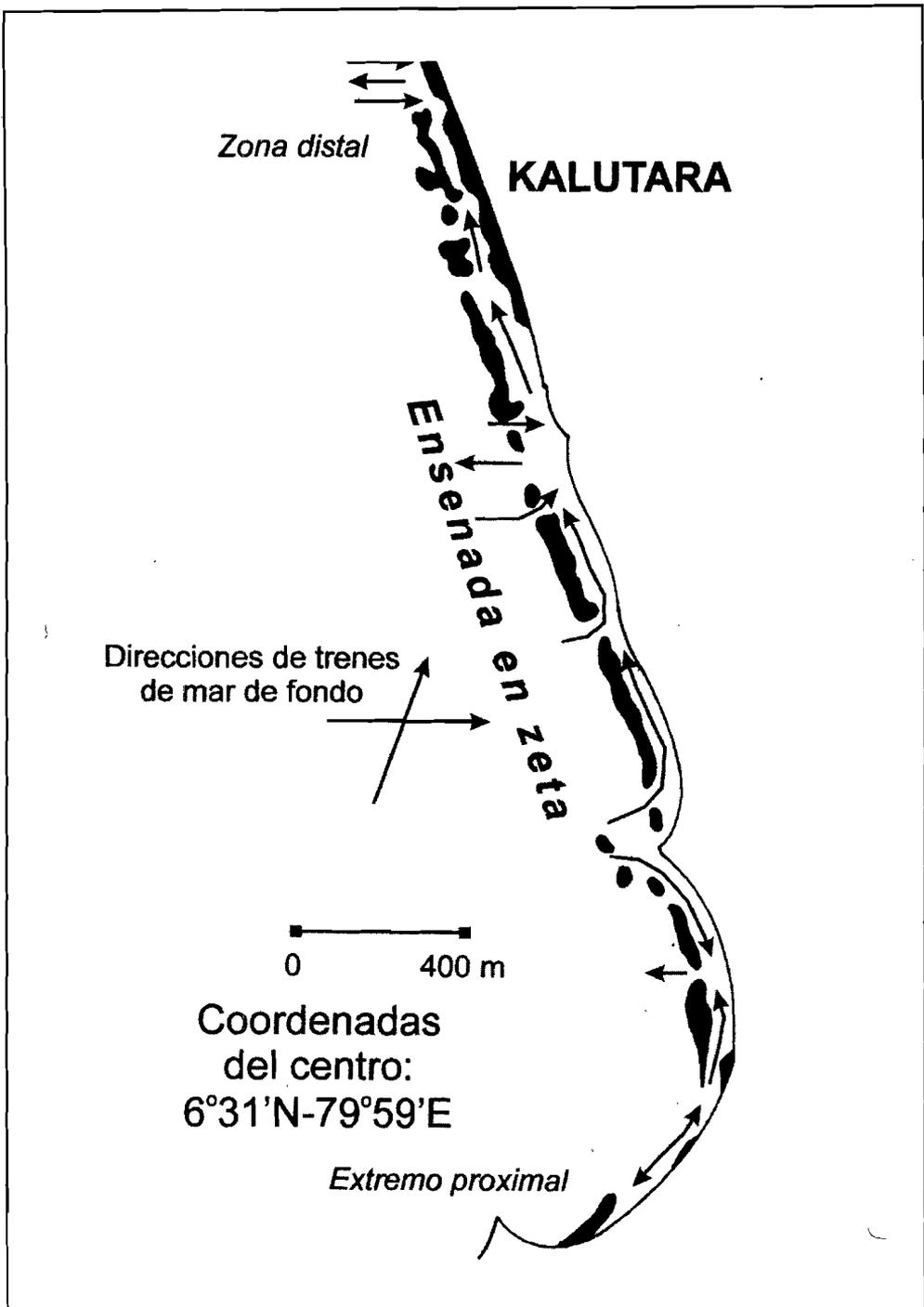


Fig. 5. Estados de zona de rompiente pre-tsunami. Efecto de ensenada, desde zona proximal (playa reflectiva) a distal (playa y barra rítmicas).

Fig. 5. Pre-tsunami surf zone states. Embayment effect, from proximal zone (reflective beach) to distal zone (rhythmic beach and bar).

Zona de rompiente tsunámica e impacto morfogenético en áreas de protección costera

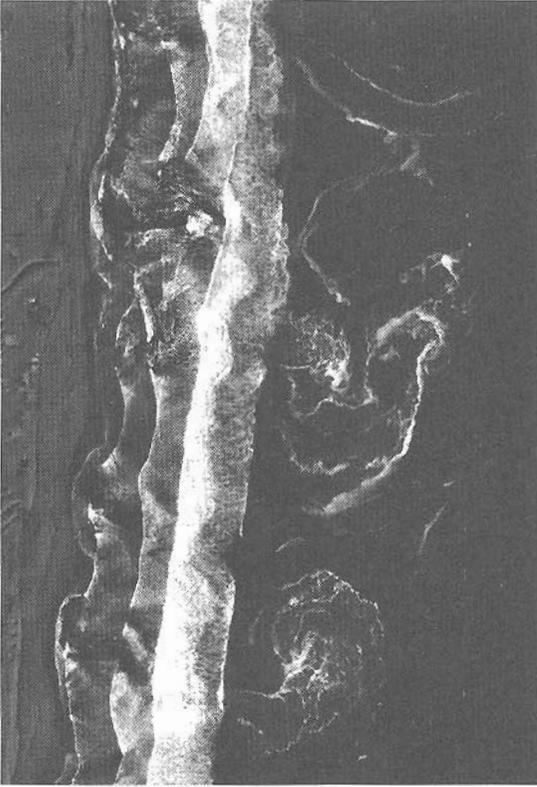


Fig. 6 y 7. Para olas de gravedad ordinaria e infra-gravedad. Muestra de zona de rompiente intermedia compleja, con cabezas de rip-current transformadas en vórtices anti-horarios y horarios.

Fig. 6 and 7. For ordinary and infra-gravity waves. Sample of complex-intermediate surf zone, with rip-current heads transformed into counter clockwise and clockwise eddies.

La orientación de la playa es oblicua con respecto a los mares fondo de componente sur. Uno de los estados frecuentes corresponde a playa y barra rítmicas, con sectores de barra y surco longitudinal, lo que expresa bien la orientación oblicua de la playa. Pero también es frecuente el pariente más cercano de la playa y barra rítmicas avanzando hacia los tipos intermedios: playa y barra rítmicas, interferida por barra y surco transversal. Al parecer, este último estado existe cuando hay oleaje de fuente monzónica, que puede darse desde el océano, interfiriéndose con el mar de fondo de componente sur. En estos casos, la orientación de la playa puede comportarse como transversal a la dirección de ataque de estas olas.

Los estados mencionados se distribuyen en la ensenada en zeta de acuerdo con el efecto de ensenada, descubierto por ARAYA-VERGARA (1996) y que produce una gradación sistemática de los estados de rompiente entre las zonas proximal y distal de una ensenada, en función de la orientación de la playa. Esto se demuestra en ARAYA-VERGARA (2003). En general, para Kalutara la zona proximal presenta playa reflectiva, sin barra importante. Desde aquí, avanzando hacia la zona distal, la gradación puede hacerse hacia playa y barra rítmicas, o bien, hacia la interferencia entre barra y playa rítmicas y barra y surco transversal. En los estados de playa y barra rítmicas, las barras son paralelas a la orilla y están separadas por surcos de corrientes de retroceso poco organizadas. Se mantiene un surco longitudinal con corriente de deriva discontinua hacia el Norte, relacionada con el mar de fondo de componente sur. En los estados de interferencia por barra y surco transversal, las barras longitudinales se presentan alteradas como formas cuspidadas con cuernos apuntando hacia el mar, indicando organización importante de corrientes de retroceso entre una barra y otra. O sea, estas formas corresponden a cusps. Si hay surco interno, entre las barras y la orilla, está interrumpido por barras transversales mal conformadas que indican anulación de la deriva longitudinal que debe haber existido en un estado anterior de la playa (pudo ser barra y

playa rítmicas). En el momento analizado, el tren principal de olas es de componente WNW.

En este litoral hay obras de control de erosión costera consistentes en espigones y escolleras (sólo visibles en la Fig. 11). Los espigones, como estructuras perpendiculares a la orilla, están diseñados para controlar la deriva litoral hacia el N producida por trenes de mar de fondo del SW. Las escolleras son de dos tipos: unidas a la costa y frente a la costa. Las unidas a la costa tienen como objeto causar embalse entre ellas. Las frente a la costa facilitan la acumulación y la formación de tómbolos inducidos. Todas estas estructuras son funcionales con deriva por oleaje del SW (la Fig. 5 muestra un estado de litoral cercano que se aproxima a esta condición). Si el estado del litoral cercano es como en la Fig. 4, los espigones y las escollera unidas a la costa no son funcionales. Sólo pueden serlo parcialmente las escolleras frente a la costa. Este tipo de escolleras (en "barrera litoral" paralela a la orilla) existe más al N que el área mostrada en la Fig. 11.

Análisis de estados de rompiente por olas de gravedad ordinaria y de infragravedad que generan vórtices

Se presenta este análisis con el fin de facilitar la interpretación de rompientes tsunámicas.

El caso analizado es de la playa de Ba. Con-dell, Arica (Figs. 6 y 7). En la zona de vaivén (swash) hay mega-cusps, relacionados con un sistema de barra y surco transversal. Pero también se ve tres frentes de rompiente longitudinales a la dirección general de la orilla y discontinuos. La discontinuidad está relacionada con la presencia de barras y surcos transversales. La relación entre la posición de las corrientes de retroceso (rip currents) y los mega-cusps indica que la circulación que genera las corrientes de retroceso es del tipo divergente desde cuerno (cusp). O sea, la convergencia de flujos en las ensenadas genera las corrientes de retroceso. Esta situación indica que los beach-cusps tienden a mantenerse. La coexistencia entre un sistema

longitudinal y uno transversal produce un sistema complejo transicional entre barra y playa rítmicas y barra y surco transversales.

Especial atención merece la proyección de las corrientes de retroceso hacia el mar, fuera de la zona de rompientes. Aquella puede alcanzar distancias que, desde la rompiente externa, pueden ser iguales o mayores que el ancho de ésta. La cabeza de los rips proyectados a mayor distancia se deforma en vórtice con movimiento anti-horario. Estos vórtices tienden a formar espirales de diferentes radios máximos de curvatura. Algunas partes distales del frente de avance del espiral están encorvadas indicando pequeñas rotaciones en el sentido horario. El diámetro de los vórtices mayores puede ser igual y hasta mayor que el ancho de la zona de rompiente, desarrollándose desde el mismo borde exterior de ésta.

Estos hechos pueden servir para una mejor interpretación de la agitación tsunámica, como se verá en seguida.

La agitación tsunámica

Para la ensenada de Kalutara no se dispone de imagen del ataque tsunámico en plena rompiente. Las fotos de terreno publicadas en diferentes medios, aunque de situaciones espectaculares, dan pocas luces para el análisis científico. Se parte entonces de la agitación post rompiente principal, que alcanza una anchura de ~ 400 m (Figs. 8, 9a y 9b), a partir del acantilado de la terraza costera. Este acantilado induce a realizar el análisis distinguiendo dos ambientes principales: la costa y el litoral.

La costa

El acantilado que separa la costa del litoral muestra mega-cusps, lo que es novedoso, puesto que estas formas están asociadas comúnmente a la zona de vaivén de la playa, sin modelar el acantilado. Por esta razón, para la pared de este acantilado no parece apropiado mencionar “beach-cusps”, sino solamente cusps. La longitud de onda de estas formas

varía entre ~200 y 80 m. Sobre el acantilado, el límite de penetración de la embestida (run-up) en la terraza debe haberse ubicado entre 600 y 750 m tierra adentro, según las imágenes sustentadoras de las Figs. 8 a 10. Durante la agitación post-rompiente se ve los efectos de recesión de la etapa de run-up. Encausados en talwegs y en calles perpendiculares a la orilla, se aprecia flujos de resaca transportando aguas turbias.

El litoral en un área de protección costera

Sus zonas aparecen totalmente cubiertas por el área de agitación tsunámica, influida por un sistema de escolleras unidas a la costa, que abrigan una zona de eventual embalse. En ella puede distinguirse dos zonas: de agitación recesional y de olas de gravedad ordinaria o de infragravedad.

Zona de agitación recesional

En ésta se observa dos tipos de circulación: a) organizada en vórtice y b) organizada en corrientes de retroceso.

- a) La organización en vórtice está asociada a la forma de la escollera sur dentro del par unido a la costa (9a y 9b). De poco más de 200 m de diámetro (V en Fig. 9a), el vórtice consiste en la deflexión de una corriente de retroceso (rip current), acompañada de sectores de turbulencia con espuma (Fig. 9b). Su frente de avance es inducido primero por la posición de la escollera (Figs. 9a y 9b) y en seguida deflectado en dirección a la costa, forzando olas de impacto que reatacan el acantilado en la ensenada del mayor de los mega-cusps (MC en Fig. 9a). Las olas de reataque tienen longitud de onda similar a las olas de gravedad ordinaria. El vórtice envuelve en su interior a una zona de turbulencia y a una corriente de retroceso menor. Su circulación es en sentido horario (Fig. 9b). La escollera norte no alcanza a activar un vórtice, porque el flujo de recesión sólo se acomoda a su

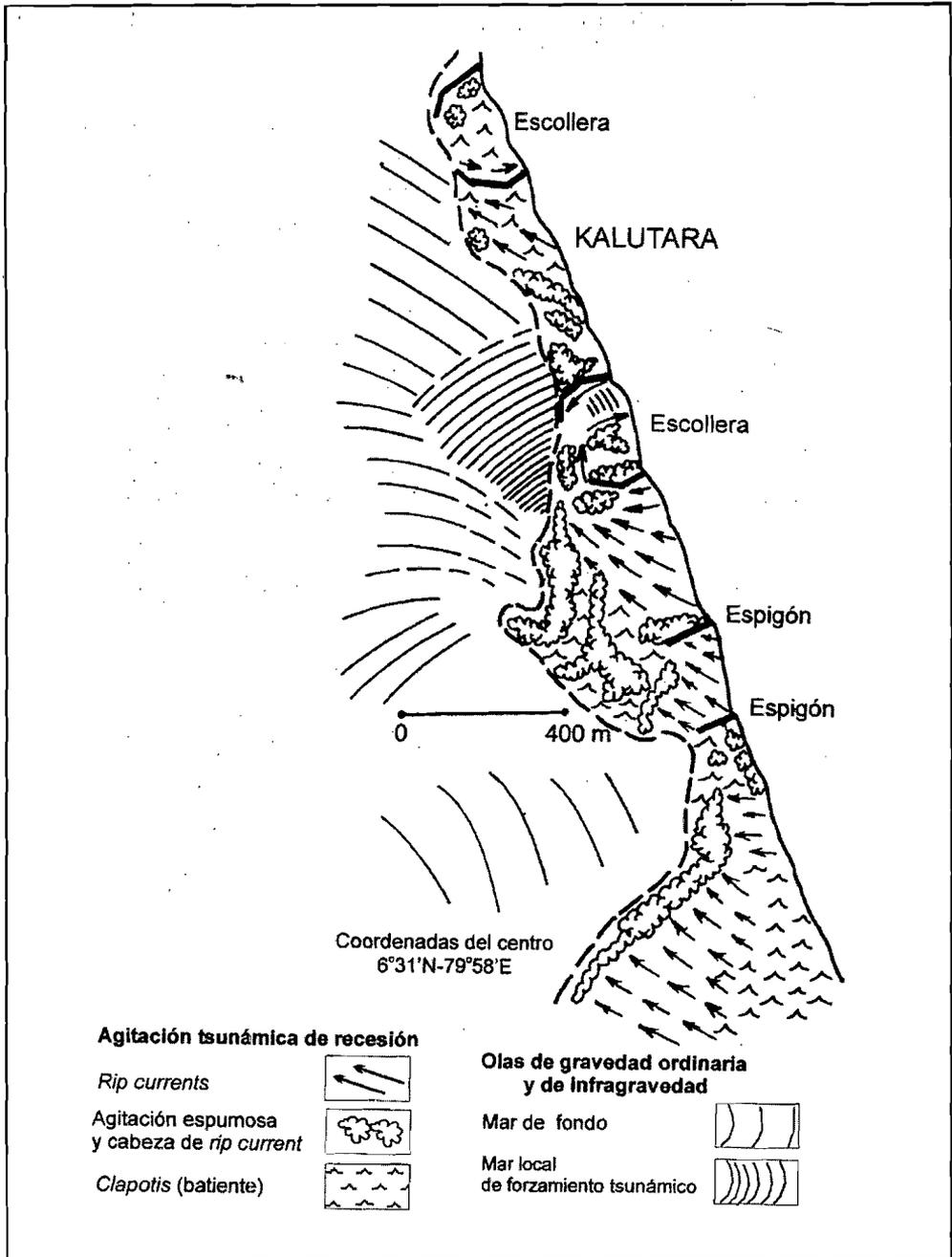


Fig. 8. Agitación tsunámica de recesión vs. olas de gravedad ordinaria y de infra-gravedad (26.12.04). El límite entre ellas es indicado mediante línea segmentada. Las líneas negras anchas señalan los espigones y escolleras.

Fig. 8. Recessional tsunamic surf vs. ordinary and infragravity waves (12.26.04). The limit between them is indicated by means of a dashed line. The thick black lines are jetties and breakwaters.

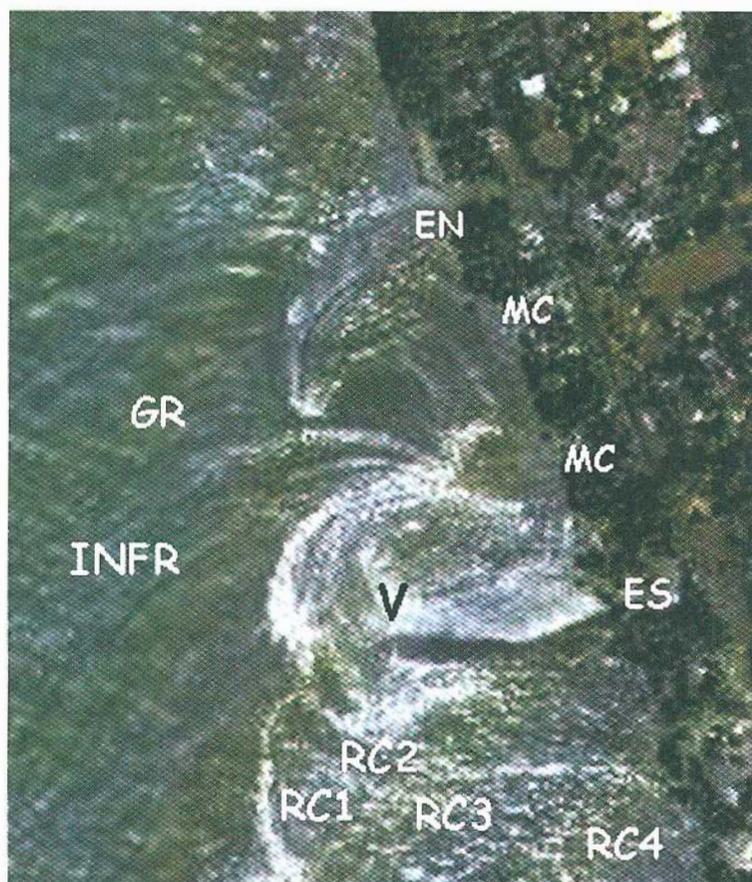


Fig. 9a. Estado de rompiente tsunámica recesional (26.12.04): V = vórtice en torno a escollera sur; MC = mega-cusp; EN = escollera norte; ES = escollera sur; RC 1, 2, 3 y 4 = pulsos de rip-current; GR; INFR = olas de gravedad ordinaria e infra-gravedad. Ver análisis en Fig. 9b .

Fig. 9a. State of recessionary tsunamic breaking (12.26.04): V = vortex surrounding the southern breakwater; MC = mega-cusp; EN = northern breakwater; ES = southern breakwater; RC 1, 2, 3 and 4 = pulses of rip-current; GR; INFR = gravity and infra-gravity waves. See analysis in Fig. 9b.

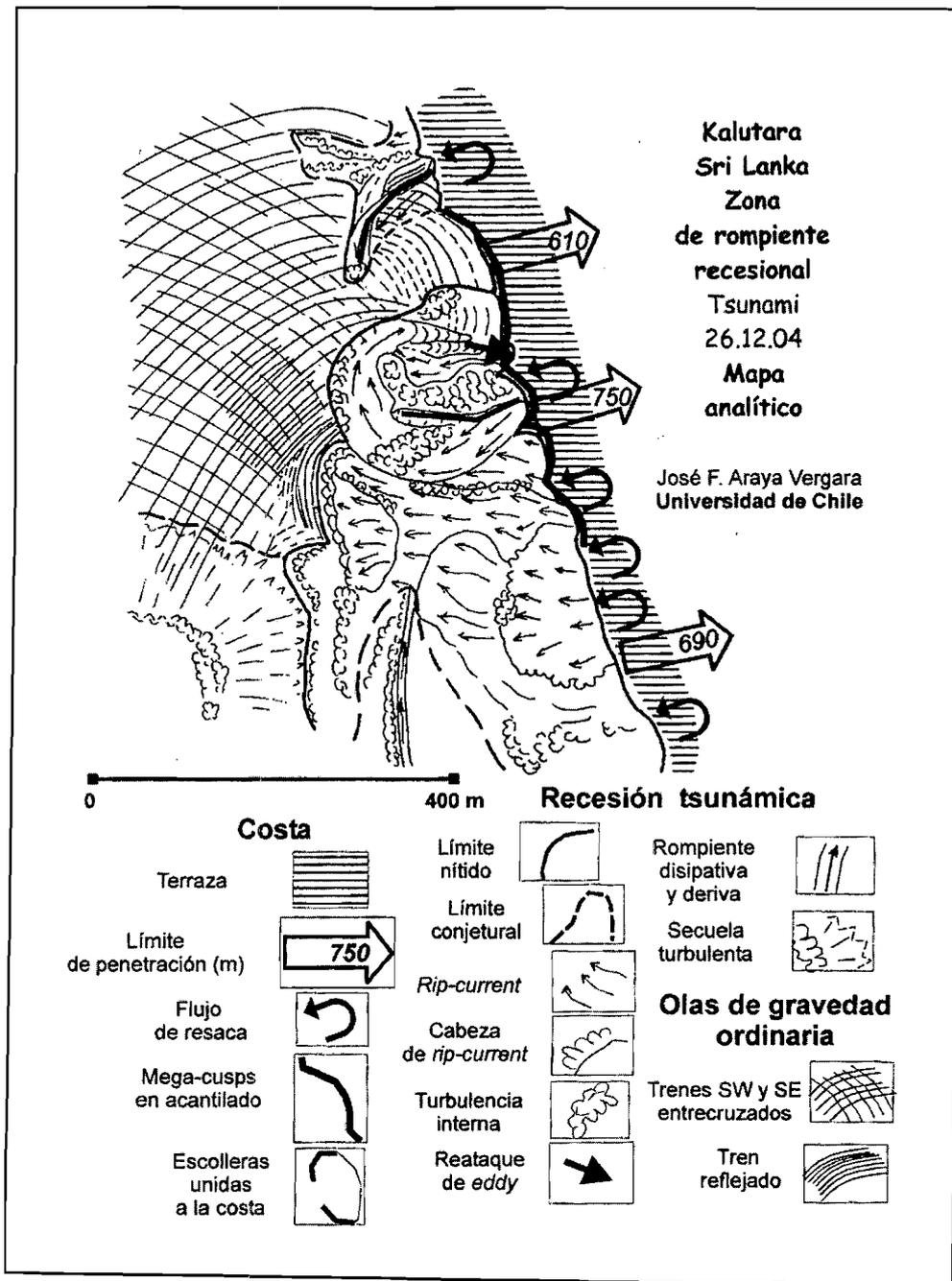


Fig. 9b. Análisis de imagen mostrada en Fig. 9a.

Fig. 9b. Analysis of image shown in Fig. 9a.

forma (EN en Fig. 9a) y es lingüiforme (Fig. 9b); se trata de una corriente de retroceso deflectada hacia el S; está asociada hacia el N con zonas de turbulencia espumosa de difícil definición (Fig. 9b); su extremo distal consiste en una cabeza de rip current con turbulencia espumosa. Ambas estructuras están separadas por un espacio de proyección de posibles ondas de infragravedad que atacan la ensenada entre las escolleras.

- b) El área ocupada por corrientes de retroceso sin forma vortical (RC 1 a 4, en Fig. 9a) muestra dos partes. La primera es una gran lengua ancha (RC2), que se encorva en su parte distal (cabeza de rip-current) hacia el Norte, imitando la forma del borde del gran vórtice central V; o sea, tiende a tomar un movimiento en vórtice con circulación horaria; muestra un solo flujo de corriente desde el acantilado hasta su cabeza. La segunda, en cambio, está estructurada por tres lóbulos reniformes (RC 1, 3 y 4 en Fig. 9a, comparar con Fig. 9b). En consecuencia, sumando las dos partes relacionadas, parece manifestarse una secuencia de pulsos de corriente. El lóbulo distal RC1, relacionado directamente con la cabeza principal de rip-current, debería corresponder al remanente de un primer pulso de corriente reconocible, responsable de la turbulencia espumosa de la cabeza. En cambio, RC2 puede considerarse como un segundo pulso, cuyo campo es limitado por el lóbulo distal, contra cuyo borde se forma una zona de turbulencia espumosa. El lóbulo medio RC3 sugiere la operación de un tercer pulso de corriente, porque recubre parte de la sección de corriente continua con un borde poco turbulento. El lóbulo proximal (RC4), visible en contacto directo con el acantilado, destaca por sus aguas poco espumosas pero más turbias, debidas a aportes de agua turbia mediante flujos de resaca desde la superficie de la terraza (Fig. 9a y b). Por recubrir parcialmente con cabeza de

turbulencia espumosa al lóbulo medio, el lóbulo proximal debiera representar un cuarto pulso.

Zona de olas de gravedad ordinaria o de infragravedad

Su límite con la zona de agitación tsunámica propiamente tal es bien nítido, salvo excepciones (Fig. 9b). En ella se observa dos trenes de olas entrecruzados: uno procedente del SW y otro, del SE (GR e INFR en Fig. 9a). Las longitudes de onda son parecidas entre ambos (Figs. 9a y b). El tren del SW corresponde a mar de fondo, porque sus crestas carecen de relación con el frente de recesión tsunámica y su longitud de onda en el litoral afuera promedia ~ 100 m ($T = \sim 8$ seg). Estas olas se comprimen al acercarse al frente de agitación tsunámica. El tren del SE, en cambio, por su pequeña distancia a la costa, no parece compuesto de olas del viento. Junto al límite con la zona de agitación tsunámica, y frente a la cabeza de corriente de retroceso con turbulencia espumosa, el tren es de muy alta frecuencia y tiene el aspecto de tren reflejado. Como esta alta frecuencia disminuye hacia el NW, se deduce que se trata de un tren forzado por el frente de agitación tsunámica, que alcanza en su desarrollo un aparente aspecto de mar de fondo, al alargarse las longitudes de onda.

Debido al cruce entre trenes de olas extra-tsunámicas, la presencia de olas de infragravedad es muy probable en un eventual espectro del oleaje, como producto de agitaciones complejas.

Agitación con playa de recesión subaérea

Más al N que el estuario Kalu Ganga, y al mismo tiempo que la agitación mostrada en Kalutara, se produjo la recesión del plano de ataque, abandonando el acantilado y dejando descubierta la playa por un ancho de ~ 150 a 300 m (Fig 10). La playa aparece delimitada hacia el mar por una línea de máximo flujo de retorno (return flow). Desalineados con ésta, se ve hasta dos frentes de rompiente, desalineados entre si y discontinuos, que coexisten

con rip-currents. Éstas pueden proyectarse hasta unos 200 o 300 m hacia el mar, desde la línea de máximo flujo de retorno. Las corrientes de la parte norte están deflectadas hacia el S y alcanzan movimiento en vórtice en su parte distal y en sentido anti-horario. Las de la parte sur están deflectadas hacia el N; son muy anchas; su estructura en vórtice es difícil de ver, pero su parte distal tiene el aspecto de crochet muy cerrado con circulación anti-horaria, conformando una zona anular de espumosis. Entre esta zona y la línea de máxima resaca se genera una zona de clapotis, en la acepción de agitación caótica de oleaje atrapado entre dos embestidas que actúan en sentido contrario forzando olas que se interfieren: la de rip currents y la de la línea de máxima resaca.

Formas tsunamigénicas

En la terraza costera

Para deducir las transformaciones geomorfológicas en la terraza costera hay que remitirse a la introducción, donde se expusieron las observaciones relatadas por el UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY (2005). Fuera de esto, el examen de imágenes, tratando de cubrir la secuencia morfogenética, permite formarse una mejor idea de las funciones morfogenéticas de la inundación y del flujo de retorno. Recién producida la inundación principal (Figs. 8; 9a y 9b), se puede ver las trampas de agua turbia en las partes más deprimidas, o sea, los principales sectores de relleno. Como en la introducción se relató algunos descabezamientos de suelo o de terreno, parece que el proceso general fue el de regularización del modelado de detalle de la terraza en el cinturón que alcanzó a ser inundado. Por lo relatado (UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY 2005), este proceso fue leve; quizás puede considerarse como un mecanismo de suavización del modelado.

Observando el efecto del flujo de retorno, a través de diferentes talwegs (Fig. 10), se aprecia fuerte turbidez del agua de reflujos. Junto a la orilla de la gran playa descubierta,

se ve un cinturón de depósitos derivados de flujos con alta turbidez específica. Algunas de las unidades tienen forma de conos deltaicos, probablemente constituidos por barro. Estas son formas deposicionales correlativas a la erosión observada en el interior de la terraza.

En fase de recesión con ataque al acantilado

Los mega-cusps en el acantilado parecen parcialmente formados a partir del movimiento giroscópico del vórtice (Figs. 8 a 9a y 9b), pero el campo de los trenes de oleaje de gravedad ordinaria o de infra-gravedad que alcanzan la ensenada del cusp mayor indica que ellos también pueden haber sido responsables del proceso. Este hecho será discutido más adelante.

En fase de recesión con playa subaérea temporalmente expuesta (Fig. 10)

La playa expuesta a raíz de una fuerte recesión de la agitación tsunámica muestra dos categorías de formas: el cinturón de depósitos junto al acantilado, con algunos conos deltaicos (ya relatado más atrás como respuesta a la erosión interior de la terraza), y el conjunto de canales de resaca excavados en la playa. Este último parece consecuente al cinturón de depósitos como expresión de sus aguas de exceso.

Fase post tsunami: el litoral nueve meses después (Fig. 11)

Para septiembre del 2005 se observa el acantilado sin megacusps notorios, la playa con un ancho similar al que tenía antes del tsunami y una muy amplia zona de rompientes.

La falta de cusps en la pared del acantilado será comentada en la discusión.

La zona de rompientes (litoral cercano) parece representar bien el funcionamiento de dos trenes de olas que se entrecruzan: uno del SW y otro del W; es muy ancha, frecuentemente de 400 m o más; es compleja y difícil de defi-

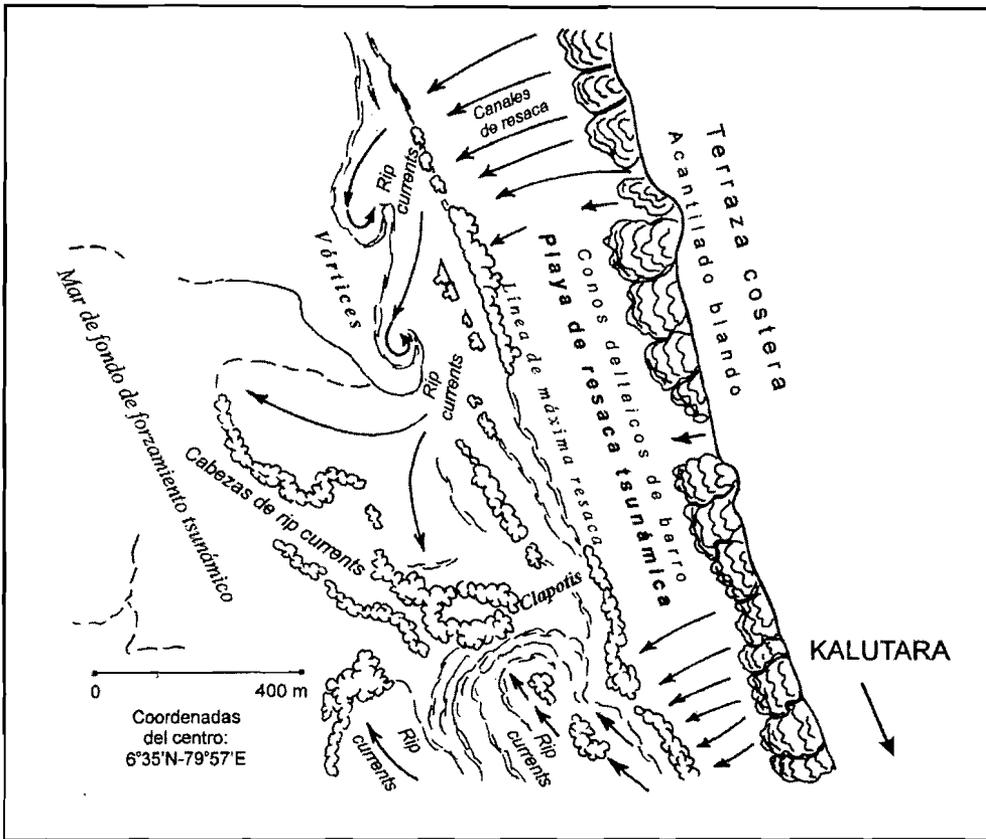


Fig. 10. Estado de playa recesional y litoral cercano post onda tsunamica principal (26.12.04).

Fig. 10. Recessional beach state and nearshore post principal tsunamic wave (12.26.04).

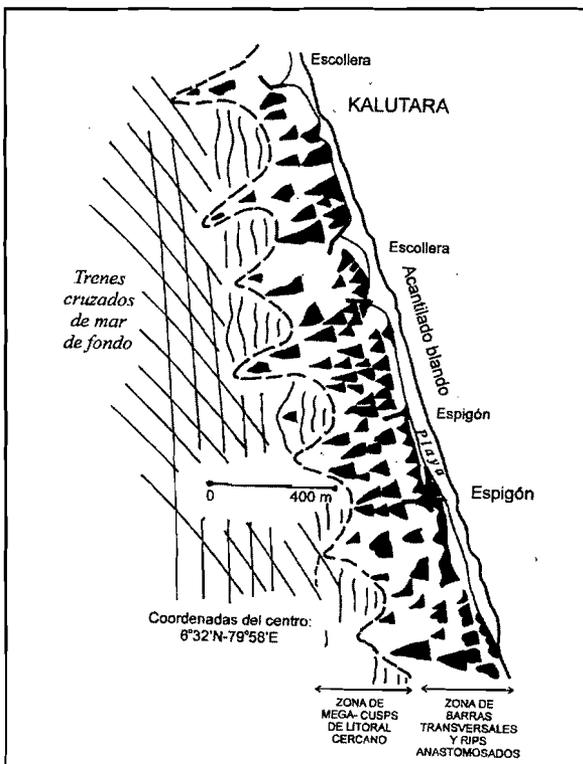


Fig. 11. Estado intermedio complejo de zona de rompiente 9 meses después del tsunami (sept. 2005).

Fig. 11. Complex intermediate surf zone state 9 months after the tsunami (sept. 2005).

nir según la clasificación usada en este trabajo. La localización de las rompientes y su forma cuspidada hacia el mar indican la existencia de múltiples barras a distintas distancias de la orilla (entre 3 y 6 distancias diferentes). El sistema sugiere múltiples combinaciones de barra y rip transversales, organizados en una especie de sistema anastomosado. No es un conjunto enteramente caótico. Se visualiza dos tipos de asociación entre distintas barras: uno longitudinal a la orilla y otro transversal. El longitudinal consiste en alineación de los bordes internos de las barras transversales, más notoria en los frentes cercanos a la orilla, donde se aprecia una leve presencia de playa y barra rítmicas. El transversal se expresa por la agrupación de las barras en conjuntos mayores cuspidados hacia el mar, como si fuera una gran barra cuspidada, separada de la próxima por una gran ensenada, cuyas puntas extremas recuerdan un mega-cusp. En este caso se propone la expresión mega-cusp de litoral cercano.

La continuidad de la playa aparece interrumpida por frecuentes espigones y algunas escolleras unidas a la costa. Debido al efecto de los trenes de olas del W, los espigones no se comportan como funcionales, por tener la playa una orientación aproximadamente transversal a estos trenes. Mayor tendencia a la acumulación se observa en el interior de las escolleras unidas a la costa, lo que tampoco parece indicar su funcionalidad.

DISCUSIÓN

Influencia de la exposición con respecto a la fuente y de la morfoestructura de la costa

A diferencia de Sumatra (campo cercano), el tsunami en la costa oeste de Sri Lanka debe considerarse de campo lejano. Análisis espectrales de T. Ivelskaya & G.V. Shevchenko relacionados con el tsunami de Chile en 1960 (Dra. Tatiana Ivelskaya, Russian Federation, comunicación personal), muestran diferencias de comportamiento frecuencial entre tsunamis de campo cercano y los de campo lejano. El espectro es bien diferente entre ambos y es

discutido teniendo en cuenta el balance entre los parámetros de fuente y los topográficos locales. Además hay que preguntarse sobre la influencia de olas precursoras (forerunners) en esta diferencia de comportamiento, dado el carácter dispersivo de la propagación a grandes distancias (Dr. Brian F. Atwater, U.S. Geol. Survey at University of Washington, Seattle, comunicación personal basada en NAKAMURA & WATANABE 1961). En relación con esto, Rabinovich & Thomson encontraron que los espectros de tsunami son similares para un mismo sitio, pero diferentes con respecto a otros, por lo que es importante considerar la función fuente (source function) para estas interpretaciones (Dr. Alexander Rabinovich, Russian Ac. of Sciences, comunicación personal). Así, el registro indicando tres picos principales de onda tsunámica para la costa SW de la India, sólo puede ser aplicado con reserva en el sector de Kalutara.

La focalización de ondas de tsunami refractadas operó sobre una costa relativamente homogénea en el sector de Kalutara. Pero las curvas de penetración y altura de las ondas para toda la costa sur-oeste (WIJETUNGE 2006) muestran que el decrecimiento de los valores (ver introducción) no es regular de S a N a través de unos 90 km. Las diferencias pueden deberse al desalineamiento de la línea de costa asociado a las ensenadas en zeta. En las concavidades proximales de éstas, debe haber habido mayor efecto de refracción local operando en la penetración y en el flujo de resaca, pero eso no está documentado claramente por las curvas, porque no es posible calzar sus valores con localidades muy específicas. En las partes más rectilíneas de las ensenadas, el sistema estuarial (concretamente Kalu Ganga), parece corresponder a un pico en la curva de penetración, pero no en la de altura. Es notorio que la flecha paralela a la línea de costa (Figs. 2 y 3), que delimita la laguna estuarial, haya quedado casi intacta después del tsunami - según imagen satelital inmediatamente post-tsunami - a pesar de la complicación de la agitación en los casos de entrantes. Recuérdese que aquí las flechas y barreras sustentan corales y beach-rock

(SWAN 1985). Estos rasgos, de alta consistencia, protegen a las formas asociadas; en las islas Maldivas no fueron esencialmente destruidos (KEATING et al. 2005); se puede decir que tendieron a cumplir el papel de seawall en litorales tropicales, impidiendo notorios retrocesos de la línea litoral.

Campo de agitación tsunámica vs. campo de agitación por olas de gravedad ordinaria y olas de infragravedad

Por parte de la agitación tsunámica de recesión, el mecanismo fundamental está asociado a las corrientes de retroceso. Su manifestación marina, observada desde el acantilado, indica que ellas deben haberse alimentado desde los flujos de resaca ubicados en la terraza, la cual debe haber actuado como zona de vaivén por un ancho indicado por el límite de penetración. Sucesivas resacas desde esta zona parecen haber influido en la presencia de diferentes pulsos de corrientes de retroceso (Figs. 9 a y b). Por su parte, el tipo de circulación por efecto de escollera es sólo local, pero muy importante en el ataque diferencial a la línea de costa. Se trata de una retroalimentación positiva del ataque al acantilado, mostrada por la una mayor tendencia a retroceso de éste. No es claro que el vórtice comprometido en esta operación se deba al efecto de Coriolis, debido a la interacción entre la agitación tsunámica y la debida a las olas de gravedad ordinaria o de infragravedad. Las Figs. 9a y 9b indican que debe haber territorialidad entre ambos tipos de agitación. La interfaz correspondiente se manifiesta en el límite de la zona de recesión tsunámica. En el caso de las corrientes de retroceso (rip-currents) está expresado por cabezas de rip-current y en el caso de presencia de escollera unida a la costa, expresado por las zonas de turbulencia espumosa a izquierda de la dirección del vórtice. El nivel de energía de las olas de gravedad ordinaria y de probable infragravedad parece controlar la posición de la interfaz.

El establecimiento de precisión sobre el campo de cada uno de los tipos de agitación mencionados puede ayudar a entender me-

por los análisis espectrales de los tsunamis. Observaciones de A. Rabinovich, F.E. Stephenson y D.G. Goring (Dr. Alexander B. Rabinovich, Russian Academy of Sciences, Shirshov Institute of Oceanology, Tsunami Laboratory, comunicación personal) indican que las olas de infragravedad pueden tener una influencia negativa en la interpretación de espectros de tsunami, relacionadas con ruidos e influencias resonantes. Ello complica la observación. Se comprende, entonces, que los mapas analíticos basados en observación de imágenes pueden ayudar a reducir las complicaciones, porque permiten mostrar la estructura espacio-temporal de la agitación, como complemento del análisis espectral.

Procesos morfogenéticos

Para poner las transformaciones geomorfológicas observadas en un contexto más general, es conveniente referirse a las observaciones de KEATING et al. (2005) en las Islas Maldivas. Ellas indican que la limpieza del litoral es común; cárcavas de erosión aparecen incididas en las playas susceptibles de ser recuperadas; se ve más erosión que deposición, la que se manifiesta en mantos de arena. Como ajuste, se observa que es probable que los procesos normales de playa borren las trazas de tsunami, de modo que pueden quedar pocos registros. Los registros de mayor altura también son difíciles de establecer, porque es posible que la turbulencia asociada haya borrado las líneas más altas. Sin embargo, un registro sedimentario significativo puede estar preservado en el litoral afuera.

Se deduce que el origen de los mega-cusps en el acantilado blando se debe a un mecanismo parecido al que los produce en playas intermedias de barra y rip transversal, relacionadas con olas de gravedad ordinaria y de infragravedad. Pero además de la diferencia de tamaño de los flujos, hay que destacar que en el caso tsunámico se combinan las acciones de olas gravedad ordinaria y infragravedad con la agitación tsunámica en vórtice. Este mecanismo, sin embargo, es específico para sectores en que hay obras de defensas costeras y escolleras portuarias.

Significado del estado del litoral nueve meses después: Estado de zona de rompiente pre y post tsunami

Evolución del acantilado

La ausencia de mega-cusps notorios en el acantilado indica su bajo grado de persistencia. Esto debe atribuirse a cambios espacio-temporales en el funcionamiento de la zona de vaivén (swash). Aplicando la clasificación de tipos de vaivén fundamentada por MASSELINK & PATTIARATCHI (1998), debido a un desorden en la agitación puede cambiarse a una operación de flujos convergentes en cuernos de cusps, pasando a barrido y a swash jet. Esto significa que el runup de vaivén (penetración) barre oblicuamente el acantilado, de modo que la resaca sigue arcos parabólicos, tendiendo a haber deriva litoral. En el estado de swash jet, en la ensenada, una fuerte resaca retarda la llegada del swash hasta que tiene suficiente cabeza para arrollar el flujo de resaca y embestir (rush up) la playa como un jet angosto. El swash runup es convergente en cuernos, en las inmediaciones de los que se forma la corriente de retroceso. Si por cambio de vectores de ataque se pasa al estado de barrido (sweeping), la saca del vaivén barre oblicuamente a través de las playas, la resaca sigue un arco parabólico y la deriva litoral es pronunciada. Esto puede borrar los rasgos de megacusps en el acantilado blando.

Estructura de la zona de rompientes

Debido a la abundante remoción de materiales en la terraza, el acantilado y la playa, es razonable pensar, como concluyen KEATING et al. (2005) para las Maldivas, que un registro sedimentario significativo post tsunami puede preservarse en el litoral afuera. Consecuentemente, una estructura de zona de rompientes con excesiva abundancia de barras como la heredada en Kalutara, sólo se explica por una sobrecarga de arena en el litoral cercano. Su persistencia en el lugar, al menos por una serie importante de meses, indica que se trata de una importante forma correlativa al las formas de erosión tsunámica.

CONCLUSIONES

Mapas analíticos de actividad tsunámica frente a los de riesgos

Dentro de las investigaciones para reconstruir los procesos descritos, experiencias en construcción de bases de datos, indican que los fundamentos de estos últimos residen más bien en los mapas de actividad tsunámica que en los de riesgos, comunmente hechos con un criterio diferente (Dr. Viacheslav Gusiakov, Russian Academy of Sciences, comunicación personal). A raíz de las experiencias adquiridas por los grupos de investigación post-tsunámica, se persigue la realización de mapas de procesos (Dr. Samuel Y. Johnson, USGS, Pacific Science Center, comunicación personal). Este punto de vista es el expresado en el mapa analítico de la Fig. 9b. Si se tienen estudios analíticos de procesos y formas, mostrados cartográficamente, pueden ser comparados con observaciones sobre paleotsunamis o tsunamis históricos. Registros de suelos enterrados y depósitos de arena indicadores de subsidencia tectónica e inundación por tsunami, como indicadores de movimientos predecesores, pueden documentar complementariamente lo indicado por los mapas. El establecimiento de estos registros con respecto al impacto del tsunami de 1960 en Chile (CISTERNAS et al. 2005), da una indicación del probable beneficio de estos complementos.

Influencia de los sistemas de control

Estos sistemas, tanto los espigones como las escolleras, solo parecen ser efectivos para orientaciones de playa específicas con respecto al oleaje ordinario o de infra-gravedad. En cambio, pueden hacer muy compleja y destructiva la agitación tsunámica generando estructuras en vórtice no comunes en otras zonas de ataque.

Secuencia morfogenética y proceso de ajuste

Las tres fases de una secuencia morfogenética

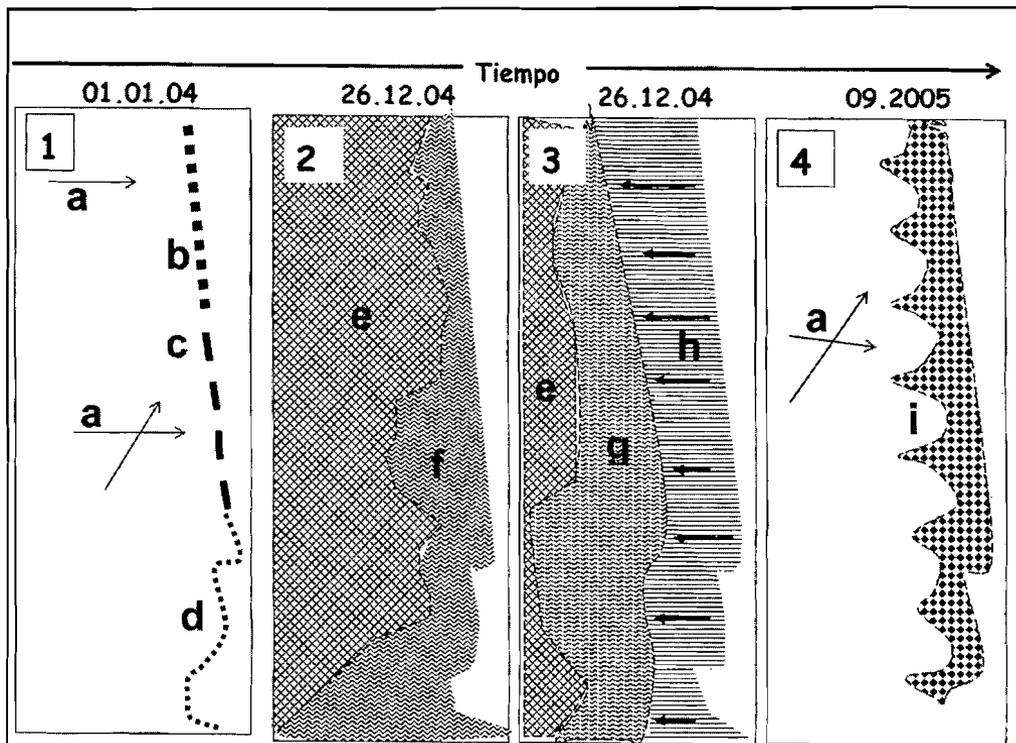


Fig. 12. Serie de instantáneas (principales momentos de operación encontrados durante 1 año y 9 meses). 1: Estado en oleaje de gravedad ordinaria: a = trenes de olas principales; b, c = zonas de rompientes intermedias; d = zona de rompiente reflectiva (efecto de ensenada normal, Figs. 4 y 5). 2: Agitación tsunámica de recesión (f) vs. oleaje de gravedad ordinaria e infragravedad (e) forzado por agitación tsunámica; ver Figs. 8 y 9a y b. 3: Estado de playa recesional en máxima resaca (h), agitación tsunámica (g) forzada por máxima resaca y mar de fondo de forzamiento tsunámico (e); ver Fig. 10. 4: Zona de rompiente intermedia con sobrecarga de sedimentos; a = mar de fondo; i = zona de rompiente intermedia compleja; ver Fig. 11.

Fig. 12. Series of snapshots (principal operational moments found during 1 year and 9 months). 1: State with waves of ordinary gravity: a = principal wave trains; b, c = intermediate surf zones; d = reflective surf zone (normal embayment effect, Figs. 4 and 5). 2: Tsunamic recessional surf zone (f) vs. ordinary gravity and infra-gravity waves forced by tsunamic surf (e); see Figs. 8 and 9a and b. 3: State of recessional beach in maximum backwash (h), tsunamic surf (g) forced by maximum backwash, and swell being forced by tsunamic surf (e); see Fig. 10. 4: Intermediate surf zone with sediment overcharge; a = swell; i = complex intermediate surf zone; see Fig 11.

pueden distinguirse a través de estos resultados. La fase de preparación, indicada por la conducta de ondas tsunámicas refractadas; la fase de ruptura de equilibrio, analizada directamente en el trabajo, y la fase de relajación. Esta última consiste en el ajuste hacia las condiciones de equilibrio pre-tsunami. Se ve que este ajuste, hasta septiembre de 2005, es aún incompleto, a juzgar por la estructura de la zona de rompiente. La Fig. 12 resume los principales momentos de la secuencia morfogenética, vista a través del comportamiento de los fluidos.

Enseñanzas para la costa chilena

La reconstitución del tsunami de 1960 en Chile dejó buenas enseñanzas sobre su comportamiento diferencial según las características locales de la línea de costa (SIEVERS 1961). Asimismo, ocurrió con su manifestación en el océano abierto, atendiendo a la importante influencia que pueden tener las olas precursoras (forerunners, NAKAMURA & WATANABE 1961), dada su alta energía al alcanzar la costa. Pero estas enseñanzas habrían sido mejores si entonces se hubiera tenido los instrumentos de observación actuales, como los que se ha empleado para el caso de Kalutara. El análisis de éste último, permite pensar que ahora es posible ensayar simulaciones, teniendo en cuenta el emplazamiento, orientación y la ausencia o presencia de reguladores antrópicos en la línea de costa.

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa su reconocimiento a los diferentes investigadores de Rusia y Estados Unidos citados en la introducción, por sus valiosas comunicaciones personales que esclarecieron el estado del asunto previo a la realización de este trabajo. Agradece también las observaciones de los evaluadores de éste, en especial al Dr. Brian F. Atwater, del U.S. Geol. Survey at University of Washington, por la cuidadosa revisión del manuscrito y las constructivas sugerencias para mejorarlo.

REFERENCIAS

- ALLEN, J.S., P.A. NEWBERGER & R.A. HOLMAN, 1996. Nonlinear shear instabilities of alongshore currents on plane beaches. *J. Fluid Mech.*, 310: 181-213.
- ARAYA-VERGARA, J.F., 1996. Sistema de interacción oleaje-playa frente a los ergs de Chanco y Arauco, Chile. *Gayana Oceanol.*, 4(2): 159-167.
- ARAYA-VERGARA, J.F., 2003. Morfogénesis de la ensenada en zeta y de la terraza estuarial asociada en Pichilemu: prototipo para Chile Central. *Invest. Geogr. Chile*, 37: 41-65.
- BRANDER, R.W., 1999. Field observations on the morphodynamic evolution of a low energy rip current system. *Mar. Geol.*, 157: 199-217.
- CISTERNAS, M., B.F. ATWATER, F. TORREJÓN, Y. SAWAI, G. MACHUCA, M. LAGOS & nine others co-authors, 2005. Precursors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature*, 437(15): 404-407.
- DAWSON, A.G., 1994. Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. *Geomorphology*, 10: 83-94.
- FINE, I.V., A.B. RABINOVICH & R.E. THOMSON, 2005. The dual source region for the 2004 Sumatra tsunami. *Geophys. Res. Letters*, 32(L16602): 10.1029-10.2005.
- GOWER, J., 2005. Jason 1 detects the Dec 26 2004 tsunami. www.sci.pac.dfo-mpo.gc.ca. Or: *Eos. Trans. AGU*, 86(4): 37-38.
- http, 2005a. Digital Globe: Quick Bird Images of Tsunami Sites. http://www.digitalglobe.com/tsunami_gallery.html
- http, 2005b. Tsunami-receding waters, Kalutara Beach, Sri Lanka. <http://homepage.mac.com/demark/tsunami/>
- KEATING, B.H., Ch. HELSLEY, Z. WAHEED & D.D. HOWES, 2005. Indian Ocean tsunami on the Maldives Islands: initial observations. *Sci. Tsunami Hazards*, 23(2): 19-70.
- KOWALIK, Z., W. KNIGHT, T. LOGAN & P. WHITMORE, 2005. Numerical modeling of the global tsunami. *Sci. Tsunami Hazards*, 23(1): 40-56.
- KULIKOV, E., 2005. Dispersión of the Su-

- matra tsunami waves in the Indian Ocean, detected by satellite altimetry. www.sci.pac.dfo-mpo.gc.ca.
- MASSELINK, G. & Ch.B. PATTIARATCHI, 1998. Morphological evolution of beach cusps and associated swash circulation patterns. *Mar. Geol.*, 146: 93-113.
- NAKAMURA, K. & H. WATANABE, 1961. Tsunami forerunners observed in case of the Chilean tsunami of 1960. In: Report on the Chilean tsunami of May 24, 1960, as observed along the coast of Japan. Maruzen Co. Ltd., pp. 82-99.
- NARAJAN, J.P., M.L. SHARMA & B.K. MAHESHWARI, 2005. Effect of Medu and coastal topography on the damage pattern during the recent Indian Ocean tsunami along the coast of Tamilnadu. *Sci. Tsunami Hazards*, 23(2): 9-18.
- RABINOVICH, A.B. & R.E. THOMSON, 2007. The december 2004 Sumatra tsunami: analysis of tide gauge data from the World Ocean Part 1: Indian Ocean and South Africa. *Pure. Appl. Geophys.*, 164: 261-308.
- RASHEED, K.A.A., V. KESAVA DAS, C. REVICHANDRAN, P.R. VIJAYAN & T.J. THOTTAM, 2006. Tsunami impacts on morphology of beaches along South Kerala coast, west coast of India. *Sci. Tsunami Hazards*, 24(1): 24-33.
- SHORT, A.D. & T. AAGAARD, 1993. Single and multibar beach change models. *J. Coastal Res.*, S.I., 15: 141-157.
- SIEVERS, H.A., 1961. El maremoto del 22 de mayo de 1960 en las costas de Chile. Dep. de Navegación e Hidrografía de la Armada. Pub. 3012, Valparaíso.
- SLINN, D.N., J.S. ALLEN & A. HOLMAN, 2000. Alongshore currents over variable beach topography. *J. Geophys. Res.*, 107(C7): 16971-16998.
- STEIN, S. & A. OKAL, 2005. Speed and size of the Sumatra earthquake. *Nature*, 434: 581-582.
- SWAN, B., 1985. Sri Lanka. In: Bird, E. C. F. & M.L. Schwartz (Eds.), *The World's Coastline*, Van Nostrand Reinhold Co., N. York, pp. 749-759.
- TITOV, V., A.B. RABINOVICH, H.O. MOFJELD, R.E. THOMSON & F.I. GONZÁLEZ, 2004. The global reach of the 26 december 2004 Sumatra tsunami. *Sci. Express Report*, www.sciencexpress.org.
- UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY, 2005. The december 26, 2004 Indian ocean tsunami: initial findings on tsunami sand deposits, damage and inundation in Sri Lanka. USGS, Western Coast & Marine Geology. [http://walrus-wr.usgs.gov](http://walrus.wr.usgs.gov).
- VERSTAPPEN, H.Th., 1987. Geomorphological studies on Sri Lanka, with special emphasis on the northwest coast. *ITC J.*, 1987-1: 1-17.
- WIJETUNGE, J.J., 2006. Tsunami on 26 december 2004: spatial distribution of tsunami height and the extent of inundation in Sri Lanka. *Sci. Tsunami Hazards*, 24(3): 225-239.