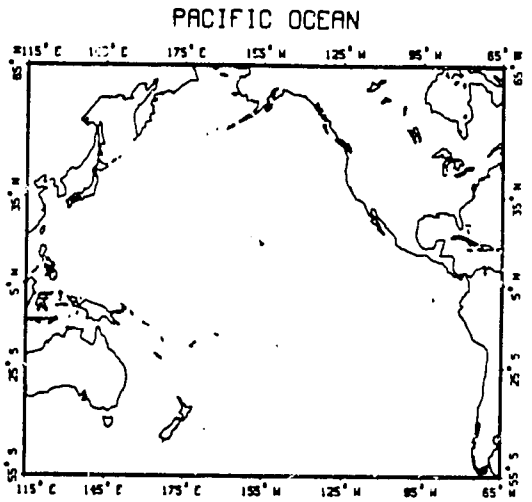
PN-AAT-509
41580

Preparacion de Modelos del Riesgo de Tsunamis: Estudios de Acumulacion e Inundacion



APPLIED
ENVIRONMENTAL
SCIENCES DIVISION

SCIENCE APPLICATIONS, INC.

PREPARACION DE MODELOS DEL RIESGO DE TSUNAMIS: ESTUDIOS DE ACUMULACION E INUNDACION

SAI-83/1236

Diciembre de 1983

Gerald T. Hebenstreit
y
Robert E. Whitaker

Applied Environmental Sciences Division

RESUMEN

El presente estudio demuestra el uso de un modelo numérico de acumulación e inundación de tsunamis para investigar la posible amenaza tsunamigénica que afrontan lugares costeros específicos en el Perú, Chile, las Filipinas y Papúa-Nueva Guinea. En estudios anteriores se ha demostrado que estas regiones pudieran verse gravemente amenazadas por los tsunamis generados por terremotos en la región de la fosa de Perú-Chile. En este estudio se simuló la propagación de las olas tsunamigénicas a las aguas costeras y (posiblemente) a tierra firme para demostrar la gravedad de la amenaza que presentan tsunamis procedentes de las distintas zonas.

Las simulaciones para cada zona costera se examinan individualmente y se formulan sugerencias para posibles medidas de mitigación utilizando para ello los resultados de la simulación. En la sección final se resumen las conclusiones para cada lugar. También se esbozan distintos usos posibles de esta técnica en cierto número de etapas de la planificación de las medidas destinadas a mitigar los efectos de los tsunamis. Se tratan además cuestiones relacionadas con la aplicación de esta técnica a los países amenazados.

Este estudio ha sido traducido al español. Se pueden obtener ejemplares solicitándolos a los autores y a la agencia financiadora.

RECONOCIMIENTOS

Este estudio fue realizado al amparo del contrato PDC-0009-C-00-2041-00 para la Oficina de Asistencia Estadounidense en Casos de Desastre ocurridos en el Exterior, Agencia para el Desarrollo Internacional. Agradecemos al personal de OFDA, especialmente al Dr. Martin Howell y al Sr. Paul Krumpe, el apoyo y aliento que nos proporcionaron en esta labor.

También debemos dar las gracias al Dr. Richard B. Lambert Jr., de SAI, por su valiosa ayuda en editar y revisar este informe, a la Sra. Amy Morris por su considerable asistencia técnica en la elaboración de las técnicas para presentación de nuestros resultados y a la Sra. Robin Wagner y su personal del Centro de Preparación de Textos por su trabajo profesional de mecanografía y preparación de nuestro documento.

Este informe fue traducido al español por Linguamundi International, de McLean, Virginia. Damos las gracias especialmente a Art Nowaskey y su oficina por su excelente labor.

Debido a que este informe se ha encuadernado utilizando un dispositivo plástico de sujeción por presion, puede desmontarse fácilmente (aunque esperamos que no accidentalmente). Hemos optado por este método de encuadernación para que los lectores interesados puedan copiar la totalidad o partes de este informe. No solo aprobamos dicha reproducción, sino que la fomentamos, en la esperanza de que aumente la utilidad de esta obra.

INDICE

Sección		Página
RESUMEN		i
RECONOCIMIENTOS		ii
1	INTRODUCCION	1-1
	1.1 Tsunamis	1-1
	1.2 Zonas que son fuentes de tsunamis en el Pacífico	1-2
	1.3 Sudamérica occidental como zona de origen	1-2
	1.4 Alcance de este estudio	1-4
	1.5 Estructura de este informe	1-6
2	MODELOS DE TSUNAMIS	2-1
	2.1 Técnicas de preparación de modelos	2-1
	2.2 Estudios anteriores	2-3
	2.3 Ecuaciones utilizadas en los modelos	2-4
	2.4 Límite y condiciones iniciales	2-7
	2.4.1 Límites tierra-mar	2-7
	2.4.2 Límites de mar abierto	2-9
	2.4.3 Canales empotrados	2-10
	2.4.4 Condiciones iniciales	2-10
	2.5 Algoritmo numérico	2-12
	2.6 Topografía del fondo marino	2-12
	2.7 Mecanismos determinantes	2-13
3	ANTECEDENTES SISMICOS	3-1
	3.1 Emplazamientos de terremotos	3-1
	3.2 Clase de falla	3-2
	3.3 Profundidad, ángulo de inmersión, zona de falla y desplazamiento	3-4
	3.4 Energía sísmica	3-7
	3.5 Efecto de la duración del movimiento de origen	3-9
	3.6 Patrón de desplazamiento	3-9
	3.7 Comparaciones	3-14
	3.8 Intensidades de los terremotos	3-14
4	RESULTADOS ANTERIORES	4-1
	4.1 Introducción	4-1
	4.2 Movimientos de origen	4-1
	4.2.1 Zona de origen A	4-1
	4.2.2 Zona de origen B	4-2
	4.2.3 Zona de origen C	4-3
	4.2.4 Zona de origen D	4-3
	4.2.5 Zona de origen E	4-3
	4.3 Riesgo potencial de tsunami	4-4
	4.3.1 Resultados de campo lejano	4-5
	4.3.2 Resultados de origen cercano	4-9
	4.4 Movimientos de origen (reexaminados)	4-10

INDICE (Continuación)

Sección		Página
5	RIESGO POTENCIAL DE TSUNAMIS EN LIMA, PERU	5-1
	5.1 Antecedentes	5-1
	5.2 Historia tsunamigénica	5-4
	5.3 Simulaciones del riesgo	5-4
	5.4 Interpretación de los resultados	5-8
6	RIESGO DE TSUNAMI EN ARICA, CHILE	6-1
	6.1 Ubicación	6-1
	6.2 Historia de tsunamis	6-3
	6.3 Simulaciones del riesgo	6-3
	6.4 Repercusiones	6-5
7	EL RIESGO DE TSUNAMIS EN LAS ISLAS FILIPINAS	7.1
	7.1 Introducción	7.1
	7.2 Historia de tsunami	7-3
	7.3 Simulaciones del riesgo en Legaspi	7-4
	7.4 Amenaza de tsunamis para Legaspi	7-11
	7.5 Simulaciones del riesgo en Davao	7-17
	7.6 Riesgo de tsunami para Davao	7-22
	7.7 Resumen	7-22
8	AMENAZA DE TSUNAMIS EN PAPUA-NUEVA GUINEA	8-1
	8.1 Antecedentes	8-1
	8.2 Amenaza de tsunami	8-4
9	CONCLUSIONES	
	9.1 Introducción	8-1
	9.2 Conclusiones específicas para el lugar estudiado	8-1
	9.2.1 Lima, Perú	8-1
	9.2.2 Arica, Chile	9-2
	9.2.3 Legaspi, Luzón, Filipinas	9-2
	9.2.4 Ciudad de Davao, Mindanao, Filipinas	9-2
	9.2.5 Lae, Paúa-Nueva Guinea	9-3
	9.3 Conclusiones generales	9-3
	9.3.1 Evaluación integral del riesgo	9-4
	9.3.2 Análisis de mitigación	9-4
	9.3.3 Sistemas de aviso en tiempo real	9-5
	9.3.4 Planificación de las respuestas en casos de desastre	9-7
	9.4 Transferencia de tecnología	9-9
REFERENCIAS		R-1

Sección 1
INTRODUCCION

1.1 TSUNAMIS

Tsunamis o maremotos son olas de gravedad muy largas producidas en las superficies de los océanos como resultado de desplazamientos repentinos de grandes volúmenes de agua. Aun cuando estas olas han sido producidas por desplazamientos de tierra (tanto submarinos como costeros) y por volcanes, la fuente predominante de los tsunamis es el desplazamiento rápido del fondo marino debido a seísmos submarinos que tienen un foco poco profundo. El desplazamiento de un volumen de agua de mar (de ordinario, desplazamiento vertical) mueve la superficie marina próxima al desplazamiento haciéndole perder el estado de semi-equilibrio conocido como nivel medio del mar (NMM). La acción de la gravedad y la fuerza ascensional al tratar de hacer volver la superficie a su estado de equilibrio produce una energía de ola que tiene la forma de tsunamis o maremotos que se propagan desde el punto de perturbación al océano circundante. Las olas tsunami se propagan con gran rapidez y pueden cruzar una cuenca del tamaño del Océano Pacífico en menos de un día.

En mar abierto, los tsunamis son relativamente insignificantes. Son lo suficientemente bajos (amplitudes no superiores a 1-2 m) y suficientemente largos (longitudes de cientos de kilómetros) para pasar desapercibidos, salvo si se utilizan instrumentos de gran precisión. Pero si, al entrar en aguas poco profundas, han mantenido una cantidad notable de energía, y si la zona costera tiene una topografía apropiada, pueden adquirir gran altura. Y las costas son las zonas, por supuesto, en las que pueden producir los mayores daños en términos de pérdidas de vidas humanas y propiedad.

Los tsunamis extremadamente destructivos no son muy frecuentes. Cada año varios terremotos producen olas que dejan registros medibles en los mareógrafos, pero solo en raras ocasiones se registran olas de gran magnitud. Desde 1946, en el Océano Pacífico, solo cinco tsunamis han producido una destrucción generalizada lejos de su fuente. Estos cinco ocasionaron unas 335 muertes y daños por cuantía de US$485M en los Estados Unidos solamente. Son más comunes los tsunamis localizados, en los que la intensa actividad de las olas solo ocurre cerca de la fuente. Pero la amenaza de eventos que afectan a toda una cuenca siempre se halla presente cuando ocurren fuertes seísmos submarinos.

1.2 ZONAS QUE SON FUENTES DE TSUNAMIS EN EL PACIFICO

La mayoría de los tsunamis parecen ser producidos por terremotos de falla, a poca profundidad, tales como los que están asociados con el desplazamiento de una placa tectónica bajo otra. Puesto que muchas de las zonas activas de desplazamiento del mundo están situadas en las márgenes de la cuenca del Pacífico, la mayoría de los tsunamis registrados hasta la fecha han ocurrido en el Océano Pacífico. La figura 1.1 presenta los lugares de los epicentros de terremotos tsunamigénicos en el Pacífico. Podemos ver que tienden a agruparse en varias regiones geográficas: Sudamérica y Centroamérica, Alaska y las Islas Aleutianas, Kamchatka y las Islas Kuriles, el Japón y el Pacífico Sudoccidental. La zona de origen del Pacífico Sudoccidental rara vez produce tsunamis que ocasionen efectos graves en toda la región del Pacífico. Pero los tsunamis generados en otras zonas presentan, en potencia, una amenaza para toda la cuenca del Pacífico.

1.3 SUDAMERICA OCCIDENTAL COMO ZONA DE ORIGEN

La costa occidental de Sudamérica es el lugar donde se encuentra la zona de desplazamiento de la Placa Nazca oceánica bajo la Placa Sudamericana continental. El resultado es una banda de seismicidad intensa que va a lo largo del continente, de forma aproximadamente pa-

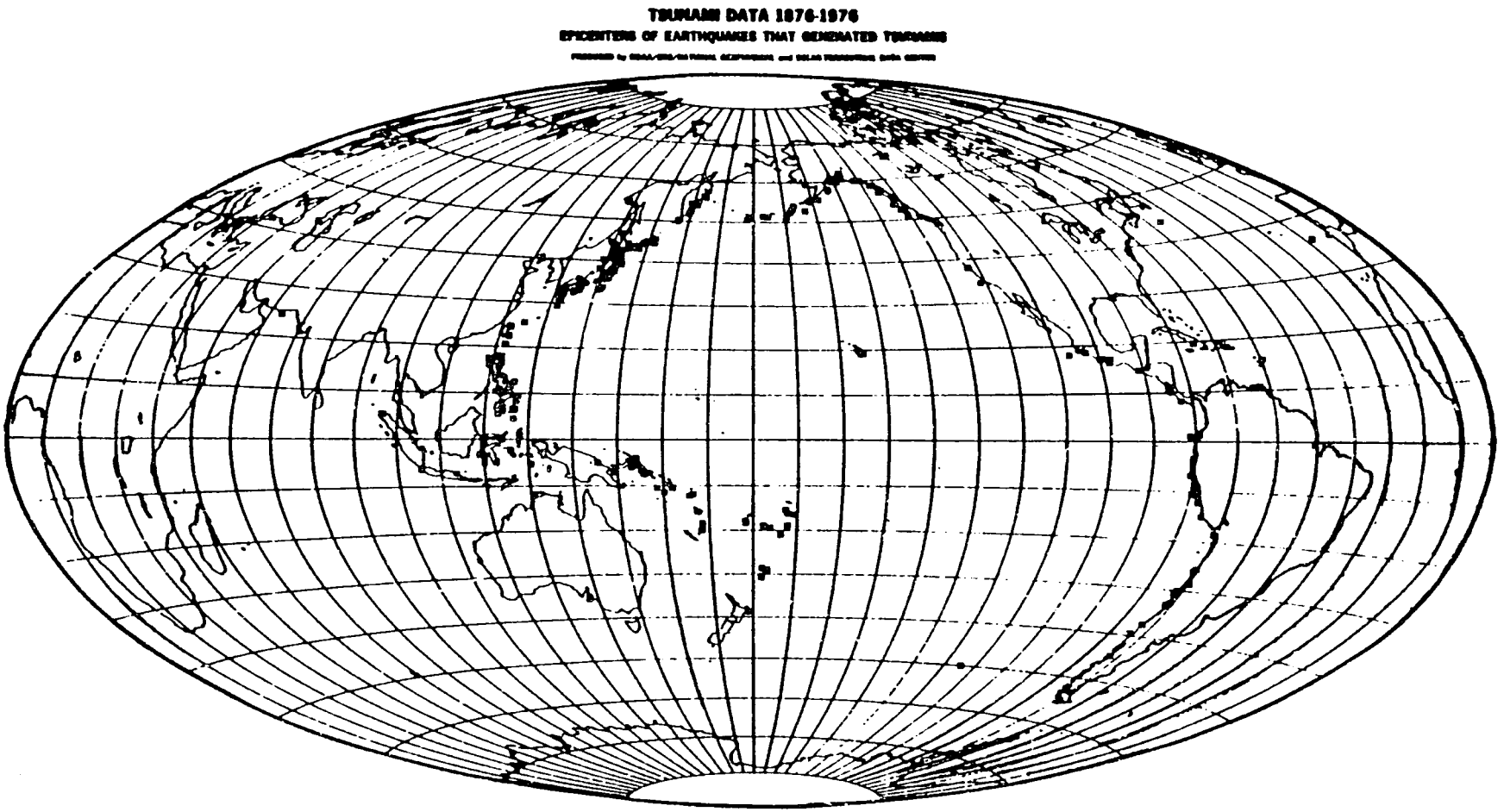


Figura 1.1 Emplazamientos mundiales de los epicentros de terremotos tsunamigénicos entre 1876 y 1976 (Por cortesía del World Data Center A for Solid-Earth Geophysics, Envinronmental Data and Information Service, NOAA, Boulder, Colorado).

ralela al eje de la Fosa de Perú-Chile. Tal como se ilustra en la figura 1.1, a lo largo de toda esta zona han ocurrido terremotos tsunamigénicos. Desde 1687, más de 25.000 personas han perdido la vida debido a los tsunamis originados en esta región. Uno de los terremotos tsunamigénicos más grandes al menos en estos dos últimos siglos, el terremoto del 22 de mayo de 1960, produjo un movimiento del suelo marino a lo largo de una porción de la costa chilena de una longitud de casi 1000 km y ocasionó un tsunami que produjo la muerte de unas 1000 personas en toda la cuenca del Pacífico. No solo se registraron en Chile --que está cerca de la zona de origen-- olas con una altura de hasta 10-20 m, sino que en la costa del Japón se registraron olas de hasta 4-6 m de altura.

Afortunadamente, estos acontecimientos no han ocurrido frecuentemente. Pero la continua seismicidad de la región, y su historia de seísmos grandes* frecuentes de la clase que han producido tsunamis, significa que esta región seguirá siendo una zona de origen posible de tsunamis destructivos.

1.4 ALCANCE DE ESTE ESTUDIO

Este estudio representa la cuarta etapa de un programa destinado a examinar la amenaza potencial que presentan para la comunidad de la costa del Pacífico los tsunamis originados en las aguas costeras frente al Perú y Chile. Hemos optado por concentrarnos en esta zona de origen, en vez de incluir otras regiones del Pacífico, por dos razones:

*En todo este documento, los términos extenso, importante y grande se aplican para describir seísmos. Un seísmo extenso o importante tiene una magnitud conforme a la escala Richter (véase la Sección 3) superior a 7,0. Un seísmo grande tiene una magnitud mayor a 7,8 y una longitud de ruptura de varios cientos de kilómetros como mínimo. Este uso lo describen Kelleher y colaboradores (1974).

- los tsunamis que se originan en esta zona tienden a poner en peligro una parte del Pacífico mayor que los tsunamis originados en otras zonas, y
- esta zona puede proporcionar un estudio autocontenido, así como constituir la base para estudios análogos de otras zonas de origen.

En la primera etapa examinamos la historia seísmica de la región de Perú-Chile y utilizamos la literatura disponible para identificar zonas específicas que presentan un potencial elevado como emplazamientos de fuertes fallas acostadas a poca profundidad, susceptibles de producir tsunamis. Luego empleamos técnicas numéricas actuales para examinar las clases de tsunamis que pudieran ser generados por terremotos en estas zonas. En la segunda etapa, seguimos la porción de las olas de superficie que salían de la zona de origen y cruzaban el Pacífico abierto. Logramos identificar zonas costeras alejadas de la zona de origen que parecían estar amenazadas por concentraciones importantes de energía de las olas. En la tercera etapa, realizamos análisis análogos de las olas que se propagaban en uno y otro sentido a lo largo de la costa sudamericana en la vecindad de la zona de origen.

En esta cuarta etapa, hemos limitado nuestro campo de concentración a fin de examinar el riesgo específico para las zonas identificadas como zonas de alto riesgo en etapas anteriores. Nuestro fin es examinar, con la mayor minuciosidad posible, la crecida e inundación que pudieran amenazar a estas zonas. Sin embargo, hemos de subrayar que nuestros resultados no son pronósticos. Los terremotos y tsunamis pudieran ocurrir, pero no tenemos forma de saber si ocurrirán o no exactamente de la forma que hemos simulado. Para producir las simulaciones, hemos tenido que adoptar una serie de hipótesis acerca de los emplazamientos de origen, las intensidades de los seísmos, los mecanismos focales, etc. Todas las hipótesis han sido de por sí razonables, pero la probabilidad de que un terremoto satisfaga todas nuestras hipótesis, y por tanto que confirme exactamente nuestras soluciones, es reducida.

Este estudio no tiene por meta vaticinar el futuro, sino, más bien, evaluar la amenaza potencial existente. Esperamos que estas simulaciones ayuden a los científicos y funcionarios encargados de las preparaciones para casos de desastres a planificar las respuestas a tales riesgos.

1.5 ESTRUCTURA DEL INFORME

El objetivo de este informe es resumir brevemente los resultados de estudios previos y describir los resultados de los experimentos de crecida en las costas. Las secciones del informe pudieran describirse de la siguiente manera:

- Sección 2 - descripción de las técnicas de preparación de modelos utilizadas en esta etapa del estudio.
- Sección 3 - resumen de los pasos dados en la definición de los movimientos de origen.
- Sección 4 - breve descripción de cada zona de origen de tsunamis y los tsunamis que produjeron.
- Sección 5-8 - descripción de los resultados obtenidos en cada una de las cinco zonas de gran amenaza seleccionadas para estudio.
- Sección 9 - conclusiones y recomendaciones.

Sección 2

MODELOS DE TSUNAMIS

2.1 TECNICAS DE PREPARACION DE MODELOS

Un tsunami no es un fenómeno aislado y simple. Una simulación minuciosa de la compleja interrelación de fuerzas que configuran el tsunami, desde su influjo inicial de energía hasta su disipación última en las márgenes de una cuenca, está fuera del alcance de cualquier técnica individual de preparación de modelos disponible en la actualidad. Sin embargo, cuando se divide en varias partes, el problema de los tsunamis puede abordarse tratando cada parte por separado. Un examen de las publicaciones sobre los tsunamis pone de manifiesto que el proceso de los tsunamis puede descomponerse de forma general en cuatro etapas:

- Generación--incluye el desplazamiento seísmico que ocasiona las olas, el ajuste inicial de la superficie del mar al desplazamiento y las etapas iniciales de las olas que salen de la zona de origen y comienzan a adoptar forma de un campo totalmente desarrollado.

- Propagación--abarca el período en el que el tren de olas desarrollado cruza el océano profundo, interactuando con el fondo oceánico cambiante y respondiendo a la fuerza de Coriolis. Esta etapa termina cuando las olas encuentran por vez primera pendientes continentales ascendentes.

- Interacciones costeras--incluye el paso de las olas a la plataforma continental (y su amplificación por ella) y hacia la costa hasta el borde del agua, bien sean playas, acantilados o puertos.

- Terminación--ésta es la etapa en la que el tsunami cruza el límite océano/tierra (u océano/río) y ocasiona posiblemente grave inundación y daños estructurales.

Algunos estudios de modelos tratan solamente de una etapa del proceso tsunamigénico, tales como la generación (por ejemplo, Momoi, 1964; Tuck & Hwang, 1972; Yamashita & Sato, 1974) o la terminación (Heitner & Hausner, 1970; Houston & Butler, 1979). Estos estudios son de ordinario bastante complejos y adoptan pocas hipótesis simplificadoras acerca de los procesos físicos que entran en juego. Muchos otros estudios examinan dos o tres etapas, de ordinario la generación y la propagación. Los estudios analíticos (por ejemplo, Kajiura, 1963 y 1970; Ben-Menahem & Rosenman, 1972; y Hammack, 1973), que buscan soluciones exactas o asintóticas para los sistemas de ecuaciones empleados, entrañan normalmente cierto número de hipótesis simplificadoras acerca del ambiente oceánico; la hipótesis más común es una profundidad océanica uniforme. Los modelos numéricos (por ejemplo, Houston y colaboradores, 1975; García, 1976; y Brandsma y colaboradores, 1979), que tratan de obtener soluciones aproximadas a las ecuaciones utilizadas, entrañan de ordinario representaciones reales del ambiente oceánico, aunque simplificaciones de los procesos físicos; la simplificación más común consiste en ignorar los efectos no lineales de las olas.

En la práctica, rara vez se han utilizado modelos analíticos en las aplicaciones: por ejemplo, para pronosticar alturas de ola en lugares específicos, tiempos de recorrido, etc. Debido a la complejidad de las ecuaciones utilizadas en esos modelos, las soluciones de esta índole solo pueden obtenerse en situaciones simplificadas y, con frecuencia que no responden a la realidad. Así, pues, en vista de que el presente proyecto tiene por finalidad realizar evaluaciones del riesgo sobre la base de eventos sísmicos que respondan a la realidad, optamos por utilizar un enfoque de modelo numérico apropiado. Al hacerlo, perdemos alguna "sofisticación" en las técnicas utilizadas para la preparación de los modelos de los procesos físicos, pero estudios análogos de esta clase (véase la sección siguiente) han demostrado que el enfoque seleccionado es bastante satisfactorio para estudios generales de evaluación de la amenaza.

2.2 ESTUDIOS ANTERIORES

El empleo de modelos numéricos para simular la generación de tsunamis y su propagación a partir de la zona de origen no es una idea nueva. García (1976) utilizó un modelo análogo al empleado en este trabajo para examinar la variación en los patrones de radiación de los tsunamis generados por una clase específica de movimiento del fondo a medida que el emplazamiento de origen se trasladó a lugares diferentes en la Fosa de Perú-Chile. Brandsma y colaboradores (1977) presentaron datos sobre un estudio análogo para evaluar la amenaza potencial para la costa del Pacífico de los Estados Unidos debido, nuevamente, a una sola clase de movimiento del fondo a medida que el lugar de origen se trasladó a lugares diferentes alrededor de las márgenes del Pacífico. En ambos de estos estudios, el movimiento de origen se utilizó, al menos parcialmente, siguiendo el patrón del régimen hipotético del terremoto chileno de 1960, aunque no se especificó claramente la naturaleza exacta del movimiento de origen de García. El movimiento de origen utilizado por Brandsma y colaboradores constituyó un terremoto varias veces más potente que el evento chileno. Ambos de estos estudios representaron estudios "de la peor situación" de la clase empleada al adoptar decisiones de ingeniería para fines de zonificación, construcción de centrales de producción de energía, diseño de puertos, etc. Además, se ocupan principalmente de la amenaza para la costa del Pacífico de los Estados Unidos.

El fin de este estudio de la evaluación del riesgo de los tsunamis consiste en complementar el enfoque de la peor situación posible con un examen de la amenaza que presentan los eventos más probables. Esto concuerda con la misión de la AID de asistencia en casos de desastres. Esta serie de estudios no tiene por finalidad ayudar a los ingenieros a formular normas para la construcción de espigones, muelles, etc. Más bien, su meta es la de ayudar a las autoridades civiles a evaluar las clases de riesgos que son susceptibles de ocurrir y ayudarles a planificar la mitigación de los efectos antes de que ocurra el evento y las medidas de emergencia durante el evento y después del mismo.

2.3 ECUACIONES UTILIZADAS EN LOS MODELOS

Los tsunamis son olas largas. Esto significa que una longitud de onda de superficie típica (λ) es mucho más larga que la profundidad (h) del agua en la que se propaga. Esto nos permite utilizar una serie de ecuaciones clásicas para simular el comportamiento de los tsunamis en el océano. La forma exacta de las ecuaciones depende de las hipótesis que estemos dispuestos a adoptar en nuestras simulaciones. Por ejemplo, tal como demostró Peregrine (1972), las ecuaciones de ola larga pueden adoptar cierto número de formas, que oscilan entre pronunciadamente no lineales y lineales. El modelo que hemos seleccionado para este estudio, SURGE II (Reid y colaboradores, 1977), es un modelo débilmente no lineal concebido originalmente para simular inundación debida a olas ciclónicas inducidas por huracanes. Al aplicar este modelo, suponemos que:

- el océano es un fluido homogéneo, no sujeto a compresión,
- la advección horizontal de inercia tiene un efecto insignificante sobre el flujo,
- las fuerzas debidas a la rotación de la Tierra (fuerzas de Coriolis) son insignificantes,* y
- las fuerzas debidas a aceleraciones verticales en la columna de agua pueden ignorarse.

Las ecuaciones del movimiento y la continuidad pueden expresarse de la siguiente manera:

---

*Esta hipótesis sólo es válida a través de las escalas cronológicas cortas de las simulaciones del modelo.

$$\partial_t U + gh\partial_x \eta + \tau_b^x = 0, \qquad (2.1)$$

$$\partial_t V + gh\partial_y \eta + \tau_b^y = 0, \qquad (2.2)$$

$$\partial_t (D+\eta) + \partial_x U + \partial_y V = 0, \qquad (2.3)$$

donde

t = tiempo

U,V = componentes verticalmente integrados de la anchura de transporte por unidad (v.g.: $U = \int u dz$, $V = \int v dz$) en las direcciones x e y,

g = aceleración local debida a la gravedad,

h = profundidad del agua en la posición (x,y) y tiempo t,

D = elevación del lecho marino a (x,y) en relación con el NMM (D es ascendente),

η = la elevación de la superficie libre en relación con los datos del nivel medio del mar (NMM) y

τ_b^x, τ_b^y = componentes de tensión de fricción del fondo en las direcciones x e y.

Los términos de la tensión del fondo se calculan de la siguiente manera:

$$\tau_b^x = kqUh^{-2} \qquad (2.4a)$$

$$\tau_b^y = kqVh^{-2}. \qquad (2.4b)$$

Donde k es un coeficiente de resistencia del fondo sin dimensión del orden de 10^{-3} a 10^{-2} y $q(=(U^2+V^2)^{1/2})$ es la magnitud de la anchura de transporte por unidad.

Adviértase que en (2.3) aparece un término que ilustra el tiempo-índice-de-cambio de D. En general, D solo es una función de x e y, y no de t. En la mayoría de los casos esto será cierto, ya que los tsunamis habrán sido producidos a cierta distancia de la región del modelo y entrarán a través del límite hacia el mar. En estos casos, $\partial_t D = 0$. Sin embargo, si el terremoto ocurre dentro de la región del modelo, entonces el fondo marino experimenta un cierto desplazamiento vertical por un breve período de tiempo, durante el que $\partial_t D \neq 0$. La diferencia entre los dos casos se ilustra esquemáticamente en la figura 2.1.

2.4 LIMITE Y CONDICIONES INICIALES

2.4.1 Límites tierra-mar

Las ecuaciones que constituyen la base para el modelo SURGE II, es decir, (2.1) - (2.4), no difieren mucho de las de otros modelos que se han utilizado para representar tsunamis. Una diferencia* en el juego de ecuaciones está en la adición de términos de fricción del fondo. La diferencia fundamental, y la razón para seleccionar SURGE II para este estudio, es la forma en que se trata el límite tierra-mar.

SURGE II se formuló específicamente de forma que simulara la propagación de las olas a la costa y la inundación y recesión resultantes. Así, pues, el código evalúa cada punto del límite tierra-mar en cada paso cronológico para determinar cuál de las tres condiciones límite deberían aplicarse. Estas se ilustran en la figura 2.2. Adviértase que la topografía del fondo se ilustra de forma escalonada, en vez de como variación regular. Esto se debe a que el fondo se representa como una rejilla discreta y se considera que la elevación es constante a través de cada recuadro de la rejilla.

*Adviértase que estamos analizando solo las ecuaciones del modelo. Cada modelo utiliza una técnica diferente para obtener soluciones numéricas a las ecuaciones. Trasciende del alcance de este informe analizar los méritos de las distintas técnicas. Reid y colaboradores (1977) describen la técnica numérica utilizada en SURGE II.

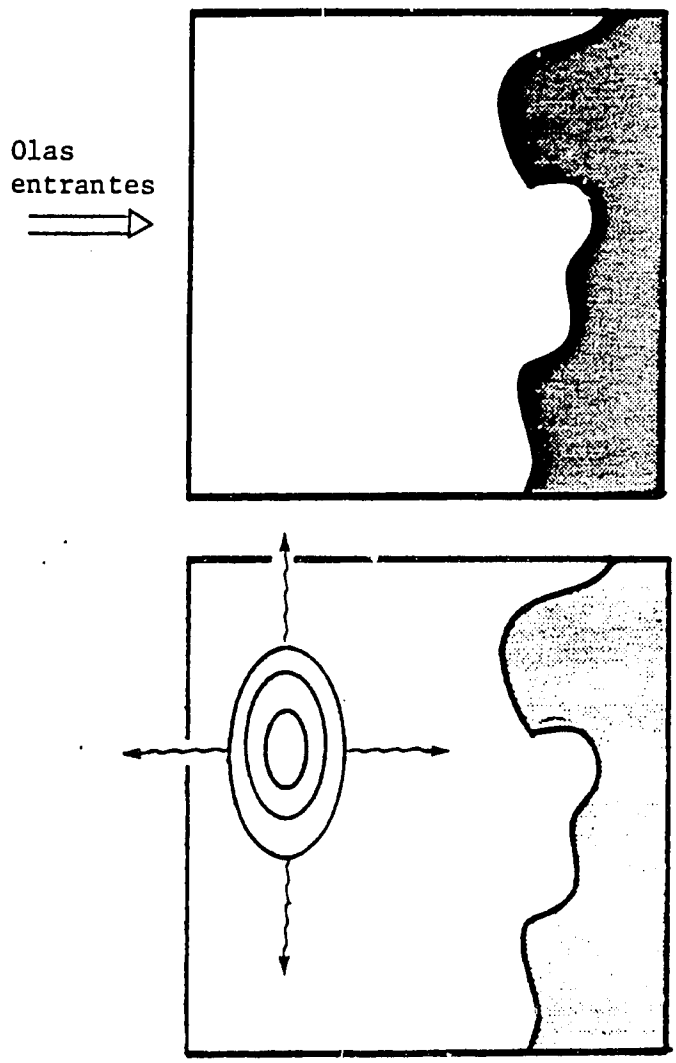


Figura 2.1 Representación esquemática de los casos representados por los modelos. En la figura superior, la fuente de tsunamis yace fuera de la región del modelo y las olas entrantes están impuestas sobre el sistema a lo largo de sus límites exteriores. En la figura inferior, la fuente de tsunamis yace dentro de la región del modelo y la energía irradia en todas las direcciones.

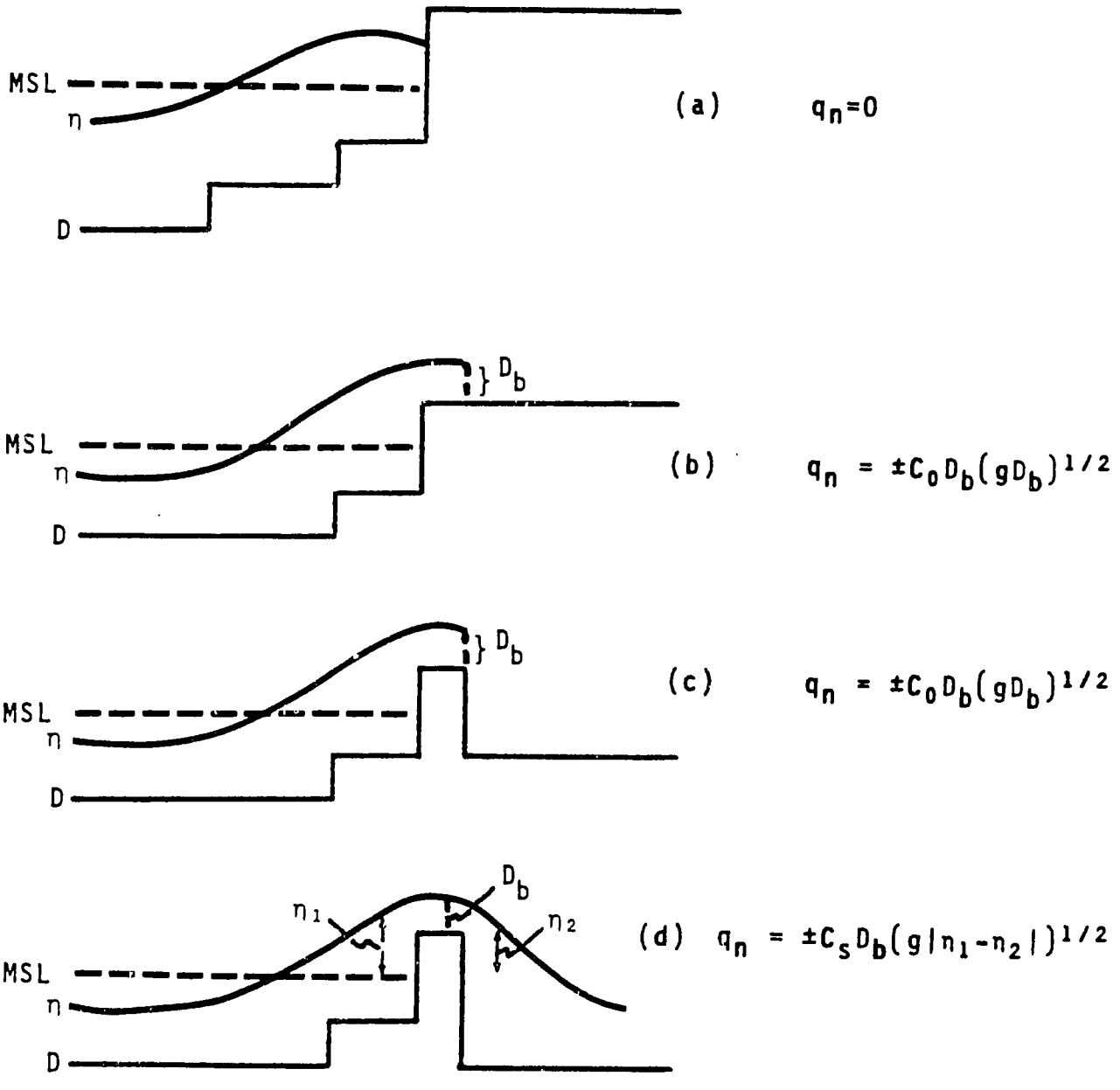


Figura 2.2 Representaciones esquemáticas de las situaciones abarcadas por las condiciones del límite tierra-mar en SURGE II. La naturaleza "escalonada" de la topografía (tanto del mar como de tierra) puede verse en la figura. A la derecha de cada caso puede verse la ecuación de límite apropiada.

- Si en el paso cronológico n-1 la elevación del agua, η, es inferior a la elevación del límite de tierra sobre el NMM (figura 2.2a), entonces el componente del transporte normal al límite q_n, ha de satisfacer la condición de que

$$q_n = 0 \qquad (2.5a)$$

- Si, por el contrario, la elevación del agua es superior a la elevación de la tierra adyacente, antes seca (figura 2.2b), entonces el transporte normal lo expresa

$$q_n = \pm C_o D_b (qD_b)^{1/2}, \qquad (2.5b)$$

donde D_b es la altura de la superficie del agua sobre tierra y C_o es un coeficiente de sobreflujo apropiado (generalmente $\leq 0{,}5$, según la barrera). Esta condición también se aplica a la situación en la que el nivel del agua en un lado de la barrera supera la altura de la barrera (figura 2.2c).

- Finalmente, si los niveles del agua a ambos lados de una barrera superan la altura de la barrera (figura 2.2d), entonces

$$q_n = \pm C_s D_b (q|\eta_1 - \eta_2|)^{1/2}, \qquad (2.5c)$$

donde C_s es un coeficiente de descarga apropiado para la barrera sumergida (de ordinario $\leq 2^{1/2}$).

Tanto en (2.5b) como en (2.5c), la selección del signo es tal que el flujo se dirige de la elevación de agua superior a la inferior.

2.4.2 Límites de mar abierto

La otra situación que ha de tratarse es el paso de la energía de las olas a través de límites de mar abierto del modelo. SURGE II emplea la condición de "radiación" clásica en la forma de:

$$\eta = \eta_F + q_n(gD)^{-1/2}, \qquad (2.6)$$

donde η_F es la altura de la ola de empuje (si la hubiere) en el límite y η, q_n, y D son valores todos ellos evaluados en el límite. En este caso, el transporte hacia afuera de la rejilla (independientemente de la orientación del límite a los ejex x-y) lleva a un valor positivo de q_n. Esta condición permite a la mayor parte de la energía de las olas que salen del sistema pasar a través del límite con una reflexión mínima.

2.4.3 Canales empotrados

SURGE II también toma en cuenta la presencia de canales, tales como ríos y arroyos grandes que llevan agua de escorrentía al cuerpo de agua principal, aun cuando su anchura sea demasiado pequeña para resolverla utilizando el rejilla del modelo. Esta disposición permite simular la propagación de un tsunami hasta un río (como ocurrió en el río Wailuku en Hilo, Hawai, durante el tsunami del 1° de abril de 1946) y la inundación posible a lo largo de las márgenes del río muy apartadas de la línea costera.

La teoría en la que se basa el tratamiento de los canales empotrados es bastante compleja y la describen minuciosamente Reid y colaboradores (1977).

2.4.4 Condiciones iniciales

Para reducir la complejidad del problema en estudio, suponemos que antes de la imposición del tsunami (bien como ola que entra en el sistema o como desplazamiento repentino del fondo), la región del modelo está totalmente en reposo. Es decir, U, V y η son cero en todos los lugares.

2.5 ALGORITMO NUMERICO

En vez de resolver (2.1) - (2.3) analíticamente, resolvemos analógicos de diferencia finita apropiados en una computadora numérica. La región del modelo se especifica como una rejilla cartesiana uniformemente espaciada, con los puntos reticulares espaciados a una distancia de Δs entre sí. Los valores se calculan a través de intervalos cronológicos a Δt entre sí.

La figura 2.3 presenta una porción de la rejilla del modelo. El valor η para el bloque i,j es el valor representativo del bloque y está emplazado en su centro $(x=(i-1/2)\Delta s, y=(j-1/2)\Delta s)$. Los valores de D también están emplazados en estos mismos puntos. Los valores de U y V, por el contrario, están definidos en los bordes del bloque. Así, pues, se dice que las variables de interés están escalonadas en espacio.

De forma análoga, las variables también están escolanadas en el tiempo. Los valores de η se calculan a un nivel de tiempo íntegro, $n\Delta t$; los valores de U y V se calculan a niveles de tiempo de medio íntegro, $(n+1/2)\Delta t$.

Los pormenores del código de diferencia finita son bastante extensos y pueden verse en Reid y colaboradores (1977). El plan numérico es totalmente explícito. Es numéricamene estable siempre y cuando Δt y Δs satisfagan la relación

$$\Delta t < \Delta s(2gh_{max})^{-1/2}, \qquad (2.7)$$

donde h_{max} es la profundidad máxima del agua prevista durante la simulación.

2.6 TOPOGRAFIA DEL FONDO MARINO

La especificación de la elevación del fondo marino y la topografía terrestre también son factores importantes en la eficaz aplicación del

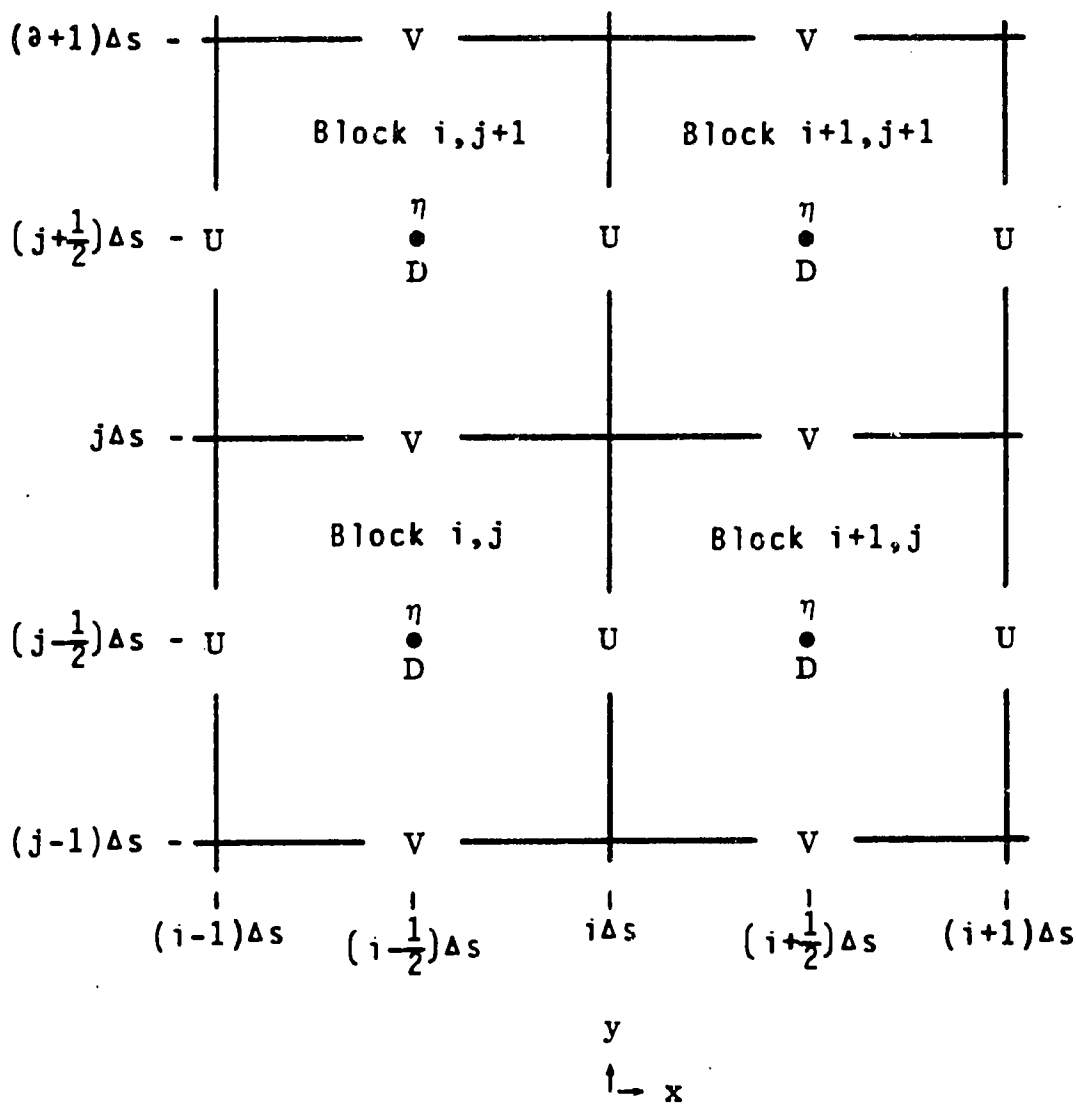


Figura 2.3 Ejemplo de bloques de rejilla que presentan la disposición escalonada de las variables U, V y η . η se calcula en el tiempo $n\Delta t$, U y V se calculan en el tiempo $(n + \frac{1}{2})\,\Delta t$.

modelo SURGE II. Desafortunadamente, no existe ninguna fuente de información confiable. Nos hemos visto obligados a utilizar varias fuentes diferentes y a realizar nuestra propia síntesis de los distintos datos.

Para constituir una topografía submarina razonablemente exacta, hemos combinado los cuadros producidos por Mammerickx y colaboradores (1974) con los cuadros obtenidos de la Oficina Oceanográfica Naval de los EE.UU. (NAVOCEANO) y la Agencia Topográfica de la Defensa (DMA). El juego de datos SYNBAPS (Van Wyckhouse, 1973) resultó bastante útil para las regiones del Pacífico Norte.

La información sobre elevación terrestre es, en muchos respectos, más difícil de obtener que la información sobre topografía submarina. Esto ocurre en especial para las zonas costeras del Perú y Chile, donde los levantamientos amplios o bien no existen o son sumamente difíciles de obtener. Hemos tenido que depender de los datos de DMA y de los Cuadros Aeronáuticos Mundiales obtenidos de la Oficina Nacional de Levantamiento Oceánico (NOS).

La topografía (tierra y mar) utilizada en las zonas del estudio se describirá a medida que se analiza cada caso.

2.7 MECANISMOS DETERMINANTES

Anteriormente se indicó que los tsunamis o bien son impuestos sobre los límites exteriores de la rejilla del modelo (para fuentes muy apartadas) o son generados dentro de la rejilla. Las distintas fuentes se tratarán minuciosamente en la sección 4. En la sección 3, que sigue a continuación, se presentan, en forma resumida, los pasos lógicos utilizados para llegar a los eventos sísmicos específicos del modelo.

Sección 3

ANTECEDENTES SISMICOS*

3.1 EMPLAZAMIENTOS DE TERREMOTOS

En general, los tsunamis son ocasionados por terremotos. Para simular la evolución de un tsunami desde su generación hasta su disipación última en las zonas costeras, pasando por su propagación, hemos de comenzar con el terremoto.

Ya hemos establecido que estamos interesados en los terremotos productores de tsunamis (o tsunamigénicos) de la Fosa de Perú-Chile. Esta fosa yace frente a la plataforma continental de Sudamérica occidental entre 5°S y 45°S y se extiende por una longitud de más de 4.000 km. Nuestra primera tarea consiste en determinar alguna forma de decidir dónde son susceptibles de producirse terremotos extensos en esta zona muy amplia. Afortunadamente, podemos utilizar tendencias razonablemente bien establecidas en la historia de los terremotos de la región para identificar emplazamientos de elevado potencial sísmico. Estos lugares se denominan hiatos sísmicos.

Un hiato sísmico se define como "cualquier región a lo largo de un límite de placa activa que no haya experimentado un terremoto extenso de desplazamiento con falla acostada o desplazamiento horizontal durante más de 30 años (McCann y colaboradores, 1978)". A medida que chocan dos placas tectónicas, la tensión tiende a aumentar a lo largo de la zona de interfaz. Si no ocurre un escape de tensión a lo largo de un período de tiempo prolongado, mediante mecanismos sísmicos o asísmicos, la tensión puede acumularse hasta el punto en que ocurre un terremoto extenso para dar salida a la tensión. La ausencia de eventos sísmicos extensos (hiato sísmico) puede denotar una concentración de tensión a largo plazo. Kelleher (1972) declaró que una historia de terremotos importantes a poca profundidad aumenta las posibilidades de que una región sea un

---

*El material en esta sección resume los resultados declarados en dos informes sobre proyectos previos (Hebenstreit, 1981 a,b).

hiato sísmico. La hipótesis fundamental es la de que una zona que ha experimentado terremotos extensos como medio de dar salida a la tensión es susceptible de hacerlo nuevamente.

McCann y colaboradores (1978) examinaron los límites de las placas tectónicas del mundo para tratar de encontrar pruebas de la existencia de hiatos sísmicos. Sus resultados demostraron que una serie de secciones de la fosa de Perú-Chile satisfacen sus criterios para un hiato sísmico con potencial de moderado a elevado de experimentar terremotos extensos, quizás tsunamigénicos, en las próximas décadas. Estas regiones se identifican por los códigos B, C y D en el cuadro 3-1. La región a la que se da el código A es un hiato sísmico que, según McCann y colaboradores, fue "cerrado" por un terremoto de magnitud 7,6 cerca de Lima, Perú, en 1974. Sin embargo, existen algunas pruebas (B. Brady, Dependencia de Minas de los EE.UU., comunicación personal) que indican que el hiato sigue abierto, y, por tanto, se incluye para completar la lista.

La fuente con el código E comprende la zona abarcada por un pronóstico reciente de un terremoto masivo que abarcó una porción grande de la fosa (Brady, 1981, manuscritos inéditos). Aunque el pronóstico específico resultó incorrecto, esta fuente debería seguir considerándose como el ejemplo más severo de amenaza de tsunamis, y se trata como tal en el presente estudio.

La figura 3.1 ilustra las zonas dentro de las cuales están emplazadas fuentes hipotéticas de tsunamis.

3.2 CLASE DE FALLA

El paso siguiente, una vez se ha determinado el emplazamiento de posibles terremotos, consiste en especificar la naturaleza de los movimientos de falla y sus efectos sobre el suelo marino. Puede utilizarse un conocimiento general de los terremotos tsunamigénicos para especificar algunas características que serán comunes a todas las fuentes de tsunamis en este estudio.

Cuadro 3-1

Emplazamientos posibles para la generación de tsunamis

Emplazamiento	Código de zona	Latitudes	Potencial sísmico	Origen
Perú Central	A	8° - 12°S	Elevado	Brady
Sur del Perú-Norte del Perú	B	16° - 24°S	Elevado	McCann y col. (1978)
Copiapo, Chile	C	25° - 26°S	Moderado	"
Valparaíso, Chile	D	33° - 35°S	Moderado	"
Lima, Perú	E	12° - 28°S	Elevado	Brady

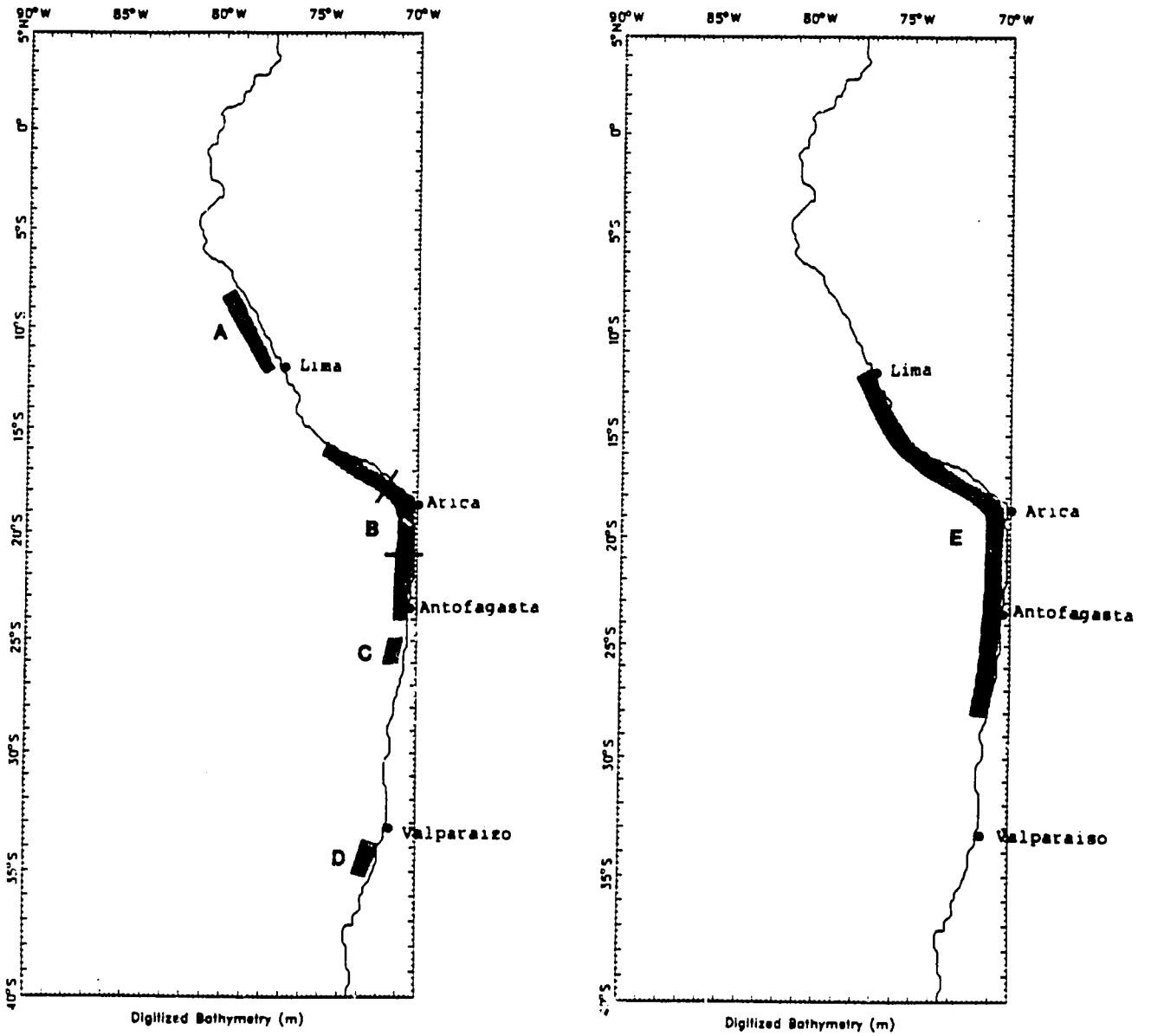


Figura 3.1. Lugares aproximados de orígenes hipotéticos de seísmos en este estudio.

Por plano de falla se toma la interfaz entre dos masas de la corteza terrestre mantenidas adyacentemente por tensiones de fricción (figura 3.2). Dos lechos están alineados inicialmente de forma que el plano de falla está inclinado a un ángulo δ (llamado el ángulo de inmersión) con respecto al suelo marino (que se supone es horizontal).

Cuando las tensiones sísmicas que actúan sobre los lechos superan la fuerza de restricción de la fricción, se desplazan la una contra la otra. Se dice que un terremoto es de desplazamiento por inmersión si el movimiento relativo del lecho ocurre predominantemente en dirección paralela a la línea identificada como W en la figura 3.2. Se dice que un terremoto es de desplazamiento de falla acostada si el movimiento ocurre predominantemente en dirección paralela a la línea identificada por una L en la figura. Puesto que la mayoría de los terremotos que producen tsunamis tienen un fuerte componente de desplazamiento por inmersión (Aida, 1970), en este estudio se presupone que los movimientos son desplazamientos por inmersión puros.

La falla puede ser normal o acostada, según la dirección del movimiento del lecho. Ambas clases se ilustran en la figura 3.2. Es de esperar que los terremotos extensos en una zona de desplazamiento sean terremotos predominantemente de falla acostada ya que la placa tectónica océanica es forzada hacia abajo.

3.3 PROFUNDIDAD, ANGULO DE INMERSION, ZONA DE FALLA Y DESPLAZAMIENTO

Reviste una importancia crítica para la especificación de los terremotos la especificación física del plano de falla, en términos de su profundidad focal (es decir, la profundidad por debajo de la superficie en la que comienza la ruptura), el ángulo de desplazamiento, la dimensión (zona) y el desplazamiento de deslizamiento. Afortunadamente, los terremotos en zonas específicas tienden a seguir patrones sistemáticos. Estudios tales como los realizados por Stauder (1973, 1975) pueden utilizarse para constituir un cuadro de profundidades focales y ángulos de inmersión representativos en las distintas zonas.

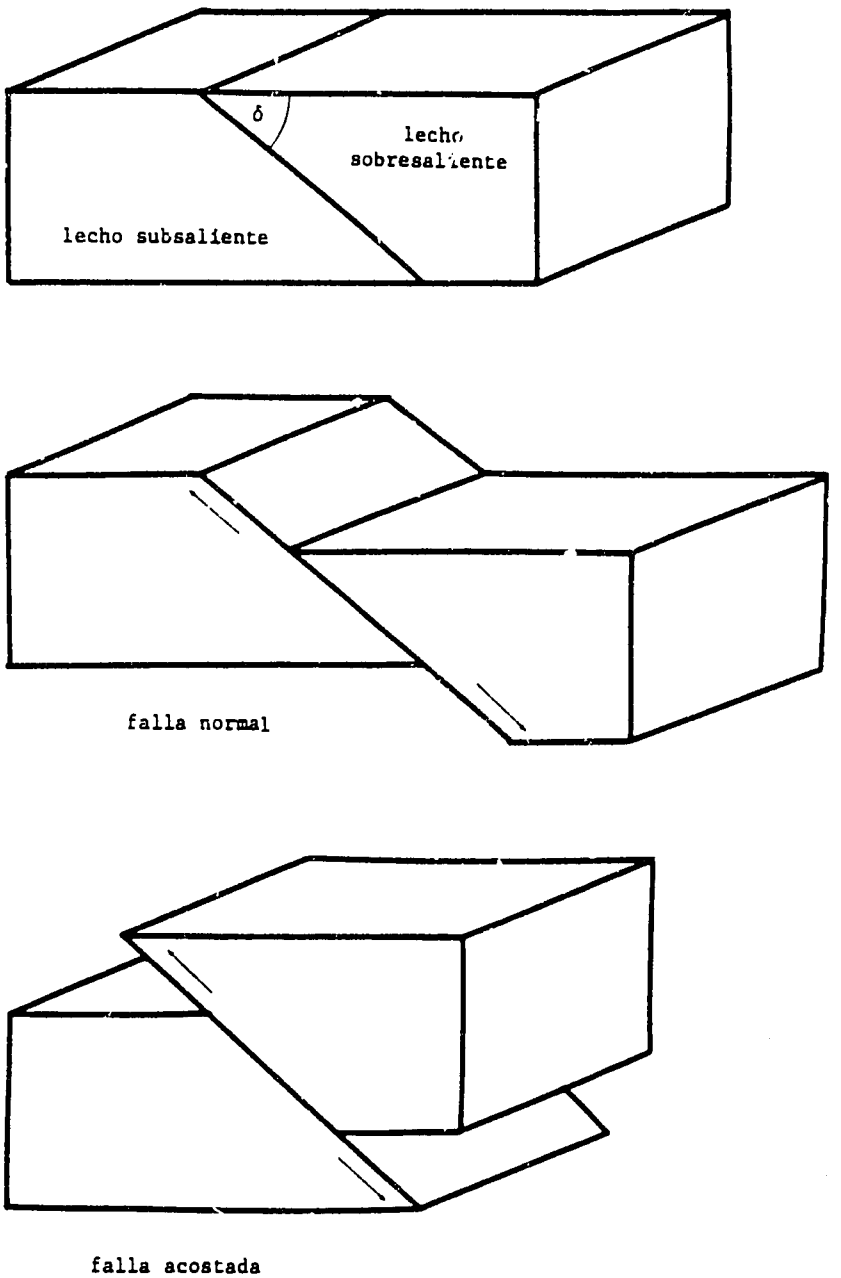


Figura 3.2: a) Posición relativa de dos lechos a lo largo del plano de falla con anterioridad a la actividad sísmica. b) Posiciones después de falla normal. c) Posiciones después de falla acostada. Las flechas indican el movimiento de los lechos. El mecanismo de falla es puramente de desplazamiento por inmersión.

Si suponemos que los planos de falla son esencialmente rectangulares, entonces necesitamos especificar una longitud (L) y anchura (W). Llegamos a los valores de L para las zonas de origen B, C y D utilizando estimaciones de la longitud de ruptura histórica máxima en cada zona tal como las presentan McCann y colaboradores (1978). Las longitudes en las zonas A y E fueron proporcionadas por Brian Brady (comunicación personal). Las longitudes se han determinado utilizando las estimaciones de Kelleher y colaboradores (1974). En los casos en que estas estimaciones de W fueron ambiguas, se utilizó en su lugar una relación A:W de 2:1 (Abe, 1975).

Valores hipotéticos de la dislocación del desplazamiento pueden formularse a partir de estimaciones de las tasas de propagación del suelo marino y el tiempo transcurrido desde el último seísmo de desacoplamiento. LePichon (1968) indicó una tasa de convergencia para el límite de la placa Nazca-Sudamérica de aproximadamente 6 cm por año, mientras que Spence (comunicación personal) estima una tasa que se aproxima más a 10 cm por año. Si suponemos que el proceso de subducción concentra lentamente una tensión entre las dos placas que esencialmente no escapa salvo con terremotos grandes, desacoplantes, y que estos eventos dan salida totalmente a la tensión, entonces algunas fuentes de origen pudieran tener valores posibles de desplazamiento de hasta 10-15 m.

3.4 ENERGIA SISMICA

En el uso común, los terremotos no se categorizan de ordinario por su área de falla, ángulo de inmersión, profundidad, etc. El parámetro individual más común mencionado es la magnitud del terremoto, que puede estar relacionada con la cantidad de energía a la que se da escape en el proceso de falla. La escala de magnitud más conocida, la escala Richter, no es adecuada para describir terremotos extensos y grandes. En vez de ello, Kanamori (1977) propuso una magnitud nueva, M_w, que está relacionada con la energía de un terremoto a través de una cantidad llamada el momento sísmico, M_o,*

*La magnitud de Kanamori y la magnitud de Richter son esencialmente idénticas para $M_w \leq 7,0$.

$$M_w = (\log M_o - 16.1)/1.5. \qquad (3.1)$$

Si conocemos el área de la falla (S = LxW) y D, la dislocación de inmersión promedio en la vertical, entonces podemos estimar M_o mediante (Abe, 1973):

$$M_o = \mu \, SD \quad (\text{cgs units}), \qquad (3.2)$$

donde μ es la rigidez de la corteza terrestre, que se toma como constante igual a $5x11^{11}$ dina cm^{-2}, y D es el desplazamiento vertical promedio sobre el área de falla. Si, por el contrario, solo tenemos una estimación del área de falla, entonces podemos utilizar argumentos geométricos para llegar a (Abe, 1975):

$$M_o = k \, S^{3/2} \quad (S \text{ in } km^2), \qquad (3.3)$$

donde $k = 1{,}23x10^{22}$ dina-cm km^{-3}. Las hipótesis requeridas para llegar a (3.2) y (3.3) se describen en un informe anterior (Hebenstreit, 1981a).

Puesto que se dispone de estimaciones de L, W y D para cada terremoto hipotético, los valores de M_o y M_w pueden derivarse utilizando (3.2) y se proporcionan en el cuadro 3-2. Los valores de M_o derivados de (3.3) serían ligeramente diferentes, aunque debido a la dependencia logarítmica en (3.1) las magnitudes resultantes concordarían dentro de $\pm 0{,}2$ con las indicadas. Adviértase que todos los eventos postulados son de una magnitud de 8,2 o mayor.

Cabe advertir que los terremotos con $M_w < 6.5$ rara vez producen tsunamis destructivos, y los eventos con $M_w < 7.0$ rara vez producen tsunamis que ocasionen daños fuera de la zona de origen dentro de varios centenares de kilómetros del terremoto.

Todos los parámetros empleados para especificar seísmos en este estudio figuran en el cuadro 3-2. Adviértase que se especifican dos seísmos en el Caso B. La longitud total de este hiato es de unos 900

Cuadro 3-2
PARAMETROS DE ORIGEN PARA LAS SIMULACIONES SISMICAS

Emplazamiento	Zona de origen A Perú Central	B(NORTE) Sur del Perú	B(SUR) Norte de Chile	C Copiapo, Chile	D Valparíso, Chile	E Perú y Chile
Latitudes	8°-12°S	16°-18°S	21°-24°S	25°S	35°S	12°-28°S
Magnitud (M_w)	8,7	8,7	8,7	8,2	8,5	9,4
M_0 (10^{27} dina cm)	159	150	150	23	75	1170
Profundidad focal (km)	45	45	45	45	40	20
Angulo de inmersión (δ)	15°	20°	20°	20°	15°	15°
Longitud de la falla (L) (km)	550	300	300	125	150	1800
Anchura de la falla (W) (km)	100	100	100	125	125	130
D (m)	5,8	10,0	10,0	3,0	8,0	10,0

km, y encuadra el giro en el continente en 18°S (ref., figura 3.1a). Pero las longitudes de ruptura en esta zona rara vez superan los 300 km. Así, pues, esta zona se divide en una zona de origen septentrional y una zona de origen meridional, cada una de ellas con una longitud de 300 km. Estas zonas se identifican por líneas de guiones en la figura 3.1. La zona intermedia entre estas dos zonas no se utilizó como origen posible.

3.5 EFECTO DE LA DURACION DEL MOVIMIENTO DE ORIGEN

Estudios anteriores han demostrado que la duración del movimiento de origen no es un factor significativo en la generación de los tsunamis siempre y cuando tenga un orden de 100 seg o menos (Kajiura, 1963; Hammack, 1973; Yamashita y Sato, 1974). Así, pues, suponemos que, para los terremotos en las zonas A-D, el levantamiento ocurre instantáneamente. La superficie del mar resultante del terremoto es idéntica al desplazamiento del suelo marino especificado. La hipótesis de un levantamiento instantáneo, empero, no es aceptable para la zona de origen E debido a su gran longitud. En vez de ello, suponemos una velocidad de propagación de ruptura constante de 3,5 seg^{-1} y determinamos la distancia horizontal en la que se propagaría la falla en un determinado incremento de tiempo (60 seg en el caso del modelo utilizado aquí). La zona se dividió luego en cierto número de bloques adyacentes de esta longitud. Dentro de cada bloque, el levantamiento del fondo se especificó como instantáneo. Haciendo que cada bloque se levantara en secuencia de norte a sur, pudimos efectuar una aproximación de un levantamiento en tiempos diferentes.

3.6 PATRON DE DESPLAZAMIENTO

Una vez que se han establecido los emplazamientos de los terremotos, se determina el tipo de movimiento de falla y se especifica la extensión de la zona afectada, el paso final consiste en combinar esta información en un mecanismo para generar un tsunami. Optamos por el uso de un modelo estático de generación, que entraña una sucesión de eventos conducentes a la generación real del tsunami. El primer evento es la falla de la subsuperficie, que resulta en el movimiento de los lechos marinos. El movimiento de los lechos en desplazamiento se propaga luego

hacia arriba hasta que rompe la superficie de la corteza terrestre* (en este caso, el suelo marino). El movimiento vertical del fondo del océano a su vez actúa como un pistón, empujando la columna de agua que no puede comprimirse (en una primera aproximación) en la misma dirección y añadiéndole energía por impulso. Una vez que se detiene el movimiento sísmico, la superficie del mar inicia el proceso de recuperación del equilibrio redistribuyendo la energía en forma de olas de superficie (es decir, tsunamis).

En esta clase de modelo, el patrón del desplazamiento del suelo marino ocasionado por el terremoto es crítico, ya que la estructura última del tsunami la determina su forma inicial. Se supone que la superficie marina se deforma inicialmente en un patrón más o menos idéntico a la del movimiento del suelo marino. Así, necesitamos un método para establecer el patrón de desplazamiento del fondo marino basado en la naturaleza del seísmo postulado.

En estudios previos se utilizaron dos patrones de desplazamiento diferentes. El primero fue un enfoque muy simplista que especifica que toda la zona de falla se eleva verticalmente (δ=90°) por una distancia igual a D. Esto surte el efecto de bombear una gran cantidad de energía al océano con mucha rapidez, y a través de una amplia gama de escalas de longitud.

El segundo enfoque, más avanzado sísmicamente, consiste en utilizar la información de falla en un modelo de dislocación de origen tal como el de Mansinha y Smylie (1971). Esto produce un patrón de desplazamiento que varía en altura a través de la zona afectada por la falla. Un ejemplo de los resultados de este modelo se ilustra en la figura 3.3. Esta clase de movimiento de origen también agrega una gran cantidad de energía al océano, pero a través de una gama más estrecha de escalas de longitudes horizontales.

*No todos los terremotos rompen en realidad la superficie. Sin embargo, los terremotos extensos de foco poco profundo, de la clase que estamos considerando, son bastante susceptibles de ocasionar un desplazamiento de la superficie.

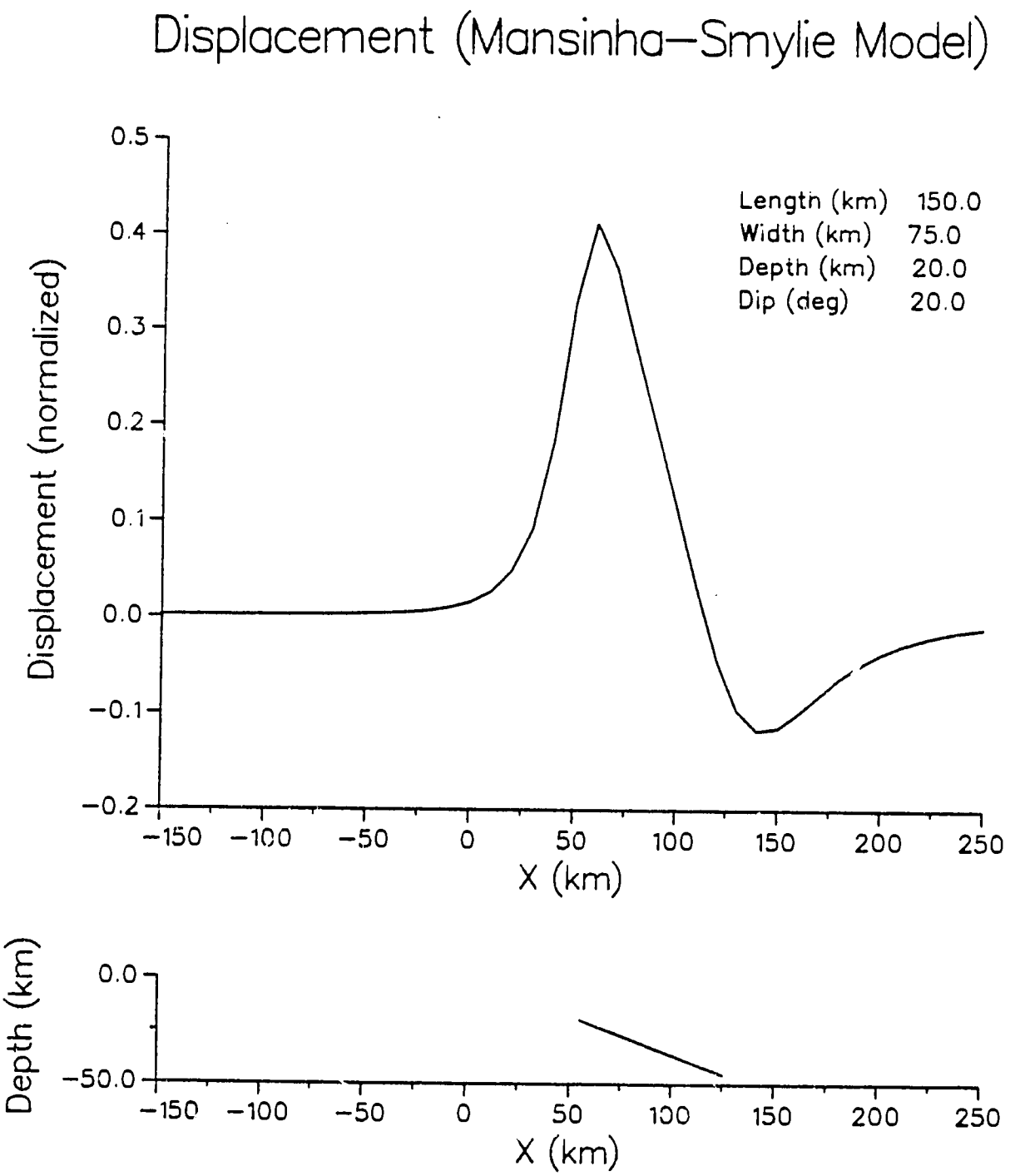


Figura 3.3a: Desplazamiento de la superficie calculado por el modelo de Mansinha-Smylie para un terremoto de desplazamiento por inmersión con las características indicadas. La curva superior es el desplazamiento de superficie (normalizado por su valor máximo) a lo largo de la línea central perpendicular al eje largo del plano de falla. La curva inferior denota el emplazamiento del plano de falla, a profundidad.

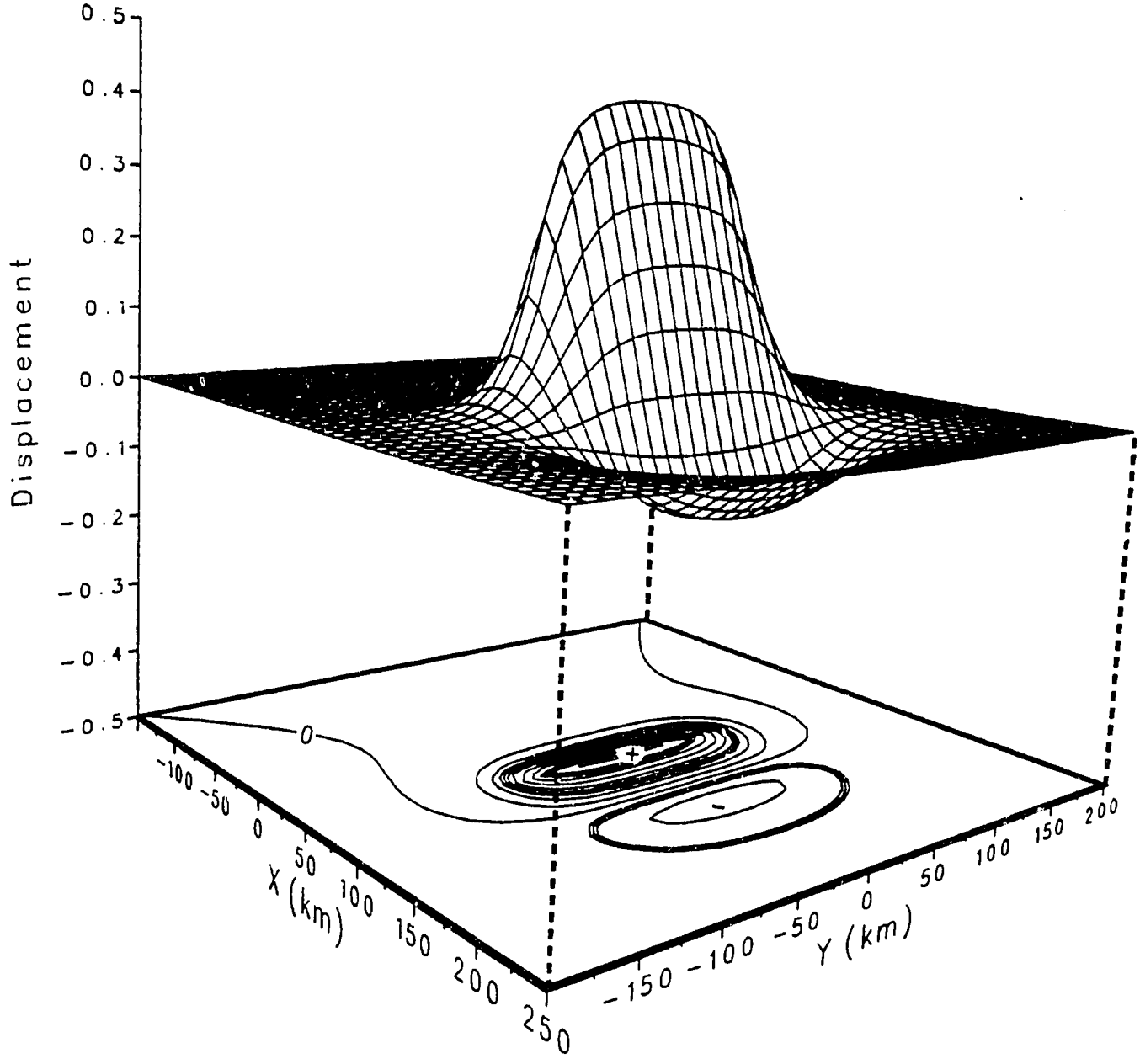


Figura 3.3b: Dos vistas tridimensionales del desplazamiento de la superficie ocasionado por el mismo terremoto. El eje x es paralelo al eje corto (longitud) del plano de falla; el eje y es paralelo al eje largo (longitud). El desplazamiento en la figura 3.3a corresponde a una sección transversal en el plano x-z a lo largo de la línea y=0.

Puesto que el enfoque de dislocación de origen produce simulaciones de los movimientos de tierra más a tono con la realidad que las producidas por el enfoque de levantamiento uniforme, fue el único modelo de desplazamiento utilizado en estas simulaciones. Por tanto, para el presente estudio, se analizó un total de seis posibles terremotos tsunamigénicos: un movimiento de origen emplazado en las zonas potenciales de origen A, C, D y E y dos en la zona B.

3.7 COMPARACIONES

El enfoque considerado por este estudio puede enmarcarse de la manera siguiente:

Identificar

- seis lugares, cada uno de ellos con fuerte potencial para experimentar terremotos tsunamigénicos.

- Suponer que ocurre un terremoto importante en cada emplazamiento con características típicas de ese emplazamiento.

- Determinar los efectos probables de un tsunami emanado de cada terremoto en varios lugares costeros seleccionados.

Las diferencias entre los casos se detallan en la figura 3.1 y el cuadro 3-2. Entre éstas figuran la distancia entre el punto de origen y ciudades específicas, la orientación del lugar de origen en relación con la costa, la proximidad de las distintas características batimétricas y los parámetros utilizados para especificar el origen. Cada uno de estos aspectos es diferente para cada zona.

Sin embargo, hay muchas similitudes entre las zonas. Cada patrón de desplazamiento es elíptico, con su eje principal paralelo a la fosa submarina. El patrón de desplazamiento general para cada evento es similar: levantamiento del lado hacia el mar del plano de falla, despla-

zamiento descendente en el lado de tierra. Y, lo que es más importante, cada terremoto se basa en una aproximación de la cantidad de energía que pudiera tener el peor terremoto a tono con la evidencia histórica.

El último aspecto permite realizar algunas comparaciones simples de primer orden. Por ejemplo, la zona inundada producida en un punto costero específico por el terremoto de la peor situación en la zona A puede compararse con la zona inundada en el mismo punto producida por la peor situación en la zona D y determinada como mayor o menor. Si bien ninguno de los puntos de origen de terremotos son directamente comparables, todos surten un efecto sobre las zonas costeras, y son los efectos en sí los que pueden compararse.

3.8 INTENSIDADES DE LOS TERREMOTOS

Los resultados de este estudio se fundamentan en simulaciones de un número bastante limitado de terremotos importantes. El requisito de que cada evento llene su hiato sísmico o tenga una magnitud tan grande como sea históricamente defensible produce esencialmente una estimación de "la peor situación". Es posible simular un número casi infinito de eventos en la gama de magnitudes de 7,0 a 8,0+ variando la longitud, anchura y desplazamiento de la falla. Para cada una de estas combinaciones, pudiera producirse una serie de patrones de desplazamiento variando la profundidad focal y el ángulo de inmersión. Y, por supuesto, para los eventos que no llegan a llenar un hiato, pudiera variarse el emplazamiento exacto del lugar de origen. Sin embargo, en vez de diluir el esfuerzo con un gran número de casos posibles para cada zona, se decidió que una sola "peor situación" para cada zona produciría los efectos más generalizados y sería más instructiva. Cualquier terremoto menos intenso en la zona produciría efectos menos intensos. Puesto que los modelos son casi lineales, un terremoto con un orden de magnitud menos intenso que el ilustrado aquí (M_w = 7,5 frente a 8,5, por ejemplo) produciría efectos aproximadamente de un orden de magnitud menos graves.

Sección 4
RESULTADOS ANTERIORES

4.1 INTRODUCCION

En las etapas anteriores del presente estudio, se emplearon simulaciones numéricas para ilustrar la generación de un tsunami en cada zona de origen y su propagación de las zonas costeras alrededor del Océano Pacífico. Las olas no se siguieron a tierra; en vez de ello, se calcularon las elevaciones de las olas en puntos en el mar de cada costa. Las porciones de una zona costera en las que las alturas de ola calculadas fueron notablemente superiores a las de porciones adyacentes se consideraron como condidatas para estudio ulterior, puesto que esto pudiera ser prueba de una amenaza tsunamigénica potencialmente grave.

En esta sección examinamos los movimientos de origen que generaron los tsunamis y resumimos los resultados obtenidos en las simulaciones previas.

4.2 MOVIMIENTOS DE ORIGEN

4.2.1 Zona de Origen A

La zona de origen A es un área que mide aproximadamente 500 km de longitud por 100 km de anchura, centrada cerca de 11°S, 80°W (véase la figura 3.1). Esta zona está al noroeste de Lima, Perú y entre la costa y el eje de la Fosa de Perú-Chile. La cordillera submarina de Carnegie yace al norte de esta zona y la de Nazca al sur. En este área, la fosa alcanza una profundidad máxima de 6000 m, aproximadamente.

El eje largo de la zona es paralelo a la costa y uno esperaría intuitivamente que gran parte de la energía tsunamigénica irradie hacia el suroeste. El análisis espectral de la serie cronológica de las olas (Hebenstreit, 1981) en puntos situados a varios centenares de kilómetros de la zona de origen demostró que, ciertamente, una porción importante de la energía total de las olas en el tsunami pasó hacia el suroeste.

La figura 4.1 presenta una vista transversal del fondo marino después del desplazamiento vertical calculado sobre la base de los parámetros de origen correspondientes a la zona A.

4.2.2 Zona de origen B

La zona de origen B se extiende de 16°S a 24°S. La zona en su conjunto tiene una longitud aproximada de 900 km y monta el giro en el continente cerca de 18°S. Algunas de las porciones más profundas de la Fosa de Perú-Chile (profundidades de hasta 7000 m) pasan a través de esta zona. Según McCann y colaboradores (1978), la longitud de ruptura histórica máxima en esta región es de unos 300 km. Por tanto, la zona se dividió en tres subzonas adyacentes, cada una de ellas con una longitud aproximada de 300 km. Las zonas septentrional y meridional siguen una trayectoria paralela a sus costas respectivas (es decir, la subzona septentrional va de NW a SE y la subzona meridional va de N a S). La subzona central pasa a través del giro en la costa y una ruptura que llenara esta subzona tendría que "dar la vuelta a la esquina" al norte de Arica, Chile. Puesto que esto parece poco probable (M. Wyss, Univ. de Colorado, comunicación personal), no hemos incluido en el modelo un movimiento de origen en esta subzona central.

Los parámetros para los seísmos en ambas subzonas son idénticos. La sección transversal del patrón de levantamiento vertical calculada por el modelo Mansinha-Smylie se ilustra en la figura 4.2.

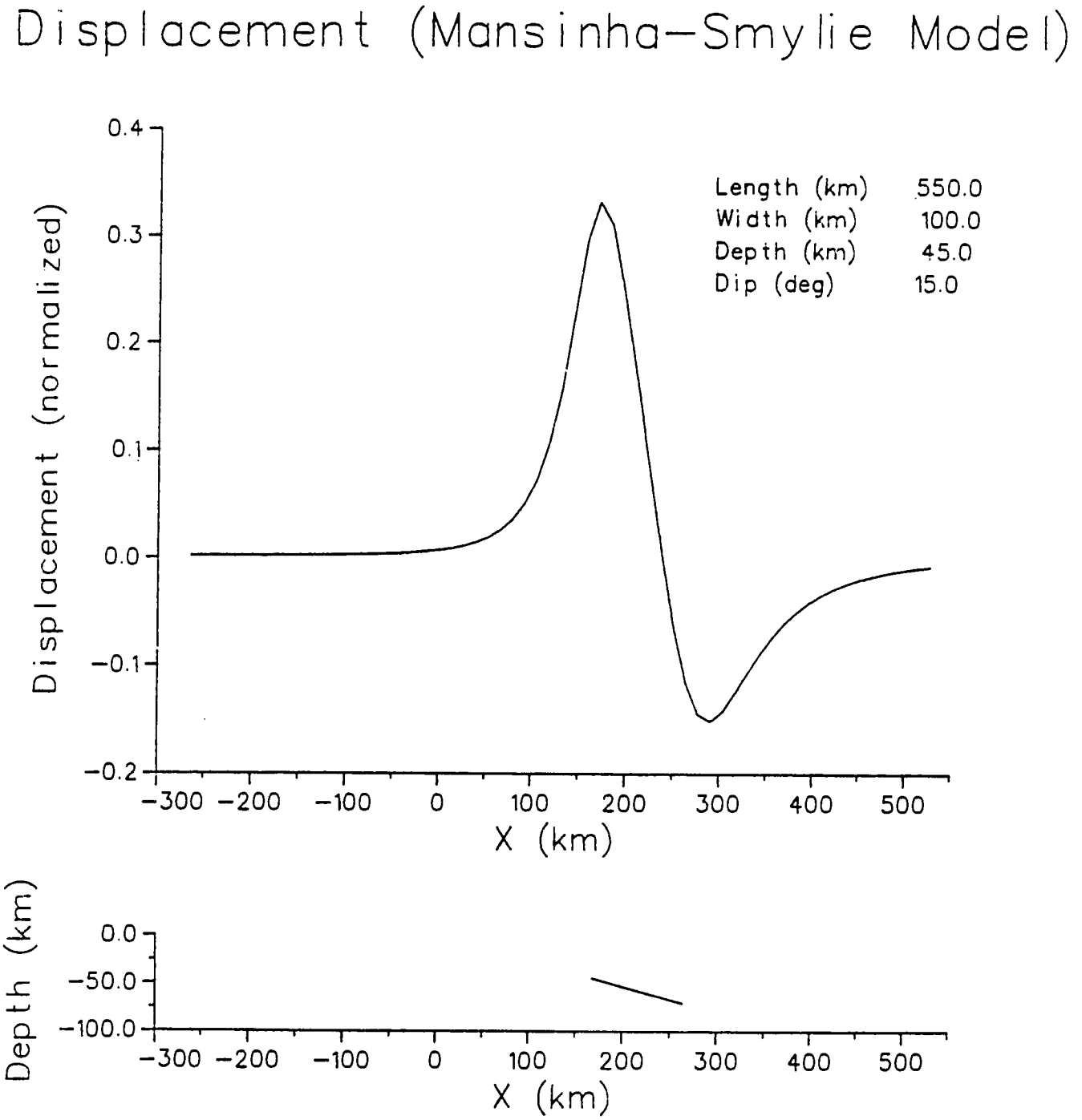


Figura 4.1. Sección transversal vertical de desplazamiento calculada sobre la base de los parámetros especificados para un seísmo en la zona A.

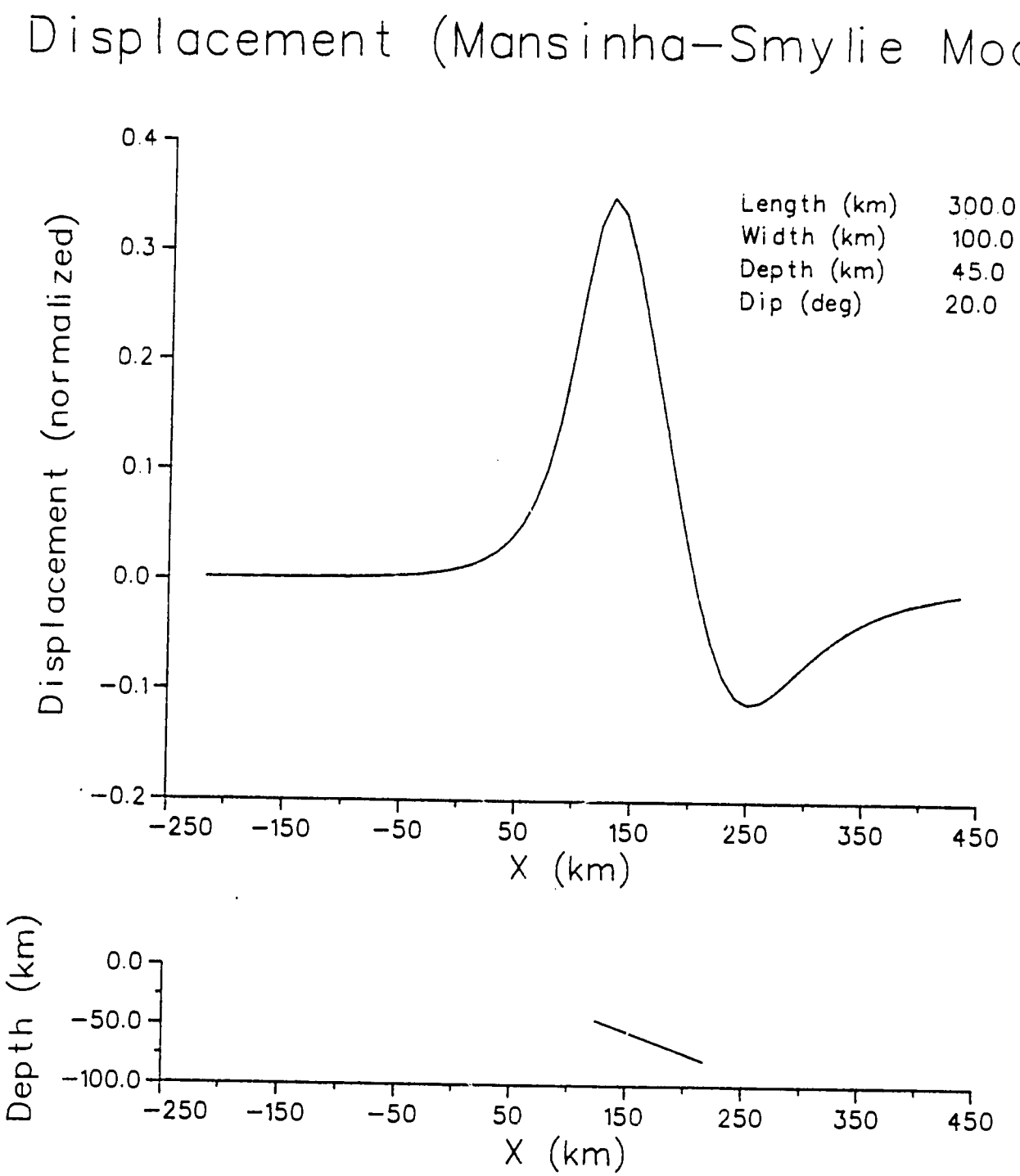


Figura 4.2. Lo mismo que la figura 4:1, pero para terremotos en la zona B.

Adviértase que la configuración general del desplazamiento es bastante parecida a la utilizada en el caso A. Ciertamente, todos los patrones variables de desplazamiento son similares. Esto se debe al hecho de que la profundidad de origen y el ángulo de inmersión (que son casi idénticos en todas las zonas de origen) controlan la configuración del desplazamiento, mientras que la longitud y anchura de la falla controlan el grado de extensión del patrón.

4.2.3 Zona de origen C

La zona de origen C se extiende de 25°S a 26°S en un área de profundidad de la sima de casi 6000 m. La región de origen es bastante pequeña y se espera que poca energía tsunamigénica surja de ella. La sección transversal de levantamiento se ilustra en la figura 4.3.

4.2.4 Zona de origen D

La zona de origen D se extiende desde 33°S a 35°S en un área en la que la sima sube a aproximadamente 5000-6000 m en su punto más profundo. En las proximidades, el eje de la sima se aparta algo de la costa. El área de origen sigue la tendencia de la sima, con el resultado de que la energía de las olas se dirige hacia el noroeste. La sección transvesal de levantamiento se ilustra en la figura 4.4.

4.2.5 Zona de origen E

Esta zona es no solo la mayor utilizada en este estudio, sino además la mayor jamás postulada. Es casi el doble de larga que la zona de levantamiento de 1000 km del seísmo del 22 de mayo de 1960 que ocurrió en la costa meridional de Chile. Un evento tan difundido genería un tsunami verdaderamente catastrófico. Ni las dimensiones ni la configuración de esta zona concuerdan con las tendencias históricas. La razón para ello es la de que la zona es definida por un pronóstico que entraña procesos físicos que son algo diferentes de los utilizados tradicionalmente para describir los terremotos. La longitud de ruptura le exige dar la vuelta a la esquina en 18°S, pa-

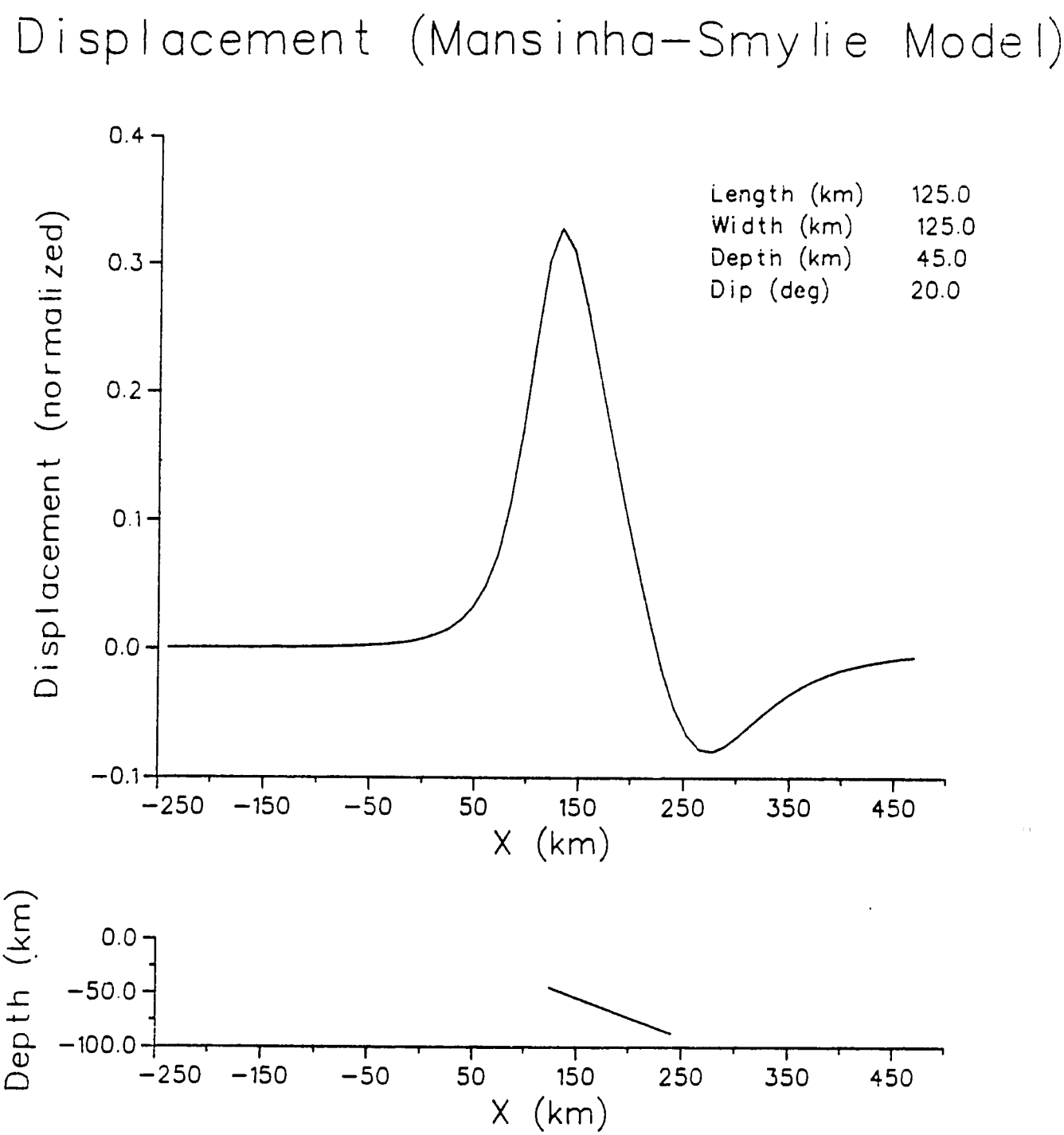


Figura 4.3. Lo mismo que la figura 4.1, pero para la zona C.

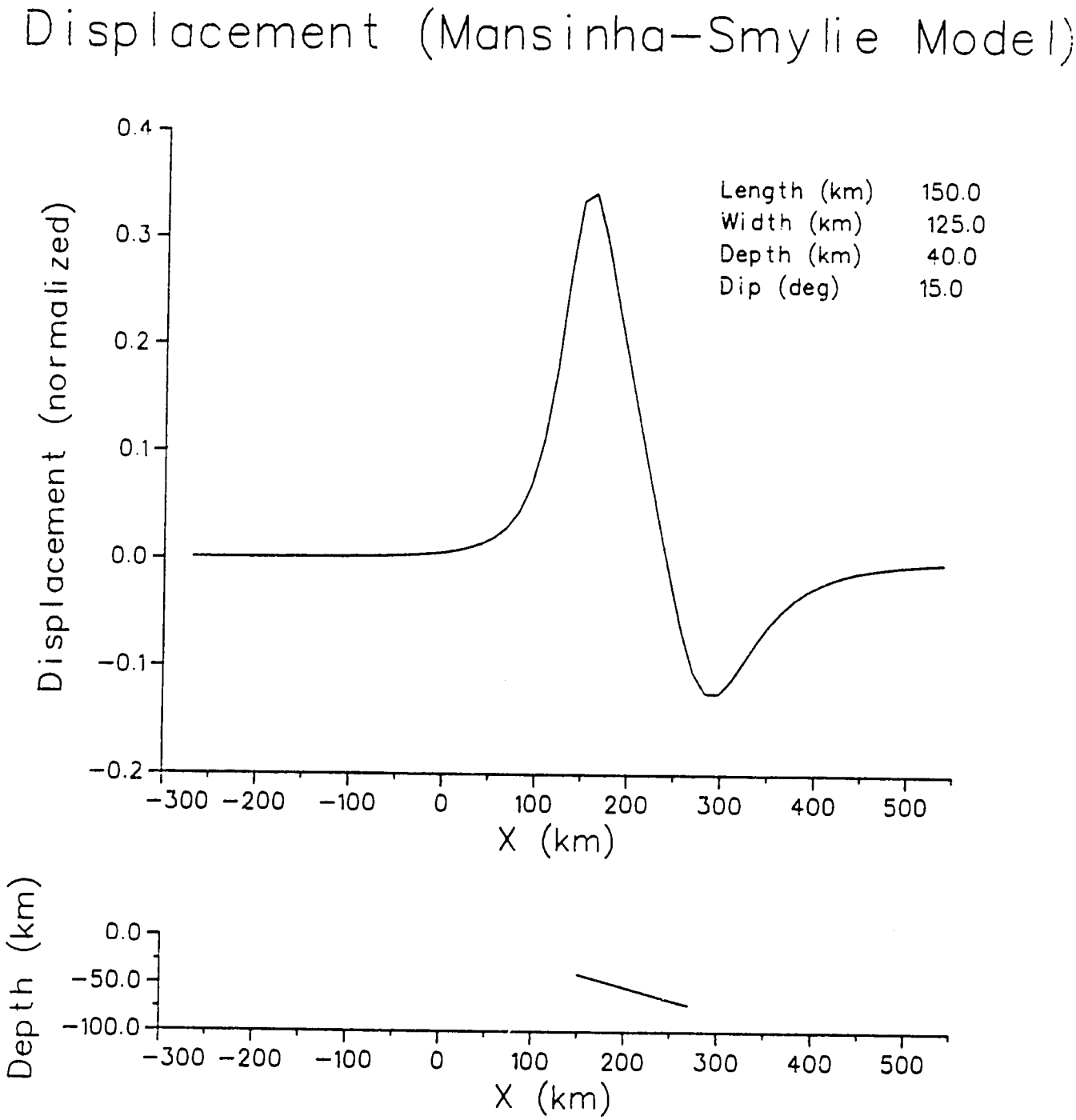


Figura 4.4. Lo mismo que la figura 4.1, pero para la zona D.

sando a través de zonas con longitudes históricas de ruptura inferiores a los 500 km. La falta de precedente histórico significa que esta clase de evento no puede ocurrir o que el intervalo en que ocurre es demasiado largo para resolverlo con la información disponible. Puesto que no pueden descontarse completamente estas últimas posibilidades, la zona se incluye como riesgo posible.

Debido a la longitud inusitada de la zona, no podríamos suponer un levantamiento instantáneo. En vez de ello, especificamos la longitud aproximada de una sección como la ocasionada por una ruptura que se propagara a 3,5 km por seg. Entonces se marcaron diez áreas, cada una de ellas aproximadamente con la misma longitud. El modelo especifica que estos bloques se desplazan cada uno instantáneamente y en secuencia de norte a sur, a un ritmo de un bloque por paso cronológico. Este proceso proporciona una aproximación discreta al proceso de levantamiento continuo que en realidad experimentaría el suelo marino.

Debido a la naturaleza dependiente del tiempo del movimiento de origen, no tratamos de ilustrar en ningún punto la sección transversal del levantamiento.

4.3 RIESGO POTENCIAL DE TSUNAMI

Todos los terremotos hipotéticos produjeron olas medibles en los lugares de registro frente a las costas de todas las zonas estudiadas (Alaska, Japón, Las Filipinas, Nueva Guinea, Australia, Nueva Zelanda y Sudamérica). Una evaluación del riesgo potencial para cada zona hizo necesario establecer un juego de criterios para diferenciar entre potencial alto y bajo. En lugares específicos frente a las costas (que correspondían aproximadamente al límite de la plataforma/pendiente continental) en cada región geográfica, se calcularon y trazaron las elevaciones de olas máximas pronosticadas

por el modelo de propagación. También se calculó el promedio aritmético de todos los valores en cada región separada. Se consideró que porciones de la costa estaban sujetas a una amenaza potencial si las elevaciones máximas en cierto número de puntos adyacentes (al menos dos en una hilera) estaban consecuentemente en la media aritmética, o por encima de la media aritmética, para el área en su conjunto. Estas áreas se consideraron luego como candidatas para estudio adicional.

Por lo general, no se consideró que una costa que tuviera elevaciones por encima de la media en puntos individuales, con puntos inmediatamente adyacentes a ellos con elevaciones por debajo de la media, estuviera amenazada. Además, se interpretó que tampoco constituían una amenaza valores extremos aislados atribuidos tanto a efectos numéricos como a las fuerzas físicas reproducidas en el modelo. Hay cierto riesgo de omitir zonas verdaderamente amenazadas de esta forma. Sin embargo, la incidencia de varios valores extremos adyacentes a lo largo de una porción más amplia de la costa es una indicación mucho más confiable de la amenaza potencial que casos de punto único.

La palabra clave en esta etapa del análisis es la de potencial. El seguir las olas solo hasta un punto frente a las costas. solo puede servir para identificar áreas que deberían estudiarse con mayor detenimiento. Para ello se necesita un modelo diferente y este es el fin del presente estudio.

4.3.1 Resultados de campo lejano

Dos ejemplos de los resultados de campo lejano ilustrarán cuánta información se obtuvo utilizando el criterio de amenaza potencial. Las figuras 4.5-4.6 contienen representaciones esquemáticas de las costas de las Filipinas y Nueva Guinea - Australia, respectivamente. Los puntos numerados indican los lugares aproximados de las

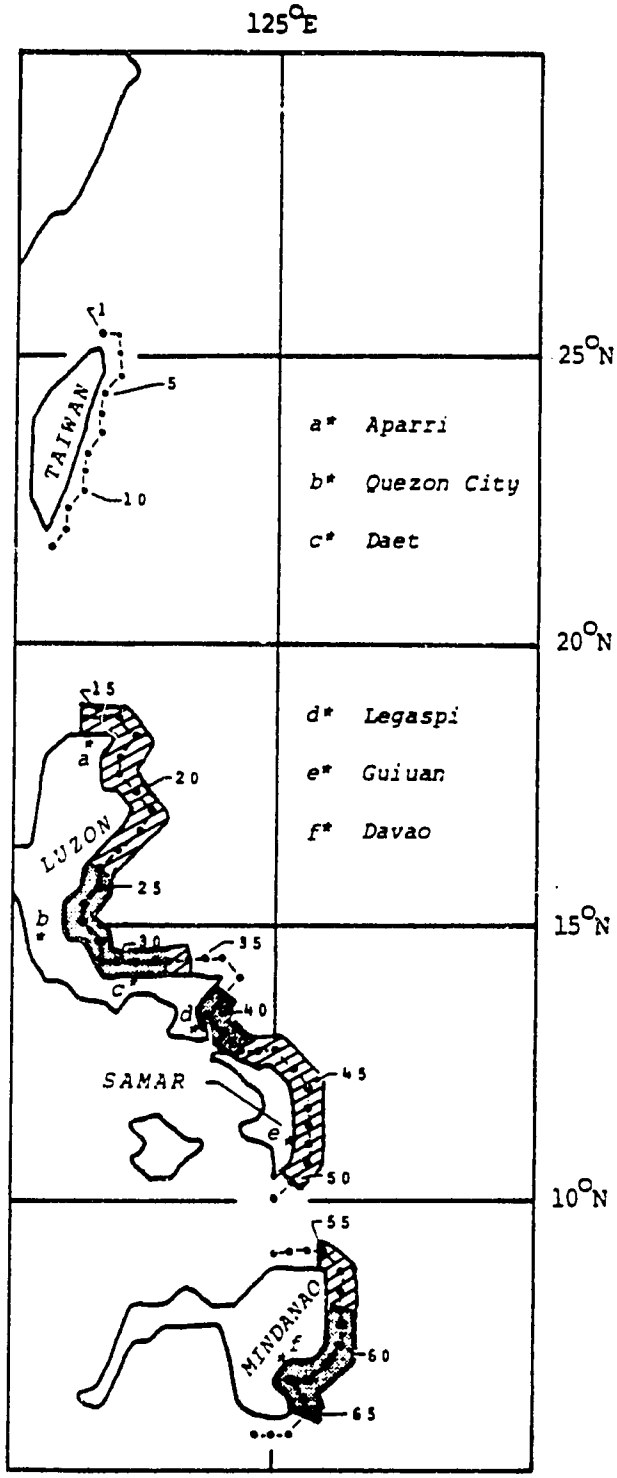


Figura 4.5. Vista esquemática de la costa de Las Filipinas. La zona rayada denota una porción de la costa en la que un modelo de tsunami produjo de forma consecuente elevaciones por encima del promedio. La zona de sombra denota porciones en las que dos o más tsunamis produjeron elevaciones por encima del promedio.

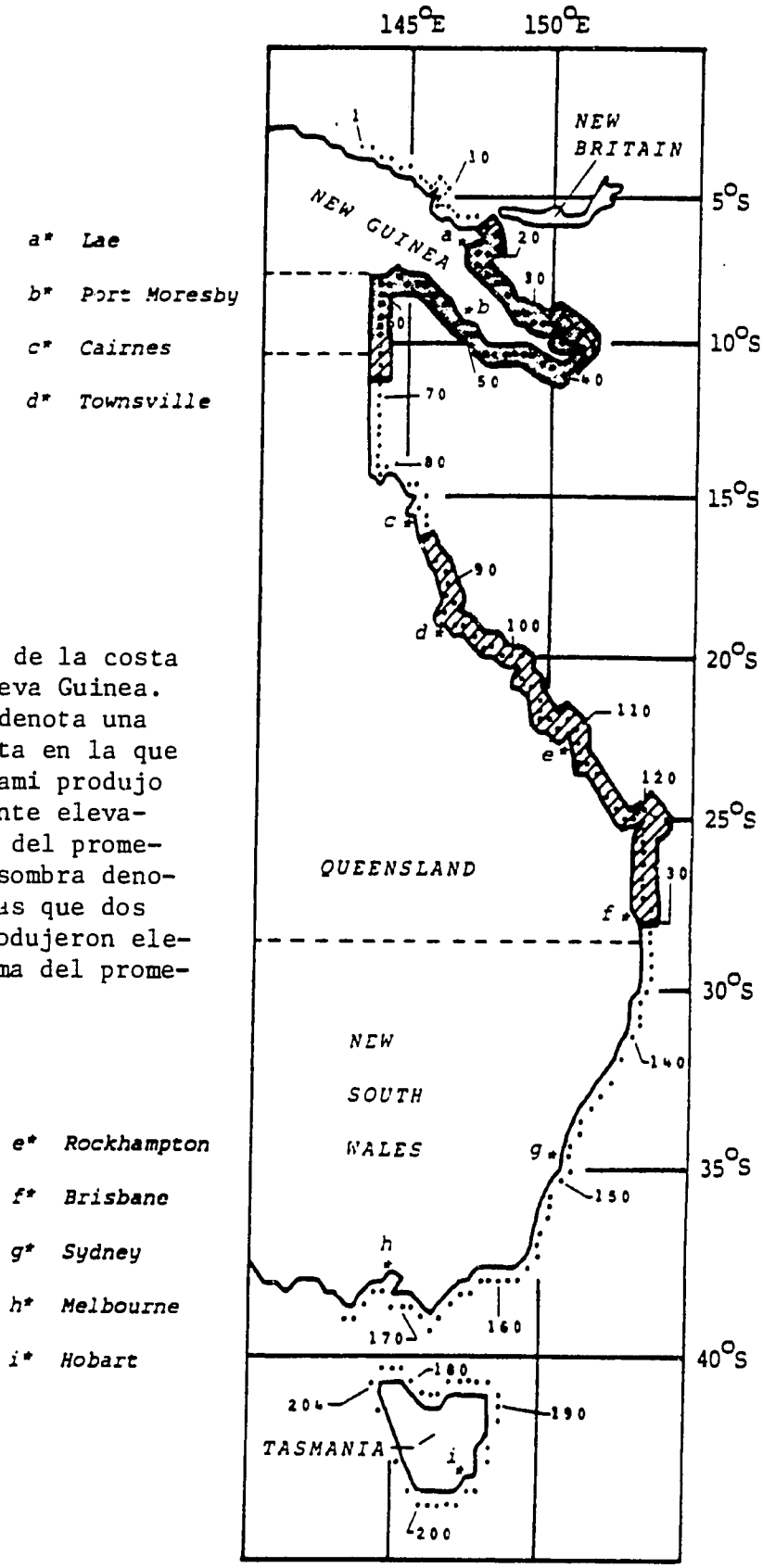


Figura 4.6.

Vista esquemática de la costa de Australia y Nueva Guinea. La zona de rayas denota una porción de la costa en la que un modelo de tsunami produjo de forma consecuente elevaciones por encima del promedio. La zona de sombra denota porciones en las que dos o más tsunamis produjeron elevaciones por encima del promedio.

mediciones de las elevaciones de olas frente a la costa. Los nombres de los lugares se dan solamente para referencia. La zona de rayas en una porción de la costa indica que solo una pasada de seis produjo elevaciones máximas por encima del promedio en el área. Las zonas de sombra indican que al menos dos pasadas (y de ordinario cuatro o mas) produjeron elevaciones que fueron superiores a las obtenidas como promedio.*

En estas ilustraciones se observa un hecho importante. En cada área geográfica ciertas secciones de una costa se sometieron de forma consecuente a una amenaza potencial casi sin considerar el lugar de origen. Parece, sobre la base de estos resultados, que deberían examinarse tres áreas geográficas en el campo lejano a un nivel mayor de detalle en el presente estudio. Estas son las siguientes:

- la costa oriental de Luzón, Filipinas en el área de la bahía de Lamón (aproximadamente puntos 26-34 en la figura 4.5) y más hacia el sur, cerca de Legaspi (puntos 38-41).
- la costa este de Mindanao, Filipinas en el área del Golfo de Davao (aproximadamente puntos 59-64 en la figura 4.5),
- la costa este de Nueva Guinea en el extremo occidental del Mar de Salomón (aproximadamente puntos 17-37 en la figura 3.6).

---

* El único apartamiento de este plan ocurre a lo largo de la costa australiana entre los puntos 87 y 130. El hecho de que ocurran aquí valores por encima del promedio quizás sea espurio. El modelo utilizó una resolución suficientemente aproximada para que el Gran Arrecife Australino no pudiera reproducirse en la topografía del fondo marino. Puesto que esta porción de la costa parece no tener una historia establecida de tsunamis destructivos, suponemos que el arrecife sirve para disipar la energía de las olas antes de que éstas surtan efecto en la costa. Así, pues, la zona de rayas sirve para advertir que el modelo pronostica de forma consecuente olas elevadas en el área pero éste puede que no sea un pronóstico que responda a la realidad.

Hemos decicido no examinar zonas de Alaska, Japón, Australia o Nueva Zelanda más detalladamente. Esto no significa que no se pronosticara una amenaza potencial para estas zonas (véase Hebenstreit, 1981). Sin embargo, puesto que la misión de la AID fue prestar asistencia a los países menos desarrollados, limitamos nuestra preocupación a la amenaza potencial en esas regiones.

4.3.2 Resultados de origen cercano

En contraste con los resultados de campo lejano, los resultados de origen cercano fueron bastante sensibles al lugar del movimiento de origen. El área más gravemente amenazada fue siempre la costa en la vecindad inmediata del lugar de origen, cosa que no sorprendió. Sin embargo, nuevamente ciertas áreas parecieron estar sujetas a una amenaza potencial en casi todos los casos, debido quizás al efecto de concentración producido por la topografía del fondo local cerca de la costa en estos casos.

Las costas esquemáticas y los resultados para cada movimiento de origen se presentan en las figuras 4.7-4.12. Los lugares de elevaciones de ola constantemente por encima del promedio se denotan mediante rayas; las zonas donde las elevaciones máximas fueron al menos de un metro (siempre y cuando la elevación media fuera mayor de un metro para la pasada) se denotan por picado o graneo.

El número de zonas potencialmente amenazadas es grande, y casi todos los segmentos de la costa están cerca de uno u otro de los puntos de origen. Para reducir el estudio de inundación a proporciones manejables, optamos por concentrarnos solamente en dos lugares específicos: Lima, Perú y Arica, Chile. Ambas de estas zonas tienen un largo historial de tsunamis destructivos y deberían servir como demostraciones adecuadas de la técnica.

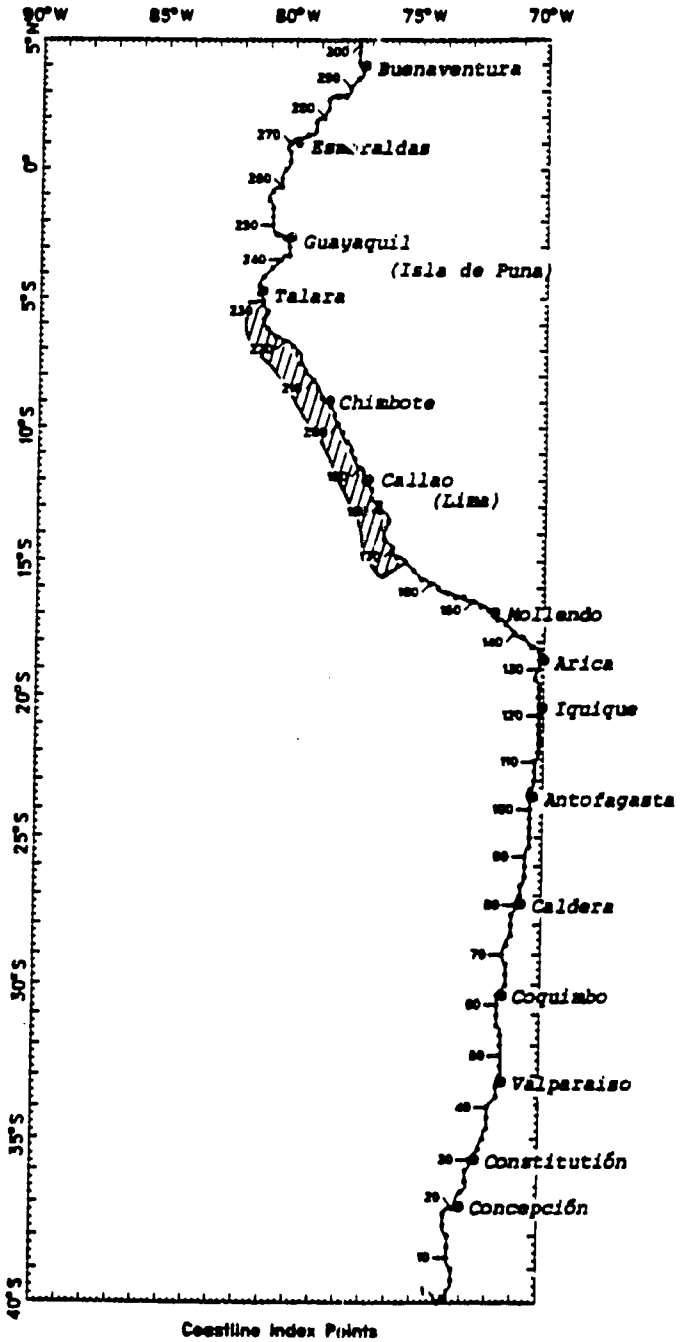


Figura 4.7. La zona de rayas denota la porción de la costa sudamericana a lo largo de la cual el tsunami procedente de la zona A produjo elevaciones de ola por encima del promedio.

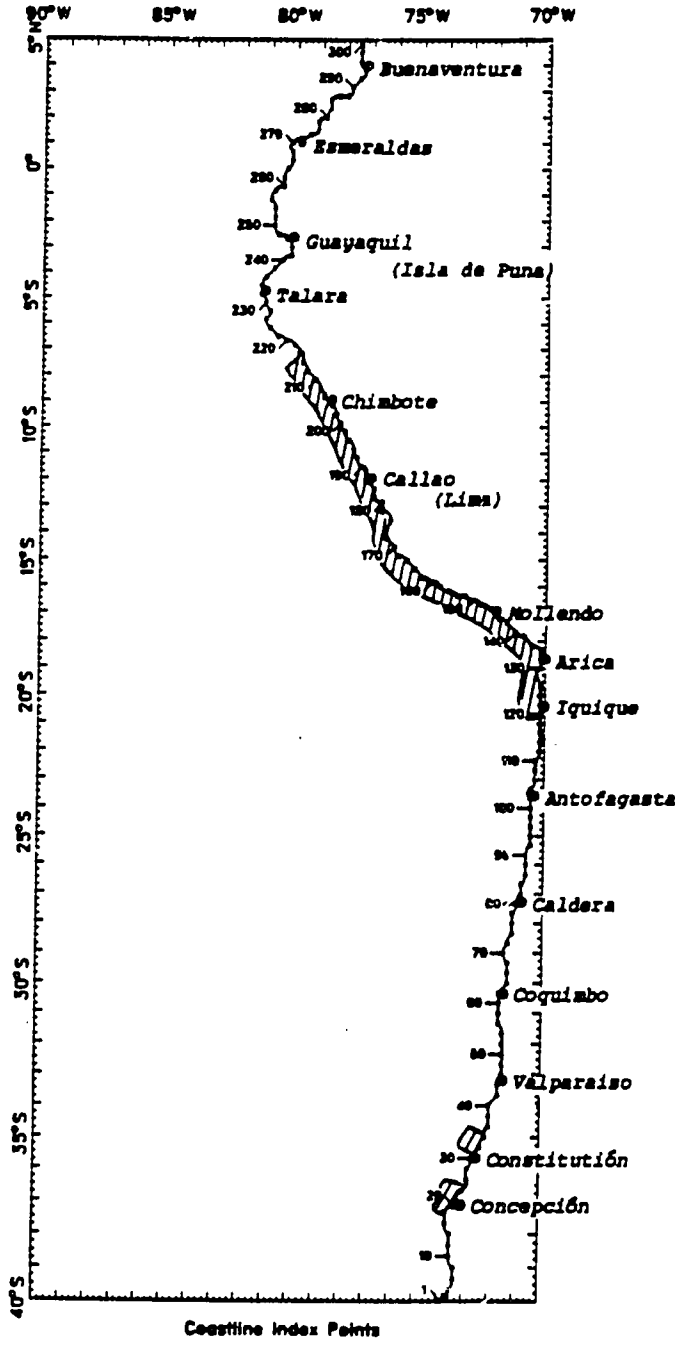


Figura 4.8. Lo mismo que la figura 4.7, pero para el tsunami procedente de la zona B (Norte).

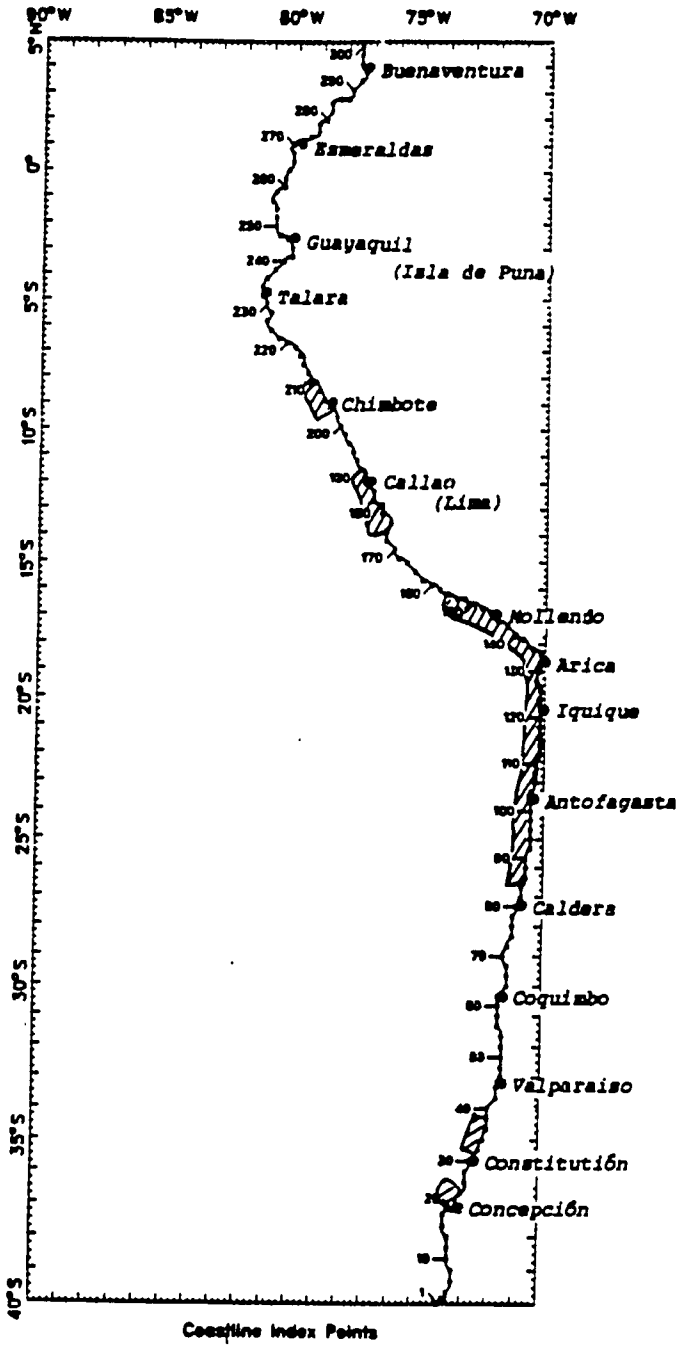


Figura 4.9. Lo mismo que la figura 4.7, pero para el tsunami procedente de la zona B (Sur).

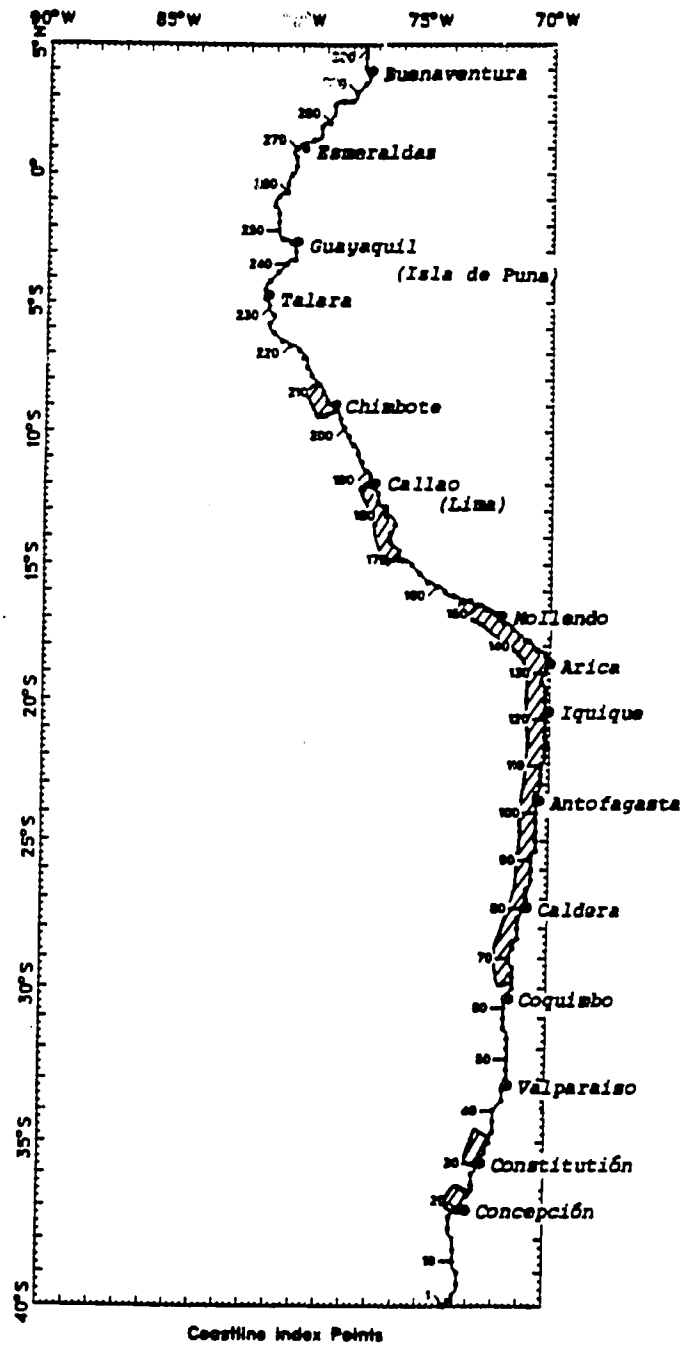


Figura 4.10. Lo mismo que la figura 4.7, pero para el tsunami procedente de la zona C.

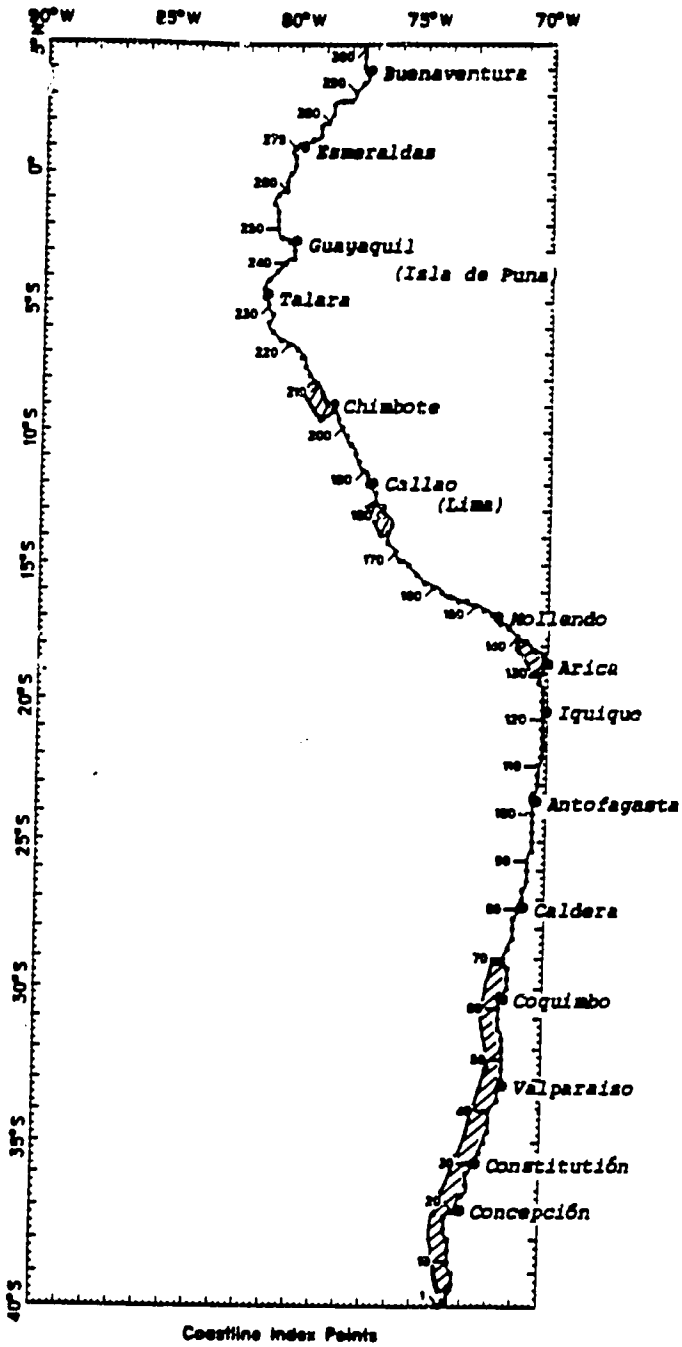


Figura 4.11. Lo mismo que la figura 4.7, pero para el tsunami procedente de la zona D.

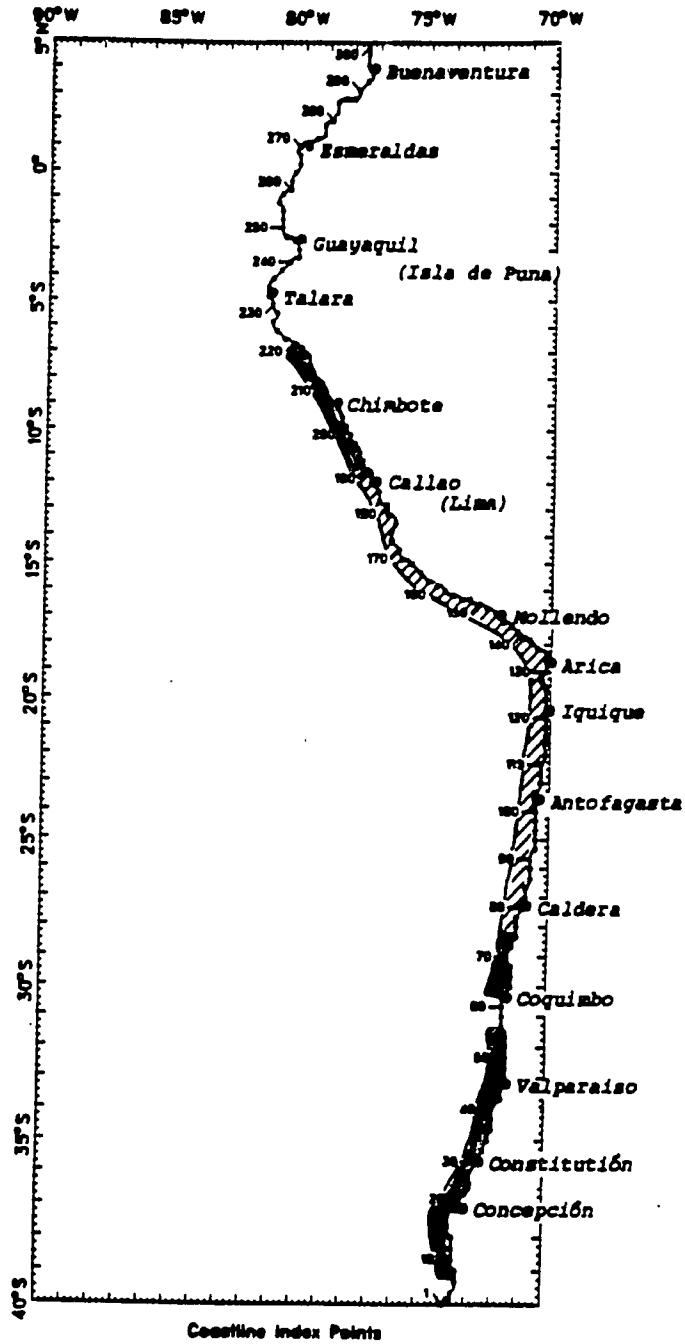


Figura 4.12. La zona de rayas denota la porción de la costa sudamericana a lo largo de la cual el tsunami procedente de la zona E produjo elevaciones de ola por encima del promedio. En las zonas punteadas o graneadas, las olas fueron inferiores al promedio, pero tuvieron al menos una elevación de un metro.

4.4 MOVIMIENTOS DE ORIGEN (REEXAMINADOS)

La primera encuesta de los resultados del estudio anterior indicó seis lugares específicos para estudio adicional. La cuestión siguiente consistió en determinar si todos los movimientos de origen producen o no una amenaza potencial suficientemente grave para justificar su inclusión en este estudio. Aun cuando es cierto que no pueden hacerse conclusiones explícitas acerca de la amenaza para una determinada zona sin simulaciones detalladas, es posible sacar algunas conclusiones generales.

El cuadro 4.1 es una matriz de áreas potencialmente amenazadas (hileras) y zonas de origen (columnas). A cada par (área amenazada, origen), se le ha dado un valor numérico comprendido entre 0 y 4; el valor corresponde a una gama específica para el promedio de las elevaciones máximas calculadas para los puntos registrados que abarcan el área amenazada. El plan para asignar los valores se presenta en el cuadro.

Es evidente que las áreas cerca del origen del terremoto se ven constantemente amenazadas desde todas las zonas salvo desde la zona C. Se podrían pasar simulaciones para Lima y Arica para todas las demás zonas de origen. Sin embargo, optamos por no incluir la zona D. Para ambas ciudades, la distancia desde la zona B (sur), que produce un terremoto más energético que la zona D, es más corta que la de la zona D. Decidimos que se podría obtener poca información adicional simulando la amenaza de la zona D.

En el campo lejano, el tsunami procedente de la zona E produce una amenaza evidente. El nivel de amenaza procedente de las zonas

Cuadro 4.1

GAMAS DE ALTURA DE TSUNAMIS EN CADA AREA POTENCIALMENTE AMENAZADA

ZONA DE ORIGEN / ZONA COSTERA	A	B (NORTE)	B (SUR)	C	D	E
LUZON (BAHIA DE LAMON)	1	1	2	0	1	4
LUZON (LEGASPI)	1	1	1	0	0	4
MINDANAO (GOLFO DE DAVAO)	1	1	1	0	0	2
NUEVA GUINEA	0	1	1	0	0	4
CALLAO	4	4	4	1	3	4
ARICA	3	4	4	2	3	4

VALOR NUMERICO	GAMA DE TSUNAMIS
0	0-0.25 m
1	0.25-0.50 m
2	0.50-0.75 m
3	0.75-1.00 m
4	>1.00 m

A y B es difícil de evaluar, pero no podría eliminarse sin estudio adicional. No se espera prácticamente ninguna amenaza de las zonas C y D.

El cuadro 4.2 indica (mediante x) qué simulaciones se realizaron durante el curso del presente estudio.

Cuadro 4.2
SIMULACIONES DEL RIESGO REALIZADAS

ZONA DE ORIGEN / ZONA COSTERA	A	B (NORTE)	B (SUR)	E
BAHIA DE LAMON*				
LEGASPI	x	x	x	x
GOLFO DE DAVAO	x	x	x	x
NUEVA GUINEA**				x
CALLAO	x	x	x	x
ARICA	x	x	x	x

*No se hicieron simulaciones para la Bahía de Lamón, por las razones que se describirán en la sección 7.

**Solo se simuló el caso E para Nueva Guinea (véase la sección 8).

Sección 5

RIESGO POTENCIAL DE TSUNAMIS EN LIMA, PERU

5.1 ANTECEDENTES

Lima está situada aproximadamente a 12° S. La ciudad ocupa una llanura bastante baja que se eleva hasta los Andes inmediatamente al este. Esta llanura baja se extiende desde la Hacienda Márquez, a unos 15 km al NNE de La Punta, hasta Punta La Chira, a unos 20 km al SE. Más arriba y abajo de la costa, las elevaciones del terreno son algo mayores y la costa se hace más acantilada. La isla de San Lorenzo se yergue frente a Callao y ofrece algún resguardo al puerto. En la figura 5.1 se presenta el campo topográfico utilizado por el modelo numérico.

Lima es la ciudad capital del Perú y su mayor ciudad (por un orden de magnitud). También es un centro del tránsito ferroviario, vial, aéreo y marítimo. Gran parte del extremo occidental de la ciudad está constituido por el distrito del Callao, que contiene la mayor parte de las instalaciones portuarias. (Figura 5.2) El distrito de La Punta yace al suroeste del Callao en una pequeña península que se extiende hacia el Pacífico. Los distritos del Callao y La Punta están en el extremo bajo de la ciudad, que ascienden generalmente hacia el este. La mayor parte de la costa hacia el sur del Callao está bien por encima del nivel del mar, con poca amenaza de inundación. Por tanto, el análisis que presentamos a continuación se ocupa de la amenaza para el Callao y La Punta.

Gran parte de las instalaciones marítimas del Callao están situadas en una dársena constituida por un muro marítimo (véase el lugar 3 en la figura 5.2). La naturaleza estrecha de este muro dificultó la realización de una simulación apropiada, incluso con el algoritmo de barrera de SURGE II, y por tanto no se incluyó en las simulaciones. El río Rimac desemboca en el Pacífico inmediatamente al norte de la dársena.

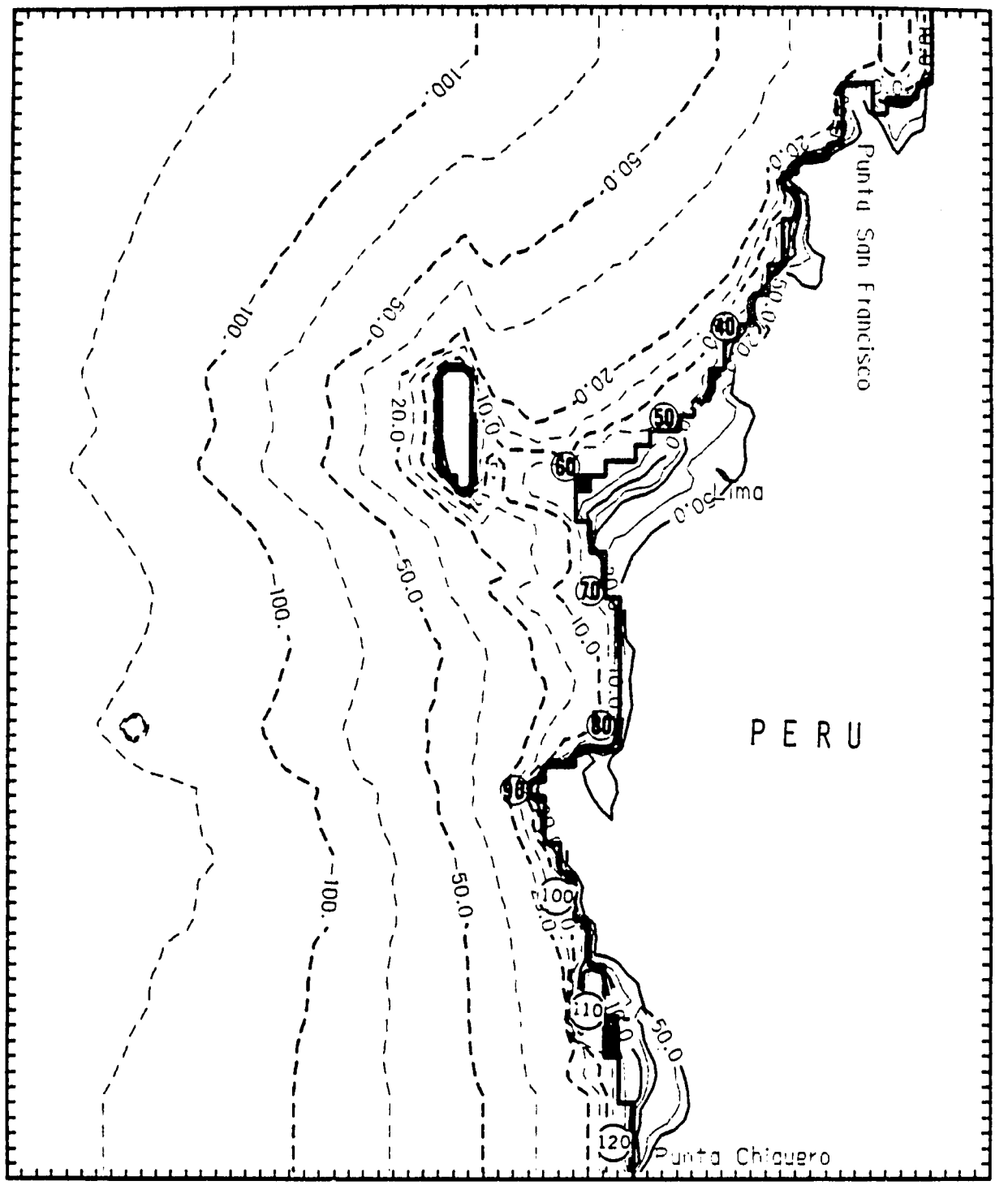


Figura 5.1. Contornos de topografía (en metros) utilizados para la rejilla del modelo de la costa alrededor de Lima. Los círculos numerados representan algunos de los puntos en la costa en los que se registraron elevaciones de ola máximas.

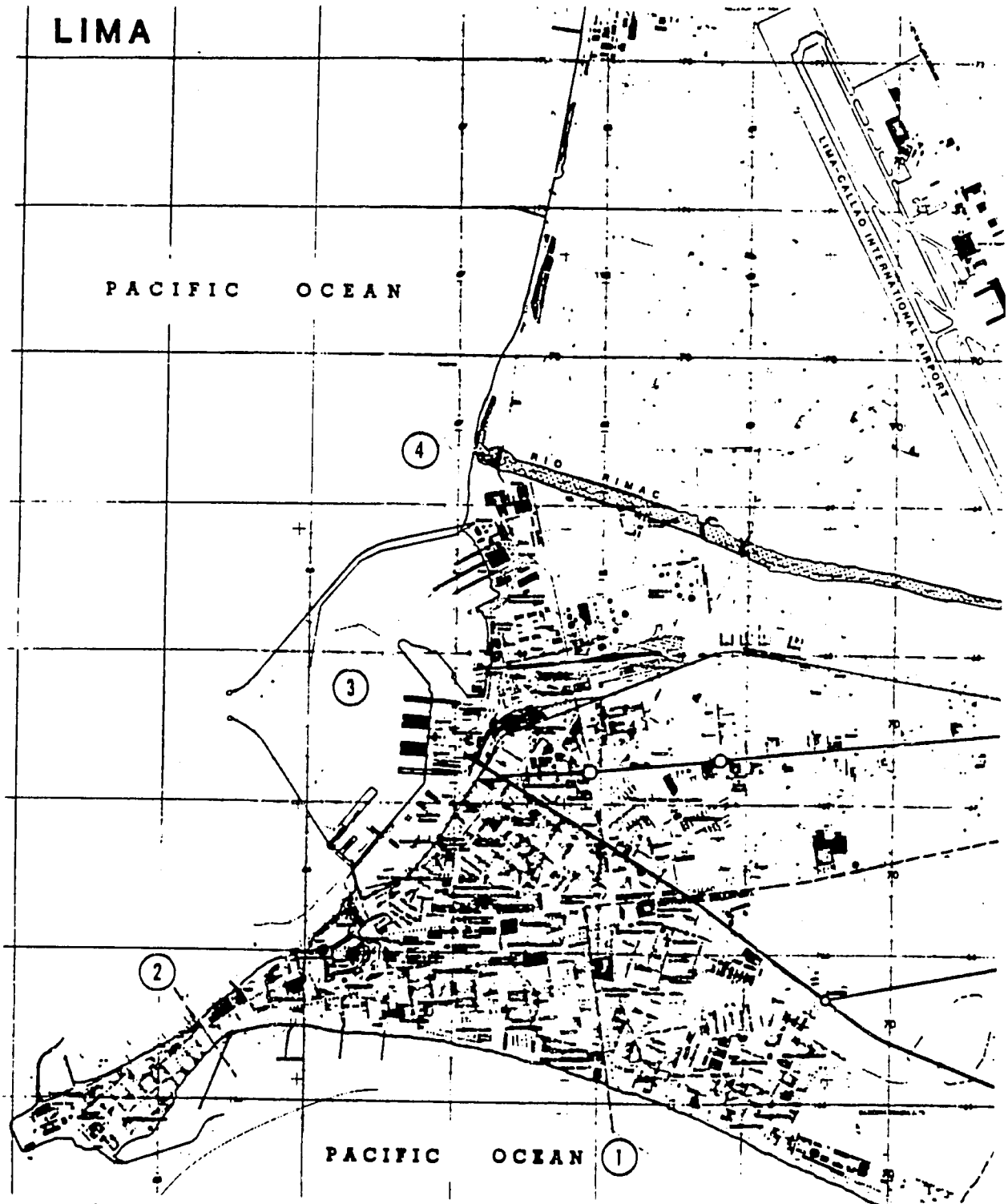
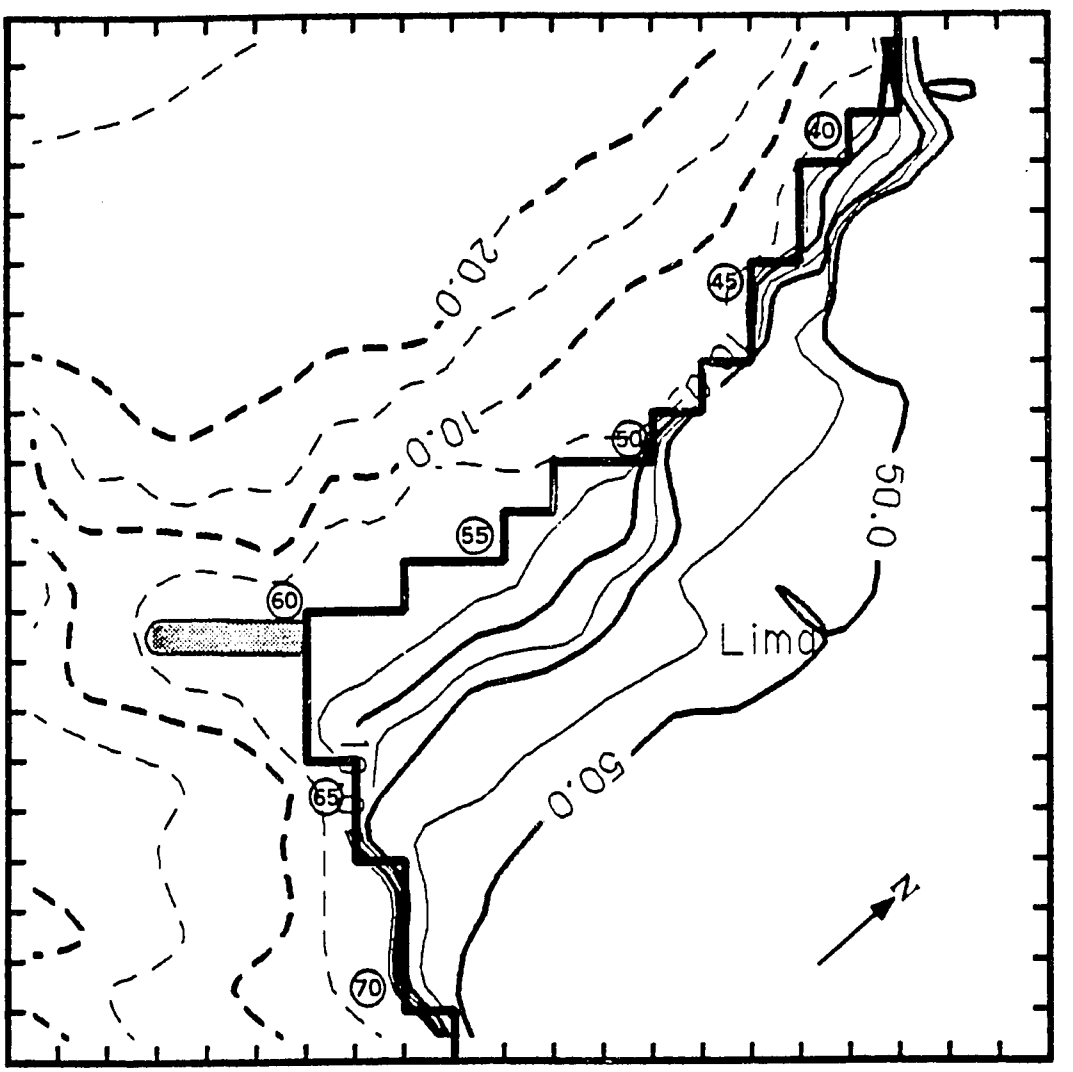


Figura 5.2(a). Topografía de los distritos del Callao y La Punta en Lima. La línea de guiones numerada (1) es el límite entre los distritos del Callao y Bellavista. El límite La Punta-Callao está en (2). La dársena denotada por (3) contiene muchas instalaciones marítimas. La desembocadura del río Rimac está en (4).



Lima Inset

Figura 5.2(b). Topografía del modelo de Lima y sus alrededores. El área indicada por puntos contienen características costeras (La Punta) demasiado pequeñas para resolución en la rejilla. Estas se trataron como barreras de escala menor que la de la rejilla.

5.2 HISTORIA TSUNAMIGENICA

Lima tiene una larga historia de efectos tsunamigénicos.* El registro escrito más antiguo de destrucción ocasionada por un tsunami se remonta a julio de 1586. Desde entonces, unas 5000 personas han perdido la vida en Lima debido a los tsunamis, la mayoría de ellas en el terremoto del 28 de octubre de 1746 y el tsunami que dañó gravemente la propia ciudad de Lima y destruyó el Callao. En general, cuando ocurren eventos destructivos alrededor de Lima, el daño y pérdidas personales en la propia Lima se deben principalmente a movimientos sísmicos, mientras que en La Punta y el Callao se deben en todo o en parte al tsunami. En cada caso en que ocurrió daño por tsunami (Kuroiwa menciona 9 eventos entre 1587 y 1974; Soloviev menciona 10), los efectos principales se han dejado sentir en La Punta y el Callao.

5.3 SIMULACIONES DEL RIESGO

Las simulaciones del riesgo demostraron, cosa que no sorprendió, que las zonas de origen próximas a Lima producen una amenaza más grave que las que ocurren a cierta distancia. El tsunami procedente de la zona de origen E presenta la amenaza mayor. En la figura 5.3 se presentan las elevaciones máximas de ola a lo largo de la mayor parte de la costa de la rejila del modelo (véase la figura 5.1) y a lo largo de la costa cerca de Lima (figura 5.2b). Adviértanse las olas sumamente altas a lo largo de la costa (al menos 6 m para

---

*La información que sigue a continuación se ha obtenido de cierto número de fuentes (Berninghausen, 1962; Iida et. al., 1967, Kuroiwa, 1981; Soloviev, 1968). Puede observarse después de leer cierto número de fuentes que existe mucha confusión en cuanto a lo que ocurrió y cuándo ocurrió. Complica esto la dificultad de separar el daño sísmico del daño tsunamigénico durante un evento local. El lector interesado debería consultar las fuentes existentes y adoptar sus propias decisiones.

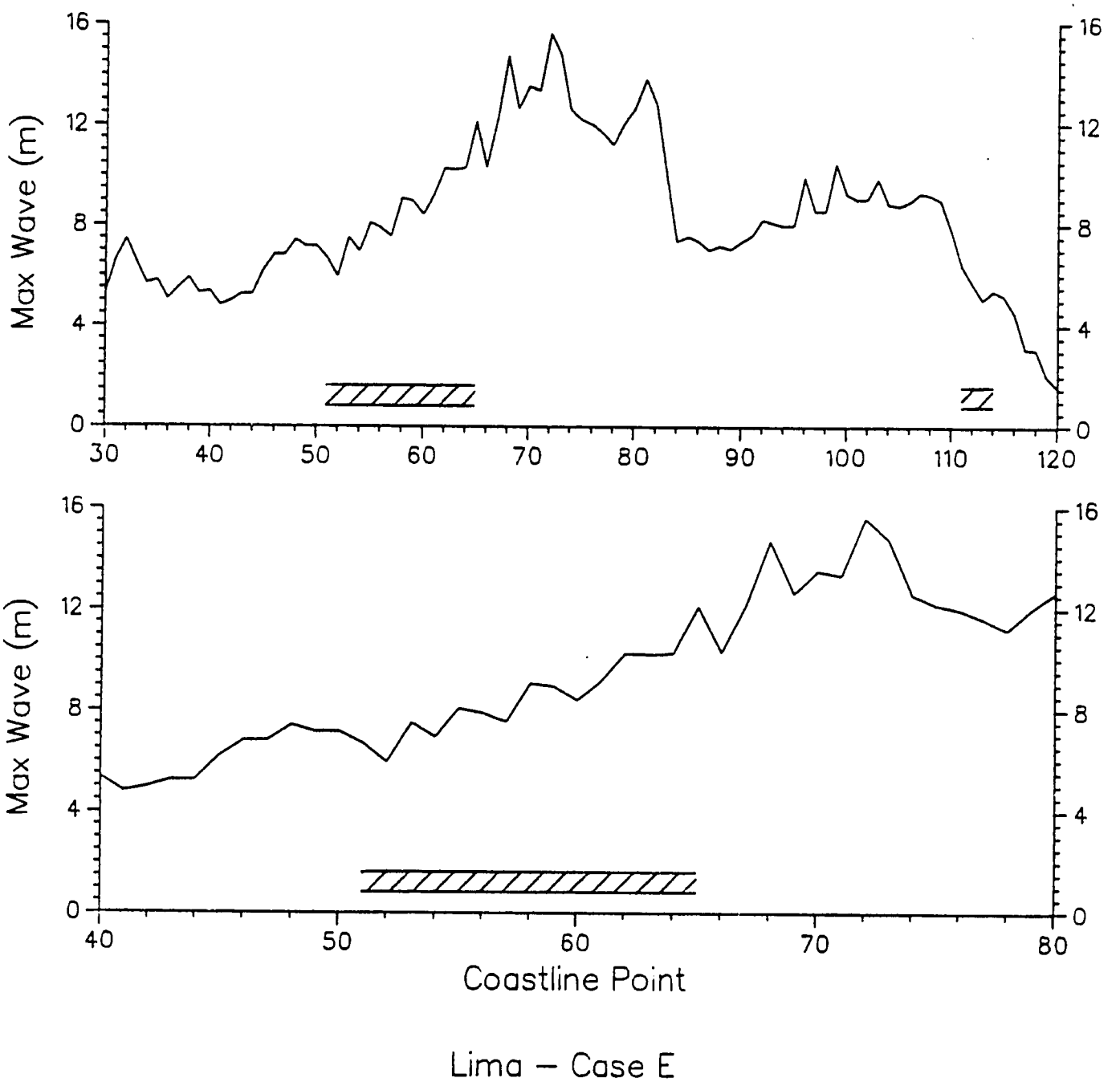


Figura 5.3 Elevaciones de ola máximas pronosticadas en puntos a lo largo de la costa (véanse las figuras 5.1 y 5.2(b)) como resultado del tsunami procedente del lugar de origen E. La zona de rayas denota porciones de la costa que experimentaron inundación. El trazado inferior denota una subserie del trazado superior.

la mayor parte de la región), especialmente al sureste de Lima. Las olas de valores extremos, afortunadamente, llegan a la costa en una región en la que el terreno sube rápidamente desde el nivel del mar, por lo que no ocurre una inundación significativa.

El área inundada incluye toda La Punta y gran parte del Callao (figura 5.4). Se extiende por un kilómetro tierra adentro, con sus límites interiores aproximadamente paralelos al contorno de elevación de 10 m. Es evidente que la amenaza para la ciudad por un evento como este sería grande.

La amenaza potencial que sigue en gravedad proviene del tsunami procedente de la zona de origen A. Como se ilustra en la figura 5.5, se calcularon olas muy altas (más de 5 m) para toda la costa en la vecindad de Lima. Se observa una segunda concentración separada de olas altas, más al sur, hacia Punta Chiquero.

El patrón de inundación para la propia Lima (figura 5.6) es análogo al calculado para el caso E, pero no abarca tanto terreno. Se extiende más allá del contorno de elevación de los 5 m, pero se detiene antes de llegar al de 10 m. Sin embargo, la amenaza sigue siendo todavía sustancial.

El tsunami procedente de la zona de origen B presenta una amenaza mucho menor. La zona de origen B (norte) yace a varios centenares de kilómetros al sureste de Lima. Aunque su momento sísmico es aproximadamente igual al del caso A, su orientación es tal que la mayor parte de la energía de la ola irradia hacia el suroeste (Hebenstreit, 1981); poca energía irradia hacia el noroeste. Esto, junto con su distancia de Lima, nos lleva a esperar efectos que sean menores que los correspondientes a los casos E o A. El trazado de la elevación máxima calculada (figura 5.7) muestra que solo alrededor de Lima y Punta Chiquero superan las elevaciones los 2 metros. La zona de inundación (figura 5.8) es mucho menor, y está limitada a La Punta y la parte occidental del Callao.

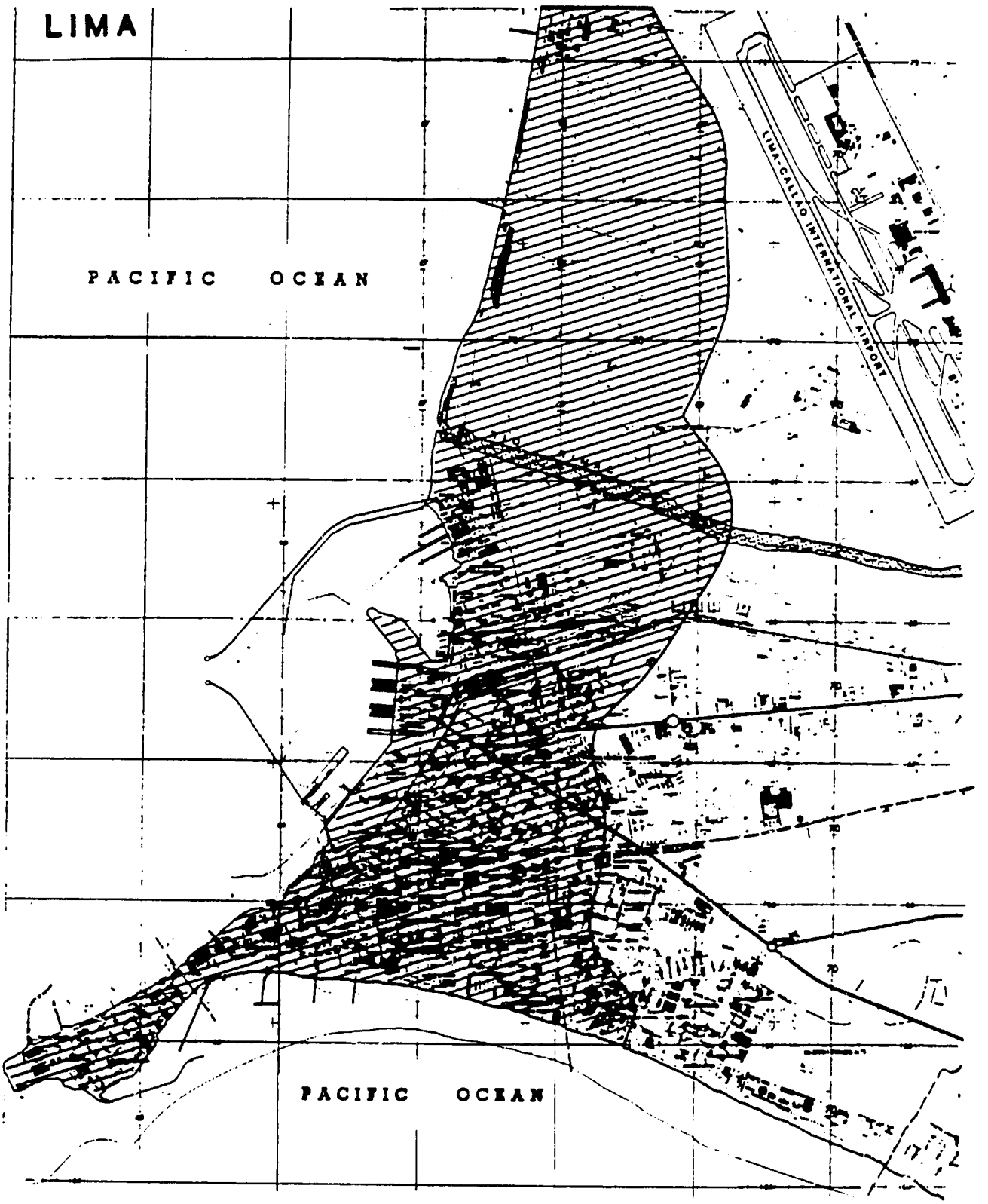


Figura 5.4. El modelo pronostica inundación en la zona de rayas debido al tsunami procedente de la zona E.

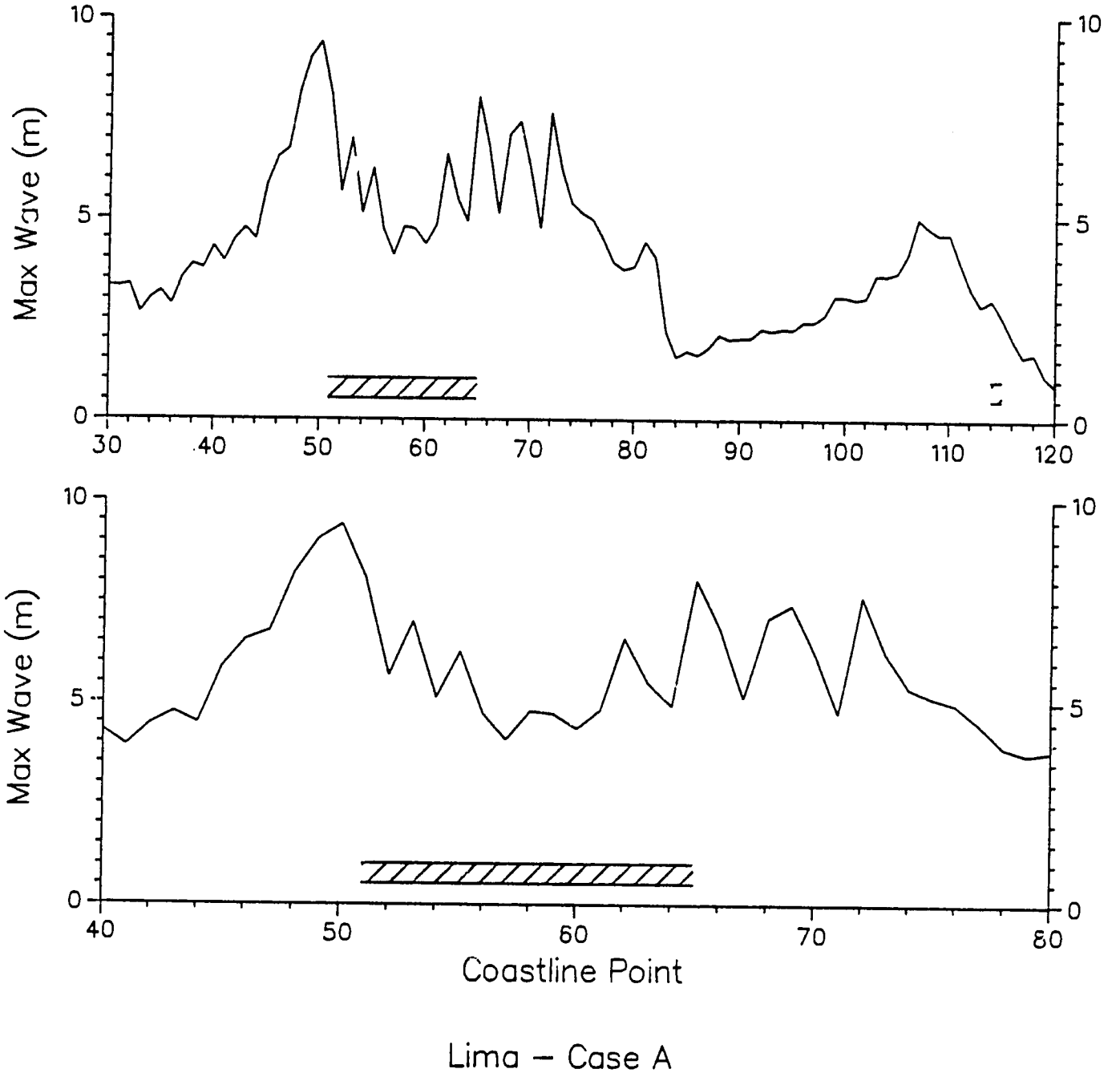


Figura 5.5. Lo mismo que la figura 5.3, pero para la zona A.

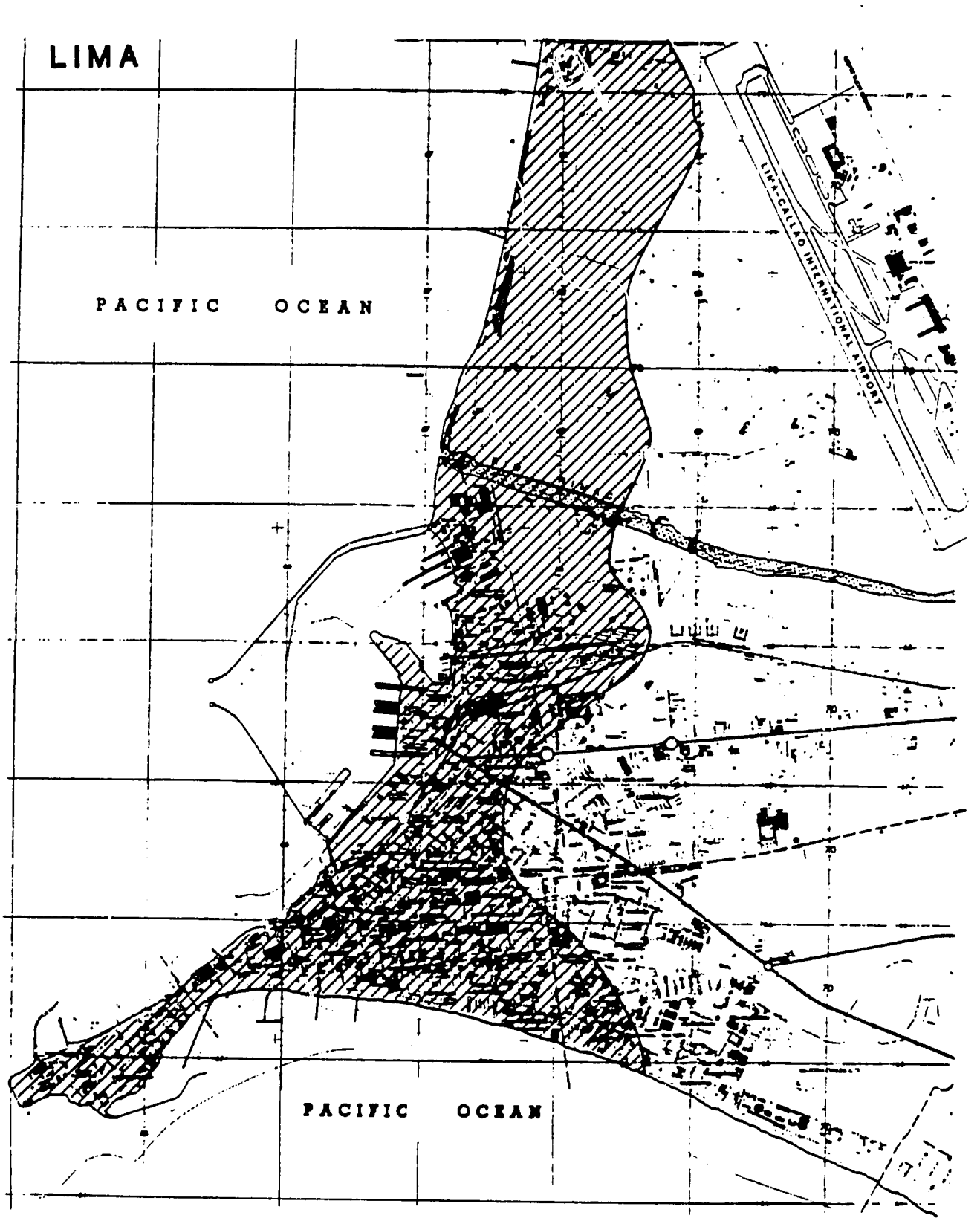


Figura 5.6. El modelo ilustra la inundación en la zona de rayas debida al tsunami procedente de la zona A.

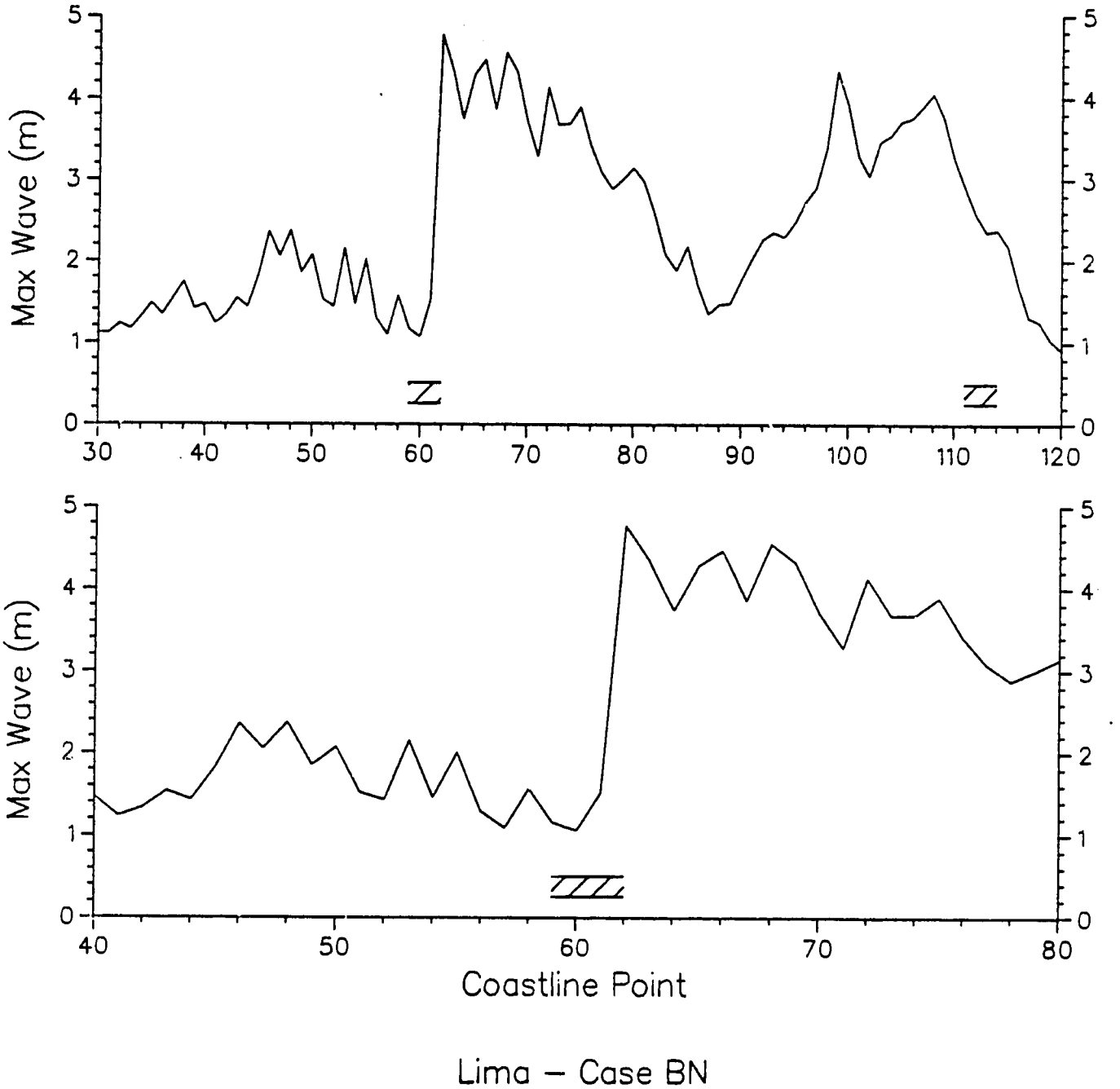


Figura 5.7. Lo mismo que la figura 5.3, pero para la zona B (Norte).

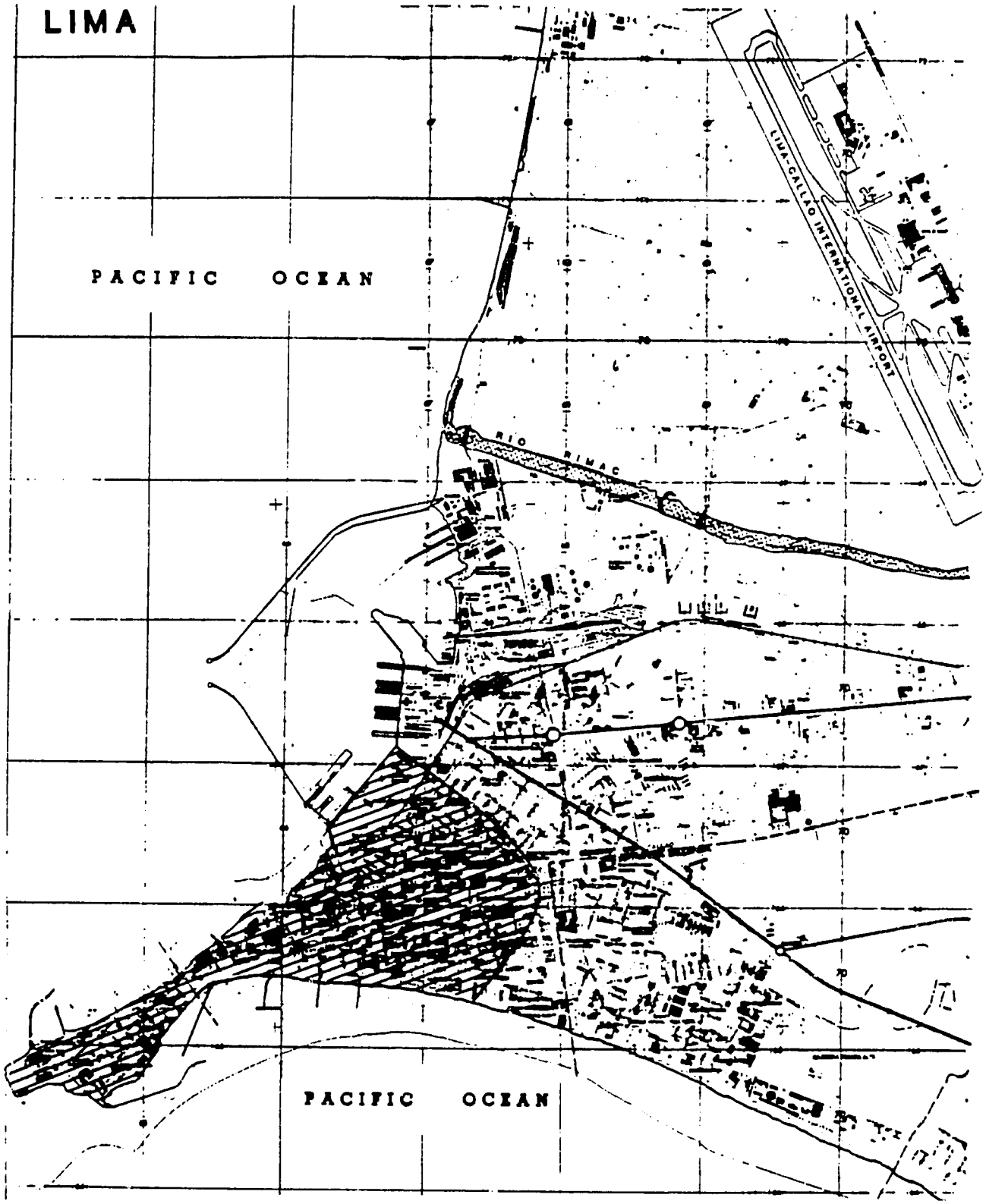


Figura 5.8. El modelo pronostica inundación en la zona de rayas debida al tsunami procedente de la zona B (Norte).

La orientación de la zona de origen (B Sur) es tal que esperaríamos que se dirigiera más energía hacia Lima de este lugar que con el caso B (Norte). Sin embargo, la distancia de recorrido es mayor y, como resultado, las elevaciones de ola son aún menores (figura 5.9) y se pronostica menos inundación (figura 5.10). Solo alrededor de Lima ocurren de forma consecuente olas muy por encima de 2 m.

La zona de origen D yace más al sur de Lima que las zonas anteriores y produce solo la mitad de la energía. Puesto que el riesgo potencial del caso B (Sur), que está mucho más cerca de Lima que la zona para el caso D, fue relativamente bajo, consideramos justificado eliminar la simulación para el caso D.

5.4 INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

Los resultados de las simulaciones para Lima se prestan a una interpretación bastante simple. Los grandes terremotos que ocurren cerca de Lima (es decir, los casos A y E) tienen un potencial mayor de daño tsunamigénico en Lima que los terremotos grandes que ocurren más lejos. Supuestamente, la amenaza de los terremotos menores es menor que la de los grandes. Callao y La Punta están sujetos a cierto grado de inundación de los tsunamis que se originan a lo largo de la costa sudamericana, independientemente de la distancia de recorrido.

En este punto hay que introducir una nota de precaución. Estas simulaciones no pretenden ser una representación exacta de la realidad, y los resultados no son pronósticos exactos. Son solo aproximaciones, basadas en las características más importantes del fenómeno. En el caso de Lima, han de tomarse en cuenta dos factores.

El primero, que se aplica a todas las simulaciones, es el de que el modelo no obtiene una resolución suficiente para tomar en cuenta el nivel de desarrollo del área costera (Callao, en este caso). Puesto que Callao parece estar muy construido, el patrón de inundación

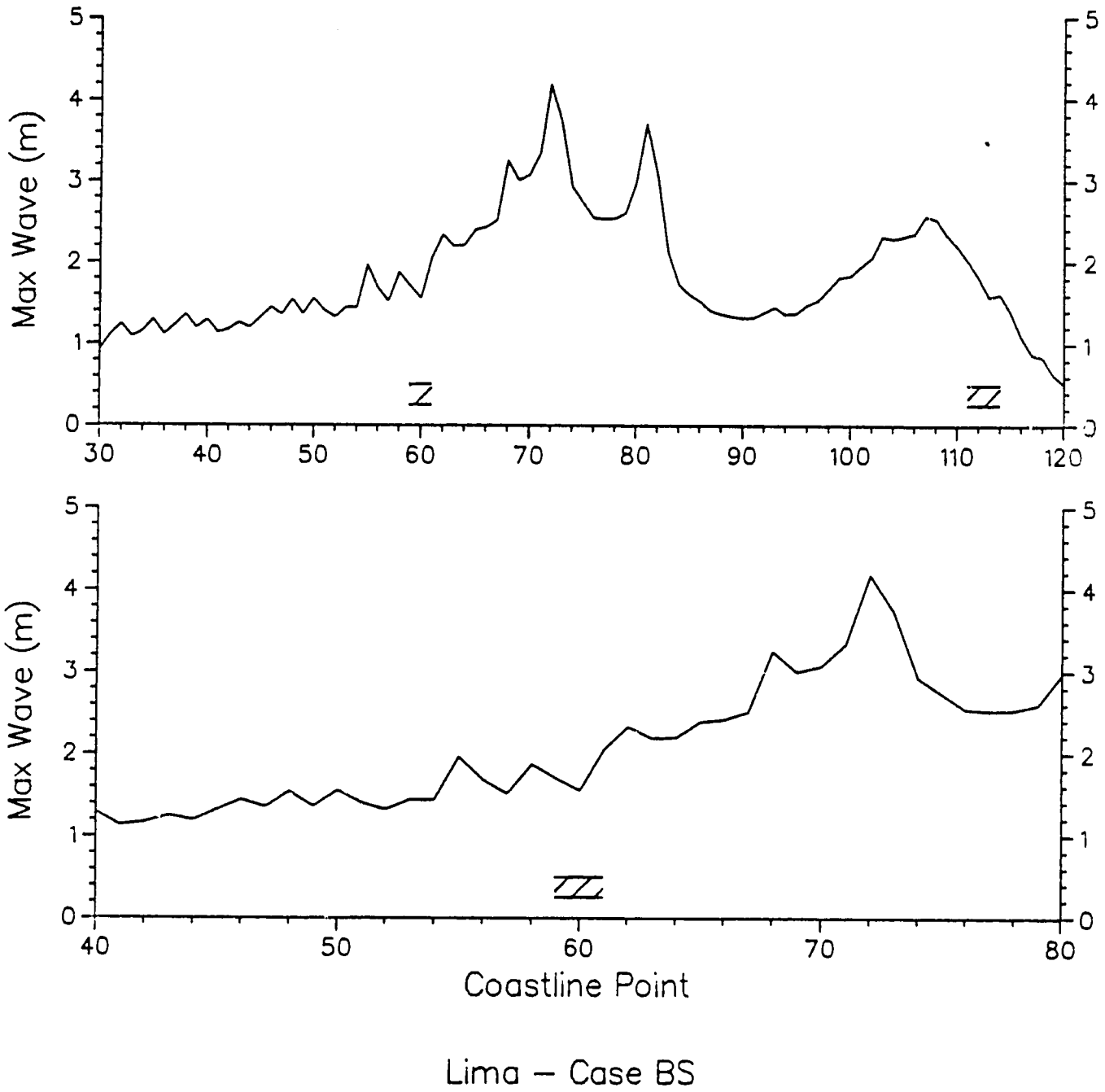


Figura 5.9. Lo mismo que la figura 5.3, pero para la zona B (Sur).

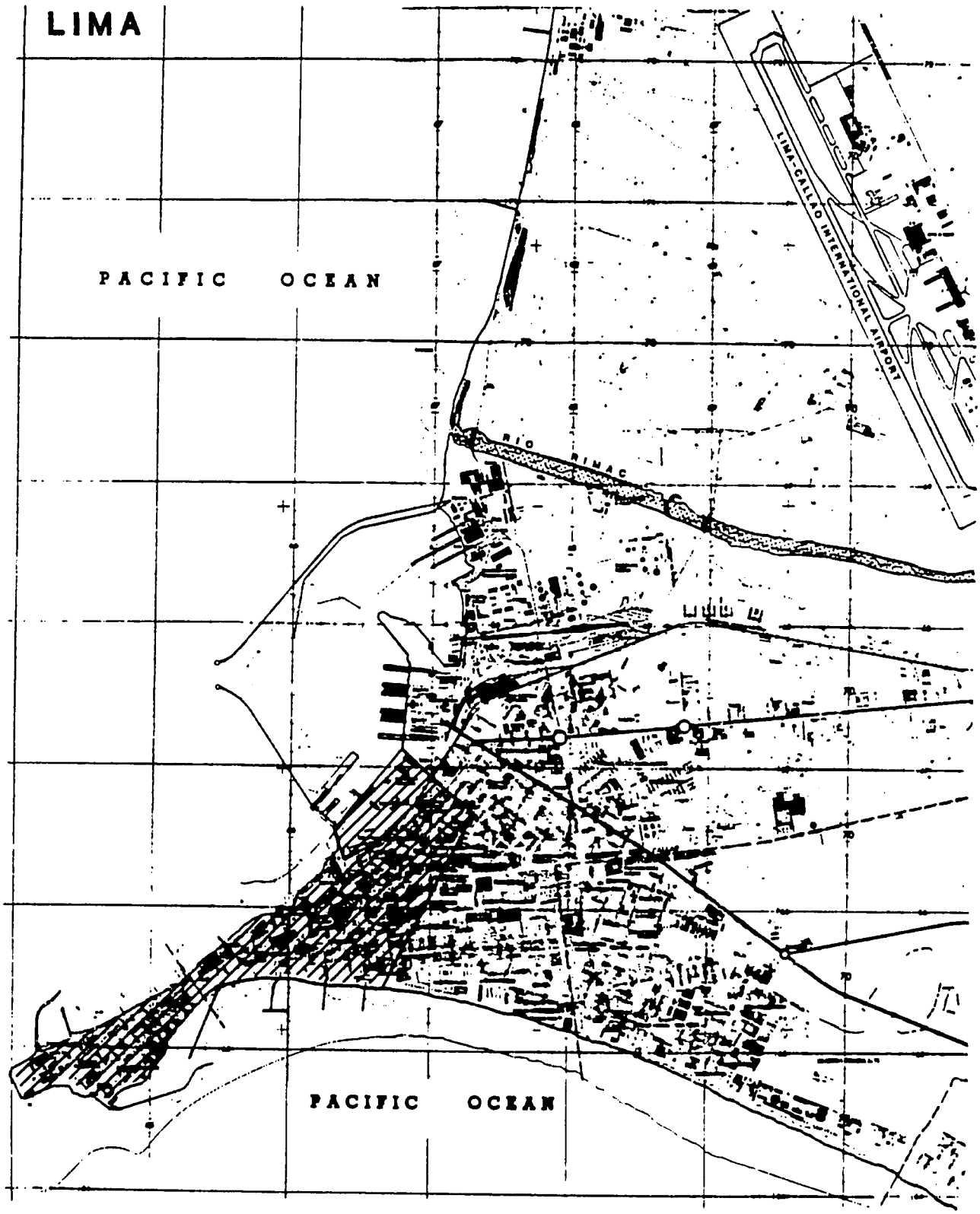


Figura 5.10. El modelo pronostica inundación en la zona de rayas debida al tsunami procedente de la zona B (Sur).

pronosticado por el modelo quizás sea más amplio que en realidad. Las simulaciones pueden considerarse como una situación del "peor de los casos". Sin embargo, conviene tener presente que un maremoto que lleve suficiente agua para alcanzar el contorno de los 10 m en terreno relativamente sin obstrucciones quizás produciría daños significativos a las barreras, tales como los edificios, que encuentre en su paso.

El segundo factor, que se aplica a Lima en particular, es el de que la presencia de la dársena casi cerrada pudiera también modificar los resultados de una forma desconocida para las zonas de tierra inmediatamente hacia la costa de la dársena. Sin embargo, la gran extensión de terreno sujeto a inundación a lo largo de toda la costa de La Punta-Callao en los casos E y A nos lleva a la conclusión de que gran parte de la entrada de agua a la zona del muelle proviene de zonas no protegidas por la dársena y por tanto sigue existiendo una amenaza. Además, las grandes elevaciones de ola para estos mismos dos casos llevaría casi con toda certeza a saltar los muros y a perturbar la dársena, con daños probables para las embarcaciones e instalaciones.

La realidad es que estos resultados son estimaciones bien informadas de lo que pudiera ocurrir, no pronósticos de lo que ocurrirá. Uno de los usos primordiales de esta clase de estudio es el de servir de guía para la clase de riesgo que presenta un tsunami y de indicación para las medidas de protección que se necesitan. Por ejemplo, la amenaza para Lima es muy inmediata. Es decir, la población actualmente establecida, los centros comerciales y gubernamentales, están sujetos al riesgo de un tsunami. Los esfuerzos encaminados a mitigar los daños deberían concentrarse en la construcción de defensas (rompeolas, estructuras reforzadas densamente situadas en la costa, malecones o diques, etc.) y en el mejoramiento de las

medidas de evacuación y auxilio (evaluación de las rutas de evacuación, establecimietno de suministros de emergencia, instalaciones de lucha contra incendios y rescate, etc.) Estudios similares al presente, pero que utilicen modelos de mayor resolución, pueden ayudar bastante a evaluar la eficacia de las defensas propuestas, adiestrar al personal encargado de hacer frente a los casos de desastre en simulaciones realistas y evaluar y reevaluar los planes de emergencia.

Sección 6

RIESGO DE TSUNAMI EN ARICA, CHILE

6.1 UBICACION

Arica es una pequeña ciudad portuaria y pesquera situada en la región septentrional de Chile, a 20 km de la frontera entre Chile y el Perú. Está ubicada cerca del centro del giro en la costa del Pacífico de Sudamérica, en el extremo más meridional de la llanura baja costera conocida por el nombre de la Pampa de la Yarada. La costa al sur de Arica es una línea de acantilados casi ininterrumpida que sube pronunciadamente a llanuras altas y áridas. Esta región de llanuras se extiende hacia el norte adentrándose en el Perú; está situada al este de la propia Arica y forma un muro oriental para la Pampa de la Yarada. En la figura 6.1 se ilustra la topografía modelo para la región.

Arica propiamente dicha está a varios metros por encima del nivel del mar (figura 6.2). El extremo sureste de la localidad está construido en las laderas de varias colinas grandes, la mayor de las cuales, llamada el Morro Gordo, tiene una altura aproximada de 200 m. Dos ríos atraviesan la zona; el río San José corta a través de la localidad, mientras que el río Lluta cruza la planicie al norte de Arica.

Dispusimos de poca información sobre la importancia económica de Arica. Parece ser uno de los puertos marítimos mayores de esta sección de Chile. Dos líneas ferroviarias, una a Tacna y la otra a Bolivia, terminan en Arica. Y la carretera Panamericana pasa a través de la localidad. Al menos dos terminales de petróleo figuran en los mapas de la región, uno cerca de la zona portuaria.

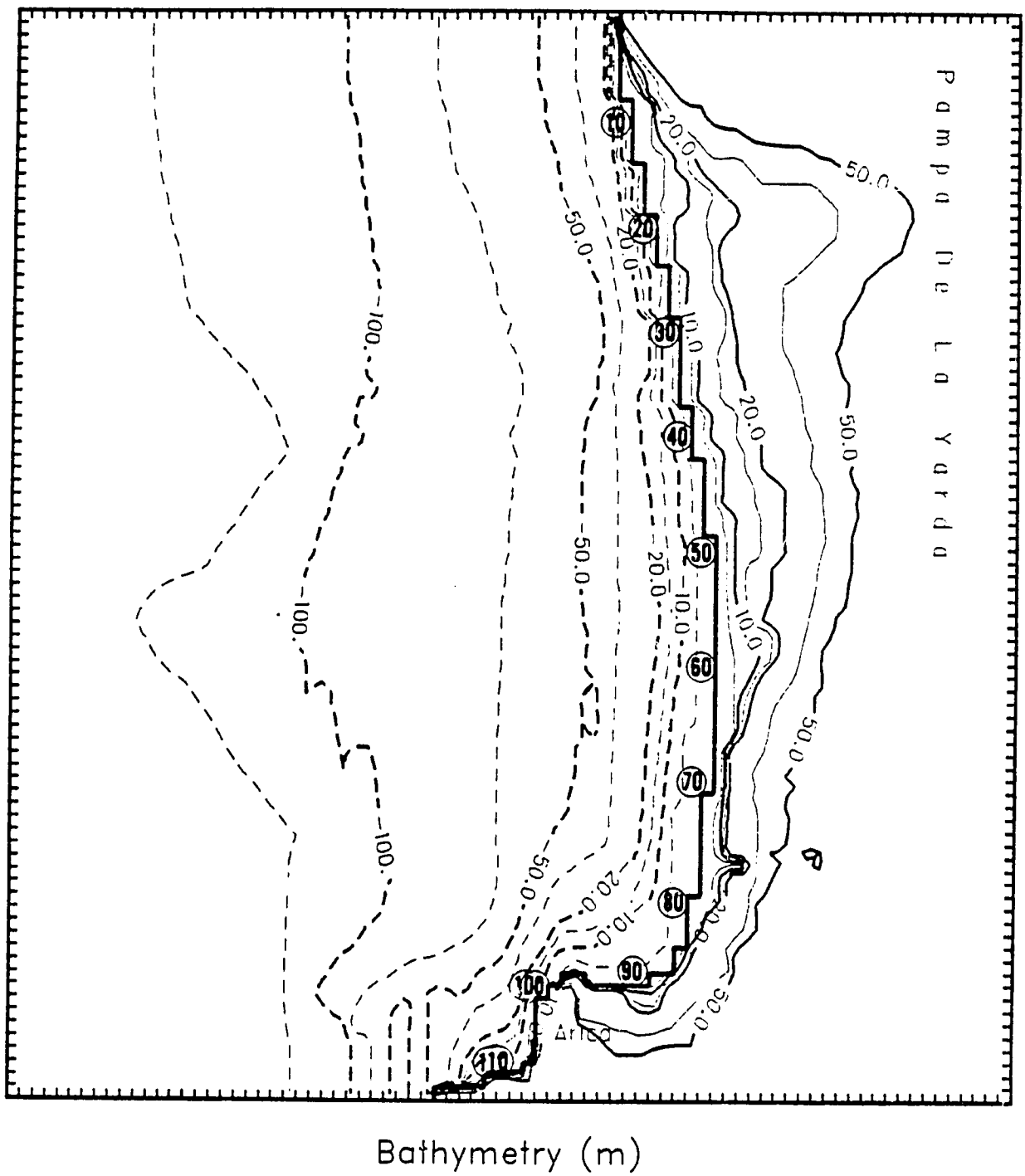


Figura 6.1. Contornos de topografía (en metros) utilizados para la rejilla del modelo de la costa alrededor de Arica. Los círculos numerados representan algunos de los puntos costeros en los que se registraron elevaciones de ola máximas. No se presentaron contornos para elevaciones de tierra por encima de los 50 m.

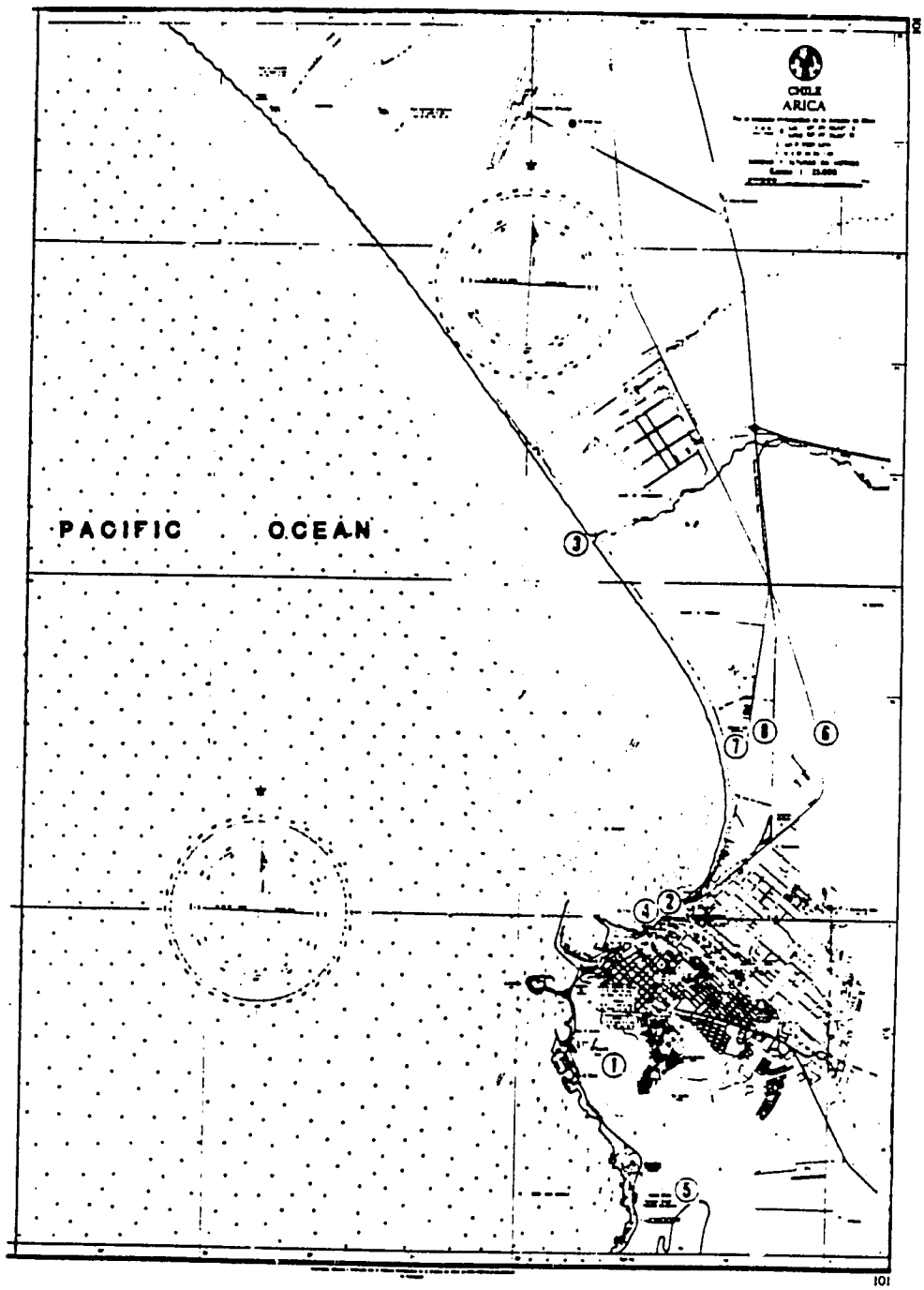


Figura 6.2(a). Mapa de Arica y alrededores inmediatos. El Morro Gordo, el río San José y el río Lluta se denotan por ①, ② y ③, respectivamente. Dos terminales de petróleo se denotan por ④ y ⑤. El ferrocarril a Bolivia (⑥), el ferrocarril a Tacna (⑦) y la carretera Panamericana (⑧) también se ilustran.

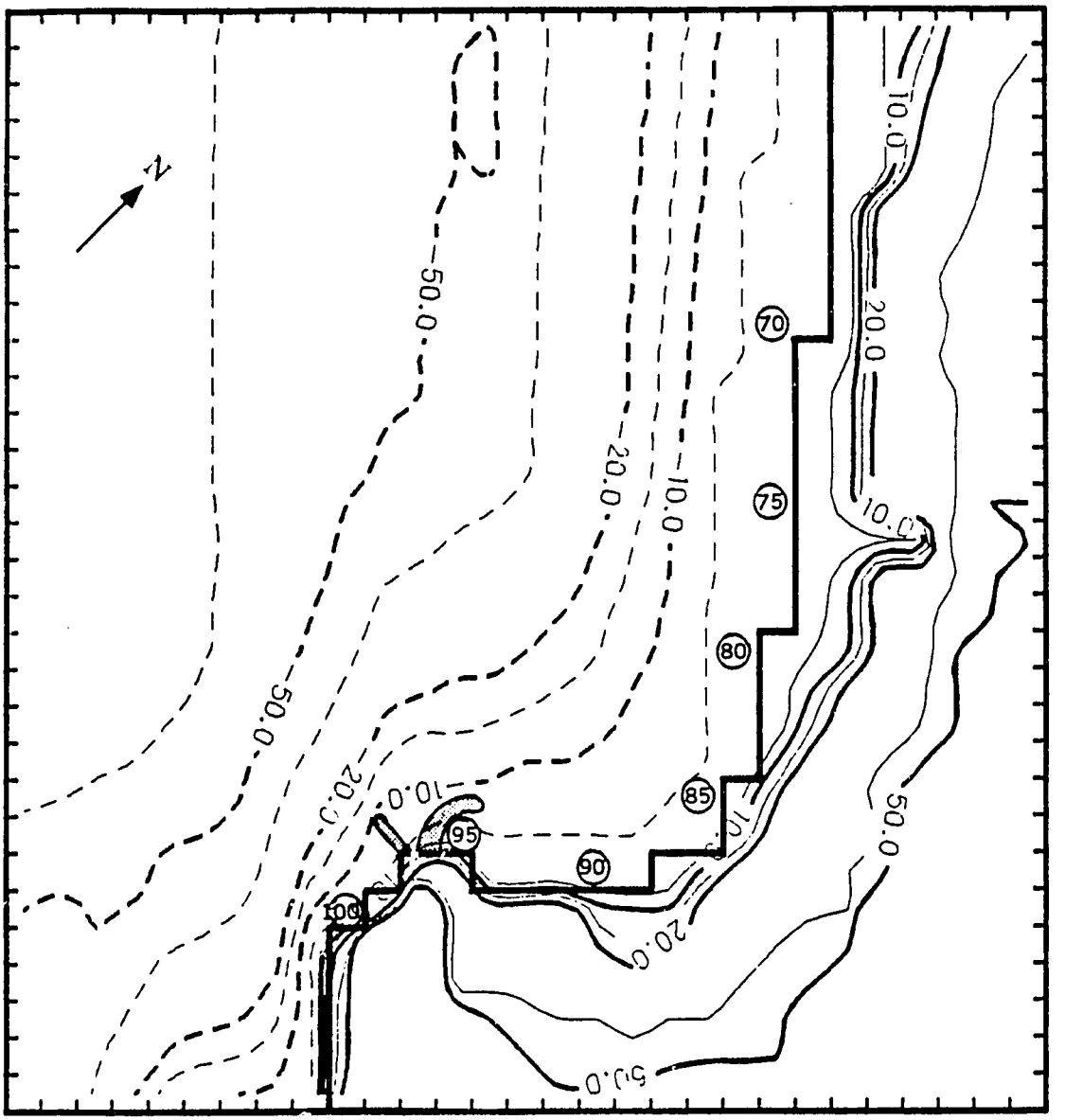


Figura 6.2(b). Topografía del modelo de Arica y alrededores. El área indicada por puntos contiene características costeras que son demasiado pequeñas para resolución en la rejilla. Estas se tratan como barreras de escala inferior a la del modelo.

6.2 HISTORIA DE TSUNAMIS

Arica tiene una larga historia de daños producidos por tsunamis; el evento más antiguo registrado confiablemente ocurrió en 1604. Unos nueve tsunamis han azotado la localidad desde entonces, con niveles de daños que oscilan entre mínimos y una destrucción casi total. El tsunami de agosto de 1868 es el evento más famoso. Ocasionó 200 muertes (Soloviev y Go, 1968) y extensa inundación. Transportó el cañonero USS Wateree varios centenares de metros tierra adentro. El registro histórico indica que al menos en dos ocasiones más los tsunamis (o una combinación de terremotos y tsunami) destruyeron prácticamente la ciudad. Parece que la población ha cambiado de lugar al menos dos veces, principalmente en respuesta a esos eventos destructivos.

6.3 SIMULACIONES DEL RIESGO

Los resultados de las simulaciones indican que la propia Arica no está sujeta a una grave amenaza tsunamigénica en su actual situación en terreno alto. Tal como podía esperarse, el tsunami del caso E produjo la inundación más extensa. En la figura 6.3 se presentan las olas máximas registradas en puntos a lo largo de toda la costa (véase la figura 6.1 donde se dan las situaciones de los puntos). Adviértanse las alturas de ola extremas (> 5 m para casi todo el trayecto), con las olas más altas concentradas justamente al noroeste de la localidad. Para los puntos 90 y superiores, las olas altas no producen inundación ya que Arica está situada en terrenos relativamente elevados. La zona inundada cerca de Arica se ilustra en la figura 6.4. La zona baja al noroeste de la localidad es inundada de 1 a 2 metros tierra adentro, pero poca inundación se observa en la propia ciudad.

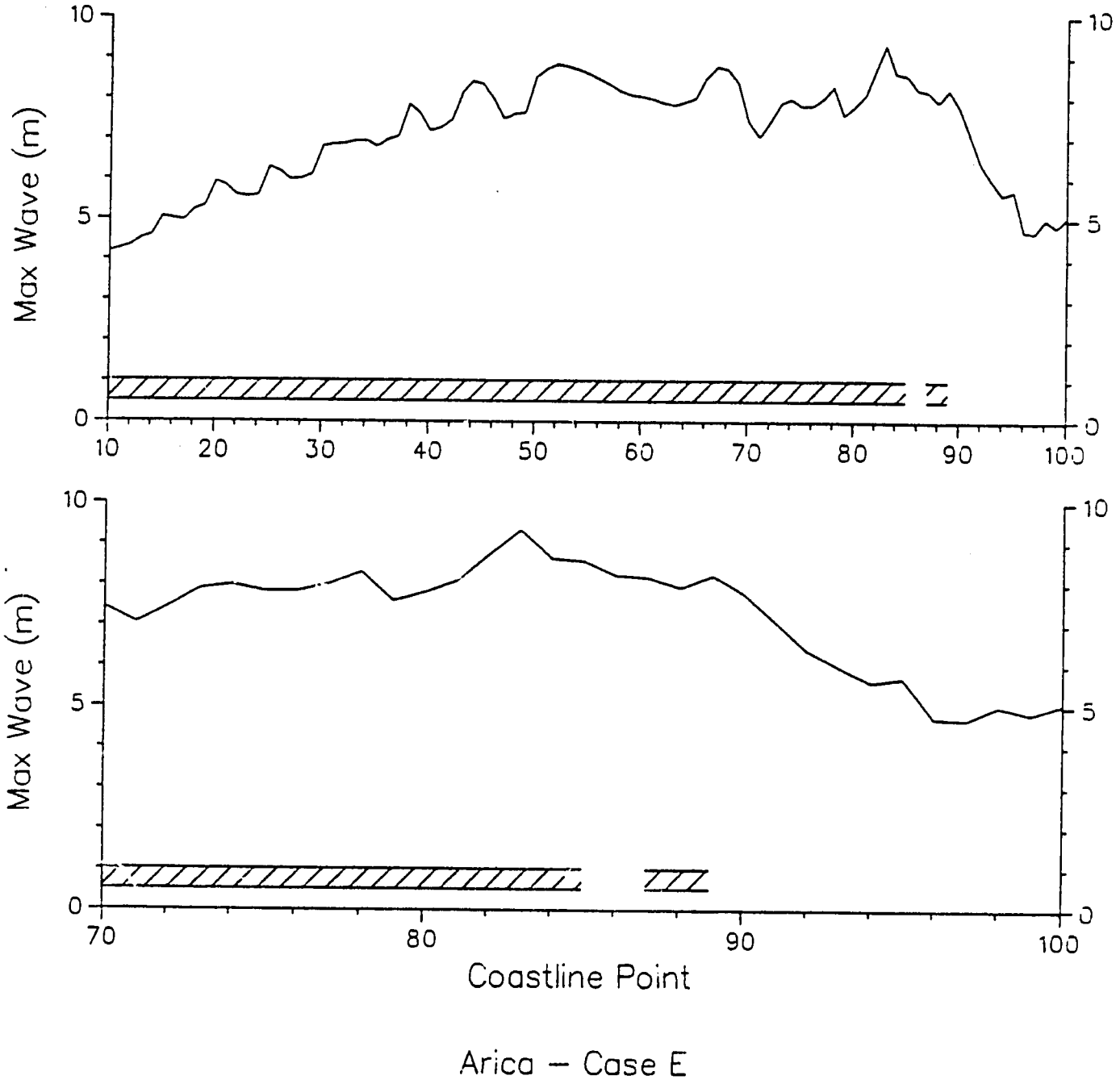


Figura 6.3. Elevaciones de ola máximas pronosticadas en puntos a lo largo de la costa (véanse las figuras 6.1 y 6.2(b)) como resultado del tsunami procedente del lugar de origen E. La zona de rayas denota porciones de la costa que experimentaron inundación. El trazado inferior ilustra una subserie del trazado superior.

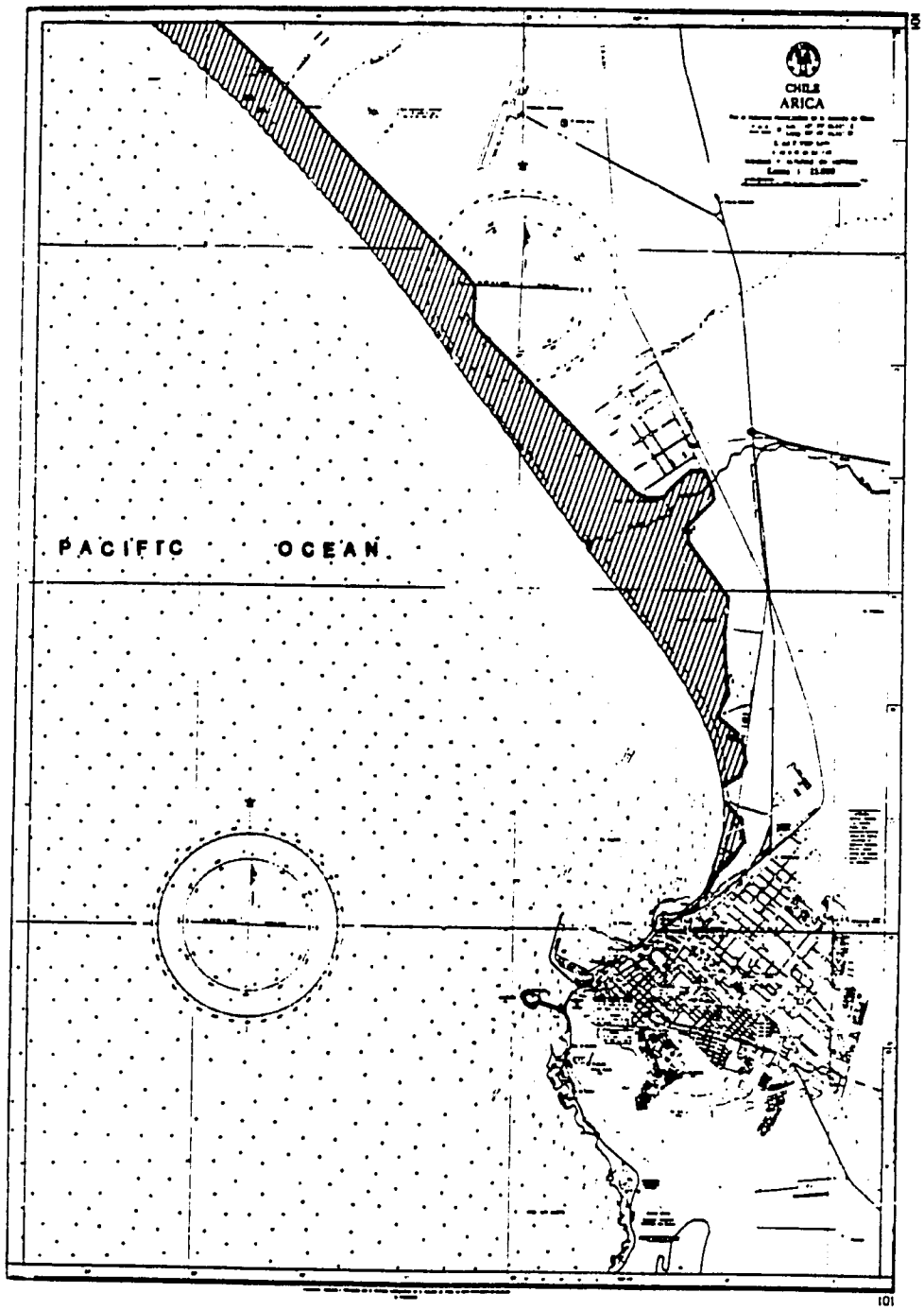


Figura 6.4. El modelo pronostica inundación en la zona de rayas debida al tsunami procedente de la zona E.

El tsunami procedente de la zona B (sur) es el que presenta la amenaza más grave siguiente. Olas altas se producen en cierto número de lugares a lo largo de la costa con extensa inundación (figura 6.5). Quedan inundadas las mismas porciones de la costa cerca de Arica que en el caso E, pero las zonas de inundación no se extienden, por lo general, mucho tierra adentro. Nuevamente, poca inundación ocurre en Arica propiamente dicha (figura 6.6).

Los tsunamis originados en zonas al noroeste de Arica [B (Norte) y A] representan una amenaza menor para la ciudad que sus alrededores (figuras 6.7-6.10). La amenaza disminuye con la distancia entre la ciudad y la zona de origen. Esto se debe al hecho de que gran parte de la energía de los tsunamis procedentes de estas zonas se irradia directamente hacia el suroeste, al oceano profundo, y relativamente poca energía persiste por distancias largas en la plataforma continental.

6.4 REPERCUSIONES

La primera impresión que se obtiene al examinar estos resultados es la de que la propia localidad de Arica no está sujeta a graves efectos tsunamigénicos. Sin embargo, la llanura septentrional está bastante expuesta. Las fuentes de datos disponibles no indican mucha construcción a lo largo de esta costa en la actualidad, pero si se proyectara construir esta zona sería necesario tomar en cuenta el riesgo de los tsunamis.

---

*Una simulación del tsunami procedente de la zona de origen D se omitió inadvertidamente hasta mucho después de que se hubieran terminado las otras. El análisis precedente nos convenció de que se obtendría poca información adicional con su realización. Suponemos, en vista del tamaño de la zona y su orientación y la distancia de Arica, que su efecto sería análogo al de la zona A.

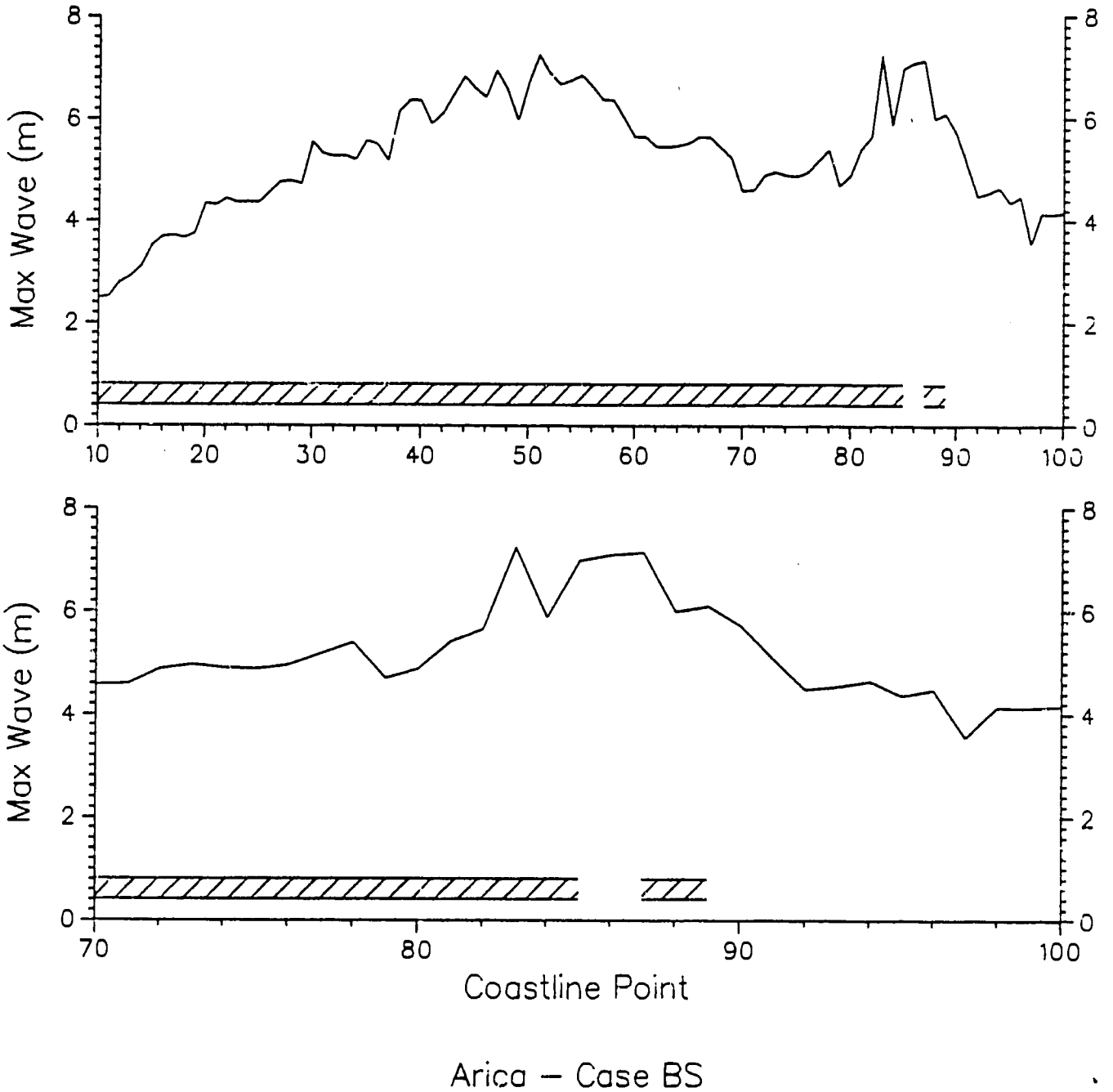


Figura 6.5. Lo mismo que la figura 6.3, pero para la zona B (Sur).

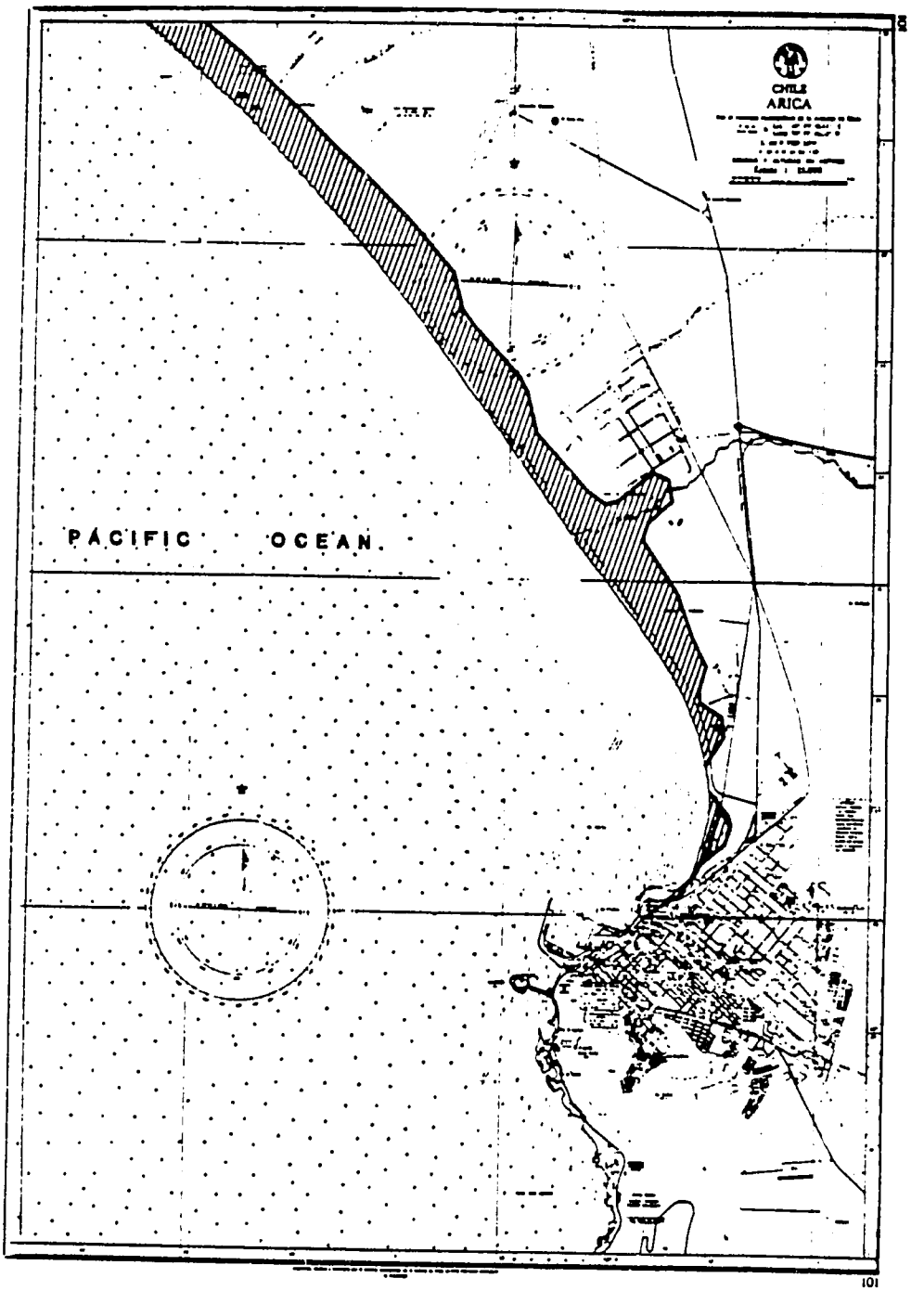


Figura 6.6. El modelo pronostica inundación en la zona de rayas debida al tsunami procedente de la zona B (Sur).

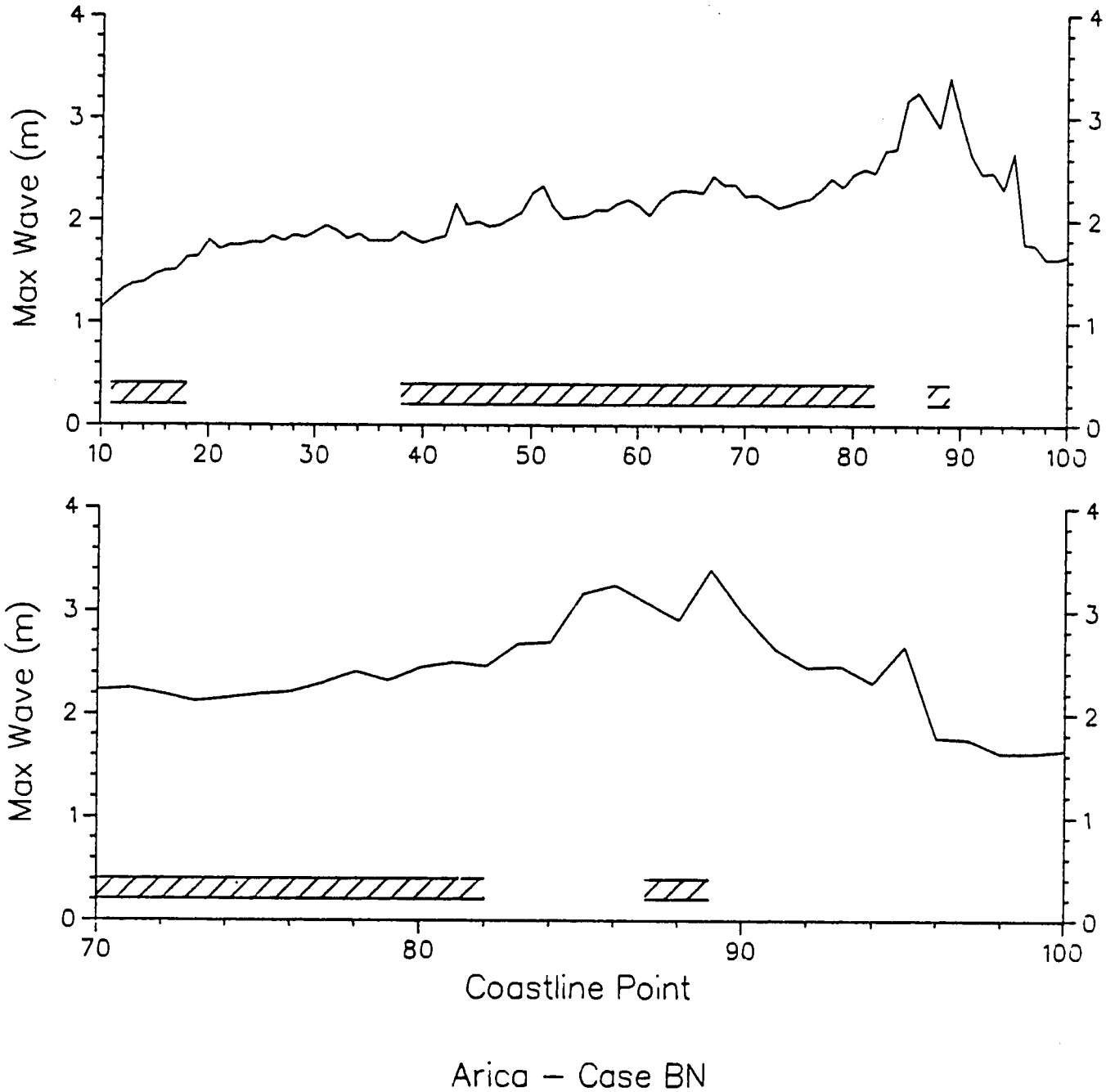


Figura 6.7. Lo mismo que la figura 6.3, pero para la zona B (Norte).

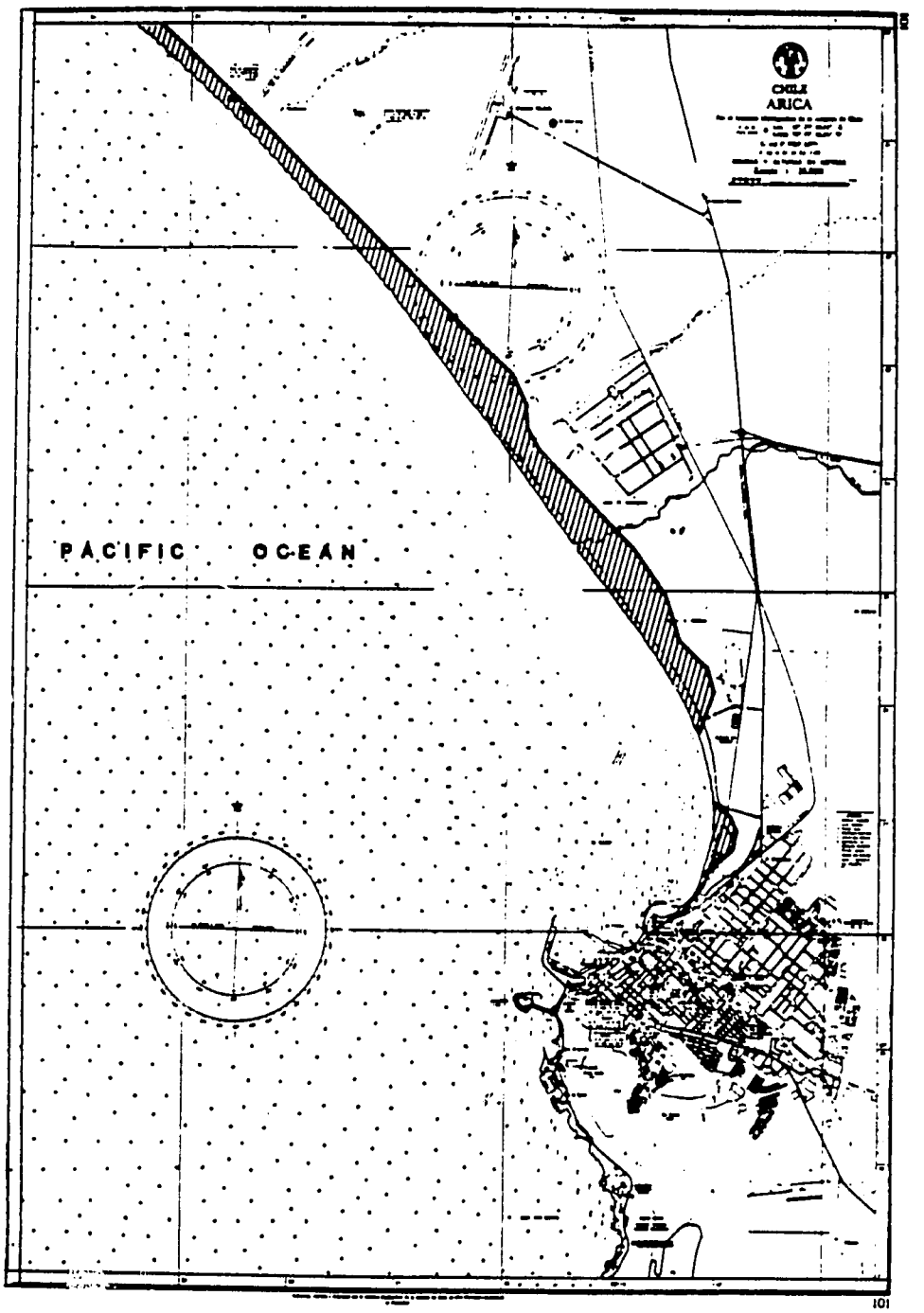


Figura 6.8. El modelo pronostica inundación en la zona de rayas debida al tsunami procedente de la zona B (Norte).

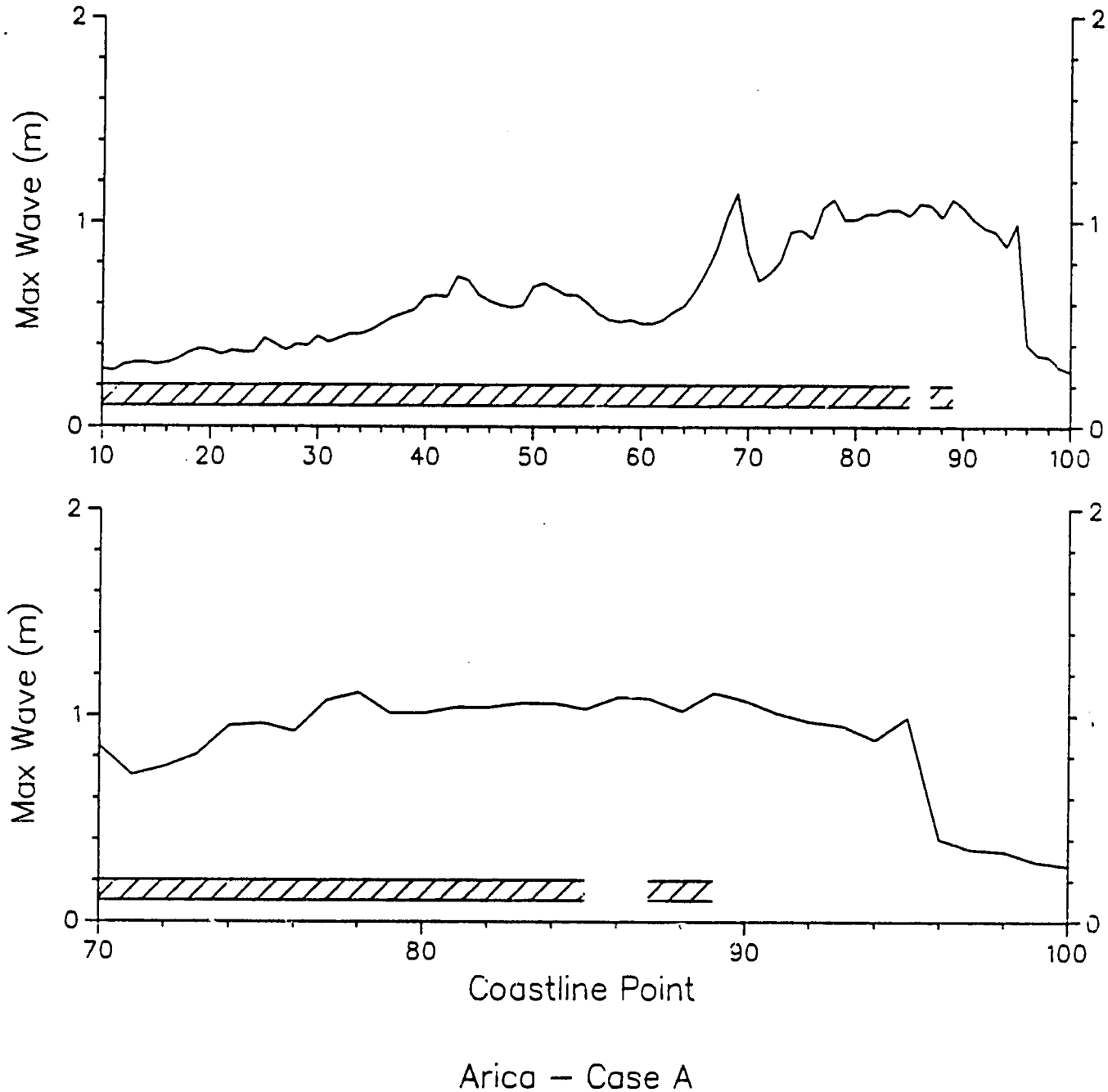


Figura 6.9. Lo mismo que la figura 6.3, pero para la zona A.

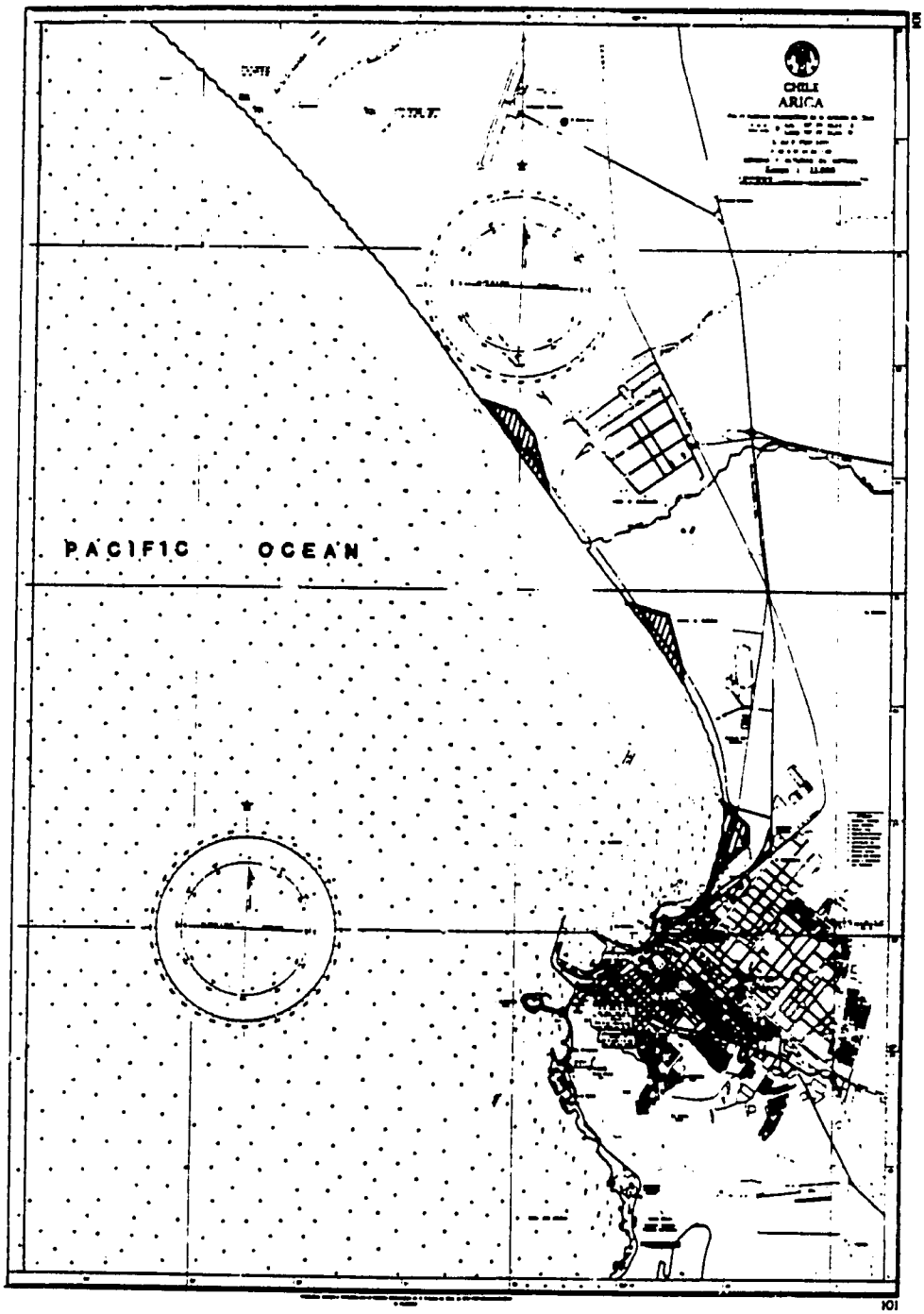


Figura 6.10. El modelo pronostica inundación en la zona de rayas debida al tsunami procedente de la zona A.

Una consideración adicional de estos resultados nos lleva a una modificación de la estimación de la amenaza para Arica propiamente dicha. Si bien la mayor parte de la localidad parece ciertamente estar segura, la zona portuaria inmediata quizás se vea amenazada por grandes tsunamis procedentes de las zonas E y B (Sur). Ambas de estas simulaciones produjeron olas de 4 a 6 m en Isla Alacrán y la punta que se extiende hacia el mar justamente al norte de ella (llamada en algunos mapas Rada de Arica). Es probable que ocurran avenidas e inundación en esta zona. No hay duda de que se producirían grandes daños a las embarcaciones que estén junto a la zona portuaria cuando se produzca un tsunami de gran intensidad.

Es interesante comparar las repercusiones de la amenaza pronosticada en Arica con las de Lima. En Lima, cualquier plan para reducir el riesgo o evacuar a la población ha de formularse dentro de la situación existente. Esto no solo enmarca las actividades de planificación en formatos específicos sino que además limita grandemente lo que puede hacerse. Y significa que la planificación de corto plazo es más importante que la de largo plazo.

En Arica, por el contrario, la amenaza se concentra en zonas que no parecen estar muy construidas. Así, pues, la situación impone mucho menos restricciones sobre las actividades de planificación, que pueden concentrarse en esfuerzos de largo plazo, tales como la planificación del uso de la tierra y la zonificación de protección, en vez de corto plazo. Sin embargo, el lujo relativo de poder realizar planes a largo plazo puede tener un filo doble, ya que el hecho aparente de que la amenaza esté distante puede producir despreocupación y resistencia a tales planes debido a preocupaciones más inmediatas. Nuevamente, las simulaciones minuciosas pueden ayudar grandemente en el proceso de planificación.

Sección 7

EL RIESGO DE TSUNAMIS EN LAS ISLAS FILIPINAS

7.1 INTRODUCCION

Las Islas Filipinas están situadas en el Pacífico occidental extremo. Los cuadros de tiempo de recorrido de los tsunamis de NOAA indican que pueden requerirse entre 22 y 25 horas para que un tsunami generado en la fosa de Perú-Chile llegue a las Filipinas. Esta enorme distancia, junto con la tendencia de las olas procedentes de la fosa a desplazarse más hacia el Pacífico noroccidental (Hebenstreit, 1981b) indica que solo raras veces presentan los tsunamis sudamericanos una amenaza grave para las Islas Filipinas. En un caso solamente, el tsunami de noviembre de 1922 procedente de la región norte de Chile, se refieren Iida y colaboradores (1967) a alturas de ola observadas en las Islas Filipinas. Esto puede indicar una ausencia de tsunamis o simplemente una ausencia de observaciones.

La etapa de propagación de campo lejano de este estudio indicó concentraciones consecuentes de energía en tres zonas: Luzón central, Luzón sudoriental (en las proximidades de Legaspi) y Mindanao sudoriental (en las proximidades de Davao). Estos lugares se ilustran en la figura 7.1.

La región central de Luzón, a lo largo de las costas de la bahía de Lamón, está dedicada principalmente a la producción forestal. La densidad de población es bastante reducida. La amenaza tsunamigénica que exista incide principalmente en los cultivos. Por esta razón, no se emprendió un estudio detallado de esta región.

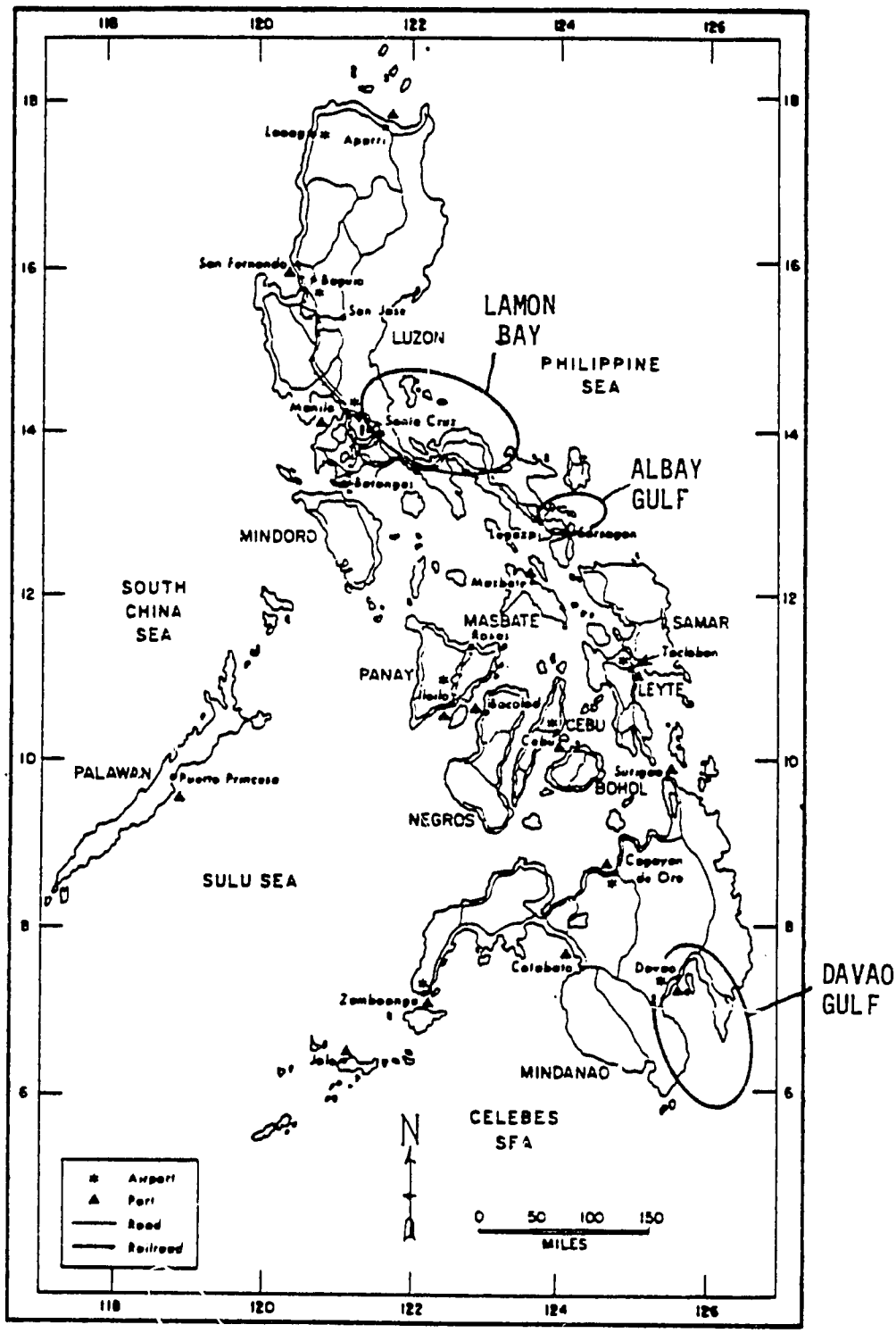


Figura 7.1. Mapa de las Filipinas, donde se indican los lugares de las carreteras nacionales, ferrocarriles, puertos principales y aeropuertos (de Vreeland y colaboradores, (1976)). Se han identificado las tres zonas de interés en este estudio.

La zona de Luzón sudoriental también está orientada a la agricultura debido a sus buenas tierras y elevada pluviosidad anual. La ciudad mayor en esta zona, Legaspi* (incluyendo el puerto de Legaspi) está en el extremo occidental del Golfo de Albay. Es una ciudad portuaria bastante grande y el terminal oriental de una línea férrea a Manila. En el censo de 1970, la Provincia de Albay tenía una poblacion de 674.000 habitantes, aproximadamente (Vreeland y colaboradores, 1976). Un riesgo de tsunami en esta zona amenaza tanto la vida de las personas como la propiedad.

La ciudad de Davao está en el extremo septentrional del Golfo de Davao, en Mindanao sudoriental. Esta región tiene una industria agropecuaria bien desarrollada y está densamente poblada. Las tres provincias que limitan con el Golfo de Davao tienen una población combinada (cifras de 1970) de 1,5 millones. La ciudad de Davao, que es un puerto marítimo y un centro aéreo y vial, es en importancia la tercera ciudad de las Islas Filipinas. Nuevamente, un riesgo de tsunami en esta zona tendría repercusiones grandes.

7.2 HISTORIA DE TSUNAMI

El número de tsunamis registrados en las dos zonas seleccioandas para el estudio es reducido. Nakamura (1978) estudió los registros disponibles e indicó que solo tres tsunamis han amenazado a Legaspi en los últimos 300 años. Y solo seis han ocurrido en las proximidades de Davao desde 1910. Todos los eventos fueron tsunamis de baja magnitud. Ninguno de los catálogos a nuestra disposición contiene información suficiente incluso para realizar una estimación aproximada de los niveles de daños producidos. Un examen del catálogo de Iida y colaboradores indica que varias decenas de personas han perdido la vida debido a los tsunamis en la historia registrada en las Filipinas.

*También se escribe Legazpi en algunos textos y mapas. En este informe se escribe exclusivamente con "s".

La principal amenaza tsunamigénica en estas zonas es local. El arco filipino es un punto sísmicamente activo, aunque McCann y colaboradores (1978) indican que pocos terremotos importantes han ocurrido en la región. Aunque parece existir una reducida amenaza debida a un tsunami distante, las simulaciones se realizaron en la hipótesis de que podría obtenerse alguna información valiosa sobre la amenaza general para las dos zonas.

7.3 SIMULACIONES DEL RIESGO EN LEGASPI

El Golfo de Albay es un canal largo y estrecho bastante profundo (> 200 m) durante la mayor parte de su longitud, con pendientes empinadas en las partes norte y sur (véanse las figuras 7.2a y 7.2b). La costa meridional es continua, con orillas muy empinadas por lo general, interrumpidas por llanuras costeras ocasionales. La costa septentrional está interrumpida por varias islas, nuevamente con orillas empinadas. La isla llamada Batán en la figura 7.2b está constituida realmente por varias islas pequeñas separadas por canales estrechos y muy someros. Legaspi yace en el extremo occidental más lejano de la bahía. Una llanura submarina ancha y ligeramente pendiente va desde el canal central profundo hasta la costa alrededor de Legaspi y más hacia el sur hasta la bahía de Poliqui. La figura 7.3 presenta una vista detallada de Legaspi y alrededores.

Los resultados del modelo indican que toda la región del golfo de Albay está realtivamente protegida contra un tsunami distante. Las olas que provienen del punto de origen E representan la amenaza más grande. Como se indica en la figura 7.4, para las costas meridional y occidental se pronostican elevaciones de ola de hasta 4 metros. La inundación ocurre en varias zonas - bahía de Sugot, costa norte de Manito y gran parte de la región desde la bahía de Poliqui al norte hasta el Puerto de Legaspi. Toda la costa alrededor del puerto de Legaspi es inundada tierra adentro hasta un kilómetro (figura 7.5a y b). Gran parte de la zona inundada de la ciudad está constituida por formaciones coralíferas; la propia ciudad portuaria es inundada, así como una zona grande al norte.

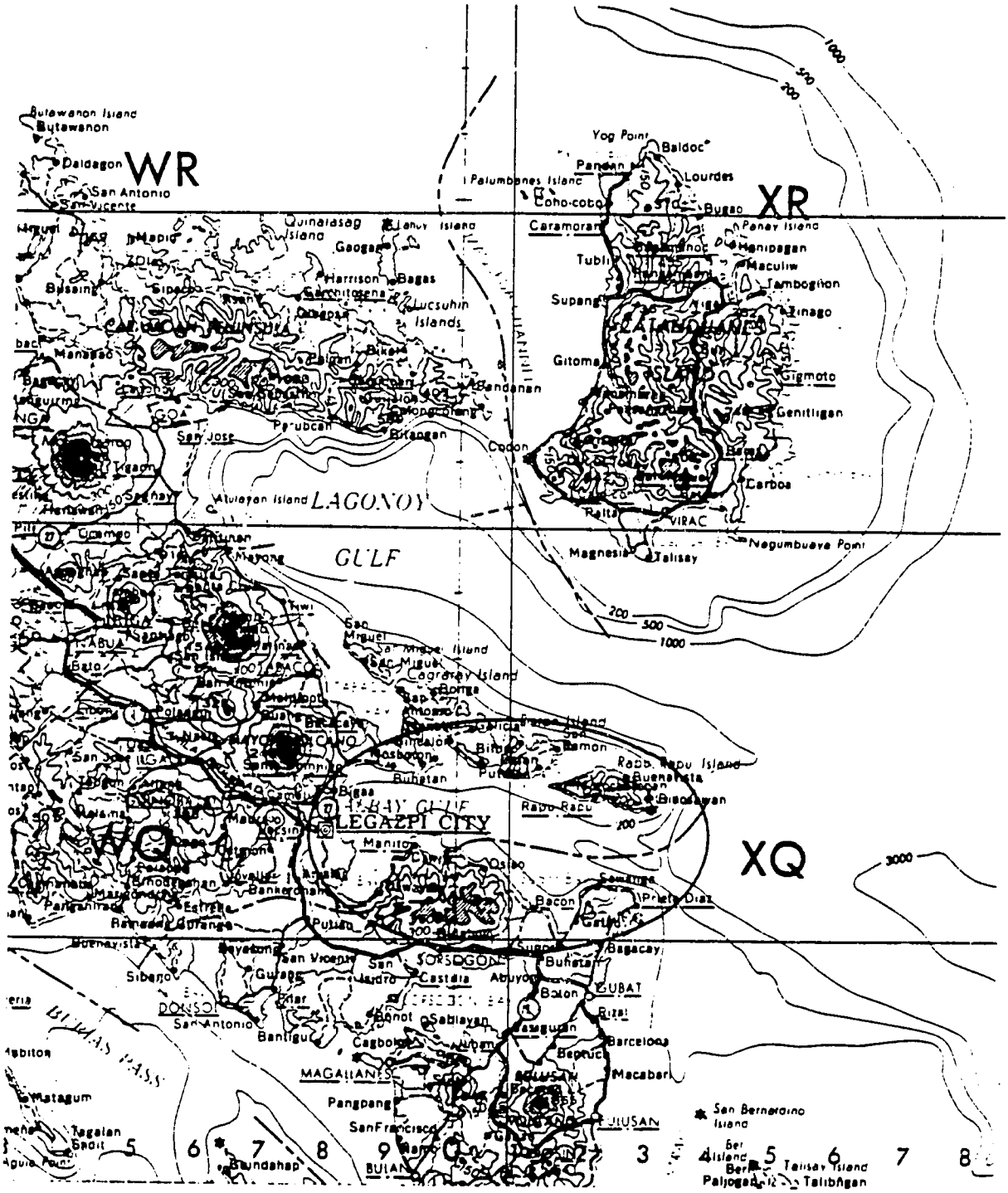


Figura 7.2a. Zona alrededor del golfo de Albay y la ciudad de Legaspi.

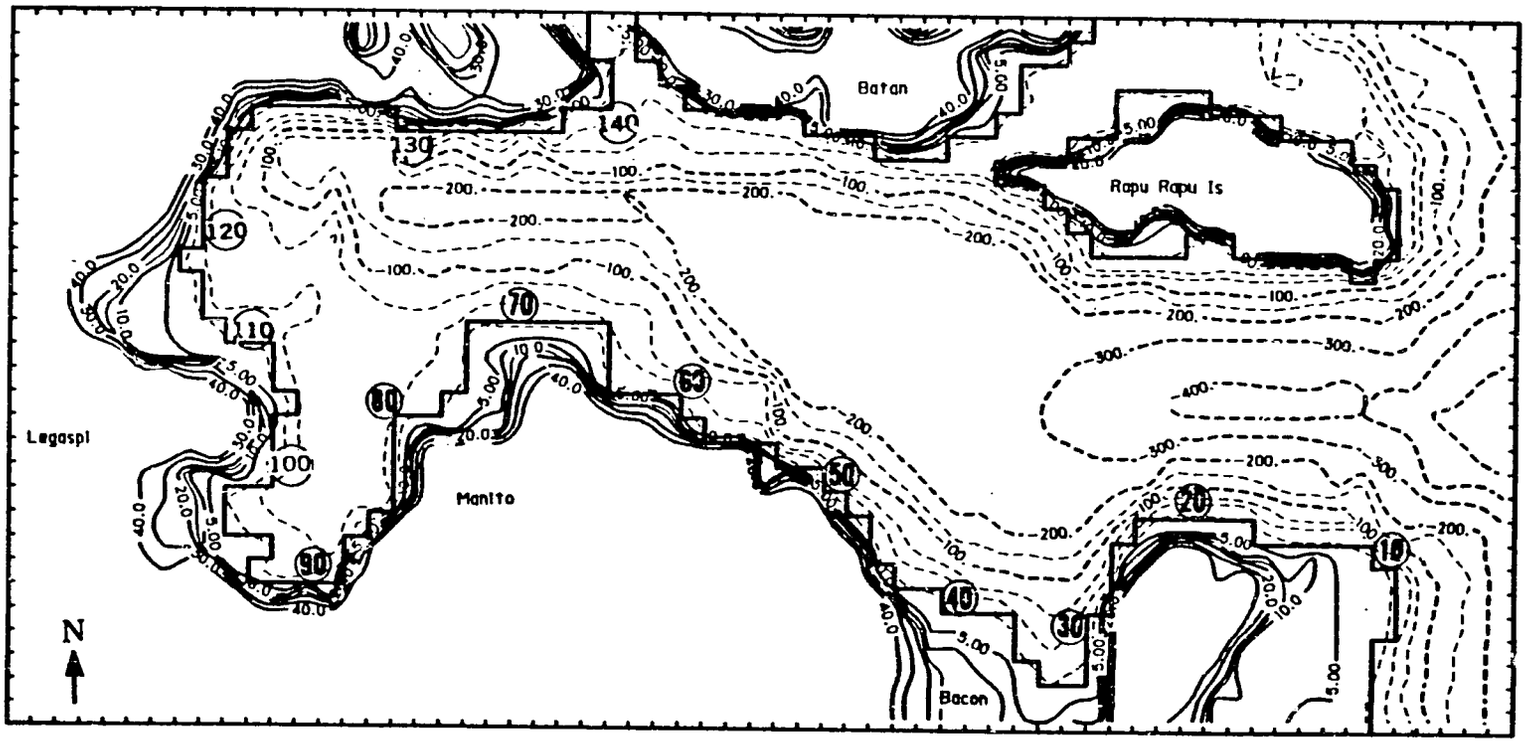


Figura 7.2b La topografía del modelo del golfo de Albay. Los números rodeados de un círculo indican algunos de los puntos de la costa en los que se registraron elevaciones de ola máximas.

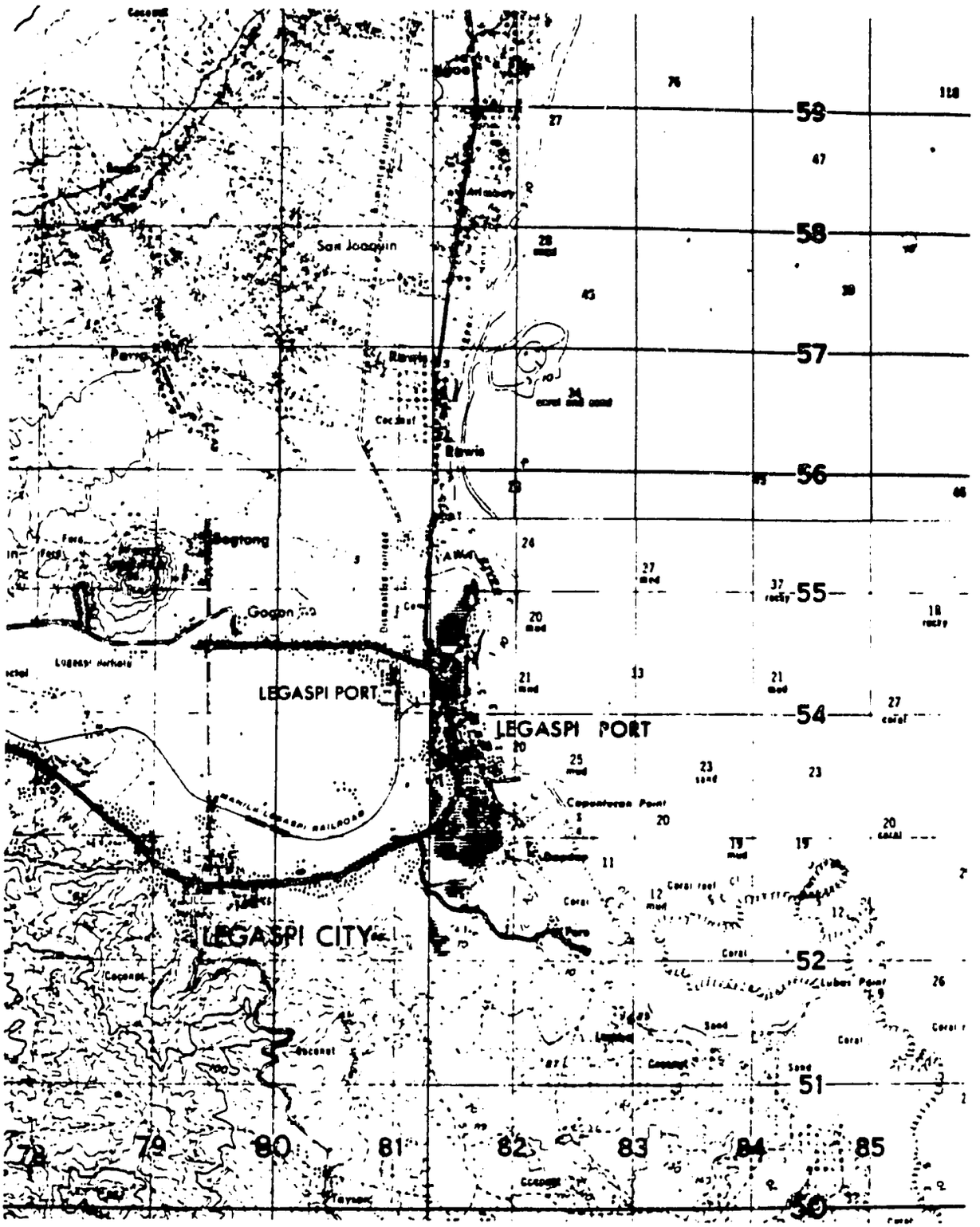


Figura 7.3. Mapa detallado de la zona occidental del golfo de Albay donde se indica la zona alrededor de Legaspi.

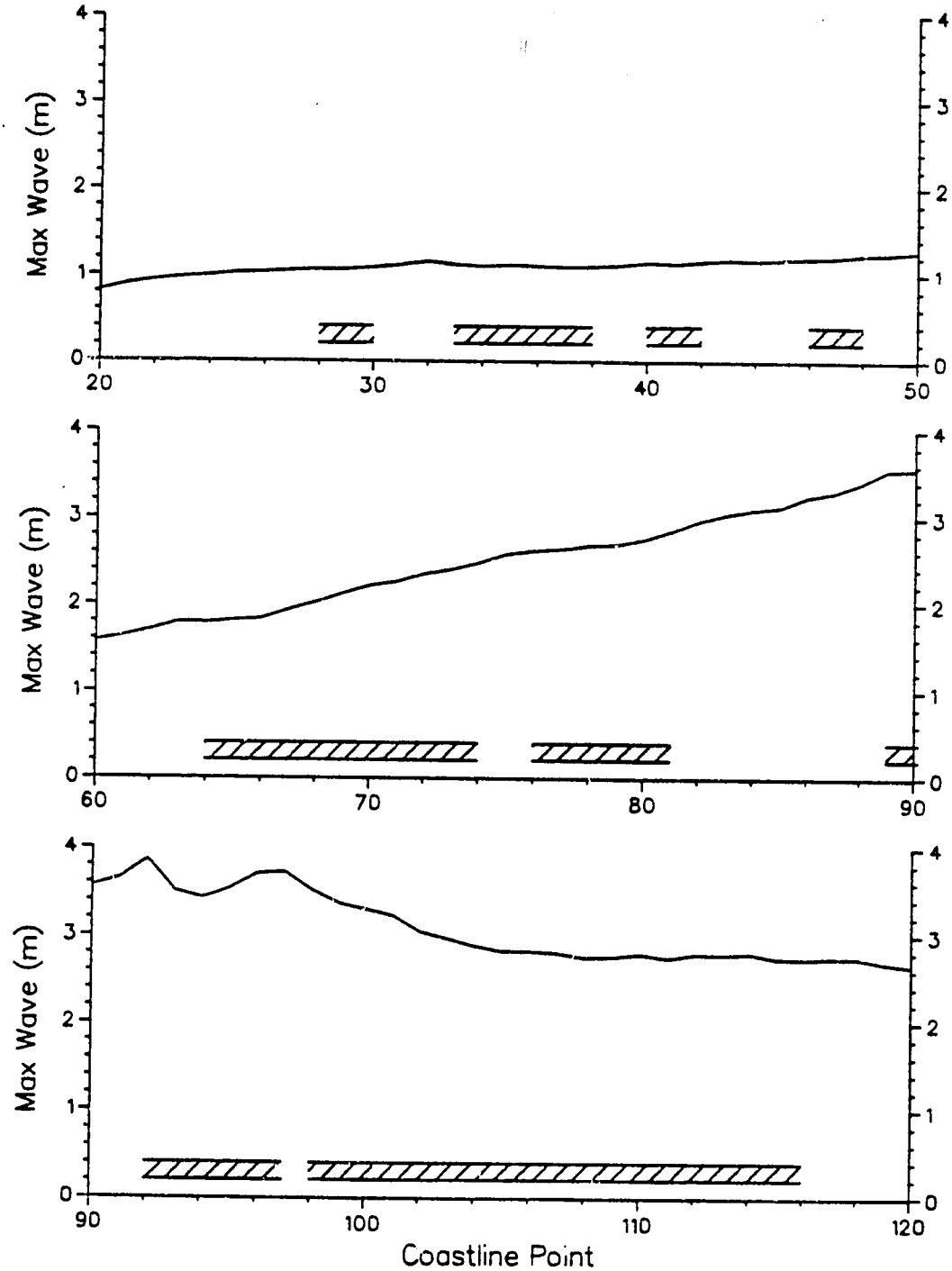


Figura 7.4. Elevaciones de ola máximas pronosticadas en puntos a lo largo de la costa (véase la figura 7.2b) como resultado del tsunami procedente de la zona E. La zona de rayas denota porciones de la costa en las que se experimentó inundación. El trazado inferior ilustra un subjuego del trazado superior.

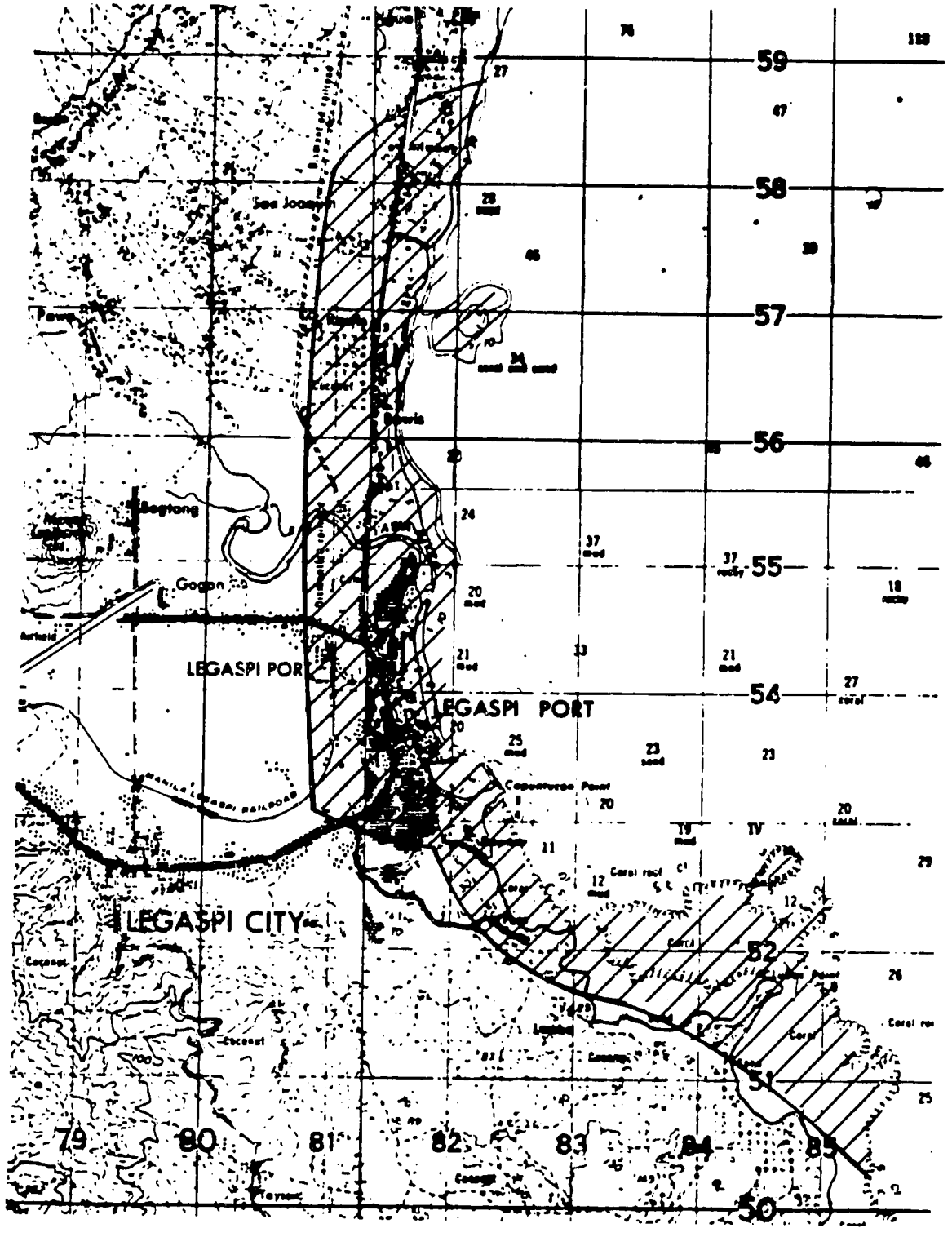


Figura 7.5a. El modelo pronostica inundación en la zona de rayas debida al tsunami procedente de la zona E.

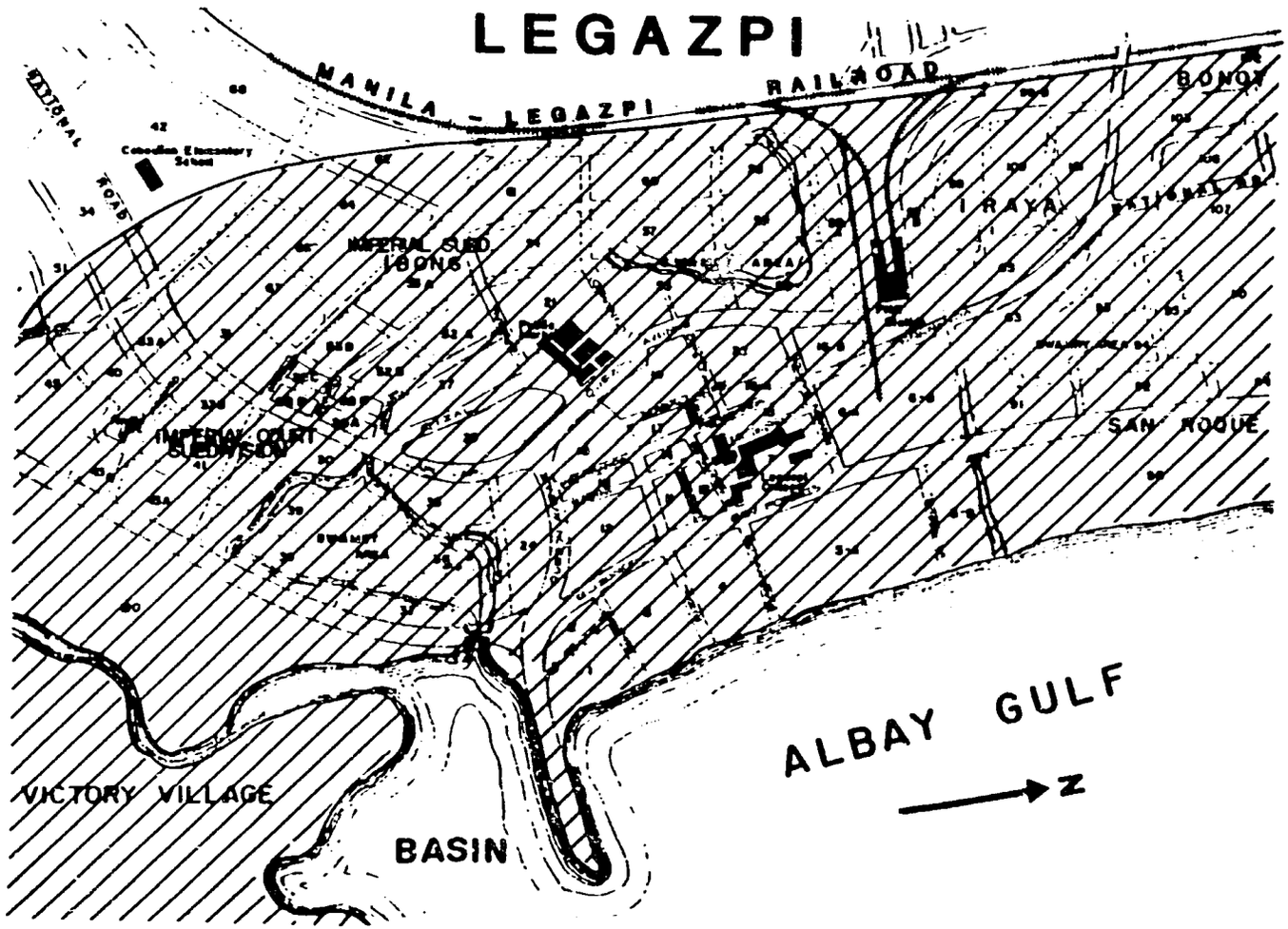


Figura 7.5b. Un cuadro más detallado de la inundación en Legaspi (no necesariamente a escala).

Las olas generadas en la zona B (norte) son al menos 50% más bajas que las generadas en la zona E (figura 7.6). Aunque en ambos casos las mismas zonas, es decir, la bahía de Poliqui y el puerto de Legaspi, experimentan olas más altas, las amplitudes generalmente más bajas en este caso reducen la zona inundada considerablemente. Solo una pequeña porción del propio puerto está sujeta a inundación (figura 7.7a y b) junto con partes dispersas de la zona de la bahía de Poliqui.

Los tsunamis procedentes de las zonas A y B (sur) no producen ninguna inundación cerca de Legaspi. Tal como indican las figuras 7.8 y 7.9, solo en la parte meridional extrema de la bahía de Poliqui (alrededor del punto 90) llegan las olas incluso a una elevación de un metro.

7.4 AMENAZA DE TSUNAMIS PARA LEGASPI

Tal como se ha indicado anteriormente, las simulaciones de los tsunamis para Legaspi indican poca amenaza a larga distancia, salvo cuando entran en el golfo de Albay tsunamis con mucha energía. El hecho de que la zona B (norte) produjera una amenaza de bajo nivel, en tanto que las zonas A y B (sur) no produjeran prácticamente amenaza alguna, significa también alguna amenaza direccional. Pudiera ser que el golfo de Albay estuviera ubicado de tal forma que fuera demasiado sensible a los tsunamis generados en un pequeño segmento de la fosa de Perú-Chile. Sin embargo, el registro histórico no es suficiente para verificar esta hipótesis.

El hecho de que solo un tsunami con mucha energía, tal como el procedente de la zona E, produzca una amenaza importante tiene repercusiones muy graves para el riesgo de tsunami localizado para Legaspi. La mayoría de los tsunamis procedentes del Pacífico oriental habrán disipado gran parte de su energía antes de llegar a Luzón. Lo mismo no ocurre necesariamente con los tsunamis procedentes de la zona de la Fosa Filipina al este del archipiélago. Los terremotos que ocurren en esa zona tienden a ser eventos de baja energía ($Ms \simeq 6 - 6.5$ según McCann y colaboradores,

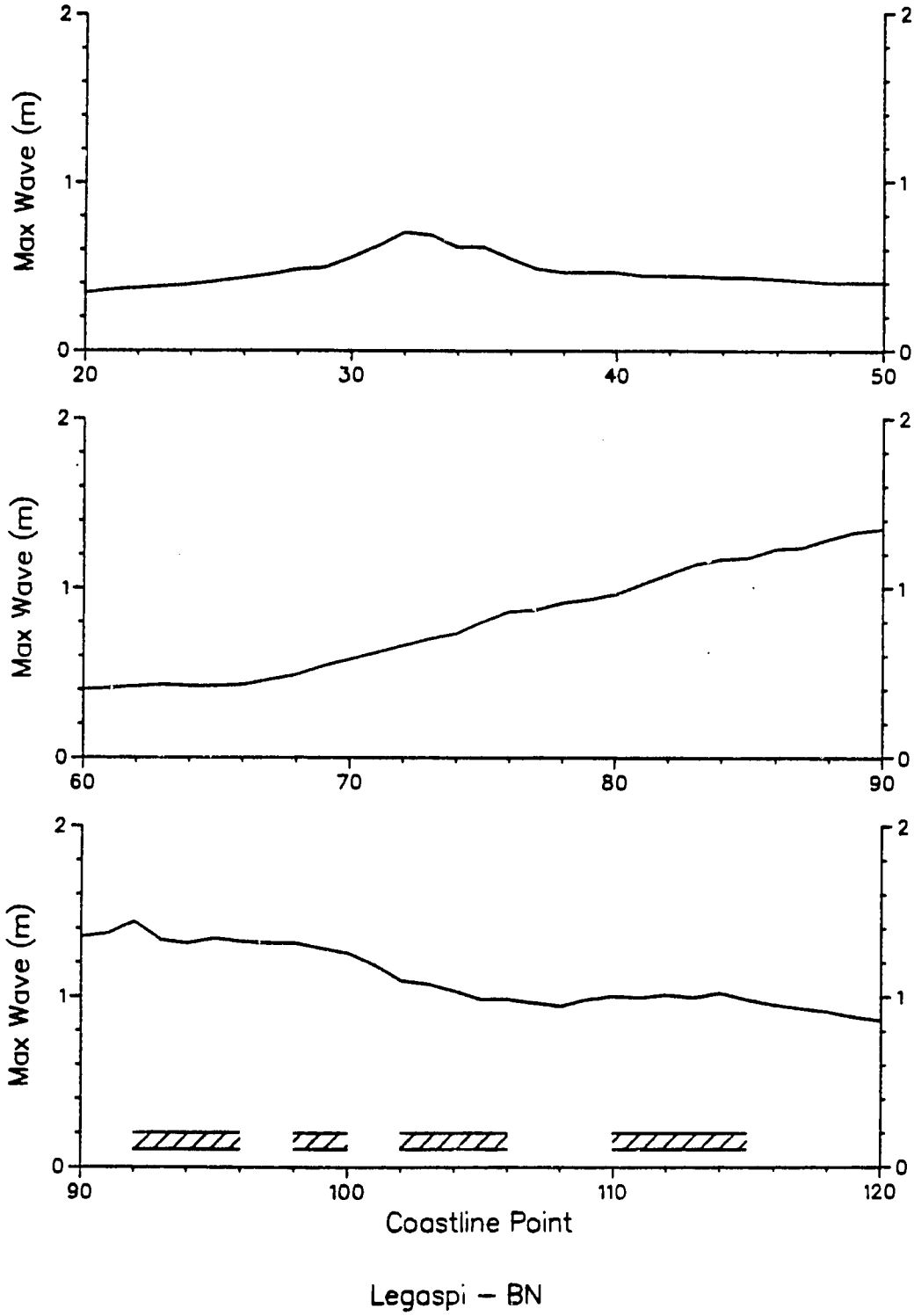


Figura 7.6. Lo mismo que la figura 7.4, pero para el caso B (norte)

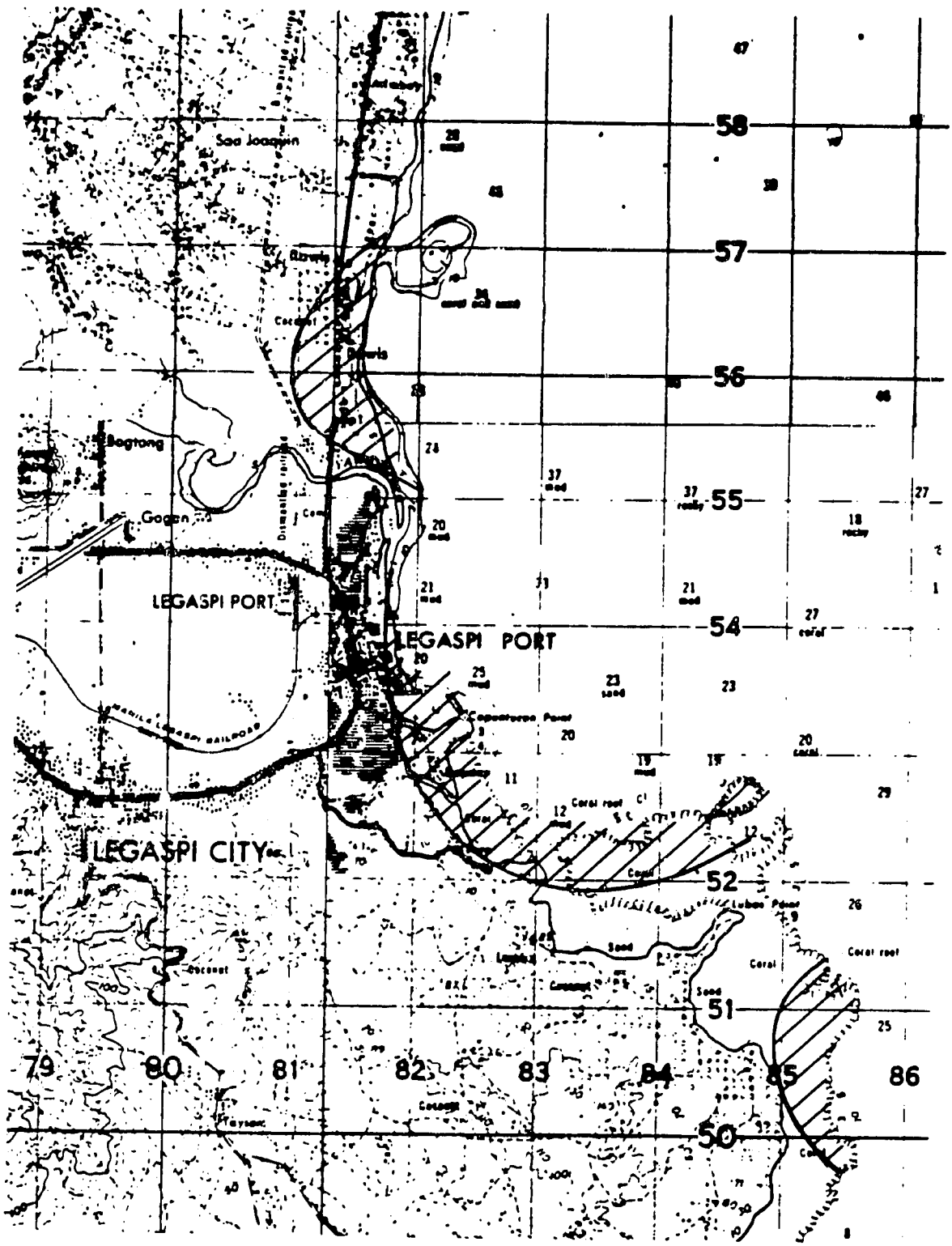


Figura 7.7a. El modelo pronostica inundación en la zona de rayas debida al tsunami procedente de la zona B (norte).

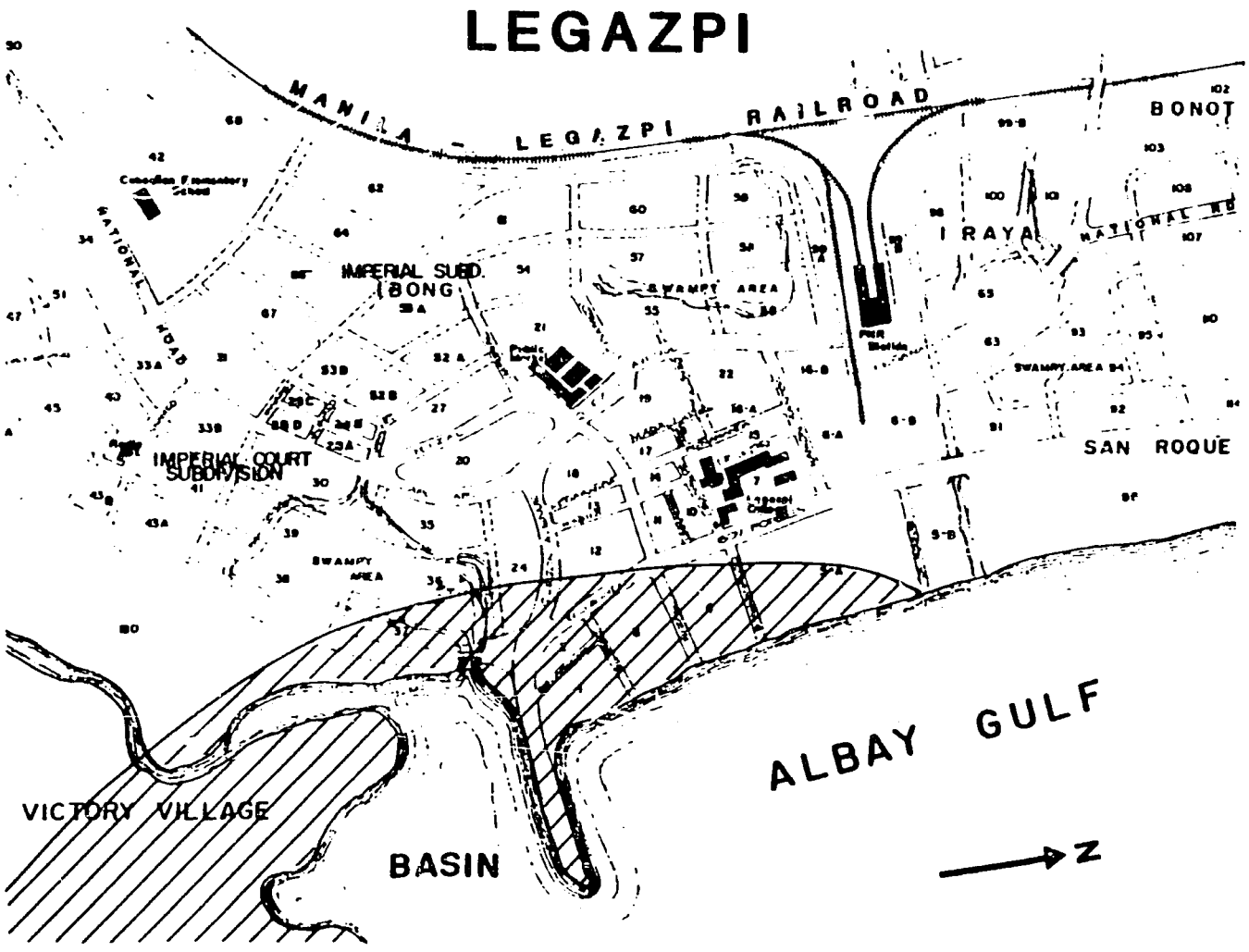


Figura 7.7b. Ilustración más detallada de la inundación en Legaspi (no necesariamente a escala).

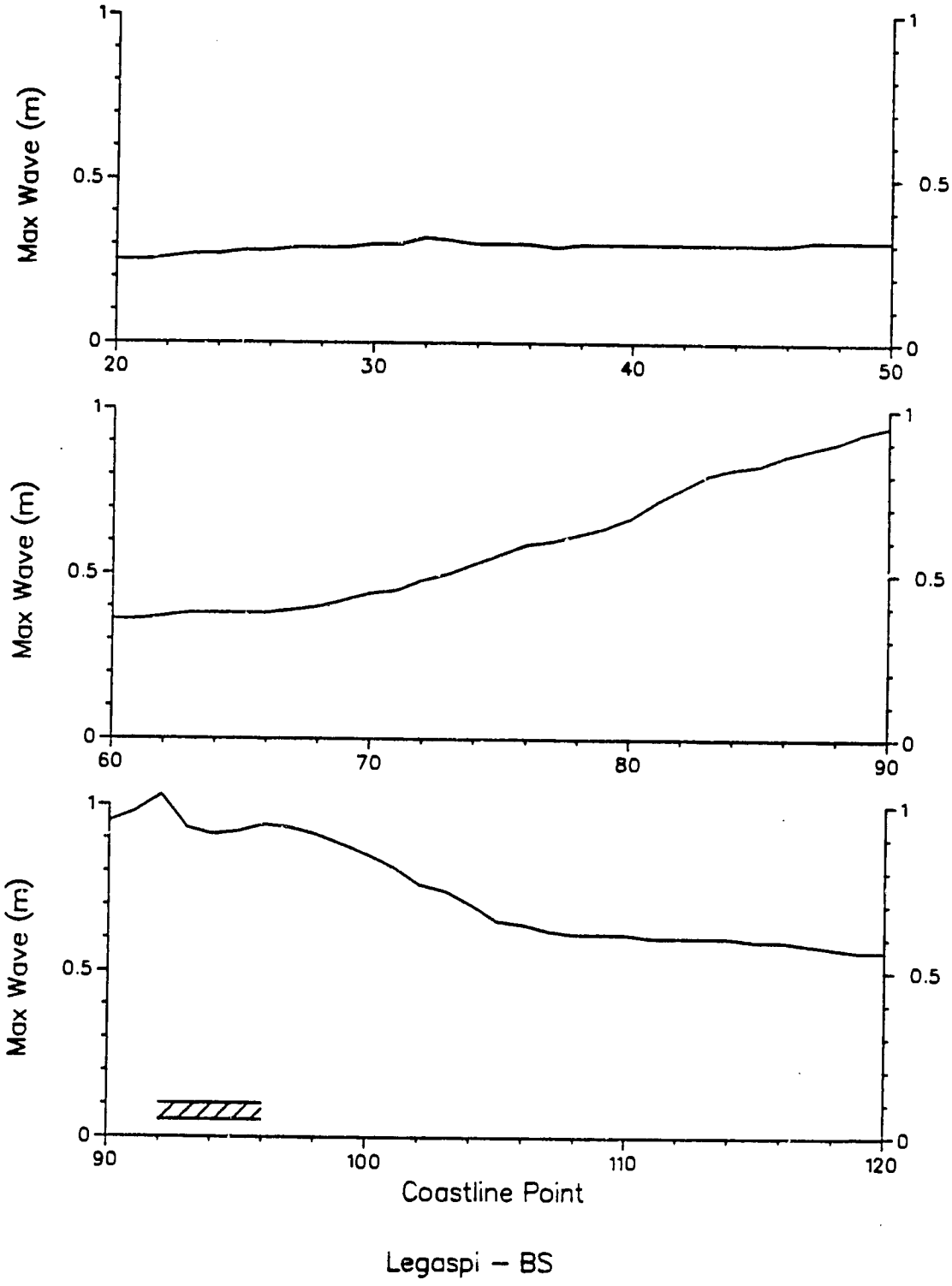


Figura 7.8. Lo mismo que la figura 7.4, pero para el caso B (sur).

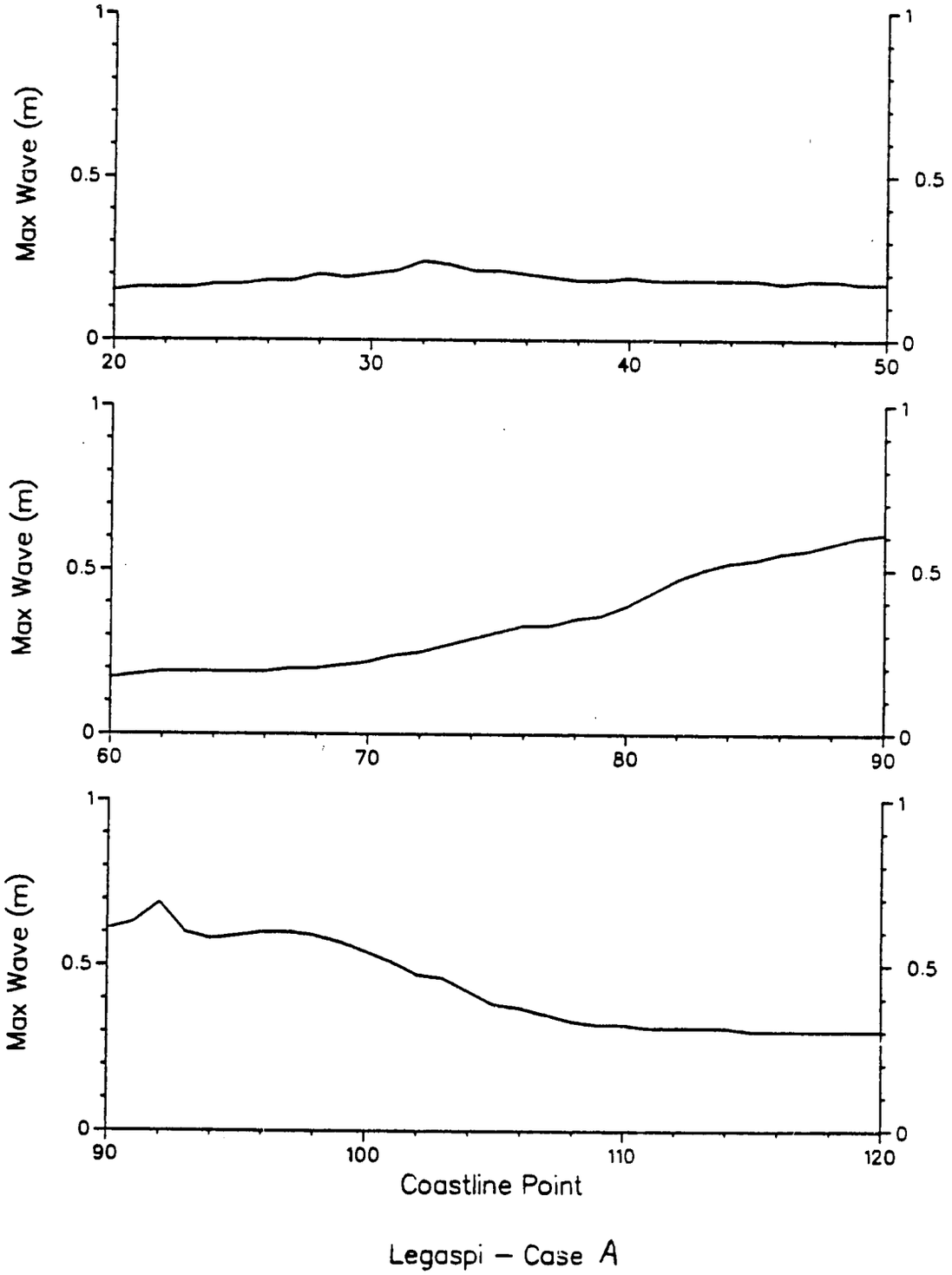


Figura 7.9. Lo mismo que la figura 7.4, pero para el caso A.

1978), pero la distancia de recorrido relativamente corta pudiera significar que el tsunami entrante tendría energía suficiente para presentar una grave amenaza. Nuevamente, existen pruebas históricas insuficientes para confirmar esta hipótesis.

7.5 SIMULACIONES DEL RIESGO EN DAVAO

El golfo de Davao es una cuenca larga y ancha orientada de norte a sur a lo largo de la porción sudoriental de Mindanao. Tal como se indica en la figura 7.10a, la cuenca es profunda en el centro; lados empinados al este y oeste suben a una costa montañosa solo interrumpida ocasionalmente por llanuras costeras bajas. En el extremo septentrional de la cuenca el profundo canal central se eleva hasta una plataforma relativamente somera. Dos islas, Samal (la mayor de las dos) y Talikud yacen en el borde que da al mar de la plataforma y parecen actuar como una barrera que protege a la ciudad de Davao de olas extremas. El efecto de esta barrera es acentuado por una cordillera submarina que se extiende al suroeste de Talikud, tal como lo demuestran los contornos de 1000 y 500 metros (figura 7.10a y c). La batimetría del lado oriental de Samal es relativamente continua y la plataforma se extiende hacia la costa directamente a la Hondonada de Davao, un sistema de valles que abarca la parte oriental de Mindanao. Vreeland y colaboradores (1976) indicaron que gran parte de esta hondonada está constituido por páramos no productivos.

La amenaza de tsunami para la ciudad de Davao es relativamente insignificante. Los tsunamis producen inundación en las zonas costeras alrededor de Malalag y Digos, al sur de Davao, e inundación extensa a lo largo del golfo septentrional, especialmente alrededor de Panabo (figuras 7.11a y b); sin embargo solo una pequeña sección cerca de Davao se ve amenazada por inundación (véase la figura 7.11c). Esta misma zona de Davao está sujeta a inundación por todos los cuatro tsunamis.

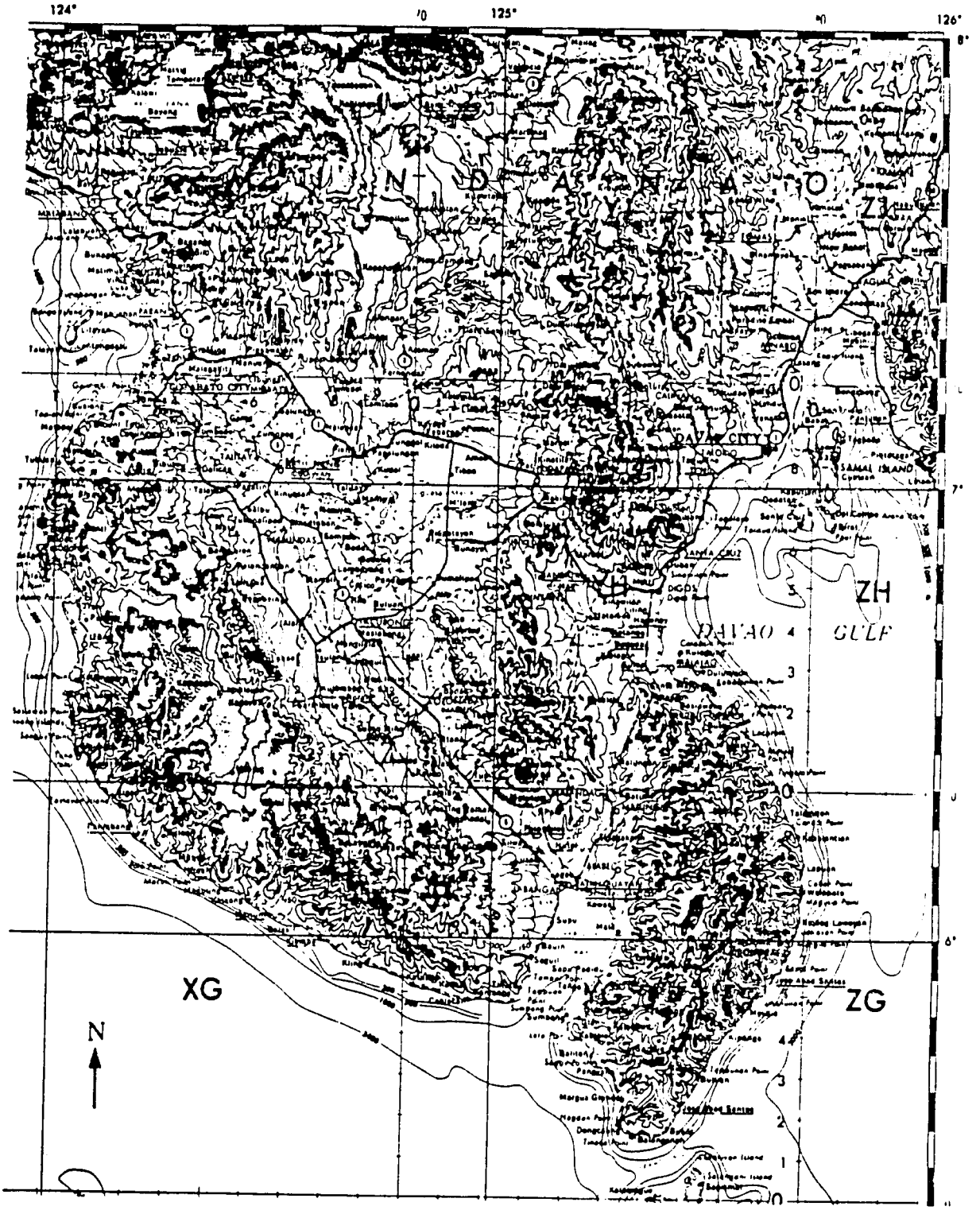


Figura 7.10a. El lado occidental del golfo de Davao.

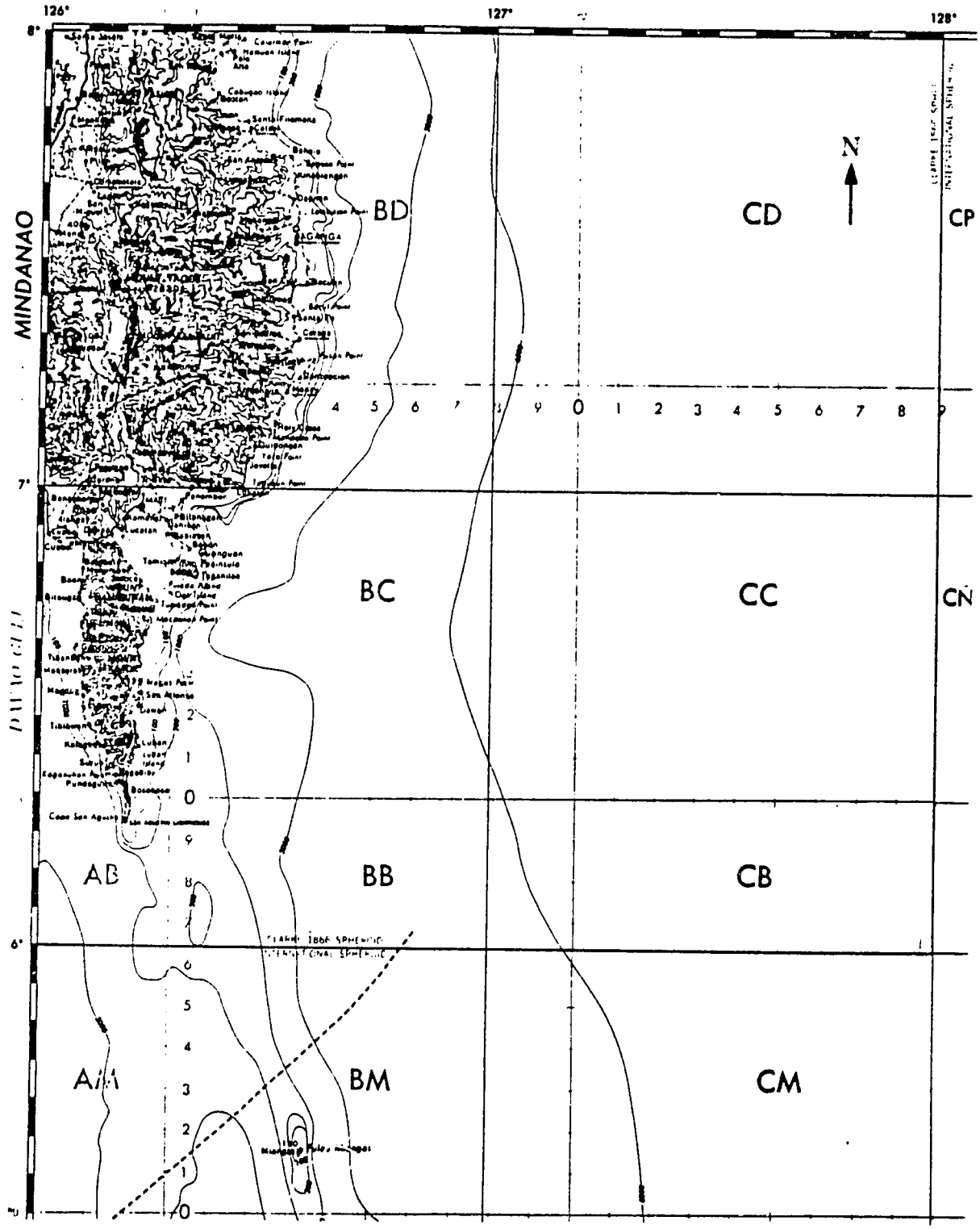


Figura 7.10b. El lado oriental del golfo de Davao.

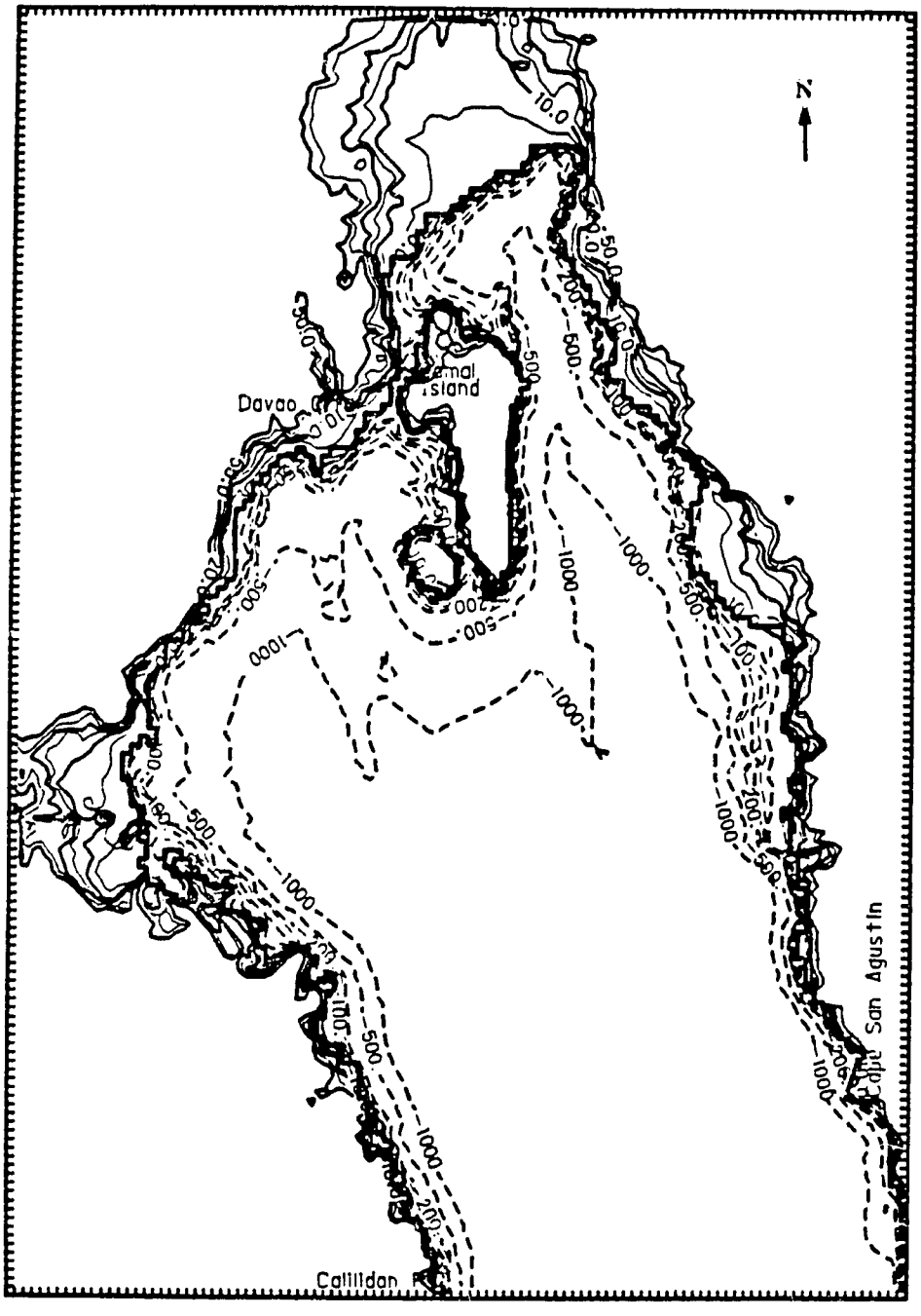


Figura 7.10c. Topografía modelo del golfo de Davao.

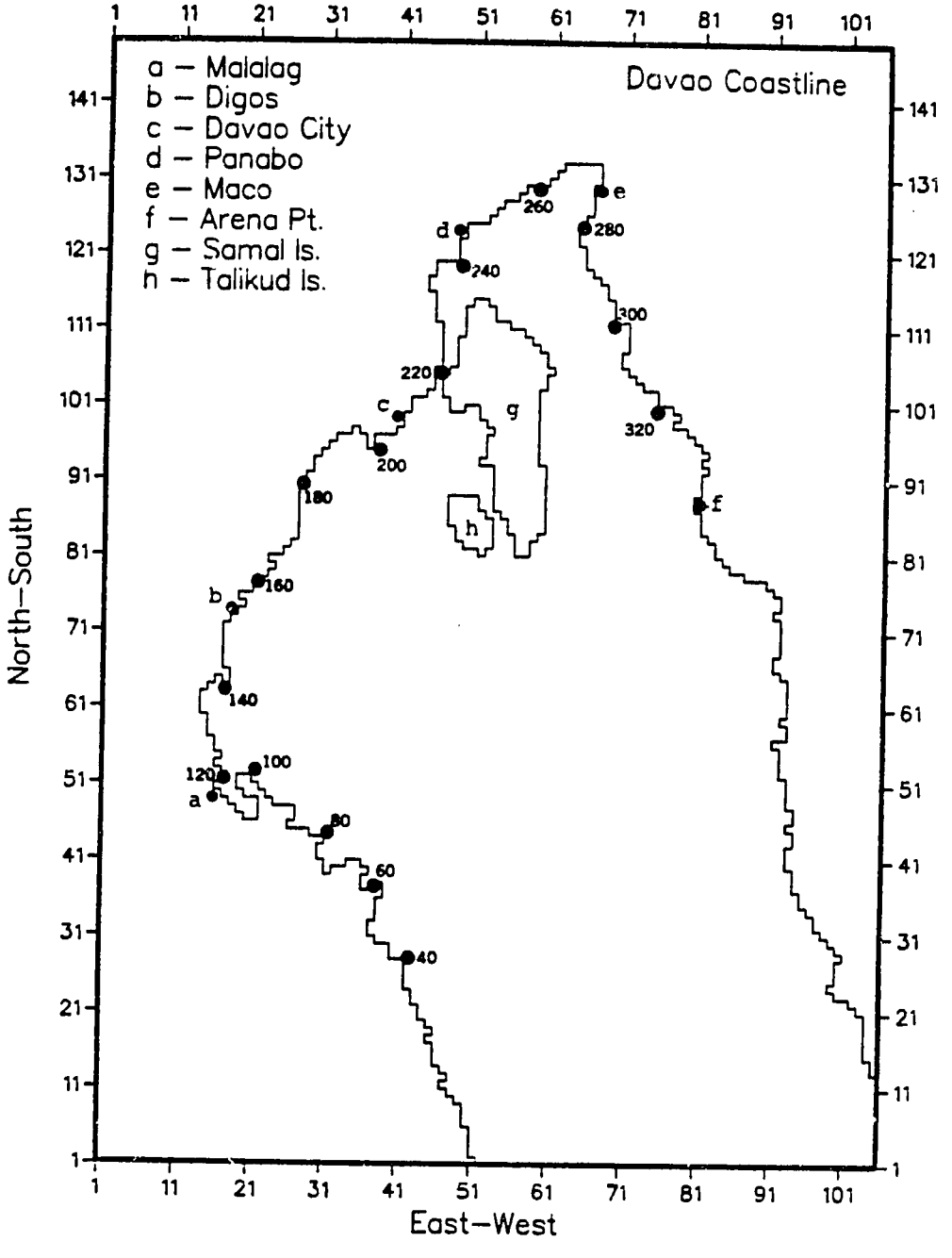


Figura 7.10d. Costa modelo del golfo de Davao donde se indican puntos numerados.

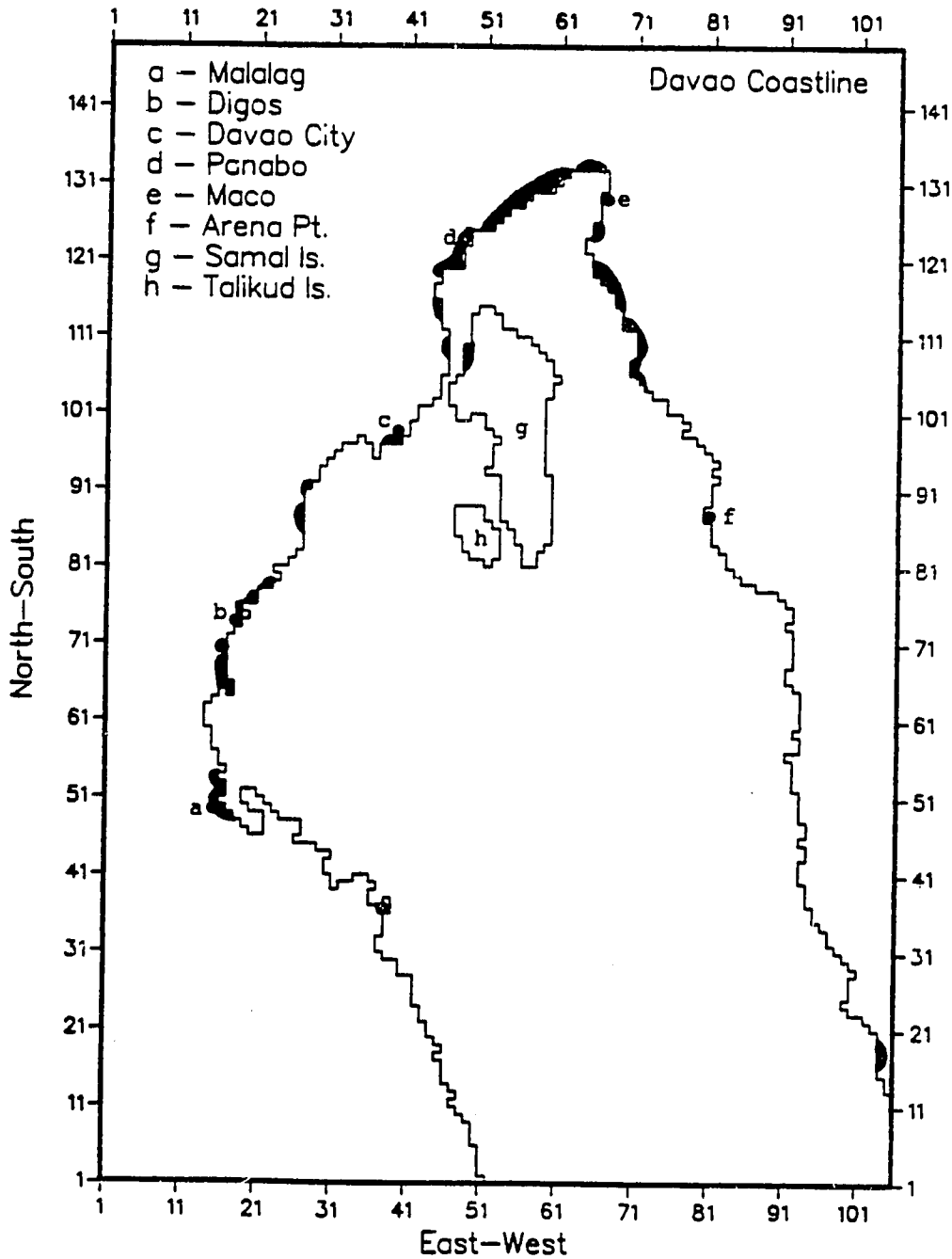


Figura 7.11(a) Las zonas de sombra alrededor de la costa del golfo de Davao indicaron zonas en las que el modelo pronostica inundación debida al tsunami procedente de la zona E.

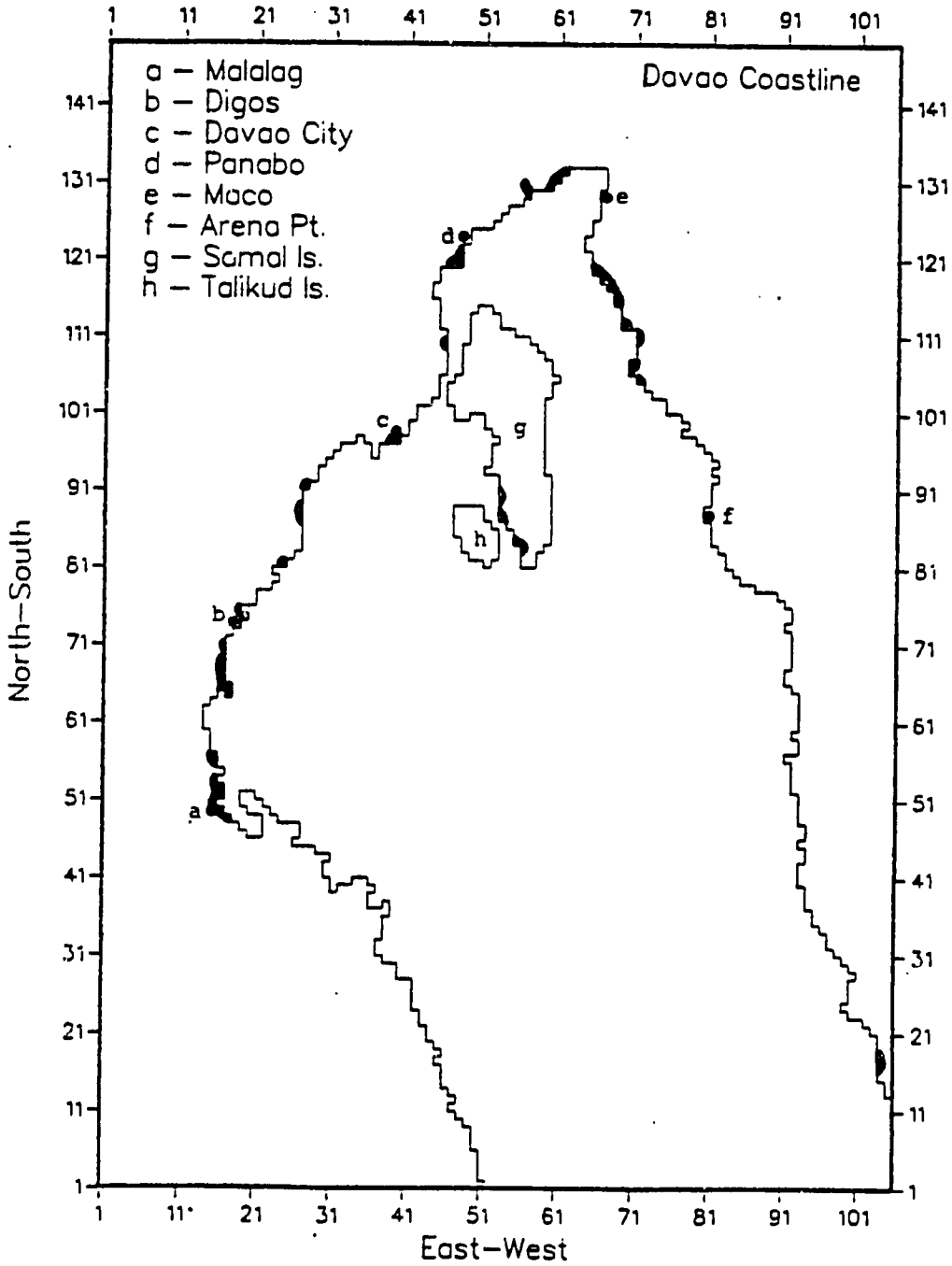


Figura 7.11(b) Lo mismo que para 7.11(a), pero para los otros tres tsunamis.

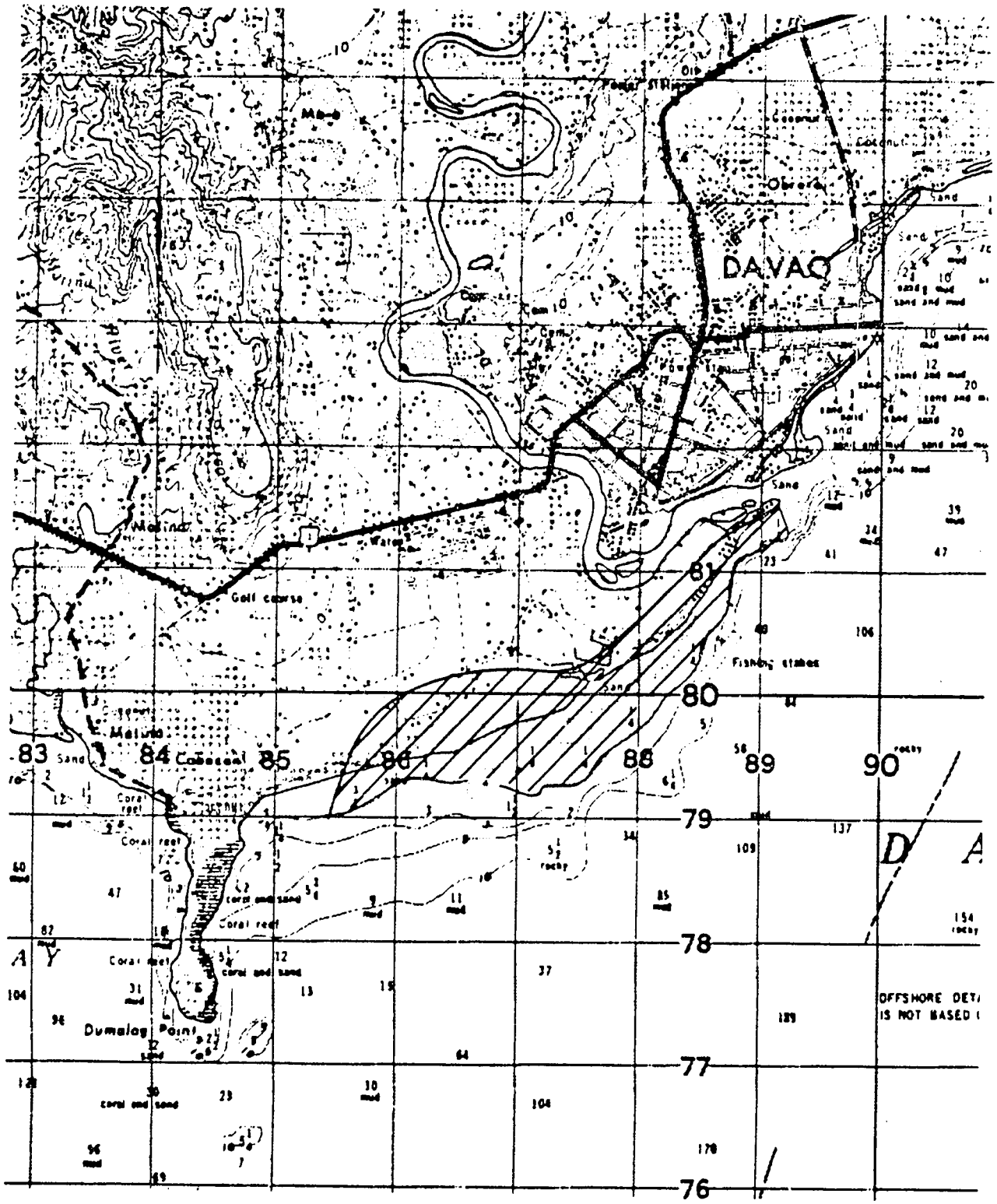


Figura 7.11(c) El modelo vaticina inundación en la zona de rayas cerca de la ciudad de Davao para todos los cuatro tsunamis.

Los trazados de la altura de ola máxima calculada para porciones selectas de la costa (figura 7.12 - 7.15) indican que en general ninguno de estos eventos produce olas excepcionalmente altas cerca de las zonas pobladas. Todos los tsunamis producen alguna inundación cerca de Malalag, Digos y Panabo (figuras 7.11a y b), pero muchas de las zonas inundadas están al nivel del mar, o muy cerca de dicho nivel, y probablemente no se construiría mucho en ella para convertirlas en centros económicos o de población.

7.6 RIESGO DE TSUNAMI PARA DAVAO

En general las simulaciones indican que poco riesgo de tsunami amenaza a Davao, al menos tal como se ilustra la ciudad en los mapas disponibles. Si ocurre construcción (o si ha ocurrido) al suroeste de la ciudad, entonces la amenaza de los tsunamis debería tomarse en cuenta.

Dos factores parecen regir esta seguridad relativa contra los tsunamis. El primero es la topografía del propio Golfo, que proporciona cierta medida de disipación antes de que las olas lleguen a la costa cerca de Davao. La segunda es la orientación del Golfo a lo largo del eje norte-sur. Un tsunami distante entrará en el Golfo desde el este o el sureste, más bien que desde el sur. Por tanto, la porción norte del Golfo no estará directamente sujeta al borde de avance del tsunami, sino más bien a reflexiones de la costa occidental montañosa y a las olas reflejadas alrededor del cabo Augustin. En la mayoría de los casos, salvo en lo que respecta a fenómenos de resonancia, estas olas secundarias deberían tener cantidades menores de energía.

Es difícil evaluar la amenaza local debido a la falta de datos históricos. Supuestamente, la configuración de la dársena filtraría gran parte de la energía de un tsunami generado en el Golfo sur o en el cercano Mar de las Filipinas. Por el contrario, un tsunami generado en el

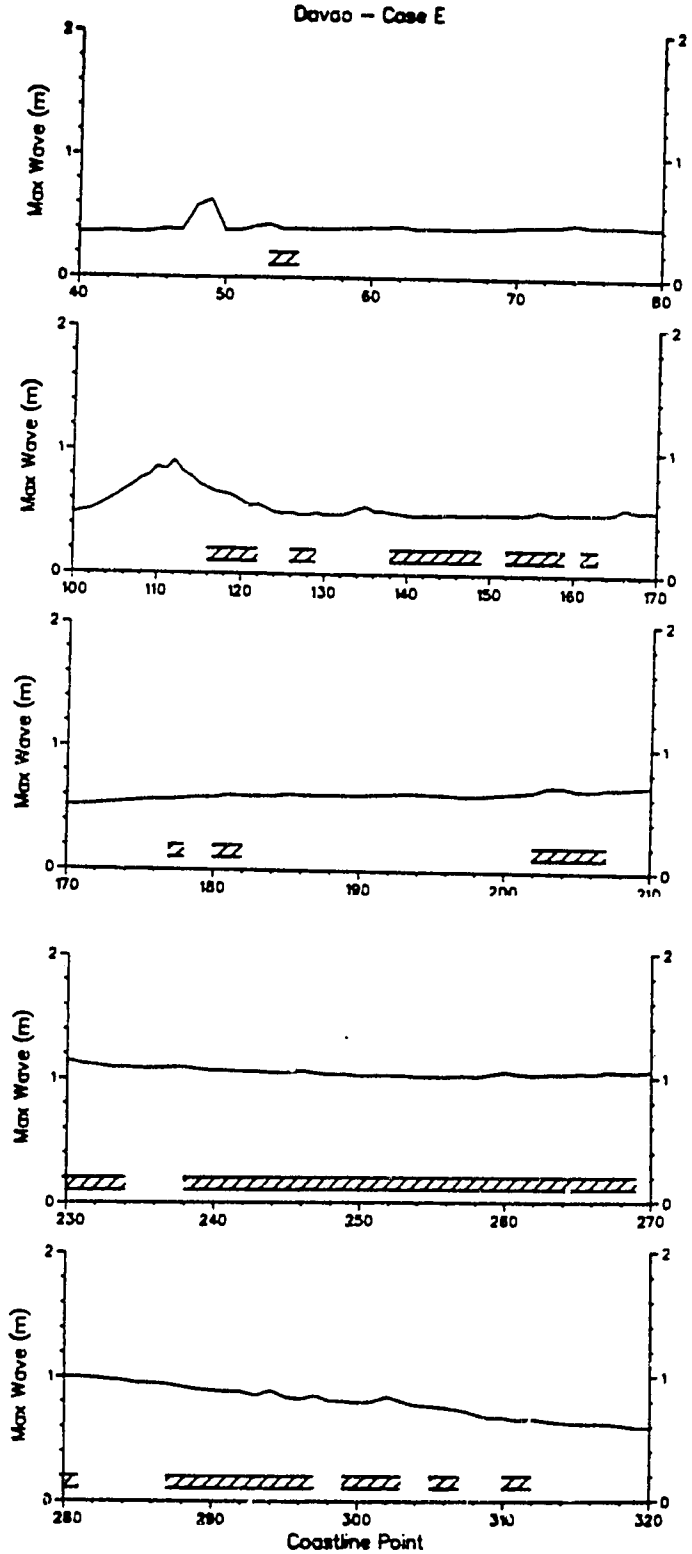


Figura 7.12. Elevaciones de ola máximas pronosticadas en puntos a lo largo de la costa (véase la figura 7.10c) como resultado del tsunami procedente de la zona E. La zona de rayas denota porciones de la costa que experimentaron inundación.

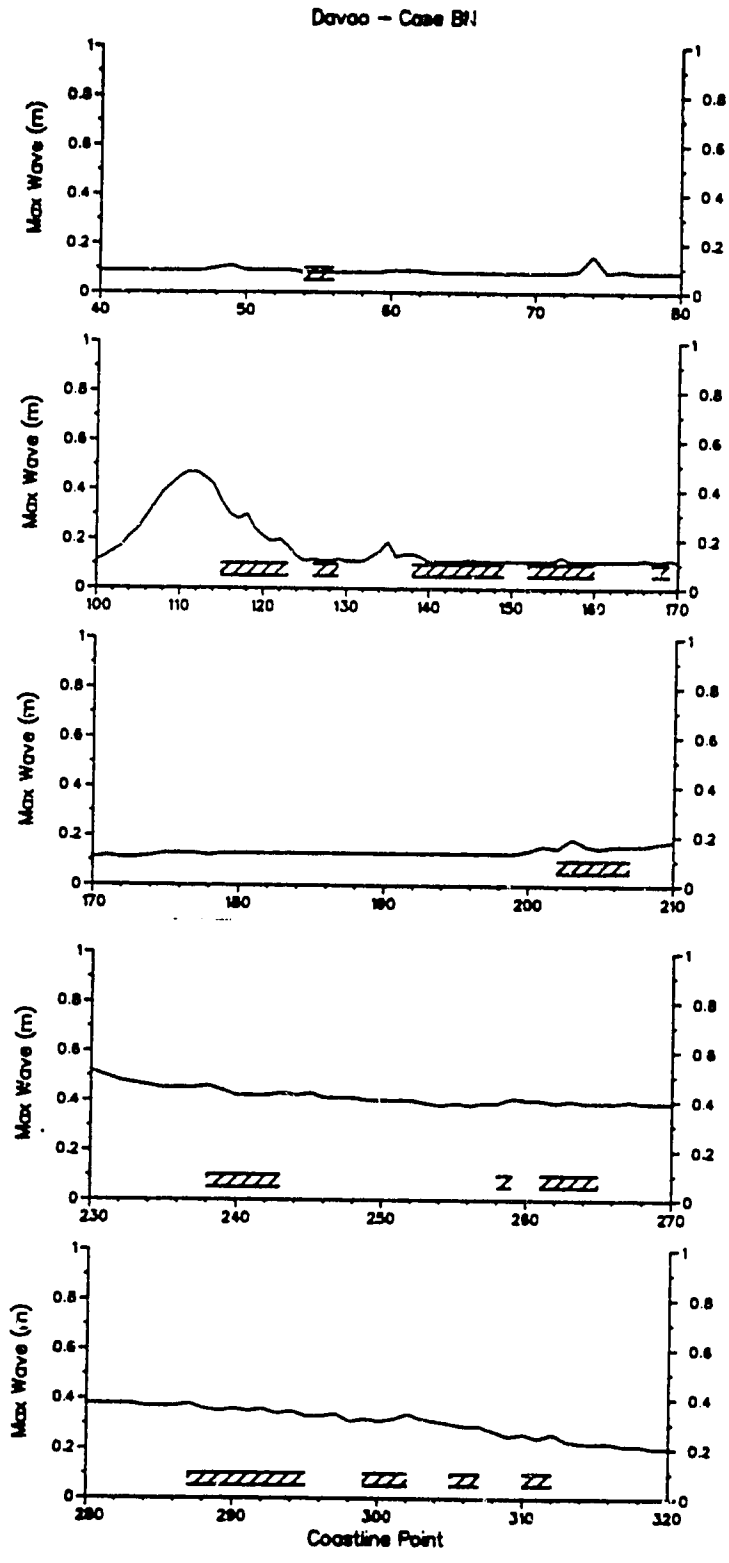


Figura 7.13. Lo mismo que para la figura 7.12, pero para el caso B (Norte).

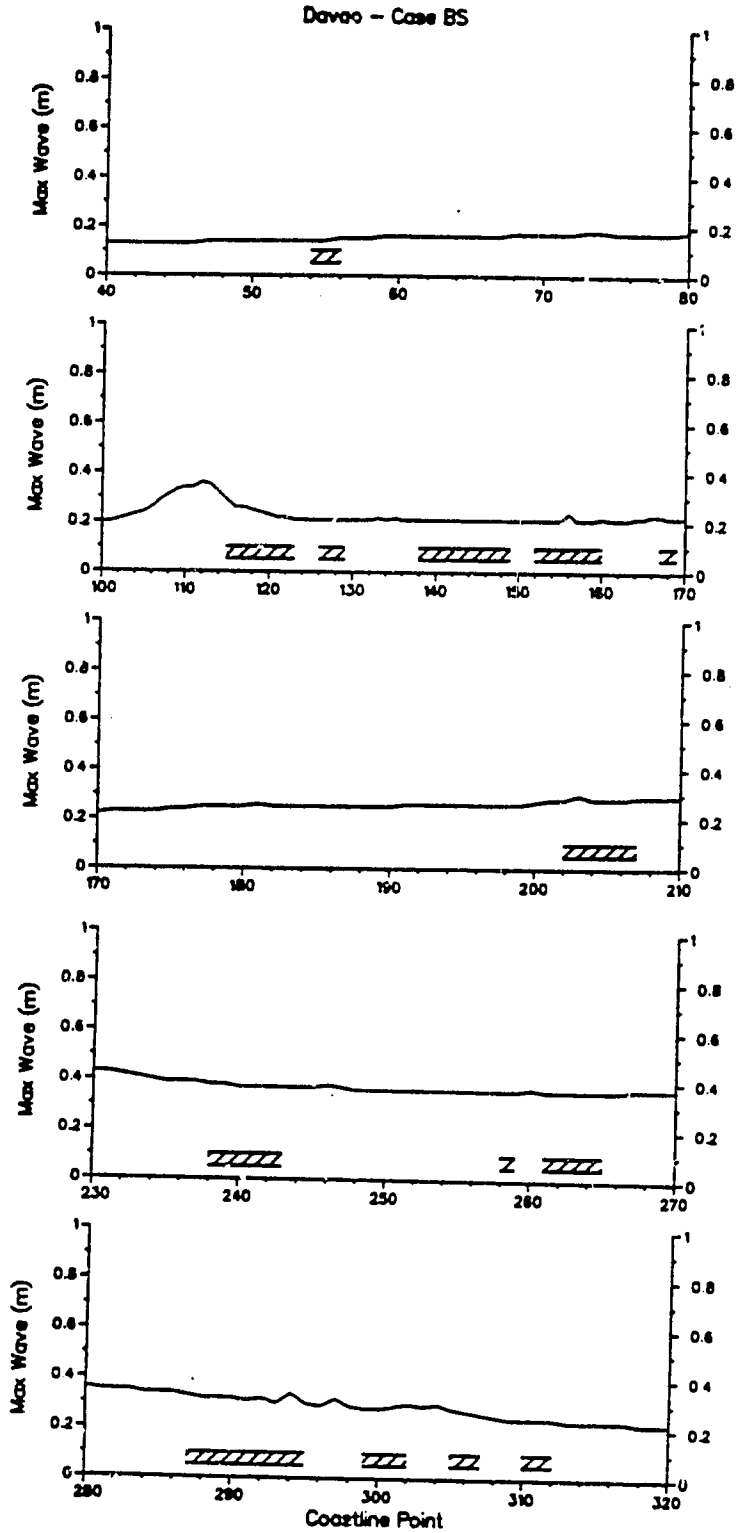


Figura 7.14. Lo mismo que la figura 7.12, pero para el caso B (Sur).

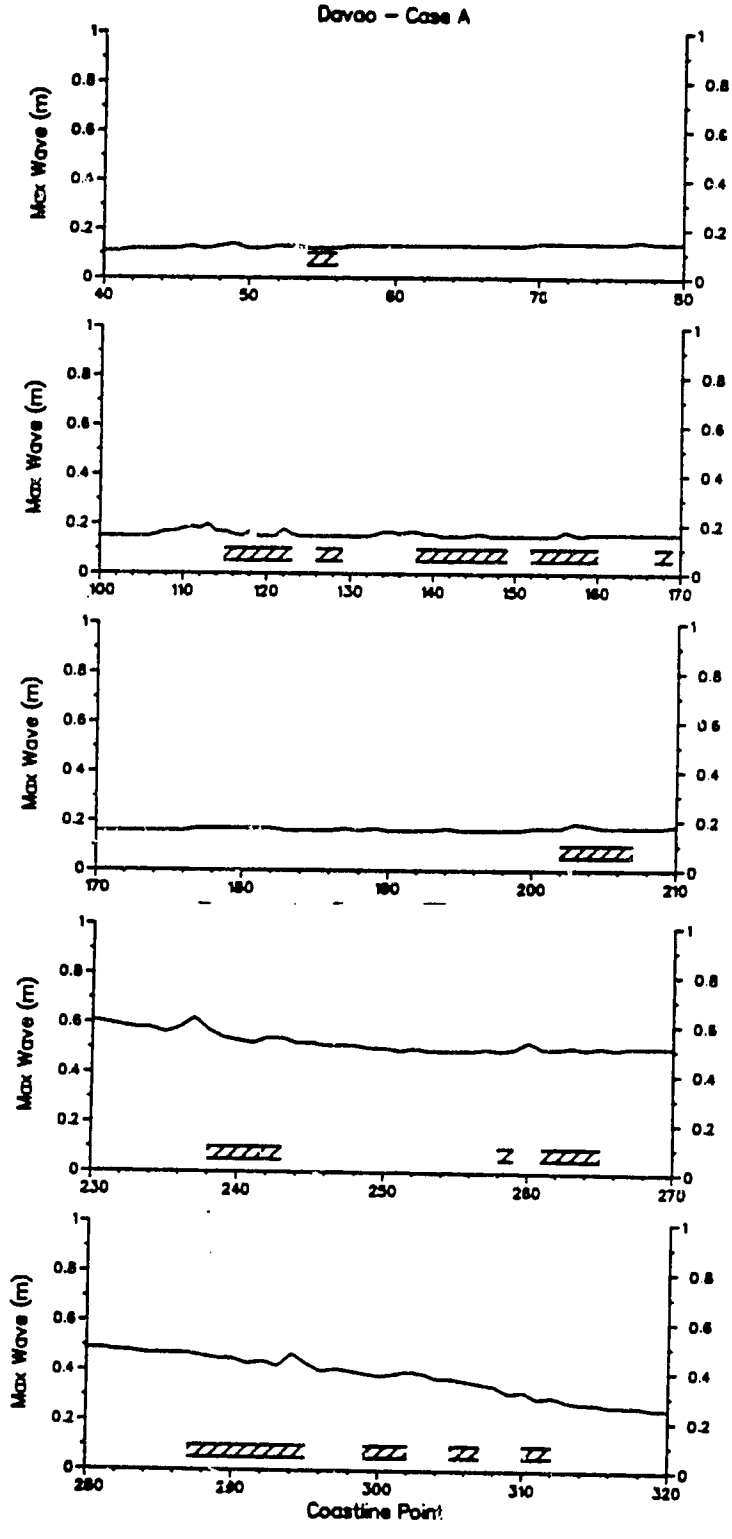


Figura 7.15. Lo mismo que la figura 7.12, pero para el caso A.

Golfo Septentrional de Davao presentaría una clara amenaza. No pudimos determinar si la actividad sísmica en Davao es suficientemente elevada o no para esperar terremotos tsunamigénicos.

7.7 RESUMEN

Nuevamente vemos el contraste en los resultados del modelo aparentes en simulaciones realizadas para las Filipinas. La amenaza para Legaspi es bastante grave y afecta a zonas ya existentes. La amenaza para la ciudad de Davao es mucho menos grande y solo afecta a zonas que pudieran construirse. Nuevamente, el tipo de respuesta (medidas de corto alcance frente a planificación de largo plazo) lo dictarán los acontecimientos.

Sección 8

AMENAZA DE TSUNAMIS EN PAPUA-NUEVA GUINEA

8.1 ANTECEDENTES

El golfo de Huon yace en el extremo occidental del Mar de Salomón, formando las costas orientales de la isla mayor de Papúa-Nueva Guinea. La tierra que rodea al golfo es bastante montañosa, con solo un estrecho cinturón de llanuras costeras y terrenos pantanosos entre las montañas y el océano. La topografía submarina del golfo es relativamente regular, como indica el trazado de la topografía del modelo (figura 8.1). Las profundidades del fondo aumentan constantemente hasta la playa, formando una cuenca grande parecida a un cañón. No aparecen cordilleras submarinas importantes que interrumpan la transición suave desde aguas profundas a aguas someras.

Las costas del golfo de Huon están salpicadas de numerosas poblaciones y pueblos pequeños y una ciudad grande, Lae, situada en el extremo noroccidental del golfo (figura 8.2). En el censo de 1966, Lae ocupó el segundo lugar entre las principales ciudades de Papúa-Nueva Guinea, con una población algo menor de 20.000 habitantes (Ward y Lea, 1970). Está situada en una región principalmente agropecuaria cuyo producto principal es el ganado; también se produce algún café y caucho. Tiene en importancia la segunda concentración de obreros de fábrica (una gran parte empleados en la producción de madera).

Lae está situada en la desembocadura del río Markham que desciende de las tierras altas centrales. La apertura a mediados de los años sesenta de una carretera desde Lae hasta las tierras altas ha aumentado su importancia como uno de los tres principales puertos del país para la recepción y expedición de mercancía internacional.

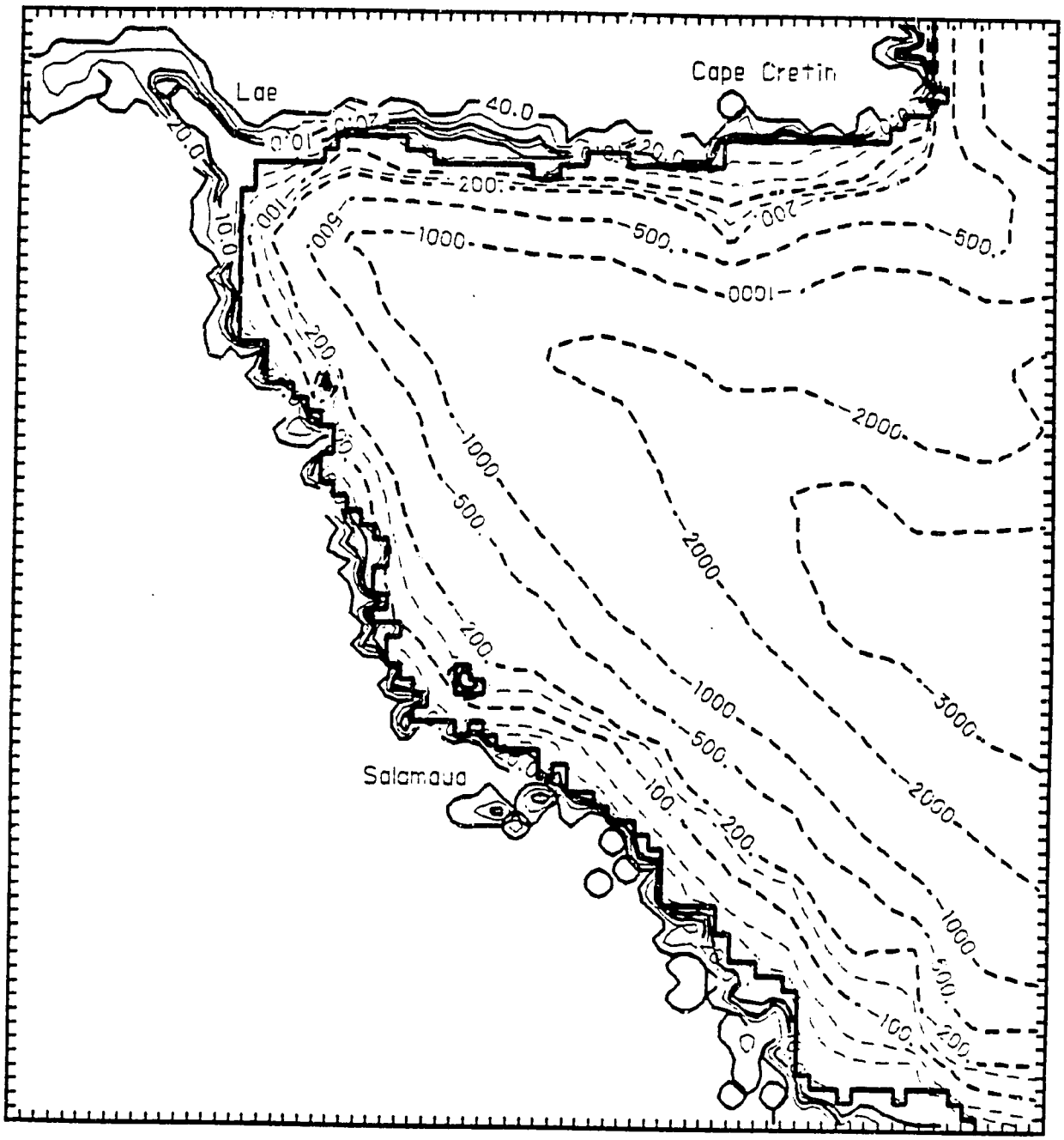


Figura 8.1. Topografía modelo del golfo de Huon y su zona costera.

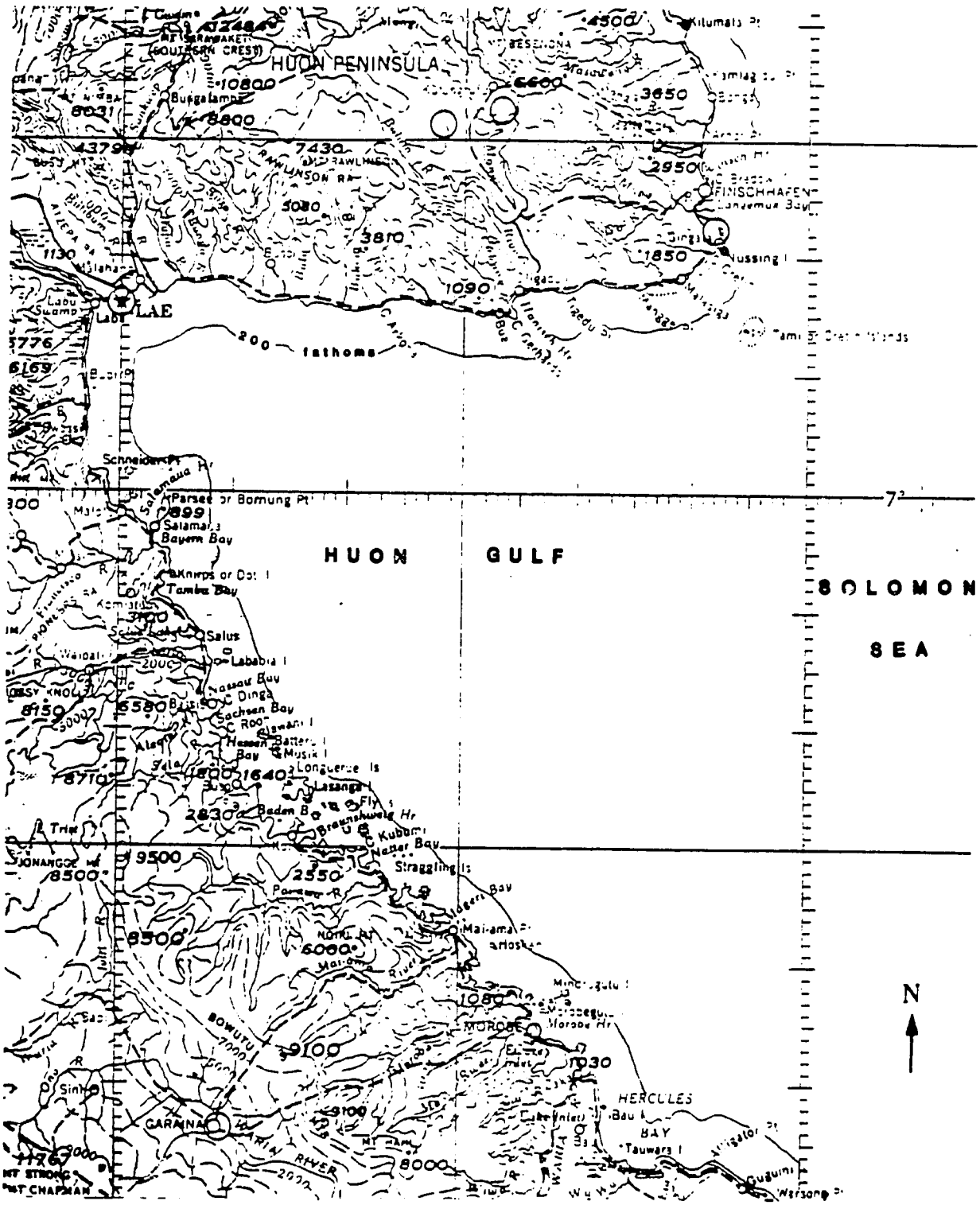


Figura 8.2. Mapa de área grande del golfo de Huon. La línea exterior marca el emplazamiento aproximado del contorno de 200 brazas (≃400 m). El valle del río Markham conduce al noroeste desde Lae.

Es el puerto de mayor tráfico para la navegación de cabotaje, siendo la mercancía a y desde Port Moresby (en la costa meridional de Papúa-Nueva Guinea) la que contribuye la mayor parte del tonelaje anual.

Es evidente, pues, que la región del golfo de Huon y Lae en particular, tienen una importancia económica bastante grande para el país. Un tsunami destructivo en el golfo de Huon pudiera resultar bastante costoso.

8.2 AMENAZA DE TSUNAMI

Everingham (1977) informó que en el periodo 1872-1972 se habían declarado 62 tsunamis. De ellos, 54 fueron generados por seísmos locales, cuatro por seísmos de campo lejano, tres por actividad volcánica y uno por derrumbe submarino. Casi todos los tsunamis generados localmente ocurrieron bien en el mar de Salomón (incluido el golfo de Huon) o en la costa septentrional de Papúa-Nueva Guinea (al norte del golfo de Huon).

Everingham llega a la conclusión de que los tsunamis generados a distancia no presentan amenaza para Papúa-Nueva Guinea. Por ejemplo, el tsunami chileno de 1960 produjo olas medibles, pero no ocasionó daños. Nuestra propia simulación, utilizando el tsunami del caso E produjo olas bastante bajas alrededor del Golfo y no produjo inundación (figura 8.3). La compleja topografía submarina del Pacífico sudoccidental, junto con la tendencia de la energía tsunamigénica procedente de Sudamérica a concentrarse más en la dirección del Pacífico noroccidental, parece aislar a Papúa-Nueva Guinea de los tsunamis distantes.

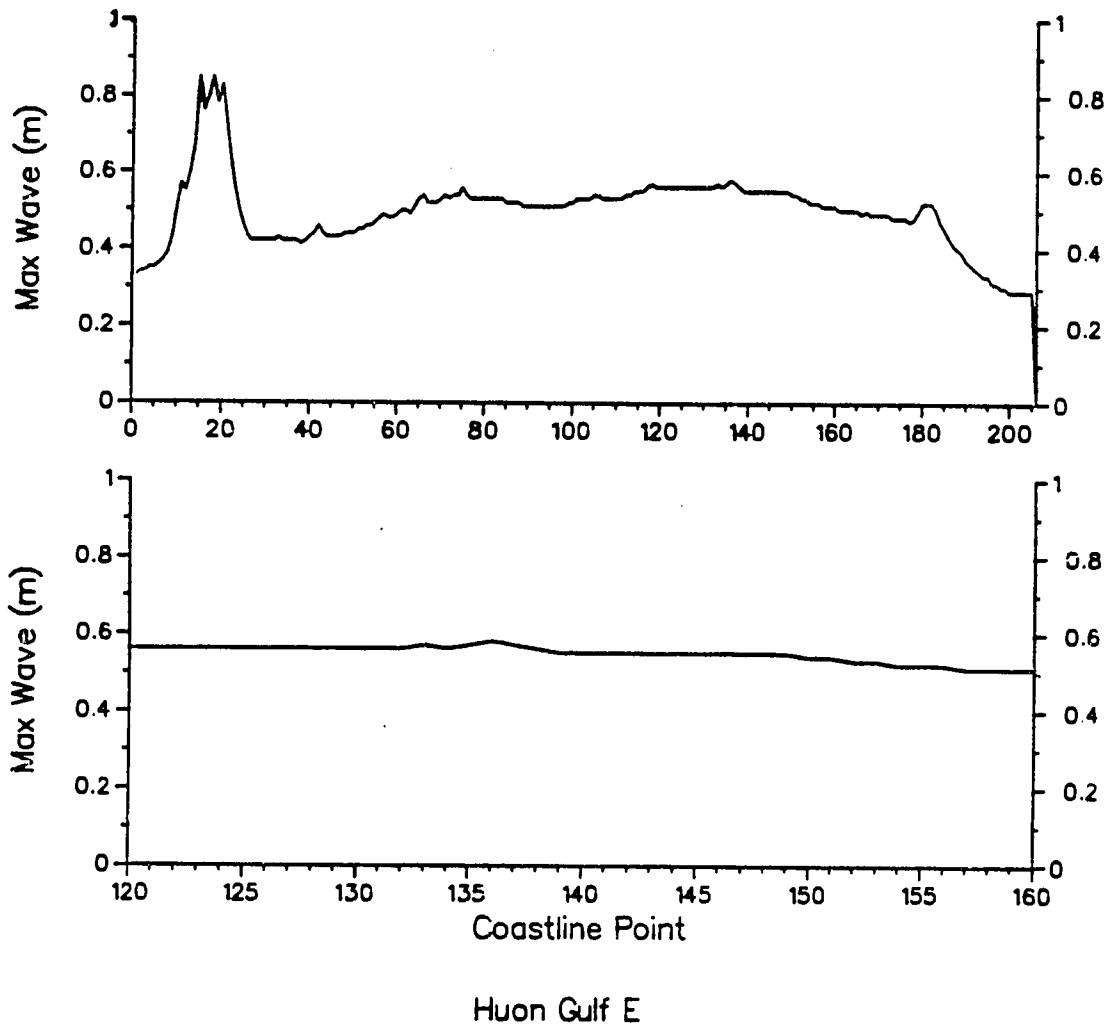


Figura 8.3. Elevaciones de ola máximas calculadas alrededor del golfo de Huon debidas al tsunami procedente de la zona E. El trazado superior abarca todo el golfo; el trazado inferior está centrado alrededor de Lae (aproximadamente puntos 135-137). Adviértase que no se espera inundación en ninguna zona.

Una vez que se puso de manifiesto que el tsunami procedente de la zona E no presentaba amenaza importante para la región, decidimos no continuar las simulaciones basadas en otros casos. No se obtendría con ello información adicional útil sobre la amenaza tsunamigénica para Papúa-Nueva Guinea. El registro histórico demuestra empero que un estudio análogo que se concentrara en los eventos locales sería bastante valioso.

Sección 9
CONCLUSIONES

9.1 INTRODUCCION

Este estudio representa uno de los primeros intentos por integrar técnicas existentes para la preparación de modelos sobre la generación, propagación e interacciones costeras de los tsunamis en una herramienta apropiada para evaluar el riesgo tsunamigénico en zonas específicas. Debido al carácter singular de este estudio, pueden sacarse dos clases de conclusiones: las específicas para los lugares estudiados y las de índole más general. Aunque es difícil separar completamente estos dos aspectos, los examinaremos individualmente.

9.2 CONCLUSIONES ESPECIFICAS PARA EL LUGAR ESTUDIADO

Hemos examinado el efecto de tsunamis hipotéticos en cinco zonas costeras específicas. Los resultados han concordado con la historia tsunamigénica conocida en la mayor parte de los aspectos, no siendo el menos importante el hecho de que la amenaza es diferente en cada zona.

9.2.1 Lima, Perú

La amenaza para Lima quizás sea la más grande de todas las examinadas. Esto se debe tanto a su proximidad a las zonas de origen probables como a su importancia como centro económico y de población. Son susceptibles de concentrarse en Lima importantes fuerzas de olas. Debido a que la amenaza afecta a zonas ya construidas de la ciudad, poco puede hacerse para evitarla. En vez de ello, los esfuerzos de mitigación han de concentrarse en la construcción de defensas estructurales, planificación de procedimientos detallados para transmisión de los avisos, vías de evacuación y servicios de alivio, y educación de la población en cuanto a la naturaleza del riesgo y respuestas apropiadas.

9.2.2 Arica, Chile

Puesto que Arica también está próxima a posibles zonas de origen de tsunamis, también está sujeta a una gran amenaza. Sin embargo, en este caso la amenaza no incide tanto sobre el centro de la ciudad como (aparentemente) sobre una zona menos desarrollada al norte. Si, en realidad, la zona amenazada está relativamente poco construida, entonces gran parte del esfuerzo de la actividad de mitigación puede concentrarse en evitar la amenaza en el futuro mediante cuidadosas medidas de planificación del uso de la tierra. La forma más segura de reducir la amenaza es mantener la construcción residencial y comercial al mínimo.

Hay que tener presente que la zona portuaria de Arica, si bien solo es ligeramente susceptible a inundación, quizás esté sujeta a acción de las olas, lo que presentaría un peligro para las embarcaciones en el puerto. Nuevamente, se requiere construcción de estructuras protectoras mejoradas.

9.2.3 Legaspi, Luzón, Filipinas

La amenaza para Legaspi es una combinación de las amenazas para Lima y Arica. La porción junto al agua de la ciudad está sujeta al riesgo debido a la fuerte acción de las olas e inundación. Pero las zonas al sur y norte no parecen estar todavía muy construidas. Por tanto, las actividades de mitigación de los tsunamis han de hacer frente no solo a la amenaza para las instalaciones existentes (como en Lima) sino también con la amenaza para las zonas que pudieran construirse en el futuro (tal como Arica).

9.2.4 Ciudad de Davao, Mindanao, Filipinas

La amenaza para Davao es análoga a la de Arica debido al hecho de que la propia ciudad no se ve amenazada, sino más bien zonas próximas a la ciudad. Nuevamente, esta situación exige planificación de más largo plazo para evitar la amenaza de un tsunami distante.

9.2.5 Lae, Papúa-Nueva Guinea

La única conclusión de este estudio es la de que los tsunamis distantes no presentan graves amenazadas para Lae.

9.3 CONCLUSIONES GENERALES

Las conclusiones generales que han de sacarse de este estudio son las de que las técnicas numéricas utilizadas pueden proporcionar una gran cantidad de información valiosa acerca de la naturaleza de la amenaza tsunamigénica para varias zonas y la clase de respuestas requeridas. De la conclusión general surge cierto número de formas específicas en las que puede explotarse esta técnica para uso por las autoridades responsables de la planificación de las medidas para hacer frente a casos de desatre.

El esfuerzo necesario para reducir el riesgo de los tsunamis requiere planificación tanto de largo como de corto plazo. Las técnicas hidrodinámicas/numéricas ilustradas en este estudio pueden ser bastante valiosas para realizar el proceso de planificación. Pueden citarse cuatro campos de aplicación:

- Evaluaciones integrales del riesgo para definir la naturaleza de la amenaza.
- Análisis de mitigación, para explorar formas de reducir la amenaza.
- Sistemas de aviso en tiempo real, para aumentar la probabilidad de supervivencia una vez se presente la amenaza.
- Planificación de las respuestas para casos de desastre, para establecer procedimientos hara hacer frente a las amenazas.

Examinaremos cada una de estas a la vez.

9.3.1 Evaluación integral del riesgo

El primer paso en hacer frente a la amenaza consiste en estimar su probabilidad y magnitud. Un estudio como el presente, junto con un detenido análisis de la experiencia, puede ayudar a familiarizar a las autoridades municipales y de control de desastres con la urgencia del problema. Tal como ha demostrado este estudio, las simulaciones pueden ayudar a separar zonas muy amenazadas de las que están relativamente libres de riesgo. Un análisis detenido de la amenaza para comunidades y regiones específicas puede ayudar a establecer prioridades para distintas formas de resolver el problema. Puede bastar, por ejemplo, con promover el crecimiento de vegetación densa que actúe como barrera de disipación de la energía entre el mar y las zonas residenciales. O pueden necesitarse mejoras estructurales en las estructuras costeras. La conclusión es la de que las simulaciones pueden desempeñar un papel clave en sustituir los enfoques fortuitos y pasivos proporcionado una base de información para planificación a tono con la realidad.

9.3.2. Análisis de mitigación

Una vez que se ha determinado la naturaleza de la amenaza y se ha decidido cuál será el enfoque general para mitigarla, los modelos pueden proporcionar medios confiables y poco costosos para evaluar muchos procedimientos seleccionados antes de emprender costosos proyectos de construcción. Si por ejemplo parece que se requiere la construcción de un rompeolas, mediante simulaciones numéricas puede evaluarse la eficacia de las configuraciones y orientaciones posibles de las estructuras de protección. También pueden utilizarse estas simulaciones para examinar formas en las que las estructuras modificarían los patrones de flujo ordinarios en la zona proyectada. Este aspecto, por supuesto, es especialmente importante en las localidades muy dependientes de industrias relacionadas con el mar. Debido a que los modelos tales como el SURGE II también pueden simular la inundación por tsunamis, pueden utilizarse para evaluar el uso de defensas costeras tales como parapetos de tierra y muros de retención.

La flexibilidad de las técnicas de elaboración de modelos las convierten en herramientas ideales para examinar y someter a prueba un amplio abanico de planes de protección contra los tsunamis antes de que una comunidad dedique recursos valiosos a una actividad determinada. De esta forma, los gobiernos pueden trabajar por aumentar al máximo la eficacia de los fondos, de ordinario limitados, de que disponen para mitigación del riesgo. Los modelos pueden ser especialmente útiles en los análisis de costos y beneficios.

El riesgo de tsunamis en Arica ilustra el uso adicional de las simulaciones más allá de su aplicación al análisis de las medidas de mitigación física. En este caso, las zonas muy pobladas están en tierras altas y no se ven inmediatamente amenazadas por ninguno de los tsunamis considerados en este informe, aunque pasadas adicionales para otras zonas de origen pudieran modificar esta conclusión. Sin embargo, zonas costeras extensas próximas quizás estén amenazadas y esta amenaza ha de ser una consideración importante en toda expansión futura proyectada a esas zonas. Los resultados del modelo pueden aplicarse directamente a la planificación para dicha construcción y deberían formar parte integral de dichas actividades de planificación. Las conclusiones posibles pudieran ser evitar la construcción en las zonas de alto riesgo, evaluar el costo de la construcción y la ocupación contra la probabilidad y grado probable de daño o incluir medidas para el control de la inundación en los diseños de construcción.

9.3.3 Sistemas de aviso en tiempo real

Incluso las obras de defensa más cuidadosamente construidas pueden resultar inadecuadas a veces. Todavía se necesitan sistemas cuidadosamente planificados para avisar a las poblaciones amenazadas a tiempo para que puedan tomar cierta acción para protegerse. Aquí nuevamente, las simulaciones pueden desempeñar un papel vital.

Los actuales sistemas de aviso de tsunamis utilizan datos de registros sísmicos y registros de altura de mareas para indicar un evento. Esta información se transmite a un centro de aviso donde es analizada y desde donde se retransmiten avisos apropiados. Estos sistemas, que son eficaces cuando la población amenazada está a larga distancia de la zona de origen (al menos una hora de viaje) son esencialmente incapaces de proporcionar aviso adecuado a poblaciones próximas a la zona de origen. Esto sucede en particular en eventos especialmente localizados tales como el reciente tsunami ocurrido en Akita, Japón. En la actualidad, la tecnología disponible brinda la posibilidad de realizar una mejora notable en el tiempo de reacción para los sistemas regionales de aviso y tales sistemas están ahora en las etapas de diseño y desarrollo. El modelo de tsunami descrito en el presente informe forma una parte integral de ese sistema.

Un aspecto importante es el de que si se dispusiera de una evaluación integral del riesgo para una región, entonces la determinación del lugar y la magnitud del terremoto podría convertirse rápidamente a una identificación tanto de la naturaleza del riesgo como de sus posibles efectos. En vista de las buenas redes de sensores sísmicos y comunicaciones por satélite disponibles, esta determinación puede efectuarse casi instantáneamente. La identificación del riesgo puede utilizarse para generar rápidamente los avisos que se juzguen apropiados.

Los modelos pueden proporcionar una guía útil para adaptar dichos sistemas de aviso a necesidades locales específicas. Debido a que las zonas de riesgo elevado pueden identificarse con anterioridad a una crisis, pueden prepararse procedimientos apropiados para establecer prioridades de aviso, autoprotección y evacuación. Los resultados del modelo también pueden utilizarse en programas docentes destinados a promover respuestas individuales eficaces durante una emergencia producida por un tsunami.

9.3.4 Planificación de las respuestas en casos de desastre

Una vez que se ha emitido un aviso de tsunami para una localidad, el hincapié comienza a desviarse de la planificación a la reducción del daño y a la planificación de las medidas para paliar el efecto sobre la comunidad una vez que llegan las olas. Es aquí, en el proceso de planificación de la forma de hacer frente al tsunami, donde las técnicas empleadas en este estudio quizás tengan su mayor influencia, ya que es posible adaptar las simulaciones a las necesidades específicas de los organismos de control de desastres y ayuda.

Por ejemplo, simulaciones minuciosas pueden indicar qué secciones de las ciudades son susceptibles de ser inundadas o aisladas por la inundación. El uso de vías de evacuación puede analizarse para determinar por cuánto tiempo permanecerían transitables antes de que las cierren las aguas de la inundación. Y puede examinarse la capacidad de los distintos servicios vitales, tales como las líneas de electricidad, gas y comunicaciones, hospitales y sevicios de rescate y bomberos, etc. para continuar funcionando durante el desastre y después del desastre.

Dicha información puede emplearse en cierto número de formas. La más evidente es para fines de planificación para casos de emergencia. Pero también puede resultar útil en la planificación y realización de ejercicios de prueba y en la formación del personal de control de deastres y del público en general. Una base de datos minuciosamente documentada de los efectos de tsunamis simulados y observados también pudiera utilizarse en un sistema de respuesta en tiempo real que oriente a las autoridades en su toma de decisiones. Todos estos usos son técnicamente fáciles de poner en práctica, aunque pocos han sido aplicados hasta la fecha en los países amenazados por los tsunamis.

9.4 TRANSFERENCIA DE TECNOLOGIA

Este estudio ha ilustrado los usos posibles de las técnicas de modelos para evaluar el riesgo de los tsunamis en lugares específicos y medidas para reducir el riesgo. Las técnicas utilizadas en este estudio han sido elaboradas con anterioridad al estudio. La única labor de desarrollo requerida para este estudio fue la integración de varias técnicas en un enfoque sistemático para dar solución al problema. Lo que esto significa es que la transferencia de esta tecnología directamente a un país interesado pudiera realizarse con relativa facilidad.

La transferencia de tecnología pudiera efectuarse al menos en dos formas. Los científicos estadounidenses pudieran pasar el modelo y proporcionar los resultados, dependiendo de la disponibilidad de fondos, o la región (o ciudad) pudiera adquirir la capacidad de elaboración de modelos de los Estados Unidos y realizar ella misma el análisis. La transferencia de tecnología pudiera realizarse en etapas que incluirían la adquisición del equipo de computadoras por la región local, la capacitación de los científicos locales en la operación del equipo y la transferencia de los programas para pasar e interpretar los modelos de tsunami.

Es evidente que las técnicas de modelos pueden proporcionar una información valiosa para la planificación de los riesgos de los tsunamis. Más fundamentalmente, empero, dichas técnicas pueden proporcionar al planificador tiempo, tiempo para evaluar la situación en una atmósfera libre de crisis, tiempo para evaluar atentamente las decisiones y tiempo para someter a prueba las opciones disponibles. La experiencia ha demostrado que existe la tendencia entre la gente a mostrarse satisfechos frente a los riesgos naturales en los periodos entre desastres. Las técnicas de simulación pueden ser una herramienta valiosa que puede ayudar a los planificadores y órganos de decisión a reducir al mínimo esa satisfacción en sí mismos y mantener programas responsables para mitigar las pérdidas económicas y el sufrimiento humano ocasionados por un tsunami futuro.

REFERENCIAS

Abe, K., 1975: Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes. J. Phys. Earth, 23, 381-390.

Ben-Menahem, A., and M. Rosenman, 1972: Amplitude patterns of tsunami waves from submarine earthquakes. J. Geophys. Res., 77, 3097-3128.

Berninghausen, W. H., 1962: Tsunamis reported from the west coast of South America. Bulletin of Seismolog. Soc. of America, 52, 915-921.

Brandsma, M., D. Divoky, and L. S. Hwang, 1977: Circum-pacific variations of computed tsunami features. Proceedings, Symp. on Tsunamis, IUGG Tsunami Committee, Ensenada, Mexico, 132-151, Man. Rept. Series #48, Dept. Fish. and Env., Ottawa.

Brandsma, M., D. Divoky, and L. Hwang, 1979: Tsunami atlas for the coasts of the United States. Tetra Tech, Inc., Pasadena, CA., Rept. NUREG/CR-1106/TC-486, NTIS: NUREG/CR-1106.

Everingham, I. B., 1977: Preliminary catalogue of tsunamis for the New Guinea/Solomon Islands region. Report 180, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Dept. of National Resources, Australia, 1768-1972,

Garcia, A. W., 1976: Effect of source orientation and location in the Peru-Chile Trench on tsunami amplitude along the Pacific Coast of the continental United States. U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Rept. H-76-2, NTIS: AD-A032991.

Hammack, J. L., 1973: A note on tsunamis: Their generation and propagation in an ocean of uniform depth. J. Fluid Mech., 60, 769-799.

Hebenstreit, G. T., 1981a: Assessment of tsunami hazard presented by possible seismic events. Tech. Rept. SAI-82-383-WA, Science Applications, Inc., McLean, VA.

Hebenstreit, G. T., 1981b: Assessment of tsunami hazard presented by possible seismic events: Far-field effects. Tech. Rept. SAI-82-599-WA, Science Applications, Inc., McLean, VA, NTIS: PB83-114017.

Hebenstreit, G. T., and R. E. Whitaker, 1981: Assessment of tsunami hazard presented by possible seismic events: Near-source effects. Tech. Rept. SAI-82-651-WA, Science Applications, Inc., McLean, VA 22102, NTIS: PB83-102665.

Heitner, K. L., and G. W. Housner, 1970: Numerical model for tsunami run-up. ASCE, Waterways, Harbors and Coastal Eng. Div., Journal, WW3, 701-719.

Houston, J. R., and H. L. Butler, 1979: A numerical model for tsunami inundation. U.S. Army Corps of Engineers, Waterways Expmt. Sta., Vicksburg, MS, Rept. WES-TR-HL-79-2, NTIS: ADA-065-090.

Houston, J. R., R. W. Whalin, A. W. Garcia, and H. L. Butler, 1975: Effect of source orientation and location in the Aleutian Trench on tsunami amplitude along the Pacific coast of the continental United States, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Rept. H-75-4. NTIS: AD-A014145.

Iida, K., 1970: The generation of tsunamis and the focal mechanism of earthquakes. Tsunamis in the Pacific Ocean, W. M. Adams, ed, East-West Inst. Press, Honolulu, Hawaii, 3-18.

Iida, K., D. C. Cox, and G. Carayannis, 1967: Preliminary catalog of tsunamis occurring in the Pacific Ocean. Hawaii Inst. of Geophys. Report HIG-67-10, Univ. of Hawaii, Honolulu.

Kajiura, K., 1963: The leading wave of a tsunami. Bull., Tokyo Earthquake Res. Inst., 41, 535-571.

Kajiura, K., 1970: Tsunami source, energy and the directivity of wave radiation. Bull., Tokyo Earthquake Res. Inst., 48, 836-869.

Kanamori, H., 1977: The energy release in great earthquakes. J. Geophys. Res., 82 (20), 2981-2987.

Kelleher, J. A., 1972: Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. J. Geophys. Res., 77, 2087-2103.

REFERENCIAS (Continuación)

Kelleher, J., J. Savino, H. Rowlett, and W. McCann, 1974: Why and where great thrust earthquakes occur along island arcs. J. Geophys. Res., 79, 4889-4899.

Kuroiwa, J., 1981: Historical summary of tsunamis which have effected the central coast of Peru. Unpublished manuscript (original in Spanish), Lima, Peru.

LePichon, X., 1968: Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73, 3661-3697.

Mammericxx, J., S. M. Smith, I. L. Taylor, and T. E. Chase, 1974: Bathymetry of the South Pacific. Eleven charts, 1:3,630,000. Institute of Marine Sciences. Nos. 44-54. Univ. of California at San Diego, La Jolla, CA.

Mansinha, L., and D. E. Smylie, 1971: The displacement fields of inclined faults. Bull., Seismol. Soc. of America, 61, 1433-1440.

McCann, W. R., J. P. Nischenko, L. R. Sykes, and J. Krause, 1978: Seismic gaps and plate tectonics: seismic potential for major plate boundaries. Proceedings of Conference VI: Methodology for identifying seismic gaps and soon-to-break gaps. U.S. Geol. Surv. Open-File Report 78-943, 441-584.

Momoi, T., 1964: Tsunami in the vicinity of a wave origin [1]. Bull., Tokyo Earthquake Res. Inst., 42, 133-146.

Nakamura, S., 1978: On statistical tsunami risk of the Philippines. South East Asian Studies, 15, 581-590.

Peregrine, D. H., 1972: Equations for water waves and the approximation behind them. Waves on Beaches, R. E. Meyer, ed., 95-121, Academic Press, 462 pp.

Reid, R. O., A. C. Vastano, and T. J. Reid, 1977: Development of SURGE II program with application to the Sabine-Calcasieu area for hurricane Carla and design hurricanes. Coastal Studies Inc., College Station, TX, Report TP77-13.

Soloviev, S. L., and Ch. N. Go, 1969: Catalog of tsunamis in the Pacific (main data). Academy of Sciences, USSR, Moscow.

Stauder, W., 1973: Mechanism and spatial distribution of Chilean earthquakes with relation to the subduction of the oceanic plate. J. Geophys. Res., 78, 5033-5061.

Stauder, W., 1975: Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity. J. Geophys. Res., 80, 1053-1064.

Tuck, E. O., and L. S. Hwang, 1972: Long wave generation on a sloping beach. J. Fluid Mech., 51, 449-461.

Van Wyckhouse, R. J., 1973: Synthetic bathymetric profiling system (SYNBAPS). Naval Oceanographic Ofc., TR-233, Washington, D.C., 58 pp + appendices.

Vreeland, N., G. B. Hurwitz, P. Just, P. W. Moeller, and R. S. Shinn, 1976: Area Handbook for the Philippines, DA Pam 550-75, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., Stock No.: 008-020-00619-0.

Ward, R. G., and D. A. M. Lea (eds.), 1970: An Atlas of Papua and New Guinea. Dept. of Geography, Univ. of Papua and New Guinea, Collins-Longman Atlases, Wm. Collins Son & Co., Glasgow.

Yamashita, T. and R. Sato, 1974: Generation of tsunami by a fault model. J. Phys. Earth, 22, 415-440.