

PN-AAS328

121 39240

EVALUACION DEL RIESGO DE TSUNAMIS QUE
PRESENTAN POSIBLES EVENTOS SISMICOS:
EFECTOS CERCA DE LA SUPERFICIE

SAI-82-651-WA



ATLANTA • ANN ARBOR • BOSTON • CHICAGO • CLEVELAND • DENVER • HUNTSVILLE • LA JOLLA
LITTLE ROCK • LOS ANGELES • SAN FRANCISCO • SANTA BARBARA • TUCSON • WASHINGTON

EVALUACION DEL RIESGO DE TSUNAMIS QUE PRESENTAN
POSIBLES EVENTOS SISMICOS:
EFECTOS CERCA DE LA SUPERFICIE

SAI-82-651-WA

TR-424-81-216-11

Noviembre de 1981

Número de contrato:
AID/SOD/PDC-C-0404

Preparado por:
Gerald T. Hebenstreit
y Robert E. Whitaker

Preparado para:
Agencia para el Desarrollo Internacional
Departamento de Estado de los EE.UU.

SCIENCE APPLICATIONS, INC.
1710 Goodridge Drive
P.O. Box 1303
McLean, Virginia 22102
(703) 821-4300



RESUMEN EJECUTIVO

Los tsunamis o maremotos son olas en la superficie del mar, de longitud de onda muy larga, ocasionadas, en la mayoría de los casos, por el desplazamiento rápido y repentino de grandes volúmenes de agua como resultado de seísmos submarinos de gran magnitud y foco poco profundo. Los tsunamis ocurren con mayor frecuencia en el Océano Pacífico. Pueden llegar a ser fuerzas sumamente poderosas y destructivas cuando entran en aguas poco profundas a lo largo de las costas continentales e insulares. En los últimos 200 años, los tsunamis han ocasionado decenas de millares de muertes y una destrucción incalculable tanto en las zonas costeras próximas a su origen como en zonas costeras a muchos miles de kilómetros de distancia.

No es posible evitar los tsunamis; ni pronosticarlos. Un medio del que se dispone actualmente es el examen y evaluación del grado de riesgo de tsunami que afrontan zonas específicas y el uso de esa información para planificar la forma de hacer frente a los desastres antes de que ocurran. Hacia tal fin, el programa de evaluación del riesgo que presentan los tsunamis tiene cuatro metas de largo plazo:

- Investigación y Desarrollo - desarrollar herramientas para el estudio sistemático de la amenaza de los tsunamis en todo el Pacífico.
- Educación - utilizar los resultados del estudio para sensibilizar a los habitantes de las zonas amenazadas y a sus líderes en cuanto a la naturaleza de su riesgo.
- Planificación - utilizar los resultados para ayudar a formular programas de ayuda y evacuación en casos de desastre, planes de zonificación costera y criterios para el emplazamiento y construcción de las instalaciones.
- Aviso - utilizar los resultados para proporcionar antecedentes adicionales a las autoridades civiles que han de adoptar decisiones en tiempo real en situaciones de emergencia.

La meta última del programa es reducir el riesgo.

El presente informe trata las fases iniciales de una parte de la etapa de investigación y desarrollo del programa: acrecentar la base de datos existente sobre los tsunamis mediante simulaciones por computadora de los efectos de tsunamis hipotéticos. Se tiene proyectado realizar esta labor en seis pasos:

- 1.) Identificar las zonas de seísmos tsunamigénicos combinando patrones de sismicidad histórica para zonas de origen potenciales con la teoría de hiatos sísmicos.
- 2.) Simular la generación de tsunamis en dichas zonas de origen potenciales y la propagación de las olas a las zonas costeras tanto de origen cercano como de campo lejano.
- 3.) Identificar las zonas costeras más amenazadas por los tsunamis partiendo de la distribución de las elevaciones de las olas en aguas de la plataforma continental a alguna distancia mar adentro de sectores amplios específicos (decenas de kilómetros) de la costa.
- 4.) Combinar los patrones de distribución de las olas con información acerca de la densidad de la población y factores económicos en las zonas amenazadas para establecer prioridades para estudio más detallado.
- 5.) Simular el asalto de un tsunami a tierra en las zonas potencialmente más amenazadas.
- 6.) Utilizar los resultados de la simulación para realizar una minuciosa evaluación del riesgo en términos de alturas máximas de las olas, zonas de subida y zonas de inundación.

La labor descrita en este informe consiste en la realización de los tres primeros pasos aplicados a una zona geográfica específica potencialmente tsunamigénica: la costa del Pacífico en Sudamérica en la vecindad de la Fosa de Perú-Chile.

En el presente informe analizamos la metodología para seleccionar los posibles lugares de terremotos y para simular la generación y propagación de tsunamis debidas a esos terremotos. Este estudio se concentra en el riesgo que presentan los tsunamis en las aguas costeras de la región occidental de Sudamérica.*

*Un estudio paralelo titulado "Assessment of Tsunami Hazard Presented by Possible Seismic Events: Far-Field Effects" (Informe SAI SAI-82-599-WA, 1981) trata la amenaza a otras zonas del Pacífico debida a los mismos eventos.

Los resultados del modelo se presentan gráficamente en forma de trazados de la elevación máxima de las olas a lo largo de la plataforma continental en la vecindad de un gran número de lugares costeros. Se presenta un juego completo de trazados para cada movimiento de origen sísmico separado estudiado. (Por ejemplo, la Fig. 4.9, pág. 4-16, ilustra las elevaciones máximas debidas a un tipo de levantamiento que ocurre en una zona al noroeste de Lima, Perú.) Se proporciona un análisis e interpretación de la amenaza resultante de cada caso separado, así como para la amenaza general debida a tsunamis que ocurran en cualquier lugar a lo largo de la costa. Hallamos de los patrones de la altura de las olas que las zonas costeras cerca de la zona de origen específica son las que afrontan la amenaza más grave, pero que, según la extensión y ubicación de la zona de origen, también puede existir una amenaza grave fuera de la zona de origen. Ciertas zonas costeras, especialmente cerca de Arica, Chile y el sur de Valparaíso, Chile, están amenazadas por casi toda zona potencial de origen.

El paso siguiente en este estudio consiste en realizar un análisis minucioso de las zonas más amenazadas.

RECONOCIMIENTOS

El presente informe combina los esfuerzos de muchos individuos. Hemos de dar gracias a Gene Molinelli y Fred Newman, quienes actuaron de revisores y editores. El informe se ha beneficiado notablemente de sus aportes.

Damos gracias especialmente a Paul Krumpe de la Oficina de Asistencia Exterior en Casos de Desastre, USAID, quien proporcionó fondos y muchas de las ideas para este estudio.

La traducción al español del informe fue realizada por Linguamundi International, Inc., McLean, Virginia.

5

RESUMEN

El presente estudio tiene por finalidad efectuar un modelo de la propagación de los tsunamis a lo largo de la plataforma continental, en uno y otro sentido de la costa de las regiones de origen de los seísmos cerca de la Fosa de Perú-Chile. Las simulaciones fueron realizadas mediante la resolución numérica de ecuaciones lineales, inviscidas, para olas largas. Las zonas generadoras potenciales fueron seleccionadas mediante la identificación de hiatos sísmicos en la zona de la Fosa de Perú-Chile. Los desplazamientos en el fondo marino en cada zona de origen fueron especificados tomando como base parámetros de seísmos representativos (profundidad, ángulo de desplazamiento, longitud y anchura de la falla, desplazamiento del deslizamiento) seleccionados de un examen de los patrones históricos de sismicidad en la región.

Se identificaron zonas de altura de olas máximas en alta mar, a lo largo de la costa, en respuesta a cada evento sísmico/tsunamigénico. Varias zonas costeras fueron sometidas a altas concentraciones de energía de olas independientemente de la ubicación de la zona de origen. Estas zonas merecen un estudio más detallado. Se hacen recomendaciones en relación con el uso del estudio actual para fines de educación y planificación relativas a los riesgos que presentan los tsunamis, y para trabajos adicionales basados en estos resultados.

INDICE

	<u>Página</u>
Reconocimientos	
Resumen	
Sección 1 INTRODUCCION	1-1
1.1 Tsunamis	1-1
1.2 La amenaza para Sudamérica	1-3
1.3 Finalidad del estudio	1-5
1.4 Estructura del informe	1-6
Sección 2 EL MODELO NUMERICO	2-1
2.1 Introducción	2-1
2.2 Ecuaciones para el modelo	2-2
2.3 Plan de soluciones	2-4
2.4 Condiciones de contorno	2-6
2.5 Topografía del fondo marino	2-8
2.6 Movimientos en la zona de origen	2-11
Sección 3 SELECCION DE LUGARES DE SEISMOS Y MOVIMIENTOS DE ORIGEN	3-1
3.1 Selección de los lugares	3-1
3.2 Mecanismos focales	3-4
3.2.1 Perú	3-7
3.2.2 Chile	3-7
3.2.3 Movimientos de falla	3-7
3.2.4 Mecanismos representativos	3-8
3.3 Energía sísmica	3-10
3.4 Movimientos en la zona de origen	3-19
3.5 Patrones de desplazamiento del fondo marino	3-22
3.6 Efecto de la duración del movimiento de origen	3-22
Sección 4 ZONA DE ORIGEN A	
4.1 Introducción	4-1
4.2 Caso de levantamiento uniforme	4-1
4.2.1 Efectos inmediatos (primera hora)	4-3
4.2.2 Efectos de duración mayor	4-3
4.2.3 Elevaciones máximas	4-4
4.3 Caso de levantamiento variable	4-21
4.3.1 Efectos inmediatos	4-21
4.3.2 Efectos de mayor duración	4-21
4.3.3 Elevaciones máximas	4-22

Indice (continuación)

	<u>Página</u>
4.4 Evaluación del riesgo general	4-36
4.5 Evaluación del riesgo - Zona A	4-37
Sección 5 ZONA DE ORIGEN B	5-1
5.1 Introducción	5-1
5.2 Zona septentrional - Caso de levantamiento uniforme	5-1
5.2.1 Efectos inmediatos	5-1
5.2.2 Efectos de mayor duración	5-3
5.2.3 Elevaciones máximas	5-4
5.3 Zona septentrional - Caso de levantamiento variable	5-18
5.3.1 Efectos inmediatos	5-18
5.3.2 Efectos de mayor duración	5-18
5.3.3 Elevaciones máximas	5-19
5.4 Zona meridional - Caso de levantamiento uniforme	5-33
5.4.1 Efectos inmediatos	5-33
5.4.2 Efectos de mayor duración	5-33
5.4.3 Elevaciones máximas	5-34
5.5 Zona meridional - Caso de levantamiento variable	5-48
5.5.1 Efectos inmediatos	5-48
5.5.2 Efectos de mayor duración	5-48
5.5.3 Elevaciones máximas	5-49
5.6 Evaluación del riesgo - Zona B	5-63
5.6.1 Subzona septentrional	5-63
5.6.2 Subzona meridional	5-63
5.6.3 Resumen	5-64
Sección 6 ZONA DE ORIGEN C	6-1
6.1 Introducción	6-1
6.2 Caso de levantamiento uniforme	6-1
6.2.1 Efectos inmediatos	6-1
6.2.2 Efectos de mayor duración	6-1
6.2.3 Alturas máximas de ola	6-3
6.3 Caso de levantamiento variable	6-17
6.3.1 Efectos inmediatos	6-17
6.3.2 Efectos de mayor duración	6-17
6.3.3 Elevaciones máximas	6-17
6.4 Evaluación del riesgo - Zona de origen C	6-31
Sección 7 ZONA DE ORIGEN D	6-32
7.1 Introducción	6-32
7.2 Caso de levantamiento uniforme	6-32
7.2.1 Efectos inmediatos	6-32
7.2.2 Efectos de mayor duración	6-32
7.2.3 Elevaciones máximas	6-32

Indice (continuación)

	<u>Página</u>
7.3 Caso de levantamiento variable	6-48
7.3.1 Efectos inmediatos	6-48
7.3.2 Efectos de mayor duración	6-48
7.3.3 Elevaciones máximas	6-48
7.4 Evaluación del riesgo - Zona de origen D	6-63
Sección 8 ZONA DE ORIGEN E	8-1
8.1 Introducción	8-1
8.2 Caso de levantamiento uniforme	8-1
8.2.1 Efectos inmediatos	8-1
8.2.2 Efectos de mayor duración	8-3
8.2.3 Elevaciones máximas	8-3
8.3 Caso de levantamiento variable	8-18
8.3.1 Efectos inmediatos	8-18
8.3.2 Efectos de mayor duración	8-18
8.3.3 Elevaciones máximas	8-19
8.4 Evaluación del riesgo - Zona de origen E	8-33
Sección 9 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	9-1
9.1 Introducción	9-1
9.2 Conclusiones	
9.2.1 Amenaza por motivo de terremotos específicos	9-2
9.2.2 Amenazas específicas a las zonas	9-3
9.2.3 Resumen	9-4
9.3 Perspectiva histórica	9-5
9.4 Recomendaciones	
Referencias	R-1
Apéndice A TSUNAMIS SUDAMERICANOS	A-1
Apéndice B TECNICA NUMERICA	B-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.

La mayoría de los tsunamis parecen ser generados por terremotos poco profundos de empuje, como los asociados con la subducción de una placa tectónica bajo otra. Puesto que muchas zonas de subducción se encuentran en los 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 ilustra los lugares de los epicentros de los seísmos tsunamigénicos ocurridos en el Pacífico. Podemos ver que los epicentros tienden a agruparse en varias regiones geográficas: América del Sur y Central, Alaska y las Islas Aleutas, Kamchatka y las Islas Curiles, Japón y el Pacífico Suroeste. La zona del Pacífico Surceste rara vez produce tsunamis que ocasionen efectos graves en toda la región del Pacífico. Pero los tsunamis generados en las otras zonas pueden presentar una amenaza para todo el Pacífico.

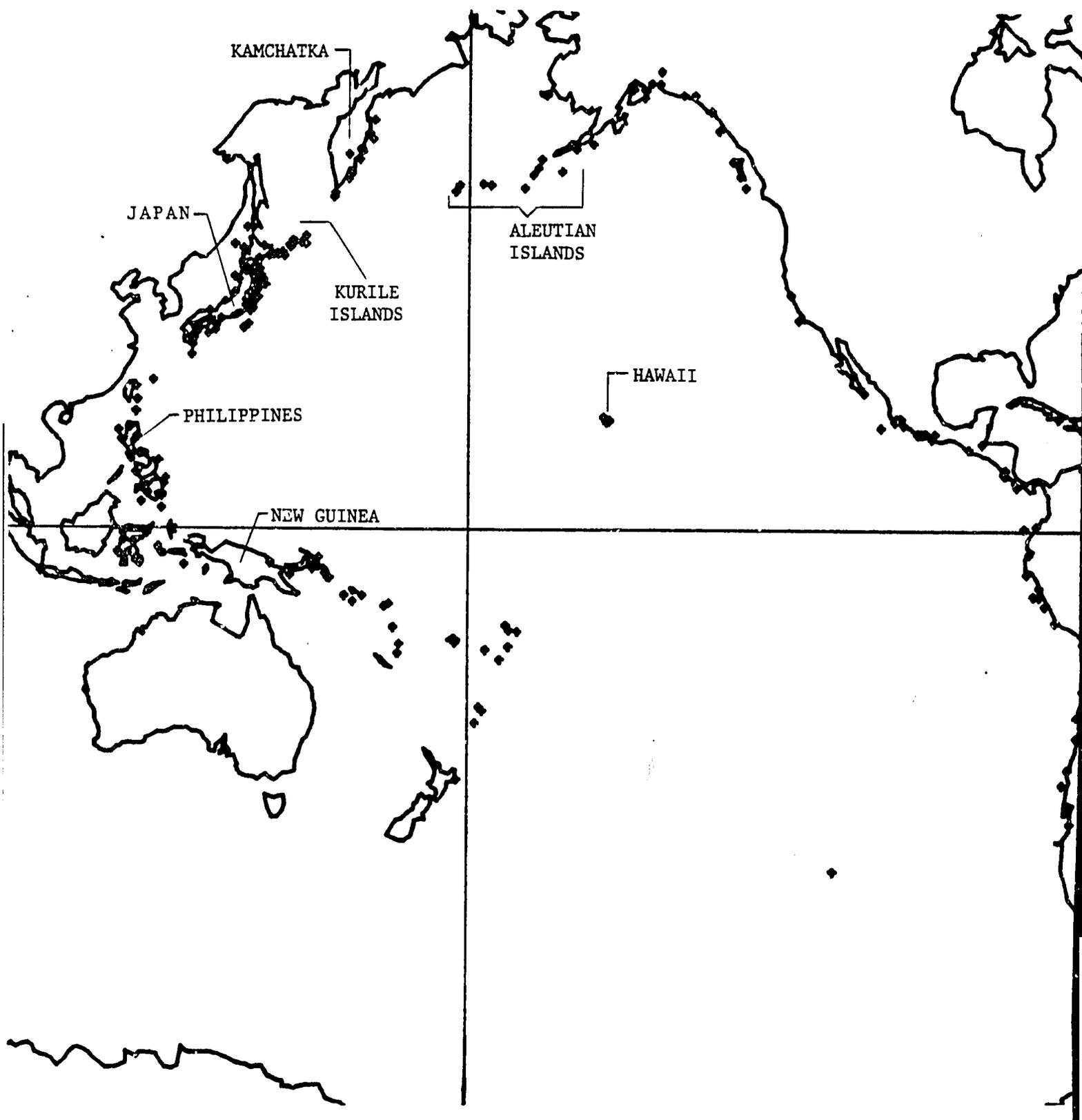


Figura 1.1 Epicentros de los seísmos tsunamigénicos ocurridos en el Océano Pacífico durante el período comprendido entre 1900 y 1969 (por cortesía de EDIS/NGSDC/NOAA, Boulder, Colorado).

Las olas tsunamis presentan una amenaza doble para la comunidad del Pacífico. La amenaza más conocida generalmente es la de campo lejano. Si la energía transmitida al océano es lo suficientemente grande, las olas resultantes pueden cruzar el mar abierto como olas muy largas de baja amplitud y reaparecer como olas de gran amplitud, sumamente destructivas, en costas a decenas de miles de kilómetros del lugar donde fueran producidas. Por ejemplo, el terremoto del 22 de mayo de 1960, que ocurrió frente a las costas del sur de Chile, ocasionó olas que produjeron 61 muertes y daños por valor de US\$22M en las Islas Hawai, y 199 muertes y la destrucción de casi 5.000 estructuras en el Japón. Los tsunamis que ocasionan tal destrucción a distancia son raros, afortunadamente. Desde 1946, solo cinco tsunamis en el Océano Pacífico han sido tan destructivos. El cuadro 1.1 presenta el costo en vidas y dólares ocasionado solo a Estados Unidos por estos fenómenos.

La segunda amenaza puede calificarse de amenaza cerca de la zona de origen. Las olas generadas por un seísmo tsunamigénico en una zona costera poco profunda no solo se propagan al Pacífico, sino también a lo largo de la costa, en una y otra dirección, en las proximidades de la zona de origen. Los tsunamis siempre producen una amenaza cerca de la zona de origen, pero no siempre una amenaza de campo lejano. Por ejemplo, Berninghausen (1962) da una lista de 49 tsunamis que produjeron, cuando menos, olas medibles en las costas de Sudamérica entre 1562 y 1960. Solo 4 de éstos fueron generados en lugares distintos de las aguas costeras de Sudamérica. Examinemos la amenaza que presentan los tsunamis sudamericanos con mayor detenimiento.

1.2 LA AMENAZA PARA SUDAMERICA

La costa del Pacífico de Sudamérica es el punto de la subducción de la Placa Nazca oceánica bajo la Placa Sudamericana continental. El resultado es una banda de sismicidad intensa que va a lo largo del continente y es aproximadamente paralela al eje de la Fosa Marina de Perú-Chile. Tal como indica la figura 1.1, a todo lo largo de esta zona se han producido terremotos tsunamigénicos. Desde 1687, han perdido la vida debido a tsunamis originados en esta región entre 10.000 y 30.000 personas residentes en la costa sudamericana. (La gama tan amplia en el número de muertes

CUADRO 1.1

Tsunamis Importantes desde 1946
que han ocasionado pérdida de vida y propiedad en Estados Unidos*

<u>Fecha</u>	<u>Lugares de impacto principal</u>	<u>Ubicación de la fuente</u>	<u>Muertes producidas por los tsunamis</u>	<u>Daños producidos por los tsunamis \$ 1980 (millones de \$)</u>
1946	Islas Hawai	Islas Aleutas E.	173	119,2
1952	Hawai	Kamchatka	0	2,1
1957	Islas Hawai	Islas Aleutas	0	10,5
1960	Islas Hawai	S. Chile	61	66,9
1964	Alaska California N. Islas Hawai	Prince William Sound, Alaska	119	282,3
1975	Islas Hawai	Islas Hawai	2	4,2
TOTAL			335	485,2

*Datos proporcionados por
E.N. Bernard
PMEL- NOAA
Seattle, Washington, EE.UU.

**El ajuste de los daños a dólares de 1980 fue realizado con la colaboración de:
Significant Earthquake File (Expediente de Seísmos Importantes)
R.A. Ganse y J. B. Nelson
NGSDC-NOAA
Boulder, Colorado 1980

se debe a la dificultad ocasional de separar las muertes debidas a los tsunamis de las muertes ocasionadas por los terremotos en las zonas próximas al origen). Afortunadamente, los tsunamis destructivos no ocurren frecuentemente. El índice promedio de periodicidad para Sudamérica, tomando como base la lista de Berninghausen, es de más de 8 años. Pero esto incluye eventos que produjeron solo olas bajas, no destructivas. La periodicidad para los tsunamis destructivos es presumiblemente mayor. El apéndice A contiene una lista de 21 tsunamis localmente destructivos que han ocurrido en Sudamérica en los últimos 400 años. Muchos de estos eventos también produjeron olas destructivas en otras zonas de la cuenca del Pacífico.

1.3 FINALIDAD DEL ESTUDIO

Si aceptamos las dos hipótesis fundamentales de este estudio -- 1) que los tsunamis presentan una amenaza para la vida y la propiedad en todo el Pacífico y 2) que la costa sudamericana es una fuente probable de tsunamis-- entonces es fácil exponer la finalidad de este estudio: Examinamos las costas occidentales de Chile y el Perú para determinar qué zonas son los emplazamientos más probables de terremotos productores de tsunamis extensos* en un futuro próximo (por ejemplo, dentro de 50 años), qué clases de tsunamis producirían estos terremotos y en qué grado presentarían estos tsunamis una amenaza para las zonas costeras de Sudamérica. Se dispone de las herramientas científicas necesarias para desarrollar este plan. En años recientes se han realizado estudios algo similares (véase la Sección 2), pero ésta es la primera vez que se han tomado en cuenta los regímenes de sismicidad histórica de las posibles zonas productoras de estos fenómenos.

Después de exponer en términos generales lo que aspira a lograr el presente estudio, aclaramos explícitamente ahora lo que hace y no hace.

*En todo este documento, los términos extenso, importante y grande se utilizarán 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 de 7,8 y una longitud de ruptura de varios cientos de kilómetros como mínimo. Este uso lo describen Kelleher y colaboradores (1974).

El presente informe describe las simulaciones numéricas de las olas tsunami (en términos de energía, elevación y dirección) a medida que se propagan desplazándose de la vecindad inmediata de un terremoto hipotético con características específicas (momento sísmico, longitud de ruptura, anchura de ruptura, régimen de desplazamiento, etc.) y avanzan en una y otra dirección a lo largo de la plataforma continental cerca de la zona donde se produjo.

El estudio no trata de pronosticar terremotos reales y los tsunamis resultantes. Las incertidumbres que entran en juego al describir movimientos reales del fondo marino son tan grandes que una concordancia detallada entre seísmos históricos o futuros y los eventos posibles esbozados en este estudio solo podrían clasificarse como una coincidencia. Consideramos que, en el grado en que los escenarios del movimiento de origen formulados para este estudio son, de hecho, representativos de los que pudieran ocurrir en una zona determinada, los tsunamis simulados en el estudio también son representativos.

Tampoco tratamos de examinar la amenaza de campo lejano debida a los tsunamis generados frente a las costas sudamericanas. Esta faceta del problema es objeto de otro estudio de SAI (Hebenstreit, 1981).

1.4 ESTRUCTURA DEL INFORME

La primera parte de este informe (Sección 2) describe enfoques comunes para la preparación de modelos de la generación y propagación de los tsunamis y proporciona una perspectiva minuciosa del modelo de ola que utilizamos aquí. La segunda parte (Sección 3) describe las características seismológicas de la costa sudamericana utilizadas para formular los movimientos generadores hipotéticos aunque realistas de origen que impulsarán los tsunamis simulados. Las cinco secciones siguientes están dedicadas a un examen de cada caso individual, siguiendo cada tsunami desde su generación hasta sus interacciones con las zonas costeras adyacentes. Cada sección concluye con un análisis de la amenaza que presentan los tsunamis que salen de la zona generadora específica.* En la Sección 8 se examina la amenaza general que representan

*Hemos incluido una amplia serie de cifras para ilustrar los resultados de cada simulación. Para evitar el obligar al lector a emplear tiempo buscando el texto entre las ilustraciones, hemos estructurado las Secciones .../...

los tsunamis sudamericanos. La Sección 9 presenta, en forma resumida, los resultados del estudio y los traduce a recomendaciones útiles para las autoridades responsables de mitigar el desastre.

.../...4 a 8 de forma que todas las figuras pertenecientes a cada caso separado estén agrupadas inmediatamente después del texto completo que describe a cada caso.

Sección 2

EL MODELO NUMERICO

2.1 INTRODUCCION

La generación de un tsunami por un desplazamiento repentino del fondo marino y la propagación de las olas resultantes a lo largo de la costa cerca de su origen es un proceso complejo. Se ha realizado poca investigación sobre esta materia. La mayoría de los estudios disponibles se han concentrado en el comportamiento de los tsunamis en la vecindad inmediata de su origen (por ejemplo, Momoi, 1964; Tuck y Hwang, 1972; Yamashita y Sato, 1974; Lee, 1980). Estos estudios son de ordinario bastante evolucionados y adoptan pocas hipótesis acerca de los procesos físicos que entran en juego. Estos modelos se han aplicado principalmente a situaciones simplificadas (en las que, por ejemplo, la profundidad del fondo es una función analítica conocida y los regímenes ascendentes bastante simples) que pueden resolverse analíticamente. Rara vez se ha tratado de realizar simulaciones de condiciones oceánicas reales (tales como una topografía del fondo marino rápidamente variante y costas irregulares). La obra de Chen y colaboradores (1975) es una excepción. Utilizaron dos modelos complejos de propagación de tsunamis --uno basado en ecuaciones de onda no lineal y el otro, en ecuaciones lineales de alto orden-- para realizar simulaciones numéricas de tsunamis generados en la vecindad inmediata de un emplazamiento en una planta de producción de energía nuclear.

Generalmente hay consenso en que el comportamiento de los tsunamis en el breve período que sigue a la generación no es lineal (Kajiura, 1963; Hammack, 1972; Chen y colaboradores, 1975), aunque Chen y colaboradores demostraron que la diferencia entre las soluciones no lineales y lineales de alto orden no son grandes en las proximidades de la zona de origen.

Sin embargo, el problema que consideramos aquí es la forma en que se comportan los tsunamis a cierta distancia de su origen aunque aún en aguas relativamente someras. Este es un problema que rara vez ha sido examinado. Dos estudios que comienzan a abordarlo son los de Aida (1978) y Sklarz y colaboradores (1980). En el primero, se utilizó un modelo lineal para seguir los tsunamis desde las zonas generadoras en la vertiente continental frente a las costas del Japón, sobre la plataforma continental y hasta el límite tierra/mar. El segundo utilizó un modelo lineal para simular la generación de un tsunami en la plataforma de la isla de Hawai y su propagación alrededor de la plataforma de la isla. El hecho de que ambos estudios produjeran resultados razonablemente buenos nos impulsa a aplicar un modelo basado en ecuaciones lineales del movimiento para examinar el comportamiento de los tsunamis a lo largo de la costa sudamericana debidos a la actividad sísmica local.

2.2 ECUACIONES PARA EL MODELO

El modelo numérico utilizado en este estudio se basa en las ecuaciones inviscidas, verticalmente integradas y lineales del movimiento para la propagación de las olas largas (es decir, olas cuya longitud, λ , es mucho mayor que la profundidad, h , del agua en la que se propagan). Estas ecuaciones, en coordenadas esféricas, son las siguientes:

$$\partial_t U - fV + ghR^{-1} \partial_\theta \eta = 0, \quad (2.1)$$

$$\partial_t V + fU + gh (R \sin \theta)^{-1} \partial_\phi \eta = 0, \quad (2.2)$$

$$\partial_t (h+\eta) + (R \sin \theta)^{-1} [\partial_\phi V + \partial_\theta (U \sin \theta)] = 0. \quad (2.3)$$

Las variables en estas ecuaciones se definen así:

η - desplazamiento de la superficie libre a partir del nivel medio del mar (NMM),

ϕ - longitud medida hacia el este desde 0° en Greenwich, Inglaterra,

V - transporte horizontal en dirección hacia el este (ϕ) por ancho de unidad,

θ - co-latitud (es decir, medida desde 0° en el Polo Norte),

U - transporte horizontal en la dirección hacia el sur (θ) por ancho de unidad,

t - tiempo,

g - aceleración debida a la gravedad,

h - profundidad del agua por debajo del NMM,

R - radio de la tierra y

f - parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \cos\phi$, donde Ω = velocidad angular de la Tierra).

La anotación δ_x indica la diferenciación parcial con respecto a la variable subscrita. Los términos de transporte se obtienen integrando verticalmente los componentes horizontales de velocidad de las partículas de agua (u,v) desde el fondo hasta la superficie :

$$U = \int_h^n u \, dz, \quad (2.4)$$

y

$$V = \int_h^n v \, dz, \quad (2.5)$$

Adviértase la falta de un componente de velocidad vertical, w , lo que significa descuido de las aceleraciones verticales. Adviértase también la presencia en (2.3) de un término $\delta_t h$. Este es el término a través del cual los desplazamientos del fondo que varían en el tiempo producen deformaciones en la superficie del mar.

2.3 PLAN DE SOLUCIONES

Las soluciones numéricas a las ecuaciones (2.1)-(2.3) se obtienen utilizando un analógico de diferencia finita a este continuo de ecuaciones. El código utilizado es una versión modificada de SSURGE, que es un modelo originalmente desarrollado para simular la propagación de mareas ocasionadas por tormentas en las aguas costeras. El hecho de que ha resultado ser útil en simulaciones de aguas poco profundas hace su aplicación en este proyecto bastante atractiva. Los pormenores del algoritmo de diferencia finita se describen en el apéndice B.

La metodología general utilizada en el modelo consiste en integrar las ecuaciones (2.1) a (2.3) a través del tiempo utilizando el algoritmo implícito de dirección alterna (ADI), multioperativo, descrito por Leendertse (1967). En la formulación del modelo numérico se utiliza una rejilla computacional escalonada, tal como se ilustra en la fig. 2.1. En cada celda, $\eta_{i,j}$ en el tiempo $n\Delta t$ es la anomalía promedio sobre la zona de la celda centrada en $i\Delta\phi$, $j\Delta\theta$ donde Δt es el incremento cronológico y $\Delta\phi$, $\Delta\theta$ son los incrementos en la longitud y latitud, respectivamente. El trans-

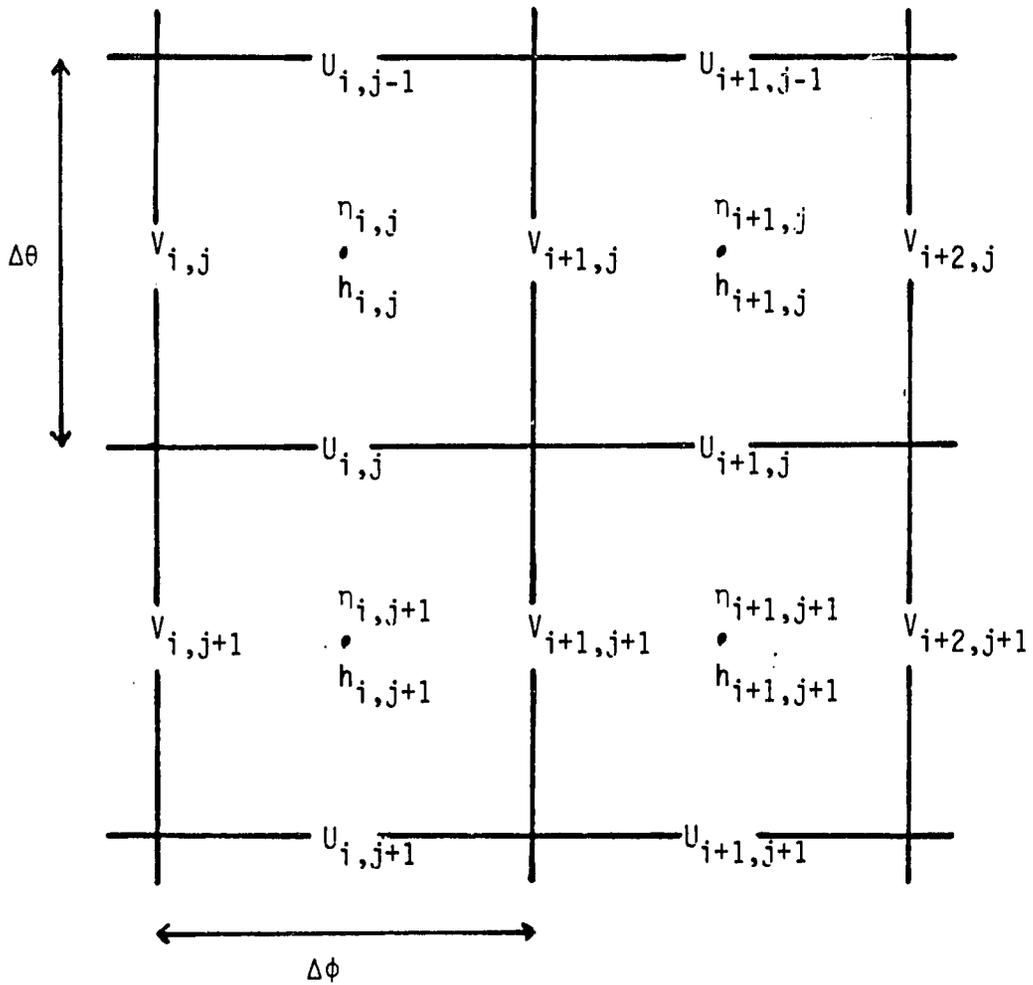


Figura 2.1 La rejilla espacial escalonada utilizada en las soluciones de diferencia finita de las ecuaciones modelo.

porte V_{ij} se toma en el centro de la cara de la izquierda y U_{ij} se toma en el centro de la cara inferior. Las profundidades se definen en los mismos lugares que los η 's.

2.4 CONDICIONES DE CONTORNO

Dos clases de contornos ocurren a lo largo de los bordes de la rejilla modelo: contornos de costa y contornos de mar abierto. En cada caso se aplican condiciones de contorno diferentes.

Puesto que este estudio no aspira a pronosticar las zonas de recorrido e inundación costeras, podemos requerir que las olas que azotan las costas sean reflejadas totalmente. Esta condición puede expresarse, en términos del componente de velocidad perpendicular a la costa, de la siguiente manera:

$$u_n = 0 \quad \text{en los contornos de tierra.} \quad (2.6)$$

La colocación del componente normal de velocidad en cero en el contorno costero significa que ninguna energía de onda cruza la costa a tierra firme.

Con los contornos de mar abierto (es decir, cuando la región definida por la rejilla modelo termina no en tierra firme, sino en el agua), requerimos que la energía de la onda que se aproxima al contorno desde dentro de la zona del modelo pase a través del contorno sin experimentar reflexión. A esto se llama una condición tipo radiación. Una forma de expresar esta condición es la siguiente:

$$\partial_t \eta = -c [R^{-1}(\cos \delta) \partial_\theta \eta + (R \sin \theta)^{-1}(\sin \delta) \partial_\phi \eta]. \quad (2.7)$$

Aquí c es la velocidad de fase de la onda, aproximada por $c = [g(h +)]^{1/2}$, y δ es el ángulo de incidencia entre la dirección de propagación de la onda y el contorno abierto.

La condición de contorno expresada en (2.7) es satisfactoria en tanto que se conozca el ángulo de incidencia de las olas salientes. Si las olas salientes son planas (es decir, la ola frontal no tiene curvatura), entonces es posible determinar δ con bastante facilidad. Sin embargo, en la situación que se está reproduciendo en el modelo, las olas no son planas sino que se propagan radialmente hacia afuera de la zona de procedencia y tienen todavía una curvatura definida cuando cruzan el contorno abierto. Las olas reflejadas de los contornos tierra/mar también aumentan la confusión. Las técnicas para calcular el ángulo de incidencia en cada punto a lo largo del contorno en cada paso cronológico terminarían necesitando más tiempo de computación que los propios cálculos de diferencia-finita (Bennett, 1976).

Mungall y Reid (1978) desarrollaron una técnica para tomar en cuenta la naturaleza de propagación radial de las olas que salen de la zona de origen. Se adopta la hipótesis de que puede considerarse que las olas son irradiadas hacia afuera desde un determinado punto de origen y que cada punto de contorno en mar abierto está ubicado a una distancia r_b desde ese punto. Entonces, la condición de radiación puede expresarse de la siguiente manera:

$$U_b^r = c\eta_b + \frac{c^2}{2r_b} \int_0^t \eta_b dt, \quad (2.8)$$

donde U_b^r es el transporte hacia afuera en una dirección radial. El entero cronológico en el lado de la derecha toma en cuenta la propagación de la ola frontal. Mungall y Reid demostraron que esta condición pudiera utilizarse efectivamente incluso si el origen de las olas no es un punto sino una región bien definida. Hebenstreit y colaboradores (1980) utilizaron esta condición de contorno en su estudio de las interacciones de las olas tsunami en las Islas Hawai.

2.5 TOPOGRAFIA DEL FONDO MARINO

La topografía del fondo marino desempeña un papel importante en la determinación de cómo se propaga la energía producida por las olas tsunami desde la fuente. Así, pues, el modelo ha de emplear valores realistas de $h(\phi, \theta)$ para obtener simulaciones razonables. Debido a consideraciones de computación, SSURGE requiere que los datos sobre la profundidad del fondo marino se proporcionen en una rejilla regularmente espaciada; es decir, el espaciamiento en grados de latitud y longitud entre puntos adyacentes ha de ser uniforme (lo que no significa distancias físicas uniformes entre los puntos). Además, el espaciamiento debería ser lo más reducido posible a fin de asegurar que el modelo puede resolver adecuadamente las olas a través de la gama de longitudes de ondas y períodos de las olas tsunami (es decir, longitudes de cientos de kilómetros y períodos de decenas de minutos).

Nosotros seleccionamos una resolución de 10' tanto en latitud como en longitud para la rejilla del modelo en la etapa de generación. Un espaciamiento tan reducido permite obtener una resolución de longitudes de onda de hasta solo 30 kms, aproximadamente. Puesto que no se disponía de datos sobre el fondo con una resolución de 10' para el Océano Pacífico en forma numérica cuando se realizó el presente estudio, nosotros utilizamos cuadros batimétricos de gran resolución de la Oficina Oceanográfica Naval* y digitizamos manualmente los datos a los intervalos requeridos. En la fig. 2.2 se presenta un ejemplo de los cuadros de NAVOCEANO. Originalmente, el campo de profundidad se digitizó a una resolución de 20' para utilizarlo en la porción de campo lejano de este estudio (Hebenstreit, 1981). Con el fin de evitar la redigitización a una resolución más alta, las profundidades de 20' se interpolaron primero a una rejilla de 10'. Luego se editaron los valores de 1° hacia el mar desde la Fosa de Perú-Chile a la costa con profundidades obtenidas de los cuadros náuticos costeros. De esta forma, pudimos confeccionar una reproducción detallada de toda la región del modelo.

*Los cuadros SP-3A y SP-6A/SA-3A se obtuvieron de la Unidad Batimétrica Mundial, NAVOCEANO, Estación NSTL, Bahía de San Luis, MS 39522, EE.UU.

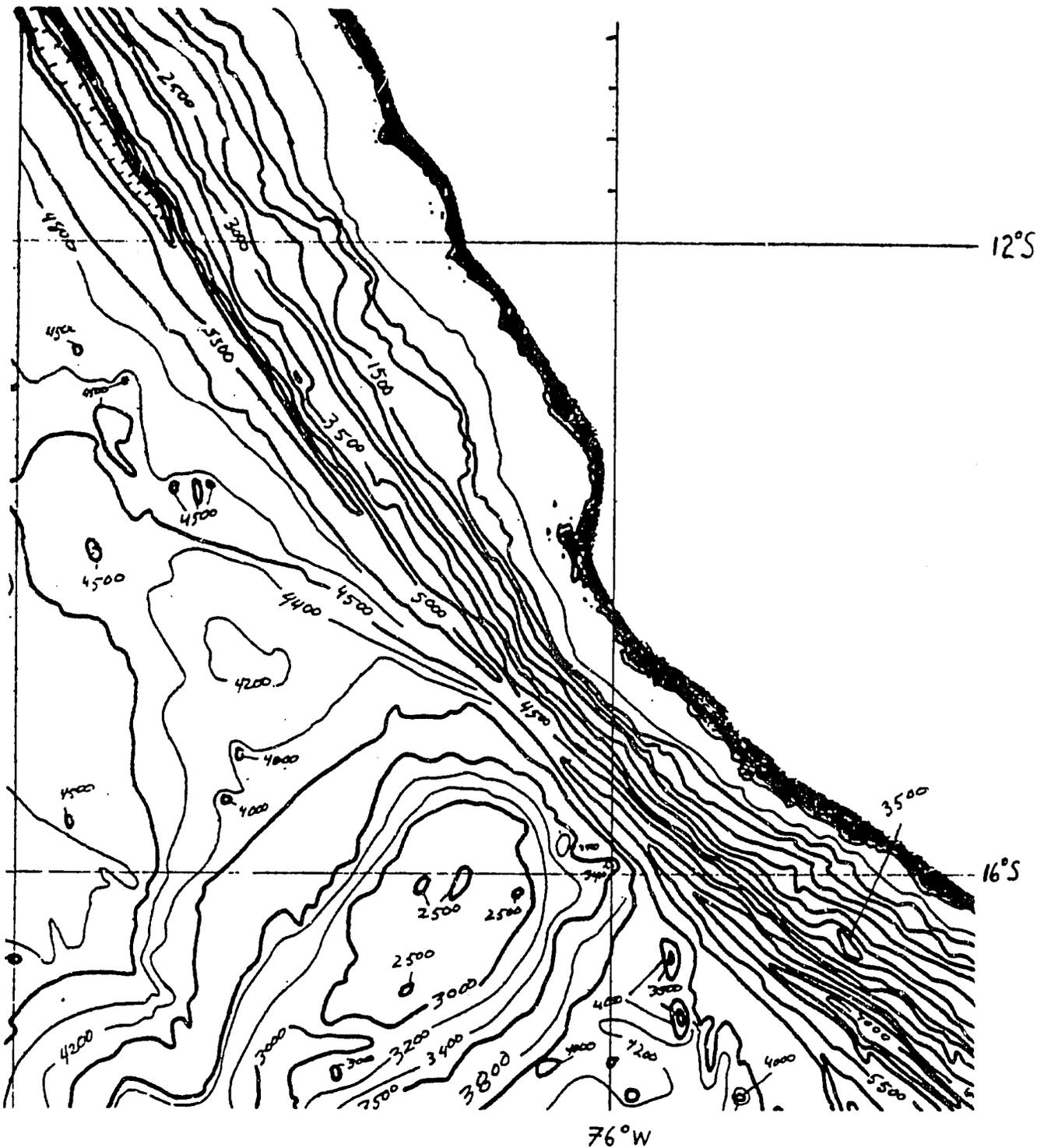


Figura 2.2. Ejemplo de un cuadro de topografía del fondo marino utilizado para obtener el campo de profundidad en este estudio. El intervalo de contorno primario es de 500 m.

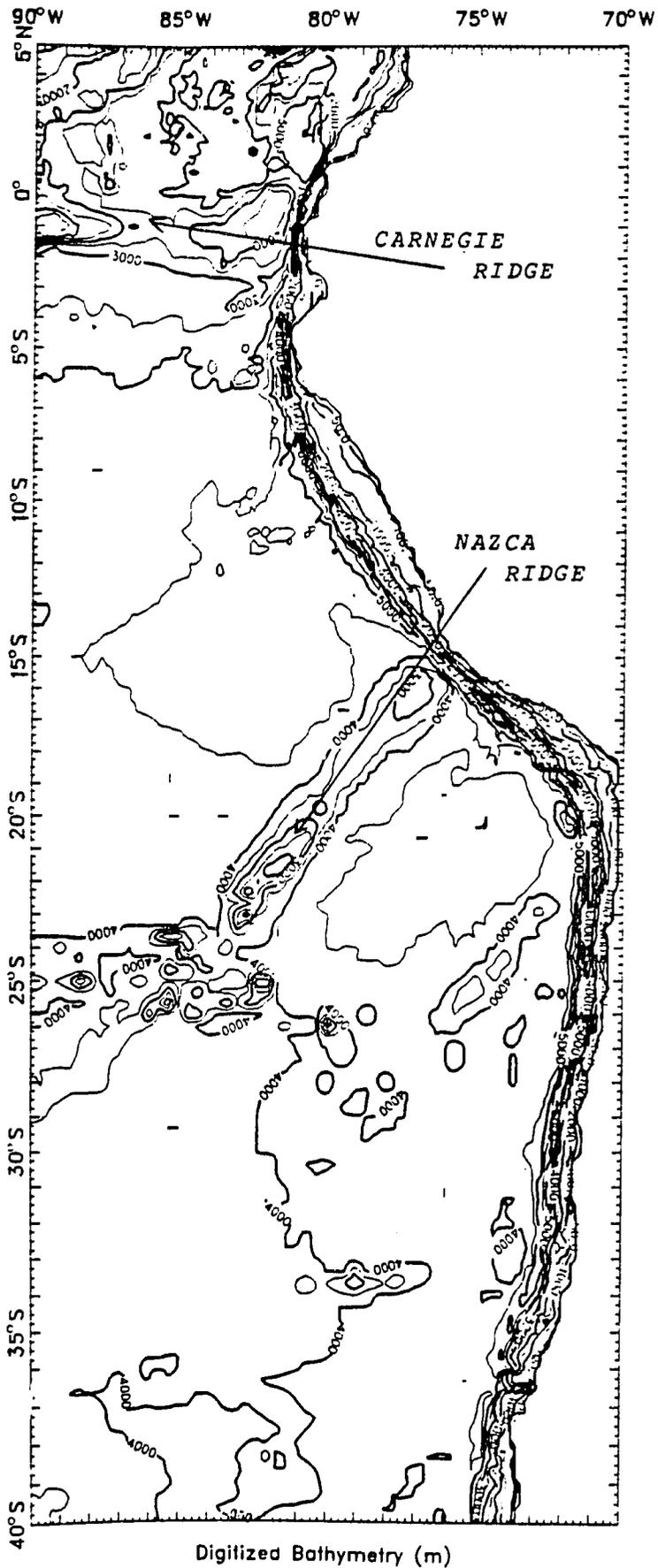


Fig. 2.3 Contornos de la topografía del fondo marino basados en el campo de profundidad digitizado descrito en el texto. El intervalo de contorno primario es de 500 m, con contornos fuertes cada 1000 m.

La región modelada, en su conjunto, tiene una latitud que oscila entre 5°N y 40°S y una longitud que oscila entre 70°W y 90°W. Adviértase que éstas se calculan de la forma normal como norte/sur del ecuador y este/oes- te de Greenwich, en vez de la forma utilizada para obtener ϕ y θ para SSURGE. Esta zona del modelo se ilustra en la fig. 2.3. Los contornos estrechamente espaciados cerca de la costa son un indicador aproximado del lugar de la fosa submarina de Perú-Chile, aunque no siempre representan el eje absoluto de la fosa. Esto ocurriría solo en aquellos lugares donde la porción más profunda de la fosa submarina cayera en un punto de la rejilla. El eje real está, de ordinario, dentro de +15 kms de la línea. La línea de mayor profundidad en el modelo pudiera caer en la vertiente del lado de tierra o en la ver- tiente del lado del mar de la fosa, o, en regiones en las que la fosa sub- marina es muy estrecha (<15 kms de anchura), pudiera no hallarse realmente en la fosa. Consideramos que esta falta de resolución en el campo de profun- didad alrededor de la fosa no afecta grandemente a los resultados del estudio y, por tanto, no hemos modificado la rejilla o la topografía para incluir to- das las porciones más profundas de la fosa.

Al comparar las figs. 2.2 y 2.3, también puede verse que se pierden en la digitización algunos de los datos más detallados del cuadro de NAVOCEANO. Puesto que, de ordinario, la escala horizontal de tales características es me- nor de 10', y, por consiguiente, mucho menor que la longitud de onda de una ola tsunami típica, su presencia o ausencia en la topografía del modelo no es importante.

2.6 MOVIMIENTOS EN LA ZONA DE ORIGEN

Un factor más importante en la aplicación de SSURGE a la etapa de ge- neración es la especificación del movimiento del fondo submarino que despla- za un volumen de agua y produce las olas superficiales. El movimiento de tierra en la zona de origen puede especificarse de distintas formas, según la hipótesis adoptada por el usuario con respecto al proceso de generación de los tsunamis. Si suponemos que la columna de agua reacciona casi instan- táneamente al movimiento del fondo, entonces los desplazamientos se añaden simplemente (bien como una función analítica de (ϕ, θ) o como valores arbi- trarios especificados en cada punto de rejilla en la zona de origen) a la profundidad del fondo, de forma que la profundidad resultante sea:

$$d(\phi, \theta) = h(\phi, \theta) - e(\phi, \theta), \quad (2.9)$$

donde $e(\phi, \theta)$ es el movimiento de tierra tomado de forma que el movimiento ascensional implique $d < h$. Entonces, la superficie inicial del mar (de ordinario, considerada en estado de reposo al NMM) se ajusta de forma que:

$$\eta(\phi, \theta) = e(\phi, \theta).^* \quad (2.10)$$

Un segundo método ilustra el movimiento del fondo marino como movimiento que ocurre a través de un período de tiempo finito (mayor que un solo paso cronológico del modelo) y permite a la superficie del mar, inicialmente en calma, ajustarse al movimiento.

Si se adopta el enfoque de "respuesta instantánea" a la generación, entonces el modelo requiere especificación del desplazamiento final debido al movimiento de falla en la zona de origen. La información requerida para este enfoque comprende la orientación espacial de la falla en la rejilla del modelo y el patrón de movimiento ascensional.

Si se adopta el sistema de "evolución cronológica" para la generación, entonces aumentan las necesidades de información. Además de la orientación de la falla y el patrón de desplazamiento, también deberá proporcionarse al modelo información relativa a la ubicación del epicentro, la velocidad de la propagación de falla desde el epicentro y el tiempo a través del cual ocurre el movimiento ascensional. El programa, tal como se configuró inicialmente, no contiene un algoritmo de desplazamiento del fondo submarino que varíe en el tiempo.

*Parece que estamos diciendo que la profundidad por debajo del NMM es positiva, mientras que la elevación por encima del NMM también es positiva. Esta aparente confusión de coordenadas no afecta a las ecuaciones del modelo, las cuales se puede considerar que pronostican la variación cronológica de la altura de la superficie del mar sobre el fondo submarino, es decir, el cambio $h+\eta$ en el tiempo.

La mayoría de los estudios anteriores de simulación de tsunamis en gran escala han empleado el sistema de respuesta instantánea con un éxito extraordinario (Brandsma y colaboradores, 1975; García, 1976; por ejemplo). El enfoque de evolución cronológica se ha limitado principalmente a estudios del comportamiento del campo cercano (es decir, dentro de la vecindad inmediata de la fuente, sin tratar de simular los eventos históricos específicos o lugares geográficos específicos. Sin embargo, alguna evidencia sísmológica parece indicar que los movimientos de período largo (≤ 100 seg.) pueden impartir grandes cantidades de energía a la columna de agua (Kanamori, 1977). Requiere más tiempo que el paso cronológico utilizado en este estudio. Nosotros empleamos la técnica de respuesta instantánea en todos los casos examinados en este informe, salvo en uno, en el que se consideró una longitud de falla de casi 2000 kms, donde adoptamos un sistema de variación cronológica muy simple para el desplazamiento.

La Sección 3 contiene una descripción del proceso mediante el cual llegamos a regímenes específicos de desplazamiento del fondo submarino para las distintas zonas que ocasionan tsunamis.

Sección 3

SELECCION DE LUGARES DE SEISMOS Y MOVIMIENTOS DE ORIGEN

Para especificar el desplazamiento del fondo requerido para aplicar el modelo SEAWAVE, hemos de proporcionar el lugar de la zona de origen, la clase de mecanismo focal y el nivel de energía del seísmo. En la Sección 3.1 se describe la selección de lugares en términos de información de hiato sísmico. La Sección 3.2 explica cómo se utilizan los datos históricos sobre la sismicidad de la región para especificar los mecanismos focales. La Sección 3.3 describe el uso de los datos históricos y la teoría sísmica para estimar la energía producida por terremotos de distintas intensidades. La Sección 3.4 muestra cómo se consolida esta información para proporcionar los distintos escenarios de origen que se utilizarán en el estudio.

3.1 SELECCION DE LOS LUGARES

La costa del Pacífico en Sudamérica tiene una larga historia de actividad sísmica intensa ocasionada en una gran parte por la subducción de la Placa Nazca oceánica debajo de la Placa Sudamericana continental (Stauder, 1973, 1975). Cierta número de estos terremotos han ocasionado tsunamis. Silgado (1978) describió datos de 21 seísmos tsunamigénicos que han ocurrido en la región entre 1749 y 1968. Uno de estos eventos, el terremoto del 22 de mayo de 1960, es uno de los sucesos sísmicos mayores jamás registrado.

La Fosa de Perú-Chile, que es el resultado del proceso de subducción, forma el límite hacia el mar de una banda de intensa actividad a todo lo largo de la costa. Al analizar los regímenes de sismicidad histórica de la región, se observan varias zonas que tienen un fuerte potencial como lugares de terremotos intensos. Puesto que esta zona coincide con la zona de seísmos que producen tsunamis, examinamos estos lugares para determinar los emplazamientos de las fuentes hipotéticas utilizadas para ejecutar el modelo SEAWAVE.

McCann y colaboradores (1978) examinaron los contornos de las placas tectónicas del mundo para ver si había indicio de la existencia de hiatos sísmicos, que ellos definieron como "cualquier región a lo largo de un contorno de placa activo que no ha experimentado un terremoto de deslizamiento por empuje o impacto durante más de 30 años". A medida que las dos placas chocan entre sí, la tensión tiende a aumentar a lo largo de la zona de interfaz. Si no escapa la tensión a través de un período de tiempo prolongado, mediante mecanismos sísmicos o asísmicos, la tensión puede acumularse hasta el punto en que se produce un terremoto de gran intensidad para dar salida a la tensión. De esta forma, la falta de grandes eventos sísmicos puede ser un indicio de una concentración de tensiones a largo plazo. Kelleher (1972) aclaró que una historia de importantes terremotos poco profundos aumenta el potencial de una región para experimentar hiato sísmico. La hipótesis fundamental es la de que una zona que ha experimentado grandes terremotos como medio de dar salida a la tensión es susceptible de experimentar nuevos terremotos.

McCann y colaboradores, en su estudio del contorno de la placa de Sudamérica-Nazca indicaron varias zonas entre 0° y 45°S como hiatos sísmicos probables (véase la fig. 3.1). El primer hiato, que abarca la costa desde 0° hasta 9°S , ha permanecido inactivo durante tanto tiempo (unos 400 años) que son muy improbables grandes terremotos a menos que su período de periodicidad sea bastante largo.

Se postula que la región que abarca aproximadamente de 16° a 24° es un candidato sumamente probable para un terremoto de gran intensidad. Los últimos terremotos importantes en esta zona ocurrieron en 1868 (extremo norte) y 1877 (extremo sur). Ambos eventos produjeron tsunamis destructivos (Pararas-Carayannis y Calebaugh, 1977). McCann y colaboradores asignaron a esta zona "el mayor potencial sísmico".

Más al sur existen dos hiatos sísmicos más pequeños. A ambos se asignan niveles de potencial sísmico moderados debido a actividad reciente. El primero, con una periodicidad de unos 40 años, es la zona comprendida entre 25° y 26°S ; el segundo, con un período algo mayor de 85 años, es la zona al sur de Valparaíso, Chile, a lo largo de 33° - 35°S .

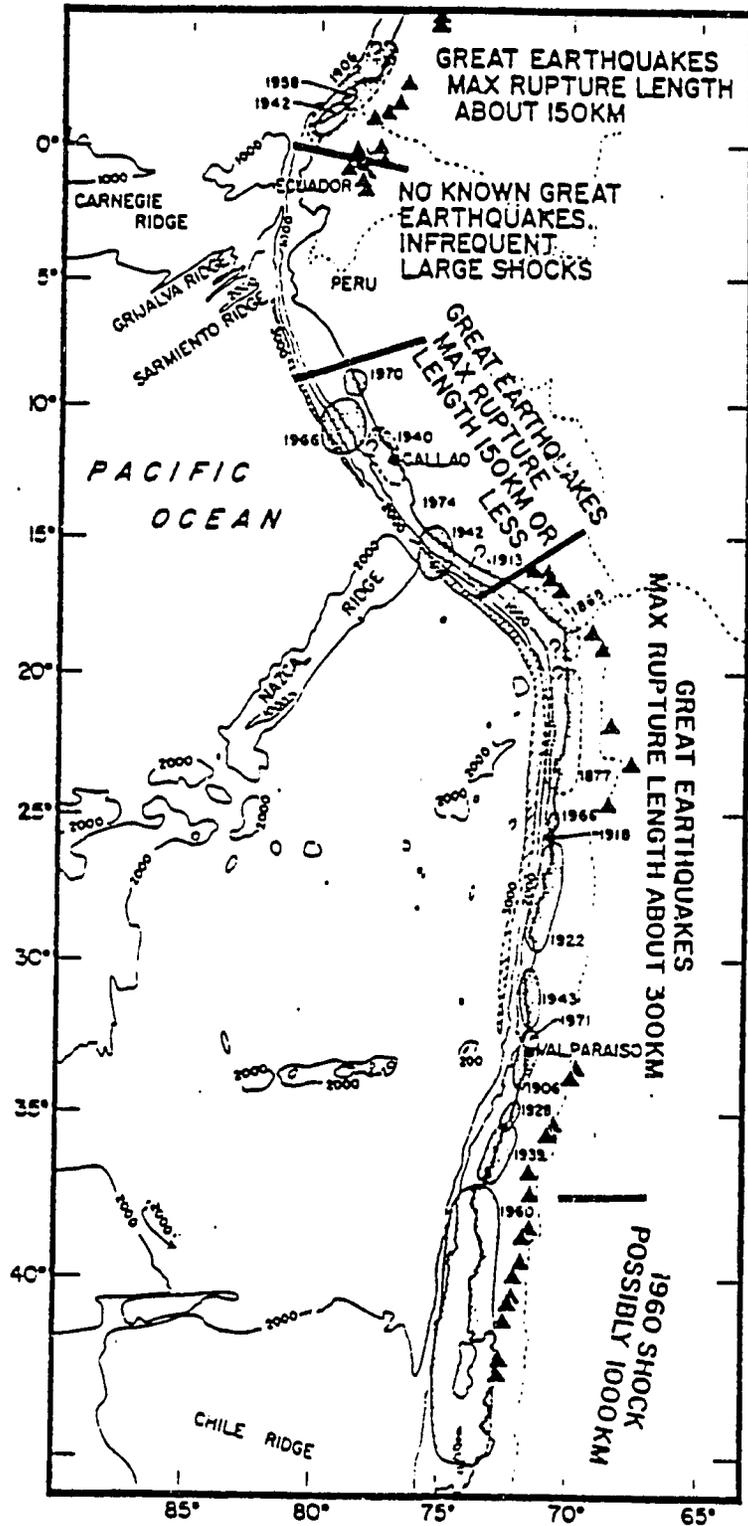


Figura 3.1. Hiatos sísmicos potenciales a lo largo de la costa occidental de Sudamérica (de McCann y colaboradores, 1978).

McCann y colaboradores indicaron que un hiato sísmico existente desde hace tiempo al sur de Callao, Perú (12,5°S a 14°S, tal como lo describió Kelleher, 1972), fue llenado por un terremoto de gran intensidad (magnitud de 8,1) en 1974. B. Brady (Dependencia de Minas) y W. Spence (Encuesta Geológica de EE.UU.) han acumulado gran cantidad de pruebas que indican que ese evento no llenó, en realidad, el hiato. Brady ha formulado una teoría de mecanismos sísmicos que le lleva a atribuir un fuerte potencial sísmico a dos zonas adyacentes. La zona mayor sigue la Fosa de Perú-Chile desde 12°S hasta 28°S, aproximadamente. Un evento que llenara un hiato en esta zona tendría un nivel sumamente elevado de energía (magnitud de Kanamori, * $M_w > 9,4$). La zona menor va hacia el norte, desde 12°S hasta 8°S. Un evento que llenara un hiato en esta región sería un terremoto grande de menor magnitud ($M_w = 8,7$).

Puesto que no se ha resuelto la diferencia de opiniones con respecto a la existencia de hiatos originados en la región de 8°S a 15°S, supondremos que existen ciertamente. Así, pues, modelamos los movimientos tsunamigénicos posibles del fondo en cinco zonas de origen a lo largo de la costa sudamericana. Estos pueden verse en el cuadro 3-1.

La figura 3.2 ilustra las distintas regiones de origen utilizadas en este estudio.

3.2 MECANISMOS FOCALES

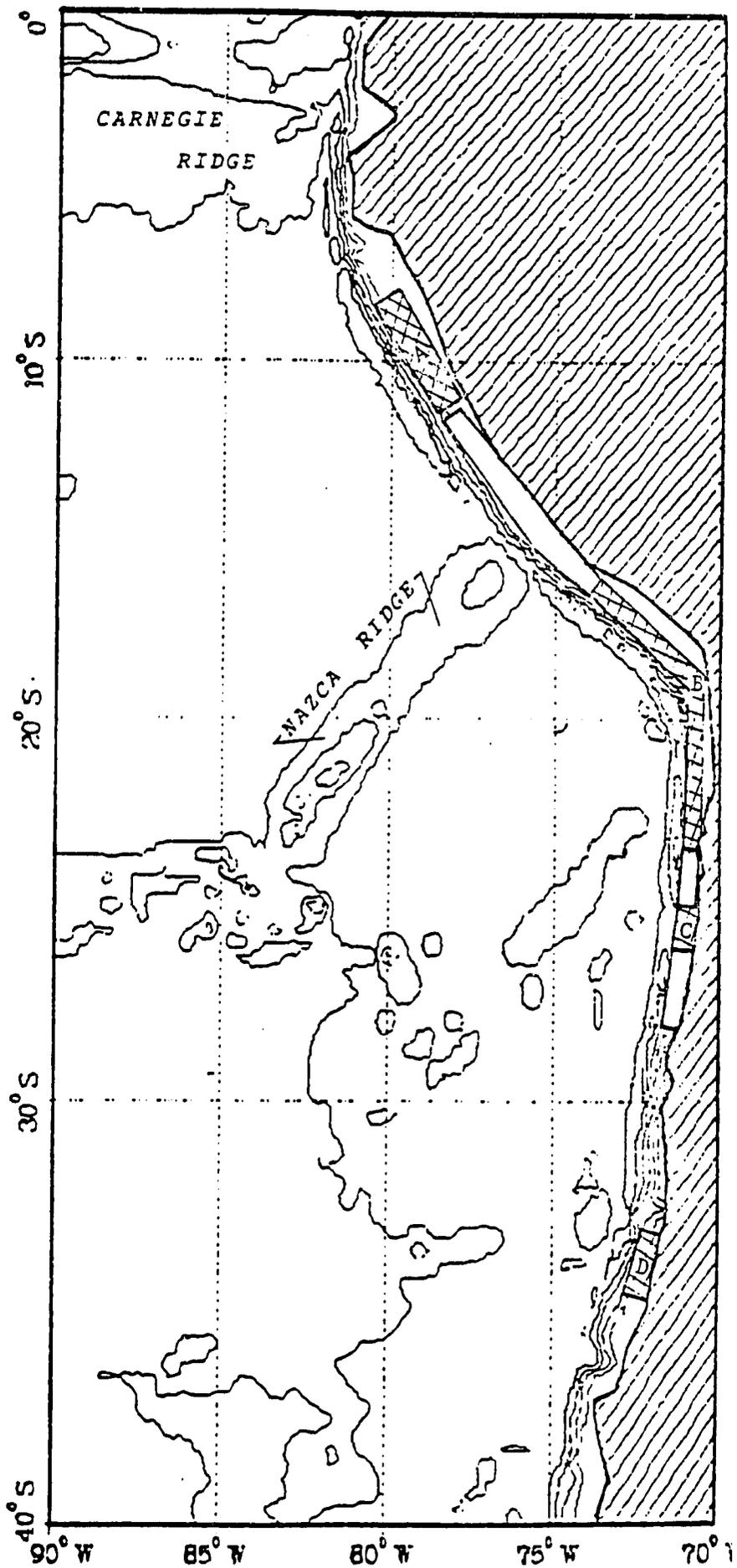
En general, los terremotos que ocurren en una región específica tienden a seguir patrones comunes; es decir, los mecanismos focales de los terremotos tienden a ser análogos. Stauder (1973, 1975) realizó una encuesta detallada de los patrones de sismicidad en el Perú y Chile. Nosotros utilizamos sus datos y conclusiones para confeccionar mecanismos focales representativos como desplazamientos transversales, desplazamientos horizontales, fallas normales y fallas inversas (véase Billings (1954) donde se dan ejemplos de estos mecanismos), aplicables a las zonas de origen en estudio. Estos se utilizan luego para modelar posibles desplazamientos del fondo marino resultantes de estos eventos.

*Véase la Sección 3.3 donde se da una discusión de las repercusiones de esta escala de magnitud.

CUADRO 3-1
Posibles lugares de generación de tsunamis

<u>Emplazamiento</u>	<u>Cifra</u>	<u>Gama de latitudes</u>	<u>Potencial sísmico</u>	<u>Fuente</u>
Perú central	A	8 - 12°	Elevado	Brady
Sur del Perú- Norte de Chile	B	16-24°S	Elevado	McCann y colaboradores (1978)
Capiapo, Chile	C	25-26°S	Moderado	"
Valparaíso, Chile	D	33-35°S	Moderado	"
Lima, Perú	E	12-28°S	Elevado	Brady

Figura 3.2 Zonas aproximadas de importantes seismos posibles utilizadas como fuentes de tsunamis. Las zonas A, B, C y D se representan por sombra. La zona abierta que comienza en 12°S y continúa a través de las zonas B y C hasta el final en 28°S es la zona E.



3.2.1 Perú

Stauder (1975) examinó 40 terremotos que ocurrieron en el período de 1963 a 1972 en la zona a lo largo de la región occidental de Sudamérica, desde el ecuador hasta los 18°S. De estos, 14 fueron eventos de profundidad focal reducida que estuvieron ubicados entre la línea de la costa y el eje de la Fosa de Perú-Chile. Tenían una profundidad focal media de 46 kms. Las soluciones del plano focal indicaron que predominó la falla* de desplazamiento vertical, con los planos de falla radicados a lo largo de la interfaz entre la placa oceánica que empujaba desde abajo y la placa continental. La inmersión de los planos de falla fue de 10° a 15° desde la horizontal y la dirección de inmersión fue aproximadamente normal a la costa.

3.2.2 Chile

En un estudio análogo, Stauder (1973) examinó 61 terremotos ocurridos entre 1962 y 1970 en la zona que se extiende desde 20°S hasta 45°S. Para 19 eventos de foco poco profundo en el norte de Chile (20°S a 34°S), la profundidad focal media fue de unos 44 kms y la inmersión del plano focal de aproximadamente 20° normal a la costa. En la región central de Chile (35°S a 47°S), un examen de 9 eventos costeros de foco poco profundo arrojó una profundidad focal media de 40 kms y una inmersión o desplazamiento vertical de 15° aproximadamente normal a la costa.

3.2.3 Movimientos de falla

Los terremotos tsunamigénicos tienden a ser eventos predominantemente de desplazamiento vertical en los que un lado del plano de falla se desplaza verticalmente en relación con el otro lado (Iida, 1970). Las soluciones de Stauder demuestran que la mayoría de los eventos de foco poco profundo tienen movimientos de desplazamiento vertical. Para reducir el nivel de complejidad de modelar por un parámetro, nosotros suponemos que los eventos

*La falla de desplazamiento vertical presupone que la mayor parte del movimiento de falla ocurre en dirección de la inmersión de la falla. Así, el movimiento del lecho de la falla tiene un componente vertical. El resultado final es el de que los dos lados de la falla terminan verticalmente des- centrados entre sí.

representativos son exclusivamente de desplazamiento vertical, sin componente de desplazamiento horizontal.

También suponemos, nuevamente por razones de simplicidad, que el movimiento es del tipo de empuje. Es decir, el lecho sobresaliente se desplaza hacia arriba en relación con el lecho subsaliente. La fig. 3.3 muestra la diferencia entre la falla horizontal y la falla normal o por gravedad. Si el movimiento de falla horizontal rompe el suelo marino, el resultado sería una protuberancia inicial en la superficie del mar, mientras que la falla normal produciría una depresión. La diferencia principal en los tsunamis resultantes sería el sentido del movimiento de la ola de ataque. Si bien, para un puerto o zona costera en particular la diferencia entre un tsunami que produzca una subida inicial o una bajada inicial de agua puede ser bastante crucial en términos de la clase y magnitud del daño, la diferencia no es significativa en términos de evaluación de la amenaza a lo largo de una zona costera amplia.* Así, pues, la especificación de la falla de choque exclusivamente no debería modificar notablemente los resultados.

3.2.4 Mecanismos representativos

Especificamos los mecanismos focales representativos para posibles movimientos de origen tomando como base el estudio realizado por Stauder. Cabe advertir que aun cuando ese estudio fue bastante detallado, abarcó un lapso de tiempo relativamente corto e incluyó solamente un número reducido de eventos para los cuales pudieran desarrollarse soluciones confiables del plano focal. Por consiguiente, no podemos permitir al lector suponer que los mecanismos representativos son los mecanismos promedio para las zonas de origen. En vez de ello, hemos de representarlos como bastante típicos de los eventos en esta zona.

*Los experimentos con una versión simplificada del código SEAWAVE demostraron que la diferencia en la amplitud de ola entre un tsunami generado por una protuberancia inicial sobre la superficie del mar y una ola generada por una depresión de configuración idéntica fue menor de 5% de la amplitud de la perturbación inicial después de casi tres horas de propagación.

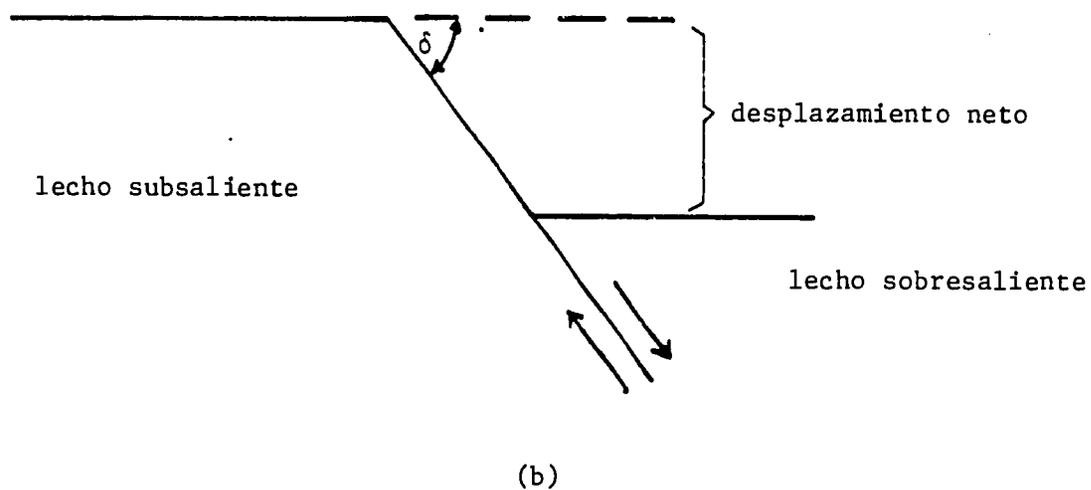
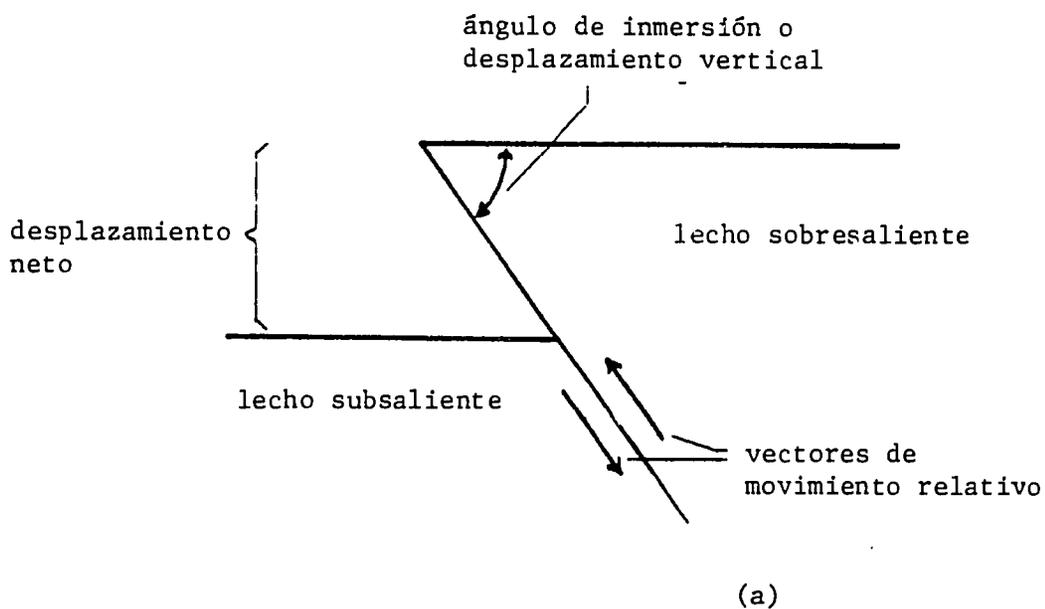


Figura 3.3: a) Falla acostada en la que el lecho sobresaliente es desplazado hacia arriba a lo largo del plano de la falla.
 b) Falla normal, en la que el lecho sobresaliente es desplazado hacia abajo a lo largo del plano de la falla.

También hemos de aclarar que de los 101 eventos que examinó Stauder, solo 8 pudieran clasificarse como terremotos de gran intensidad. Por consiguiente, estos mecanismos quizás no sean verdaderamente típicos de los eventos tsunamigénicos. Sin embargo, sí representan las mejores estimaciones que podemos hacer tomando como base la información disponible.

Los valores específicos asignados a los movimientos de origen en las distintas zonas se detallan en la Sección 3.4.

3.3 ENERGIA SISMICA

El factor clave para determinar la magnitud que tendrá un tsunami ocasionado por un determinado terremoto es la cantidad de energía sísmica empleada en desplazar un volumen de la corteza terrestre. Una estimación de la energía sísmica es la magnitud asignada al evento. La magnitud de Richter comunmente citada, o M_S^* , se basa en la amplitud espectral de las ondas de superficie sísmicas de un período de 20 seg que irradian desde la fuente. Esta magnitud es una descripción suficiente para los terremotos pequeños e intermedios, que tienen $M_S < 7,0$. Sin embargo, el uso de M_S para terremotos grandes puede ser equívoco ya que en estos eventos una buena parte de la energía es liberada a períodos mayores de 20 seg. El resultado puede ser una saturación de la escala M_S , porque la estimación de la energía basada en amplitudes de 20 seg. es demasiado baja para ser un buen indicador de la energía total. Así, pues, M_S parece aproximarse a un límite aun a medida que aumenta el nivel de energía.

Otro parámetro relacionado con la energía sísmica es el momento sísmico, M_0 . Este puede estimarse a partir de la amplitud espectral de las olas sísmicas a períodos muy largos (100 seg. o más). Esta cantidad no está limitada de la misma forma que la amplitud de 20 seg. La fig. 3.4 ilustra esquemáticamente cómo se estiman M_S y M_0 para terremotos pequeños y extensos.

* M_S no es verdaderamente la magnitud Richter o Gutenberg-Richter clásica ya que las constantes empíricas utilizadas para obtener M_S se han perfeccionado a partir de la forma original de la expresión.

Kanamori (1977) argumentó que M_0 es un indicador mucho mejor de la energía sísmica, en los terremotos importantes, que M_S ya que se basa en la amplitud del espectro a períodos mucho más largos de 20 segs. Propuso una nueva magnitud, M_W , definida como

$$M_W = (\log M_0 - 16.1)/1.5. \quad (3.1)$$

Esta escala no es susceptible de saturación y, para terremotos pequeños, $M_W \approx M_S$. El cuadro 3.2 da cierto número de eventos tsunamigénicos para los cuales se han calculado M_S , M_0 y M_W . Adviértase que el valor mayor M_W se asigna al terremoto chileno ocurrido el 22 de mayo de 1960. Este evento tuvo un momento sísmico de más de 10^{30} dine-cm. Chinnery y North (1975) indicaron en su correlación de M_0 frente a la frecuencia de incidencia para los terremotos grandes, que los eventos de esta magnitud deberían tener una periodicidad de 15 a 20 años. Su relación empírica denotaba que los eventos con una periodicidad de 50 a 100 años deberían tener momentos comprendidos en la gama de $2-8 \times 10^{31}$ dine-cm. Esto proporciona un límite máximo a los valores M_0 de los terremotos hipotéticos.

El momento sísmico puede calcularse a partir de los parámetros del terremoto en una de dos formas. Si conocemos S el área de la falla, y D , la dislocación de inmersión o desplazamiento vertical medio en la falla, entonces podemos calcular M_0 a partir de la expresión (Abe, 1973):

$$M_0 = \mu SD. \quad (3.2)$$

La cantidad μ es la rigidez de la corteza terrestre. Esta se toma de ordinario como un valor constante de 5×10^{11} dyne cm^{-2} .

Si por el contrario, solo tenemos una estimación de la zona de falla, entonces podemos utilizar argumentos geométricos acerca de la falla para calcular el momento y la dislocación de desplazamiento vertical promedio partiendo de (Abe, 1975).

$$M_0 = k_1 S^{3/2} \quad (3.3)$$

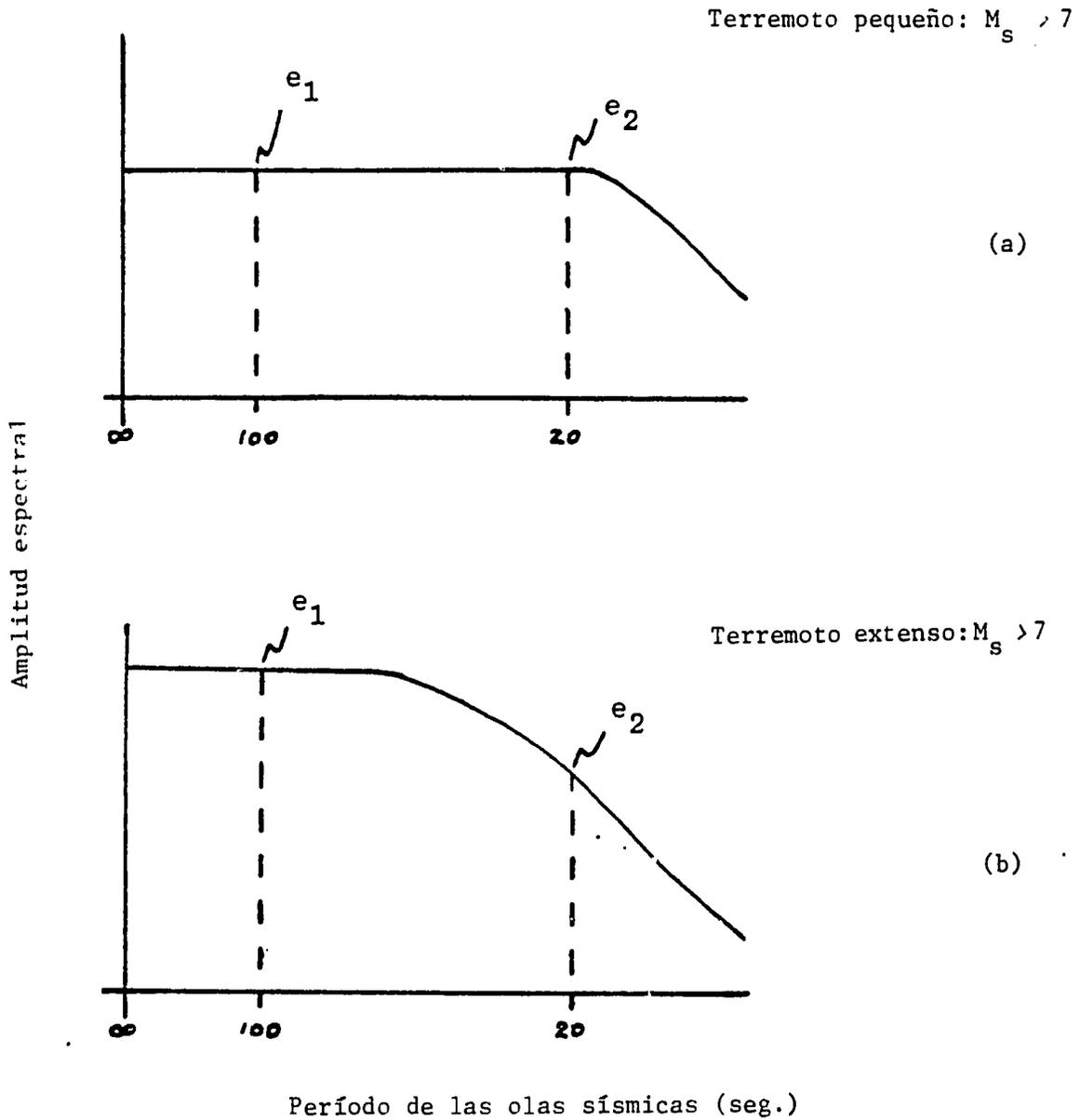


Fig. 3.4 Representación esquemática para el espectro sísmico frente al período para a) terremotos pequeños y b) terremotos extensos: e_1 es la amplitud utilizada para estimar M_0 ; e_2 es el parámetro utilizado para estimar M_s . Adviértase que e_1 es un estimador más consecuente del nivel de energía más alto en el terremoto.

CUADRO 3-2

Terremotos Grandes Productores de Tsunamis para
los que se declara M_0 (Kanamori, 1977)

Fecha	Latitud	Longitud	Emplazamiento	M_s	M_0 (10^{27} dine-cm)	M_w
18 abr 06	38N	123W	San Francisco	8,25	10	7,9
17 ago 06	33S	72W	Chile	8,4	29	8,2
11 nov 22	28,5S	70W	Chile	8,3	69	8,5
3 feb 23	54N	161E	Kamchatka	8,3	37	8,3
1 sep 23	35,3N	139,5E	Kanto	8,2	8,5	7,9
7 mar 29	51N	170W	Fox Island	8,1	6,7	7,8
3 jun 32	19,5N	104,3W	México	8,1	15	8,1
2 mar 33	39,3N	144,5E	Sanriku	8,5	43	8,4
10 nov 38	55,5W	158W	Alaska	8,3	28	8,2
24 ago 42	15S	76W	Perú	8,1	27	8,2
7 dic 44	33,8N	136E	Tonankai	8,0	15	8,1
20 dic 46	32,5N	134,5E	Nankaido	8,2	15	8,1
22 ago 49	53,8N	133,3W	Alaska	8,1	15	8,1
4 mar 52	42,5N	143E	Tokachi-Oki	8,3	17	8,1
4 nov 52	52,8N	159,5E	Kamchatka	8,25	350	9,0
9 mar 57			Aleutas	7,25	585	9,1
10 jul 58	58,6N	137,1W	Alaska	8,9	29	8,2
6 nov 58	44,5N	148,5E	Islas Curiles	8,7	40	8,3
4 may 59	52,5N	159,5E	Kamchatka	8,25	26	8,2
22 may 60			Chile	8,3	2000	9,5
13 oct 63	44,8N	149,5E	Islas Curiles	8,1	67	8,5
28 mar 64	61,1N	147,6W	Alaska	7,4	820	9,2
4 feb 65			Aleutas	7,75	125	8,7
17 ago 66	10,7S	78,6W	Perú	7,5	20	8,1
16 may 68			Tokachi-Oki	7,9	28	8,2
11 ago 69	43,6N	147,8E	Islas Curiles	7,8	22	8,2
3 oct 74	12,3S	77,8W	Perú	7,6	15	8,1

y

$$D = k_2 S^{1/2}, \quad (3.4)$$

donde $k_1 = 1,23 \times 10^{22}$ dine cm/km^3 y $k_2 = 2,46 \text{ cm}/\text{km}$. En (3.2), S está expresada en unidades de cm^2 y D en cm . En (3.3) y (3.4), S está expresada en unidades de km^2 y D en cm .

Las ecuaciones (3.3) y (3.4) se derivan sobre la base de las hipótesis siguientes:

- a) la caída de tensión en los terremotos grandes es total (es decir, toda la tensión acumulada escapa en un solo evento),
- b) la caída de tensión es relativamente constante en estos terremotos y
- c) la relación de longitud de falla (L) a anchura de falla (W) es aproximadamente 2:1 en un plano de falla rectangular.

Kanamori (1977) indicó que las pruebas a favor o en contra de una caída completa de la tensión en los terremotos importantes no es concluyente; Purcaru y Berckhemer (1978) argumentaron decididamente a favor del hecho de que la caída de tensión varía notablemente de un evento a otro; y, tal como ilustra la fig. 3.5, la relación de L frente a W no es exacta en absoluto. A pesar de estas dificultades, empero, (3.2) quizás sea lo suficientemente exacta como para permitir la confección de un modelo razonable. En la fig. 3.6 puede verse el grado en que M_0 y S están relacionadas entre sí. Esta figura también ilustra la relación entre M_0 y la caída de tensión. Adviértase que los eventos del Pacífico tienden a agruparse entre 10 y 50 baras.

La diferencia entre los dos sistemas es la de que el empleo de (3.2) proporciona alguna flexibilidad en la selección tanto de S como de D . Es decir, una familia de pares (S, D) puede producir un determinado M_w . Esto se

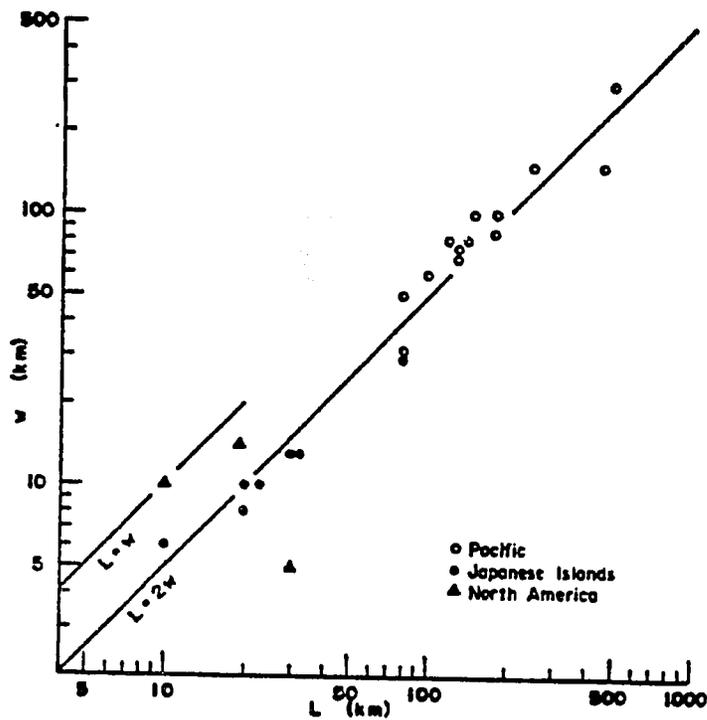


Figura 3.5 Longitud de falla L frente a anchura de falla W para terremotos grandes (Abe, 1975).

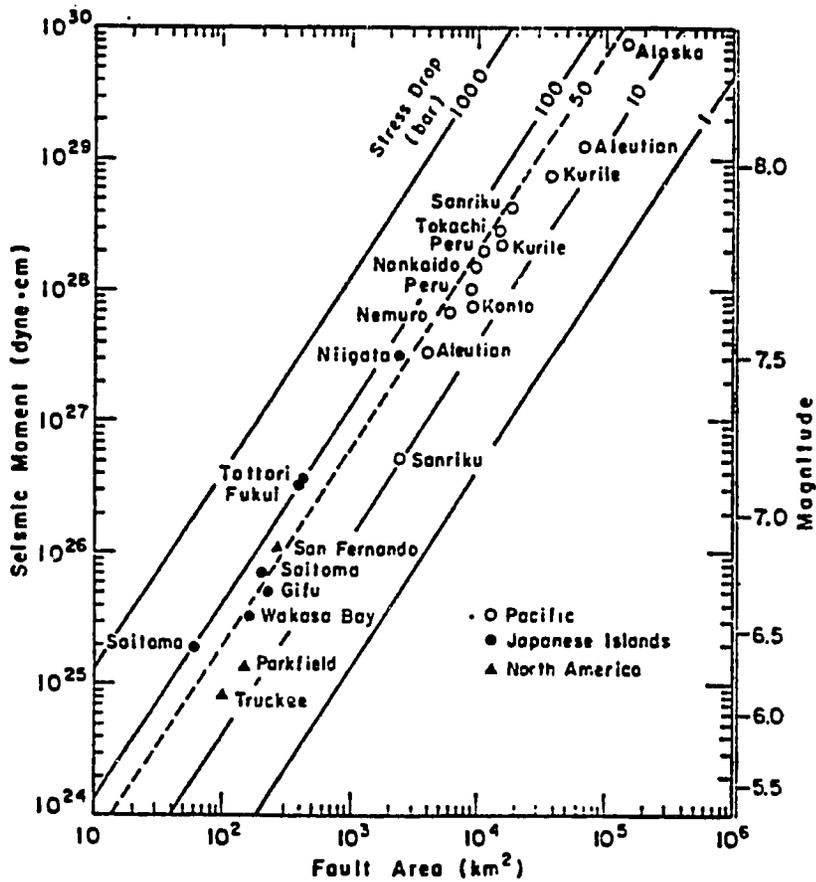


Figura 3.6 Relación entre zona de falla, momento sísmico y caída de tensión para los terremotos grandes (Abe, 1975).

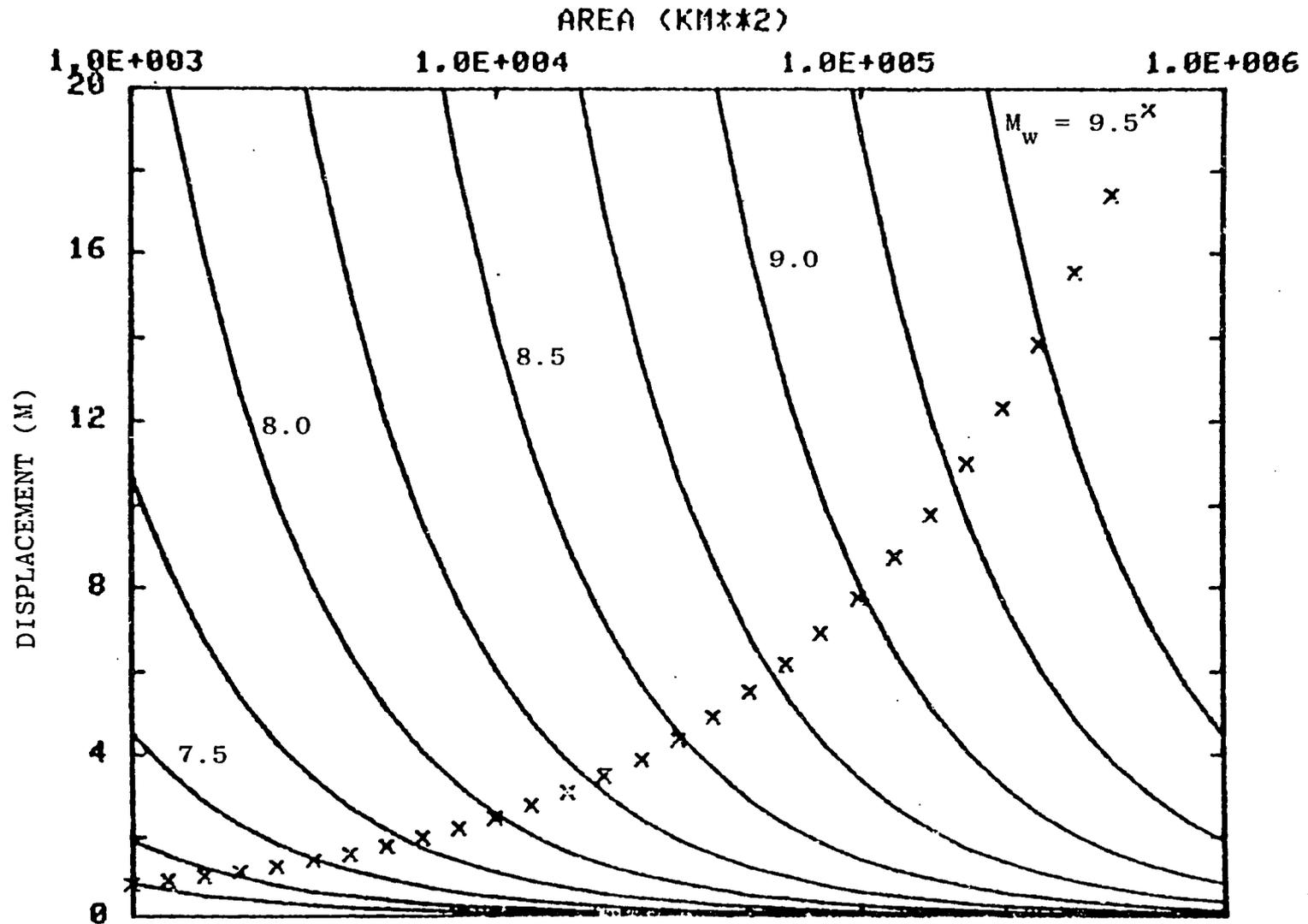


Figura 3.7 Zona de falla (km^2) frente a desplazamiento vertical (m). Las líneas sólidas se calculan a partir de (3.2). M_w (y, vía (3.1), M_0) se han mantenido fijas y S se ha dejado que fluctúe. Las X son desplazamientos calculados a partir de la ecuación (3.4). Los puntos de las intersecciones son (S,D) pares para los cuales M_0 de (3.3) igual a M_0 de (3.2).

ilustra en la fig. 3.7 donde las líneas sólidas representan valores constantes de M_w . El uso de (3.3) y (3.4) por el contrario implica que cualquier valor especificado de S lleva directamente a valores únicos de D y M_w . Esto se ilustra mediante la línea de x en la fig. 3.7. Los puntos en los que esta línea cruza las líneas de la constante M_w son los puntos en los que los dos métodos son equivalentes.

Las relaciones entre M_w , M_o , S y D nos permiten especificar la magnitud de los eventos tomando como base las estimaciones de la zona de falla y el desplazamiento vertical. El área es relativamente fácil de estimar a partir de las publicaciones sismológicas, mientras que el desplazamiento no se estima tan fácilmente. Suponemos que cada zona de origen es un rectángulo de una longitud L y una anchura W . Los límites máximos de la longitud de las fallas postuladas pueden estimarse sobre la base de las tendencias históricas. McCann y colaboradores (véase la fig. 3.1) han mostrado que las longitudes de las rupturas producidas por seísmos grandes aumentan de norte a sur. El lugar A está en una zona con longitudes históricas de 150 kms o menos, aunque Brady (comunicación personal) espera que sean posibles rupturas a lo largo de toda la zona (es decir, 550 kms). Los lugares B, C y D caen dentro de una región con un límite superior de 300 kms. El lugar E comienza en la zona límite de 150 kms y va hasta la zona de 300 kms. Nuevamente, Brady afirma que es posible una ruptura que abarque toda la longitud de la zona de unos 1800 kms. Estos valores para el límite máximo se utilizaron para estimar las longitudes para los eventos que llenan o parcialmente llenan las zonas de origen.

Las anchuras de las zonas de origen son menos fáciles de estimar. Tal como se ilustra en la fig. 3.5, parece existir una relación general de $L = 2W$, al menos para los terremotos grandes con longitudes de hasta 500 kms. Esta relación quizás pierda validez para rupturas de mayor extensión.

Kelleher y colaboradores (1975) postularon un límite superior de L en los terremotos grandes de empuje basado en la geometría de la interfaz entre el empuje descendente (océanico, en este caso) y el ascendente (continental) de las plataformas litosféricas en las zonas de subducción.

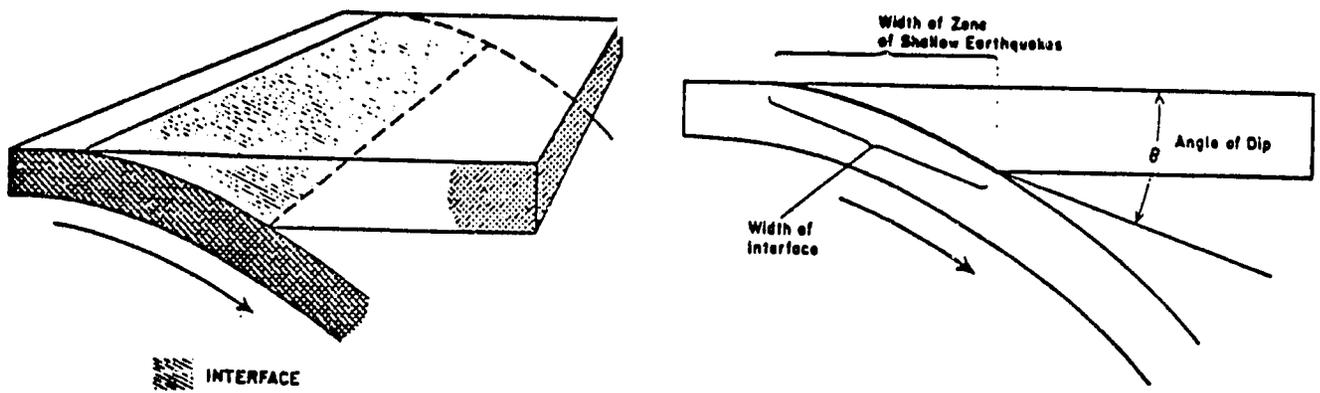


Figura 3.8 Zona de interfaz entre las plataformas de sobreempuje y subempuje de la litosfera en una zona de subducción. a) Vista de perspectiva. b) Vista lateral que muestra las relaciones entre la anchura de interfaz, la zona de terremotos poco profundos y el ángulo de inmersión o desplazamiento vertical (Kelleher y colaboradores, 1974).

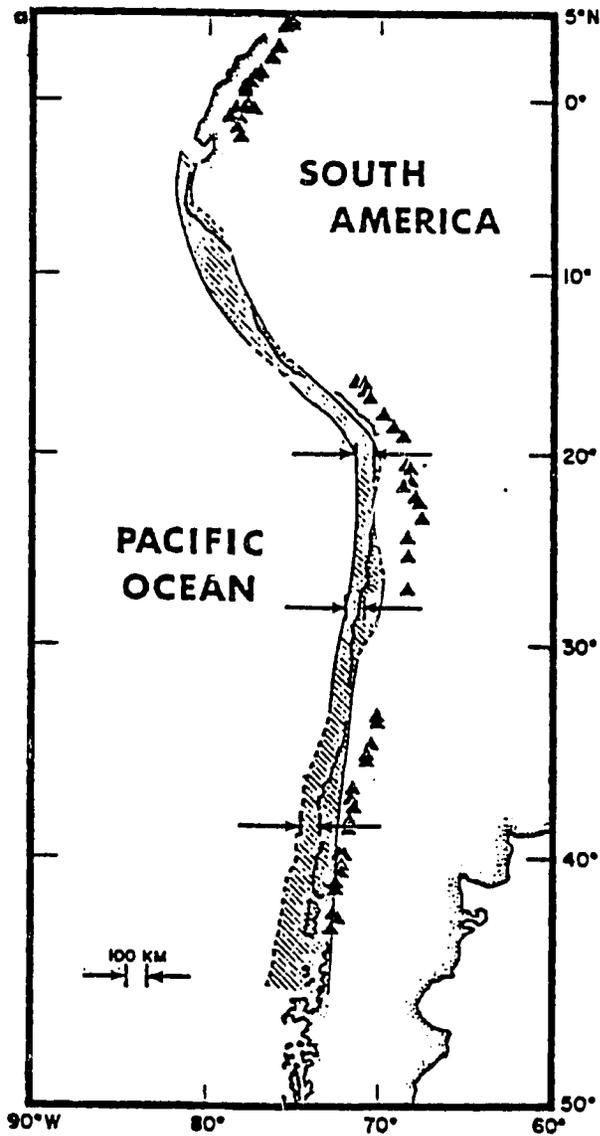


Fig. 3.9: Anchura estimada de interfaz a lo largo de la región occidental de Sudamérica (Kelleher y colaboradores, 1974).

Las zonas de subducción vertical poco profundas tendrán una interfaz de contacto más ancha entre las plataformas y, aparentemente, potencial para longitudes mayores de ruptura. La fig. 3.8 ilustra la geometría de la zona de interfaz. Las estimaciones de la anchura de interfaz para la región de Perú-Chile se muestran en la fig. 3.9. Si bien esas estimaciones no aspiran a proporcionar valores absolutos de la anchura de la interfaz, pudieran combinarse con la fig. 3.5 para proporcionar valores limitantes para W en diferentes zonas de origen. Por ejemplo, para el lugar A, la relación $L-W$ conduciría a una estimación de $W = 75$ kms, que está dentro del límite aproximado de 100-150 kms adoptado a partir de la fig. 3.9. Los lugares B y C parecen tener un límite de anchura mayor de 100-120 kms, mientras que el lugar D pudiera tener una anchura de hasta 150 kms. Las anchuras seleccionadas para los movimientos de fuente postulados se expondrán en la sección siguiente.

Los valores hipotéticos para la dislocación vertical pueden sacarse de las estimaciones de las tasas de propagación del suelo marino y el tiempo transcurrido desde el último terremoto de desacoplamiento. LePichon (1968) indicó una tasa de convergencia para el contorno de la placa Nazca-Sudamericana de 6 cm por año aproximadamente, mientras que Spence (comunicación personal) estima una tasa que se aproxima más a 10 cm por año. Si suponemos que el proceso de subducción reconcentra lentamente tensión entre las dos placas, que esencialmente permanece concentrada salvo en caso de terremotos grandes, desacoplantes, y que estos eventos eliminan totalmente la tensión, entonces algunas de las zonas de origen pudieran tener valores potenciales de desplazamiento vertical de hasta 10-15 m. Esbozaremos los valores seleccionados por nosotros en la sección siguiente.

3.4 MOVIMIENTOS EN LA ZONA DE ORIGEN

Los movimientos de origen utilizados en este estudio se desarrollaron combinando los distintos parámetros tratados en las secciones precedentes. El cuadro 3-3 presenta los parámetros de origen utilizados en las simulaciones. Estos son similares a los parámetros utilizados en el informe anterior en este estudio (Hebenstreit, 1981), pero reflejan modificaciones hechas a la luz de información adicional sobre la sismicidad histórica en la región.

CUADRO 3-3
PARAMETROS DE FUENTE UTILIZADOS EN LAS SIMULACIONES DE SEISMOS

Caso	Profundidad focal (km)	Angulo de inmersión	L (km)	W (km)	D (m)	M_0 (10^{27} dine-cm)	M_w
A	45	15°	550	100	5,8	159	8,7
B (Norte)	45	20°	300	100	10,0	150	8,7
B (Sur)	45	20°	300	100	10,0	150	8,7
C	45	20°	125	125	3,0	23	8,2
D	40	15°	150	125	8,0	75	8,5
E	20	15°	1800	130	10,0	1667	9,4

El número de zonas de origen individuales se redujo de 11 al actual de 6 debido a la experiencia obtenida antes. Por ejemplo, en el informe anterior, la zona de origen A se estudió por cuatro casos separados: tres subintervalos que abarcaban porciones adyacentes de la zona y un intervalo de una zona de largo. Los resultados en términos de direccionalidad de tsunami resultaron casi insensibles al emplazamiento de la fuente u origen. Así, pues, para este informe solo se consideró un caso de una zona de largo (modificado).

Análogamente, la zona B, que fue tratada como cuatro casos en el informe anterior, se trata en esta versión como dos subzonas separadas: una zona al norte del giro en la costa y una zona similar al sur del giro. No examinamos una tercera zona que estaba superpuesta sobre el giro en la costa por dos razones:

- este giro forma ya parte de la zona de origen E y se hubiera obtenido poca información adicional estudiándola por separado y
- es remota la probabilidad de una ruptura continua que se propague de norte a sur y logre "volver la esquina" (M. Wyss, Universidad de Colorado, comunicación personal).

Brian Brady proporcionó la posible profundidad focal y ángulo de inmersión o desplazamiento vertical para la zona E.

Los valores de M_o y M_w en el cuadro 3-3 fueron calculados a partir de las ecuaciones (3.3) y (3.4).

Los lugares de estas fuentes y escenarios de desplazamiento del fondo marino se tratan en la sección siguiente.

3.5 PATRONES DE DESPLAZAMIENTO DEL FONDO MARINO

El resultado último de toda esta manipulación de conceptos y datos sismológicos ha de ser la especificación del patrón de desplazamiento del fondo marino que activa a la superficie del mar y da comienzo a los tsunamis. En cada zona de origen hemos aplicado dos enfoques. El primer patrón utilizado, y en mucho el más simple, especifica un levantamiento uniforme sobre toda la zona de origen. El deslizamiento puede calcularse a partir de la ecuación (3.4) o de valores de convergencia de las placas tectónicas y estimaciones de la periodicidad de los terremotos. La hipótesis que opera aquí es la de que el deslizamiento en el plano de falla se traduce a un desplazamiento idéntico en el fondo del océano. No se toma en cuenta la profundidad de la falla puesto que esencialmente especificamos un ángulo de desplazamiento vertical de 90° : es decir, todo el movimiento de deslizamiento ocurre en el plano vertical.

El enfoque alternativo toma en cuenta la información deducida de la sismicidad local en relación con la profundidad focal, ángulo de desplazamiento vertical, etc. Mansinha y Smylie (1971) desarrollaron expresiones analíticas para los campos de desplazamiento de las fallas inclinadas basándose en sus parámetros focales. La fig. 3.10 muestra un ejemplo del desplazamiento vertical en una superficie plana (es decir, el fondo marino o la superficie terrestre, sin tomar en cuenta la curvatura de la Tierra), debido a un terremoto con los parámetros del caso A. Adviértase que los efectos del movimiento se extienden mucho más allá de la zona del plano de la falla proyectada a la superficie.

3.6 EFECTO DE LA DURACION DEL MOVIMIENTO DE ORIGEN

Estudios anteriores (por ejemplo, Kajiura, 1963; Hammack 1973; Yamashita y Sato, 1974) han demostrado que la duración del movimiento de origen no es un factor significativo en la simulación de la generación de los tsunamis utilizando un modelo lineal en tanto que el movimiento dure solo del orden de 100 seg. Por esta razón aplicamos la hipótesis

Depth: 20 km
Dip: 15°
Slip: 10 m
Length: 550 km
Width: 100 km

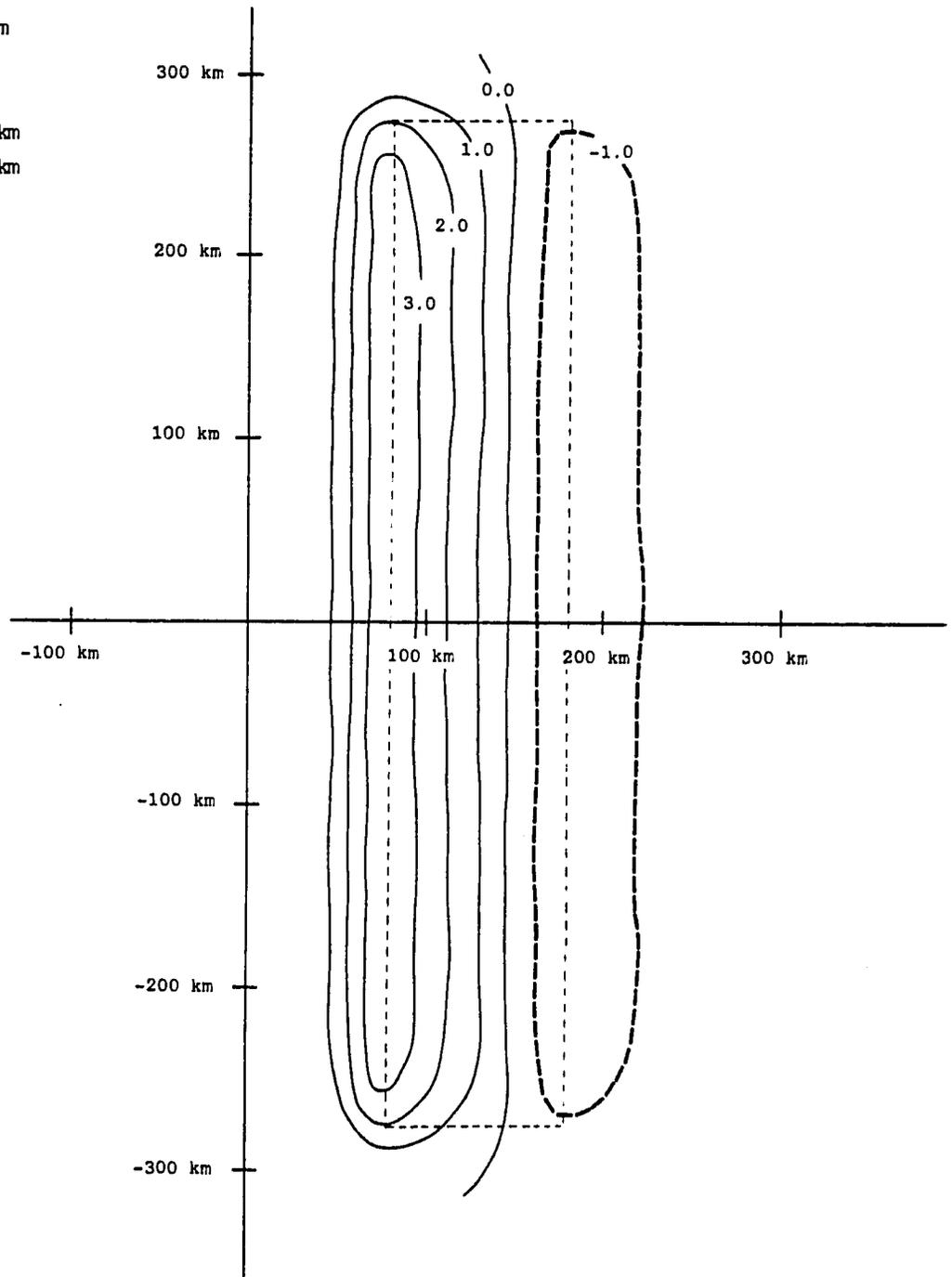


Figura 3.10: Contornos del patrón de desplazamiento del fondo marino tomando como base los parámetros del Caso A pronosticados por el Modelo Mansinha-Smylie. El rectángulo de guiones es la proyección del plano focal. El intervalo de contorno es 1 metro.

de desplazamiento instantáneo mencionada en la Sección 2 para las zonas de origen A-D puesto que estas zonas son comparativamente cortas. Sin embargo, la Zona E es tan larga que el enfoque de movimiento instantáneo parece inapropiado. Si utilizamos una velocidad de propagación de ruptura de unos 3,5 kms por segundo, la ruptura pudiera requerir más de 8 minutos para recorrer la longitud de 1800 kms de la zona. Por consiguiente, en nuestra opinión, había que agregar alguna dependencia de tiempo en este caso. Puesto que estamos trabajando con un modelo de incremento de tiempo discreto, no podíamos proporcionar un desplazamiento continuo. En vez de ello, distribuimos la zona E en 9 subzonas, cada una de ellas con una longitud de 210 kms.* Los desplazamientos del fondo en cada subzona fueron instantáneos y ocurrieron en una secuencia que comenzaba en el extremo norte de la zona y se desplazaba hacia el sur. Las subzonas se numeran conforme al orden en que ocurren. Así, pues, en el tiempo $t = 0$ la subzona 1 se desplazó en masse, en el tiempo $t = 60$ seg. la subzona 2 se desplazó, y así sucesivamente. De esta forma, formulamos una aproximación algo tosca de la evolución dependiente en el tiempo del movimiento de la falla.

*Esta es la distancia que una ruptura que avanza a 3,5 kms/seg recorrería en 60 segs, el cual es el paso cronológico del modelo requerido para mantener estabilidad en la computación. Véase Brandsma et al., (1975) donde se da el método y la razón fundamental para calcular el valor del paso cronológico.

Sección 4

ZONA DE ORIGEN A

4.1 INTRODUCCION

La zona de origen A es un área de unos 500 kms de largo por 100 kms de ancho centrada cerca de 11°S , 80°W (Figura 4.1). Esto la coloca al noroeste de Lima y entre el eje y la pendiente de la fosa. El eje largo es aproximadamente paralelo a la costa y, por tanto, uno esperaría intuitivamente que gran parte de la energía de las olas de esta región irradie hacia el suroeste. Un examen de la topografía local (Figura 2.3) indica que la Cordillera Carnegie yace al norte de la Zona y la Cordillera Nazca al sur.

Tratamos cada caso (es decir, los resultados de utilizar un levantamiento uniforme y los resultados de utilizar un levantamiento variable) a su vez. Cada exposición va acompañada de cierto número de figuras que ilustran los puntos específicos. Para reducir la confusión que a veces produce tener que ir de una página a otra para ver las figuras, hemos optado por agrupar todas las figuras que pertenecen a cada caso en un lugar que sigue inmediatamente al texto de cada caso. Esperamos que esto haga el presente informe más fácil de leer.

4.2 CASO DE LEVANTAMIENTO UNIFORME

El movimiento de origen para este caso es un levantamiento uniforme de 5,8 m de toda la zona ilustrada en la Figura 4.1. Debido a las dificultades que se encuentran al proyectar una zona rectangular a la rejilla del modelo en cualquier orientación que no sea paralela al eje (ϕ, θ) , el patrón de levantamiento utilizado en la simulación tiene en realidad una configuración accidentada, parecida a un rectángulo.

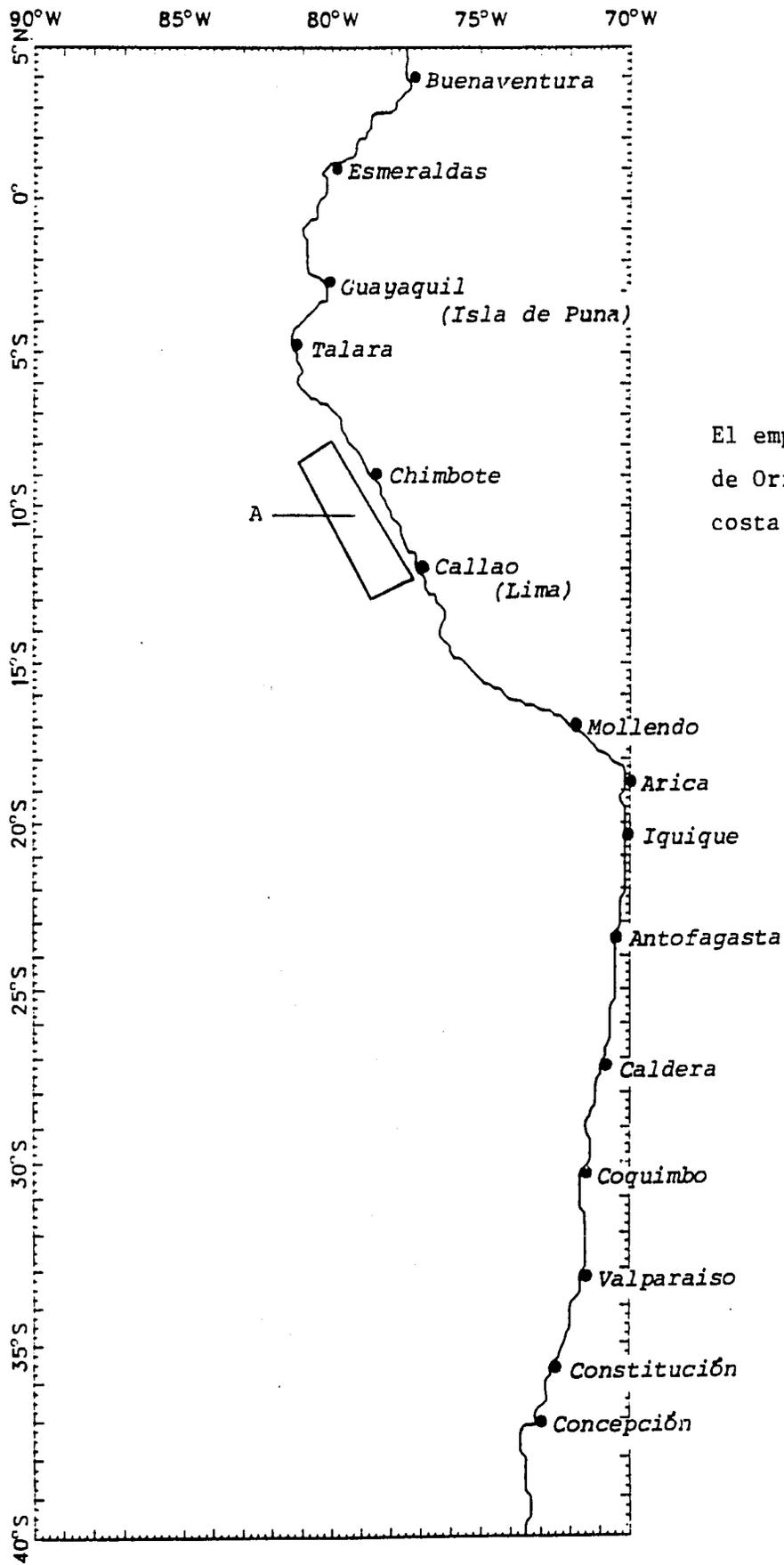


Figura 4.1

El emplazamiento de la Zona de Origen A a lo largo de la costa.

4.2.1 Efectos inmediatos (primera hora)

La mayor parte de la energía potencial impartida al océano por este levantamiento se propaga hacia mar abierto. Esto puede verse en la figura 4.2 que presenta los contornos de la altura de ola (es decir, líneas que conectan los lugares de igual elevación de ola por encima del NMM), en metros, una hora después del levantamiento. Las olas iniciales se propagan radialmente hacia afuera de la zona de origen, y las olas delanteras más altas (ubicadas en la elipse rotulada 2.00 a 14°S, 85°W, aproximadamente) se dirigen hacia el suroeste. Adviértase que solo se dan las elevaciones de ola positivas para evitar confusión. El campo de ola estará constituido por crestas y senos, puesto que la superficie del mar en la zona de origen oscilará aproximadamente al NMM a medida que vuelve lentamente al equilibrio después del desplazamiento vertical inicial.

Adviértase también la concentración de olas muy confusa y, en muchos lugares, bastante intensa a lo largo de la costa. Esto no es sorprendente en vista de la proximidad de la zona de origen a la costa. Las olas iniciales que llegan a la costa procedentes de la zona de origen deberían ser casi tan altas como el desplazamiento de la superficie inducido por el levantamiento. El hecho de que permanecen concentraciones intensas después de una hora (y, ciertamente, por bastante tiempo después) demuestra que toda la energía de las olas no sale de la zona de origen inmediatamente. La plataforma continental relativamente estrecha en esta región parece atrapar parte de la energía y evitar que escape hacia el mar.*

4.2.2 Efectos de duración mayor

La figura 4.3 presenta la variación dependiente del tiempo en la altura de las olas cerca de Lima, Perú, como resultado del levantamiento. La cresta inicial tiene una altura aproximada de 4 metros y ocurre unos 15 minutos

*Miles (1972) proporciona una explicación del mecanismo mediante el cual la plataforma continental atrapa la energía.

después de la generación. Pero la cresta mayor ocurre 2 horas y 15 minutos después. Olas de una amplitud significativa cerca de Lima continúan durante todas las 8 horas de la simulación.

Las energías de ola descienden rápidamente en lugares costeros al norte y sur de la zona de origen. En las figuras 4.4 a 4.8 se presentan series cronológicas de las olas cerca* de cinco ciudades (Arica, Antofagasta y Valparaíso, Chile al Sur y la Isla de Puna, Colombia y Buenaventura, Ecuador al norte). Las olas en Arica y la Isla de Puna, que están más próximas a la zona de origen, son significativas (crestas de aproximadamente 1,5 m por encima del NMM), pero con un período mucho más largo que las de Lima. Para cuando las olas llegan a Antofagasta y Buenaventura, son bastante bajas y largas. La serie cronológica en Valparaíso, que es el punto más apartado de la zona de origen, presenta un nivel sorprendente de actividad. Podemos postular dos razones para ello. Una es la de que las olas que se propagan hacia el sur a lo largo de la plataforma continental son amplificadas por la topografía del fondo cerca de Valparaíso. La segunda es la de que las olas inerciales que llegan a Valparaíso no vienen a lo largo de la plataforma continental sino que, en vez de ello, cruzan el Pacífico abierto hacia el mar desde la fosa y, en realidad, se aproximan desde el mar. Si este es el caso, entonces la refracción debida a la topografía frente a las costas debería hacer girar los frentes de olas de forma que el ángulo de aproximación a la costa sea más perpendicular y se acentúe la amplificación en la plataforma continental.

4.2.3 Elevaciones máximas

Los registros sobre las olas citados en la Sección 4.2.2 contienen información valiosa acerca de la variación temporal de la altura de las olas en unos cuantos emplazamientos específicos a lo largo de la costa. Pero las limitaciones de los recursos de computadora nos impiden examinar el comportamiento de las olas de esta forma en más de unos cuantos lugares solamente. La longitud

*Subrayamos la palabra cerca ya que estamos hablando solamente de olas mar adentro y porque la rejilla del modelo discreto solo nos permite ubicar una posición hasta dentro de 15-20 km.

de la costa sudamericana (la sección que hemos optado por modelar tiene más de 5000 kms de largo) hace deseable poder obtener información acerca de las olas en un número de lugares mucho mayor. Hemos optado por reducir la gran cantidad de datos requeridos registrando solamente la elevación de ola máxima (positiva) calculada en 300 puntos costeros, así como el tiempo (en horas y minutos después del levantamiento) en el que se registró. Esto nos permitirá evaluar la amenaza máxima presentada por olas tsunamis en cada lugar (suponiendo que la ola más alta presenta el riesgo mayor) y dar cierta indicación de cuándo llegará.

La figura 4.9a-f contiene la información sobre la elevación de ola máxima. La figura 4.9a (que aparecerá con cada juego de trazados de elevación máxima) ilustra la línea costera utilizada en las pasadas de simulación y los lugares aproximados de los 300 puntos de registro. Puesto que se utilizaron tantos puntos, solo se muestran los lugares del primer punto y cada punto con número par siguiente. De ordinario, los puntos con números impares son equidistantes entre puntos adyacentes con números pares. Los lugares aproximados de cierto número de ciudades costeras pueden verse en esta figura. Solo pretendemos calcular las alturas de ola en el agua sobre la plataforma continental con una profundidad de al menos 20 m; por lo tanto, el lector no debería suponer que existe una correspondencia exacta entre los lugares de puntos de registro y las ciudades. Las ciudades se dan solamente para fines de orientación.

Las figuras 4.9b-f presentan la variación en la elevación máxima a lo largo de la costa desde el punto 1 al punto 300. Las elevaciones no se tratan como una curva continua, sino, más bien, como una función discontinua parecida a un histograma. Se emplea este método de presentación para subrayar al lector la naturaleza discreta de estas computaciones. Debido a la resolución de la rejilla del modelo, solo podemos calcular las alturas de ola en lugares que están separados en espacio por unos 20 kilómetros. No tenemos un fundamento válido para hacer declaraciones acerca de los lugares que se encuentran entre esos puntos. Hemos evitado específicamente el uso de trazados de elevación máxima continuos y parejos para evitar que el lector suponga que podemos proporcionar información acerca de puntos más próximos entre sí de lo que permite el modelo.

El eje inferior en la figura indica el número de índice de la línea costera (que corresponde a los puntos en la figura 4.9a). La elevación de ola máxima en metros en cada punto se indica mediante una línea horizontal, directamente por encima de la marca tic, a una altura correspondiente a la elevación de ola. Si el máximo es mayor que la extensión vertical del trazado, hemos indicado este hecho con una flecha vertical inmediatamente por debajo del eje superior de la figura. Puesto que nos ocupamos aquí de los patrones de altura de ola, más que de cifras absolutas, no hemos tratado de indicar las alturas calculadas a esos puntos que exceden la extensión vertical del trazado.

Inmediatamente por encima del eje superior del trazado, hemos presentado el tiempo después de la generación a la que ocurre el máximo. El tiempo se indica en horas y minutos. Un valor de 0437, por ejemplo, significa que el máximo ocurrió 4 horas y 37 minutos después de que comenzara el levantamiento. Esos tiempos también están centrados en las marcas tic apropiadas.

También hemos indicado, por medio de una línea horizontal fina en cada trazado, la media aritmética (promedio) de todos los 300 valores de elevación máxima. Hemos encontrado que esto proporciona un punto de referencia sumamente útil para evaluar las variaciones en la altura de ola (y el riesgo) a lo largo de la costa.

Al examinar los trazados de elevación máxima para este caso se pone de relieve que la porción principal de la grave amenaza está bastante localizada en la sección de la costa que se extiende desde el sur de Lima (aproximadamente el punto 167) hasta Talara (aproximadamente el punto 234). En esta región, las olas máximas son muy altas, y la mayoría de ellas tienen elevaciones superiores a los 4 m. Esto no es demasiado sorprendente ya que esta zona está bastante próxima al lugar de origen. La amenaza de las olas disminuye rápidamente hacia el norte, y solo se registran valores dispersos cerca o por encima del promedio.

Las elevaciones de ola hacia el sur quedan reducidas a una elevación constante comprendida entre 1 y 2 m. La zona del giro continental cerca de Arica sí recibe olas ligeramente más altas que las zonas circundantes, pero solo en un punto está el máximo por encima del promedio.

La incidencia de tres concentraciones localizadas por encima del promedio al sur de Valparaíso es algo sorprendente. El hecho de que éstas ocurran cerca de indentaciones o bahías pequeñas locales en la costa parece indicar la existencia de un mecanismo de resonancia que produce estas máximas locales.

El patrón de los tiempos de llegada observados es bastante confuso. Un examen de los tiempos de recorrido pronosticados para las primeras llegadas* nos llevaría a esperar un aumento constante en el tiempo de llegada a medida que aumenta la distancia desde la zona de origen. Ciertamente, los tiempos de llegada de las primeras crestas observadas en la serie cronológica (figuras 4.3 a 4.8) concuerdan bien con los cuadros, pero no tenemos un fundamento real para la comparación de las llegadas calculadas de las olas máximas. Por consiguiente, hemos optado por no incluir estos datos en nuestro análisis de la amenaza.

Es evidente, al examinar estos trazados, que en algunos casos ocurrirá en un punto un valor máximo grande, mientras que el máximo en un punto adyacente será mucho menor. La intuición nos lleva a esperar una variación bastante pareja a lo largo de la costa. Estas variaciones pudieran deberse a varios mecanismos: variaciones en la topografía local del fondo frente a las costas, la configuración local de la costa, o ruido numérico, entre otros. Hemos decidido dejarlos en los resultados sin tratar de uniformarlos ya que consideramos que la información importante que ha de obtenerse no son los números reales o las variaciones individuales de punto a punto sino los patrones de altura de ola sobre un cierto número de lugares adyacentes. Estos patrones nos dicen si una sección de la costa de varias decenas de kilómetros de longitud está o no amenazada por las olas tsunamis.

*Tales como los Cuadros de Tiempos de Recorrido de los Tsunamis producidos por el Departamento de Comercio de los Estados Unidos de América (NOAA, 1971).

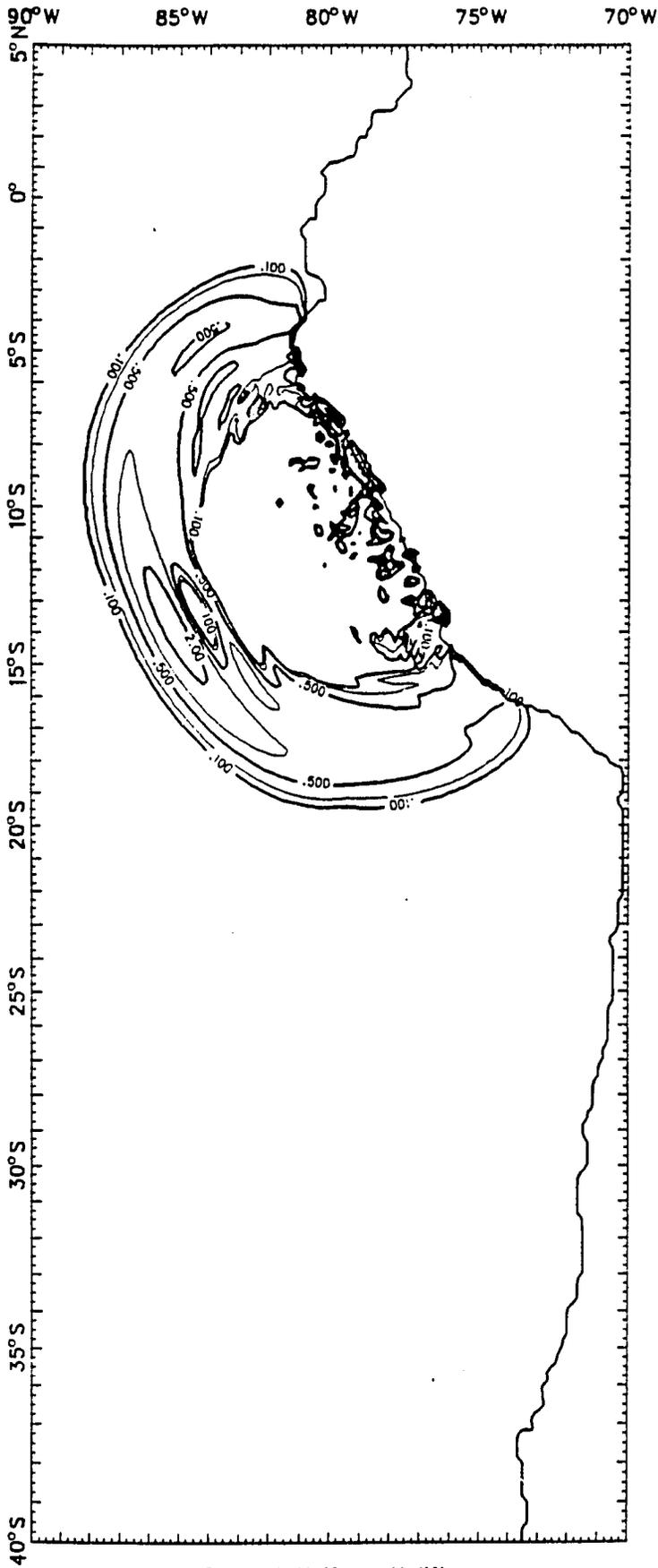


Figura: 4.2

Elevación de la superficie (positiva solamente) una hora después de un levantamiento uniforme en la Zona de Origen A. Los contornos corresponden a 0,1, 0,2, 0,5, 1,0 y 2,0 m.

Case A Uniform Uplift.
Wave Crests at 1 Hours

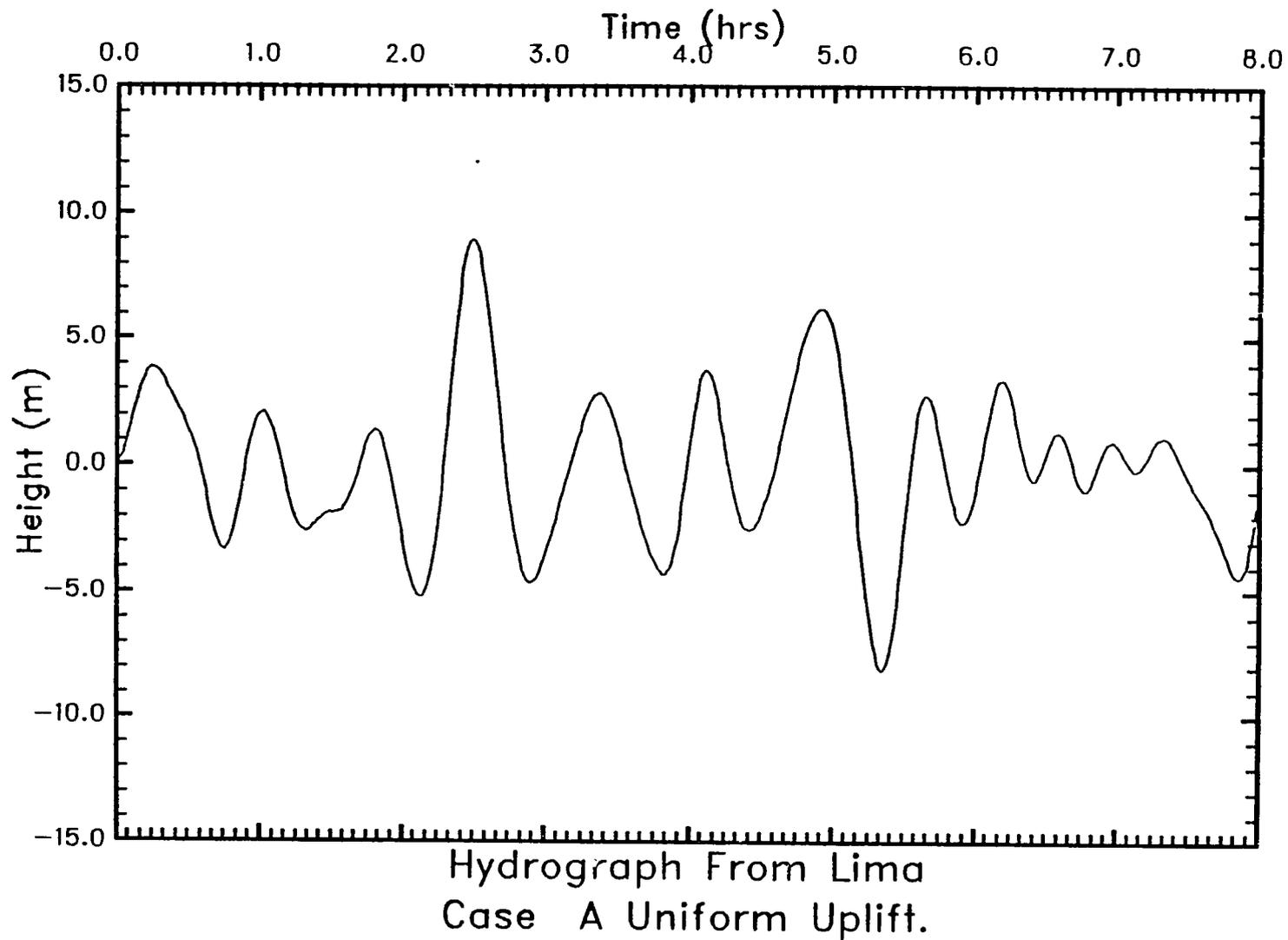


Figura 4.3: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Lima, Perú. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona A.

4-10

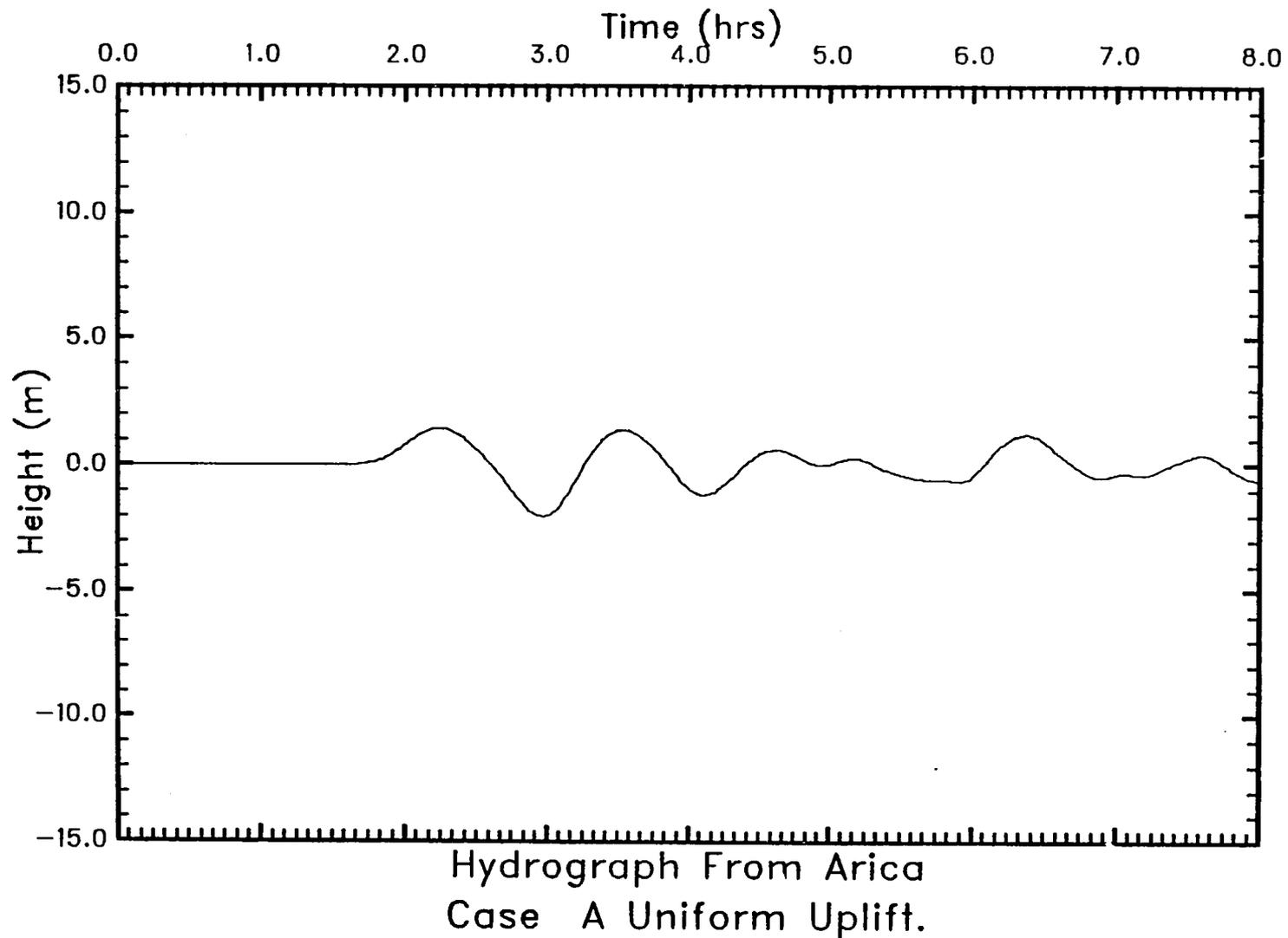


Figura 4.4: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Arica, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona A.

4-11

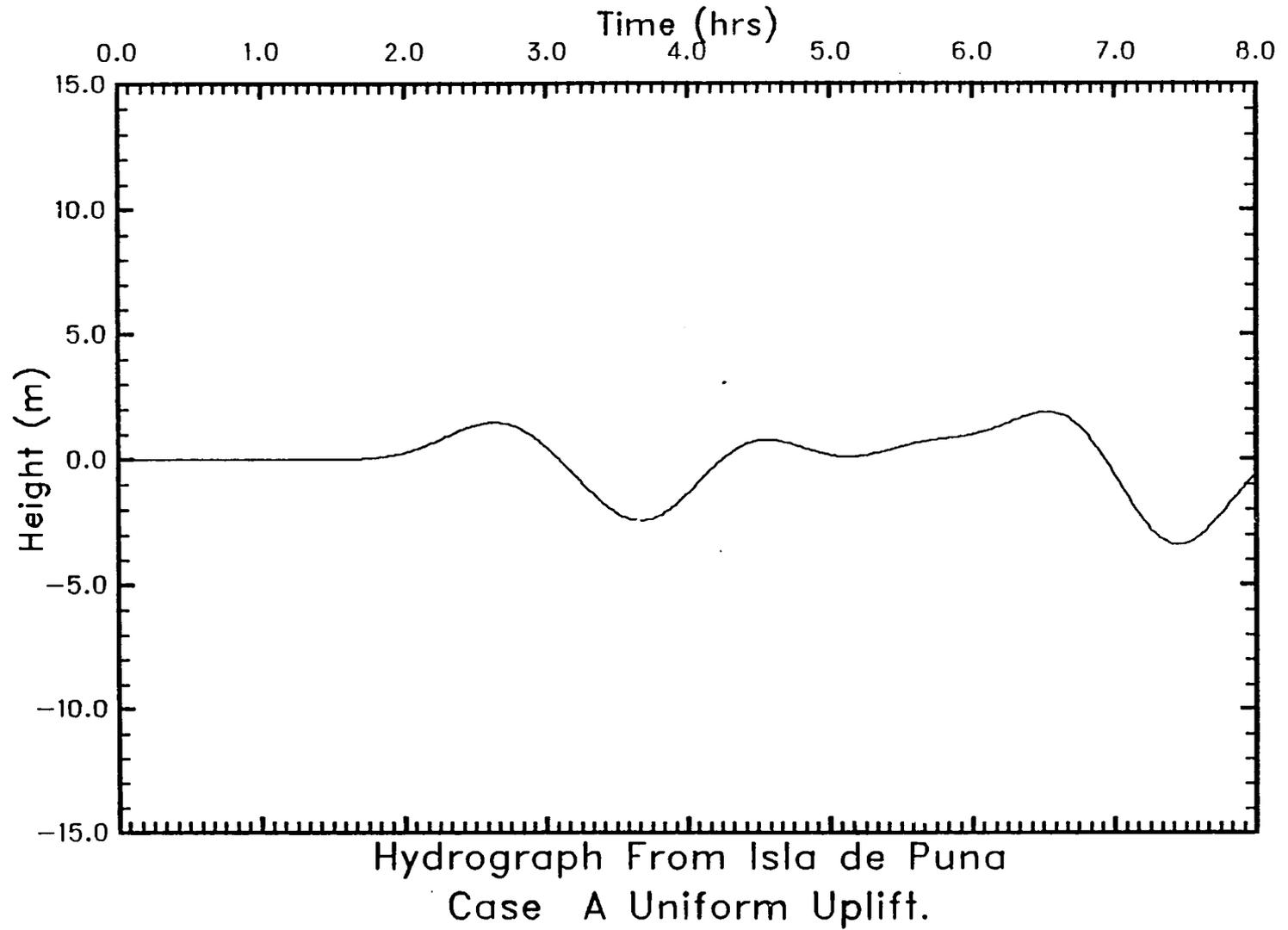


Figura 4.5: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de la Isla de Puna, Colombia. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona A.

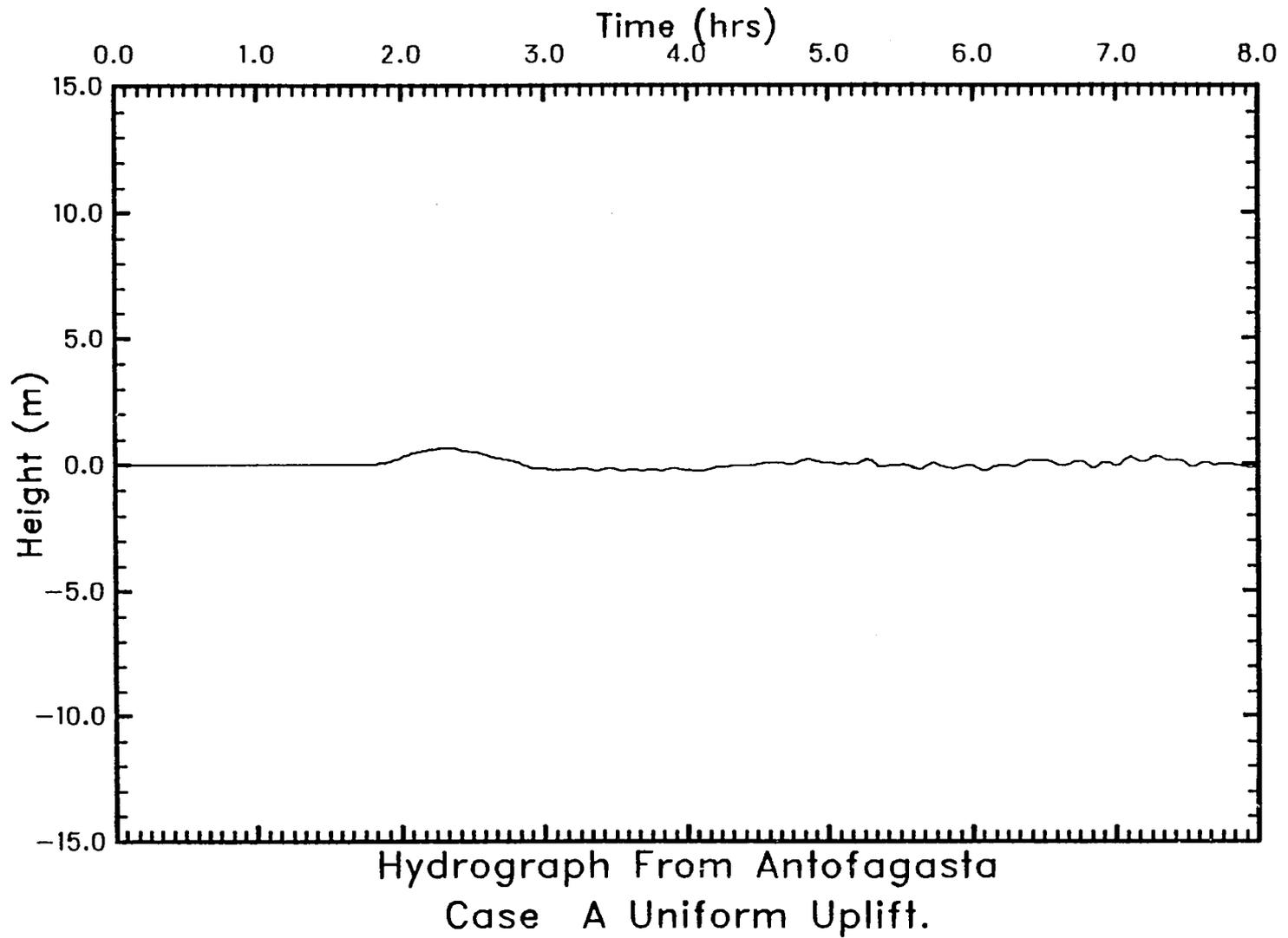


Figura 4.6: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Antofagasta, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona A.

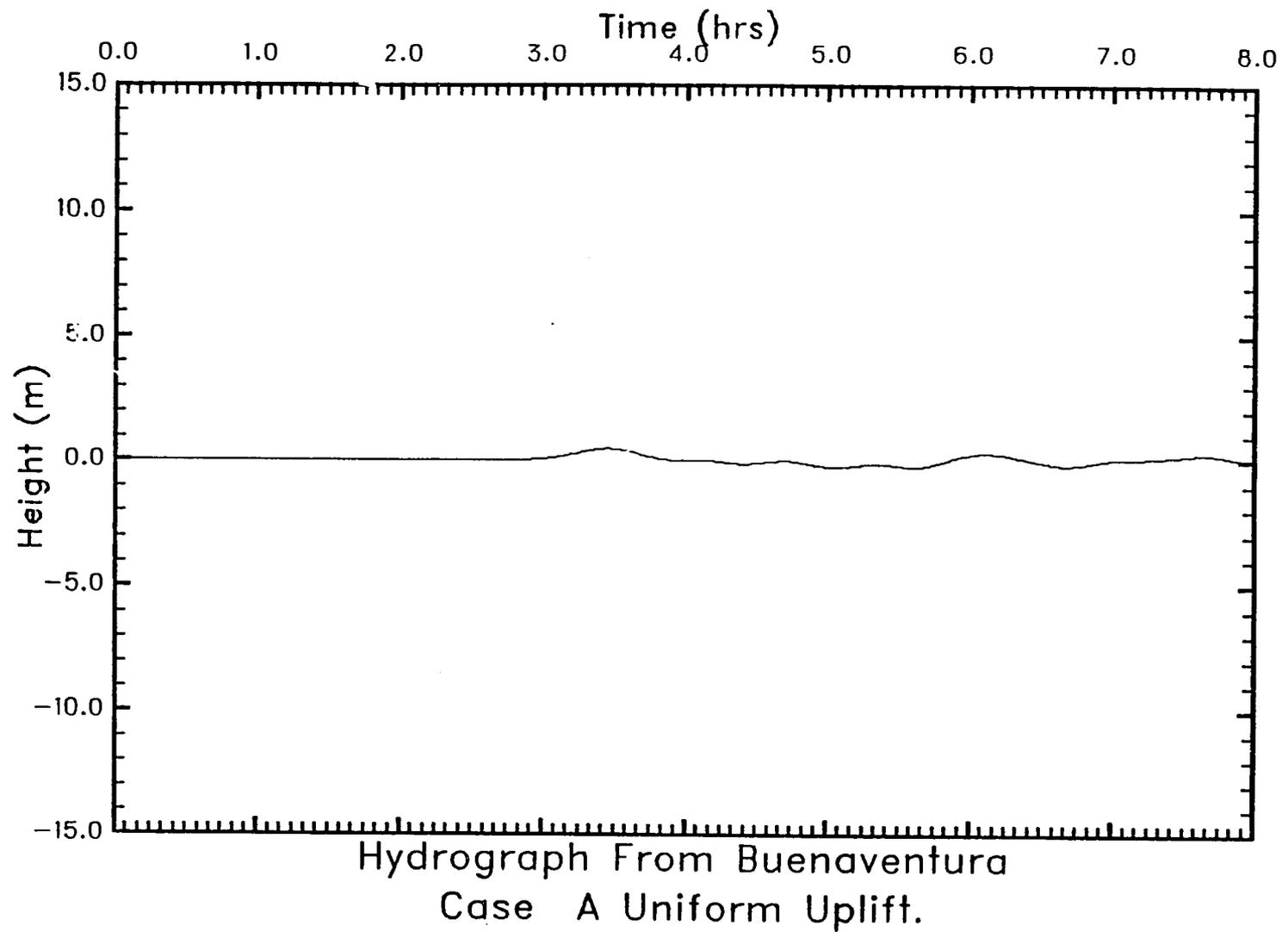


Figura 4.7: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Buenaventura, Ecuador. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona A.

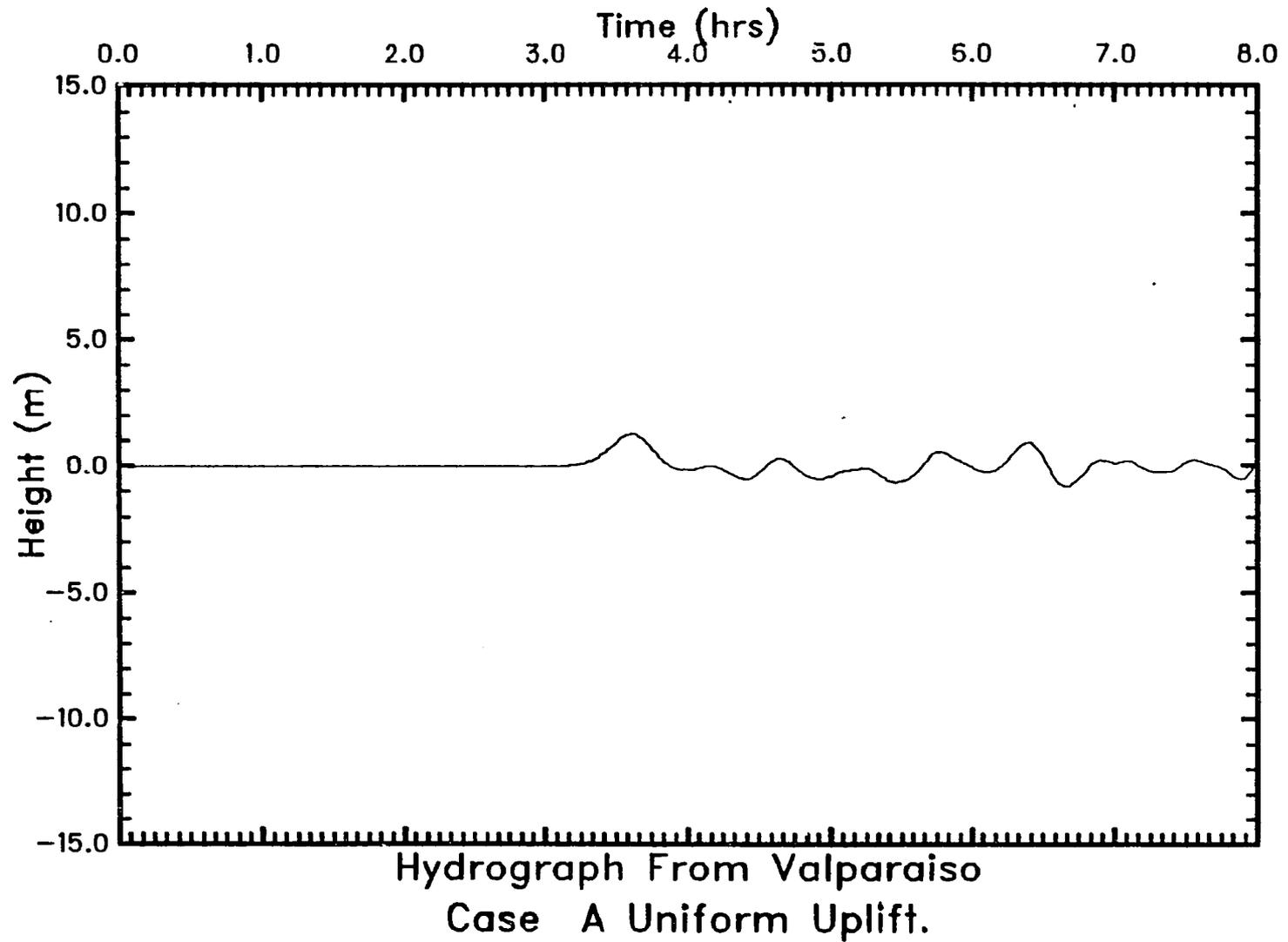


Figura 4.8: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Valparaíso, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona A.

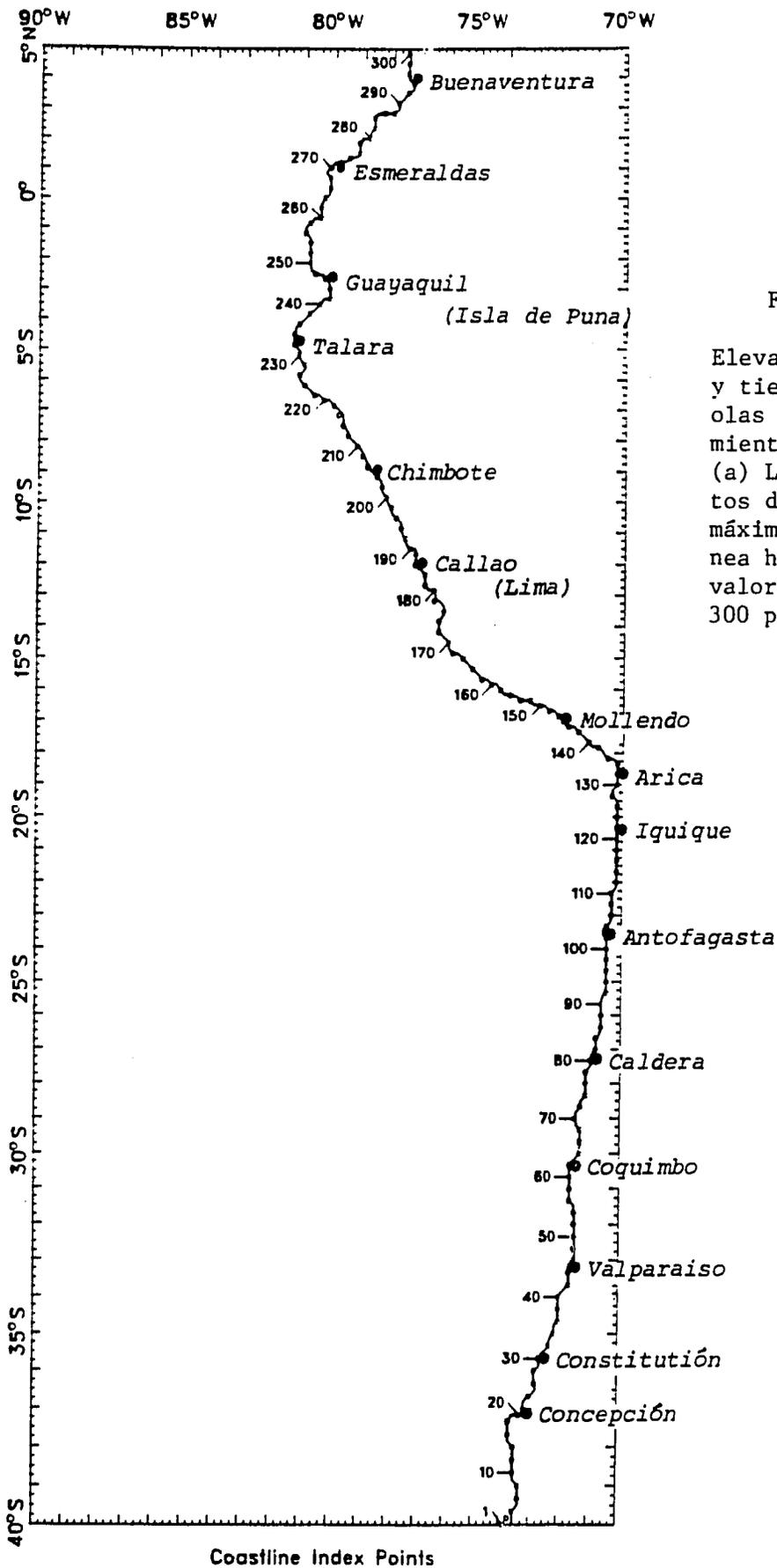


Figura 4.9

Elevaciones de ola máximas y tiempos de llegada de las olas generadas por el levantamiento uniforme en la Zona A. (a) Lugares de los 300 puntos de registro. (b-f) Olas máximas en cada punto. La línea horizontal representa el valor promedio de todos los 300 puntos.

Coastline Index Points

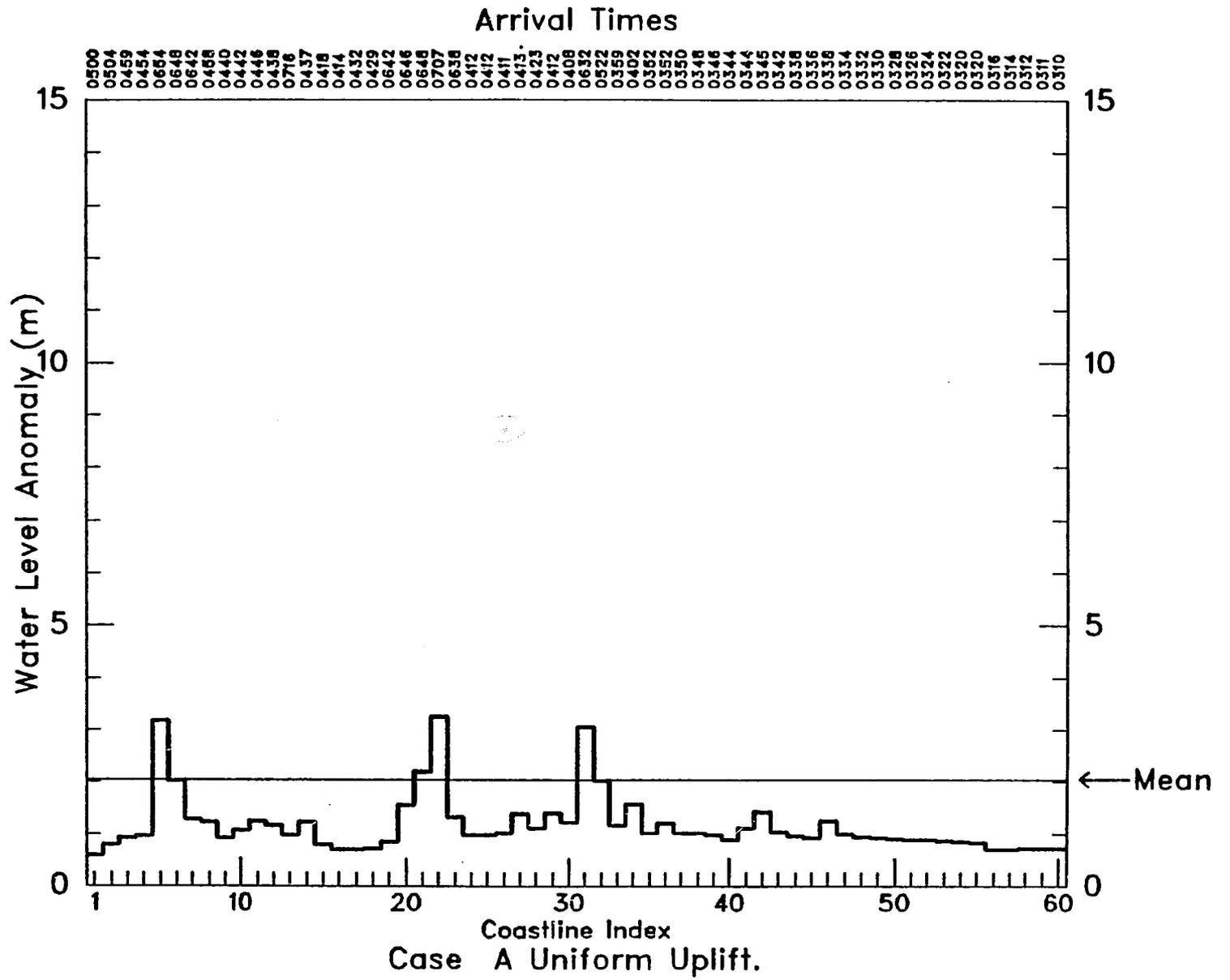


Figura 4.9(b)

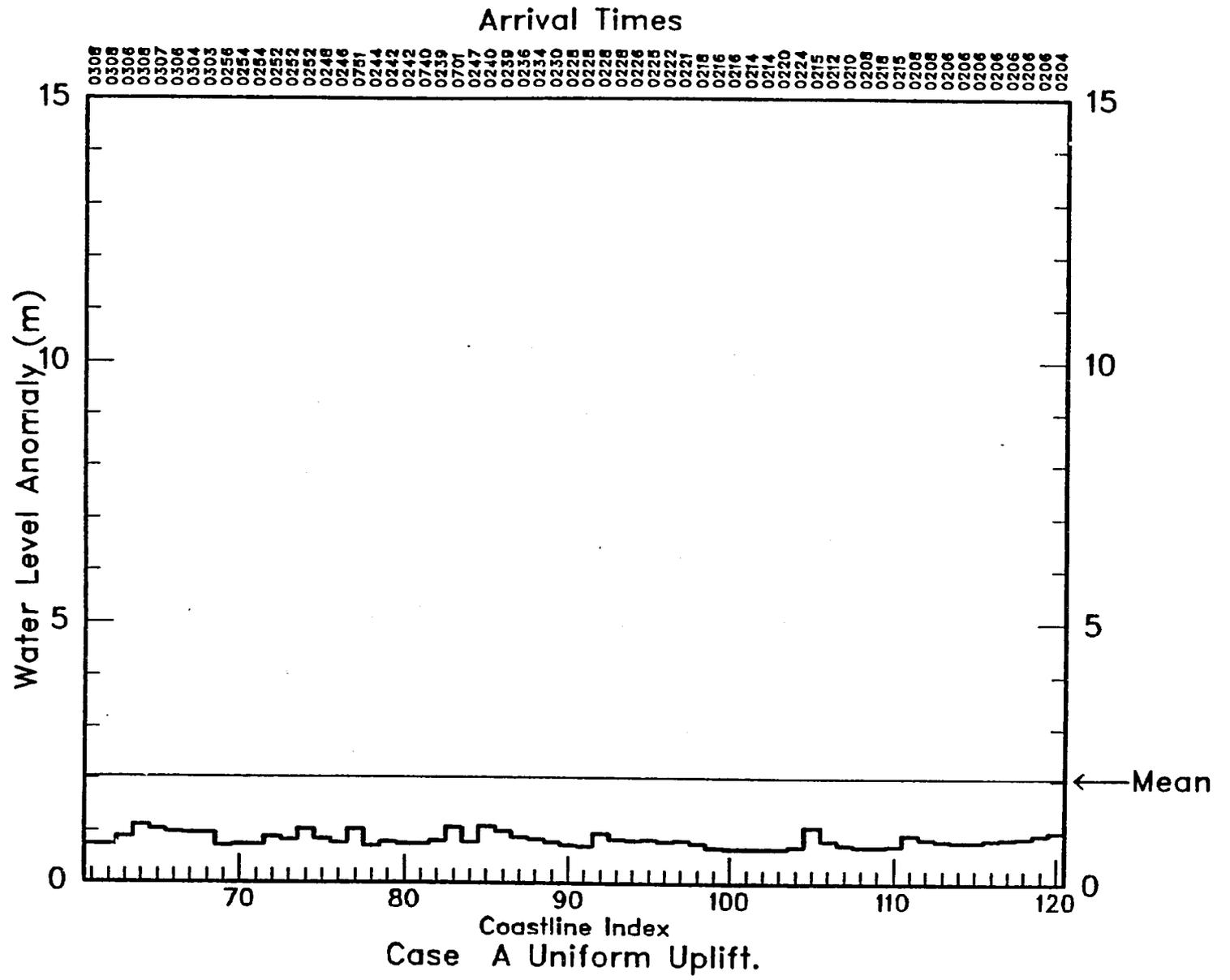


Figura 4.9 (c)

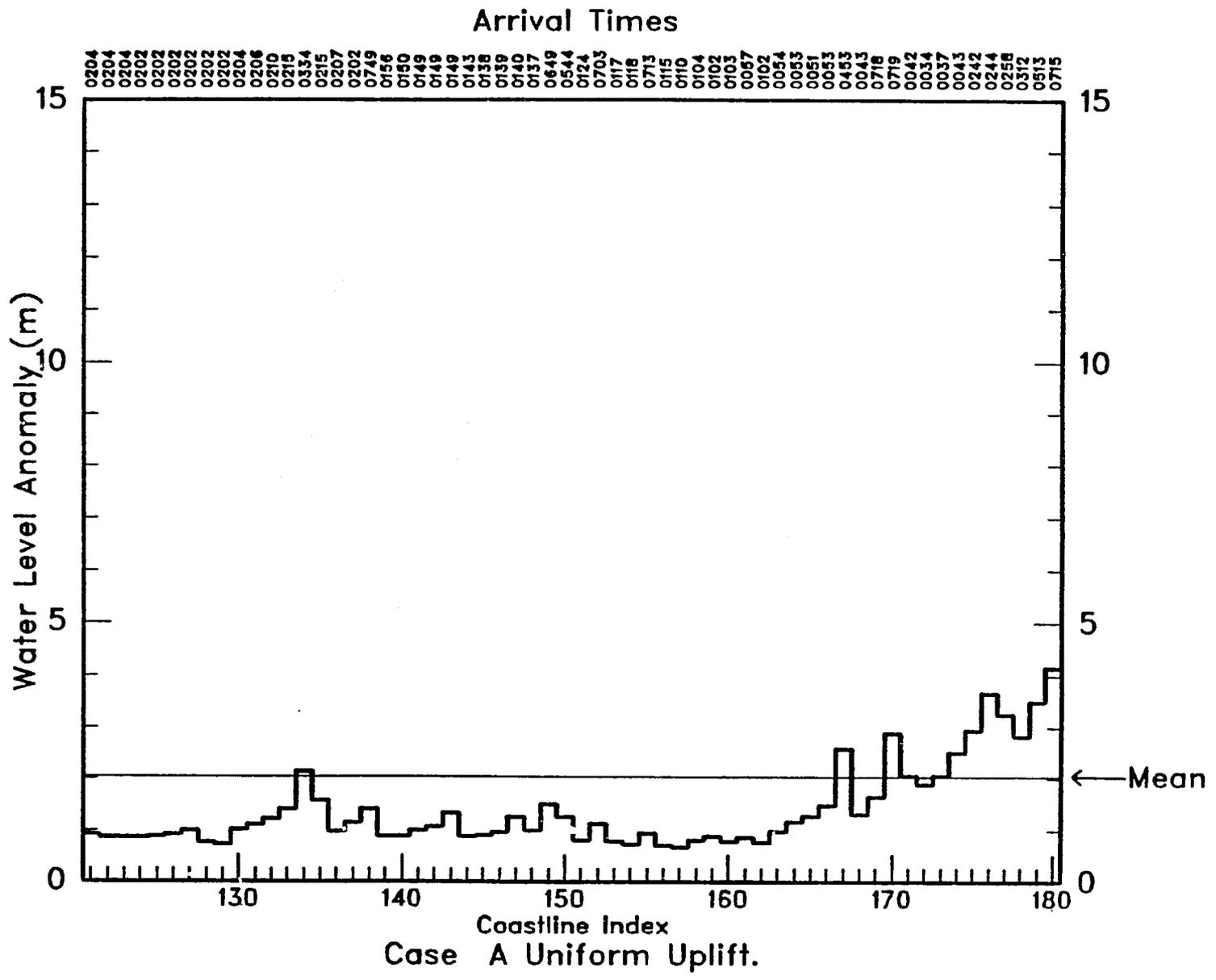


Figura 4.9 (d)

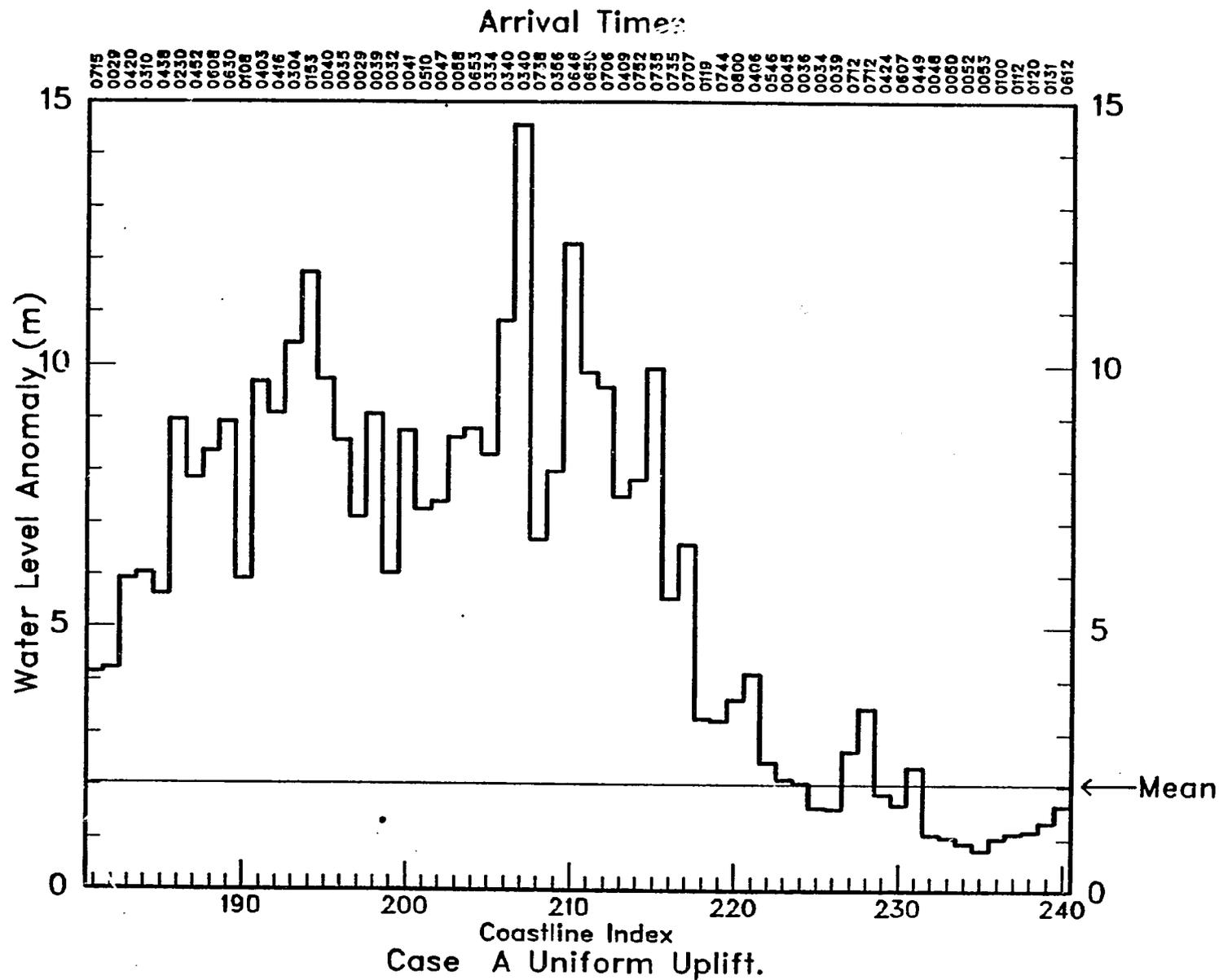


Figure 4.9 (e)

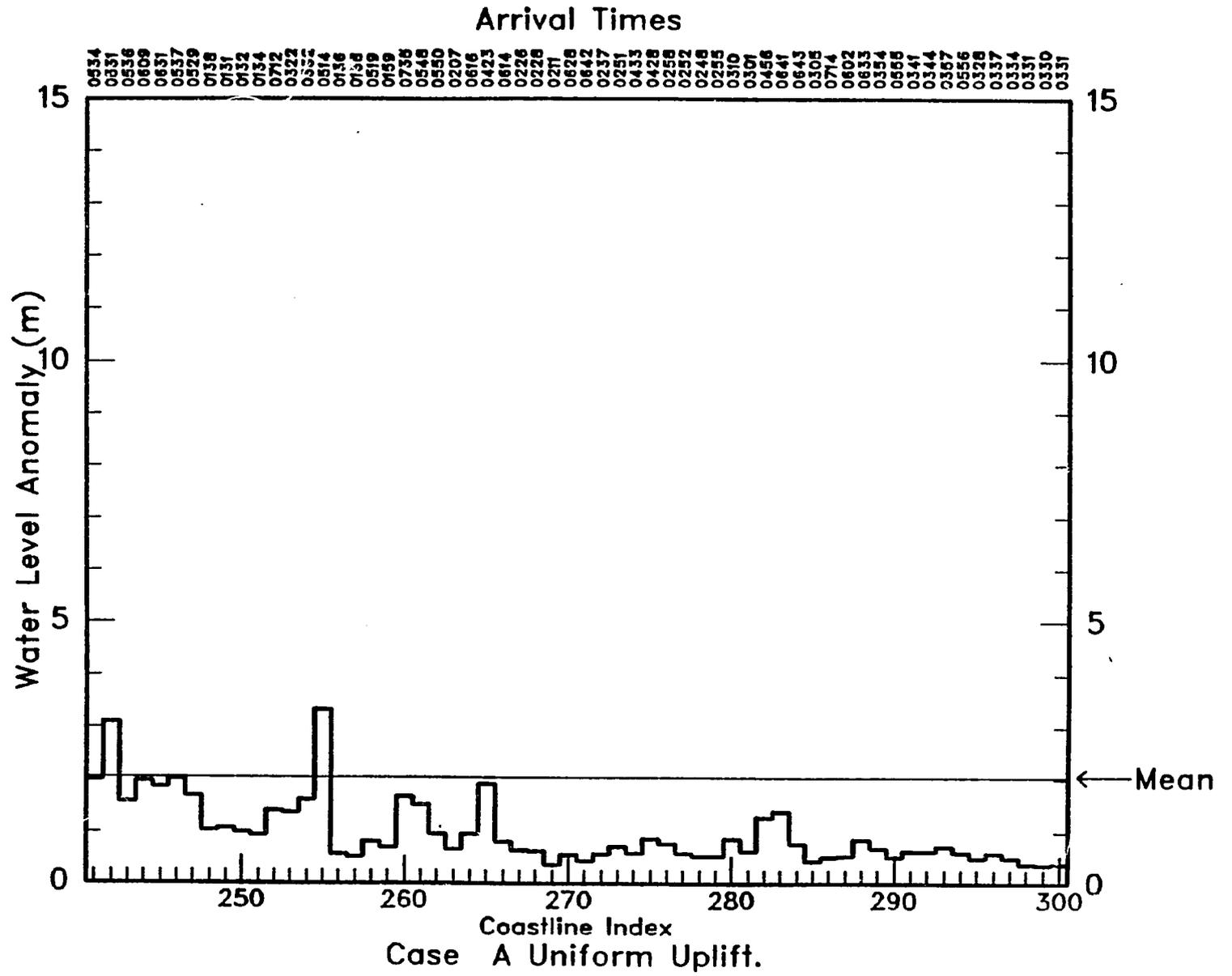


Figura 4.9 (f)

4.3 CASO DE LEVANTAMIENTO VARIABLE

El patrón de levantamiento variable utilizado en este caso abarca toda la zona ilustrada en la figura 4.1. El parámetro de desplazamiento por deslizamiento medio, D , se ajustó para producir un desplazamiento máximo de 5,8 m. Los desplazamientos inferiores a 0,05 m se colocaron en cero para limitar la zona del campo de levantamiento.

4.3.1 Efectos inmediatos

Los contornos de elevación de la superficie una hora después del levantamiento se ilustran en la figura 4.10. La porción más alta de la cresta, tal como se ilustra en la figura 4.2 para el caso de levantamiento uniforme, tiene una dirección de suroeste. Se observan varias olas secundarias bajas que siguen detrás de la ola delantera. El campo de olas cerca de la costa tiene un aspecto bastante confuso. Queda una buena porción de energía detrás de las olas que se propagan hacia el mar.

4.3.2 Efectos de mayor duración

Las series cronológicas de olas producidas en los puntos de la costa por este levantamiento son bastante similares a las correspondientes al levantamiento uniforme, pero tienen una amplitud mucho menor. Lima, que está próxima a la zona de origen, recibe la cresta inicial, seguida de una sucesión de olas de período largo con elevaciones de 1 m aproximadamente (véase la figura 4.11). Esta sucesión es interrumpida ocasionalmente por una ola extrema con una cresta de varios metros de altura.

Las olas más al sur en Arica (figura 4.12) son largas y bastante bajas. Olas análogas llegan a la Isla de Puna un poco después (figura 4.13). Las olas en Antofagasta apenas si son perceptibles (figura 4.14), al igual que las olas en Buenaventura (figura 4.15).

Nuevamente, las olas que llegan a Valparaíso (figura 4.16) son más altas que las que llegan a estaciones que están más próximas a la zona de origen, aunque en este caso estas olas son bastante bajas.

4.3.3 Elevaciones máximas

Los trazados de elevación máxima a lo largo de la costa (figura 4.17a-f) reflejan los niveles bajos generales de la energía de las olas que se propagan a lo largo de la costa desde esta zona. Las elevaciones a lo largo de la costa desde el punto 166 hasta el punto 231 están todas ellas en el nivel medio o por encima de dicho nivel. Y la mayoría están por encima de los 2 metros. Esto, por supuesto, ocurre en la vecindad inmediata a la zona de origen.

Las elevaciones de las olas hacia arriba y hacia abajo de la costa a partir de esta región son generalmente bajas. Solo unos cuantos lugares acusan olas muy por encima del nivel medio general. En la zona al norte de Esmeralda la costa está tranquila. Solo en unos cuantos lugares muy hacia el sur (los mismos lugares para los que se observó esto en el caso del levantamiento uniforme) superan las elevaciones 1 m.

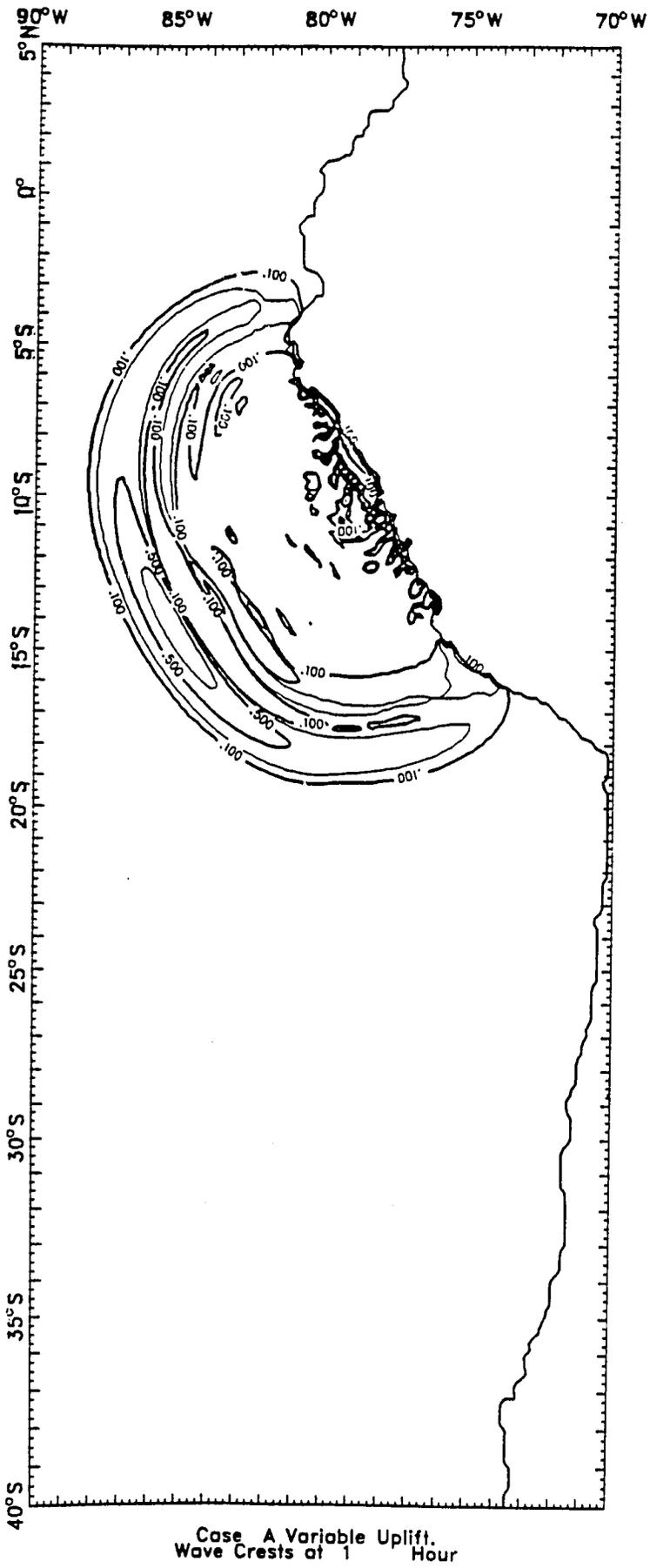


Figura 4.10

Elevación de la superficie (solamente positiva) una hora después de un levantamiento variable en la zona de origen A. Los contornos corresponden a 0,1, 0,2, 0,5, 1,0 y 2,0 m.

4-24

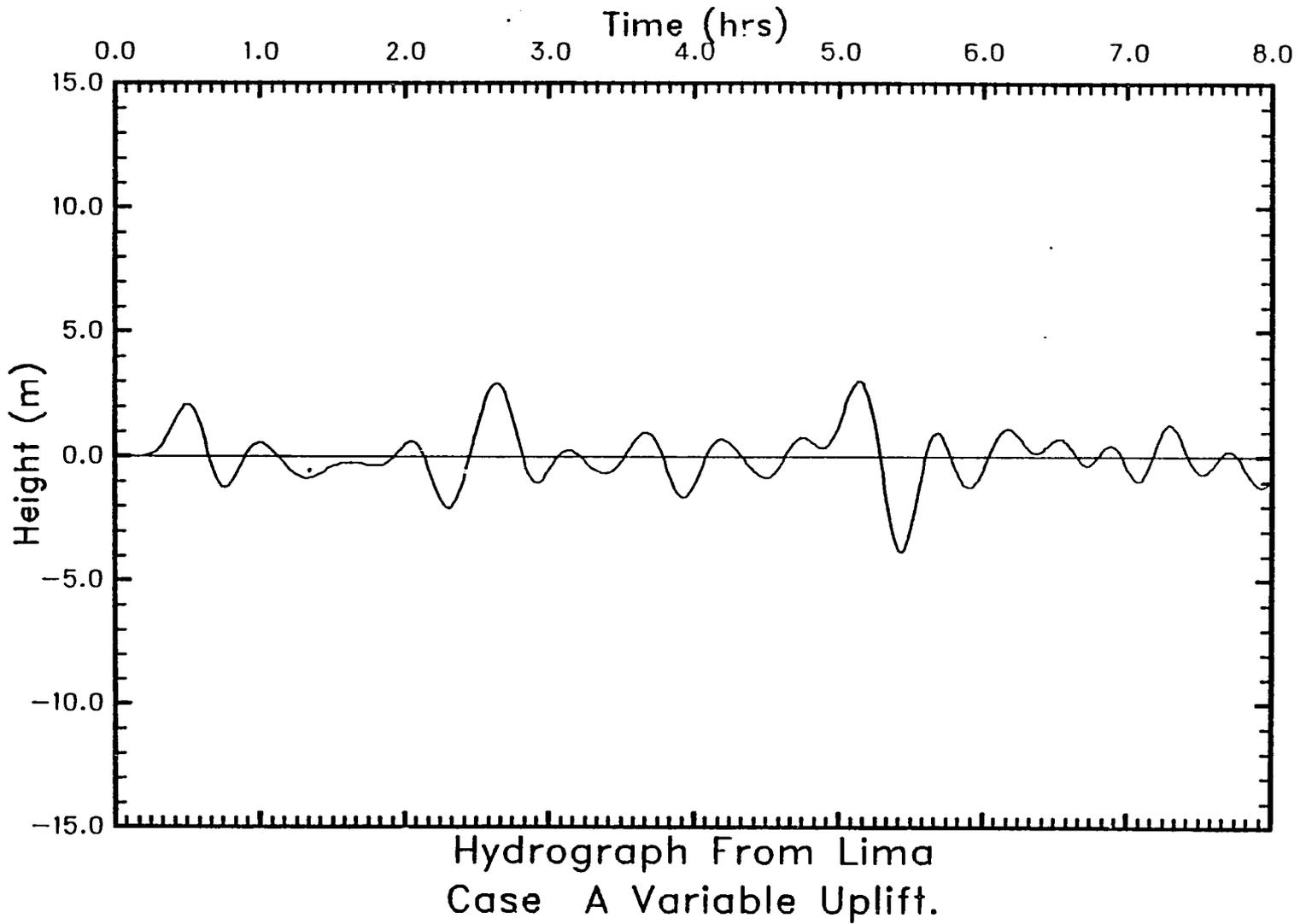


Figura 4.11: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Lima, Perú. Estas olas son generadas por el levantamiento variable de la Zona A.

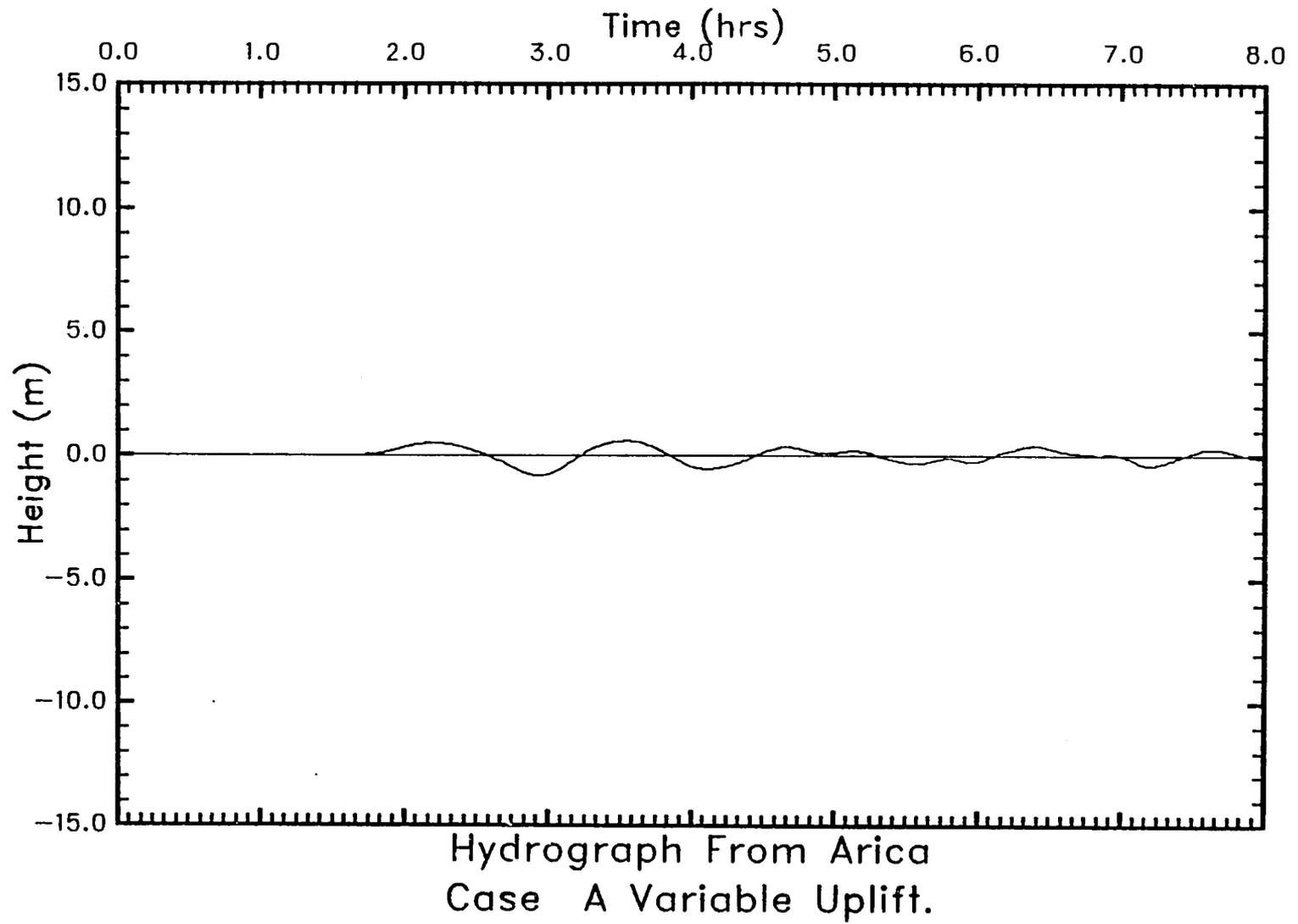
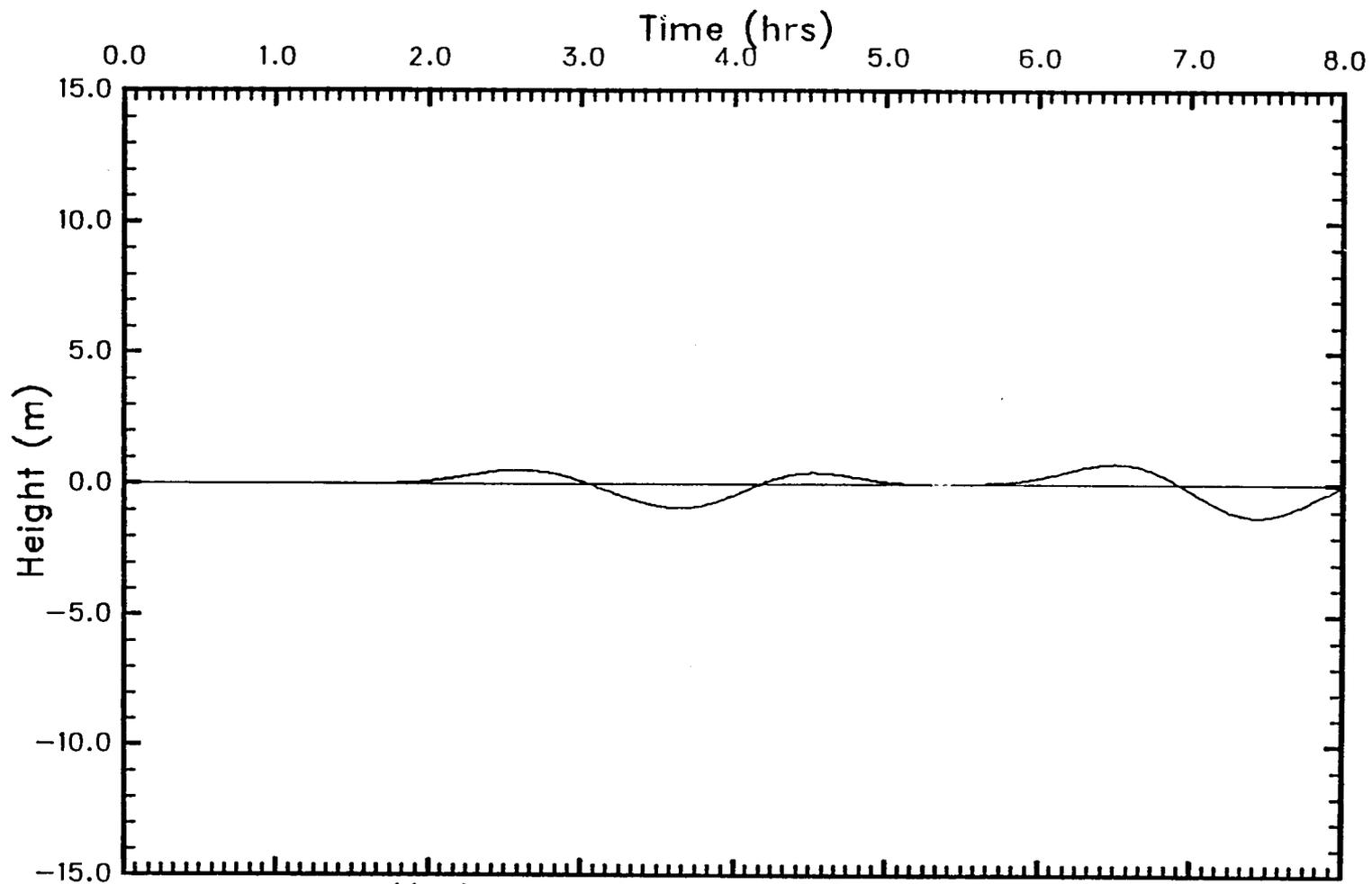


Figura 4.12: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Arica, Chile. Estas olas son generadas por el levantamiento variable de la Zona A.



Hydrograph From Isla de Puna
Case A Variable Uplift.

Figura 4.13: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de la Isla de Puna, Colombia. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona A.

4-27

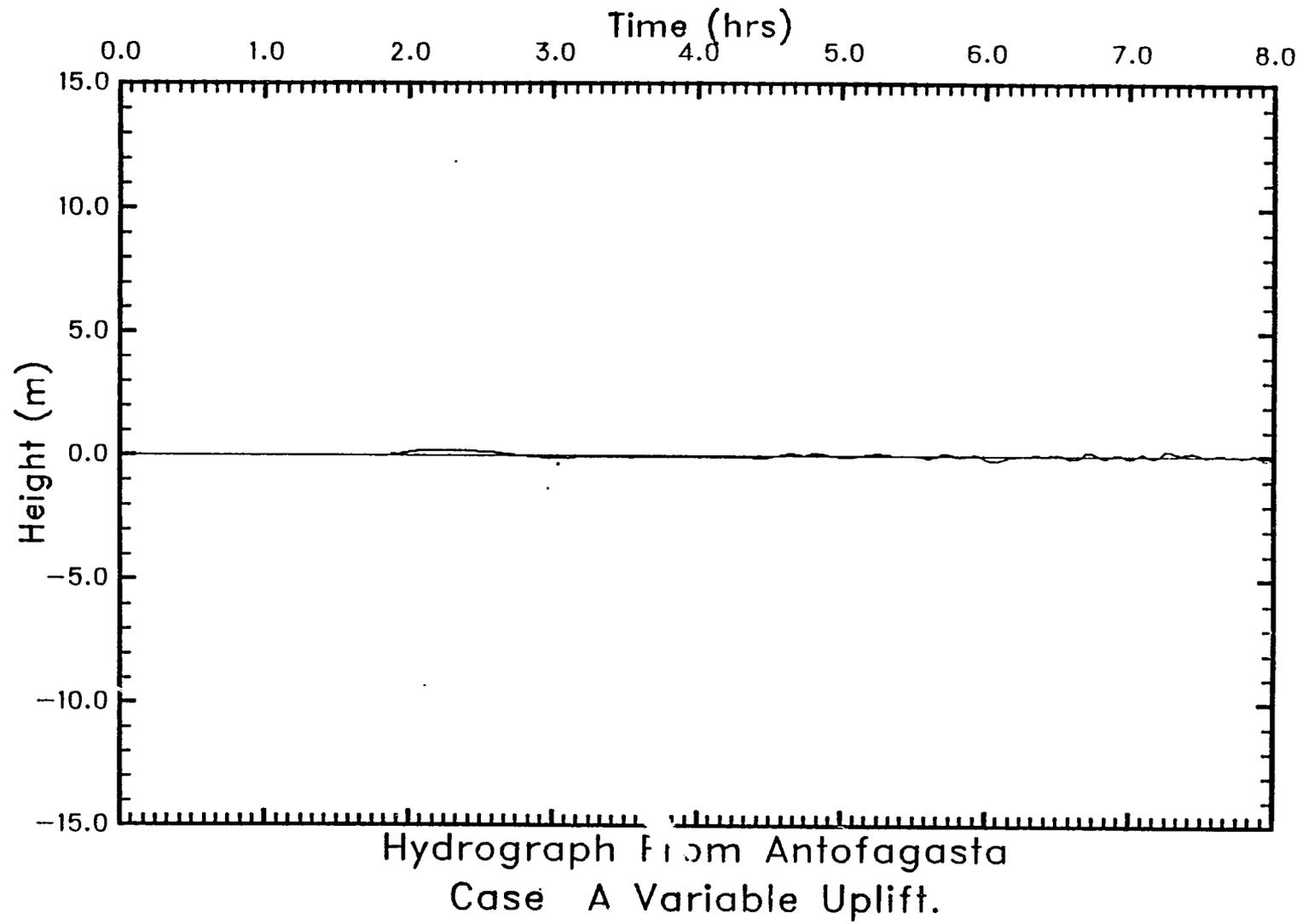


Figura 4.14: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Antofagasta, Chile. Estas olas son generadas por el levantamiento variable de la Zona A.

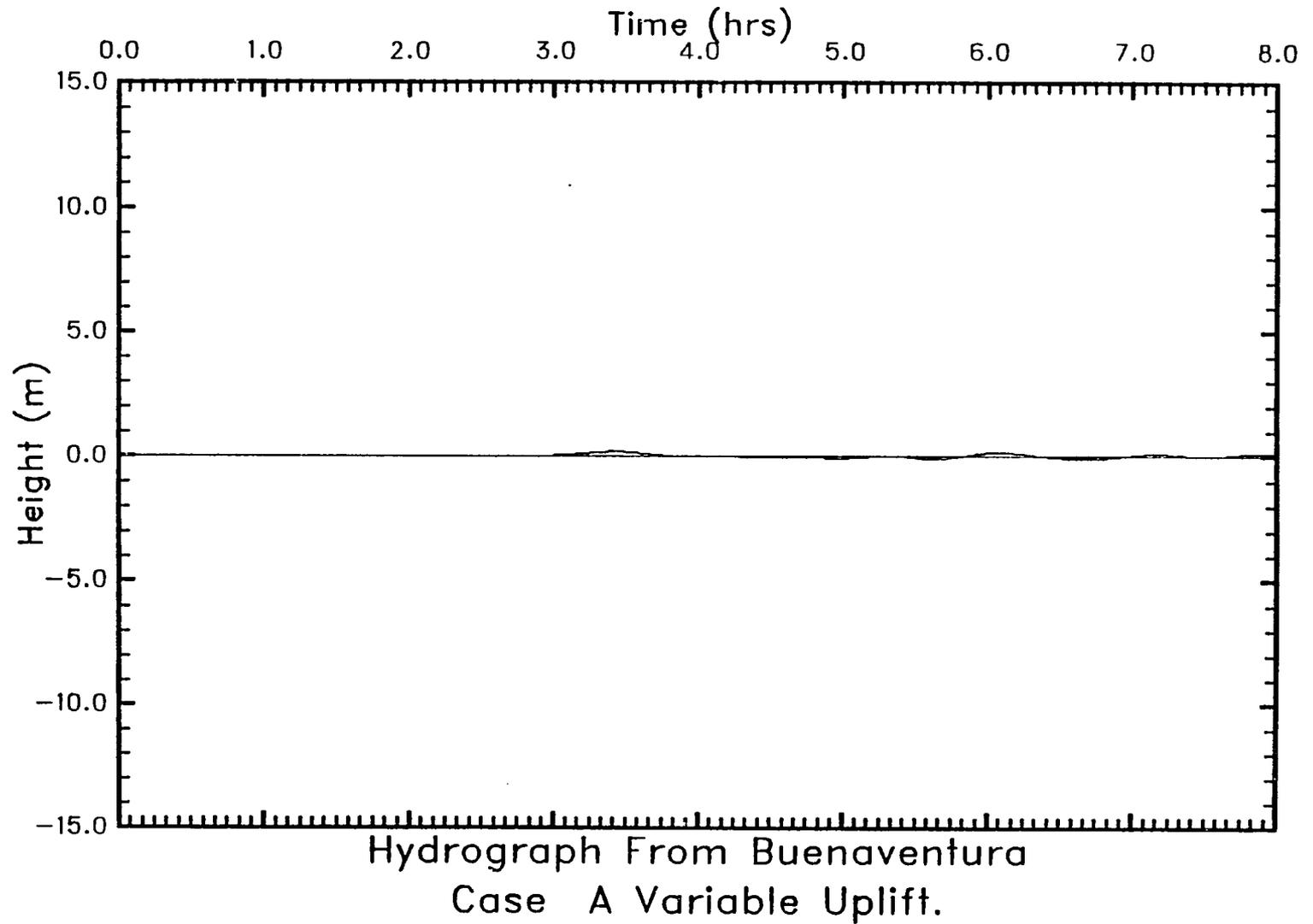


Figura 4.15: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Buenaventura, Ecuador. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona A.

4-29

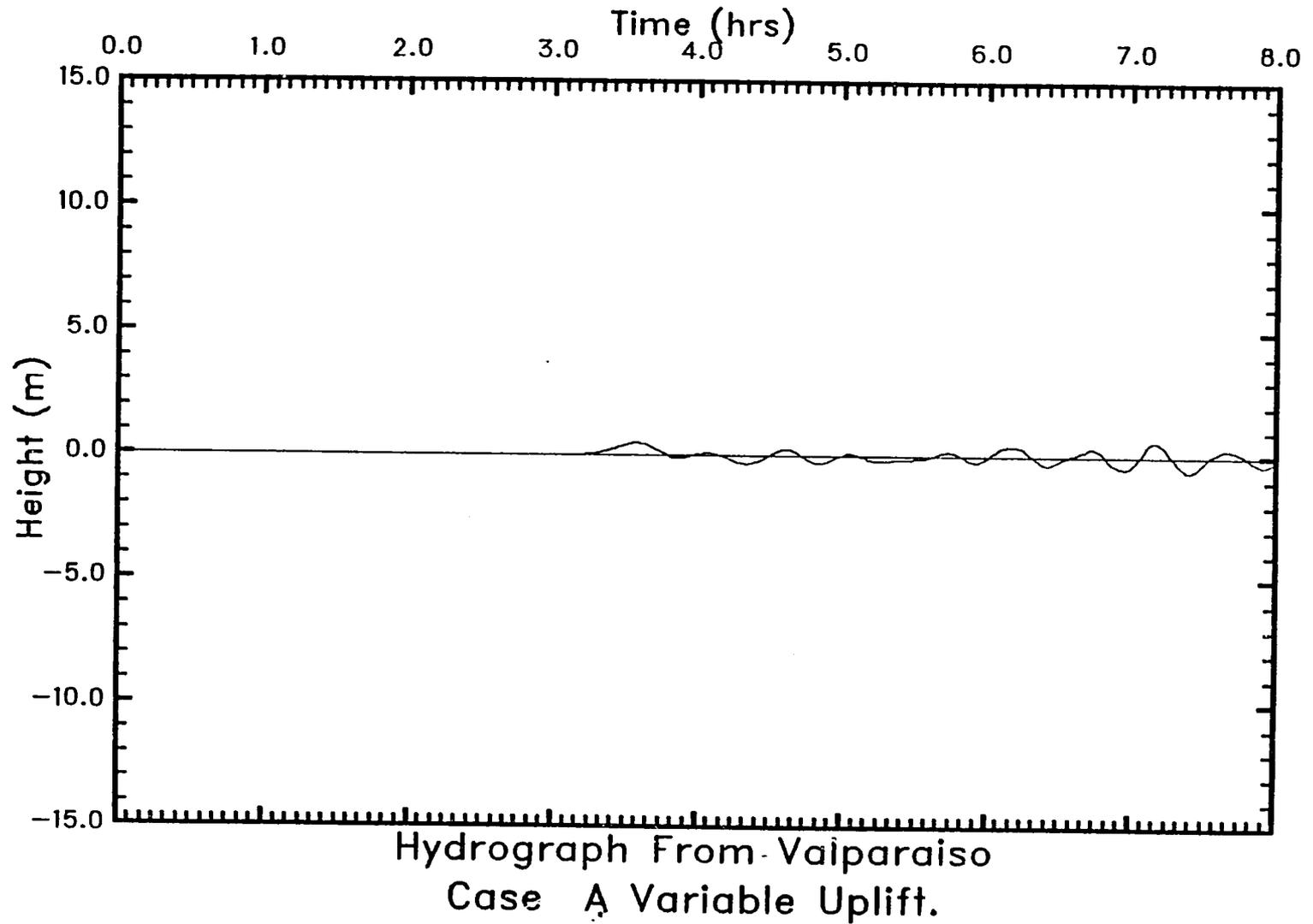


Figura 4.16: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Valparaíso, Chile. Estas olas son generadas por el levantamiento variable de la Zona A.

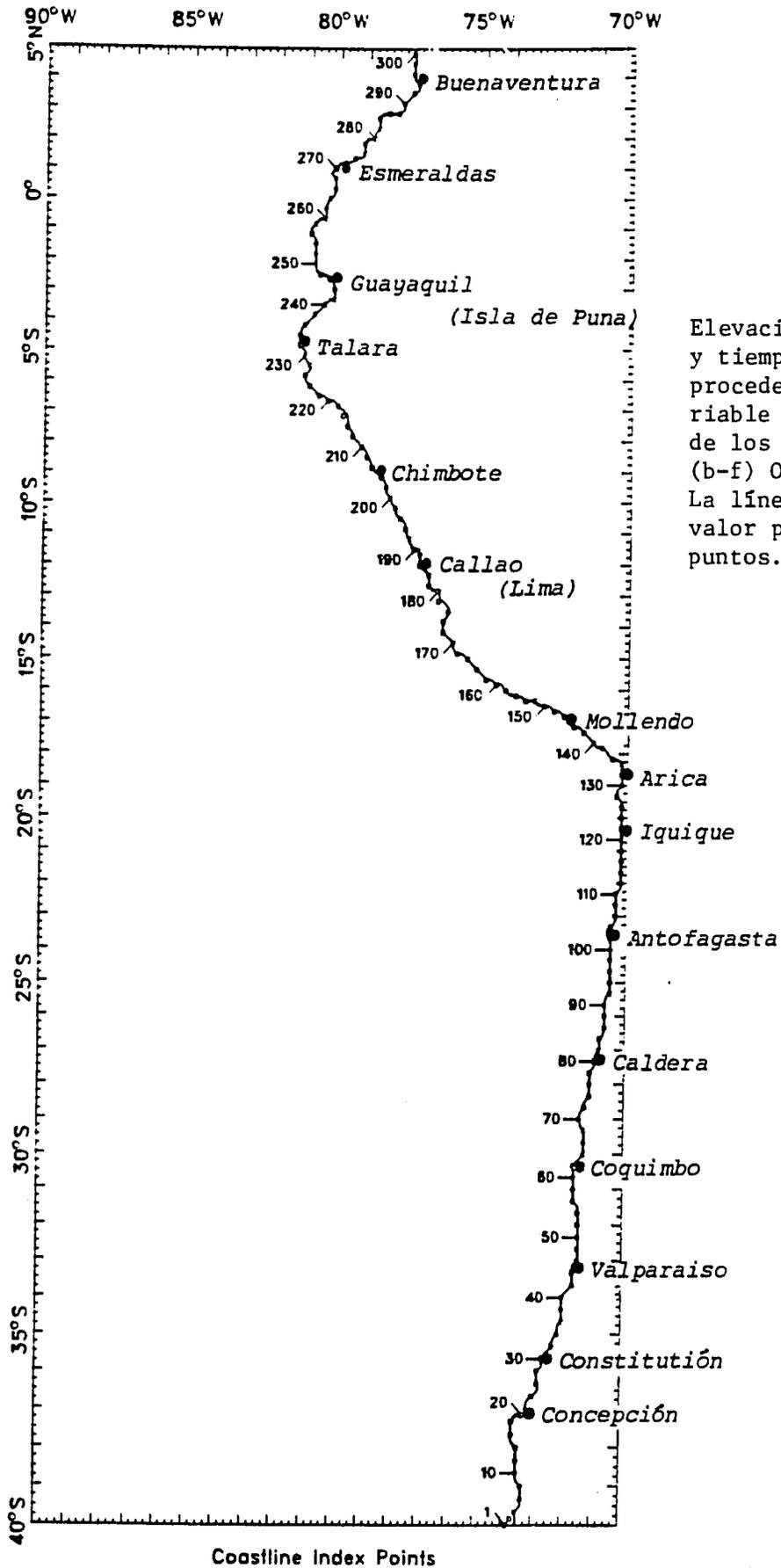


Figura 4.17

Elevaciones máximas de ola y tiempos de llegada de las olas procedentes del levantamiento variable en la Zona A. (a) Lugares de los 300 puntos de registro. (b-f) Olas máximas en cada punto. La línea horizontal representa el valor promedio de todos los 300 puntos.

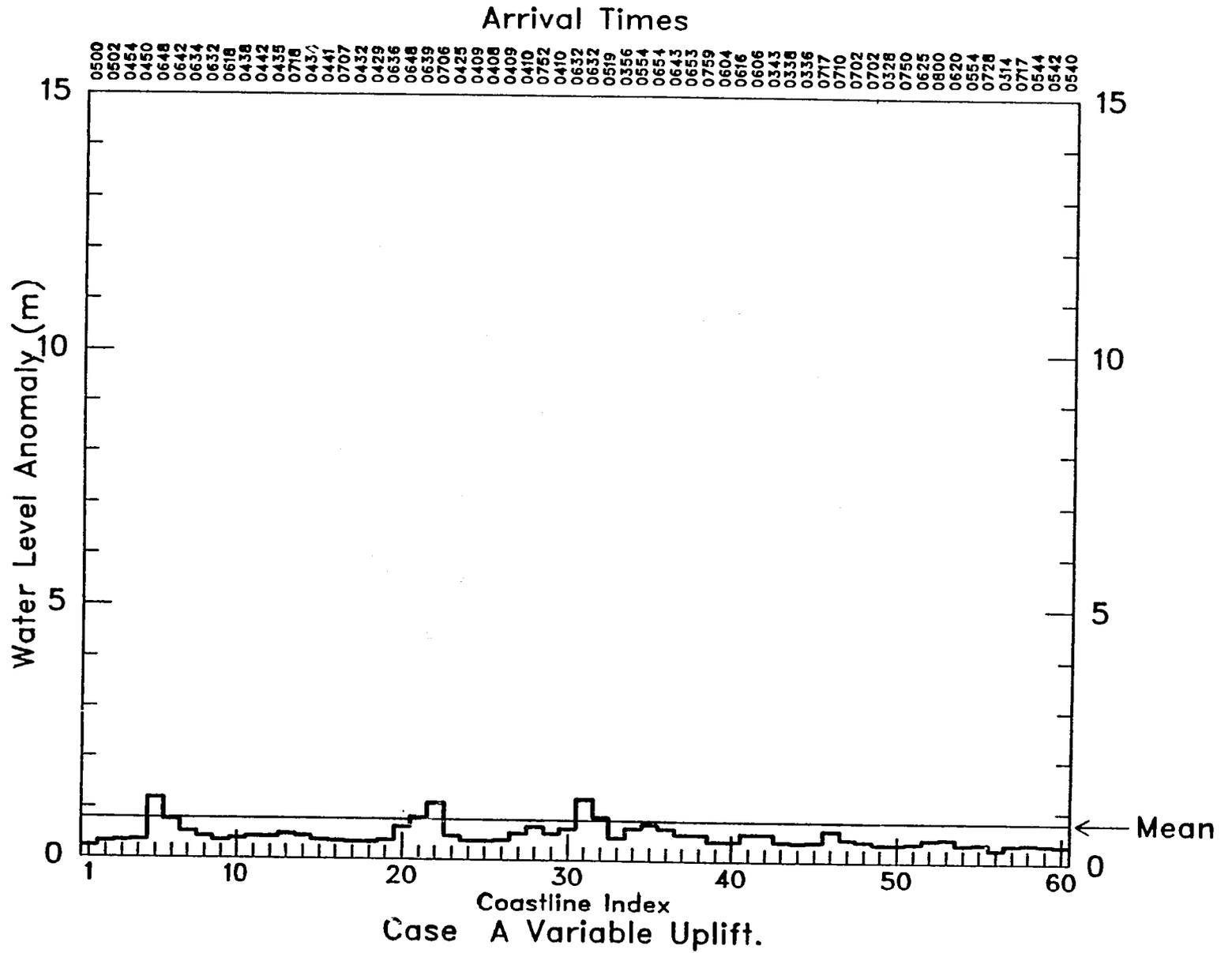


Figura 4.17 (b)

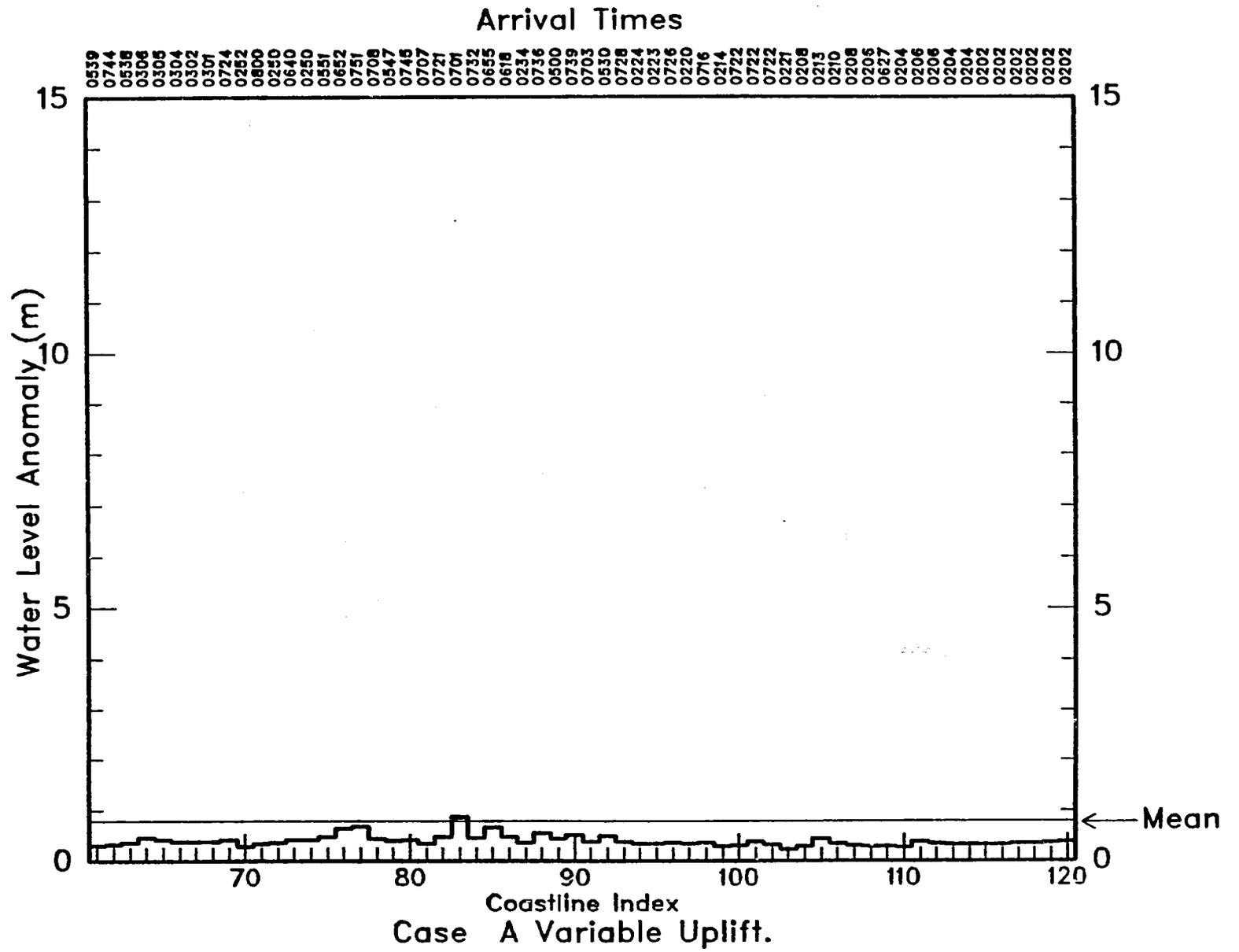


Figura 4.17 (c)

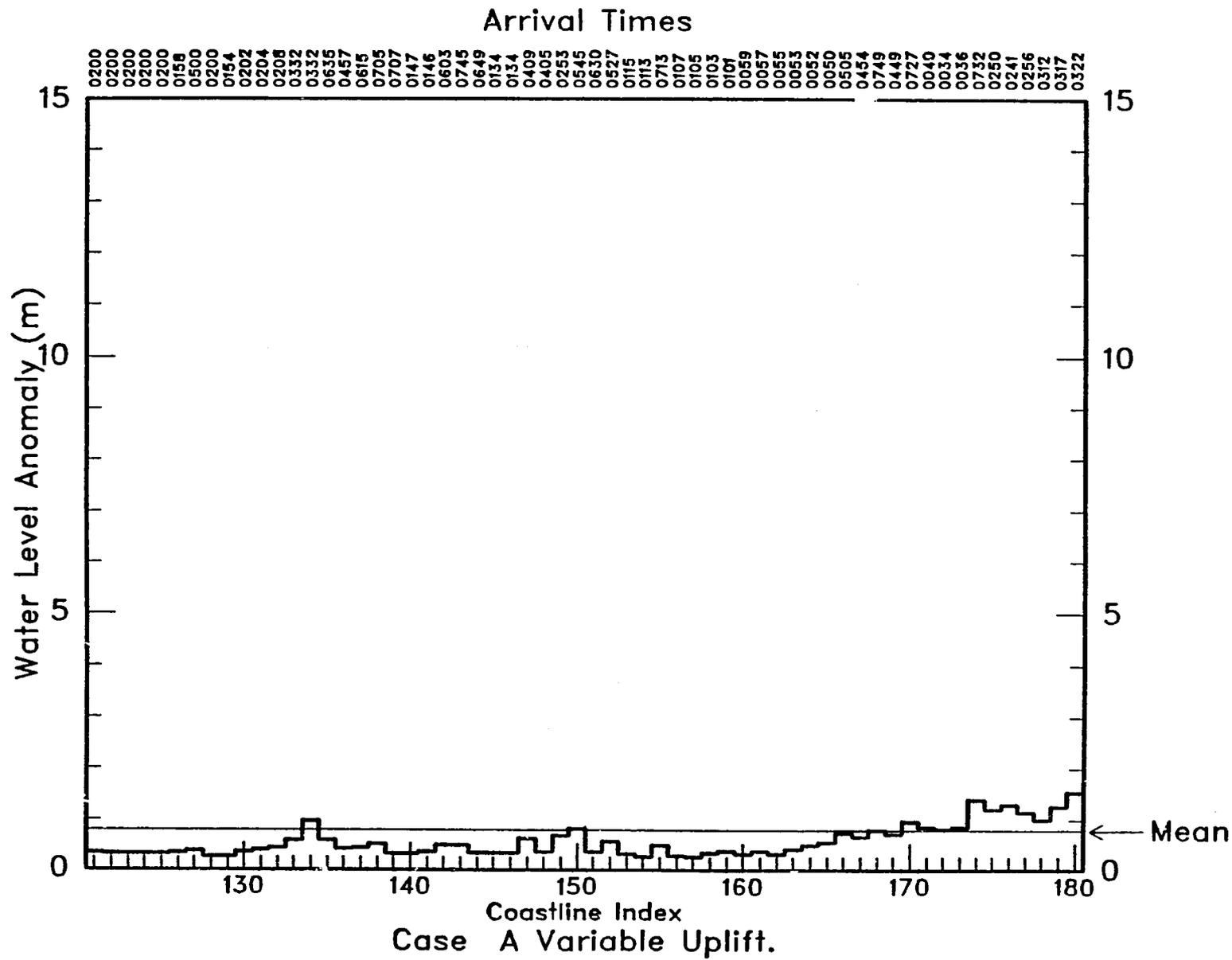


Figura 4.17 (d)

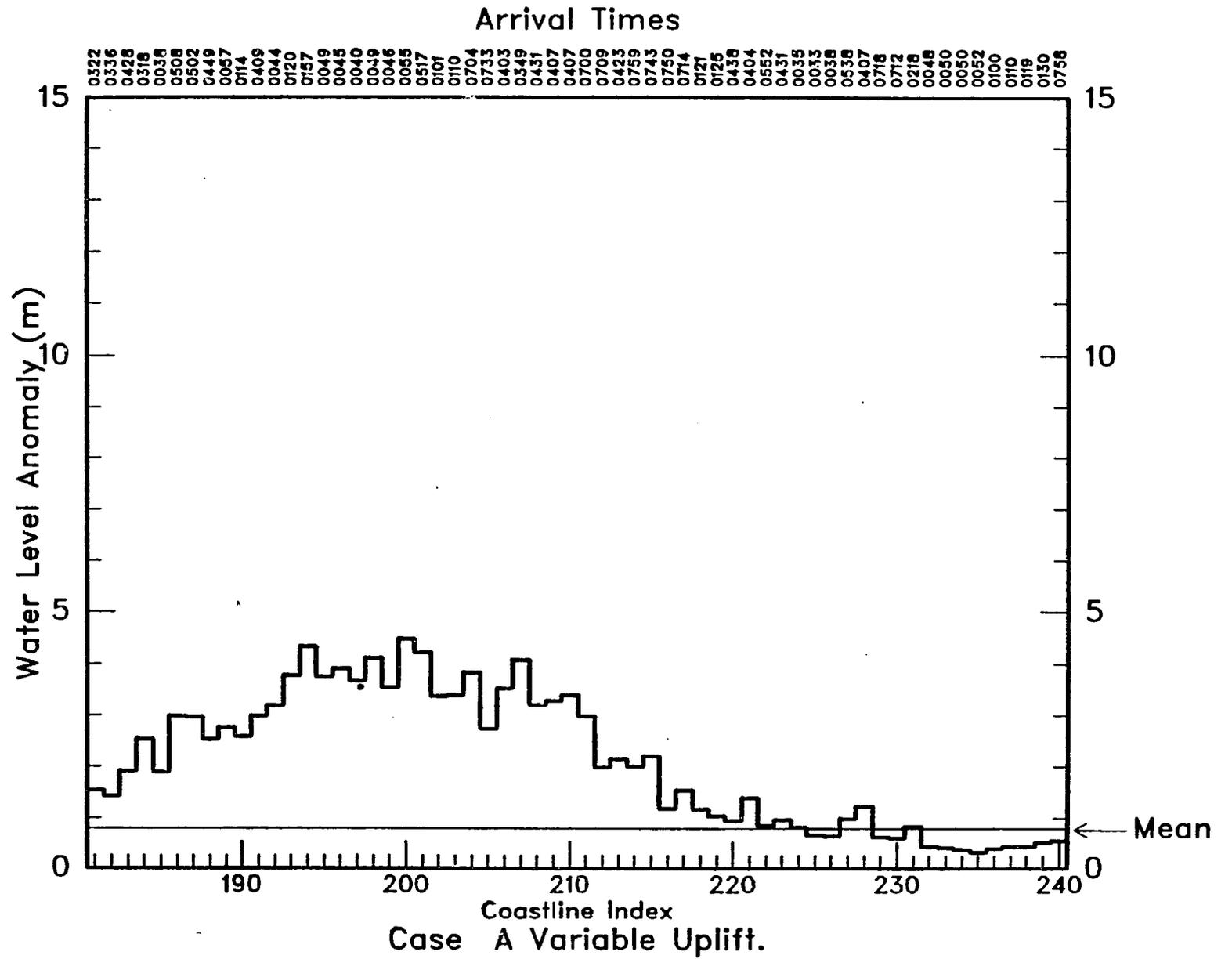


Figure 4.17 (e)

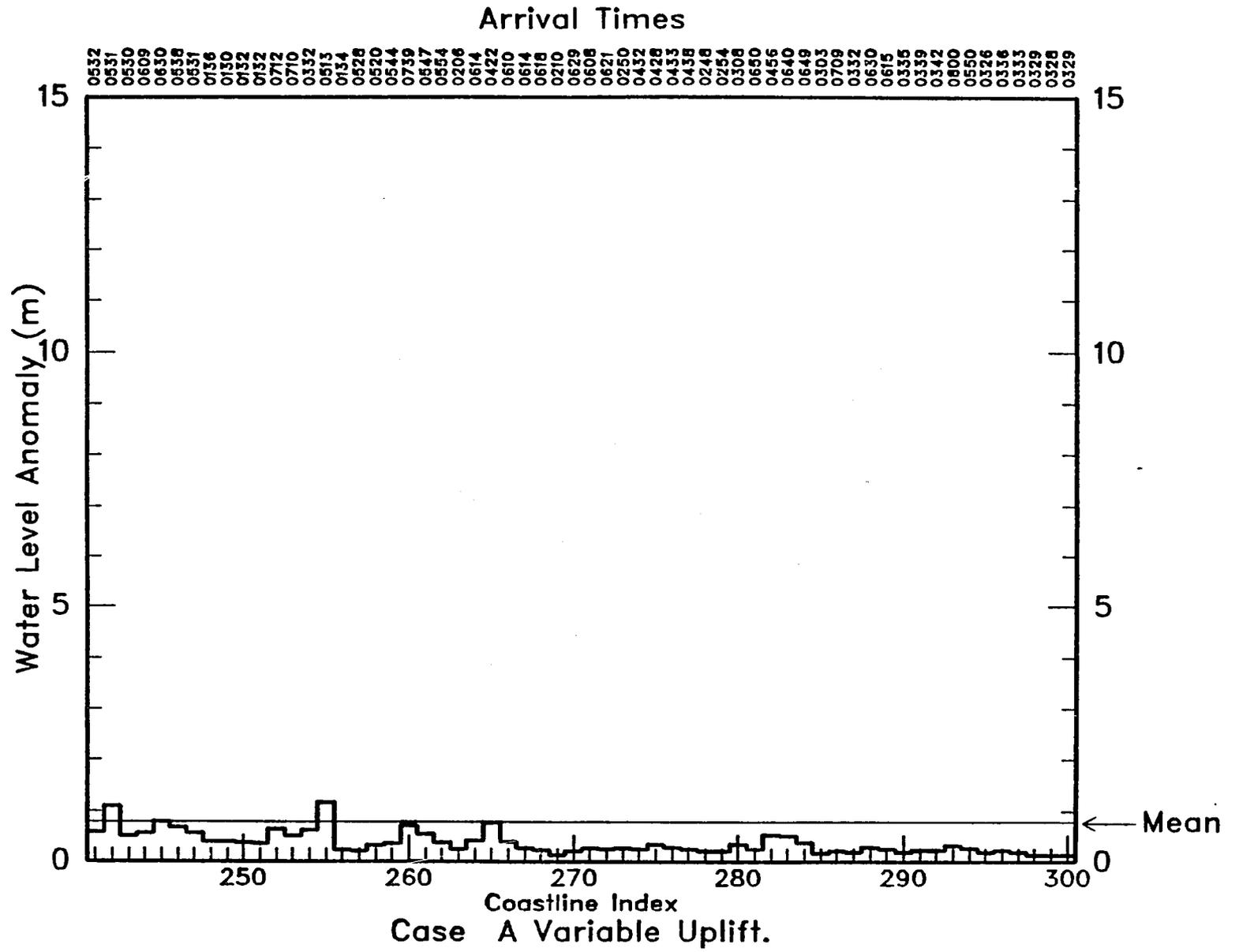


Figure 4.17 (f)

4.4 EVALUACION DEL RIESGO GENERAL

En las subsecciones previas hemos examinado los resultados de cada simulación de levantamiento individual por separado. Si bien es deseable alguna comparación entre los dos casos, en su mayor parte cada caso se evalúa conforme a sus propios méritos. El fin principal de estas subsecciones es ayudar al lector a interpretar los resultados del modelo y a adquirir una comprensión de la evolución de un tsunami bajo una serie específica de condiciones. Esta orientada primordialmente a la forma en que la altura de las olas (y la energía) se distribuye a lo largo de la costa.

El fin de la siguiente subsección sobre Evaluación del Riesgo (y subsecciones análogas en las cuatro secciones principales que siguen) consiste en examinar las similitudes y diferencias entre las simulaciones de dos tipos diferentes de levantamiento. Ocurre naturalmente alguna repetición de información de las exposiciones de los casos individuales, pero se hace hincapié en tratar los dos casos como facetas diferentes de un fenómeno: tsunamis que se originan en una zona de origen específica. El resultado es una evaluación de la amenaza para las zonas costeras sudamericanas como consecuencia de los sismos tsunamigénicos en otra zona de origen.

4.5 EVALUACION DEL RIESGO - ZONA A

La diferencia principal entre las dos simulaciones, por supuesto, es la altura de las olas calculadas. La elevación media del agua máxima a lo largo de la costa es solo de 0,8 m para el caso de levantamiento variable, pero ligeramente más de 2,0 m para el caso de levantamiento uniforme. El tsunami generado por el levantamiento uniforme es el que tiene más energía de los dos, y como tal presenta la mayor amenaza potencial.

Cuando miramos más allá de las elevaciones de las olas, encontramos que dos series de resultados son bastante similares. Por ejemplo, al comparar las cartas hidrográficas en el mismo lugar entre los casos vemos que las variaciones de tiempo en las olas en cada punto son casi idénticas. Por ejemplo, no solo los tiempos de la primera llegada concuerdan hasta unos cuantos minutos, sino que las llegadas posteriores también concuerdan.

Los patrones de la distribución de la altura de las olas también son bastante similares, aunque los tiempos de llegada para los distintos máximos varían hasta en varias horas. En ambos casos, la amenaza más grave presentada por las olas cae entre los puntos 165 y 235. Al norte y al sur aparecen máximos ocasionales menos extremos.

No podemos contestar la pregunta de cuál es el grado de amenaza de una altura de ola de 1 m o 5 m en altamar frente a una zona costera específica sin realizar un estudio adicional cuidadoso. Así, pues, toda referencia que hagamos a "amenazante" frente a "no amenazante" es puramente subjetiva. Tendemos a decidir que las olas con una altura de un metro o menos no presentan una amenaza grave, y que toda ola con más de 3 m de altura presenta una amenaza muy grande. Utilizando esta regla empírica aproximativa llegamos a la conclusión de que un número mucho mayor de lugares costeros están sujetos a una amenaza potencial como consecuencia del levantamiento uniforme que del levantamiento variable, pero que aproximadamente el mismo número de zonas costeras en la vecindad inmediata de la zona de origen está sujeto a una amenaza grave en cualquier caso.

Antes de dejar este caso, necesitamos tratar las diferencias entre las zonas de origen de levantamientos uniformes y variables. Es evidente que el levantamiento uniforme produce olas de mayor altura debido a que se imparte al océano más energía potencial (tomada como el cuadrado del desplazamiento de olas de superficie integrado sobre la zona de origen). Pero otra diferencia fundamental guarda relación con la composición energética de las olas. El levantamiento uniforme produce lo que es esencialmente un pulso de banda ancha (casi blanca), con una energía casi constante sobre una gama ancha de frecuencias. El levantamiento variable produce un espectro que es rico en energía a través de una banda más estrecha y desciende a cada lado de esta banda.

Cada cuerpo de agua, bien se trate de una cuenca oceánica, un cañón submarino o una plataforma continental, responde a ciertas frecuencias de ola más que a otras. Si una ola entrante tiene una energía significativa a una de estas frecuencias, la resonancia resultante actuará aumentando las amplitudes de ola; por el contrario, si la ola es pobre en energía a las frecuencias resonantes, habrá poca amplificación. Las olas procedentes del levantamiento uniforme son más susceptibles de contener energía a frecuencias resonantes ya que contienen gran cantidad de energía sobre una gama de frecuencias más ancha. Esto explica, al menos en parte, las diferencias ocasionalmente espectaculares entre los resultados costeros para las dos clases de levantamiento.

Sección 5
ZONA DE ORIGEN B

5.1 INTRODUCCION

La zona de origen B se extiende desde 16°S hasta 24°S . La zona tiene en conjunto unos 900 km de longitud y traspasa el giro en el continente cerca de 18°S . Debido a este giro, descomponemos la zona en dos zonas más pequeñas, una al norte y la otra al sur del giro en el continente. Se adopta una longitud de 300 km para cada una de las zonas. El área del propio giro continental no se utiliza como zona de origen por las razones anteriormente indicadas. La zona norte yace justamente al sur de la Cordillera Nazca. Los lugares de ambas zonas de origen se ilustran en la figura 5.1.

5.2 ZONA SEPTENTRIONAL - CASO DE LEVANTAMIENTO UNIFORME

En este caso, toda la zona septentrional ilustrada en la figura 5.1 des-
plaza 10 m verticalmente. Tal como mencionamos en la Sección 4, la zona real de
levantamiento utilizada en el modelo es casi rectangular.

5.2.1 Efectos inmediatos

Los contornos de las olas de superficie una hora después de ser genera-
das por este levantamiento se ilustran en la figura 5.2. Nuevamente, es evidente
que, una hora después de la generación, la dirección principal de propagación es
hacia el suroeste, hacia mar abierto en el Océano Pacífico. Sin embargo, cabe ad-
vertir las grandes concentraciones de energía de ola a lo largo de la costa de
Chile entre los 18°S y los 22°S . Supuestamente, esto es el resultado de la con-
centración topográfica producida por el gran giro en el continente.

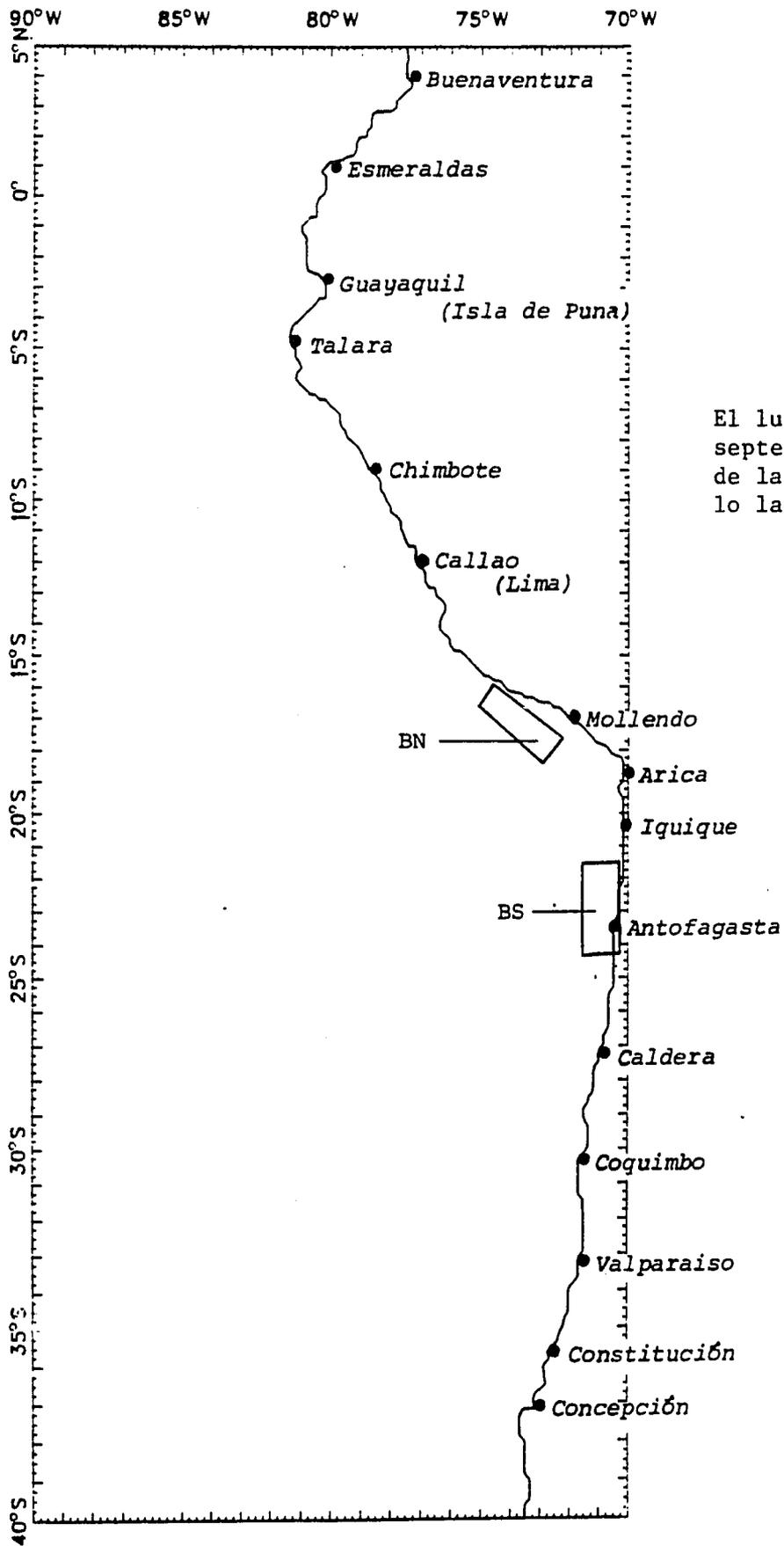


Figura 5.1

El lugar de las porciones septentrional y meridional de la zona de origen B a lo largo de la costa.

5.2.2 Efectos de mayor duración

Los dos puntos de vigilancia costera que registraron los niveles más elevados de actividad de olas fueron los establecidos cerca de Arica y Lima. Arica yace al sur de la zona, pero cerca del giro continental. La serie cronológica en este punto (figura 5.3) presenta un levantamiento inicial de casi 5 m a medida que pasa el borde delantero de la ola. Detrás de este levantamiento inicial viene una sucesión larga y bastante regular de marejadas extremas que parecen indicar que queda atrapada en la zona una buena cantidad de energía de las olas.

La serie cronológica cerca de Lima (figura 5.4) también presenta otro levantamiento inicial algo menor. En las varias horas siguientes la actividad de olas es algo reducida hasta que llega una marejada importante aproximadamente a las 5,5 horas. Estos dos eventos indican que la mayor parte de la energía de ola inicial se desplaza a lo largo de la plataforma continental hacia el norte más allá de Lima. La marejada posterior pudiera deberse a una acción de bombeo en la zona del giro en el continente, donde sí persiste la energía de las olas.

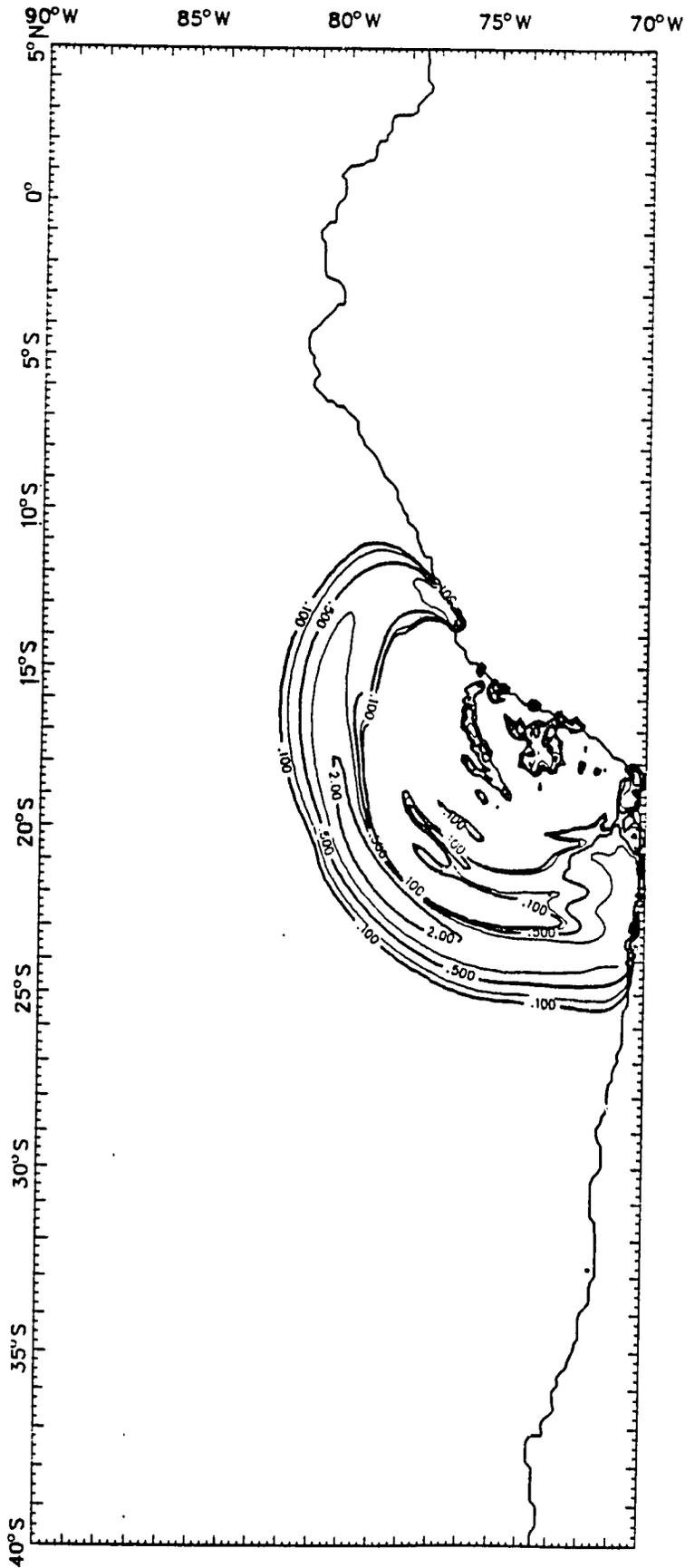
Las olas al sur de Arica son más bajas y más regulares. El récord en Antofagasta (figura 5.5) aumenta en altura inicialmente pero desciende rápidamente. Las olas cerca de Valparaíso (figura 5.6) también son regulares, pero tienen una altura mucho mayor. Esto puede deberse a la aproximación de las olas de altamar que se describe en la Sección 4.

Al norte de la zona de origen, la actividad de las olas desciende con bastante rapidez. El récord cerca de la Isla de Puna (figura 5.7) presenta una serie de olas largas y bajas, mientras que el récord cerca de Buenaventura (figura 5.8) presenta solamente una perturbación muy ligera.

5.2.3 Elevaciones máximas

Los trazados de elevación máxima para este caso indican que la elevación media está ligeramente por encima de los 3 m. Así, pues, cualquier concentración de altura de las olas cerca o por encima del nivel medio habría de ser considerada como una amenaza grave. En este caso, la actividad de olas más intensa ocurre cerca de la zona de origen. La región que se extiende desde la vecindad de Arica hasta el punto 170, al sur de Lima, está marcada por alturas de ola extremas, con unos cuantos valores máximos inferiores a los 5 m. Pero las elevaciones de ola en la media o por encima de la media ocurren a una larga distancia al norte y al sur de la zona de origen. El último de estos puntos al norte está próximo a Talara, Perú, mientras que ocurren hasta el sur más allá de Concepción, Chile. Solo en la costa al norte de Talara podemos decir que las energías de las olas sean uniformemente bajas.

Los máximos al sur del punto 40 son sorprendentemente elevados. Esto quizás se deba tanto a los efectos locales de refracción como a la propagación de las olas a través de aguas profundas en vez de a lo largo de la costa.



Case BN Uniform Uplift.
Wave Crests at 1 Hour

Figura 5.2

Elevación de la superficie (positiva solamente) una hora después de un levantamiento uniforme en la porción septentrional de la zona de origen B. Los contornos corresponden a 0,1, 0,2, 0,5, 1,0 y 2,0 m.

5-6

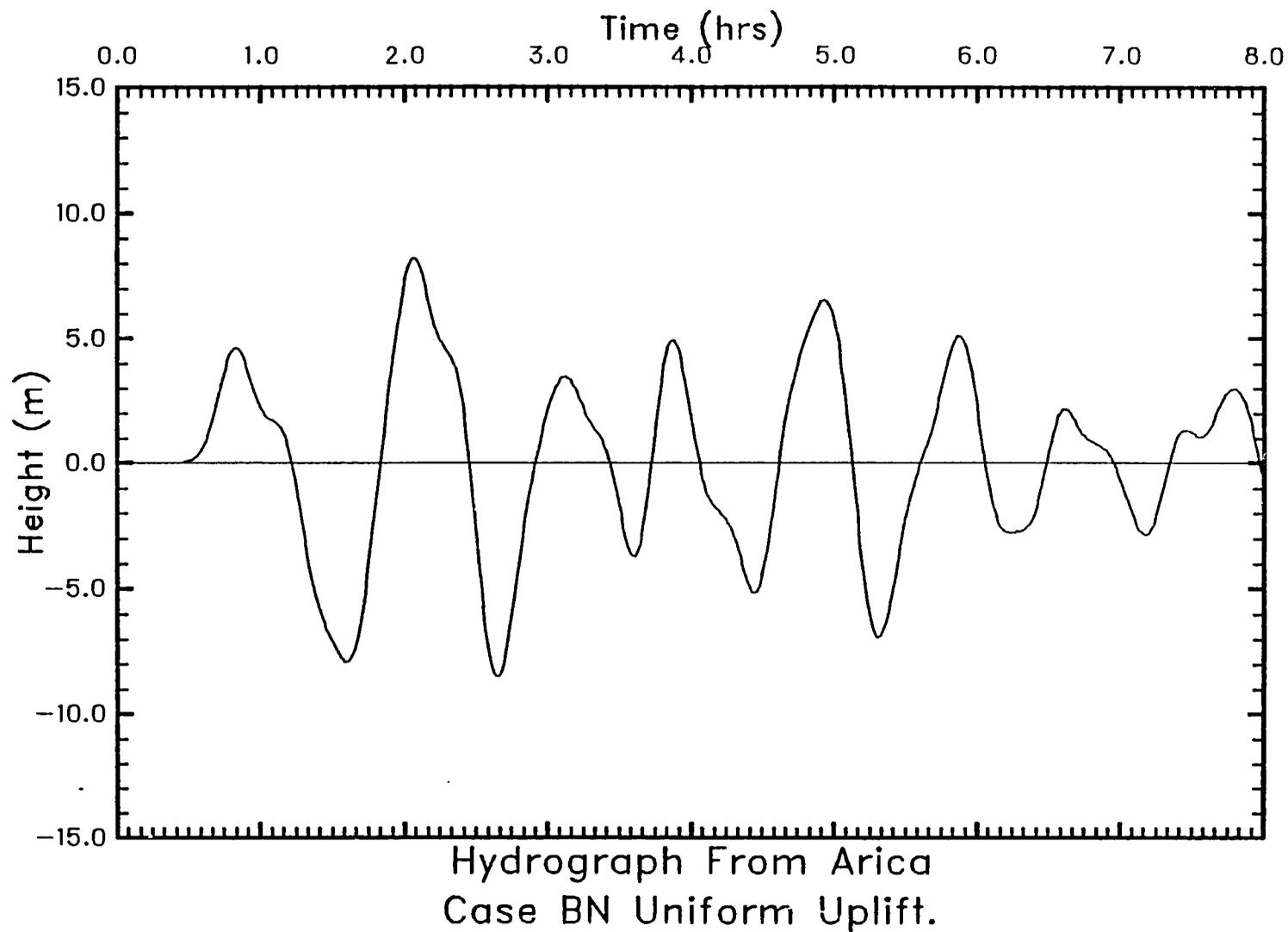


Figura 5.3: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Arica, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme en la porción septentrional de la Zona B.

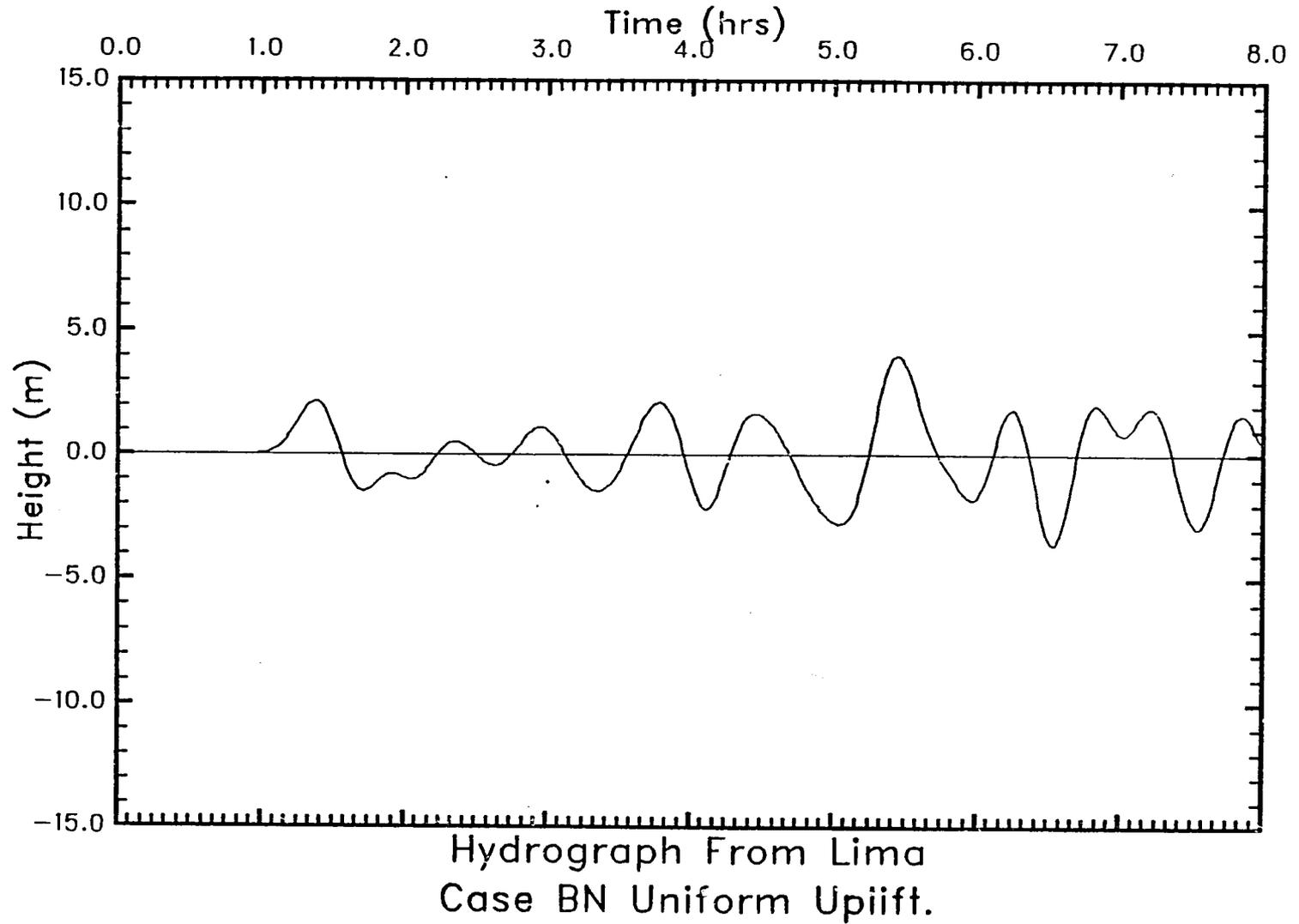


Figura 5.4: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Lima, Perú. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme en la porción septentrional de la Zona B.

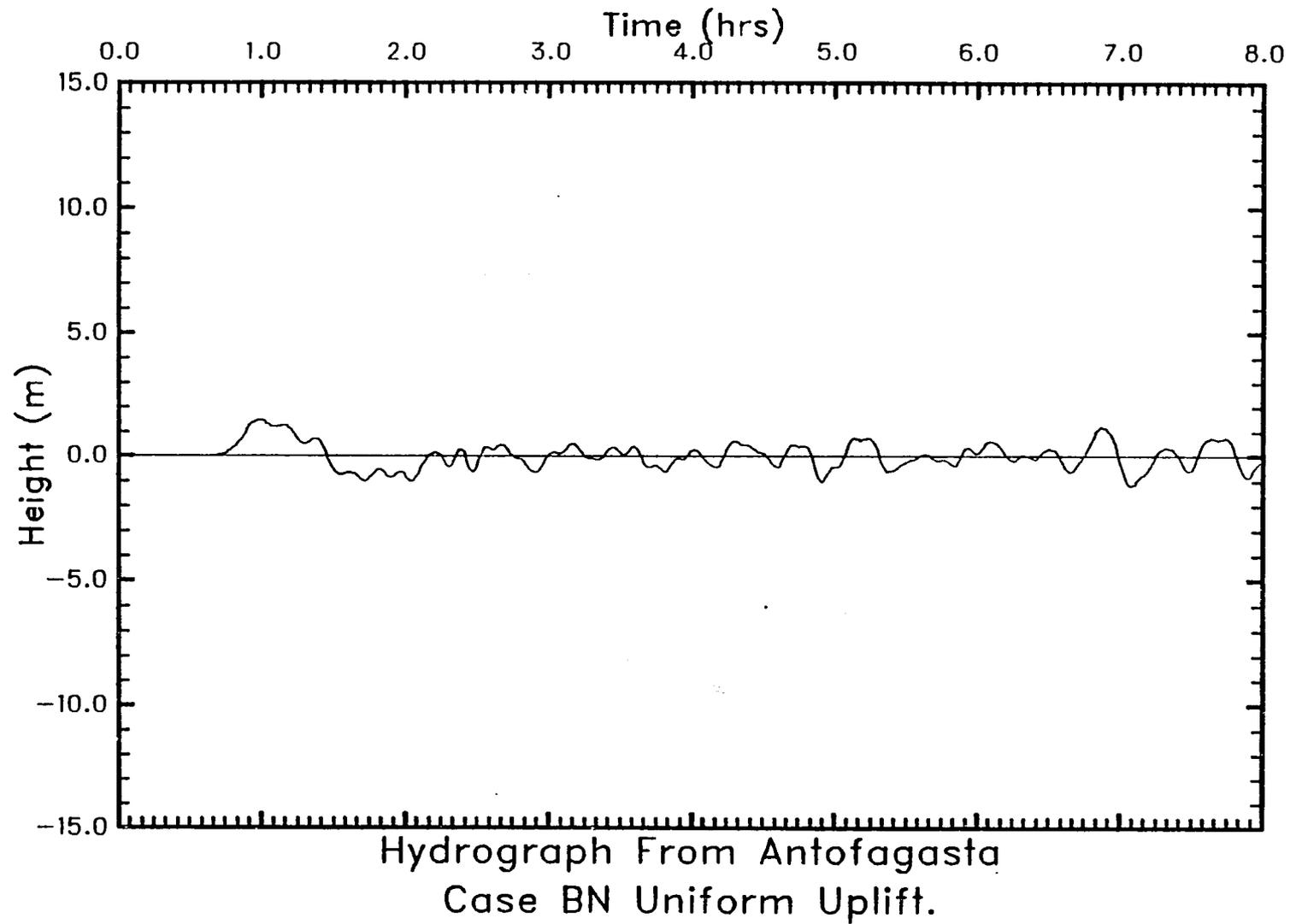
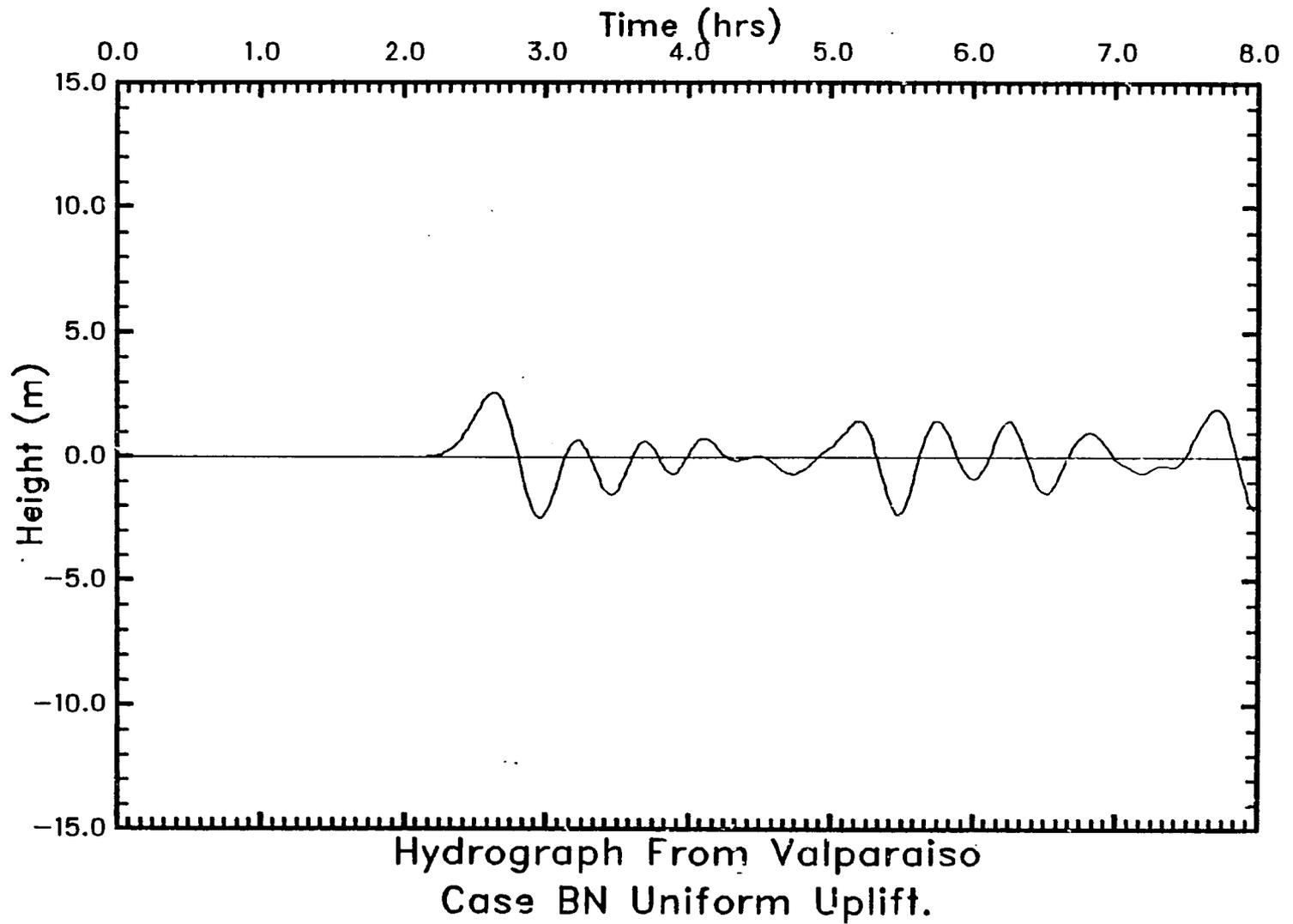


Figura 5.5: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Antofagasta, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme en la porción septentrional de la Zona B.



5-9

Figura 5.6: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Valparaíso, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme en la porción septentrional de la Zona B.

5-10

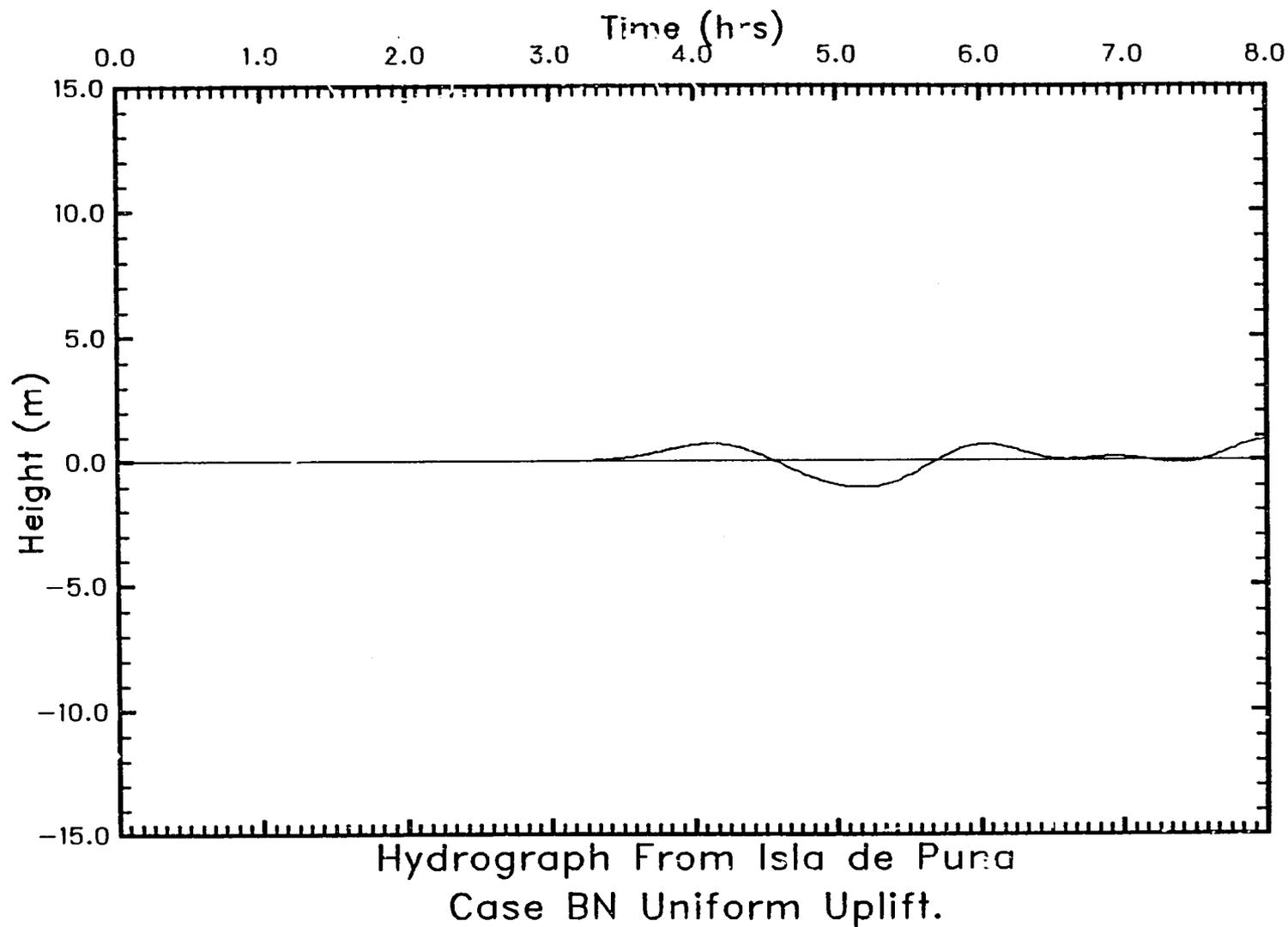


Figura 5.7: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Isla de Puna, Colombia. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme en la porción septentrional de la Zona B.

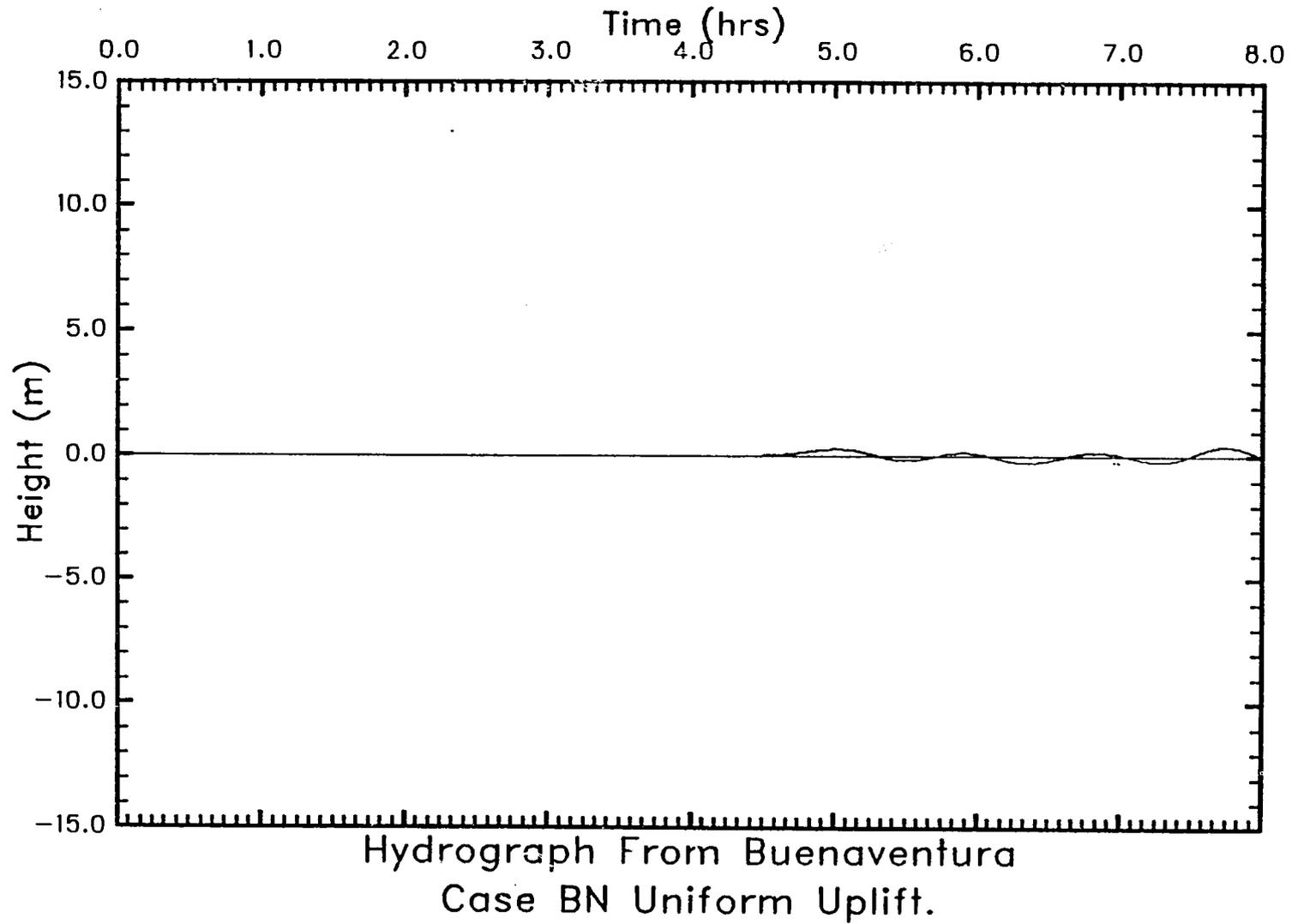


Figura 5.8: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Buenaventura, Ecuador. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme en la porción septentrional de la Zona B.

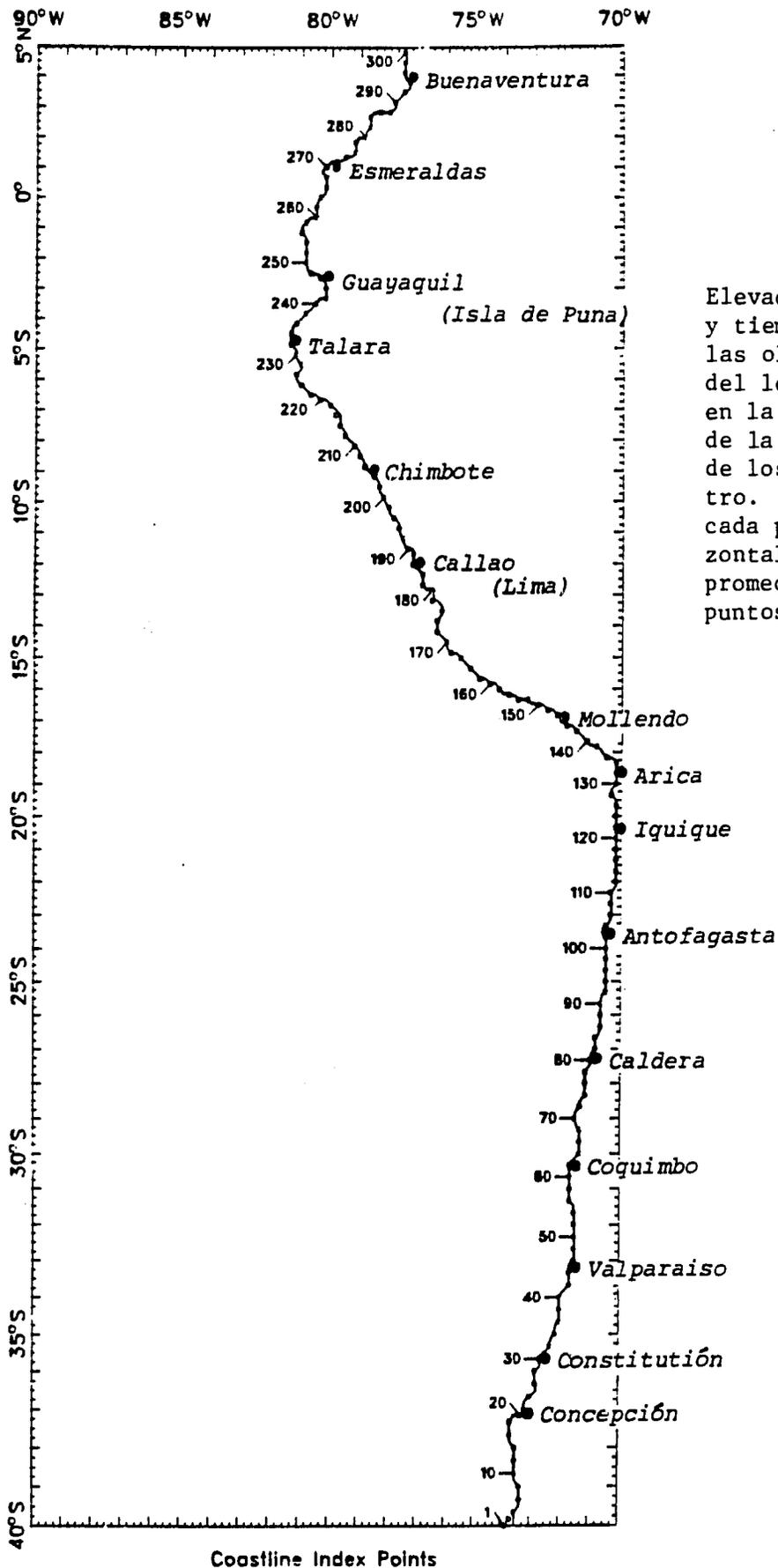


Figura 5.9

Elevaciones de ola máximas y tiempos de llegadas de las olas como consecuencia del levantamiento uniforme en la porción septentrional de la Zona B. (a) Lugares de los 300 puntos de registro. (b-f) Clas máximas en cada punto. La línea horizontal representa el valor promedio de todos los 300 puntos.

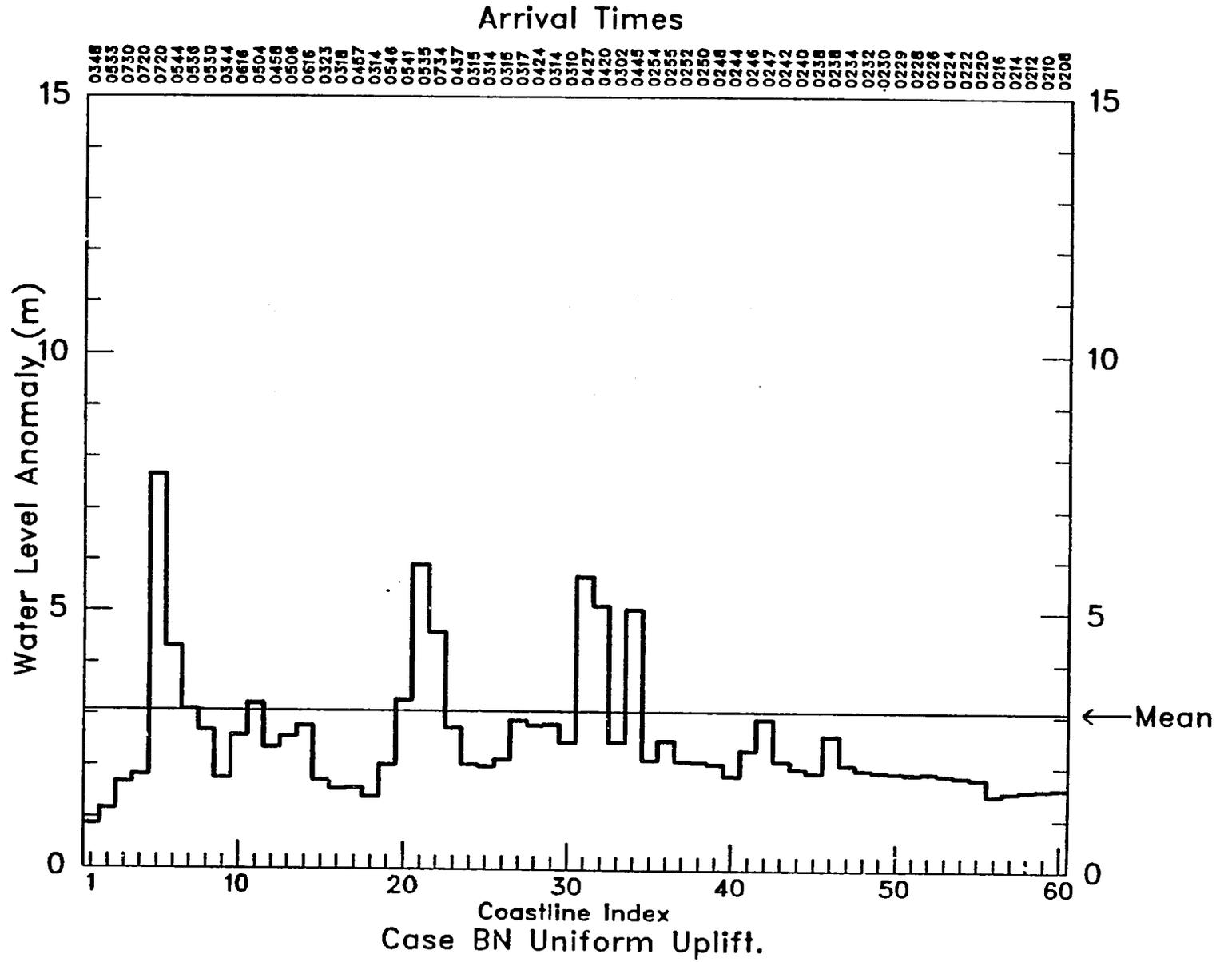


Figura 5.9 (b)

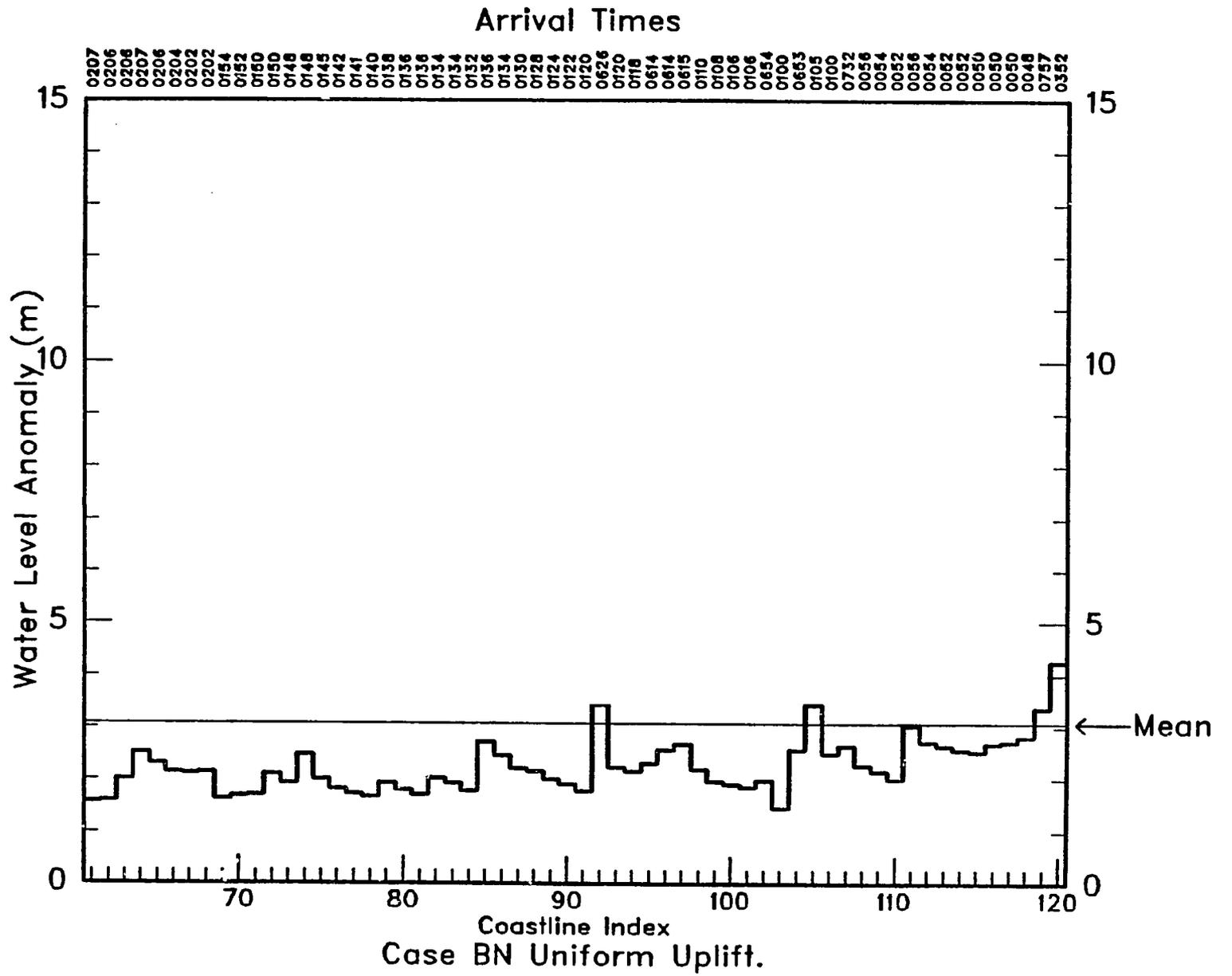


Figura 5.9 (c)

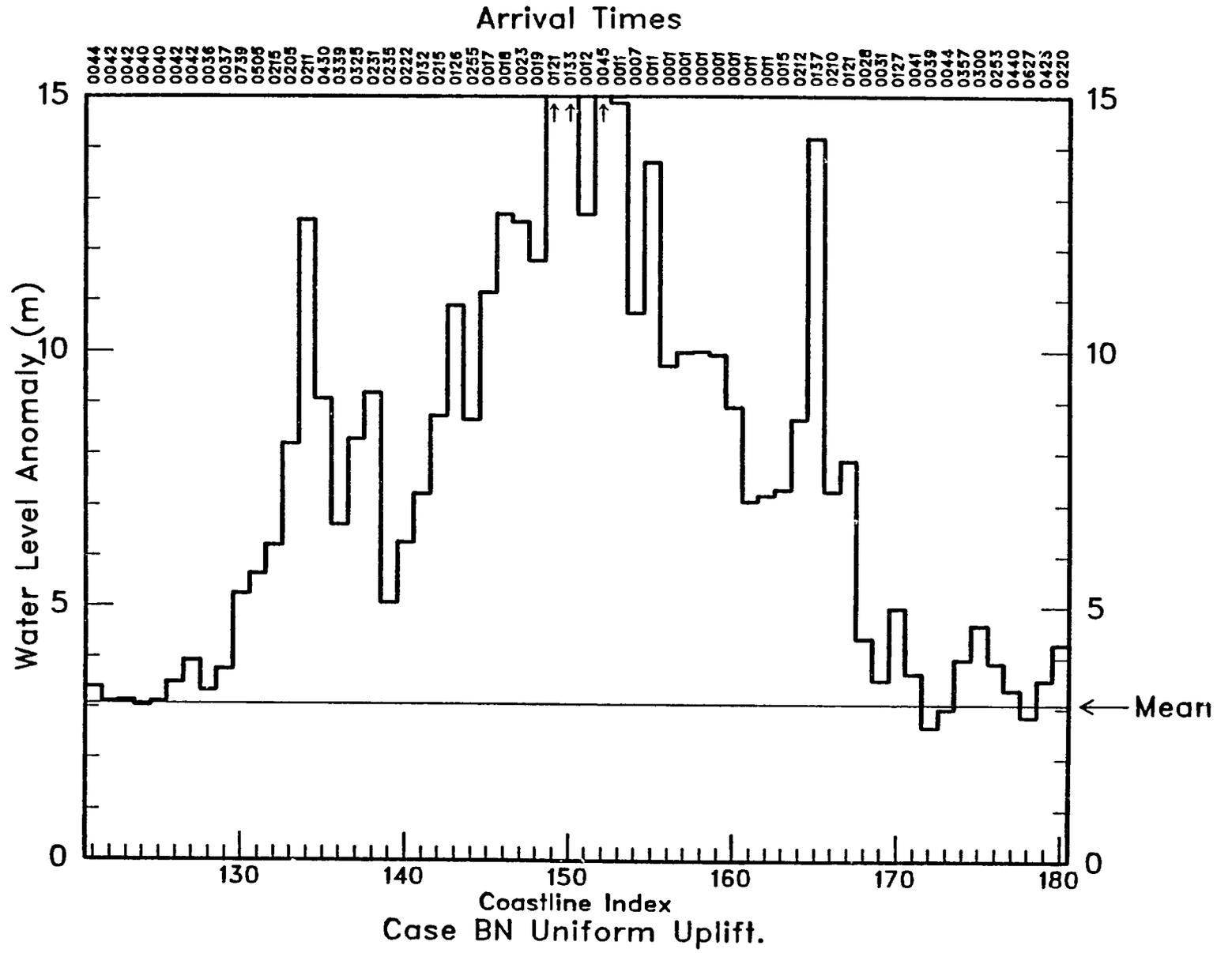


Figure 5.9 (d)

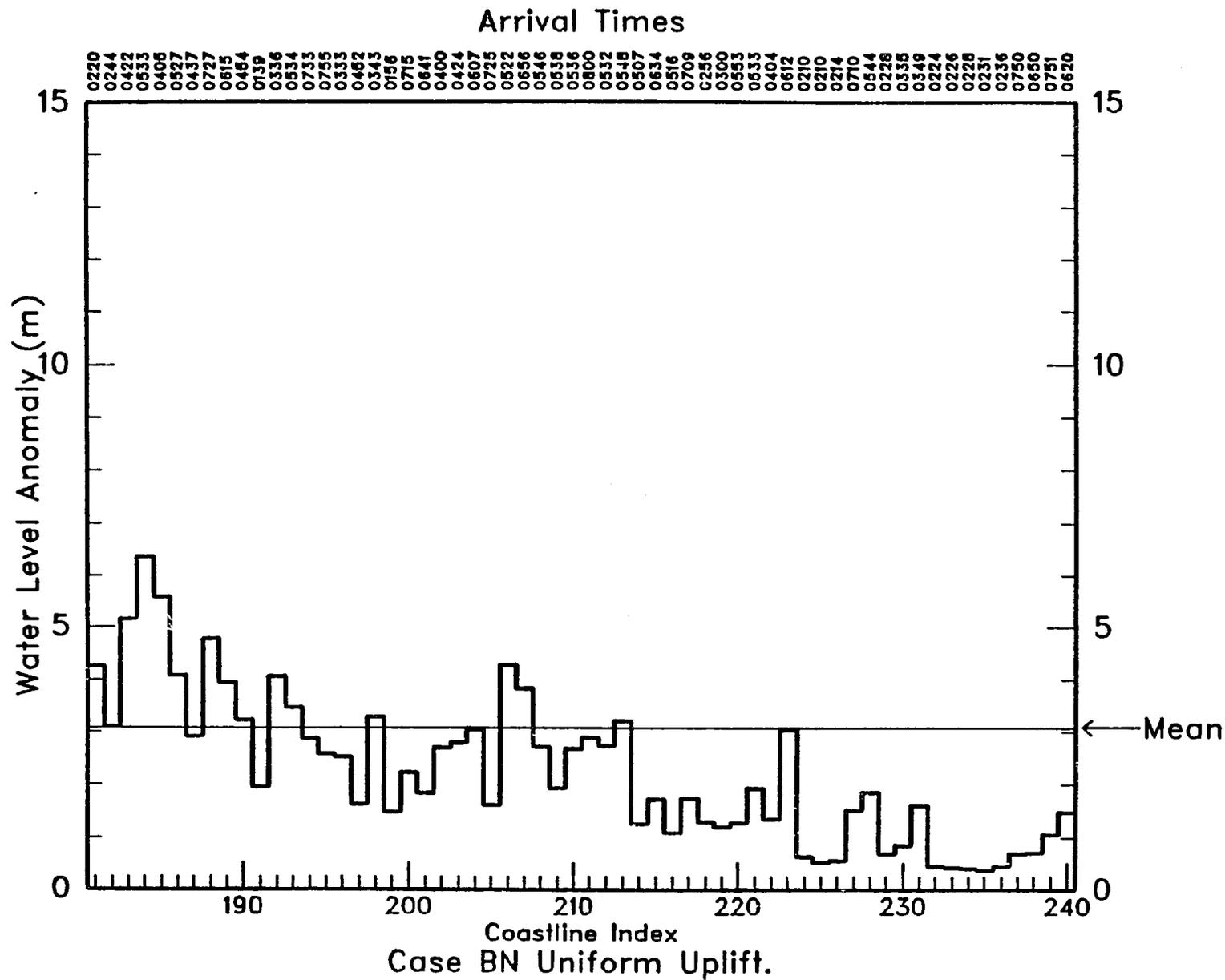


Figura 5.9 (e)

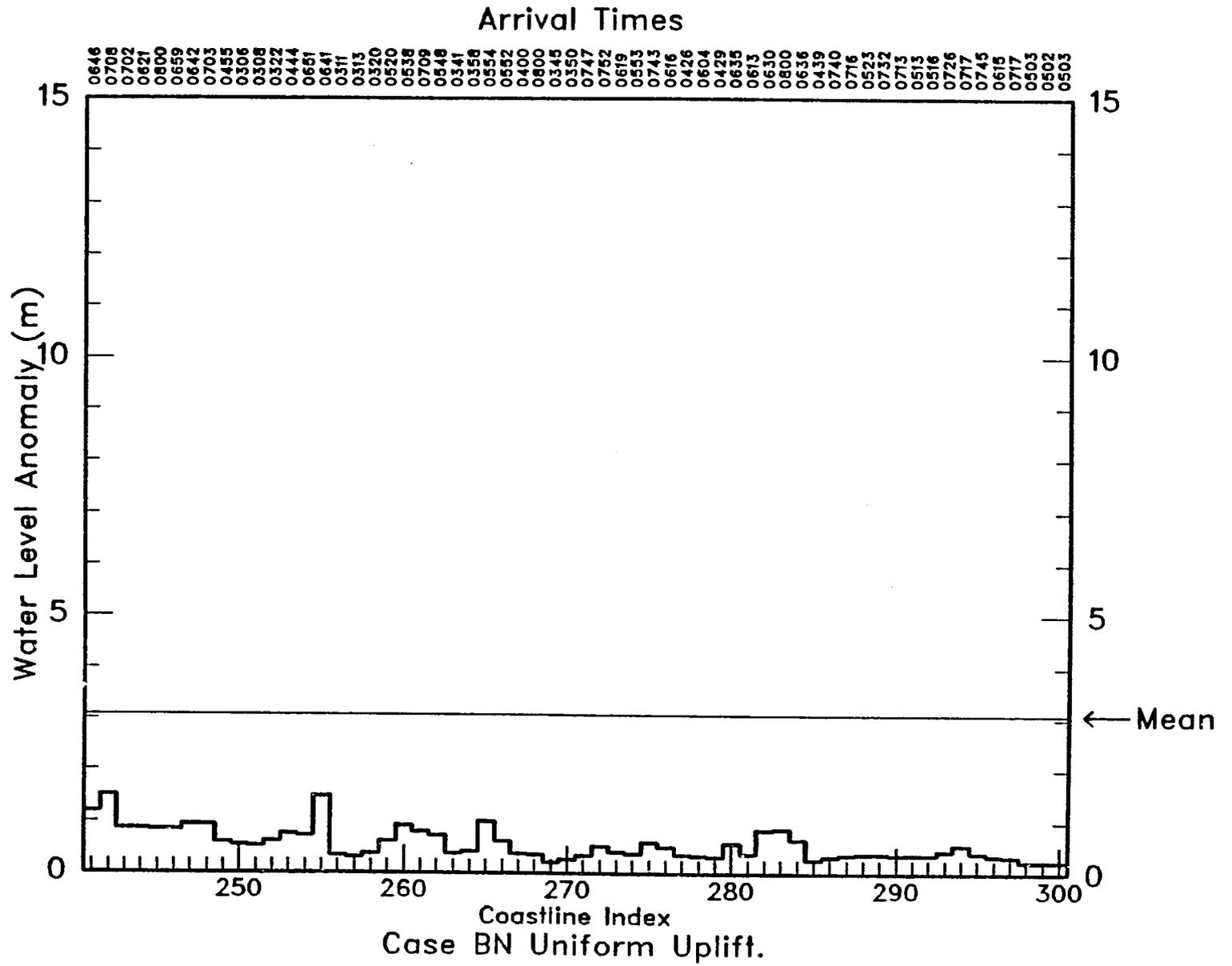


Figura 5.9 (F)

5.3 ZONA SEPTENTRIONAL - CASO DE LEVANTAMIENTO VARIABLE

El patrón de levantamiento en este caso llena la zona septentrional ilustrada en la figura 5.1. Se toma un desplazamiento máximo de 10 m.

5.3.1 Efectos inmediatos

Los contornos de elevación de las olas después de una hora se ilustran en la figura 5.10. Al igual que en el caso de levantamiento uniforme, el cuerpo principal de las olas se mueve hacia el mar, en dirección suroeste. También se observan varias crestas secundarias fuertes. Algunas de ellas se deben a las reflexiones de la línea costera a medida que el núcleo inicial se divide en dos componentes: la ola hacia el mar y la ola hacia la costa. Esta última llega a la costa y es reflejada de retorno al mar en un determinado momento después de que la cresta inicial ha salido de la zona de origen.

Parte de esta actividad de olas posteriores también es el resultado de reflexiones de la costa en la vecindad del giro en el continente. Una gran parte del patrón de las olas entre los 20°S y los 22°S se debe, sin duda, a este hecho.

Adviértase que las elevaciones de las olas están concentradas en varios lugares a lo largo de la costa, y no exclusivamente en la zona de origen.

5.3.2 Efectos de mayor duración

Las olas llegan inicialmente a Arica (Figura 5.11). Aquí son bastante elevadas (tienen crestas que se aproximan a los 5 m) y persisten durante un largo espacio de tiempo. Nuevamente, esto nos lleva a creer que la energía de las olas está atrapada en la vecindad del giro en la costa.

Las olas que llegan a Lima (figura 5.12) son algo más largas y bastante más bajas. Pero también persisten durante toda la simulación.

Antofagasta recibe olas bajas, de frecuencia bastante elevada que también persisten (figura 5.13); nuevamente, las olas más al sur de Valparaíso tienen elevaciones mayores y períodos más largos (figura 5.14). Las olas al norte de la zona de origen en la Isla de Puna (figura 5.15) y Buenaventura (figura 5.16) son muy largas y bajas.

5.3.3 Elevaciones máximas

Este patrón de levantamiento envía energías de ola a niveles bastante elevados a todo lo largo de la costa, salvo a la porción que cae al norte de Talara (véase la figura 5.17a-f). Las amplitudes de olas extremas están casi todas agrupadas cerca de la zona de origen, entre los puntos 130 y 170. Pero un número mayor de lugares fuera de esta gama reciben elevaciones de ola en o por encima del nivel medio general de 2,0 m (y en algunos lugares al sur, muy por encima). Las olas en o cerca de ese nivel pudieran presentar una grave amenaza para las zonas costeras bajas y habrían de ser consideradas como un riesgo potencial.

Este movimiento de la zona de origen produce un tsunami muy energético que tiene al menos el potencial para poner en peligro zonas localizadas a lo largo de casi toda la costa, aunque el peligro mayor está cerca a la zona de origen.

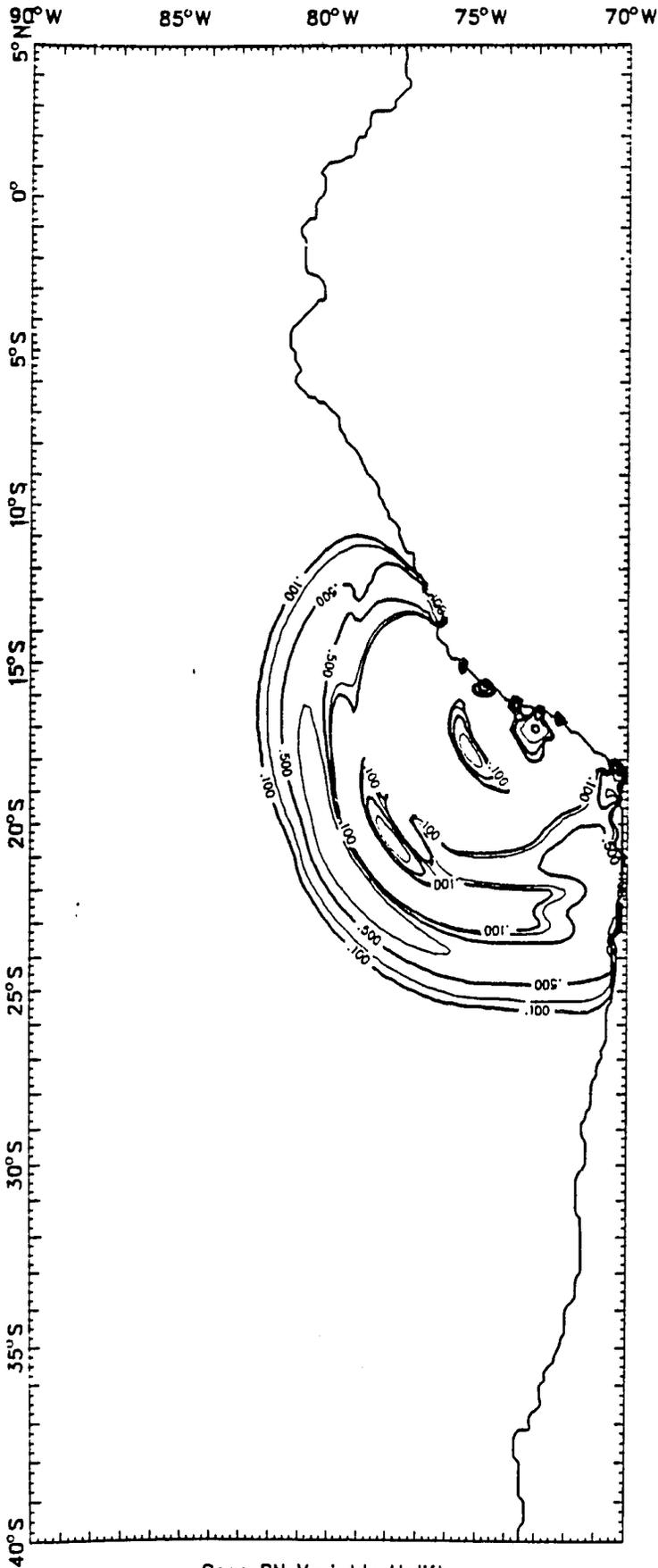


Figura 5.10

Elevación de la superficie (positiva solamente) una hora después de un levantamiento variable en la porción septentrional de la Zona B. Los contornos corresponden a 0,1, 0,2, 0,5, 1,0 y 2,0 m.

Case BN Variable Uplift.
Wave Crests at 1 Hour

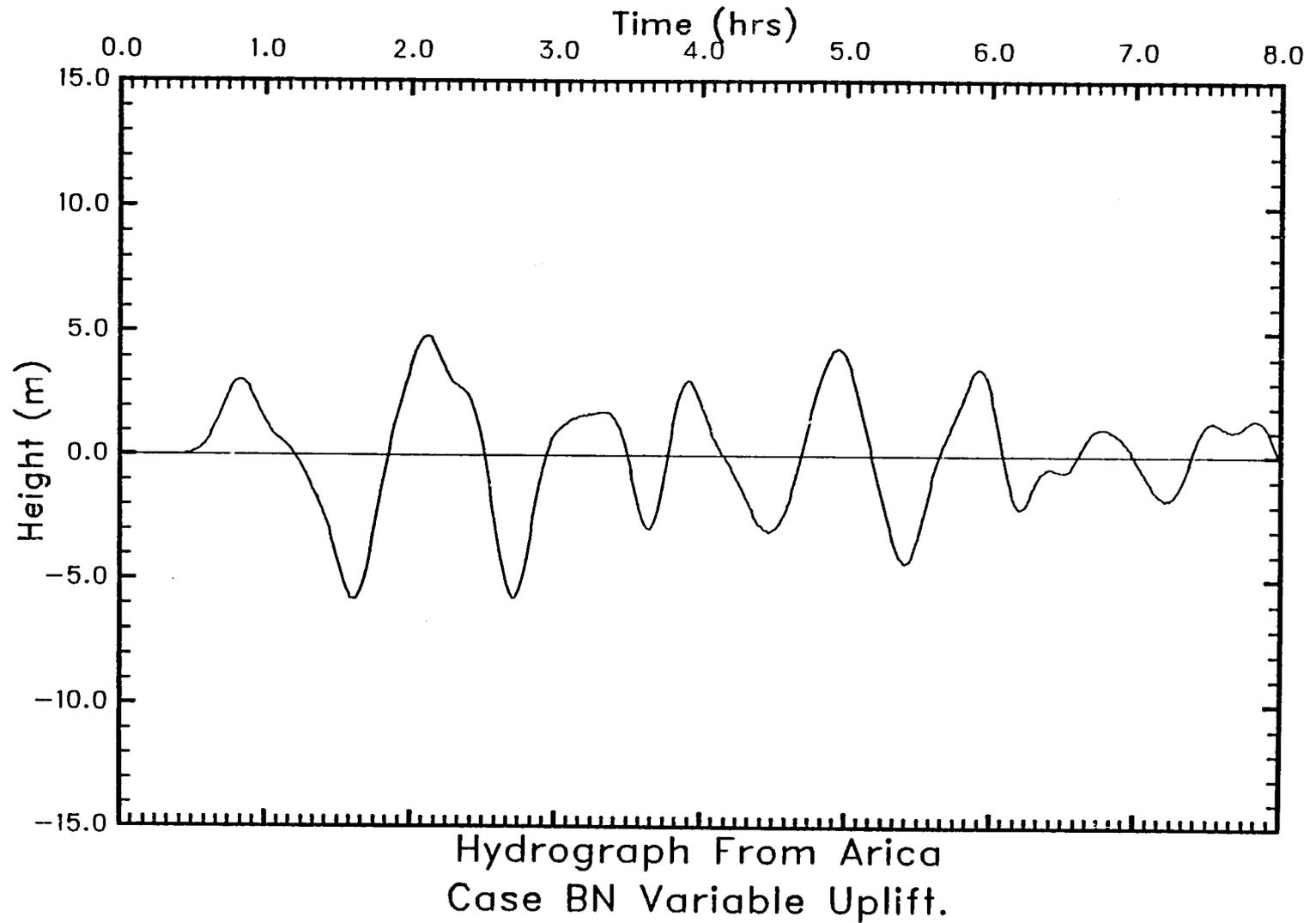


Figura 5.11: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Arica, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable en la porción septentrional de la Zona B.

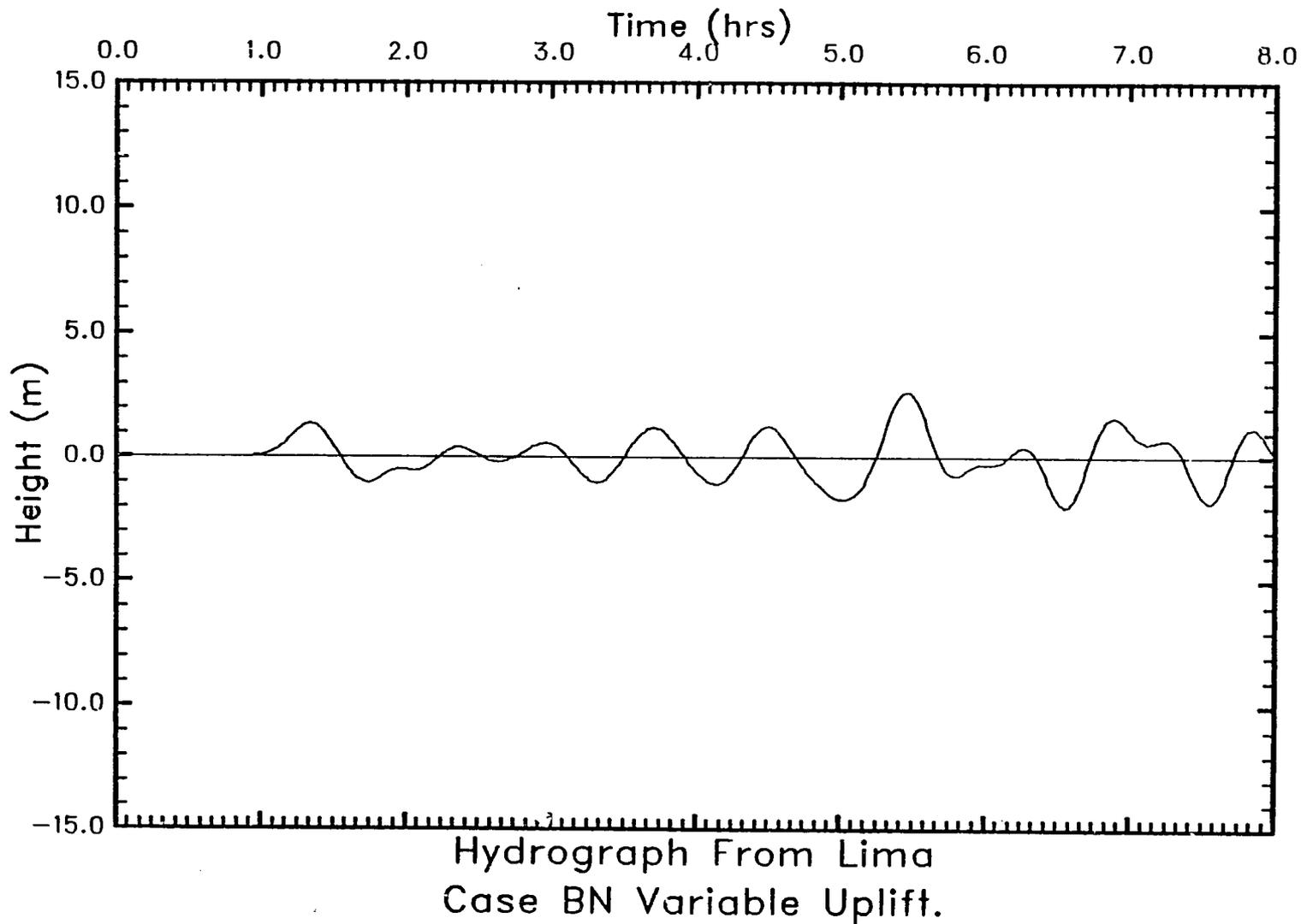


Figura 5.12: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Lima, Perú. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable en la porción septentrional de la Zona B.

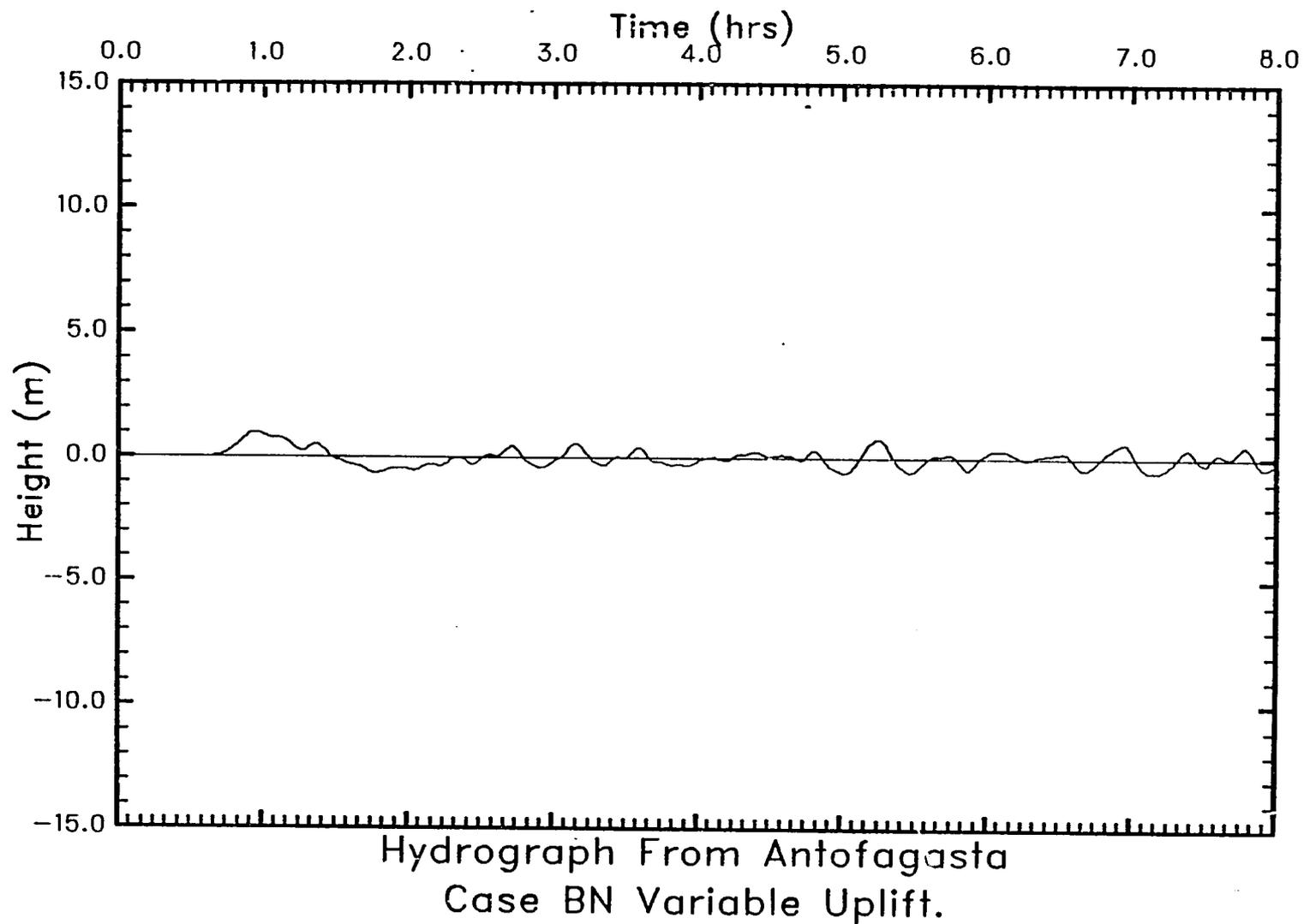


Figura 5.13: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Antofagasta, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable en la porción septentrional de la Zona B.

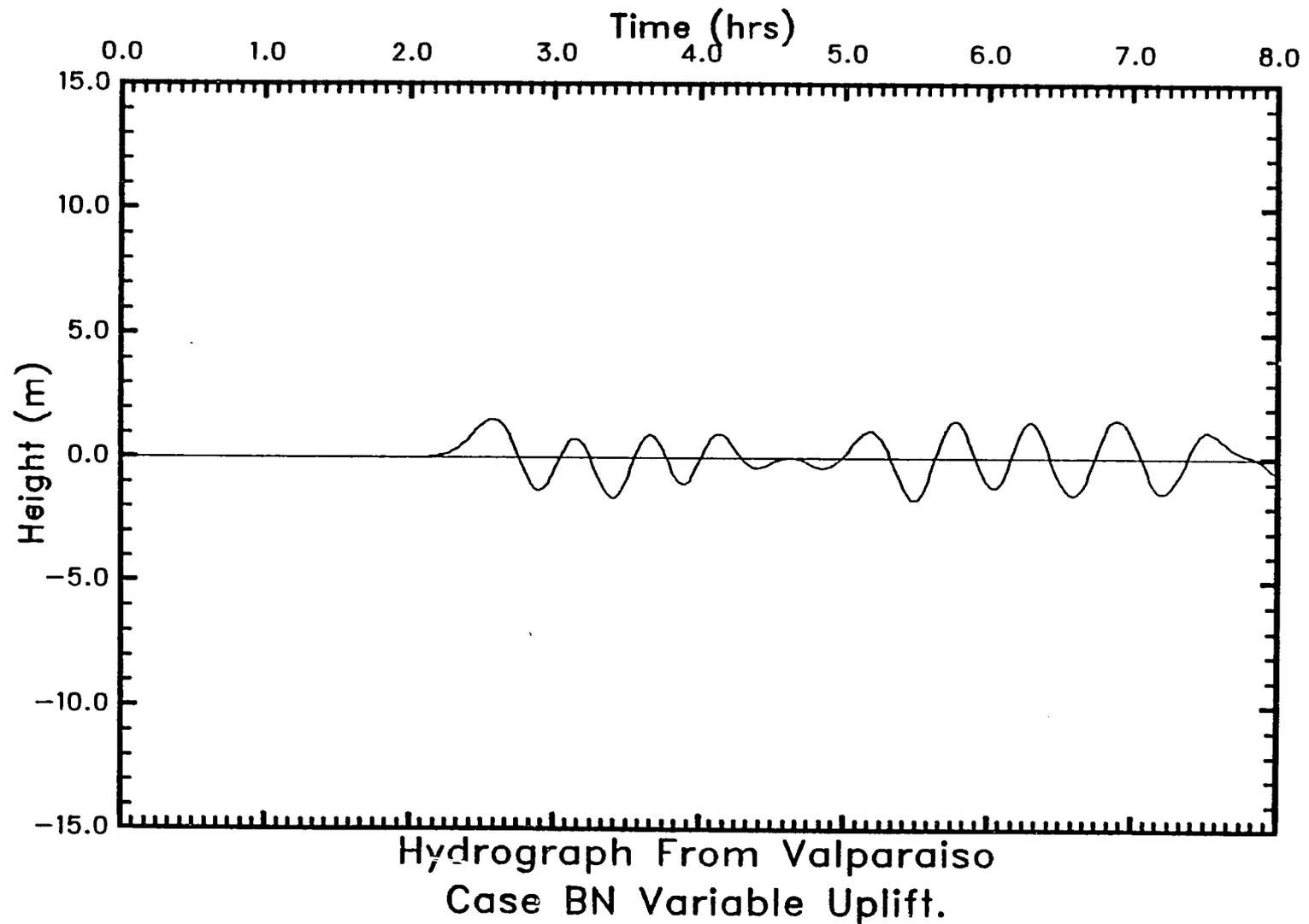


Figura 5.14: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Valparaíso, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable en la porción septentrional de la Zona B.

5-25

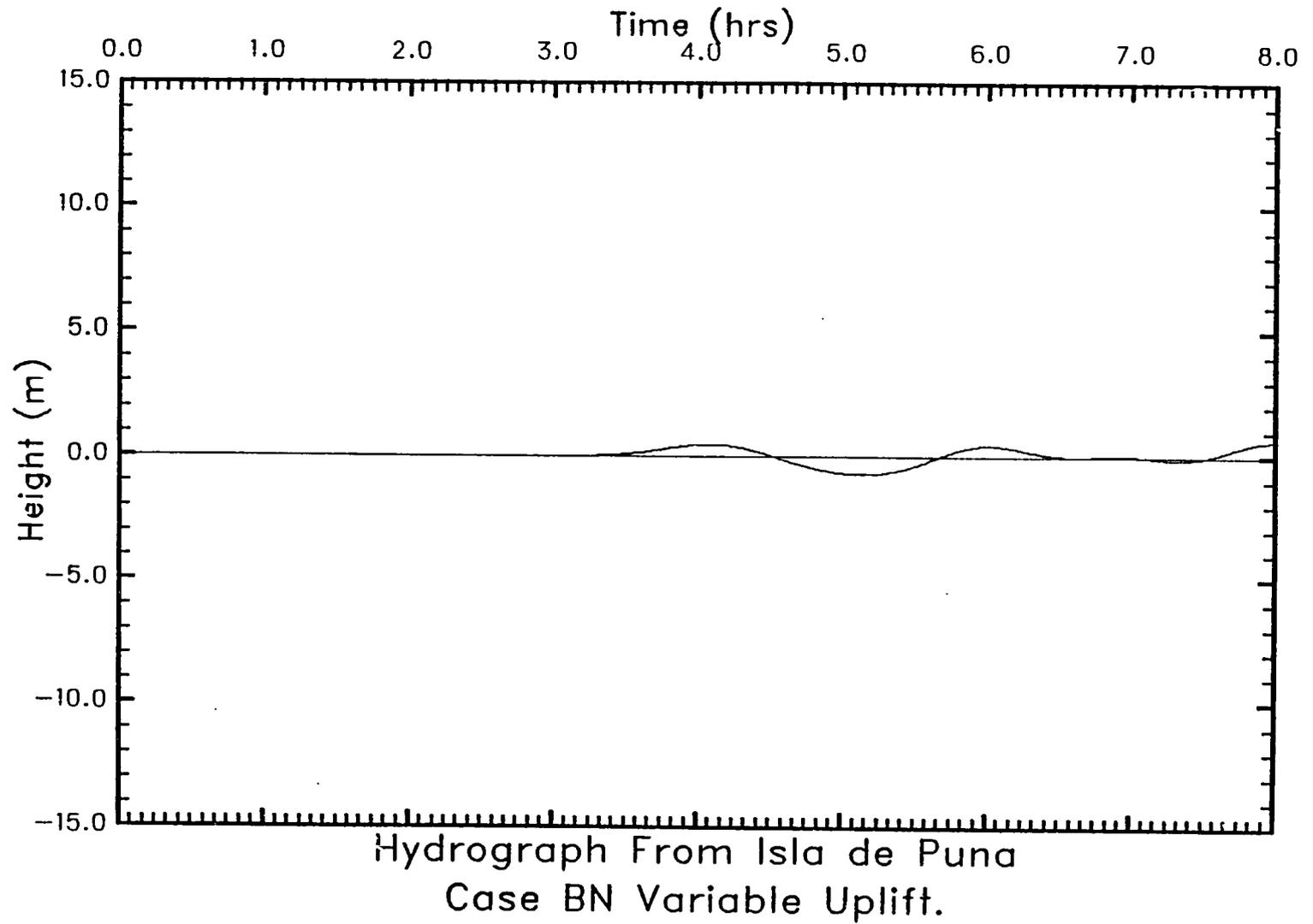


Figura 5.15: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de la Isla de Puna, Colombia. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable en la porción septentrional de la Zona B.

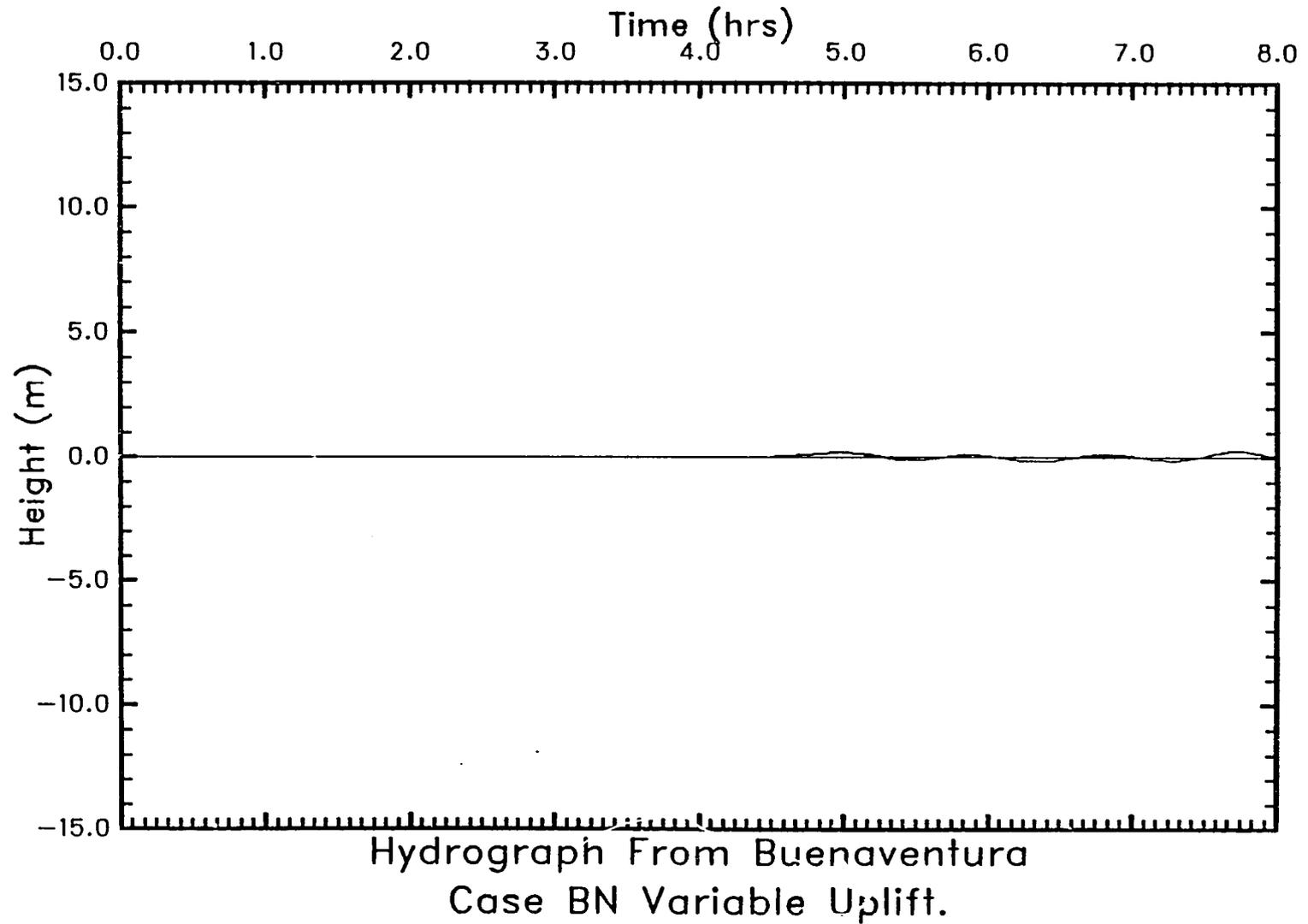


Figura 5.16: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Buenaventura, Ecuador. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable en la porción septentrional de la Zona B.

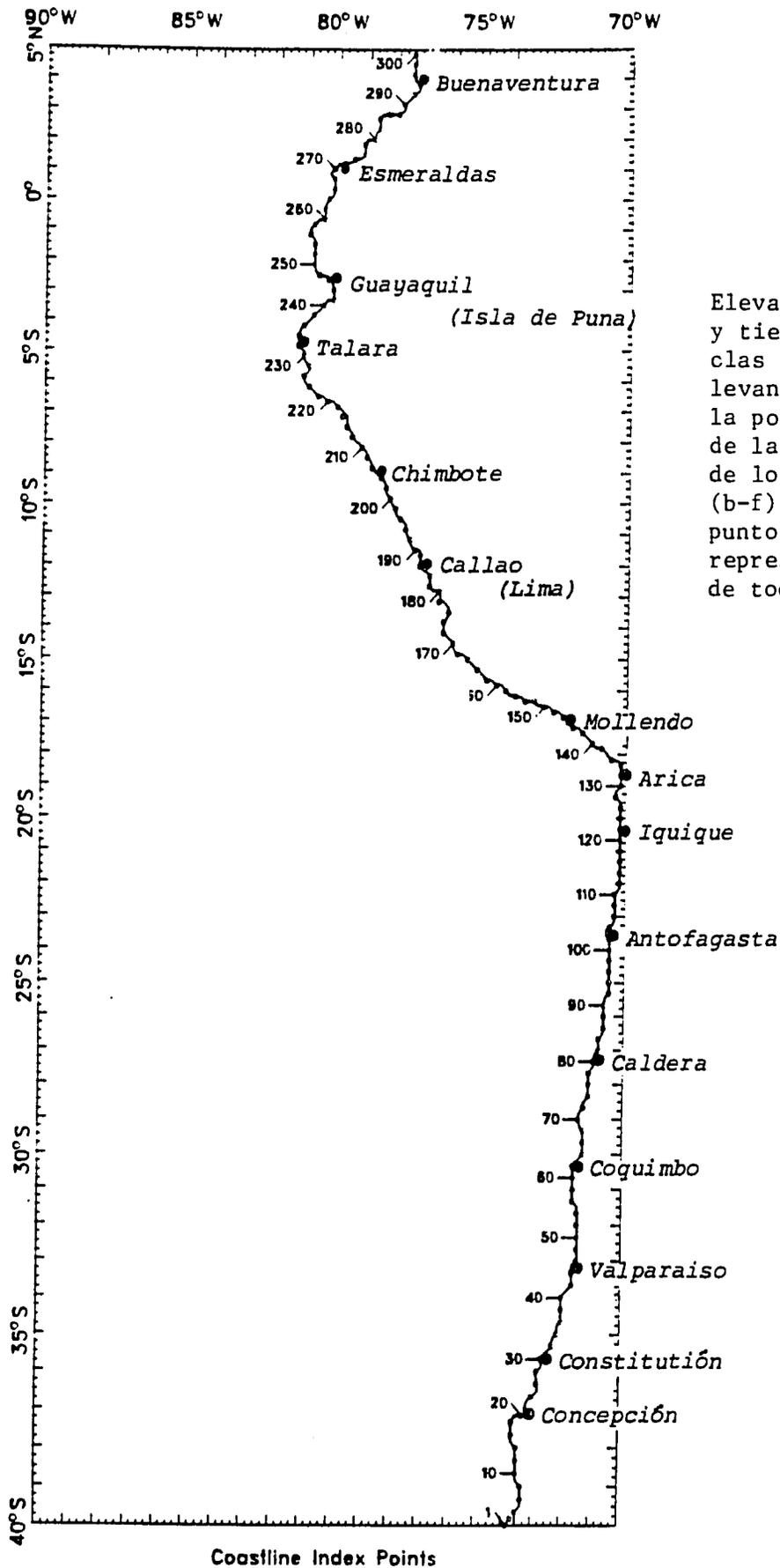


Figura 5.17

Elevaciones de ola máximas y tiempos de llegada de las olas como consecuencia del levantamiento variable en la porción septentrional de la Zona B. (a) Lugares de los 300 puntos de registro. (b-f) Olas máximas en cada punto. La línea horizontal representa el valor promedio de todos los 300 puntos.

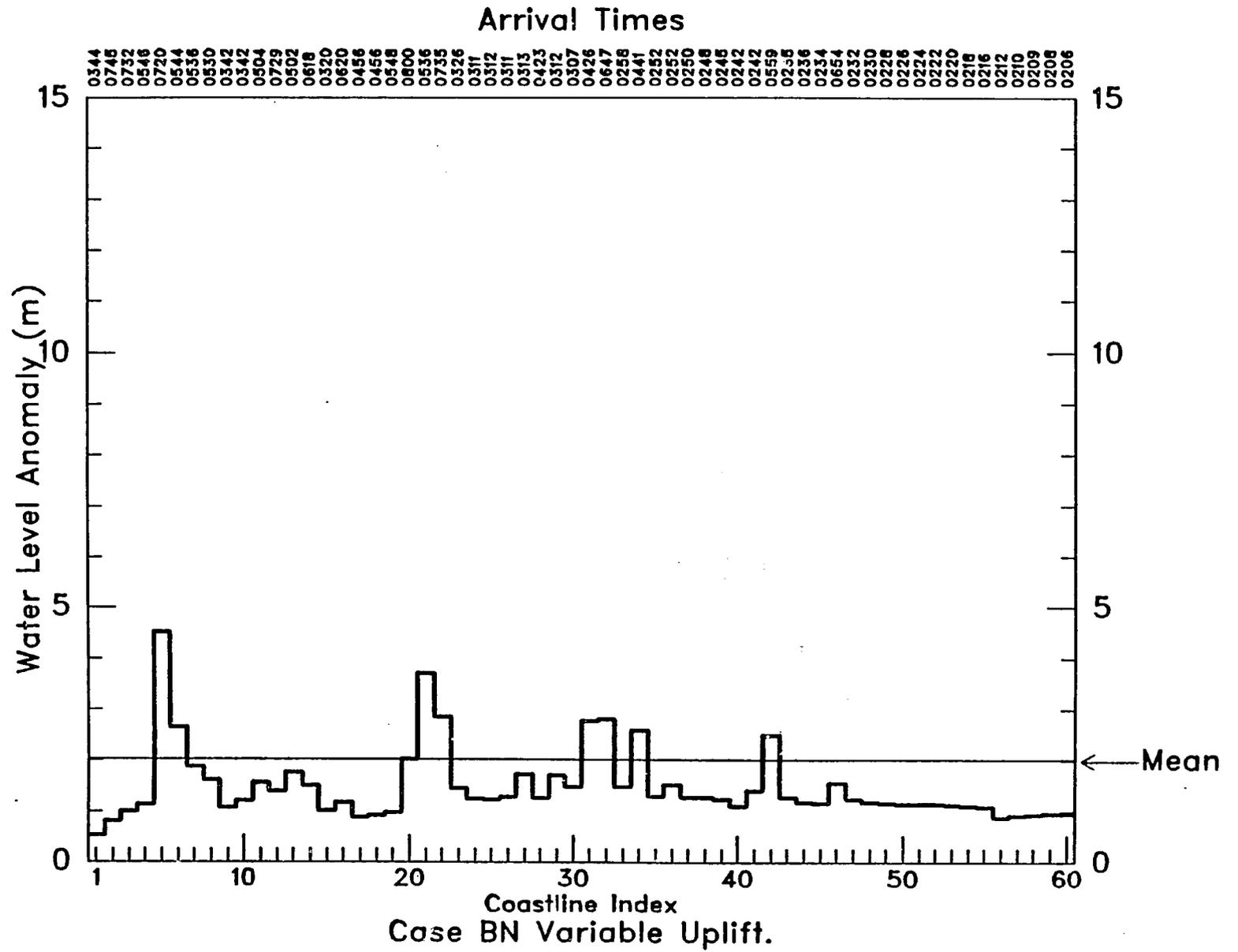


Figura 5.17 (b)

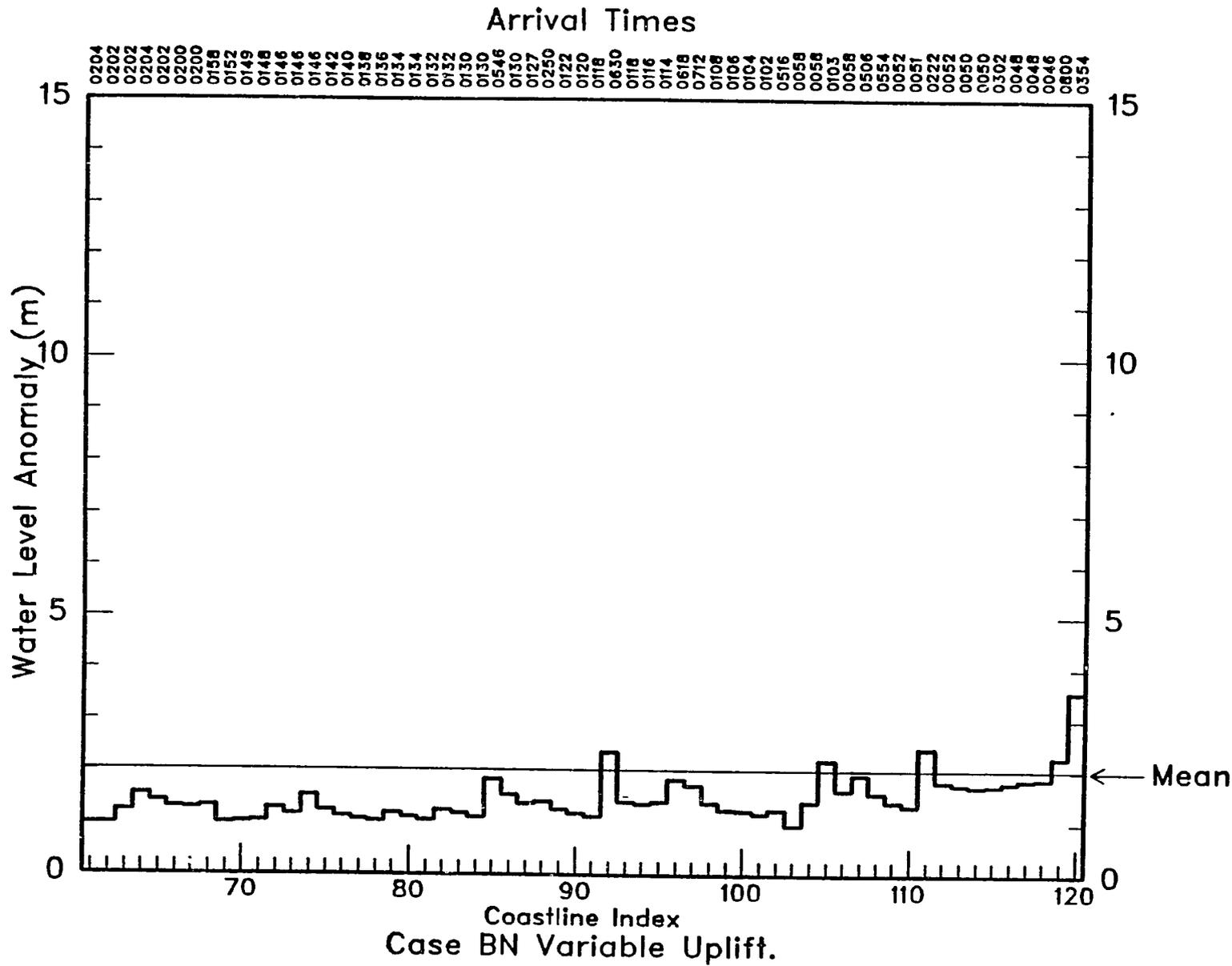


Figura 5.17 (c)

5-30

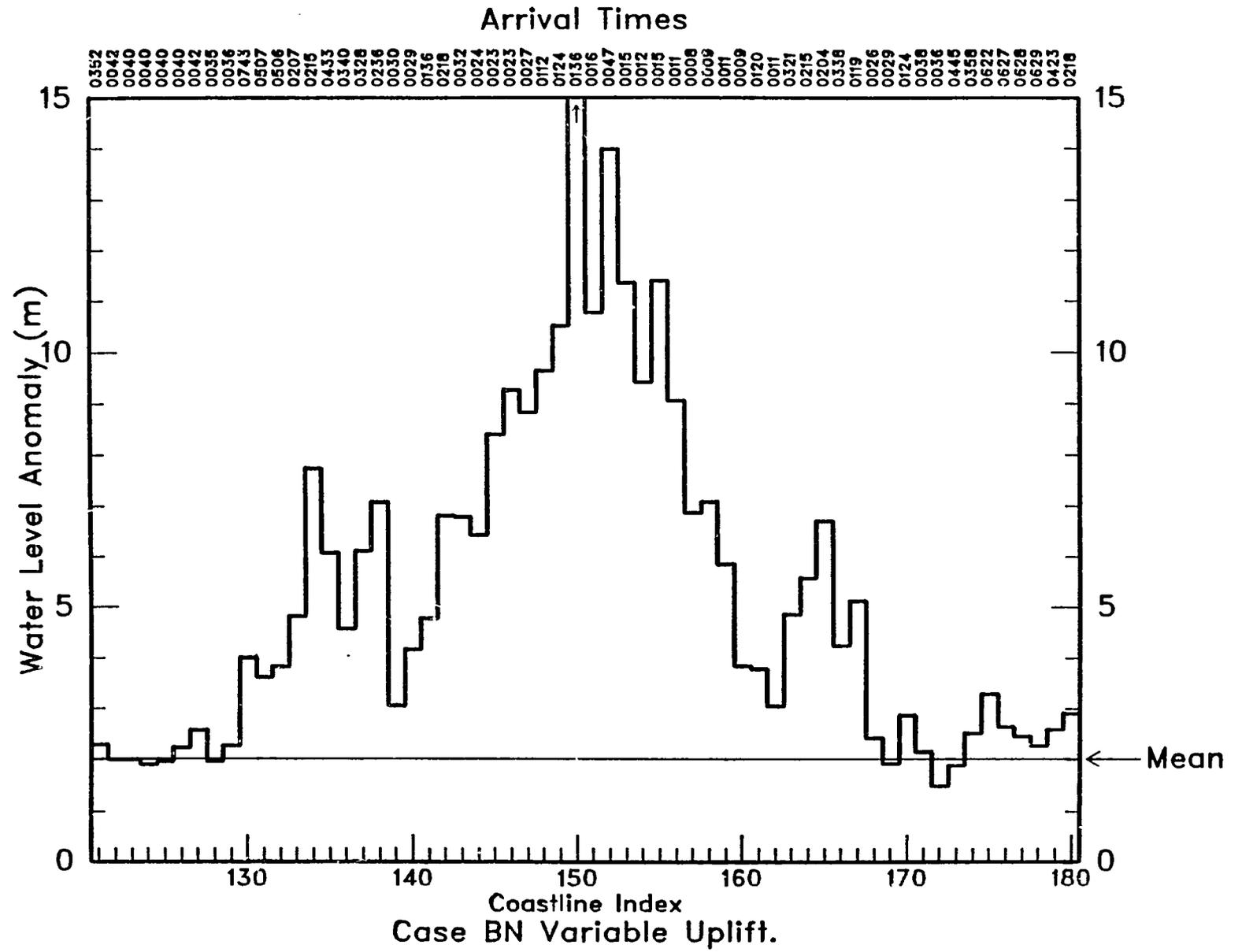


Figura 5.17 (d)

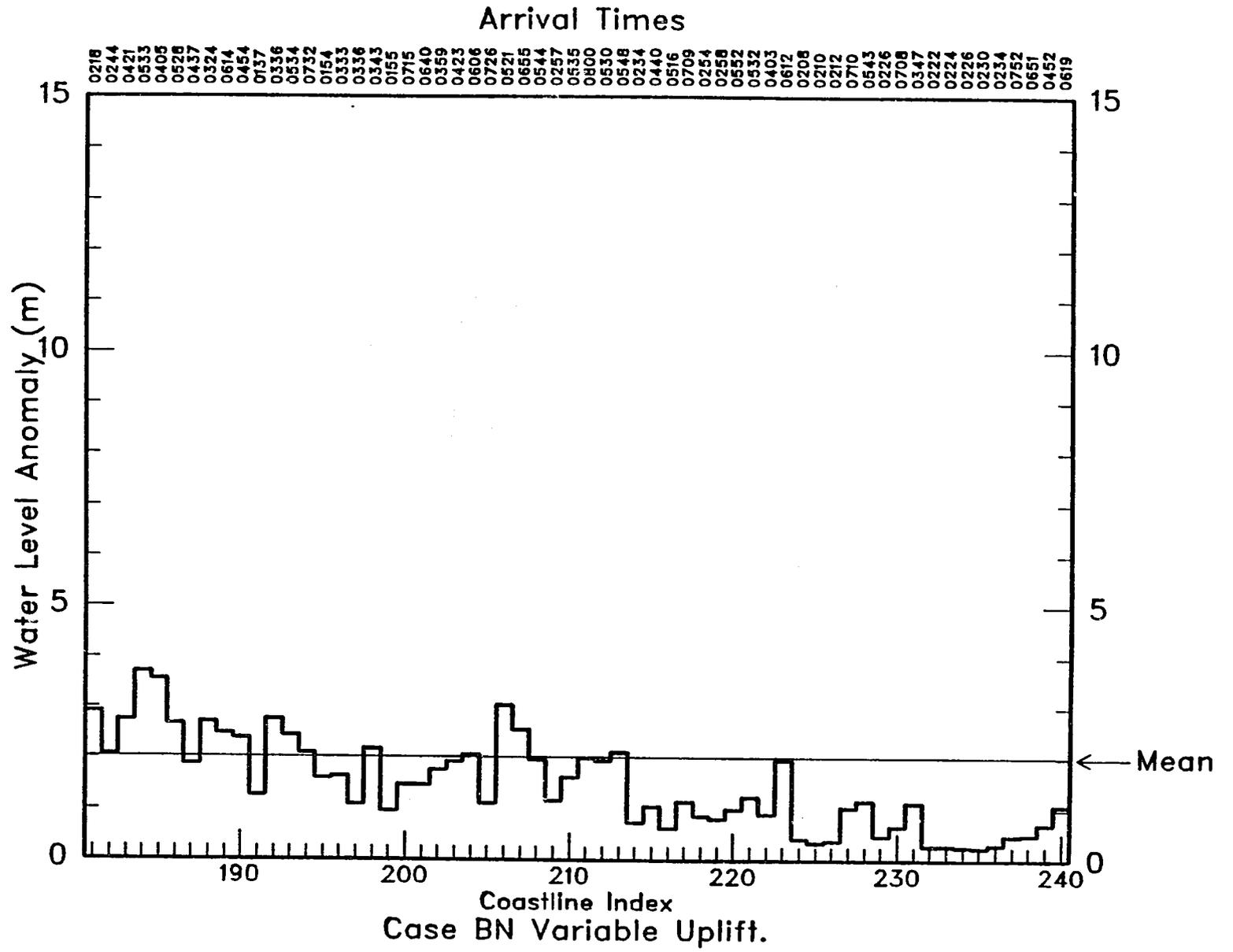


Figura 5.17 (e)

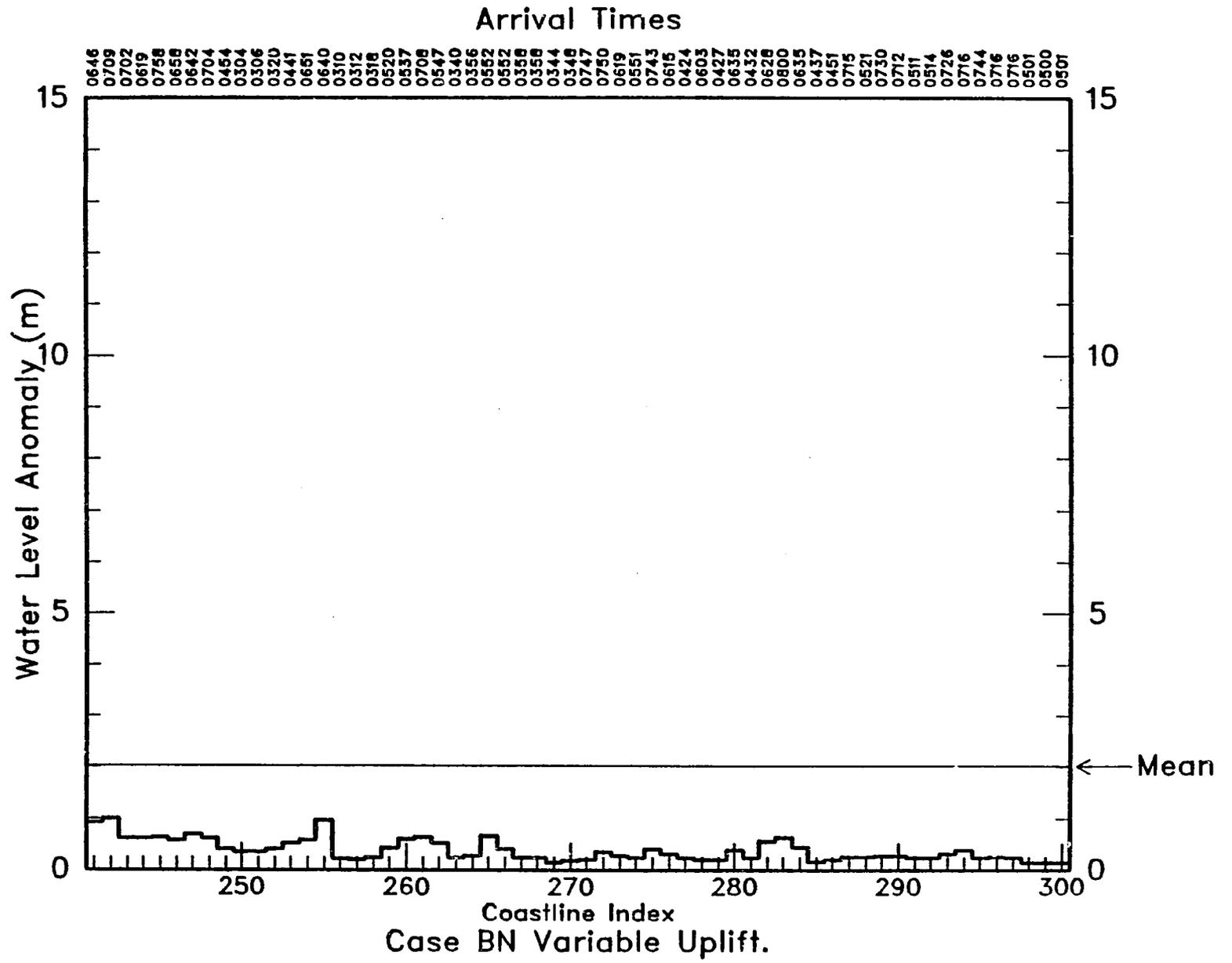


Figura 5.17 (f)

5.4 ZONA SUR - CASO DE LEVANTAMIENTO UNIFORME

El área para esta zona de origen se extiende desde los 21°S hasta los 24°S sobre alguna de las porciones más profundas de la fosa. El área de la zona de origen se ilustra en la figura 5.1. El escenario de levantamiento uniforme especifica un levantamiento de 10 m sobre toda esta zona. Las porciones de la zona en tierra no afectan al modelo, que no permite la entrada de agua a las zonas terrestres.

5.4.1 Efectos inmediatos

Después de una hora, gran parte de la energía de las olas se ha propagado hacia el mar en todas las direcciones, pero especialmente hacia el oeste (véase la figura 5.18). Se observan altas concentraciones de energía de las olas tanto en la región de origen como al norte de Arica.

5.4.2 Efectos de mayor duración

El récord de olas en Antofagasta (figura 5.19), que se encuentra en la zona de origen, aumenta inmediatamente a 10 m y luego desciende. Para el final de la primera hora, las olas han descendido a amplitudes de 1-2 m y persisten a una alta frecuencia durante el resto de la simulación. Al norte y sur de la zona de origen, en Arica (véase la figura 5.20) y Valparaíso (véase la figura 5.21), las olas son más intensas, pero tienen un período mucho mayor. Las olas en Arica, especialmente, siguen siendo bastante elevadas, quizás debido a la energía atrapada entre la zona de origen (que oscila durante algún tiempo después del levantamiento inicial) y el giro en el continente.

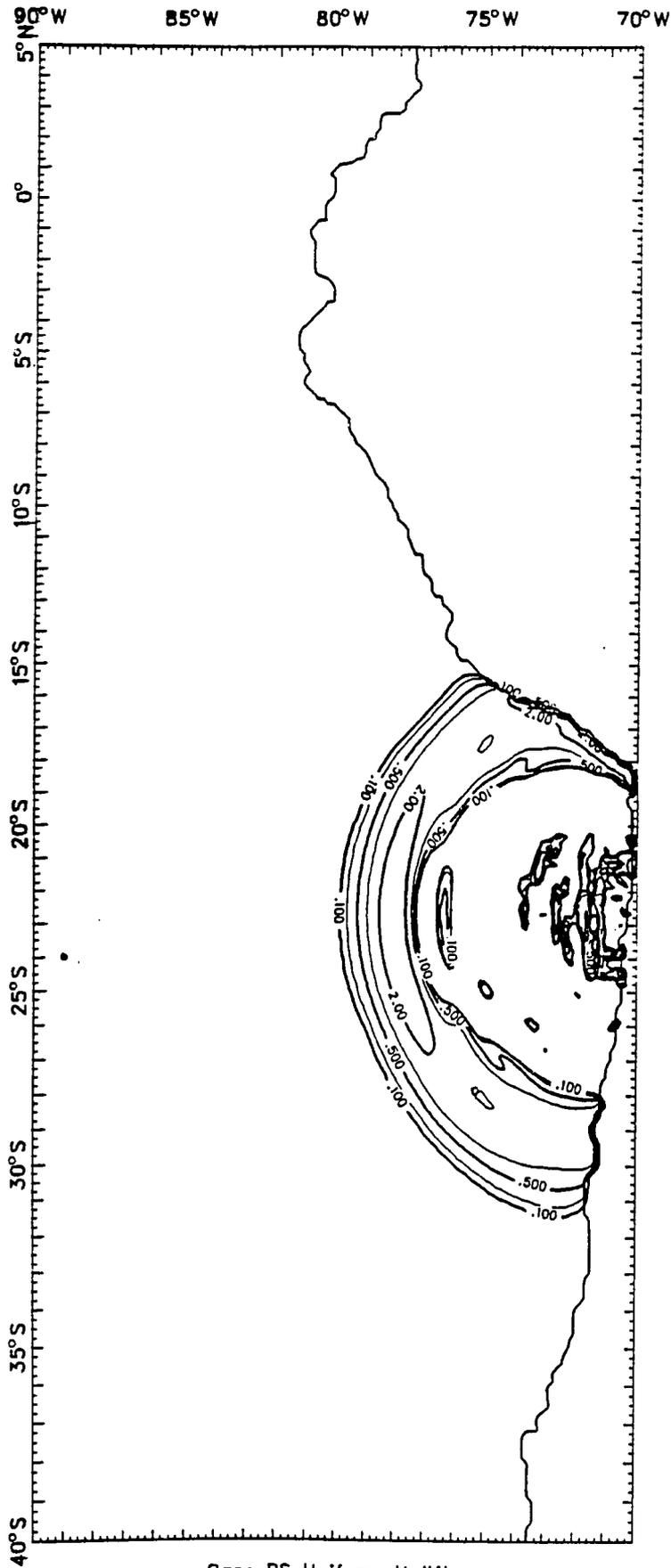
Para cuando las olas llegan a Lima (figura 5.22), son aún más largas y mucho más bajas que las que llegan a Arica. Sin embargo, las oscilaciones sí persisten por un período de tiempo bastante prolongado.

Las olas que llegan a la Isla de Puna (figura 5.23) y Buenaventura (figura 5.24) son muy largas y bajas.

5.4.3 Elevaciones máximas

Los efectos de este tsunami son agudos por una larga distancia a lo largo de la costa (véase la figura 5.25a-f) puesto que la ola máxima media tiene una altura de casi 4 m. Los efectos más inmediatos se dejan sentir en la zona de origen, donde amplitudes de 10 m ocurren dentro de unos minutos a partir del levantamiento. Los valores máximos extremos ocurren a intervalos a lo largo de la costa entre los puntos 85 y 150, aunque la tendencia general es hacia una lenta disminución a partir del levantamiento máximo inicial. Esta disminución continúa al norte, interrumpida solamente por máximos locales ocasionales. Las elevaciones al norte de Guayaquil son generalmente lo suficiente bajas para presentar poca o ninguna amenaza.

La disminución hacia el sur está interrumpida por cierto número de máximas pronunciadas al sur de Valparaíso. La mayoría de estos valores máximos ocurren en lugares que, tal como hemos visto ya, son susceptibles a la amplificación de las olas. Pero el mecanismo de propagación en mar abierto que hemos propuesto para explicar tales máximas anteriormente quizás no sea válido aquí, ya que la zona de origen se encuentra al sur del giro en el continente. La explicación alternativa de la amplificación local de las olas de la costa es la más probable en este caso.



Case BS Uniform Uplift.
Wave Crests at 1 Hour

Figura 5.18

Elevación de la superficie (positiva solamente) una hora después del levantamiento uniforme en la porción meridional de la Zona de origen B. Los contornos corresponden a 0,1, 0,2, 0,5, 1,0 y 2,0 m.

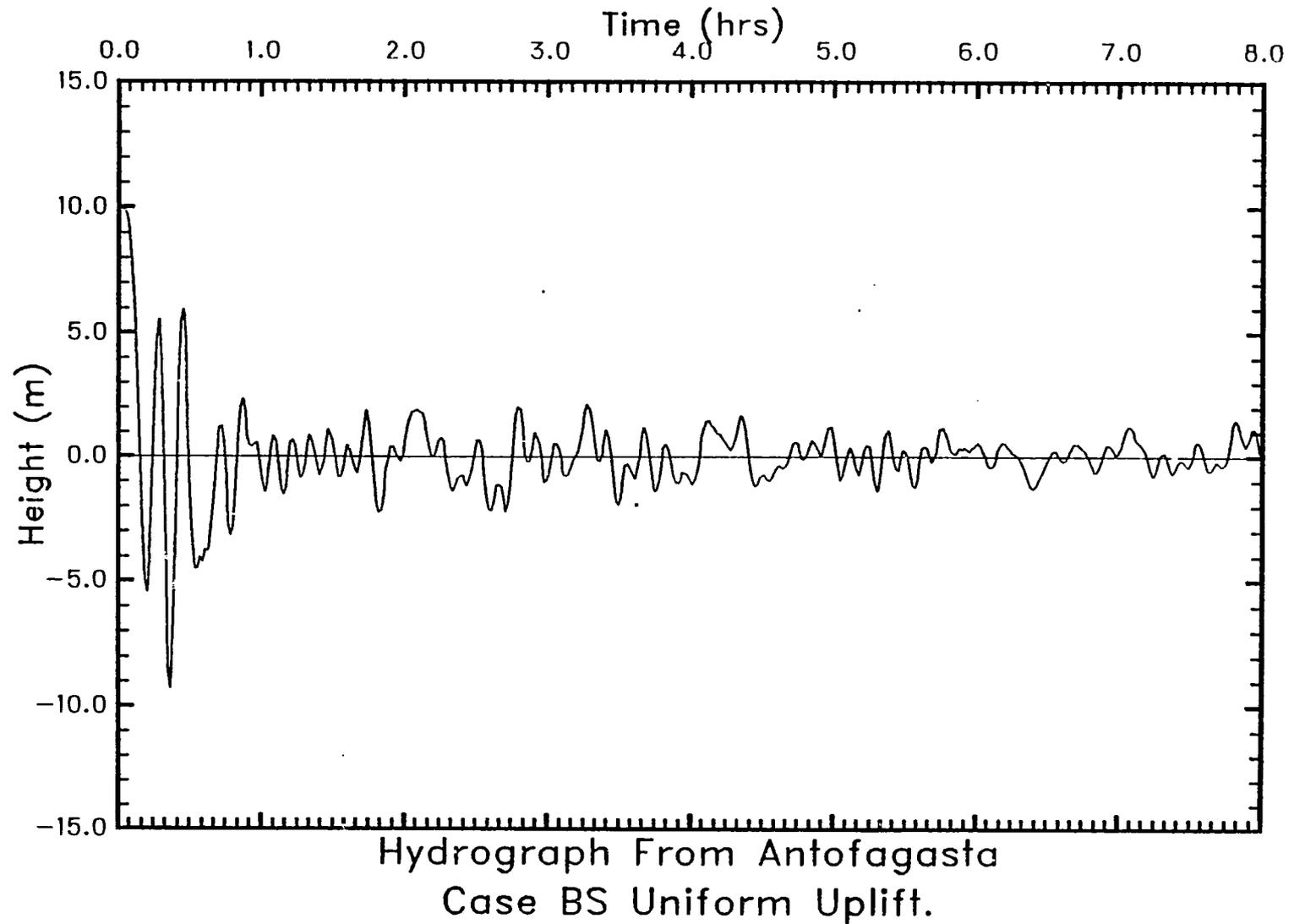


Figura 5.19: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Antofagasta, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la porción meridional de la Zona B.

5-37

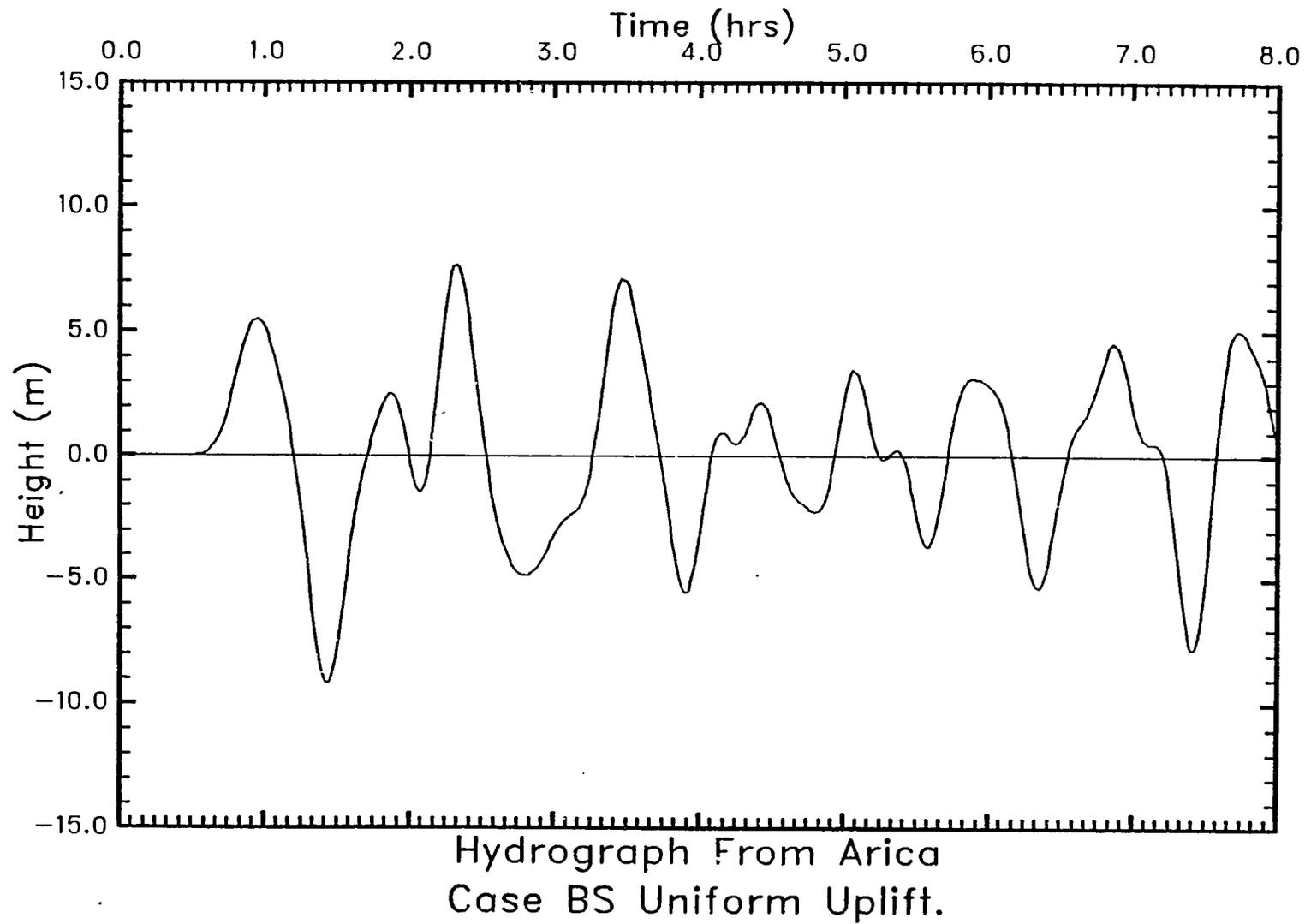
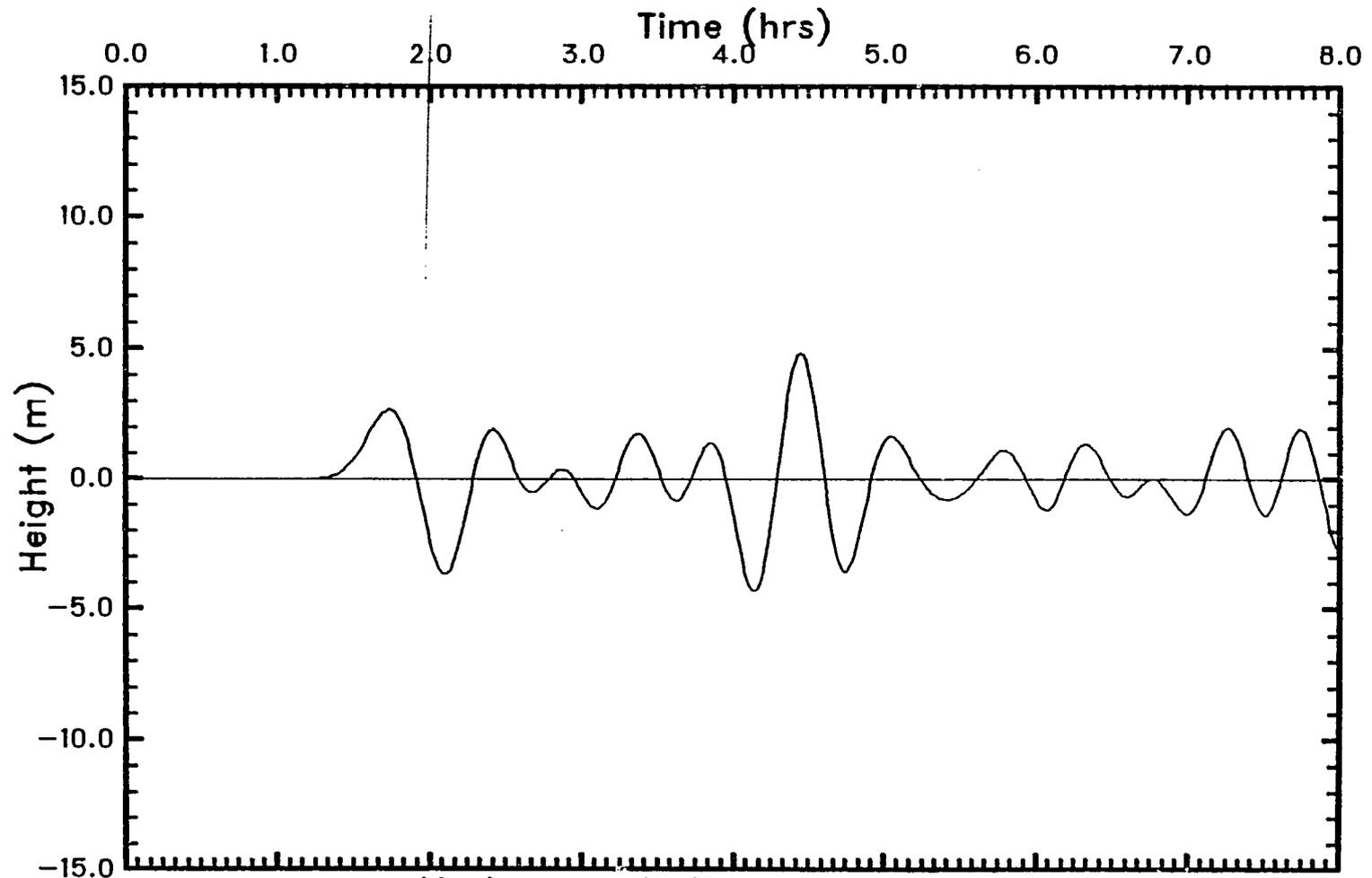


Figura 5.20: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Arica, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la porción meridional de la Zona B.



Hydrograph From Valparaiso
Case BS Uniform Uplift.

Figura 5.21: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Valparaíso, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la porción meridional de la Zona B.

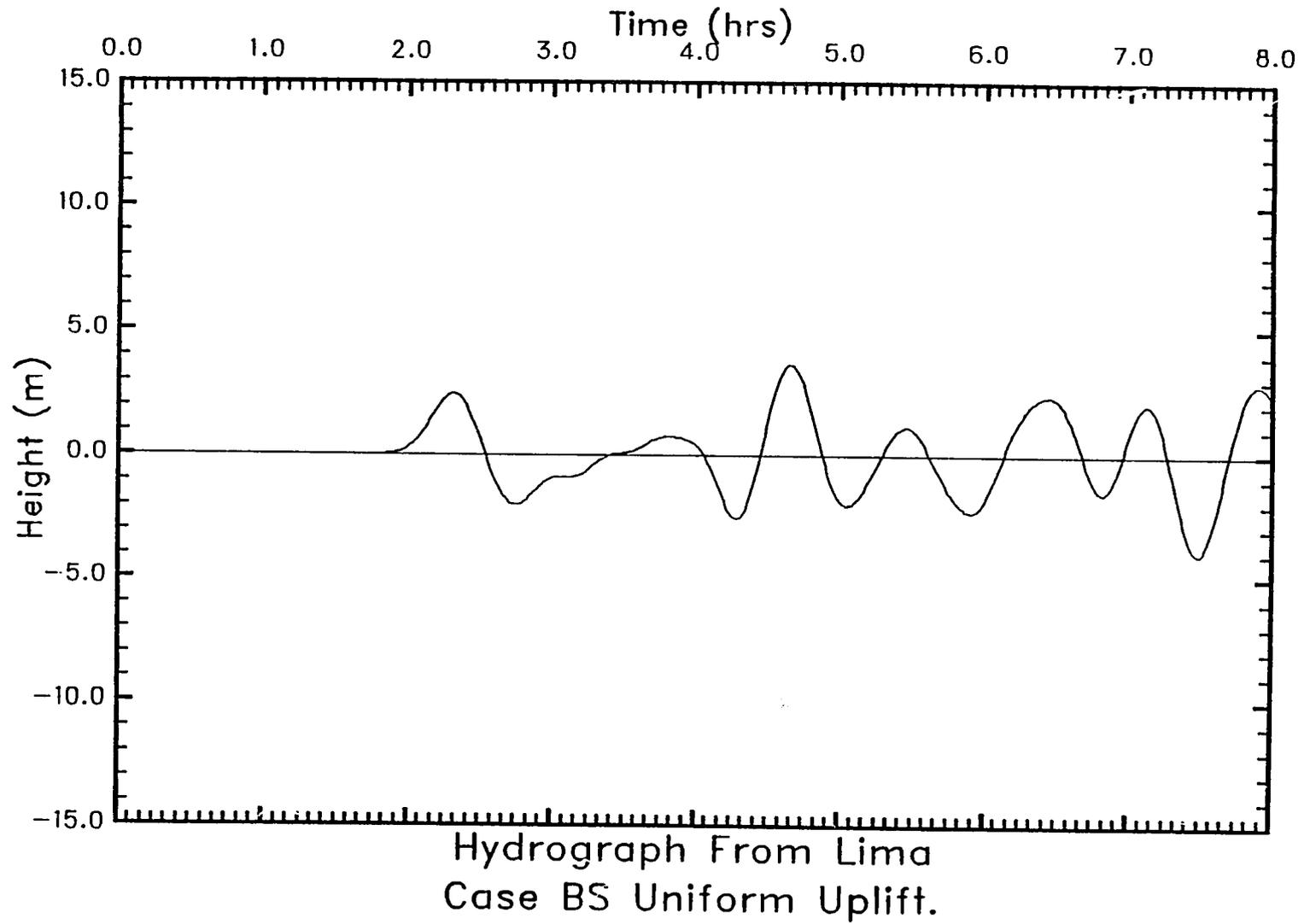


Figura 5.22: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Lima, Perú.
Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la porción meridional de la Zona B.

5-40

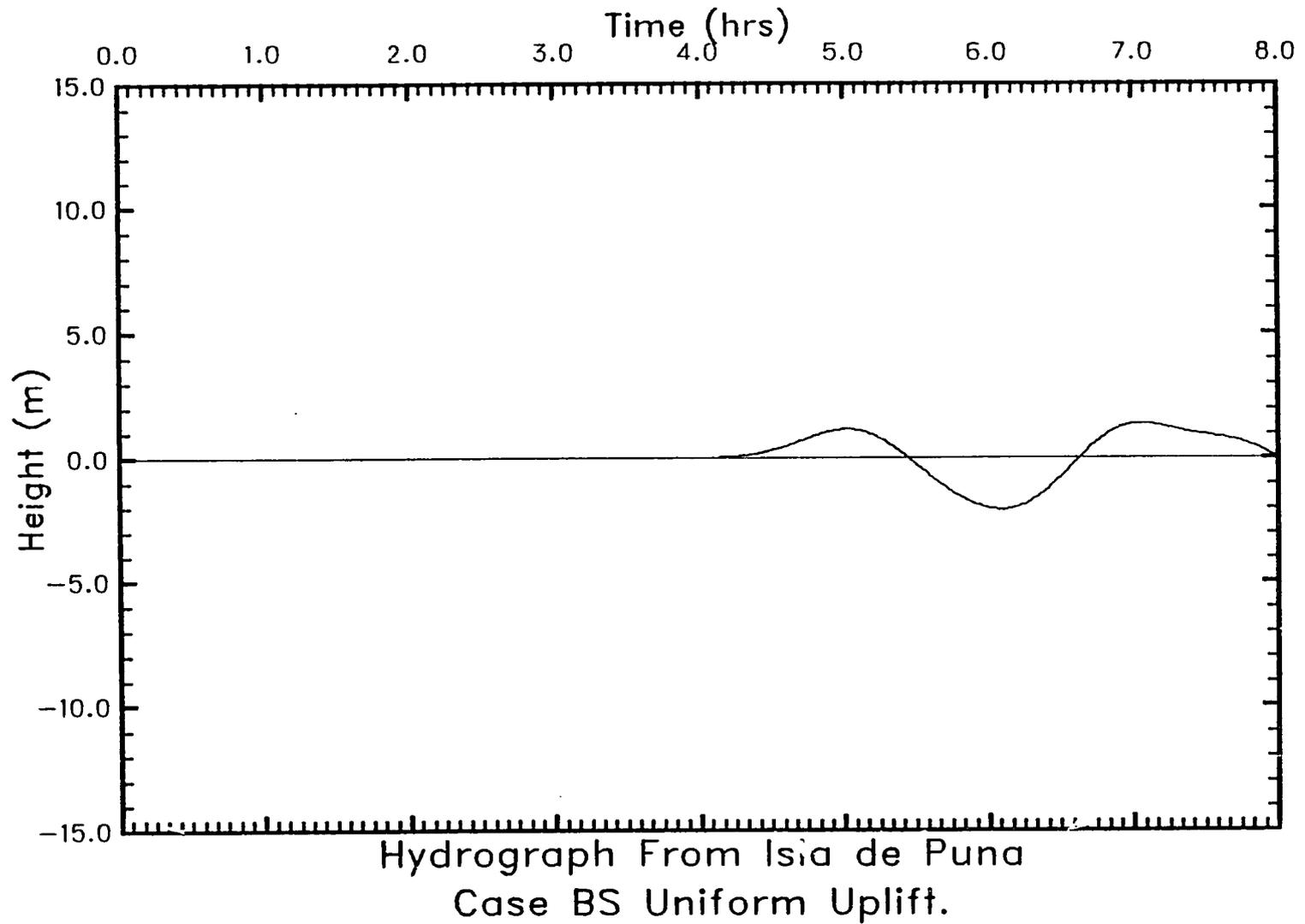


Figura 5.23: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de la Isla de Puna, Colombia. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la porción meridional de la Zona B.

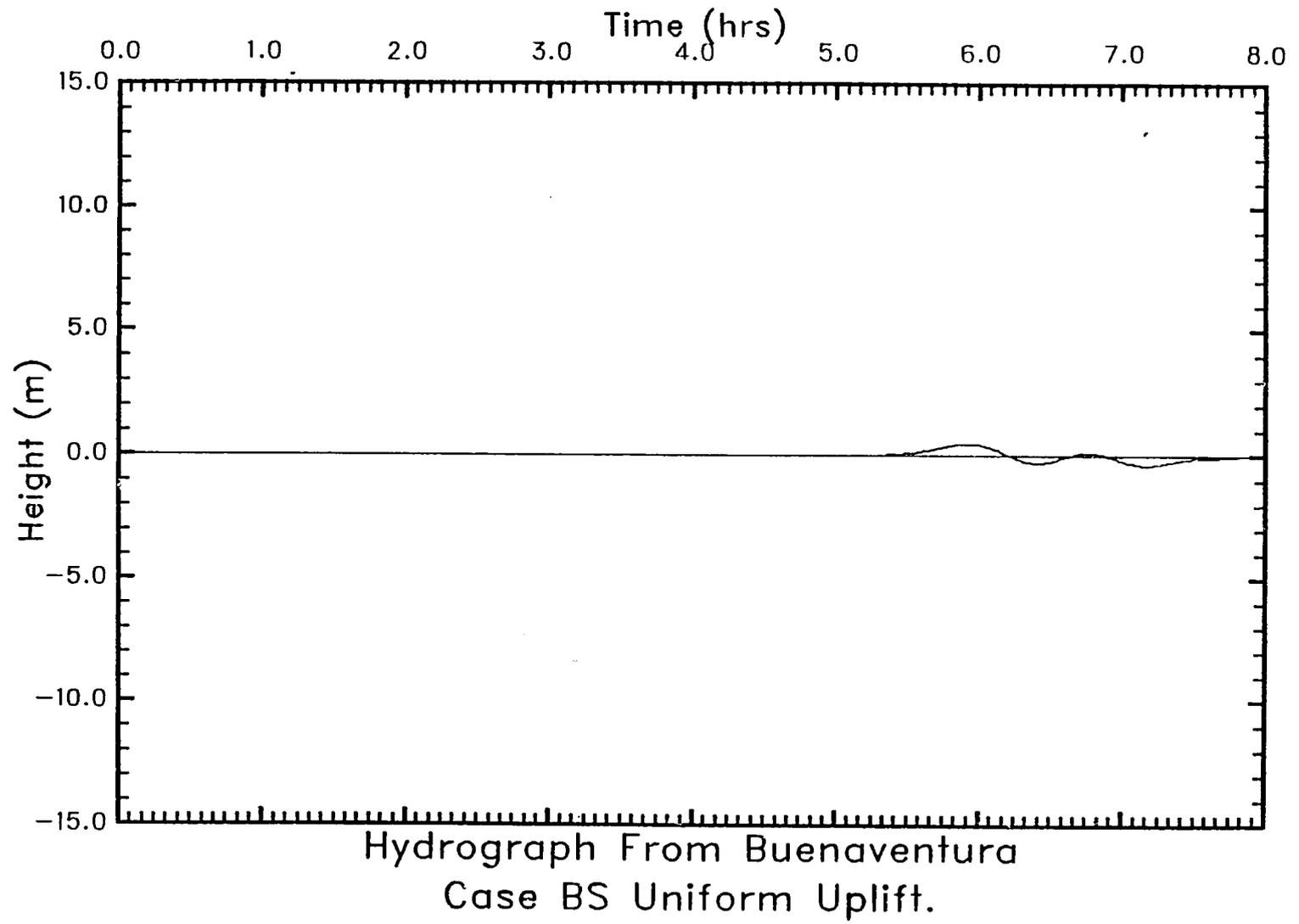


Figura 5.24: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Buenaventura, Ecuador. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la porción meridional de la Zona B.

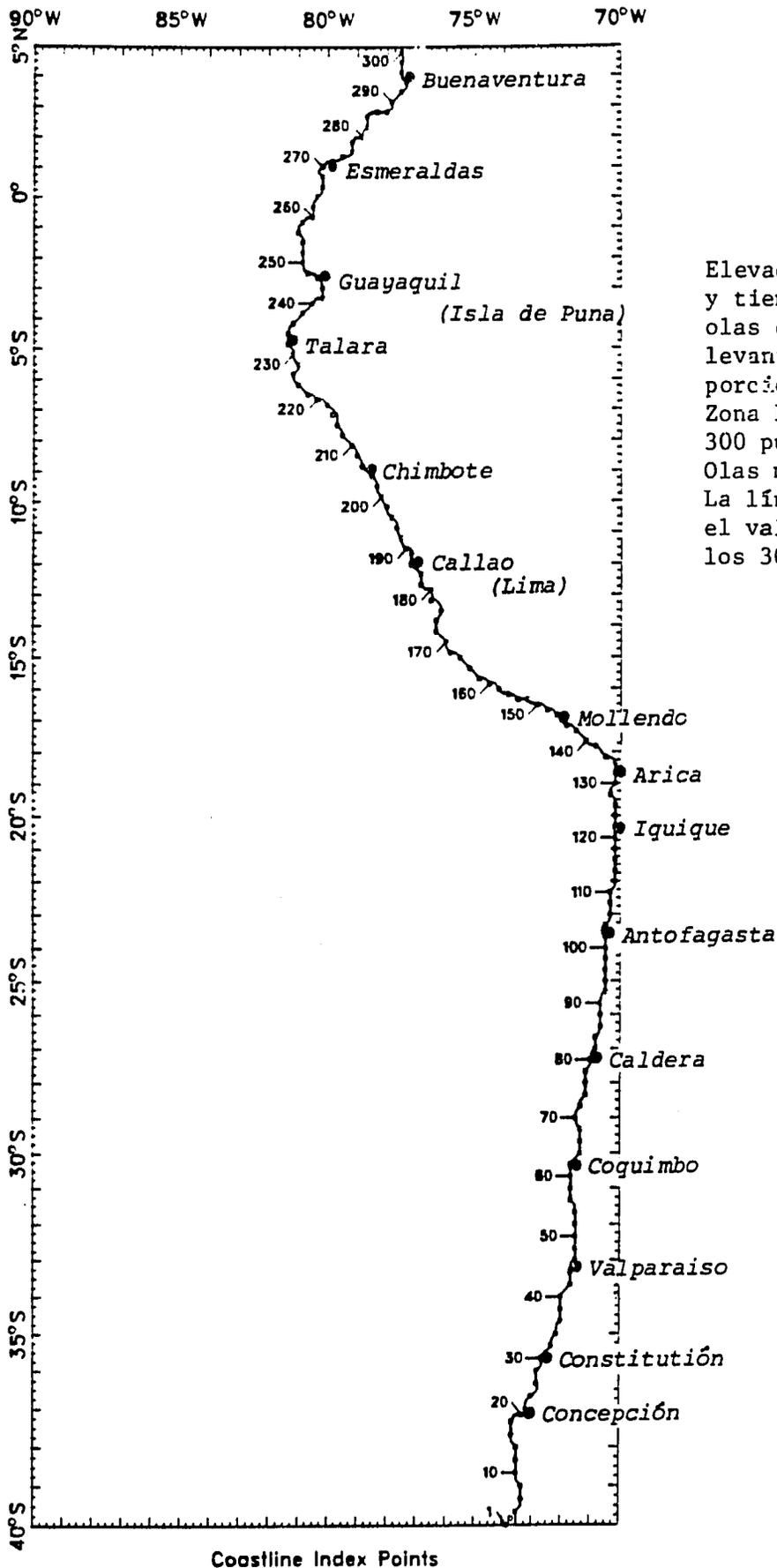


Figura 5.25

Elevaciones de ola máximas y tiempos de llegada de las olas como consecuencia del levantamiento uniforme en la porción meridional de la Zona B. (a) Lugares de los 300 puntos de registro. (b-f) Olas máximas en cada punto. La línea horizontal representa el valor promedio de todos los 300 puntos.

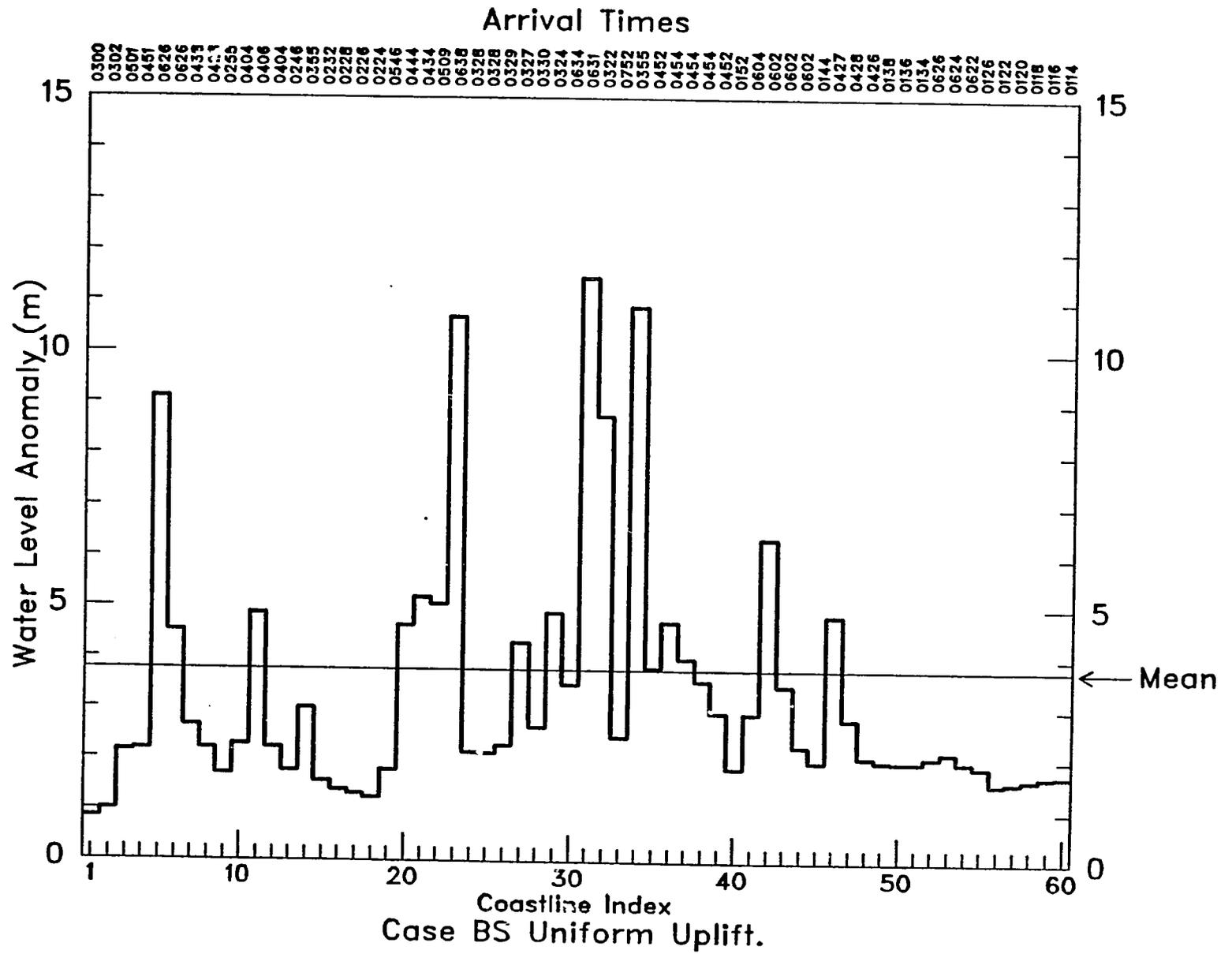


Figure 5.25 (b)

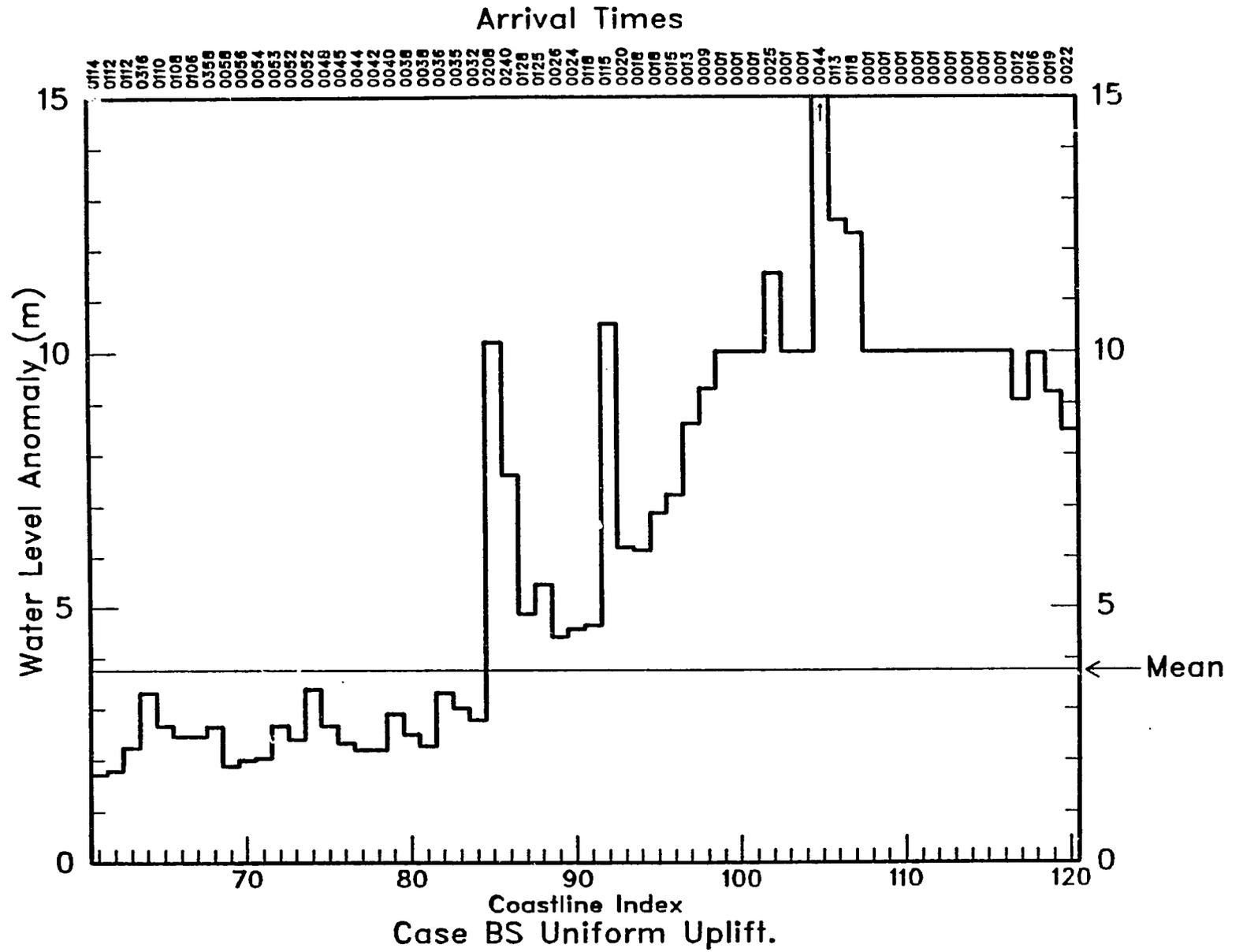


Figura 5.25 (c)

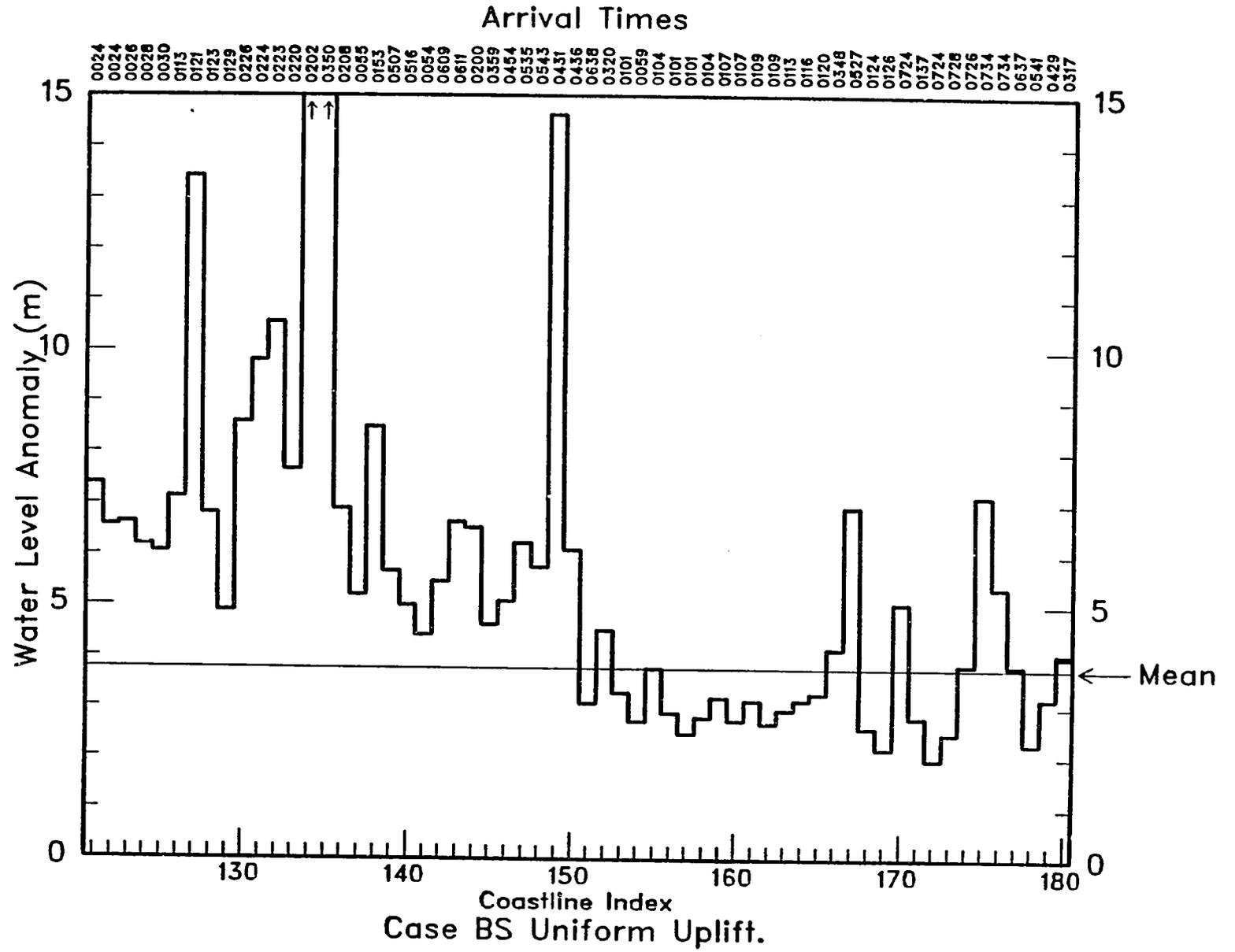


Figura 5.25 (d)

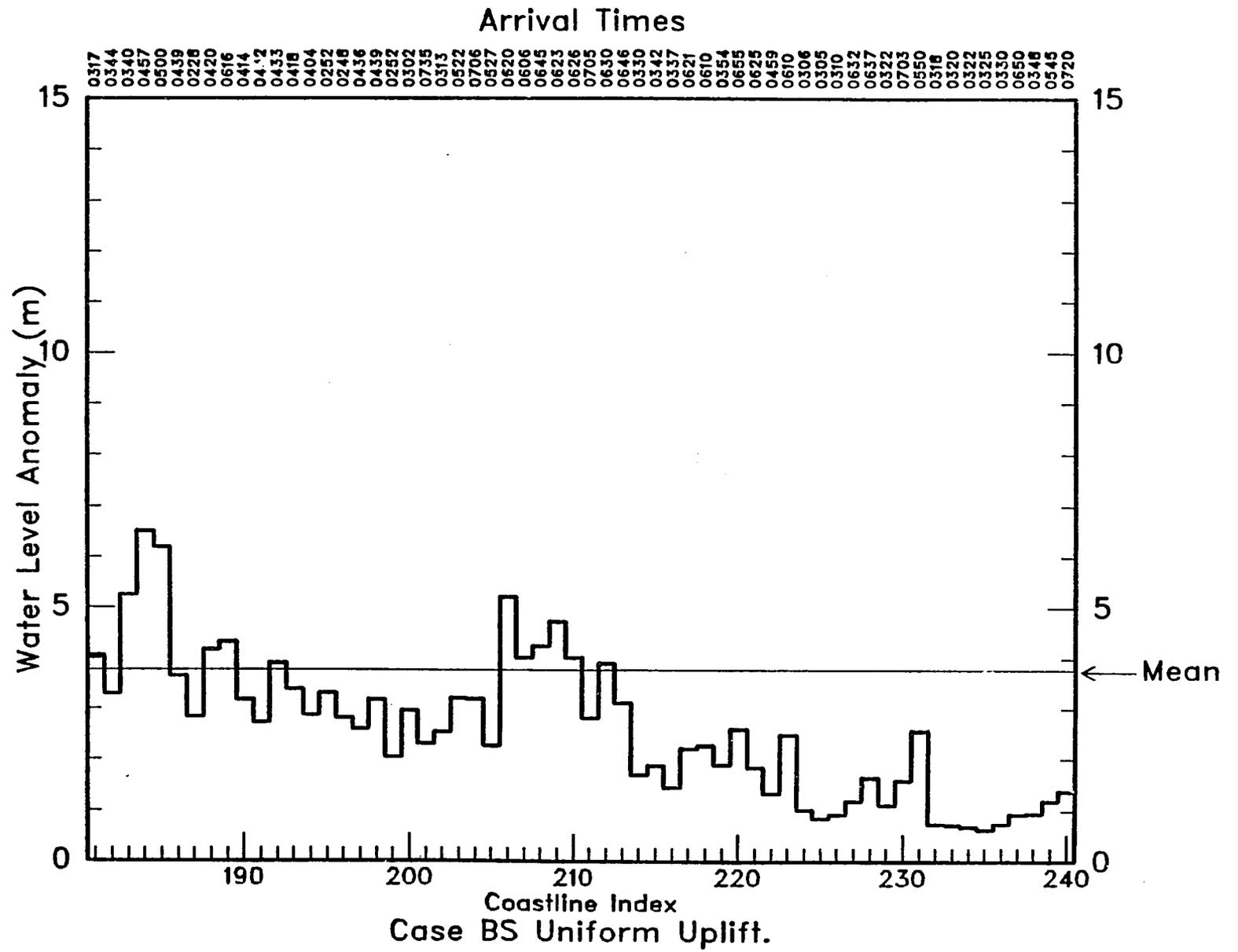


Figure 5.25 (e)

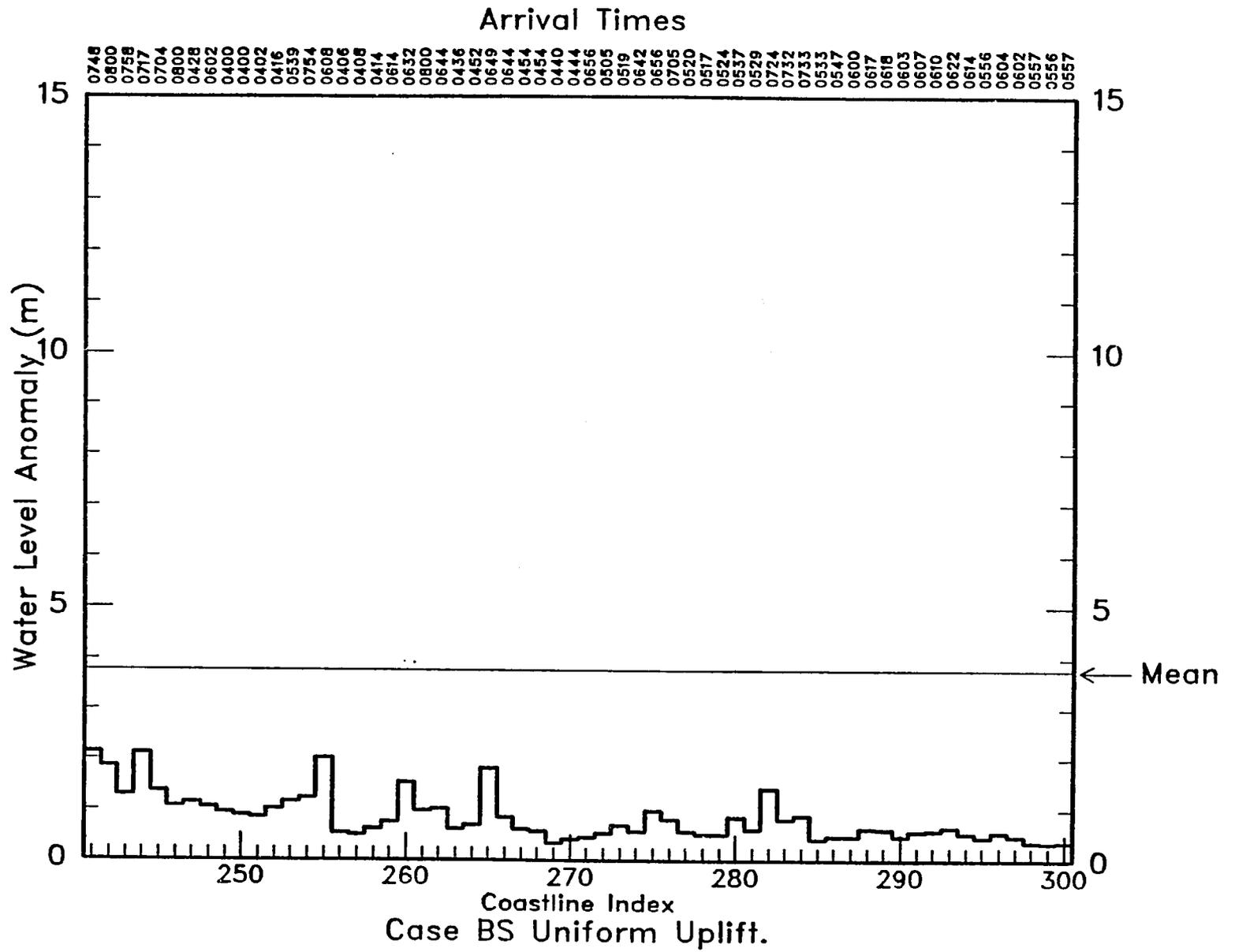


Figura 5.25 (f)

5.5 ZONA MERIDIONAL - CASO DE LEVANTAMIENTO VARIABLE

Este patrón de levantamiento llena toda la zona meridional indicada en la figura 5.1. El desplazamiento vertical máximo es de 10 m.

5.5.1 Efectos inmediatos

Los contornos de las olas de superficie después de una hora (figura 5.26) son en algunos aspectos bastante similares a los correspondientes a la zona septentrional (figura 5.10). Una porción grande de la energía se está propagando hacia el mar, crestas secundarias siguen a la ola inicial y se observan reflexiones debidas al giro en la costa. También permanece en la zona de origen una gran concentración de energía de las olas.

5.5.2 Efectos de mayor duración

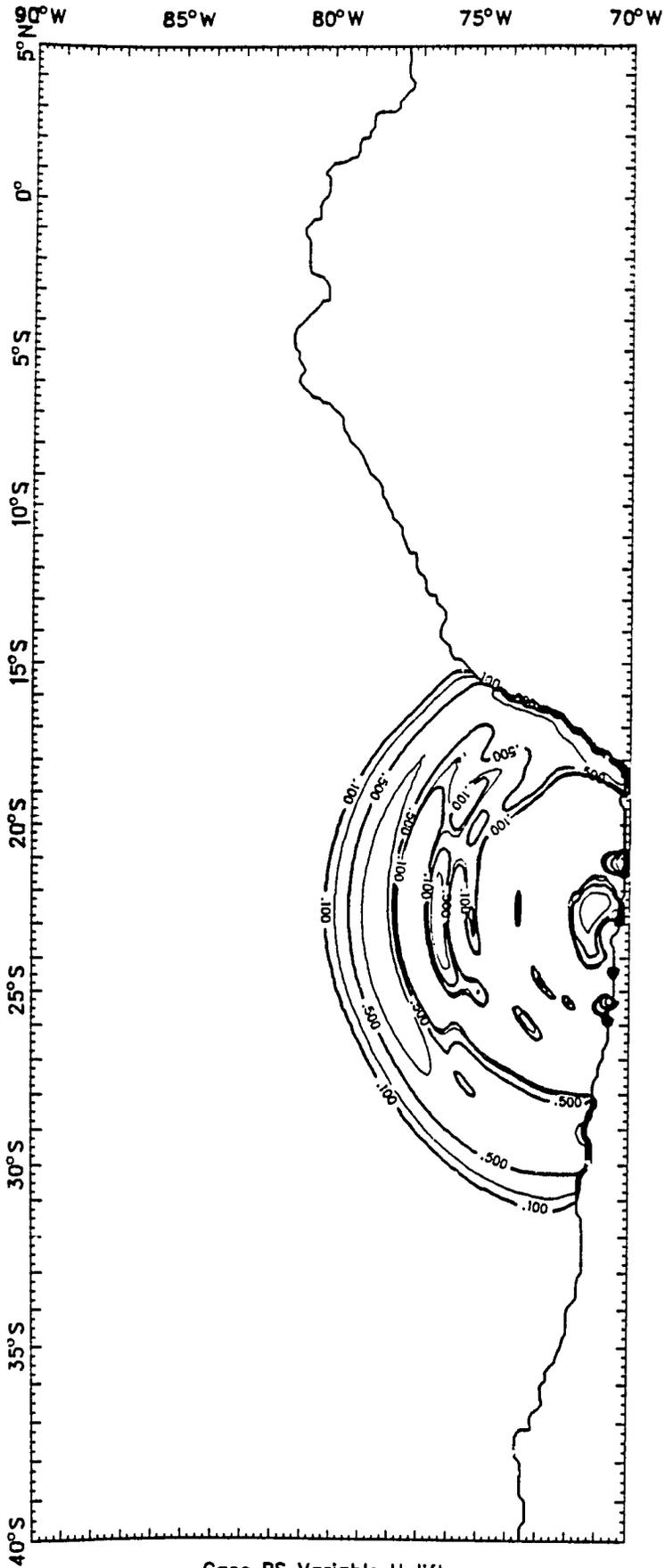
La carta hidrográfica en Antofagasta (figura 5.27) presenta un pronunciado aumento inicial al comienzo de la simulación. Este disminuye rápidamente (en menos de una hora) hasta convertirse en series largas y lentamente cada vez menores de oscilaciones con elevaciones de no más de un metro.

En Arica, al norte de la zona de origen, se registra una larga serie de olas altas que persisten durante todo el período de ocho horas (véase la figura 5.28). Es sorprendente el que en la mayoría de los casos los senos registrados sean bastante profundos, mientras que las crestas son relativamente bajas. Valparaíso (figura 5.29) recibe, también, una serie de olas persistente, pero las elevaciones son notablemente menores que las registradas en Arica.

A medida que las olas se desplazan al norte más allá de Lima (véase la figura 5.30), la Isla de Puna (véase la figura 5.31) y Buenaventura (véase la figura 5.32), se hacen más largas y más bajas, hasta que las olas en Buenaventura apenas si son apreciables.

5.5.3 Elevaciones máximas

Los trazados de las elevaciones máximas (figura 5.33a-f) para este caso indican que los efectos de este tsunami son los mayores cerca de la zona de origen, pero que olas altas ocurren a intervalos a todo lo largo de la costa desde el extremo meridional de la zona del modelo hasta la vecindad de Chimbote, Perú. La mayor concentración de alturas de olas extremas ocurre en la corta longitud de costa entre Antofagasta e Iquique, pero extremos locales aparecen con bastante frecuencia. Solo en la región al norte de Talara son las elevaciones de las olas suficientemente bajas para ser consideradas únicamente como una ligera amenaza.



Case BS Variable Uplift.
Wave Crests at 1 Hour

Figura 5.26

Elevación de la superficie (positiva solamente) una hora después de un levantamiento variable en la porción meridional de la Zona de origen B. Los contornos corresponden a 0,1, 0,2, 0,5, 1,0 y 2,0 m.

5-51

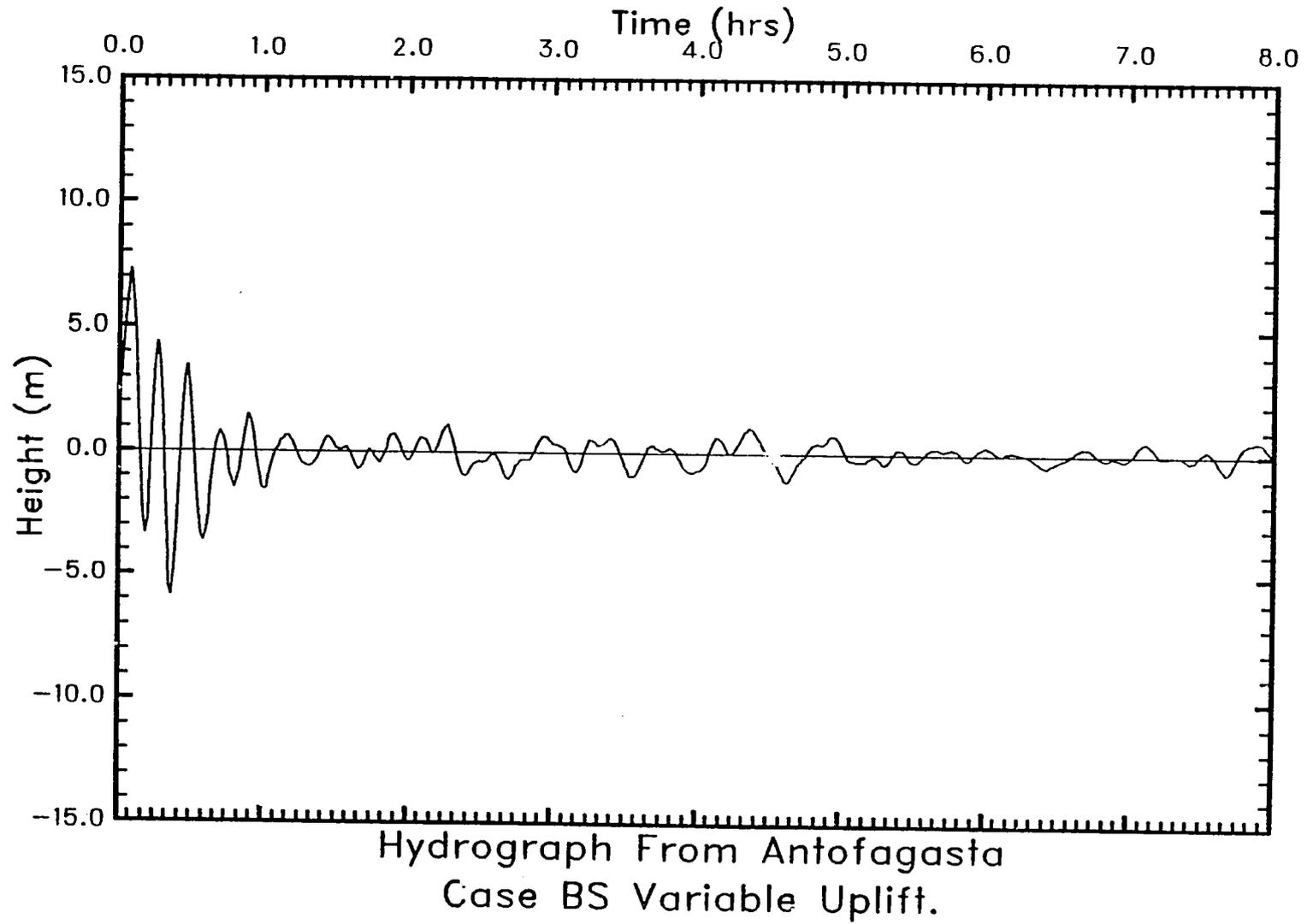


Figura 5.27: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Antofagasta, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la porción meridional de la Zona B.

5-52

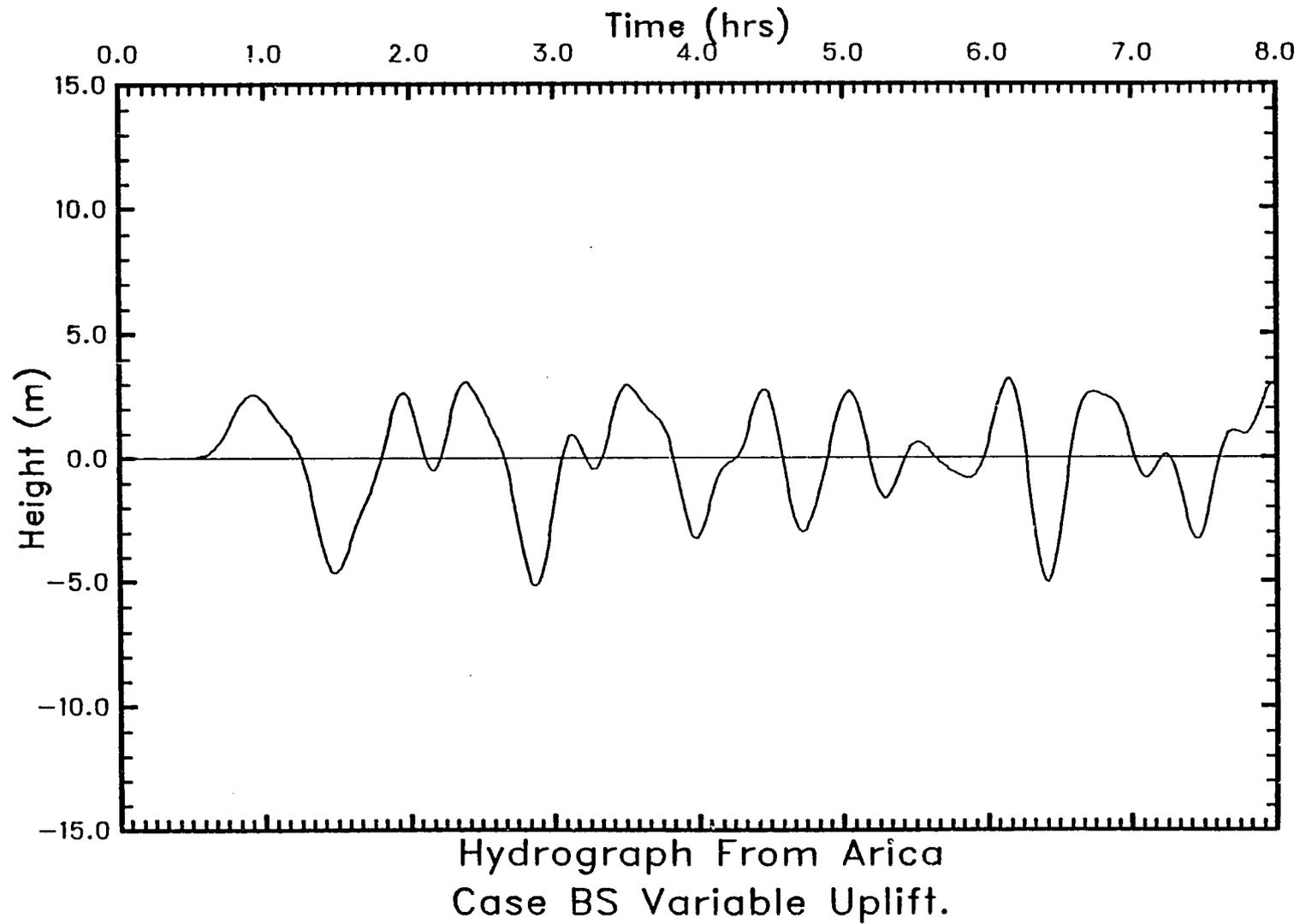


Figura 5.28: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Arica, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la porción meridional de la Zona B.

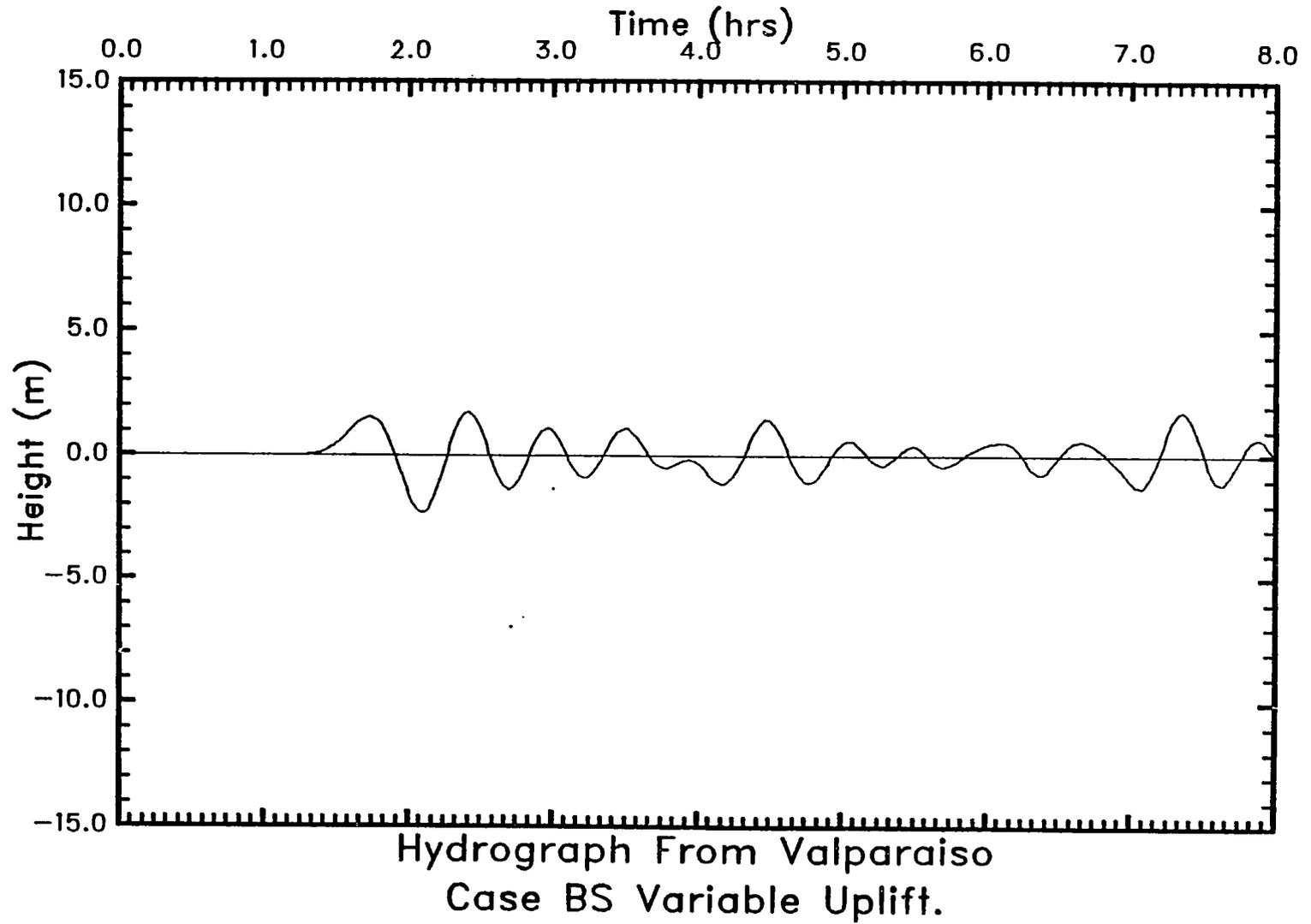
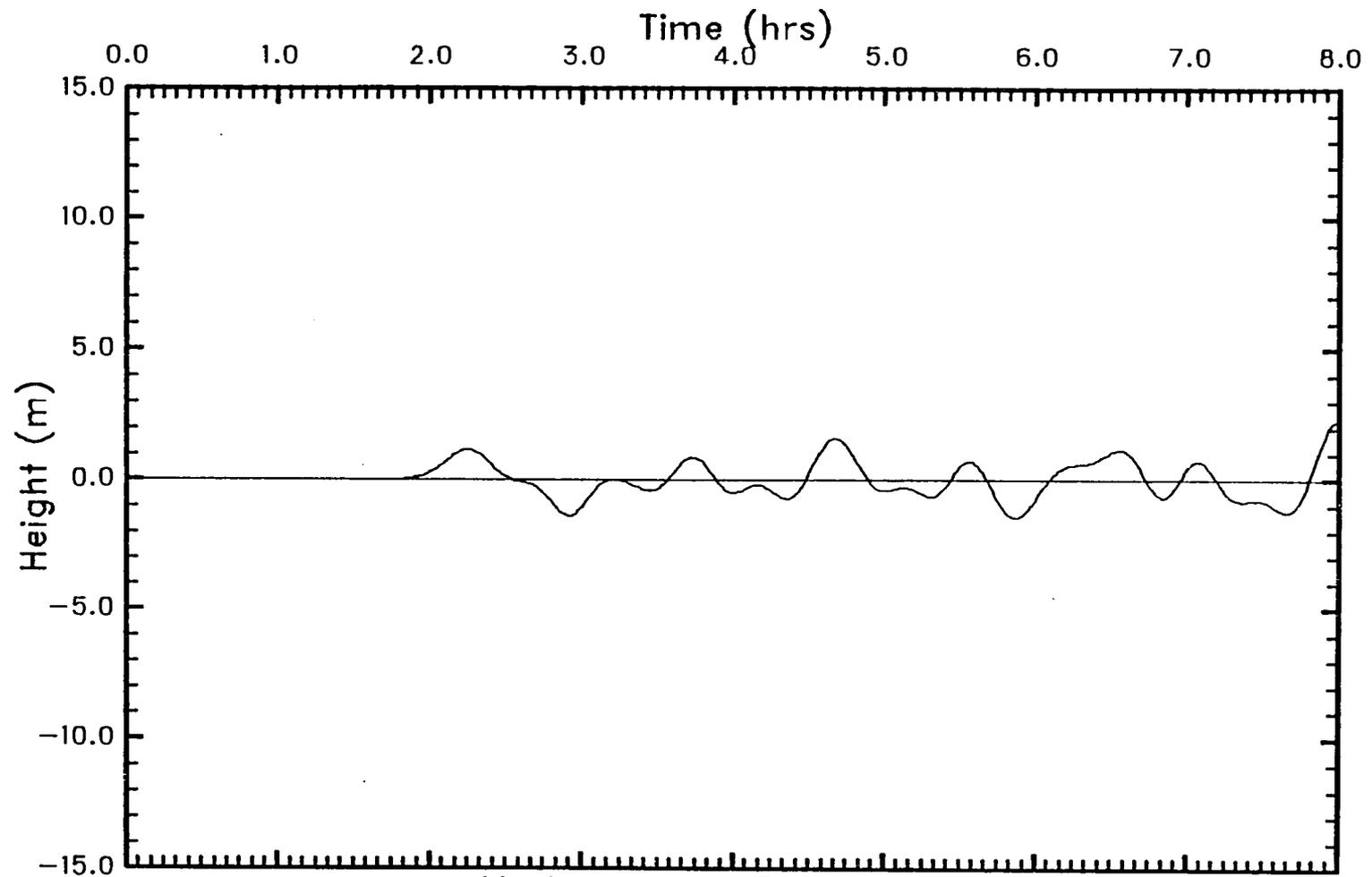


Figura 5.29: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Valparaíso, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la porción meridional de la Zona B.

5-54



Hydrograph From Lima
Case BS Variable Uplift.

Figura 5.30: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Lima, Perú.
Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la porción meridional de la Zona B.

5-55

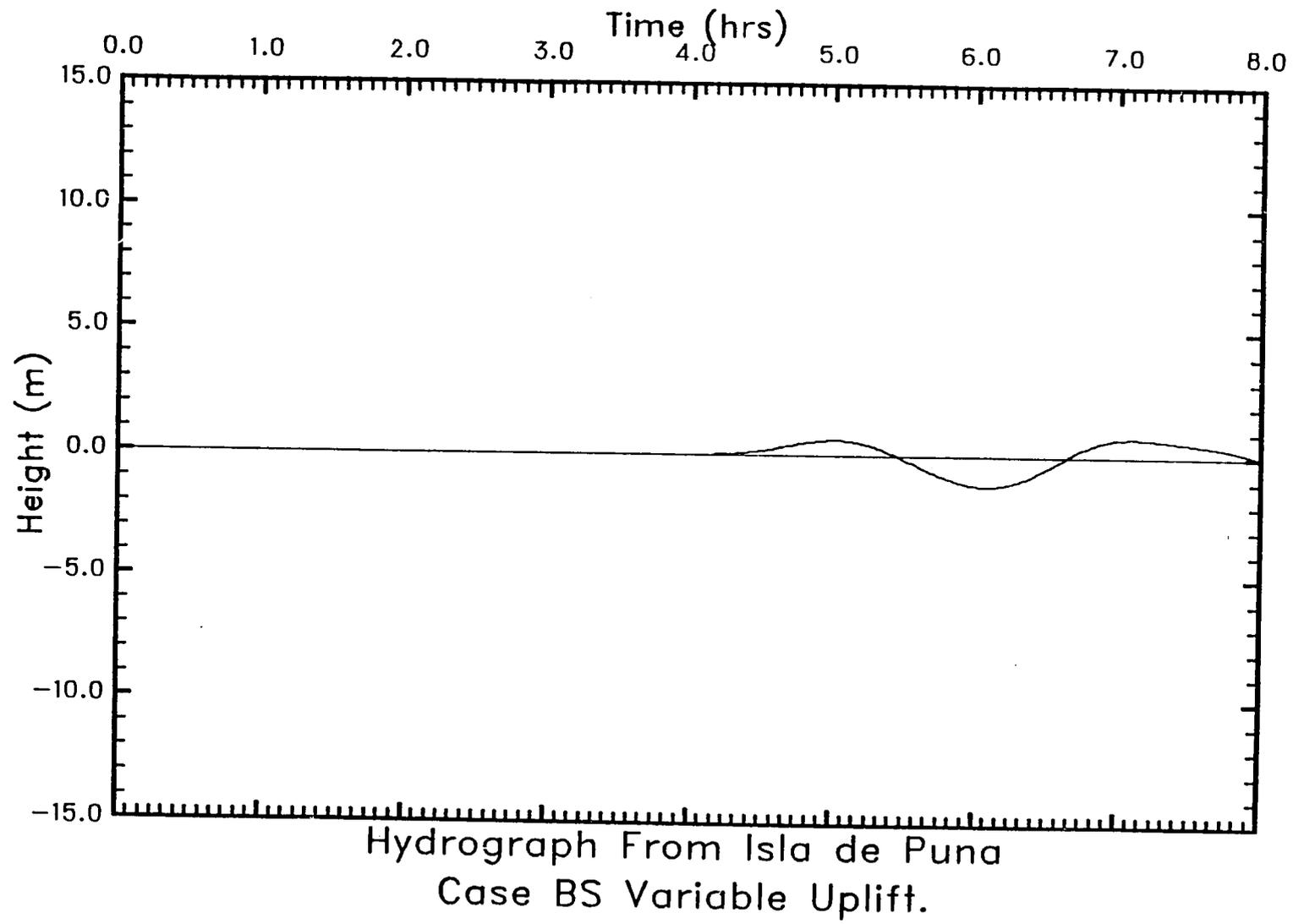


Figura 5.31: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de la Isla de Puna, Colombia. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la porción meridional de la Zona B.

5-56

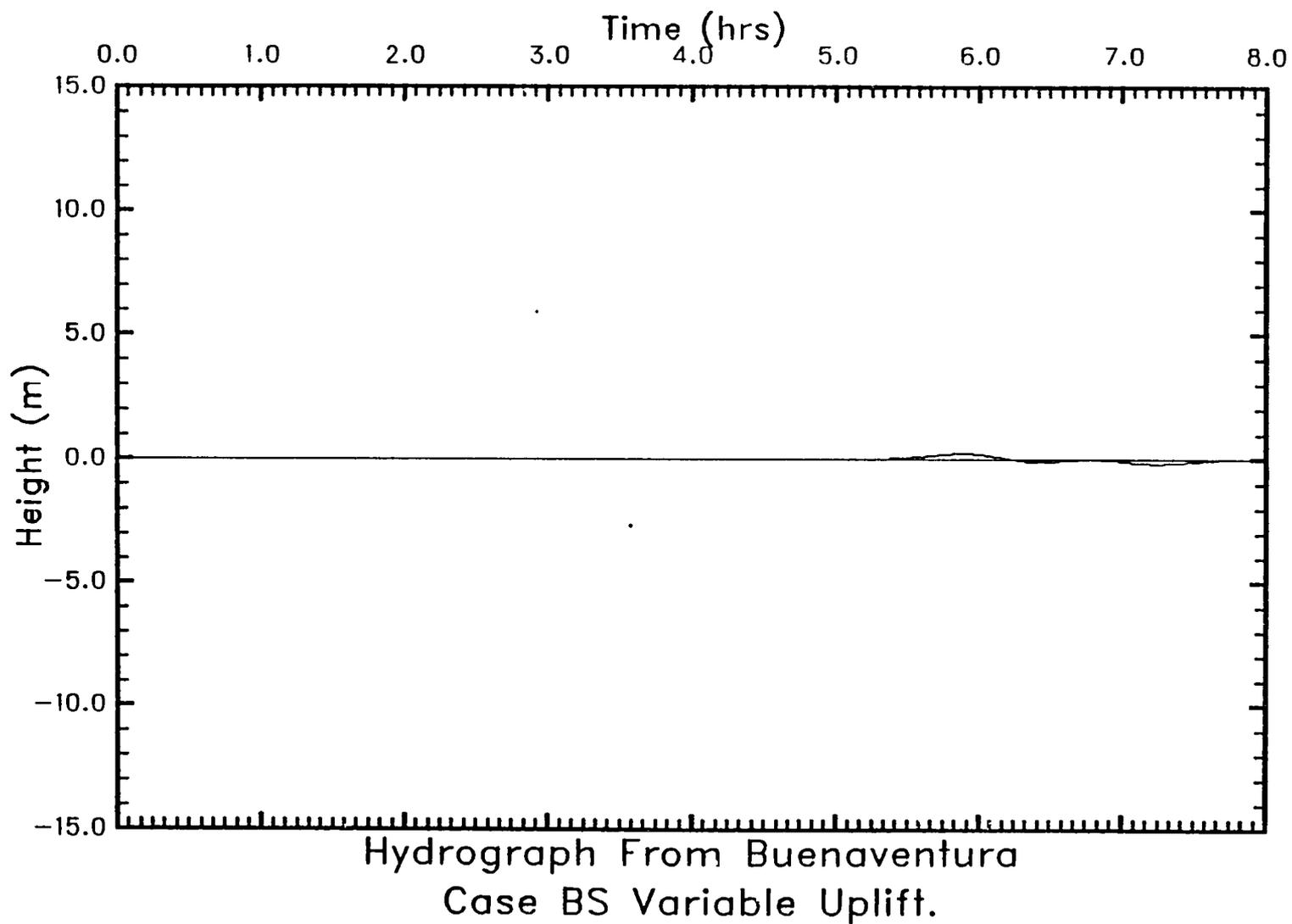


Figura 5.32: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Buenaventura, Ecuador. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la porción meridional de la Zona B.

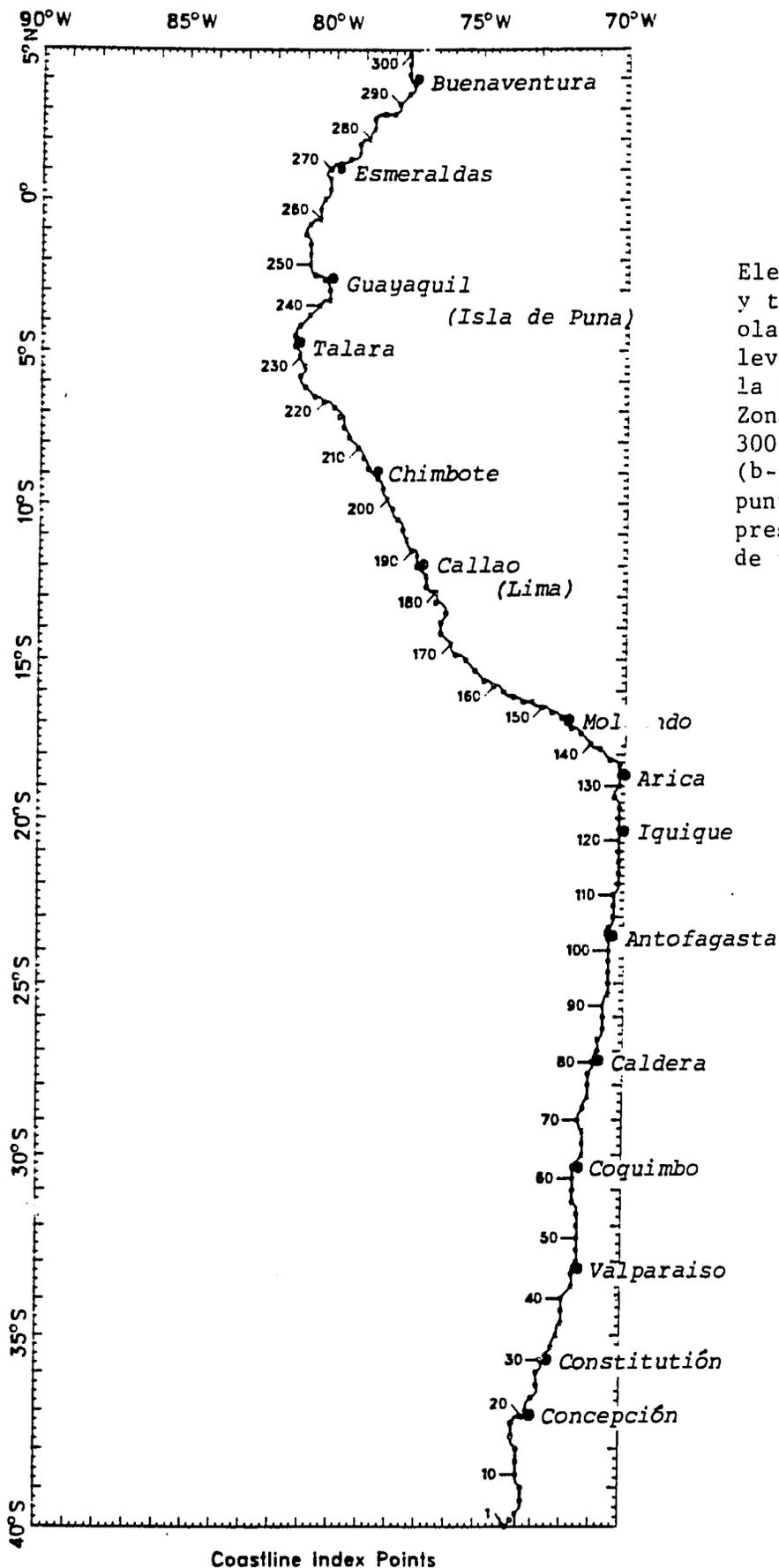


Figura 5.33

Elevaciones de ola máximas y tiempos de llegada de las olas como consecuencia del levantamiento variable en la porción meridional de la Zona B. (a) Lugares de los 300 puntos de registro. (b-f) Olas máximas en cada punto. La línea horizontal representa el valor promedio de todos los 300 puntos.

Coastline Index Points

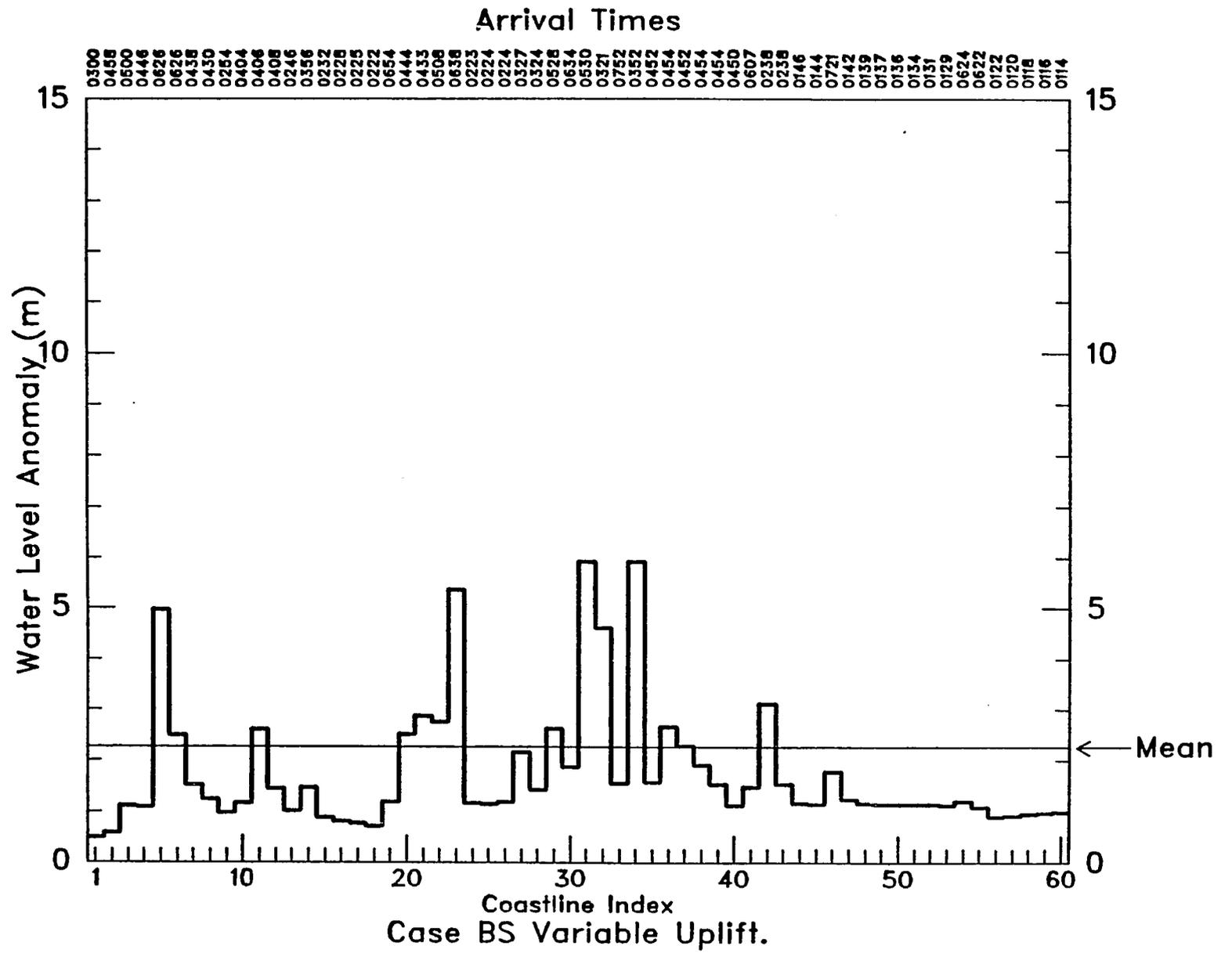


Figura 5.33 (b)

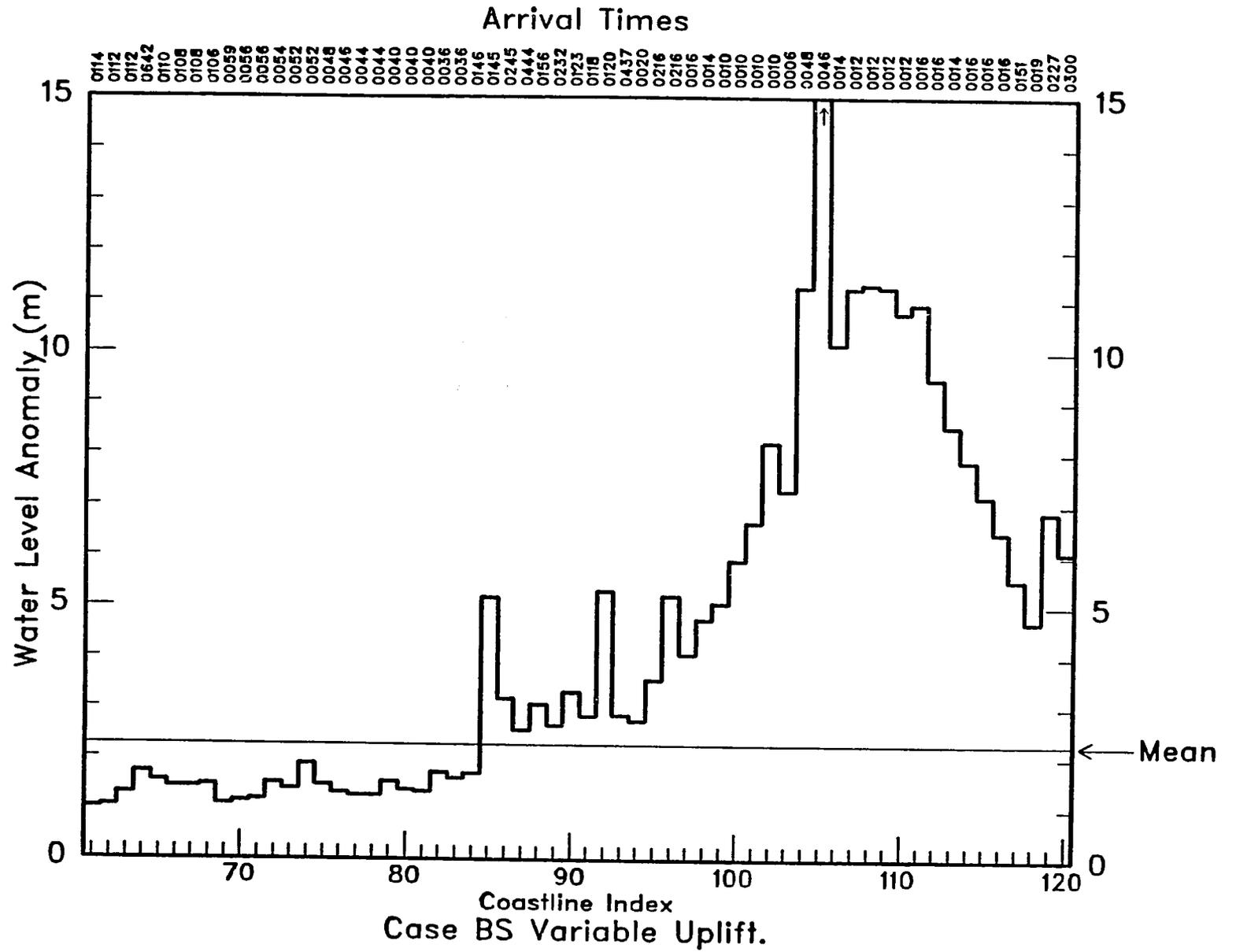


Figura 5.33 (c)

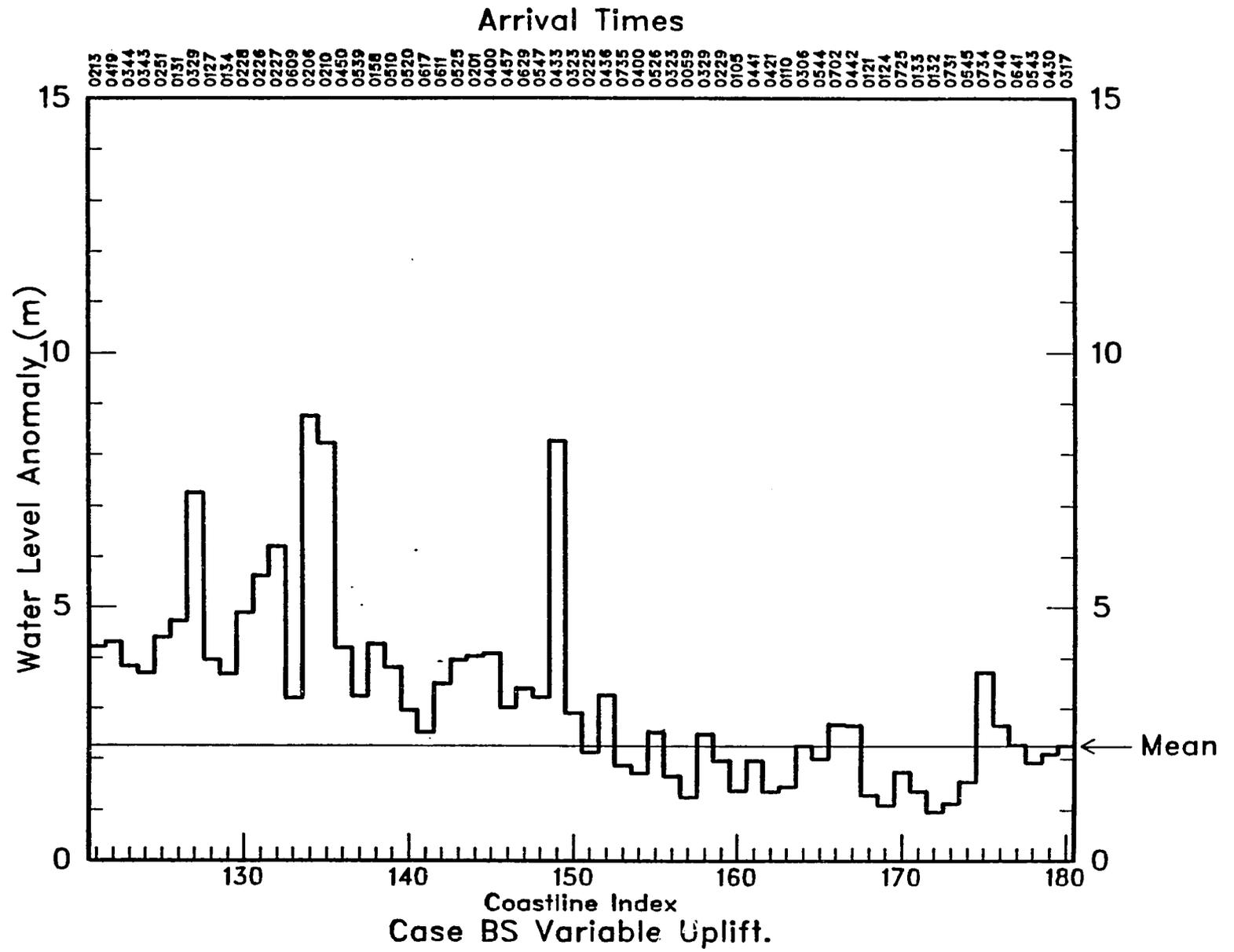


Figura 5.33 (d)

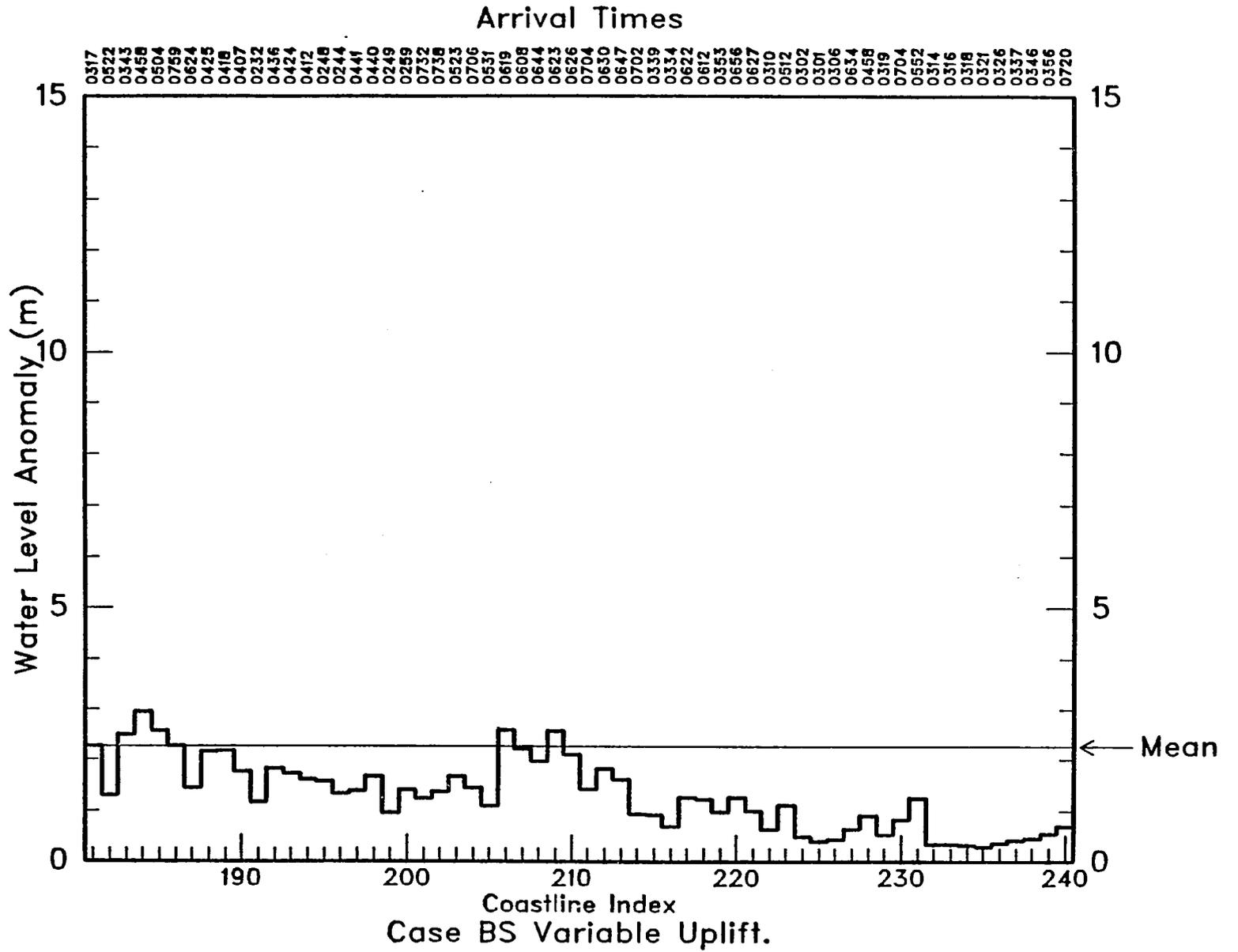


Figura 5.33 (e)

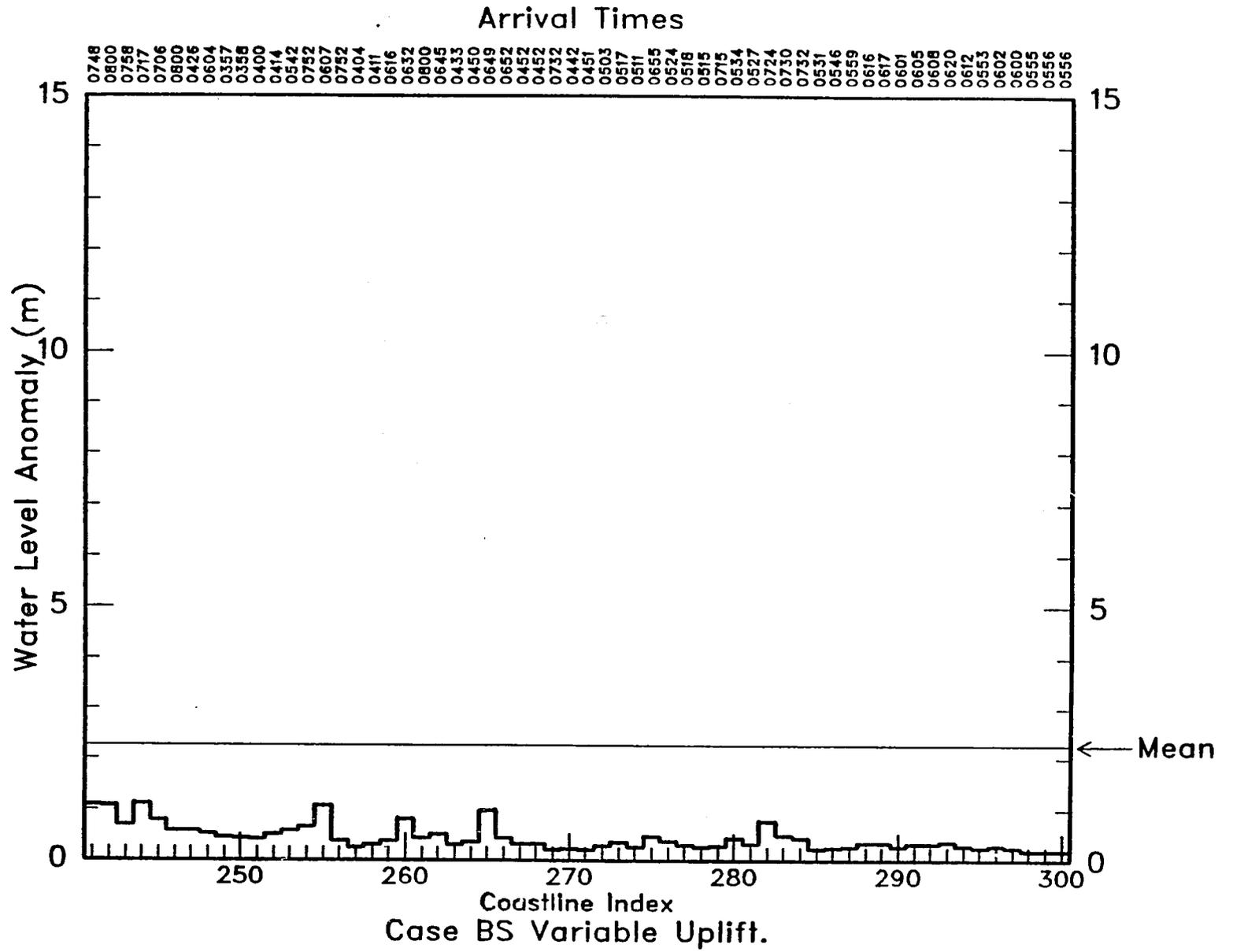


Figura 5.33 (f)

5.6 EVALUACION DEL RIESGO - ZONA B

Las dos subzonas utilizadas para ubicar los terremotos hipotéticos en esta zona están orientadas de forma bastante diferente a lo largo de la costa de Sudamérica. Tratamos la amenaza de cada subzona por separado.

5.6.1 Subzona septentrional

Ambos tipos de levantamiento producen tsunamis bastante energéticos. La elevación media para el caso uniforme es de unos 3,1 m, pero la media para el caso variable solo desciende a 2,0 m. Nuevamente, las series cronológicas son bastante similares en todos los aspectos, salvo en la amplitud. Solo después de 6 ó 7 horas presentan las cartas hidrográficas de las diferentes pasadas diferencias realmente perceptibles.

Los patrones de la distribución de la altura de las olas también son casi idénticos. En ambos casos, la amenaza más concentrada yace a lo largo de la costa entre Arica y una zona al sureste de Lima. Pero las elevaciones de olas altas calculadas son comunes hacia arriba y hacia abajo de la costa llegando hacia el norte hasta Talara y hacia el sur más allá de Concepción. Solo en la región al norte de Guayaquil son las alturas de ola consecuentemente lo bastante bajas para decir que existe poco riesgo.

Tal como advertimos anteriormente, varios lugares en el extremo sur de la costa están sujetos a olas sorprendentemente altas. Esto se debe probablemente a efectos topográficos locales.

5.6.2 Subzona meridional

Ambos de los levantamientos en esta subzona también producen tsunamis energéticos. La elevación máxima media para el caso uniforme es de 3,7 m, mientras que para el caso variable es de 2,2 m. Nuevamente, los patrones de distribución son bastante similares. En ambos casos, la amenaza es lo más grave para la zona costera que comienza justamente al norte de Caldera y termina hacia el noroeste de Mollendo. Pero olas suficientemente altas para presentar un posible peligro son comunes hacia el norte hasta Talara, especialmente después del levantamiento uniforme. Y, como de ordinario, varias regiones al sur de la zona de origen están sujetas a olas extremas.

Una diferencia perceptible entre los dos casos es la naturaleza de la amenaza en la zona de origen. En el caso de levantamiento uniforme, la mayor parte de la sección desde los puntos 99 hasta 119 reciben olas de al menos 10 m de altura tan pronto como comienza la simulación. En el caso de levantamiento variable, solo unos relativamente pocos puntos en esa región reciben olas tan altas, y entonces únicamente después de un lapso comprendido entre 6 y 48 minutos. Esto se debe al hecho de que la zona de origen termina justamente en la costa. En el caso uniforme, el desplazamiento inicial de 10 m es impuesto sobre estos puntos al principio. En el caso de levantamiento variable, la sección con un desplazamiento de 10 m yace a varios puntos de rejilla mar adentro y lleva tiempo para que llegue la primera cresta hacia tierra. Además, durante ese lapso de tiempo la cresta comienza a propagarse hacia el norte y el sur, y, por consiguiente, las olas que llegan a la costa han dejado de tener una altura uniforme a lo largo de la costa, al igual que ocurre después del levantamiento uniforme.

5.6.3 Resumen

Los tsunamis que provienen de estas dos zonas de origen presentan una amenaza significativa para toda la costa sudamericana al sur de Guayaquil. En ambos casos, la vecindad inmediata del levantamiento recibe las olas mayores, pero las zonas costeras cerca del giro continental también se ven amenazadas por las olas que se reflejan de esta zona. Esta zona de origen produce las olas más amenazantes que hemos encontrado hasta ahora.

Sección 6

ZONA DE ORIGEN C

6.1 INTRODUCCION

La zona de origen C se extiende desde los 25°S hasta los 26°S. La topografía de la región es bastante similar a la de la subzona BS. Su ubicación se presenta en la figura 6.1. Este es un pequeño hiato sísmico y no es de esperar que los tsunamis que se originan aquí sean muy energéticos.

6.2 CASO DE LEVANTAMIENTO UNIFORME

En esta situación, toda la zona ilustrada en la figura 6.1 se mueve 3 m hacia arriba.

6.2.1 Efectos inmediatos

Los contornos de olas después de una hora (figura 6.2) confirman nuestra expectativa de olas bajas. La altura de cresta de aguas profundas es ligeramente superior a los 20 cm y la ola se propaga casi uniformemente en todas las direcciones. Sin embargo, algunas celdas intensas de la energía de las olas permanecen en esta zona de origen.

6.2.2 Efectos de mayor duración

Los registros de las olas costeras para este caso presentan olas de baja energía que tienden a morir rápidamente en algunos casos. En Antofagasta (figura 6.3), que es el punto que está más próximo a la fuente, la historia cronológica contiene olas de baja amplitud y alta frecuencia que persisten durante 3 a 4 horas y, luego, disminuyen en amplitud. En contraste, Valparaíso y Arica (figura 6.4 y 6.5) reciben olas de una amplitud solo ligeramente superior pero con un período mucho más largo. Estas persisten con solo pequeñas variaciones durante un lapso completo de 8 horas.

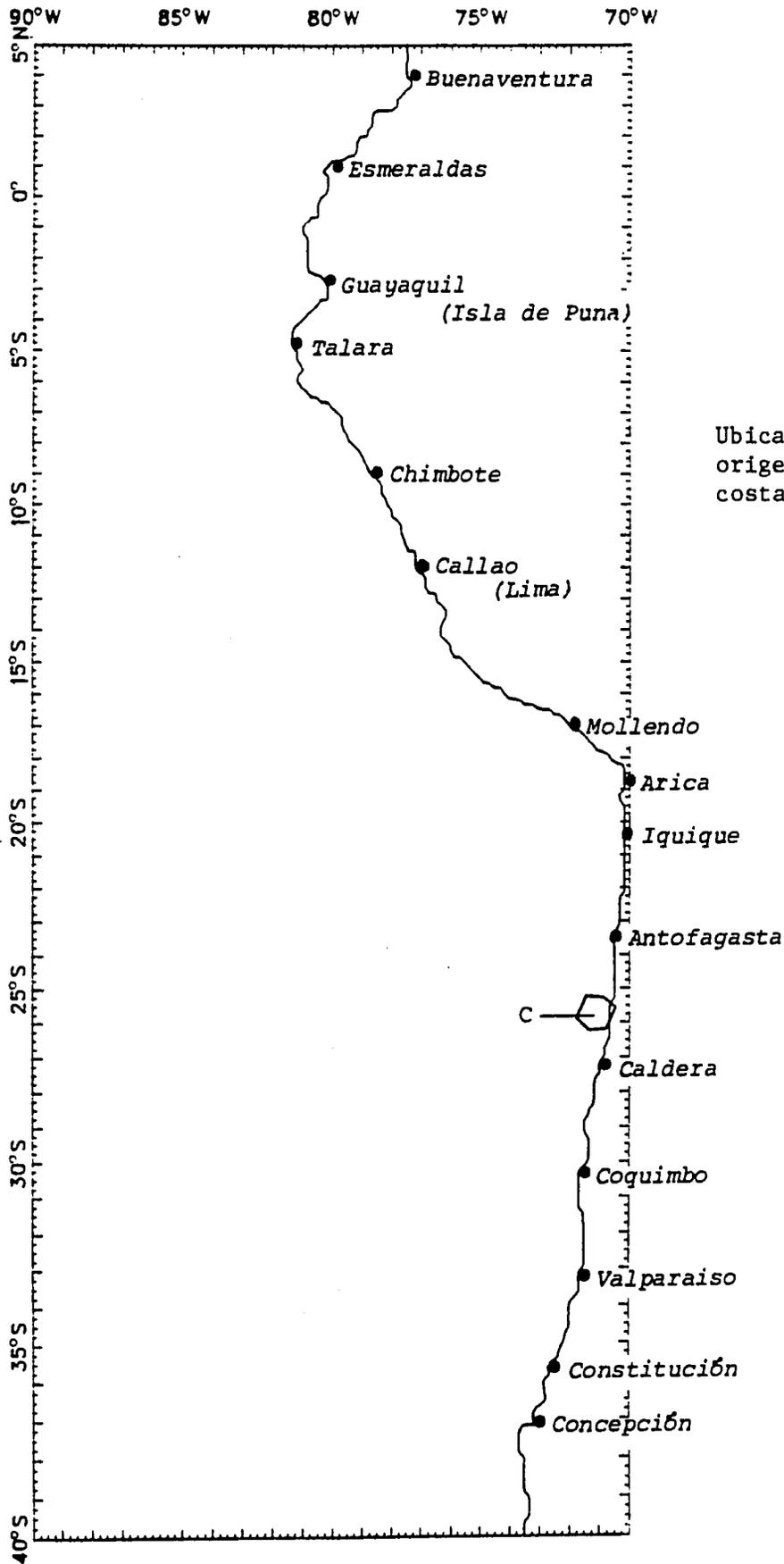


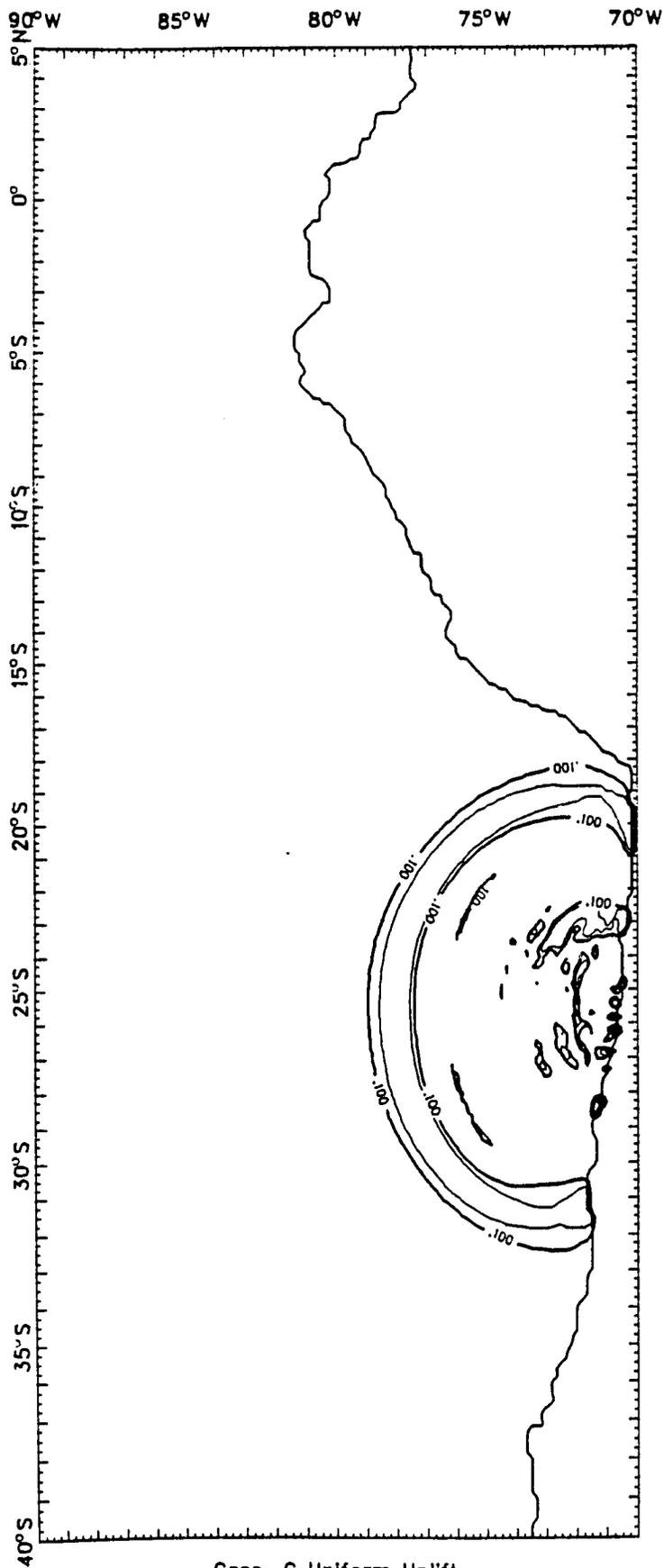
Figura 6.1

Ubicación de la zona de origen C a lo largo de la costa.

Los lugares más al norte reciben energías de ola mucho menores, aunque la actividad cerca de Lima (figura 6.6) presenta síntomas de aumentar después de 7 horas. Para cuando las olas llegan a la Isla de Puna (figura 6.7) y Buenaventura (figura 6.8), solo son perturbaciones bajas, de período largo que presentan poco riesgo.

6.2.3 Alturas máximas de ola

La elevación máxima promedio para este caso es bastante baja, aproximadamente 0,6 m. Las elevaciones más altas ocurren entre Caldera y Antofagasta, a lo largo de la costa cerca de la zona de origen (véanse las figuras 6.9a-f). Solo en esta región son las olas realmente lo suficientemente altas para considerarlas como un riesgo absoluto. Ocurren ciertamente algunas elevaciones por encima del promedio tanto al norte como al sur de la zona de origen, especialmente cerca de Arica y la porción del continente al norte del giro continental. En general, empero, este tsunami parece presentar poca amenaza para las zonas costeras.



Case C Uniform Uplift.
Wave Crests at 1 Hour

Figura 6.2

Elevación de la superficie (positiva solamente) una hora después de un levantamiento uniforme en la zona de origen C. Los contornos corresponden a 0,1, 0,2, 0,5, 1,0 y 2,0 m.

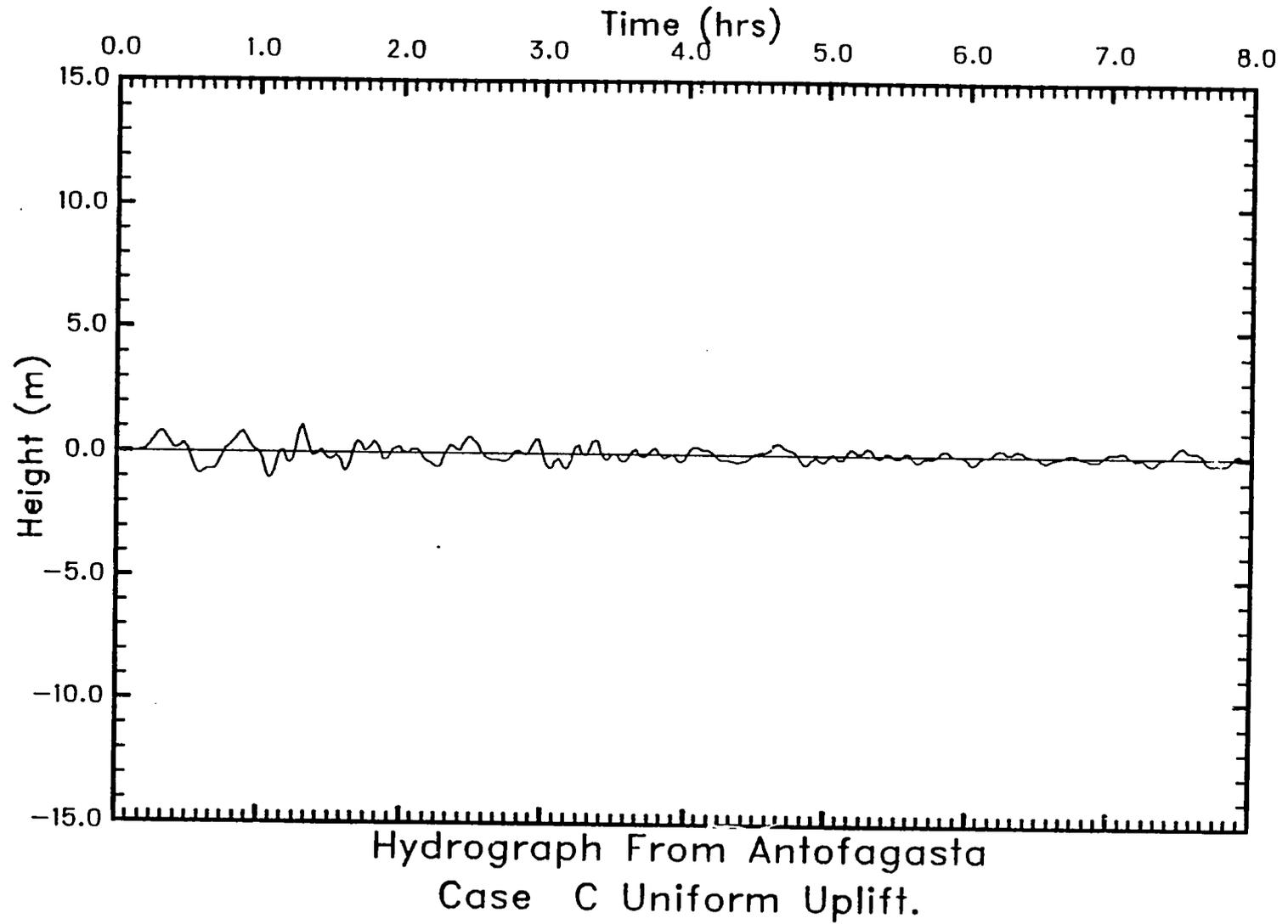


Figura 6.3: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Antofagasta, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la zona C.

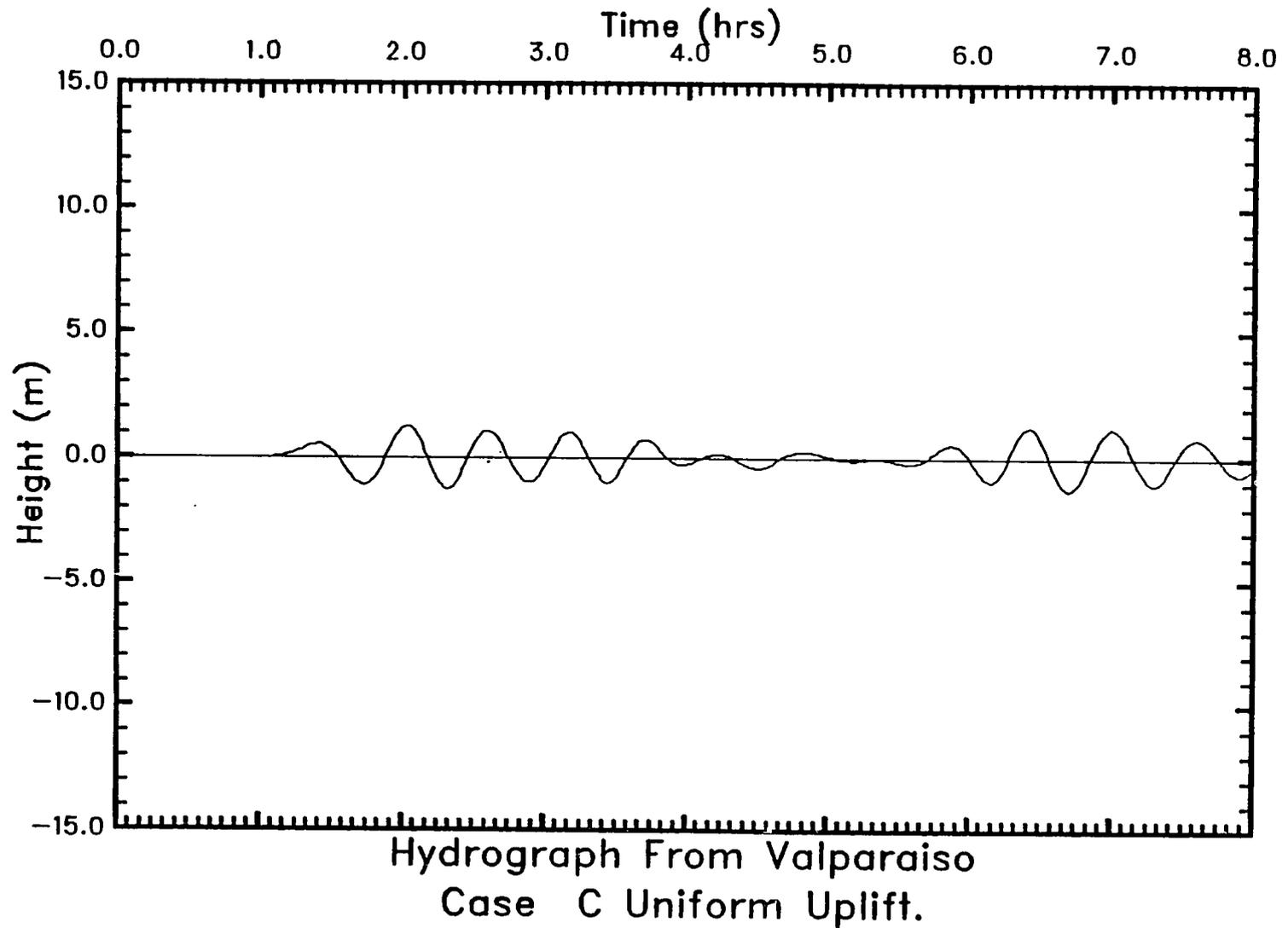


Figura 6.4: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Valparaíso, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona C.

6-7

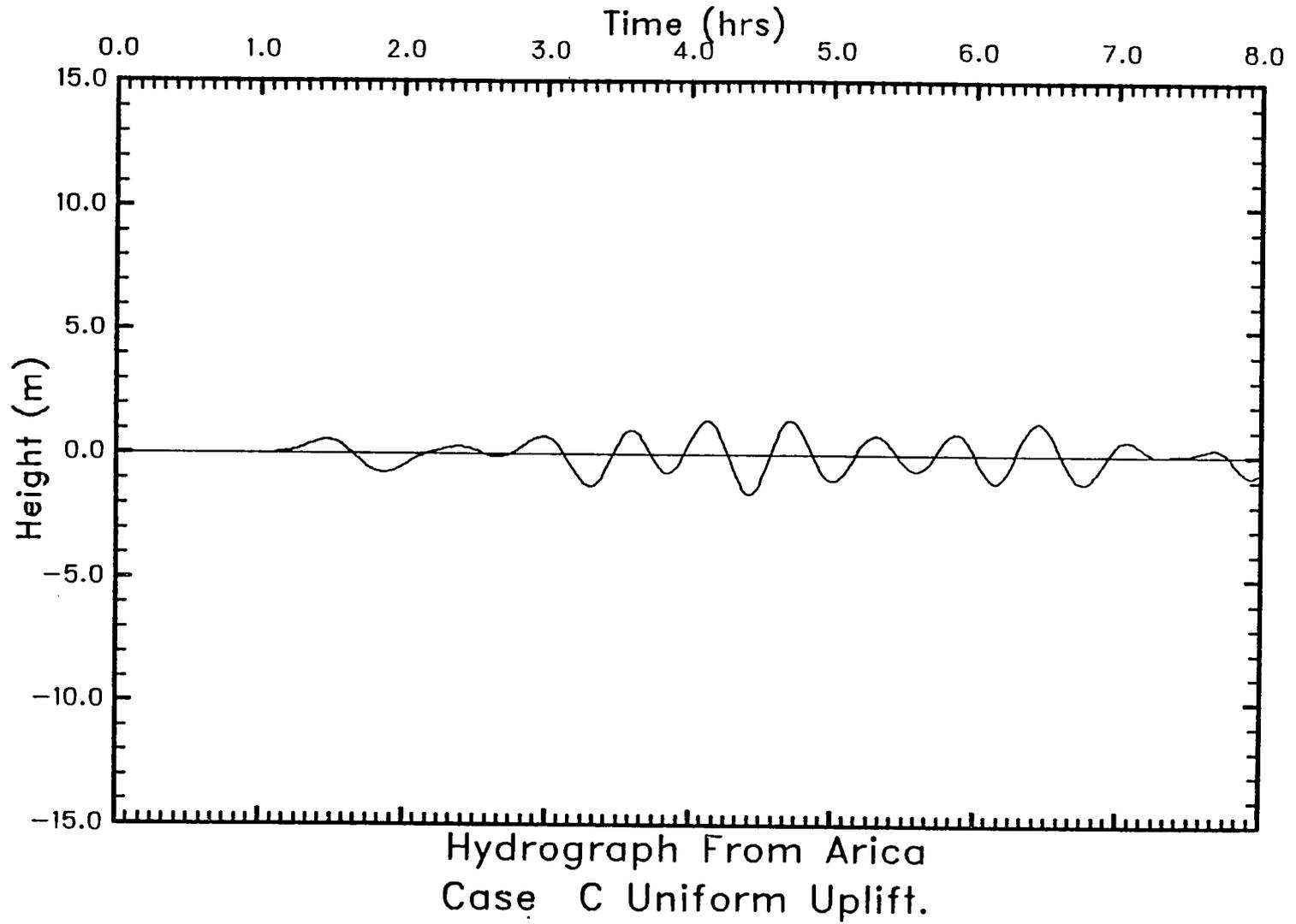
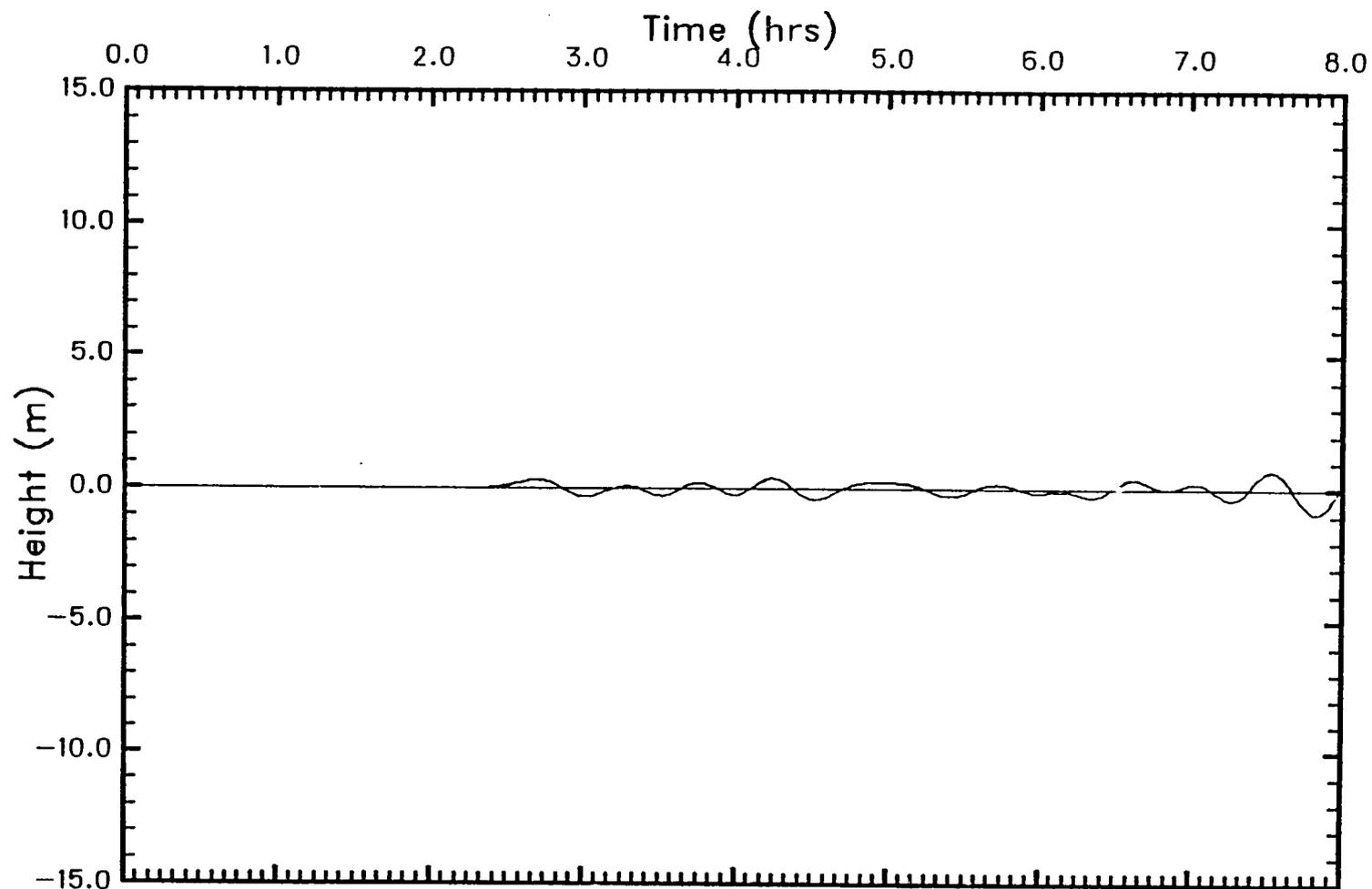


Figura 6.5: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Arica, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona C.



Hydrograph From Lima
Case C Uniform Uplift.

Figura 6.6: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Lima, Perú. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona C.

6-9

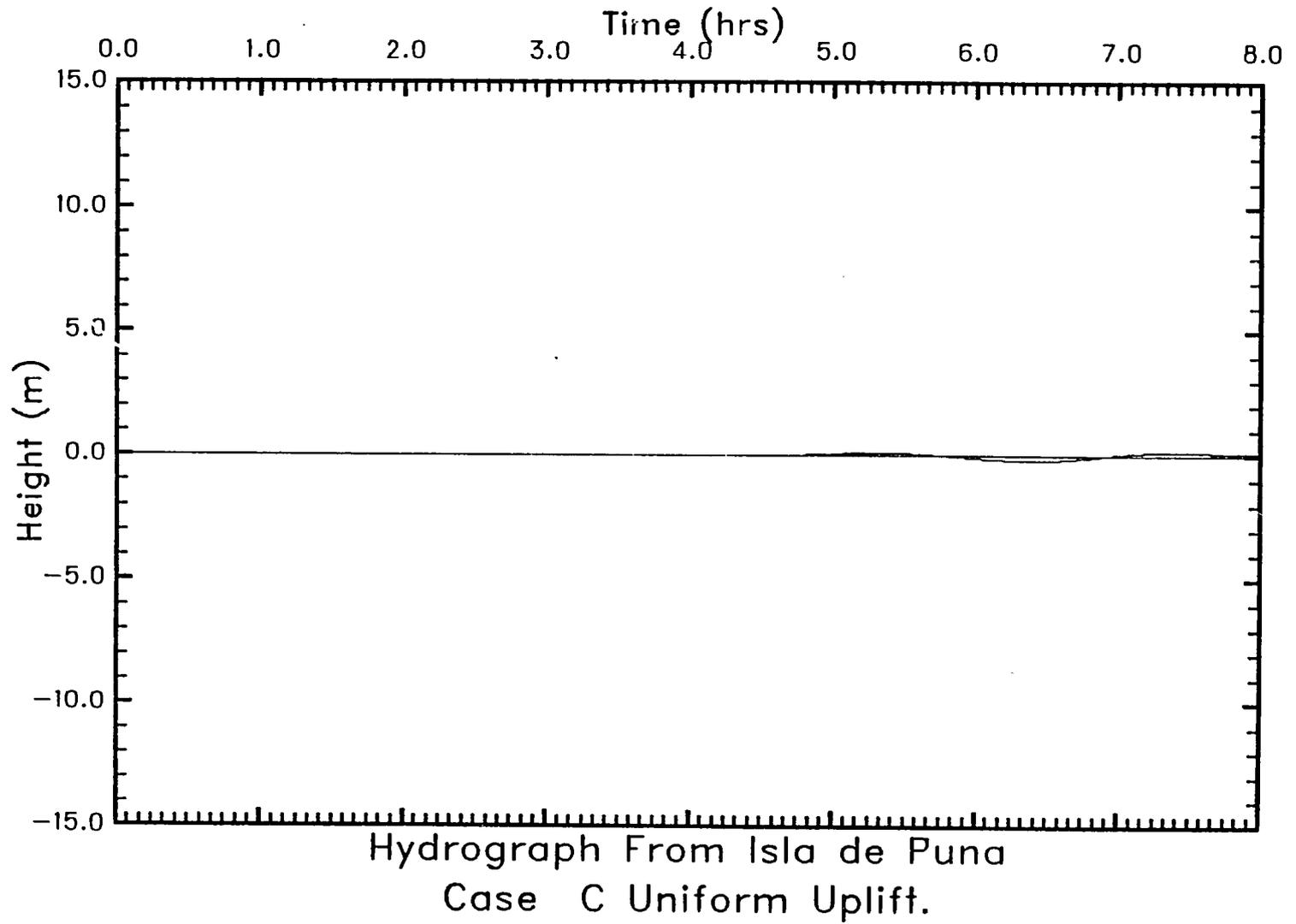


Figura 6.7: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de la Isla de Puna, Colombia. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona C.

6-10

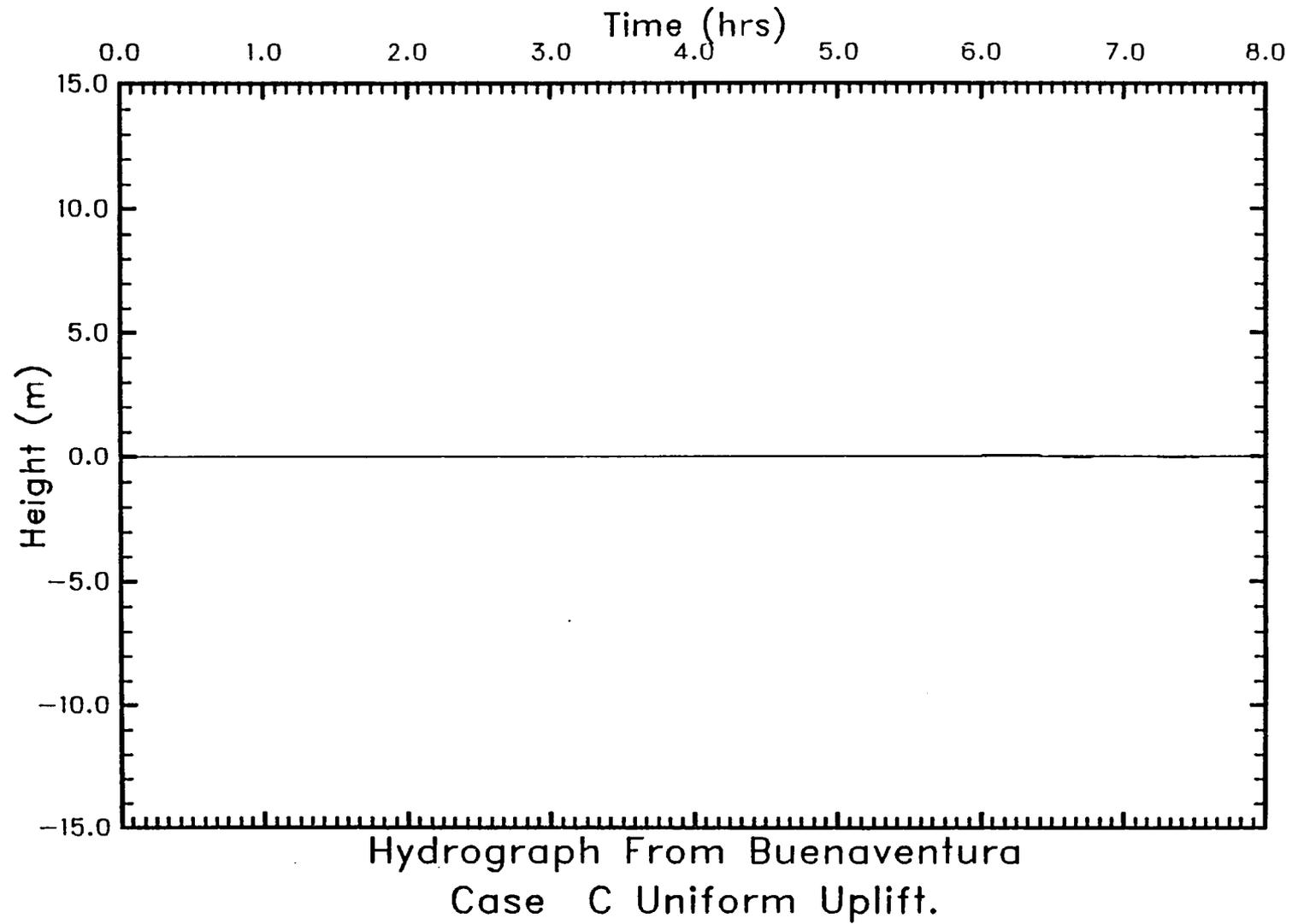


Figura 6.8: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Buenaventura, Ecuador. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona C.

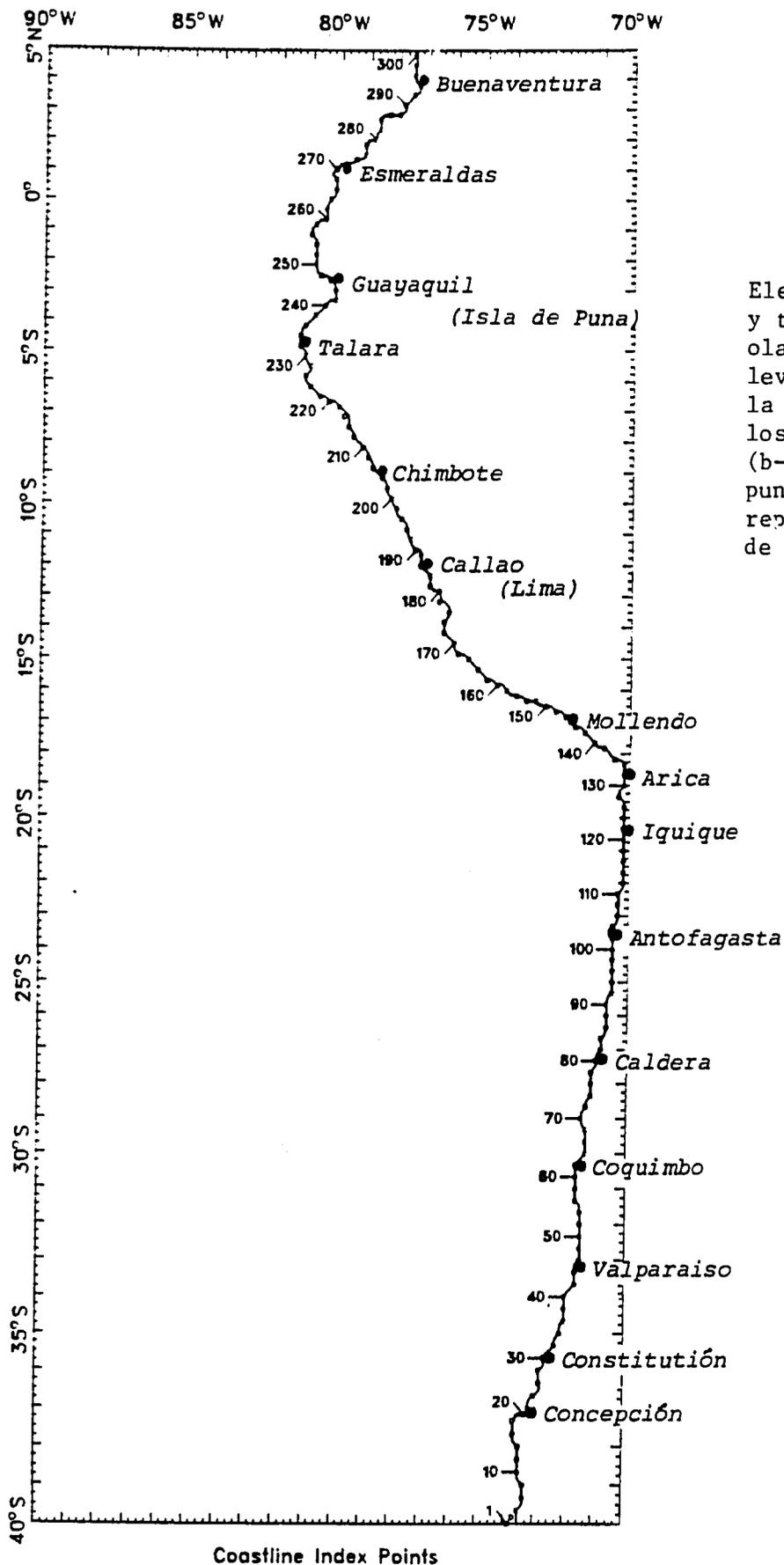


Figura 6.9

Elevaciones de ola máximas y tiempos de llegada de las olas como consecuencia del levantamiento uniforme en la zona C. (a) Lugares de los 300 puntos de registro. (b-f) Olas máximas en cada punto. La línea horizontal representa el valor promedio de todos los 300 puntos.

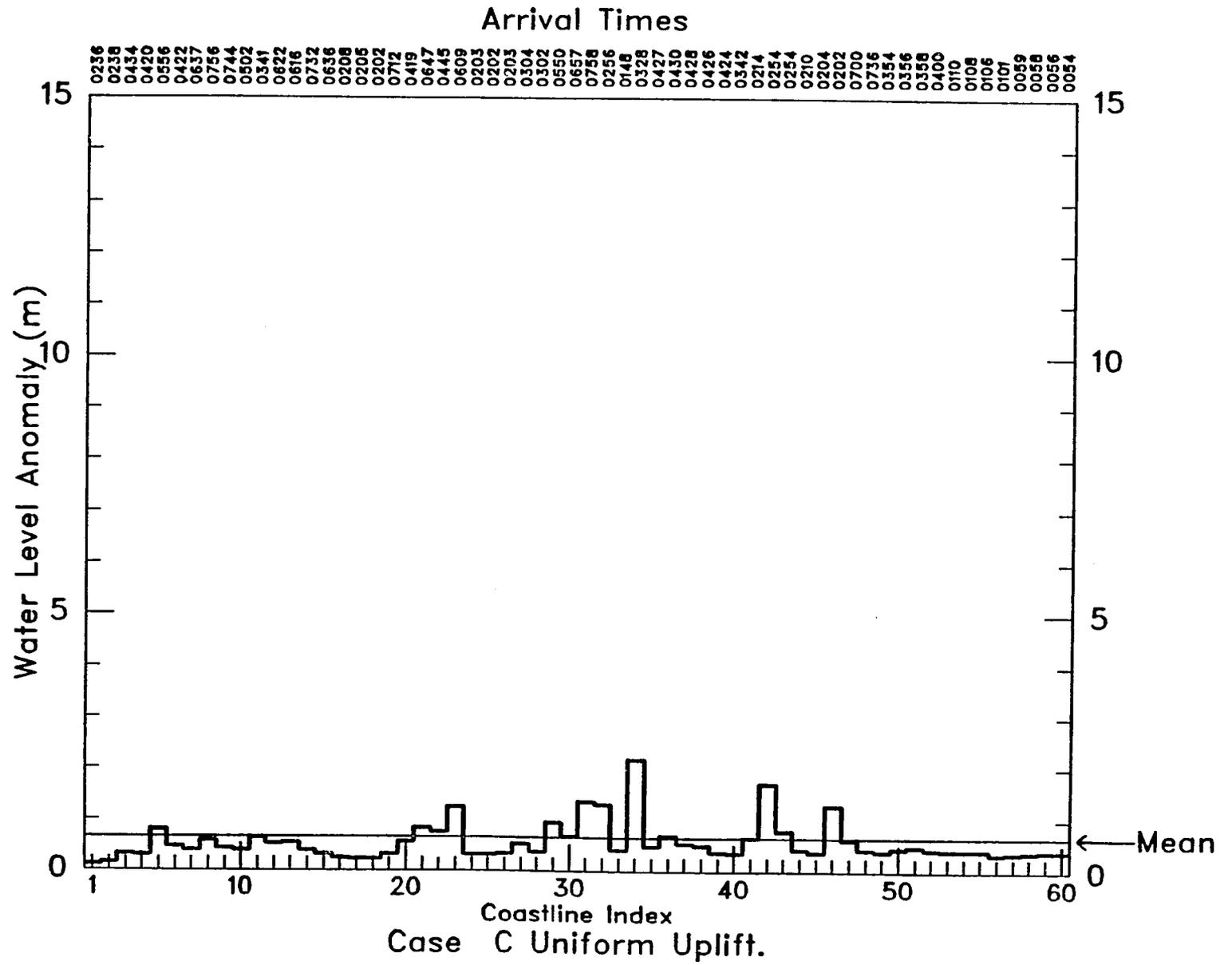


Figura 6.9 (b)

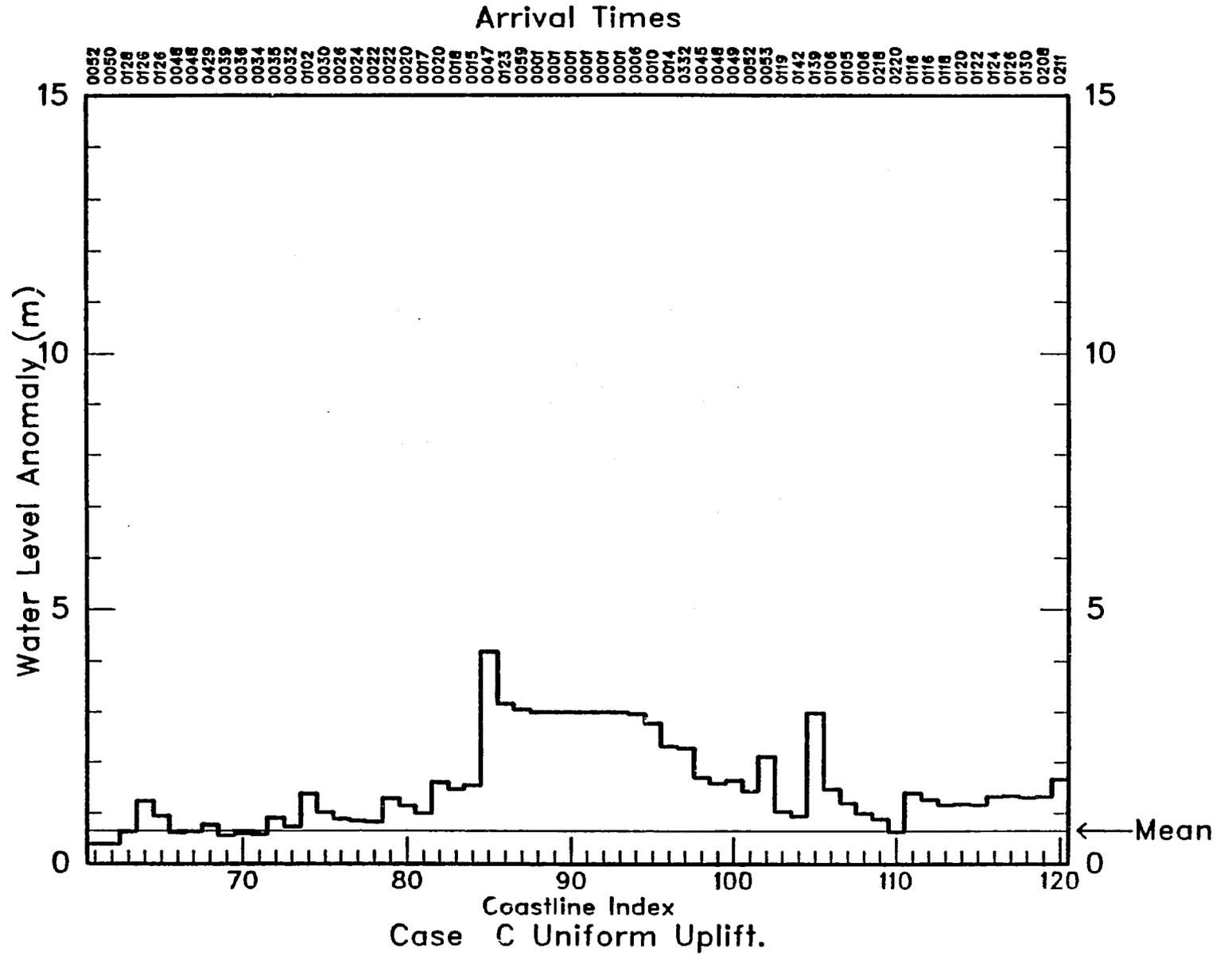


Figura 6.9 (c)

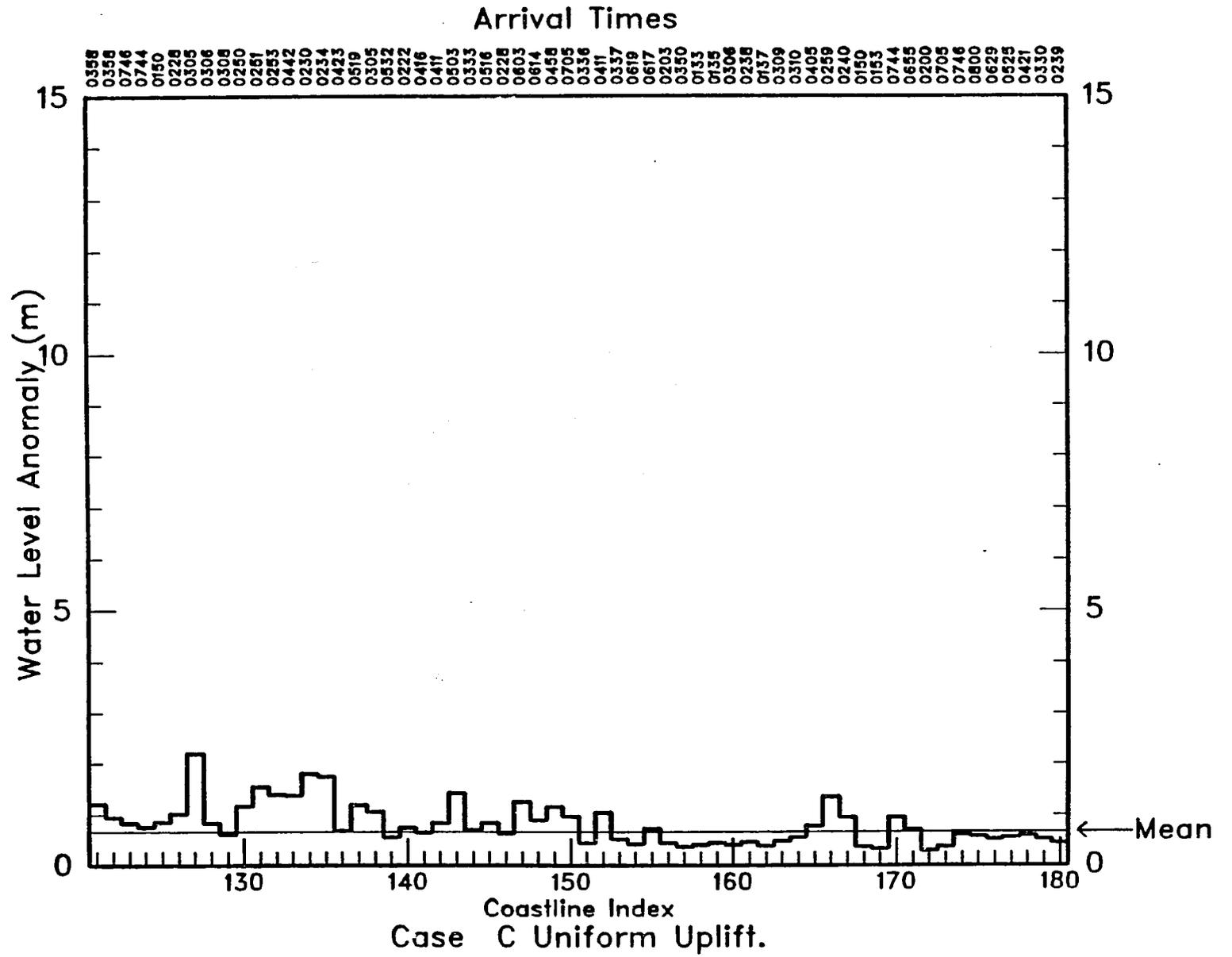


Figure 6.9 (d)

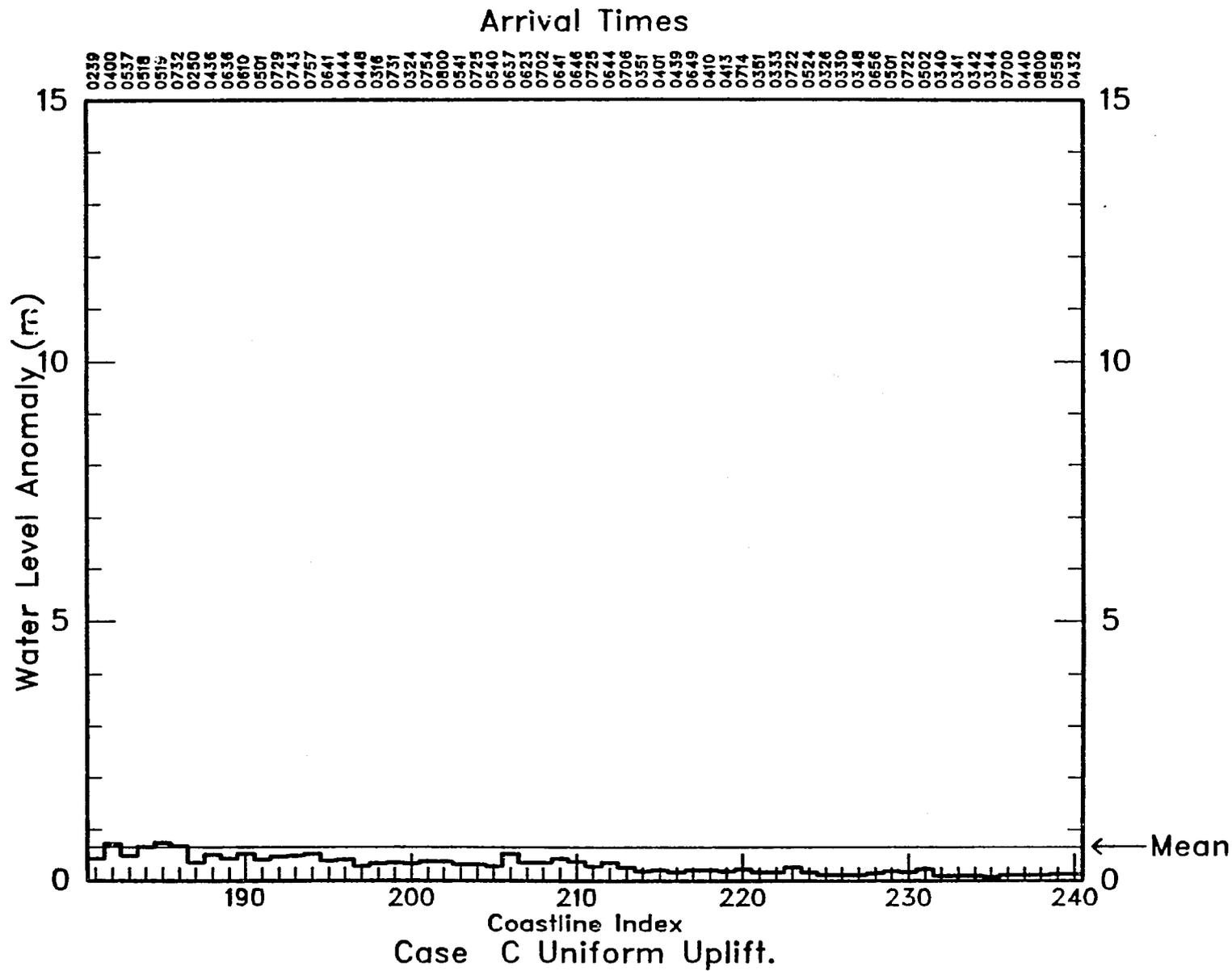


Figura 6.9 (e)

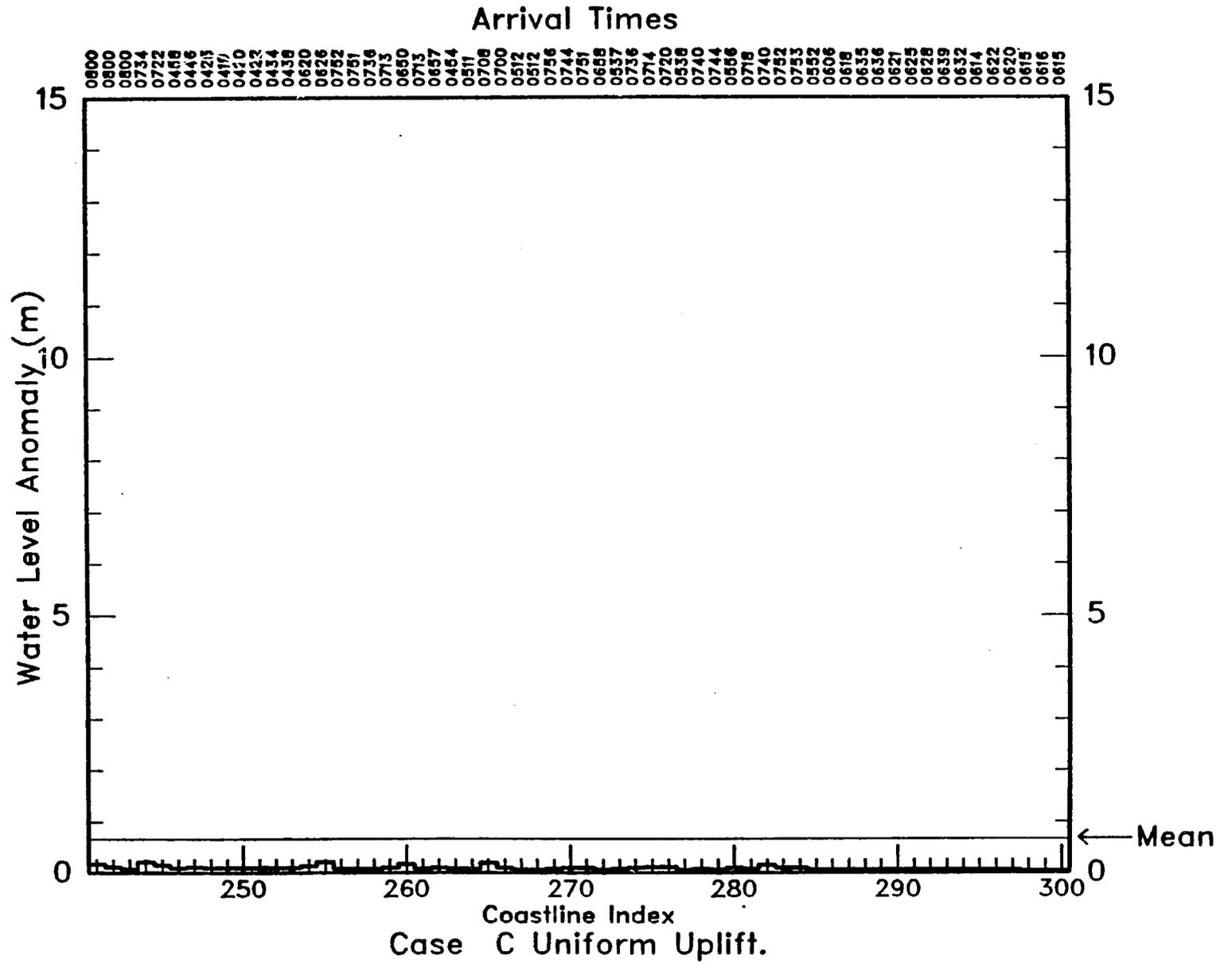


Figura 6.9 (f)

6.3 CASO DE LEVANTAMIENTO VARIABLE

El levantamiento máximo para esta zona de origen es de 3 m. Tal como hemos advertido en la sección precedente, este movimiento de la zona de origen no es muy energético.

6.3.1 Efectos inmediatos

Los contornos de olas a una hora (figura 6.10) indican que este campo de olas se propaga con bastante regularidad. Una segunda cresta, que es algo más baja que la cresta delantera y con una longitud de onda mucho más corta, es evidente. También se hallan presentes a lo largo de la costa varias bolsas pequeñas de energía de olas.

6.3.2 Efectos de mayor duración

Las cartas hidrográficas de olas (figuras 6.11 a 6.16) confirman los niveles bajos de energía de esta zona de origen. Solo en Arica se aproximan las elevaciones de las olas a 1 m. Sin embargo, la actividad de olas de bajo nivel se halla presente casi por 8 horas en Antofagasta, Valparaíso y Arica.

6.3.3 Elevaciones máximas

Los niveles bajos de energía también son evidentes en los trazados de elevación máxima (véase la figura 6.17a-f). Olas de hasta 3 m de altura ocurren cerca de la zona de origen entre Caldera y Antofagasta. Ciertamente, ocurren agrupaciones de olas por encima del promedio cerca de Arica y entre Constitución y Valparaíso, pero, en general, este tsunami no presenta una amenaza muy grande.

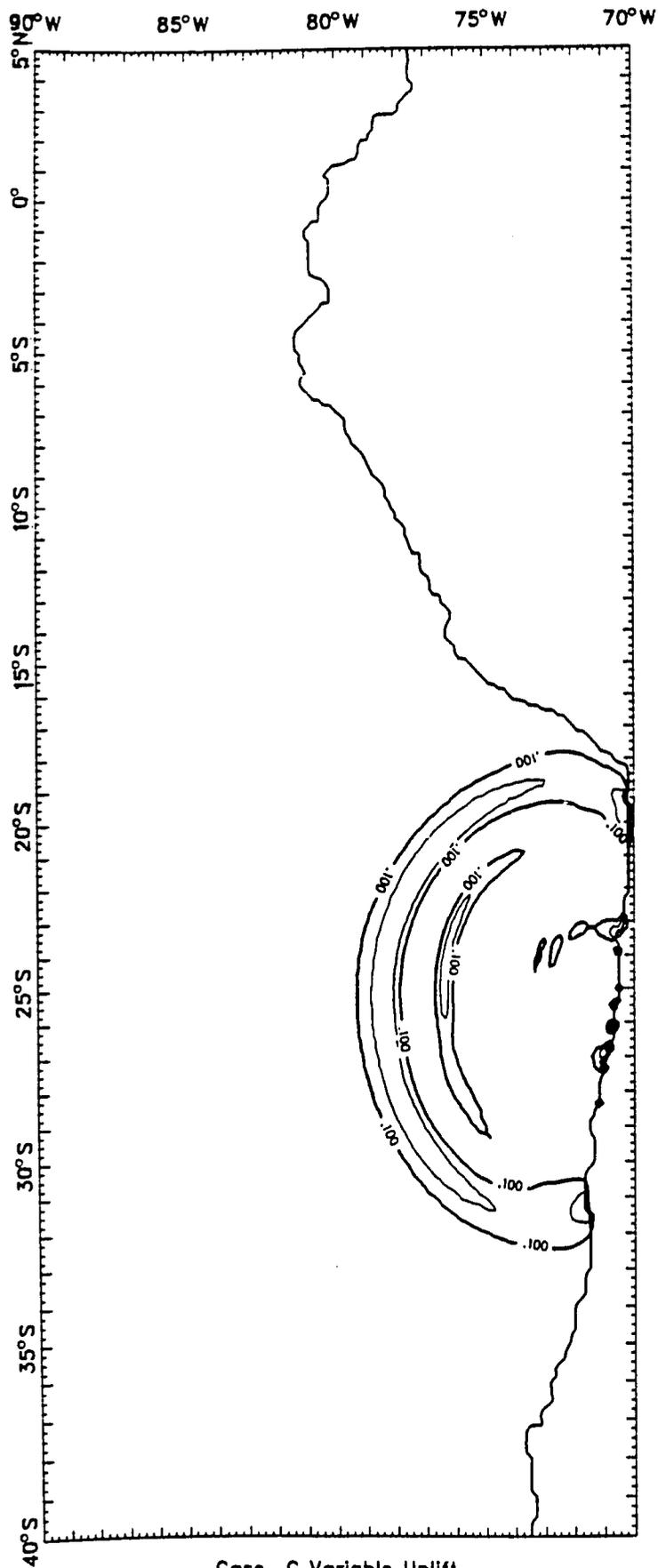


Figura 6.10

Elevación de la superficie (positiva solamente) una hora después de un levantamiento variable en la zona de origen C. Los contornos corresponden a 0,1 0,2, 0,5, 1,0 y 2,0 m.

Case C Variable Uplift.
Wave Crests at 1 Hour

61-9

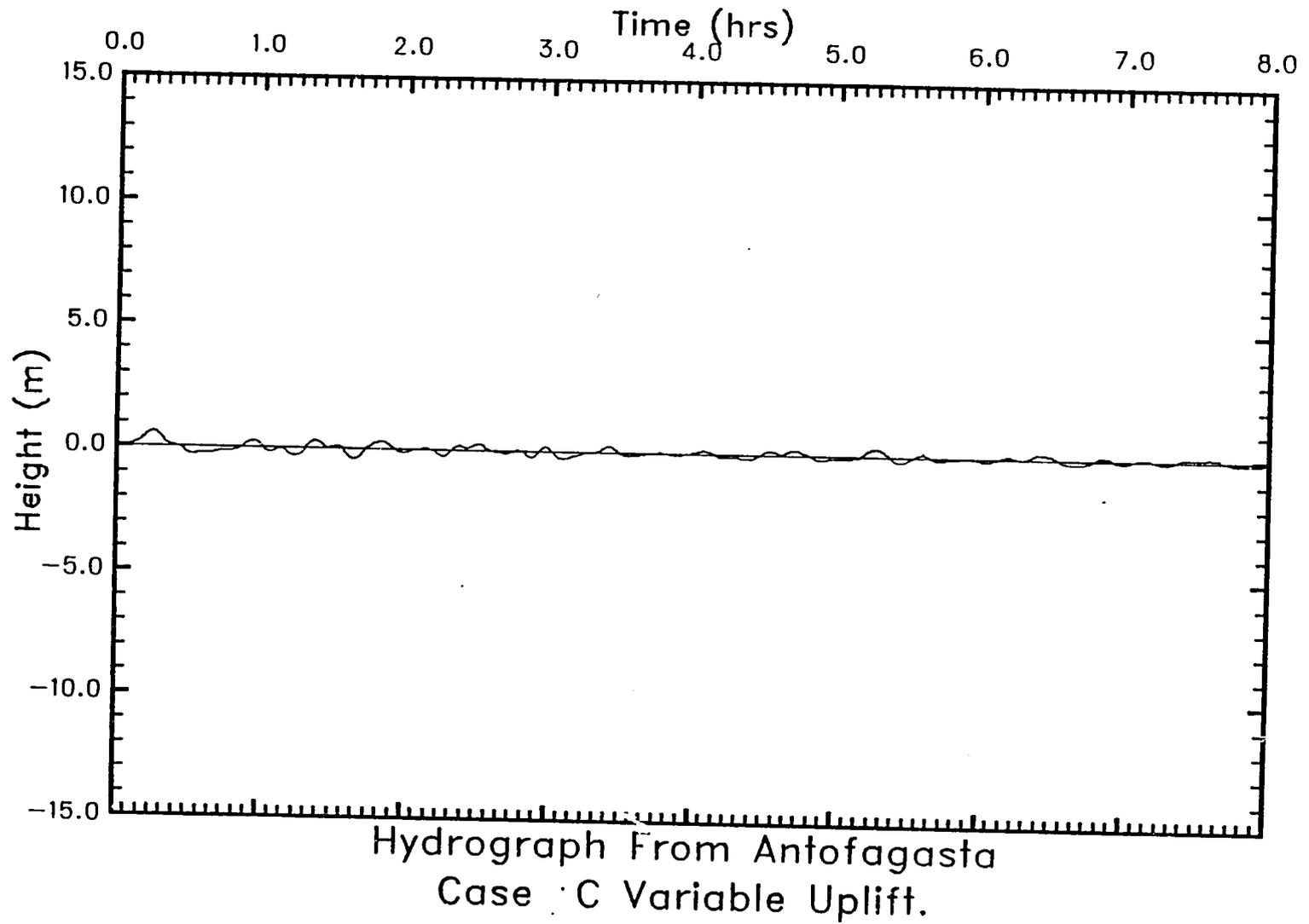


Figura 6.11: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Antofagasta, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona C.

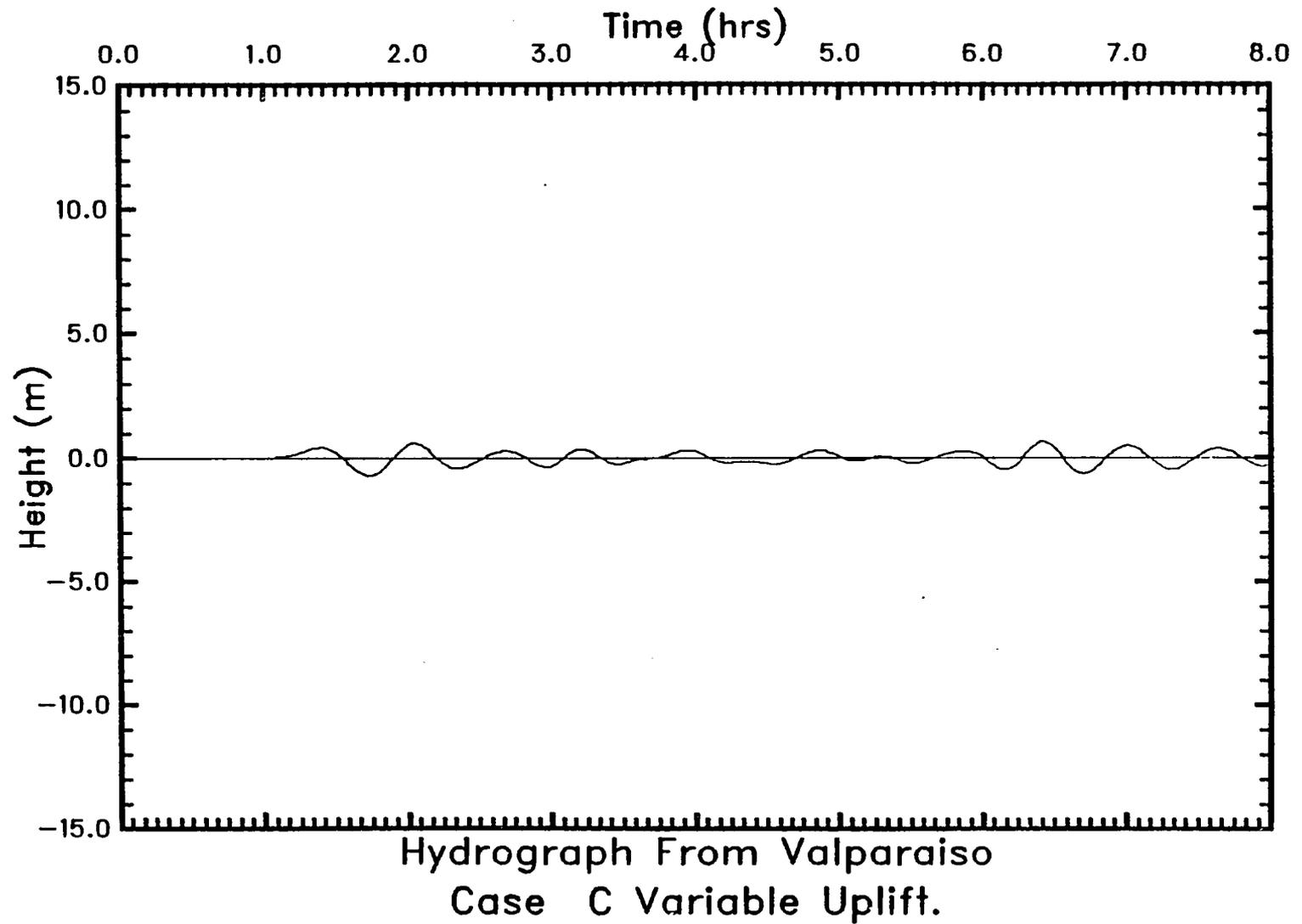


Figura 6.12: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Valparaíso, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona C.

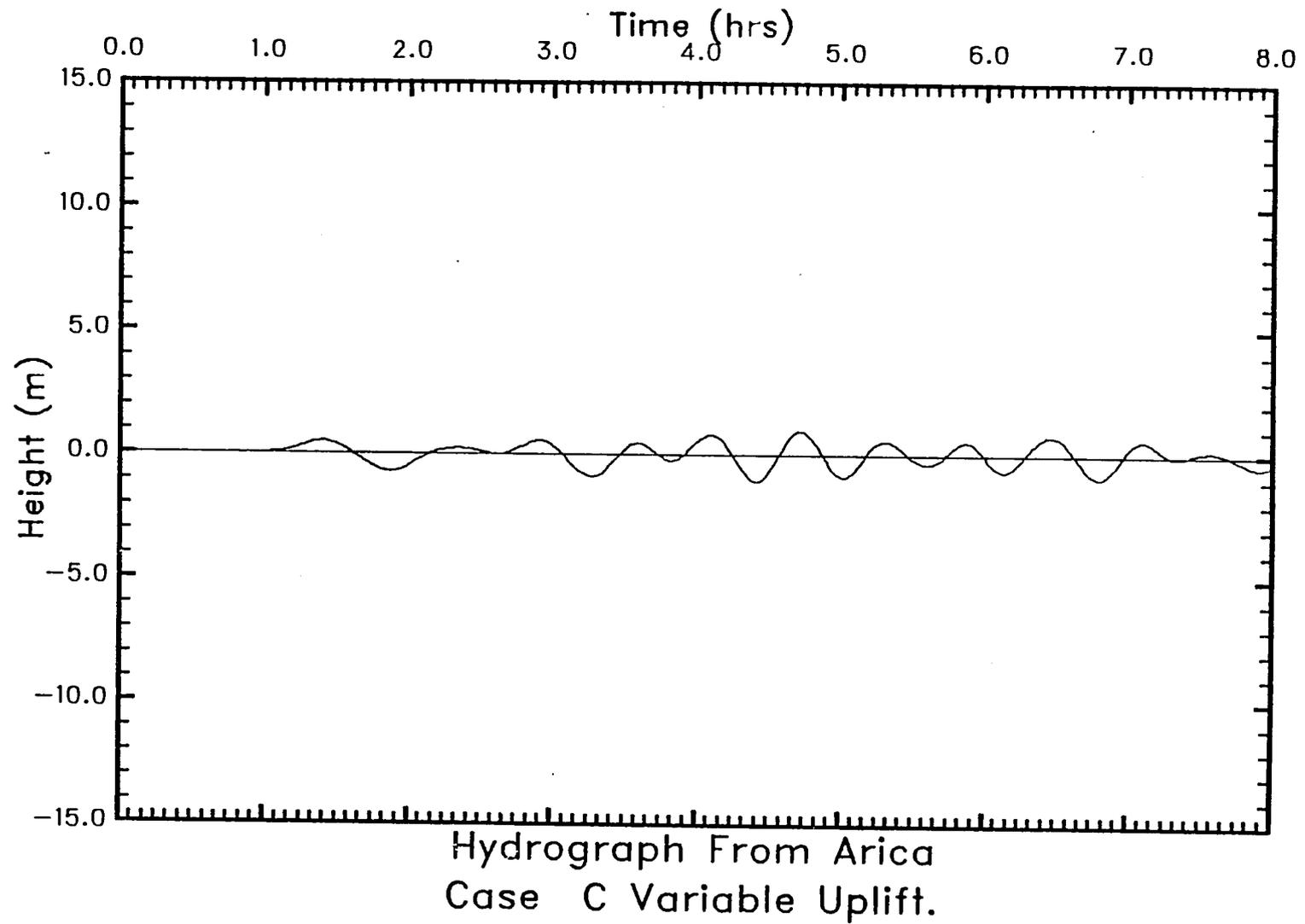


Figura 6.13: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Arica, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona C.

6-22

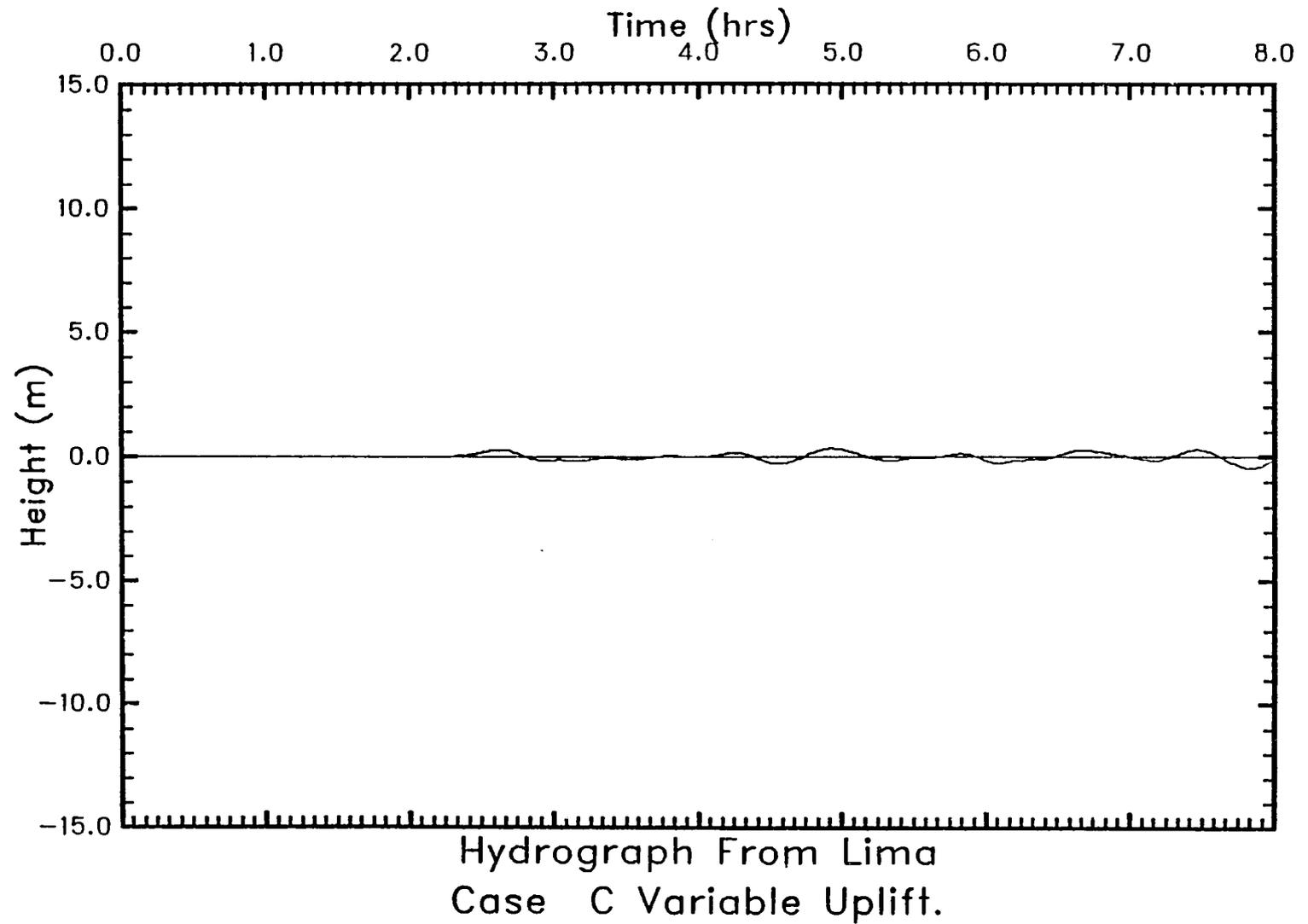


Figura 6.14: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Lima, Perú. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona C.

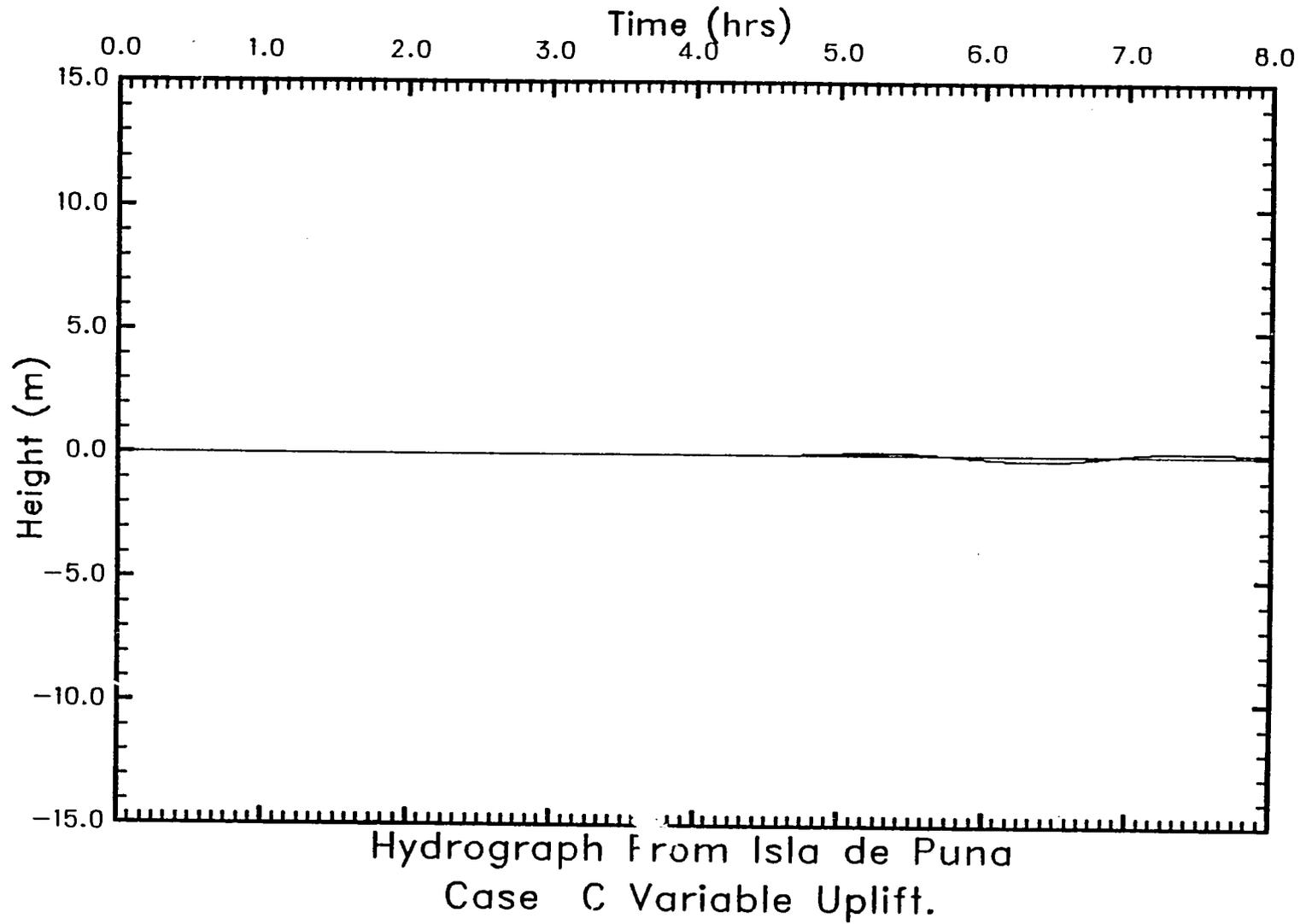


Figura 6.15: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de la Isla de Puna, Colombia. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona C.

6-24

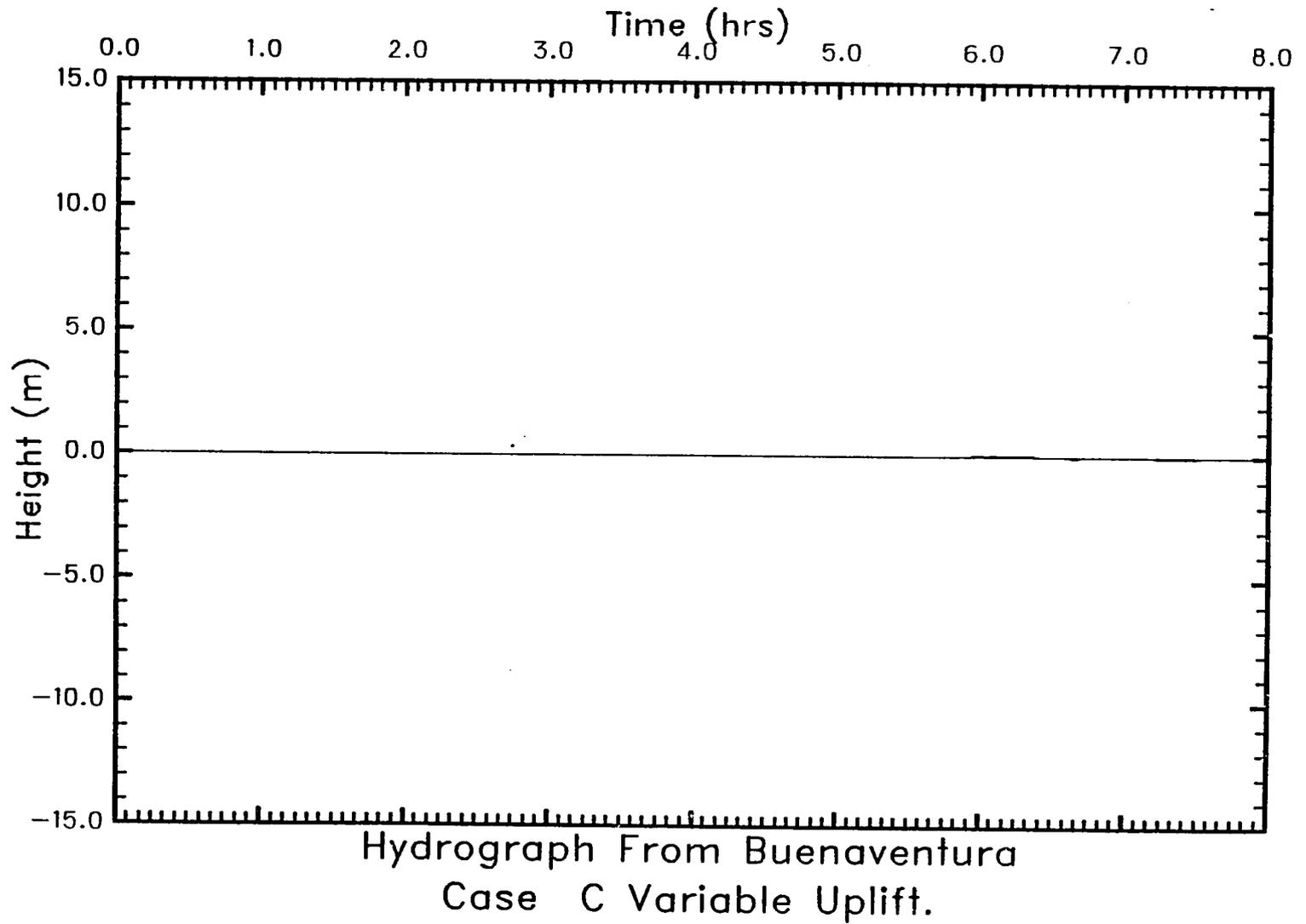


Figura 6.16: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Buenaventura, Ecuador. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona C.

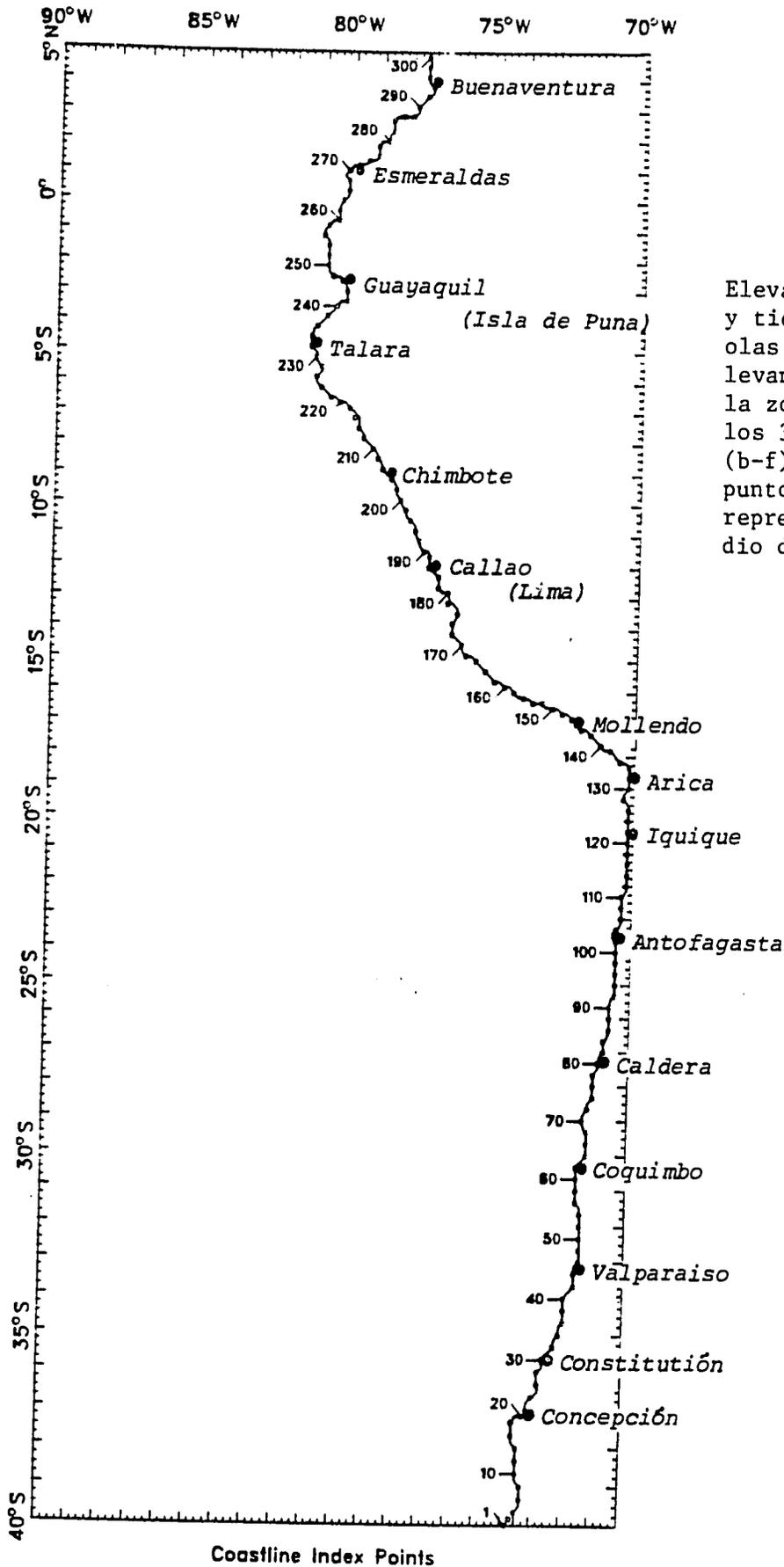


Figura 6.17

Elevaciones de ola máximas y tiempos de llegada de las olas como consecuencia del levantamiento variable en la zona C. (a) Lugares de los 300 puntos de registro. (b-f) Olas máximas en cada punto. La línea horizontal representa el valor promedio de todos los 300 puntos.

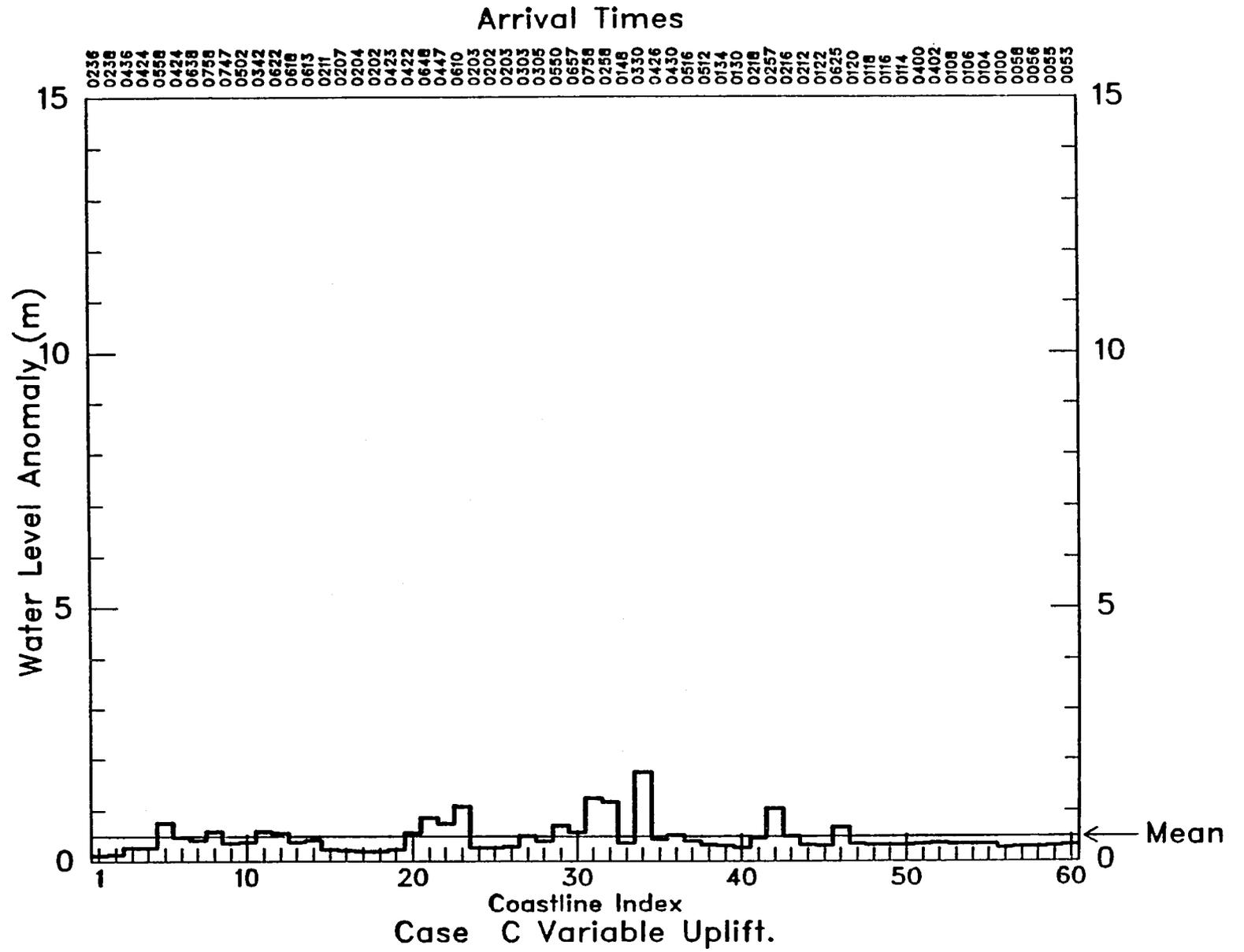


Figura 6.17 (b)

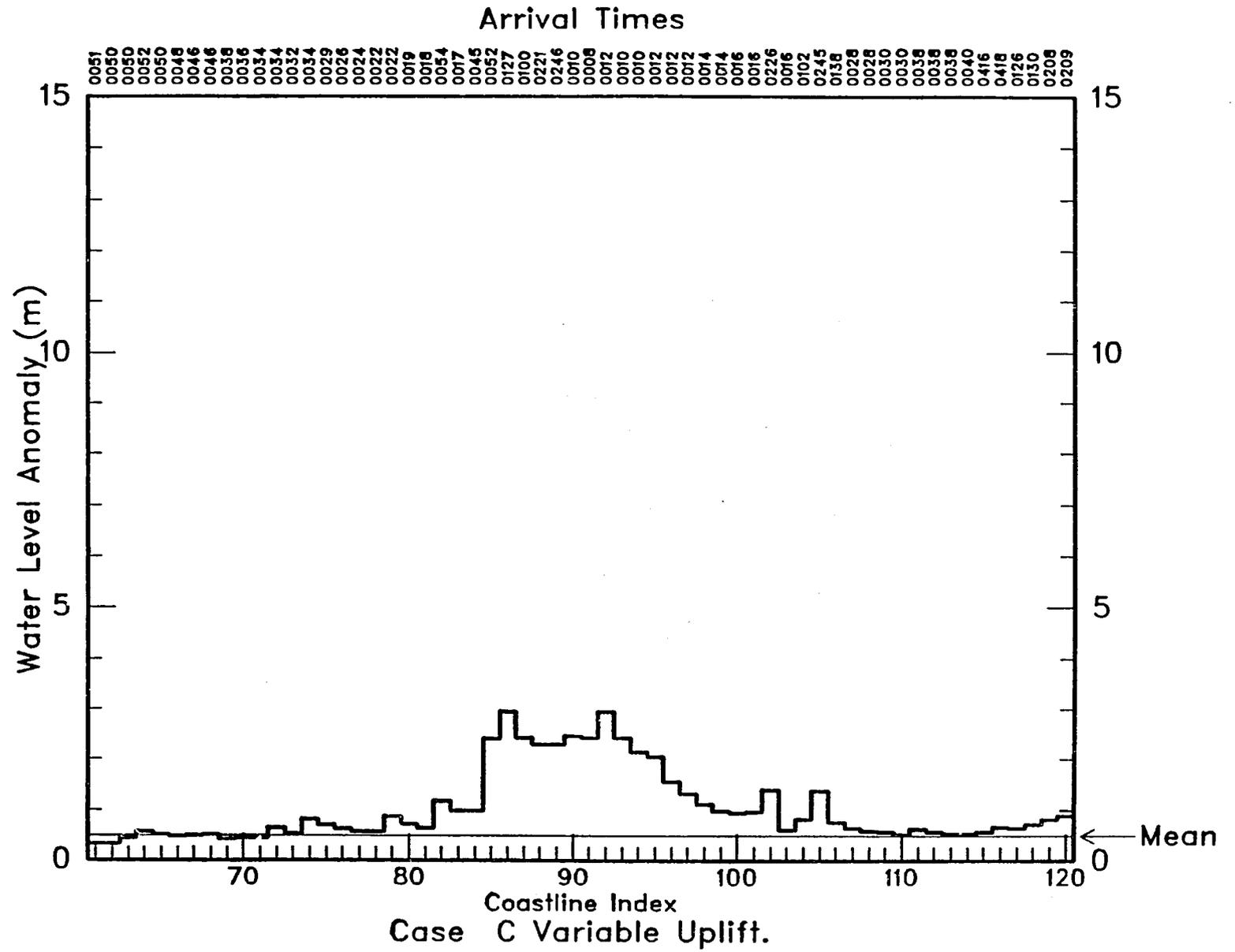


Figura 6.17 (c)

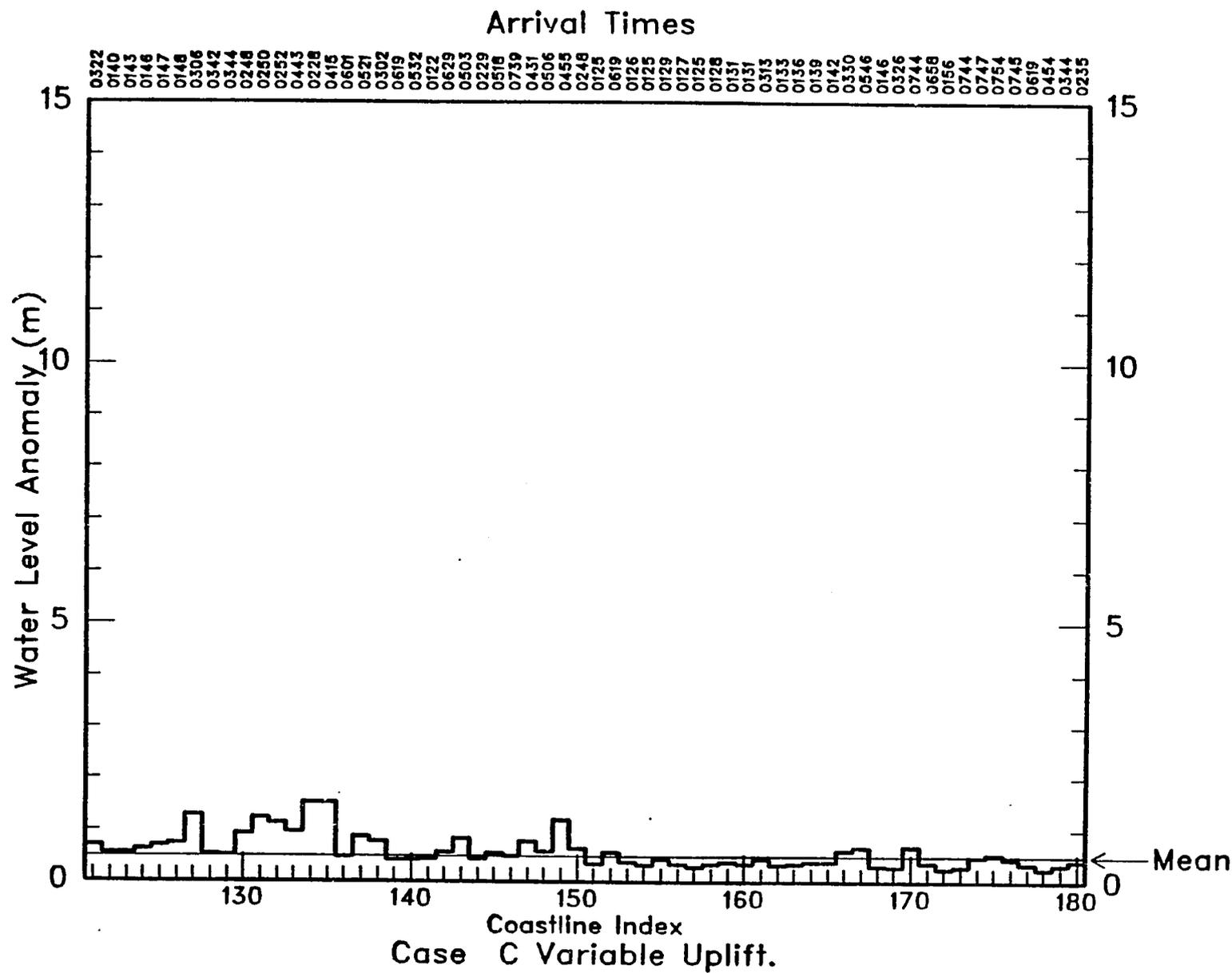


Figura 6.17 (d)

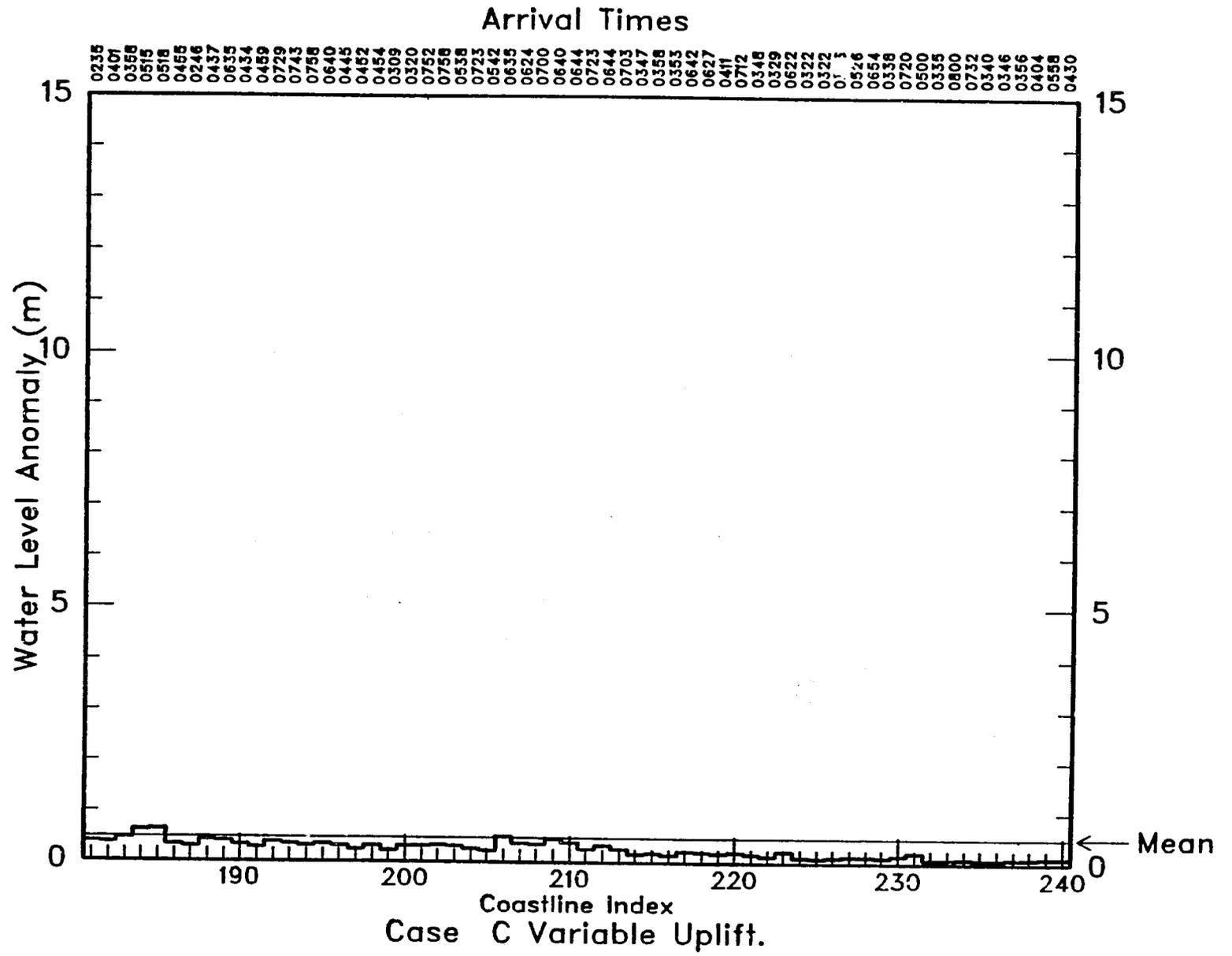


Figura 6.17 (e)

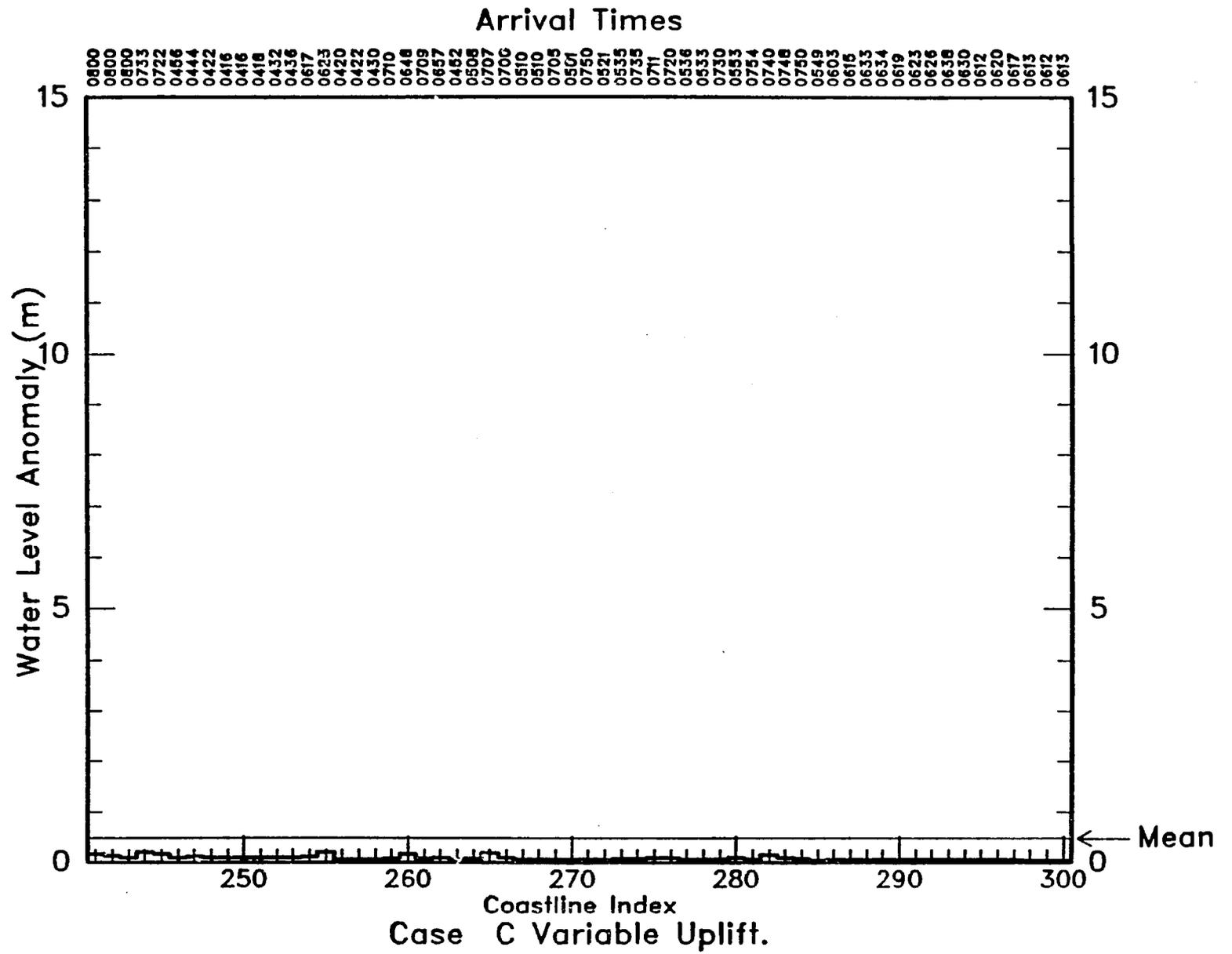


Figura 6.17 (f)

6.4 EVALUACION DEL RIESGO - ZONA DE ORIGEN C

Tal como hemos visto ya, los tsunamis generados en esta zona no son muy energéticos. Las elevaciones medias para las simulaciones de levantamiento uniforme y variable son 0,7 m y 0,5 m, aproximadamente. Solo en las cercanías de la zona de origen, entre Caldera y Antofagasta, se aproximan las olas a una altura de 3,0 m en cualquier caso. Más al norte y al sur de la zona de origen, observamos elevaciones de ola entre 1 y 2 m, pero no podemos afirmar, sin un estudio ulterior, si presentan o no una amenaza.

Sí advertimos que las elevaciones están consecuentemente por encima del promedio en la vecindad del giro en el continente, lo que indica que existe atrapamiento de la energía de las olas en dicho lugar. También advertimos que toda la costa al norte de Chimbote queda prácticamente inafectada por este tsunami.

Sección 7

ZONA DE ORIGEN D

7.1 INTRODUCCION

La zona de origen D se extiende desde los 33°S hasta los 35°S. La zona de origen está orientada a lo largo del eje de la fosa en vez de a lo largo de la costa. La tendencia general de la fosa es hacia el suroeste y, por tanto, las zonas de origen tienden a enviar su energía de olas hacia el noroeste inicialmente. La zona de origen se ilustra en la figura 7.1.

7.2 CASO DE LEVANTAMIENTO UNIFORME

El movimiento generador para este caso es un desplazamiento uniforme de 8 m sobre toda la zona indicada en la figura 7.1.

7.2.1 Efectos inmediatos

Los contornos de la altura de las olas una hora después de su generación (figura 7.2) indican que las olas se están propagando con bastante uniformidad hacia afuera de la zona de origen. La porción más alta de la cresta delantera se está propagando hacia el noroeste. Una gran concentración de energía de olas queda, empero, en la zona de origen.

7.2.2 Efectos de mayor duración

Las olas que emanan de esta fuente acusan, nuevamente, una reducción en su intensidad a medida que se alejan de la zona de origen. En Valparaíso (figura 7.3) las olas son inicialmente bastante altas y persisten durante toda la simulación. Las olas en Antofagasta (figura 7.4) también persisten, pero con una amplitud mucho menor. Las olas que llegan a Arica (figura 7.5) son más altas que las que llegan a Antofagasta, pero tienen períodos mucho más largos. De hecho, parecen morir más lentamente. Las olas cerca de Lima (figura 7.6) son bastante bajas

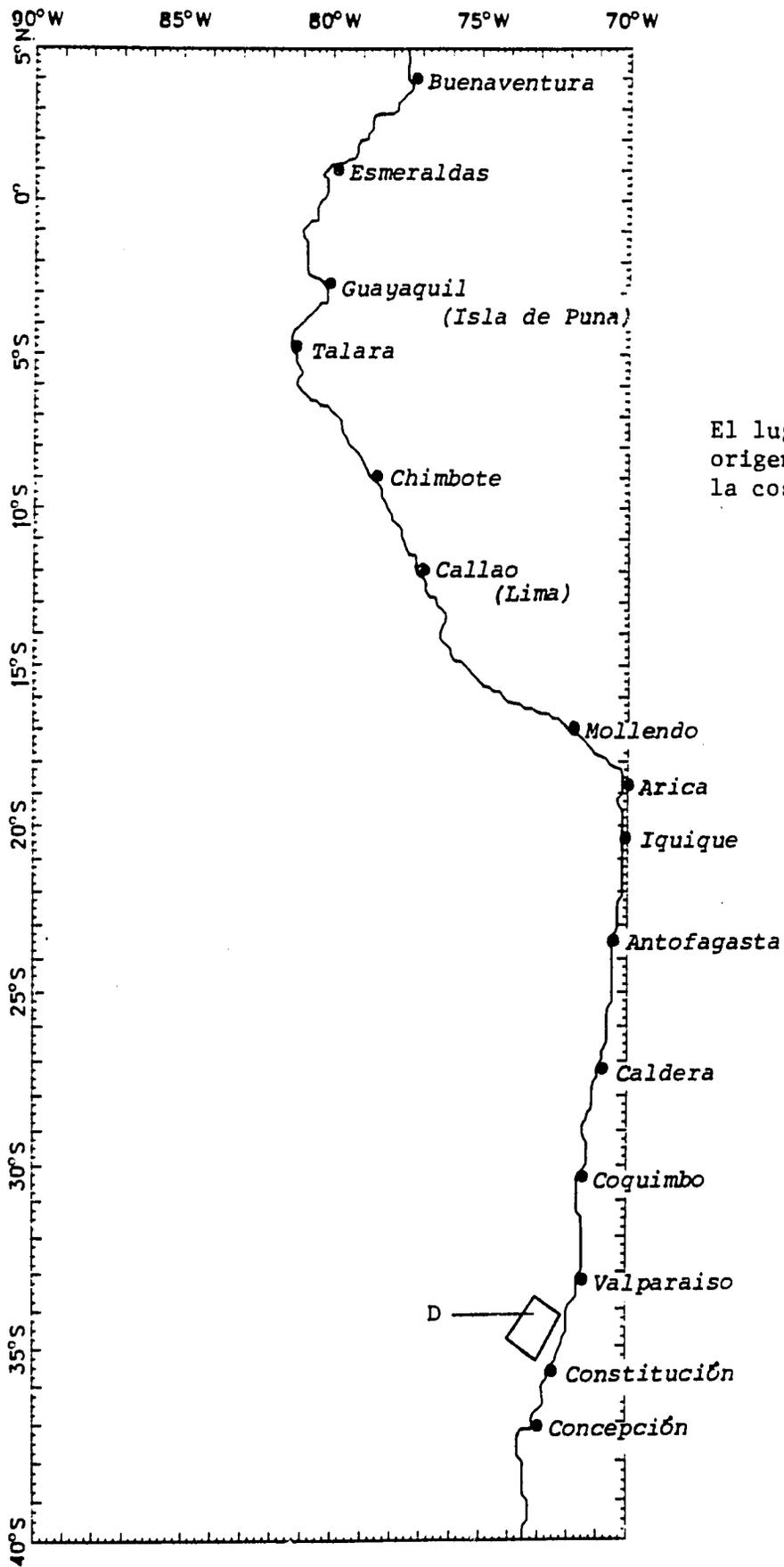


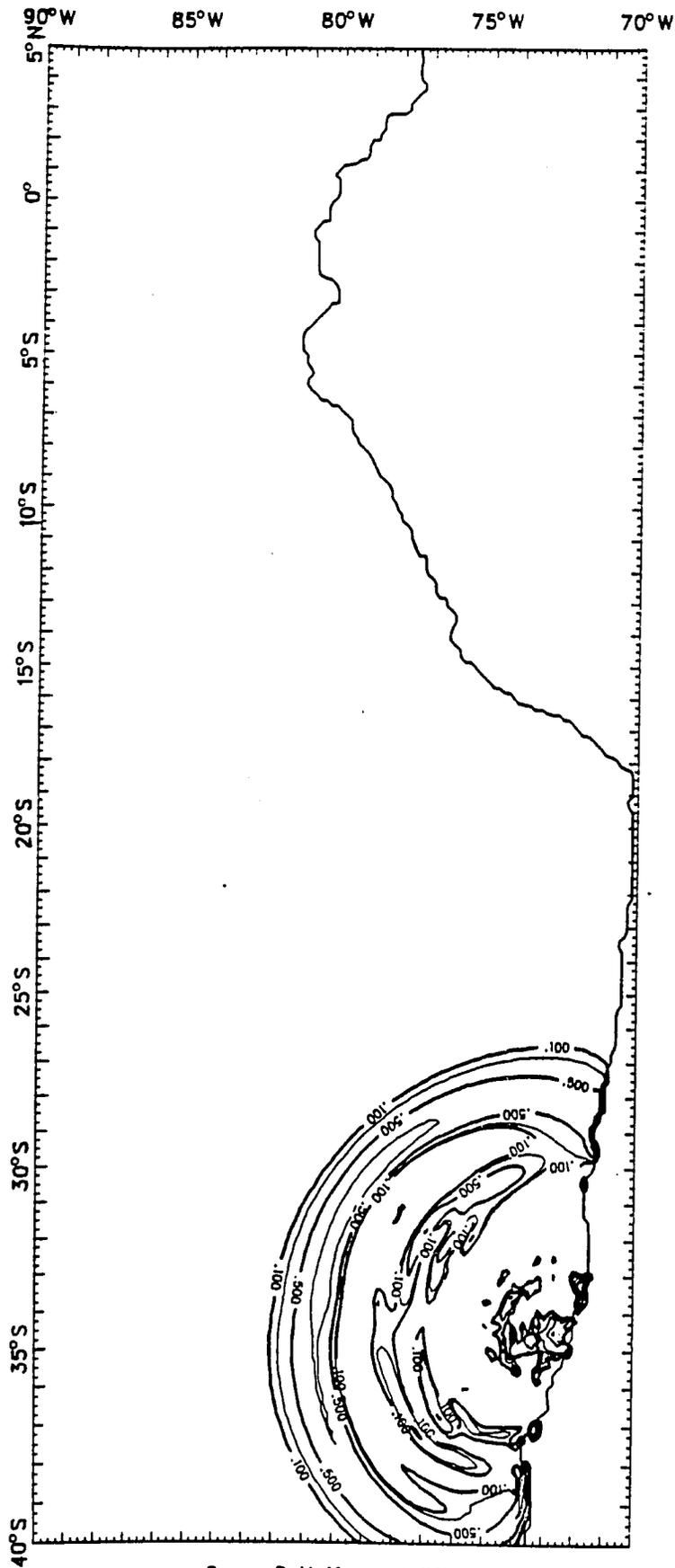
Figura 7.1

El lugar de la zona de origen D a lo largo de la costa.

y largas, y no presentan una amenaza grande. Las olas en la Isla de Puna y Buenaventura (figuras 7.7 y 7.8) no parecen contener una cantidad significativa de energía.

7.2.3 Elevaciones máximas

Los patrones de elevaciones máximas para este caso se ilustran en la figura 7.9a-f. El nivel medio para estas olas es de 1,8 m, aproximadamente, que es lo suficientemente elevado para que las olas promedio o por encima del promedio constituyan al menos un riesgo potencial. No es sorprendente que las olas más altas ocurran principalmente entre el extremo sur de la zona del modelo (en 40°S) y Coquimbo, a lo largo de la costa cerca de la zona de origen. La región desde Arica al norte alrededor del giro continental, hasta Chimbote, recibe olas que son algo más altas que las que llegan a regiones al norte o sur de dicha zona. Existe quizás una inversión del efecto de propagación en mar abierto indicado en los casos A y BN. Aquí, las olas se originan al sur y cruzan la Cuenca de Chile profunda y relativamente plana antes de experimentar refracción a la plataforma continental, donde la transición de aguas profundas a aguas poco profundas amplifica las crestas de las olas. Nuevamente, las costas de Ecuador y Colombia reciben solamente olas bastante pequeñas.



Case D Uniform Uplift.
Wave Crests at 1 Hour

Figura 7.2

Elevación de la superficie (positiva solamente) una hora después de un levantamiento uniforme en la zona de origen D. Los contornos corresponden a 0,1, 0,2, 0,5, 1,0 y 2,0 m.

7-5

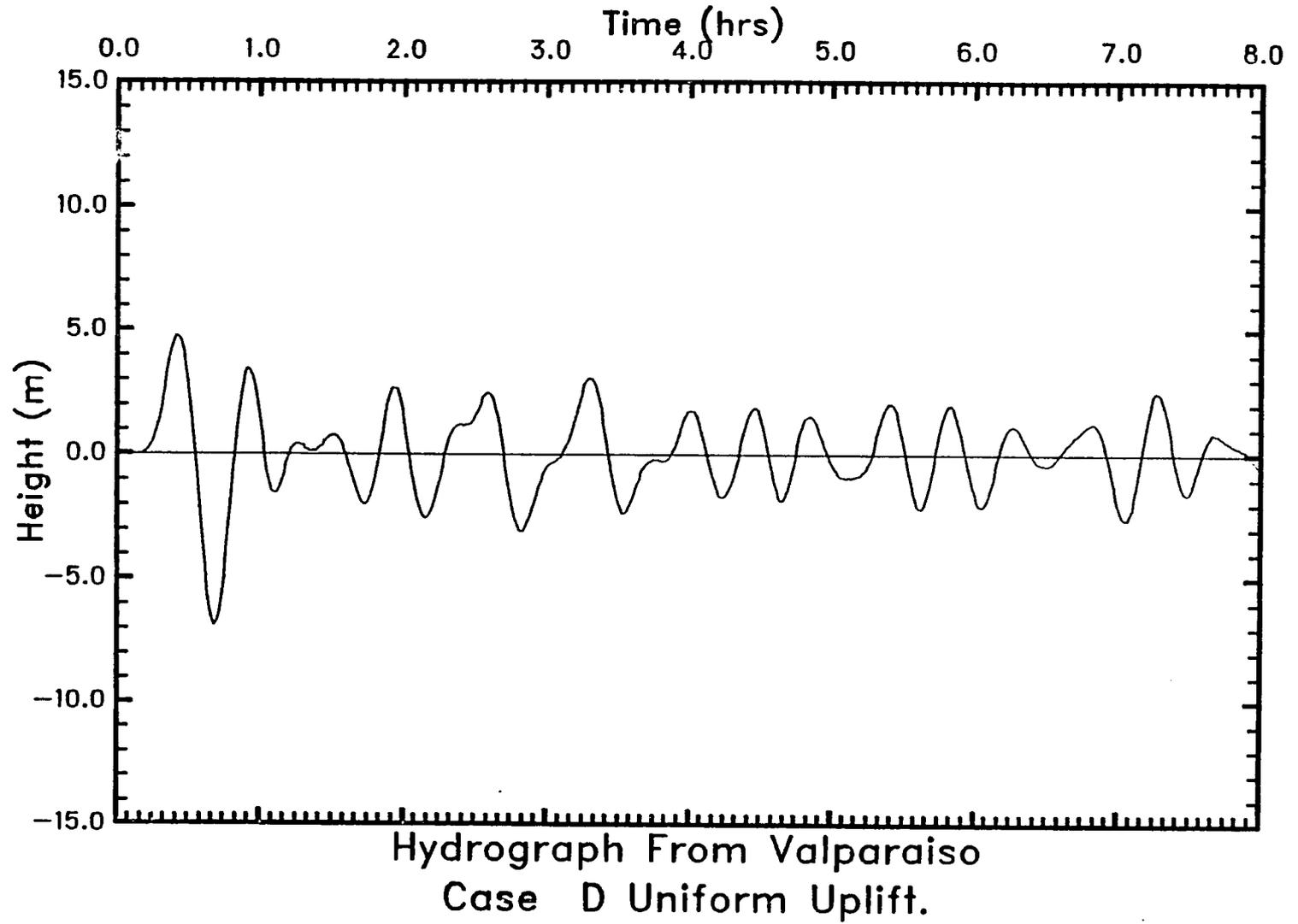


Figura 7.3: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Valparaíso, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona D.

7-6

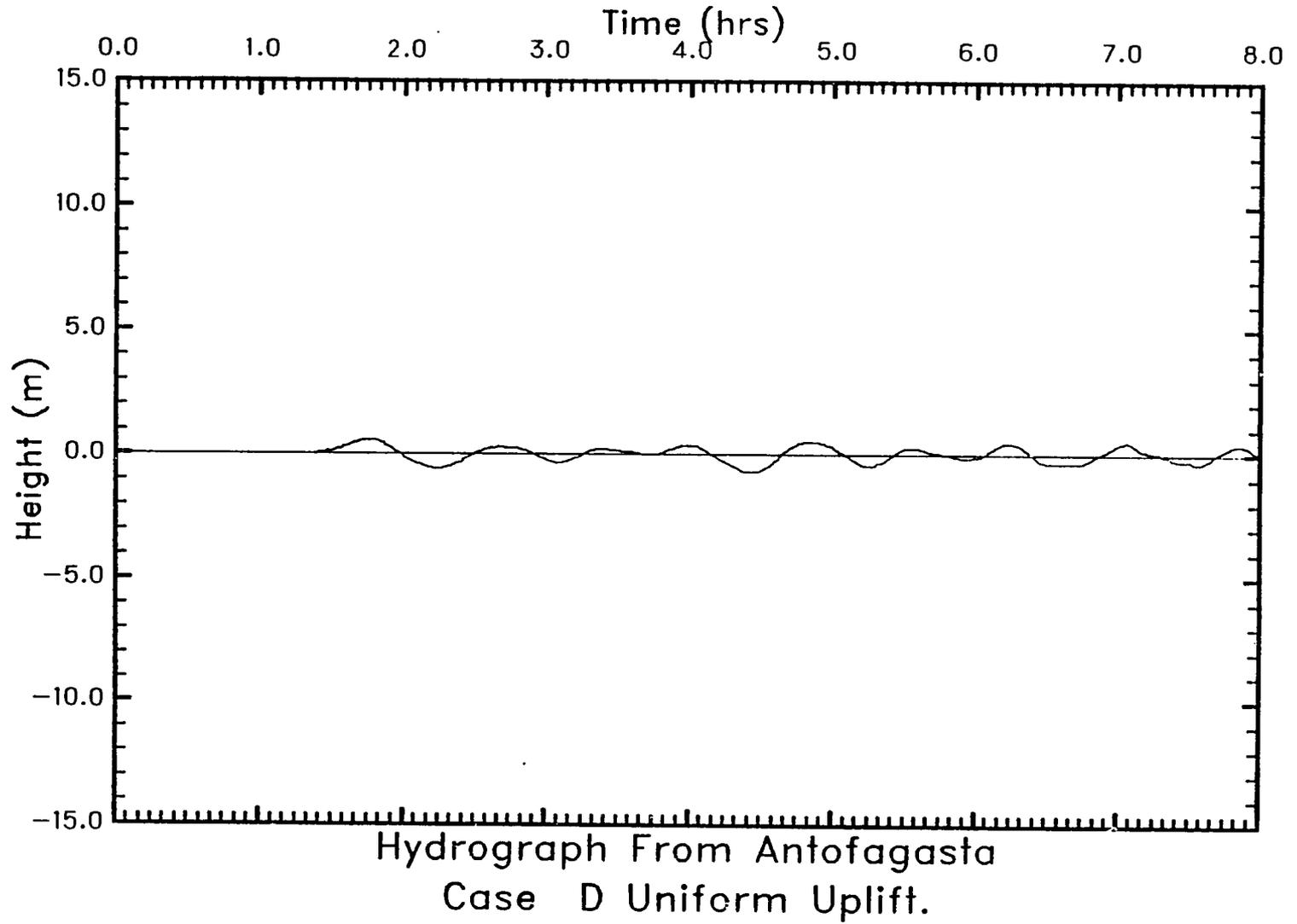


Figura 7.4: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Antofagasta, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona D.

7-7

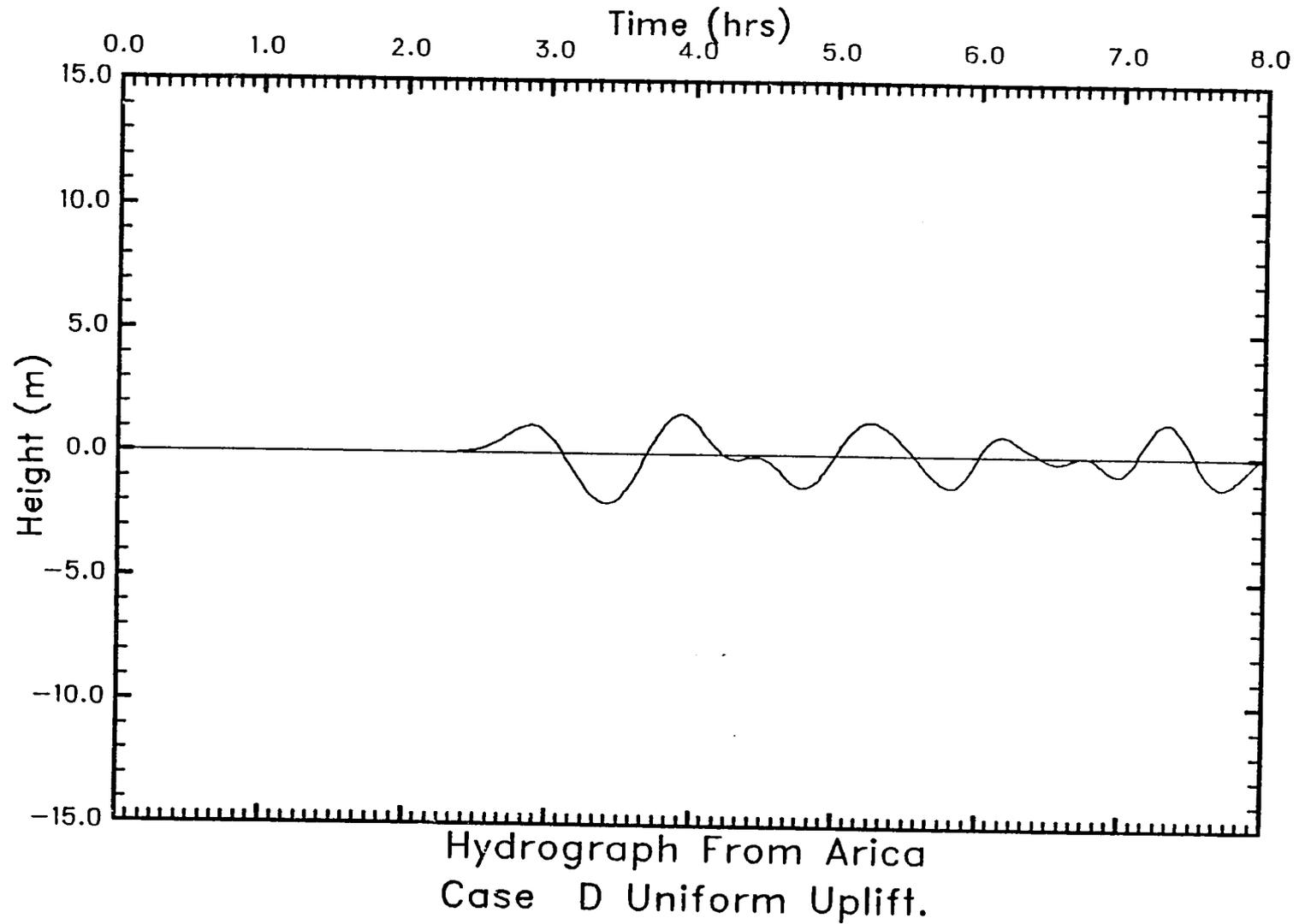


Figura 7.5: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Arica, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona D.

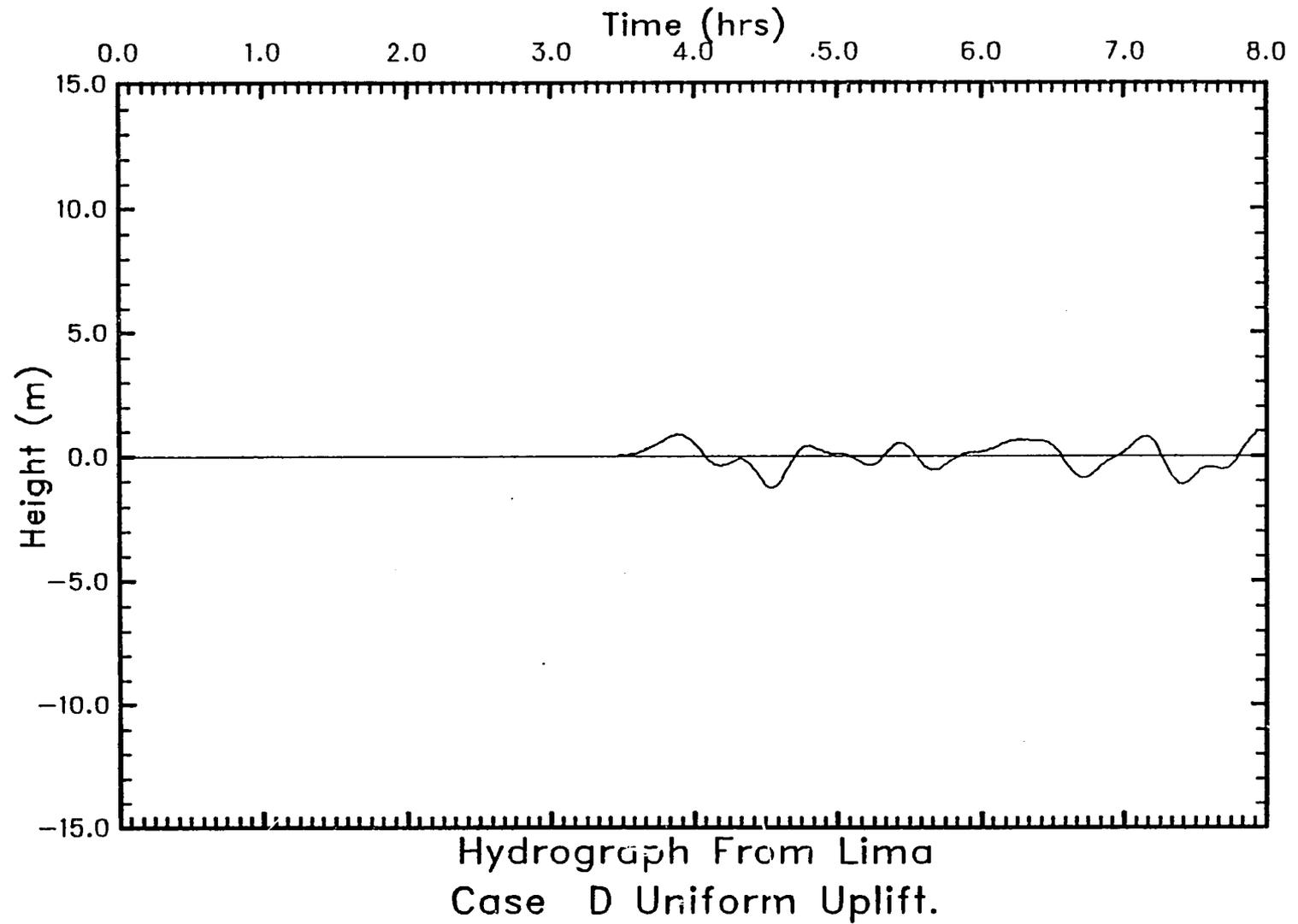


Figura 7.6: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Lima, Perú. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona D.

7-9

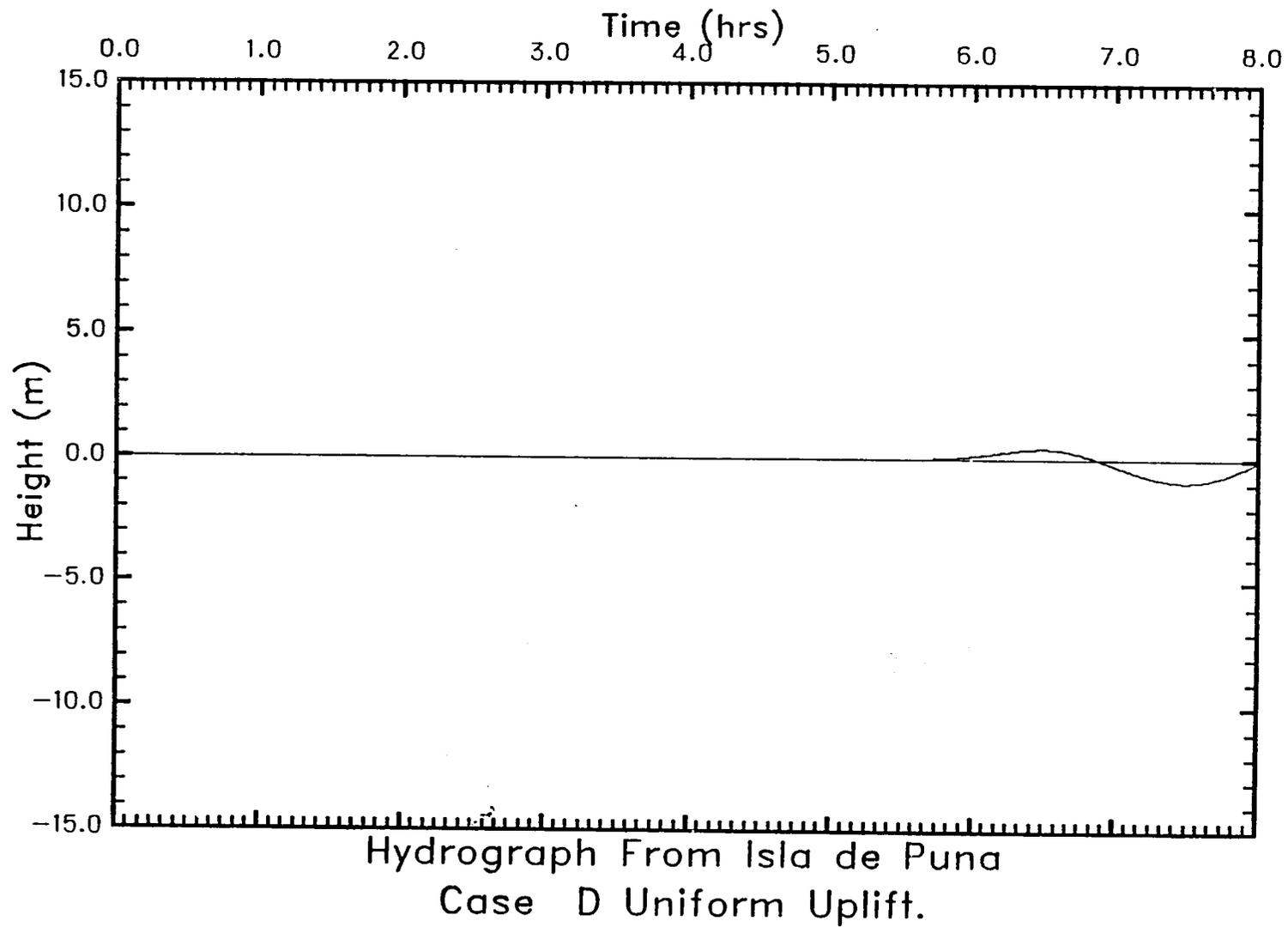
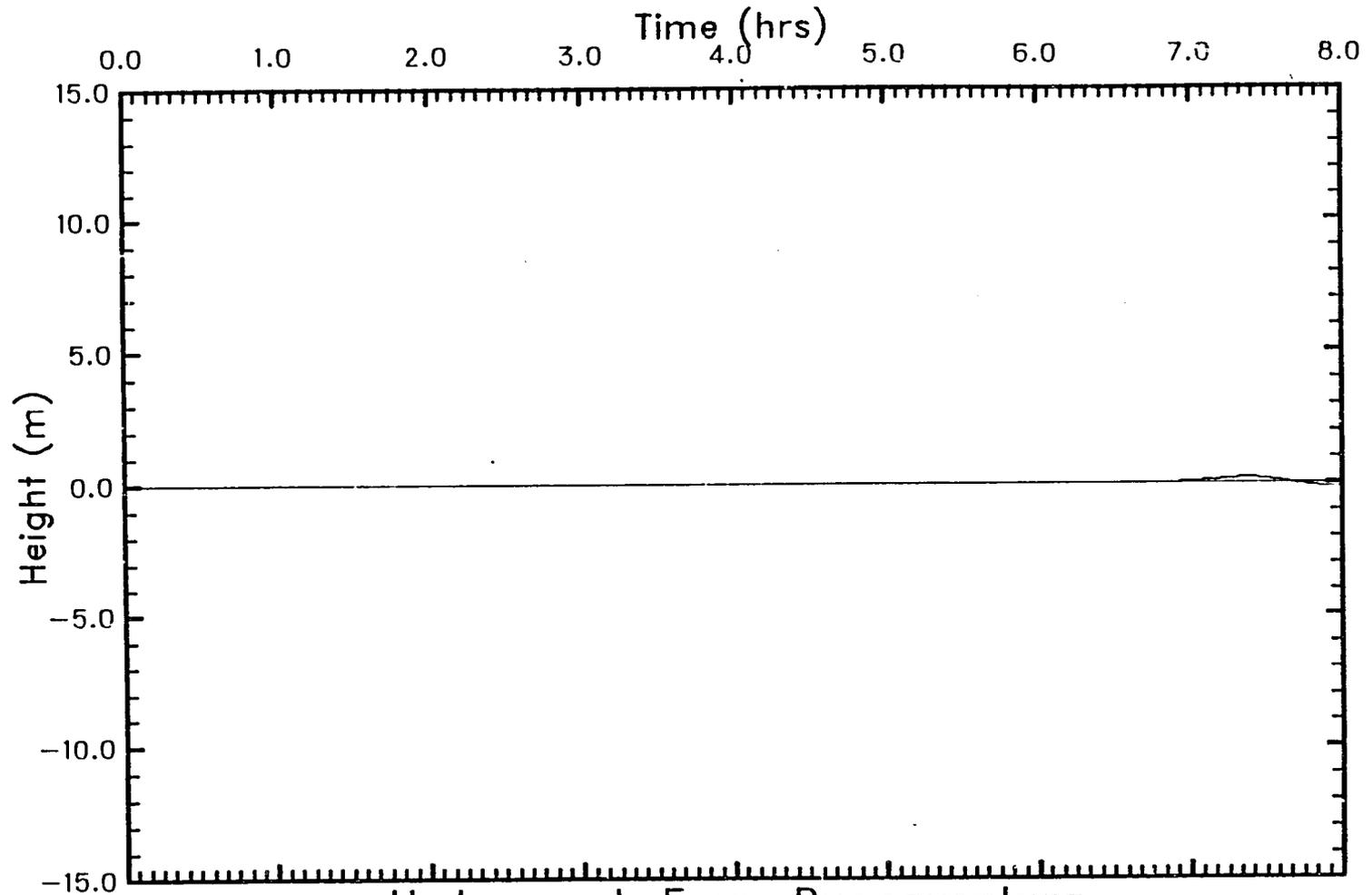


Figura 7.7: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de la Isla de Puna, Colombia. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona D.

7-10



Hydrograph From Buenaventura
Case D Uniform Uplift.

Figura 7.8: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Buenaventura, Ecuador. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona D.

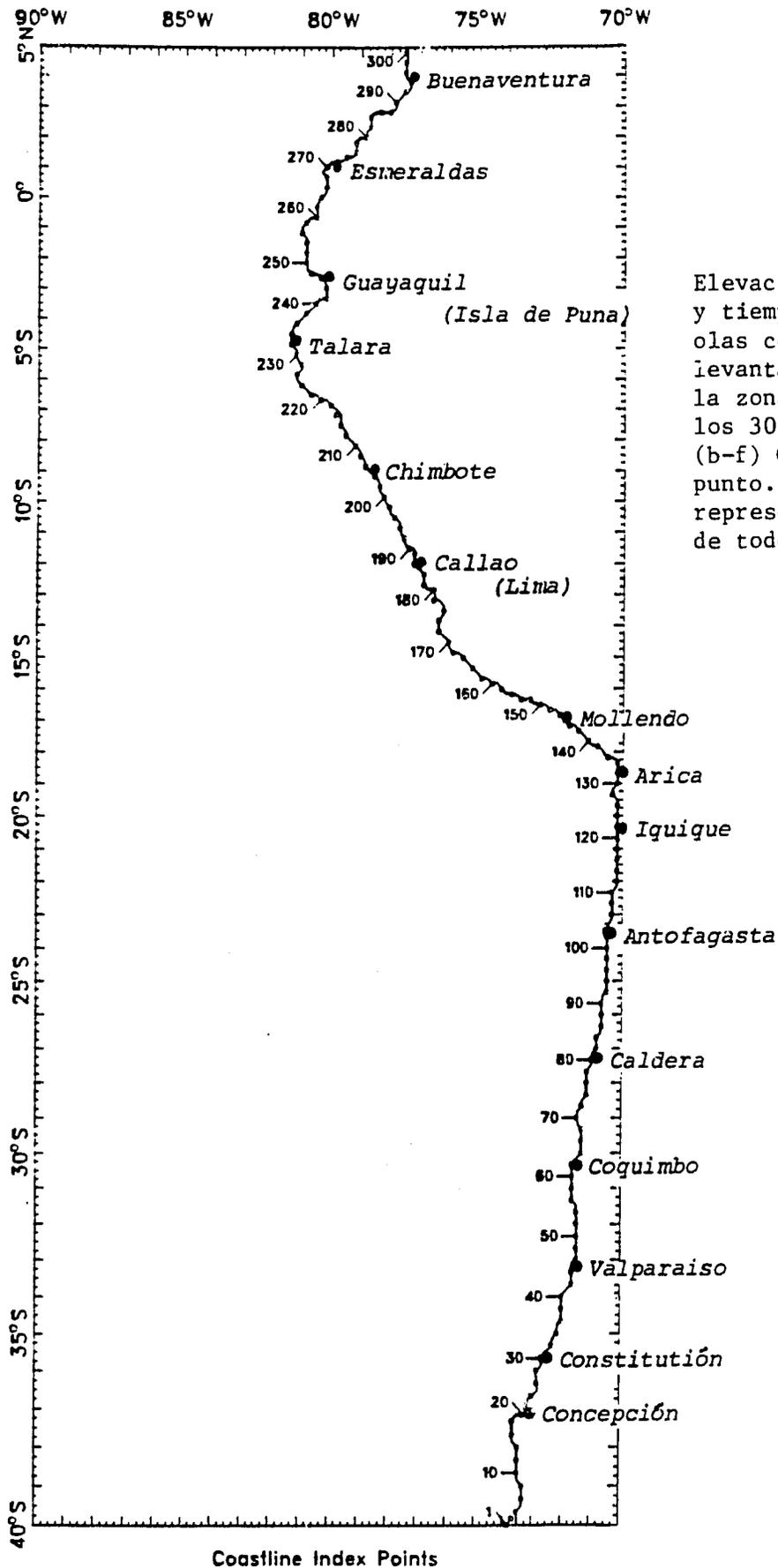


Figura 7.9

Elevaciones de ola máximas y tiempos de llegada de las olas como consecuencia del levantamiento uniforme en la zona C. (a) Lugares de los 300 puntos de registro. (b-f) Olas máximas en cada punto. La línea horizontal representa el valor promedio de todos los 300 puntos.

Coastline Index Points

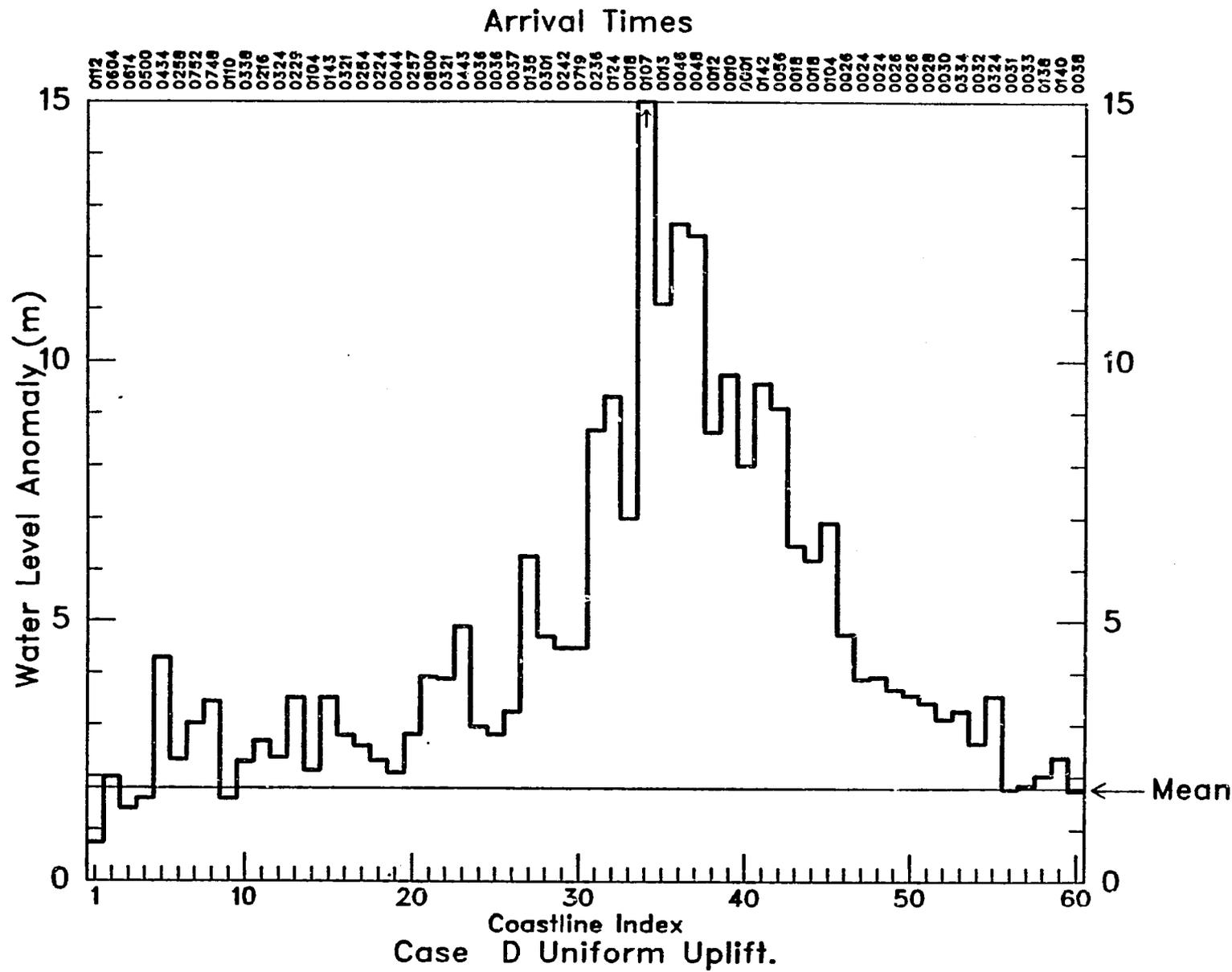


Figura 7.9 (b)

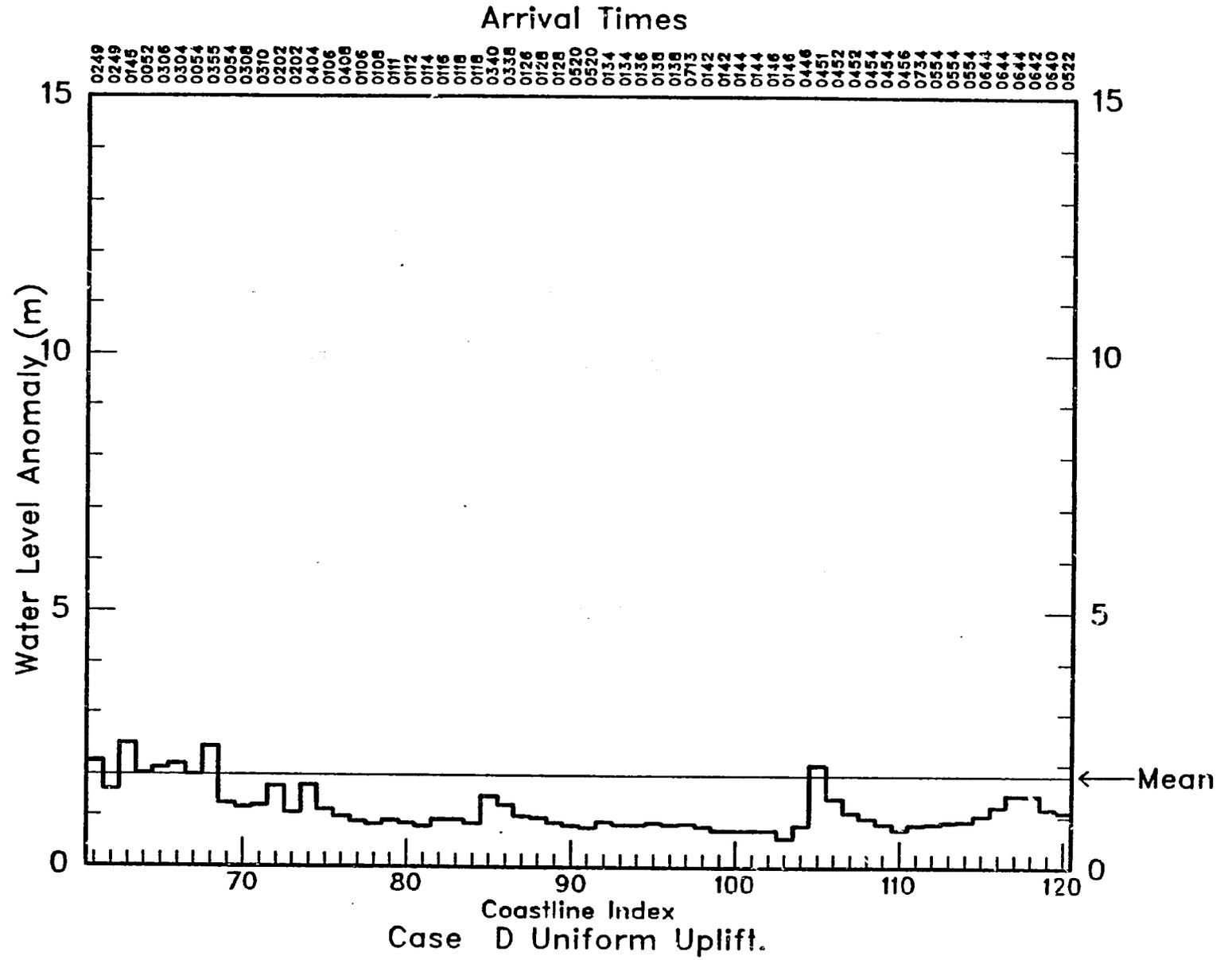


Figura 7.9 (c)

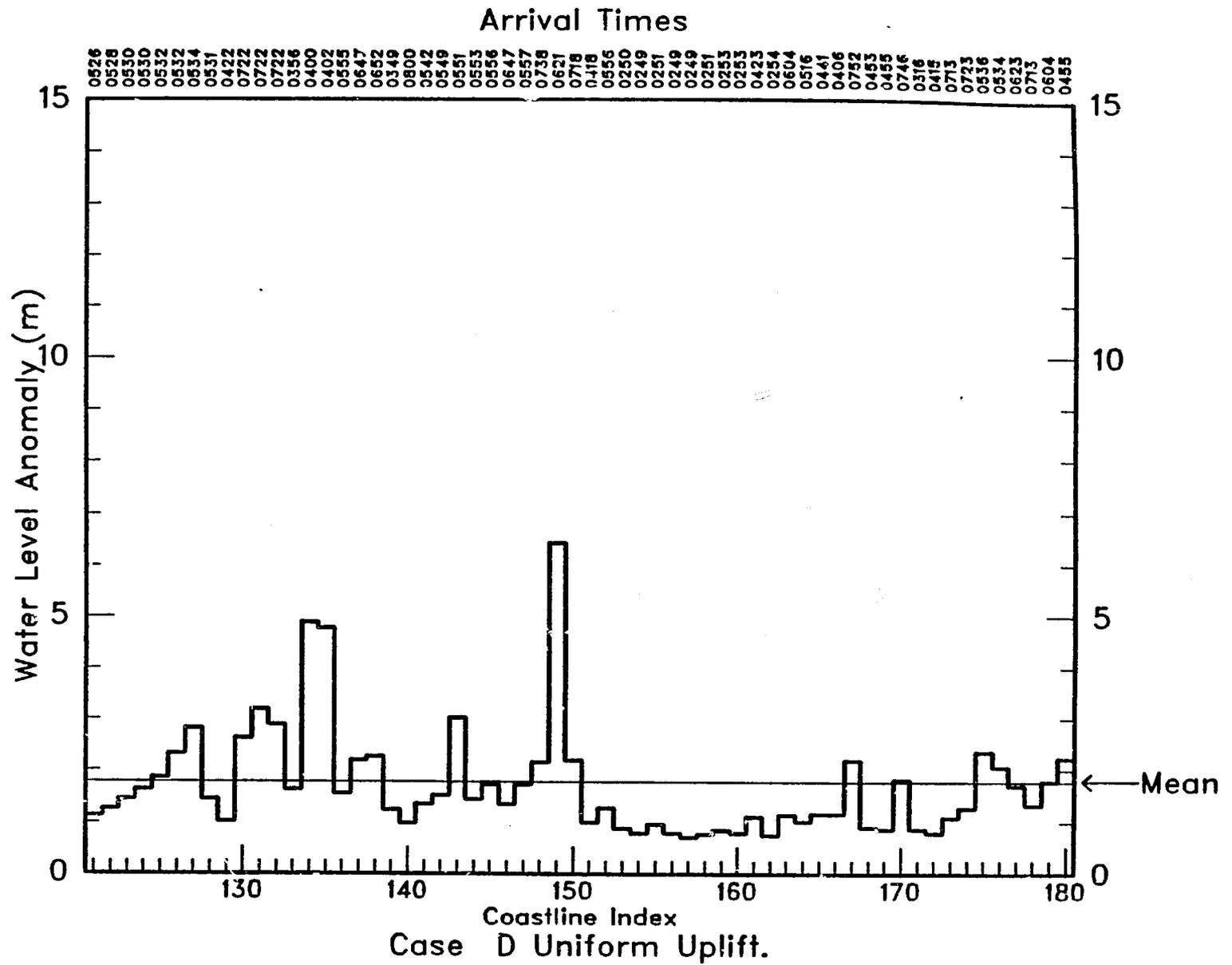


Figura 7.9 (d)

ST-2

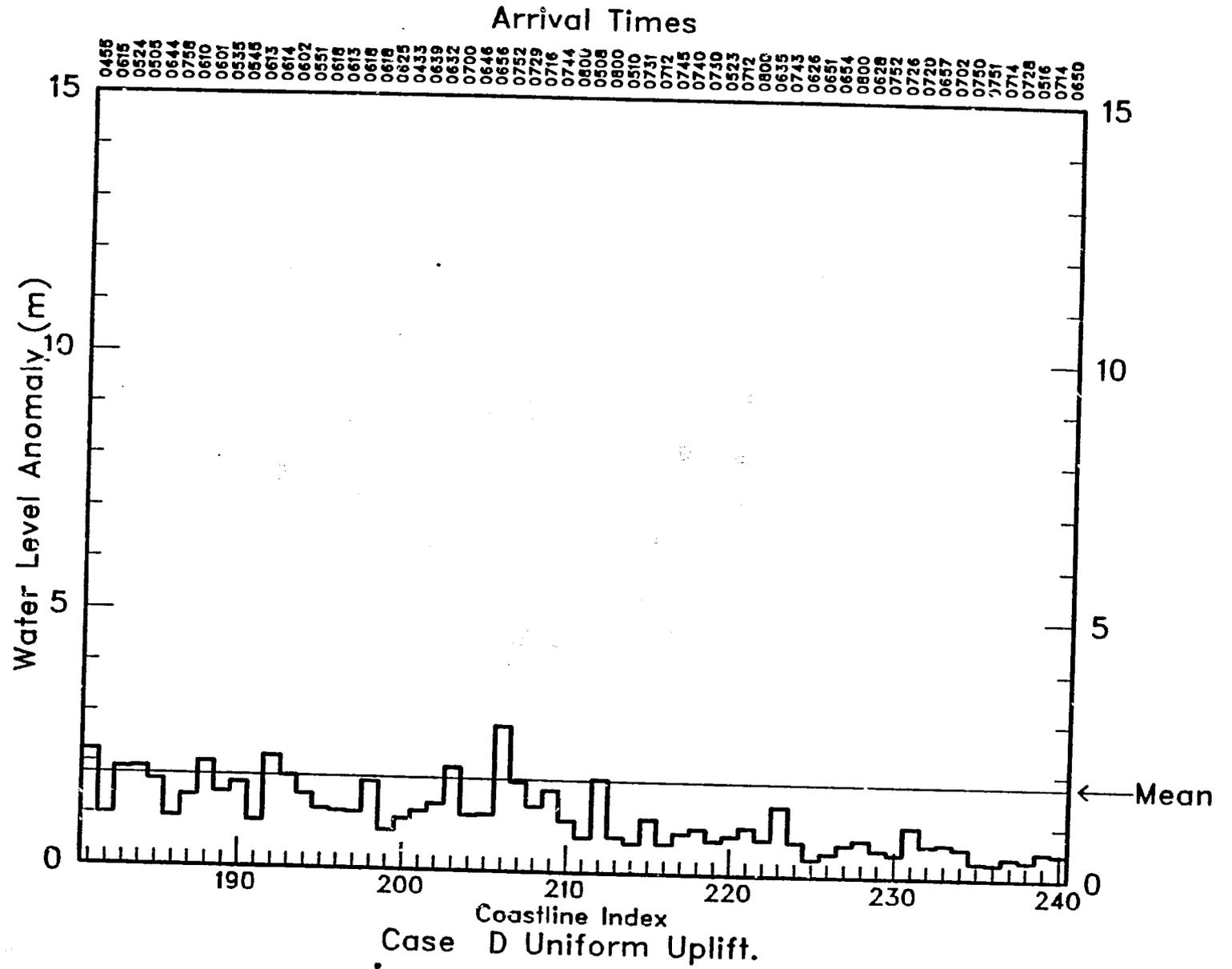


Figura 7.9 (e)

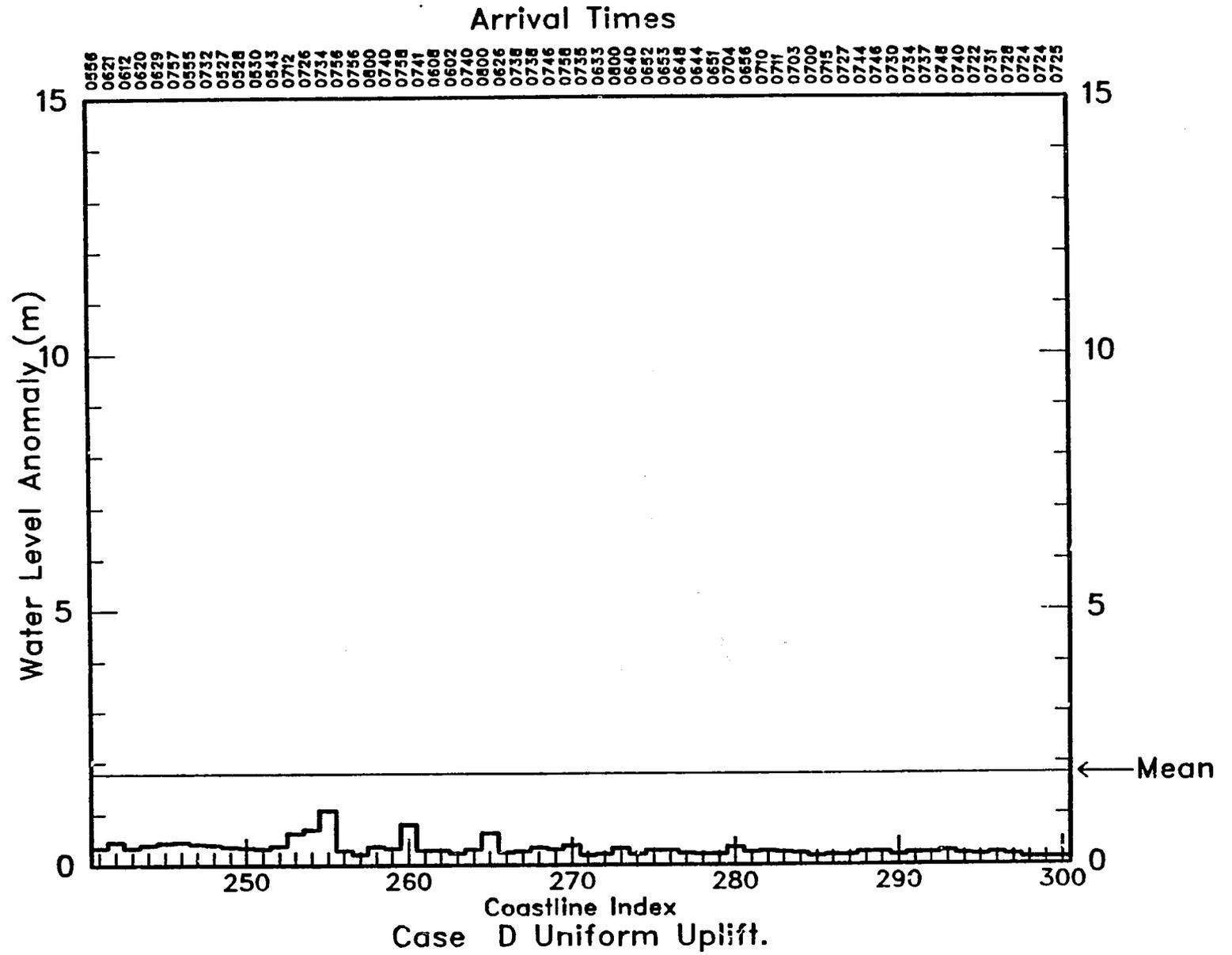


Figura 7.9 (f)

7.3 CASO DE LEVANTAMIENTO VARIABLE

El patrón de desplazamiento para este caso abarca toda la zona indicada en la figura 7.1. El levantamiento máximo es de 8 m.

7.3.1 Efectos inmediatos

Los contornos de elevación de las olas después de una hora aparecen en la figura 7.10. La cresta delantera se propaga uniformemente a partir de la zona de origen, con una ligera orientación hacia el este por el noroeste. Una cresta secundaria muy bien definida sigue inmediatamente detrás. Esta es probablemente la reflexión continental. Varias zonas costeras están sujetas a concentraciones de elevación de olas en este momento.

7.3.2 Efectos de mayor duración

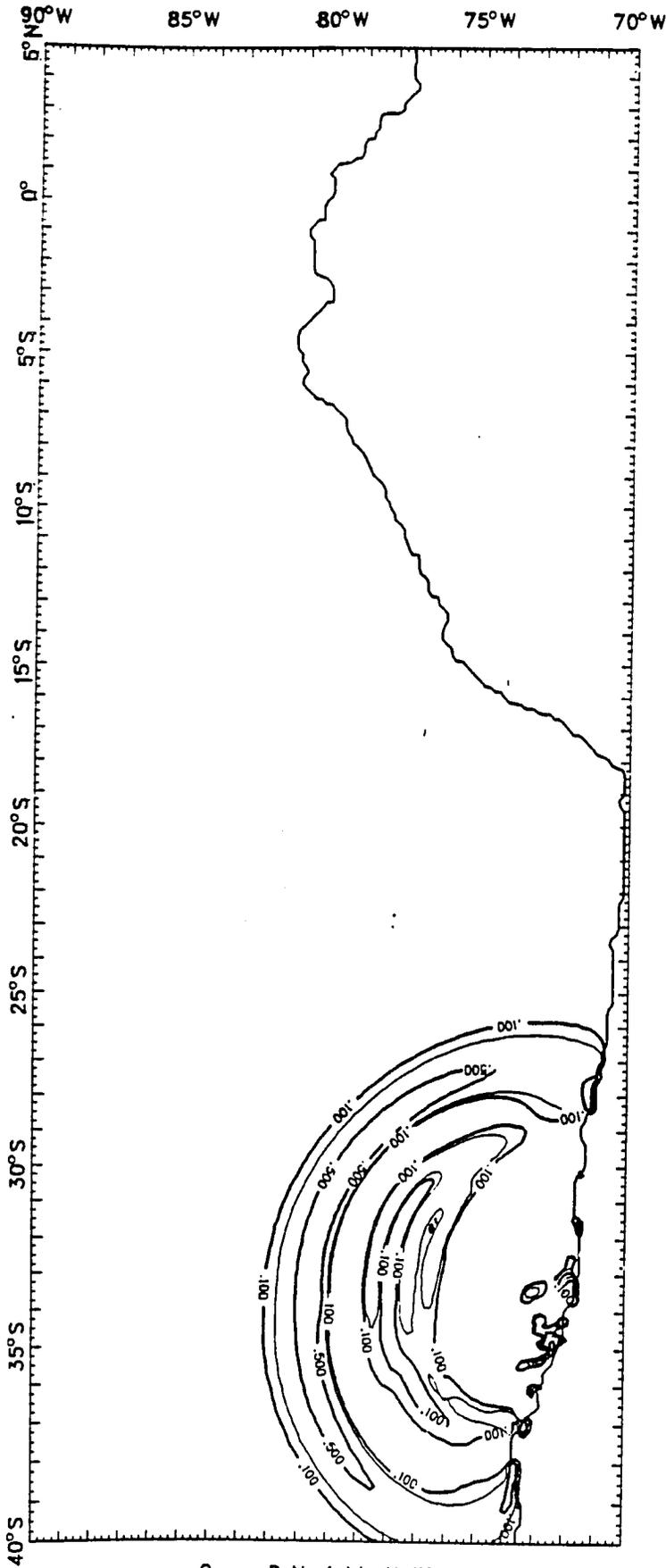
La serie cronológica de elevación de las olas para este caso indica que la energía de las olas disminuye rápidamente con la distancia de la zona de origen. En Valparaíso (figura 7.11) las olas comienzan con bastante altura y disminuyen lentamente, aunque después de 8 horas la altura de las crestas sigue siendo de 1 m, aproximadamente. En contraste, las olas han quedado casi totalmente amortiguadas en Antofagasta (figura 7.12).

Las olas que llegan a Arica (figura 7.13) son largas y bajas y disminuyen paulatinamente. En los tres lugares septentrionales (figuras 7.14 a 7.16) las olas son muy largas y parejas y solo crean una perturbación mínima.

7.3.3 Elevaciones máximas

Los trazados de elevación máxima (figura 7.17a-f) también denotan la naturaleza gradualmente decreciente de este campo de olas. El valor máximo promedio es de 1,1 m, aproximadamente. La región de olas más altas se extiende desde el extremo sur de la zona del modelo hasta justamente el norte de Coquimbo. A través de toda esta región, las olas tienen una altura entre promedio y bastante por encima del promedio. La zona constantemente más amenazada se extiende desde

un lugar cerca de Concepción hasta justamente al norte de Valparaíso. Las únicas otras zonas de olas con una altura casi comparable están próximas a Arica y en la zona inmediatamente al noroeste de Mollendo. Las olas alrededor de Chimbote también oscilan alrededor de la media, pero, en general, la mayoría de las zonas alejadas de la zona de origen no parecen verse amenazadas.



Case D Variable Uplift.
Wave Crests at 1 Hour

Figura 7.10

Elevación de la superficie (positiva solamente) una hora después de un levantamiento variable en la zona de origen D. Los contornos corresponden a 0,1, 0,2, 0,5, 1,0 y 2,0 m.

7-20

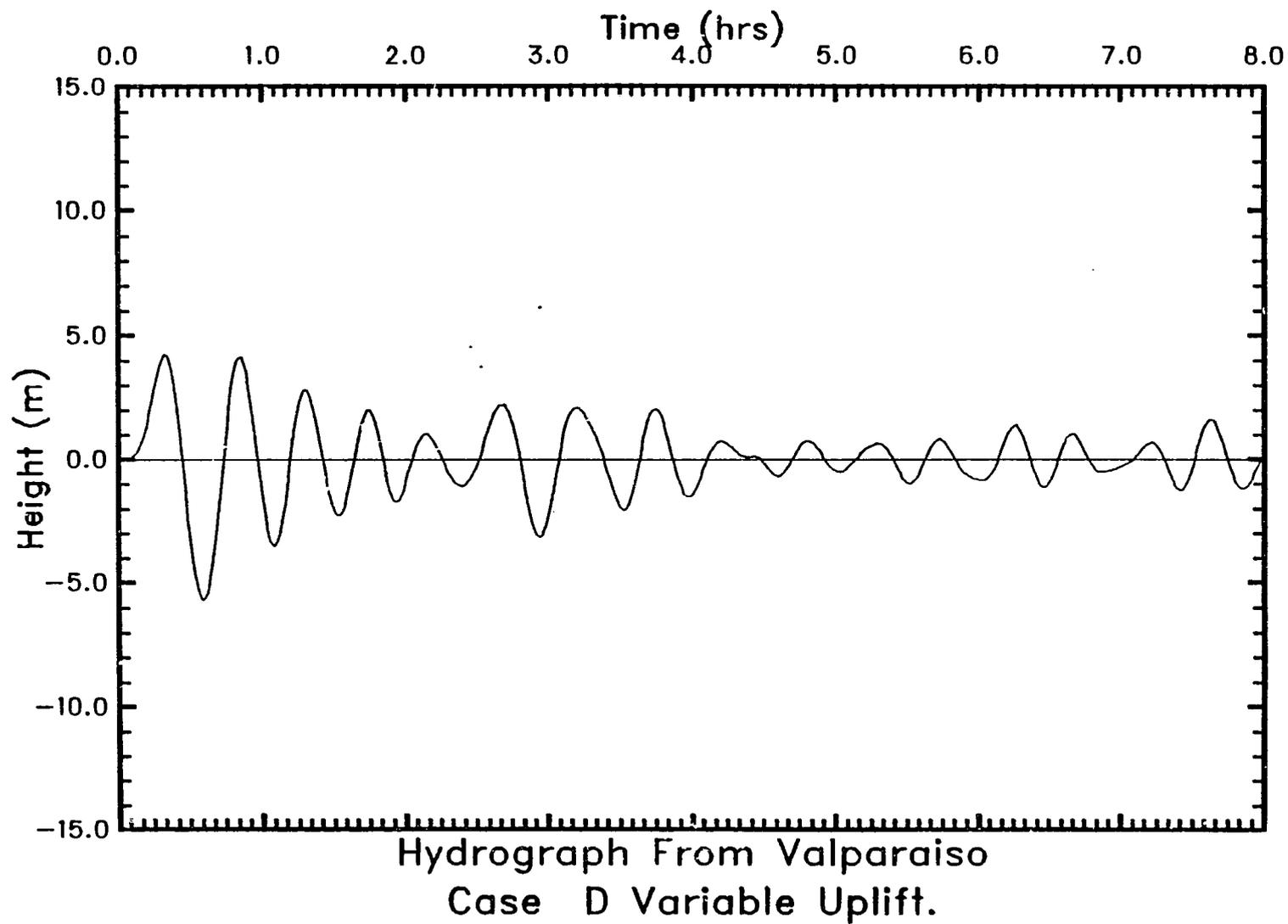


Figura 7.11: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Valparaíso, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona D.

7-21

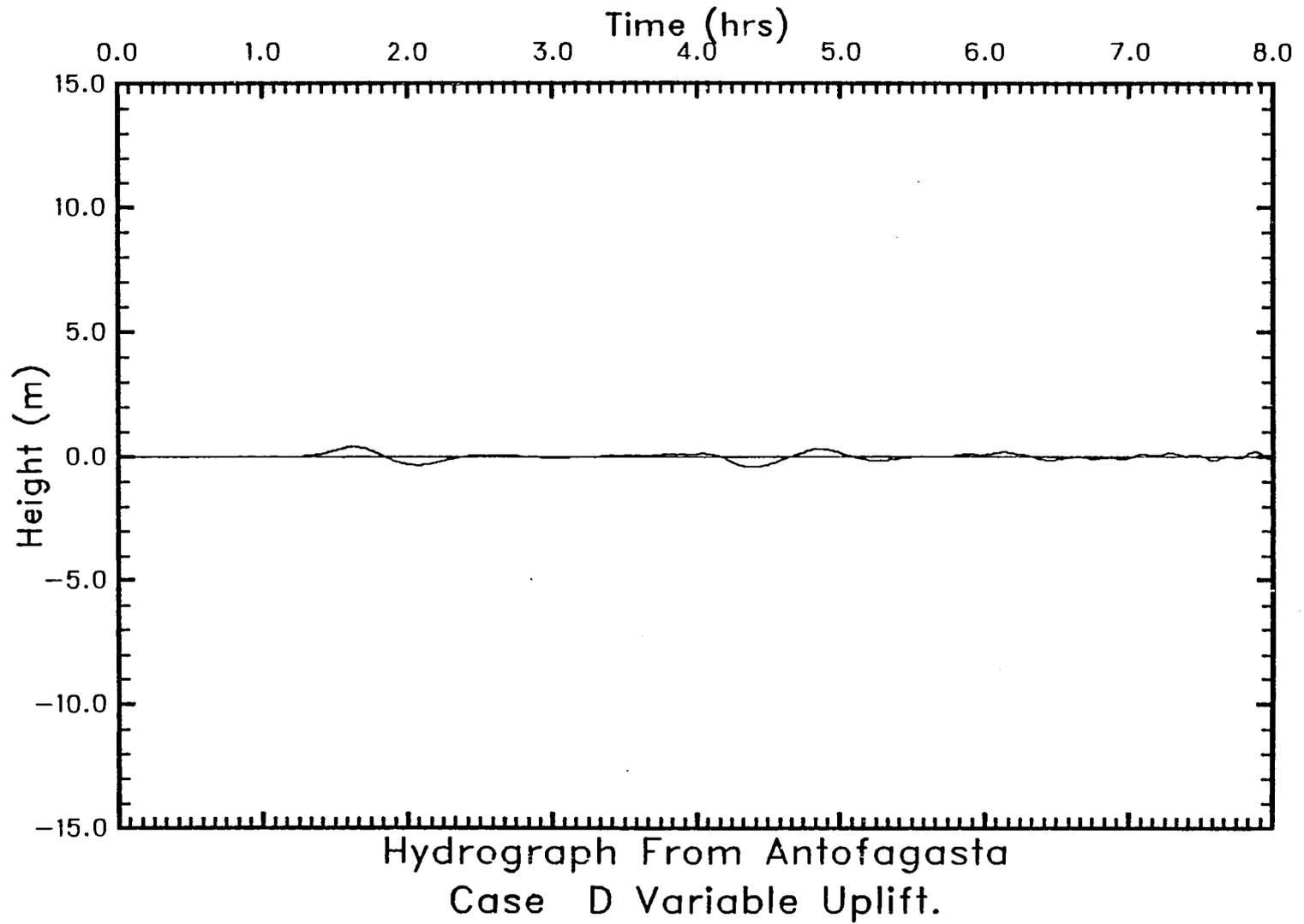
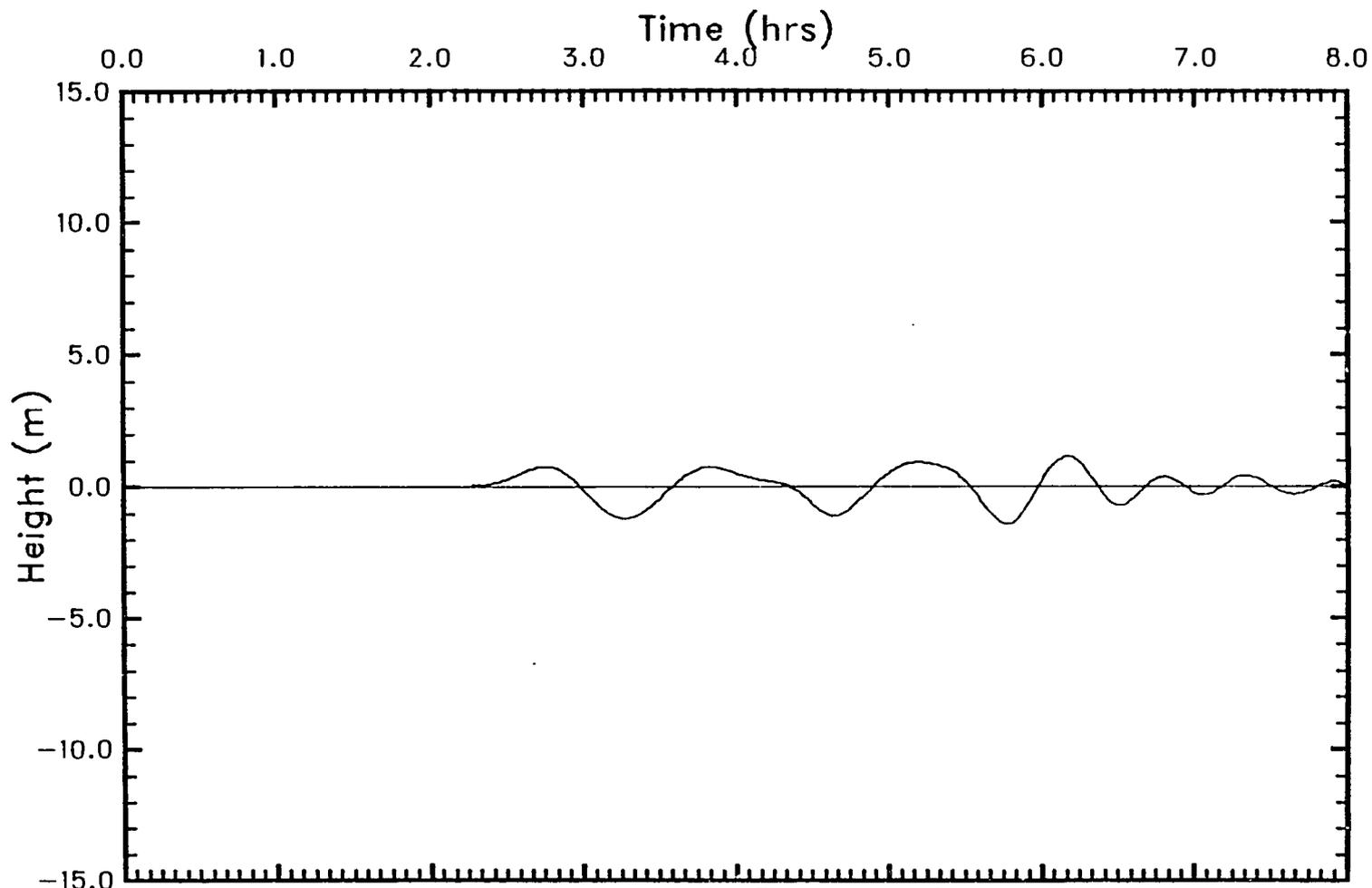


Figura 7.12: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Antofagasta, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona D.

7-22



Hydrograph From Arica
Case D Variable Uplift.

Figura 7.13: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Arica, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona D.

7-23

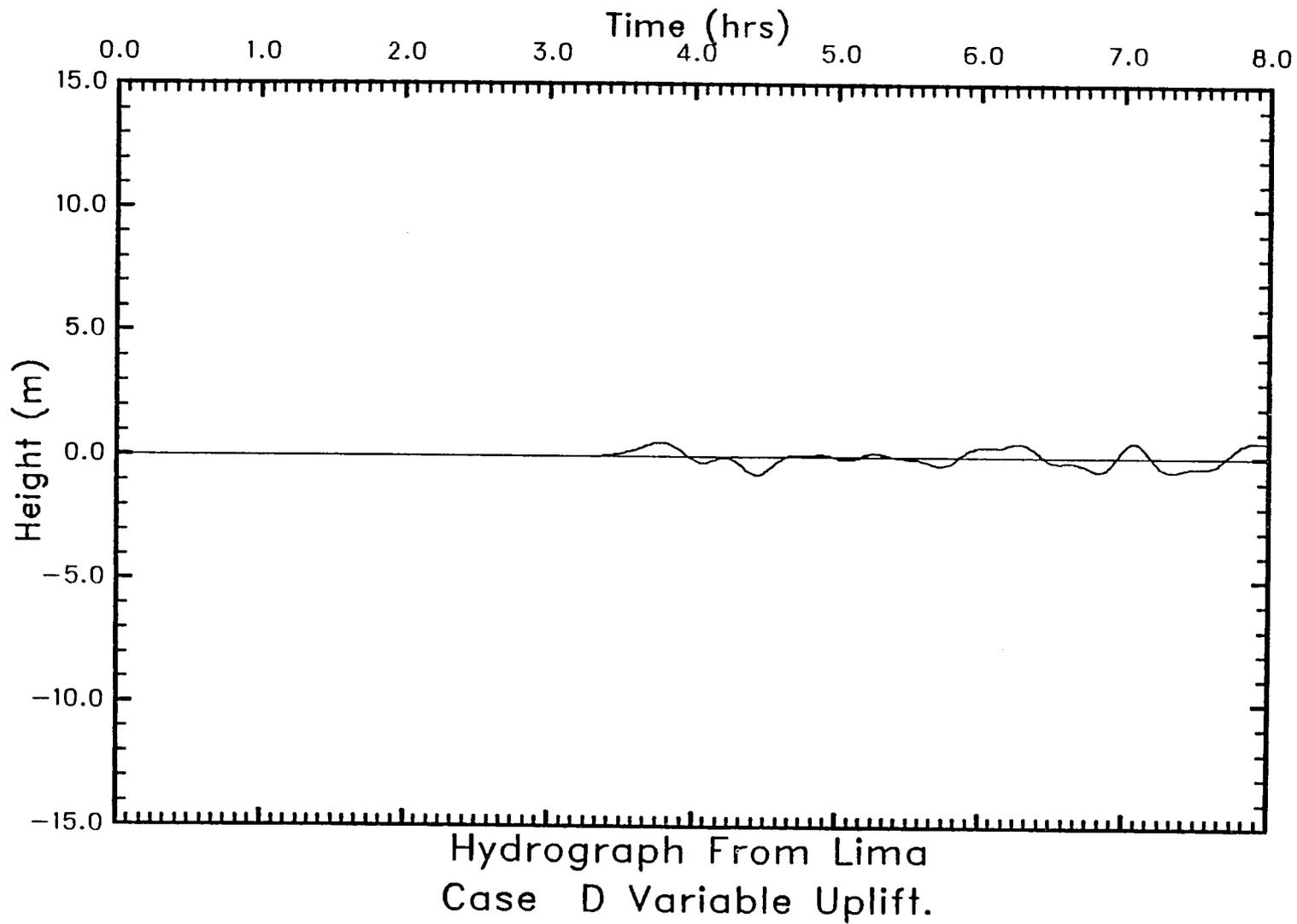


Figura 7.14: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Lima, Perú. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona D.

7-24

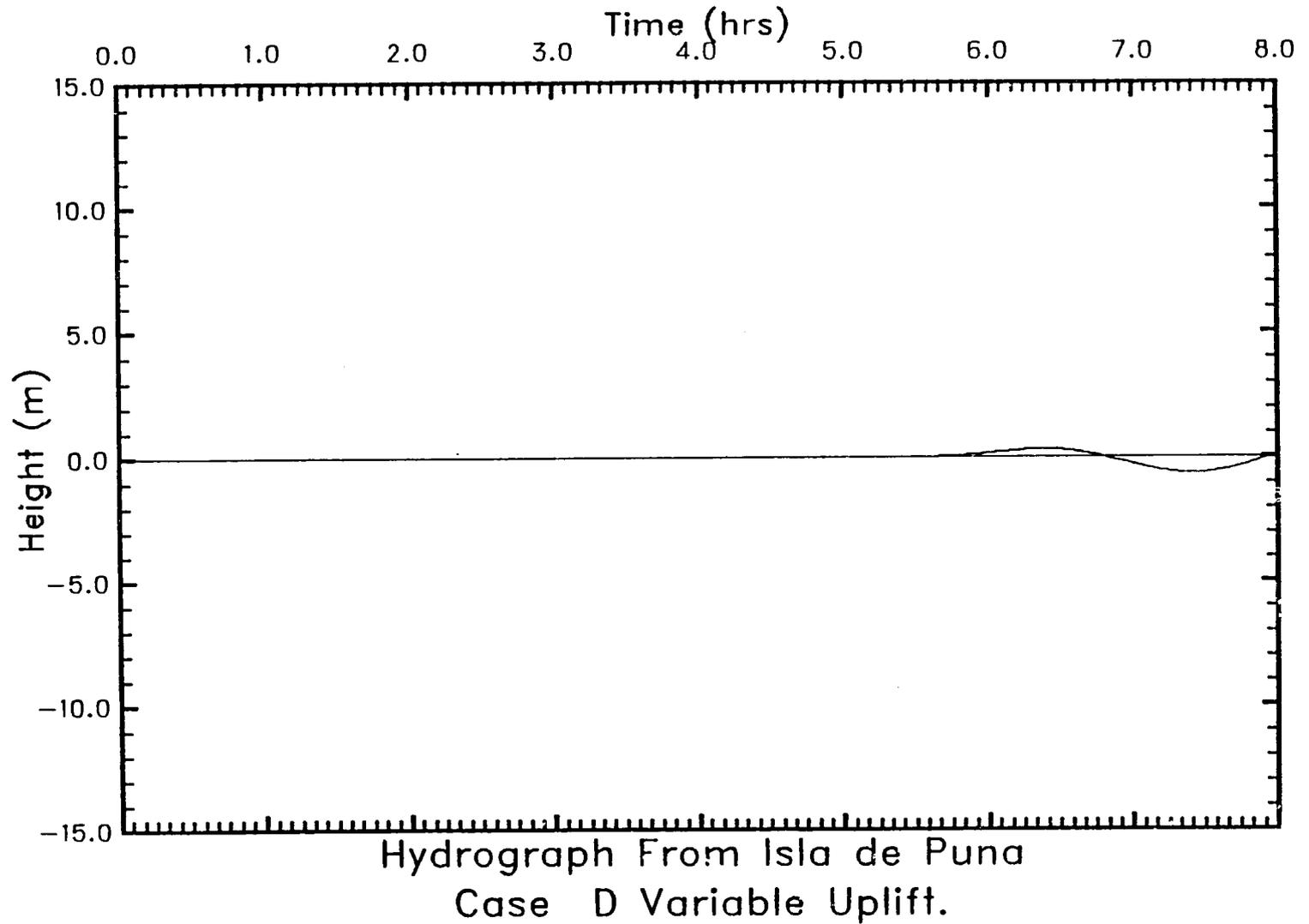


Figura 7.15: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de la Isla de Puna, Colombia. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona D.

7-25

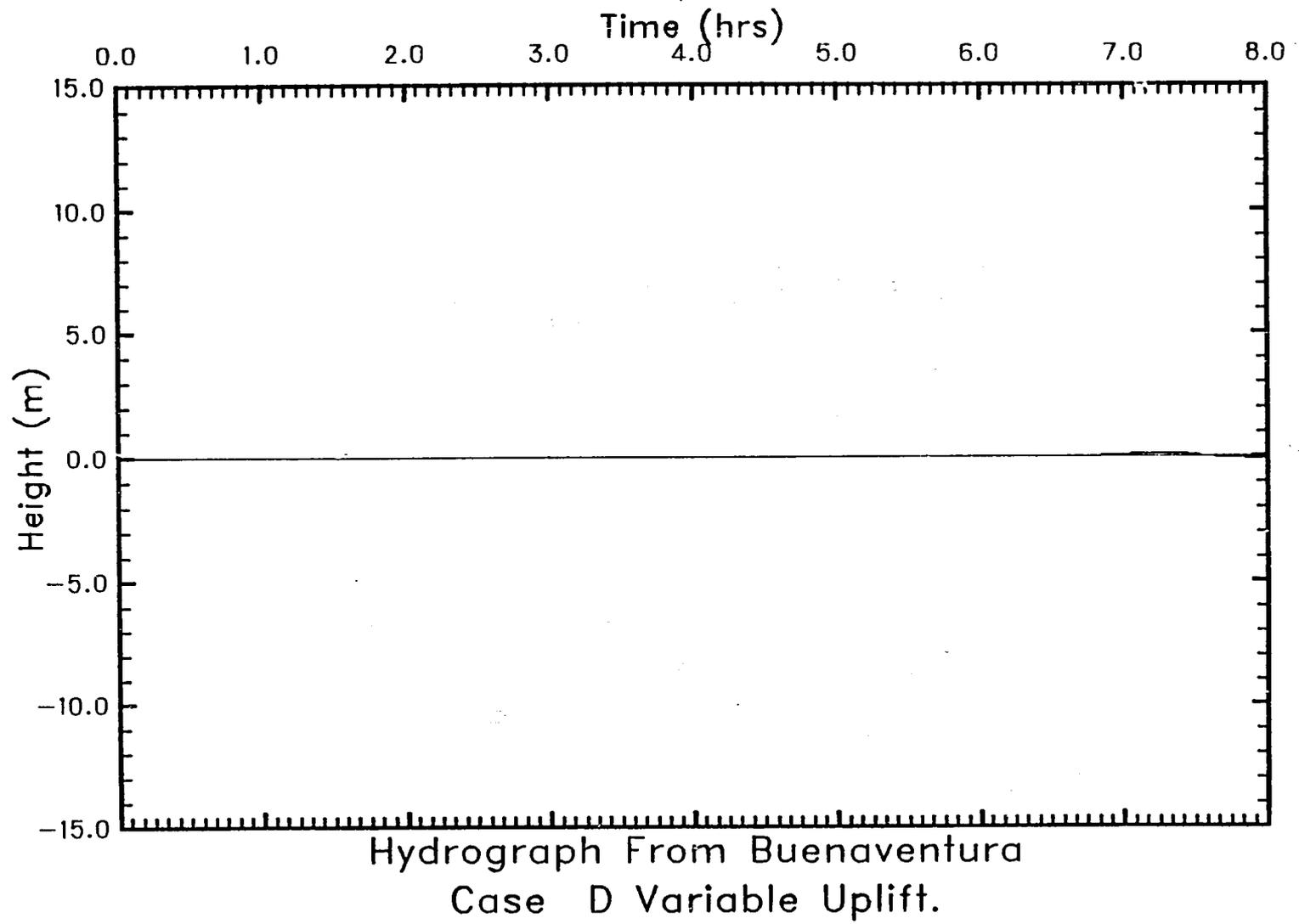


Figura 7.16: Elevación de las como función del tiempo en el punto de registro cerca de Buenaventura, Ecuador. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona D.

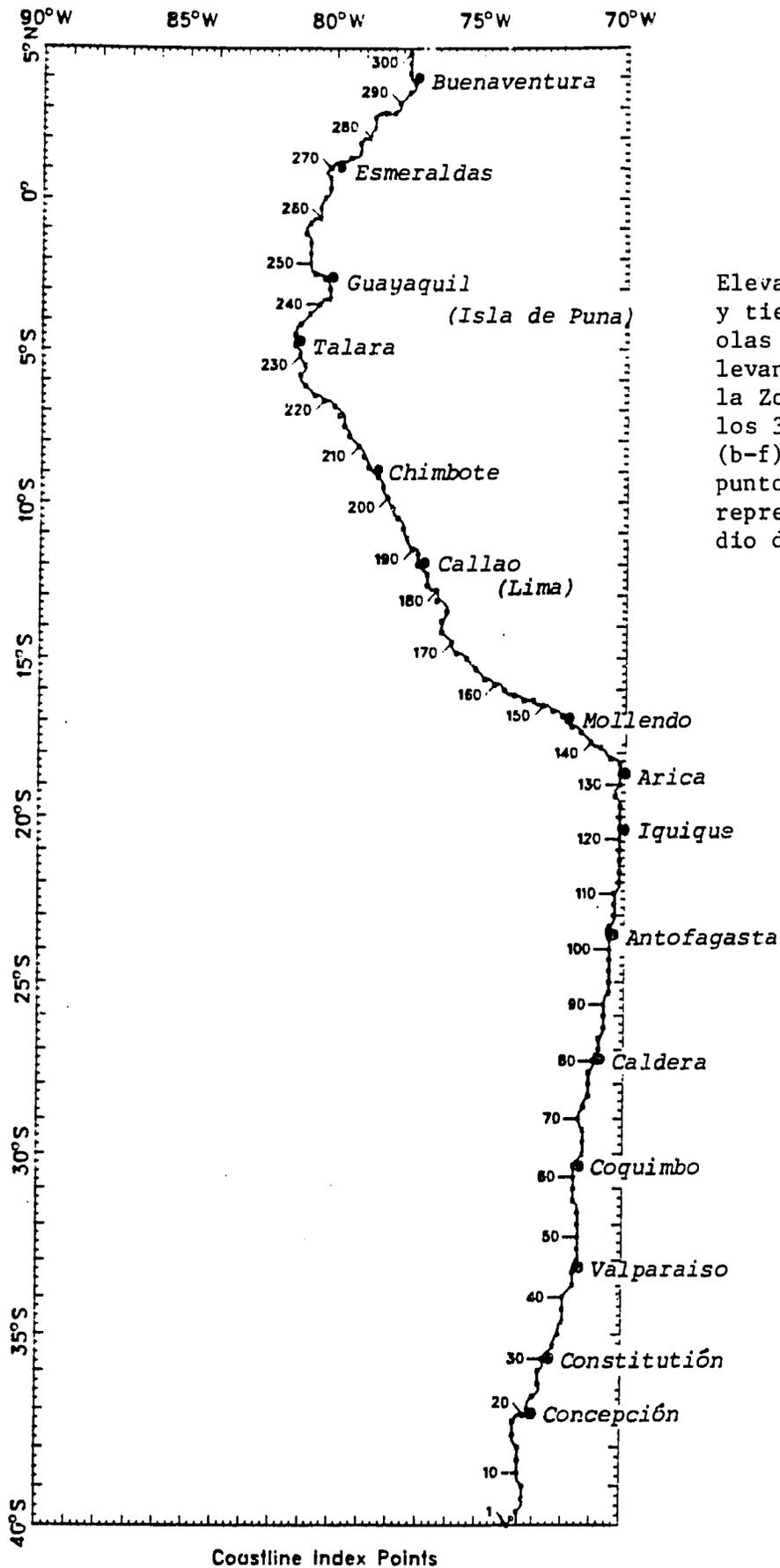


Figura 7.17

Elevaciones de ola máximas y tiempos de llegada de las olas como consecuencia del levantamiento variable en la Zona D. (a) Lugares de los 300 puntos de registro. (b-f) Olas máximas en cada punto. La línea horizontal representa el valor promedio de todos los 300 puntos.

Coastline Index Points

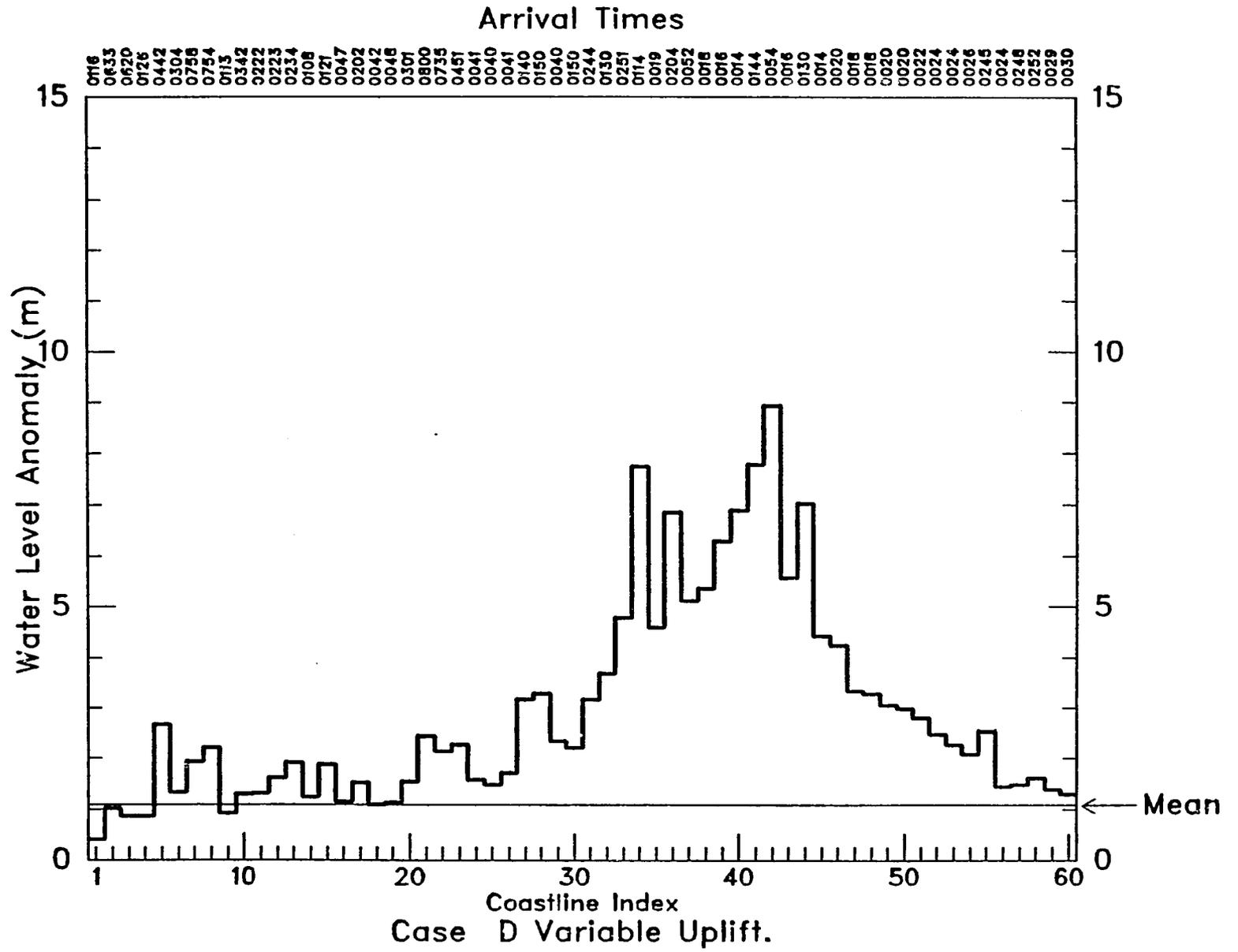


Figura 7.17 (b)

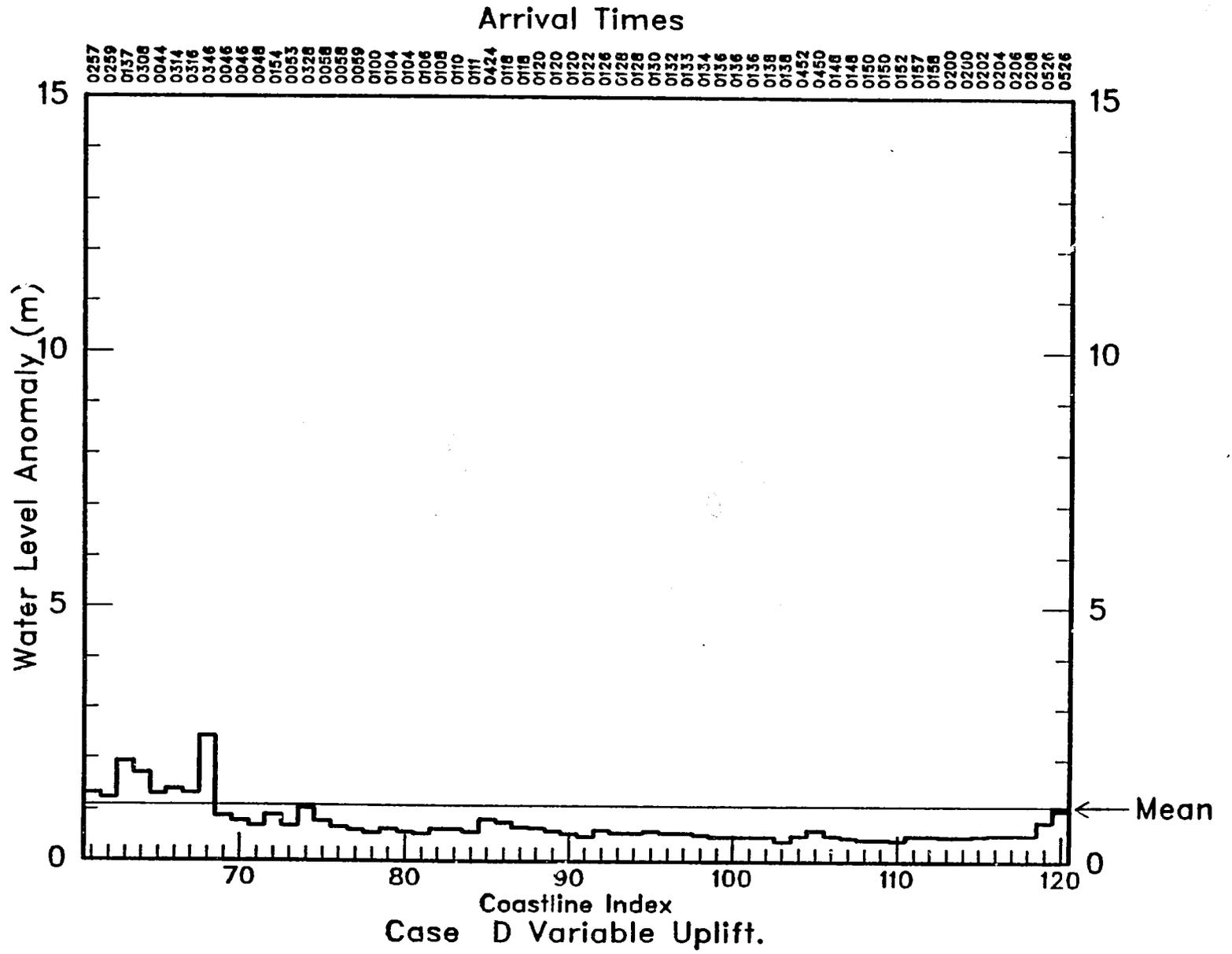


Figura 7.17 (c)

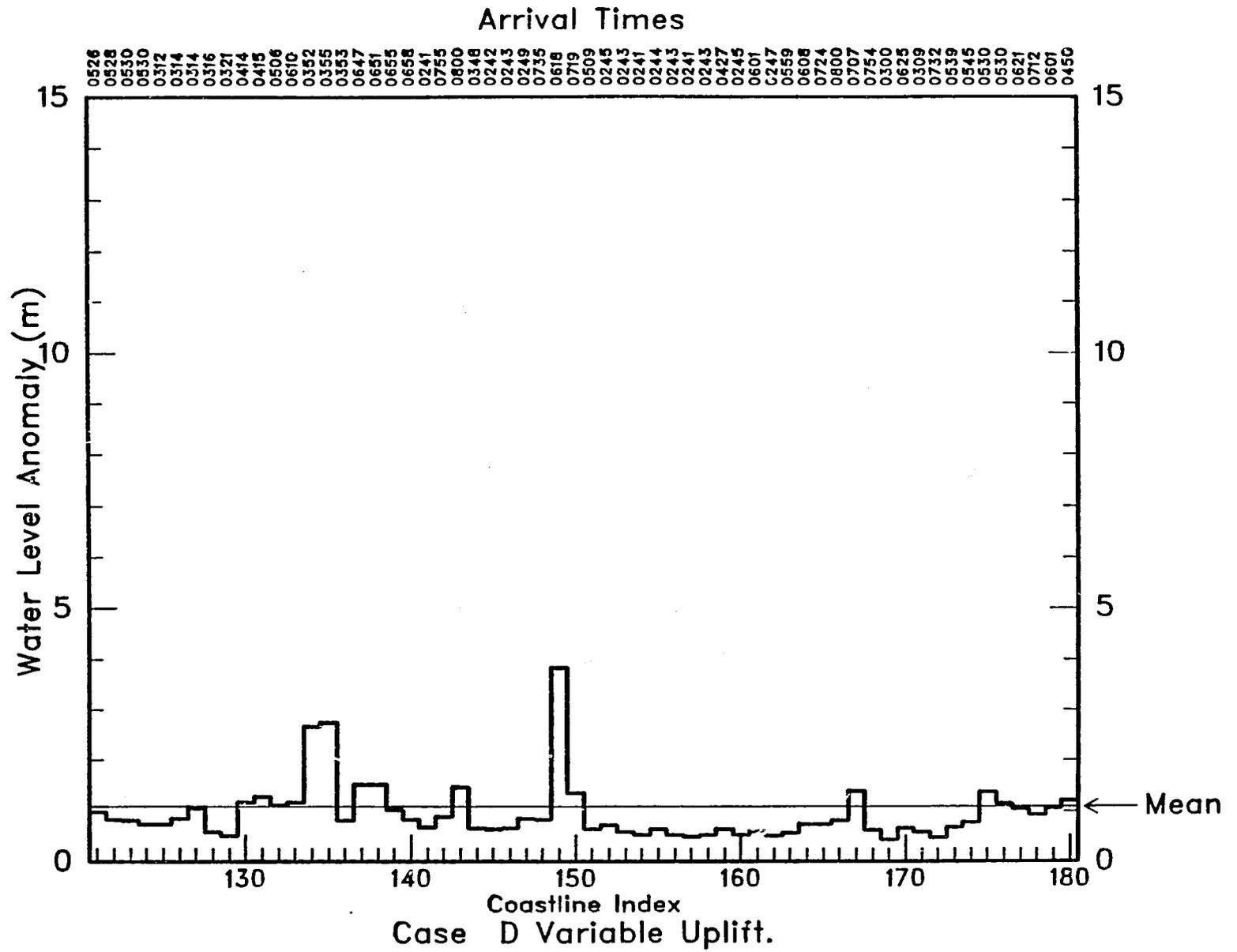


Figura 7.17 (d)

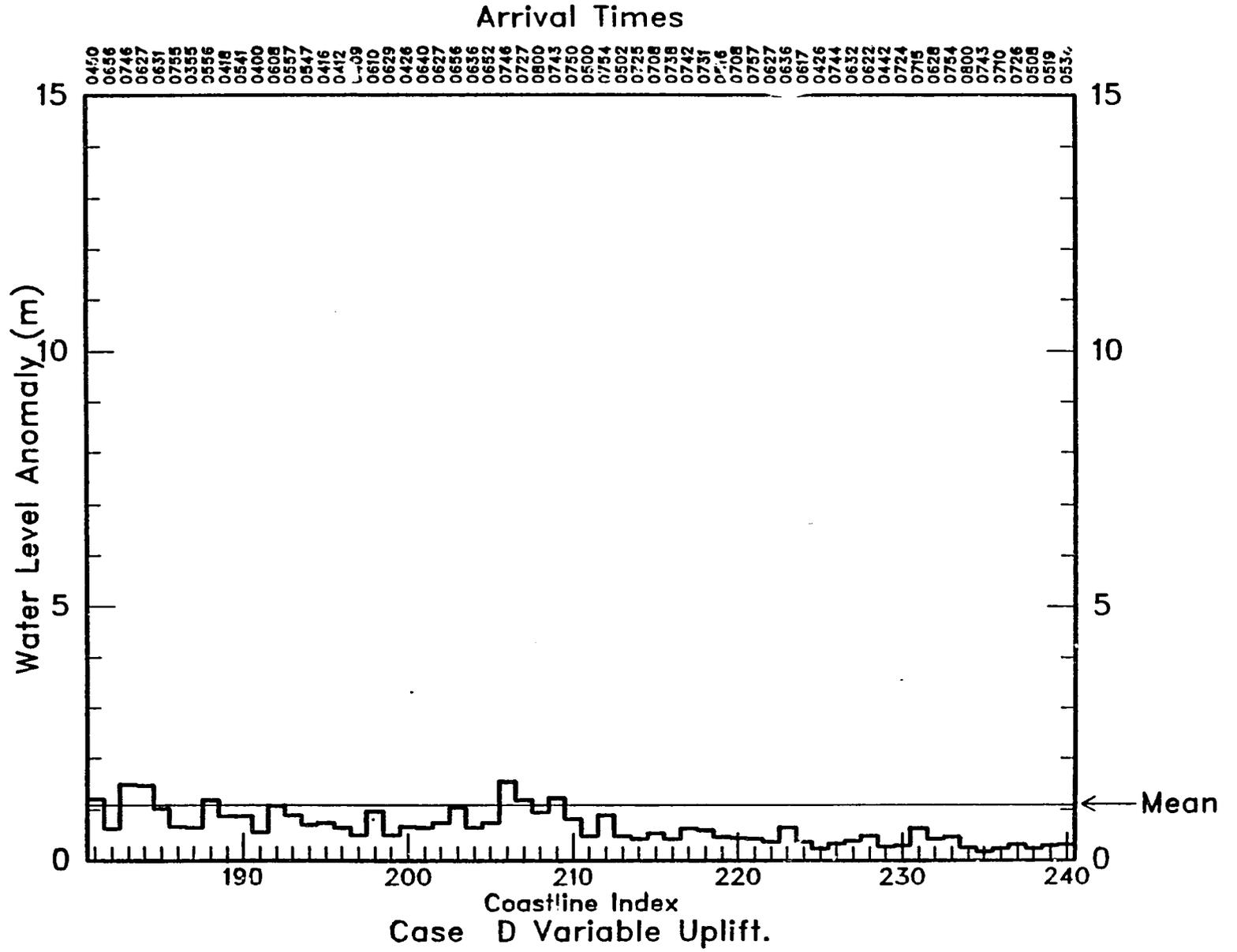


Figura 7.17 (e)

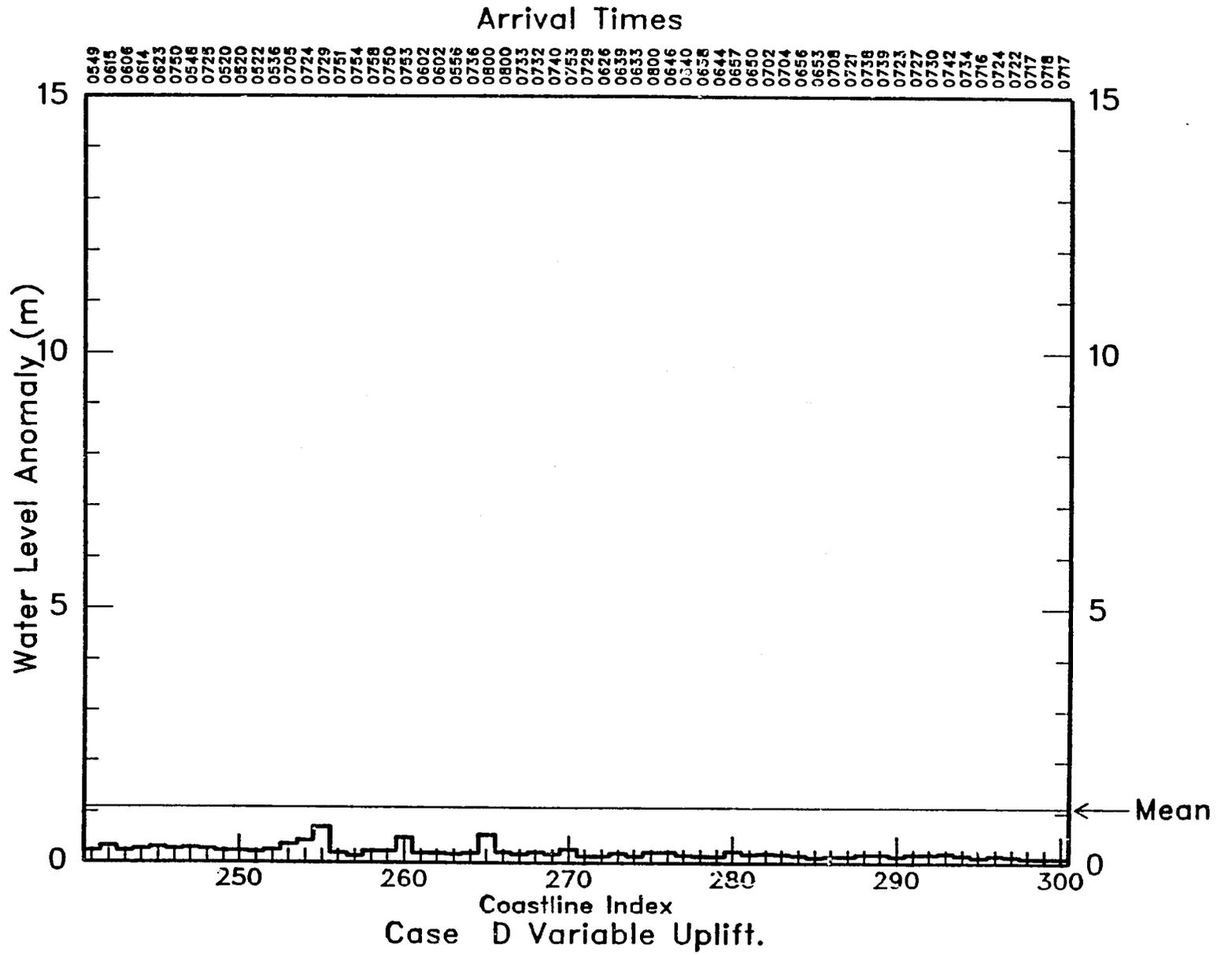


Figura 7.17 (f)

7.4 EVALUACION DEL RIESGO - ZONA DE ORIGEN D

Esta zona de origen produce tsunamis pequeños pero moderadamente energéticos. Los valores de elevación media son 1,1 m para el levantamiento variable y de 1,8 para el levantamiento uniforme. Las cartas hidrográficas son bastante similares en ambos casos, salvo en Valparaíso. El registro de las olas para el caso de levantamiento variable es mucho más regular que para el caso de levantamiento uniforme. Las amplitudes de los dos registros son, sin embargo, bastante comparables.

En ambos casos, las olas más altas ocurren en la vecindad de la zona de origen. Toda la costa desde el extremo sur de la zona del modelo hasta cerca de Coquimbo está sujeta a una amenaza de grave a potencialmente grave. La costa al norte de Coquimbo está relativamente tranquila hasta la zona alrededor de Arica. Aquí las reflexiones y el atrapamiento de la energía producen olas amenazantes dispersas. Estas olas reaparecen intermitentemente alrededor de Chimbote. Al norte de esta región, la amenaza queda considerablemente reducida.

Sección 8

ZONA DE ORIGEN E

8.1 INTRODUCCION

Esta zona es no solo la mayor utilizada en este estudio, sino también la mayor que se haya postulado. Es casi dos veces más larga que la zona de levantamiento de 1000 km del terremoto del 22 de mayo de 1960 que ocurrió frente a la costa sur de Chile. Un evento tan generalizado generaría un tsunami verdaderamente catastrófico. La extensión de la zona se ilustra en la figura 8.1.

Debido a la longitud poco usual de la zona, no podríamos asumir un levantamiento instantáneo. En vez de ello, especificamos qué longitud de sección pudiera levantar una ruptura que se propagara a 3,5 km/seg en un período de 60 seg (un paso cronológico del modelo). Luego se circunscribieron 10 áreas, cada una de ellas con la misma longitud aproximada. El modelo especifica que estos bloques, uno después del otro en secuencia de norte a sur, se desplazan instantáneamente a razón de un bloque por paso cronológico. Este proceso sirve de aproximación discreta para el proceso de levantamiento continuo que en realidad experimentaría el fondo del mar.

8.2 CASO DE LEVANTAMIENTO UNIFORME

El movimiento de la zona de origen en este caso consiste en un levantamiento vertical de 10 m por cada bloque en secuencia.

8.2.1 Efectos inmediatos

Tal como ilustran los distintos contornos de olas una hora después de la generación (fig. 8.2), los resultados de este levantamiento son catastróficos. La ola delantera se extiende aproximadamente 29° de latitud. El punto más alto de la ola, denotado por la pequeña elipse en línea gruesa, no rotulada, entre los 22°S y los 24°S, tiene una altura de más de 10 m. El mar detrás de la ola delantera es caótico, resultado de dos regímenes de olas dominantes --uno que

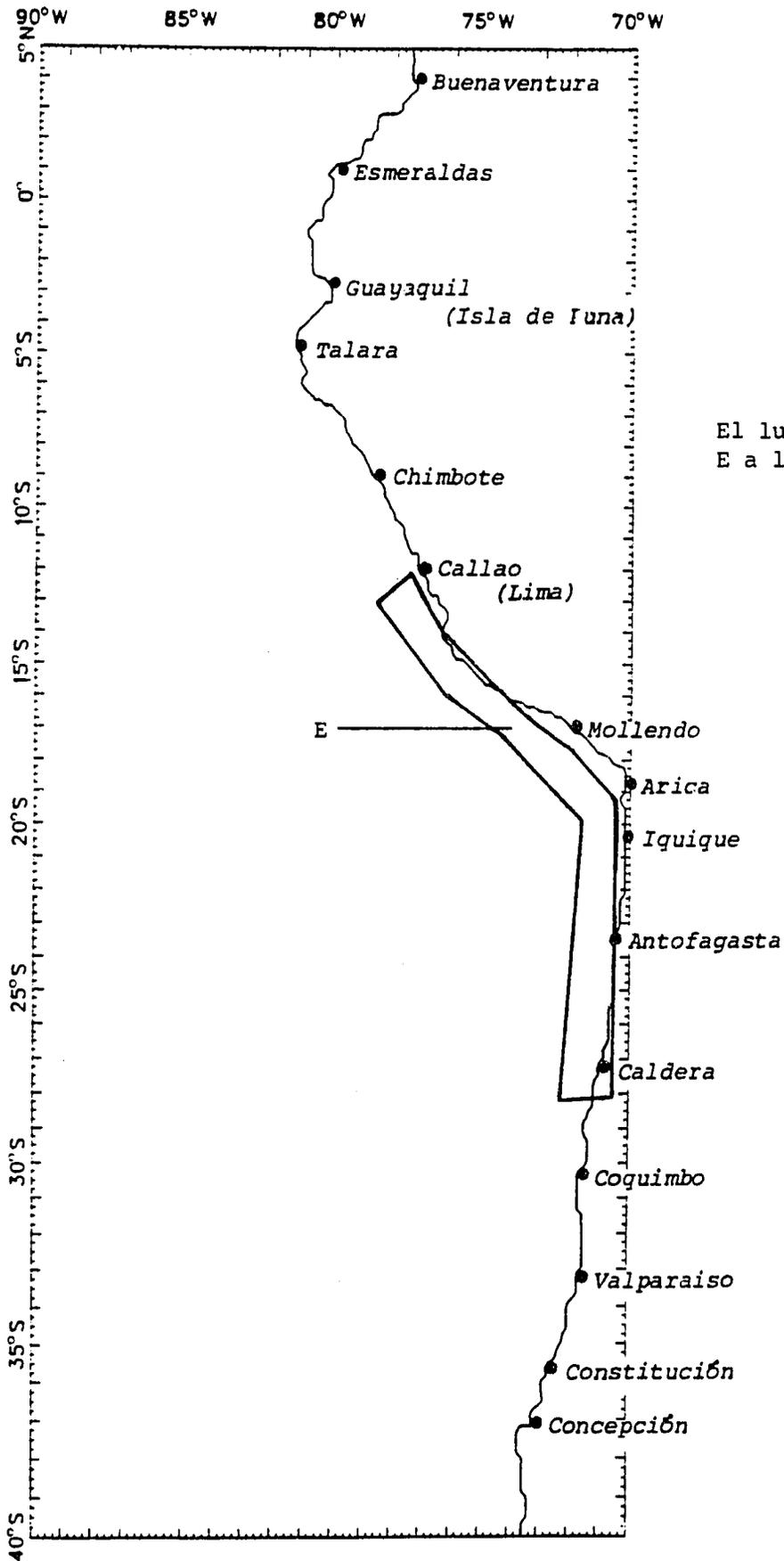


Figura 8.1:

El lugar de la zona de origen E a lo largo de la costa.

se desplaza hacia el suroeste y otro que se desplaza hacia el oeste-- que interactúan al cruzarse entre sí. Se observan en la costa muchas zonas de olas altas.

8.2.2 Efectos de mayor duración

La serie cronológica en los distintos puntos de registro indica que este tsunami produce no solo olas muy intensas sino también olas de larga duración. Adviértase al examinar estas ilustraciones que la escala vertical es ahora de 20 m, en vez de los 15 m utilizados en los casos A a D.

Las olas en Valparaíso (figu. 8.3) solo tienen inicialmente una altura de 3 m, pero aumentan paulatinamente en altura hasta 4-6 m. Para el final de la simulación, parecen estar creciendo. En Antofagasta (figura 8.4), ocurre lo opuesto. Las olas comienzan altas y luego mueren rápidamente hasta llegar a una altura menos espectacular (aunque todavía peligrosa) de 2-3 metros.

Arica (fig. 8.5) es azotada continuamente por olas largas y altas, aunque ninguna de ellas son tan imponentes como la cresta inicial de 17 m. El nivel de energía de las olas en este registro sigue siendo elevado durante toda la simulación.

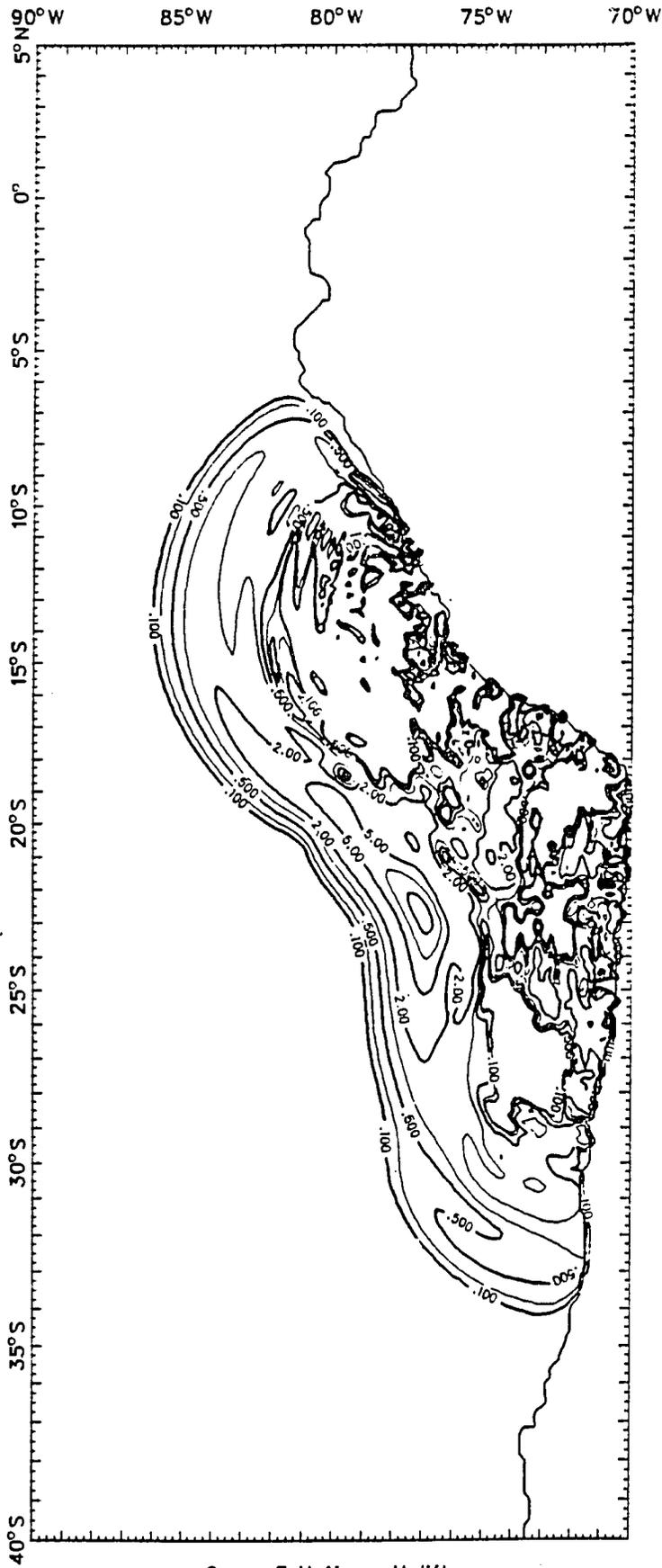
Las olas en Lima (fig. 8.6), al igual que las de Valparaíso, comienzan lentamente, si puede utilizarse este término para una cresta de 5 m, y aumentan gradualmente hasta que una cresta de 11 m de altura llega casi 5 horas después de producirse el levantamiento. Nuevamente, las olas son muy activas durante la simulación.

La Isla de Puna (fig. 8.7) recibe las olas muy largas usuales que aumentan lentamente. La ola final calculada es de 4 m de altura. Solo en Buenaventura (fig. 8.8) registramos olas bajas en toda la simulación.

8.2.3 Elevaciones máximas

Los trazados de elevaciones máximas (fig. 8.9a-f) ilustran gráficamente la amenaza impuesta por este evento. El nivel medio calculado es de unos 6.8 m. Por supuesto, la región de origen es azotada por olas extremas casi inmediatamente

pero ninguna sección de la costa está libre de al menos una amenaza potencial. La región normalmente protegida al norte de Talara es, nuevamente, mucho más tranquila que la otra porción de la costa, pero incluso en este caso ocurren en algunas zonas olas de 2 a 3 metros de altura.



Case E Uniform Uplift.
Wave Crests at 1 Hour

Figura 8.2

Elevación de la superficie (positiva solamente) una hora después de un levantamiento uniforme en la zona de origen E. Los contornos corresponden a 0,1, 0,2, 0,5, 1,0, 2,0, 7,5 y 10 m.

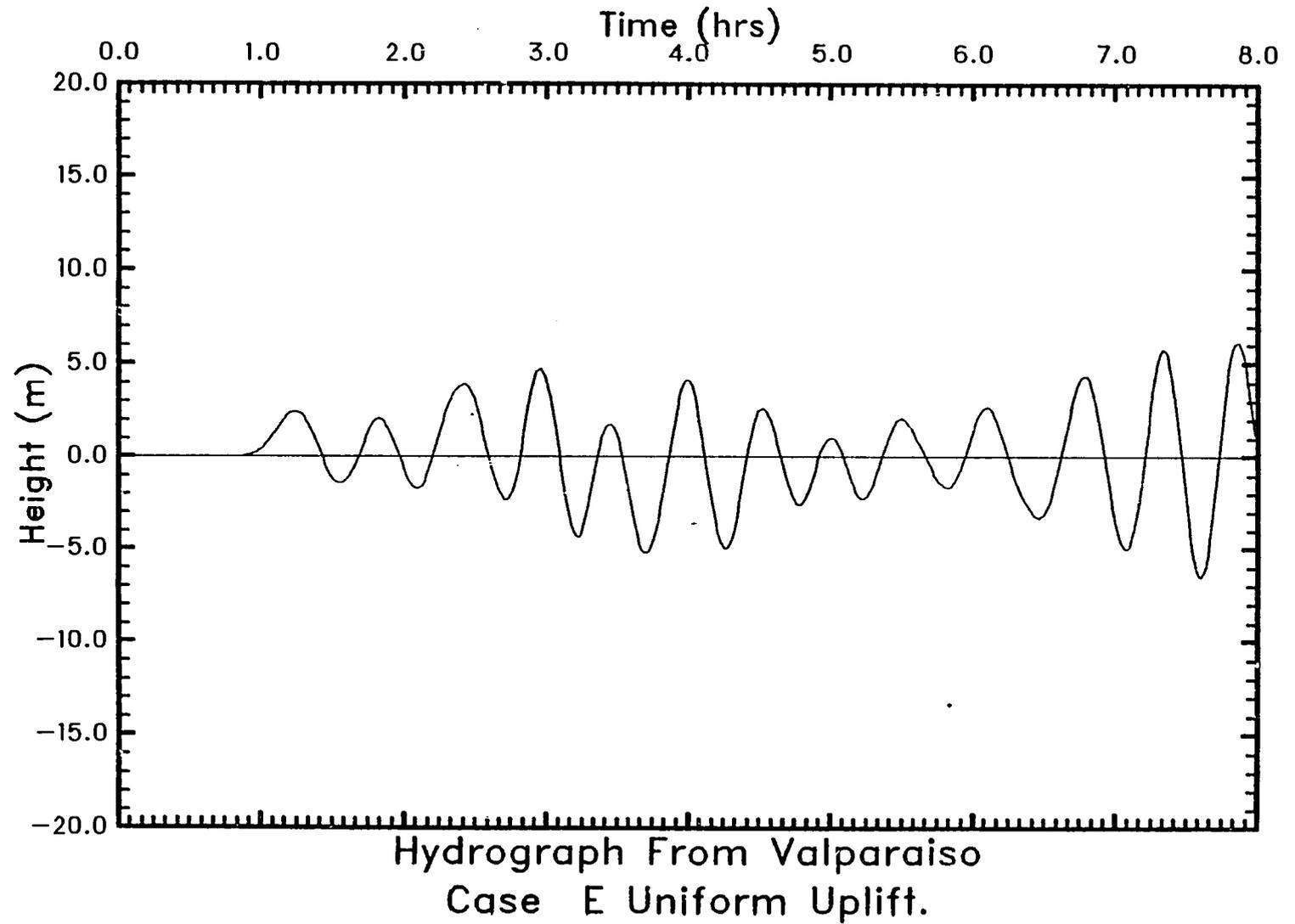


Figura 8.3: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Valparaíso, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona E.

8-7

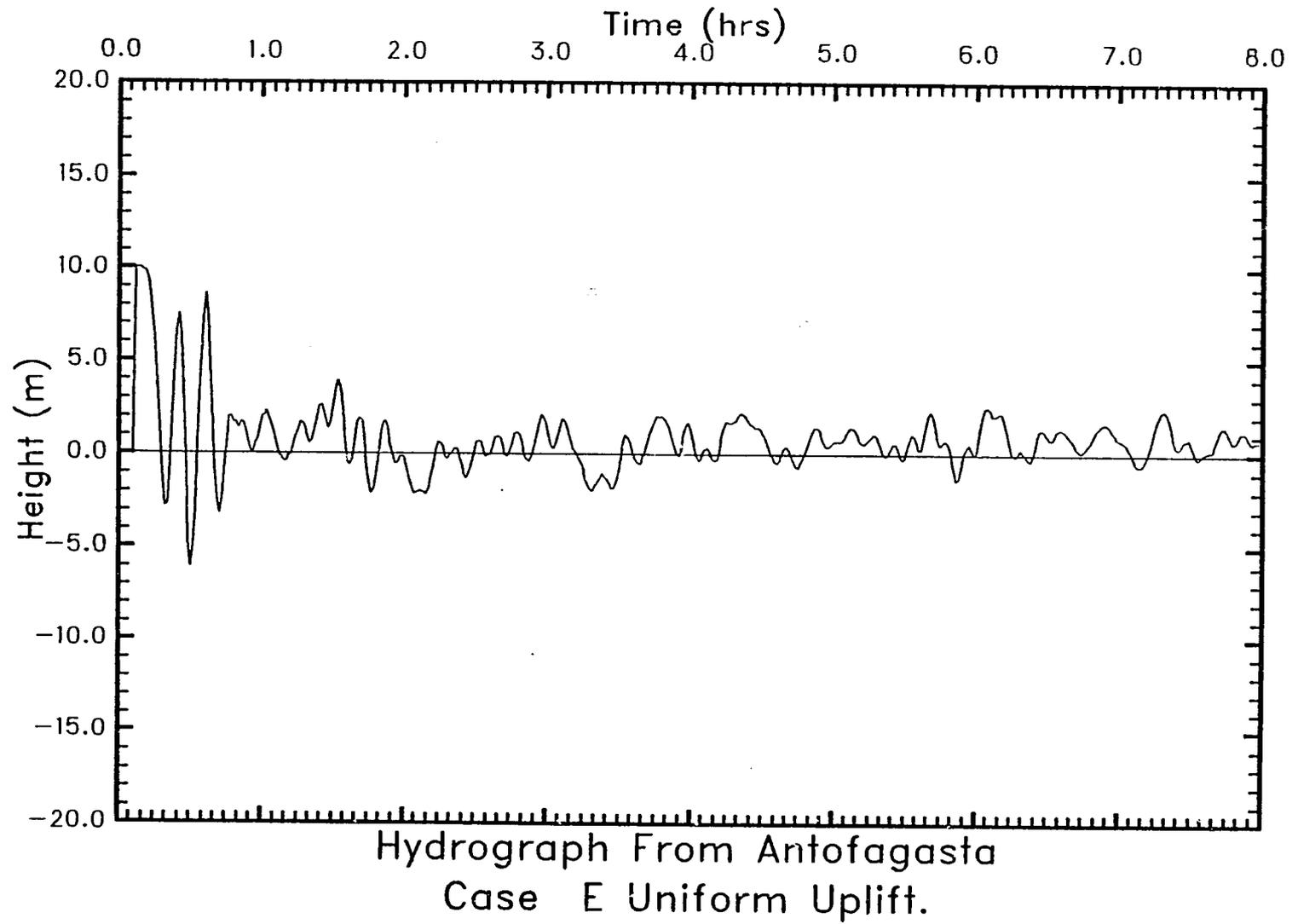


Figura 8.4: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Antofagasta, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona E.

8-8

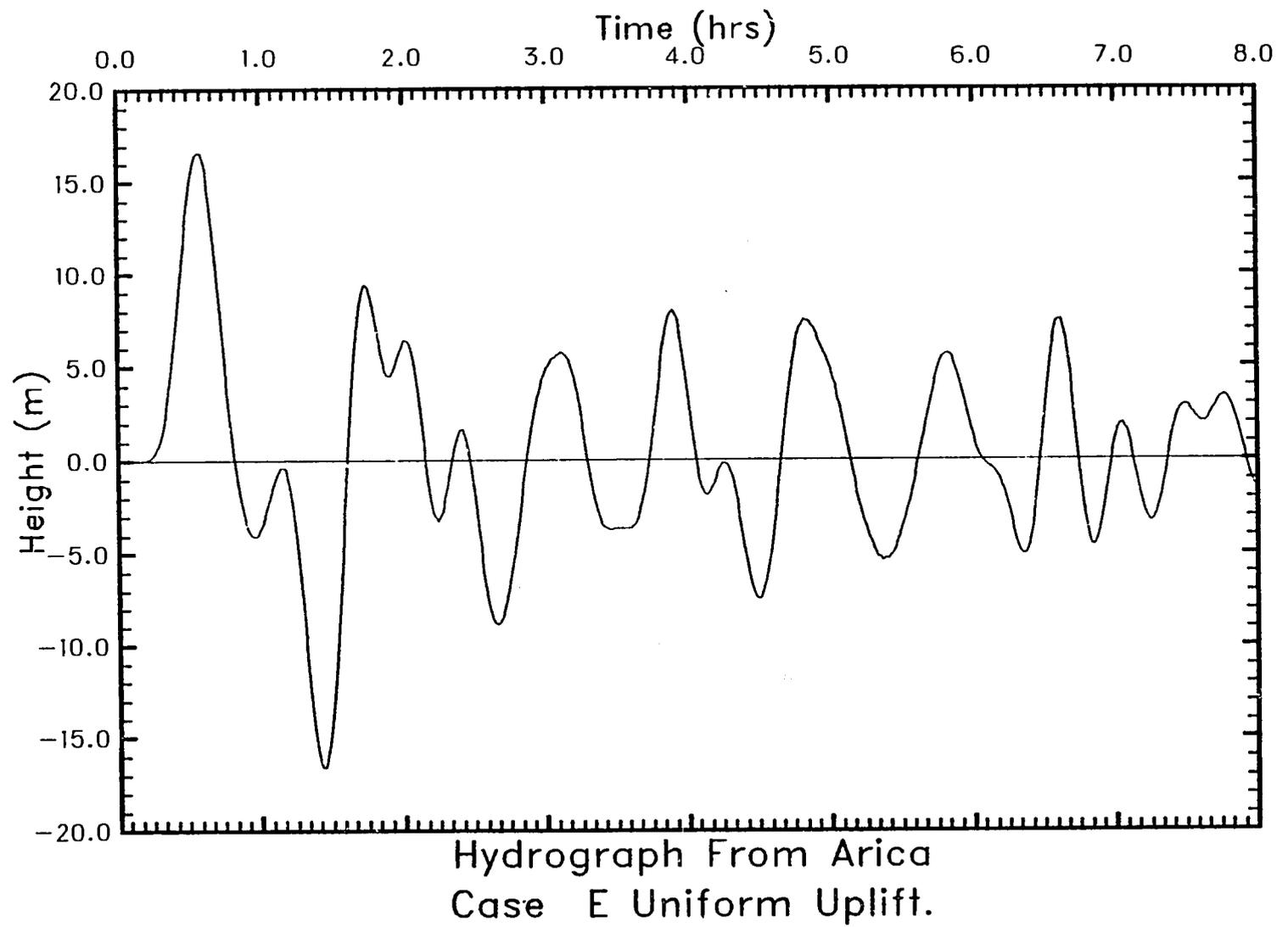
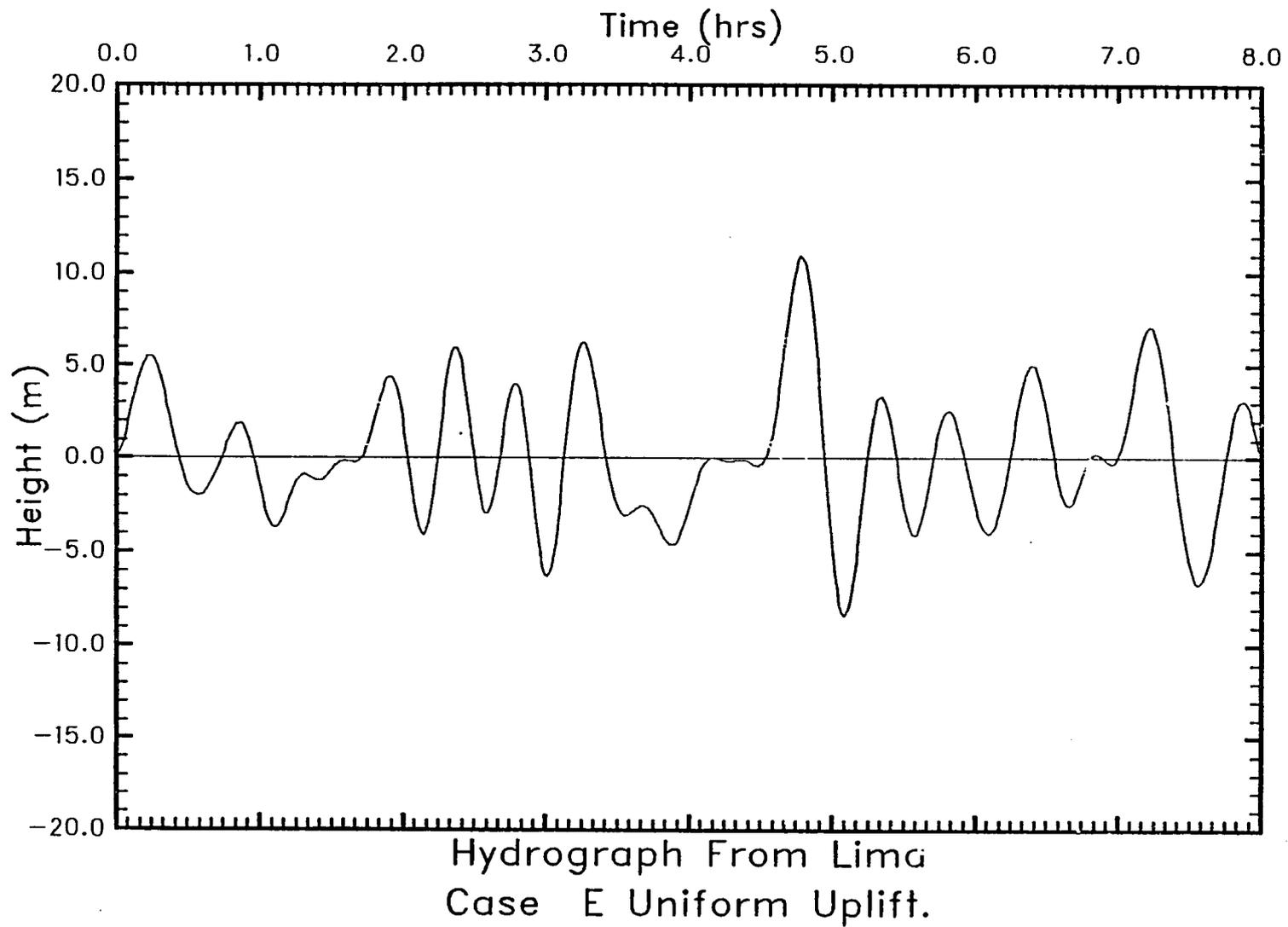


Figura 8.5: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Arica, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona E.



6-8

Figura 8.6: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Lima, Perú. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona E.

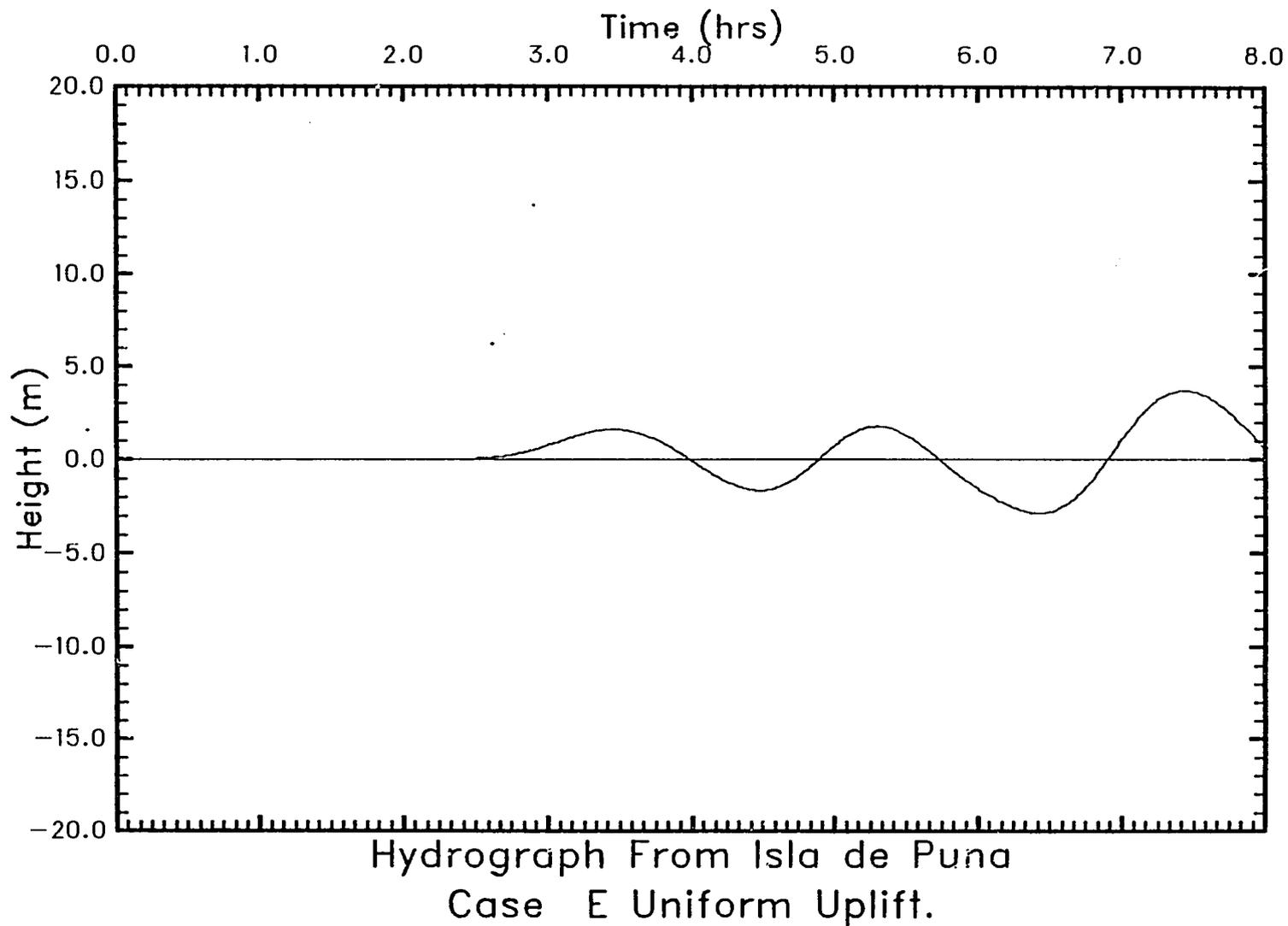


Figura 8.7: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de la Isla de Puna, Colombia. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona E.

8-11

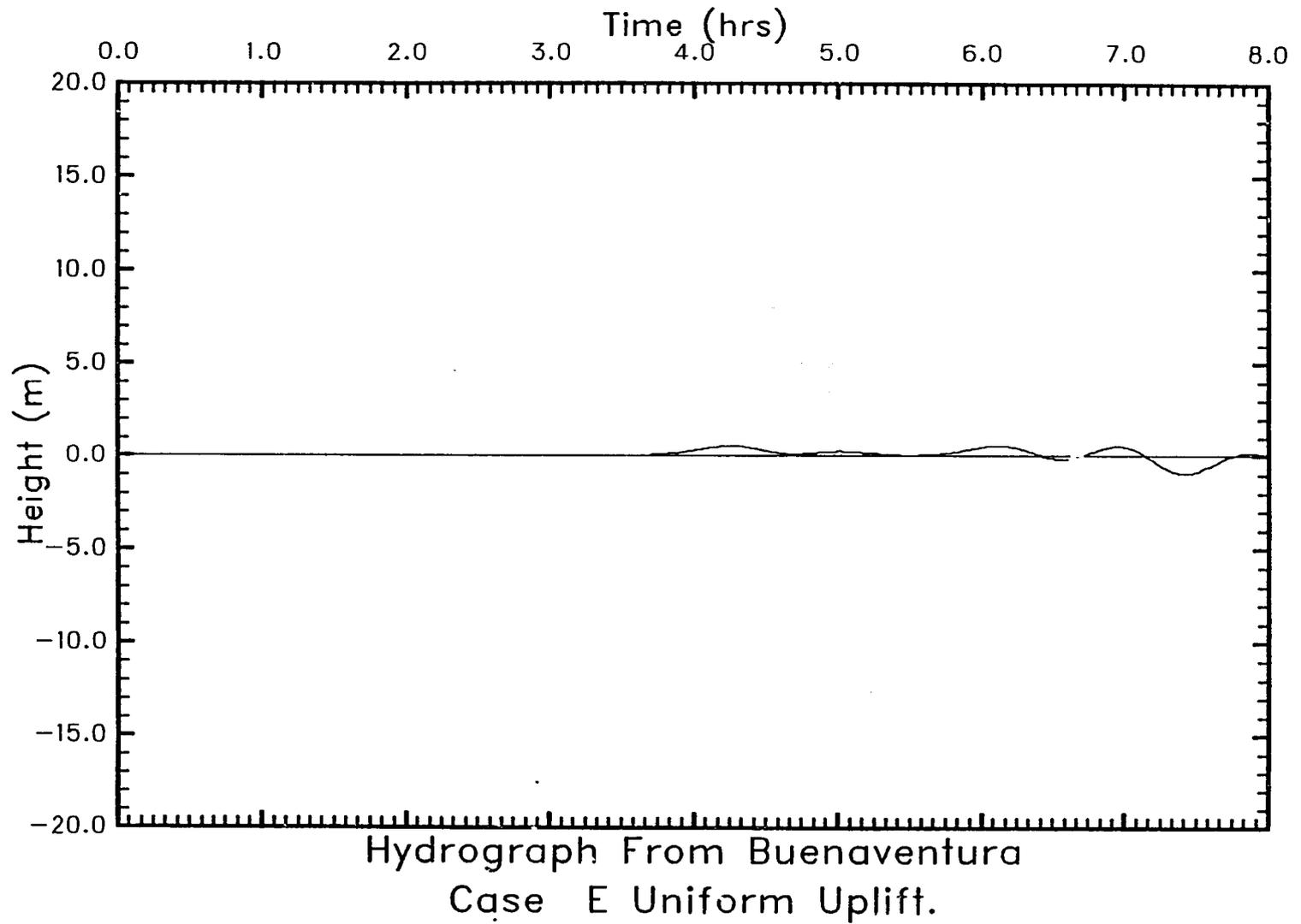


Figura 8.8: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Buenaventura, Ecuador. Estas olas fueron generadas por el levantamiento uniforme de la Zona E.

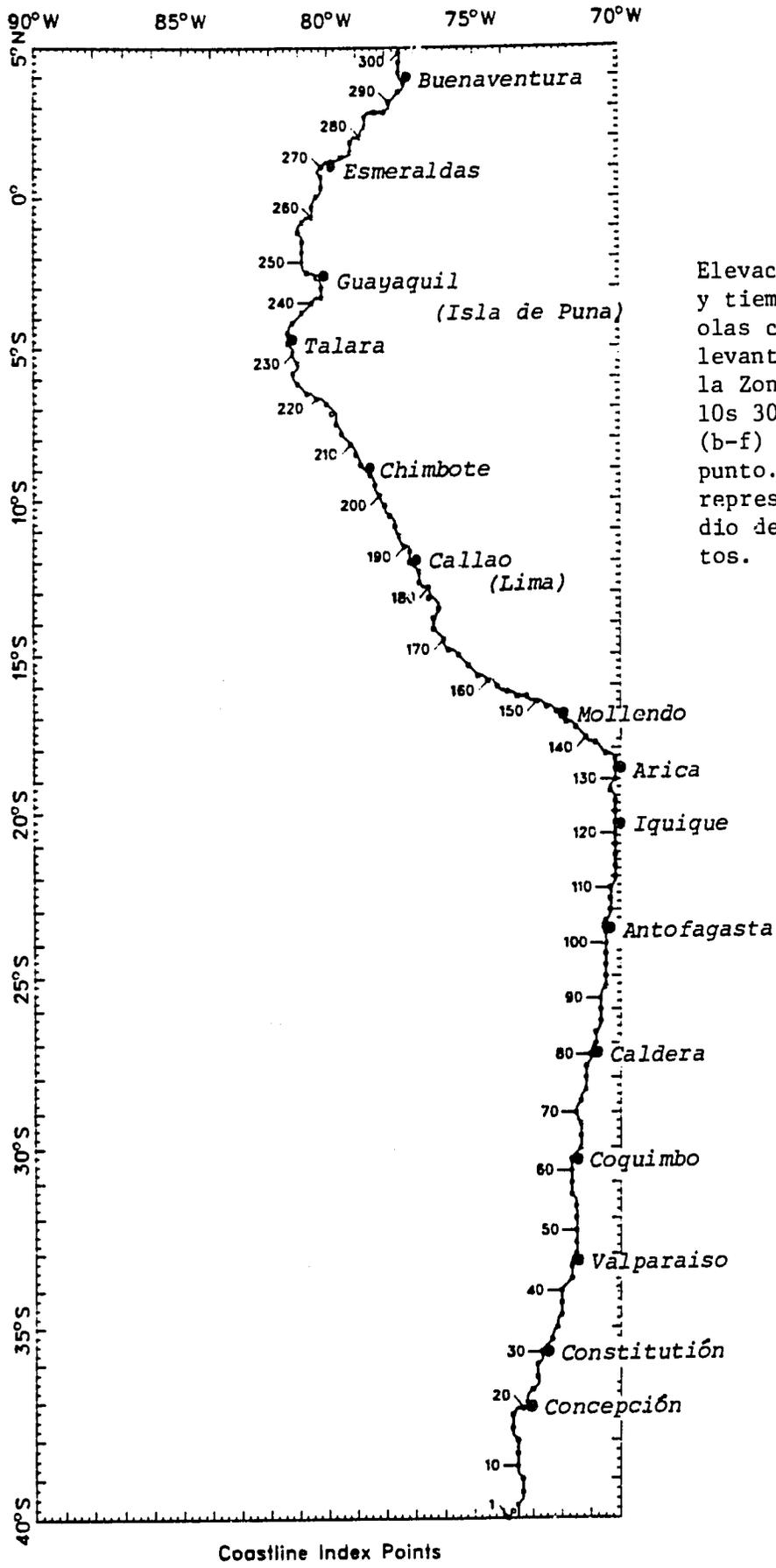


Figura 8.9

Elevaciones de ola máximas y tiempos de llegada de las olas como consecuencia del levantamiento uniforme de la Zona E. (a) Lugares de 10s 300 puntos de registro. (b-f) Olas máximas en cada punto. La línea horizontal representa el valor promedio de todos los 300 puntos.

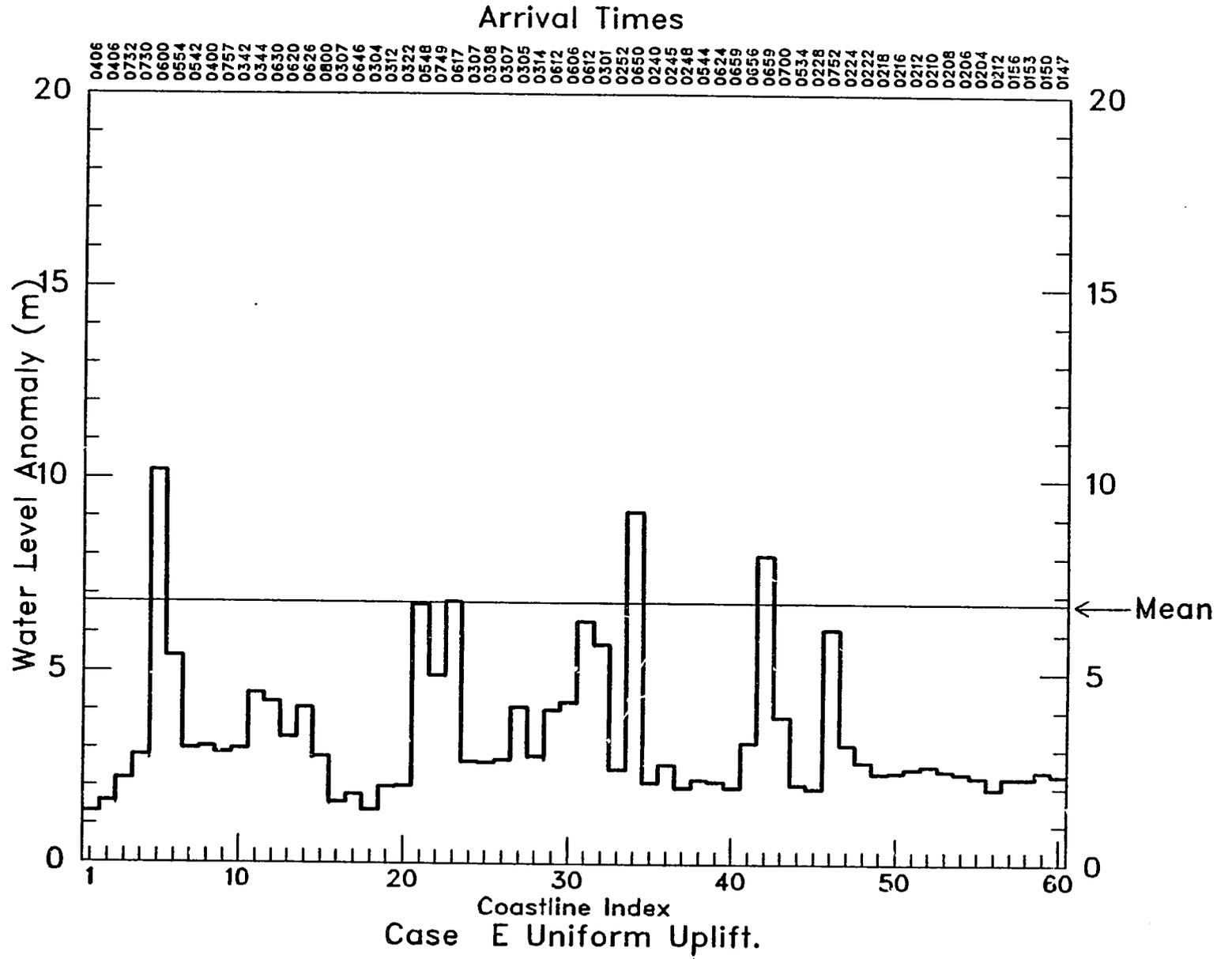


Figura 8.9 (b)

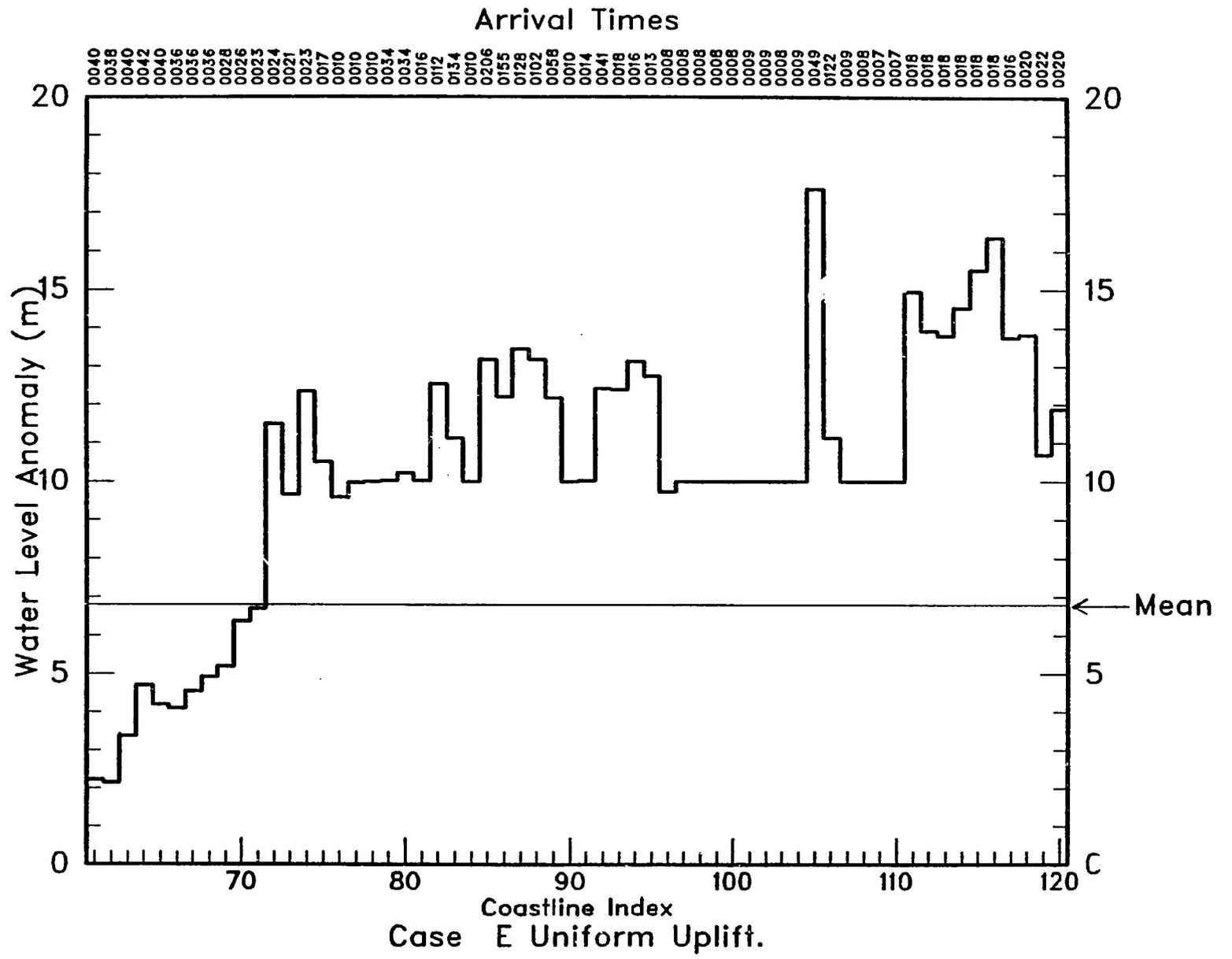


Figura 8.9 (c)

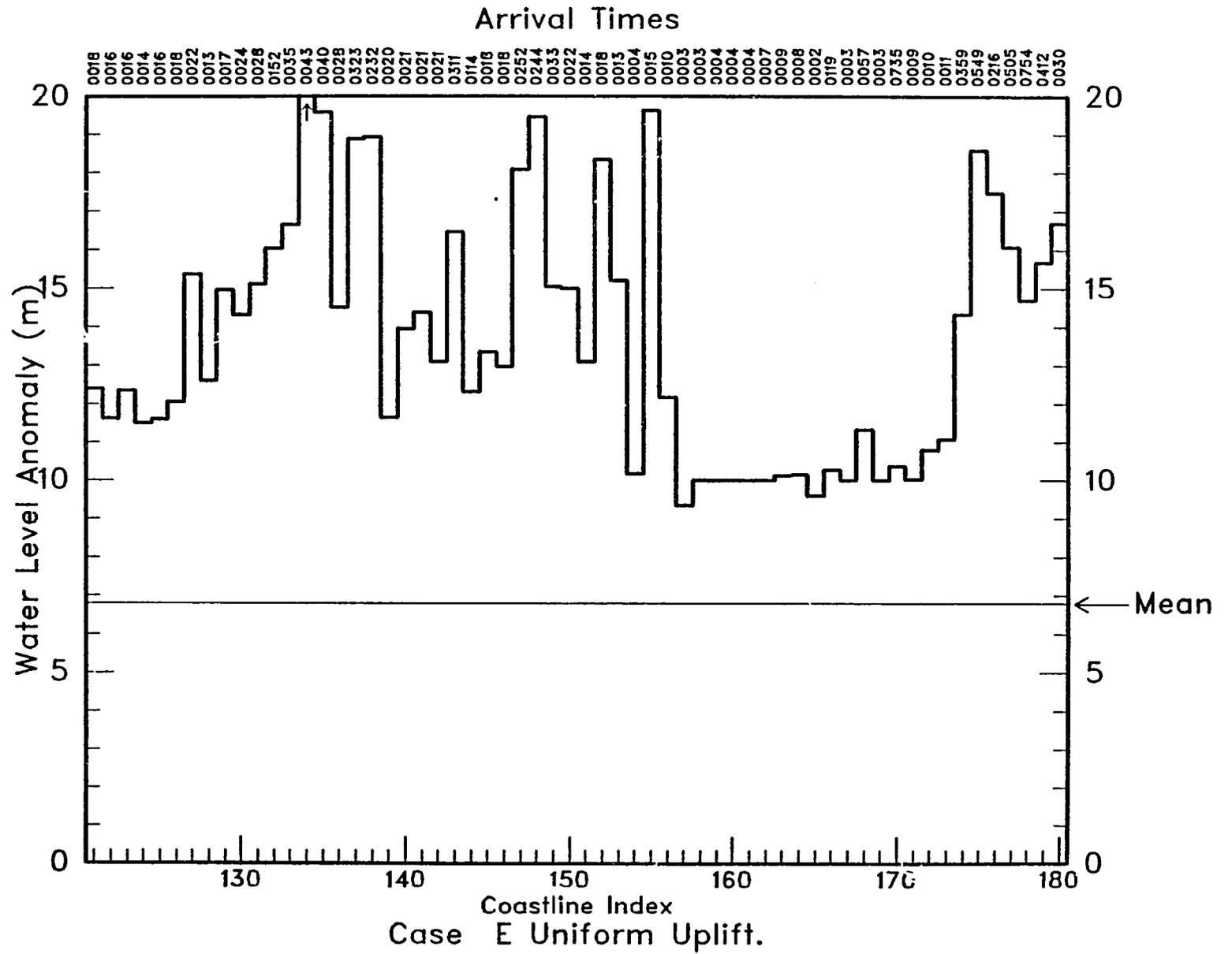


Figure 8.9 (d)

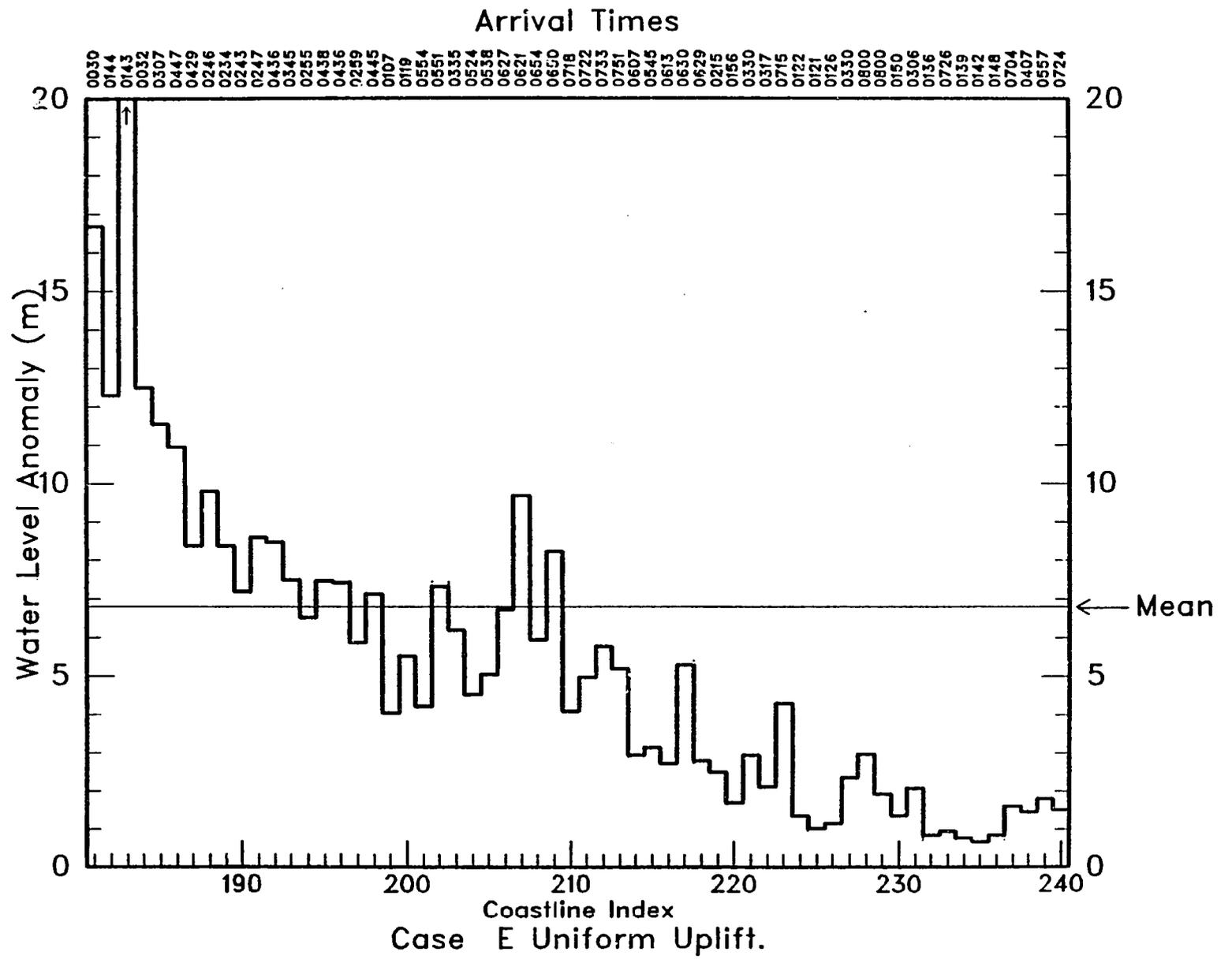


Figure 8.9 (e)

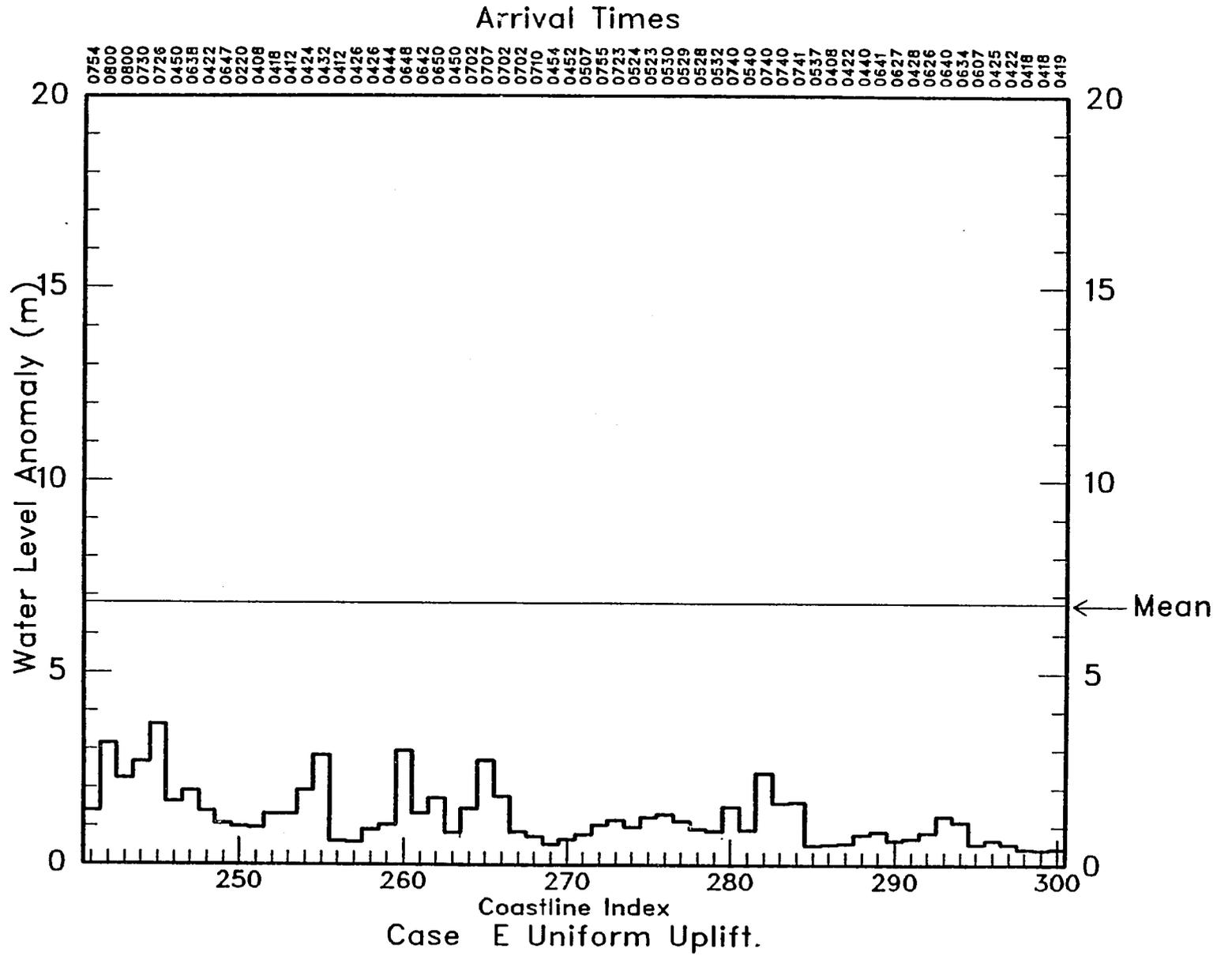


Figura 8.9 (f)

8.3 CASO DE LEVANTAMIENTO VARIABLE

El patrón último de levantamiento utilizado en esta simulación es la consolidación de dos patrones separados de levantamiento. El primero se extiende paralelo a la fosa desde el extremo septentrional de la zona E hasta el giro en el continente cerca de los 20°S. El segundo se extiende paralelo a la fosa desde el giro hasta el extremo meridional de la zona E. Los dos patrones, ambos con un levantamiento máximo de 10 m, se traslapan en la región del giro continental. En la región de traslapo, el más alto de los dos patrones en cada punto es el que se utiliza en la simulación.

8.3.1 Efectos inmediatos

Los contornos de elevación de la superficie después de una hora se muestran en la figura 8.10. La ola delantera está bastante bien establecida y se extiende sobre casi los 25° grados de latitud. Es claramente el resultado de la interferencia de dos regímenes separados de olas: uno que se propaga hacia el suroeste desde la costa al norte del giro en el continente y el otro que se propaga hacia el oeste desde la costa al sur del giro continental. La altura máxima de ola es de casi 6 m en aguas profundas.

El mar detrás de la ola delantera es bastante complicado, ya que está constituido de cierto número de olas más pequeñas que surgen del patrón de interferencia. Las energías de las olas se concentran a todo lo largo de la costa, especialmente cerca del giro en el continente.

8.3.2 Efectos de mayor duración

Se observan olas altas en todas las estaciones de registro desde Valparaíso hasta Lima (figuras 8.11 a 8.14). En todas las cuatro estaciones, las olas persisten durante muchas horas, aunque en Antofagasta las amplitudes son fuertemente amortiguadas.

En la Isla de Puna, las olas son muy largas y parecen estar creciendo a medida que termina la simulación (figura 8.15). Pero poca actividad de olas aparece en Buenaventura (figura 8.16).

8.3.3 Elevaciones máximas

No es sorprendente, a la luz de las cartas hidrográficas, que los trazados de elevaciones máximas (figura 8.17a-f) presenten olas altas que ocurren a todo lo largo de la costa desde el extremo meridional hasta Talara. E incluso al norte de esta región, ocurren ocasionalmente olas de 2 m de altura. El nivel general de olas de este tsunami es bastante elevado, con una media de 4,3 m aproximadamente. Este evento es claramente el que presenta la mayor amenaza de los que hemos analizado.

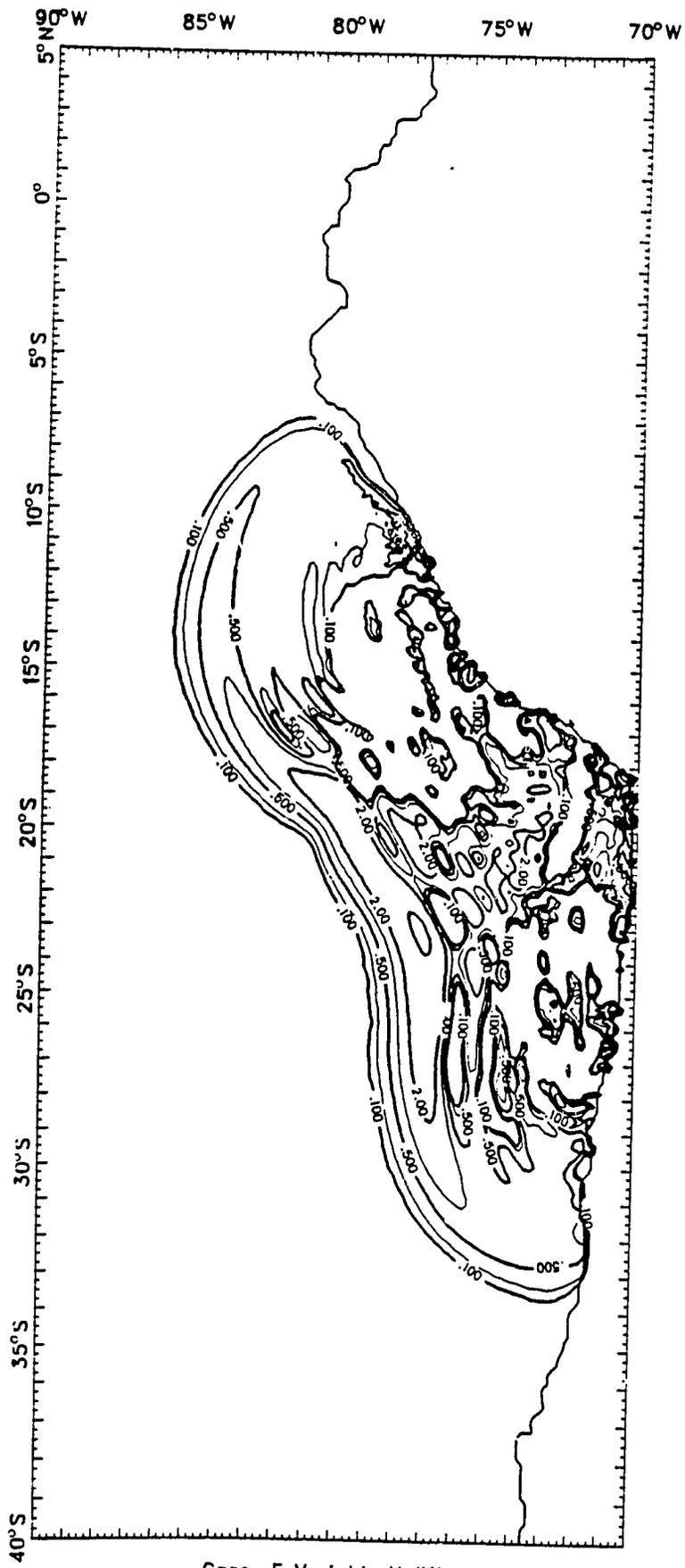


Figura 8.10

Elevación de superficie (positiva solamente) una hora después de un levantamiento variable en la zona de origen E. Los contornos corresponden a 0,1, 0,2, 0,5, 1,0, 2,0, 7,5 y 10 m.

Case E Variable Uplift.
Wave Crests at 1 Hour

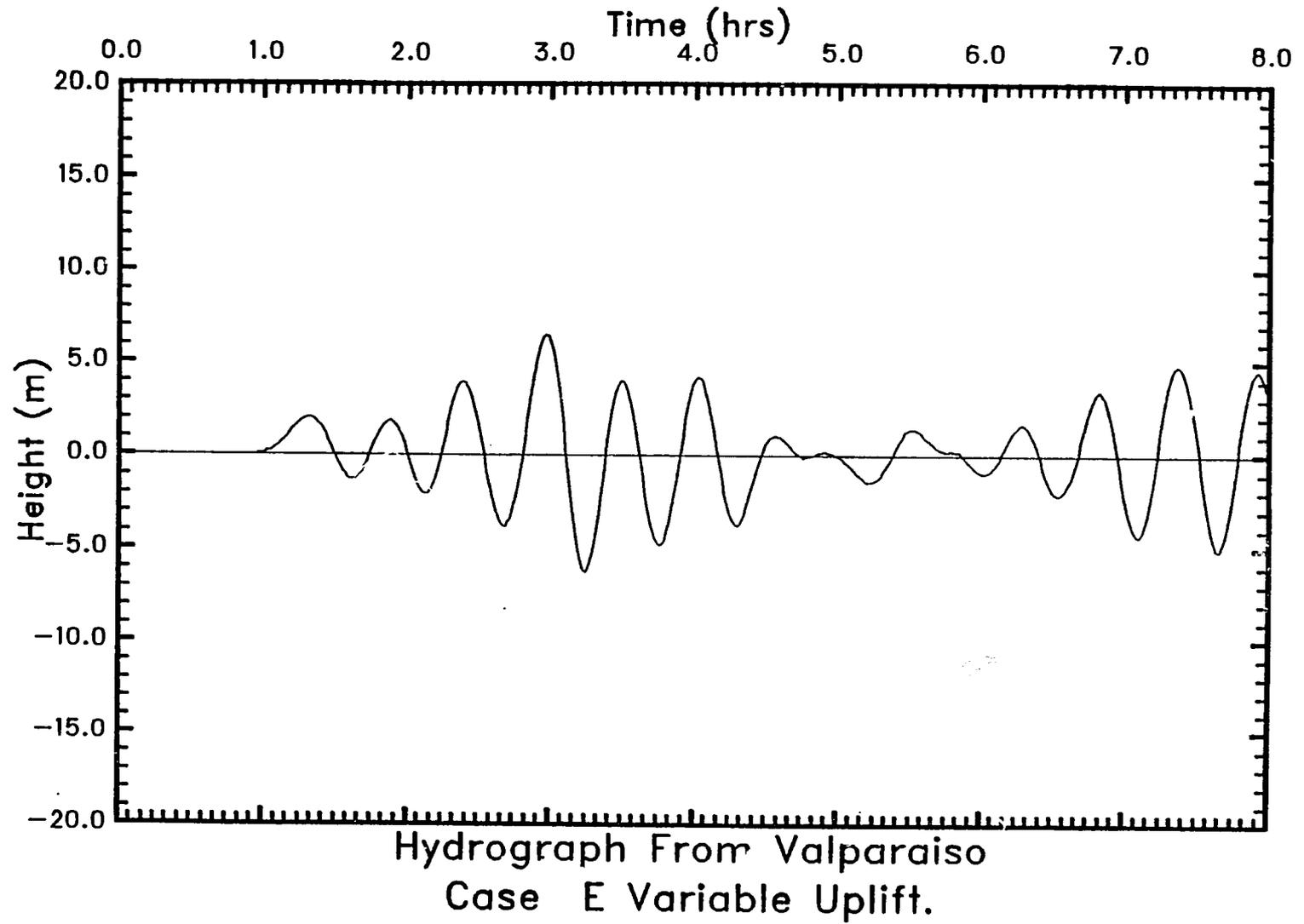


Figura 8.11: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Valparaíso, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona E.

8-22

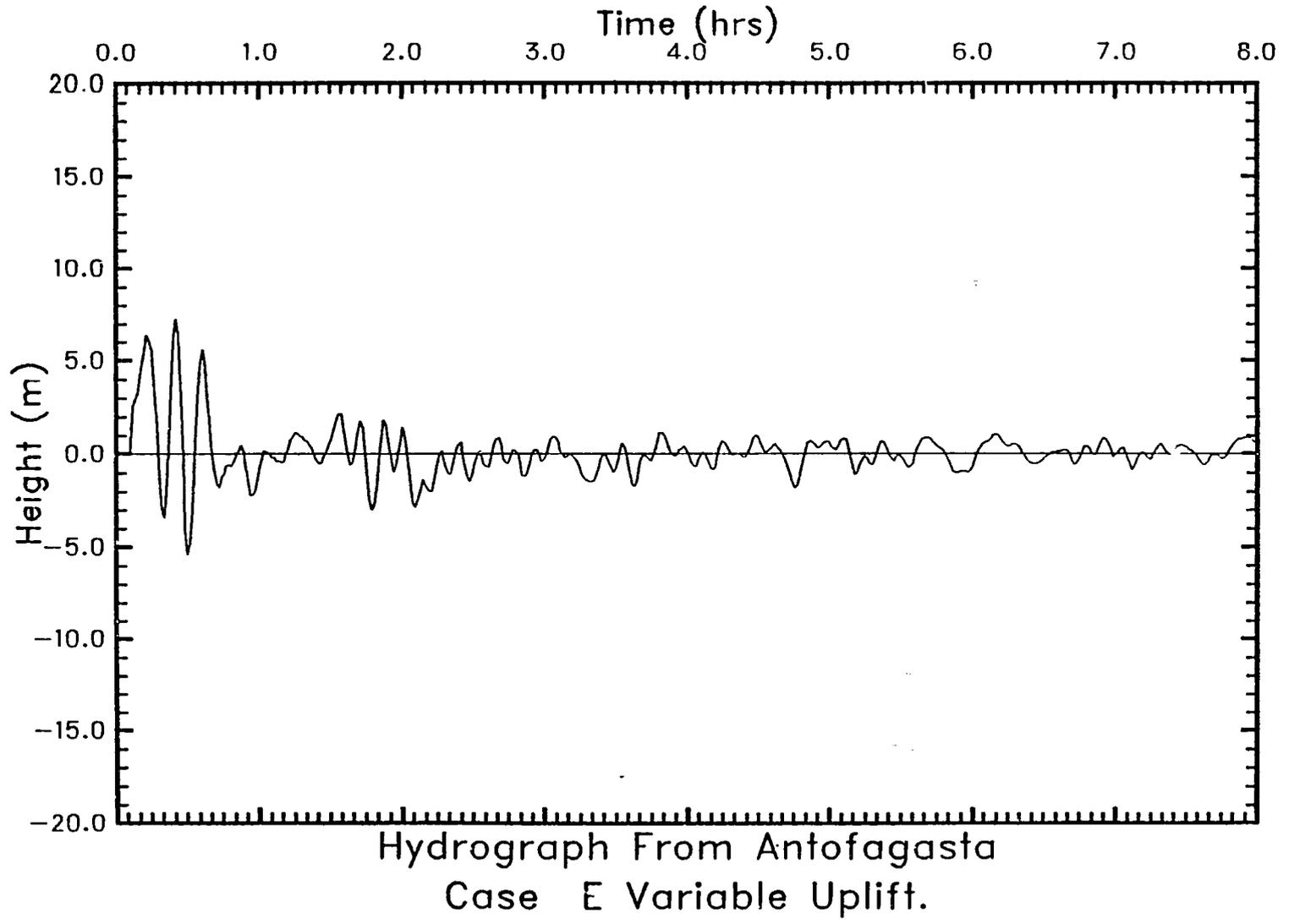


Figura 8.12: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Antofagasta, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona E.

8-23

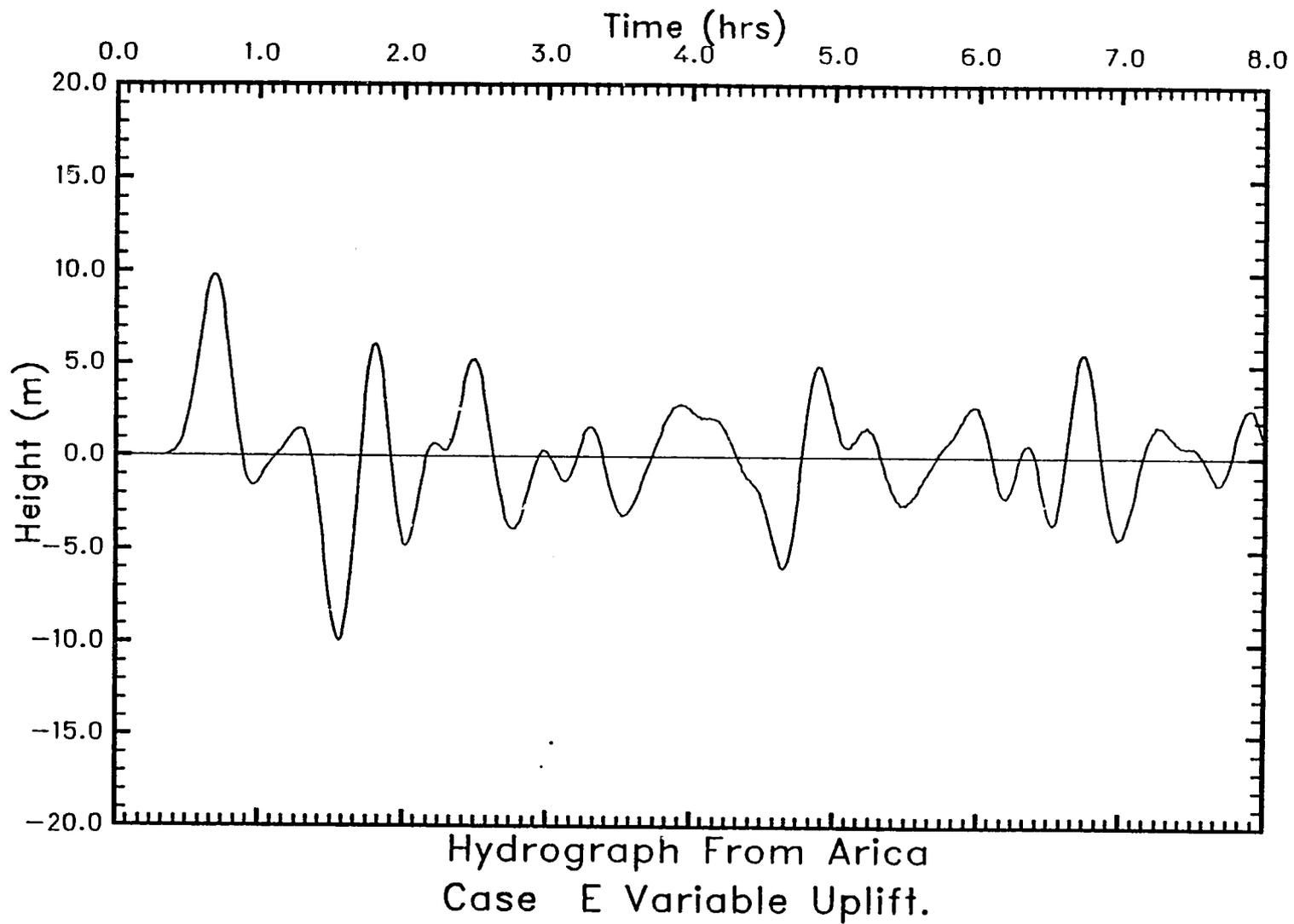


Figura 8.13: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Arica, Chile. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona E.

8-24

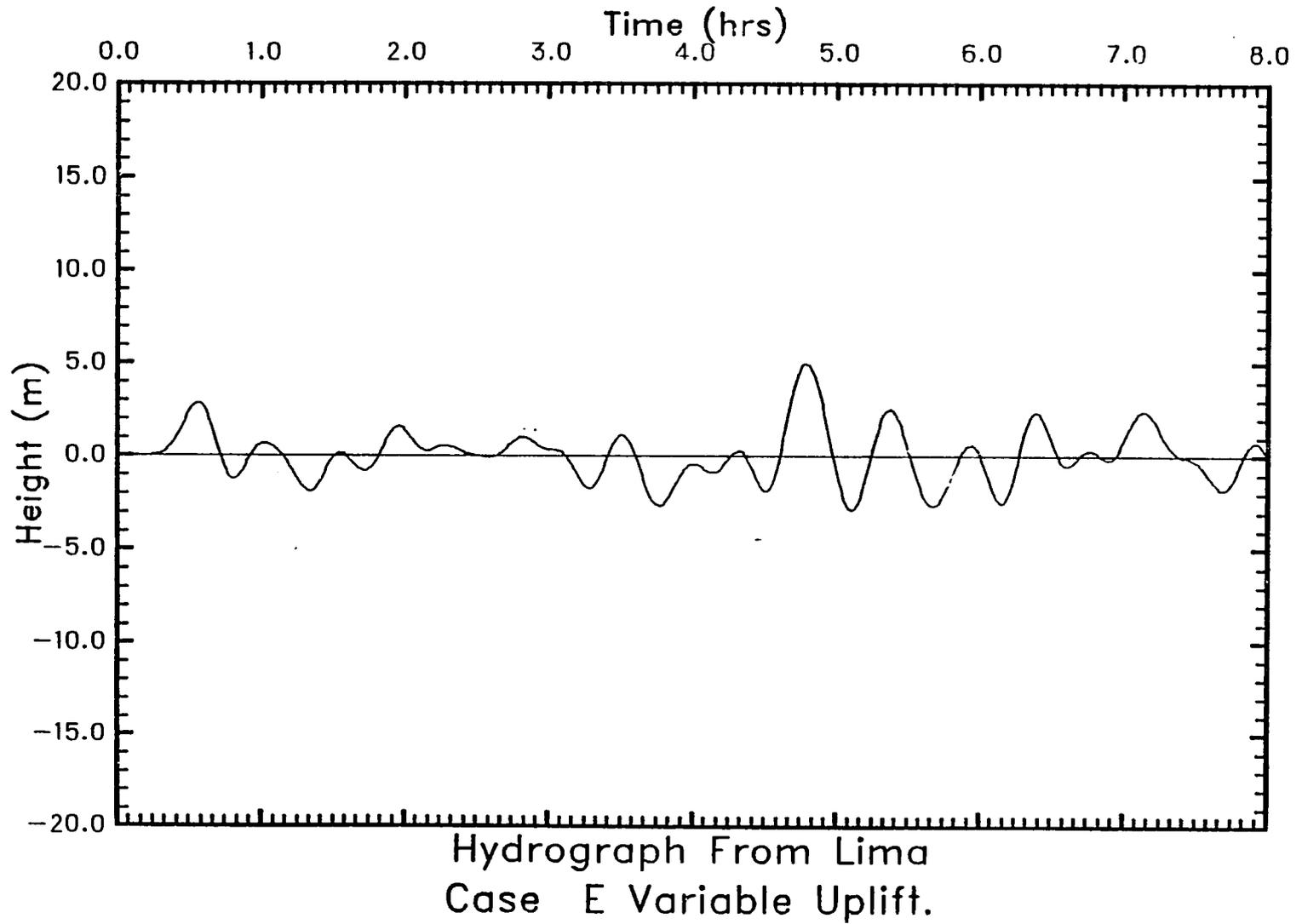


Figura 8.14: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Lima, Perú. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona E.

8-25

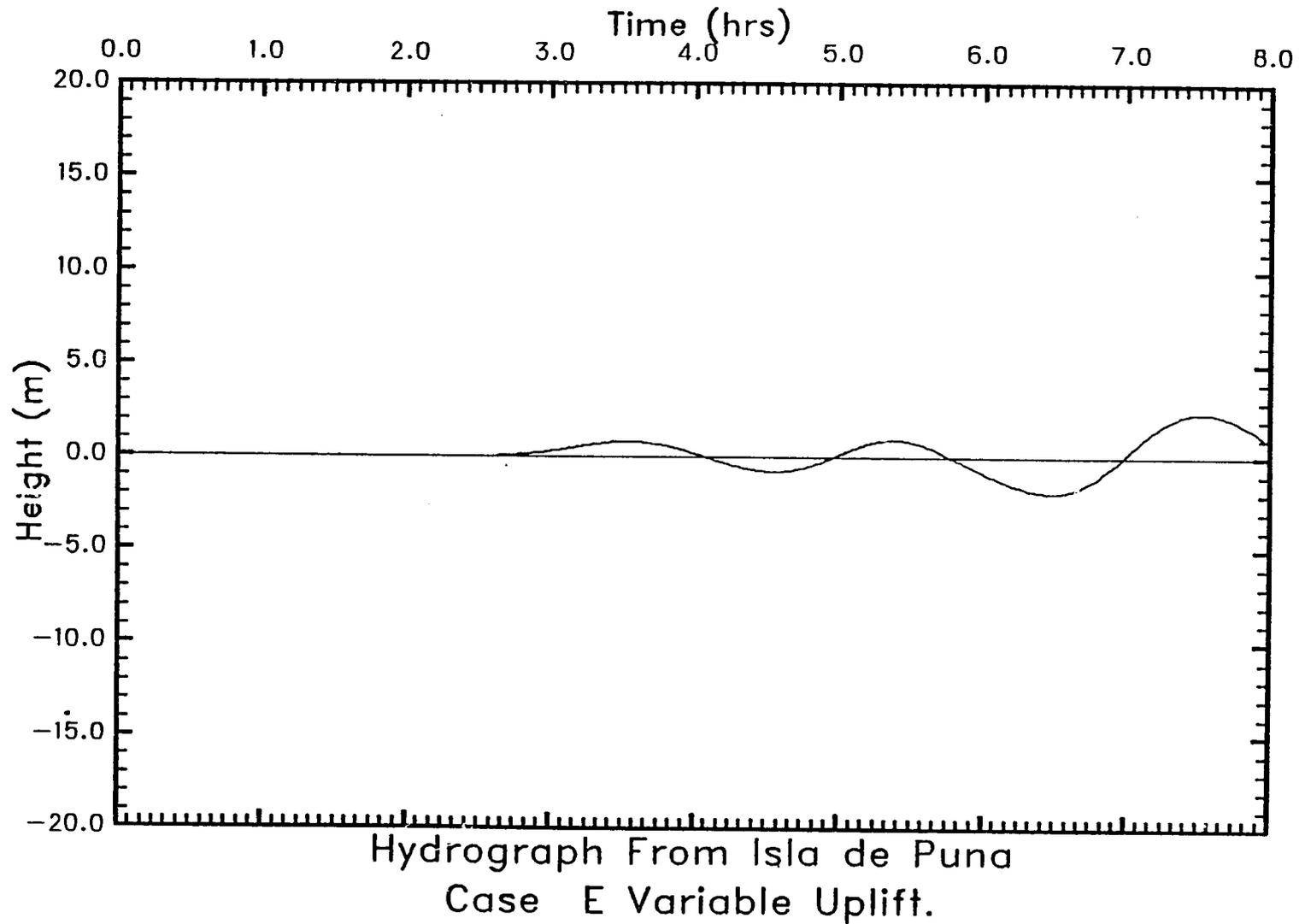


Figura 8.15: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de la Isla de Puna, Colombia. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona E.

8-26

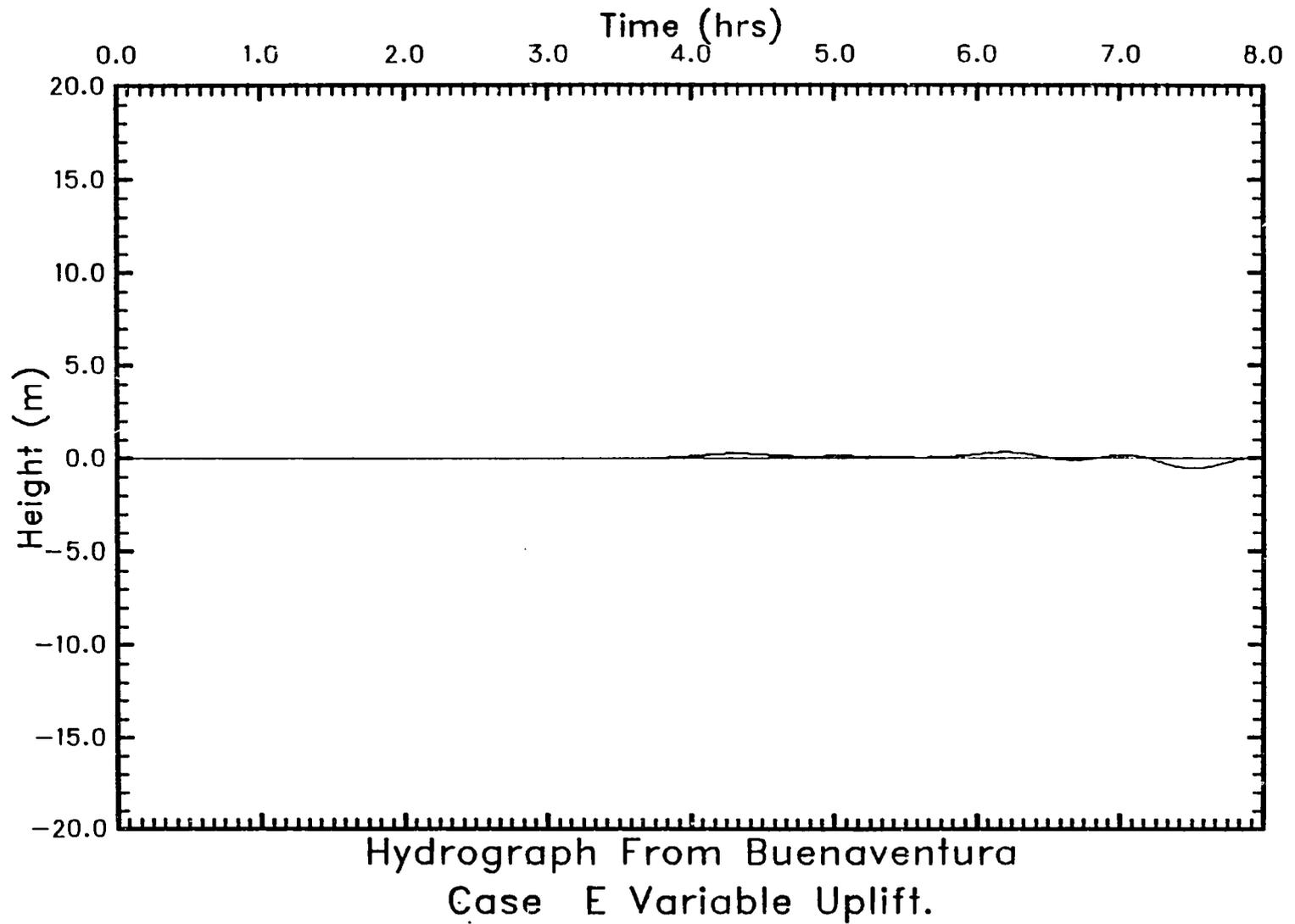


Figura 8.16: Elevación de las olas como función del tiempo en el punto de registro cerca de Buenaventura, Ecuador. Estas olas fueron generadas por el levantamiento variable de la Zona E.

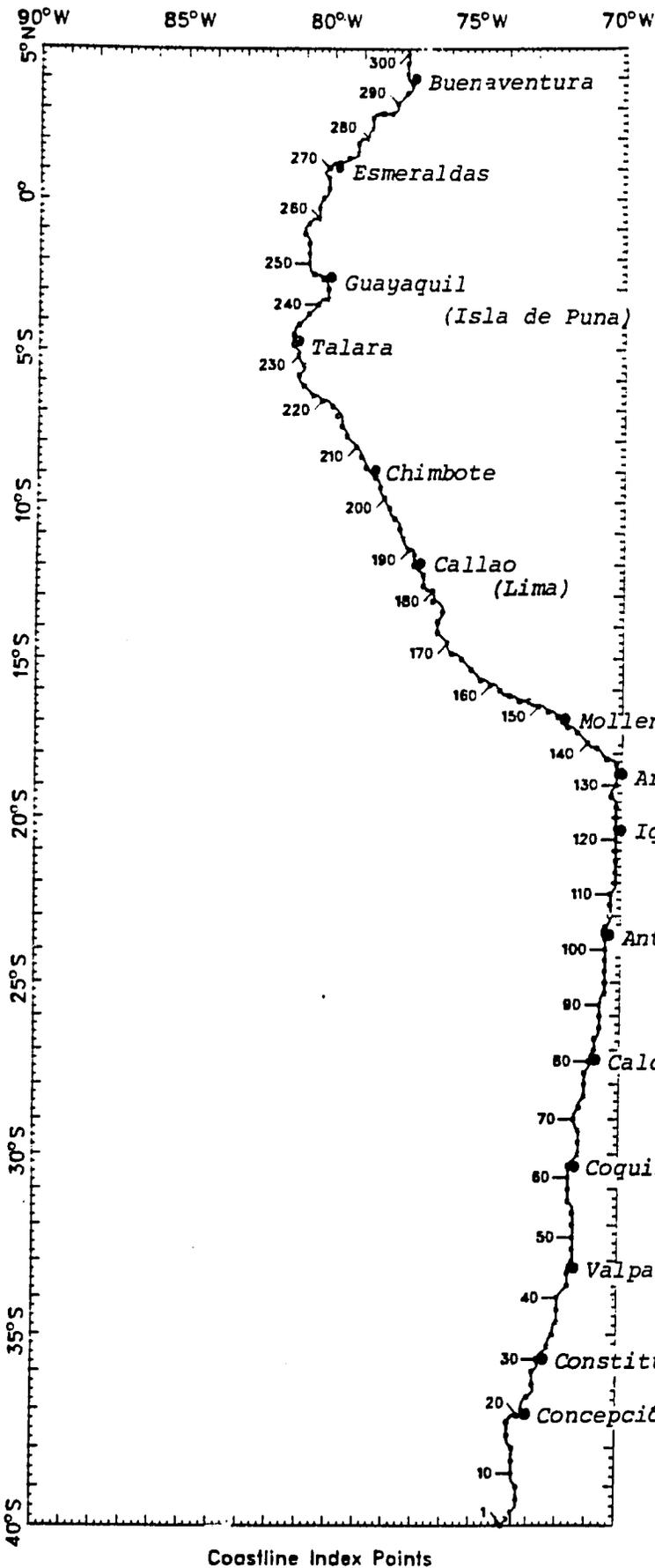


Figura 8.17

Elevaciones de ola máximas y tiempos de llegada de las olas como consecuencia del levantamiento uniforme en la zona C. (a) Lugares de los 300 puntos de registro. (b-f) Olas máximas en cada punto. La línea horizontal representa el valor promedio de todos los 300 puntos.

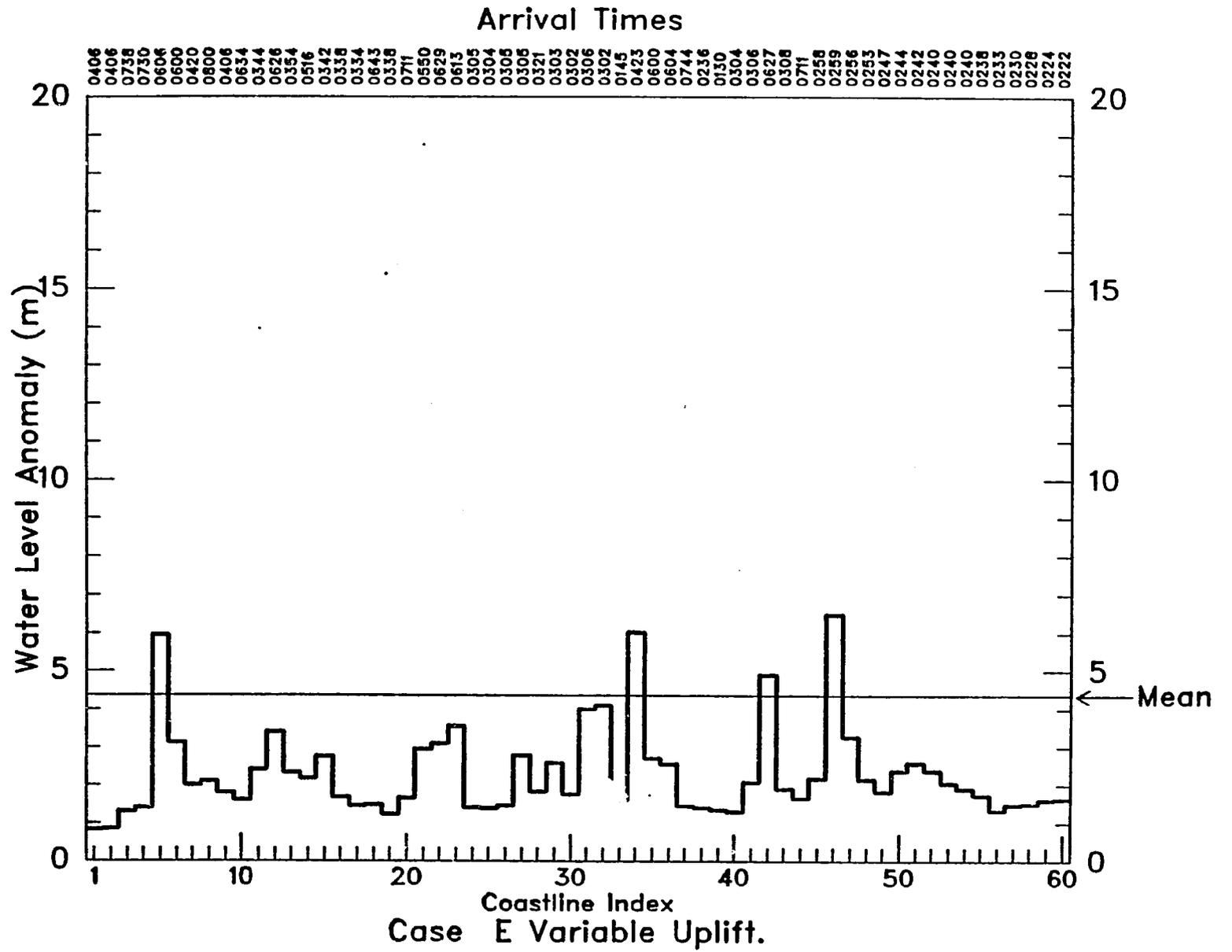


Figure 8.17 (b)

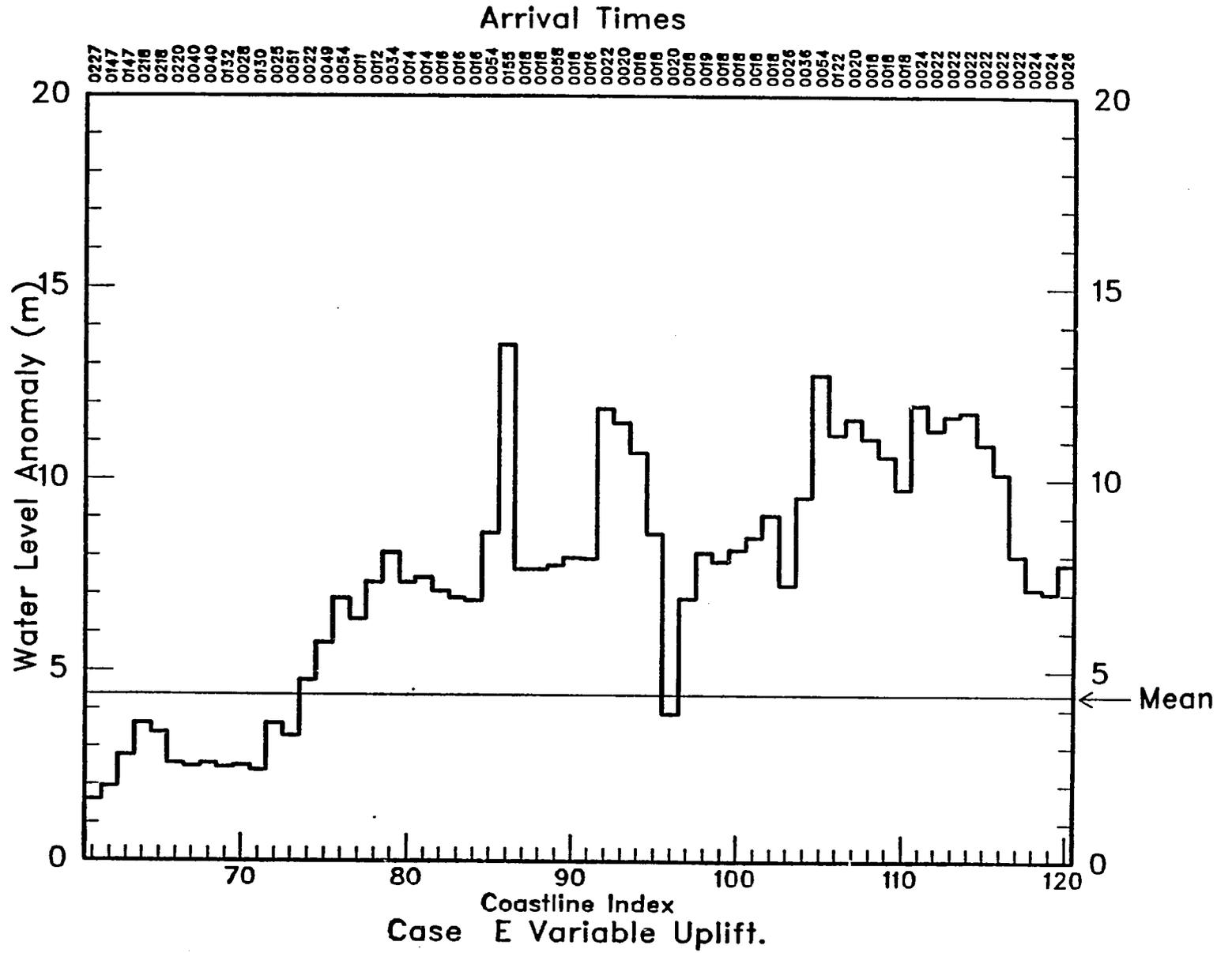


Figura 8.17 (c)

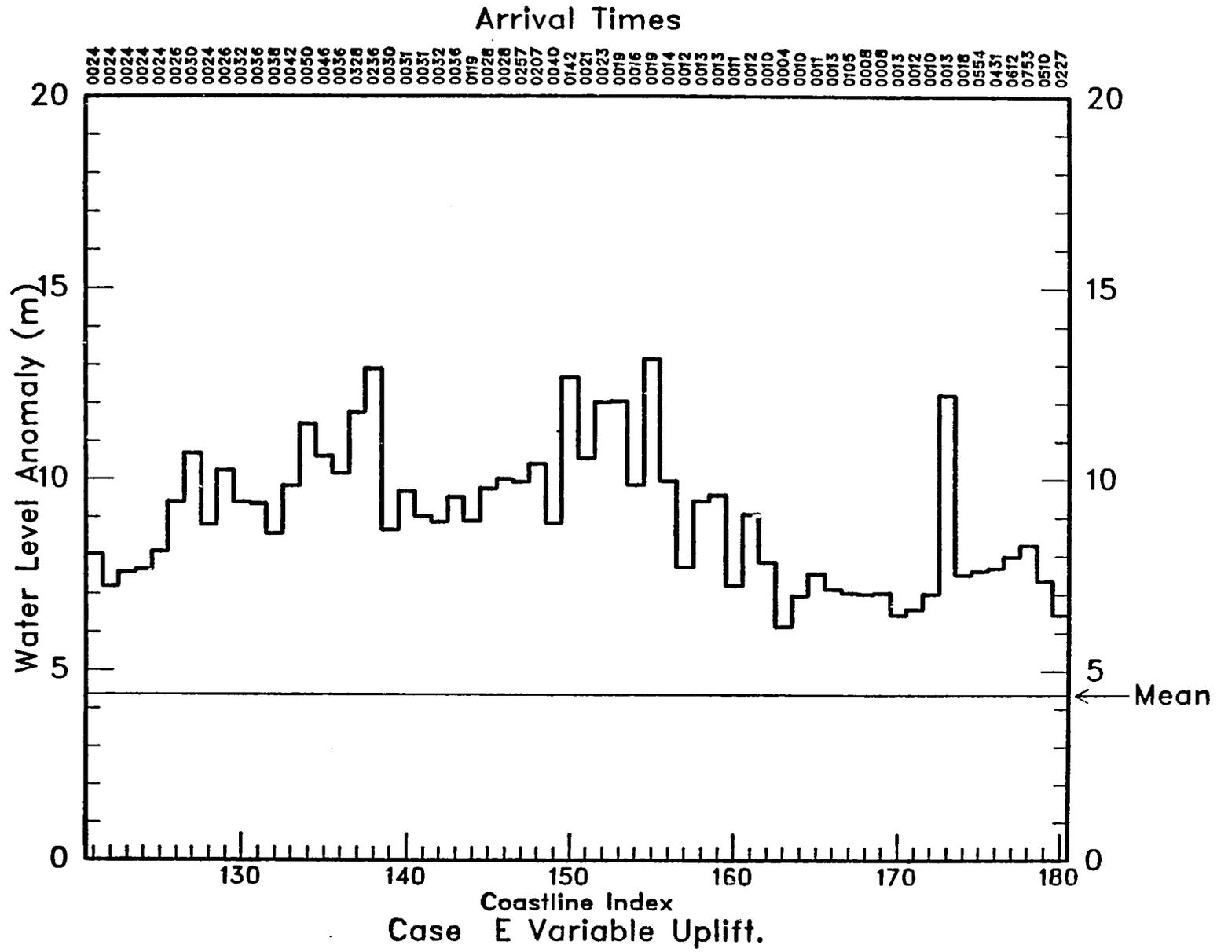


Figura 8.17 (d)

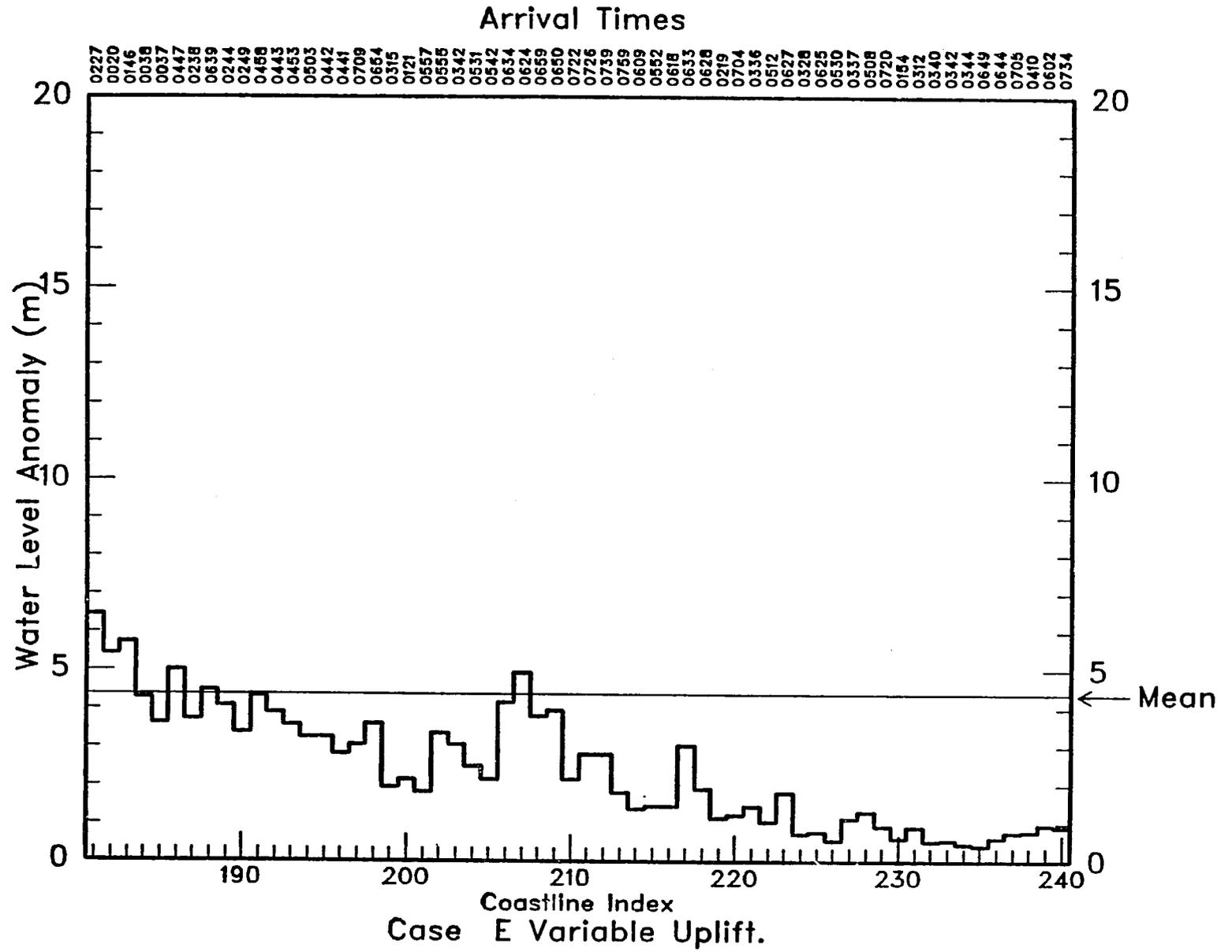


Figura 8.17 (e)

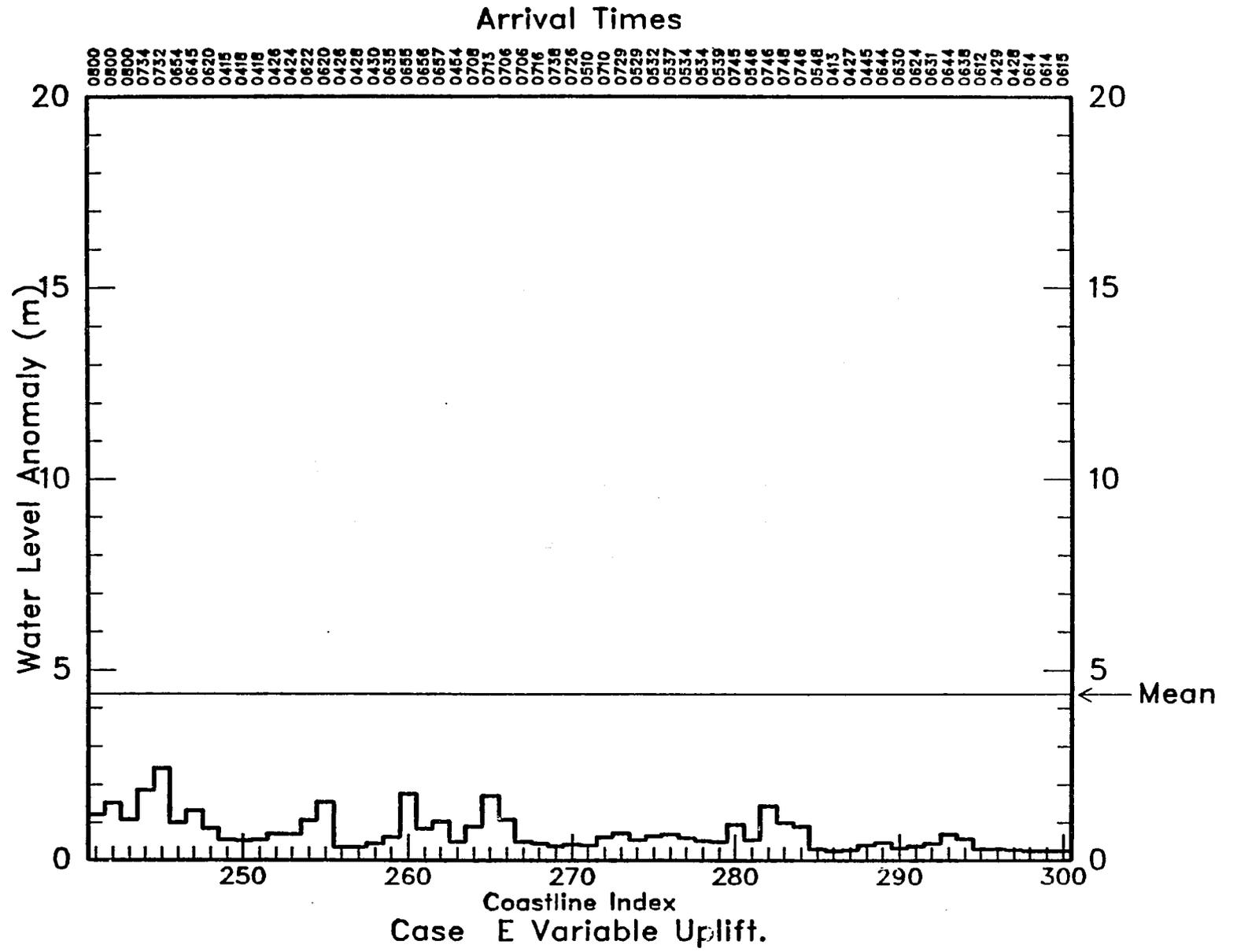


Figura 8.17 (f)

8.4 EVALUACION DEL RIESGO - ZONA DE ORIGEN E

El levantamiento en esta zona de origen produce el tsunami uniformemente más amenazador. Las alturas máximas de ola han sido mayores en otras simulaciones, pero la extensión de dicha zona de origen asegura que este evento amenace directamente a una parte mayor de la costa que cualquier otro. La zona del riesgo concentrado comienza al sur de Caldera y, si utilizamos una elevación de 3 m como el límite inferior para una amenaza grave, continúa casi sin disminución hasta la zona entre Callao y Chimbote. Aunque la amenaza no es uniforme a lo largo de esta región, parece irrelevante hacer una distinción entre confrontar una ola de 7 m y una ola de 12 m. Ambas olas van a ser sumamente destructivas en la mayoría de los casos.

Como es usual, olas localmente altas ocurren en distintos lugares fuera de la zona de origen inmediata. Solo al norte de Talara caen las elevaciones de ola regularmente por debajo de 1 m. E incluso en dicha región ocurre ocasionalmente una ola potencialmente amenazadora de 2 a 3 m.

En resumen, se confirman nuestras expectativas. Los tsunamis generados por esta zona de origen pudieran ciertamente ocasionar grave destrucción para toda la costa occidental de la América del Sur.

Sección 9
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

9.1 INTRODUCCION

En las ocho secciones precedentes hemos tratado la naturaleza del problema de los tsunamis, los medios que hemos seleccionado para examinarla y los resultados obtenidos en nuestras investigaciones. El siguiente paso lógico es el de sacar conclusiones basadas en nuestros resultados y formular recomendaciones concernientes a la forma en que pueden aplicarse esos resultados. Sin embargo, antes de presentar nuestras conclusiones, nos gustaría primero recordar al lector lo que hemos y no hemos hecho.

Lo que no hemos hecho es pronosticar las alturas de las olas tsunamis en las playas de Sudamérica como resultado de seísmos producidos en altar mar. Ni hemos pronosticado terremotos específicos y los tsunamis por éstos producidos. En realidad, no hemos realizado ninguna predicción.

Lo que hemos hecho es examinar una zona de elevado potencial sísmico conocido, la costa del Pacífico en Sudamérica, y utilizar la teoría sísmica existente para identificar lugares en la zona que pudieran posiblemente (o incluso probablemente) ser los emplazamientos de extensos terremotos en el futuro. Postulamos que los terremotos en estas zonas producirían tsunamis, y luego utilizamos las técnicas existentes de preparación de modelos para simular lo que ocurriría a la superficie del mar si los terremotos hipotéticos fueran ciertamente tsunamigénicos.

Debido al enfoque de modelación que hemos adoptado, no hemos tratado de vaticinar las alturas de las olas sobre las costas. Mas bien, nos hemos ocupado del patrón de elevación de las olas inmediatamente frente a las costas (una distancia de $1/12^\circ$ en latitud o longitud, según el lugar) en aguas no menos profundas de 20 m.

No podemos subrayar lo suficiente el hecho de que los patrones de altura de las olas a lo largo de la costa, en uno y otro sentido, son mucho más informativos que las alturas en sí. Las alturas absolutas dependen en gran manera de la forma en que modelamos el movimiento específico de la zona de origen. Puesto que nuestro modelo es lineal, pudiéramos elevar o bajar el desplazamiento del fondo marino y producir un correspondiente cambio proporcional en las olas frente a las costas. Pero el hecho de que los patrones de distribución de la altura de las olas tienen un aspecto similar independientemente de si utilizamos el levantamiento uniforme de banda ancha o el levantamiento variable más restringido nos lleva a la conclusión de que los resultados del modelo son, dentro de ciertos límites, relativamente insensibles al levantamiento seleccionado. Así, pues, tenemos la confianza de que, aunque estos resultados no pueden ser utilizados en un sentido vaticinador, sí pueden proporcionar información valiosa acerca de la naturaleza general y la gravedad de la amenaza de los tsunamis a las costas de Sudamérica.

9.2 CONCLUSIONES

Podemos sacar dos clases de conclusiones de este estudio. La primera es una evaluación de la amenaza para toda la costa con motivo de los tsunamis que se producen en varias zonas de origen. La segunda es una evaluación de la amenaza para lugares específicos por motivo de los tsunamis generados en cualquier lugar a lo largo de la costa.

9.2.1 Amenaza por motivo de terremotos específicos

Nuestros resultados demuestran claramente que algunas zonas de origen de tsunamis hipotéticos presentan una amenaza mayor que otras. Podemos iniciar nuestro examen de este hecho haciendo la pregunta siguiente: ¿Si ocurriera un terremoto en los lugares postulados, con el mecanismo postulado, qué gravedad tendría el tsunami?

Un tsunami generado en la zona de origen E sería el evento más destructivo estudiado. Produce olas altas (no necesariamente las más altas calculadas en este estudio) a través de 25°, aproximadamente, de la costa. Incluso en zonas en las que las alturas de las olas están por debajo del promedio para este caso, pudieran seguir presentando una amenaza.

Los tsunamis procedentes de las dos subzonas de la zona B son los siguientes en cuanto a gravedad de la amenaza. Sus olas extremas están bastante localizadas, pero todavía producen altos niveles de olas en lugares bastante apartados de la zona de origen. Los tsunamis procedentes de la subzona meridional son los que tienen ligeramente más energía de los dos.

Los tsunamis procedentes de la zona A presentan solo una amenaza ligeramente inferior a la de los procedentes de la zona B. Los momentos sísmicos de los terremotos en las dos zonas son casi iguales, pero el levantamiento empleado en la zona A es algo más de la mitad del de la zona B. El resultado es un nivel de amenaza general inferior aunque, nuevamente, los efectos procedentes de la zona A se dejan sentir lejos de su origen.

Los tsunamis procedentes de las zonas D y C no presentan una amenaza grave fuera de su zona de origen inmediata. La zona de origen C es en mucho la que presenta la menor amenaza de las zonas generadoras de tsunamis.

9.2.2 Amenazas específicas a las zonas

Un segundo hecho que podemos advertir en este estudio es el de que algunas zonas costeras responden intensamente a todos los tsunamis. ¿Hay zonas que se ven amenazadas una y otra vez?

La amenaza más inmediata para las zonas costeras con motivo de cada uno de estos tsunamis está en la costa directamente opuesta a la zona de origen. Esto ocurre tanto para las zonas de origen de amplia propagación, tales como la zona E, como para las zonas de origen pequeñas, tales como la zona C. Puesto que en varias partes de la costa ocurren zonas de origen, no hay una zona que esté amenazada constantemente de esta forma. Todos los lugares costeros afrontan un peligro igual caso de que ocurra un terremoto tsunamigénico en las proximidades.

Sin embargo, hemos advertido algunas similitudes en el patrón de respuesta que parece ocurrir casi sin respecto al lugar de la zona de origen. Por ejemplo, varios lugares al sur de Valparaíso responden fuertemente a cualquier tsunami que se propage a lo largo de la costa. No podemos decir todavía si esta respuesta se debe o no a la topografía de los propios lugares o a una peculiaridad del modelo. Pero esta respuesta consecuente, si es real, merecería un estudio ulterior.

Otra tendencia aparente es la fuerte respuesta en los lugares próximos al giro en la costa cerca de los 18°S. Casi en todos los casos en que la zona de origen no estaba en la región del giro continental, vemos respuestas más fuertes que el promedio en Iquique, Arica, y en lugares al norte a lo largo de la costa. La geometría de esta región parece ser tal que la energía de las olas es concentrada y atrapada en ella fácilmente. Por tanto, toda la región está constantemente amenazada por los tsunamis producidos en distintos lugares.

Otros dos efectos que vemos una y otra vez son los de que las olas cerca de Antofagasta se amortiguan muy rápidamente y que poca energía de olas fuertes llega a las costas del Ecuador y Colombia. El primer efecto se debe supuestamente a la ubicación de Antofagasta en un promontorio con poca plataforma continental marítima (véase la figura 2.3). Esta configuración puede no ser conducente a una concentración de energía de olas.

El segundo efecto se debe supuestamente a un efecto de protección ocasionado por el suave giro en la costa al noroeste, comenzando en los 5°S, aproximadamente. Aparentemente, las olas que siguen la costa hacia el norte dispersan gran parte de su energía a las aguas poco profundas sobre la Cordillera Carnegie, y solo una pequeña porción sigue la curva en la costa. Parece ser que la amenaza de los tsunamis para esta porción de la costa proviene de seísmos locales en vez de seísmos que ocurren frente a las costas del Perú o de Chile.

9.2.3 Resumen

Estas conclusiones pueden resumirse en cuatro declaraciones simples:

- La mayor amenaza para la vida y la propiedad ocurre en las zonas costeras dentro de, o con proximidad al, borde de la zona de origen de los tsunamis. Todos los terremotos hipotéticos presentan esta clase de amenaza.
- La mayor parte de estos movimientos de la zona de origen producen tsunamis que pueden ocasionar olas peligrosas a una distancia considerable de la fuente.
- Las comunidades costeras en la vecindad del giro continental están continuamente amenazadas por tsunamis procedentes casi de cualquier fuente.

.Varios lugares entre los 30°S y los 40°S se ven igualmente amenazados.

9.3 PERSPECTIVA HISTORICA

No es posible someter a prueba nuestros resultados contra los registros históricos para determinar una correspondencia exacta entre el modelo y las situaciones reales. Se sabe muy poco acerca de los mecanismos focales exactos de los terremotos tsunamigénicos en la región. Una excepción es el seísmo ocurrido en Chile en el año 1960. Pero los únicos datos sobre tsunamis disponibles son los registros sobre los niveles de subidas y altura de las olas. Ambas clases de datos son registradas bien sea en la costa o mucho más cerca de la costa de lo que permiten nuestros cálculos.

Sin embargo, podemos utilizar los registros históricos para confirmar algunas de las tendencias que observamos en nuestros resultados. Un examen de la información que aparece en el Apéndice A es suficiente para poner de relieve varios hechos. El primero es el de que, ciertamente, la mayoría de los terremotos tsunamigénicos sudamericanos producen el mayor daño debido a las olas en la zona de origen y no son raros los informes de niveles de las aguas de hasta 10, 15 ó 20 m por encima del NMM.

El segundo hecho es el de que cierto número de eventos históricos han ocasionado destrucción en emplazamientos muy distantes de la zona de origen. Por ejemplo, el tsunami de 1730 que se produjo cerca de Valparaíso ocasionó destrucción en Concepción, más de 400 km al sur, y el tsunami de 1877 que se originó cerca de Iquique ocasionó daños en Callao, casi 700 km al noroeste.

Esta concordancia general entre los resultados de nuestro modelo y el precedente histórico no garantiza, por supuesto, que nuestras conclusiones sean completamente precisas. Sin embargo, sí nos conduce a creer que gran parte de nuestras determinaciones pueden ser bastante útiles para la planificación e investigación relacionadas con los riesgos que presentan los tsunamis.

9.4 RECOMENDACIONES

Consideramos que los resultados obtenidos en este estudio pueden utilizarse en cierto número de esferas. Entre estas están las de educación para casos de desastre, planificación de las actividades de alivio en casos de desastre e investigación futura.

- Educación - Estos resultados muestran bastante gráficamente cómo los tsunamis generados frente a las costas sudamericanas pueden amenazar a los centros de población y económicos. Esta clase de información puede utilizarse para educar al pueblo afectado y sus líderes en cuanto a la magnitud de la amenaza y la necesidad de un alto nivel de preparación para hacer frente a los tsunamis.
- Planificación -Estos resultados, de por sí o conjuntamente con datos históricos, pueden ser utilizados por las autoridades encargadas de la preparación para casos de desastre para realizar planes que permitan hacer frente a los riesgos de los tsunamis cuando ocurran realmente. Por ejemplo, puede hacerse hincapié en proporcionar ayuda a las zonas susceptibles de ser más afectadas.
- Investigación - Estos resultados han demostrado que ciertas zonas parecen estar más amenazadas que otras por eventos específicos. El paso lógico siguiente sería determinar cuáles de estas zonas están lo suficientemente pobladas o son lo suficientemente importantes económicamente para que un tsunami extenso ocasione daños graves. Estas zonas pudieran estudiarse entonces detalladamente, utilizando técnicas de modelación de mayor resolución incluso a fin de evaluar el riesgo local debido a la subida e inundación de las costas. Esta clase de estudio pudiera ser utilizado entonces por las autoridades locales para una minuciosa planificación de la asistencia en caso de desastre y para mitigar los riesgos.

El presente estudio proporciona una buena cantidad de información sobre la amenaza de origen cercano con motivo de posibles terremotos tsunamigénicos en la Fosa Perú-Chile. Tiene cierto número de usos, tanto en su estado actual como en su calidad de base para un estudio más intenso. Consideramos que este documento, y el estudio paralelo de campo lejano costado por la AID, hacen una importante contribución a nuestros conocimientos sobre el riesgo que presentan los tsunamis para la comunidad del Pacífico.

Apéndice A
TSUNAMIS SUDAMERICANOS

La sección de la costa occidental de la América del Sur desde el Sur del Ecuador hasta el Sur de Chile ha tenido una larga historia de terremotos productores de tsunamis. Tanto Berninghausen (1962) como Soloviev y Go (1969) citan un tsunami en 1562 como el evento más antiguo verificable. Soloviev y Go indican que las leyendas de los indios peruanos hablan de terremotos e inundaciones del océano que datan de antes del imperio de los Incas.

Hemos recopilado una lista de tsunamis destructivos para el período de 1562 a 1966. El examen de distintos catálogos de tsunamis indica algunas discrepancias en los informes sobre distintos eventos, especialmente con anterioridad a alrededor de 1860. Puede existir gran confusión en cuanto a las fechas exactas, la gravedad de las olas, la pérdida de vidas y los daños producidos. Hemos aplicado dos criterios para determinar si incluir o no un evento en este apéndice. El primero es el de que el evento ha de aparecer en todas las tres fuentes utilizadas (Berninghausen, 1962; Iida y colaboradores, 1967; y Soloviev y Go, 1969). Esto da una medida de precisión a la lista, ya que en muchos casos cada uno de estos documentos utilizó fuentes diferentes para verificar los registros. El segundo es el de que los tsunamis han de haber ocasionado cierto grado de daños.

Hemos dado la fecha del terremoto, la ubicación aproximada del epicentro (utilizando nombres geográficos más que latitudes y longitudes), un breve resumen de la actividad tsunamigénica sobre la costa sudamericana y una indicación del daño de campo lejano ocasionado por el tsunami. Si se da un valor en dólares para el daño, no se ha tratado de convertirlo a dólares de 1981 (a menos que se indique en el cuadro).

TSUNAMIS ORIGINADOS EN LA AMERICA DEL SUR (1562-1966)

FECHA	UBICACION DEL SEISMO	EFECTOS DE ORIGEN CERCANO	EFECTOS DE CAMPO LEJANO
1562	Concepción, Chile	Las olas se dejaron sentir por una distancia de 1200 km a lo largo de la costa. Muchas muertes.	
8 feb. 1572	Concepción, Chile	Las porciones de Concepción no destruidas por el terremoto fueron barridas por las olas. 2000 muertes.	
16 dic 1575	Epicentro entre 39°S y 41°S	Daños graves por las olas a Valdivia. 100 muertes. Los daños producidos por las olas se localizaron en la zona de origen.	
Nov 1604	Arequipa, Perú	Las olas se dejaron sentir a 1200 km a lo largo de la costa. Graves daños a Arica, ocasionando la reubicación de la ciudad. 74 muertes.	
15 mar 1657	Interior de Chile, 36°S a 39°S	Los daños ocasionados por las olas a Concepción fueron elevados. Unas 40 muertes.	
20 oct 1687	Lima, Perú	Las olas destruyeron Pisco y ocasionaron muchas muertes. Unas 500 muertes en Callao.	Se registraron olas de 0,5 m en la costa nororiental de Honshu, Japón. Se observaron olas en Okinawa.
8 jul. 1730	Valparaíso, Chile	Las olas se dejaron sentir por 1000 km a lo largo de la costa. Valparaíso fue inundado. Concepción quedó prácticamente destruida. 2 ó 3 muertes.	Alguna inundación en la zona nororiental de Honshu.

FECHA	UBICACION DEL SEISMO	EFFECTOS DE ORIGEN CERCANO	EFFECTOS DE CAMPO LEJANO
28 oct 1746	Callao, Perú	La mayor parte de Callao quedó destruida por las olas. 4800 muertes. Varias localidades menores fueron destruidas.	
Mayo 1751	Concepción, Chile	Concepción quedó destruida por los efectos combinados del sismo y el tsunami. Un asentamiento en la isla de Juan Fernández fue barrido por las aguas.	
11 abr 1819	Copiapo, Chile	El tsunami se dejó sentir a 800 km de distancia. Caldera experimentó un daño considerable.	Olas de hasta 2 m de altura en Hawai.
19 nov 1822	Valparaíso, Chile	Algún daño producido por el tsunami. Olas de más de 3 m de altura en Valparaíso.	
20 feb 1835	Concepción, Chile	Graves daños a Concepción y Talcahuano. Olas de hasta 7-9 metros de altura. Varias muertes.	
13 ago 1868	Arica, Chile	Daños graves a Arica. Muchos pueblos menores destruidos. Olas de hasta 15 m de altura declaradas. Hasta 25.000 muertes producidas por el sismo y el tsunami.	Se observaron olas en todo el Pacífico. Algunos daños en Nueva Zelanda. Olas de hasta 5 m de altura. Olas mucho menores a lo largo de Australia. Olas de varios metros de altura observadas en Hawai, y de hasta 3 m de altura en el Japón.

FECHA	UBICACION DEL SEISMO	EFFECTOS DE ORIGEN CERCANO	EFFECTOS DE CAMPO LEJANO
9 mayo 1877	Iquique, Chile	Cerca del epicentro la subida del nivel medio del agua fue de 10 m. Subida de 2-6 m en Iquique. Grandes daños a los pueblos costeros con olas de hasta 10 m. Algún daño a Antofagasta. Poco daño en Caldera, pero se registraron olas de hasta 2 m. Olas con 2 m de amplitud en Valparaíso. Algún daño y pérdida de vidas en Callao, con olas que persistieron durante varios días. Al menos 100-200 muertes debidas al tsunami.	Se observaron olas de 1 m a lo largo de la costa mejicana. Daños y pérdida de vida en la isla de Hawai. Cinco muertes. Olas de hasta 5 m observadas. Se declararon olas de hasta 2 m en Samoa, Fiji y Nueva Zelanda. Muchas inundaciones en Japón y varias personas ahogadas. Se observaron olas de hasta 3 m de altura.
23 ene 1878	Arequipa-Iquique	Daños e inundaciones en las zonas costeras cerca de la zona de origen	
4 de dic. 1918	Caldera, Chile	Se advirtieron en Caldera olas de hasta 5 m de altura.	
10 nov. 1922	Coquimbo, Chile	Olas de hasta 7 m de altura en Caldera ocasionaron algún daño. Las aguas en Coquimbo subieron hasta los 7 metros. Gran parte de la ciudad quedó destruida y se declaró que varios cientos de personas habían perecido ahogadas.	Algún daño en Hilo ocasionado por olas de hasta 2 m de altura. Se observaron olas en Samoa, Nueva Zelanda, Australia y las Filipinas. Algún daño producido en el Japón.
19 abr 1955	Chile Central	Inundación en Coquimbo. Los pueblos de Tongo y La Serena fueron dañados. Una muerte.	

FECHA	UBICACION DEL SEISMO	EFFECTOS DE ORIGEN CERCANO	EFFECTOS DE CAMPO LEJANO
22 may 1960	Sur de Chile	Graves daños en toda la costa sudamericana. Olas de hasta 25 m de altura cerca de la zona de origen. Más de 300 personas perdieron la vida. Muchas ciudades y pueblos costeros quedaron destruidos.	\$30.000 en daños en Crescent City, California. Daños por valor de \$50.000 a Pago Pago, Samoa. Daños por valor de \$22 millones en Hawai. 61 muertes, varios centenares de personas lesionadas. Miles de embarcaciones y estructuras perdidas. Se observaron olas en todo el Pacífico.
20 nov 1960	Noroeste del Perú	Daños extensos a lo largo de la costa peruana por olas de hasta 9 m de altura. 15-50 muertes.	
17 oct 1966	Lima, Perú	Se observó en Callao una ola de 3,5 m. Varias pequeñas ciudades quedaron destruidas.	Se observaron olas en todo el Pacífico.

Apéndice B
TECNICA NUMERICA

Para resolver las ecuaciones de ola larga utilizadas en el presente estudio, aplicamos el algoritmo implícito multioperativo, de dirección alterna (ADI), descrito por Leendertsee (1967). En cada celda computacional, la anomalía de altura de ola, η , en el tiempo $n\Delta t$ se promedia sobre el área de la celda centrada en $i\Delta\phi$ y $j\Delta\theta$. El flujo $U_{i,j}$ se toma en el centro de la cara izquierda de la celda y el flujo $V_{i,j}$ se toma en el centro del lado inferior.

Se utiliza la siguiente anotación para expresar los analógicos de diferencia finita de las ecuaciones continuas. Por cada variable (utilizar α como nombre representativo) en el tiempo $n\Delta t$ y el lugar $i\Delta\phi$ y $j\Delta\theta$

$$\alpha_{i,j}^n = \alpha(i\Delta\phi, j\Delta\theta, n\Delta t) \quad (\text{B.1})$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial t} = \frac{1}{2\Delta t} \left(\alpha_{i,j}^{n+1} - \alpha_{i,j}^{n-1} \right) \quad (\text{B.2})$$

$$\frac{\partial \alpha}{\partial x} = \frac{1}{2\Delta x} \left(\alpha_{i+1,j}^n - \alpha_{i-1,j}^n \right) \quad (\text{B.3})$$

y

$$\overline{\alpha_{i,j}^n}^{xy} = 1/4 \left(\alpha_{i-1,j}^n + \alpha_{i-1,j+1}^n + \alpha_{i,j-1}^n + \alpha_{i,j}^n \right) \quad (\text{B.4})$$

El ciclo de computaciones se separa en dos operaciones. Durante el primer ciclo (desde el tiempo $n\Delta t$ a $(n+1)\Delta t$), η y U se calculan implícitamente a lo largo de una línea de latitud constante. Los analógicos de diferencia finita utilizados para (2.1) y (2.3) son

$$U_{i,j}^{n+1} - U_{i,j}^{n-1} + \frac{2\Delta t g h_{i,j}}{R\Delta\phi \sin\theta} \left(\eta_{i+1,j}^{n+1} - \eta_{i-1,j}^{n+1} \right) - 2f\Delta t \overline{V_{i,j}^{nxy}} = 0 \quad (B.5)$$

$$\eta_{i,j}^{n+1} - \eta_{i,j}^{n-1} + \frac{2\Delta t}{R\Delta\phi \sin\theta} \left(U_{i+1,j}^{n+1} - U_{i-1,j}^{n+1} \right) + \frac{2\Delta t}{R\Delta\theta \sin\theta} \left[(V \sin\theta)_{i,j+1}^n - (V \sin\theta)_{i,j-1}^n \right] = 0 \quad (B.6)$$

Estas ecuaciones arrojan un sistema de ecuaciones algebraicas lineales cuya matriz coeficiente puede resolverse con bastante eficacia.

El ciclo computacional se completa mediante la computación implícita de V y η con los analógicos de diferencia finita de (2.2) y (2.3).

$$V_{i,j}^{n+1} - V_{i,j}^{n-1} + \frac{2\Delta t g h_{i,j}}{R\Delta\theta} \left(\eta_{i,j+1}^{n+1} - \eta_{i,j-1}^{n+1} \right) + 2f\Delta t \overline{V_{i,j}^{nxy}} = 0 \quad (B.7)$$

$$\eta_{i,j}^{n+1} - \eta_{i,j}^{n-1} + \frac{2\Delta t}{R\Delta\theta \sin\theta} \left[(V \sin\theta)_{i,j+1}^{n+1} - (V \sin\theta)_{i,j-1}^{n+1} \right] + \frac{2\Delta t}{R\Delta\phi \sin\theta} \left(U_{i+1,j}^n - U_{i-1,j}^n \right) = 0 \quad (B.8)$$

Estas ecuaciones se resuelven de la misma forma que (B.5) y (B.6)

Las características numéricas del algoritmo ADI utilizado aquí se estudiaron minuciosamente en el curso del programa de investigación previo patrocinado por el Cuerpo de Ingenieros del Ejército de los Estados Unidos. Un método sucinto para examinar la velocidad de fase numérica consiste en determinar la relación de dispersión del plan numérico. Si suponemos que un componente Fourier único de la frecuencia ω es la solución de una cuenca de profundidad constante, rotativa, encontramos que la relación de dispersión para las olas de gravedad libre lineales es la siguiente:

$$(\sin\theta)^2 = \frac{\sigma^2 + \gamma^2(a^2+b^2) + \gamma^4 a^2 b^2}{1 + \gamma^2(a^2+b^2) + \gamma^4 a^2 b^2}, \quad (B.9)$$

donde

$$\theta = \omega\Delta t, \text{ frecuencia no dimensional}$$

$\sigma = f\Delta t$ parámetro Coriolis no dimensional

$$a = 2 \sin (k_x \Delta x) / 2$$

$$b = 2 \sin (k_y \Delta y) / 2$$

$k_x, k_y = x, y$ -componentes del número de ola

$$\gamma = \sqrt{gh} \cdot \Delta t / \Delta s \text{ (Número Courant).}$$

Lo que antecede es válido para una rejilla cuadrada ($\Delta y = \Delta x = \Delta s$). La ecuación (B.9) estipula que el algoritmo lineal es estable para toda γ en tanto que $\sigma^2 < 1$. Sin embargo, la precisión de θ , y por ende de la velocidad de fase para una determinada longitud de ola, es dependiente tanto de γ como de σ . La condición para la ejecución precisa de θ (velocidad de fase) para una determinada longitud de ola es la de que:

$$\sigma^2 \ll 1 \tag{B.10a}$$

y

$$\gamma^2(a^2+b^2) \ll 1, \tag{B.10b}$$

en cuyo caso (B.9) se reduce casi a la relación exacta

$$\theta^2 = \sigma^2 + \gamma^2(k\Delta x)^2, \tag{B.11}$$

donde k es la magnitud del número de ola. Para $\gamma = 1$, que es el límite superior ordinario de los planes explícitos, (B.10b) estipula simplemente que la ola debería ser bien resuelta por la rejilla, es decir, $k\Delta x \ll 1$. Podemos utilizar una γ mayor y seguir teniendo estabilidad, pero solo en el caso de las olas para las que $k\Delta x \ll 1/\gamma$ tendremos una ejecución precisa de las velocidades de propagación.

Si la profundidad varía de forma escalonada, tal como lo hace en esta aplicación a la generación y propagación de los tsunamis, entonces (B.9) y (B.11) son válidas localmente. Es fortuito el que la escala de la rejilla (10') y el paso cronológico (60 seg) den un número Courant (γ) cerca de la unidad para las porciones más profundas del área modelada. De ahí el que las olas más cortas en los márgenes menos profundos, aunque no estén bien resueltas, mantendrán velocidades exactas de propagación conforme a la ecuación (B.10b). La propagación de un tsunami a lo largo de la costa será al menos numéricamente exacta.

REFERENCIAS

- Abe, K., 1975: Reliable estimation of the seismic moment of large earthquakes. J. Phys. Earth, 23, 381-390.
- Aida, I., 1978: Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters. J. Phys. Earth, 26, 57-73.
- Bennett, A. F., 1976: Open boundary conditions for dispersive waves. J. Atmos. Sci., 33, 176-182.
- Berninghaus, W. H., 1962: Tsunamis reported from the west coast of South America. Bulletin of Seismolog. Soc. of America, 52, 915-921.
- Billings, M., 1954: Structural Geology, 2nd ed. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ., 514pp.
- Brandsma, M., D. Divoky and L.-S. Hwang, 1975: Seawave-A revised model for tsunami applications. Tetra Tech Inc., Pasadena, CA., NTIS: PB-252-705.
- Chen, M., D. Divoky and L.-S. Hwang, 1975: Nearfield tsunami behavior. Tetra Tech Inc., Pasadena, CA., Tech. Rept. NSF-RA-F-75-121, NTIS: PB-252-427.
- Chinnery, M. A. and R. G. North, 1975: The frequency of very large earthquakes. Science, 190, 1197-1198.
- 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-AO32991.
- 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., 1981: Assessment of tsunami hazard presented by possible seismic events: Far-field effects. Tech. Rept. SAI-82-599-WA, Science Applications, Inc., McLean, VA.
- Hebenstreit, G. T., E. N. Bernard, and A. C. Vastano, 1980: Applications of improved numerical techniques to the tsunami response of island systems. J. Phys. Oceanogr., 10, 1134-1140.

REFERENCIAS (cont.)

- Iida, K., D. C. Cox and G. Pararas-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 tsunami. Bull., Tokyo Earthquake Res. Inst., 41, 535-571.
- Kanamori, H., 1977: The energy release in great earthquakes. J. Geophys. Res., 82, 2981-2987.
- Kelleher, J. A., 1972: Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. J. Geophys. Res., 77, 2087-2103.
- Kelleher, J., J. Savino, H. Rowlett and W. McCann, 1974: Why and when great thrust earthquakes occur along island arcs. J. Geophys. Res., 79, 4889-4899.
- Le Fichon, X., 1968: Sea-floor spreading and continental drift. J. Geophys. Res., 73, 3661-3697.
- Lee, J. J., 1980: Distant and local tsunamis in coastal regions. Tech. Rept. NSF/RA-80-0511, Dept. of Civil Eng., Univ. of Southern California, Los Angeles, CA., NTIS: PB81-211-047.
- Leendertse, J. J., 1967: Aspects of a computational model for long-period water-wave propagation. Tech. Memo RM-5294-PR, The Rand Corp.
- McCann, W. R., S. P. Nisichenko, 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.
- Mansinha, L. and D. E. Smylie, 1971: The displacement fields of inclined faults. Bull., Seismol. Soc. of America, 61, 1433-1440.
- Momoi, T., 1964: Tsunami in the vicinity of a wave origin [1]. Bull., Tokyo Earthquake Res. Inst., 42, 133-146.
- Mungall, J. C. H. and R. O. Reid, 1978: A radiation boundary condition for radially-spreading non-dispersive gravity waves. Texas A&M Univ., Dept. Of Oceanography, Ref 78-2-T, 63pp.

REFERENCIAS (cont.)

- NOAA, 1971: Tsunami travel-time charts for use in the Tsunami Warning System (Revised 1971 Edition). National Ocean Survey, NOAA, Rockville, MD., NTIS: COM-71-00918.
- Pararas-Carayannis, G. and J. Calebaugh, 1977: Catalog of tsunamis in Hawaii. Report SE-4, World Data Center A for Solid Earth Geophysics, NOAA/EDIS, Boulder, Colo.
- Purcaru, G. and H. Berckhemer, 1978: A magnitude scale for very large earthquakes. Tectonophysics, 49, 189-198.
- Silgado, E. 1978: Recurrence of tsunamis in the western coast of South America. Marine Geodesy, 1, 347-354.
- Sklarz, M. A., L. Q. Spielvogel, and H. G. Loomis, 1979: Numerical simulation of the 29 November 1975 island of Hawaii tsunami by the finite-element method. J. Phys. Oceanogr., 9, 1022-1039.
- 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.
- Yamashita, T. and R. Sato, 1974: Generation of tsunami by a fault model, J. Phys. Earth, 22, 415-440.

SUGGESTED DISTRIBUTION

Esperidion G. Aragon
Ministry of National Defense
PAGASA
1424 Quezon Ave.
Quezon City, Philippines

Capitan de Corbeta Sevilla Aspillaga
Casilla Postal 80
Direccion de Hidrografic y Navegacion de'la Marina
LaPunta
Callao, Peru

Dr. Eddie N. Bernard
NOAA/PMEL
3711 15th Ave. N.E.
Seattle, WA 48105

Capitan de Frageta Pedro R. Cabezas
Director, Instituto Oceanografico de la Armada
Casilla #5940
Guayaquil, Ecuador

Dr. Frederick Camfield
Coastal Engineering Research Center
Kingman Building
Fort Belvoir, Virginia 22060

Teniente Cesar Vargas Faucheux
Jefe, Departamento Oceanografia
Direccion de Hidrografia y Navegacion de la Marina
Saenz Pena No. 590
La Punta, Callao, Peru

Mr. L. G. Hulman
U.S. Nuclear Regulatory Commission
MS P-214
Washington, D.C. 20555

Dr. Li-San Hwang
Tetra Tech, Inc.
630 N. Rosemead Blvd.
Pasadena, California 91107

Dr. Kinjiro Kajiura
Earthquake Research Institute
University of Tokyo
Bunkyo-Ku
Tokyo, Japan (113)

Dr. Hiroo Kanamori
Seismological Laboratory, 252-21
California Institute of Technology
Pasadena, California 91125

Dr. Roman Kintanar
Director General
Philippine Weather Bureau (PAGASA)
Box 2277
Manila, Philippines

Dr. Karl Kisslinger
Cooperative Institute for
Research in Environmental Sciences
Univ. of Colorado
Boulder, CO 80309

Mr. James F. Lander
National Oceanic & Atmospheric Admin.
World Data Center
NOAA/EDIS
Boulder, Colorado 80303

Dr. H. S. Lew
National Bureau of Standards
Bldg. 226
Washington, DC 20234

Dr. S. C. Liu
National Science Foundation
1800 "G" Street, N.W.
Washington, D.C. 20550

Dr. Harold G. Loomis
Joint Institute for Marine and
Atmospheric Research
University of Hawaii
2525 Correa Road
Honolulu, Hawaii 96822

Mr. Orville T. Magoon
U.S. Army Corps of Engineers
P.O. Box 26062
San Francisco, California 94126

Capitan de Navio Gustavo Angel Mejia
Presidente Comision Colombiana
de Oceanografia
Bogota, Colombia

Dr. Dennis W. Moore
JIMAR-Joint Institute of Marine and
Atmospheric Research
University of Hawaii
2525 Correa Road
Honolulu, Hawaii 96822

Dr. T. S. Murty
Institute of Ocean Sciences
Department of Fisheries and Oceans
P.O. Box 6000, 9860 W. Saanich Rd.
Sidney, B.C., Canada V8L4B2

2

Mr. Wellington A. Minoza
Chief, National Geophysical and Astronomical Service
PAGASA
1424 Quezon Boulevard Extension
Quezon City, Philippines

Ing. Jose Vaussaux Palomo
Jefe del Departamento de Sismologia
Division del Observatorio Meteorologico Nacional
Ministerio de Agricultura
Palacio Nacional
Guatemala

Dr. George Pararas-Carayannis
International Tsunami Information Center
P.O. Box 50027
Honolulu, Hawaii 96850

Cmdr. Marcelo Polizzi
Director,
Institute Hidrografico de la Armada
Casilla 324
Valparaiso, Chile

Dr. Fredric Raichlen
Wm. M. Keck Laboratory
California Institute of Technology
Pasadena, California 91125

Dr. Robert O. Reid
Department of Oceanography
Texas T&M University
College Station, Texas 77843

Mr. Ronald N. Richmond
Director of Mineral Development
Mineral Resources Division
Private Mail Bag, C.P.O.
Suva, Fiji Islands

Prof. S. L. Soloviev
President, IUGG Tsunami Committee
Academy of Sciences of the U.S.S.R.
Ulyanovskaya UL. 51
Moscow 109004 U.S.S.R.

Mr. B. R. Stanton
New Zealand Oceanographic Institute
P.O. Box 12-346
Wellington North
New Zealand

Dr. Roger Stewart
Office of Earthquake Studies
U.S. Geological Survey
Reston, VA 22090

Dr. Frank Y. Tsai
FEMA-Federal Emergency Management Agency
451 7th Street, S.W.
Washington, D.C. 20410

Dr. Mankato Watabe
Director
Building Research Institute
Tsukuba, Japan

Mr. Sydney O. Wigen
Institute of Ocean Sciences
P.O. Box 6000, Sidney, B.C.
Canada V8L 4B2